



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**ESTADO DE ESFUERZOS EN EL VOLCÁN
POPOCATÉPETL OBTENIDO CON
MECANISMOS FOCALES, EN EL PERIODO DE
ACTIVIDAD DE 1996 A 2003**

T E S I S

**PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS**

**P R E S E N T A :
RAÚL ARÁMBULA MENDOZA**

ASESOR DE TESIS:

DR. CARLOS VALDÉS GONZÁLEZ

CIUDAD UNIVERSITARIA

JUNIO 2007



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

A Dios por darme la oportunidad de crecer y ser lo que soy.

A mi Padre que me sigue enseñando cosas y me sigue mostrando el camino, aunque ya no este conmigo. A mi Madre que aunque cometa errores, me sigue amando y motivando. A mi hermano que por lejos que me encuentre, siento su presencia y su cariño. A mí ahijado Diego, por ser una luz en nuestras vidas. A toda mi familia, que me ayuda y me apoya.

Al Dr. Carlos Valdés, por ser un gran maestro en estos últimos años, un magnifico científico, pero sobre todo un ser humano excepcional.

A mis sinodales, el Dr. Phillipe Lesage, Dr. Servando De la Cruz, Raúl Valenzuela y el Dr. Luís Quintanar por sus amables comentarios, enseñanzas, sugerencias y sobre todo por el ejemplo que me dan.

A la UNAM por darme la educación y la vocación de ayudar a México, como un placer y no por obligación.

A ella que aunque no la conozco, se que anda por ahí.

A mis carnales Gerardo y Guillermo por su gracioso en cualquier momento, por difícil que este sea.

A mis amigos del GEU, que los llevo en mi corazón, adonde quiera que voy, por todo su Compañerismo, son mis hermanos en la montaña, las cuevas, la fiesta y la bohemia. Son tantos que nunca acabaría de nombrarlos.

A toda la gente que me ha ayudado a superarme y mejorar como profesionista y como ser humano, entre ellos la gente del CENAPRED y del Instituto de Geofísica.

A la Camelia, esa dama incomprendida por muchos, pero que nos brinda un momento de encanto en los peores momentos de la vida, y a su fiel servidor Juanito.

Al Popocatepetl, esa obra de la naturaleza y de Dios, que nos asombra y nos deja maravillados.

!!AAAAANNIIIMOOOOOOOOOOOOOOO!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!

Índice

| | |
|---|-----------|
| Resumen | 1 |
| I Introducción | 2 |
| 1.1 Eventos Volcano-Tectónicos (VT's) | 2 |
| 1.2 Procesos Asociados a los Eventos VT's | 3 |
| 1.3 Ubicación de los Sismos VT's | 4 |
| 1.4 Energía Liberada por Eventos VT's | 7 |
| 1.5 Estado de Esfuerzos Alrededor de un Volcán | 10 |
| 1.6 Redes Sísmicas y Programas de Localización | 15 |
| II Sísmicidad y Mecanismos Focales en el Volcán Popocatepetl | 20 |
| II.1 Introducción | 20 |
| II.2 Red de Monitoreo del Volcán Popocatepetl | 20 |
| II.3 Actividad Volcánica y Eventos Sísmicos Observados en el Volcán Popocatepetl | 21 |
| II.3.1 Eventos Volcano-Tectónicos (VT's) | 22 |
| II.3.2 Eventos de Periodo Largo (LP's) | 25 |
| II.3.3 Eventos de Explosión | 26 |
| II.3.4 Tremor Volcánico | 26 |
| II.4 Obtención de los Mecanismos Focales | 28 |
| II.5 Mecanismos Focales Durante las Diferentes Etapas de Actividad Volcánica | 33 |
| II.5.1 Etapa 1. Fase de Preparación (del 1 de enero de 1992 a 22 octubre de 1994) | 34 |
| II.5.2 Etapa 2. Fase Premonitoria (del 23 de octubre de 1994 al 21 de diciembre de 1994) | 34 |
| II.5.3 Etapa 3. Fase Eruptiva (del 21 de diciembre de 1994 al 1 de abril de 1995) | 35 |
| II.5.4 Etapa 4. Fase Fumarólica y Limpieza de Conductos (del 2 de abril de 1995 al 3 de marzo de 1996) | 36 |
| II.5.5 Etapa 5. Primera Fase de Construcción de Domo (del 4 de marzo de 1996 a septiembre de 1996) | 37 |

| | |
|--|------------|
| II.5.6 Etapa 6. Fase de Pulsos Cuasi-Cíclicos (de octubre de 1996 al 18 de agosto, 1997) | 41 |
| II.5.7 Etapa 7. Formación de un Gran Domo de Lava (del 19 de agosto de 1997 al 24 diciembre de 1997) | 46 |
| II.5.8 Etapa 8. Fase explosiva y de Acumulación de Energía (del 25 de diciembre de 1997 al 22 de noviembre de 1998) | 49 |
| II.5.9 Etapa 9. Fase Muy Explosiva (del 23 de noviembre de 1998 al 3 de enero de 1999) | 54 |
| II.5.10 Etapa 10. Fase Post Eruptiva y de Relajación (del 4 de enero 1999 al 3 de septiembre de 1999) | 57 |
| II.5.11 Etapa 11. Fase de Relajación (del 4 de septiembre de 1999 al 15 de septiembre del 2000) | 65 |
| II.5.12 Etapa 12. Fase de Recarga (del 16 de septiembre 16, 2000 al 10 de diciembre del 2000) | 69 |
| II.5.13 Etapa 13. Crecimiento Rápido de Domo y Fase Eruptiva Intensa (del 11 de diciembre del 2000, al 23 de enero del 2001) | 73 |
| II.5.14 Etapa 14. Fase Post Eruptiva y de Construcción Repetitivas de Domos Pequeños (del 24 de enero del 2001 a junio del 2002) | 78 |
| II.5.15 Etapa 15. Eventos Explosivos Moderados y Retorno a un Periodo de Relajación (del 1 de junio del 2002 a diciembre del 2003) | 83 |
| III Discusión e Interpretación | 88 |
| III.1 Estado de Esfuerzos en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano | 88 |
| III.2 Orientaciones Preferenciales de los Ejes de Presión y de Tensión, así como Mecanismos Característicos en el volcán Popocatepetl | 90 |
| III.3 Variación de los Mecanismos Focales Asociados a la Actividad Volcánica | 98 |
| III.4 Modelo del Estado de Esfuerzos Durante una Intrusión Magmática | 105 |
| III.5 Estimación de los Esfuerzos | 109 |
| III.6 Riesgo por Colapsos Estructurales y su Relación con el Estado de Esfuerzos | 110 |
| III.7 Modelo Tectónico del Volcán Popocatepetl | 111 |
| IV Conclusiones | 114 |
| V Bibliografía | 116 |

Resumen

Los eventos volcano-tectónicos (VT's) son sismos que se presentan en volcanes activos o en reposo, estos ocurren por debajo del cráter y no exceden más allá de 10 kilómetros de profundidad en la mayoría de los casos. El estado de esfuerzos en zonas volcánicas está fuertemente influenciado por el estado de esfuerzos regional, el cual es modificado cuando existen intrusiones magmáticas. En el volcán Popocatepetl los ejes de presión (P) tienen una orientación preferencial de $S70^{\circ}W$ a $N70^{\circ}E$, lo cual es coherente con el estado de esfuerzos regional, los ejes de tensión (T) no muestran una clara orientación aunque la mayoría tiene direcciones del NW al SE. La mayoría de los mecanismos focales tienen componentes normales y estos se presentan en profundidades entre -0.5 y 2.5 kmsnm, aunque se observan periodos en los que existe un aumento en el número de mecanismos inversos entre -2 y 1 kmsnm aproximadamente. Esta variación de los mecanismos con la profundidad es probablemente asociado a la intrusión de magma dentro del volcán. El grupo de eventos localizados en la parte sureste del volcán, tiene ejes de presión (P) con direcciones de S a N y de W a E, la misma orientación para los ejes de tensión (T). La mayoría de los mecanismos en esta zona son de tipo de falla transcurrente, con lo cual se infiere una falla con orientación SE-NW, la cual fue activada durante las primeras intrusiones de magma dentro del volcán.

La energía sísmica liberada por los eventos VT's en el volcán Popocatepetl es pequeña comparada con erupciones más grandes registradas recientemente, sería necesario observar un aumento en la tasa de la energía sísmica liberada, de uno o dos ordenes de magnitud, para esperar una erupción de $VEI \geq 4$. El origen de los eventos volcano-tectónicos en el volcán Popocatepetl, son principalmente: fracturamiento en respuesta a esfuerzos regionales, desintegración progresiva del edificio volcánico por debilitamiento geoquímico y fuerzas gravitacionales, incremento en fuerzas térmicas y/o volumétricas asociadas con intrusiones recientes de magma y decremento en el esfuerzo efectivo debido al aumento en la presión de poro por la circulación de fluidos magmáticos. De acuerdo con el estado de esfuerzos actual prevaleciente en el volcán Popocatepetl, así como en registros geológicos de antiguos derrumbes estructurales, podríamos decir que en caso de que ocurriera un colapso, probablemente se presentaría en la parte sur del volcán.

I. Introducción

1.1 Eventos Volcano-Tectónicos (VT's)

Los eventos volcano-tectónicos (VT's) (Lahr et al., 1994) son sismos generados por esfuerzos inducidos por procesos volcánicos o localizados en regiones volcánicas. A algunas características de estos sismos son: en ellos se pueden apreciar las fases de las ondas P y S; sus frecuencias predominantes se encuentran entre 5 y 15 Hz (McNutt, 1996); difieren de los tectónicos únicamente en sus patrones de ocurrencia, y en volcanes se presentan en algunas ocasiones en enjambres. Inicialmente Minakami (1974), basado en volcanes japoneses estudiados por el, les dio el nombre de eventos tipo A. Adicionalmente se les ha llamado de alta frecuencia (Endo et., al 1981, Nieto et al., 1990, McNutt, 1996), y también se les ha llamado tipo h (Malone et al., 1983). En la Tabla I.1 se observa la terminología usada en sismología volcánica por varios autores para nombrar a este tipo de eventos, así como a otras señales sísmicas asociadas a volcanes.

Tabla I.1- Terminología de sismicidad volcánica tomada de (McNutt, 1996).

| McNutt ^a | Minakami ^b | Latter ^c | AVO ^d | Otros nombres |
|-----------------------|-----------------------|------------------------------|----------------------|---|
| Alta-Frecuencia HF | Tipo A | Tectónico, Volcano-tectónico | Volcano-tectónico VT | Sismo de periodo corto |
| Baja –Frecuencia LF | Tipo B | Sismo Volcánico | Periodo Largo LP | Evento de Coda Largo, tornillo ^e |
| Frecuencias Mezcladas | - | Frecuencia-Media | Híbrido | Frecuencia Media |
| Sismo de Explosión | Sismo de Explosión | Explosión Volcánica | Explosión | - |
| Tremor Volcánico | Tremor Volcánico | Tremor Volcánico | Tremor Volcánico | Tremor Armónico, Tremor Espasmódico |

^aMcNutt (1996).

^bMinakami (1974).

^cLatter (1979); solo una porción de la clasificación de Latter es mostrada.

^dAlaska Volcano Observatory (1993); ver Power et al. (1994).

^eTornillo es el nombre dado para el volcán Galeras en Colombia, pero se ha observado en varios volcanes alrededor del mundo.

1.2 Procesos Asociados a los Eventos VT's

Los eventos volcano-tectónicos pueden tener varios orígenes (Moran et al., 2000); a) fracturamiento en respuesta a esfuerzos regionales; b) desintegración progresiva del edificio volcánico por debilitamiento geoquímico y fuerzas gravitacionales; c) incremento en fuerzas térmicas y/o volumétricas asociadas con intrusiones recientes de magma (de días a semanas) dentro del sistema de conductos; d) carga gravitacional del basamento sobre el edificio volcánico; e) decremento en el esfuerzo efectivo debido al incremento en la presión de poro, como resultado de la circulación de fluidos asociados con cuerpos magmáticos.

En el caso de las intrusiones magmáticas en conductos volcánicos se ha observado un patrón sísmico que antecede a las erupciones (McNutt, 1996). Inicialmente, los sismos volcano-tectónicos reflejan fracturamiento de corte en la roca encajonante, en respuesta a un incremento de los esfuerzos generados por el magma que asciende. El movimiento del magma puede ser sobre grandes distancias y grandes periodos de tiempo. La duración de estos enjambres puede durar de días a semanas como en el Spurr (Power et al., 1995), Unzen (Umakoshi et al., 2001), Pinatubo (Harlow et al., 1996), Soufriere Hills (Aspinall et al., 1998) etc. Una vez que el magma alcanza profundidades someras de entre 1 a 3 km, ocurren varios cambios; los volátiles se separan del magma cambiando su reología y su impedancia acústica; fracturas rellenas con fluidos empiezan a resonar generando bajas frecuencias (Chouet, 1985, 1996); el magma puede encontrar agua subterránea, modificando el sistema hidrotermal y transfiriendo calor, etc. Muchos modelos de tremor y de eventos de periodo largo (LP's) involucran movimientos de fluidos, tales como agua, magma y volátiles o los tres juntos.

Después de esta etapa se ha observado que en ocasiones se abren fracturas superficiales para permitir liberar el exceso de presión, generando erupciones freáticas, Unzen 1991 (Umakoshi et al., 2001), Soufriere Hills 1995 (Aspinall et al., 1998), Guagua Pichincha 1998 (Legrand et al., 2002), etc. Finalmente se presenta tremor, el cual indica movimiento de magma en las partes más someras del volcán. En algunas ocasiones el magma llega a la superficie de forma efusiva y en otras de forma explosiva dependiendo de la cantidad de volátiles involucrados. Después de la erupción se han observado enjambres de eventos

volcano-tectónicos generados por el ajuste de los esfuerzos producidos por el desalojo de magma a esas profundidades, como ocurrió en el Santa Helena (Weaver et al., 1981), Chichón 1982 (Haskov et al., 1983, Jiménez et al., 1999), Redoubt 1989 (Power et al., 1994) y Pinatubo 1991 (Mori et al., 1996).

1.3 Ubicación de los Sismos VT's

Los sismos volcano-tectónicos se presentan a diferentes profundidades durante las diferentes etapas eruptivas. En algunos casos al inicio de la actividad VT, no se observan por debajo del foco de emisión y conforme transcurre el tiempo, estos migran hacia el punto de emisión. Un ejemplo bien conocido es el Unzen (Umakoshi et al., 2001) en donde un año antes de la emisión de un domo de lava en su cráter, los VT's se encontraban a distancias mayores de 15 km hacia la parte oeste del volcán, a profundidades entre 18 y 7 km (Figura 1.1).

