



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL VALOR b DEBAJO
DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL Y SU RELACIÓN
CON LA ESTRUCTURA DE LA CÁMARA
MAGMÁTICA

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA

RICARDO GARZA GIRÓN



DIRECTOR DE TESIS
DR. FCO. RAMÓN ZÚÑIGA DÁVILA-MADRID

MÉXICO, D.F.

2014

*A todos los pueblos
indígenas de mi país, México.
Con la esperanza de que algún día
todos tengan la oportunidad
de recibir una educación como la que yo
tuve la oportunidad de recibir y por
la cual siempre estaré agradecido.*

Agradecimientos

En primer lugar estoy, y siempre estaré, infinitamente agradecido con la UNAM. Porque de manera global, estar aquí ha sido la mejor aventura de todas hasta ahora.

Cuando la gente ve los logros individuales y te dicen “mira lo que hiciste, que bien” no se dan cuenta que uno sólo hace la menor parte del trabajo, la mayor parte la realiza la gente alrededor de esa persona y para mí todos a mi alrededor se merecen el más grande de los aplausos.

Gracias a mi equipo de apoyo que en las buenas y malas me echan la mano, mi familia. Estoy agradecido por la gran familia que tengo y que siempre se preocupa por mí (abuelos, tíos, primos y demás). Mi agradecimiento más grande es hacia ustedes Mamá, Papá, Pame y Pato por siempre ayudarme a salir adelante, por motivarme y por aceptar todas las cosas que hago aunque a veces ni les guste. Sin ellos todo sería nada.

Un gran aplauso para quienes desde el día 1 en la UNAM fueron mis mejores amigos y los mejores compañeros. Siempre voy a estar en deuda con Charlie, George, Fer, Eunice, Luis y Sebas. Todos los logros en clases, exámenes, tareas, etc. sé que se los debo a ustedes. A donde sea que vayan y lo que sea que hagan tendrán un gran éxito y siempre me voy a acordar de los trabajos en equipo y tareas a las 5 am llenos de café, después de platicar como enfermos mentales y jugar FIFA. Gracias también a José “El Loco”, me motiva conocer gente como tú para saber que puedo hacer más y gracias por la buena onda de querer enseñarme; vivimos en un mundo no lineal y está lleno de personas complejas, ¿no?

Los otros que hicieron la mayor parte de esto y que siempre van conmigo a donde sea son mis amigos. En especial muchas gracias Josema, Güera, Dany Briones, Mafer, Bernie y Mayer porque sin sus pláticas (o regaños), buena onda y apoyo yo creo que nunca hubiera terminado esto. No me dan las hojas para darles las gracias a todos (Cris, Gianke, Chente, Papá Sergio, etc.) pero considero a todos mis amigos una gran familia y aunque me han tenido que aguantar, mantener y demás, siempre están ahí.

Le agradezco a mi tutor, Dr. Ramón Zúñiga, por invitarme a trabajar con él en este proyecto que considero que le dio al clavo de mis intereses y me motivó mucho. Gracias Ramón por la enseñanza, la confianza, el apoyo que me diste para hacer la tesis y sobre todo por la paciencia que me tuviste (hasta de aguantar llamadas a las 3 am!). Espero poder volver a trabajar juntos en el futuro.

Gracias a la gente del CGEO por hacer mi estancia tan amable y en especial gracias a Víctor Márquez y a Ángel Figueroa por toda la ayuda y lo que me han enseñado.

Gracias a mis sinodales, Dr. Carlos Valdés, Dr. Denis Legrand, Dr. Gustavo Tolson y M.C. David Escobedo por el tiempo que les robé para revisar mi trabajo, por su interés y por sus comentarios y revisiones que hicieron de éste, un mejor trabajo.

También, agradezco enormemente al CENAPRED y a toda la gente que estuvo ahí durante mi estancia. Agradezco mucho todo lo que me enseñaron, su amabilidad, su amistad y el facilitarme los datos para poder llevar a cabo este trabajo.

A toda la gente que durante la carrera me ayudó, me aconsejó y me ofreció su amistad. Son muchas las personas pero en especial gracias a Gerardo Cifuentes, Claudia Arango, Dr. Ricardo Padilla y al Ing. José Luis Arcos.

Por último, gracias al apoyo de parte del CONACYT para la realización de este trabajo.

Índice

Índice de Figuras	V
Resumen	XIV
Abstract	XV
Introducción	- 1 -
Capítulo 1. Marco Geológico	- 3 -
1.1 Tectónica de Placas y Magmatismo	- 3 -
1.2 Marco Geológico del Popocatepetl	- 6 -
1.2.1 Faja Volcánica Transmexicana	- 6 -
1.2.2 Historia Geológica	- 7 -
1.2.3 Actividad Eruptiva y Sismicidad Reciente (1994-Presente)	- 13 -
1.3 Morfología	- 17 -
Capítulo 2. Sismicidad Volcánica	- 19 -
2.1 Eventos Vulcano-Tectónicos (VT)	- 19 -
2.1.1 Eventos Tipo A o de Alta Frecuencia	- 19 -
2.1.2 Eventos Vulcano-Tectónicos Tipo B	- 20 -
2.2 Eventos de Baja Frecuencia (LP)	- 23 -
2.3 Eventos Híbridos y Multi-Fase	- 26 -
2.4 Eventos de Periodos Muy Largos (VLP) y Periodos Ultra Largos (ULP)	- 27 -
2.5 Explosiones	- 29 -
2.5.1 Magnitud de Explosiones Volcánicas	- 33 -
2.6 Tremores Volcánicos	- 35 -
2.6.1 Modelo de Fisura Llena de Fluido	- 37 -
2.6.2 Modelo de Vibración de Conductos	- 38 -
2.7 Otras Señales Sísmicas Volcánicas	- 39 -
2.7.1 Flujos Piroclásticos	- 40 -
2.7.2 Derrumbes	- 40 -
2.7.1 Lahares	- 40 -
2.8 Ruido	- 42 -

Capítulo 3. Valor b - 44 -

3.1 Teoría del Valor b - 44 -

3.1.1 Fractales (Escalamiento y Geometría Fractal en la Naturaleza) - 44 -

3.1.2 Auto-Similitud/Escalamiento Fractal - 45 -

3.1.3 Distribución Frecuencia-Magnitud (Relación Gutenberg-Richter)..... - 46 -

3.2 Magnitud de Completitud - 48 -

3.2.1 Método de la Máxima Curvatura (MAXC) (Wiemer y Katsumata, 1999; Wiemer y McNutt, 1997; Wyss et al., 2000)..... - 49 -

3.2.2 Método de Bondad de Ajuste (GFT) (Wiemer y Wyss, 2002) - 50 -

3.2.3 Método de Mejor Combinación (BC) (Wiemer y Wyss, 2000)..... - 51 -

3.2.4 Método del Rango de Magnitud Entero (EMR) (Woessner y Wiemer, 2005)..... - 51 -

3.2.1 Mc por Medio de la Estabilidad del Valor b (MBS) (Cao y Gao, 2002) - 52 -

3.2.2 Otros Métodos - 53 -

3.3 Estimación del Valor b - 54 -

3.3.1 Aproximación de Utsu (1965) y Aki (1965) - 54 -

3.3.2 Aproximación de Utsu (1966)..... - 57 -

3.3.3 Aproximación de Tinti y Mulargia (1987) - 57 -

Capítulo 4. Antecedentes - 59 -

4.1 Estudios Relacionados a la Cámara Magmática del Popocatepetl - 59 -

4.1.1 Métodos Geodésicos..... - 59 -

4.1.2 Métodos Potenciales..... - 59 -

4.1.3 Geoquímica - 60 -

4.1.4 Sismología - 60 -

4.2 Estudios en Otros Volcanes - 63 -

4.2.1 Mount Saint Helens, Washington y Mount Spurr, Alaska..... - 64 -

4.2.2 Off-Ito, Japón - 65 -

4.2.3 Pinatubo, Filipinas - 67 -

4.2.4 Makushin, Alaska - 69 -

4.2.1 Etna, Italia - 69 -

4.2.2 Kilauea, Hawaii - 72 -

Capítulo 5. Datos - 75 -

5.1 Red Sísmica - 75 -

5.2 Catálogo Sísmico.....	- 77 -
5.2.1 Distribución Espacial	- 82 -
5.2.2 Magnitudes	- 83 -
Capítulo 6. Metodología.....	- 85 -
6.1 Localización de Eventos VT.....	- 85 -
6.2 Mapeo del valor b.....	- 87 -
6.2.1 Mapas.....	- 87 -
6.2.2 Perfiles	- 88 -
6.2.3 Mapeo pseudo-3D.....	- 89 -
6.3 Cálculo del Valor b	- 91 -
6.4 Interpolación	- 92 -
6.5 ZMAP	- 93 -
Capítulo 7.....	Resultados, Discusión y Conclusiones
.....	- 94 -
7.1 Resultados	- 94 -
7.1.1 Valor b en Vista de Mapa	- 96 -
7.1.2 Valor b en Perfiles	- 98 -
7.1.3 Distribución pseudo-3D del Valor b	- 99 -
7.1 Discusión	- 100 -
7.2 Conclusiones y Recomendaciones	- 104 -
Referencias	- 107 -
Apéndices	- 126 -
Anexo I Imágenes del mapeo 3D del valor b sin topografía de referencia.....	- 126 -
Anexo II Código utilizado para el filtrado de datos en el catálogo (RStudio)	- 128 -
Anexo III Códigos Elaborados y Modificados para la Elaboración de Mapas 3D de Valor b y Analizar los Resultados.....	- 129 -
Topopopo.mat (Matlab).....	- 129 -
myslicer.mat modificada (Matlab)	- 129 -
Esta sub-rutina fue modificada para ajustarla al caso del Popocatepetl. Se muestra solamente la parte del código que fue modificado dentro de la sub-rutina:	- 129 -
bgrid3dB.mat (Matlab).....	- 131 -

TEST_UTSU_3D.mat (Matlab)	- 138 -
EST_RESULT.mat (Matlab)	- 139 -

Índice de Figuras

Figura 1. 1	Distribución de placas tectónicas y principales volcanes en la Tierra.	- 4 -
Figura 1. 2	Esquema del fenómeno de fusión en las rocas.	- 5 -
Figura 1. 3	Faja Volcánica Transmexicana; abreviaciones: CM=Ciudad de México, G=Guadalajara, M=Morelia, P=Puebla, AVCH=Arco Volcánico Chiapaneco, AVCA=Arco Volcánico de Centro América (modificada de Capra et al., 2004).....	- 7 -
Figura 1. 4	Restos del paleo-volcán Nexpayantla al NW del cráter del Popocatepetl, vista desde el norte.....	- 9 -
Figura 1. 5	Cono actual del volcán Popocatepetl. Vista desde la Barranca de Nexpyantla (4000 msnm).....	- 11 -
Figura 1. 6	Afloramiento en la zona de Buenavista (norte del cráter) en donde se puede observar algunos de los depósitos de pómez, separados por flujos de ceniza, descritos por Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo (2006).....	- 12 -
Figura 1. 7	Columna estratigráfica simplificada del volcán Popocatepetl para los últimos 23,000 años (Siebe y Macías, 2004; Macías, 2005).....	- 14 -
Figura 1. 8	Número de eventos LP por día (sombreado claro) y duración total de episodios de tremor por día (sombreado oscuro) para el periodo entre septiembre de 1994 a mayo de 2000. Las flechas marcan eventos de explosiones freáticas (P), explosiones vulcanianas (E), y observaciones visuales de nuevos domos en el cráter (D) (Arciniega-Ceballos et al., 2003).....	- 16 -
Figura 1. 9	Serie de tiempo de los eventos vulcano-tectónicos, cuyo hipocentro fue calculado en el volcán Popocatepetl, para el periodo entre diciembre de 1994 a julio de 2013.	- 17 -
Figura 1. 10	Modelo de elevación digital del volcán Popocatepetl en donde se puede observar la morfología de la zona volcánica.....	- 18 -
Figura 2. 1	Ejemplo de un evento vulcano-tectónico tipo A (o de altas frecuencias) en el volcán Popocatepetl. a) Sismograma de velocidades; b) Espectro de log-amplitud; c) Espectro de amplitud. Nótese en los espectros que la mayor cantidad de energía se acumula en las altas frecuencias. Las líneas en verde indican el segmento de traza para el cual se calculó los espectros y tanto la fecha como la hora del evento se muestra en la parte superior izquierda.....	- 20 -

Figura 2.2 Ejemplo de un evento vulcano-tectónico tipo B en el volcán Popocatépetl. a) Sismograma de velocidades; b) Espectro de log-amplitud; c) Espectro de amplitud. Las líneas en verde indican el segmento de traza para el cual se calculó los espectros y tanto la fecha como la hora del evento se muestra en la parte superior izquierda..... - 21 -

Figura 2.3 Modelos para eventos tipo A y B en los que se presentan la posibilidad de la reactivación de fallas pre-existentes por el incremento de esfuerzos provocado por el ascenso de magma y la posibilidad de un mecanismo de tensión provocado por el paso del magma por el sistema de conductos del volcán (Wassermann, 2012)..... - 22 -

Figura 2.4 Ejemplo de un evento de bajas frecuencias (LP) en el volcán Popocatépetl. a) Sismograma de velocidades; b) Espectro de log-amplitud; c) Espectro de amplitud. En este caso, a comparación de la Figura 2. 1, se puede observar que la mayor parte de energía se concentra en las bajas frecuencias y comienzan a decaer a aproximadamente 3 Hz. Las líneas en verde indican el segmento de traza para el cual se calculó los espectros y tanto la fecha como la hora del evento se muestra en la parte superior izquierda..... - 24 -

Figura 2.5 Dos de los modelos propuestos para eventos tipo LP. El modelo más apropiado para las partes profundas del edificio volcánico es el de una fisura oscilante mientras que los eventos LP en las partes más someras pueden ser explicados por cambios de presión en los fluidos debido al ascenso de burbujas de gas así como su colapso (Wassermann, 2012). - 25 -

Figura 2.6 Exhalación del 17 de Abril de 2000 en el Volcán Popocatépetl (CENAPRED, 2000)..... - 25 -

Figura 2.7 Ejemplo de un evento tipo híbrido en el volcán Popocatépetl. a) Sismograma de velocidades; b) Espectro de amplitud para el inicio de la señal (en verde) en donde se manifiestan las altas frecuencias atribuidas al fracturamiento de rocas; c) Espectro de amplitud para las fases de baja frecuencia (en rojo) asociadas al movimiento de fluidos..... - 27 -

Figura 2.8 Función de tiempo de fuente del evento VLP registrado el 23 de mayo de 2000 en el volcán Popocatépetl. Las componentes dominantes del tensor de momento son las volumétricas y las componentes dominantes del modelo de una fuerza son la x (Este) y z (Vertical), lo cual implica un movimiento vertical del dique (Chouet et al., 2005). - 28 -

Figura 2.9 Señal de evento ULP registrada con un sismómetro de banda ancha Streckheisen STS2 en el volcán Stromboli. Se removió la respuesta del instrumento hasta 300 s y las trazas resultantes se integraron para reflejar el desplazamiento. Las primeras 3 trazas muestran las tres componentes de una estación situada a 400 m de la “chimenea” del volcán, mientras que las 3

trazas de abajo muestran las componentes de una estación situada a 1800 m del cráter. Como se puede observar las señales son claramente visibles solamente en el campo cercano. Los círculos muestran dos señales distintas de actividad estromboliana (Modificada de Wassermann, 2012)..... - 29 -

Figura 2. 10 De arriba hacia abajo: Registros sísmico, infrasónico y de intensidad luminosa de una explosión en el volcán Stromboli (Italia), la fecha y hora del evento se muestran (Modificada de Ripepe et al., 2001). - 30 -

Figura 2. 11 Modelo de Fuente de Expansión Vertical (Modificada de Iguchi, 1994). - 31 -

Figura 2. 12 (A) Ocurre una expansión isotrópica a profundidad (2 km en este ejemplo). Después se genera una onda de presión y se propaga a través del conducto hacia el cráter. (B) Se genera una contracción cilíndrica por el decremento de presión en la región de la fuente debido al escape de gases hacia arriba. (C) Expansión de la bolsa de gas debajo del domo de lava por el excitamiento producido por la onda de presión que se propaga desde una fuente a profundidad. Al mismo tiempo, una onda de choque es eyectada del cráter. (D) Se liberan los gases de la parte alta del conducto y comienza una contracción horizontal entre 1 y 2 s después del comienzo de la expansión (Modificada de Tameguri et al., 2002). - 32 -

Figura 2. 13 Comparación del registro sísmico y de video para una explosión en el Volcán de Colima. La etapa de pre-erupción es la comprendida entre t_1 y t_2 y la etapa de co-explosión es la comprendida entre t_2 y t_3 . Nótese la coincidencia de llegada de las altas frecuencias en el sismograma (3) y la primera observación de salida de material en el cráter, esto se debe a la segunda explosión mencionada en el modelo, la cual genera una onda sónica (Zobin et al., 2009b)..... - 33 -

Figura 2. 14 Relación entre la magnitud de explosiones volcánicas y el radio del conducto observado. Las líneas muestran una relación teórica para las presiones de exceso iniciales asumidas en Megapascuales (Modificada de Nishimura, 1998). - 34 -

Figura 2. 15 Sismogramas verticales de tremor armónico (A) y espasmódico (B), y sus respectivos espectros, observados en el volcán Sakurajima (Japón). Como se puede observar, los tremores armónicos presentan picos dominantes en sus espectros, mientras que los tremores espasmódicos o esporádicos no. Las escalas verticales en los espectros son arbitrarias (Kawakatsu et al., 1992)..... - 36 -

Figura 2. 16 Sismogramas de episodios de tremores típicos en el volcán Popocatepetl y sus espectros de potencia correspondientes. a, b Ejemplos de tremores espasmódicos. c Enjambre de

eventos LP derivando en un tremor de características cuasi-monocromáticas. d Tremor monocromático (Modificada de Arciniega-Ceballos et al., 2003). - 37 -

Figura 2. 17 Modelo de fisura rectangular con ancho W , longitud L , y apertura de fisura d . a es la velocidad del sonido propagándose en el fluido dentro de la grieta, α es la velocidad de la onda P en la matriz rocosa, ρ_f es la densidad del fluido y ρ_s es la densidad de la matriz rocosa (Modificada de Chouet, 2003). - 38 -

Figura 2. 18 Esbozo del modelo propuesto para los conductos principales en el Monte Etna (Italia). Bocca Nuova y Chasm corresponden a los nombres de los cráteres centrales activos (Modificada de Schick et al., 1982a). - 39 -

Figura 2. 19 Histograma de los picos espectrales dominantes en los tremores registrados entre Enero 1973 y Enero 1985 en el Monte Etna (Italia) (De Cosentino et al., 1989). - 39 -

Figura 2. 20 Ejemplo de una señal asociada a un flujo piroclástico ocurrido en el volcán Bezymianny (Kamchatka, Rusia). A) Fotografía de la pluma (co-ignimbrita) ocasionada por el flujo piroclástico; B) Señal registrada en un sismógrafo de periodo corto a 40 km del cráter. Se puede observar la salida del material que ocasiona la pluma de cenizas y gases (elipse) seguida por el flujo piroclástico (rectángulo); C) Espectro de Fourier del flujo piroclástico (Zobin, 2012). - 41 -

Figura 2. 21 Espectro de velocidad normalizada de una señal de explosión volcánica. El corchete A marca la porción del evento VLP asociado y el corchete B marca la componente del espectro debido al ruido microsísmico oceánico (De Arciniega-Ceballos et al., 1999). - 42 -

Figura 2. 22 Espectrograma del ruido ambiental registrado en una estación cercana al Volcán Merapi (Indonesia). La estación se encuentra en un área de granjas y se puede observar la actividad humana durante el día en periodos claros de 24 horas. Se nota también que hay dos periodos de trabajo principales durante el día (Wassermann, 2012). - 43 -

Figura 3. 1 Representación esquemática de la relación F-M común. M_c es la magnitud a la cual los datos se separan del ajuste lineal (valor b). N_t es el número total de eventos medidos para el periodo normalizado (Zúñiga y Wyss, 1995). - 47 -

Figura 3. 2 DFM para el catálogo sísmico del sur de California entre 1995 y 2000. Se puede observar las desviaciones del ajuste lineal ocasionadas por el rango de eventos menores a M_c detectados por la red (magnitudes pequeñas) y por el número reducido de todos los eventos grandes (Modificada de Wiemer y Wyss, 2002).

.....- 49 -

Figura 3.3 Método de Máxima Curvatura. Como se puede observar M_c coincide con el punto máximo para los eventos no acumulados (Woessner y Wiemer, 2005).- 50 -

Figura 3.4 R como función de M_i , el valor de M_c para un error mínimo sería 1.8, sin embargo en este ejemplo se permitió un residual del 90% dejando $M_c=1.5$ (Modificada de Wiemer y Wyss, 2002). - 51 -

Figura 3.5 Método EMR aplicado a los datos del catálogo sísmico de la Red Sísmica del Norte de California (NCSN) entre 1998 y 2001: $M_c = 1.2$, $b = 0.98$, $a = 5.25$, $\mu = 0.73$, $\sigma = 21$. (A) DFM acumulativa y no acumulativa en una escala logarítmica con la flecha indicando M_c . (B) Ajuste de la función de distribución acumulativa (CDF) normal (línea gris) a los datos con magnitud menor a $M_c = 1.2$ en una escala lineal. Se muestra la desviación estándar del modelo (línea punteada), los datos originales (diamantes) y la DFM no acumulativa del modelo EMR (círculos). (C) Elección del mejor modelo de las estimaciones por máxima verosimilitud (Modificada de Woessner y Wiemer, 2005).- 53 -

Figura 4.1 a) Mejor modelo de corteza de inversión global, la profundidad esta referenciada a la estación PPIG. (b) Aumento de la parte somera del modelo de velocidades. (c) Distribución de profundidades de los mejores 474 eventos vulcano-tectónicos entre diciembre de 1994 y agosto de 1999 (Valdés-González et al., 2001) (Modificada de Cruz-Atienza et al., 2001).- 61 -

Figura 4.2 Modelo de esfuerzos debajo del volcán Popocatepetl, se muestran las fallas y fisuras propuestas por De Cserna et al. (1987) y SECOFI (1998). Los esfuerzos regionales (flechas grandes) S_1 , S_2 y S_3 corresponden al esfuerzo principal (vertical), intermedio y mínimo, respectivamente. Las flechas en verde representan los ejes de presión (P) y tensión (T) encontrados en el Popocatepetl por Arámbula-Mendoza et al. (2010).- 62 -

Figura 4.3 Modelos de velocidad de onda P. Los puntos negros indican los hipocentros de los sismos y los triángulos las ubicaciones de las estaciones sísmicas. El origen está ubicado en 19.3°N , 98.9°W y las profundidades están referenciadas al nivel del mar (Berger et al., 2011).- 63 -

Figura 4.4 Modelo 3D del valor b debajo del Monte Santa Helena, se pueden observar las dos anomalías a 1 y 5-6 km debajo del nivel del mar (Wiemer, 2001).- 64 -

- Figura 4.5** Secciones verticales de valor b para el Monte Santa Helena y el volcán Spurr (Wiemer y McNutt, 1997). - 65 -
- Figura 4.6** Serie de tiempo para los eventos acumulados en la zona volcánica off-Ito. Se pueden notar a simple vista los enjambres temporales (Wyss et al., 1997). - 66 -
- Figura 4.7** Secciones transversales paralelas al rumbo de la actividad sísmica fuera de la costa de Izu, Japón. A la izquierda se muestran los hipocentros y a la derecha los valores b para los diferentes enjambres (Wyss et al., 1997). - 66 -
- Figura 4.8** Serie de tiempo para los eventos en el volcán Pinatubo, Filipinas, desde marzo hasta septiembre de 1991. Se muestra también el histograma de magnitudes mostrando que no existe una distribución bimodal y que la DFM se puede representar bien y el histograma de las horas del día de eventos para observar que no existe contaminación de explosiones. La flecha muestra la erupción del 15 de junio (Sánchez et al., 2004). - 67 -
- Figura 4.9** Modelo 3D del valor b debajo del volcán Pinatubo. Se muestran las dos anomalías de valor b relacionadas al sistema de salida de magma y una reserva magmática a profundidad (> 8 km) (Sánchez et al., 2004). - 68 -
- Figura 4.10** Distribución espacial del valor b a: A) 4 km de profundidad, B) 6 km de profundidad y C) 7 km de profundidad. El triángulo azul muestra la ubicación del conducto principal. D) Resultados del trabajo de interferometría de Lu et al. (2002) mostrando el levantamiento observado en franjas de distintos colores (Bridges y Gao, 2006). - 70 -
- Figura 4.11** Modelo 3D del valor b debajo del volcán Etna, Italia. Las profundidades son relativas a 1.6 km sobre el nivel del mar (Murru et al., 1999). - 71 -
- Figura 4.12** Imagen 3D de los valores b debajo del volcán Etna. Se eligió un mallado de 0.4 km x 0.4 km x 0.4 km. La anomalía marcada como 2 se interpreta como una cámara magmática somera y la anomalía 1 como una reserva magmática que podría representar el conducto volcánico (Murru et al., 2007). - 72 -
- Figura 4.13** Mapeo espacial del valor b debajo del volcán Kilauea, Hawaii. Se puede observar que en la zona de Kaoiki no se encuentran anomalías sobresalientes que pudieran interpretarse como reservas magmáticas. Por el contrario, se puede observar de manera obvia la distribución de magma debajo de la Zona del Rift del Este en el Flanco Sur (Wyss et al., 2001). - 73 -

Figura 5. 1	Red de monitoreo sísmico del volcán Popocatépetl.....	- 76 -
Figura 5. 2	Serie de tiempo del catálogo inicial. El número de eventos es 2653. Se puede notar que en el primer semestre de 1996 se contaba con un gran enjambre de eventos.....	- 79 -
Figura 5. 3	Histograma de eventos para el catálogo con 2653 eventos. Nótese que los datos se distribuyen de manera bimodal con una media en 1.3 y la otra en 2.1.	- 79 -
Figura 5. 4	Serie de tiempo para el catálogo revisado. Se puede notar que el enjambre de 1996 ha desaparecido y el resto de la serie, excepto por el periodo 2011-2012, parece tener un incremento regular.....	- 81 -
Figura 5. 5	Histograma de magnitudes para el catálogo revisado con 2191 eventos. Se puede ver que la distribución bimodal ha desaparecido y ahora la magnitud media es de 2.15.	- 82 -
Figura 5. 6	Histograma de profundidades. Se puede observar que a 3km comienza a haber un gran aumento en la sismicidad hasta llegar a una media de 5 km donde vuelve a disminuir y encuentra los valores mínimos debajo de los 7 km.....	- 82 -
Figura 5. 7	Distribución espacial de la sismicidad debajo del volcán Popocatépetl. El color azul muestra los eventos a profundidades $z < 4.3\text{km}$; el color verde indica eventos con $4.3 < z < 8.7$; el color rojo indica eventos cuya profundidad es $z > 8.7$. a) Mapa de la sismicidad. b) Perfil S-N. c) Perfil W-E. d) Distribución tridimensional de los sismos.	- 83 -
Figura 6. 1	Ejemplo de algunos eventos registrados durante Mayo de 2013.....	- 86 -
Figura 6. 2	Picado de fases para un evento vulcano-tectónico registrado en el volcán Popocatépetl. La fecha y hora se muestran en la parte superior.....	- 86 -
Figura 6. 3	Resultados para la localización de un evento vulcano-tectónico en el Popocatépetl utilizando el programa SEISAN.....	- 87 -
Figura 6. 4	Mallado de 0.5 km x 0.5 km para crear mapas de valor b debajo del Popocatépetl.....	- 87 -
Figura 6. 5	Esquema de un volumen cilíndrico vertical en donde los sismos vulcano-tectónicos son proyectados a la superficie para crear mapas de valor b	- 88 -
Figura 6. 6	Esquema de un volumen cilíndrico horizontal encerrando los sismos vulcano-tectónicos que son proyectados hacia la línea del perfil.	- 89 -

Figura 6.7	Esquema del mallado que se lleva a cabo para obtener la “tomografía” de valor b debajo del volcán Popocatepetl. La búsqueda esférica de 100 eventos se lleva a cabo para cada nodo y una vez realizado el cálculo de todos los valores b se realiza una interpolación de todas las esferas que cumplen con los parámetros establecidos.....	89 -
Figura 6.8	Cortes realizados para observar el mapeo pseudo-3D del valor b	90 -
Figura 6.9	Volumen cilíndrico vertical de aproximadamente 6.3 km^3 en donde se obtiene el valor b	91 -
Figura 6.10	Esquema de la búsqueda esférica de los primeros 100 eventos alrededor de cada nodo. El volumen de las esferas no superó los 3 km.	92 -
Figura 7.1	Determinación del valor b para el catálogo general mediante el método de máxima verosimilitud. Los triángulos muestran la distribución frecuencia-magnitud para el número de eventos y los cuadros el número acumulativo. Se determinó una $M_c = 2.3$, $b = 1.9$ y $a = 6.14$	94 -
Figura 7.2	Valor b como función de la profundidad. El cálculo se llevó a cabo tomando ventanas de 150 eventos recorridas cada 10 eventos.	95 -
Figura 7.3	Determinación del valor b para cada uno de los enjambres debajo del volcán Popocatepetl.....	95 -
Figura 7.4	Mapa de valores b debajo del volcán Popocatepetl.	96 -
Figura 7.5	Desviación estándar para el cálculo de valor b en mapa.....	96 -
Figura 7.6	Gráficas de la relación frecuencia-magnitud para diferentes nodos en los cuales se calculó el valor b	97 -
Figura 7.7	Perfiles de valor b . De lado derecho se muestra el área que encierra los eventos que fueron tomados en cuenta y de lado izquierdo se muestra los perfiles de valor b	98 -
Figura 7.8	Diferentes vistas del mapeo espacial pseudo-3D del valor b debajo del Popocatepetl. Se muestra la topografía del volcán como referencia y el norte en cada vista.	101 -
Figura 7.9	Serie de tiempo para uno de los volúmenes mapeados en la zona más somera al SE del cráter (3 en Figura 7. 10). Se puede ver que los 100 eventos en este volumen se distribuyen en	

pequeños enjambres de eventos y por eso en lugar de tener una curva suave se tiene una forma de escalera.....- 103 -

Figura 7.10 Vista desde el flanco Este de la distribución espacial del valor b debajo del Popocatepetl con la sismicidad sobrepuesta. Se puede notar hacia el sur la anomalía más grande encontrada (1) y al norte otro parche de valores anómalos (2). También se logra observar la anomalía ubicada debajo del cráter la cual se interpretó como parte de los conductos del volcán (3). NOTA: Las profundidades utilizadas en este trabajo son respecto a la cima del volcán, en esta imagen el 0 en profundidad corresponde a esa altura (5,452 msnm) y la topografía del volcán está sobrepuesta únicamente como referencia.....- 105 -

Resumen

Desde 1994, el volcán Popocatépetl reinició su actividad presentando una tasa de sismicidad alta, la cual se ha dispersado en dos zonas de manera evidente. La primera de estas zonas, llamadas enjambres, se ubica debajo del cráter en un radio horizontal de aproximadamente 2 km, el segundo enjambre se observa hacia el sureste del volcán. Esta dispersión, concentrada en dos volúmenes, ha llamado mucho la atención de diferentes investigadores y se ha pensado que podría deberse a la formación de una segunda cámara magmática o que está asociada a una zona de *rift*. Diferentes estudios han sacado a la luz información que se podría relacionar directamente con la cámara magmática del Popocatépetl: En 2001, Cruz-Atienza et al. presentaron un trabajo en donde revelan que existe una zona de baja velocidad y una relación de Poisson alta aproximadamente a 8 km por debajo del cráter lo cual podría tener relación con la cámara magmática. También, en 2005, Schaaf et al. sugirieron la existencia de un reserva magmática a profundidades entre 7 y 8 km basados en evidencia geoquímica. En este trabajo se analiza la distribución frecuencia-magnitud de los sismos vulcano-tectónicos debajo del volcán Popocatépetl como una función espacial. Se realizó una revisión y el análisis correspondiente al catálogo sísmico para evitar ruido introducido por posibles eventos LP o explosiones y se trabajó con la localización de los hipocentros de los eventos recientes (2013) utilizando el programa SEISAN con la intención de comprender el origen de su incertidumbre y así disminuir la incertidumbre del catálogo sísmico. Se hace uso del programa ZMAP (Wiemer, 2001) para llevar a cabo el cálculo tanto del valor b por el método de máxima verosimilitud como de la magnitud de completitud, y para mapear los cambios espaciales del valor b en mapas, perfiles y en pseudo-3D (perfiles 3D), con la intención de determinar con mayor precisión la ubicación y geometría de la cámara magmática y poder ofrecer una explicación sustentada al patrón de la sismicidad observada en el volcán. Para ello se utiliza el método de Wiemer (1996), en el cual el volumen bajo estudio se divide en celdas y se analiza la sismicidad asociada a cada uno de los nodos de la malla.

Se detectaron 3 anomalías principales debajo del volcán. La primera se ubica al NNW del cráter y tiene un volumen máximo aproximado de 15 km³, la cual se piensa que podría estar asociada a de diques interconectados o a una zona de alto fracturamiento (alta heterogeneidad) debido a gradientes de temperatura y presión altos ocasionados por la cercanía de un cuerpo magmático. La segunda se ubicó debajo y ligeramente hacia el SE del cráter a una profundidad de 2-5 km lo cual se piensa que podría estar asociado a los conductos de salida de magma. La tercera anomalía se ubicó a una profundidad de 6-10 km debajo de la zona sureste y representa un volumen de aproximadamente 40 km³. Esta última anomalía presenta la misma geometría y profundidades que otros cuerpos detectados en otros volcanes del mundo como el Monte Santa Helena (Wiemer

y McNutt, 1997), el Monte Etna (Murru et al., 1999) y el volcán Pinatubo (Sánchez, J.J. et al., 2004), los cuales se asociaron a cámaras magmáticas activas. A diferencia de un estudio llevado a cabo en el volcán Kilauea (Wyss et al., 2001), el Popocatepetl no muestra zonas de valores b altos interconectadas a la misma profundidad, por lo cual es posible que el patrón de la sismicidad no esté asociado a una zona se *rift*, sino que se observa un sistema magmático complejo el cual podría estar alimentado por dos cámaras magmáticas o bien un sistema de diques y reservas magmáticas someras alimentadas por un cuerpo magmático más profundo.

Abstract

Since 1994 Popocatepetl volcano restarted its activity showing a high seismicity rate, which has scattered into two different zones. The first of these zones, called swarms, is located below the crater summit within a horizontal radius of about 2 km, the second swarm is observed to the SE of the volcano. This pattern has received a lot of attention from different scientist and it has been thought that it could be due to the formation of a second magma chamber or that it is rather associated to a rift zone.

Different studies have shown information that could be related to the magma chamber under Popocatepetl: In 2001, Cruz-Atienza et al. presented a paper where they reveal a low velocity zone and a high Poisson ratio at approximately 8 km beneath the summit, which was inferred to be related to bodies of molten rock. Likewise, in 2005, Schaaf et al. suggested the existence of a magma reserve at depths between 7 and 8 km based on geochemical evidence.

In this work, the frequency-magnitude distribution of volcano-tectonic earthquakes under Popocatepetl volcano is analyzed as a function of space. The seismic catalog was reviewed and modified to avoid noise introduced by LP events or explosions and some of the latest VT events where located using the free software SEISAN. All of this with the intention to improve the quality of the catalog and to understand the origins of its uncertainties. The software ZMAP (Wiemer, 2001) was used and modified to analyze b values as a function of time in maps, cross-sections and pseudo-3D (3D cross-sections) with the intention to light more information about the location and geometry of the magma chamber and to offer a sustained explanation of the seismic pattern observed. We used the method proposed by Wiemer (1996) in which the volume to be studied is divided into a densely spaced grid and both M_c and b values are estimated at every node.

Three main pockets of anomalous b values were detected under the volcano. The first one is located to the NNW of the crater summit and it has an approximated maximum volume of 15

km³, this could be associated to interconnected dykes or a region of dense cracking (high heterogeneity) caused by high thermal and pressure gradients in the vicinity of a magma body. The second anomaly is located under the summit, and slightly to the SE, at depths of 2-5 km which is thought to be related to Popocatepetl's plumbing system. The third and greatest anomaly is located at depths of 6-10 km under the SE zone and it represents a volume of approximately 40 km³. The latter shows the same depths and geometry of other anomalies found in other volcanos of the world such as Mount Saint Helens (Wiemer and McNutt, 1997), Mount Etna (Murru et al., 1999) and Pinatubo volcano (Sanchez, J.J. et al., 2004), where they were interpreted as active magma chambers. In contrast with a study carried at Kilauea (Wyss et al., 2001), Popocatepetl volcano does not show pockets of high b values interconnected at same depths. Hence, the seismicity pattern observed herein might not be associated to a rift zone, but rather to a complex magma system that could be formed by two shallow magma chambers or to a combination of dyke interconnections and shallow magma reservoirs fed by a magma chamber at depths greater than 15 km that cannot be observed in this work.

Introducción

El Popocatepetl (del Náhuatl “Montaña que Humea”) es un estratovolcán de composición andesítica-dacítica cuya elevación asciende a 5452 m.s.n.m convirtiéndolo en el segundo volcán más alto de México después del Citlaltépetl (Pico de Orizaba). Estudios geológicos han demostrado que el Popocatepetl ha tenido erupciones plinianas de gran escala e incluso una de ellas, hace aproximadamente 23,000 años, logró destruir gran parte del edificio volcánico (Boudal y Robin, 1989). Desde entonces el volcán ha tenido diferentes etapas eruptivas, siendo la última la que inició en 1993 cuando el volcán, después de un periodo de casi 70 años de tranquilidad, tuvo un incremento de actividad sísmica seguido por actividad eruptiva de tipo efusiva y explosiva (De la Cruz-Reyna y Tilling, 2008).

Debido a esto y a sus escasos 70 km de distancia del centro de la Ciudad de México y 40 km de Puebla, así como su increíble cercanía a otros poblados, el Popo representa un riesgo geológico mayor para millones de personas y fue por ello que en julio de 1987 el Instituto de Ingeniería de la UNAM (Universidad Nacional Autónoma de México) instaló la primer estación cercana al volcán, en Alzomoni. Sin embargo, fue desde 1989 que se inició el monitoreo de la actividad volcánica basado en una red dedicada instalada por el personal del CENAPRED (Centro Nacional de Prevención de Desastres) y del Instituto de Geofísica de la UNAM, la cual comenzó con la estación de Tlamacas 4.8 km al norte del cráter (De la Cruz Reyna et al., 2008).

Son numerosas las observaciones relacionadas con la formación de domos y exhalaciones desde esas fechas, así como las mediciones relacionadas a otros fenómenos como las deformaciones, la emanación de gases y cambios en las propiedades físicas de los acuíferos cercanos al volcán, todas ellas con el afán de comprender mejor el comportamiento del sistema volcánico. Pero entre todas estas observaciones hay una que ha destacado por sus características y es la relacionada a la actividad sísmica que se ubica hacia el sureste del cráter.

A pesar de la gran cantidad de estudios geofísicos relacionados al Popocatepetl, aún no se cuenta con suficiente información que detalle las estructuras internas como la de la cámara magmática, la cual se piensa que puede estar a una profundidad entre 5 y 10 km debido a la concentración de microsismos a esas profundidades (Valdés González y González Pomposo, 1999).

Desde su descubrimiento en 1939 en Japón por Ishimoto e Ida y posteriormente en 1944 en California por Gutenberg y Richter, la distribución frecuencia-magnitud de los sismos, y en especial el parámetro b , ha sido ampliamente estudiada por diferentes científicos en el mundo. Wiemer y McNutt (1997) propusieron que los valores b alrededor de cámaras magmáticas activas

o conductos debajo de campos volcánicos son más elevados que en la corteza que los rodea, lo cual ha recibido una amplia aceptación por la comunidad científica. Desde entonces, numerosos estudios en diferentes campos volcánicos del mundo (Wiemer y Benoit (1996); Wyss et al. (1997); Murru et al. (1999), Wiemer *et al.*, 2001; Wyss *et al.*, 2001; Wiemer y Wyss, 2001) se han llevado a cabo para determinar la ubicación de cámaras magmáticas activas, teniendo resultados satisfactorios.

Es por esto que el objetivo del presente trabajo es utilizar el catálogo de los eventos vulcanotectónicos desde 1995 para obtener información relacionada a la ubicación de la cámara magmática y las posibles causas de la actividad al sureste del cráter mediante el método del mapeo espacial del valor b propuesto por Stefan Wiemer y Max Wyss en 1997.

Capítulo 1. Marco Geológico

1.1 Tectónica de Placas y Magmatismo

Las capas más someras de la estructura de la Tierra (la corteza y el manto superior) se pueden dividir a la vez, dependiendo de sus propiedades físicas, en dos: litósfera y astenósfera. La litósfera es una capa relativamente rígida y fría que tiene un grosor medio de 100 kilómetros pero llega a tener hasta 250 kilómetros debajo de las porciones más antiguas de los continentes. Debajo de la litósfera se encuentra la astenósfera, una capa más blanda que debido a sus condiciones de temperatura y presión tiene un comportamiento más plástico que la litósfera. La parte superior de la astenósfera contiene grandes porciones de roca fundida lo que permite a la litósfera de alguna manera “flotar” y derivar sobre ella. Sin embargo, la litósfera no se mueve en un solo bloque sólido, sino que está conformada por varios bloques llamados placas, las cuales se mueven de manera independiente ([Figura 1. 1](#)). A esto se le conoce como la teoría de tectónica de placas, propuesta inicialmente por Alfred Wegener en 1912, apoyada por Arthur Holmes en 1929 con la hipótesis de convección termal del manto, y retomada y finalmente aceptada en los años 1960's gracias a descubrimientos como las dorsales oceánicas y las anomalías geomagnéticas paralelas a éstas.

Esta teoría establece que los procesos magmáticos y volcánicos, en su gran mayoría, tienen lugar en donde los bordes o límites de estas placas se encuentran, de manera divergente o convergente, ya que ahí es en donde se permite, debido a los estados de esfuerzos, la salida de materiales. Pero existen también puntos alejados de los bordes de las placas en donde tenemos actividad volcánica y magmática llamados puntos calientes, lo cual sugiere que también se pueden llevar a cabo procesos de convección y fusión más localizados.

Generalmente, los magmas de la Tierra se forman en el manto superior, pero también es posible su formación a menor profundidad (en la corteza). La generación de los magmas depende fundamentalmente de dos propiedades físicas, la temperatura y la presión. En la Tierra existe un cambio de temperatura a profundidad llamado gradiente geotérmico. La mayoría de los magmas se generan a partir del aumento en la temperatura, lo cual acerca las rocas sólidas al punto de fusión, sin embargo el otro factor fundamental, la presión, también hace que el punto de fusión de las rocas cambie.

1.1 Tectónica de Placas y Magmatismo

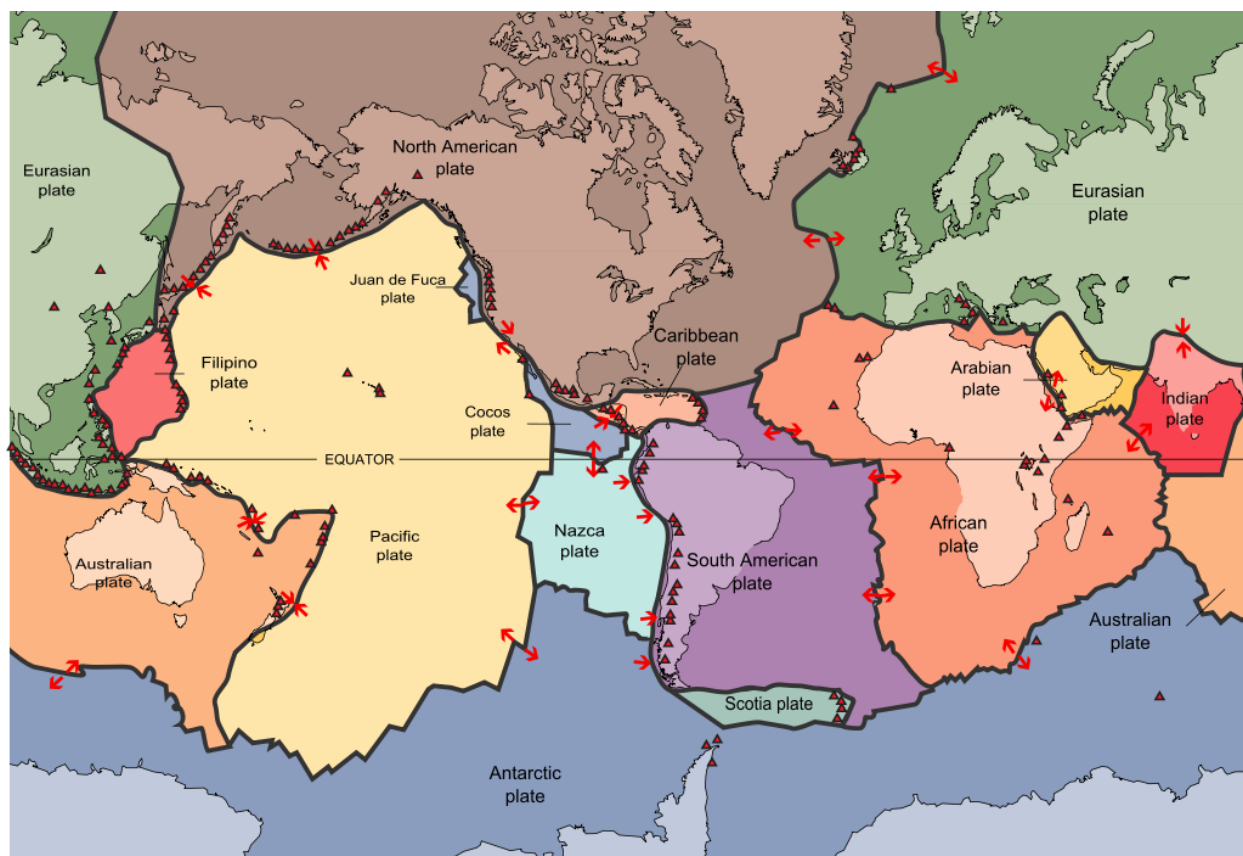


Figura 1. 1 Distribución de placas tectónicas y principales volcanes en la Tierra.

La presión de confinamiento, la cual aumenta a profundidad en la Tierra, hace que la temperatura de fusión de las rocas aumente. Existen casos en los que las rocas a grandes temperaturas ascienden a la corteza por movimientos convectivos, haciendo que la presión de confinamiento baje, lo que da como resultado la fusión de la roca. A esto se le llama fusión por descompresión. Otro factor muy importante en la fusión de las rocas para la creación de magmas es el contenido de volátiles, específicamente el del agua, ya que entre más húmeda está la roca su punto de fusión es menor.

Existen veces en las que los cuerpos magmáticos ascienden directamente de la zona de fusión hasta la superficie, sin embargo la mayoría de las veces el magma se acumula en depósitos o reservas dentro de la corteza llamadas cámaras magmáticas. Estas cámaras son alimentadas ya sea por otras cámaras a mayor profundidad en la corteza o directamente de las regiones de fusión parcial situadas entre el manto litosférico y la astenósfera. Pero los sistemas magmáticos de los volcanes no son tan sencillos de explicar como las cámaras magmáticas, sino que dependen de muchos parámetros físicos como son los esfuerzos, la presión de poro, la temperatura, y también químicos como las composiciones de los magmas, de tal manera que en muchos casos se tienen

sistemas magmáticos complejos los cuales incluyen estructuras como cámaras, diques, fallas y calderas entre otras.

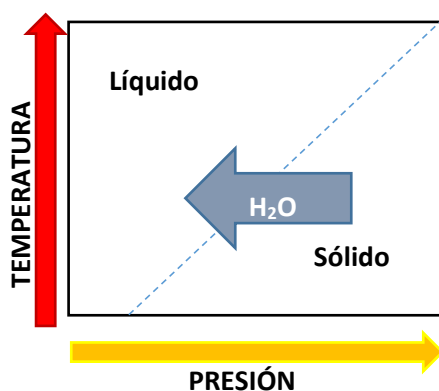


Figura 1. 2 Esquema del fenómeno de fusión en las rocas.

Los cuerpos de fluidos en la corteza somera pueden someter a las rocas encajonantes a ciertos estados de esfuerzos debido a la diferencia de presiones entre ellos. Así, la roca que se encuentra alrededor de una cámara magmática en la litósfera caliente y frágil puede ser sometida a esfuerzos regionales y propios de la cámara de tal manera que se falla y se crean fracturas. Este fenómeno también se puede dar con otras estructuras de fluidos como los diques. Estas fallas circundantes a la cámara magmática están constantemente sometidas a esfuerzos y por lo tanto manifiestan un alto nivel de sismicidad.

Las erupciones en los volcanes se deben, por lo general a dos fenómenos: el primero es cuando la presión dentro del conducto volcánico o dentro de la cámara magmática es mayor a la presión de la corteza que los contiene, y el segundo es cuando el contenido de gases o volátiles (agua, dióxido de carbono, dióxido de azufre, etc.) es muy grande y los cambios de presión hacen que se alteren los gases provocando el ascenso del material a la superficie.

El Popocatepetl es un estratovolcán. Este tipo de volcanes, también llamados volcanes compuestos, son estructuras muy grandes y peligrosas. Están compuestos de coladas de lava y depósitos piroclásticos. Por lo general el tipo de magma que se tiene en los estratovolcanes es de tipo ácido e intermedio (material andesítico y riolítico) pero hay veces en las que también se muestran magmas basálticos, esto es en volcanes más jóvenes. Los volcanes compuestos tienen alternancias de actividad efusiva y explosiva lo que hace que los flancos más cercanos al cráter tengan pendientes de hasta 40° debido a la acumulación de materiales piroclásticos y coladas de lava.

1.2 Marco Geológico del Popocatépetl

1.2 Marco Geológico del Popocatépetl

Al día de hoy, existen detalladas descripciones de los “antepasados” del Popo y los rastros que dejaron (Robin y Boudal, 1987; Siebe y Macías, 2004; Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo, 2006), así como de los eventos que han acontecido en el edificio volcánico actual (e.g. flujos de lava, flujos piroclásticos, lahares, explosiones, etc.). Sin embargo, nosotros nos limitaremos a dar un breve marco geológico del volcán.

1.2.1 *Faja Volcánica Transmexicana*

El Popocatépetl (19°03' N, 98°35' W) se ubica en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), la cual atraviesa la parte central de México desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México (**Figura 1. 3**). Esta faja consiste de un gran número de estructuras geológicas del terciario tardío y cuaternario como conos cineríticos (e.g. Xitle), maars (e.g. Aljojuca), domos y estratovolcanes. Su origen ha sido muy discutido y aún es incierto. Se ha propuesto muchas hipótesis para explicar el origen de este sistema de volcanes como el considerarlo una prolongación de la Fractura de Clarión (una gran falla transformante del Pacífico) sobre la cual se ubican las Islas Revillagigedo (Mooser et al., 1958; Mooser y Maldonado-Koerdell, 1961); también, considerarlo una prolongación del sistema del Golfo de California como una falla dextral (Gastil y Jenksy, 1973); darle la característica de “geosutura” (vulcanismo por calentamiento diferencial de la corteza en zonas de tensión cortical dándole una propiedad de tipo *rift* continental)(Mooser, 1969), y hasta se ha propuesto que ese calentamiento diferencial se podría deber a un foco caliente o *hot spot* (Demant, 1978). Sin embargo, la hipótesis más aceptada es que se debe a la subducción de las placas Rivera y Cocos bajo la placa Norteamericana (Carrasco-Núñez et al., 1986).