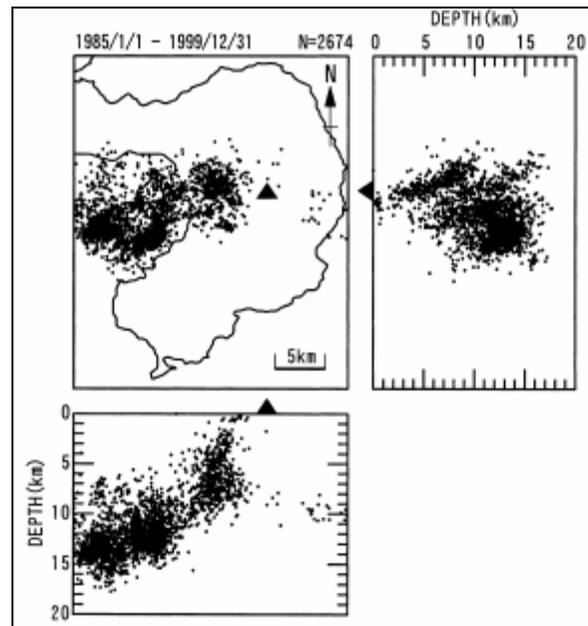


Figura 1.1. Localización de eventos VT's en el volcán Unzen, Japón, de 1985 al 2000. (Tomado de Umakoshi et al., 2001)

La erupción del monte Pinatubo en Filipinas en 1991, es otro ejemplo conocido en cuanto a la migración de los eventos volcano-tectónicos (Harlow et al., 1996, Mori et al., 1996). El inicio del registro de la erupción comenzó el 5 de abril de 1991 (Harlow et al., 1996),

registrándose de 40 a 200 eventos VT's diarios durante la primera etapa de adquisición de datos, los sismos se localizaron a 5 km al noroeste de la cima del volcán (Figura 1.2), sobre un rango de profundidades de entre 1 a 9 km, aunque la mayoría de los eventos se ubicaron entre 3 a 7 km. Conforme el tiempo transcurrió, los eventos VT's se volvieron mas someros por debajo de la cima del volcán, finalmente se formó un domo de lava dacítico a principios de junio.

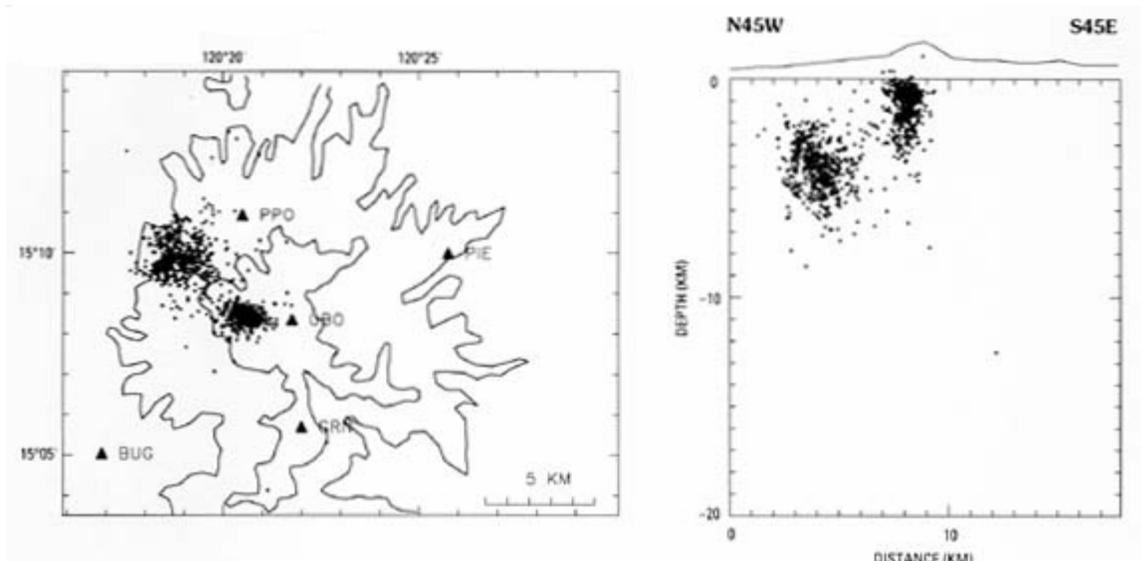


Figura 1.2. Sismicidad de eventos volcano-tectónicos en el volcán Pinatubo, Filipinas, del 5 de abril al 15 de junio de 1991, etapa preeruptiva. (Tomado de Mori et al., 1996).

Otro caso en donde existió migración de eventos VT's antes de la construcción de un domo de lava, fue el caso del Soufriere Hills en la isla caribeña de Montserrat (Aspinall et al., 1998). Después de la primera erupción freática del 18 de julio de 1998, se instaló una red de sismómetros en la isla. Tres diferentes grupos de sismos se localizaron. Un grupo bajo la ciudad de St. George's Hill a 5 km al oeste del volcán, a una profundidad entre 2 a 6 km. Otro grupo se localizó por debajo del volcán entre 5 y 1 km de profundidad y un tercer grupo hacia la parte suroeste del volcán. Se relacionaron tres diferentes etapas de sismicidad con la actividad volcánica. La primera estuvo conformada por erupciones freáticas y pequeñas explosiones con ceniza, y la sismicidad se presentó en los tres grupos antes mencionados (Figura 1.3). La segunda con el crecimiento de un domo y algunas explosiones de mayor magnitud, en esta etapa se presentaron eventos VT's a mayores profundidades por debajo del volcán y la actividad bajo St. George's Hill decreció. Finalmente la tercera etapa en donde siguió el crecimiento del domo de lava y colapsos del

mismo, en esta etapa la sismicidad se concentra por debajo del volcán a no más de 2 a 3 km de profundidad.

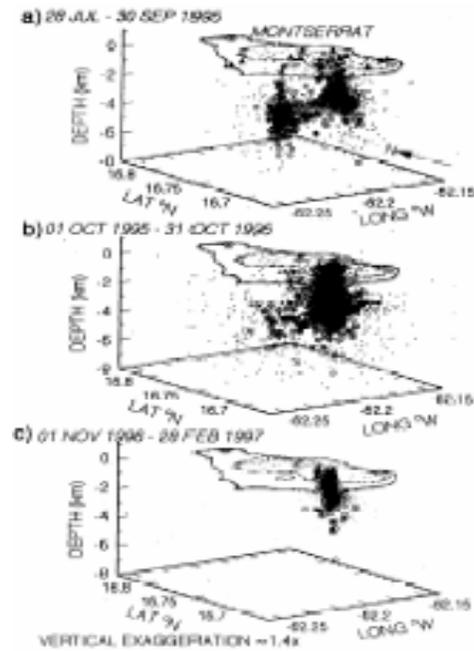


Figura 1.3. Localizaciones de eventos VT's en Soufriere Hills Montserrat, para tres diferentes periodos, a) actividad inicial, explosiones freáticas y pequeñas emisiones de ceniza, b) construcción del domo de lava en el cráter, c) crecimientos de domo con colapsos explosivos. (Tomado de Aspinall et al., 1998).

En la mayoría de los casos la sismicidad se encuentra bien definida por debajo del volcán, por ejemplo, en el volcán Merapi, Indonesia se ha podido identificar dos grupos de eventos volcano-tectónicos, VTA y VTB, los primeros tienen una profundidad de entre 2.5 y 5 km por debajo de cima y los VTB se originan entre 0 y 1.5 km (Ratdomopurbo et al., 2000). En el caso de la erupción del monte Santa Helena en EUA en 1980, la sismicidad antes de la erupción del 18 de mayo de 1980 se presentó a profundidades de entre 1 y 6 km por debajo del flanco norte de volcán (Endo et al., 1981). Después de la erupción de mayo, los sismos alcanzaron profundidades de hasta 20 km, posiblemente en respuesta al cambio de esfuerzos generados por la pérdida de un gran volumen de masa eruptada, así como a la pérdida de una parte del edificio volcánico generada por el deslizamiento de una ladera. En el caso de volcanes en reposo, la sismicidad suele presentarse en función del estado de esfuerzos regional, así como por fallas locales como en el Vesuvio (Bianco et al., 1998) o por la circulación de fluidos magmáticos que reducen el esfuerzo en las rocas generando

rompimientos de corte, como en el monte Rainier (Moran et al., 2000). La ubicación de estos eventos suelen presentarse por debajo del volcán a pocos kilómetros de profundidad.

1.4 Energía Liberada por Eventos VT's

Se ha observado en muchas ocasiones que existe un aumento en el número de eventos VT's que anteceden a una erupción (McNutt, 1996, Zobin, 2001). También la magnitud de estos eventos aumenta y por consiguiente la energía liberada por ellos. La energía sísmica ha sido ampliamente usada como precursor de actividades volcánicas. El modelo de Voight (1988), considera que el desencadenamiento de una erupción es análogo al fallo de un material en un proceso de ruptura. Toda erupción desde el punto de vista de la mecánica de rocas, está precedida y acompañada por fracturas que rodean al magma, debido a la presión generada por el magma en ascenso. Una forma de observar esta variación de la ruptura de las rocas con respecto del tiempo es a través de la energía sísmica (Tokarev 1963, Malone et al., 1983, De la Cruz et al., 2001). La energía sísmica o rompimiento de las rocas, está probablemente relacionada con el volumen del magma en movimiento, la magnitud de un evento sísmico está relacionado proporcionalmente con el área de ruptura, por lo que a magnitudes grandes son proporcionales áreas y desplazamientos grandes. McGarr (1976), encontró que el momento sísmico puede estar relacionado a un cambio de volumen, ya sea como adición o pérdida de volumen, con lo cual podemos inferir que cuando existen grandes intrusiones magmáticas, esto será reflejado en la energía sísmica. Existen pocos eventos sísmicos asociados a la actividad volcánica con grandes magnitudes, Zobin (2001) encontró solo 28 eventos durante el siglo 20 con magnitudes mayores a 4.5 de Mw. Algunos de estos eventos estuvieron asociados a la formación de calderas, como en Katmai 1912, Fernandina 1968, Pinatubo 1991 o al colapso estructural de un flanco, Bezymianny 1956 y Santa Helena 1980. Por otro lado Yokoyama (1988), encontró que los enjambres sísmicos de eventos VT's, en volcanes de tipo andesítico-dacítico que se han encontrado en reposo por mucho tiempo, cuando exceden entre 10^{17} y 10^{18} ergs en la energía sísmica acumulada, entran en erupción, por lo que el estudio y desarrollo de estos parámetros es de vital importancia en el monitoreo volcánico.

En la Tabla I.2 se puede observar para diferentes volcanes la energía sísmica liberada por eventos volcano-tectónicos, así como su tasa de energía liberada por día y el tipo y tamaño de erupción (VEI, Newhall y Self, 1982). Se observa que la energía sísmica está relacionada con la magnitud de la erupción. La erupción más grande del siglo pasado fue la del monte Katmai, la cual liberó 710×10^{13} joules de energía sísmica (Abe, 1992) y erupció aproximadamente 15 km^3 de material (Hildreth, 1983). Un caso especial es el del volcán Parícutín, el cual es de tipo monogenético y cuya actividad precursora duró poco menos de dos meses antes de hacer erupción en el estado de Michoacán. Para este tipo de volcanes se ha observado que se libera una mayor energía sísmica, debido a que el magma tiene que atravesar por roca poco fracturada para llegar a la superficie. La energía liberada por el Parícutín en 44 días, fue de 2.2×10^{12} joules. La tasa sísmica es un parámetro muy importante, volcanes con una gran liberación de energía sísmica sugieren que existe un ascenso rápido de material magmático, lo que podría ocasionar una erupción de tipo explosivo, para el monte Katmai la tasa fue de 887.5×10^{12} joules x día, el Pinatubo también presentó una tasa alta aunque 2 ordenes de magnitud menor (4.5×10^{12} joules x día).

Tabla I.2. Energía sísmica liberada, tasa y tipo de erupción de diferentes volcanes.

| Volcán, Período de estudio, Referencia | Energía Sísmica liberada por VT's (x 10^{13} J) | Tasa por día (x10^{12} J) | Tipo de erupción, *Volumen L / T , (VEI) |
|---|---|---|---|
| Monte Katmai, USA, julio 1912. (Abe, 1992) | 710 | 887.5 | Colapso de caldera, erupción pliniana $V = 10^7 / 10^{10} \text{ m}^3$ (VEI=6) |
| Pinatubo, Filipinas, junio 1991 (Mori et al., | 6.3 | 4.5 | Colapso de caldera, erupción pliniana $V = - / 10^{10} \text{ m}^3$ (VEI=6) |

| | | | |
|---|------|--|--|
| 1996) | | | |
| Fernandina, Islas Galapagos, Ecuador, may-jul 1968 (Filson et al.,1973) | 7.25 | 0.32 máx. 6.5 | Colapso de caldera, erupción pliniana $V = - / 10^8 \text{ m}^3$ (VEI=4) |
| Santa Helena, USA, mar- may 1980, (Endo et al., 1981) | 0.43 | 0.07 (actividad de sep- oct 2004) 0.012 | Colapso de una ladera, erupción pliniana $V = 10^7 / 10^9 \text{ m}^3$ (VEI=5) |
| Chichón, México, ene- abr 1982, (Yokoyama et al., 1992) | 0.37 | 0.039 máx 0.25 | erupción pliniana $V = - / 10^9 \text{ m}^3$ (VEI=5) |
| Unzen, Japón, 1985- 1999, (Umakoshi et al., 2001) | 81 | 0.15 máx 0.44 | Explosiones vulcanianas $V = 10^8 / 10^6$ (VEI=2) |
| Lonquimay, Chile, 1988- 1989, (Barrientos et al., 1992) | 0.95 | 0.061 | Explosiones vulcanianas, flujos de lava. $V = 10^8 / 10^8$ (VEI=3) |
| Etna, Italia, 1978-95, (Patane et al., 2001) | 0.81 | 0.0012 máx 0.004 | $V = 10^8 / 10^7$ Erupciones explosivas, flujos de lava (VEI=3) |
| Paricutin, | 0.22 | 0.05 | $10^8 / 10^9 \text{ m}^3$ |

| | | | |
|--|----------|---------------------------|---|
| México, ene-feb 1943, (Yokoyama and De la Cruz, 1990) | | | Erupciones estrombolianas y vulcanianas, (VEI=4) |
| Nevado del Ruiz, Colombia, julio-nov 1985, (Harlow et al., 1990) | 0.025 | 0.0020 | Explosiones vulcanianas $V = - / 10^7 \text{ m}^3$ (VEI=3) |
| Spurr, USA, 1991-1993 (Power et al., 2002) | 0.000018 | 0.00000016 máx 0.00005 | Erupción pliniana $V = - / 10^8 \text{ m}^3$ (VEI=4) |
| Redoubt, USA, 1989-1990, (Power et al., 1994) | 0.000012 | 0.00000032 | Explosiones vulcanianas $V = 10^7 / 10^8 \text{ m}^3$ (VEI=3) |
| Vesuvio, Italia, 1972-1996, (Bianco et al., 1998) | 0.00032 | 0.00000034 | Actividad fumarólica |
| Iliamna, USA, 1994-2000, (Roman et al., 2004) | 0.016 | 0.000062 máx 0 .0005 | Posible intrusión de un dique |

*Volumen L = Volumen de lavas / T =Volumen de tefras

Los datos de volúmenes y VEI, fueron obtenidos del Programa de Vulcanismo Global del Smithsonian (www.volcano.si.edu/gvp/index.htm)

Existen erupciones de menor tamaño como la del Nevado del Ruiz la cual liberó 2.5×10^{11} (Harlow et al., 1990) o la del Chichón con 3.7×10^{12} joules (Yokoyama et al., 1992) que produjeron aproximadamente 23,000 y 2000 víctimas respectivamente, la tasa de estas erupciones fue 0.039×10^{12} joules para el Nevado de Ruiz y de 0.0020×10^{12} joules para el Chichón, son pequeñas comparadas con la del monte Katmai o del Pinatubo, pero son suficientemente grandes para generar erupciones mayores o iguales a 3 de VEI.

1.5 Estado de Esfuerzos Alrededor de un Volcán

El estado de esfuerzos en zonas volcánicas es generado en la mayoría de los casos por el estado de esfuerzos regional, que puede ser alterado por intrusiones magmáticas debajo del volcán. En el caso de Monserrat (Aspinall et al., 1998), se encontraron diferentes mecanismos focales en los eventos VT's que antecedieron el crecimiento del domo de lava en su cráter. Para los eventos debajo de St. George's Hill al inicio de la actividad, se presentaron mecanismos inversos y de falla de corrimiento, con orientaciones NE-SW en sus planos de falla. Los eventos registrados por debajo del volcán muestran mecanismos oblicuos e inversos. Debido a las variaciones de los mecanismos focales, se interpreta un elevado estado de esfuerzos radial generado por la intrusión magmática somera en el volcán, interactuando con esfuerzos regionales tectónicos (Aspinall et al., 1998). Whittaker et al., (1992), al modelar las fuerzas en márgenes continentales de zonas de subducción sugiere que ese régimen debe ser compresivo. El esfuerzo máximo horizontal en la parte de la placa en la cual se encuentra Monserrat debe ser cercano a un arco-normal (aproximadamente NW-SE) y una rápida intrusión magmática por debajo del volcán podría crear una fuente de esfuerzo suficientemente grande para producir un levantamiento. Esto podría crear condiciones de tensión arriba de la intrusión disparando esfuerzos compresivos más allá de una distancia geométrica crítica, y esta podría ser la explicación para la sismicidad difusa en la isla al inicio de la crisis. Este comportamiento es similar a los esfuerzos generados en un dique vertical, en donde se observan zonas compresivas y extensivas que dependen de la profundidad, distancia y azimut (Rubin, 1992). En el caso de la erupción del volcán Unzen en Japón (Umakoshi et al., 2001), se pudieron definir tres zonas con diferentes estados de esfuerzos. Bajo la Caldera de Chijiwa se observaron

diferentes mecanismos desde normales hasta oblicuos con muy pocos eventos inversos. Los ejes de tensión están generalmente orientados en la dirección norte-sur para esta región. Cerca de la costa oeste de la península de Shimabara, los mecanismos son de tipo normal a normales-oblicuos, con ejes de tensión en las mismas direcciones norte-sur. A menos de 5 km del cráter los mecanismos se vuelven predominantemente inversos con ejes de tensión verticales y ejes de compresión horizontales. Los mecanismos bajo la caldera de Chijiwa corresponden al ambiente tectónico generado por el graben Beppu-Simabara con tendencia ENE-WSW.

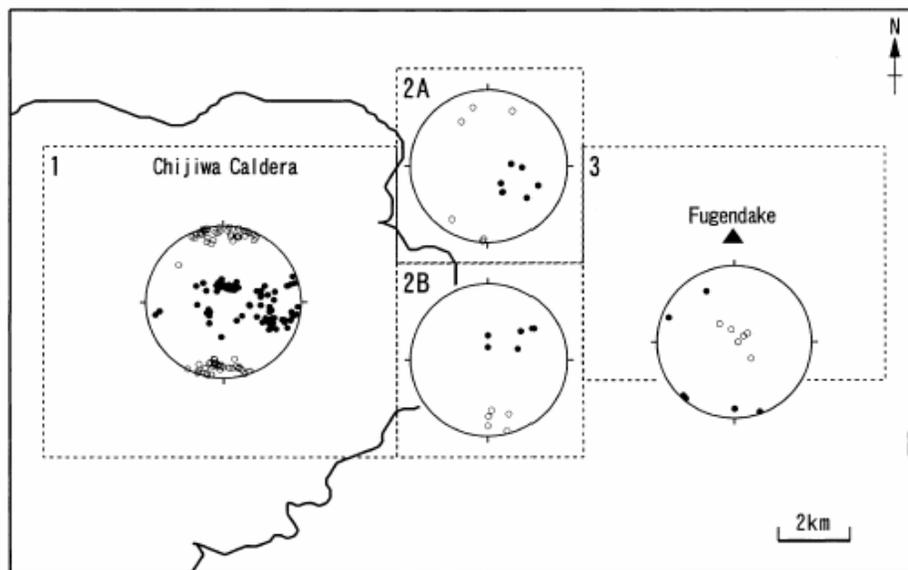


Figura 1.4. Proyecciones de los ejes de tensión (círculos vacíos) y presión (círculos llenos) de los mecanismos focales. El área focal es dividida en cuatro diferentes zonas. En las zonas 1, 2A y 2B se observan mecanismos de rumbo, así como normales y normales-oblicuos. En la zona 3 se presentaron mecanismos inversos. (Tomado de Umakoshi et al., 2001).

De igual forma la parte de la costa oeste de la península de Shimabara es influenciada por este mismo régimen tectónico. Cerca del volcán los ejes de tensión y presión son verticales y horizontales respectivamente lo cual es inconsistente con el esfuerzo tectónico regional. Este hecho sugiere que existió una presurización de gas o magma debajo del volcán que produjo un esfuerzo local fuerte en los alrededores antes de la erupción. (Umakoshi et al., 2001). En el caso del volcán Etna en la isla italiana de Sicilia, se utilizaron mecanismos focales para obtener el estado de esfuerzos prevaleciente en la zona (Patane et al., 2001). Por debajo de los 10 kilómetros en la corteza inferior, los ejes de presión tienen

orientaciones en NNW-SSE los cuales son coherentes con el campo de esfuerzos inducido por la colisión lenta en la dirección N-S de la placa Africana con la Euroasiática. Para profundidades menores a 10 km, los ejes de tensión y de presión se rotan hasta 50° comparados con los observados a mayores profundidades (Figura 1.5). Se piensa que una presión lateral hidráulica del magma es la responsable del estado de esfuerzos en profundidades más someras (Patane et al., 2001).

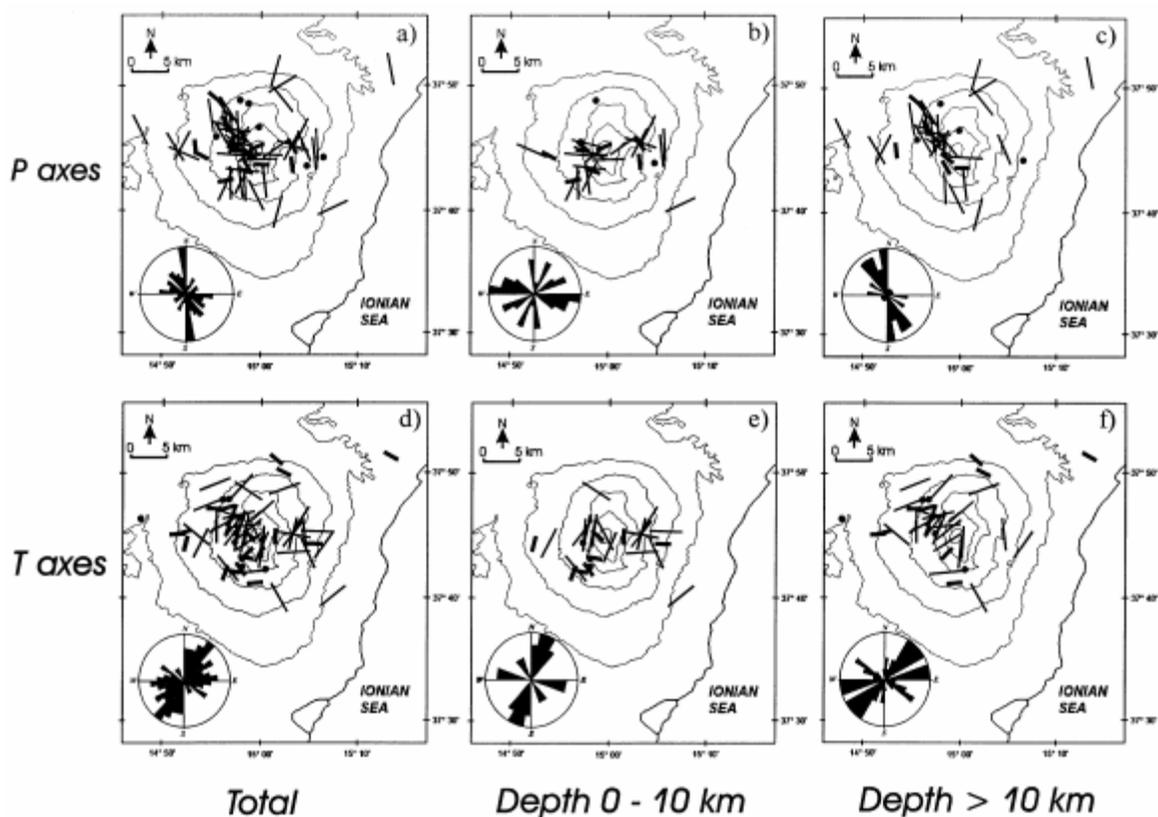


Figura 1.5. Distribución azimutal de las proyecciones horizontales de los ejes de presión P y de tensión T. Líneas delgadas corresponden a echados de 0 a 30° , líneas gruesas de 30° a 60° y puntos de 60° a 90° . (Tomado de Patane et al., 2001).

En el caso del volcán Redoubt en Alaska, USA (Sánchez et al., 2004), se estudió el estado de esfuerzos en periodos de actividad volcánica como lo fue de 1989-1990. En este periodo los esfuerzos principales fueron subhorizontales para profundidades menores a 7 km. Para el caso de periodos de actividad volcánica baja, los esfuerzos principales fueron verticales. Basados en los cambios de las direcciones de esfuerzos de un periodo activo a uno inactivo se piensa que las magnitudes de los principales esfuerzos incrementan progresivamente durante las erupciones y tienen un decremento subsecuentemente después de la erupción.

Para profundidades mayores a 7 km en periodos de actividad o sin actividad, las direcciones de los esfuerzos fueron congruentes con el estado de esfuerzos regional en la cadena volcánica de Alaska y las Aleutianas (Nakamura et al., 1977). Los cambios en el estado de esfuerzos en la corteza superior pueden ser explicados por la expansión y contracción de un conjunto de cuerpos magmáticos, junto con cambios en las propiedades físicas de los magmas involucrados. De igual forma para los alrededores del monte Spurr (Jolly et al., 1994) y del Iliama (Roman et al., 2004) ubicados en la parte sur de Alaska, se observa un estado de esfuerzos que es similar al generado por la convergencia de la placa del Pacífico con la de Norteamérica en periodos de poca actividad volcánica.

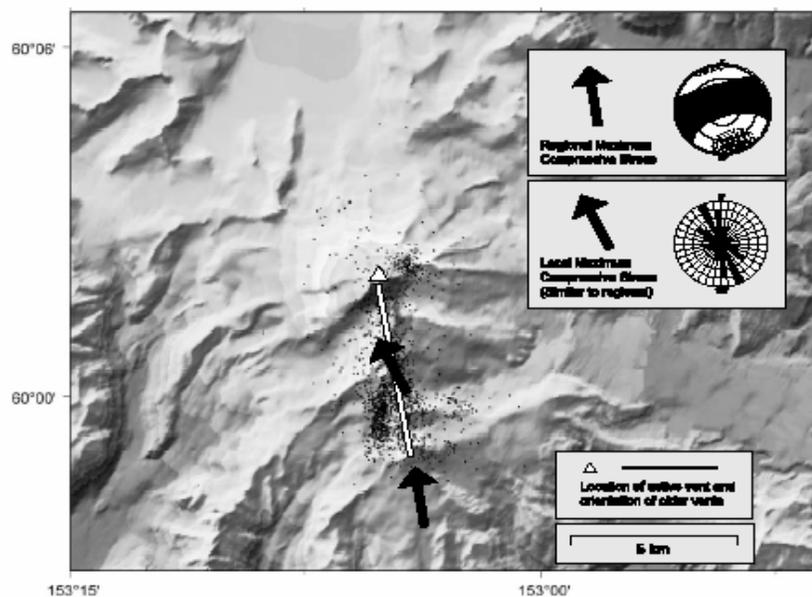


Figura 1.6. Mapa de la región del volcán Iliamna, Alaska, en donde se observan los epicentros de mayo de 1996 a diciembre de 1997. Se aprecia la tendencia de los conos parásitos al sur del Iliamna, la solución al tensor regional y la orientación del máximo esfuerzo local sugerido por los azimuts de los ejes de presión. (Tomado de Roman et al., 2004).

En el Iliamna durante 1996, se presentaron enjambres de eventos volcano-tectónicos, así como un incremento en las emisiones de SO_2 y CO_2 , lo que probablemente indicó una intrusión de magma en la parte superior de la corteza que no culminó en erupción. Para uno de los enjambres los mecanismos indicaron un estado de esfuerzos más complejo que lo antes observado. La elongación de la región de los epicentros en la dirección del máximo eje compresivo (Figura 1.6) y la ocurrencia de mecanismos normales y de corrimiento,

podieron ser explicados por el emplazamiento de un dique orientado debajo del Iliamna y de sus conos parásitos (Roman et al., 2004).