Algunos de los volcanes que forman parte de esta cadena son: El **Ceboruco** en Nayarit (2,280 msnm); El **Volcán de Colima** o Volcán del Fuego (3,820 msnm) y el **Nevado de Colima** (4,339 msnm); El **Parícutín** (del Purépecha *Parhíkutini* “lugar al otro lado”) y el **Tancítaro** (del Purépecha “lugar de tributo”) en Michoacán (2,800 y 3,845 msnm respectivamente); El **Nevado de Toluca** o Xinantécatl (del Náhuatl “hombre desnudo”) (4,680 msnm) y el volcán Xocotépetl (del Náhuatl “lugar donde se adora al señor del año”) o **Jocotitlán** (del Náhuatl “entre árboles de fruta ácida”) (3,950 msnm) en el Estado de México; El **Ajusco** (del Náhuatl “Floresta de Aguas”) (3,940 msnm) con el **Xitle** (del Náhuatl *xictli* “ombligo”) (3,100 msnm) en sus faldas al sur de la Ciudad de México; **Cofre de Perote** o Nauhcampatépetl (del Náhuatl “montaña de cuatro lados”) (4,282 msnm), el famoso **Pico de Orizaba** o Citlaltépetl (del Náhuatl “montaña de la estrella”) (5,610 msnm) que es el pico más alto de México y **Sierra Negra** o Tiltépetl (del Náhuatl “cerro negro”) (4,621 msnm) entre los estados de Veracruz y Puebla; **La Malinche** (4,420 msnm) en la frontera

del estado de Puebla con Tlaxcala; **El Popocatepetl** (del Náhuatl “montaña que humea”)(5,452 msnm) y su acompañante al norte el **Iztaccíhuatl** (del Náhuatl “mujer blanca”) (5,286 msnm).



Figura 1.3 Faja Volcánica Transmexicana; abreviaciones: CM=Ciudad de México, G=Guadalajara, M=Morelia, P=Puebla, AVCH=Arco Volcánico Chiapaneco, AVCA=Arco Volcánico de Centro América (modificada de Capra et al., 2004).

Una de las características que más ha llamado la atención de los investigadores es la alineación N-S que presentan muchos de los estratovolcanes más prominentes (e.g. Nevado de Colima-Volcán de Colima, Cofre de Perote-Pico de Orizaba). El Popocatepetl forma parte, junto al Iztaccíhuatl y el Tlaloc, de una de estas alineaciones de volcanes resultantes del magmatismo Plio-Cuaternario llamada Sierra Nevada. Curiosamente, en estos casos, el volcán más antiguo y erosionado se encuentra siempre al norte, mientras que el volcán más joven y más activo se encuentra al sur (Siebe y Macías, 2004). Aunque aún no se sabe bien el ¿por qué? de esta particularidad, es interesante observar que los sistemas magmáticos en estos complejos volcánicos parecen migrar al sur.

1.2.2 Historia Geológica

El basamento del volcán está compuesto principalmente por calizas, areniscas y evaporitas del Cretácico que fueron plegadas a principios del Terciario. También, se pueden encontrar

1.2 Marco Geológico del Popocatepetl

conglomerados continentales del Terciario (Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006). Algunas rocas sufrieron un metamorfismo de contacto por la intrusión de granodioritas del Terciario. Evidencia de esto se puede observar en afloramientos al sur del volcán en los estados de Puebla y Morelos (Siebe y Macías, 2004).

En realidad, el gran cono volcánico que se observa hoy en día no es el primero que se desarrolló en el lugar, sino que es el resultado del crecimiento y derrumbe de volcanes antiguos sobre los cuales finalmente se desarrolló el Popocatepetl.

Robin (1984) define tres unidades volcánicas principales producidas durante dos periodos de evolución: Primero un volcán base o primitivo, después una unidad principalmente andesítica en la cual se produjeron flujos de lava del conducto principal y de fracturas laterales y por último, el cono terminal.

El primer volcán que se desarrolló fue el volcán Nexpayantla (del Náhuatl “donde las cenizas se rompen”) y se considera como el volcán base de la estructura actual. Estudios paleomagnéticos (Mooser et al., 1974; Nixon et al., 1989; Urrutia-Fucugauchi, 1995), basados en fechamientos por el método de K-Ar y observaciones de variación paleosecular, indican que la actividad volcánica en el Iztaccíhuatl se llevó a cabo, en su mayoría, durante el cron de Brunhes (última inversión magnética hace aproximadamente 780,000 años), ya que casi todas sus rocas presentan una polaridad normal; la edad del complejo volcánico Iztaccíhuatl se considera entre 1 y 0.2 Ma. Tomando esto en consideración, el Nexpayantla podría ser contemporáneo del volcán Pies (última serie eruptiva del Iztaccíhuatl), ya que las rocas en el Popocatepetl también presentan una polaridad normal y los productos de los últimos flujos del Iztaccíhuatl sobreyacen lavas del Nexpayantla (Demant, 1981); por lo tanto el Popocatepetl es definitivamente más joven que el Iztaccíhuatl y el Nexpayantla tuvo su primera actividad entre 700,000 y 200,000 años AP.

Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo (2006) realizaron la identificación y descripción litológica detallada de las unidades morfoestratigráficas del volcán sobre lo cual describieron la historia eruptiva y su evolución geomorfológica.

El volcán Nexpayantla creció por el emplazamiento de muchos flujos de lava andesíticos-dacíticos y grandes domos dacíticos (Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006) y se estima que pudo llegar a medir entre 5000 y 5200 m (Robin y Boudal, 1987). Fue afectado por la glaciación Nexcoalango hace aproximadamente 196 ka, la cual dejó los valles erosionados en U de las barrancas Hueyatenco y Nexpayantla (Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006). Robin y Boudal (1987) determinaron que este volcán fue destruido por una erupción tipo Bezymianni (o tipo Monte Santa Helena) hace aproximadamente 36,000 años y colapsó hacia el sur y sureste dejando

el escarpe de Tlamacas, y los flujos piroclásticos de este evento dejaron una gran superficie (300 km²) con *hummocks* (montículos cónicos) produciendo el depósito de avalancha Tlayecac bajo. Sin embargo, el depósito mencionado por estos autores no es el único, ya que se ha reportado la existencia de hasta cuatro depósitos de avalancha en el Popocatepetl (Macías, 2005).



Figura 1. 4 Restos del paleo-volcán Nexpayantla al NW del cráter del Popocatepetl, vista desde el norte.

El siguiente volcán que se formó, tras el colapso del Nexpayantla fue el Ventorrillo¹. Éste se formó entre los restos del antiguo volcán a través de flujos de lava andesíticos-dacíticos, los cuales rodearon los domos antiguos y cubrieron la mayoría de los flujos del Nexpayantla (Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006). Mientras tanto, el volcán Pies en el Izaccíhuatl produjo muchos depósitos de flujos piroclásticos en un valle del glaciar (ídem). El Ventorrillo tuvo el mismo destino que el Nexpayantla, fue destruido por una explosión tipo Bezymianny y su colapso gravitacional se estima entre 24,000 y 22,000 años AP (Siebe et al., 1995a, 1995b). Este colapso dejó

¹ Autores como Robin y Boudal (1987) y Macías (2005) llaman al volcán que se emplazó entre los restos del Nexpayantla como El Fraile, y Siebe y Macías (2004) se refieren a El Ventorrillo como la pared y el pico más alto de la Barranca de Nexpayantla. Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo (2006) señalan estas diferencias en la nomenclatura, y mencionan que el nombre de “Fraile” es utilizado por alpinistas para referirse a un pico rocoso a aproximadamente 5060 msnm en el flanco suroeste del cono principal y utilizan el nombre de El Ventorrillo, utilizado por Carrasco-Núñez et al. (1986) para evocar al segundo paleo-volcán. En este trabajo se sigue la nomenclatura utilizada por Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo (2006).

1.2 Marco Geológico del Popocatepetl

como registro al suroeste los depósitos de flujos piroclásticos llamados avalancha Tlayecac superior y fue seguido de una erupción pliniana que depositó las pómez de Tochimilco al sur (Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006). La remoción de masa del depósito de avalancha Tlayecac superior generó numerosos lahares y el intercalamiento con depósitos fluviales, los cuales cubren la mayor parte del área al suroeste del volcán. La causa de estas remociones se le atribuye al derretimiento del glaciar.

El cono que observamos en la actualidad (**Figura 1. 5**) se construyó por etapas alternantes de actividad efusiva y explosiva (Siebe y Macías, 2004) que dejaron depósitos piroclásticos y flujos de lava andesítica-dacítica los cuales Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo (2006) mapearon como flujos de lava El Fraile. Estas lavas forman la mayor parte del volcán al oeste y suroeste del cráter, así como las lavas debajo de una clara inconformidad angular en sus paredes. Las lavas El Fraile fueron erosionadas durante los avances del glaciar Hueyatenco entre 14,000 y 20,000 AP (Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006).

Tanto Siebe y Macías (2004) como Macías (2005), detallan la actividad eruptiva que ha acontecido en el volcán durante los últimos 20,000 años, y muestran sus resultados mediante una columna estratigráfica en la que se muestran los horizontes descritos por los autores y su cronología (**Figura 1. 7**). Cerca de 14,000 AP se presentó una erupción freatopliniana de gran magnitud que generó una serie de flujos piroclásticos y *surges*² en zonas proximales; terminó con la formación de una columna pliniana que fue dispersada por los vientos estratosféricos hacia el noroeste y dejó como registro un horizonte de pómez muy distintivo llamado “tutti-fruti” (Siebe y Macías, 2004; Macías, 2005; “pómez con andesita” de Mooser, 1967; Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006).

Entre 11,000 y 6,000 AP, hubo varios periodos explosivos (e.g. 11,000, 9,000 y 7,000 AP) que produjeron flujos de cenizas, de colapsos de columnas o fuentes de cenizas, que se extendieron radialmente alrededor del volcán y alcanzaron distancias considerables llegando a lugares como Amecameca, Xalitlintla y San Nicolás de los Ranchos (Siebe y Macías, 2004). Estos depósitos eran muy calientes y destruyeron la vegetación alrededor del cono volcánico dejando carbón diseminado en la matriz rocosa (ídem).

La historia eruptiva del Popocatepetl para los últimos 6,000 años está caracterizada por erupciones plinianas voluminosas recurrentes cada 1000-3000 años (Siebe y Macías, 2004). Las

² Masa turbulenta de gases y vapor y clastos de rocas que es expulsada del conducto volcánico a grandes velocidades y temperaturas; similar a un flujo piroclástico pero menos denso y más turbulento; relacionados a explosiones fratomagmáticas.

tres erupciones plinianas principales ocurrieron aproximadamente en los años 3050 a. C., 200 a. C. y 823 d. C. ([Figura 1. 7](#); Siebe et al., 1996; Siebe y Macías, 2004).



Figura 1. 5 Cono actual del volcán Popocatépetl. Vista desde la Barranca de Nexpyantla (4000 msnm).

Macías (2005) menciona que los eventos de 3050 a. C. y 823 d. C. iniciaron con erupciones hidromagmáticas violentas que dispersaron nubes turbulentas húmedas de tipo *surge*, y abrieron el conducto volcánico permitiendo que el magma fuera emitido a grandes velocidades para formar una columna pliniana que alcanzó alturas mínimas de 25 km; en los tres casos, las columnas plinianas colapsaron debido al agotamiento del material juvenil en la cámara magmática y estos colapsos produjeron flujos piroclásticos incandescentes de cenizas que se emplazaron alrededor del volcán y fueron capaces de carbonizar el material encontrado a su paso. Cada vez que un área habitada era devastada se volvía a poblar, antes de ser devastada de nuevo. Incluso, durante la última erupción (823 d. C.), varios establecimientos pre-hispánicos, incluyendo Cholula, Xochitécatl y Cacaxtla, fueron inundados por lahares (Siebe et al., 1996).

Después del evento de 823 d. C., la actividad en el volcán se ha mantenido relativamente moderada y estable hasta la fecha, esto es, que no ha presentado erupciones mayores en un

1.2 Marco Geológico del Popocatépetl

periodo de aproximadamente 1200 años. Registros históricos describen eventos que se han interpretado como actividad menor posiblemente relacionada, en su mayoría, a extrusiones de magma que causaron crecimientos de domos con explosiones moderadas asociadas y salida de cenizas (De la Cruz-Reyna et al., 1995; De la Cruz-Reyna et al., 2008). De la Cruz-Reyna et al. (1995), compilan e interpretan muchos de estos reportes encontrados desde 1354 hasta 1995. En ellos encontraron desde información pre-hispánica describiendo eventos moderados, hasta información escrita por los primeros españoles de la conquista (Hernán Cortés entre ellos), en donde se resume que aproximadamente 13 erupciones pequeñas y 3 moderadas han ocurrido en los últimos 500 años.



Figura 1. 6 Afloramiento en la zona de Buenavista (norte del cráter) en donde se puede observar algunos de los depósitos de pómez, separados por flujos de ceniza, descritos por Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo (2006).

Entre 1720 y 1919 (casi 200 años) el Popocatépetl mantuvo un régimen bajo en emisión de materiales sólidos. Este periodo de relativa tranquilidad terminó con el periodo eruptivo 1919-1927, el cual presentó episodios de crecimiento de domos y destrucciones que pudieron ser bien documentados.

1.2.3 *Actividad Eruptiva y Sismicidad Reciente (1994-Presente)*

Después de que cesó su actividad durante 67 años, el Popo despertó y comenzó una nueva etapa eruptiva a finales de 1994. Desde 1993 se comenzaba a notar que volvía a haber actividad fumarólica y sísmica, sin embargo en 1994 comenzó a tener un incremento en esta actividad y, finalmente, el 21 de diciembre a las 1:30 am (hora local) se presentó una explosión freatomagmática que abrió el conducto principal del cráter y permitió la salida de columnas de cenizas, vapor de agua y otros gases, de hasta 3 km de altura, causando la evacuación de aproximadamente 50,000 personas en el estado de Puebla (Siebe y Macías, 2004). Esta actividad continuó hasta fines de marzo de 1995, cuando la actividad sísmica, acompañada de la salida de ceniza, comenzó a decrecer. Arciniega-Ceballos et al. (2003), mencionan que durante este periodo se presentaba un tremor sostenido el cual fue disminuyendo a episodios separados tipo LP. Un año después, el 5 de marzo de 1996, el volcán volvió a presentar actividad y para finales de mes se había formado un nuevo domo. Durante un mes se acumuló lava que llenó el cráter hasta una profundidad de 50 m, y el 30 de abril del mismo año se presentó una explosión vulcaniana que arrojó bloques del orden de metros fuera del cráter, cobrando la vida de 5 alpinistas (Siebe y Macías, 2004).

Martín del Pozzo (2012) resume la historia eruptiva del Popocatepetl en la que destaca que durante 1997 el volcán estuvo muy activo presentando eventos desde marzo y abril, dentro de los cuales se cuenta con la explosión del 29 de abril, la cual según Cruz-Atienza et al. (2001), fue la más grande en el periodo 1997-2001. La actividad de 1997 incrementó hasta que el 30 de junio se pudo observar una columna de cenizas de hasta 13,000 msnm, misma que causó problemas de visibilidad, tráfico y cancelaciones de vuelos. Durante 1998, las principales erupciones ocurrieron el 21 y 27 de abril, 14 de agosto, 22 y 23 de septiembre y 5 de octubre, e incrementó en noviembre y diciembre, cuando los volátiles producidos crearon cráteres de impacto hasta 5 km del cráter (Martín del Pozzo, 2012). Cruz-Atienza et al. (2001) reportan 17 explosiones en 1998 de las cuales todas, excepto la ocurrida el 2 de enero, sucedieron a partir del 21 de septiembre, siendo noviembre y diciembre los meses con más eventos explosivos.

Después de la actividad explosiva de finales de 1998, el Popocatepetl pareció calmarse y comenzó una etapa de reposo que se mantuvo hasta febrero del año 2000. A principios de febrero la actividad de eventos LP comenzó a aumentar hasta alcanzar una tasa de 43 eventos por día (Arciniega-Ceballos et al., 2003) y el CENAPRED reportó la observación de domos de lava al interior del cráter tanto a finales de febrero como en el mes de septiembre.

1.2 Marco Geológico del Popocatépetl

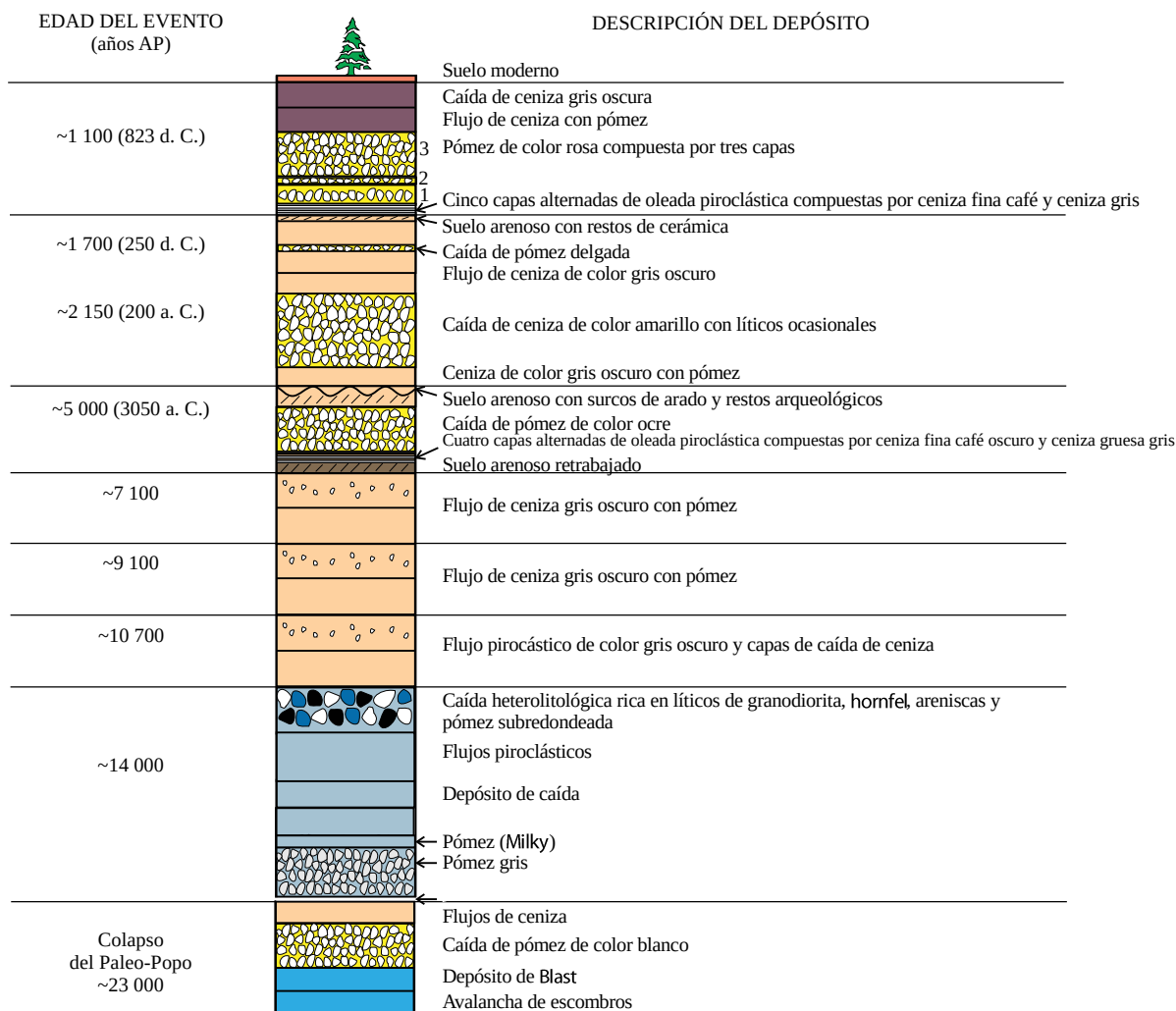


Figura 1.7 Columna estratigráfica simplificada del volcán Popocatépetl para los últimos 23,000 años (Siebe y Macías, 2004; Macías, 2005).

A finales del año 2000 la actividad aumentó y comenzó el crecimiento de un nuevo domo el 12 de diciembre. Esto ocasionó que las autoridades dieran la orden de evacuar a aproximadamente 40,000 personas de la zona de riesgo, sin embargo muy poca gente hizo caso a esto. El 18 de diciembre se presentó una explosión vulcaniana de magnitud considerable y el número de gente evacuada aumentó, sin embargo, difícilmente fueron más de 20,000 personas (Sheridan et al., 2001). Después de pasar las festividades en los albergues, se le permitió a la gente regresar a sus hogares el 26 de diciembre, tal vez pensando que el peligro de más explosiones había pasado y que el domo de lavas había dejado de crecer. Sin embargo, el 22 de enero de 2001 se presentó una explosión que finalmente destruyó el nuevo domo. Esta explosión produjo una columna eruptiva de hasta 8 km por encima del cráter que después desencadenó flujos piroclásticos ricos en pómez

y escoria que llegaron hasta el bosque ocasionando incendios. Estos flujos lograron erosionar el glaciar que había al norte del volcán, posteriormente detonando un lahar que viajó aproximadamente 15 km por el cañón de Huiloac hasta el poblado de Santiago Xalitzintla (Capra et al., 2004). No se reportaron afectados por este fenómeno, sin embargo debe de servir como un gran llamado de atención para los habitantes de los poblados cercanos al volcán para que, aunque debido a la falta de seguridad puedan perder algunas pertenencias, en el futuro hagan caso de las acciones que las autoridades recomiendan.

Después de estas explosiones la actividad disminuyó y sólo se presentaron eventos eruptivos menores. En marzo de 2002 comenzó la formación de un domo nuevo y le siguieron pequeñas explosiones de cenizas en abril, mayo, junio y julio, y explosiones de magnitudes más grandes en noviembre y diciembre así como en febrero, junio y julio de 2003 (Martín del Pozzo, 2012).

El año 2004 no presentó actividad eruptiva importante y mantuvo una tasa de eventos VT baja de aproximadamente 0.17 eventos por día. En 2005 las erupciones más importantes ocurrieron el 29 de julio y durante diciembre, constando principalmente de explosiones de magnitud moderada, salida de material incandescente y caída de cenizas (CENAPRED). En 2006 y 2007 se observaron crecimientos de domos seguidos de pequeñas explosiones. Durante el 2008 se registraron erupciones de tamaños más grandes en enero y febrero. 2009 y 2010 se caracterizaron principalmente por emisiones menores y algunas de mayor tamaño. 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 (Martín del Pozzo, 2012).

A principios del año 2012 el Popocatepetl presentaba actividad regular con emanaciones de vapor y cenizas normales. La actividad aumentó el mes de abril cuando se empezaron a ver trenes de exhalaciones y el inicio de la presencia de tremores espasmódicos, por lo que el Comité Científico Asesor del CENAPRED sugirió subir la alerta de Amarillo Fase 2 a Fase 3. El mismo mes se comenzó a observar el crecimiento de domos y se registraron explosiones moderadas casi todos los meses del año, pero debido a la reducción de actividad sísmica se volvió a bajar la alerta a Amarillo Fase 2 el mes de septiembre.

A principios de 2013, la actividad en el Popocatepetl comenzó a aumentar, esto se vio por el incremento del número de exhalaciones por semana, de las cuales muchas iban acompañadas de señales explosivas. En marzo se comenzó a observar un incremento en el número de eventos vulcano-tectónicos y segmentos de tremor armónico sostenido. Durante abril la actividad aumentó de manera considerable y el 12 de mayo se cambió la alerta a Amarillo Fase 3, estado que se mantuvo hasta el día 7 de junio. Durante este periodo se tuvieron varios eventos explosivos

1.2 Marco Geológico del Popocatépetl

importantes relacionados a crecimientos de domos y se observaban columnas de cenizas de alturas considerables. Esta etapa eruptiva se puede considerar como la última de importancia, sin embargo, la actividad tanto sísmica como volcánica se ha mantenido alta y constante hasta la fecha de realización de este trabajo.

En resumen, desde el comienzo de este nuevo periodo eruptivo, el cual comenzó en 1994, la actividad en el Popo se ha caracterizado por etapas de crecimiento y destrucción de domos de lava, la cual al parecer ha ido cambiando de composición siendo cada vez más viscosa. Se ha convertido en “normal” el observar exhalaciones de cenizas y vapor de agua aún en los periodos de relativa calma en el volcán y los segmentos de eventos LP seguidos que evolucionan en episodios de tremor espasmódico y/o armónico sostenido han mostrado ser un precursor de importancia del crecimiento de domos y explosiones. Arciniega-Ceballos et al. (2003) presentan un resumen de la actividad sísmica entre 1994 y 2000 (Figura 1. 8) y la secuencia de eventos VT desde 1994 (modificada para este trabajo) se muestra en la Figura 1. 9.

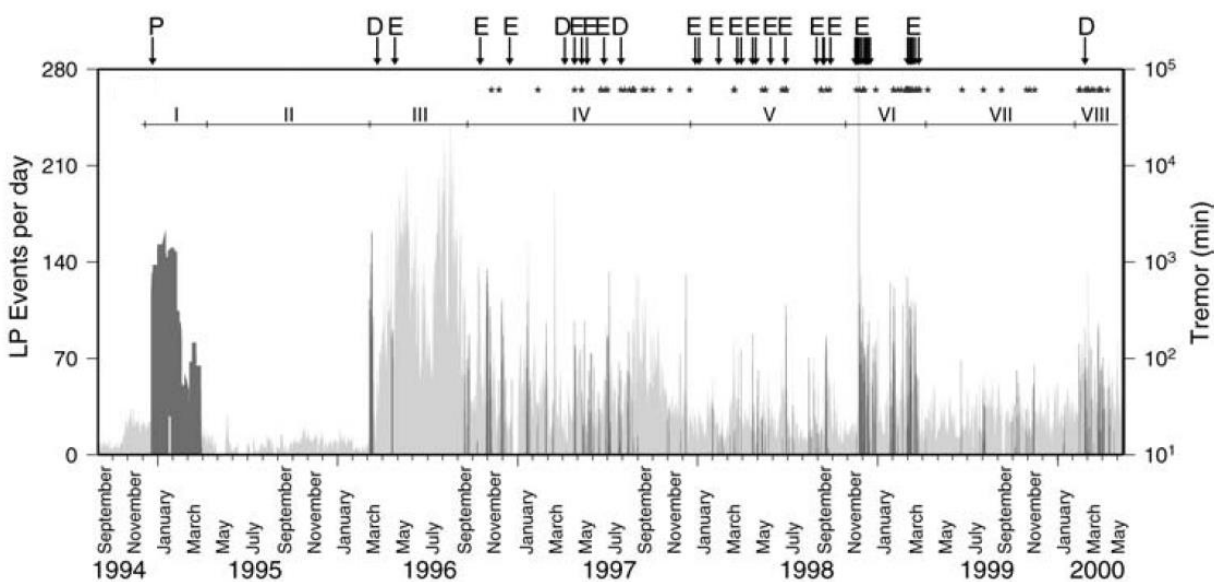


Figura 1. 8 Número de eventos LP por día (sombreado claro) y duración total de episodios de tremor por día (sombreado oscuro) para el periodo entre septiembre de 1994 a mayo de 2000. Las flechas marcan eventos de explosiones freáticas (P), explosiones vulcanianas (E), y observaciones visuales de nuevos domos en el cráter (D) (Arciniega-Ceballos et al., 2003).

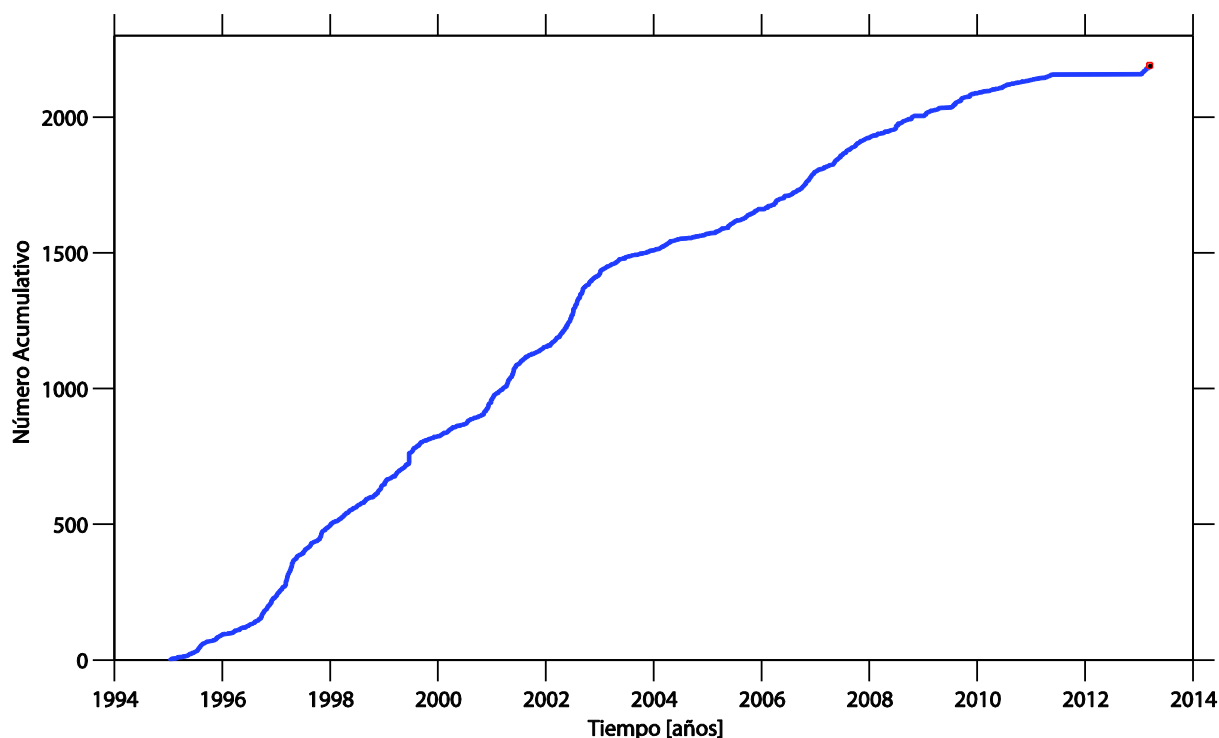


Figura 1.9 Serie de tiempo de los eventos vulcano-tectónicos, cuyo hipocentro fue calculado en el volcán Popocatepetl, para el periodo entre diciembre de 1994 a julio de 2013.

1.3 Morfología

Los eventos geológicos previamente mencionados, y los que actualmente acontecen, son los responsables de la morfología que hoy se observa en el volcán.

Los rasgos morfológicos más claros en el Popocatepetl ([Figura 1. 10](#)) están marcados por la diferencia de pendientes entre el cono terminal y los paleo-volcanes. Cifuentes (2009) hace una descripción de la morfología del volcán, en la cual detalla que en el lado noroeste, a aproximadamente 4200 m, se aprecia un cambio brusco en la pendiente, lo cual define el límite entre el Nexpayantla y el edificio volcánico actual; al oeste, la base del edificio se encuentra a 2200 msnm (altura promedio del Valle de México); y al sureste los flujos de lava se extienden hasta el Valle de Puebla a una altura inferior a 1500 msnm.

Robin y Boudal (1987) también notan la asimetría entre la parte norte irregular y las pendientes regulares (30°-35°) al sur del cono, y atribuyen esta diferencia en la morfología del volcán al crecimiento del volcán “primitivo” (Nexpayantla) al norte y la edificación de los otros dos conos sucesivos (i.e. El Ventorillo y el actual Popocatepetl en los flancos norte y sur respectivamente).

1.3 Morfología

El cráter tiene una forma elíptica con un eje mayor de 800 m orientado ENE-WSW y un eje menor de 600 m, y la parte más alta del cráter (cima) se encuentra a 5452 m al sureste mientras que la menor pared está a 5250 m en la pared noreste (Siebe y Macías, 2004).

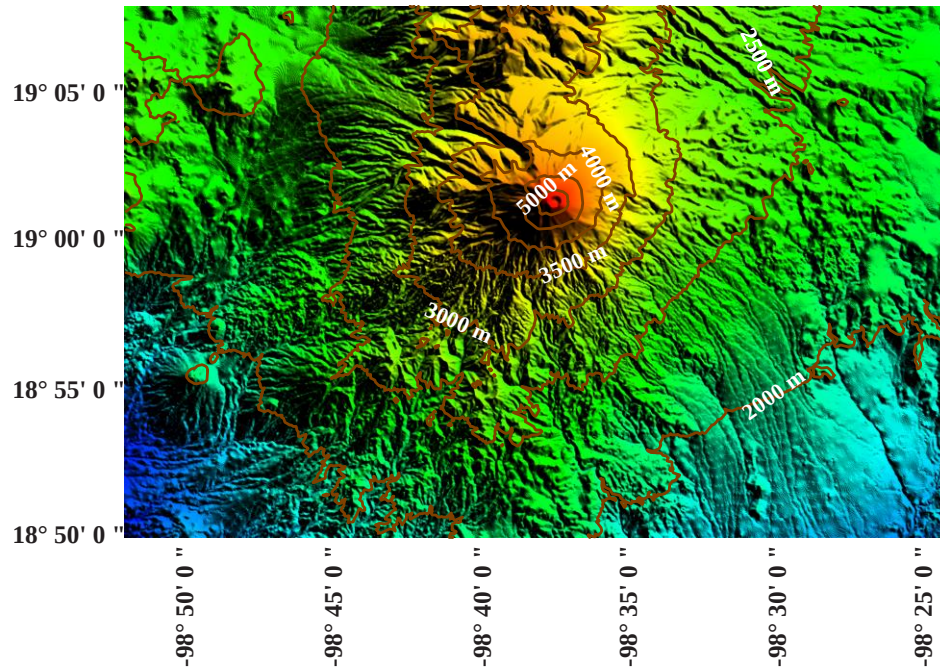


Figura 1. 10 Modelo de elevación digital del volcán Popocatepetl en donde se puede observar la morfología de la zona volcánica.

Capítulo 2. Sismicidad Volcánica

Los procesos físicos que pueden acontecer en un volcán generalmente se manifiestan en ondas sísmicas con diferentes características espectrales. La mayoría de estas ondas, dependiendo de factores como su magnitud, son registradas por sismómetros de periodo corto y de banda ancha, y sus orígenes se les atribuyen a diferentes fuentes en el volcán.

La primer clasificación de señales sísmicas volcánicas que se propuso fue de Minakami (1960, 1974a) y hasta la fecha sigue siendo muy utilizada. Sin embargo, a través de los años se han realizado diferentes clasificaciones más detalladas y específicas de algunos volcanes (Tokarev, 1966; Latter, 1979; Malone, 1983; Lahr et al., 1994; Chouet, 1996a; Harlow et al., 1996; McNutt, 1996, 2000a; Ratdomopurbo y Poupinet, 2000;).

A continuación se hace una descripción de algunas de las señales sísmicas que se han observado en el volcán Popocatepetl, basada en los trabajos mencionados previamente, entre otros.

2.1 Eventos Vulcano-Tectónicos (VT)

Este tipo de señales se asocia con eventos parecidos a los sismos tectónicos que ocurren en la corteza y podrían obedecer o no la Teoría del Rebote Elástico. Existen dos tipos de eventos vulcano-tectónicos:

2.1.1 *Eventos Tipo A o de Alta Frecuencia*

Se originan desde la base del volcán y hasta profundidades de 20 km. Cuentan con formas de onda muy parecidas a los sismos causados por el movimiento relativo de las placas tectónicas, en donde se puede observar claramente una fase P impulsiva seguida de las ondas S. Este tipo de eventos se caracteriza por su contenido de altas frecuencias (> 5 Hz). Algunos pueden presentar grandes amplitudes y sus magnitudes pueden ser tan altas (e.g. $M_{\text{coda}} > 5$) que se perciben en los poblados cercanos al volcán. Las frecuencias altas y las impulsivas llegadas de ondas P y S se podría deber a una baja atenuación debido a un corto viaje de las ondas por regiones de un alto *scattering* y por lo tanto menos atenuación de altas frecuencias (Wassermann, 2012).

2.1 Eventos Vulcano-Tectónicos (VT)

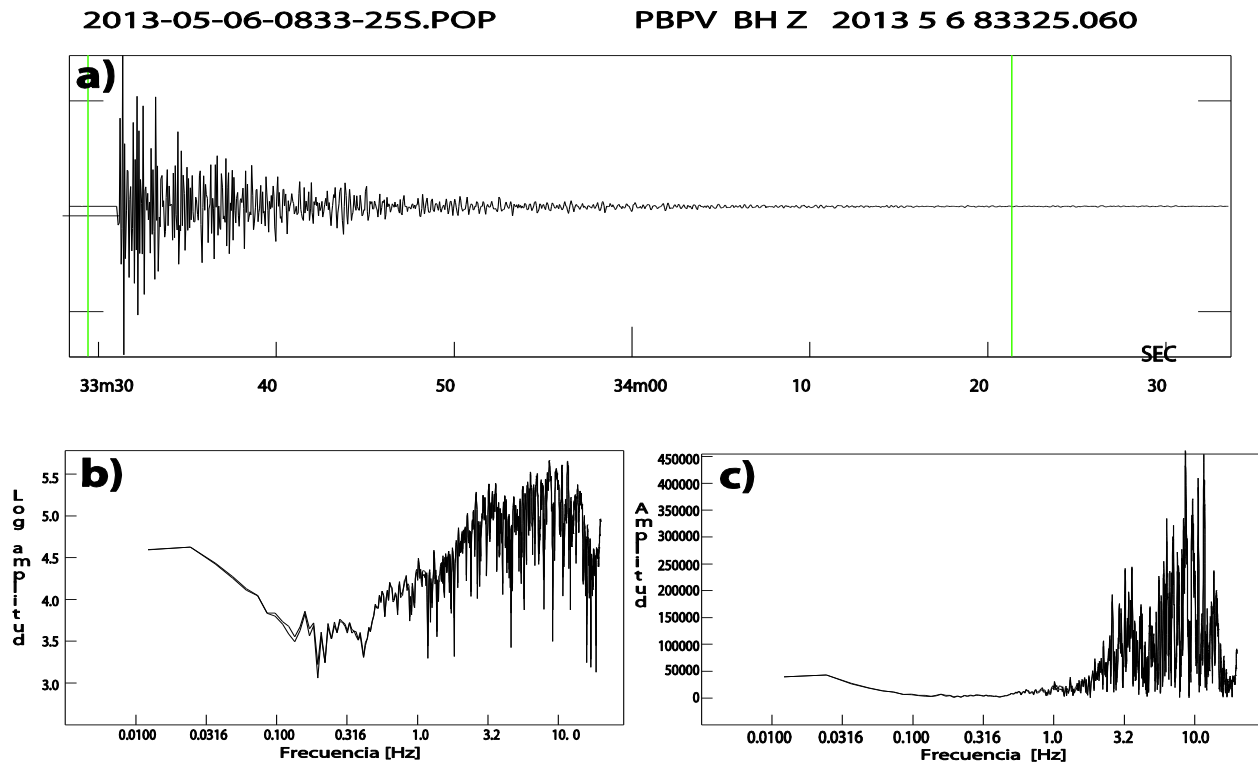


Figura 2. 1 Ejemplo de un evento vulcano-tectónico tipo A (o de altas frecuencias) en el volcán Popocatepetl. a) Sismograma de velocidades; b) Espectro de log-amplitud; c) Espectro de amplitud. Nótese en los espectros que la mayor cantidad de energía se acumula en las altas frecuencias. Las líneas en verde indican el segmento de traza para el cual se calculó los espectros y tanto la fecha como la hora del evento se muestra en la parte superior izquierda.

2.1.2 Eventos Vulcano-Tectónicos Tipo B

Los hipocentros se pueden ubicar dentro del edificio volcánico e inclusive a distancias muy cortas (< 1 km) del cráter. La llegada de las ondas P es emergente y por el contenido de frecuencias (1-10 Hz) hace que a veces sea muy difícil la detección de las ondas S (pero se considera que aplicando los filtros digitales adecuados es posible la detección de estas fases). El contenido de frecuencias bajas y la llegada emergente de las ondas P y S se podría deber a su origen tan somero y que esto incrementa la atenuación durante la propagación de onda (Wassermann, 2012).

Los eventos vulcano-tectónicos se generan por movimientos magmáticos que migran desde reservas profundas hacia reservas más someras y al edificio volcánico a través de conductos, diques y otras estructuras. Las rocas se encuentran bajo un régimen de esfuerzos el cual es afectado por esfuerzos adicionales generados por el movimiento de fluidos, en donde las rocas que se encuentran en la cercanía de los cuerpos magmáticos (e.g. cámaras magmáticas, diques, conductos) presentan un aumento en la presión de poro (Wiemer y Wyss, 2002) y un aumento en su estado de esfuerzos haciéndola más frágil para que eventualmente presente una ruptura. Así

mismo, los movimientos de fluidos en el interior de un volcán pueden reactivar las zonas de fracturamiento adyacentes (Zobin, 2012).

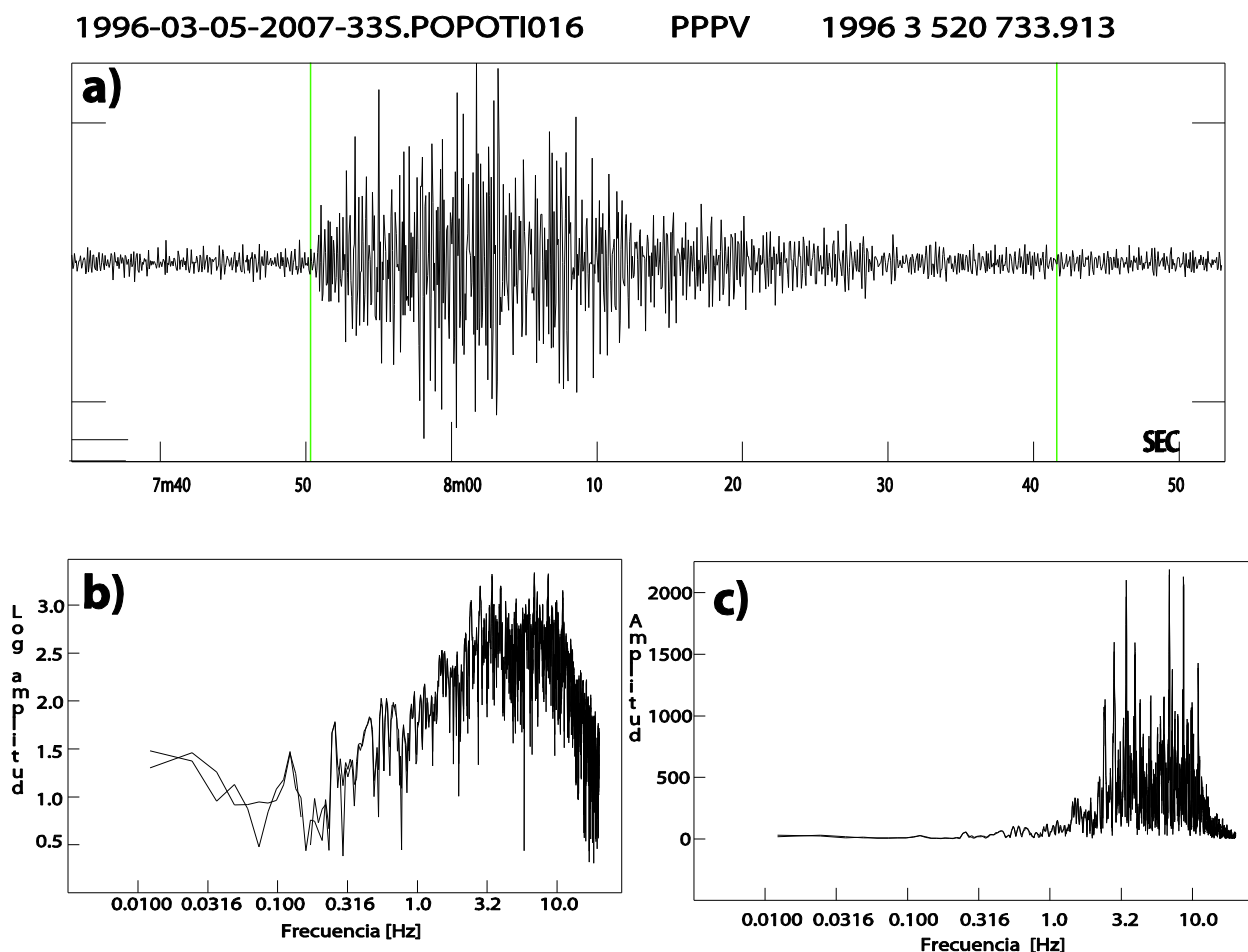


Figura 2. 2 Ejemplo de un evento vulcano-tectónico tipo B en el volcán Popocatépetl. a) Sismograma de velocidades; b) Espectro de log-amplitud; c) Espectro de amplitud. Las líneas en verde indican el segmento de traza para el cual se calculó los espectros y tanto la fecha como la hora del evento se muestra en la parte superior izquierda.

Una característica interesante en la actividad sísmica volcánica son los incrementos en el número de eventos en una zona determinada y en un intervalo de tiempo pequeño llamados enjambres o *swarms* y pueden ser una buena herramienta para la predicción de grandes erupciones (Benoit y McNutt, 1996). En estos enjambres no se puede observar con claridad un evento principal sobresaliente (i.e. la magnitud entre el mayor evento y el segundo mayor evento no se diferencia por mucho). Los *swarms* de eventos VT se pueden presentar antes, durante y después de la erupción de un volcán (Zobin, 2012). Gorelchik y Zobin (1971) distinguen dos grupos de enjambres en volcanes con base en su ocurrencia temporal, posición espacial y relación con actividad volcánica: La observación de los eventos tipo VT es muy importante para el monitoreo

2.1 Eventos Vulcano-Tectónicos (VT)

volcánico y la predicción de posibles erupciones, ya que en ocasiones se ha observado el ascenso de los hipocentros previo al inicio de actividad eruptiva (Koyanagi et al., 1976).

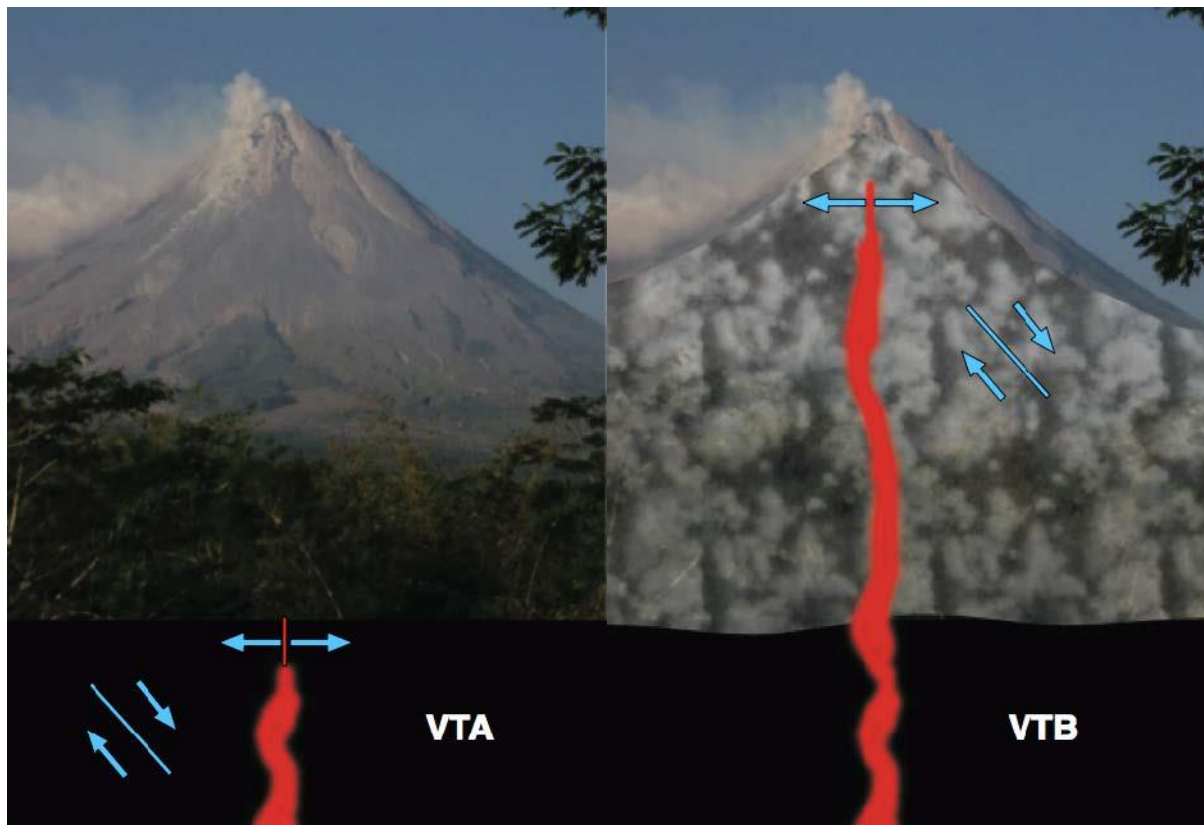


Figura 2.3 Modelos para eventos tipo A y B en los que se presentan la posibilidad de la reactivación de fallas pre-existentes por el incremento de esfuerzos provocado por el ascenso de magma y la posibilidad de un mecanismo de tensión provocado por el paso del magma por el sistema de conductos del volcán (Wassermann, 2012).

- Grupo 1: Generalmente precede las erupciones en el cráter de volcanes andesíticos y dacíticos. Estos enjambres consisten en micro-sismos volcánicos someros cuyo radio epicentral se encuentra entre 3 y 5 km del cráter y su hipocentro se encuentra dentro del edificio volcánico. Su duración puede variar de 7-10 días y hasta 3-5 semanas. Durante estos enjambres la energía total y las frecuencias de los sismos aumentan gradualmente alcanzando sus valores máximos al momento de la erupción.
- Grupo 2: Este tipo de enjambre precede generalmente erupciones de flanco en volcanes basálticos y andesíticos. Cuenta con eventos VT muy someros (< 5 km) y con un radio epicentral entre 3 y 10 km de la formación del nuevo cráter. El número de eventos aumenta rápidamente y cuando alcanza un máximo disminuye hasta cesar la actividad, esto ocurre hasta horas antes de la apertura de una fisura en el flanco del volcán.

Existen también otras clasificaciones basadas en la relación temporal de los enjambres y las erupciones (Benoit y McNutt, 1996).

Un ejemplo de la actividad sísmica, de tipo enjambre, previa a una gran erupción volcánica se pudo observar antes de la gran erupción lateral del Monte Santa Helena en 1980.

De la Cruz-Reina, et al. (2008) establecen que una liberación de esfuerzos acelerada podría resultar de un incremento en la densidad de fracturas y fisuras (i.e. un incremento en el número de fracturas por unidad de volumen), lo cual se podría interpretar como una degradación del material derivando en una ruptura, y por lo tanto se podría considerar como un precursor de erupciones en sistemas volcánicos cerrados.