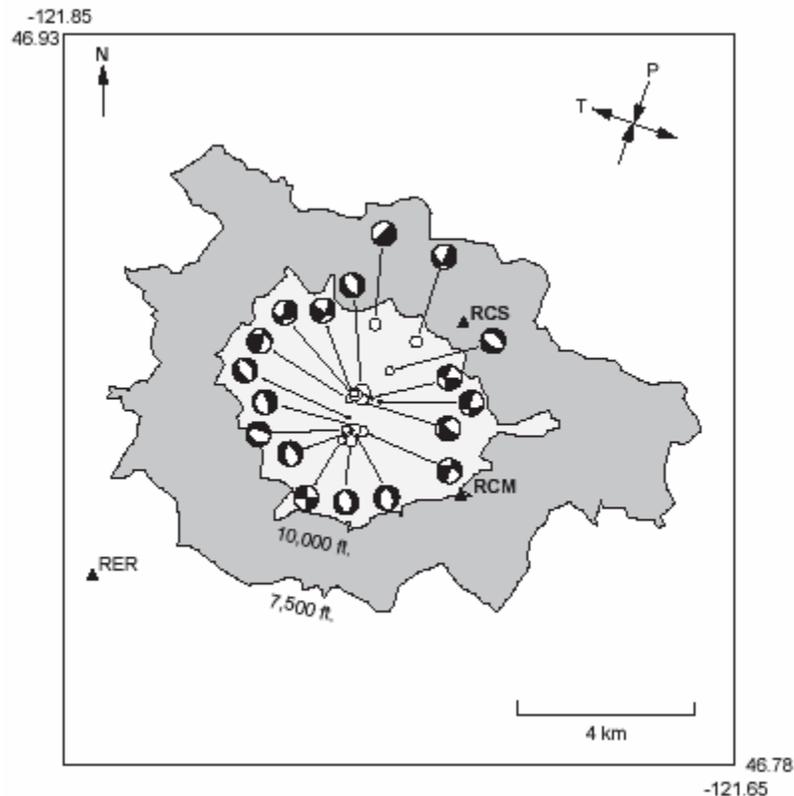


Figura 1.8. Mecanismos focales de 18 eventos volcano-tectónicos en el volcán Rainier. La mayoría de los mecanismos son normales o normales-oblicuos con ejes compresionales verticales. (Tomado de Moran et al., 2000).

En muchos de los ejemplos estudiados, el estado de esfuerzos cerca de los volcanes es congruente con el estado de esfuerzos regional que en la mayoría de los casos tiene que ver con la convergencia de las placas tectónicas. En algunas ocasiones, por debajo del edificio volcánico en volcanes con muy poca actividad o inactivos se observan mecanismos normales (Figura 1.8), como en el caso de Rainier, USA (Moran et al., 2000), Spurr (Jolly et al., 1994) en los cuales existe circulación de fluidos magmáticos y/o hidrotermales, los cuales sirven para reducir el esfuerzo efectivo en las rocas, lo cual induce deslizamientos por gravedad (Moran et al., 2000). También existen casos en que la sismicidad está influenciada por fallas locales, que son generadas por esfuerzos locales, como en el Vesuvio (Bianco et al., 1998), Colima (Zobin, 2001), Lonquimay (Moreno et al., 1989), etc. Las profundidades de la gran mayoría de los VT's se encuentran a no más de 10 km,

aunque existen volcanes que presentan sismicidad hasta 40 km como el monte Spurr, o a 30 km de profundidad (Etna). Esta sismicidad puede estar relacionada con ascenso de magma desde la parte superior del manto. El estado de esfuerzos en las regiones volcánicas está fuertemente influenciado por el régimen regional, aunque en la mayoría de los casos, intrusiones de magma cambian este régimen alterando las direcciones e inclinaciones de los esfuerzos.

1.6 Redes Sísmicas y Programas de Localización.

En lo que se refiere a la utilización de programas de localización el más usado por varios observatorios vulcanológicos es el HYPO71 (Lee and Lahr, 1975), aunque últimamente nuevos programas han demostrado mejor confiabilidad en la localización, sobre todo en lo que se refiere a la profundidad como es el caso del HYPOCENTER (Lienert et al., 1986).

La gran mayoría de las redes sismológicas alrededor de volcanes cuentan con 4 o más sismómetros verticales de período corto, algunos observatorios utilizan instrumentos de 3 componentes y muy pocos de banda ancha. La separación azimutal (gap) entre estaciones suele estar entre 110 y 90°, aunque existen redes con gaps de sólo 62° (Soufrière Hills y Nevado del Ruiz). En la Tabla I.3 se puede observar las características generales de las redes sísmicas, el método de localización, el modelo de velocidades, el número de estaciones y sus gaps, así como las profundidades de los VT's y el estado de esfuerzos asociado a estos.

Tabla I.3. Características de eventos VT's y redes sísmicas en diferentes volcanes alrededor del mundo.

| Volcán | Método de Localización | Modelo de Velocidades | Número de Estaciones y Gap Min. | Ubicación de Eventos VT's | Mecanismos Focales (Estado de Esfuerzos) |
|---|---|--|--|--|---|
| Merapi, Indonesia, (Ratdomopurbo et al., 2000) | Método de optimización simple (Nelder et al., 1965) | Medio Homogéneo V=3 km/s Vp/Vs= 1.86 | 7 sismómetros de periodo corto Gap=72° | De 1983-1994 Dos tipos de VT's. VTA entre 0 y 1.5 km. VTB entre 2.5 y 5 km. | No existen datos |
| Mount Spurr, USA, (Power et al., 2002, Jolly et al., 1994) | HYPOELLIPSE (Lahr, 1989) | Modelo de 3 capas Espesores 1.0, 7.2, 22 km. Vp= 5.1, 5.5, 6.3, y 7.2 km/s | 8 sismómetros de periodo corto Gap=130° | 1981-1993 2385 eventos VT's Prof. de 1 a 4 km, entre 7 y 10 km. y de 20 a 40 km. | Mecanismos normales debajo del volcán, resultado probablemente al exceso de masa o decremento del máximo esfuerzo compresivo en respuesta a procesos magmáticos. |
| Unzen, Japon, (Umakoshi et al., 2001) | ? | Vp=5.4 +0.06 z Vp/Vs= 1.73 | 6 sismómetros de periodo corto Gap=82° | 1985-1999 4000 eventos VT's Prof. entre 0 y 18 km. Migración del oeste a por debajo del cráter con la disminución de la profundidad | Régimen tensional N-S en los sismos localizados al oeste, alrededor de 5 km del cráter cambia el régimen a compresivo debido a la presurización de gas volcánico o/y magma. |
| Etna, Italia, (Patane et al., 2001) | HYPO71 (Lee and Lahr, 1975) | Modelo de 6 capas Espesores 0.5, 1.5, 2, 2.5, 6, 18 km Vp= 3, 3.7, 4, 4.8, 5.7, 6.5, 7.8 km/s | 19 sismómetros de periodo corto Gap=68° | 1989, 1991-1993. Prof. entre 0 y 30 km. por debajo del cráter | Estado de esfuerzos generado por la colisión de la placa africana con la eurasiática a prof > a 10 km. A prof menores, el estado de esfuerzos es modificado por intrusiones magmáticas. |
| Chichón, México, (Havskov et al., 1983, Jiménez et al., 1999) | HYPO 71 (Lee and Lahr, 1975) | Modelo de 5 capas Prof. de 0, 1.5, 3.0, 8.0, 15.0, 28.0 km. Vp= 4.6, 5.4, 5.65, 6.0, 6.3, 7.6 km/s | 23 estaciones de periodo corto Gap=93° | De marzo a abril de 1982 1700 VT's Prof. entre 0 y 25 km. por debajo del cráter | Mecanismo Inverso, con eje de presión casi horizontal con una inclinación de 13° y rumbo N31°E, similar a eventos someros encontrados en la zona. |

| | | | | | |
|---|--------------------------------------|---|---|---|--|
| Redoubt, USA, (Power, et al., 1994, Sánchez et al., 2004) | HYPOELLIPSE (Lahr, 1989) | Modelo de 2 capas Espesores 1.3, 3.8 km. Vp= 2.9, 5.1, 6.4 km/s Vp/Vs= 1.72 | De 5 a 9 sismómetros de periodo corto. Gap=95° | 1989-1998 Prof. entre 0 y 14 km por debajo del cráter | Se observa que el esfuerzo máximo cambia de vertical a horizontal en las etapas de actividad volcánica, producto de intrusiones magmáticas. |
| Soufrière Hill, Montserrat, (Aspinall et al., 1998) | HYPO 71 (Lee and Lahr, 1975) | Modelo de capas planas Vp/Vs=1.70 | Al menos 5 y usualmente de 8 o más sismómetros de periodo corto Gap=62° | 1995-1997 9242 eventos VT's Prof. entre 0 y 7 km. Migración del noroeste a por debajo del cráter con la disminución de la profundidad | Interacción entre esfuerzos tectónicos regionales y cambios en los esfuerzos radiales causados por la intrusión de nuevo magma bajo el volcán. |
| Volcán de Fuego de Colima, México, (Nuñez-Cornu et al., 1994, Domínguez et al., 2001, Zobin et al., 2002a,b) | HYPOCENTER (Lienert et al., 1995) | Modelo de 8 capas Espesores 0.9, 1.3, 2.3, 1.8, 3.1, 1.8, 3.1 km. Vp= 1.75, 2.5, 3.75, 4.75, 5.75, 6, 7.75, 8. km/s | 5 estaciones de periodo corto Gap=92° | Enjambres entre 1997 a 1998 Prof. entre 0 y 10 km. por debajo del cráter | Mecanismos con movimientos de rumbo con ejes de presión actuando en dirección NE y ejes de tensión en NW. Mecanismos normales. Planos nodales, similares a la dirección de la falla Tamazula. Antes de comenzar la extrusión de un domo de lava en nov de 1998, enjambre de eventos con componentes inversas. |
| Santa Helena, USA, (Endo et al., 1981, Weaver, et al., 1981) | HYPO79 (Lee, 1979) | Modelo de capas planas 8 km de corteza, Vp= 4.8, 5.0 6.0 y 6.4 km/s | 9 estaciones de periodo corto Gap=70° | 1980 Prof. entre 3 a 10 km. por debajo del cráter | Ambiente compresional generado por la subducción de la placa Juan de Fuca por debajo de la Norteamericana, mecanismos de falla de rumbo e inversos por debajo del volcán. |
| Fogo, Islas Capo Verde (Da Silva et al., 1999) | HYPOCENTER 3.2 (Lienert, 1994) | Combinación de dos modelos de velocidades | 5 estaciones de periodo corto Gap=192° | 1995 Prof. entre 2 a 11 km. por debajo del cráter | Esfuerzos asociados al posible emplazamiento de un dique. |

| | | | | | |
|---|------------------------------|---|---|---|---|
| Hekla y Torfajokull, Islandia, (Soosalu and Einarsson, 1997) | HYPOINVERSE (Klein, 1978) | Modelo de 4 capas Prof de 0, 1.5, 9.0, 14, 32 km. Vel de 3.4, 4.6, 6.5, 7, 7.4 km/s | 14 estaciones de periodo corto Gap=97°, Tor Gap=82°, Hek | Prof. entre 5 a 12 km, sismicidad dispersa | Mecanismos asociados a fallas de corrimiento cercanas, con orientaciones N-S y E-W. |
| White Island, Nueva Zelanda, (Nishi et al., 1996) | HYPO71 (Lee and Lahr, 1975) | Medio Homogéneo Vp de 2 km/s Vp/Vs= 1.78 | Campaña con 5 sismómetros de tres componentes y 13 sismómetros verticales. Gap=83° | 1992 Prof. entre 0 a 3 km. por debajo del cráter. | Un régimen tensional en profundidades someras. |
| Guagua Pichincha, Ecuador (Legrand et al., 2002) | HYPOELLIPSE (Lahr, 1995) | Vp/Vs=1.65 | 14 estaciones de periodo corto Gap=107° | 1998-1999 Prof. entre 1 a 7 km. por debajo del cráter | Esfuerzo principal a 90° del esfuerzo máximo regional, probablemente modificado por la intrusión de magma. |
| Pinatubo, Filipinas, (Harlow, et al., 1996, Baustista et al., 1996) | HYPO71 (Lee and Valdés 1989) | Modelo de 4 capas Prof. 0, 1, 4, 7, 10, 15 km Vp= 3.30, 4, 5, 5.70, 6.00, 6.70 km/s | 7 estaciones de periodo corto Gap=97° | Junio de 1991 Prof. entre 1 a 10 km. Migración del oeste a debajo del cráter con la disminución de la profundidad. | Sismos de la parte oeste con movimiento lateral izquierdo, a lo largo de la falla Maraunot en la parte noroeste del volcán, consistente con la compresión regional Oeste-Este. Los sismos por debajo del cráter muestran polaridades complejas, probablemente por la intrusión de magma |
| Nevado del Ruiz, Colombia (Nieto et al., 1990, Muñoz et al., 1990) | HYPOINVERSE (Klein, 1978) | Modelo de 3 capas Prof 0, 2.0, 4.50, 30.0 km. Vp=3.3, 5.1, 6.1, 7.8 km/s | 13 estaciones de periodo corto Gap=62° | jul 985-dic1986 4799 VT's Prof. entre 0 y 13.5 km., la mayoría se da entre 0 a 9 km. | Soluciones de los planos de falla coinciden con fallas geológicas locales, como la Villamarina. |

| | | | | | |
|---|--|---|---|---|--|
| Ruapehu, Nueva Zelanda, (Sherburn et al., 1999, Hurst et al., 1999) | HYPOELLIPSE (Lahr, 1995) | Modelo de 1 capa Espesor 2 km. Vp=3.6, 5.2 (km/s) | 7 estaciones de periodo corto Gap=130° | 1971-1996 Prof. entre 0 y 1.5 km. VT's profundos inferidos. | Mecanismos normales asociados a la falla Raurimu localizada en la parte oeste del cráter. |
| Lonquimay, Chile, (Barrientos et al., 1992) | HYPO71 (Lee and Lahr, 1975) | Modelo de 2 capas Espesores 18, 21 km. Vp = 4.8, 5.8, 7.4 (km/s) | 4 sismómetros de periodo corto Gap=108° | 1988-1989 150 eventos VT's Prof. de 0 hasta 6 km., algunos llegan hasta 10 km. Algo dispersa. | Mecanismo de falla de corrimiento con componente inversa asociada a una falla local. El mecanismo sugiere un esfuerzo regional dominado por una compresión noreste-suroeste y una extensión noroeste-sureste |
| Somma-Vesuvio, Italia (Bianco et al., 1998) | HYPOHETEREO (Virieux et al., 1988) | Modelo de 3-D Alt de 1, 0.5, 0, 1.5, 4.5, 10, 30 km. Vel de 2.5, 3.2, 3.5, 3.7, 5.0, 6.7, 8.2 (km/s) | 10 sismómetros permanentes de periodo corto y campañas con sismómetros verticales Gap=70° | 1975-1995 Prof. entre 0 y 6 km. por debajo del cráter | El estado de esfuerzos es generado por esfuerzos locales y regionales a una profundidad no mayor de 6 km. |
| Rainier, USA, (Moran et al.,2000) | Programa de inversión no lineal (Less, 1992, Moran, 1997) | Modelo de 3D de velocidad de la onda P | De 7 hasta 13 estaciones de periodo corto Gap=98° | 1989-1997 Prof. entre 1.7 y 5 km. por debajo del cráter. | Mecanismos normales y de falla de corrimiento que indican un estado de esfuerzos diferente al regional. |

II. Sismicidad y Mecanismos Focales en el Volcán Popocatépetl

II.1 Introducción

El volcán Popocatépetl se encuentra localizado en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), después de un gran periodo de tiempo, comenzó una nueva fase de actividad con una emisión de gases y cenizas el 21 de diciembre de 1994. La última etapa de actividad del volcán fue de 1920 a 1927, generando el crecimiento de domos de lava dentro de su cráter, así como explosiones y emisiones de ceniza (Waitz, 1921). La etapa de actividad contemporánea del volcán ha generado crecimientos de domos dentro del cráter, así como explosiones de tipo vulcanianas con un máximo índice de explosividad de 3 (VEI, Newhall y Self, 1982). La nueva etapa volcánica ha sido bien monitoreada y estudiada en diversas áreas: sismología, petrología, deformación, geoquímica, percepción remota, vulcanología física, magnetometría, gravimetría, visual, etc. Especialmente, el monitoreo sísmico ha sido de gran ayuda para estudiar la actividad volcánica actual. Existen un gran número de estudios relacionados a la actividad sísmica del volcán Popocatépetl, los temas que se han tratado son acerca de atenuación (Martínez, 1996), tremor (Arámbula, 2002), eventos LP's (De la Rosa, 2002), difusión rectificada (Pérez, 2001), tomografía sísmica (González, 2004), eventos VLP's (Arciniega, 2002), etc.