2.2 Eventos de Baja Frecuencia (LP)

Los eventos de baja frecuencia o periodos largos (LP en inglés) son aquellos que cuentan con una llegada de onda P muy emergente y generalmente no tienen llegada de onda S visible. Sus frecuencias son bajas (< 5 Hz) y en el Popocatepetl por lo general se presentan cerca de 1 Hz. Es raro el poder localizar un evento LP, sin embargo cuando las señales son muy claras es posible realizar la localización del hipocentro mediante picado de fases (con la ayuda a veces de filtros digitales), curvas de amplitud-distancia y otros métodos. Cuando se logra localizarlos, generalmente los hipocentros de estos eventos se encuentran en la parte más somera del volcán (< 2 km). Sin embargo, en volcanes como el Kilauea (Hawaii) se han encontrado eventos LP a profundidades de hasta 30-40 km (Aki y Koyanagi, 1981; Shaw y Chouet, 1991).

Los eventos LP se pueden producir por diversos eventos volcánicos; uno de los modelos de fuente más conocidos es el de una fisura resonante que se abre mientras fluidos magmáticos y/o hidrotermales ascienden a la superficie (Chouet, 1996a). Otros autores (Seidl et al., 1981) proponen también modelos como cambios de presión dentro de la mezcla de gas y fluidos de baja viscosidad causando resonancia dentro del mismo magma.

James et al. (2006) demostraron experimentalmente que la geometría del conducto o dique es un parámetro clave en el flujo de los fluidos de baja viscosidad causando cambios de presión lo cual detona eventos de bajas frecuencias.

Nueberg et al. (2006) y Collier y Nueberg (2006) proponen que en sistemas de magmas viscosos la mayoría del ascenso de magma sucede asísmicamente hasta cierta profundidad en donde se comienzan a formar burbujas de gas y los cambios de presión en el conducto causan la resonancia.

2.2 Eventos de Baja Frecuencia (LP)

Cuando se llega a una región con roca más débil se forman grietas y fallas por donde el gas puede escapar y entonces el movimiento del magma se vuelve asísmico.

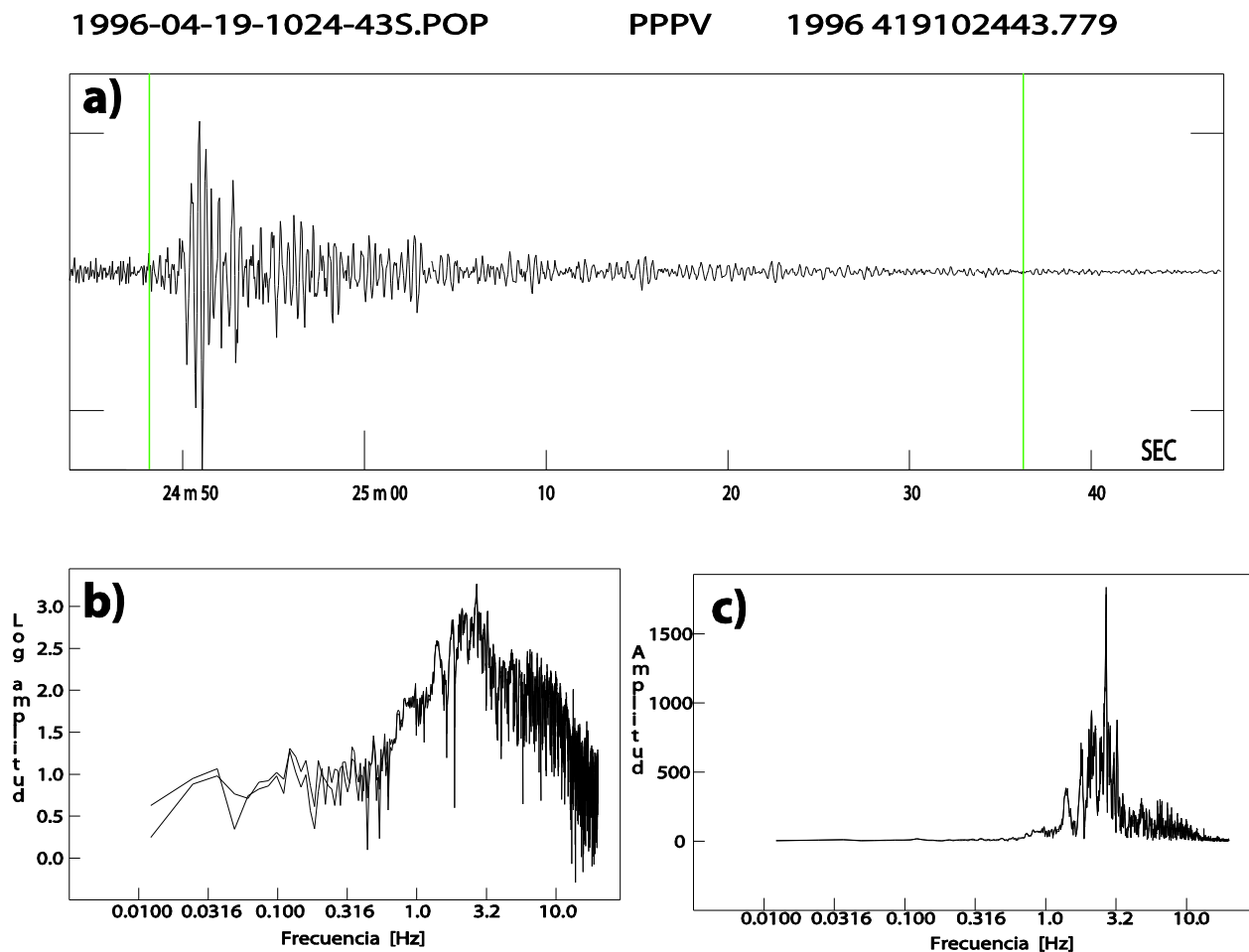


Figura 2. 4 Ejemplo de un evento de bajas frecuencias (LP) en el volcán Popocatepetl. a) Sismograma de velocidades; b) Espectro de log-amplitud; c) Espectro de amplitud. En este caso, a comparación de la [Figura 2. 1](#), se puede observar que la mayor parte de energía se concentra en las bajas frecuencias y comienzan a decaer a aproximadamente 3 Hz. Las líneas en verde indican el segmento de traza para el cual se calculó los espectros y tanto la fecha como la hora del evento se muestra en la parte superior izquierda.

Aunque el modelo de resonancia más común sea el de una fisura/falla llena de algún fluido, se han propuesto otros modelos de resonadores como una extensión errática de la punta de una grieta (Aki et al., 1977), emisiones acústicas derivadas del colapso de burbujas (Chouet, 1992), descargas rápidas de fluidos (Ferrick et al., 1982) y una caída de presión repentina causada por flujos inestables silenciosos (Morrissey y Chouet, 1997), entre otros.

Durante este tipo de eventos se puede llegar a observar, mediante las imágenes transmitidas en tiempo real desde las cámaras instaladas por el CENAPRED en las cercanías del volcán,

exhalaciones que confirman el movimiento de fluidos magmáticos y/o hidrotermales propuesto en los modelos (**Figura 2. 6**)

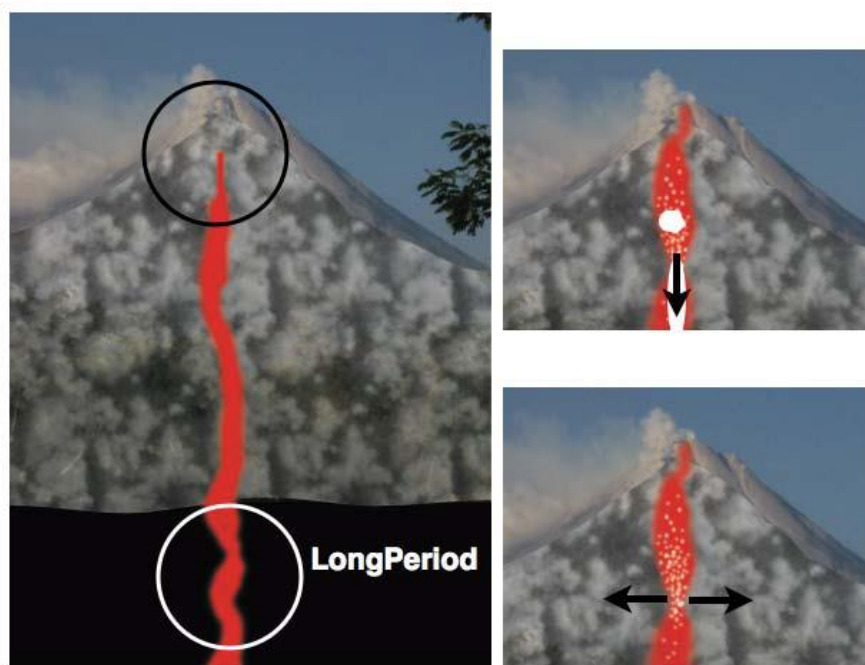


Figura 2. 5 Dos de los modelos propuestos para eventos tipo LP. El modelo más apropiado para las partes profundas del edificio volcánico es el de una fisura oscilante mientras que los eventos LP en las partes más someras pueden ser explicados por cambios de presión en los fluidos debido al ascenso de burbujas de gas así como su colapso (Wassermann, 2012).



Figura 2. 6 Exhalación del 17 de Abril de 2000 en el Volcán Popocatepetl (CENAPRED, 2000).

2.3 Eventos Híbridos y Multi-Fase

Los eventos híbridos son aquellos cuya señal tiene características tanto de eventos VT como de LP. Generalmente tienen espectros con un rango de frecuencias grandes ya que la llegada podría ser de altas frecuencias seguida de ondas más sinusoidales de baja frecuencia, de hecho, generalmente este es el caso. Esto se podría explicar como diferentes mecanismos dentro del volcán actuando casi al mismo tiempo; por ejemplo, Benson et al. (2010) sugieren, mediante experimentos en laboratorio, que los eventos híbridos son causados por la creación y/o deformación de grietas o fallas (lo cual produce las llegadas de altas frecuencias) y, una vez que se crean nuevos caminos, los fluidos se mueven rápidamente creando una resonancia de baja frecuencia que, como se observó con rocas saturadas de agua, tiene la capacidad de aislar las altas frecuencias y se presentan en las codas de la señal. Estos investigadores señalan que la magnitud y capacidad de aislar las altas frecuencias de estos eventos LP secundarios dependen de la cantidad de fluido de poro de las rocas así como de la cercanía de la roca a la falla.

Lahr et al. (1994) sugieren que este tipo de eventos podrían resultar del fallamiento en zonas de debilidad que intersectan fisuras llenas de fluido y por lo tanto involucran componentes de fuente de doble-pareja y volumétricas.

También se podría explicar los eventos híbridos como posibles efectos del trayecto de onda (Harrington y Brodski, 2007).

Los eventos híbridos generalmente están asociados con la salida de gas o exhalaciones de nubes blancas (Zobin, 2012) y los *swarms* de estos eventos se pueden asociar con el crecimiento de domos (Chouet et al., 2005).

Estos eventos resultan ser muy interesantes ya que podrían servir como precursores de actividad explosiva vulcaniana como se ha podido observar en el Volcán de Colima y en el Monte Santa Helena.

Los eventos Multi-Fase (MP) son parecidos a los eventos híbridos, sin embargo su contenido de frecuencias es mayor (3-8 Hz) y se han localizado en zonas más someras. Los mecanismos de fuente podrían ser los mismos que los de los eventos híbridos y se distinguen principalmente por señales complicadas en las que parecería que hay muchas fases interactuando una seguida de la otra, de ahí su nombre.

1995-06-21-0420-20S.POPOTI014 PM2V E 1995 621 42020.920

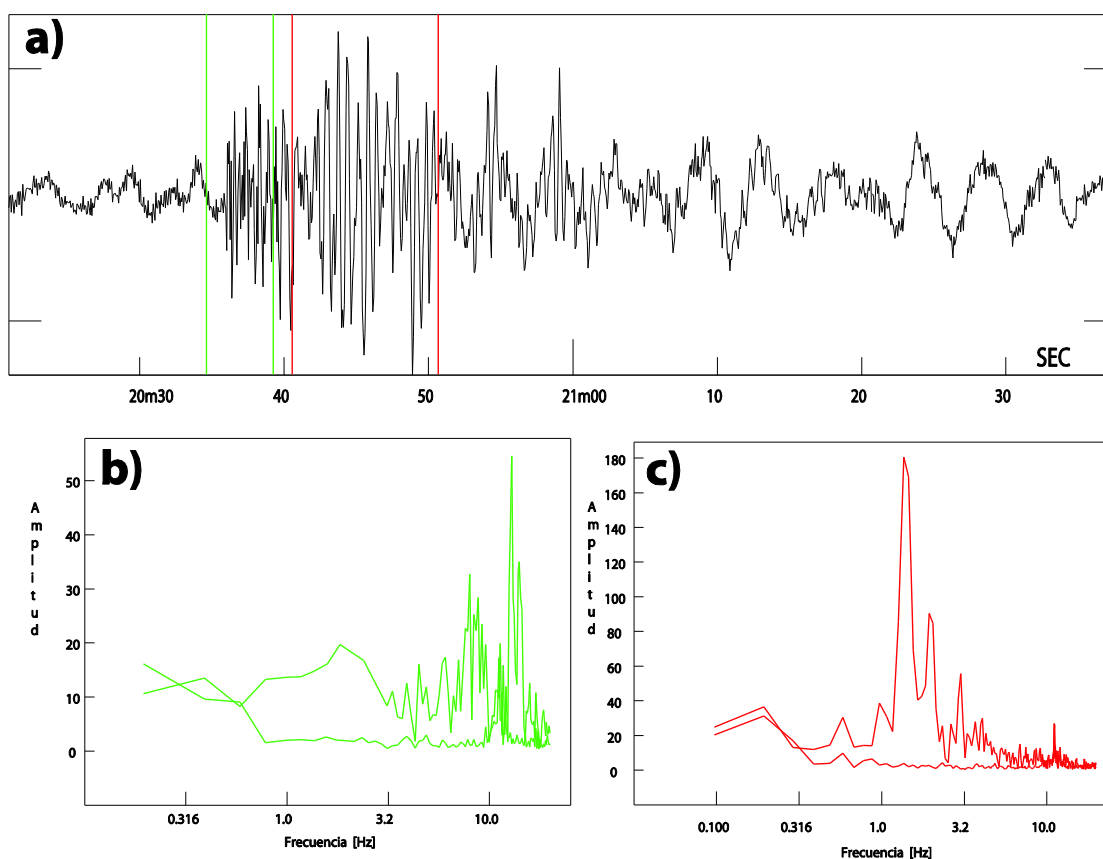


Figura 2.7 Ejemplo de un evento tipo híbrido en el volcán Popocatepetl. a) Sismograma de velocidades; b) Espectro de amplitud para el inicio de la señal (en verde) en donde se manifiestan las altas frecuencias atribuidas al fracturamiento de rocas; c) Espectro de amplitud para las fases de baja frecuencia (en rojo) asociadas al movimiento de fluidos.

2.4 Eventos de Periodos Muy Largos (VLP) y Periodos Ultra Largos (ULP)

Los eventos VLP (*Very Long Period*) son aquellos que se presentan con periodos que varían entre 2-100 s (.01 - 0.5 Hz) (Chouet, 2009). Generalmente se caracterizan por tener firmas impulsivas. Estos eventos son comúnmente observados durante actividad vulcaniana y fases explosivas relacionadas a destrucción de domos (Arciniega-Ceballos et al., 1999; Arciniega-Ceballos, 2002).

Ohminato et al. (1998) describieron la fuente de este tipo de eventos en el volcán Kilauea (Hawaii) como un conducto (de tipo fisura) magmático a una profundidad de 1 km, en el cual el magma es inyectado lentamente y posteriormente eyectado durante una rápida fase de deflación en la Zona del Rift del Este, lo cual explicaría los desplazamientos observados.

2.4 Eventos de Periodos Muy Largos (VLP) y Periodos Ultra Largos (ULP)

Chouet et al. (2005) analizaron eventos VLP durante erupciones vulcanianas en el Popocatépetl y asumiendo una fuente puntual y realizando una inversión de onda para los eventos en la banda de 15-70 s, proponen una fuente a 1.5 km debajo del lado oeste del cráter. El modelo consiste en una fisura somera buzando 10° hacia el este (*sill*), actuando simultáneamente con un conducto con un rumbo NE y con un echado cuasi-vertical (80° NW) (dique) cuya parte más superficial atraviesa la “chimenea” del volcán. Ambas estructuras experimentan secuencias de presurización, despresurización y represurización en un intervalo de 3-5 min. Las componentes volumétricas del tensor de momento y las componentes Este y Vertical del modelo de fuente de fuerza puntual indican que el movimiento de material se origina dentro del *sill* y detona una respuesta de movimiento de masa en el dique.

Los eventos ULP (*Ultra Long Period*) son los que se presentan con periodos arriba de 100 s ($f < 0.01$) y son en principio muy parecidos a los eventos VLP. Generalmente se pueden detectar en volcanes de viscosidad baja-media.

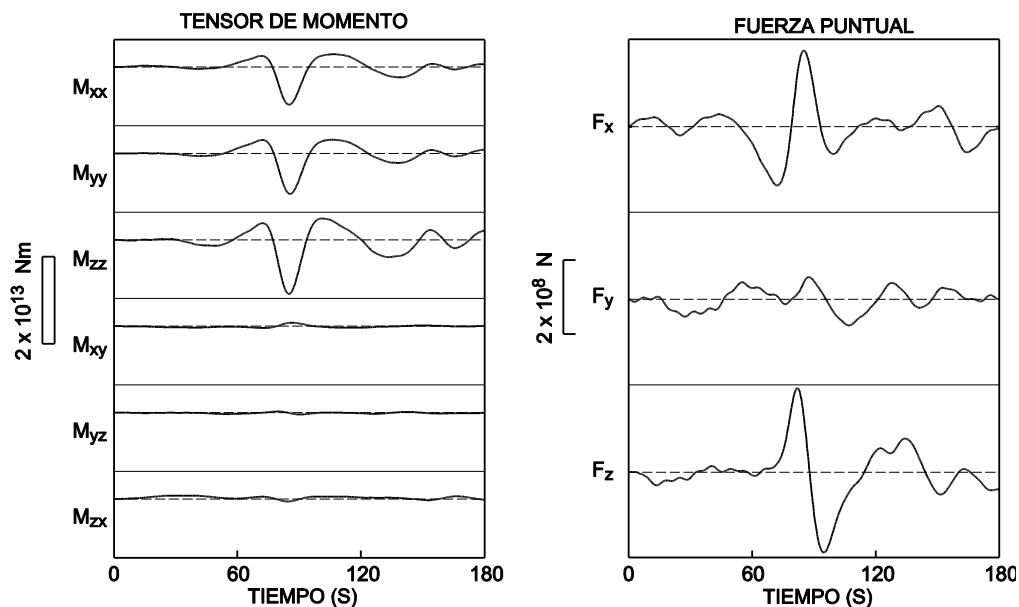


Figura 2. 8 Función de tiempo de fuente del evento VLP registrado el 23 de mayo de 2000 en el volcán

Popocatépetl. Las componentes dominantes del tensor de momento son las volumétricas y las componentes dominantes del modelo de una fuerza son la x (Este) y z (Vertical), lo cual implica un movimiento vertical del dique (Chouet et al., 2005).

Estos eventos pueden ser reconocibles en instrumentos de banda ancha y filtrando las señales con filtros pasa-banda y/o pasa-bajas dependiendo del caso. Wassermann (2012) recomienda que para la observación de eventos ULP se deben de colocar los instrumentos de banda ancha lo más

cercano al cráter del volcán, ya que sólo son observables en el campo cercano (con un factor geométrico de dispersión proporcional a $\frac{1}{r^2}$).

Algunos autores (e.g. Dreier et al., 1994; Neuberg et al., 1994; Wassermann, 1997) notaron un aumento en los eventos ULP algunos minutos antes de la llegada de una erupción estromboliana en el volcán Stromboli (Italia).

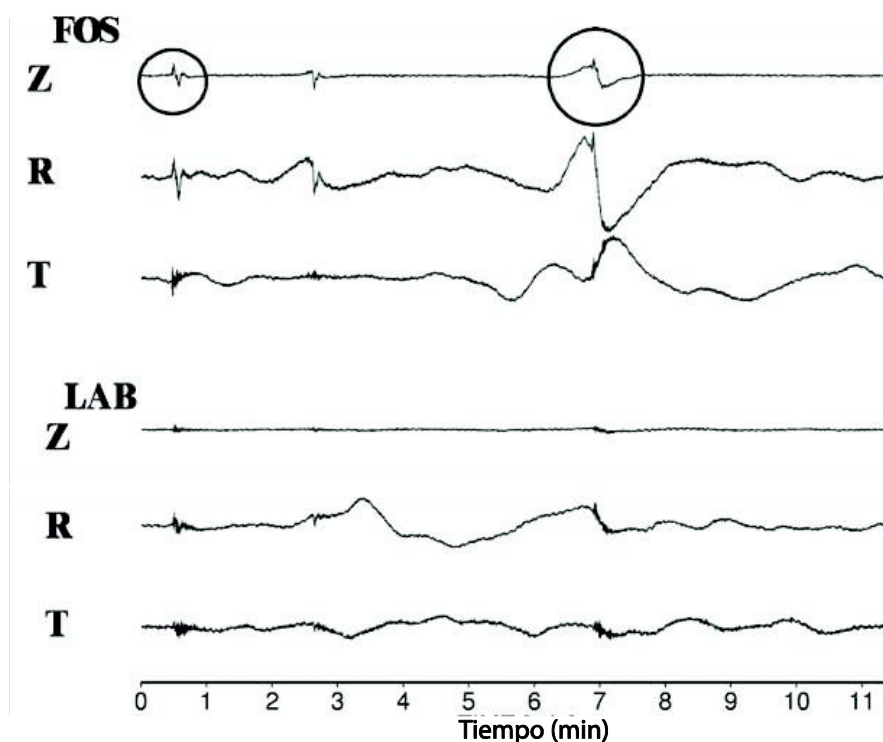


Figura 2. 9 Señal de evento ULP registrada con un sismómetro de banda ancha Streckheisen STS2 en el volcán Stromboli. Se removió la respuesta del instrumento hasta 300 s y las trazas resultantes se integraron para reflejar el desplazamiento. Las primeras 3 trazas muestran las tres componentes de una estación situada a 400 m de la “chimenea” del volcán, mientras que las 3 trazas de abajo muestran las componentes de una estación situada a 1800 m del cráter. Como se puede observar las señales son claramente visibles solamente en el campo cercano. Los círculos muestran dos señales distintas de actividad estromboliana (Modificada de Wassermann, 2012).

2.5 Explosiones

Las señales de este tipo acompañan a las etapas eruptivas de tipo estromboliano, vulcaniano u otro tipo de actividad explosiva. Los sismos explosivos se presentan en el rango de frecuencias entre 0.1 y 50 s (0.02 – 10 Hz) (Arciniega-Ceballos et al., 1999) pero son considerados como eventos de baja frecuencia. El movimiento de partícula inicial siempre es compresional (hacia arriba) en cualquier dirección.

2.5 Explosiones

La mayoría de las señales explosivas van acompañadas de señales sónicas relacionadas a la onda de choque que se origina cuando el gas en expansión se acelera al salir de la “chimenea” volcánica (Wassermann, 2012). Estas ondas de choque se observan como fases de alta frecuencia en los sismogramas.

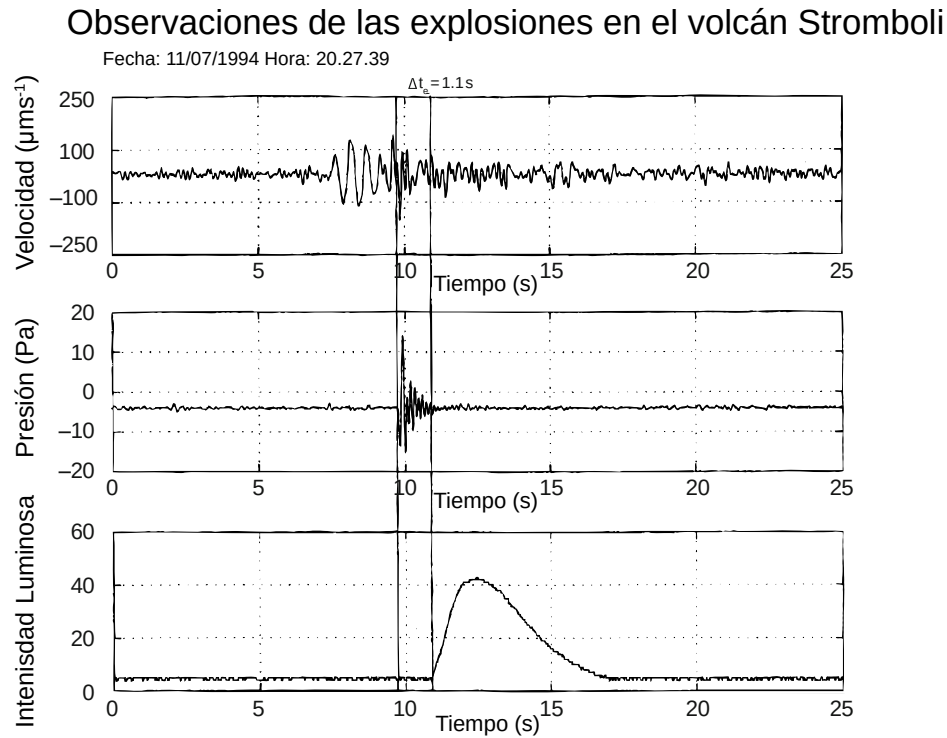


Figura 2. 10 De arriba hacia abajo: Registros sísmico, infrasónico y de intensidad luminosa de una explosión en el volcán Stromboli (Italia), la fecha y hora del evento se muestran (Modificada de Ripepe et al., 2001).

Como se muestra en el ejemplo de la [Figura 2. 10](#), la mayoría de las explosiones tienen una llegada de baja frecuencia seguida de un paquete de altas frecuencias provocado por la llegada de la onda de choque (véase como coinciden las altas frecuencias del registro sísmico con la llegada de la señal del registro sónico). Este retraso en tiempo es explicado por los modelos de fuente de las explosiones volcánicas que se intentan explicar a continuación. También se puede observar un retraso en tiempo entre la señal infrasónica y el registro de intensidad luminosa, éste depende de la velocidad de propulsión del gas y la velocidad de sonido dentro del conducto.

Los siguientes modelos de fuente fueron desarrollados, en principio, con base en observaciones del volcán andesítico Sakurajima (Japón) y por su similitud geológica con el volcán Popocatepetl y de los procesos vulcanianos que se llevan a cabo en ambos, se consideran los más adecuados para este trabajo. Sin embargo, se recomienda consultar la bibliografía para más información acerca de los diferentes tipos de explosiones que pudiese presentarse en los volcanes (e.g.

Capítulo 2. Sismicidad Volcánica

explosiones estrombolianas, plinianas, freato-magmáticas, etc.), las señales sísmicas asociadas y los modelos de fuentes propuestos para ellos.

En 1985, Ishihara demostró mediante la comparación de registros sísmicos y de video que las explosiones en el volcán Sakurajima ocurrían entre 1 y 2 km debajo del cráter y unos cuantos segundos antes de la explosión en la “chimenea” volcánica, las cuales generaban ondas de choque. Más tarde, se propusieron modelos de fuente para darle una explicación a las observaciones de Ishihara, las cuales concuerdan con las explosiones en otros volcanes (e.g. Volcán de Colima, Popocatepetl). Algunos de los trabajos realizados muestran concordancias en sus modelos; por ejemplo, Uhira y Takeo (1994) mostraron que el mecanismo de fuente dominante para las señales explosivas en el volcán Sakurajima es una componente del tensor de momento cilíndrica, explosiva e implosiva en la profundidad de la fuente. Iguchi (1994) propone un modelo de fuente de expansión vertical en el que una bolsa de gas se expande verticalmente en un conducto lleno de una mezcla de magma viscoso y gases, “sellado” por un domo de lavas. La liberación de presión en la bolsa de gas produciría una explosión en el conducto.

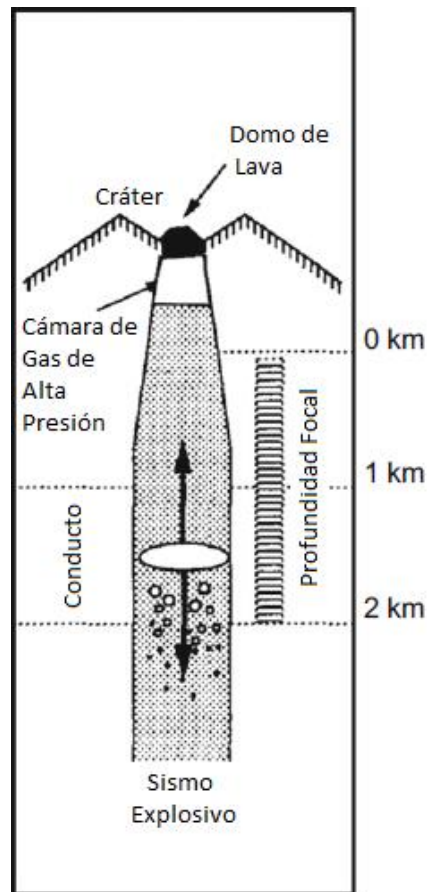


Figura 2. 11 Modelo de Fuente de Expansión Vertical (Modificada de Iguchi, 1994).

2.5 Explosiones

Iguchi comprobó su modelo mediante el análisis de sismogramas, en los cuales observó que todas las primeras llegadas eran compresionales y las componentes dominantes del tensor de momento eran las verticales.

Tameguri et al. (2002) descompusieron los sismos explosivos volcánicos en dos procesos: el primero es una expansión isotrópica seguida por una contracción de un cilindro a 2 km de profundidad (apoyado por el modelo de Uhira y Takeo), y el segundo es una expansión isotrópica y una contracción horizontal subsecuente a profundidades entre 0.25 y 0.5 km debajo del fondo del cráter, lo cual ocurre aproximadamente 1 s después de la primer detonación y coincide con la llegada de la onda de choque.

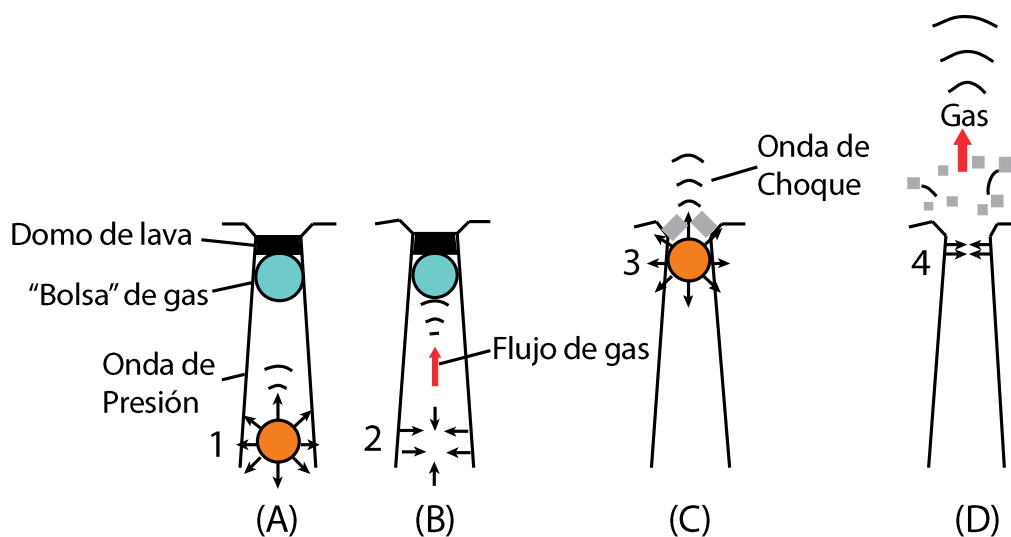


Figura 2.12 (A) Ocurre una expansión isotrópica a profundidad (2 km en este ejemplo). Después se genera una onda de presión y se propaga a través del conducto hacia el cráter. (B) Se genera una contracción cilíndrica por el decremento de presión en la región de la fuente debido al escape de gases hacia arriba. (C) Expansión de la bolsa de gas debajo del domo de lava por el excitamiento producido por la onda de presión que se propaga desde una fuente a profundidad. Al mismo tiempo, una onda de choque es eyectada del cráter. (D) Se liberan los gases de la parte alta del conducto y comienza una contracción horizontal entre 1 y 2 s después del comienzo de la expansión (Modificada de Tameguri et al., 2002).

Por último, Zobin et al. (2006a,b; 2009b) proponen un modelo en el que se describen los procesos de explosiones volcánicas como dos etapas. La primera etapa consiste en el ascenso de magma fragmentado a la superficie lo cual detona una explosión (pre-explosión) y una explosión subsecuente (co-explosión).

Este modelo aplica tanto para volcanes basálticos como para volcanes con magmas más viscosos (e.g. andesíticos, dacíticos). En los volcanes basálticos el pulso inicial podría ser producido por una rápida expansión de gas en el conducto magmático (Ripepe et al., 2001), generando

explosiones estrombolianas. En los volcanes de magmas ácidos el pulso inicial podría ser producido por la filtración de gas a través de un sistema de burbujas interconectadas (Melnik y Sparks, 1999) y en estos volcanes generalmente se producen explosiones vulcanianas.

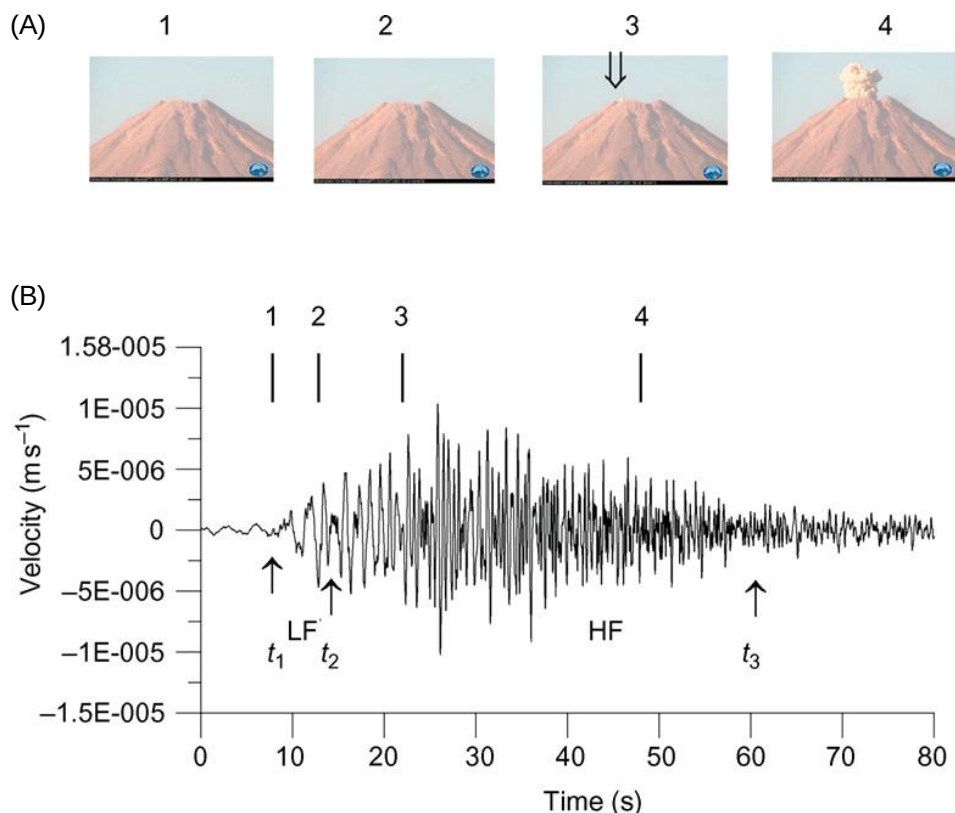


Figura 2.13 Comparación del registro sísmico y de video para una explosión en el Volcán de Colima. La etapa de pre-erupción es la comprendida entre t_1 y t_2 y la etapa de co-erupción es la comprendida entre t_2 y t_3 . Nótese la coincidencia de llegada de las altas frecuencias en el sismograma (3) y la primera observación de salida de material en el cráter, esto se debe a la segunda explosión mencionada en el modelo, la cual genera una onda sónica (Zobin et al., 2009b).

2.5.1 Magnitud de Explosiones Volcánicas

Nishimura (1998) mostró que el desplazamiento del campo lejano debido a una explosión es proporcional al área del conducto del cráter y obtuvo una ley de escalamiento para los sismos de explosiones volcánicas.

Aunque esta relación podría ser útil cuando el radio del conducto puede ser calculado mediante observaciones visuales, no es muy precisa y no es constante con el tiempo ya que, obviamente, el tamaño del radio del conducto varía con el tiempo, sin embargo nos ofrece un buen aproximado.

2.5 Explosiones

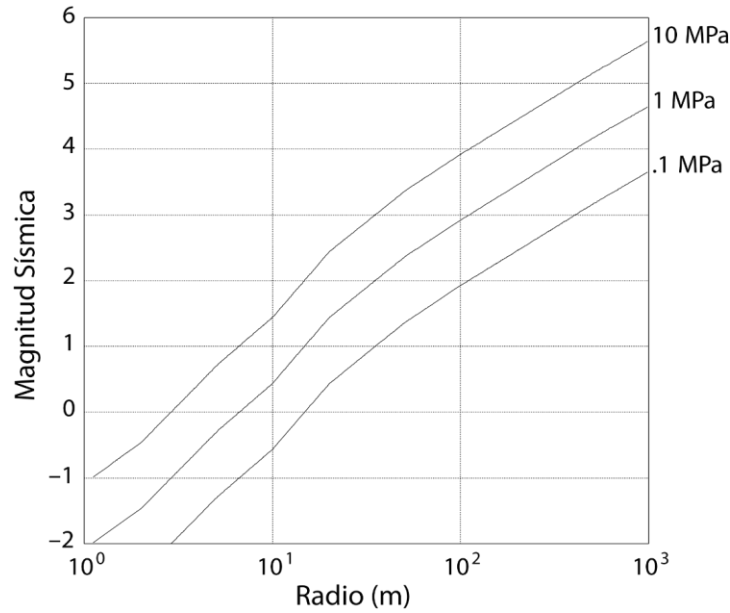


Figura 2. 14 Relación entre la magnitud de explosiones volcánicas y el radio del conducto observado. Las líneas muestran una relación teórica para las presiones de exceso iniciales asumidas en Megapascuales (Modificada de Nishimura, 1998).

Cruz-Atienza et al. (2001) definen una magnitud para explosiones volcánicas en el volcán Popocatepetl basados en estudios previos realizados en el Monte Santa Helena (Kanamori y Given, 1982; Kanamori et al., 1984; Brodsky et al., 1999;) y relaciones establecidas para 10 explosiones en el Popocatepetl.

La primera ecuación establece una escala de magnitud general para explosiones en el Popo basada en el impulso K :

$$M_k = \left(\frac{2}{3}\right) \log(K) - 4.71 \quad (2.1)$$

En donde:

$K = \tau F / 2$ [$N \cdot s$] es el impulso

τ [s] = tiempo de duración de fuente

F [N] = Fuerza

La segunda ecuación depende de la amplitud de onda en la estación PPIG (estación de banda ancha instalada en Cerro Tlamacas por el Instituto de Geofísica) y se encontró con base en las

relaciones entre $\log(F)$ y $\log(\tau)$, y $\log(F)$ y $\log(A)$ determinadas para las 10 explosiones del volcán mencionadas previamente.

$$M_k = \log(A) + 6.08 \quad (2.2)$$

En donde:

$$A = \sqrt{A_N^2 + A_E^2 + A_Z^2}$$

Y

A_N , A_E y A_Z son las amplitudes pico de las componentes N, E y Z de la estación PPIG, respectivamente, y las unidades son [cm/s].

Esta ecuación podría ser sumamente útil para el cálculo rápido de cualquier explosión en el Popocatepetl que sea registrada en la estación PPIG y, como se puede ver, es sumamente fácil de utilizar ya que el único parámetro que se necesita es la amplitud de onda.

2.6 Tremores Volcánicos

Los tremores volcánicos son señales continuas con una forma, generalmente, sinusoidal irregular de larga duración. Estos se presentan, generalmente, como señales continuas de vibraciones monotónicas (armónicas) o no-monotónicas (espasmódicas) con duraciones desde minutos hasta meses (e.g. [Figura 2. 15](#)).

Como bien lo sintetizan Arciniega-Ceballos et al. (2003), existen diferentes tipos de tremores con diferentes características, asociados a diferentes tipos de actividad volcánica. En el volcán Stromboli (Italia), un volcán basáltico, los tremores se originan por la alteración de la columna de fluidos debida a oscilaciones y/o explosiones de burbujas durante procesos de desgasificación (Ripepe et al., 1996; Chouet et al., 1997). En el Monte Redoubt (Alaska) se observó un tremor que fue el resultado de un enjambre de eventos tipo LP, los cuales terminan confluyendo formando el tremor (Chouet et al., 1994). En el volcán Merapi (Indonesia), los tremores son comunmente asociados con fases de crecimiento de domos (Seidl et al., 1990; Ratdomopurbo y Poupinet, 2000).

El Popocatepetl, dependiendo de la etapa eruptiva en la que se encuentre, ha presentado tipos de tremor parecidos a los mencionados anteriormente (e.g. [Figura 2. 16](#)). Los enjambres de eventos tipo LP que derivan en tremor se observaron durante distintos episodios de actividad entre 1995 y 2000 (Arciniega-Ceballos et al., 2000). También, se han observado tremores prolongados que

2.6 Tremores Volcánicos

ocurrieron durante el emplazamiento de domos de lava y tremores esporádicos con espectros cuasi-monocromáticos que acompañan emisiones de cenizas y eventos explosivos (Arciniega-Ceballos et al., 2003).

Los tremores en el Popocatepetl llegan a durar entre 3 y 15 min y hasta días (Arciniega-Ceballos et al., 2003). Observaciones en distintos volcanes alrededor del mundo (e.g. Arenal (Costa Rica), Redoubt (Alaska), Galeras (Colombia)) indican que los eventos LP y los tremores comparten ciertas características espectrales, con periodos típicos en el rango de 0.2-2 s (0.5-5 Hz) (Benoit y McNutt, 1977; Chouet et al., 1994; Gil-Cruz y Chouet, 1997). Para explicar estas similitudes se han propuesto modelos de mecanismos de una fuente en común, uno de los más conocidos es el de una fisura o conducto lleno de fluido alterado por una perturbación en la presión del fluido (Chouet, 1985, 1986, 1996).

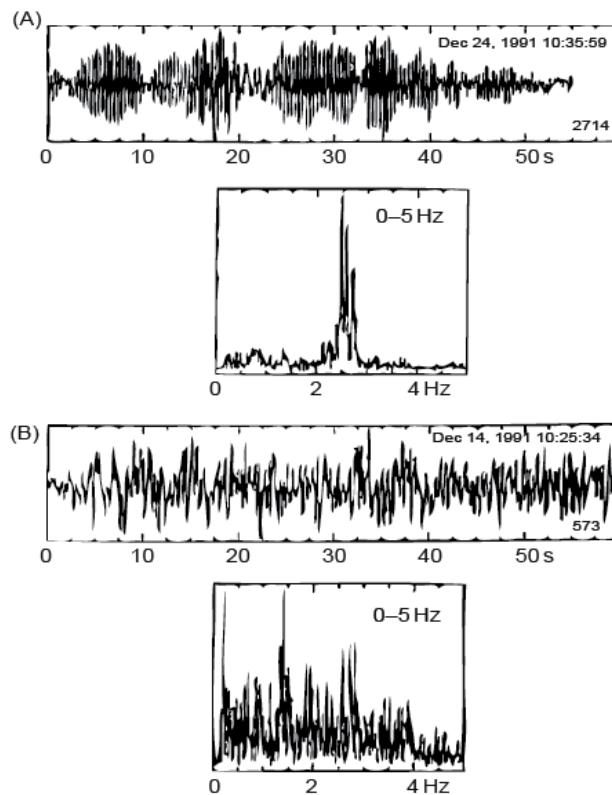


Figura 2.15 Sismogramas verticales de tremor armónico (A) y espasmódico (B), y sus respectivos espectros, observados en el volcán Sakurajima (Japón). Como se puede observar, los tremores armónicos presentan picos dominantes en sus espectros, mientras que los tremores espasmódicos o esporádicos no. Las escalas verticales en los espectros son arbitrarias (Kawakatsu et al., 1992).

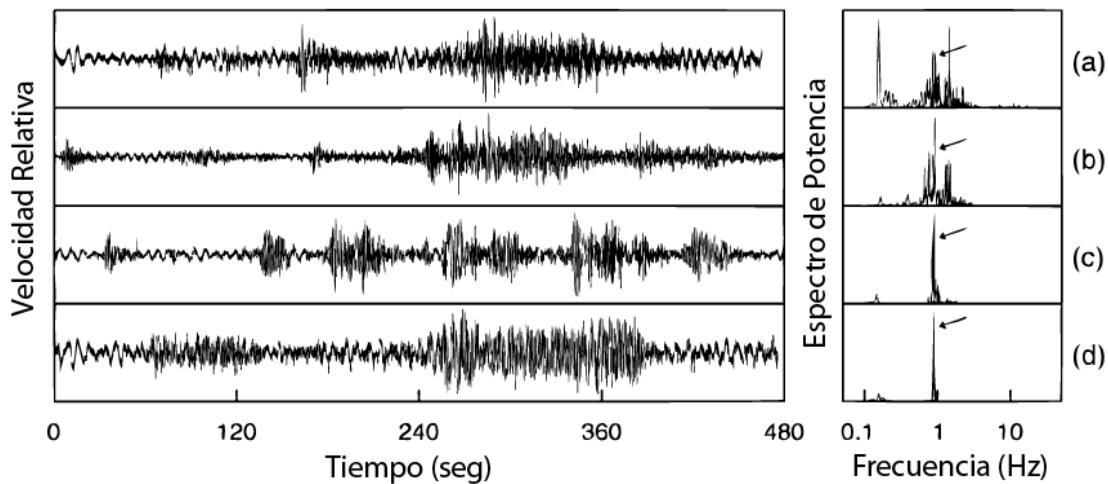


Figura 2. 16 Sismogramas de episodios de tremores típicos en el volcán Popocatepetl y sus espectros de potencia correspondientes. a, b Ejemplos de tremores espasmódicos. c Enjambre de eventos LP derivando en un tremor de características cuasi-monocromáticas. d Tremor monocromático (Modificada de Arciniega-Ceballos et al., 2003).

2.6.1 Modelo de Fisura Llena de Fluido

Los primeros en proponer este modelo fueron Aki et al. (1977), modelando cuantitativamente (utilizando el método de diferencias finitas de dos dimensiones) los tremores observados en el volcán Kilauea. El modelo, posteriormente modificado y extendido a tres dimensiones por Chouet (1986), consiste en una fisura rectangular llena de fluido, contenida en un medio elástico lineal infinito (Figura 2. 17). El espesor de la falla es mucho menor que el de la longitud de onda de las señales de interés. Este modelo es un compuesto entre un elemento detonante (la fuente de energía) y un resonador (la fisura llena de fluido). Se aplica una presión transitoria sobre un área pequeña de la pared de la fisura, lo que detona la resonancia acústica.

Las características de la resonancia de la fisura llena de fluido depende directamente de la geometría del conducto (i.e. la fisura), las propiedades físicas del fluido y los sólidos, el contraste de impedancias entre los fluidos y sólidos, las características espacio-temporales de las fluctuaciones de presión y las condiciones de frontera en la fisura. Los contrastes de impedancia afectan tanto la frecuencia como la duración de la señal.

2.6 Tremores Volcánicos

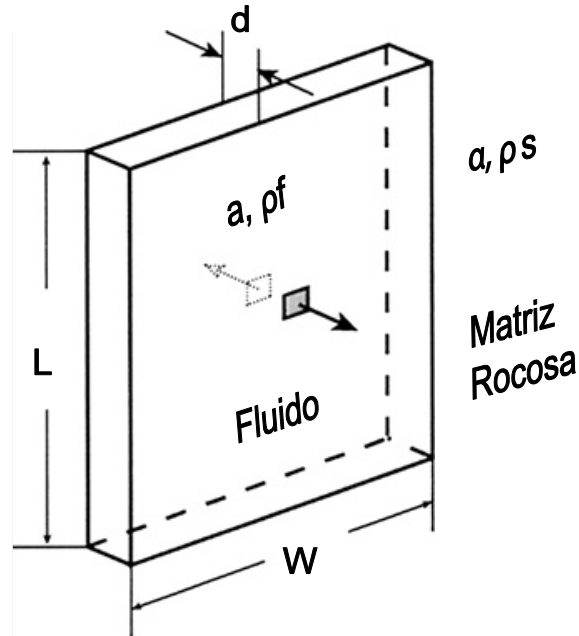


Figura 2. 17 Modelo de fisura rectangular con ancho W , longitud L , y apertura de fisura d . a es la velocidad del sonido propagándose en el fluido dentro de la grieta, α es la velocidad de la onda P en la matriz rocosa, ρ_f es la densidad del fluido y ρ_s es la densidad de la matriz rocosa (Modificada de Chouet, 2003).

2.6.2 Modelo de Vibración de Conductos

Este modelo (Seidl et al., 1981; Schick et al., 1982b; Gresta et al., 1991) básicamente establece que los flujos transitorios dentro de los conductos volcánicos pueden generar tremores con ciertas frecuencias, dependiendo de la geometría del conducto. Los gases y el vapor que logran escapar a través de conductos abiertos se consideran responsables por movimientos turbulentos en el magma, y por lo tanto los conductos llenos de magma en la parte superior de la estructura volcánica se comportan como osciladores. Shick et al. (1982a) realizaron un modelo (Figura 2. 18) de los posibles conductos principales en el Monte Etna (Italia), en donde los modos de vibración dependen de la geometría del conducto, ya que la oscilación dependerá de la relación entre el grosor del conducto y la longitud de onda. Este modelo coincide con observaciones de la mayoría de los tremores volcánicos en el Etna (Figura 2. 19).

Los tremores, vayan acompañados o no de observaciones como formaciones de domos, exhalaciones de vapor y/o cenizas u otro evento, son señales de alta actividad volcánica, y en muchas ocasiones han sido considerados como la mejor señal precursora de una explosión o exhalación volcánica.

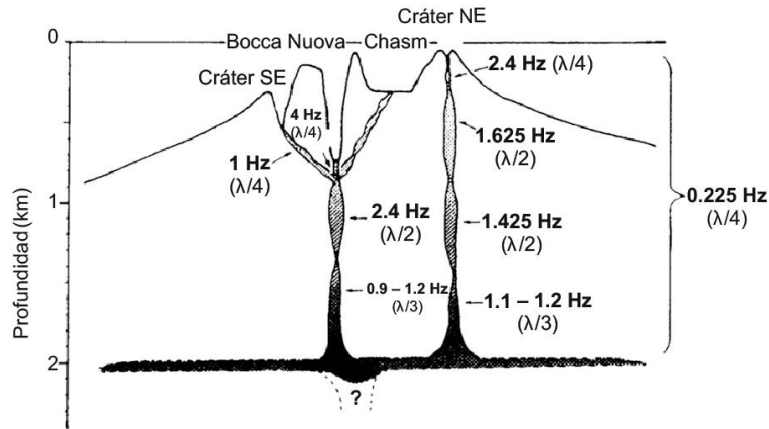


Figura 2. 18 Esbozo del modelo propuesto para los conductos principales en el Monte Etna (Italia). Bocca Nuova y Chasm corresponden a los nombres de los cráteres centrales activos (Modificada de Schick et al., 1982a).

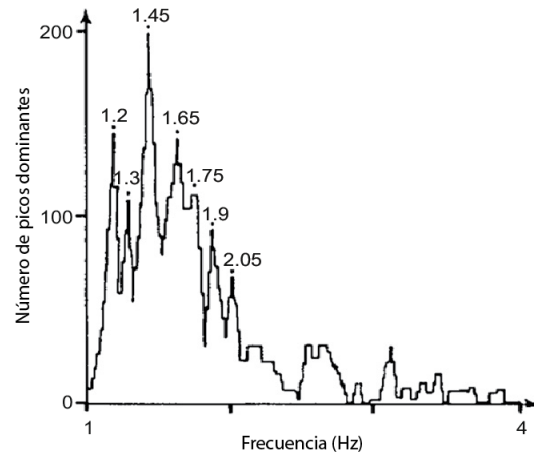


Figura 2. 19 Histograma de los picos espectrales dominantes en los tremores registrados entre Enero 1973 y Enero 1985 en el Monte Etna (Italia) (De Cosentino et al., 1989).

2.7 Otras Señales Sísmicas Volcánicas

Entre otras de las señales volcánicas que se puede llegar a observar en los registros sísmicos de las redes de monitoreo, existen tres que son comunmente observadas durante y después de periodos de actividad y se encuentran ligadas a procesos superficiales.

Las señales sísmicas producidas por distintos fenómenos superficiales no son exclusivas de los volcanes. Por ejemplo, dentro de los registros sísmicos de banda ancha en muchas partes del mundo (y más allá del mundo) se han podido registrar desde eventos como el impacto de meteoritos en la supeficie lunar (Nakamura et al., 1982), hasta avalanchas en montañas nevadas (Lacroix et al., 2012). Uno de los casos más famosos de señales sísmicas registradas, debidas a

2.7 Otras Señales Sísmicas Volcánicas

procesos superficiales, es el de la caída de un gran bloque de granito de aproximadamente 80,000 toneladas en el Valle de Yosemite (California). Este evento pudo ser registrado en varias estaciones sísmicas cercanas y pudo ser analizado de manera detallada (Wieczorek et al., 2000; <http://seismo.berkeley.edu/blog/seismoblog.php/1996/12/10/199>).

Los principales eventos volcánicos superficiales son los siguientes:

2.7.1 *Flujos Piroclásticos*

Las señales que representan los flujos piroclásticos ocasionados por distintos mecanismos son, generalmente, de larga duración, cuentan con llegadas emergentes y presentan espectros con frecuencias en el rango de 1-10 Hz (Calder et al., 2002). También, cuando es posible, se pueden distinguir de otro tipo de eventos mediante la observación visual de grandes y calientes nubes de cenizas y de la gran producción de cenizas finas.

Los flujos piroclásticos se pueden dar por tres mecanismos:

- El colapso parcial de domos de lava (De Angelis et al., 2007).
- El colapso de columnas eruptivas (Zobin et al., 2006b).
- La destrucción explosiva de domos de lava en crecimiento (Zobin, 2012).

2.7.2 *Derrumbes*

La forma de las señales, así como el contenido de frecuencias y amplitudes son parecidas a las producidas por los flujos piroclásticos, sin embargo las señales de los derrumbes son más cortas.

2.7.3 *Lahares*

Los lahares (palabra proveniente de la isla de Java en Indonesia), son flujos rápidos y saturados de clastos de rocas y agua en los volcanes (Smith y Fritz, 1989). En este sentido, los lahares son eventos o procesos y no se refiere a los depósitos.

El estudio y monitoreo de estos eventos es de gran importancia ya que representa un gran riesgo geológico en volcanes activos con glaciares y/o que se encuentran en zonas tropicales, ya que el derretimiento del glaciar o la acumulación de aguas de lluvia pueden ser detonantes de lahares. Este monitoreo debe incluir aspectos sísmicos, acústicos y visuales.

En las últimas décadas, lahares en distintos volcanes del mundo han causado muertes y daños materiales (e.g. Villarica (Chile) en 1971; Nevado de Ruiz (Colombia) en 1985; Monte Redoubt

Capítulo 2. Sismicidad Volcánica

(Alaska) en 1989; Volcán Casita (Nicaragua)). Uno de los casos en los que el monitoreo y alerta temprana de lahares ha salvado vidas es en el Monte Ruapehu (Nueva Zelanda), en donde después de las erupciones en 1995-96 se instalaron medidas de seguridad para alertar a los miles de esquiadores que visitan el volcán en temporadas de nieve. En 1958 un lahar en este mismo volcán causó la muerte de al menos 151 personas.

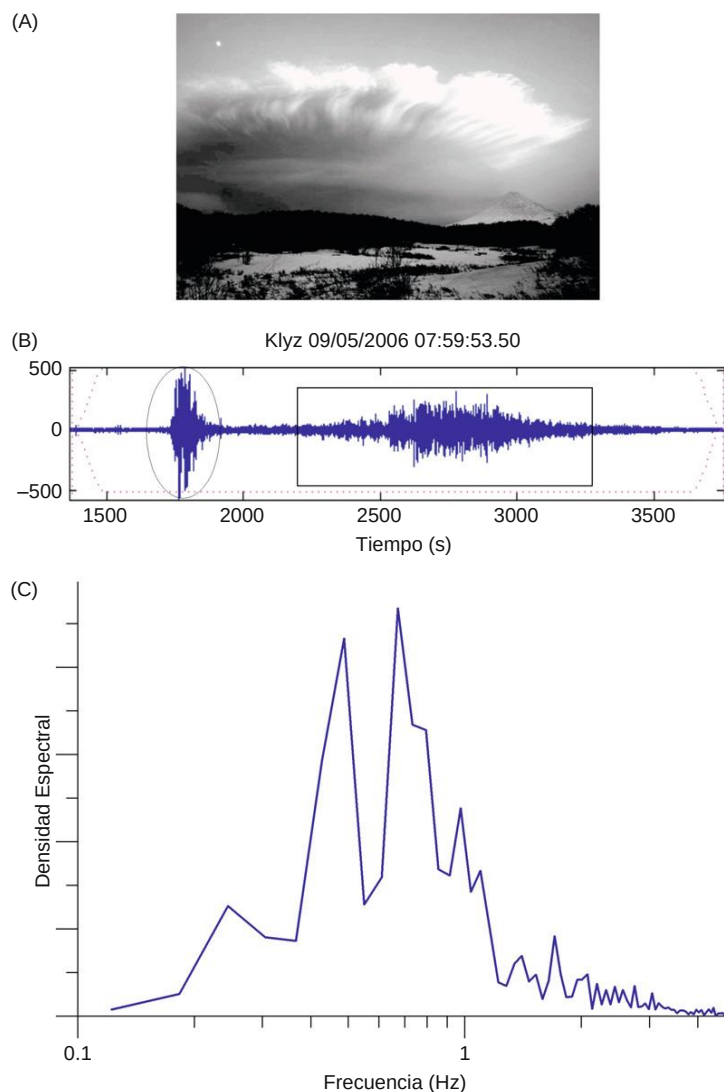


Figura 2. 20 Ejemplo de una señal asociada a un flujo piroclástico ocurrido en el volcán Bezymianny (Kamchatka, Rusia). A) Fotografía de la pluma (co-ignimbrita) ocasionada por el flujo piroclástico; B) Señal registrada en un sísmógrafo de periodo corto a 40 km del cráter. Se puede observar la salida del material que ocasiona la pluma de cenizas y gases (elipse) seguida por el flujo piroclástico (rectángulo); C) Espectro de Fourier del flujo piroclástico (Zobin, 2012).

Es complicado observar a detalle las primeras llegadas de una señal sísmica relacionada a un lahar, ya que las primeras amplitudes son pequeñas y se pierden en el ruido. La mayoría de estas

2.8 Ruido

señales tienen impulsos que van creciendo gradualmente conforme al tiempo hasta que llegan a su máxima amplitud, después decrecen de manera también gradual pero más lenta (Zobin, 2012).

La duración de las señales puede variar entre minutos hasta algunas horas. Tanto las amplitudes como los espectros pueden variar de caso en caso, sin embargo el mayor contenido de energía es de altas frecuencias (> 5 Hz). Por ejemplo, en Merapi (Indonesia) las frecuencias de los lahares se encuentran entre 8.75 y 9.25 Hz (Lavigne et al., 2000b); en Pinatubo (Indonesia) entre 10 y 100 Hz (Marcial et al., 1996); En el Volcán de Colima se ha producido lahares con frecuencias entre 6.3 y 7.6 Hz (Zobin, 2012).

2.8 Ruido

Tanto el estudio como el monitoreo de las señales sísmicas se puede volver complicado debido al ruido que contienen las señales. Este ruido puede tener su origen en fenómenos naturales como el oleaje marino que contribuye a la mayoría del ruido registrado en sismómetros de banda ancha en una banda entre 0.05-0.2 Hz (Longuet-Higgins, 1950; Babcock et al., 1994). También puede ser causado por actividad humana, ya que muchos volcanes (incluyendo el Popocatepetl) se encuentran cerca de áreas densamente pobladas y las tareas llevadas a cabo con máquinas, por ejemplo, son registradas en los sismómetros.

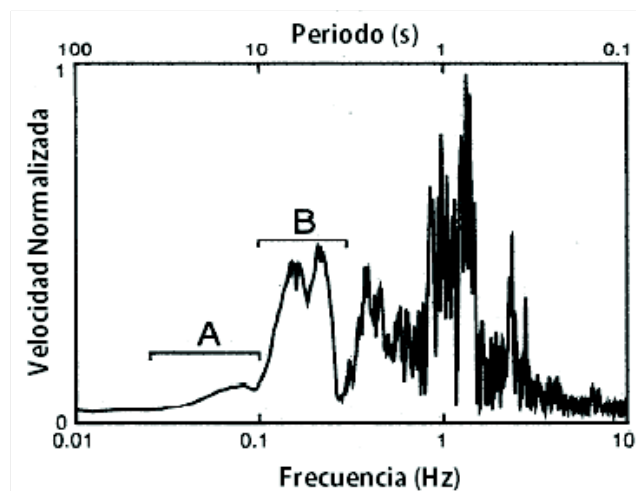


Figura 2. 21 Espectro de velocidad normalizada de una señal de explosión volcánica. El corchete A marca la porción del evento VLP asociado y el corchete B marca la componente del espectro debido al ruido microsísmico oceánico (De Arciniega-Ceballos et al., 1999).

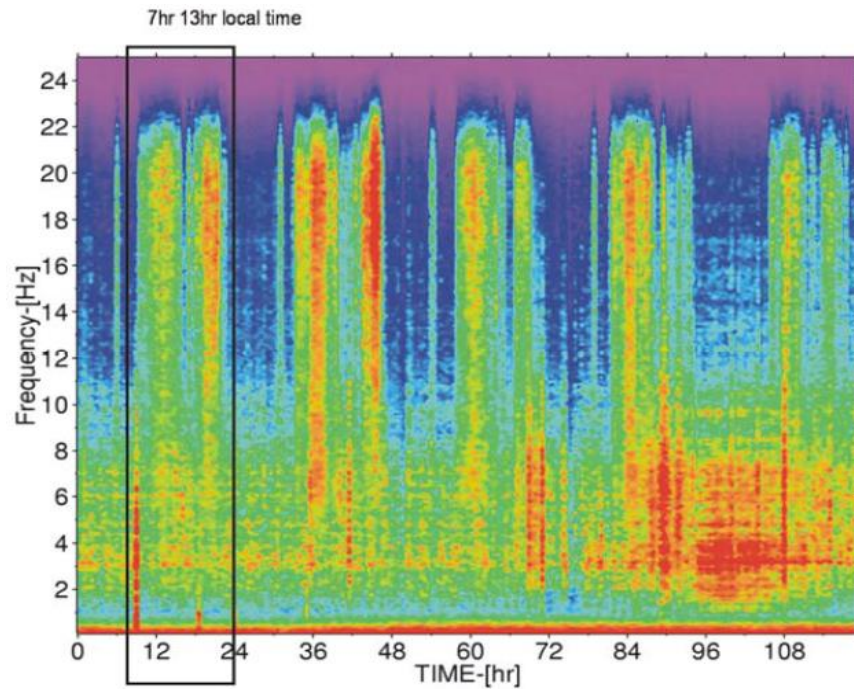


Figura 2. 22 Espectrograma del ruido ambiental registrado en una estación cercana al Volcán Merapi (Indonesia). La estación se encuentra en un área de granjas y se puede observar la actividad humana durante el día en periodos claros de 24 horas. Se nota también que hay dos periodos de trabajo principales durante el día (Wassermann, 2012).

Capítulo 3. Valor b

3.1 Teoría del Valor b

3.1.1 *Fractales (Escalamiento y Geometría Fractal en la Naturaleza)*

“¿Por qué la geometría es regularmente descrita como “fría” y “seca”? Una de las razones es la inhabilidad de describir la forma de una nube, una montaña, una línea de costa o un árbol. Las nubes no son esferas, las montañas no son conos, las líneas de costa no son círculos, y la corteza de los árboles no es suave, ni tampoco los rayos eléctricos viajan en una línea derecha. ... La existencia de estos patrones nos retan a estudiar esas formas a las que Euclides dejó a un lado llamándolas “sin forma”, para investigar la morfología de lo “amorfo”.”

Benoît Mandelbrot, 1983.

Éste es uno de los pasajes más citados cuando se habla de geometría fractal en la naturaleza. El mundo en el que vivimos no es ni uniforme ni de definiciones suaves, ni su geometría está basada en figuras perfectas; por el contrario, muchos patrones en la naturaleza son irregulares y fragmentados. La geometría inventada por Euclides describe formas ideales como puntos, líneas, esferas, círculos, cuadrados y cubos. Pero en realidad, estas formas Euclidianas se encuentran más en productos hechos por el hombre que en la naturaleza (Nunes de Castro, L., 2006).

Benoît Mandelbrot (1924-2010) propuso el término “fractal” en 1975 y deriva del latín *fractus* que significa quebrado o fracturado. Este genio dio el término para identificar una familia de formas que describen patrones irregulares y fragmentados en la naturaleza, por lo tanto diferenciándolos de las formas de la geometría Euclidiana y la dinámica Newtoniana, argumentando que de esta manera “la naturaleza le jugó una broma a los matemáticos”.

Cuando nos aproximamos en escalamiento a un fractal, observamos que las pequeñas piezas del “todo”, que parece no tener una forma definida, se convierten en objetos bien definidos con una forma parecida a la del todo previamente observado; en este sentido, aquellos fenómenos que presentan una geometría fractal, tienen el mismo significado. Existen muchos ejemplos en la naturaleza de fractales: líneas de costa, montañas, rocas, ríos, cascadas, copos de nieve, relámpagos y nubes, el plumaje de un pavorreal, árboles, helechos, la coliflor, el brócoli y muchas otras plantas.

3.1 Teoría del Valor b

3.1.2 Auto-Similitud/Escalamiento Fractal

Los fractales, como los patrones de ríos y costas, se ven iguales cuando se observan a escalas de 1, 10, 1000 o 1000 km, ya que son auto-similares (Stein y Wyssession, 2003).

La auto-similitud es un concepto básico en la geometría fractal. Para definir el concepto proponemos el ejemplo de un brócoli: si removemos las ramas de un brócoli, observamos que cada una de ellas tiene el aspecto del brócoli entero pero a una escala más pequeña. Si descomponemos estas pequeñas ramas en ramas aún más pequeñas, vemos que éstas siguen guardando la forma del brócoli completo. Este patrón sigue hasta cierto número de disecciones.

En una idealización matemática, la propiedad de auto-similitud de un fractal se extiende hasta el infinito, lo cual nos lleva a conceptos como dimensión fractal, lo cual es útil para estructuras naturales que no tienen este nivel infinito de detalles (Peitgen et al., 1992).

Como menciona Nunes de Castro, L., (2006): “A pesar de esta interpretación sencilla de auto-similitud, una definición matemática precisa es difícil de obtener. Mientras que en las estructuras naturales la auto-similitud se mantiene sólo por ciertos órdenes de magnitud y con niveles específicos de detalle, los fractales matemáticos están pensados como objetos con detalles a todas las escalas. Cuando observamos fractales cuyas pequeñas copias son variaciones del todo, tenemos la llamada *auto-similitud estadística*. Además, las copias reducidas pueden ser distorsionadas de otras maneras, por ejemplo apretadas. En tales casos se le llama auto-afinidad.”

Para poder entender la dimensión de un fractal u objeto auto-similar imaginemos un segmento de línea recta con longitud L . Este segmento puede dividirse en N segmentos de tamaño $m = L/N$; cada uno de estos segmentos puede ser obtenido del segmento original por una similitud dada por m . Así mismo, un cuadrado de lado L se puede representar como la suma de N^2 cuadrados de lado $m = L/N$. Entonces, una forma de dimensión d está compuesta de $N \times (1/m)$ copias de ella misma, en donde m es el factor de reducción. Entonces la relación está dada por:

$$N = \left(\frac{1}{m}\right)^d \quad (3.2)$$

Y obteniendo el logaritmo obtenemos la expresión:

$$\log(N) = d \cdot \log\left(\frac{1}{m}\right) \quad (3.3)$$

En donde d es conocida como la dimensión de auto-similitud.

Tomemos como ejemplo un cubo *Rubik*. El cubo está dividido en 27 pequeños cubos, y cada arista a su vez está formada por 3 cubos; si cada arista del cubo midiera 1 unidad, entonces $m=1/3$. Y de (3.3) tenemos que:

$$\log(N) = 3 \cdot \log\left(\frac{1}{1/3}\right) \quad (3.4)$$

Y resolviendo para N :

$$N = 10^{(3 \cdot \log(3))} = 27 \quad (3.5)$$

3.1.3 *Distribución Frecuencia-Magnitud (Relación Gutenberg-Richter)*

En la naturaleza, esta propiedad de auto-similitud se presenta en muchos casos, y la sismología no es una excepción. Una de sus manifestaciones es la relación entre la magnitud y la frecuencia de ocurrencia de los sismos. Los primeros en establecer una relación entre la magnitud del evento y el número de repeticiones de eventos de menor magnitud fueron Ishimoto e Ida en 1939 en Japón y posteriormente Charles Richter y Beno Gutenberg en 1944 para California, propusieron que la frecuencia de ocurrencia se podría representar como:

$$\log_{10}(N) = a - b M \quad (3.6)$$

Como vemos esta expresión logarítmica se asemeja a aquella de la dimensión de auto-similitud y resolviendo para N podemos ver que de hecho la relación responde a una ley exponencial³:

$$N = 10^{a-bM} \quad (3.7)$$

En donde N es el número acumulado de eventos con magnitudes mayores a M , y a y b son constantes. La relación se observa de manera descendiente respecto a la magnitud de los eventos, lo que significa que, teóricamente, para un evento de magnitud M habrá más eventos de magnitud menor, a una escala de número de eventos definida (e.g. si $b = 1$, para cada evento $M = 7$ se tendría 10 con $M = 6$, 100 con $M = 5$, etc.).

³ En su artículo **Self-organized criticality**, Per Bak, Chao Tang y Kurt Wiesenfeld (1988) demuestran que sistemas dinámicos disipativos (i.e. alejados del equilibrio) en la naturaleza, pueden evolucionar a un estado crítico de auto-organización, regulado por un comportamiento de **ley exponencial**, la misma que se observa en la relación frecuencia-magnitud de los sismos. Esto es importante ya que, el entender que los terremotos son sistemas auto-organizables, nos puede acercar al entendimiento de los procesos dinámicos involucrados en la detonación de sismos y su comportamiento en el tiempo, lo cual sería sumamente importante para la sismología estadística y predicción de sismos.

3.1 Teoría del Valor b

La formulación original de Ishimoto e Ida (1939) así como la de Gutenberg y Richter (1944) utilizaba el valor absoluto de la frecuencia de terremotos en lugar del número acumulado, sin embargo desde un punto de vista práctico y estadístico es preferible utilizar la distribución de frecuencia-magnitud acumulada (Wiemer y McNutt, 1998).

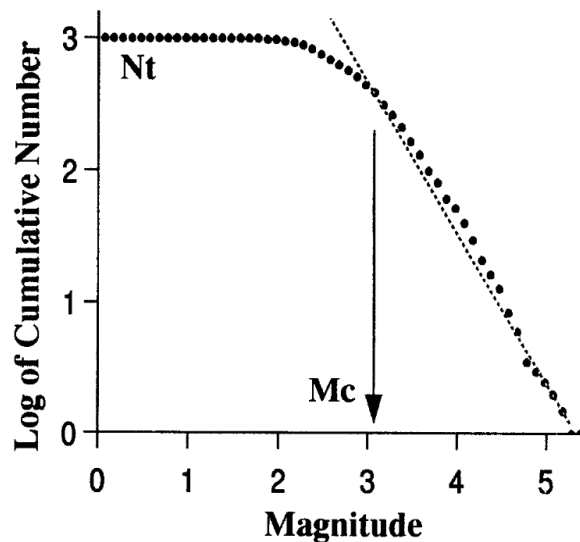


Figura 3.1 Representación esquemática de la relación F-M común. M_c es la magnitud a la cual los datos se separan del ajuste lineal (valor b). N_t es el número total de eventos medidos para el periodo normalizado (Zúñiga y Wyss, 1995).

El parámetro a (ordenada al origen) describe la productividad de un volumen (Wiemer y Wyss, 2002) y depende del número de sismos en el tiempo y región muestreados (Stein y Wyssession, 2003). Si llevamos las posibles magnitudes de todos los eventos de una región a un mínimo (cero), el parámetro a nos indicaría cuántos eventos tendríamos en total.

El parámetro b (la pendiente de la relación frecuencia-magnitud) describe la distribución relativa del tamaño de los eventos (Wiemer y Wyss, 2002). Ésta pendiente, llamada generalmente valor b , ha mostrado ser invariante a diferentes escalas (auto-similar) desde kilómetros hasta fuentes milimétricas probadas en laboratorios (Abercrombie y Brune 1994; Abercrombie 1995).

Por lo general el valor b es igual o muy cercano a 1.0 (Zúñiga y Wyss, 2001; Felzer, 2006). Aunque esto es cierto para casi todas las regiones del mundo, el valor b puede llegar a tener “anomalías” de valores bajos o altos en regiones de baja o alta sismicidad como lo son las asperidades (Wiemer y Wyss, 1997; Zúñiga y Wyss, 2001) y áreas volcánicas (Warren y Latham, 1970) respectivamente. Estas variaciones se atribuyen a muchos procesos, tales como heterogeneidad en fallas (Mogi, 1962), el nivel de esfuerzos impuestos en rocas (Scholz, 1968; Wyss 1973) y variaciones de presión de poro (Warren y Latham, 1970; Wyss, 1973; Shaw, 1995).

En las zonas volcánicas el valor b puede llegar a cifras tan altas como 2 (Wiemer y McNutt, 1997; Wyss *et al.*, 2001), sin embargo, como se explicará más adelante, se puede llegar a encontrar valores b más altos debido a las magnitudes utilizadas en un catálogo y el número de muestras utilizadas. Estos valores altos debajo de los volcanes se pueden deber a heterogeneidades mayores a las normales (Mogi, 1962), un decremento en el estado de esfuerzos efectivo (altas presiones de poro) (Wyss, 1973) o en esfuerzos aplicados (Scholz, 1968), o alternatively, a gradientes térmicos elevados (Warren y Latham, 1970). Hay veces en las que los valores b se disparan tan alto como 2.5 en la zonas volcánicas y esto se debe a “enjambres” o “*swarms*” que son acumulaciones de micro-sismos en un tiempo determinado y de magnitudes relativamente invariantes (no hay un sismo grande sobresaliente)(Stein y Wyssession, 2003).

La mayoría de las heterogeneidades que se presentan en los volcanes, se deben a los estratos de flujos de lava y cenizas, la presencia de grietas, diques y láminas o *sills*, y altos gradientes térmicos cercanos al magma (Wiemer y McNutt, 1997).

3.2 Magnitud de Completitud

Uno de los problemas que se tienen a la hora de calcular el valor b con un catálogo es determinar la magnitud de completitud o de corte (M_c). Ésta se define como la magnitud a partir de la cual el 100% de los eventos en un volumen de espacio-tiempo se detectan por completo (Rydelek y Sacks, 1989; Taylor et al., 1990; Wiemer y Wyss, 2000).

La estimación correcta de los parámetros a y b , y la disminución de su incertidumbre, depende críticamente de la completitud de la muestra bajo investigación (Zúñiga y Wyss, 2001).

Como podemos ver, la distribución de frecuencia-magnitud tiene una desviación lineal causada por los eventos de magnitudes pequeñas que deriva del hecho de que las redes de monitoreo sólo son capaces de registrar una fracción de todos los eventos que son menores a la magnitud de completitud. También, la ocurrencia de pocos eventos grandes causa una desviación del ajuste lineal (Figura 3. 2).

Claro que lo ideal sería poder tener un catálogo que incluya todos los eventos que se han registrado, sin embargo, esto causaría que nuestros parámetros tuvieran un margen de error muy grande ya que el ajuste lineal de la DFM presentaría una desviación estándar más grande. La situación se vuelve complicada por el hecho de que M_c varía también como una función de espacio y tiempo a través de los catálogos, por lo tanto estimar el valor correcto de M_c maximizando el número de eventos se vuelve difícil (Wiemer y Wyss 2002).

3.3 Estimación del Valor b

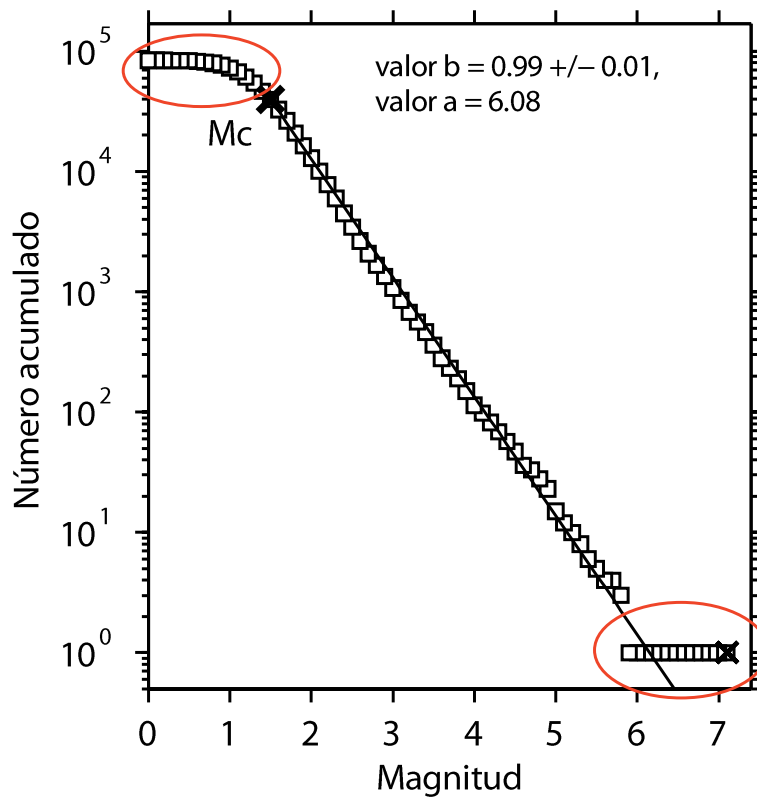


Figura 3. 2 DFM para el catálogo sísmico del sur de California entre 1995 y 2000. Se puede observar las desviaciones del ajuste lineal ocasionadas por el rango de eventos menores a M_c detectados por la red (magnitudes pequeñas) y por el número reducido de todos los eventos grandes (Modificada de Wiemer y Wyss, 2002).

Para poder tener una M_c correcta, minimizando la incertidumbre de nuestros parámetros, podemos hacer uso de diferentes métodos. A continuación haremos mención de algunos de ellos:

3.2.1 Método de la Máxima Curvatura (MAXC) (Wiemer y Katsumata, 1999; Wiemer y McNutt, 1997; Wyss et al., 2000)

Se trata de obtener M_c a partir del punto de máxima curvatura en la primera derivada de la distribución frecuencia-magnitud. Cada magnitud calculada (M_{bin}) se relaciona con la frecuencia más alta de eventos en la distribución f-m no acumulativa. A pesar de la fácil aplicación, fiabilidad y rapidez del método, M_c generalmente es subestimado especialmente para distribuciones f-m gradualmente curvadas que resultan de la heterogeneidad espacial o temporal de los datos (Mendoza-Ponce, 2012).

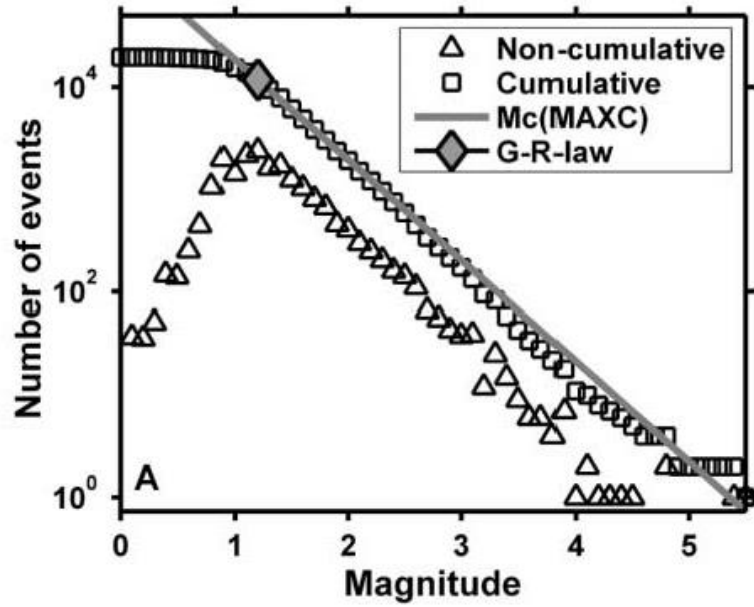


Figura 3.3 Método de Máxima Curvatura. Como se puede observar M_c coincide con el punto máximo para los eventos no acumulados (Woessner y Wiemer, 2005).

3.2.2 Método de Bondad de Ajuste (GFT) (Wiemer y Wyss, 2002)

El método de Bondad de Ajuste o *Goodness of Fit Test* compara una distribución frecuencia-magnitud observada con una distribución sintética.

Primero, estimamos a y b como función de la mínima magnitud, basados en los eventos con $M \geq M_i$, utilizando el método de máxima verosimilitud (Aki, 1965; Bender, 1983; Shi y Bolt, 1982).

Después calculamos una distribución sintética de magnitudes con los mismos valores de a , b y M_i , lo que representaría un ajuste perfecto a una ley exponencial. Para estimar el porcentaje de la variabilidad de datos o el error, calculamos la diferencia absoluta, R , del número de eventos en cada intervalo de magnitud entre la distribución observada y sintética:

$$R(a, b, M_i) = 100 - \left(\frac{\sum_{M_i}^{M_{max}} |B_i - S_i|}{\sum_i B_i} 100 \right) \quad (3.8)$$

En donde B_i y S_i son el número acumulado de eventos observados y predichos en cada intervalo de magnitud, respectivamente. Dividimos entre el número total de eventos observados para normalizar la distribución.

3.3 Estimación del Valor b

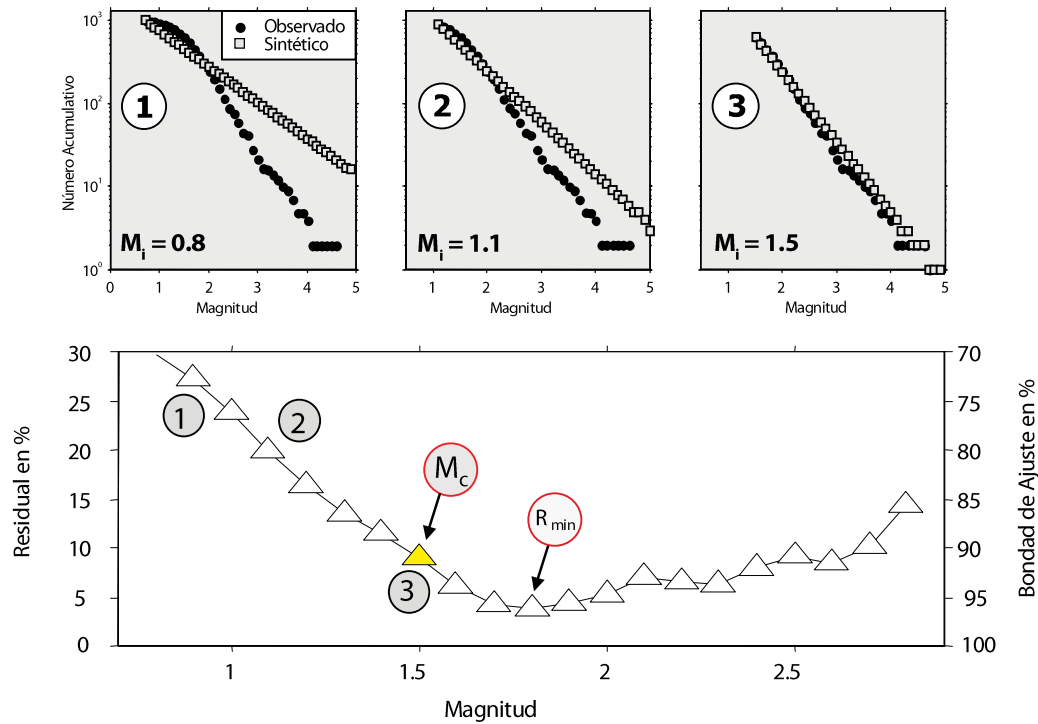


Figura 3.4 R como función de M_i , el valor de M_c para un error mínimo sería 1.8, sin embargo en este ejemplo se permitió un residual del 90% dejando $M_c=1.5$ (Modificada de Wiemer y Wyss, 2002).

3.2.3 Método de Mejor Combinación (BC) (Wiemer y Wyss, 2000)

Está basado en los métodos anteriores y lo que se hace es construir un intervalo de confianza del 90% o 95% al cálculo de M_c . Se aplica para saber que los resultados son confiables y garantizan un sesgo menor en cálculos próximos que dependan directamente de la magnitud mínima de completitud.

3.2.4 Método del Rango de Magnitud Entero (EMR) (Woessner y Wiemer, 2005)

El método EMR (*Entire Magnitude Range*) utiliza el *set* de datos completo, esto es, incluyendo aquellos eventos con magnitudes pequeñas ($M < M_c$). Se propone un modelo que consta de dos partes: La primera modela la parte de datos con $M > M_c$ asumiendo un comportamiento de ley exponencial y se calculan los valores a y b mediante el método de máxima verosimilitud (Aki, 1965; Utsu, 1965); la segunda parte modela los datos debajo de M_c . Para la segunda parte se utiliza una función de distribución acumulativa $q(M|\mu, \sigma)$, la cual describe la capacidad de una red para detectar sismos de cierta magnitud mediante la probabilidad de que esto suceda.

$$q(M|\mu, \sigma) = \begin{cases} \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{M_c} \exp\left(-\frac{(M-\mu)^2}{2\sigma^2}\right) dM, & M < M_c \\ 1 & , M \geq M_c \end{cases} \quad (3.9)$$

Donde:

μ = Magnitud a la cual el 50% de los eventos son detectados.

σ = Desviación estándar, indica el rango en el cual los sismos son parcialmente detectados.

Como podemos ver, a los terremotos con magnitud igual o mayor a la magnitud de corte se les asigna una probabilidad de 1. Los parámetros μ y σ se calculan utilizando un estimador de máxima verosimilitud.

Así, el mejor modelo es el que maximiza la función de probabilidad para 4 parámetros: μ , σ , a y b .

Este es uno de los mejores métodos para estimar M_c cuando se tienen muchas muestras dentro del volumen a analizar y ha mostrado que puede obtener estimados de M_c más robustos.

3.2.5 M_c por Medio de la Estabilidad del Valor b (MBS) (Cao y Gao, 2002)

Básicamente, este modelo se trata de analizar el valor b y su estabilidad como una función de la magnitud, la cual es llamada magnitud de corte (M_{co})⁴. El método está basado en suponer que los valores b ascienden para $M_{co} < M_c$, se mantienen constantes para $M_{co} \geq M_c$, y vuelven a ascender para $M_{co} \gg M_c$. Para determinar numéricamente cuál es exactamente la magnitud de completitud M_c , Cao y Gao (2002) utilizaron una tolerancia basada en la diferencia entre dos valores b consecutivos (i.e. $|b_i - b_{i-1}|$) de 0.03, sin embargo, como lo señalan Woessner y Wiemer (2005), este criterio arbitrario podría encontrar problemas al calcular M_c para volúmenes en los que la frecuencia de eventos varía drásticamente en cada uno de los *bins* de magnitud, lo cual es muy común al mapear valores b , dado el método actual de mapeo.

⁴ Nota: La magnitud de corte referida aquí M_{co} es cada uno de los elementos del vector de magnitudes con las cuales se calcula el valor b . Sin embargo, en el resto del documento se podría hacer alusión a la magnitud de corte como la magnitud de completitud.

3.3 Estimación del Valor b

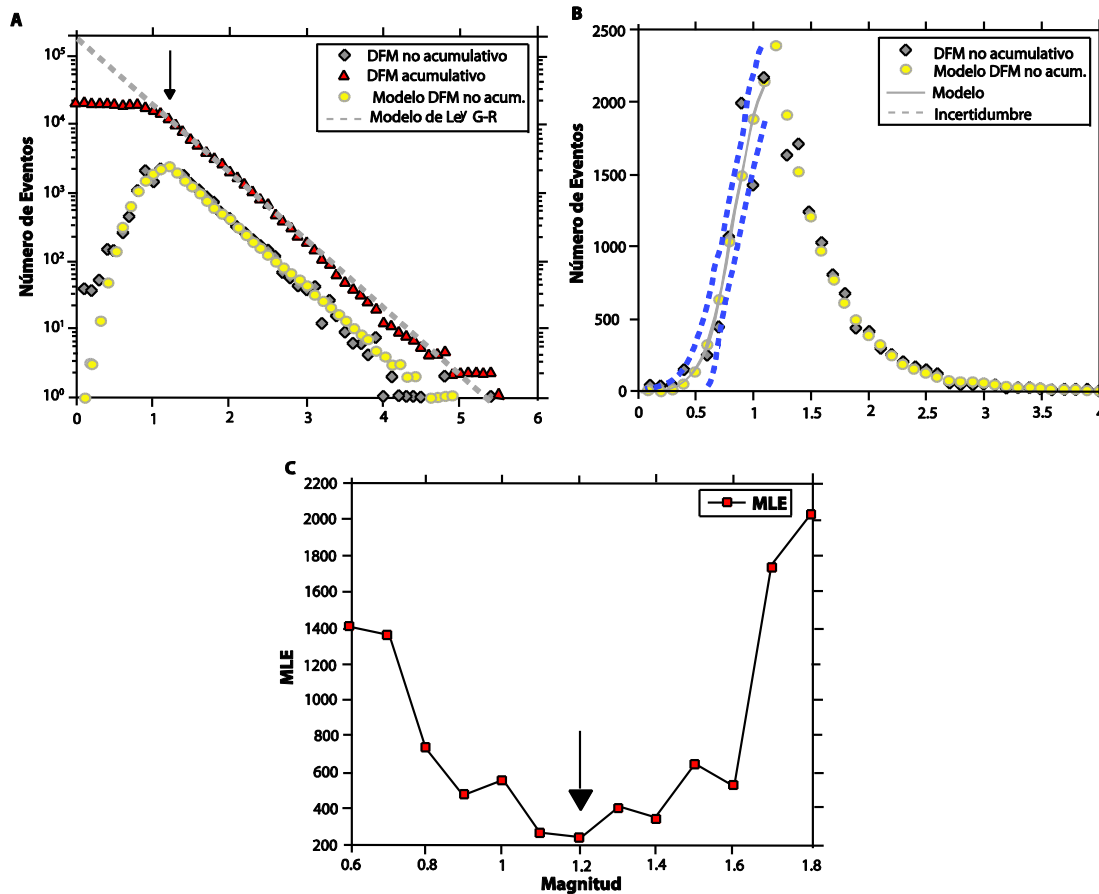


Figura 3. 5 Método EMR aplicado a los datos del catálogo sísmico de la Red Sísmica del Norte de California (NCSN) entre 1998 y 2001: $M_c = 1.2$, $b = 0.98$, $a = 5.25$, $\mu = 0.73$, $\sigma = 21$. (A) DFM acumulativa y no acumulativa en una escala logarítmica con la flecha indicando M_c . (B) Ajuste de la función de distribución acumulativa (CDF) normal (línea gris) a los datos con magnitud menor a $M_c = 1.2$ en una escala lineal. Se muestra la desviación estándar del modelo (línea punteada), los datos originales (diamantes) y la DFM no acumulativa del modelo EMR (círculos). (C) Elección del mejor modelo de las estimaciones por máxima verosimilitud (Modificada de Woessner y Wiemer, 2005).

3.2.6 Otros Métodos

La estimación de la magnitud de completitud se ha convertido en un tema que hasta la fecha sigue siendo debatido. Esto ha creado la necesidad de muchos investigadores de desarrollar diferentes métodos los cuales creen convenientes para diferentes casos.

Amorèse (2007), propone un método basado en estadística no paramétrica para determinar puntos de cambio en la relación Gutenberg-Richter, siendo el menor de estos la magnitud de completitud. Kagan (2003), utiliza un método para ajustar la distribución empírica de los datos

observados mediante la Ley de Pareto⁵ en el dominio del momento sísmico, utilizando valores β fijos. Rydelek y Sacks (1989), proponen un método que sigue el propuesto en 1897 por Arthur Schuster utilizando una simulación de caminata aleatoria. Este último método parte de la suposición de que todos los terremotos siguen una distribución de Poisson y que M_c es mayor durante el día debido al ruido ambiental antropogénico.

Así como estos, existen muchos otros métodos diferentes para el cálculo de la magnitud de completitud y probablemente con el tiempo sigan surgiendo diferentes propuestas.

3.3 Estimación del Valor b

Como ya se mencionó, la relación frecuencia-magnitud de los terremotos (Relación Gutenberg-Richter) muestra un comportamiento de ley exponencial, relacionado a su naturaleza auto-organizable o de escalamiento fractal. Debido a esto, y a la linealidad de la ecuación (3.6), lo primero que se podría venir a la mente para obtener los parámetros a y b de esta relación sería el ajuste de una línea recta a la parte del catálogo considerada como “completa” por medio del método de mínimos cuadrados.

Y efectivamente, una de las maneras más comunes para obtener el ya famoso valor b es por la técnica de mínimos cuadrados (e.g. Guttorp, 1987; Pacheco et al., 1992). Esta aproximación, que aparentemente es simple, resulta tener una deficiencia en sus bases estadísticas y, además, se ha mostrado que la estimación del valor b por medio de mínimos cuadrados presenta grandes sesgos y subestima fuertemente su incertidumbre, especialmente para el análisis espacial y temporal de la relación Gutenberg-Richter (Sandri y Marzocchi, 2006). Por esto, el método más utilizado actualmente para la obtención del parámetro b es el de máxima verosimilitud propuesto por Utsu en 1965 y demostrado por Aki el mismo año. Sin embargo, hay casos, como estimar la probabilidad de la magnitud más grande de los sismos en la ecuación (3.6), en donde el enfoque de mínimos cuadrados resulta más apropiado (Shi y Bolt, 1982).

3.3.1 *Aproximación de Utsu (1965) y Aki (1965)*

La técnica de máxima verosimilitud arroja estimados más robustos cuando el número de terremotos grandes cambia, i.e. se acerca más al valor real de b (Shi y Bolt, 1982). Como ya se

⁵ La Ley de Pareto (80-20) establece, a grandes rasgos, que las poblaciones se dividen en un 20% que representa o tiene el 80% de algo y el otro 80% que representa el otro 20% restante. Este principio aplica a cuestiones desde matemáticas a sociales. Un ejemplo es en la mayoría de las sociedades actuales en donde sólo el 20% de la población (o menos) tiene el 80% de los bienes y riquezas, mientras que el otro 80% se divide el 20% de las propiedades y riquezas restantes.

3.3 Estimación del Valor b

mencionó el método de máxima verosimilitud para el cálculo de b fue propuesto por Utsu (1965) y demostrado por Aki (1965), para esta técnica se tiene que:

$$b = \frac{\log_{10} e}{(\hat{M} - M_{min})} \quad (3.9)$$

Donde:

$\hat{M}$ = Magnitud media

M_{min} = Magnitud mínima en una muestra dada (de ahora en adelante M_c o magnitud de corte/completitud)

Aki (1965) asume una función de densidad de probabilidad:

$$f(M, b') = b' e^{-b'(M-M_0)}, \quad M_0 \leq M \quad (3.10)$$

Donde:

$$b' = \frac{b}{\log_{10} e}$$

Suponiendo una muestra de n sismos con magnitudes $M_1, M_2, M_3, \dots, M_n$. Entonces:

$$y_i = \frac{\partial}{\partial b'} \log f(M_i, b'), \quad (3.11)$$

$$Y = \sum_{i=1}^n y_i. \quad (3.12)$$

Del teorema del límite central⁶ la función de distribución de Y será Gaussiana o normal si n es suficientemente grande y si y_i tiene una media y varianza infinitas. La media de y_i es cero dado que:

$$y = \frac{1}{b'} + M_0 - M \quad (3.13)$$

$$E(y) = \int_{M_0}^{\infty} y f(M, b') dM = b' \int_{M_0}^{\infty} \left(\frac{1}{b'} + M_0 - M \right) e^{-b'(M-M_0)} dM = 0 \quad (3.14)$$

⁶ Este teorema establece que si tenemos n variables aleatorias independientes ($X_1, X_2, \dots, X_n$), la suma de estas variables presenta una función de distribución que se aproxima a una distribución normal. Entre más grande es n , más se aproxima.

La varianza de y_i se puede obtener de:

$$E(y^2) = \int_{M_0}^{\infty} y^2 f(M, b') dM = b' \int_{M_0}^{\infty} \left(\frac{1}{b'} + M_0 - M \right)^2 e^{-b'(M-M_0)} dM = \frac{1}{b'^2} \quad (3.15)$$

Por lo tanto, la media de Y será cero y su varianza está dada por n/b'^2 . Así, la probabilidad ε de $b'Y/\sqrt{n}$ dentro del rango entre $-d_\varepsilon$ y d_ε está dado por:

$$\varepsilon = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-d_\varepsilon}^{d_\varepsilon} e^{-\frac{x^2}{2}} dx \quad (3.16)$$

Para $\varepsilon=95\%$, $d_\varepsilon=1.96$, y entonces los límites de confianza están dados por: $-1.96 \leq b'Y/\sqrt{n} \leq 1.96$, esto es $-1.96 \leq \frac{b'}{\sqrt{n}} \sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{b'} + M_0 - M_i \right) \leq 1.96$. Lo cual puede ser reescrito en términos de b' como:

$$\frac{(1 - d_\varepsilon/\sqrt{n})}{\sum_1^n \frac{M_i}{n} - M_0} \leq b' \leq \frac{(1 + d_\varepsilon/\sqrt{n})}{\sum_1^n \frac{M_i}{n} - M_0} \quad (3.17)$$

El valor central de b' dado por $\frac{1}{\sum_1^n \frac{M_i}{n} - M_0}$ en el rango mencionado arriba es la solución de $Y=0$. Esto significa que este es el valor b' que maximiza la función de verosimilitud $\prod_i f(M_i, b')$. El valor b correspondiente está dado por la fórmula (3.9) de Utsu (1965) y la desviación estándar está dada por:

$$\sigma_b = \frac{b}{\sqrt{n}} \quad (3.18)$$

En 1982 Shi y Bolt introdujeron una ecuación diferente para el cálculo de la desviación estándar del valor b , la cual provee una estimación confiable aún en la presencia de posibles variaciones temporales y/o espaciales:

$$\sigma_b = 2.30b^2 \sigma(\hat{M}) \quad (3.19)$$

O lo equivalente a:

$$\sigma_b = 2.30b^2 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (M_i - \hat{M})^2}{N(N-1)}} \quad (3.20)$$

3.3 Estimación del Valor b

Donde:

$\hat{M}$ = Magnitud media; N = Número de eventos.

Aunque la aportación de Aki (1965) fue un parteaguas para la estimación del valor b , y aunque hoy en día las ecuaciones (3. 9) y (3. 18) son muy utilizadas por muchos sismólogos alrededor del mundo, no son lo suficientemente correctas para un análisis detallado y/o mapeo espacial/temporal de dicho valor. Esto se debe a que estas ecuaciones presentan un gran sesgo ocasionado por el muestreo de las magnitudes involucradas (Aki (1965) considera la magnitud M como una variable aleatoria continua, lo cual NO es) (Marzocchi y Sandri, 2003).

3.3.2 *Aproximación de Utsu (1966)*

Para corregir el sesgo inducido por el muestreo de las magnitudes, Utsu (1966) introdujo un pequeño cambio a la ecuación (3. 9):

$$b = \frac{\log e}{\hat{M} - (M_c - \Delta M_{bin}/2)} \quad (3. 21)$$

Donde:

ΔM_{bin} = Muestreo de magnitudes.

Cuando se tiene un catálogo sísmico construido por eventos cuyas magnitudes fueron determinadas y redondeadas directamente de las mediciones de los instrumentos, $\Delta M_{bin} = 0.1$, mientras que para catálogos con magnitudes redondeadas de registros históricos ΔM_{bin} puede llegar a ser de 0.5-0.6, en cuyo caso, el no tomar en cuenta el muestreo o *binning* puede resultar en un gran sesgo de la estimación de b (e.g. Bender, 1983; Felzer, 2006).

Aunque la corrección introducida en la ecuación (3. 21) es muy pequeña, marca una gran diferencia al momento de determinar el valor b y arroja datos cuya significancia estadística, generalmente, resulta muy alta.

3.3.3 *Aproximación de Tinti y Mulargia (1987)*

Otro enfoque en la estimación del valor b por el método de máxima verosimilitud, cuya aplicación también reduce el sesgo inducido por el muestreo de las magnitudes es el de Tinti y Mulargia (1987):

$$b = \frac{-\log e (\ln p)}{\Delta M} \quad (3.22)$$

Donde p es el “parámetro de éxito” o la probabilidad de que un evento suceda y en este caso su estimador de máxima verosimilitud, probado también por los métodos de momentos y de máxima entropía es:

$$p = \frac{z}{z + 1} \quad (3.23)$$

Donde:

$$z = \frac{\hat{M} - M_0}{\Delta M} - 0.5 \quad (3.24)$$

Y la desviación estándar de b estaría dada por:

$$\sigma_b = \frac{\log e (1 - p)}{\Delta M \sqrt{Np}} \quad (3.25)$$

Donde al igual que en los casos anteriores N se refiere el número de muestras utilizado.

Capítulo 4. Antecedentes

4.1 Estudios Relacionados a la Cámara Magmática del Popocatepetl

En muchos volcanes alrededor del mundo, el saber en dónde se encuentra la cámara magmática y/o entender mejor el sistema magmático es uno de los principales objetivos, ya que esto nos ayudaría a tratar de conocer mejor el comportamiento del volcán en cuestión. El caso del Popocatepetl no es una excepción y durante años se ha realizado varios estudios que podrían tener una relación con la cámara magmática.