II.2 Red de Monitoreo del Volcán Popocatépetl

Al inicio de la actividad, el volcán Popocatépetl contaba con 4 estaciones sísmicas telemétricas (González, 2004). En la actualidad el volcán cuenta con 7 estaciones de periodo corto, 5 de ellas triaxiales (Mark L4c T=1s), tres sismómetros de banda ancha (2 Guralp CMG 40T de 0.02-30s y 1 STS-2 de 0.02-100s). Además cuenta con 4 estaciones equipadas con geófonos para la detección de flujos de lodo. En la Figura 2.1 se observa la ubicación de las estaciones. Todas estas señales llegan en tiempo real a un centro de procesamiento localizado en el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y al Instituto de Geofísica de la UNAM, para ser analizadas y procesadas.

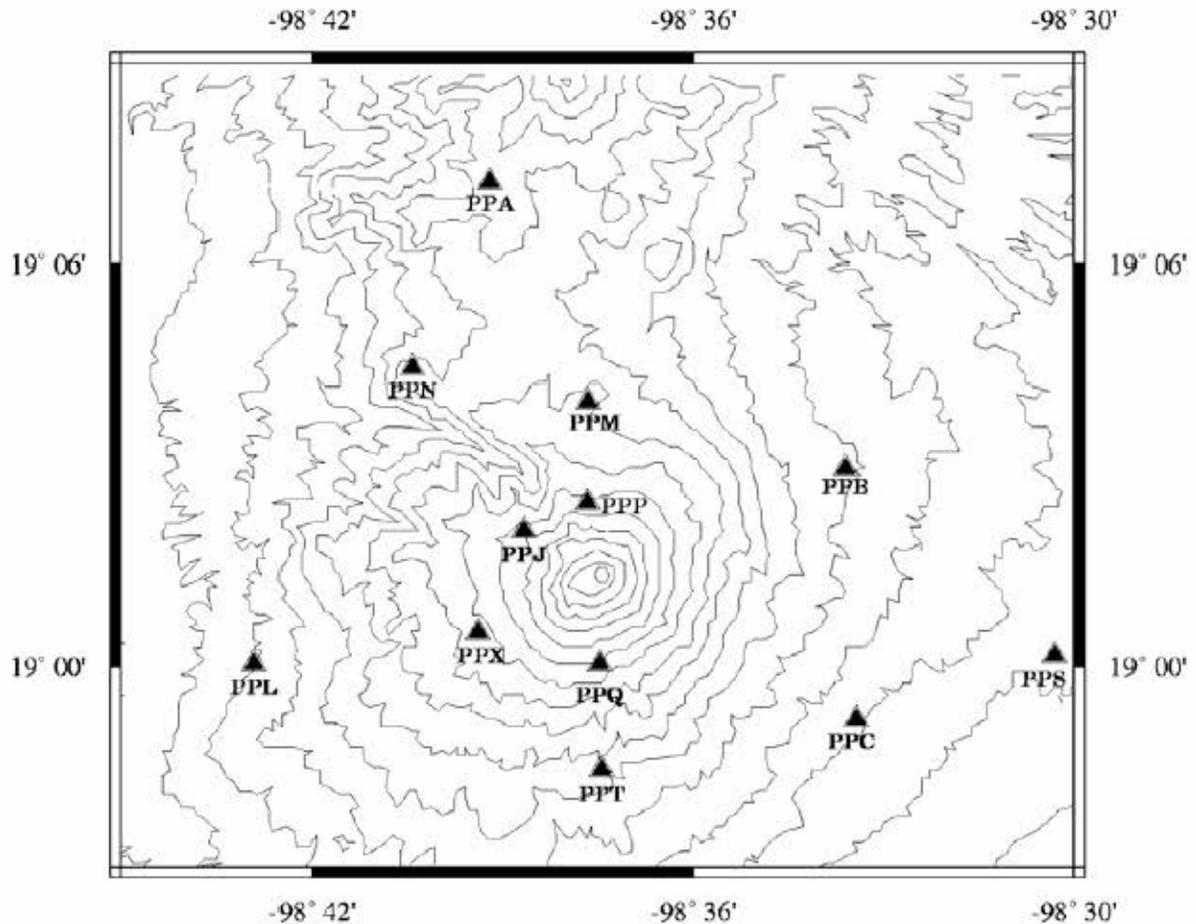


Figura 2.1. Red de estaciones sísmicas en el volcán Popocatépetl. En este momento solo se cuenta con estaciones de periodo corto en Canario (PPP), Chipiquixtle (PPX), Colibrí (PPC), Tetexcaloc (PPT), Tlamacas (PPM), Juncos (PPJ) y Cuervos (PPQ). Únicamente en las estaciones PPX, PPP y PPM se cuenta también con sismómetros de banda ancha.

II. 3 Actividad Volcánica y Eventos Sísmicos Observados en el Volcán Popocatépetl

La actividad volcánica del volcán Popocatépetl en el presente, se ha caracterizado básicamente por erupciones de tipo efusivo, con crecimientos de domos al interior del cráter y erupciones explosivas con la destrucción de estos domos. Valdés et al, (en preparación), ha propuesto una división de la actividad sísmica y volcánica en 15 etapas. Esta división es producto de cambios en la actividad sísmica y volcánica observada durante más de 12 años de registros. En el Popocatépetl se han observado diferentes señales sísmicas asociadas a diferentes procesos volcánicos (Valdés et al., 1995), la clasificación de

estos diferentes eventos, ha sido generada en base a la observada en otros volcanes, así como en las características espectrales, duración de la señal y su forma de onda. A continuación se da una breve descripción de los eventos observados en el volcán.

II.3.1 Eventos Volcano-Tectónicos (VT's).- Son sismos con una clara fase de onda P, así como una fase S. La magnitud máxima no ha excedido los 3.9 de Mc. Estos eventos son generados en respuesta a esfuerzos de corte sobre rocas sólidas y se asume un modelo de doble par. Un total de 1577 eventos VT's han sido registrados entre el 21 de diciembre de 1994 y el 31 de diciembre del 2003 (González, 2004, Valdés et al., en preparación). Las localizaciones de estos eventos se encuentran entre 3 km y -10 km tomando como referencia el nivel medio del mar. Un ejemplo de un sismo volcano-tectónico se puede observar en la Figura 2.2. La localización de los eventos VT's puede ser observada en la Figura 2.3.

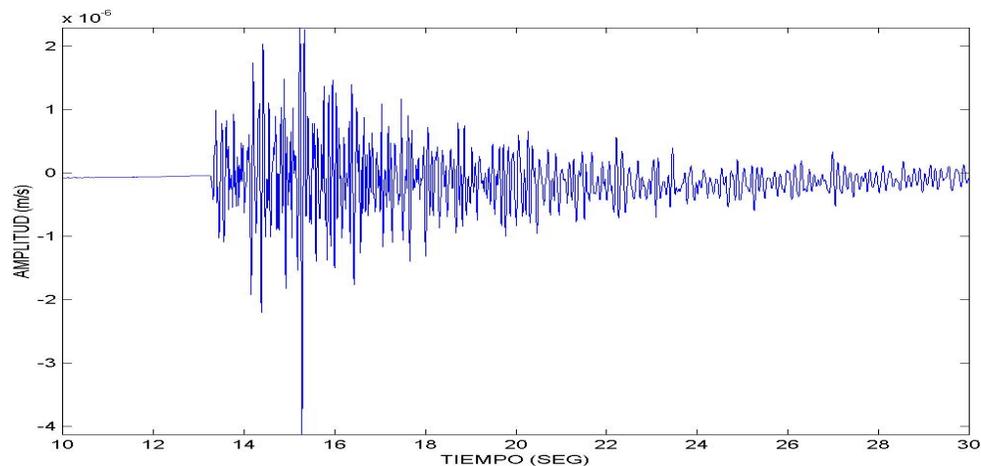


Figura 2.2. Sismo volcano-tectónico, ocurrido el día 11 de mayo del 2000, a las 04:56:25 (hora local), en la estación Canario en su componente norte (PPPn).

La energía liberada por los eventos volcano-tectónicos localizados en el volcán Popocatepetl de 1995 al 2003, fue aproximadamente de 5.46×10^{11} joules o 5.46×10^{18} ergs (Figura 2.4B), esto es igual a la energía que liberaría un sismo de 4.6. La energía fue calculada con la fórmula de Gutenberg y Richter (1956).

$$\text{Log } E = 11.8 + 1.5 M; \text{ donde } M \text{ es la magnitud y } E \text{ es la energía en ergs.}$$

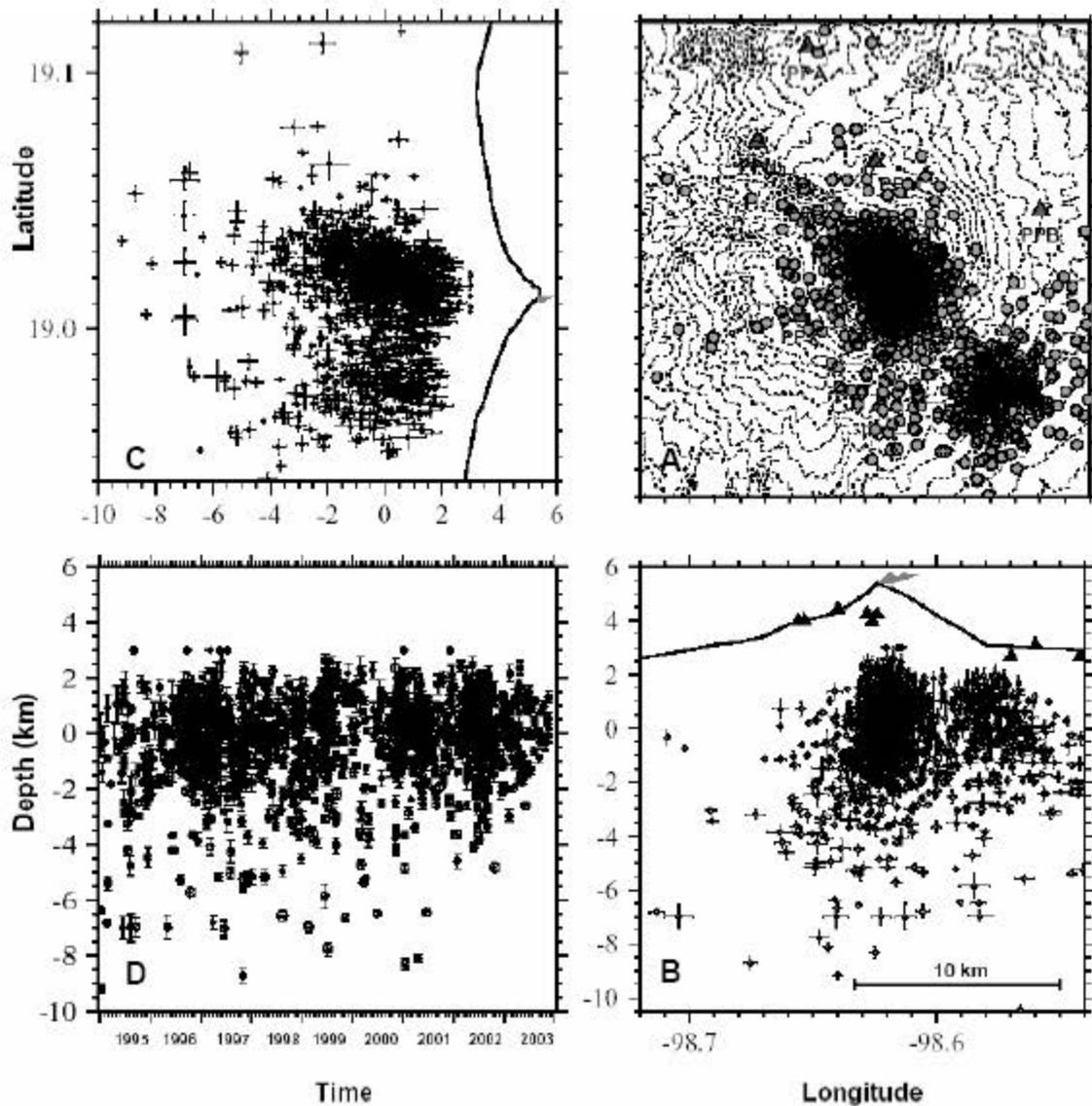


Figura 2.3. Localización de eventos volcano-tectónicos en el volcán Popocatepetl de 1995 al 2003. (Tomado de Valdés et al., en preparación)

La tasa promedio por día es de 1.6×10^8 joules la cual es equivalente a un sismo diario de 2.2, el promedio de energía liberada de 1577 eventos VT's registrados y localizables, es de 3.4×10^8 joules, lo que es proporcional a un sismo de 2.4. En la Figura 2.4 podemos observar la magnitud de los eventos localizados, durante las diferentes etapas definidas por Valdés et al, (en preparación), así como la energía liberada acumulada. Es interesante observar que en la etapa 4 existió un ascenso en la magnitud durante el inicio de la etapa para disminuir al final de esta. La siguiente etapa mantuvo bajas magnitudes, los eventos se mantuvieron por debajo del promedio. La etapa 6 es una en la que se libero más energía, los

eventos VT's tuvieron grandes magnitudes. En la etapa 7 y 8 hubo pocos eventos con magnitudes grandes. La etapa 9 tuvo algunos eventos por encima del promedio. En la etapa 10, los eventos mantienen su magnitud por debajo del promedio. En la etapa 11 existe poca sismicidad y eventos con poca magnitud. En las etapas 12 y 13 aumentan el número de eventos y sus magnitudes. La 14 al inicio se mantiene alrededor del promedio para ascender a mediados de la etapa y luego descender. La etapa 15 inicia con un gran número de eventos muy cercanos al promedio en sus magnitudes, para disminuir en número y en magnitud conforme transcurre la etapa.