4.1.1 *Métodos Geodésicos*

Cabral-Cano *et al.* (2008) presentan un trabajo en el cual analizan la deformación en el Popocatepetl utilizando una red GPS consistente de 7 estaciones continuas ubicadas en los flancos norte y suroeste. Los autores concluyen que el Popo, a diferencia de la mayoría de estratovolcanes alrededor del mundo, no presenta deformaciones de gran escala relacionadas a la actividad eruptiva, y que esto podría ser debido a que el sistema magmático del volcán carece de una reserva magmática somera bien desarrollada. También proponen que la mayoría de las reservas de magma y su transporte ocurren a través de conductos profundos que se extienden hasta el cráter.

4.1.2 *Métodos Potenciales*

Martín del Pozzo *et al.* (2008) analizaron las señales magnéticas relacionadas al ascenso de material por el sistema magmático del Popocatepetl. Ellos determinan que el nivel de estancamiento de la señal durante los diferentes episodios de emisión de material se relaciona a una serie de diques interconectados y no a una cámara magmática grande. Los autores están en concordancia con los datos de Lermo-Samaniego *et al.* (2006) y mencionan que los sismos en el SE del volcán se podrían deber al movimiento de magma a través de un dique con rumbo SE-NW. Los sismos ocurridos en los sistemas volcánicos, y más aquellos cuyo contenido de sílice es alto, pueden producir efectos tanto piezomagnéticos como termomagnéticos que se reflejan como anomalías magnéticas negativas.

4.1 Estudios Relacionados a la Cámara Magmática del Popocatepetl

Espíndola *et al.* (2004) presentan modelos de deformación durante erupciones en el Popocatepetl y utilizan la información gravimétrica presentada por Mena *et al.* (1997) para modelar la cámara magmática. Los últimos autores encontraron un bajo gravimétrico de aproximadamente 30 mGal debajo del cráter. Este cuerpo fue modelado como un cuerpo con un contraste de densidad de 400 kg/m³ ubicado a aproximadamente 12 km debajo del cráter.

4.1.3 Geoquímica

Schaaf *et al.* (2005), realizaron un estudio muy completo en relación a la geoquímica del material expulsado por el Popocatepetl. Debido a las características texturales, químicas y geométricas de los cristales como hornblenda, anfíboles y olivino encontrados, ellos proponen que existe una fuente a grandes profundidades que abastece una reserva magmática en la corteza somera, cuya profundidad es aproximadamente 7-8 km, ya que la mayoría de las muestras reflejan haber permanecido en una cámara magmática somera, resultando en una alta cristalización y composiciones minerales más evolucionadas. Así mismo, algunas muestras, como la Pómez Tutti Frutti, muestran una falta de aros de reacción en anfíboles, lo cual es consistente a ascensos rápidos desde profundidades entre 7 y 10 km según Rutherford y Hill (1993) y Athanasopoulos (1997).

4.1.4 Sismología

Arciniega, *et al.* (1999) realizaron estudios en el volcán relacionados a señales de periodo muy largo asociadas a explosiones vulcanianas, las cuales no pudieron ubicar con precisión debido a la falta de equipos de banda ancha, pero que determinaron que tenían origen a algunos kilómetros por debajo del cráter y que posiblemente se debía a movimientos magmáticos.

Shapiro *et al.* (2000) determinaron que las ondas sísmicas que viajan debajo del volcán Popocatepetl presentan una alta atenuación (i.e. factor de calidad Q bajo). Esto se podría deber a la presencia de magma y al derretimiento parcial de las rocas. Ellos concluyen que gracias a esto el Popocatepetl podría ayudar a atenuar las ondas de sismos grandes que viajan desde el sureste del país hacia la Ciudad de México, evitando movimientos fuertes en los edificios.

Cruz-Atienza *et al.* (2001) determinaron la estructura de la corteza debajo del Popocatepetl aplicando un algoritmo heurístico de optimización de cristalización simulada para invertir las funciones de receptor para 5 telesismos registrados en la estación PPIG (Tlamacas). Esto se realizó para determinar los parámetros de fuente de las explosiones ocurridas entre 1997 y 2001 en el

volcán. Los resultados de la inversión mostraron una zona de baja velocidad y una relación de Poisson alta ($v = 0.295 \pm 0.013$) a aproximadamente 8 km debajo del cráter.

Chouet *et al.* (2005) realizaron una inversión para eventos VLP registrados durante erupciones medias en el Popocatepetl. Los autores proponen un modelo para estos eventos consistente en una fuente a 1.5 km debajo de la parte oeste del cráter. El mecanismo de fuente incluye componentes tanto del tensor de momentos como de fuerza puntual, representados como un *sill* con buzamiento de 10° que intersecta un dique cuasi-vertical con rumbo NE el cual es interpretado como el conducto principal en los 1.5 km más someros por debajo del cráter.

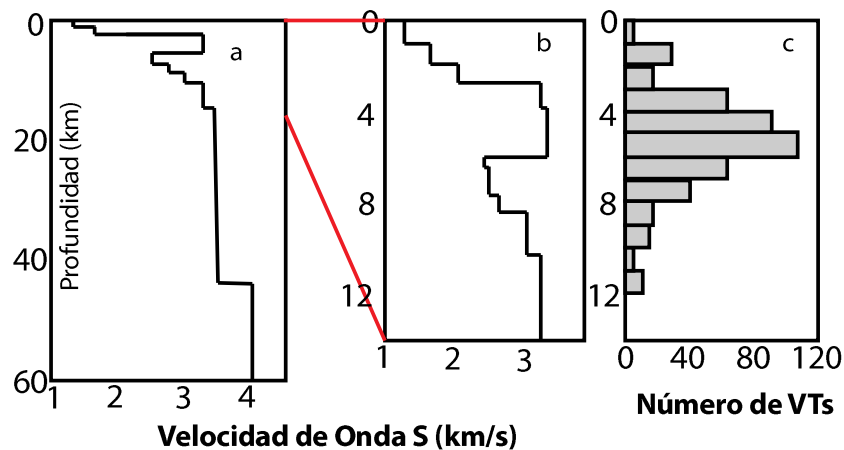


Figura 4. 1 a) Mejor modelo de corteza de inversión global, la profundidad esta referenciada a la estación PPIG. (b) Aumento de la parte somera del modelo de velocidades. (c) Distribución de profundidades de los mejores 474 eventos vulcano-tectónicos entre diciembre de 1994 y agosto de 1999 (Valdés-González et al., 2001) (Modificada de Cruz-Atienza et al., 2001).

Lermo-Samaniego *et al.* (2006) analizaron los mecanismos focales de algunos sismos debajo del volcán y determinaron que en el enjambre debajo del cráter los sismos presentan mecanismos inversos, normales y de transcurrancia, mientras que los del enjambre en la zona sureste presentan en su mayoría mecanismos normales. Los autores argumentan que los sismos en la zona sureste del Popocatepetl se podrían deber a una falla generada o a una falla normal antigua reactivada por los esfuerzos inducidos por el mismo volcán.

Probablemente uno de los estudios más interesantes, a consideración del autor, acerca del estado de esfuerzos debajo del volcán Popocatepetl ha sido el de Arámbula-Mendoza *et al.* (2010). En su trabajo, los autores combinan información de las fallas propuestas por De Cserna *et al.* (1987) y SECOFI (1998) (Figura 4. 2) con las soluciones de planos de fallas encontrados para 398 eventos debajo del cráter y 64 eventos debajo de la zona sureste. Es muy interesante la observación del cambio de mecanismos debajo del cráter durante eventos de relajación y crecimiento de domos

4.1 Estudios Relacionados a la Cámara Magmática del Popocatepetl

y/o explosiones. Para el primer caso se encuentran mecanismos normales desde 2 a 9 km debajo del cráter y para los otros casos se muestran mecanismos inversos desde 5 a 8 km debajo del cráter. En ambos casos la zona sureste muestra un aumento en los mecanismos transcurrentes entre 7 y 3 km debajo de la cima del volcán. Arámbula-Mendoza *et al.* (2010) concluyen que los ejes compresionales debajo del cráter muestran una tendencia S70W-N70E lo cual concurre con el estado de esfuerzos regional, mientras que los tensionales se muestran de forma radial. Aunque la mayoría de los eventos debajo del cráter son de tipo normal, un gran número de eventos inversos se encontraron lo cual es inusual para regímenes extensionales.

Para la zona sureste del volcán, Arámbula-Mendoza *et al.* (2010) encontraron que la mayoría de las soluciones de planos de falla son transcurrentes con los ejes P y T variando de N-S a W-E, por lo tanto suponen dos fallas con dirección NW-SE y SW-NE respectivamente, las cuales se activan durante la intrusión de material debajo del volcán.

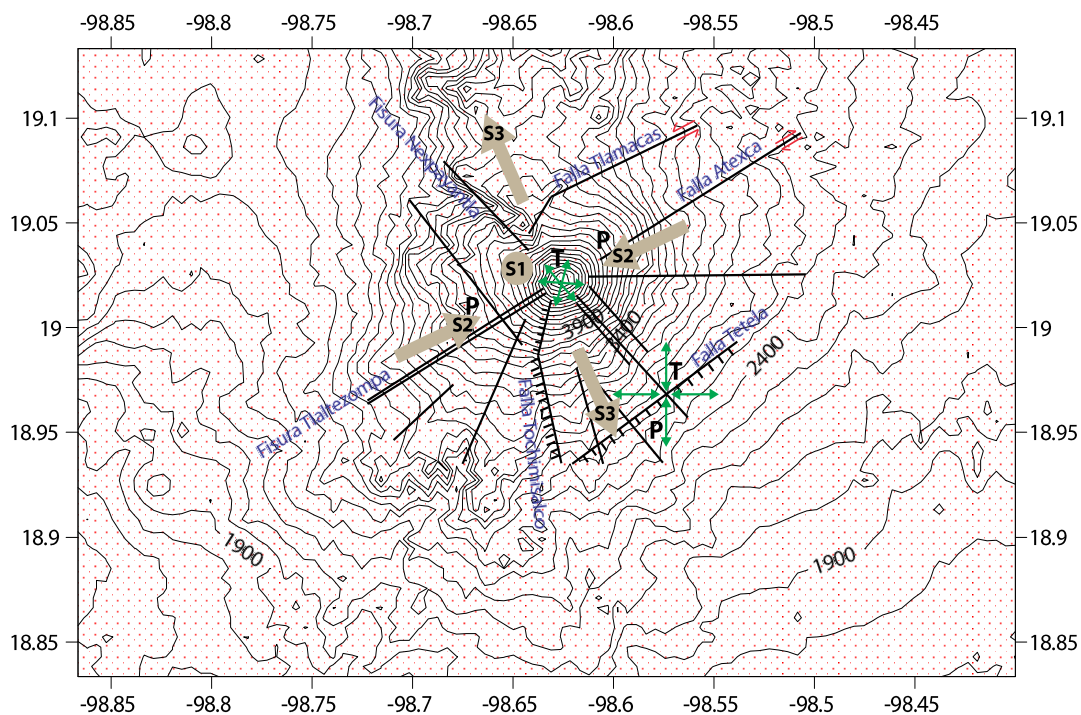


Figura 4.2 Modelo de esfuerzos debajo del volcán Popocatepetl, se muestran las fallas y fisuras propuestas por De Cserna *et al.* (1987) y SECOFI (1998). Los esfuerzos regionales (flechas grandes) S1, S2 y S3 corresponden al esfuerzo principal (vertical), intermedio y mínimo, respectivamente. Las flechas en verde representan los ejes de presión (P) y tensión (T) encontrados en el Popocatepetl por Arámbula-Mendoza *et al.* (2010).

Berger *et al.* (2011) realizaron una tomografía sísmica 3D utilizando 1412 eventos del volcán. Su modelo muestra zonas de baja velocidad debajo del volcán pero no se puede definir volúmenes

grandes de bajas velocidades relacionados a una cámara magmática. Por ello, los autores proponen un sistema de dique y *sill*. Se muestran zonas de alta velocidad al norte y noroeste probablemente asociadas a complejos de diques antiguos o a los sistemas volcánicos antiguos.

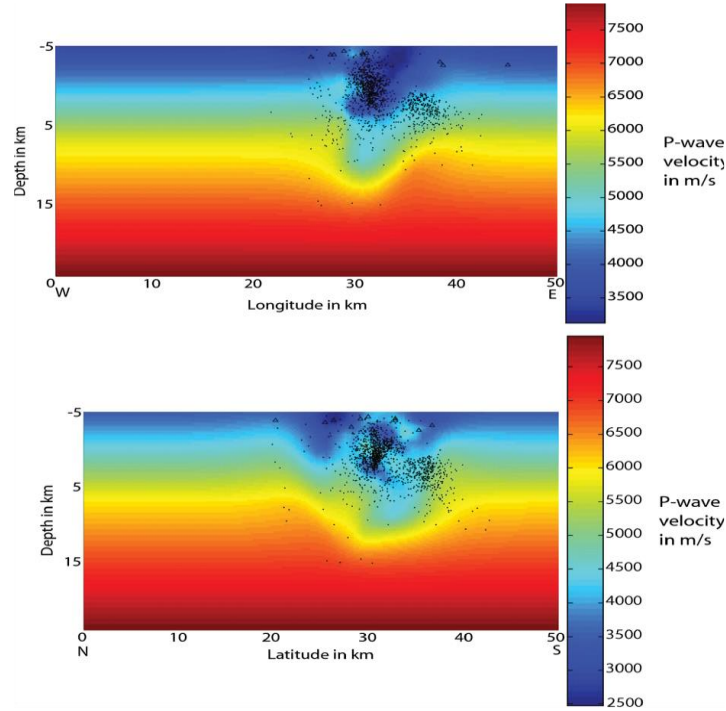


Figura 4.3 Modelos de velocidad de onda P. Los puntos negros indican los hipocentros de los sismos y los triángulos las ubicaciones de las estaciones sísmicas. El origen está ubicado en 19.3°N, 98.9°W y las profundidades están referenciadas al nivel del mar (Berger et al., 2011).

4.2 Estudios en Otros Volcanes

La variabilidad espacial del valor b , desde escalas de mm hasta escalas regionales ha sido estudiada por varios autores (e.g. Wiemer y Katsumata, 1999; Wiemer *et al.*, 2001; Wyss *et al.*, 2001; Wiemer y Wyss, 2001). Sin embargo ha habido estudios específicos relacionados a la distribución espacial del valor b debajo de volcanes (e.g. Saint Helens, Redoubt, Mammoth Mountain, Etna, Pinatubo, Galeras, Kilauea) y su relación con las cámaras magmáticas y/o los sistemas magmáticos. En casi todos los casos se tenía información previa de la localización de las cámaras magmáticas debido a estudios anteriores con diferentes métodos geofísicos, lo cual resultó en una ventaja para poder comparar resultados y ver que en realidad el método funciona bien.

4.2 Estudios en Otros Volcanes

4.2.1 *Mount Saint Helens, Washington y Mount Spurr, Alaska.*

Uno de los primeros estudios de mapeo del valor b debajo de volcanes fue realizado por Wiemer y McNutt en 1997 en el volcán Santa Helena en Washington, E.U.A., esto lo hicieron con el propósito de estudiar un volcán que ya tenía muchos estudios de sismicidad y geología realizados en el pasado y con un vasto catálogo de eventos vulcano-tectónicos de buena calidad para probar el método del mapeo del valor b . También, analizaron un volcán que, al contrario, tenía pocos estudios realizados y un catálogo no tan vasto, este fue el volcán Spurr en Alaska.

Para el caso del Santa Helena se utilizó un catálogo de la Universidad de Washington con 1674 eventos entre 1988 a enero de 1996. El valor b general encontrado fue de 0.96 ± 0.06 y se tuvo una magnitud de completitud de 0.4. Se encontraron dos zonas con valores b anómalos; la primera a una profundidad de 2.6-3.6 km y la segunda a una profundidad de 6.4-8.0 km. La anomalía somera se correlacionó con una reserva magmática somera o una zona que se cree que ha sido alterada por la vesiculación y perturbación del magma ascendente. La segunda y más profunda anomalía coincide con una reserva magmática derivada de estudios de análisis de hipocentros, la orientación del estado de esfuerzos a esas profundidades y resultados de estudios de tomografía sísmica donde se observó un cambio de velocidades a profundidades entre 7 y 10 km.

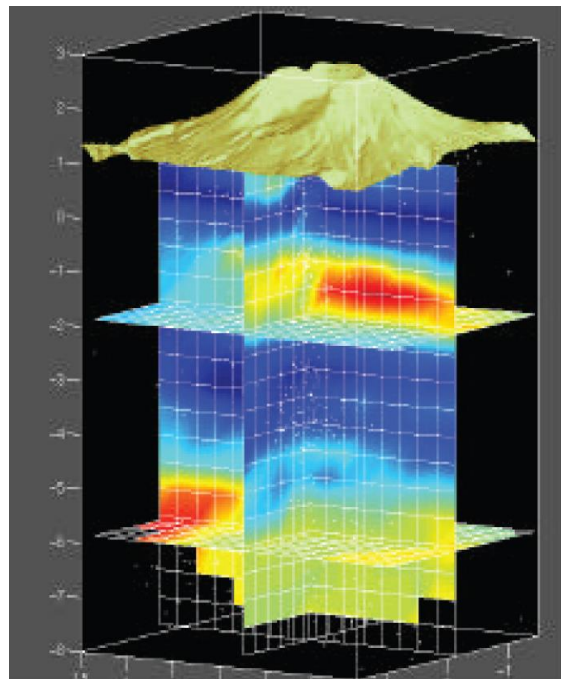


Figura 4. 4 Modelo 3D del valor b debajo del Monte Santa Helena, se pueden observar las dos anomalías a 1 y 5-6 km debajo del nivel del mar (Wiemer, 2001).

Para el volcán Spurr, un estratovolcán andesítico, se utilizó un catálogo con 643 eventos con una magnitud de completitud de 0.1. Se observaron valores b fuertemente anómalos a una profundidad de 2.3-4.5 km debajo del cráter y un incremento a profundidades mayores a 10.8 km.

Dado que no había información *a priori* para la interpretación de los resultados en este volcán, se comparó con el sistema magmático del Santa Helena. Así, los autores concluyen que la anomalía somera se debe a la vesiculación que pudo alterar la roca adyacente al conducto por donde fluye material. El segundo aumento de valores b a mayor profundidad lo atribuyen a una posible reserva magmática.

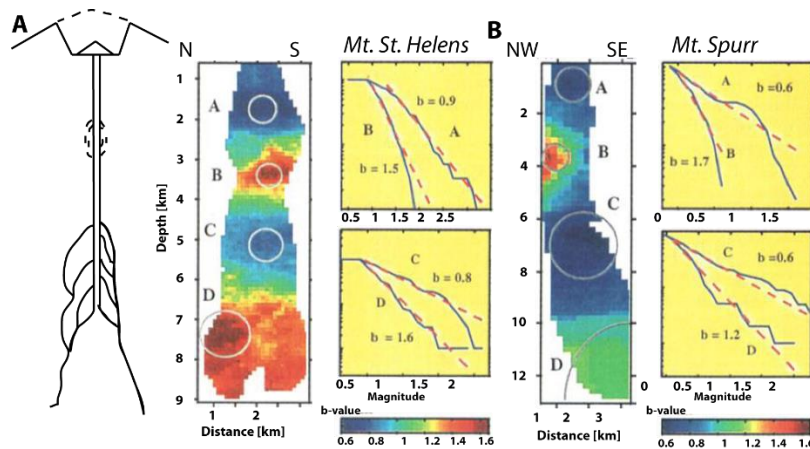


Figura 4. 5 Secciones verticales de valor b para el Monte Santa Helena y el volcán Spurr (Wiemer y McNutt, 1997).

4.2.2 Off-Ito, Japón

Wyss, Shimazaki y Wiemer estudiaron en 1997 el volcán off-Ito. Se eligió esta zona debido a que se contaba con un catálogo sumamente extenso para una zona volcánica (aproximadamente 10,000 eventos) (Figura 4. 6) y existían estudios previos de deformación y gravimetría que proponían un modelo *a priori*. Este modelo proponía una reserva profunda de la cual el material ascendía a la superficie como un dique o una fisura extensiva. La magnitud de completitud permaneció, en promedio, cerca de $M_c = 2.1$ para antes de 1990, cuando comenzó a disminuir hasta llegar a $M_c = 1$ en 1995.

Las secciones muestran que los 7 km más someros de la corteza mantienen un valor b casi constante ($b \approx 0.7$), mientras que a profundidades entre 7 y 14 km se encuentran valores b anómalos de 1.4. Un hecho que resulta interesante de este trabajo, es que se pudo hacer un análisis tanto espacial y temporal del valor b , mostrando que durante épocas eruptivas, cuando se

4.2 Estudios en Otros Volcanes

presentan enjambres en la sismicidad, los valores b aumentaban en diferentes zonas, las cuales concordaban con el modelo propuesto.

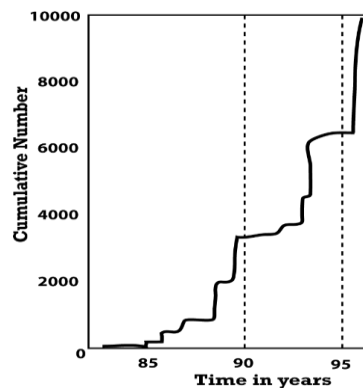


Figura 4. 6 Serie de tiempo para los eventos acumulados en la zona volcánica off-Ito. Se pueden notar a simple vista los enjambres temporales (Wyss et al., 1997).

Debido a que el gradiente geotérmico, la presión de poro o el esfuerzo cortante, no deben de ser menores en la parte superior de la corteza que a mayor profundidad, los autores sugieren que sus resultados apoyan la hipótesis de que los valores b altos pueden indicar las ubicaciones de las cámaras magmáticas, ya que en la cercanía de éstas, las rocas están sometidas a un cambio de temperatura y esfuerzos, lo cual las vuelve más frágiles y presentan una alta sismicidad.

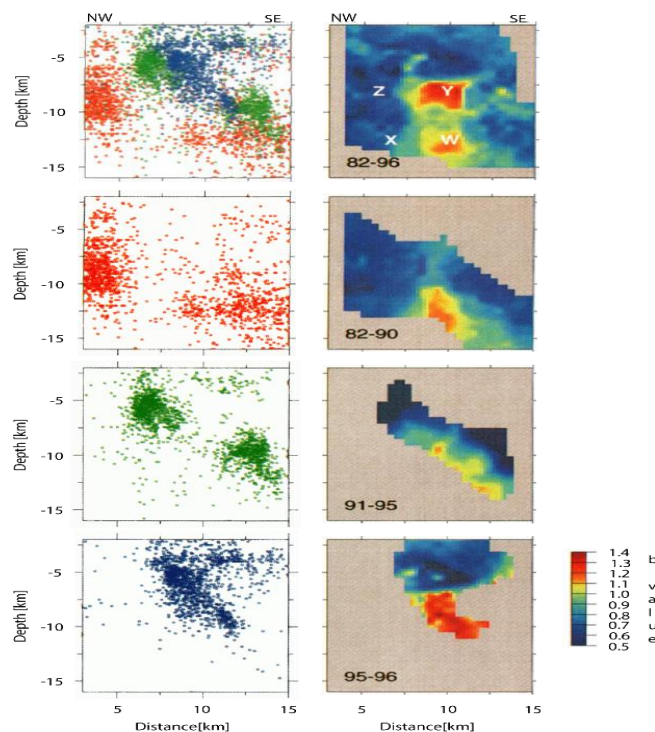


Figura 4. 7 Secciones transversales paralelas al rumbo de la actividad sísmica fuera de la costa de Izu, Japón. A la izquierda se muestran los hipocentros y a la derecha los valores b para los diferentes enjambres (Wyss et al., 1997).

4.2.3 Pinatubo, Filipinas

Sánchez, McNutt, Power y Wyss (2004) estudiaron las variaciones espaciales en la relación frecuencia-magnitud en el volcán Pinatubo en las Filipinas. Los autores contaron con un catálogo sísmico diferente (Figura 4. 8), ya que contaba con muchos eventos en un corto plazo, 2851 eventos en menos de un año. La sismicidad para este periodo está marcada por un evento explosivo (15 de junio de 1991) que logró expulsar aproximadamente 5 km³ de magma, esto es, una magnitud más grande que la explosión del Monte Santa Helena en 1980.

La erupción destruyó la mayoría de las estaciones sísmicas y éstas fueron reemplazadas casi inmediatamente después. Para evitar artefactos introducidos por la geometría de la red antes y después del evento explosivo, y para asegurar la completitud del catálogo, los autores deciden utilizar un catálogo de 1406 eventos con una magnitud de completitud $M_c = 0.73$ (obtenida como magnitud coda) registrado después del 29 de junio.

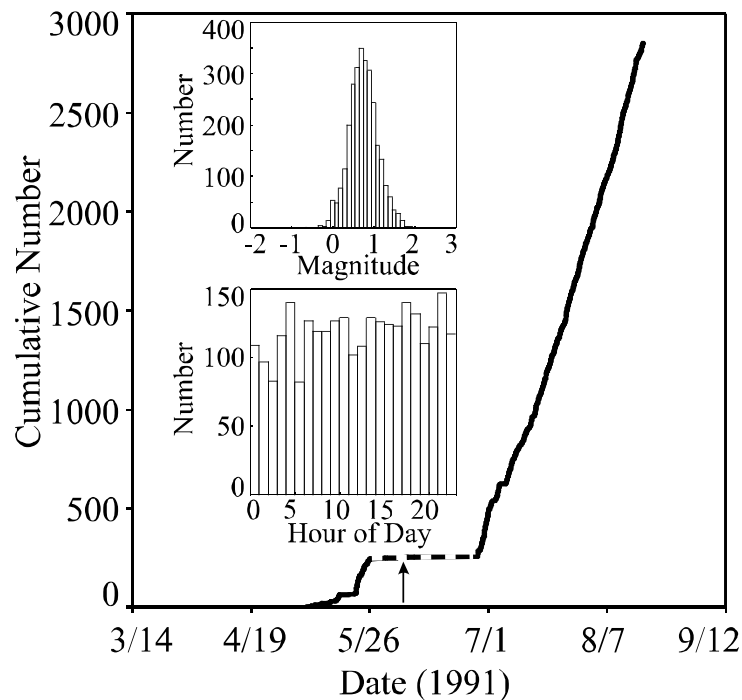


Figura 4. 8 Serie de tiempo para los eventos en el volcán Pinatubo, Filipinas, desde marzo hasta septiembre de 1991. Se muestra también el histograma de magnitudes mostrando que no existe una distribución bimodal y que la DFM se puede representar bien y el histograma de las horas del día de eventos para observar que no existe contaminación de explosiones. La flecha muestra la erupción del 15 de junio (Sánchez et al., 2004).

En su discusión, los autores argumentan que el valor b obtenido en esta zona es, en promedio, más alto que en otros volcanes, y que esto se podría deber a que el valor absoluto de b depende

4.2 Estudios en Otros Volcanes

de la escala de magnitud utilizada y que por lo tanto estos valores son sólo comparables para el Pinatubo.

Del mapeo espacial del valor b , se observó una anomalía ($b \approx 1.7$) al noreste del cráter con una profundidad de 0-4 km y otra al sureste debajo de los 8 km de profundidad. Relacionando sus resultados con información geoquímica, se determinó que la anomalía somera se podría deber a la parte superior del sistema magmático del Pinatubo, consistente de un conducto con grietas más pequeñas que las del medio encajonante, presiones de poro más altas que el promedio debidas a la interacción agua-magma y rocas calientes por el paso de fluidos magmáticos. La anomalía debajo de 8 km se interpretó como la presencia de una reserva magmática.

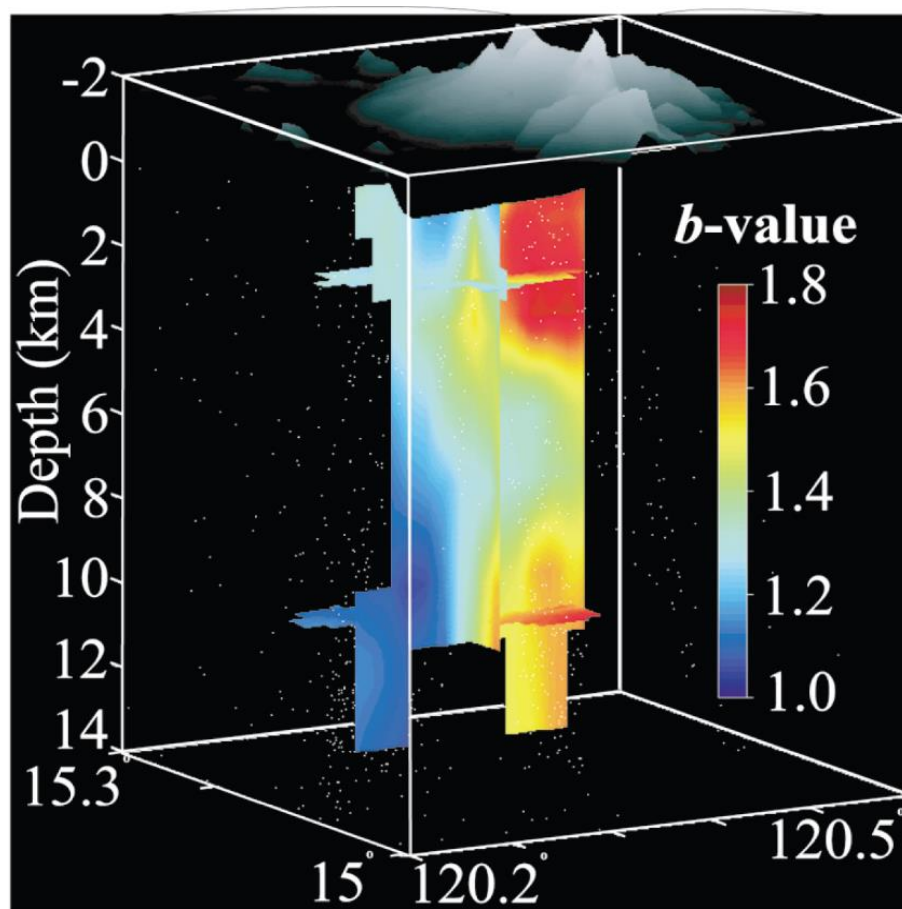


Figura 4. 9 Modelo 3D del valor b debajo del volcán Pinatubo. Se muestran las dos anomalías de valor b relacionadas al sistema de salida de magma y una reserva magmática a profundidad (> 8 km) (Sánchez et al., 2004).

4.2.4 *Makushin, Alaska*

Otro de los estudios realizado en volcanes para estudiar la variación espacial de la DFM es el del el volcán Makushin en Unalaska, Alaska.

En este trabajo no sólo se realizaron los mapas y perfiles del valor b debajo del volcán, sino que pudieron comparar sus resultados con los obtenidos de un estudio de radar de interferometría (InSAR), concluyendo que las zonas de valores b altos, concordaban con las zonas de mayor deformación en superficie ([Figura 4. 10](#)).

Se contaba con un catálogo sísmico de 1272 eventos para el periodo de julio de 1996 a abril de 2005, para el cual se calculó M_c por el método de bondad de ajuste obteniendo un valor de $M_c = 1.25$ con un ajuste del 74% lo cual en realidad es muy bajo. Después de omitir los eventos sin determinación de profundidad quedó restante un catálogo con 491 eventos.

Para el mapeo de valor b se realizó un búsqueda esférica con $N = 50$ y un tamaño máximo de esfera de 8 km.

Se lograron detectar dos anomalías, la primera y la más importante ubicada a 4 km al este del conducto a una profundidad de 4-7 km, la segunda a 7 km al SE a aproximadamente la misma profundidad.

La anomalía principal se encontró en las cercanías de una cámara magmática inferida a partir de un estudio de InSAR el cual determinó un levantamiento de aproximadamente 7 cm entre octubre de 1993 y septiembre de 1995. Dado que las anomalías coinciden en localización y profundidad, podría ser que los eventos se hayan dado por la misma expansión de la cámara ocasionando el fracturamiento de rocas cercanas.

La cámara magmática que encontraron la ubicaron a 7 km por debajo de donde se daban los levantamientos de suelo más grandes.

4.2.5 *Etna, Italia*

El volcán Etna, al este de Sicilia, Italia, es uno de los estratovolcanes más estudiados en el mundo. Sin embargo, en 1999 no se tenía mucho conocimiento acerca del sistema magmático por el cual se regía este volcán. Por ello, Murru *et al.* (1999) realizaron un estudio de la distribución espacial de la relación frecuencia-magnitud en 3D. Para ese año, no se contaba con un catálogo sísmico

4.2 Estudios en Otros Volcanes

vasto que pudiera garantizar una buena resolución, pero tomando esto en cuenta y eligiendo los parámetros correctos se pudo realizar el mapeo deseado.

Los autores utilizaron un catálogo con 450 eventos con $M \geq 2.5$ para el periodo 1990-1997.9. Se realizó un mapeo esférico eligiendo los 50 eventos más cercanos al nodo, i.e. $N=50$, en volúmenes con radios máximos de 6 km.

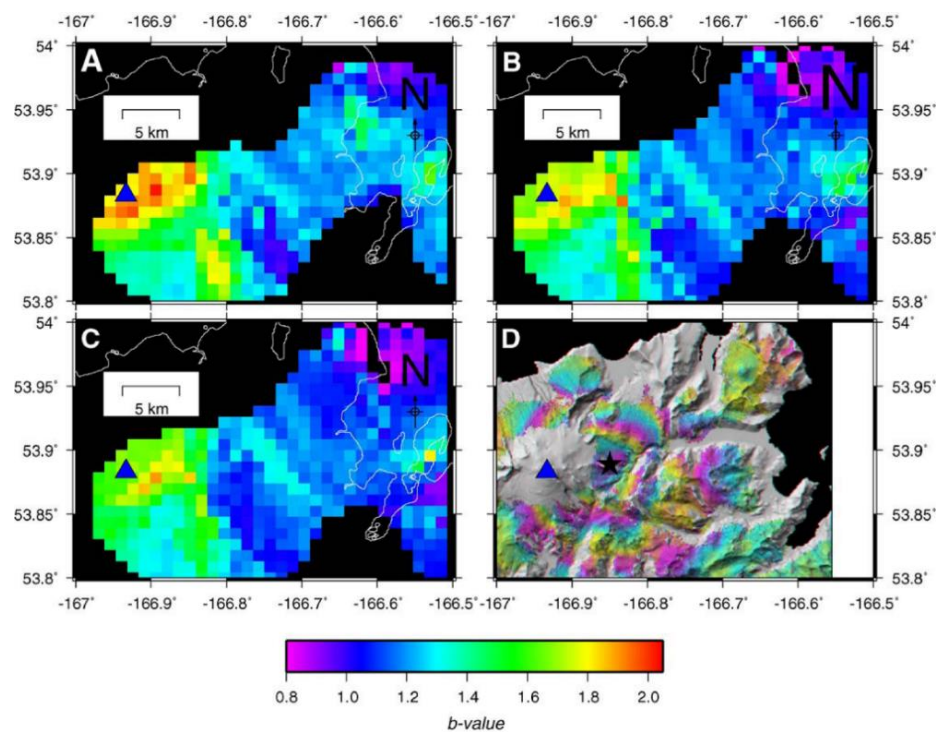


Figura 4.10 Distribución espacial del valor b : A) 4 km de profundidad, B) 6 km de profundidad y C) 7 km de profundidad. El triángulo azul muestra la ubicación del conducto principal. D) Resultados del trabajo de interferometría de Lu et al. (2002) mostrando el levantamiento observado en franjas de distintos colores (Bridges y Gao, 2006).

Se obtuvo una “tomografía” de valor b que mostraba dos anomalías de valores altos ($b = 3$) en una matriz de valores relativamente normales ($b = 1.5$).

La primera anomalía se encontró a 2 km E del cráter a una profundidad de 12-15 km, mientras que la segunda se encontró WSW del cráter a una profundidad de 5-7 km.

Ambas anomalías se compararon con información previa de deformación obtenida por GPS, EDM (*Electronic Distance Measurements*) e InSAR. Se concluyó que ambas anomalías corresponden a cámaras magmáticas coincidentes con las supuestas por los estudios geodésicos.

Posteriormente, Murru *et al.* (2007) retomaron la labor de mapear el valor b debajo del Etna, pero esta vez con información mucho más robusta. Se detalla el marco geológico del volcán como una zona de estructuras de *rift* y con un magmatismo complejo. Algunas de las últimas erupciones en el Etna se explican como diques que ascendieron por los flancos activando los sistemas de *rift*. En esta ocasión se realizó un mapeo esférico 3D en donde las esferas de búsqueda no tienen un radio superior a 8 km y el número de eventos por cada volumen es 50 ($N = 50$).

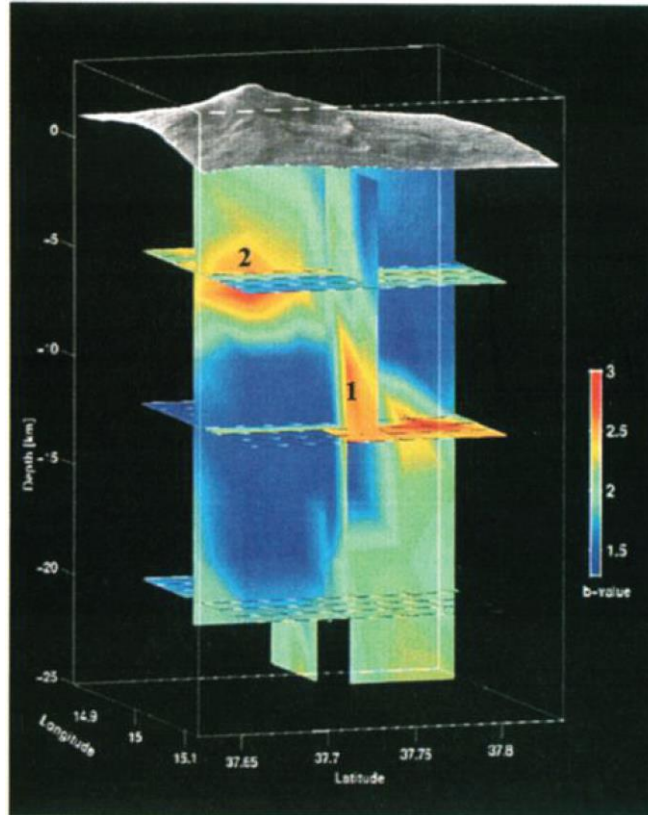


Figura 4.11 Modelo 3D del valor b debajo del volcán Etna, Italia. Las profundidades son relativas a 1.6 km sobre el nivel del mar (Murru *et al.*, 1999).

Se encontraron dos clara anomalías ($b \geq 2.5$) dentro de una corteza de $b = 1.27$. La primer anomalía se encuentra a aproximadamente 4 km debajo del nivel del mar y la segunda a una profundidad 0-2 km. La primera coincide con la anomalía encontrada por Murru *et al.* (1999) (2 en [Figura 4.11](#)) y, junto con más información geofísica (e.g. tomografía sísmica, geodesia), se confirma que se trata de una reserva magmática. La segunda posible cámara magmática encontrada por Murru *et al.* (1999) no pudo ser mapeada en esta ocasión debido a que los sismos elegidos se encuentran por encima de los 12 km de profundidad. La anomalía somera (1 en [Figura 4.12](#)) se vinculó con una zona donde la alta vesiculación del magma reduce el esfuerzo de las rocas. Debido a la conexión aparente entre las dos anomalías, sus profundidades y sus geometrías, es posible que los autores

4.2 Estudios en Otros Volcanes

hayan sido capaces de mapear una reserva magmática somera junto con una zona de alto fracturamiento por donde los fluidos magmáticos encuentran una salida hasta el conducto principal y posteriormente la superficie.

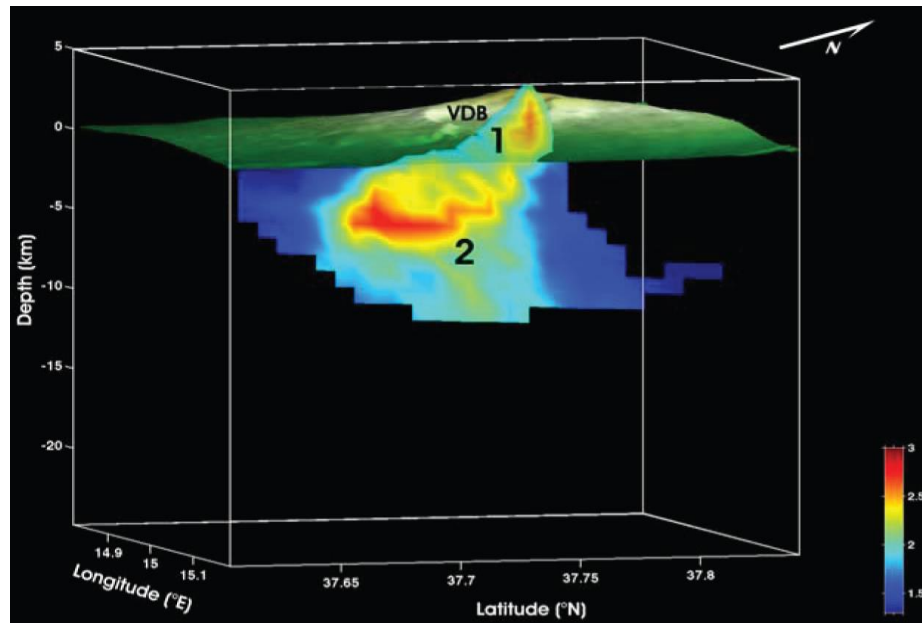


Figura 4. 12 Imagen 3D de los valores b debajo del volcán Etna. Se eligió un mallado de $0.4 \text{ km} \times 0.4 \text{ km} \times 0.4 \text{ km}$. La anomalía marcada como 2 se interpreta como una cámara magmática somera y la anomalía 1 como una reserva magmática que podría representar el conducto volcánico (Murru et al., 2007).

4.2.6 Kilauea, Hawaii

Uno de los trabajos que más llamó la atención en relación al mapeo del valor b debajo de volcanes y su relación con sistemas magmáticos fue el de Wyss *et al.* (2001) en donde encontraron anomalías altas debajo de la Zona del Rift del Este del volcán Kilauea en Hawaii.

La magnitud utilizada para este caso fue la magnitud preferencial (M_p) la cual se elige mediante un esquema jerárquico y se eligió entre M_s para los eventos que estaba disponible, M_L para eventos mayores a 1.99 y la magnitud de duración o coda (M_D) para otros. Sin embargo, se realizaron los análisis utilizando tanto M_p como M_D para garantizar que los resultados no dependieran de la magnitud utilizada, pero las imágenes mostradas son las calculadas con M_p .

En total se tenía 16,963 eventos con M_p y 21,390 con M_D . Estos eventos se dividieron para las dos áreas de interés como: $N(M_p)_{Kao}=5,885$ y $N(M_D)_{Kao}=7,803$ para la zona de Kaoiki-Hilea y $N(M_p)_{SF}=11,073$ y $N(M_D)_{SF}=13,587$ en el Flanco Sur. El catálogo sísmico del Observatorio Volcánico de Hawaii es uno de los más completos y precisos en un volcán activo.

Gracias al gran número de eventos utilizados, las imágenes tanto en mapa, como en perfiles como en 3D tuvieron una gran resolución y se pudo corroborar que la sismicidad, traducida en valores b , de casa nodo es local.

Los resultados de este trabajo son de importancia, ya que aunque ya se había podido registrar reservas magmáticas para otros volcanes anteriormente, no se había obtenido una imagen de valor b en un volcán asociado a una zona de *rift*.

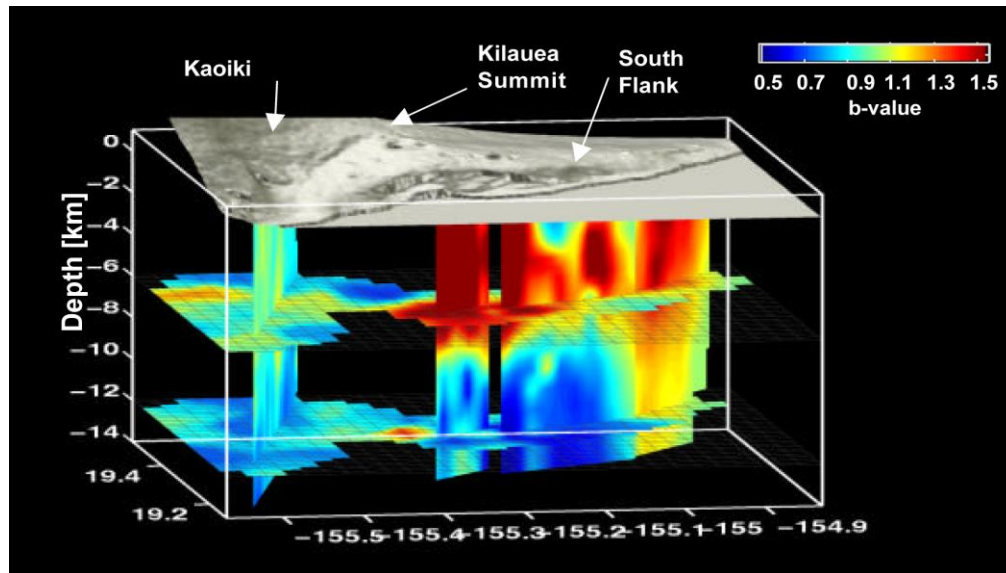


Figura 4. 13 Mapeo espacial del valor b debajo del volcán Kilauea, Hawaii. Se puede observar que en la zona de Kaoiki no se encuentran anomalías sobresalientes que pudieran interpretarse como reservas magmáticas. Por el contrario, se puede observar de manera obvia la distribución de magma debajo de la Zona del Rift del Este en el Flanco Sur (Wyss et al., 2001).

Como se observa, la zona de Kaoiki-Hilea no presenta anomalías de valor b , por lo cual se interpreta como corteza Hawaiana normal y estable. Por el contrario, el Flanco Sur, el cual está más cercano a la Zona del *Rift* del Este, muestra por lo menos 3 anomalías grandes y dos o tres menores. Estas anomalías se explican como reservas magmáticas en donde la presión de poro es muy alta y se producen grandes zonas de fracturamiento y/o diques interconectados. Las anomalías de valor b son independientes del índice de erupciones en cada centro de salida en el Kilauea, ya que si ese fuera el caso, también se habrían mostrado en la zona de Kaoiki.

Las reservas magmáticas son fuertemente respaldadas por evidencia de estudios magnéticos, de potencial espontáneo (SP) y de tomografía sísmica. También, en mapa las anomalías coinciden con reservas magmáticas supuestas por análisis de deformación del suelo, sin embargo, éstas cámaras magmáticas propuestas no coinciden en profundidad por aproximadamente 3 km. Esto

4.2 Estudios en Otros Volcanes

puede ser debido a que las reservas magmáticas tienen raíces profundas que se manifiestan como alta sismicidad y/o a que los equipos de deformación sólo son sensibles a los primeros kilómetros de la corteza.

Capítulo 5. Datos

5.1 Red Sísmica

Los datos utilizados para el presente trabajo fueron obtenidos gracias a la **Red de Monitoreo Sísmico del Volcán Popocatepetl** (**Figura 5. 1**), operada por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED).

Esta red ha sido formada desde 1987 por diferentes instituciones. La primera estación que se considera parte de esta red fue instalada por el Instituto de Ingeniería de la UNAM en julio de 1987 como parte de la red sísmica SISMEX (Red Sismotelemétrica del Valle de México) y el sitio en donde se encuentra ubicada es el Cerro **Altzomoni (IIA/PPA)** a aproximadamente 11 km del cráter. En 1989, el Instituto de Geofísica de la UNAM instala la primera estación telemétrica dedicada al monitoreo volcánico en Cerro **Tlamacas (PPM)** y se trata de un sismómetro triaxial de periodo corto (1 Hz) Mark L-4 3D.

A principios de 1994, el aumento en la actividad sísmica y volcánica hizo que la Secretaría de Gobernación le asignara recursos al CENAPRED para diseñar e instalar la Red de Monitoreo Sísmico del Volcán Popocatepetl. Así, en octubre de ese año, se instaló otra estación telemétrica **Chipiquixtle (PPX)** en el flanco suroeste y en noviembre se instaló la estación **Colibrí (PPC)** en el flanco sureste del cráter. Ambas estaciones se trataron, en un principio, de instrumentos de periodo corto (2 Hz) verticales y se lograron instalar y comenzar a utilizar gracias a convenios con los institutos de Ingeniería y Geofísica de la UNAM.

Después de la explosión del 21 de diciembre de 1994, se decidió aumentar la infraestructura de la red y que las señales de las estaciones telemétricas se transmitirían de manera directa al CENAPRED. En conjunto con el *Cascades Volcano Observatory* del USGS se logró instalar una de las estaciones más importantes dada su cercanía al cráter en **El Canario (PPP)** en donde se instalaron un sismómetro vertical de periodo corto (1 Hz) y un inclinómetro biaxial⁷ (Quaas *et al.*, 1995). Posteriormente se instaló la estación **Bonsai (PPB)** en el flanco este del cráter y para julio de 1995 se cambiaron los instrumentos de las estaciones PPC, PPP y PPX por instrumentos triaxiales Mark L-4 3D.

⁷ Con la ayuda del United States Geological Survey (USGS) se logró instalar, aparte de las estaciones sísmicas PPP y PPB, tres inclinómetros biaxiales ubicados en El Canario (PIP), cerca de la Barranca Nexpayantla (PIN) y en Chipiquixtle (PIX).

5.2 Catálogo Sísmico

Aproximadamente un año después, en mayo de 1996, se siguió la expansión de la red con la instalación de la estación **Tetexcaloc (PPT)** y en enero de 1997 con la estación **Cuervos (PPQ)**, ambas en el flanco sur del cráter. A finales de 1997 se instaló en la parte noroeste del volcán la estación **Juncos (PPJ)** que constaba de un sismómetro triaxial de periodo corto y un inclinómetro biaxial (PIJ).

A mediados de 1996 el Instituto de Geofísica instaló en la estación de **Tlamacas (PPIG)** la primera estación de banda ancha cercana al volcán tratándose de un instrumento Streckeisen STS-2 con un periodo de registro desde 120 s hasta 10 Hz. Esta estación es utilizada para la red del Servicio Sismológico Nacional (SSN) y actualmente los datos son transmitidos teleméricamente tanto al Instituto de Geofísica de la UNAM como al CENAPRED. Por último, en 1998, se le sumaron dos instrumentos de banda ancha a la red sísmica en las estaciones PPP y PPX, posteriormente se haría lo mismo en la estación PPC; estas tres estaciones cuentan con equipos Guralp CMG- 40T que tienen una respuesta en el rango de 30 s a 50 Hz.

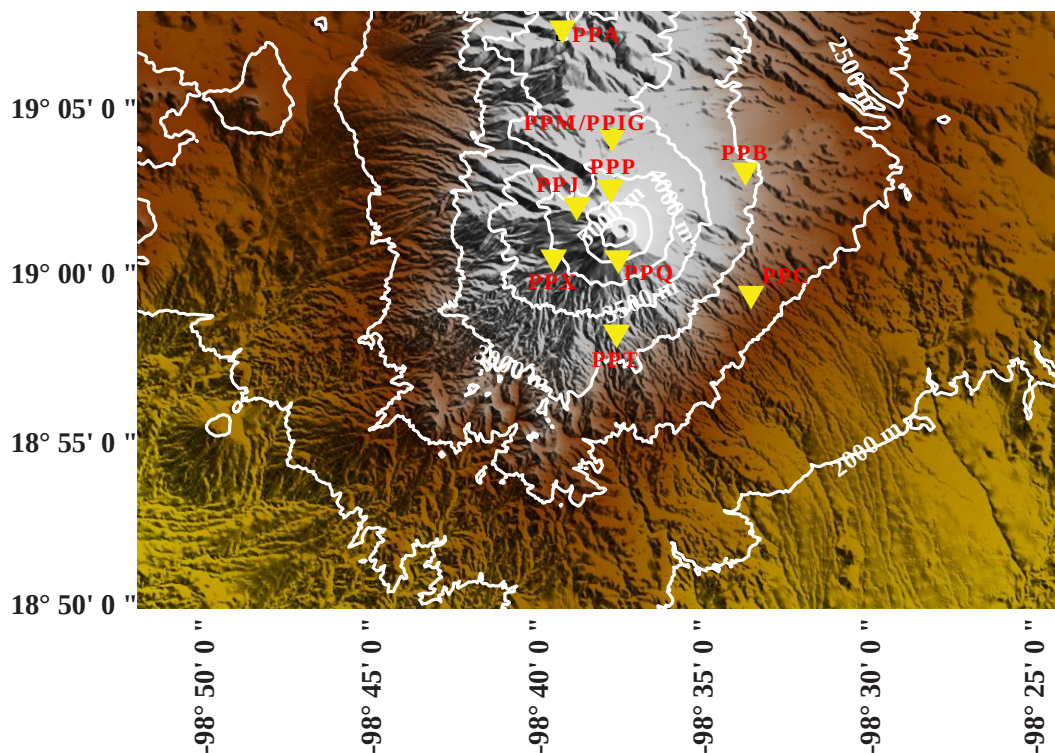


Figura 5.1 Red de monitoreo sísmico del volcán Popocatepetl.

Todas las estaciones se comunican de manera continua por telemetría al CENAPRED con una señal analógica, ahí es digitalizada con un muestreo de 100 mps y registradas y redistribuidas por el sistema EARTHWORM.

En resumen, la Red de Monitoreo Sísmico del Volcán Popocatepetl consiste en 6 estaciones triaxiales de periodo corto con instrumentos **Mark L-4 3D (PPC, PPJ, PPM, PPP, PPT, PPX)**, 3 estaciones verticales de periodo corto con instrumentos **Mark L-4 (PPA, PPB, PPQ)**, 3 estaciones triaxiales de banda ancha con instrumentos **Guralp CMG-40T (PBC, PBP, PBX)** y una estación triaxial de banda ancha con un instrumento **Streckeisen STS-2 (PPIG)**. Esto es para estaciones sobre el volcán o muy cercanas a él. También se cuenta con el apoyo de estaciones del SSN como Amecameca y Xochimilco, entre otras.

El monitoreo de un volcán es un asunto de gran importancia ya que éste puede marcar la diferencia entre la vida o la muerte de muchas personas en una situación de riesgo. Por esto, el CENAPRED no sólo basa el monitoreo volcánico en la red sísmica, sino que también cuenta con equipo como los inclinómetros mencionados anteriormente, sensores de infrasonido que ayudan en la detección de señales explosivas, estaciones hidrométricas y de detección de flujos, cámaras de video que transmiten imágenes del volcán en tiempo cuasi-real y una cámara infrarroja para el estudio térmico del edificio volcánico. Además, cuando el volcán muestra actividad de importancia, se realizan vuelos alrededor del cráter para poder tener observaciones visuales directas de las condiciones del crecimiento y/o destrucción de domos de lavas, entre otras actividades.

Sin embargo, mucho de este esfuerzo se ha visto opacado por el hecho de que, a la fecha de elaboración de este trabajo, muchas de las estaciones han dejado de funcionar, lo cual hace mucho más complicada la tarea de un sismólogo para analizar los registros sísmicos del volcán. Si bien la precisión de los resultados en cualquier estudio geofísico depende de la calidad de los datos, sería pertinente el hacer un esfuerzo para recuperar las estaciones sísmicas que han dejado de funcionar en el Popocatepetl y/o hacer el intento por instalar otras nuevas antes de que ocurra otra “crisis”, ya que, por ejemplo, hay veces en que no todas las estaciones activas tienen comunicación y se registran eventos en tan sólo tres estaciones (i.e. el número mínimo de estaciones para realizar una localización hipocentral).

5.2 Catálogo Sísmico

La mayoría de los catálogos sísmicos del mundo no tienen registrada la sismicidad consistentemente en función del espacio, tiempo y magnitud (Zúñiga y Wyss, 1995). Generalmente se cuenta con problemas debido a que los instrumentos de la red no funcionaron de manera continua y al mismo tiempo durante todo el periodo. También se cuenta con el problema de que los catálogos casi nunca van a tener todos los eventos que ocurrieron en realidad, ya que hay veces en que los equipos no llegan a registrar eventos de magnitudes muy

5.2 Catálogo Sísmico

pequeñas o también se puede deber a problemas de niveles de ruido, personal de monitoreo u otro factor. Algunas de las causas que podrían introducir variaciones artificiales en la sismicidad, de acuerdo a Zúñiga y Wyss (1955), son:

- Un cambio en la agencia que opera el catálogo.
- El empleo de nuevos métodos computacionales para el análisis.
- Introducción de nuevos equipos de registro y/o detección.
- Reducción o ampliación de redes sismográficas.
- Cambios en la definición de la magnitud.
- Diferencias en las técnicas de promediado de los datos.
- Diferencias en las correcciones.
- Agregar o borrar datos de redes locales.

Para este caso, en un principio se contaba con un catálogo sísmico proporcionado por el CENAPRED en el cual se numeraban aproximadamente 2300 eventos vulcano-tectónicos. El catálogo incluía eventos localizados hasta septiembre del año 2012, sin embargo se sabía que probablemente había hecho falta registrar algunos eventos pasados. Para solucionar esto, se revisaron uno a uno los reportes semanales históricos del CENAPRED, con el fin de comparar los eventos en el catálogo con los reportados ahí. La mayoría de los eventos coincidían tanto en catálogo como en reportes, sin embargo, había periodos como el año de 1996 en donde en los reportes semanales se registraron muchos eventos VT que no fueron incluidos en la tabla del catálogo sísmico. Todos los eventos faltantes fueron agregados al catálogo y todos ellos contaban con la información de fecha, hora, magnitud coda, localización hipocentral y errores estadísticos para la solución de localización.

Un indicio de que el catálogo podría tener errores o ruido en los eventos reportados es cuando la distribución frecuencia-magnitud no puede ser modelada por un decaimiento exponencial. Esto generalmente sucede en catálogos que presentan distribuciones bimodales, e.g. Mount Redoubt. Desafortunadamente, este fue el caso del catálogo de Popocatepetl mencionado arriba. Como se muestra en la figura ([Figura 5. 3](#)), en el catálogo predominaban dos magnitudes (1.3 y 2.1). El incremento de eventos con magnitud 1.3 podría resultar de algún enjambre de eventos pequeños, sin embargo, como veremos adelante, este no era el caso. Al final, después de incluir los eventos de los reportes y los localizados hasta agosto del 2013, se tenía ya un catálogo con aproximadamente 2650 eventos.

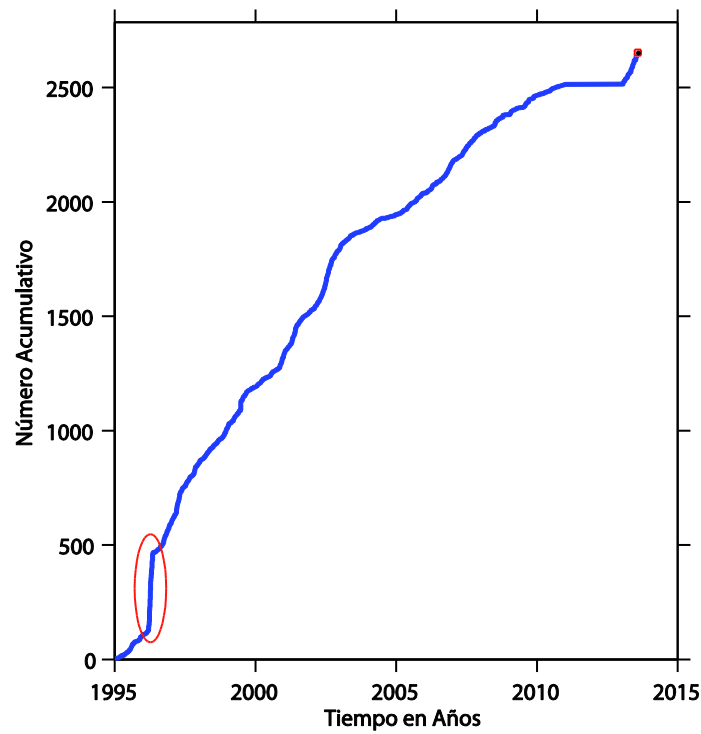


Figura 5. 2 Serie de tiempo del catálogo inicial. El número de eventos es 2653. Se puede notar que en el primer semestre de 1996 se contaba con un gran enjambre de eventos.

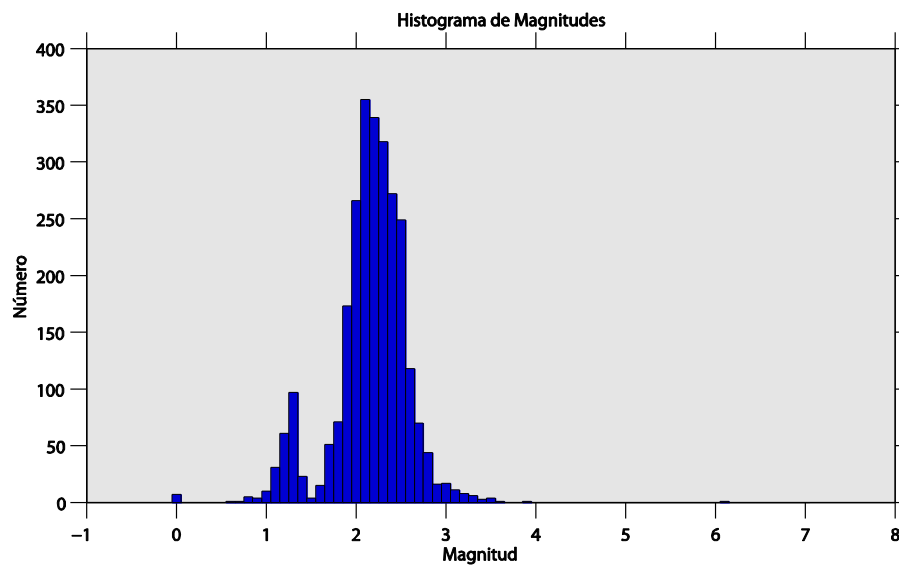


Figura 5. 3 Histograma de eventos para el catálogo con 2653 eventos. Nótese que los datos se distribuyen de manera bimodal con una media en 1.3 y la otra en 2.1.

5.2 Catálogo Sísmico

Aunque lo óptimo para realizar un buen análisis espacial del valor b es tener la mayor cantidad de eventos posibles en un catálogo, había que ser cuidadosos de qué eventos utilizar, ya que el método y los resultados dependen totalmente de la precisión en la localización de los hipocentros. Para asegurarnos de que los eventos utilizados fueran confiables se realizó un análisis del catálogo y en específico a los enjambres que parecía haber durante algunos periodos. Con esto se notó que había un gran incremento en la actividad del año 1996 considerado como un gran enjambre aparente, sin embargo, al analizar las trazas de esos eventos, se observó que muchos en realidad no correspondían a fenómenos tectónicos, sino que la mayor parte de los eventos ocurridos entre marzo y abril eran eventos tipo LP y/o explosiones. Esto fue comprobado por los espectros de potencias de las señales y se realizó una discriminación basada en las características detalladas en el Capítulo 2.

Durante el año 2011 hubo un cambio de personal en el CENAPRED y se tuvo poca obtención de datos. Los eventos reportados y localizados fueron muy pocos y no se cuenta con la hora de muchos de ellos, sin embargo algunos los eventos que lograron ser localizados se tomaron en cuenta. Los eventos ocurridos durante el año 2012 aún deben de ser analizados con más detalle y por lo tanto no se tomaron en cuenta. Mientras se revisaba el catálogo histórico, se llevó a cabo la localización de los eventos VT que sucedieron en 2013, posiblemente las localizaciones de este año difieran con las encontradas por el personal actual del CENAPRED, sin embargo son las que se tomarán en cuenta para este trabajo. Recordando, durante el primer semestre del año 2013, el volcán registró un incremento en la actividad sísmica en el cual se registraron eventos tipo VT de altas magnitudes (i.e. mayores a 2.5), tremores armónicos, eventos tipo LP y explosiones, todo esto acompañado de expresiones visuales como exhalaciones de grandes magnitudes que dejaban plumas de gases y cenizas de hasta 1 km de altura, formaciones y destrucciones de domos, etc.

Otro punto muy importante a resaltar relacionado a la incertidumbre de los datos, es la ubicación de los hipocentros. Esto se debe a que los programas de ubicación de sismos funcionan de manera matemática y estadística, arrojando el resultado que más se pueda acercar a las diferencias de tiempo de las ondas S y P que el sismólogo eligió y es por esto que los resultados pueden variar, ya que hay veces en que las señales son un poco confusas y los picados quedan a criterio del sismólogo. En su mayoría, nuestro catálogo tiene errores RMS relativamente bajos y errores en las componentes horizontales y verticales entre 1 y 2 km, respectivamente, lo cual se considerará aceptable y eficiente para poder mapear cámaras magmáticas en estratovolcanes. Si tuviésemos un catálogo sísmico con hipocentros perfectamente bien calculados, en teoría, podríamos mapear un anillo o esfera hueca de alta sismicidad alrededor de la cámara magmática, ya que es ahí en donde se producen los sismos, resultado de los esfuerzos dentro de la cámara. Hoy en día, debido a la tecnología y técnicas con las que contamos, esto no es posible, sin embargo tal vez en el futuro esto cambie.

Al final, después del análisis de eventos y el filtrado por errores estadísticos, quedó un catálogo sísmico conformado por 2191 eventos vulcano-tectónicos, el cual se utilizó para el mapeo espacial del valor b .

Después de revisar el catálogo, no sólo el enjambre de 1996 desaparece, sino que también la distribución bimodal que observamos en la [Figura 5. 3](#) desaparece. Con esto nuestros datos representan mejor la relación Gutenberg-Richter y podemos concluir que efectivamente los eventos que creaban un enjambre aparente no correspondían a eventos tipo VT y por lo tanto solamente introducían ruido al catálogo sísmico.

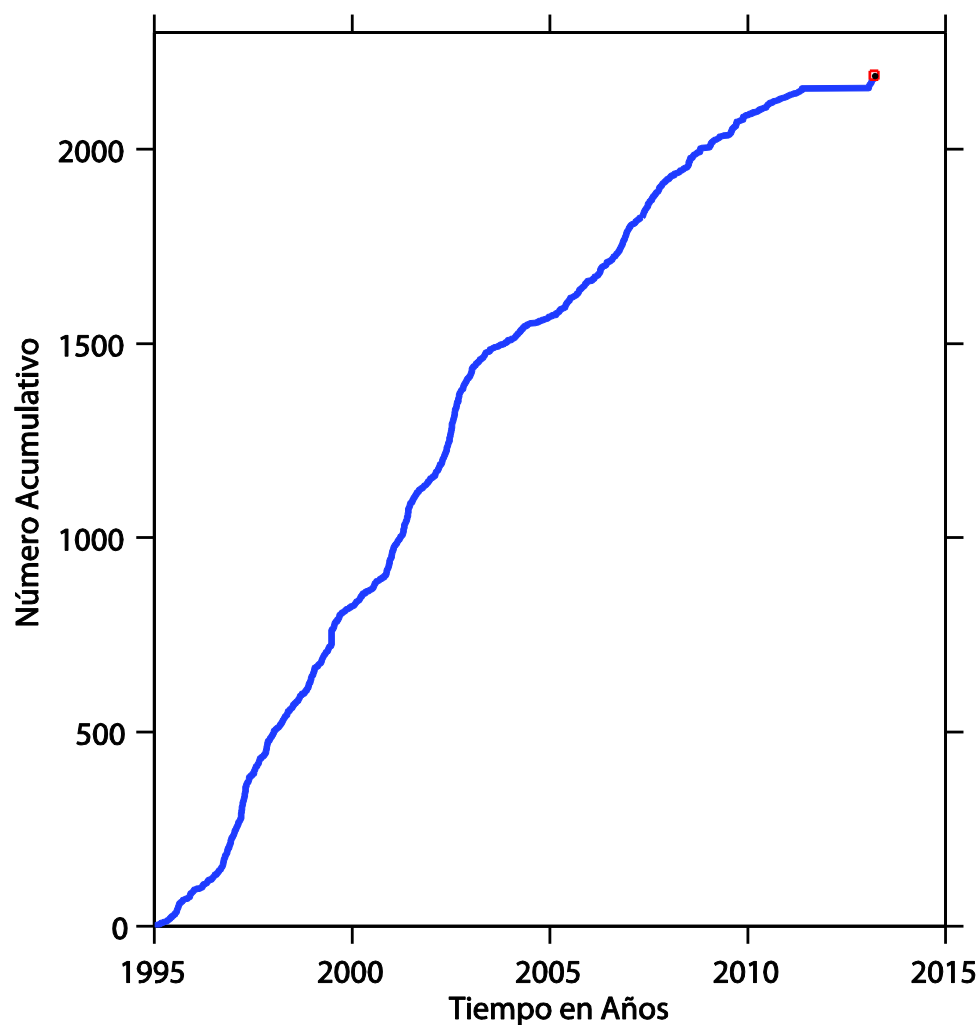


Figura 5. 4 Serie de tiempo para el catálogo revisado. Se puede notar que el enjambre de 1996 ha desaparecido y el resto de la serie, excepto por el periodo 2011-2012, parece tener un incremento regular.

5.2 Catálogo Sísmico

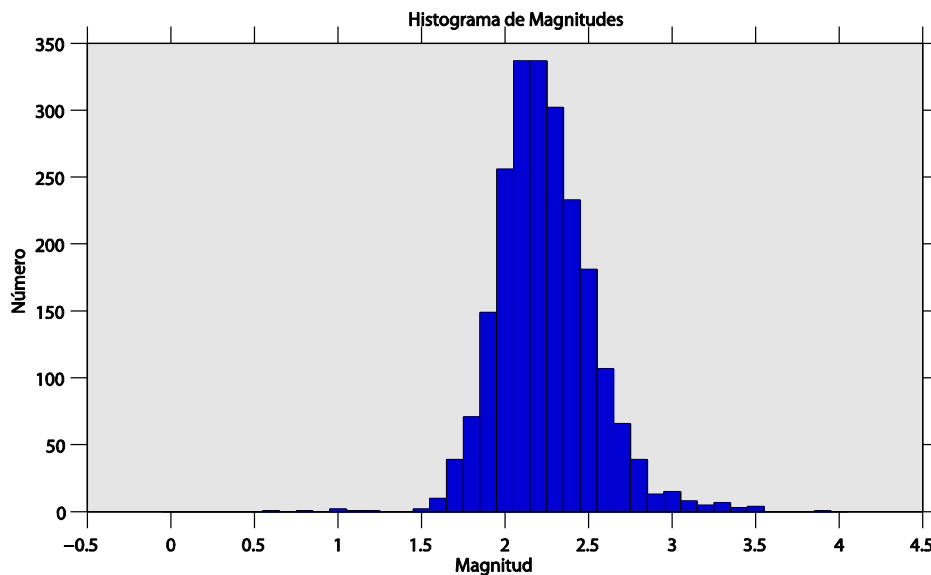


Figura 5.5 Histograma de magnitudes para el catálogo revisado con 2191 eventos. Se puede ver que la distribución bimodal ha desaparecido y ahora la magnitud media es de 2.15.

5.2.1 Distribución Espacial

La distribución espacial de los eventos se puede observar en la [Figura 5.7](#). La mayoría de los eventos se encuentra a profundidades entre 3 y 7 km, lo cual coincide con el histograma de profundidades ([Figura 5.6](#)). También, se puede notar de manera obvia la distribución de los eventos en dos enjambres claros, uno ubicado debajo del cráter y el otro ubicado al SE.

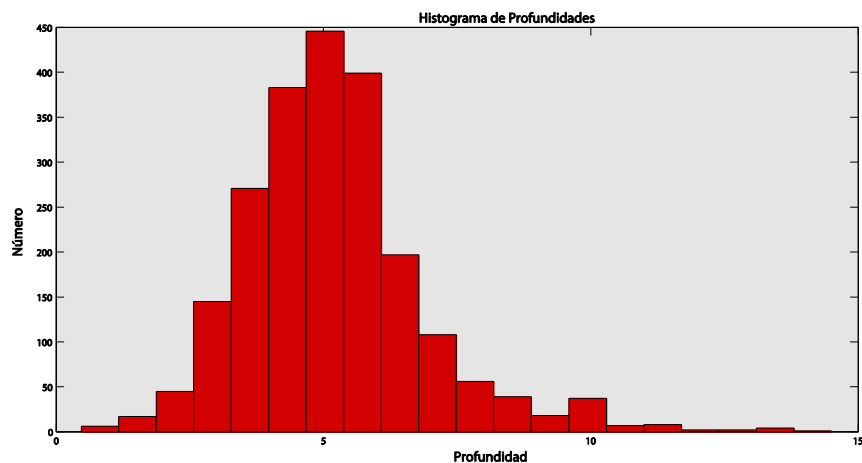


Figura 5.6 Histograma de profundidades. Se puede observar que a 3km comienza a haber un gran aumento en la sismicidad hasta llegar a una media de 5 km donde vuelve a disminuir y encuentra los valores mínimos debajo de los 7 km.

El enjambre que se encuentra debajo del cráter se encuentra acotado por un volumen de aproximadamente 100 km³, mientras que el enjambre al SE del cráter se podría encerrar en un volumen de aproximadamente 112 km³. Aproximadamente el 65% de los eventos de mayor magnitud (≥ 3) se encuentran en la zona debajo del cráter.

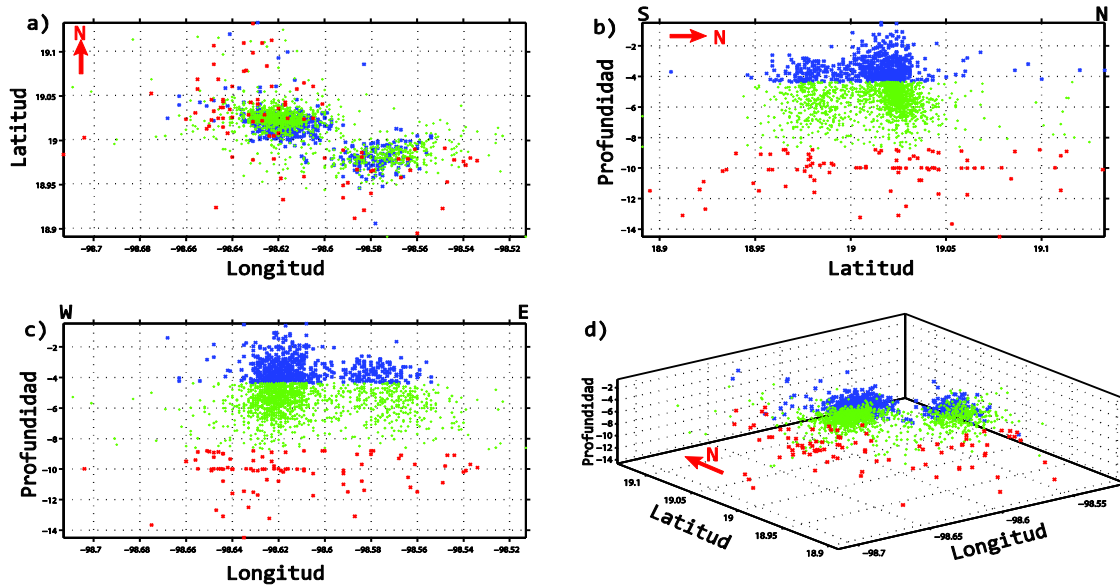


Figura 5.7 Distribución espacial de la sismicidad debajo del volcán Popocatepetl. El color azul muestra los eventos a profundidades $z < 4.3$ km; el color verde indica eventos con $4.3 < z < 8.7$; el color rojo indica eventos cuya profundidad es $z > 8.7$. a) Mapa de la sismicidad. b) Perfil S-N. c) Perfil W-E. d) Distribución tridimensional de los sismos.

5.2.2 Magnitudes

Uno de los errores a considerarse en este trabajo es el de las magnitudes utilizadas para el catálogo sísmico. Desde que se comenzó a trabajar en la localización y magnitud de los eventos tipo VT se utilizó el programa **HYPO71** (Lee y Lahr, 1975) y posteriormente se cambió por **HYPOCENTER** (Lienert *et al.*, 1986), ambos utilizan como *default* la ecuación de magnitud de duración, o magnitud coda, para California (5.1) y parecería ser que nunca se cambió esta ecuación por la perteneciente a la región del Popocatepetl. Sin embargo, esta situación no afecta en lo absoluto a los objetivos buscados, ya que como todo el catálogo está homogeneizado en el sentido de que todas las magnitudes coda se calcularon mediante la misma ecuación, las diferencias de los valores b encontrados serán entonces verdaderas y no un efecto debido a la diferencia temporal de magnitudes.

$$M_D = 2 * \log_{10}(coda) + 0.0035 * (dist) - 0.87 \quad (5.1)$$

5.2 Catálogo Sísmico

Donde:

coda = duración de la señal, en segundos (se mide hasta donde la señal es dos veces el nivel del ruido).

dist = distancia a la fuente en km.

Capítulo 6. Metodología

6.1 Localización de Eventos VT

Los eventos registrados por la red sísmica son transmitidos vía telemétrica al CENAPRED y sus hipocentros han sido localizados mediante el programa HYPO71 (Lee y Lahr, 1975) y actualmente mediante el programa HYPOCENTER (Lienert et al., 1986) integrado en el software libre SEISAN (Havskov y Ottemoller, 1999). La manera de trabajar en SEISAN es mediante bases de datos que el usuario va creando a su conveniencia. En estas bases de datos se insertan los archivos de datos (.seis) de nuestra red sísmica para poder ser analizados y procesados con el software.

Para la localización de hipocentros, el primer paso es obtener el ajuste del archivo **Station0.hyp** ubicado en la carpeta DAT de nuestro archivo SEISAN. Para éste, se necesita saber las coordenadas de todas las estaciones de nuestra red, y de un modelo de velocidades, que en el caso del volcán Popocatepetl el modelo más utilizado es el de 4 capas planas propuesto por Valdés et al., en 1997:

Profundidad (Km)	Velocidad de Onda P (km/s)
0	3.5
5.5	4.5
6.0	5.0
12.0	6.0

Tabla 6.1 Modelo de velocidades de 3 capas y un sub-espacio propuesto por Valdés et al. (1997).

También, en el mismo archivo, se debe de llevar un ajuste de parámetros propios del programa HYPOCENTER llamados **TEST**, los cuales nos ayudan a un mejor funcionamiento del programa para una rápida convergencia y un mejor resultado, entre otras conveniencias.

Una vez que tenemos el programa listo para trabajar con datos de nuestra red local, accedemos a las trazas del evento en cuestión por medio de la interfaz EEV del programa SEISAN (Por lo general, los eventos se organizan de manera mensual para cada año):

6.1 Localización de Eventos VT

```
C:\Seismo\REA\POPO_\CAT>eev 201305 POPO_  
2013 5 Reading events from base POPO_ 3  
# 1 6 May 2013 8:33 25 L ?  
# 2 14 May 2013 2:49 27 L ?  
# 3 14 May 2013 13: 1 28 L ?
```

Figura 6. 1 Ejemplo de algunos eventos registrados durante Mayo de 2013.

Una vez elegido el evento, lo abrimos para poder hacer los picados de las fases de las ondas de cuerpo P y S para cada estación, así como de la magnitud de duración o coda, ya que esto es lo que utiliza el programa HYPOCENTER como entrada.

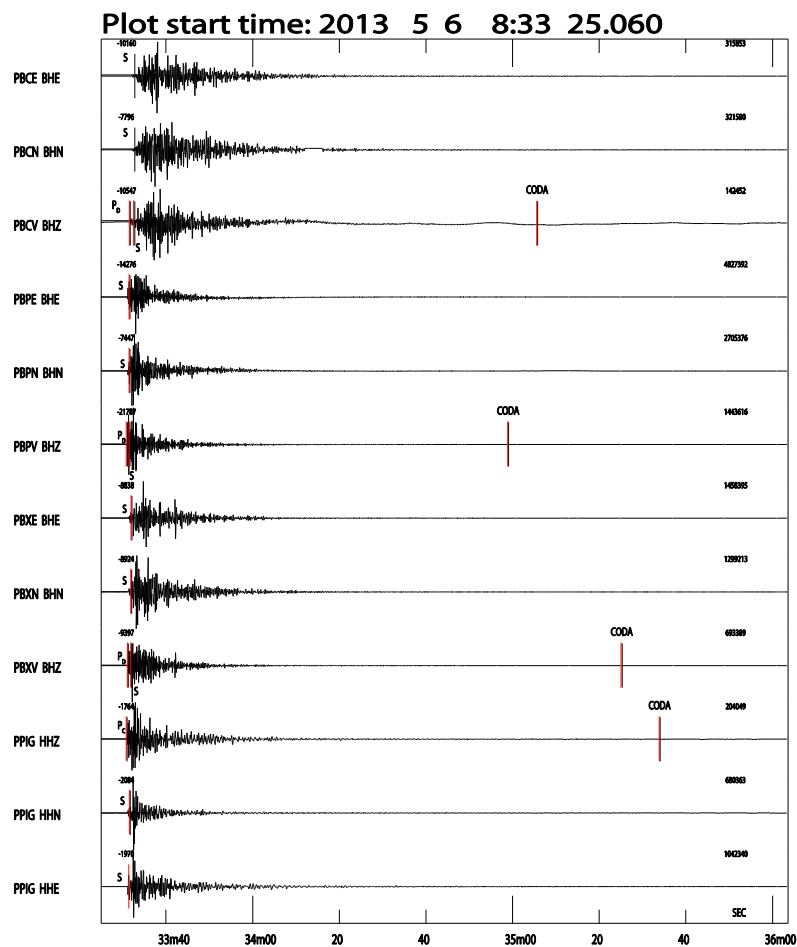


Figura 6. 2 Picado de fases para un evento vulcano-tectónico registrado en el volcán Popocatépetl. La fecha y hora se muestran en la parte superior.

Ya que tenemos las fases picadas y realizamos todos los pasos anteriores, lo único que se tiene que hacer es picar el botón de “Localizar” del menú y el programa realiza el cálculo de la mejor aproximación matemática del hipocentro ([Figura 6. 3](#)).

date	hrmn	sec	lat	long	depth	no	n	rms	damp	erln	erlt	erdp
13 5 6	833	29.07	19 1.03N	98 36.9W	4.2	10	3	0.02	0.000	0.4	0.5	1.2
sta	dist	azm	alt	phas	calcp	hmn	tsec	t-obs	t-cal	res	wt	di
PBRN	3	332.3144.6	0 S	SG	833	31.7	2.59	2.61	-0.02	1.00* 8		
PBPV	3	332.3144.6	0 S	D PG	833	31.1	2.00	1.48	0.52	0.00* 0		
PBPV	3	332.3144.6	0 S	SG	833	31.7	2.60	2.61	-0.01	1.00* 8		
PBPE	3	332.3144.6	0 S	SG	833	31.7	2.65	2.61	0.04	0.99* 8		
PBXU	5	258.3131.5	0 S	SG	833	32.1	3.01	3.03	-0.02	1.00* 8		
PBXN	5	258.3131.5	0 S	SG	833	32.1	3.02	3.03	-0.01	1.00* 8		
PBXE	5	258.3131.5	0 S	SG	833	32.1	3.05	3.03	0.02	1.00* 8		
PBXU	5	258.3131.5	0 P	D PG	833	31.3	2.22	1.72	0.50	0.00* 0		
PPIG	6	345.8125.2	0 P	C PG	833	31.0	1.96	1.96	-0.00	1.00*30		
PPIG	6	345.8125.2	0 S	SG	833	31.7	2.67	3.45	-0.78	0.00* 0		
PPIG	6	345.8125.2	0 S	SG	833	32.1	3.05	3.45	-0.40	0.00* 0		
PBCU	7	118.8111.0	0 P	D PG	833	31.8	2.69	2.12	0.57	0.00* 0		
PBCU	7	118.8111.0	0 S	SG	833	32.8	3.72	3.73	-0.01	1.00* 8		
PBCN	7	118.8111.0	0 S	SG	833	32.8	3.73	3.73	0.00	1.00* 8		
PBCE	7	118.8111.0	0 S	SG	833	32.8	3.73	3.73	0.00	1.00* 8		
PBXU BZ	hdist:	6.2	coda:	114.0	nc =	3.3						
PBCU BZ	hdist:	8.1	coda:	94.0	nc =	3.1						
PPIG BZ	hdist:	7.0	coda:	123.0	nc =	3.3						
PBPV BZ	hdist:	5.2	coda:	88.0	nc =	3.0						
2013	5 6	0833 29.1	L	19.017	-98.615	4.2	MEX	10 0.0	3.2	CNEX		
OLD:	5 6	833 25.1	L									

Figura 6.3 Resultados para la localización de un evento vulcano-tectónico en el Popocatépetl utilizando el programa SEISAN.

6.2 Mapeo del valor b

Para visualizar la distribución frecuencia-magnitud (DFM) como una función espacial se pueden seguir diferentes procesos:

6.2.1 Mapas

Para crear mapas de valor b , se elige la zona a mapear y lo primero que se hace es proyectar todos y cada uno de los hipocentros en nuestro catálogo en el plano de la superficie, después éste se divide en una malla con una separación de nodos que generalmente va desde 0.5 hasta 10 km, dependiendo del objetivo y el tamaño de la zona de estudio. Una vez creada nuestra malla, se elige la forma de búsqueda de eventos cercanos a cada nodo.

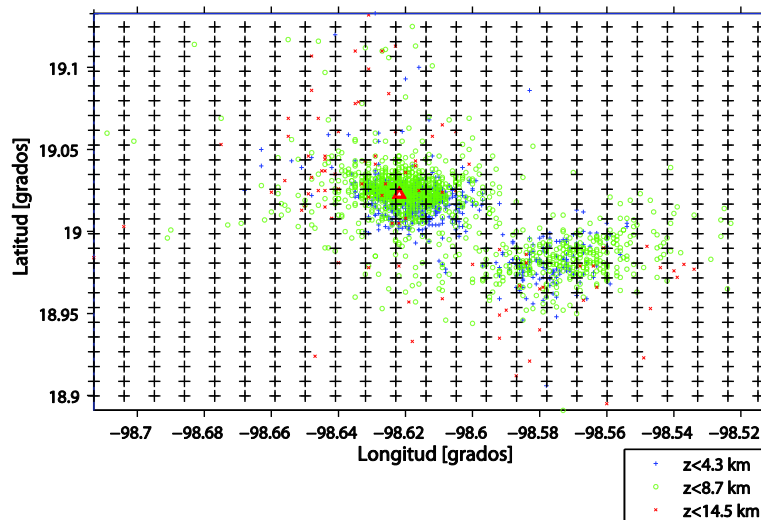


Figura 6.4 Mallado de 0.5 km x 0.5 km para crear mapas de valor b debajo del Popocatépetl.

6.2 Mapeo del Valor b

Podemos hacer que se busquen los N eventos más cercanos a cada nodo y utilizarlos para calcular b , o bien, podemos hacer que se tomen todos los eventos que queden dentro de un radio fijo R medido a partir de cada nodo. Después, se eligen los eventos que son mayores a la magnitud de completitud como representantes de la sismicidad de cada volumen y con estos se obtiene el valor b .

En este caso, ya que los hipocentros se proyectan de manera completamente vertical sobre el plano, los volúmenes en los que se va a obtener el valor b para cada nodo corresponden a cilindros verticales.

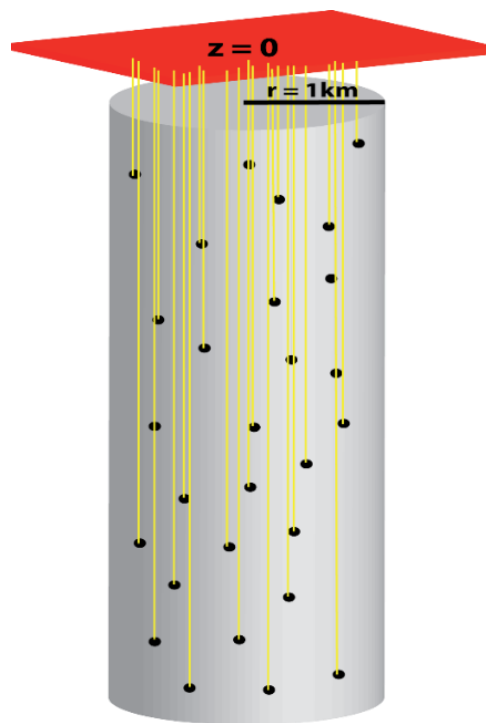


Figura 6. 5 Esquema de un volumen cilíndrico vertical en donde los sismos vulcano-tectónicos son proyectados a la superficie para crear mapas de valor b .

6.2.2 *Perfiles*

Para crear perfiles de valor b se sigue el mismo procedimiento que para los mapas, la diferencia reside en el caso de los perfiles los hipocentros se proyectan sobre el plano de la sección obteniendo entonces cilindros horizontales. El radio y la altura de estos cilindros horizontales las podremos determinar a nuestra conveniencia.

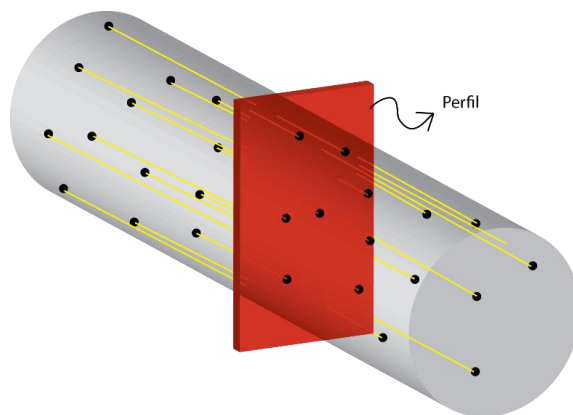


Figura 6. 6 Esquema de un volumen cilíndrico horizontal encerrando los sismos vulcano-tectónicos que son proyectados hacia la línea del perfil.

6.2.3 Mapeo pseudo-3D

Para el caso de una mapeo 3D de valor b los procedimientos son diferentes. Lo que se hace es seleccionar toda el área que se va a analizar en un polígono en superficie y se determina la malla tridimensional que se va a utilizar. Así, se debe de determinar el espaciado horizontal de los nodos como también debemos de determinar la separación vertical entre cada plano de nodos. El software ZMAP (Wiemer, 2001) nos permite hacer muchas cosas diferentes respecto al espaciado deseado, y una de las cosas que podría resultar útil es acotar los espacios a analizar para evitar tiempo de cómputo. Una vez que tengamos la rejilla 3D, se elige si se va a buscar los N eventos más cercanos al nodo o un radio fijo R de búsqueda, sin embargo en este caso no se trata de cilindros, ya que no se está proyectando ningún evento sino que se realiza la búsqueda *in situ*, i.e. se realiza una búsqueda esférica la cual permite definir mucho mejor y con mayor confianza los valores b de cada volumen ya que se puede asegurar que se trata de resultados locales.

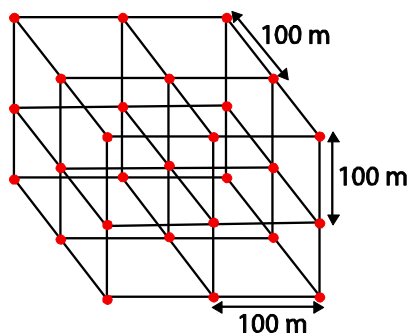


Figura 6. 7 Esquema del mallado que se lleva a cabo para obtener la “tomografía” de valor b debajo del volcán Popocatepetl. La búsqueda esférica de 100 eventos se lleva a cabo para cada nodo y una vez realizado el cálculo de todos los valores b se realiza una interpolación de todas las esferas que cumplen con los parámetros establecidos.

6.2 Mapeo del Valor b

Una vez que se realizan los cálculos correspondientes a cada nodo se eligieron los cortes o perfiles con los cuales formaríamos una imagen “semi-3D”, i.e. una imagen de 360° formada por diferentes secciones que se intersectan las unas a los otras.

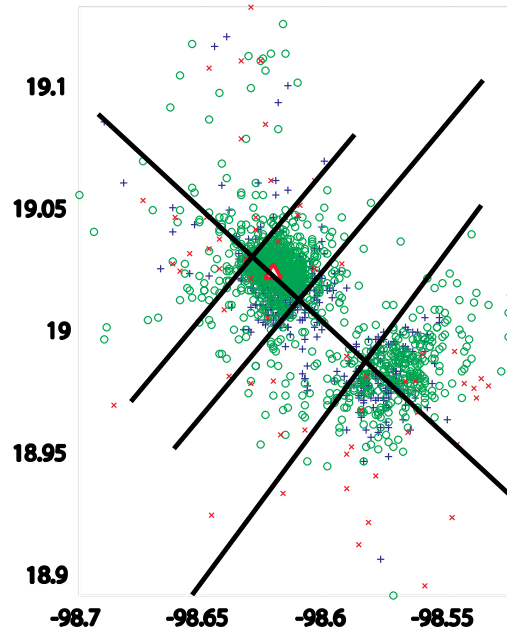


Figura 6. 8 Cortes realizados para observar el mapeo pseudo-3D del valor b .

Para el caso del análisis de la distribución espacial del valor b debajo en el volcán Popocatepetl, se realizaron **mapas** utilizando un radio de búsqueda fijo de 1 km (radio de cilindros verticales) y un espaciado entre nodos de 100 m lo cual nos garantiza una zona muy densa de nodos y una mejor interpolación para nuestra imagen.

Para el caso de los **perfiles** se decidió realizar tres diferentes perfiles que van desde la zona oeste del volcán avanzando hacia el este de manera diagonal para así poder cruzar los dos enjambres principales. Esta es una manera alternativa de analizar los perfiles de valor b en el volcán para observar cómo es que van cambiando espacialmente las estructuras de las anomalías, la otra forma es realizar un “abanico” concéntrico de perfiles para poder tener un panorama de 360°. Para la elección de eventos que se proyectarían en los perfiles se optó por utilizar eventos que no estuvieran a más de 1 km de nuestra línea de sección ya que esto haría que los resultados de los volúmenes analizados fueran más locales que si proyectáramos eventos de largas distancias.

El énfasis de este trabajo fue en la obtención de una imagen de calidad que mostrara la distribución espacial del valor b debajo del Popo de manera tridimensional, ya que se considera que, debido a la metodología utilizada para la obtención del valor b en pequeños volúmenes

esféricos, estas imágenes podrían mostrar de una manera mucho más confiable las grandes diferencias de b debajo del volcán y así podríamos tener un mejor criterio para asociar nuestras anomalías a estructuras tales como la cámara magmática.

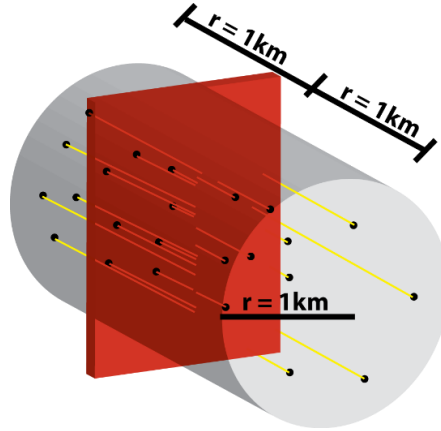


Figura 6. 9 Volumen cilíndrico vertical de aproximadamente 6.3 km^3 en donde se obtiene el valor b .

Entonces, para el análisis 3D se optó por utilizar una búsqueda esférica de los 100 eventos más cercanos a los nodos (ya que esto garantiza que las magnitudes de completitud obtenidas no dependan de artificios introducidos por el número de muestras en cada volumen). Sin embargo esto no era suficiente para garantizar un resultado confiable, ya que bien se podría estar tomando eventos a más de 10 km de distancia de algún nodo que no se encontrara en una zona de alta densidad de eventos VT. Para solucionar este problema, se realizaron modificaciones al programa ZMAP y mediante un pequeño cambio en la rutina **bgrid3dB.m** (anexo) se hizo que la búsqueda de los 100 eventos más cercanos al nodo no fuera más allá de una esfera con radio de 3 km, y ya con esto consideramos que se puede garantizar que los valores b de cada volumen son resultado de una sismicidad local y propia de ese volumen. El espaciamiento entre nodos fue de 100 m tanto para latitud y longitud como para la profundidad. Sólo los nodos cuya desviación estándar no superara $\sigma = 0.3$ fueron mapeados.

6.3 Cálculo del Valor b

Para este trabajo se utilizó el método de **máxima curvatura** para el cálculo de la magnitud de completitud (M_c) en cada nodo. Este método es eficiente y los suficientemente robusto para poblaciones de eventos como las utilizadas en este caso.

6.3 Cálculo del Valor b

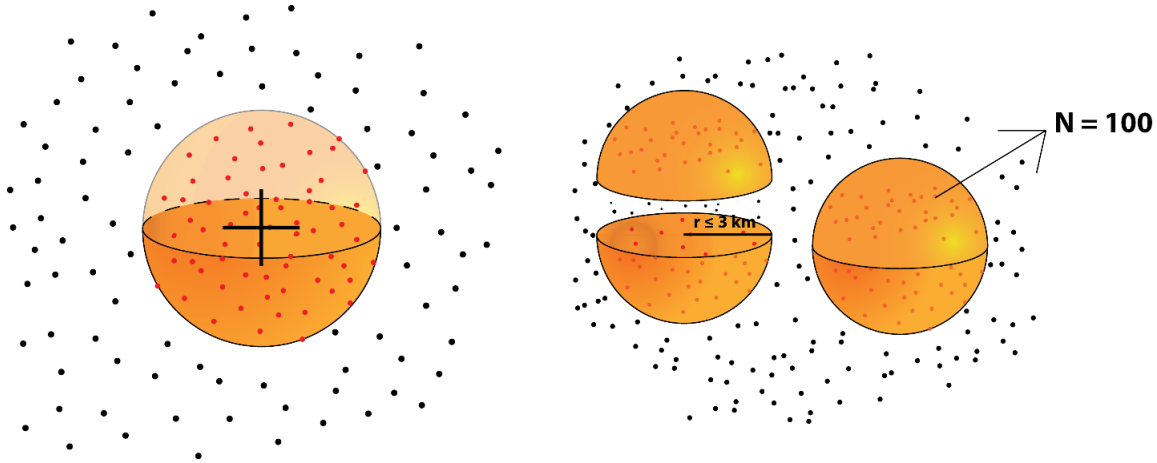


Figura 6. 10 Esquema de la búsqueda esférica de los primeros 100 eventos alrededor de cada nodo. El volumen de las esferas no superó los 3 km.

Para la obtención del valor b en cada nodo se utilizó la función (3.21) de Utsu (1966) ya que ésta toma en consideración la corrección por redondeo o muestreo de magnitudes, la cual, recordando, es 0.1 para el caso instrumental. Para saber si los datos de las imágenes obtenidas son estadísticamente significativos y si es así, si son lo suficientemente confiables para realizar interpretaciones, utilizamos la prueba estadística de Utsu (1966; 1992):

$$P \approx e^{\left(\frac{-dA}{2} - 2\right)} = \begin{cases} dA = -2N \ln(N) + 2N_1 \ln\left(N_1 + \frac{N_2 b_1}{b_2}\right) + 2N_2 \ln\left(\frac{N_1 b_2}{b_1} + N_2\right) - 2 \\ N = N_1 + N_2 \end{cases}$$

Donde:

P = Probabilidad de que dos muestras vengan de la misma población.

N_1 y N_2 = Número de eventos en cada muestra.

b_1 y b_2 = Valor b de cada muestra.

Se considera que para que las anomalías sean estadísticamente significativas en una imagen de valor b , el límite de confianza debe de ser de 95% o más.

6.4 Interpolación

Una vez realizado el cálculo del valor b en cada volumen, ya sean cilindros o esferas, se realiza una interpolación segmentaria o mediante *splines*. Esta interpolación utiliza polinomios de bajos grados o segmentos de polinomios (*splines*) para aproximar los datos de formas complicadas. La

sencillez y facilidad del método hace que se utilice en muchos gráficos ya que se logra evitar grandes “picos” en los datos y por lo tanto se suavizan las imágenes. Para el caso de interpolación segmentaria lineal se utilizan polinomios de primer grado, para el caso cuadrado se utilizan polinomios de segundo grado y para el caso de interpolación segmentaria cúbica se utilizan polinomios de tercer grado.

La función en cuestión es tabulada y se generan polinomios entre cada par de datos, cuyos coeficientes se determinan de manera no local, lo cual garantiza el suavizamiento global de la función.

Para el caso del mapeo espacial del valor b , cada valor encontrado para cada nodo es traducido a un código de colores y es éste último el que es interpolado, dejando imágenes de colores más suavizados.

6.5 ZMAP

Algunos de los cálculos realizados y todos los mapeos de valor b , así como el análisis de la sismicidad, se llevaron a cabo mediante el programa ZMAP (Wiemer, 2001). Este programa está compuesto de muchas rutinas programadas en el lenguaje de Matlab de Mathworks®, por lo tanto, para utilizar ZMAP se requiere tener la paquetería de Matlab.

ZMAP nos permite realizar una variedad de actividades relacionadas a la sismicidad de una zona, desde ver un mapa 3D de los sismos, calcular histogramas, cargar mapas topográficos de formatos establecidos y/o un mapa topográfico creado por nosotros, observar series de tiempo para diferentes parámetros, hasta crear mapas, perfiles y modelos 3D del valor b .

El software está programado para ser operado desde una interfaz GUI (*Graphical User Interface*) por lo tanto no se requiere conocimiento de programación para operarlo. Sin embargo, otra de las grandes ventajas que ofrece el uso de ZMAP, es que se puede acceder a todos y cada uno de los códigos de las rutinas y subrutinas que utiliza para modificarlos de acuerdo a nuestras necesidades. La paquetería de ZMAP es libre y se puede descargar desde internet⁸⁹, en donde también se encuentran pequeñas introducciones y manuales.

⁸ <http://www.geociencias.unam.mx/~ramon/ZMAP/intro.html>

⁹ <http://www.seismo.ethz.ch/prod/software/zmap/index>

Capítulo 7. Resultados, Discusión y Conclusiones

7.1 Resultados

El valor b para el catálogo completo se obtuvo mediante el método de máxima verosimilitud y la magnitud de completitud por el método de mejor combinación. Se determinó un valor b general de 1.9 y una magnitud de completitud de 2.3 (Figura 7.1).