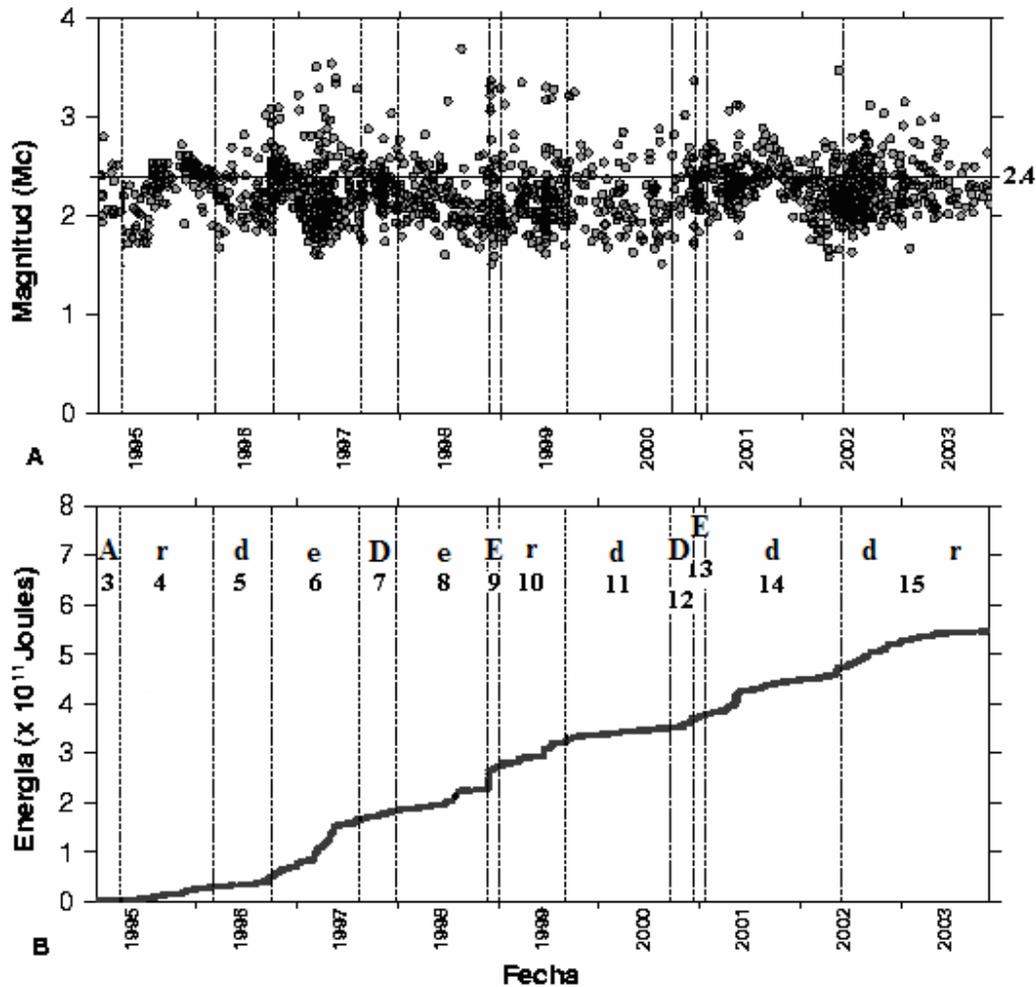


Figura 2.4. A) Magnitud de eventos VT's de 1995 al 2003 en el volcán Popocatepetl, la línea horizontal es el promedio de la magnitud de la energía liberada de 1577 eventos VT's localizados, B) Energía sísmica acumulada de los VT's localizados. A=reactivación, r=relajación, d=domo, e=explosiones. También se observan las diferentes etapas descritas por Valdés et al., (en preparación).

La tasa sísmica del Popocatepetl es de 1.6×10^8 joules/día, comparándola con otros volcanes (Tabla I.2), la tasa es de 6 ordenes de magnitud menor que la del monte Katmai, 4 menor que la del Pinatubo y Fernandina, 3 con respecto del Unzen y el Parícutín, 2 órdenes con la del Santa Helena, Chichón y Lonquimay, 1 orden con respecto del Etna y del Nevado de Ruiz. Únicamente el Popocatepetl tiene una tasa mayor en 1 orden que el Iliamna y 3 órdenes mayor que el Spurr, Redoubt y el Vesuvio. De los volcanes con mayor liberación de energía por día, el único con menor actividad explosiva es el Unzen el cual su VEI más alto fue de 2 para la erupción de 1990 a 1996, aunque el volumen de lava eruptada en forma de domo fue de aproximadamente $200 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Nakada et al., 1999), la cual supera a muchos otros volcanes. Volcanes con menor energía liberada por eventos VT's por día, tienen erupciones muy similares a las observadas en el Popocatepetl, erupciones vulcanianas y en el caso del Spurr una erupción subpliniana (Power et al., 2002), parecida al evento vulcaniano-subpliniano del 22 de enero del 2001 en el Popocatepetl. El Vesuvio y el Iliamna no han tenido actividad volcánica reciente, aunque si enjambres de eventos VT's.

II.3.2 Eventos de Periodo Largo (LP's).- Son eventos con una fase P emergente y es difícil identificar la llegada de la onda S. En el mismo periodo de estudio se han contabilizado un total de 88,200 eventos (González, 2004, Valdés et al., en preparación).

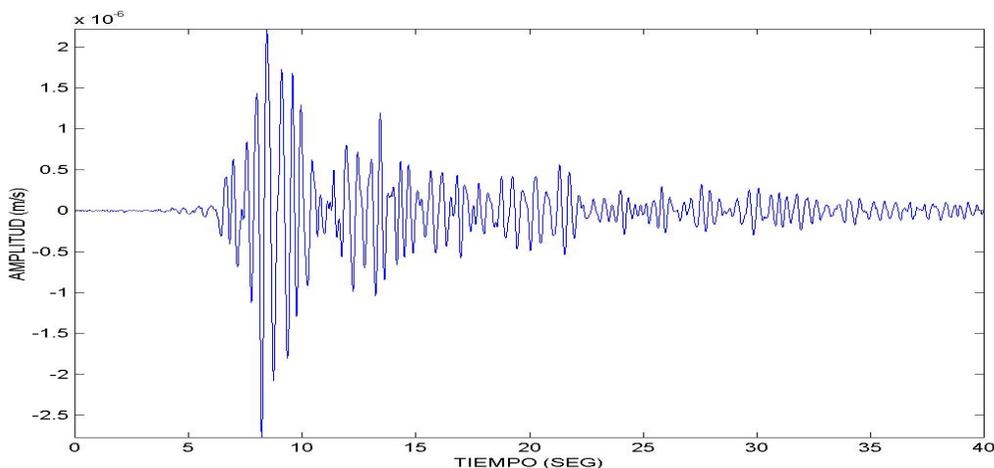
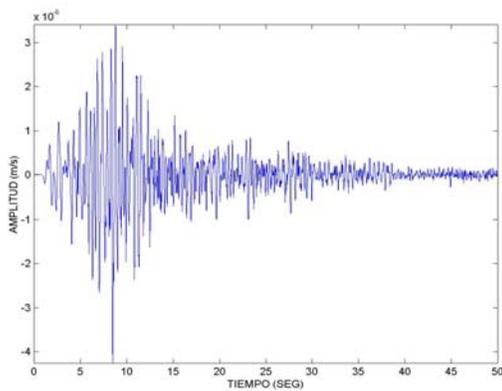


Figura 2.5. Sismo de Periodo Largo (LP), el cual fue registrado el 15 de diciembre del 2000, a las 12:24:30, en la estación Canario en su componente Norte (PPPN).

Estos eventos están relacionados con movimiento de fluidos y resonancias generadas por incrementos de presión dentro de fracturas saturadas con fluidos (Chouet, 1985, 1996). Los LP's tienen frecuencias características entre 1 y 4.5 hz. Su duración generalmente no excede más de 50 segundos (Figura 2.5).

II.3.3 Eventos de Explosión.- Estos eventos tienen generalmente una onda P de tipo emergente, las frecuencias dominantes se encuentran entre 1 a 5 hz, la duración del evento es de aproximadamente unos 40 segundos. Estas señales se suelen relacionar con explosiones en el domo de lava, en el cual hay una ruptura cerca de la superficie. A veces este tipo de señales son seguidas por tremores (Figura 2.6).



a)

b)

Figura 2.6. a) Sismo producido por una explosión el día 25 de diciembre del año 2000, a las 18:18:17 (hora local), en la estación Canario en su componente norte (PPPN), b) imagen de la explosión.

II.3.4 Tremor Volcánico. Es una señal sísmica que tiene como principal característica la de mantener una modulación por un largo tiempo, que puede llegar a durar, de minutos hasta horas, y a veces hasta meses. Estas señales tienen un contenido espectral centrado generalmente en las bajas frecuencias. Su espectro presenta bandas angostas, mostrándose un pico dominante con algunos picos subdominantes, las frecuencias centrales de los picos dominantes generalmente son estables. Las frecuencias dominantes de este tipo de señal se encuentran entre 1 y 4 hz aproximadamente. En el volcán Popocatepetl se han clasificado principalmente dos tipos de tremor.

1) Armónico: presenta frecuencias constantes y regulares, y amplitudes moduladas durante su aparición, se aprecia una frecuencia fundamental acompañada de varios armónicos. Cuando se ha observado tremor con estas características se ha asociado al movimiento de fluidos, magma y/o gases dentro de los conductos (Arámbula, 2002). Se puede observar un ejemplo de esta señal en la Figura 2.7.

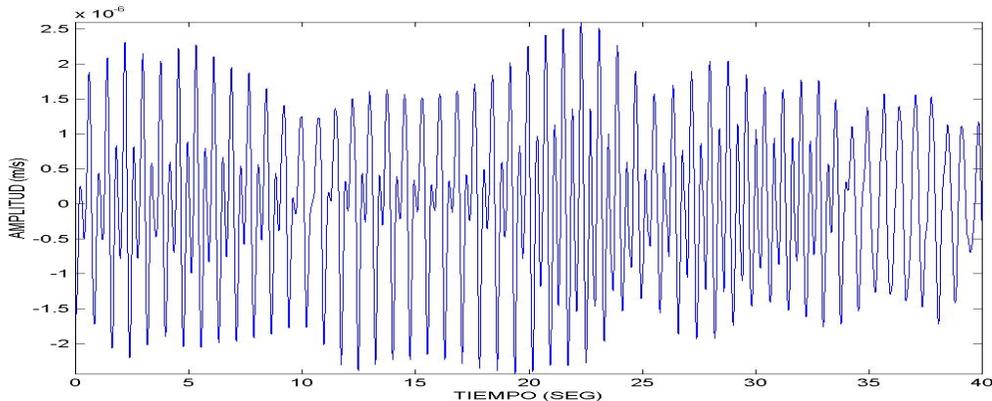


Figura 2.7. Tremor armónico, del día 15 de diciembre del 2000 a las 19:35 en Canario en su componente norte (PPPN), el cual estuvo asociado al emplazamiento del domo dentro del cráter en esos días.

2) Espasmódico: presenta como principal característica una gran variación de frecuencias y amplitudes. Este tipo de tremor esta asociado a emisiones de ceniza o gases. (Figura 2.8)

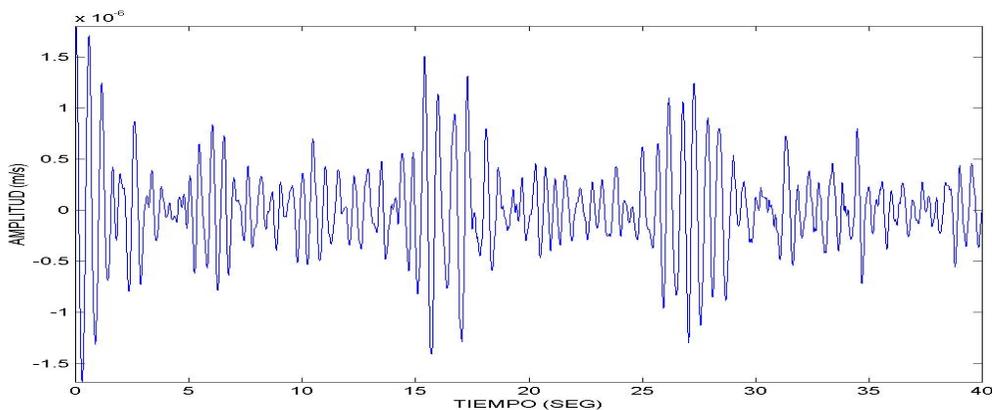


Figura 2.8. Tremor espasmódico generado durante la emisión de ceniza del día 17 de diciembre a las 16:03 horas, en la estación Canario en su componente vertical (PPPN), está señal es probablemente generada por la circulación de gases y ceniza muy cerca de la superficie.

II.4 Obtención de los Mecanismos Focales

El objetivo del presente estudio es el de estudiar, analizar e interpretar los mecanismos focales para eventos volcano-tectónicos (VT's) en el volcán Popocatepetl y obtener alguna correlación con las diferentes fases eruptivas observadas hasta diciembre del 2003. También se pretende obtener el estado de esfuerzos prevaleciente en el volcán y hacer comparaciones con otros volcanes. Como se mencionó en el capítulo anterior, los mecanismos focales pueden ayudar en la obtención del estado de esfuerzos en una región volcánica, así como para ayudar en el entendimiento de los procesos volcánicos que ocurren en ella, Soufriere Hills (Aspinall et al., 1998), Unzen (Umakoshi et al., 2001), Etna (Patane et al., 2001), Santa Helena (Weaver et al., 1981), Rainier (Moran et al., 2000). El análisis de los mecanismos y su relación con la actividad volcánica son de gran importancia en la interpretación de los procesos volcánicos.

El programa para localizar los eventos volcano-tectónicos es el HYPOCENTER (Lienert et al., 1986). Este programa permite una corrección en la elevación de las estaciones, tomando la estación más alta y acomodando las estaciones más bajas en la capa de la velocidad de la estación más alta. El modelo de velocidades se observa en la Tabla II.1. Este modelo consiste en un estrato con una velocidad sísmica baja, que representa flujos de lava intercalados con flujos compactados de ceniza. La segunda capa corresponde a rocas volcánicas menos fracturadas. La tercera capa corresponde a rocas calizas, que forman un estrato que se ha observado se encuentra por debajo de la Cuenca de México y finalmente la cuarta capa corresponde al basamento. Este modelo fue probado sistemáticamente cambiando la profundidad y el grueso de las capas. El modelo final produjo los errores más pequeños de las localizaciones y de los residuales, para un número seleccionado de grandes sismos volcano-tectónicos (Valdés et al., en preparación). Los errores máximos con este modelo y programa son de hasta 1 km tanto en el plano horizontal, como en el vertical.