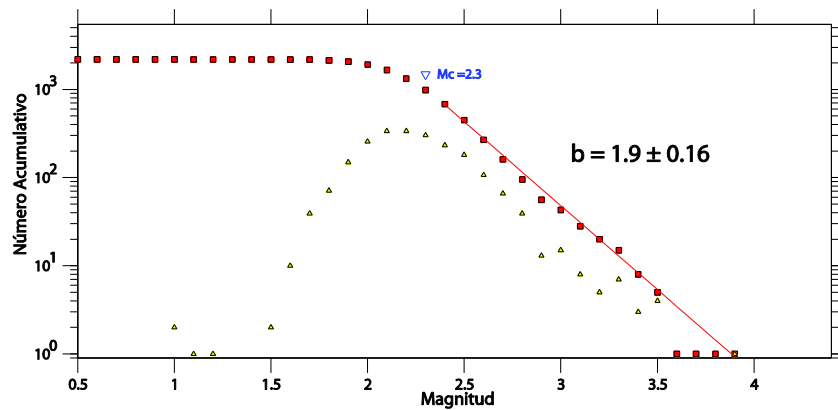


Figura 7.1 Determinación del valor b para el catálogo general mediante el método de máxima verosimilitud. Los triángulos muestran la distribución frecuencia-magnitud para el número de eventos y los cuadros el número acumulativo. Se determinó una $M_c = 2.3$, $b = 1.9$ y $a = 6.14$.

El cálculo de valor b podría depender del mecanismo que regula la sismicidad de diferentes volúmenes, y por lo tanto, para el catálogo general, podría no ser muy adecuado ya que como se mostró en el Capítulo 5 la sismicidad debajo del Popocatepetl se divide en dos enjambres principales. Por ello, se realizó el cálculo del valor b para cada uno de los enjambres, esperando que esto pudiera mostrar más información acerca del mecanismo y/o la estructura debajo de cada zona. Los métodos de máxima verosimilitud y mejor combinación (BC) fueron utilizados para el cálculo del valor b y M_c respectivamente. Sorprendentemente, ambos enjambres muestran un valor b de sumamente cercano, lo cual podría indicar que el mecanismo que regula los sismos en estas zonas es el mismo. También, se llevó a cabo el cálculo del valor b a profundidad utilizando ventanas de 150 eventos que se van recorriendo cada 10 (Figura 7.2). Se observa que en general el valor promedio es de $b \approx 1.8$, pero que existen dos profundidades (4.5 km y 6.5 km) a las cuales

7.1 Resultados

los valores comienzan a incrementar hasta llegar a un máximo de 2.5. Debajo de los 12 km, la sismicidad no es suficiente para estimar valores b de manera confiable.

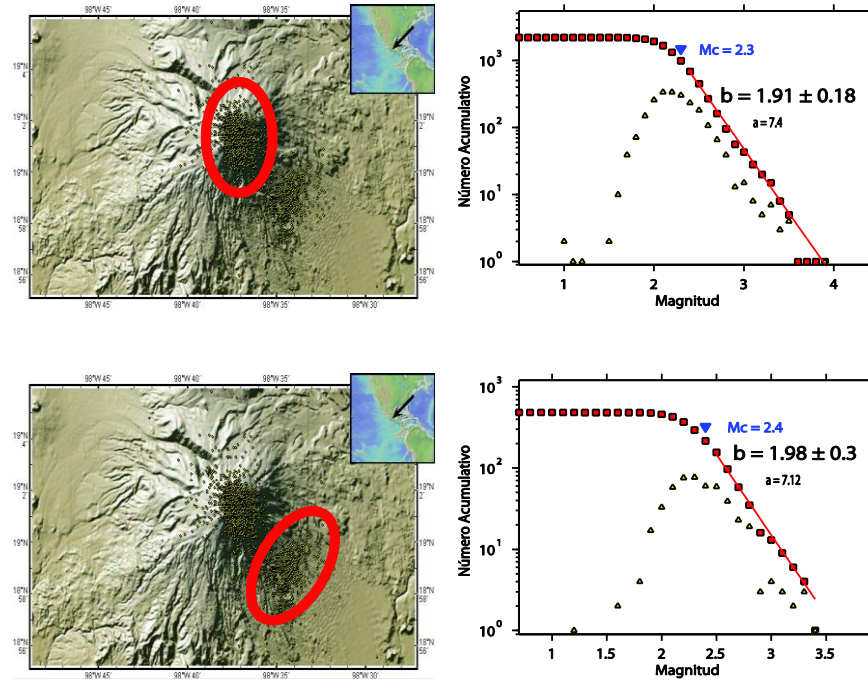


Figura 7.2 Valor b como función de la profundidad. El cálculo se llevó a cabo tomando ventanas de 150 eventos recorridas cada 10 eventos.

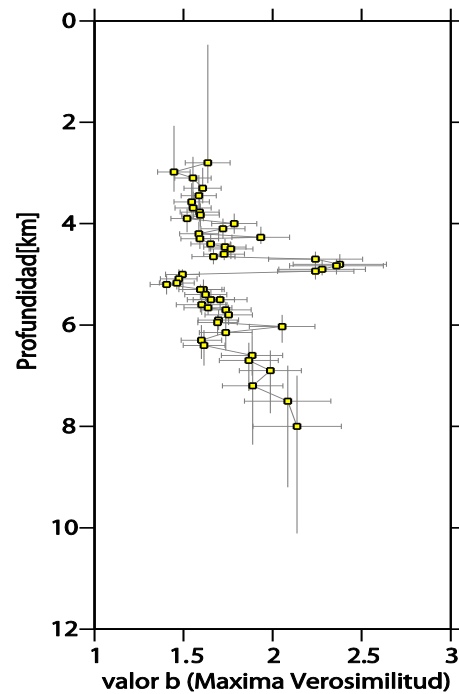


Figura 7.3 Determinación del valor b para cada uno de los enjambres debajo del volcán Popocatepetl.

7.1.1 Valor b en Vista de Mapa

El mapa de valores b fue obtenido con una malla cuyo espaciado fue de 100 m x 100 m. Recordando, este mapeo se lleva a cabo proyectando todos los eventos en la superficie y tomando los eventos que queden dentro de un radio de 1 km alrededor de cada nodo, obteniendo el valor b de volúmenes cilíndricos.

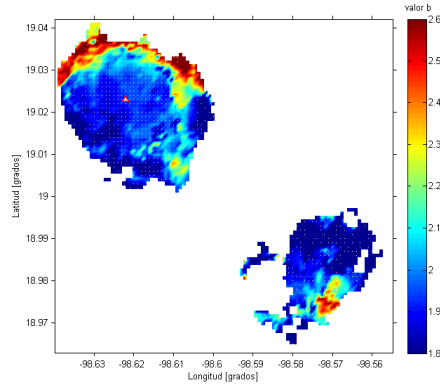


Figura 7. 4 Mapa de valores b debajo del volcán Popocatepetl.

Como podemos observar, se observan dos anomalías de valores $b \geq 2.5$ dentro de volúmenes de valores $b \leq 2$. La primera se encuentra al norte del cráter y la segunda al SE de la sismicidad observada en el volcán. Los espacios vacíos corresponden a nodos cuyos volúmenes no contenían más de 20 eventos y que por lo tanto no fueron mapeados.

Los volúmenes cilíndricos en los que el valor b fue calculado contenían suficientes muestras para representar la relación Gutenberg-Richter. Esto puede ser observado mediante la revisión de los valores obtenidos en cada nodo (**Figura 7. 6**). Como se puede ver, aunque los estimados no son realmente perfectos, los valores obtenidos en cada muestra representan bien el decaimiento exponencial que la sismicidad de un volumen debe de tener.

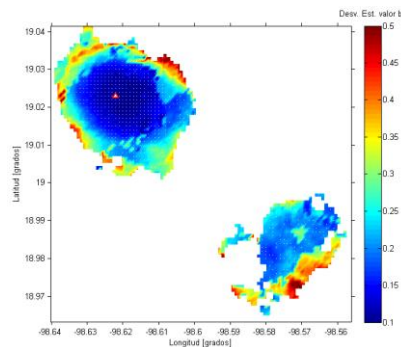


Figura 7. 5 Desviación estándar para el cálculo de valor b en mapa.

7.1 Resultados

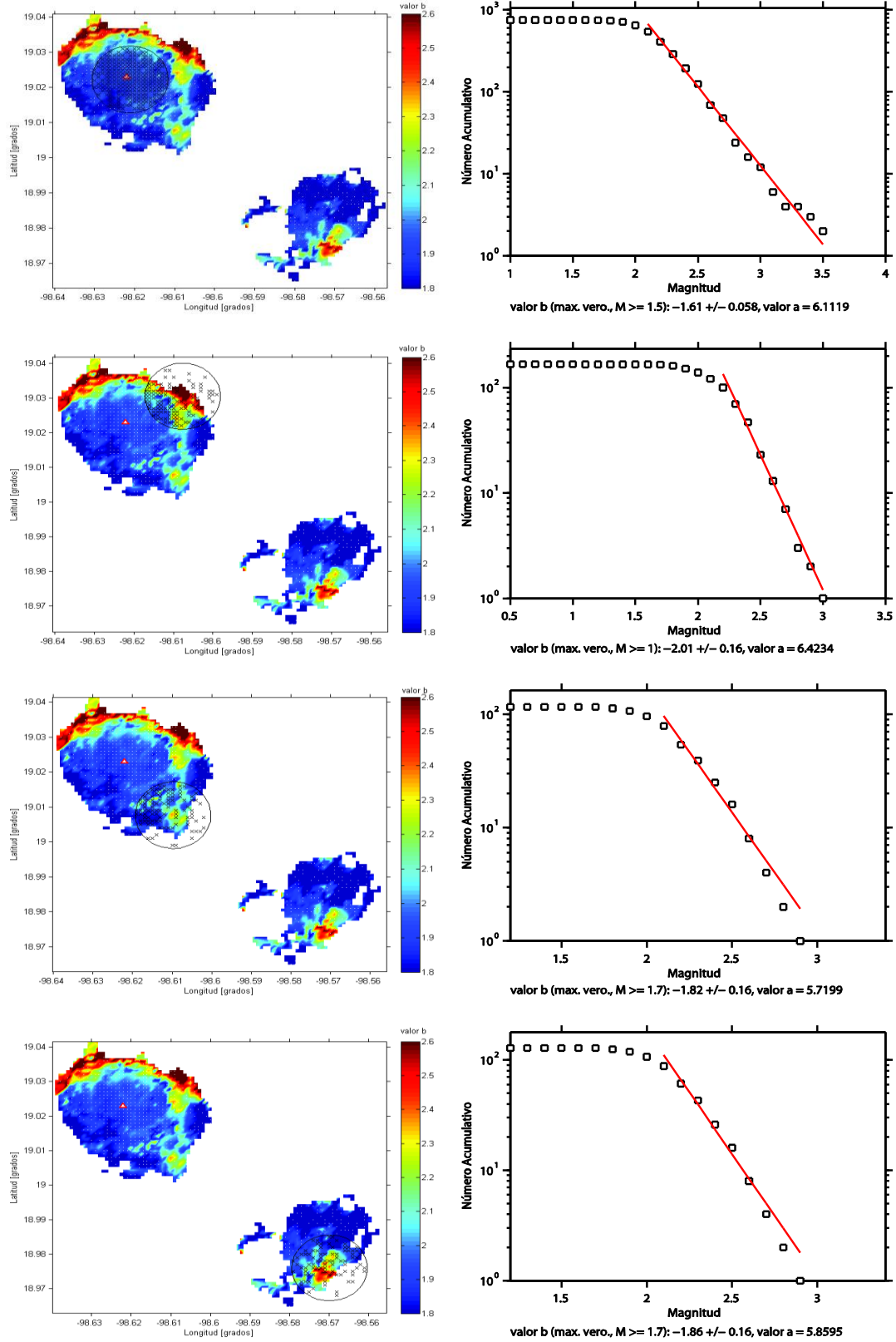


Figura 7.6 Gráficas de la relación frecuencia-magnitud para diferentes nodos en los cuales se calculó el valor b.

7.1.2 Valor b en Perfiles

El cálculo de perfiles se realizó utilizando secciones de 2 km de espesor y radios de búsqueda de eventos de 1 km, para que así los eventos utilizados se encontraran a máximo 1 km de cada nodo y asegurar la localidad de los resultados.

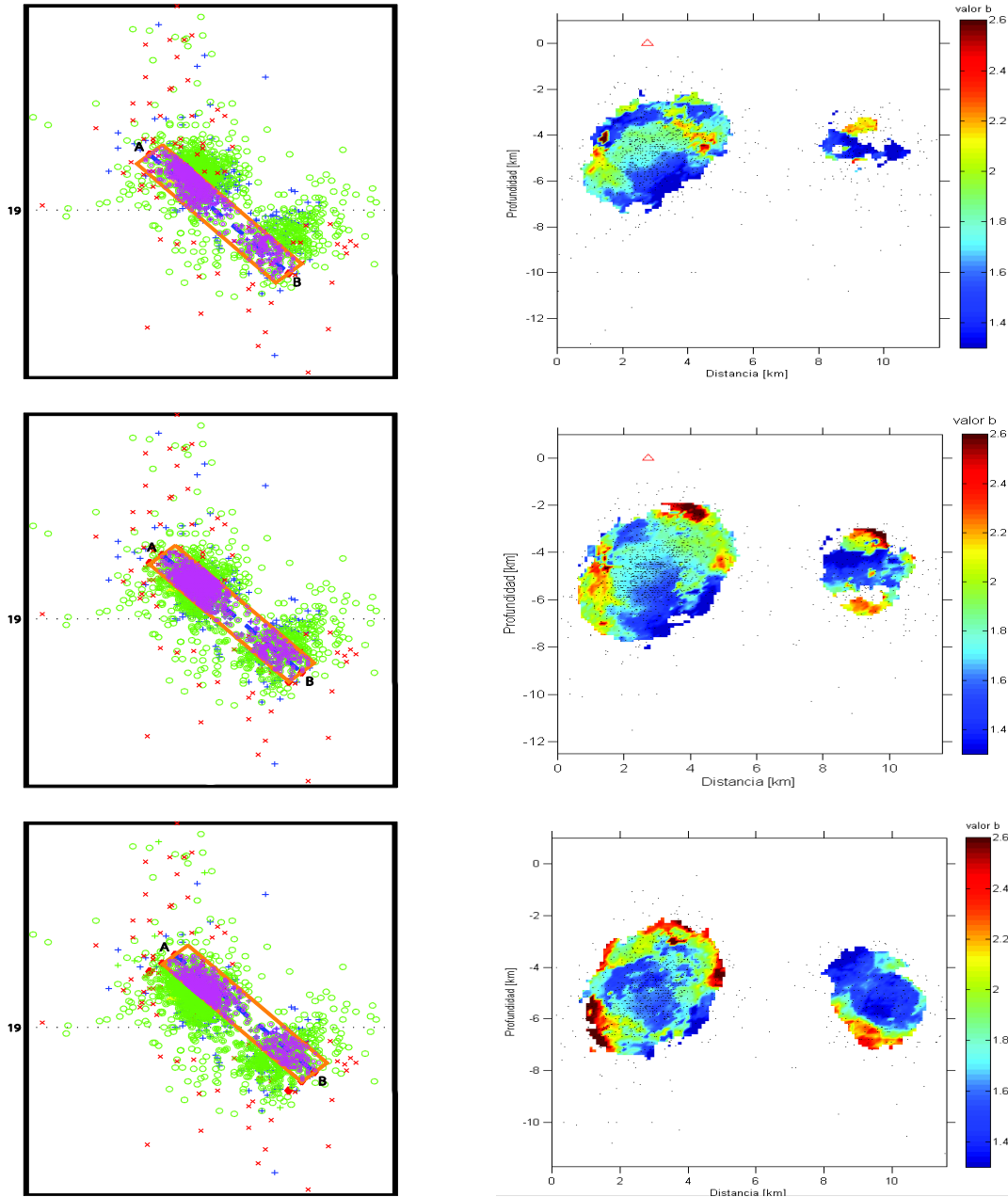


Figura 7.7 Perfiles de valor b . De lado derecho se muestra el área que encierra los eventos que fueron tomados en cuenta y de lado izquierdo se muestra los perfiles de valor b .

7.1 Resultados

Conforme los perfiles avanzan hacia el NE se logra distinguir 3 anomalías que prevalecen. Una se encuentra aproximadamente a una profundidad de 5-7 km en la parte norte. La segunda anomalía se observa a profundidades entre 2 km y 3 km localizada ligeramente al SE del cráter. La última anomalía que prevalece se observa en la parte SE del volcán a una profundidad de 6-7 km.

También, se observan valores altos en la parte SE del volcán a aproximadamente 2-3 km de profundidad. Sin embargo este “parche” de valores b altos desaparece en el tercer perfil. Se realizó el mismo análisis de volúmenes que para el mapa y se determinó que las zonas entre 5 y 7 km de profundidad presentan una sismicidad que representan correctamente la relación Gutenberg-Richter y que por lo tanto los valores b obtenidos son confiables. La zona debajo del cráter contiene sólo algunos nodos en los cuales se observa un decaimiento exponencial en la sismicidad, sin embargo el número de nodos que sí corresponden a la DFM es suficiente para no descartar esta anomalía. La zona iluminada al SE (3-4 km de profundidad) no contiene nodos que representen bien la DFM y por lo tanto no se considera como una anomalía real.

7.1.3 *Distribución pseudo-3D del Valor b*

El mapeo 3D de los valores b debajo del Popocatepetl muestra una corteza de valores $b \leq 1.6$ con tres volúmenes principales de valores $b \geq 2.2$. Recordando, el análisis tridimensional se llevó a cabo utilizando sólo los nodos cuya búsqueda esférica de los 100 eventos más cercanos no superó los 3 km de radio, y cuya desviación estándar no fue mayor a $\sigma = 0.3$.

La primera anomalía se encuentra al norte del cráter con un centroide localizado aproximadamente en (-98.63, 19.035, 5.5), esto es a aproximadamente 1.8 km NNW del cráter a una profundidad de 5.5 km. Este volumen se comienza a notar a partir de los 4 km de profundidad debajo de la cima del volcán y se pierde por debajo de los 8 km. Esta anomalía tiene un volumen aproximado máximo de 15 km³.

El segundo volumen que se distingue se encuentra ligeramente hacia el E y SE del cráter. Este volumen no parece ser una estructura completa sino que está expresado por pequeños “bolsillos” de valores b altos que parecen derramarse de manera horizontal. La zona más somera es muy notable a aproximadamente 2 km de profundidad y parece estar conectada con otra zona a 5 km debajo del cráter. También se observa un pequeño cuerpo a profundidades de 2 km al norte del cráter.

Capítulo 7. Resultados, Discusión y Conclusiones

El tercer volumen de importancia se observa a profundidades $p \geq 6$ km en la zona del enjambre de sismos al SE del cráter. Este cuerpo parece ser una estructura profunda y de dimensiones considerables (aprox. 40 km³)

La probabilidad de que dos muestras de valor b pertenezcan a la misma población (Utsu, 1992) es sumamente baja para los valores que conforman las anomalías y los valores que conforman la matriz ($P \approx 0.07$), lo cual confirma que las anomalías mapeadas son altamente significativas estadísticamente.

7.2 Discusión

Aunque es cierto que los valores b calculados en este trabajo son muy altos comparados con los que generalmente se obtienen, es necesario aclarar que, debido a las características (como la magnitud) del catálogo sísmico con el que se trabajó, los valores b obtenidos son exclusivamente comparables en el volcán Popocatepetl, es decir, las diferencias que se observan entre estos valores son relativas, y no deben de ser comparadas con parámetros determinados en otros volcanes del mundo. Dicho esto, el aspecto más importante para la interpretación de nuestros resultados no son los valores obtenidos *per se*, sino los cambios que se observan entre ellos.

Los procesos físicos que rigen la teoría del rebote elástico en las rocas que conforman un campo volcánico activo, son aquellas manifestaciones del magma que se encuentra dentro, debajo o en la cercanía de estas rocas. La sismicidad observada en un volcán proviene de aquellas rocas que se encuentran sometidas a cambios de presión y temperatura en la cercanía cuerpos magmáticos. Estos cuerpos generalmente se asocian a estructuras tales como diques, *sills*, fallas y/o fracturas y a reservas magmáticas someras las cuales al experimentar cambios en el estado físico del magma que contienen, responden al entorno mediante transmisión de calor, y expansión y contracción de los materiales.

En realidad, todo el campo volcánico se encuentra sometido a esfuerzos tanto regionales como locales, por lo tanto no es casualidad que en un panorama macroscópico se observe sismicidad en toda la región. Sin embargo, es en la cercanía del magma donde las rocas se vuelven más frágiles y presentan fracturamientos más grandes y más constantes. Así mismo, existe la posibilidad de que existan acuíferos en zonas volcánicas y la interacción o cercanía del material magmático con éstos produce un aumento en la presión de poro y por consiguiente el fracturamiento de las rocas que lo encajonan.

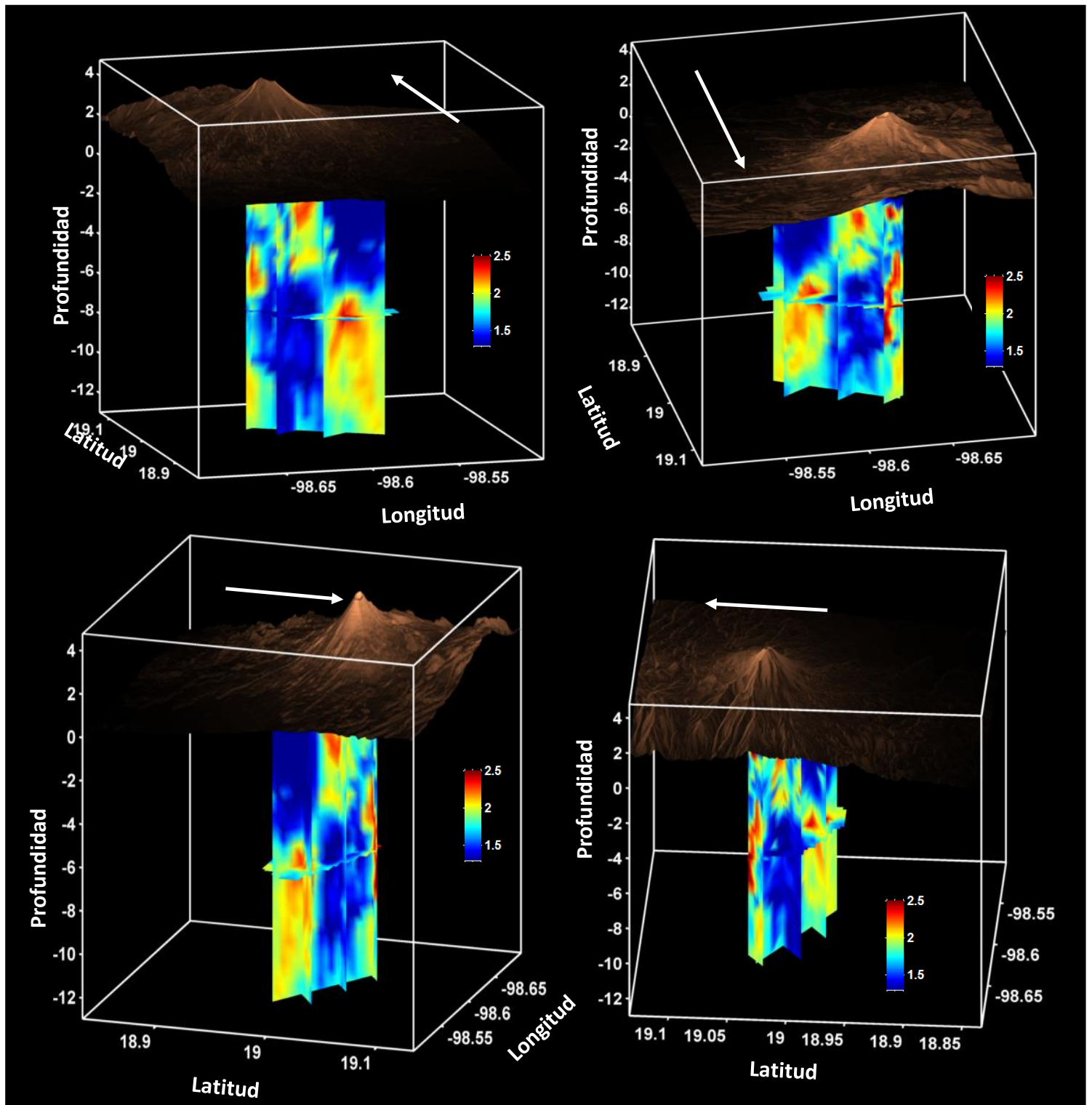


Figura 7.8 Diferentes vistas del mapeo espacial pseudo-3D del valor b debajo del Popocatepetl. Se muestra la topografía del volcán como referencia y el norte en cada vista.

Capítulo 7. Resultados, Discusión y Conclusiones

Recordando, los valores b altos son expresiones de una tasa de sismicidad alta en un volumen, y por lo tanto, inversamente proporcionales a los esfuerzos. Los valores b altos dentro de un volcán se pueden asociar a gradientes térmicos elevados (Warren y Latham, 1970), aumentos en la presión de poro (i.e. esfuerzos efectivos bajos) (Wyss, 1973), un alto grado de heterogeneidad en los cuerpos (Mogi, 1962). Desafortunadamente, no es posible saber con exactitud cuál de estos procesos es el causante de los valores b altos observados, sin embargo, es muy probable que éstos estén relacionados a cuerpos magmáticos cercanos.

Las anomalías de valor b encontradas en el caso pseudo-3D concurren con las anomalías encontradas tanto en mapas como en perfiles. Estas anomalías tienen una alta significancia estadística ya que se demostró que la probabilidad de que dos muestras de valores b altos ($b \geq 2.5$) y valores bajos ($b \leq 1.3$) provienen de la misma población es baja ($P \approx 0.07$). Se considera que los errores en la localización de los hipocentros de los microsismos no influyen en la ubicación de las anomalías ya que sólo los eventos con errores pequeños fueron utilizados. También, los métodos empleados son lo suficientemente robustos para evitar artificios.

Teniendo lo anterior en cuenta, las anomalías más someras se podrían atribuir al sistema de conductos magmáticos, el cual podría estar compuesto tanto de zonas de alto fracturamiento como por las estructuras de *sill* y dique, descritas por Chouet et al. (2005). Esto haría sentido debido a la geometría de los volúmenes mapeados y al hecho, como ya se mencionó, de que a su paso el magma va ocasionando rupturas en la roca cercana. Las series de tiempo de los volúmenes esféricos alrededor de los nodos en esta zona muestran que la sismicidad aquí está conformada en su mayoría por pequeños enjambres que fueron aumentando en profundidad hasta parar y continuar con una sismicidad de fondo continua. Esto se podría interpretar como ascenso de magma por los conductos hasta el momento de un evento eruptivo.

Independientemente del mecanismo regulador de los sismos que ocasionan valores b altos, se considera que las anomalías mapeadas se encuentran en la cercanía de magma. Nuestros resultados son comparables a los obtenidos en otros volcanes del mundo (Wiemer y McNutt, 1997; Wyss et al., 1997; Wiemer et al., 1998; Murru et al., 1999), en donde las anomalías fueron interpretadas como reservas magmáticas someras. Sin embargo, las profundidades a las cuales se encuentra la anomalía del NNW no corresponden a las profundidades de cámaras magmáticas encontradas en estratovolcanes. Es por esto que posiblemente esta anomalía se deba a una interconexión de diques o a una zona de alta heterogeneidad en donde el fracturamiento de las rocas es muy alto. Esta anomalía tiene un volumen aproximado de 6 km^3 y si bien esto es pequeño para representar una cámara magmática, no se debe de descartar la posibilidad de que en realidad se esté observando la parte más somera de una reserva de magma somera. La sismicidad en la cercanía de una cámara magmática se podría observar

7.2 Discusión

fuertemente en su parte más superficial, ya que los sismos que ocurren debajo del volumen podrían experimentar una alta atenuación al viajar por fluidos y ya que es ahí donde la presión litostática es menor.

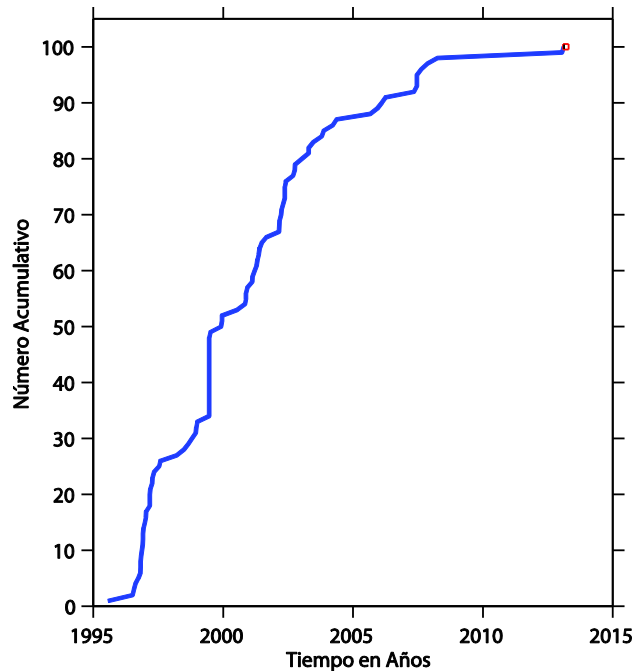


Figura 7. 9 Serie de tiempo para uno de los volúmenes mapeados en la zona más somera al SE del cráter (3 en [Figura 7. 10](#)). Se puede ver que los 100 eventos en este volumen se distribuyen en pequeños enjambres de eventos y por eso en lugar de tener una curva suave se tiene una forma de escalera.

Por otro lado, la anomalía al SE del volcán (-98.58, 18.99, 7.5) se encuentra a profundidades coincidentes con cámaras magmáticas encontradas en otros volcanes. Esto, junto a la geometría del volumen y la constancia de la curva de sismicidad en esta zona, sugiere que este volumen se podría tratar de una reserva magmática somera, la cual alimenta parcialmente los conductos más someros del volcán. La anomalía comprime un volumen de aproximadamente 40 km³.

El hecho de que Cabral-Cano et al. (2008) no hayan encontrado señales de deformación asociada a una cámara magmática somera, y de que los resultados encontrados por Lermo-Samaniego et al. (2006) y Arámbula-Mendoza et al. (2010) sugieran que la sismicidad al SE del volcán se deba a fallas que se activan con la actividad magmática podría contradecir el que la anomalía observada en esta zona represente una cámara magmática. Sin embargo, la evidencia geoquímica encontrada por Schaaf et al. (2005) y la capa de baja velocidad encontrada por Cruz-Atienza et al. (2001) apoyan la teoría de una cámara magmática ubicada a aproximadamente 7 km de profundidad, lo cual coincide con los resultados mostrados aquí.

Es posible que Cabral-Cano et al. (2008) no hayan podido observar una deformación de grandes magnitudes que se pudiera relacionar con la dinámica de una cámara magmática somera debido a que la red de GPS instalada en ese momento no era lo suficientemente densa y no cubría la zona sureste del volcán, sumado al hecho de que posiblemente la resolución vertical de GPS no permita observar la deformación causada por los procesos de una cámara magmática a 7 km de profundidad, sino que lo que podría llegar a observarse es la deformación causada por el régimen de esfuerzos regionales a los que está sometido el volcán y a algunas intrusiones someras.

7.3 Conclusiones y Recomendaciones

Utilizando un catálogo sísmico de 2191 eventos, se logró realizar un análisis espacial del valor b debajo del volcán Popocatepetl. El análisis se llevó a cabo tanto en mapas como en perfiles y un pseudo-3D realizado con una malla con un espaciado de 100 m x 100 m x 100 m entre nodos, donde se realizó una búsqueda esférica de los 100 eventos más cercanos a cada nodo la cual no superó los 3 km, garantizando la localidad de los resultados.

Se observaron tres anomalías principales. La primera al NNW del cráter a profundidades entre 4 y 6 km la cual se piensa que se podría deber a una zona de diques interconectados con raíces profundas alimentadas por una cámara magmática más profunda, o bien a una zona de alta heterogeneidad debido a su cercanía con algún cuerpo magmático. La segunda anomalía se observó a profundidades 2-5 km en la cercanía del cráter y se consideran manifestaciones del magma en movimiento a través de conductos someros en el volcán. La tercera y más grande anomalía se encontró al SE del volcán y consta de un volumen aproximado de 40 km³. Debido a la geometría y profundidades que presenta se interpretó como una posible cámara magmática, en donde la presión de poro de las rocas circundantes aumenta considerablemente y por ende los esfuerzos efectivos disminuyen presentando un alto índice de sismicidad.

Tanto el análisis estadístico de los parámetros encontrados en nuestros resultados como la prueba de Utsu llevada a cabo, nos indican que las anomalías encontradas en este trabajo no son artificios introducidos por el procesamiento de datos ni por el método, sino que representan anomalías estadísticamente significativas.

7.3 Conclusiones y Recomendaciones

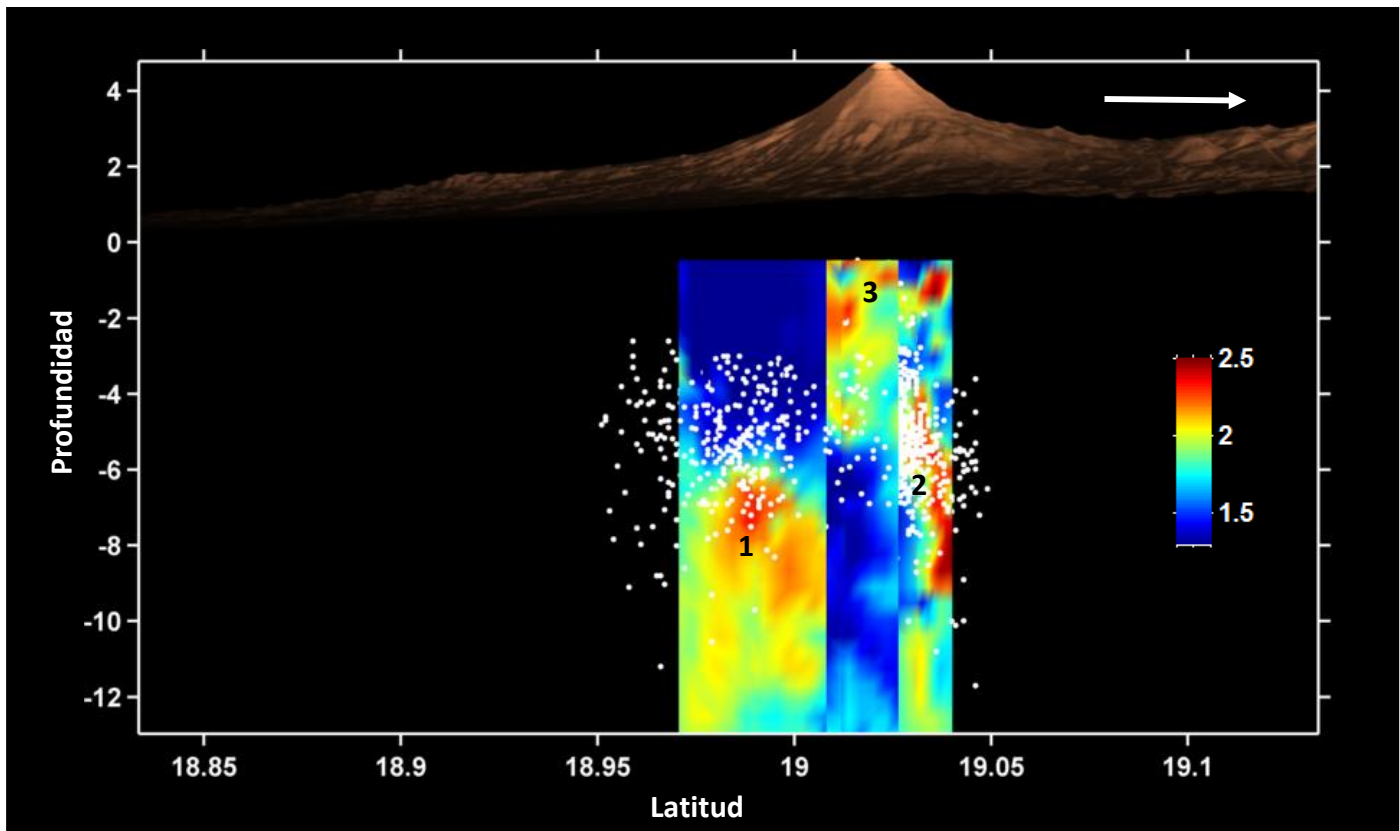


Figura 7.10 Vista desde el flanco Este de la distribución espacial del valor b debajo del Popocatepetl con la sismicidad sobrepuesta. Se puede notar hacia el sur la anomalía más grande encontrada (1) y al norte otro parche de valores anómalos (2). También se logra observar la anomalía ubicada debajo del cráter la cual se interpretó como parte de los conductos del volcán (3). NOTA: Las profundidades utilizadas en este trabajo son respecto a la cima del volcán, en esta imagen el 0 en profundidad corresponde a esa altura (5,452 msnm) y la topografía del volcán está sobrepuesta únicamente como referencia.

Tanto el análisis estadístico de los parámetros encontrados en nuestros resultados como la prueba de Utsu llevada a cabo, nos indican que las anomalías encontradas en este trabajo no son artificios introducidos por el procesamiento de datos ni por el método, sino que representan anomalías estadísticamente significativas.

No se llevó a cabo un análisis temporal del valor b debido a que se considera que existen diferencias temporales en el catálogo para el periodo comprendido entre 1995 y 2013. También, en la actualidad no es posible mapear las anomalías de valor b alrededor de una cámara magmática como anillos o esferas huecas debido a la precisión en las localizaciones de los hipocentros, lo cual, tal vez será posible en el futuro mediante nuevos algoritmos de localización, modelos de velocidad más detallados y un mayor número de estaciones en el volcán.

Capítulo 7. Resultados, Discusión y Conclusiones

Se recomienda la instalación de más estaciones sísmicas en el edificio volcánico y sus alrededores, ya que, debido a pérdida de equipo por etapas eruptivas, en la actualidad se cuenta con menos estaciones para el monitoreo sísmico, lo cual introduce mayor incertidumbre tanto al catálogo de eventos VT como a los resultados obtenidos en trabajos de otras naturalezas. Lo mencionado anteriormente se considera uno de los pasos principales hacia un mejor monitoreo volcánico ya que, a pesar de contar con equipos para el estudio de diferentes fenómenos, hoy en día la sismología es la herramienta más valiosa para el monitoreo volcánico y nos acerca cada día más hacia la posibilidad de predecir eventos eruptivos que pongan en riesgo a la población cercana al volcán.

En este trabajo se muestran resultados que podrían estar relacionados con la estructura de la cámara magmática somera del Popocatepetl y su sistema magmático general, los cuales son apoyados por trabajos realizados previamente. Sin embargo, los resultados obtenidos no se han podido correlacionar con todos los propuestos por otros autores. Por ello, es necesario continuar los estudios geofísicos de diferentes naturalezas para tener un mejor entendimiento de los procesos magmáticos debajo del volcán y la física que los rige, en especial se recomienda realizar más estudios de sismología o exploración sísmica y de métodos potenciales que puedan ofrecer una buena resolución para cuerpos a profundidades entre 5 y 15 km debajo de la zona sureste del volcán. Esto es fundamental para saber más acerca del riesgo geológico que representa para la población mexicana este volcán y el impacto que podría llegar a tener en un futuro.

Referencias

- Abercrombie, R.E. (1995). Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 ML using seismograms recorded at 2.5-km depth. *J. Geophys. Res.*, 100, pp. 24014-24036.
- Abercrombie, R.E. and J.N. Brune. (1994). Evidence for a constant b-value above magnitude 0 in the southern San Andreas, San Jacinto, and San Miguel fault zones and at the Long Valley caldera, California. *Geophys. Res. Lett.*, 21 (15), pp. 1647-1650.
- Aki, K., Fehler, M., and Das, S. (1977). Source mechanism of volcanic tremor: fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2, 259-287.
- Aki, K. and Koyanagi, R. (1981). Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 86, 7095-7109.
- Amorèse, D. (2007). Applying a change-point detection method on frequency-magnitude distributions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(5), 1742-1749.
- Arámbula-Mendoza, R., Valdés-González, C., & Martínez-Bringas, A. (2010). Temporal and spatial variation of the stress state of Popocatepetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 196(3), 156-168.
- Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B.A., and Dawson, P. (1999). Very long-period signals associated with vulcanian explosions at Popocatepetl volcano, Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3013-3016.
- 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. (2002). Análisis de datos sísmicos de banda ancha registrados en el volcán Popocatepetl. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México.

Referencias

- 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.
- Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B.A., Dawson, P., and Asch, G. (2008). Broadband seismic measurements of degassing activity associated with lava effusion at Popocatepetl volcano, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 170, 12-23.
- Athanasopoulos, P. (1997). The origin and ascent history of the 1996 dacitic dome, Volcan Popocatépetl, Mexico. B.Sc. thesis, University of Manitoba, Winnipeg, 105 pp.
- Babcock, J.M., Kirkendall, B.A., Orcutt, J.A. (1994). Relationships between ocean bottom noise and the environment. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 1991-2007.
- Bender, B. (1983). Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(3), 831-851.
- Benoit, J.P., and McNutt, S.R. (1996). Global volcanic earthquake swarm database and preliminary analysis of volcanic earthquake swarm duration. *Ann. Geofisica* 39, 221-229.
- Benoit, J., McNutt, S. (1977). New constraints on source processes of volcanic tremor at Arenal Volcano, Costa Rica, using broadband seismic data. *Geophys. Res. Lett.* 24, 449-452.
- Benson, P.M., Vinciguerra, S., Meredith, P.G., and Young, R.P. (2010). Spatio-temporal evolution of volcano seismicity: A laboratory study. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297, 315-323.
- Berger, P., Got, J. L., González, C. V., & Monteiller, V. (2011). Seismic tomography at Popocatépetl volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200(3), 234-244.
- Bridges, D. L., & Gao, S. S. (2006). Spatial variation of seismic b-values beneath Makushin Volcano, Unalaska Island, Alaska. *Earth and Planetary Science Letters*, 245(1), 408-415.

- Brodsky, E. E., Kanamori, H., & Sturtevant, B. (1999). A seismically constrained mass discharge rate for the initiation of the May 18, 1980 Mount St. Helens eruption. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* (1978–2012), 104(B12), 29387-29400.
- Cabral-Cano, E., Correa-Mora, F., & Meertens, C. (2008). Deformation of Popocatepetl volcano using GPS: Regional geodynamic context and constraints on its magma chamber. *Journal of volcanology and geothermal research*, 170(1), 24-34.
- Calder, E.S., Lockett, R., Sparks R.S.J., and Voight, B. (2002). Mechanisms of lava dome instability and generation of rockfalls and pyroclastic flows at Soufriere Hills volcano, Montserrat. In “The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999” (T.H. Druitt, and B.P. Kokelaar, Eds.). *Geol. Soc. London Memoirs* 21, 173-190.
- Cao, A., and Gao, S. S. (2002). Temporal variation of seismic b-values beneath northeastern Japan island arc. *Geophysical research letters*, 29(9), 48-1.
- Capra, L., Poblete, M.A., Alvarado, R. (2004). The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central México): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 351-369.
- Carrasco-Núñez, G., Silva-Mora, L., Delgado-Granados, H., and Urrutia-Fucugauchi, J. (1986). *Geología y paleomagnetismo del Popocatepetl: Serie de Investigación*, Instituto de Geofísica Universidad Nacional Autónoma de México, no. 33, 20 p.
- Chouet B. (1985). Excitation of a buried magmatic pipe: A seismic source model for volcanic tremor. *J. Geophys. Res.* 90, 1881–1893
- Chouet B. (1986). Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method. *J. Geophys. Res.* 91, 13967–13992
- Chouet B. (1992). A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor. In: *Volcanic seismology* (Gasparini P, Scarpa R, Aki K., Eds.). Springer, Berlin Heidelberg New York, 133–156.
- Chouet, B., Page, R.A., Stephens, C.D., Lahr, J., Power, J.A. (1994). Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989–1990), Alaska; their origin and use as a

Referencias

forecasting tool. In: The 1989–1990 Eruptions of Redoubt Volcano (Miller, T.P., Chouet, B., Eds.). J. Geophys. Res. 62, 95–135.

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

Chouet, B., Saccorotti, G., Martini, M., Dawson, P., De Luca, G., Milana, G., and Scarpa, R. (1997). Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli volcano, Italy. J. Geophys. Res. 102, 15129-15150.

Chouet, B. (2003). Volcano seismology. Pure Appl. Geophys. 160, 739-788.

Chouet, B., Dawson, P., Arciniega-Ceballos, A. (2005). Source mechanism of Vulcanian degassing at Popocatepetl Volcano, Mexico, determined from moment–tensor inversion of very-long-period signals. J. Geophys. Res. 110, B07301.

Chouet, B. (2009). Volcanoes, non-linear processes in, In “Encycl. Complexity and System Sci.” (R.A., Meyers, Eds.). Springer-Verlag, Berlin, 9872-9899.

Cifuentes, G. (2009). Monitoreo Geomagnético del Volcán Popocatepetl, México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 18-19 .

Collier, L., and Neuberg, J. (2006). Incorporating seismic observations into 2D conduit flow modeling. J. Volcanol. Geotherm. Res. 152, 331-346.

Cosentino, M., and Lombardo, G. (1989). A model for internal dynamical processes on Mt. Etna. Geophys. J. Int. 97, 367-379.

Cruz-Atienza, V. M., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Shapiro, N. M., Valdés, C., and Iglesias, A. (2001). Size of Popocatepetl volcano explosions (1997–2001) from waveform inversion. Geoph. Res. Lett., 28(21), 4027-4030.

- De Angelis, S., Bass, V., Hards, V., and Ryan, G. (2007). Seismic characterization of pyroclastic flow activity at Soufriere Hills volcano, Montserrat. *Nat. Haz. Earth Sys. Sci* 7, 467-472.
- De Cserna, Z. (1987). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México (No. 104). Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- De la Cruz-Reyna, S., Quezada, J. L., Peña, C., Zepeda, O., and Sánchez, T. (1994). Historia de la actividad del Popocatépetl (1354-1995). *Volcán Popocatépetl estudios realizados durante la crisis de 1995*, 3-22.
- De la Cruz-Reyna, S., & Tilling, R. I. (2008). Scientific and public responses to the ongoing volcanic crisis at Popocatépetl Volcano, Mexico: Importance of an effective hazards-warning system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(1), 121-134.
- De la Cruz-Reyna, S., Yokoyama, I., Martínez-Bringas, A., Ramos, E. (2008). Precursory seismicity of the 1994 eruption of Popocatepetl Volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology* 70 (6), 753–767.
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(2), 172-187.
- Demant, A. (1981). Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 5(2), 217-222.
- Dreier R., Widmer R., Schick R., and Zurn W. (1994). Stacking of broad-band seismograms of shocks at Stromboli. *Acta Vulcanologica* 5, 165–172.
- Espinasa R., Martin Del Pozzo A.L. (2006). Morphostratigraphic Evolution of Popocatépetl Volcano. *Geol. Soc. America Special Paper*, 402, 115-137.
- Espíndola, J. M., Godínez, M. D. L., & Espíndola, V. H. (2004). Models of ground deformation and eruption magnitude from a deep source at Popocatépetl Volcano, Central Mexico. *Natural Hazards*, 31(1), 191-207.

Referencias

- Felzer, K.R. (2006). Calculation and confidence intervals of the Gutenberg-Richter b value. Unpublished manuscript.
- Ferrick M., Qamar A., and Lawrence WFS. (1982). Source mechanism of volcanic tremor. *J. Geoph. Res.* 87, 8675–8683.
- Gastil, R. G., and Jency, W. (1973). Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican volcanic belt. *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci*, 13, 171-180.
- Gil-Cruz, F., Chouet, B. (1997). Long-Period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras Volcano, Colombia, in 1991. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 77, 121–128.
- Gorelchik, V.I., and Zobin, V.M. (1971). "Earthquake swarm development in the region of the active volcanism in Kamchatka. In "Volcanism and the Earth's Interior." Nauka, Moscow, 118-120.
- Gresta, S., Montalto, A., and Patane', G. (1991). Volcanic tremor at Mount Etna (January 1984_March 1985): its relationship to the eruptive activity and modeling of the summit feeding system. *Bull. Volcanol.* 53, 309-320.
- Gutenberg, B., and Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4), 185-188.
- Gutenberg, B., and Richter, C. F. (1956a). Magnitude and energy of earthquakes. *Annali di Geofisica*, 9, 1-15.
- Gutenberg, B., and Richter, C. F. (1956b). Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.* 46, 105-145.
- Guttorp, P. (1987). On least-squares estimation of b values. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(6), 2115-2124.
- Harlow, D.H., Power, J.A., Laguerta, E.P., Ambubuyog, G., White, R.A., and Hoblitt, R.P. (1996). Precursory seismicity and forecasting of the June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo, In "Fire and Mud. Eruptions and lahars of Mount Pinatubo,

- Philippines" (C.G. Newhall, and R.S. Punongbayan, Eds.). University of Washington Press, Seattle, 285-305.
- Harrington, R. M., & Brodsky, E. E. (2007). Volcanic hybrid earthquakes that are brittle-failure events. *Geophysical research letters*, 34(6).
- Iguchi, M. (1994). A vertical expansion source model for the mechanisms of earthquakes originated in the magma conduit of an andesitic volcano: Sakurajima, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Jap* 39, 49-67.
- Ishihara, K. (1985). Dynamical analysis of volcanic explosion. *Journal of Geodynamics* 3, 327–349.
- Ishimoto, M., and Iida, K. (1939). Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 17, pp. 443-478.
- James M.R., Lane S.J., and Chouet B.A. (2006). Gas slug ascent through changes in conduit diameter: Laboratory insights into a volcano-seismic source process in low-viscosity magmas. *Journal of Geophysical Research* 111, B05201.
- Kagan, Y. Y. (2003). Accuracy of modern global earthquake catalogs. *Phys. Earth Planet. Inter.* 135, 173–209.
- Kanamori, H. and Given, J.W. (1982). Analysis of long-period seismic waves excited by the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens – A terrestrial monopole. *Journal of Geophysical Research* 87, 5422–5432.
- Kanamori, H., Given, J.W., and Lay, T. (1984). Analysis of seismic body waves excited by the Mount St. Helens eruption of May 18, 1980. *Journal of Geophysical Research* 89, 1856–1866.
- Kawakatsu, H., Ohminato, T., Ito, H., Kuwahara, Y., Kato, T., Tsuruga, K., Honda, S., and Yomogida, K. (1992). Broadband seismic observations at the Sakurajima volcano, Japan. *Geoph. Res. Lett* 19, 1959-1962.
- Koyanagi RY, Endo ET, Ward PL (1976) Seismic activity on the Island of Hawaii, 1970 to 1973. *Geophys. Mon.* 19, 169–173

Referencias

- Lacroix, P., J.-R. Gasso, J. Roulle, G. Giraud, D. Goetz, S. Morin, and A. Helmstetter. (2012). Monitoring of snow avalanches using a seismic array: Location, speed estimation, and relationships to meteorological variables, *J. Geophys. Res.*, 117, F01034, doi:[10.1029/2011JF002106](https://doi.org/10.1029/2011JF002106).
- Lahr, J.C, Chouet, B.A., Stephens, C.D., Power, J.A., and Page, R.A. (1994). Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989_1990 eruptions at Redoubt volcano, Alaska. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 62, 137-152.
- Latter, J.H. (1979). "Volcanological observations at Tongariro national Park. Types and classification of volcanic earthquakes, 1976_1978." Rep. 150, Geoph. Division. Wellington. 60.
- Lavigne, F., Thouret, J.C., Voight, B., Young, K., LaHasen, R., Marso, J, Suwa, H., Sumaryono, A., Sayudi, D.S., and Dejean, M. (2000b). Instrumental lahar monitoring at Merapi volcano, Central Java, Indonesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 100, 457-478.
- Lee, W. H. K., & Lahr, J. C. (1975). HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. US Department of the Interior, Geological Survey, National Center for Earthquake Research.
- Lee, W. H. K., Bennett, R. E., and Meagher, L. (1972). A method for estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. Open file report, USGS.
- Lermo-Samaniego, J., Antayhua-Vera, Y., & Chavacán-Ávila, M. (2006). Análisis de la actividad sísmica en el Volcán Popocatepetl (México) durante el periodo 1994-1997. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58(2), 253-257.
- Lienert, B. R., Berg, E., & Frazer, L. N. (1986). HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3), 771-783.
- Longuet-Higgins, M.S. (1950). A theory of the origin of microseism. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser A* 423, 1-35.