Tabla II.1. Modelo de Velocidades para el volcán Popocatépetl.

| Velocidad de la onda P | Profundidad desde la cima |
|------------------------|---------------------------|
| 3.5 km/sec | 0.0 Km |
| 4.5 km/sec | 5.5 Km |
| 5.0 km/sec | 6.0 Km |
| 6.0 km/sec | 12.0 Km |

El programa usado para la obtención de los mecanismos focales en el volcán Popocatépetl es el FPFIT (Reasenberg and Oppenheimer, 1985), y puede ser obtenido de la página del USGS (<http://quake.usgs.gov/research/software/index.html>). Este programa utiliza los primeros arribos de la onda P (ángulo de incidencia, azimut y polaridad, Figura 2.9), para generar los planos de falla y la orientación de los ejes de esfuerzos principales (ejes de presión P y de tensión T). El único problema que tiene este programa es que solicita las salidas de los programas de localización HYPO 71 (Lee and Lahr, 1975), HYPOINVERSE (Klein, 1978) y HYPOELLIPSE (Lahr, 1989), por lo que se tuvo que realizar un programa que convirtiera la salida del HYPOCENTER a un formato solicitado por el FPFIT. Este programa ha sido ampliamente usado en regiones volcánicas, Etna (Patane et al., 2001), Stromboli (Falsaperla et al., 1999), Vesuvio (Bianco et al., 1998), Spurr (Jolly et al., 1994), Iliamna (Roman et al., 2004), Redoubt (Sánchez et al., 2004), etc.

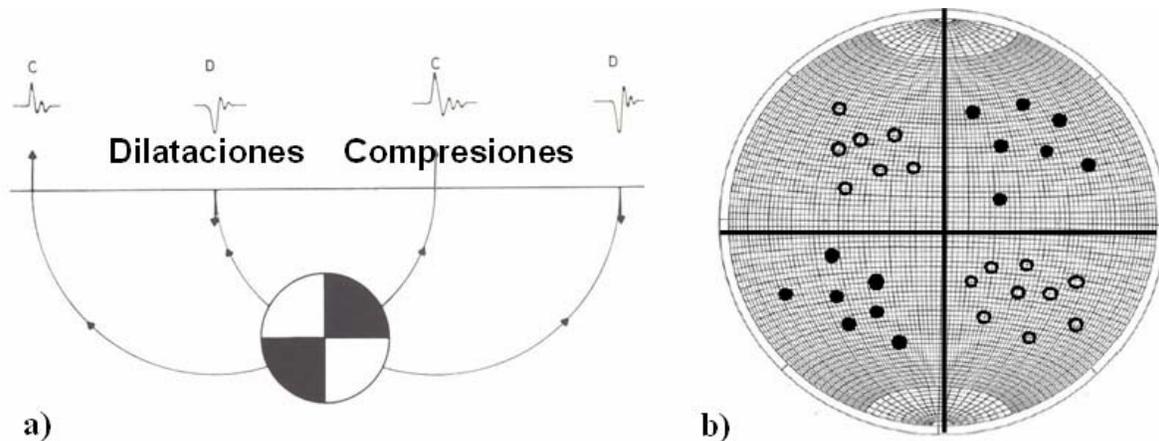


Figura 2.9. a) Dependiendo del ángulo de incidencia del sismo a la estación, del azimut entre la fuente y la estación, así como de la polaridad de la onda P (dilatación: movimiento hacia abajo, compresión: movimiento hacia arriba), b) se grafican estos datos en la red de Schmit, la cuál ayuda a definir los planos de falla de un modelo de fracturamiento de doble par.

Existen varios parámetros generados en la solución del programa, entre ellos se encuentra la variación o desviación en el rumbo, echado y deslizamiento de los planos de falla. Adicionalmente existe un valor llamado STDR el cual es una medida de la distribución de los datos alrededor del hipocentro, este valor va de 0 a 1, valores menores a 0.4 se consideran que son de baja calidad. También se presenta un valor porcentual del número de polaridades que no están de acuerdo con la solución obtenida. Como se mencionó anteriormente, la solución de los mecanismos focales dependen de varios factores, entre ellos la localización del evento, profundidad, el modelo de velocidades, las heterogeneidades de los materiales, el número de estaciones, etc.

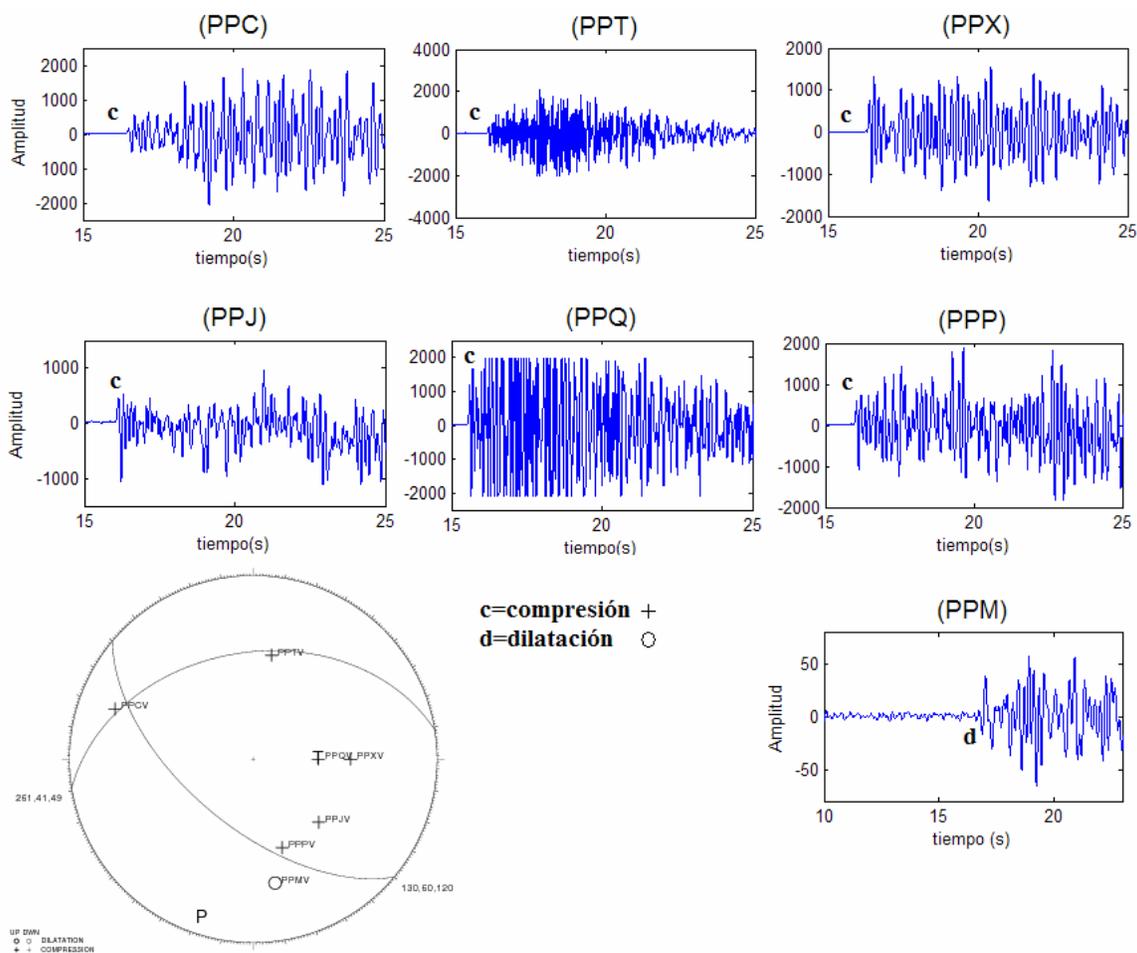


Figura 2.10. Sismogramas del evento volcano-tectónico generado el 17 de noviembre de 1998, a las 05:59:02, así como el mecanismo focal obtenido con sus ejes de presión (P) y de tensión (T).

Para el volcán Popocatepetl se tomaron en cuenta localizaciones con residuales (diferencias entre los valores teóricos y los leídos) menores a 0.2 s. Las soluciones aceptadas fueron

aquellas que presentaron variaciones menores a 33° en el rumbo, echado y deslizamiento, así como eventos con valores mayores a 0.4 en el parámetro STDR. También se utilizó el cociente de polaridades (N_{Disc}/N_{pol}) < 0.2 , donde N_{Disc} es el número de polaridades que no están en acuerdo con la solución y N_{pol} el número de polaridades totales. Únicamente se utilizaron eventos con al menos 6 polaridades. En la Figura 2.10, podemos observar un evento VT observado en 7 diferentes estaciones, así como su mecanismo focal. De igual forma en la Figura 2.11 se observan los mecanismos obtenidos para el enjambre de eventos VT's del 16 y 17 de junio de 1999.

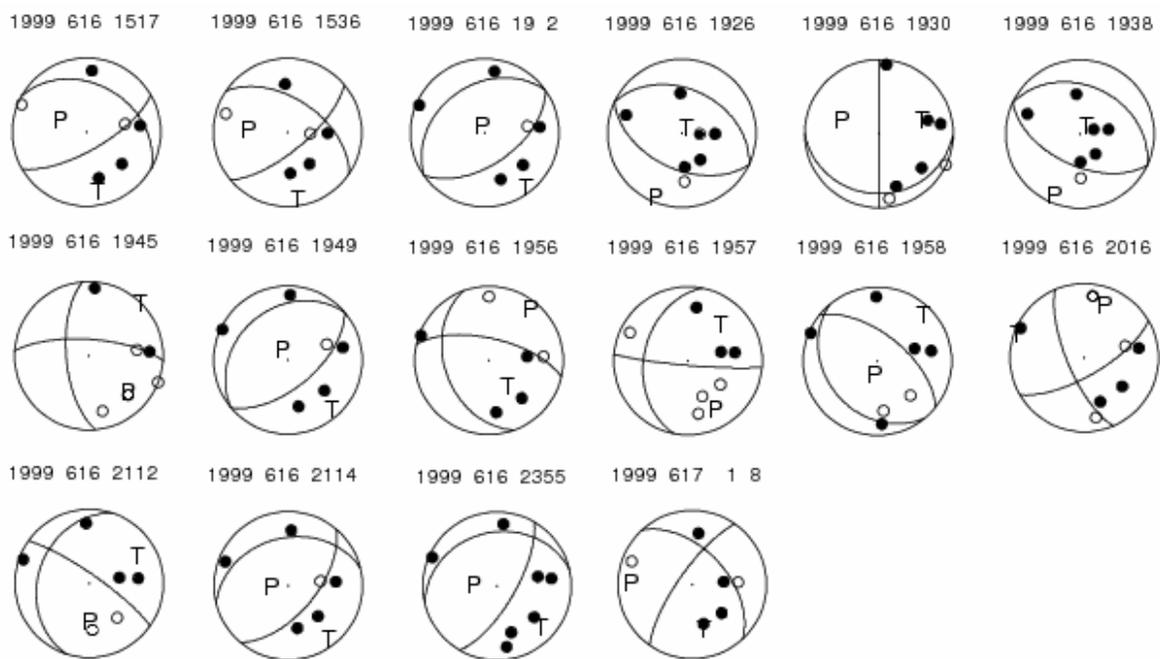


Figura 2.11. Mecanismos focales del enjambre del 16 y 17 de junio de 1999 en el volcán Popocatepetl, los círculos rellenos son compresiones y los círculos sin relleno son dilataciones. La (P) significa eje de presión y la (T) eje de tensión.

Se hizo una clasificación de los mecanismos focales con base a la inclinación de sus ejes de presión (P) y de tensión (T), para poder encontrar el estado de esfuerzos prevaleciente en las diferentes etapas volcánicas. Se utilizó una clasificación ligeramente modificada de Zoback (1992). Con ella se obtiene el régimen tectónico alrededor del mundo. (<http://www.world-stress-map.org/>). La clasificación está basada en el ángulo de inclinación de los ejes de presión (P) y de tensión (T) que se obtienen de la solución del mecanismo focal. Para los mecanismos inversos se consideró el eje de T sea mayor o igual

a 52° y el eje de P fuera menor a 35° (FI), de igual forma para los mecanismos normales con el eje de P mayor o igual a 52° y eje de T menor a 35° (FN). Para los mecanismos de falla de rumbo(S) se tomaron en cuenta que los dos ejes tanto el de T y el de P tuvieran inclinaciones menores o iguales a 35° . Para los mecanismos verticales se consideró que tuvieran ambos ejes inclinaciones entre 35 y 52° (V).

Tabla II.2. Clasificación del estado de esfuerzos basado en el ángulo de los ejes de presión (P) y de tensión (T), ϕ es el ángulo del eje, $S1=\sigma_1$ es el esfuerzo máximo y $S3=\sigma_3$ es el esfuerzo mínimo.

| P/S1 | T/S3 | REGIMEN |
|--|--|---------------------------|
| $\phi \geq 52$ | $\phi < 35$ | FN (Falla Normal) |
| $\phi < 35$ | $\phi \geq 52$ | FI (Falla Inversa) |
| $40 < \phi \leq 52$ | $\phi < 20$ | NS (Normal-Rumbo) |
| $\phi < 20$ | $40 < \phi \leq 52$ | IS (Inverso-Rumbo) |
| $\phi < 35$ | $\phi < 35$ | S (Falla de Rumbo) |
| $35 < \phi \leq 52$ | $35 < \phi \leq 52$ | V (Vertical) |
| $35 \leq \phi < 52$ | $20 < \phi \leq 35$ | O (Oblicuo) |
| $20 < \phi \leq 35$ | $35 \leq \phi < 52$ | O (Oblicuo) |

También se tomo en cuenta las soluciones en donde existe una componente vertical importante, así como un movimiento horizontal. Para las soluciones con una componente normal importante se requirió que el eje de presión tuviera un valor mayor o igual a 35° y fuera menor a 50° y que el eje de tensión fuera menor o igual a 20° (NS). Para la solución con componente inversa se requirió de que el eje de tensión mantuviera un valor mayor o igual a 35° y fuera menor a 50° y que el eje de presión fuera menor o igual a 20° (IS). Finalmente los mecanismos oblicuos con ejes de presión entre 35° y 52° y con ejes de tensión entre 20 y 35° , así como eventos con ejes de tensión entre 35° y 52° y con ejes de presión entre 20 y 35° (O). La Tabla II.2 muestra la clasificación y en la Figura 2.12 se observan los diferentes regimenes relacionados. Para facilidad en la obtención del estado de esfuerzos en las diferentes etapas del volcán, los eventos normales y los eventos con una componente normal importante (FN y NS), fueron considerados como un mismo régimen denominado mecanismo con componente normal, lo mismo para los eventos inversos y los

eventos con componente inversa (FI y IS), se les nombro mecanismo con componente inversa. Los eventos verticales pueden ser considerados como normales o inversos, lo que indica un movimiento vertical, que puede asociarse a un estado de esfuerzo compresivo o extensivo.