- Lu, Z., Power, J. A., McConnell, V. S., Wicks, C., & Dzurisin, D. (2002). Preeruptive inflation and surface interferometric coherence characteristics revealed by satellite radar interferometry at Makushin Volcano, Alaska: 1993–2000. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 107(B11), ECV-1.
- Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 379-424.
- Malone, S.D. (1983). Volcanic earthquakes: examples from Mount St. Helens, In “Earthquakes: Observations, Theory, and Interpretation” (H., Kanamori, and E., Boschi, Eds.). North-Holland Publ. Co., Amsterdam, 436-455.
- Mandelbrot, B. B. (1983). *The fractal geometry of nature*. Macmillan.
- Marcial, S., Melosantos, A.A., Hadley, K.C., LaHusen, R.G., and Marso, J.N. (1996). Instrumental lahar monitoring at Mount Pinatubo, In “Fire and Mud. Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines” (C.G., Newhall, and R.S., Punongbayan, Eds.). University of Washington Press, Seattle, 1015-1022.
- Martin-Del Pozzo, A. L., Cifuentes, G., González, E., Martínez, A., & Mendiola, F. (2008). Magnetic signatures associated with magma ascent and stagnation at Popocatepetl volcano, Mexico, during 2006. *Geological Society, London, Special Publications*, 304(1), 117-131.
- Martín del Pozzo, A.L. (2012). Precursors to eruptions of Popocatépetl Volcano, Mexico. *Geofísica internacional*, 51(1), 87-107.
- Marzocchi, W., & Sandri, L. (2003). A review and new insights on the estimation of the b-value and its uncertainty. *Annals of geophysics*.
- McNutt, S.R. (1996). Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the-art and case histories, In “Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards” (R. Scarpa, and R. Tilling, Eds.). Springer-Verlag, Berlin, 99-146.
- McNutt, S.R. (2000a). Volcanic seismicity, In “Encyclopedia of Volcanoes” (H. Sigurdsson Ed.). Academic Press, San Diego, 1015-1034.

Referencias

Melnik, O., and Sparks, R.S.J. (1999). Nonlinear dynamics of lava dome extrusion. *Nature* 402, 37-41.

Mena, M., Espindola, J. M., Singh, S. K. and López Colmenares, G. (1997). Recent Advances in the study of Popocatepetl Volcano, Central Mexico, 1997 IAVCEI General Assembly, Book of Abstracts, Puerto Vallarta, Mexico.

Mendoza-Ponce, A. (2012). Estudio de la estabilidad del valor b para regiones sismotectónicas de México. Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra.

Minakami, T. (1960). Fundamental research for predicting volcanic eruptions. Part I. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ* 38, 497-544.

Minakami, T. (1974a). Seismology of volcanoes in Japan, In "Physical Volcanology" (L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo, and A. Rapolla, Eds.). Elsevier, Amsterdam, 1-27.

Mogi, K. (1962). Magnitude-frequency relation for elastic shock accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. *Earthquake Research Institute Bulletin, Tokio University*. V. 40, pp. 831-853.

Mooser, F., Meyer-Abich, H., and McBirney, A. R. (1958). Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields: Part VI. Central America. International Volcanological Association.

Mooser, F., and Maldonado-Koerdell, M. (1961). Tectónica penecontemporánea a lo largo de la costa mexicana del Océano Pacífico. *Geofísica Internacional*, 1(1), 3-20.

Mooser, F. (1967). Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años: *Boletín del Instituto Nacional de Antropología e Historia*, v. 30, p. 12-15.

Mooser, F. (1969). The Mexican volcanic belt; structure and development. In *Proceedings, Pan-American Symposium on the Upper Mantle, Group* (Vol. 2, pp. 15-22).

- Mooser, F., Nairn, A. E., and Negendank, J. F. (1974). Palaeomagnetic investigations of the tertiary and quaternary igneous rocks: VIII a palaeomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of Mexico. *Geologische Rundschau*, 63(2), 451-483.
- Morrissey M.M. and Chouet B. (1997) Burst conditions of explosive volcanic eruptions recorded on microbarographs. *Science* 275, 1290–1293.
- Murru, M., Montuori, C., Wyss, M., & Privitera, E. (1999). The locations of magma chambers at Mt. Etna, Italy, mapped by b-values. *Geophysical research letters*, 26(16), 2553-2556.
- Murru, M., R. Console, G. Falcone, C. Montuori, and T. SgROI. (2007). Spatial mapping of the b value at Mount Etna, Italy, using earthquake data recorded from 1999 to 2005, *J. Geophys. Res.*, 112, B12303, doi:10.1029/2006JB004791.
- Nakamura, Y., Latham, G.V., Dorman, H.J. (1982). Apollo Lunar Seismic Experiment-Final Summary. *Journal of Geophysical Research* 87, A117-A123.
- Neuberg J., Luckett R., Ripepe M., and Braun T. (1994). Highlights from a seismic broad-band array on Stromboli volcano. *Geophysical Research Letters* 21, 749–752.
- Neuberg, J., Tuffen, H., Collier, L., Green, D., and Powell, T. (2006). The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 153, 37-50.
- Nishimura, T. (1998). Source mechanisms of volcanic explosion earthquakes: Single force and implosive sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 86, 97–106.
- Nixon, G. T. (1989). The geology of Iztaccihuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, 219, 1-59.
- Nunes de Castro, L. (2006). *Fundamentals of Natural Computing, Basic Concepts, Algorithms, and Applications*. Chapman & Hall/CRC, Boca Raton, FL, E.U.A, pp. 327-389.

Referencias

Ohminato, T., Chouet, B.A., Dawson, P., and Kedar, S. (1998). Waveform inversion of very long period impulsive signals associated with magmatic injection beneath Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 103, 23839-23862.

Pacheco, J.F., C.H. Scholtz and L.R. Sykes. (1992). Changes in frequency-size relationship from small to large earthquakes. *Nature*, 355, 71-73.

Peitgen, H. O., Jurgens, H., & Saupe, D. (1992). Chaos and fractals: new frontiers of science. *Verlag, New York, NY*.

Quaas, R., González, R., Guevara, E., Ramos, E. y De la Cruz-Reyna, S. (1995). Monitoreo volcánico: Instrumentación y métodos de vigilancia. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la Crisis de 1994-1995. Centro Nacional de Prevención de Desastres. 25-76. ISBN 970-628-127-4.

Ratdomopurbo, A., Poupinet, G. (2000). An overview of the seismicity of Merapi volcano (Java Indonesia), 1983–1994. *J Volcanol Geotherm Res Spec Issue Merapi Volcano* 100, 193–214.

Rydelek, P.A. and Sacks, I.S. (1989). Testing the completeness of earthquake catalogs and the hypothesis of self-similarity. *Nature*, 337, pp. 251-253.

Ripepe, M., Poggi, P., Braun, T., and Gordeev, E. (1996). Infrasonic waves and volcanic tremor at Stromboli. *Geoph. Res. Lett* 23, 181-184.

Ripepe, M., Ciliberto, S., and Della Schiava, M. (2001). Time constraints for modelling source dynamics of volcanic explosions at Stromboli. *J. Geophys. Res.* 106, 8713-8727.

Robin, C. (1984). Le volcan Popocatepetl (Mexique): Structure, evolution pétrologique et risques: *Bulletin of Volcanology*, v. 47–1, p. 1–23.

- Robin, C., and Boudal, C. (1987). A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcán Popocatepetl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31(1), 115-130.
- Rutherford, M. J. & Hill, P. M. (1993). Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980– 1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research* 98, 19667–19685.
- Sanchez, J. J., McNutt, S. R., Power, J. A., & Wyss, M. (2004). Spatial variations in the frequency-magnitude distribution of earthquakes at Mount Pinatubo volcano. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(2), 430-438.
- Sánchez, J. J., Gómez, D. M., Torres, R. A., Calvache, M. L., Ortega, A., Ponce, A. P & Bohórquez, O. P. (2005). Spatial mapping of the b-value at Galeras volcano, Colombia, using earthquakes recorded from 1995 to 2002. *Earth sciences research journal*, 9(1).
- Sandri, L., & Marzocchi, W. (2006). A technical note on the bias in the estimation of the b-value and its uncertainty through the least squares technique.
- Schaaf, P., Stimac, J. I. M., Siebe, C., & Macias, J. L. (2005). Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatépetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, 46(6), 1243-1282.
- Schick, R., Cosentino, M., Lombardo, G., and Patane', G. (1982a). Volcanic tremor at Mount Etna. A brief description. *Mem Soc Geol. It.* 23, 191-196.
- Schick, R., Lombardo, G., and Patane', G. (1982b). Volcanic tremors and shocks associated with eruptions at Etna (Sicily). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 14, 261-279.
- Scholz, C.H. (1968). The Frequency-Magnitude Relation of Microfracturing in Rock and its Relation to Earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, pp. 399-415.
- Schuster, A. (1897). On lunar and solar periodicities of earthquakes. *Proceedings of the Royal Society of London*, 61(369-377), 455-465.
- SECOFI, 1998. Mapa morfoestructural del Popocatépetl. 2 mapas.

Referencias

- Seidl D., Schick R., and Riuscetti M. (1981). Volcanic tremors at Etna: A model for hydraulic origin. *Bulletin of Volcanology* 141, 43–56.
- Shapiro, N. M., Singh, S. K., Iglesias-Mendoza, A., Cruz-Atienza, V. M., & Pacheco, J. F. (2000). Evidence of low Q below Popocatepetl volcano, and its implication to seismic hazard in Mexico City. *Geophysical Research Letters*, 27(17), 2753-2756.
- Shaw, B. E. (1995). Frictional weakening and slip complexity in earthquake faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 100(B9), 18239-18251.
- Shi, Y., & Bolt, B. A. (1982). The standard error of the magnitude-frequency b value. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(5), 1677-1687.
- Seidl, S., Kirbani, S.B., Brustle, W. (1990). Maximum entropy spectral analysis of volcanic tremor using data from Etna (Sicily) and Merapi (central Java). *Bull Volcanol* 52, 460–474
- Shaw, H. R., & Chouet, B. (1991). Fractal hierarchies of magma transport in Hawaii and critical self-organization of tremor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 96(B6), 10191-10207, doi: 10.1029/91JB00771.
- Sheridan, M. F., Hubbard, B., Bursik, M. I., Abrams, M., Siebe, C., Macías, J. L., and Delgado, H. (2001). Gauging short-term volcanic hazards at Popocatepetl. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 82(16), 185-189.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez-Elizarrarás, S., Castro, R., and Delgado, H. (1995a). Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in east central Mexico: Implications for future hazards, in Chacko, J., ed., *Guidebook for the 1995 Annual Meeting of the Geological Society of America*, p. 1–47.
- Siebe, C., Abrams, M., and Macías, J.L. (1995b). Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del Volcán Popocatepetl, in Comité Científico Asesor Universidad Nacional Autónoma de México-Centro Nacional de Prevención de Desastres: Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994–1995: Edición Especial, Secretaría de Gobernación, p. 195 220.

- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., and Obenholzner, J. (1996a). Repeated volcanic disasters in pre Hispanic time at Popocatepetl, Central Mexico: Past key to the future?: *Geology*, v. 24, p. 399–402.
- 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.
- Smith, G.A., Fritz, W.J. (1989). Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology* 17, 375-376.
- Stein, S. y Wyssession, M. (2003). An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure, Blackwell Publishing, Carlton, Victoria, Australia.
- Tameguri, T., Iguchi, M., and Ishihara, K. (2002). Mechanism of explosive eruptions from moment tensor analyses of explosion earthquakes at Sakurajima volcano, Japan. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan* 47, 197–216.
- Taylor, D.A., Snoke, J.A., Sacks, I.S. y Takanami, T. (1990). Nonlinear frequency magnitude relationship for the Hokkaido corner. *Japan. Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, pp. 340-353.
- Tinti, S., & Mulargia, F. (1987). Confidence intervals of b values for grouped magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(6), 2125-2134.
- Tokarev, P.I. (1966). "Eruptions and Seismic Regime of Volcanoes of Klyuchevskaya Group." Nauka, Moscow. 118.
- Uhira, K. and Takeo, M. (1994). The source of explosive eruptions of Sakurajima volcano, japan. *Journal of Geophysical Research* 99, 17775–17789.
- Uhira, K., Yamasato, H., and Takeo, M. (1994b). Source mechanism of seismic waves excited by pyroclastic flows observed at Unzen volcano, Japan. *Journal of Geophysical Research* 99, 17757–17773.

Referencias

Urrutia-Fucugauchi, J. (1995). Constraints on Brunhes low-latitude paleosecular variation-Iztaccíhuatl stratovolcano, basin of Mexico. *Geofís. Int.*, 34, 253-262.

Utsu, T. (1965). A method for determining the value of b in a formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude frequency for earthquakes, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 13, pp. 99-103.

Utsu, T. (1966). A statistical significance test of the difference in b-value between two earthquake groups. *Journal of Physics of the Earth*, 14(2), 37-40.

Utsu, T. (1992) On seismicity, in Report of the Joint Research Institute for Statistical Mathematics, Institute for Statistical Mathematics, Tokyo, pp. 139-157.

Utsu, T. (1999). Representation and analysis of the earthquake size distribution: a historical review and some new approaches, *PAGEOP*, 155, 509-535.

Valdés-González, C., González-Pomposo, G., Arciniega-Ceballos, A. (1997). El Popocatepetl, un volcán sísmicamente activo. *Ingeniería Civil*, vol. 33. Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 33-38.

Valdés-González, C., González-Pomposo, G.J. (1999). Determinación de etapas de comportamiento del volcán Popocatepetl, en base a su sismicidad. *GEOS* 19, 305.

Warren, N.W., y G.V. Latham. (1970). An Experimental Study of Thermally Induced Microfracturing and its Relation to Volcanic Seismicity. *J. Geophys. Res.*, 75, pp. 4455-4464.

Wassermann, J. (1997). Locating the sources of volcanic explosions and volcanic tremor at Stromboli volcano (Italy) using beam-forming on diffraction hyperboloids. *Physics of the earth and planetary interiors*, 104(1), 271-281.

Wassermann, J. (2012). Chapter 13: Volcano Seismology. In: Bormann, P. (Ed.) (2012). *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP-2)*, IASPEI, GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam, 67 pp; DOI: 10.2312/GFZ.NMSOP-2_ch13

- Westerhaus, M., M. Wyss, R. Yilmaz, y J. Zschau. (2001). Correlating variations of b values and crustal deformations during the 1990s may have pinpointed the rupture initiation of the Mw=7.4 Izmit earthquake of Aug. 17, 1999, *Geophys. J. Int.*, in press.
- Wieczorek, G. F., Snyder, J. B., Waitt, R. B., Morrissey, M. M., Uhrhammer, R. A., Harp, E. L., Finewood, L. G. (2000). Unusual July 10, 1996, rock fall at Happy Isles, Yosemite National Park, California. *Geological Society of America Bulletin*, 112(1), 75-85.
- Wiemer, S., and Benoit, J. (1996). Mapping the b-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand subduction zones. *Geoph. Res. Letts.*, 23, 1557-1560.
- Wiemer, S., and McNutt, S.R. (1997). Variations in frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska. *Geoph. Res. Letts.*, 24, 189-192.
- Wiemer, S., and Wyss, M. (1997). Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 102(B7), 15115-15128.
- Wiemer, S., McNutt, S. R., & Wyss, M. (1998). Temporal and three-dimensional spatial analyses of the frequency–magnitude distribution near Long Valley Caldera, California. *Geophysical Journal International*, 134(2), 409-421.
- Wiemer, S., and K. Katsumata (1999) Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones, *J. Geophys. Res.*, 104, 13,135-13,151.
- Wiemer, S. and Wyss, M. (2000). Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 4, pp. 859-869.
- Wiemer, S. (2001). A Software Package to Analyze Seismicity: ZMAP, *Seismological Research Letters*, Vol. 72, No. 2, pp 373-382.
- Wiemer, S., & Wyss, M. (2002). Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. *Advances in geophysics*, 45, 259-302.
- Woessner, J. and Wiemer, S. (2005). Assessing the Quality of Earthquake Catalogue: Estimating the Magnitude of Completeness and Its Uncertainty. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 2, pp. 684-698.

Referencias

- Wyss, M. (1973). Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31, pp. 341-359.
- Wyss, M., Shimazaki, K., and Wiemer, S. (1997). Mapping active magma chambers by b-value beneath the off-Ito volcano, Japan. *J. Geophys. Res.*, 102, pp. 20413-20422.
- Wyss, M., D. Schorlemmer, and S. Wiemer. (2000). Mapping asperities by minima of local recurrence time: The San Jacinto-Elsinore fault zones. *J. Geophys. Res.*, 105, 7829-7844.
- Wyss, M., Klein, F., Nagamine, K., & Wiemer, S. (2001). Anomalously high b-values in the South Flank of Kilauea volcano, Hawaii: evidence for the distribution of magma below Kilauea's East rift zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106(1), 23-37.
- Zobin, V.M., Navarro-Ochoa, C.J., and Reyes-Davila, G.A. (2006a). Seismic quantification of the explosions that destroyed the dome of Volcán de Colima, Mexico, in July-August 2003. *Bull. Volcanol.* 69, 141-147.
- Zobin, V.M., Navarro, C., Reyes-Dávila, G., Orozco, J., Bretón, M., Tellez, A., Reyes-Alfaro, G., and Vázquez, H. (2006b). The methodology of quantification of volcanic explosions from broadband seismic signals and its application to the 2004-2005 explosions at Volcán de Colima, México. *Geophys. J. Int.* 167, 467-478.
- Zobin, V.M., Plascencia, I., Reyes, G., and Navarro, C. (2009a). The characteristics of seismic signals produced by lahars and pyroclastic flows: Volcán de Colima, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 179, 157-167.
- Zobin, V.M., Reyes, G.A., Guevara, E., and Bretón, M. (2009b). Scaling relationship for Vulcanian explosions derived from broadband seismic signals. *J. Geophys. Res.* 114, B03203.
- Zobin, V.M. (2012). *Introduction to Volcanic Seismology*, 2nd edition, Elsevier, ISBN 9780444563750.
- Zuniga, R., y M. Wyss (1995). Inadvertent changes in magnitude reported in earthquake catalogs: Influence on b-value estimates. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, pp. 1858-1866.
- Zuñiga, F. R., and Wyss, M. (2001). Most-and least-likely locations of large to great earthquakes along the Pacific coast of Mexico estimated from local recurrence times based on b-values. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(6), 1717-1728.

Sitios Web

The Yosemite Rock Fall of July 10, 1996.

<http://seismo.berkeley.edu/blog/seismoblog.php/1996/12/10/1996>.

Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED)

<http://www.cenapred.unam.mx/es/>

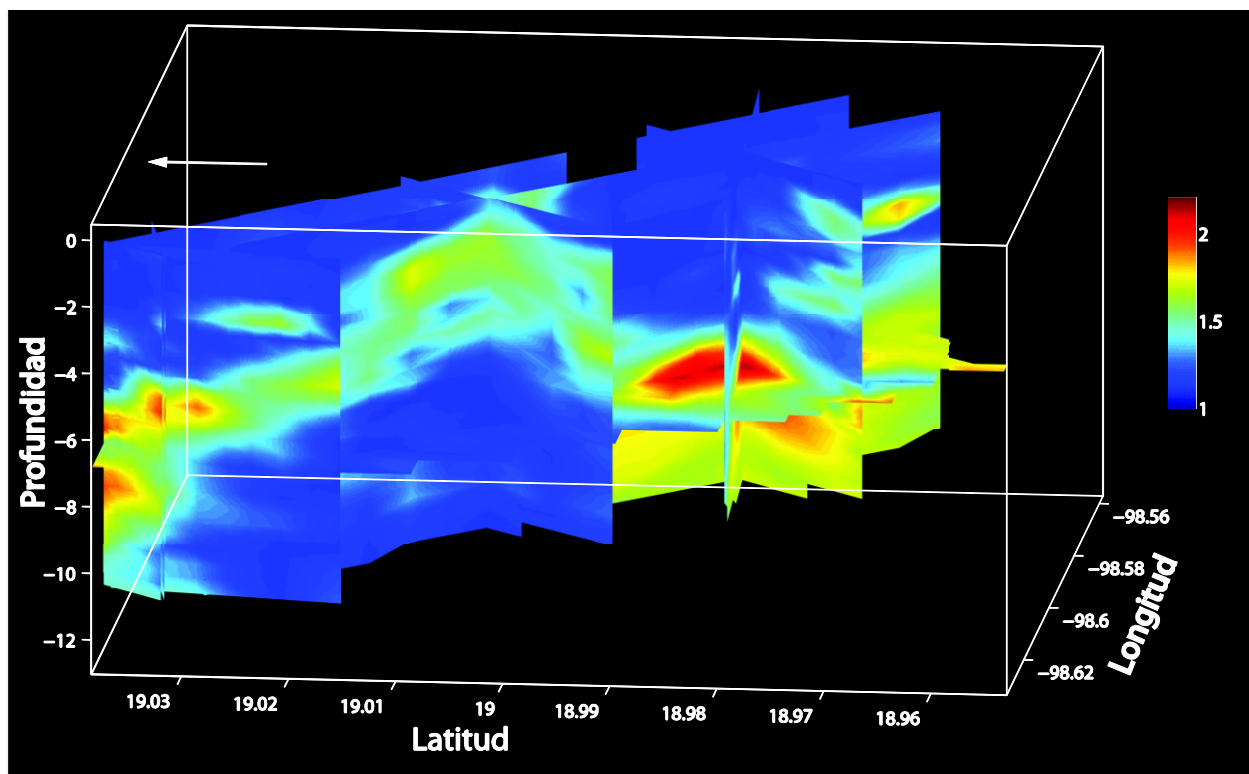
Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI)

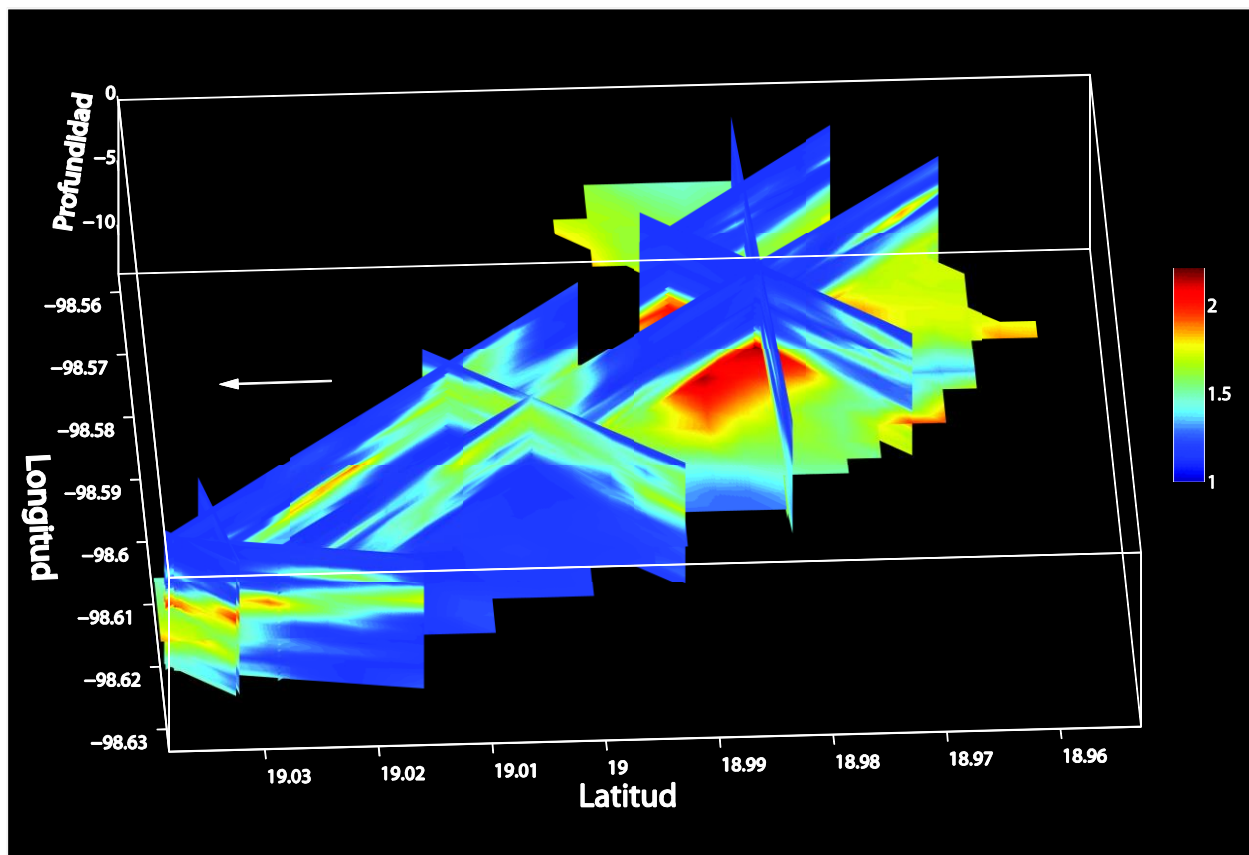
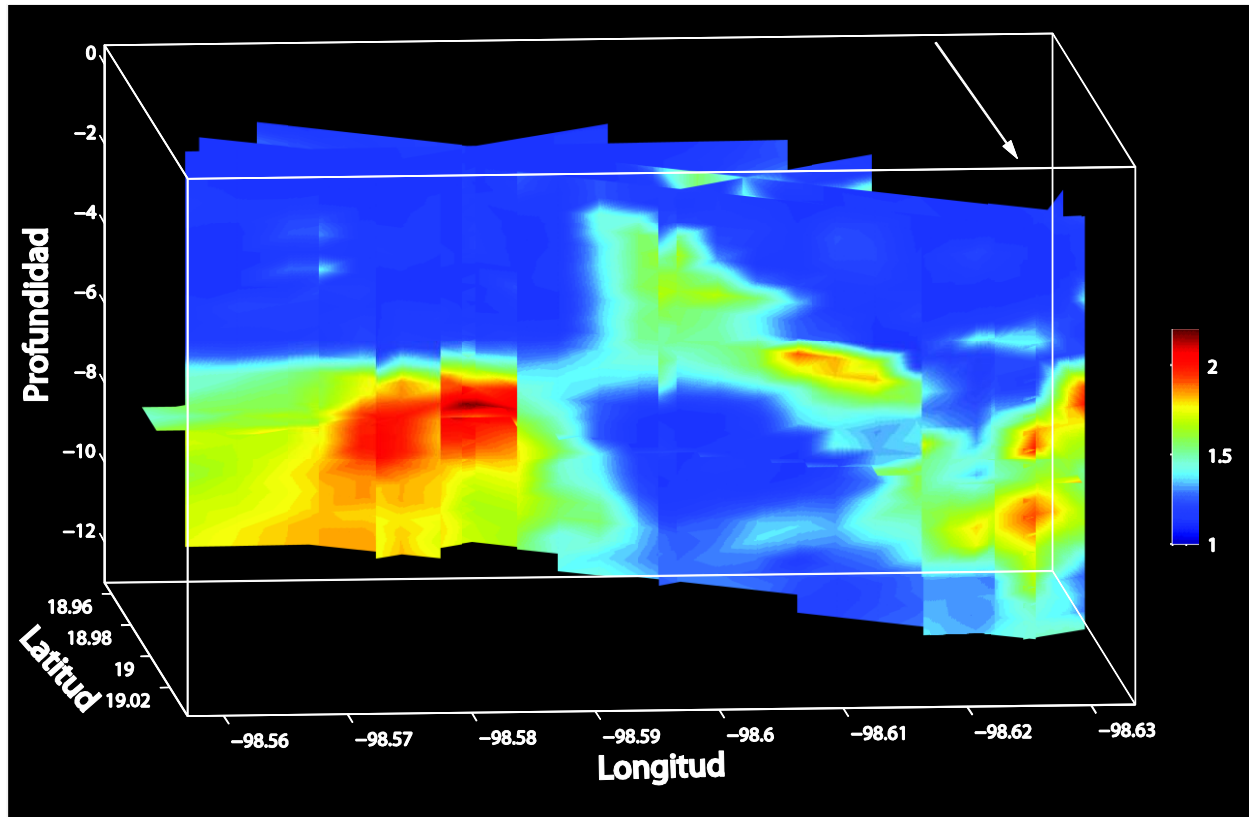
<http://www.inegi.org.mx/>

Apéndices

Anexo I Imágenes del mapeo 3D del valor b sin topografía de referencia.

Se anexan tres imágenes representativas del mapeo espacial pseudo-3D del valor b sin topografía de referencia y con más cortes transversales que los mostrados anteriormente. Se puede observar claramente las anomalías reportadas en el trabajo y sus dimensiones. Estas imágenes se obtuvieron utilizando un mallado de 500 m de espaciado tanto lateral como verticalmente y el radio de las esferas no superó los 5 km.





Anexo II Código utilizado para el filtrado de datos en el catálogo (RStudio)

```
#Reading Data
```

```
A <- read.delim("C:/Users/Desktop/CATALOGO_POPOCATEPETL.dat", sep=" ", header=F)
```

```
#####SPIKES#####
```

```
#Removing RMS >=3
```

```
w <- A[1:nrow(A),10]
```

```
indw<- which(w<1)
```

```
A <- A[indw,1:ncol(A)]
```

```
#Removing ERH >= 1
```

```
w <- A[1:nrow(A),11]
```

```
indw<- which((w>0) & (w<1))
```

```
A <- A[indw,1:ncol(A)]
```

```
#Removing ERZ >= 2
```

```
w <- A[1:nrow(A),12]
```

```
indw<- which((w>0) & (w<2))
```

```
A <- A[indw,1:ncol(A)]
```

```
N<-nrow(A) ###Number of events in final CAT
```

```
CAT<-A
```

```
B<-CAT[1:nrow(A),1:9] ###ZMAP FORMAT#####
```

```
#####LONG LAT YEAR MONTH DAY MAGNITUDE DEPTH HOUR MINUTE#####
```

```
write.table(B, file= "C:/Users/Desktop/POPOCATEPETL.dat",append=FALSE, sep="\t", col.names=FALSE,
row.names=FALSE)
```

Anexo III Códigos Elaborados y Modificados para la Elaboración de Mapas 3D de Valor b y Analizar los Resultados

Topopopo.mat (Matlab)

En esta sub-rutina se organiza un modelo de elevación digital con formato XYZ para obtener los parámetros necesarios para sobreponer la topografía en ZMAP

```
A=load('popo.xyz');

longrick=A(:,1);
latrick=A(:,2);
zrick=A(:,3);

for i=1:1080
    my(i)=latrick(i);
end

for i=1:1680
    mx(i)=longrick(i*1080);
end

% dx=(max(lat)-min(lat))/1679;
% dy=(max(long)-min(long))/1079;
%
% mx=(min(long):dy:max(long));
% my=(min(lat):dx:max(lat));

mydem=reshape(zrick,1080,1680);
mydem=mydem-1536;
```

myslicer.mat modificada (Matlab)

Esta sub-rutina fue modificada para ajustarla al caso del Popocatépetl. Se muestra solamente la parte del código que fue modificado dentro de la sub-rutina:

```
case 'topos2'
```

```

freezeColors
s1 = -98.5; s2 = -98.7;
s3 = max(gy); s4 = min(gy);
region = [ s4 s3 s2 s1];

if exist('mydem') == 0
    do = [' [mydem,my,mx] = mygrid_sand(region); '];
    err = [' plt = 'err2''; pltopo '];
    eval(do,err);
end
if max(mx) > 180; mx = mx-360; end
l2 = min(find(mx >= s2));
l1 = max(find(mx <= s1));
l3 = max(find(my <= s3));
l4 = min(find(my >= s4))
tmap = mydem(l4:l3,l2:l1);
l = isnan(tmap); tmap(l) = -100;
vlat = my(l4:l3);
vlon = mx(l2:l1);

if max(vlon) > 180; vlon = vlon - 360; end
[m,n] = size(tmap);

% axes(slax); axis off;
% po = get(slax,'pos');
% axes('pos',[po]);
[xx,yy]=meshgrid(vlon,vlat);

surf(yy,xx,tmap/800), shading interp, colormap(copper);

li = light('Position',[50 50 50],'Style','infinite');
li = light('Position',[50 50 -50],'Style','infinite');
li = light('Position',[-50 -50 50],'Style','infinite');
li = light('Position',[-50 -50 -50],'Style','infinite');
li = light('Position',[-50 50 50],'Style','infinite');
li = light('Position',[50 -50 50],'Style','infinite');
    material dull;
    lighting phong

axis([ax]); axis ij
ax2 = gca; box on ; grid off

set(gca,'FontSize',[14],'FontWeight','bold',...
    'LineWidth',[1.5],...
    'Box','on','drawmode','fast','TickDir','out')
set(ax2,'view',get(slax,'view'))
set(ax2,'Color','none')

[tco, clim] = demcmap(tmap/800,64);
caxis([clim(1) clim(2)]);
hc = jet(64);
%hc = hc(64:-1:1,:);
co = [tco; hc];
colormap(copper)

```

```
set(slab,'CLim',newclim(65,128,mic,mac,128))
set(ax3,'CLim',newclim(65,128,mic,mac,128))
set(ax2,'CLim',newclim(3,63,clim(1),clim(2),128))
hold on
```

bgrid3dB.mat (Matlab)

Esta sub-rutina de ZMAP es posiblemente la más importante para el mapeo espacial del valor b en tres dimensiones. Se realizaron pequeñas modificaciones para limitar la búsqueda de eventos de acuerdo al operador, para condicionar las desviaciones estándar máximas y para obtener los datos de salida de cada uno de los nodos del mallado, entre otras cosas.

```
% This subroutine assigns creates a 3D grid with
% spacing dx,dy, dz (in degrees). The size will
% be selected interactively. The pvalue in each
% volume around a grid point containing ni earthquakes
% will be calculated as well as the magnitude
% of completeness
% Stefan Wiemer 1/98

disp('This is /src/bgrid3dB.m')
global nol bol inb1 inb2

if sel == 'i1'
    % make the interface
    %
    figure(...
        'Name','Grid Input Parameter',...
        'NumberTitle','off', ...
        'MenuBar','none', ...
        'units','points',...
        'Visible','on', ...
        'Position',[ wex+200 wey-200 550 300]);
    axis off
    R = 5; Nmin = 50;
    Rmax=5;

    labelList2=[' Automatic Mcomp (max curvature) | Fixed Mc (Mc = Mmin) |
Automatic Mcomp (90% probability) | Automatic Mcomp (95% probability) | Best
(?) combination (Mc95 - Mc90 - max curvature)'];
    labelPos=[ 0.2 0.77  0.6  0.08];
    hnd12=uicontrol(...
        'Style','popup',...
        'Position',labelPos,...
        'Units','normalized',...
        'String',labelList2,...
        'BackgroundColor','y',...
        'Callback','inb2 =get(hnd12,'Value'); ');

    set(hnd12,'value',[5]);
```

```
% creates a dialog box to input grid parameters
%
freq_field=icontrol('BackgroundColor','g','Style','edit',...
    'Position',[.30 .50 .12 .10],...
    'Units','normalized','String',num2str(ni),...
    'Callback','ni=str2num(get(freq_field,'String'))');
set(freq_field,'String',num2str(ni));set(tgl2,'value',[0]);
set(tgl1,'value',[1]);

freq_field0=icontrol('BackgroundColor','g','Style','edit',...
    'Position',[.70 .50 .12 .10],...
    'Units','normalized','String',num2str(R),...
    'Callback','R=str2num(get(freq_field0,'String'))');
set(freq_field0,'String',num2str(R)) ; set(tgl2,'value',[1]);
set(tgl1,'value',[0]);

tgl1 = uicontrol('BackgroundColor','w','Style','checkbox',...
    'string','Number of Events:',...
    'Position',[.05 .50 .2 .10],'callback','set(tgl2,'value',[0])',...
    'Units','normalized');

set(tgl1,'value',[1]);

tgl2 = uicontrol('BackgroundColor','w','Style','checkbox',...
    'string','OR: Constant Radius',...
    'Position',[.47 .50 .2 .10],'callback','set(tgl1,'value',[0])',...
    'Units','normalized');

freq_field4 = uicontrol('BackgroundColor','g','Style','edit',...
    'Position',[.30 .20 .12 .10],...
    'Units','normalized','String',num2str(Nmin),...
    'Callback','Nmin=str2num(get(freq_field4,'String'))');
set(freq_field4,'String',num2str(Nmin));

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%R.G.G%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
freq_field5 = uicontrol('BackgroundColor','g','Style','edit',...
    'Position',[.70 .20 .12 .10],...
    'Units','normalized','String',num2str(Rmax),...
    'Callback','Rmax=str2num(get(freq_field5,'String'))');
set(freq_field5,'String',num2str(Rmax));
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

close_button=icontrol('BackgroundColor','y','Style','Pushbutton',...
    'Position',[.50 .05 .15 .12 ],...
    'Units','normalized','Callback','close;done','String','Cancel');

help_button=icontrol('BackgroundColor','y','Style','Pushbutton',...
    'Position',[.70 .05 .15 .12 ],...
    'Units','normalized','Callback','close;done','String','Help');
```

```
go_button1=uicontrol('BackgroundColor','y','Style','Pushbutton',...
    'Position',[.20 .05 .15 .12 ],...
    'Units','normalized',...
    'Callback','inb1 =get(hndl2, 'Value'); tgl1 =get(tgl1, 'Value'); tgl2
=get(tgl2, 'Value'); close, sel = 'in', bgrid3dB',...
    'String','Go');

text(...
    'Color',[0 0 0 ],...
    'EraseMode','normal',...
    'Position',[0.20 1.0 0 ],...
    'Rotation',0 ,...
    'FontSize',fs14 ,...
    'FontWeight','bold',...
    'String','Please choose and Mc estimation option ');

txt3 = text(...
    'Color',[0 0 0 ],...
    'EraseMode','normal',...
    'Position',[0.30 0.67 0 ],...
    'Rotation',0 ,...
    'FontSize',fs14 ,...
    'FontWeight','bold',...
    'String',' Grid Parameter');

txt1 = text(...
    'Color',[0 0 0 ],...
    'EraseMode','normal',...
    'Position',[-0.1 0.17 0 ],...
    'Rotation',0 ,...
    'FontSize',fs12,...
    'FontWeight','bold',...
    'String','Min No. of events:');

txt5 = text(...
    'Color',[0 0 0 ],...
    'EraseMode','normal',...
    'Position',[.46 0.17 0 ],...
    'Rotation',0 ,...
    'FontSize',fs12,...
    'FontWeight','bold',...
    'String','Max R of search:');

end % if sel = i1
if sel == 'in'
    % get the grid parameter
    % initial values
    %
    dx = 0.0045;
    dy = 0.0045;
    dz = 0.5;
```

```

def = {'0.0045','0.0045',num2str(dz),num2str(max(a(:,7))),
num2str(min(a(:,7)))};

tit = 'Three dimensional b-value analysis';
prompt={ 'Spacing in Longitude (dx in [deg])',...
        'Spacing in Latitude (dy in [deg])',...
        'Spacing in Depth (dz in [km ])',...
        'Depth Range: deep limit [km] ',...
        'Depth Range: shallow limit',...
        };

ni2 = inputdlg(prompt,tit,1,def);

l = ni2{1}; dx= str2num(l);
l = ni2{2}; dy= str2num(l);
l = ni2{3}; dz= str2num(l);
l = ni2{4}; z1= str2num(l);
l = ni2{5}; z2= str2num(l);

sel = 'ca'; bgrid3dB

end % if sel == 'in'

% get the grid-size interactively and
% calculate the b-value in the grid by sorting
% thge seismicity and selectiong the ni neighbors
% to each grid point

if sel == 'ca'
    selgp3dB

    gz = zvect;
    itotal = length(t5);
    welcome(' ','Running... ');think
    % make grid, calculate start- endtime etc. ...
    %
    bvg = ones(length(gx),length(gy),length(gz))*nan;
    bvg_wls = ones(length(gx),length(gy),length(gz))*nan;

    ram = ones(length(gx),length(gy),length(gz))*nan;
    go = ones(length(gx),length(gy),length(gz))*nan;
    avm= ones(length(gx),length(gy),length(gz))*nan;
    mcma = ones(length(gx),length(gy),length(gz))*nan;

    t0b = a(1,3) ;
    n = length(a(:,1));
    teb = a(n,3) ;
    tdiff = round((teb - t0b)*365/par1);
    loc = zeros(3,length(gx)*length(gy));
    Rconst = R;

```

Apéndices

```
% loop over all points
%
i2 = 0.;
i1 = 0.;
allcount = 0.;
wai = waitbar(0, ' Please Wait ... ');
set(wai, 'NumberTitle', 'off', 'Name', ' 3D gridding - percent done');;
drawnow
%
%

z0 = 0; x0 = 0; y0 = 0; dt = 1;
% loop over all points
for il =1:length(t5);

    x = t5(il,1);
    y = t5(il,2);
    z = t5(il,3);

    %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%% R.G.G%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
    %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%Obtención de posición para cada nodo
    %      xx(il)=x;
    %      yy(il)=y;
    %      zz(il)=z;
    %      Nodes(il,:)= [xx yy zz];
    %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

    allcount = allcount + 1.;

    % calculate distance from center point and sort wrt distance
    l = sqrt(((a(:,1)-x)*cos(pi/180*y)*111).^2 + ((a(:,2)-y)*111).^2 +
((a(:,7) - z)).^2 ) ;
    [s,is] = sort(l);
    b = a(is(:,1),:) ;           % re-orders matrix to agree row-wise

    if tgl1 == 0 % take point within r
        l3 = l <= R;
        b = a(l3,:);           % new data per grid point (b) is sorted in distanc
        rd = length(b(:,1));
    else
        % take first ni points
        b = b(1:ni,:);         % new data per grid point (b) is sorted in
distance
        l2 = sort(l); rd = l2(ni);

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%Edited by Ricardo G.G.%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
        ra(il)=rd;
        if rd>Rmax
            bye=0;
        else
            bye=1;
        end
    %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

end

end
```

```

%estimate the completeness and b-value
newt2 = b;
if length(b) >= Nmin % enough events?

    if inb1 == 3;
        mcperc_ca3; l = b(:,6) >= Mc90-0.05; magco = Mc90;
        if length(b(1,:)) >= Nmin
            [bv magco0 stan av me mer me2 pr] = bvalca3(b(1,:),2,2);
            [mea bv2 stan2 av2 ] = bmemag(b(1,:));
        else
            bv = nan; bv2 = nan, magco = nan; av = nan; av2 = nan;
        end

    elseif inb1 == 4;
        mcperc_ca3; l = b(:,6) >= Mc95-0.05; magco = Mc95;
        if length(b(1,:)) >= Nmin
            [bv magco0 stan av me mer me2 pr] = bvalca3(b(1,:),2,2);
            [mea bv2 stan2 av2 ] = bmemag(b(1,:));
        else
            bv = nan; bv2 = nan, magco = nan; av = nan; av2 = nan;
        end

    elseif inb1 == 5;
        mcperc_ca3;
        if isnan(Mc95) == 0 ;
            magco = Mc95;
        elseif isnan(Mc90) == 0 ;
            magco = Mc90;
        else
            [bv magco stan av me mer me2 pr] = bvalca3(b,1,1);
        end
        l = b(:,6) >= magco-0.05;
        if length(b(1,:)) >= Nmin
            [bv magco0 stan av me mer me2 pr] = bvalca3(b(1,:),2,2);
            [mea bv2 stan2 av2] = bmemag(b(1,:));
        else
            bv = nan; bv2 = nan, magco = nan; av = nan; av2 = nan; dP = 0;
        end

    elseif inb1 == 1; %%Max
Curv!!!!%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
        [bv magco stan av me mer me2 pr] = bvalca3(b,1,1);

        l = b(:,6) >= magco-0.05;

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
macomp(il)=magco;%%N of events for each sample after cut off in Mc
Nevts(il)=length(b(1,:));%%Mc for each node
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

        if length(b(1,:)) >= Nmin
            [mea bv2 stan2 av2] = bmemag(b(1,:));

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
Edited by Ricardo Garza%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

```

Apéndices

```
        if bye==0
            bv2 = nan;
        else
            end
            desvest(il)= stan2;
            if stan2>.3
                bv2 = nan;
            else
                end
            %%%%%%%%%%%
        else
            bv = nan; bv2 = nan, magco = nan; av = nan; av2 = nan;
        end

%%%%%%%%%%RGG%%%%%%%%%%
%       l=bv2>=4;
%       bv2(l)=nan;
%       valorb(il)=bv2;
%%%%%%%%%%
        elseif inb1 == 2;
            [bv magco stan av me mer me2 pr] = bvalca3(b,2,2);
            [mea bv2 stan2 av2 ] = bmemag(b);
        end
        newt2 = b;
        % predi_ca

    else
        bv = nan; bv2 = nan; magco = nan; av = nan; av2 = nan; prf = nan; dP
= 0;
    end

    bvg(t5(il,5),t5(il,6),t5(il,7)) = bv2;
    bvg_wls(t5(il,5),t5(il,6),t5(il,7)) = bv;

    ram(t5(il,5),t5(il,6),t5(il,7)) = rd;
    %go(t5(il,5),t5(il,6),t5(il,7)) = prf;
    avm(t5(il,5),t5(il,6),t5(il,7)) = av2;
    mcma(t5(il,5),t5(il,6),t5(il,7)) = magco;

    waitbar(allcount/itotal)
end % for t5

% save data
%
gz = -gz;
zv2 = bvg;
zvg = bvg;

catSave3 =...
[ 'welcome(''Save Grid'', '' '');think;',...
  '[file1,path1] = uiputfile([hodi fs ''eq_data'' fs '*.mat'],
''Grid Datafile Name?'') ;',...
```

```

        ' sapa2 = [['save ' path1 file1 ' ' zvg teb ram go avm mcma gx gy gz
dx dy dz parl bvg tdiff t0b teb a main faults mainfault coastline yvect xvect
tmpgri well ll ni'];',...
        ' if length(file1) > 1 ,eval(sapa2),end , done'];]; eval(catSave3)

close(wai)
watchoff

sel = 'no';

ButtonName=questdlg('Which viwer would you like to use?', ...
                    'Question', ...
                    'Slicer - map view','Slicer - 3D ','Help','none');

switch ButtonName,
    case 'Slicer - map view',
        slm = 'new'; slicemap;
    case 'Slicer - 3D ',
        ac2 = 'new'; myslicer;
    case 'Help',
        showweb('3dbgrids')
end % switch

uicontrol('BackgroundColor','w','Units','normal',...
          'Position',[.90 .95 .04 .04],'String','Slicer',...
          'callback','')

%ac2 = 'new'; myslicer;

end % if cal

```

TEST_UTSU_3D.mat (Matlab)

Sub-rutina para llevar a cabo la prueba de Utsu para volúmenes con valores b contrastantes. La prueba se lleva a cabo de manera aleatoria con un gran número de iteraciones y al final se obtiene un promedio de los resultados.

```

bvar=(isnan(valorb));
valorb(bvar)=0;
bvar=valorb~=0;

bvr=valorb(bvar);
Nevr=Nevts(bvar);

ba=bvr>=2.5;
bb=bvr<=1.3;

```

Apéndices

```
na=Nevr (ba) ; nb=Nevr (bb) ;

ba=bvr (ba) ; bb=bvr (bb) ;
for ff=1:100000
I1=round (rand () * (length (ba) -1) +1) ;
I2=round (rand () * (length (bb) -1) +1) ;

b1=ba (I1) ; n1=na (I1) ;
b2=bb (I2) ; n2=nb (I2) ;

NN=n1+n2;

dA= (-2*NN*log (NN) ) + (2*n1*log (n1+ (n2*b1/b2) ) ) + (2*n2*log ( (n1*b2/b1) +n2) ) -2;
P=exp ( (-dA/2) -2) ;

prob (ff)=100- (P*100) ;
end
pro=mean (prob)
```

EST_RESULT.mat (Matlab)

Sub-rutina para analizar de manera cualitativa y cuantitativa los resultados obtenidos durante la búsqueda de eventos para cada nodo y los valores b calculados.

```
vb=(isnan (valorb) ) ;
vb=find (vb) ;
valorb (vb)=0;
vb=valorb~=0;
vb=find (vb) ;
vbals=valorb (vb) ;

plot1=figure ('Name', 'Plot b', 'NumberTitle', 'off')
figure (plot1)
plot (vbals)

str = [ 'Valores b para todos los nodos' ];
title (str, 'FontWeight', 'bold', 'FontSize', 12, 'Color', 'k')
xlabel ('\bfNodos', 'FontSize', 15);
ylabel ('\bfValor b', 'FontSize', 15);

mediab=mean (vbals)
desv=std (vbals)
maximob=max (vbals)
minimob=min (vbals)

hist1=figure ('Name', 'Histograma b', 'NumberTitle', 'off')
figure (hist1)
hist (vbals)

str = [ 'Histograma de valores b' ];
```

```

title(str, 'FontWeight', 'bold', 'FontSize', 12, 'Color', 'k')
xlabel('\bfValor b', 'FontSize', 15);
ylabel('\bfNúmero', 'FontSize', 15);

magnitudc=macomp(vb);

mediaMc=mean(magnitudc)
desvMc=std(magnitudc)
maximoMc=max(magnitudc)
minimoMc=min(magnitudc)

hist2=figure('Name', 'Histogram Mc', 'NumberTitle', 'off')
figure(hist2)
hist(magnitudc)

str = [ 'Histograma Mc' ];
title(str, 'FontWeight', 'bold', 'FontSize', 12, 'Color', 'k')
xlabel('\bfMc', 'FontSize', 15);
ylabel('\bfNúmero', 'FontSize', 15);

NN=Nevts(vb);

plot2=figure('Name', 'Plot b vs N', 'NumberTitle', 'off')
figure(plot2)
scatter(vbals, NN)

str = [ 'Número de Eventos de cada valor b' ];
title(str, 'FontWeight', 'bold', 'FontSize', 12, 'Color', 'k')
xlabel('\bfValor b', 'FontSize', 15);
ylabel('\bfNúmero de eventos', 'FontSize', 15);

plot3=figure('Name', 'Plot No. Events', 'NumberTitle', 'off')
figure(plot3)
plot(NN)

str = [ 'Número de eventos' ];
title(str, 'FontWeight', 'bold', 'FontSize', 12, 'Color', 'k')
xlabel('\bfNodos', 'FontSize', 15);
ylabel('\bfNúmero de Eventos', 'FontSize', 15);

hist3=figure('Name', 'Histogram Nevts', 'NumberTitle', 'off')
figure(hist3)
hist(NN)

str = [ 'Histograma de Número de Eventos por Nodo' ];
title(str, 'FontWeight', 'bold', 'FontSize', 12, 'Color', 'k')
xlabel('\bfNúmero de Eventos', 'FontSize', 15);
ylabel('\bfNúmero', 'FontSize', 15);

```