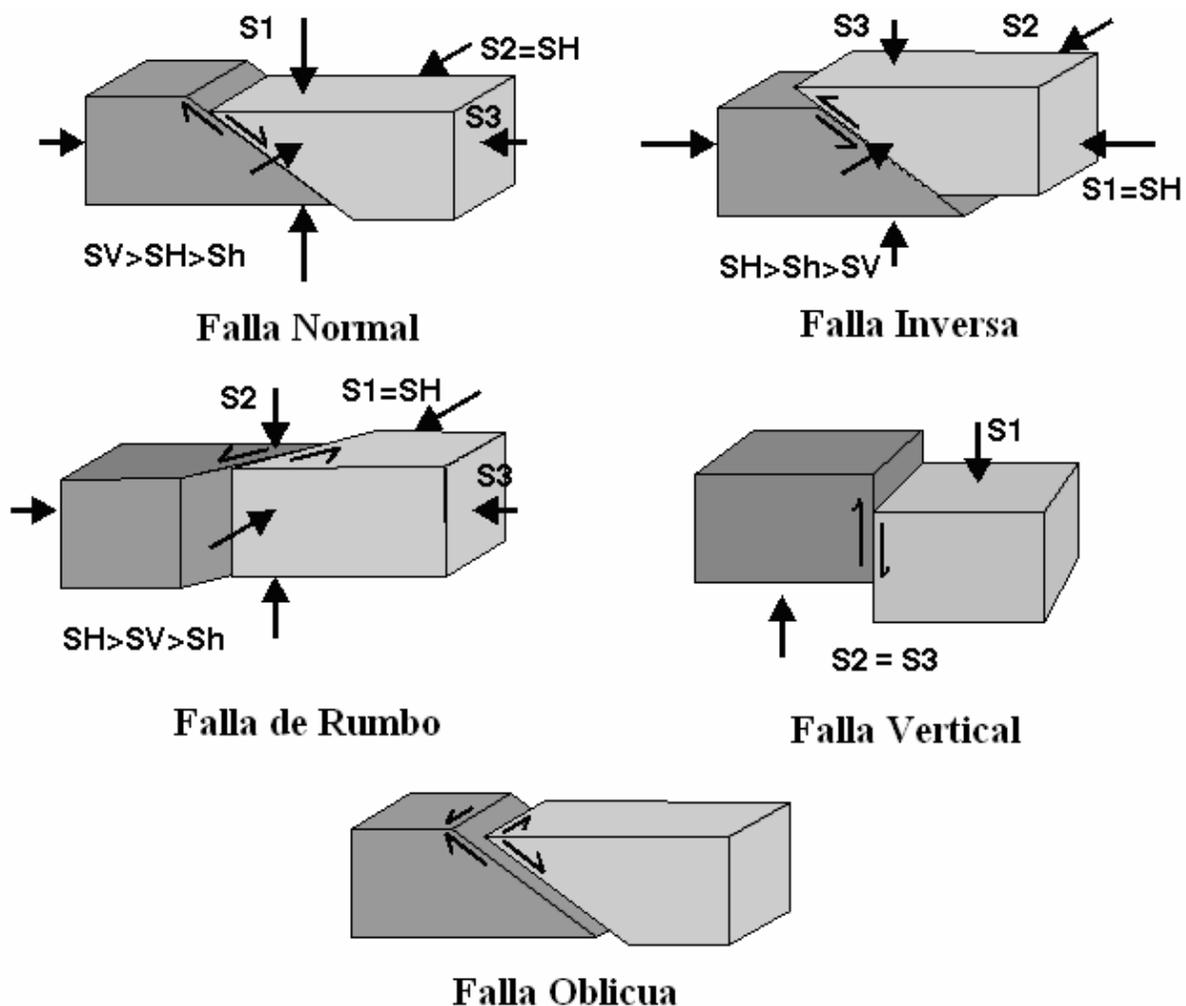


Figura 2.12. Regimenes asociados a la orientación de los esfuerzos (Tabla II.2). S1=esfuerzo máximo, S2=esfuerzo intermedio, S3=esfuerzo mínimo, SH=esfuerzo máximo horizontal, Sh=esfuerzo mínimo horizontal y SV=esfuerzo vertical.

II.5 Mecanismos Focales Durante las Diferentes Etapas de Actividad Volcánica

Como se menciona anteriormente la actividad del Popocatepetl se ha dividido en diferentes etapas definidas por la actividad tanto sísmica como volcánica. A continuación se dará una

breve explicación de cada una de ellas, así como una descripción de los mecanismos focales observados en las etapas que pudieron ser calculados.

II.5.1 Etapa 1. Fase de Preparación (del 1 de enero de 1992 a 22 octubre de 1994)

Durante estos años la sismicidad de eventos de período largo (LP's) fue estable con una tasa de 5 eventos por día, solo entre julio y septiembre de 1993 existió un incremento de eventos de hasta 12 eventos por día. Entre abril y mayo de 1994 la actividad de LP's alcanzo 17 por día (Figura 2.13). Esta sismicidad fue asociada con una muy poca actividad fumarólica. Cerca de 177 eventos volcano-tectónicos (VT's) fueron registrados. Para esta etapa únicamente se contaba con una estación sísmica analógica localizada a 4.5 km de la cima del volcán. En este periodo no existen localizaciones para los VT's. Durante este periodo, la energía sísmica de los VT's, se acumulaba rápidamente como premonitor de una erupción (De la Cruz-Reyna et al., 2006).

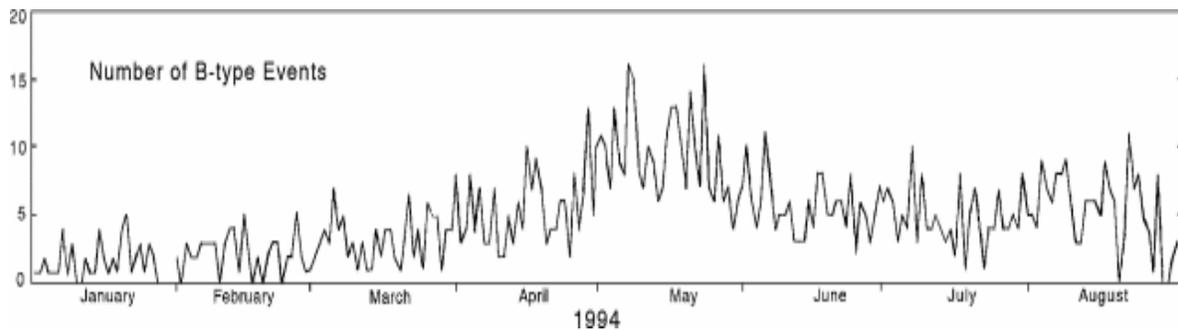


Figura 2.13. Número de eventos de largo periodo (LP's) de enero a agosto de 1994, en el volcán Popocatepetl. (Tomado de <http://www.volcano.si.edu/reports/usgs/>).

II.5.2 Etapa 2. Fase Premonitoria (del 23 de octubre de 1994 al 21 de diciembre de 1994)

Después del 23 de octubre de 1994 hubo un claro incremento en el número de eventos LP's, con un promedio de 21 y alcanzando hasta 35 eventos el 8 de noviembre de 1994. Este cambio en los LP's corresponde a un incremento de cerca de 400 a 500% de la media en los 2 años anteriores. Los eventos VT's también cambiaron en número, alcanzando hasta 5 eventos antes del evento explosivo de las 01:54 (hora local) del 21 de diciembre de 1994.

En esta etapa la estación PPX fue instalada en la parte suroeste del volcán. Tampoco existen localizaciones para los VT's en este periodo.

II.5.3 Etapa 3. Fase Eruptiva (del 21 de diciembre de 1994 al 1 de abril de 1995)

El 21 de diciembre de 1994 a la 01:31 (hora local) una serie de 5 eventos VT's ocurrieron, estos eventos pueden ser considerados como premonitores. El evento principal explosivo ocurrió a las 01:54 abriendo los conductos en la base del cráter, generando una pluma de ceniza con dirección a la ciudad de Puebla, 50 km al este del volcán, 22 horas después de la primera explosión, una señal de tremor fue detectada en todas las estaciones. El tremor fue observado por cerca de 100 días y fue clasificado en 4 periodos (Arciniega, 1997).

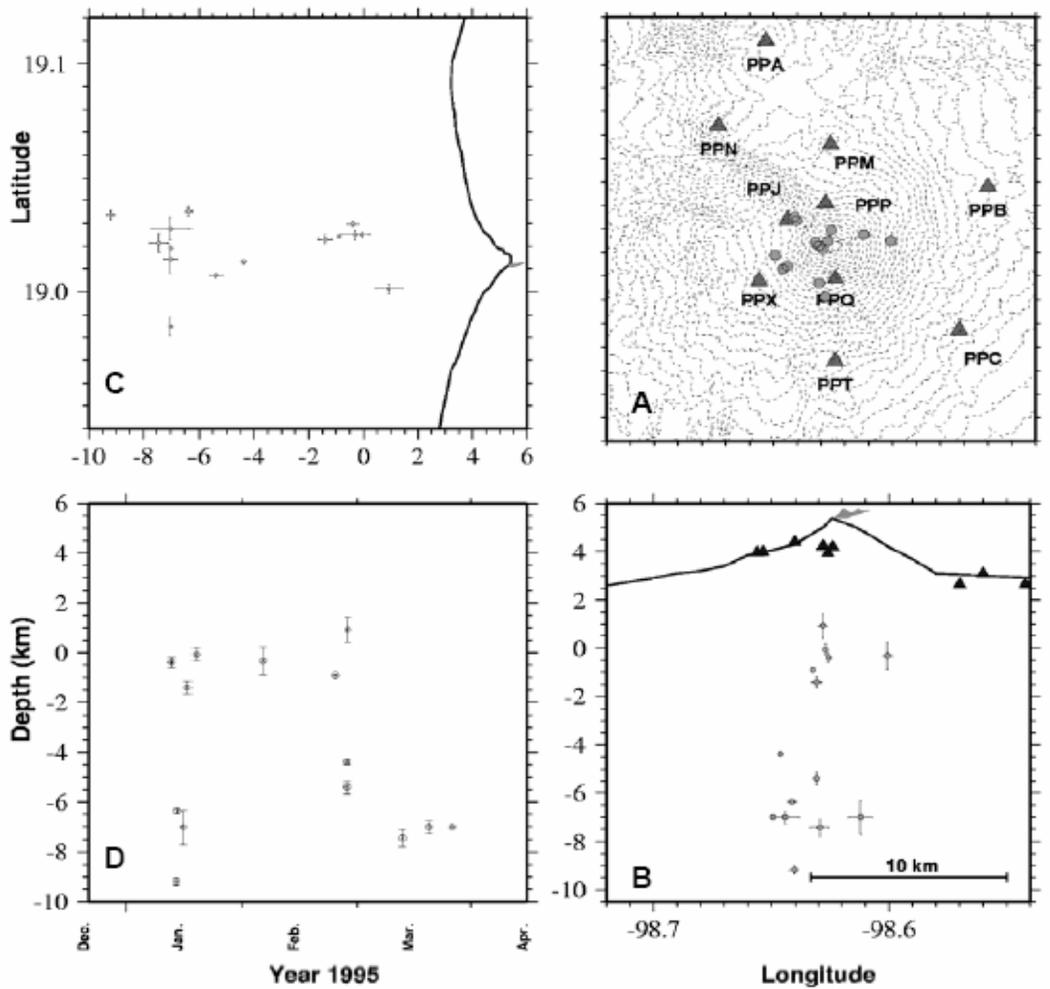


Figura 2.14. Localización de eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 3. (Tomado de Valdés et. al., en preparación)

A) Del 22 al 27 de diciembre de 1994, el tremor fue continuo con una amplitud de pico a pico en los sismogramas analógicos de 2 a 13 mm. En esos días el 72% de la energía del tremor de 100 días de actividad fue liberado. B) entre el 27 de diciembre de 1994 y el 15 de enero de 1995, un episodio de tremor continuo con amplitudes de 1.5 a 8 mm fue observado alcanzando un 13% de la energía total; C) del 15 de enero al 19 de febrero del 1995 dejó de ser continuo y se presentó en episodios, pero con grandes amplitudes.

En periodo C, existieron 5 ciclos, en donde el tremor iniciaba con amplitudes entre 1 y 2 mm alcanzando hasta 8 mm y regresando a niveles anteriores. Esos ciclos tuvieron duraciones de 9, 7, 8 y 11 días, la energía liberada fue de 10% del total de la energía del tremor. D) Ciclo final del 19 de febrero al 31 de marzo, el tremor se volvió mas esporádico y fue una mezcla con eventos de LP's que duraron al menos 10 minutos con amplitudes variando de 5 a 14mm, la cuales fueron las amplitudes mas grandes observadas hasta ese tiempo. La energía liberada fue del 5% del total. Después del 25 de febrero la actividad de tremor fue baja, suficiente para identificar a los eventos LP's, usando la duración para diferenciar de un tremor a un LP. Durante esta fase 14 eventos VT's con magnitudes entre 1.9 y 2.6 fueron localizados entre 1 y -9 kmsnm. La Figura 2.14 muestra la localización de los eventos de la etapa 3.

II.5.4 Etapa 4. Fase Fumarólica y Limpieza de Conductos (del 2 de abril de 1995 al 3 de marzo de 1996)

La principal característica del volcán en esta etapa fue la emisión de gases y ceniza. En este periodo se registraron 2480 eventos LP's y 73 eventos VT's. El promedio de LP's por día fue de 7.3 con un máximo de 30 LP's por día. Durante este periodo no se presentó tremor. La profundidad de los VT's estuvo entre 3 y -8 kmsnm. Al final de esta etapa la actividad fumarólica disminuyó. En esta fase la red sísmica fue expandida mejorando el control en la localización de los VT's. Existen eventos profundos localizados hacia el noroeste y cuatro eventos fueron localizados en la vecindad de la estación de Colibrí (PPC) en la parte sureste del volcán. Con profundidades de 0.5 a -2 kmsnm. Una vista en latitud muestra algunos eventos localizados al sur del cráter, similar a los observados en la etapa 3. La distribución

epicentral indica que los eventos se encontraban al nivel del mar llegando a ser más profundos al final de la etapa. En agosto hubo eventos someros y profundos siguiendo dos meses de reposo, para regresar con eventos entre -2 y 1 kmsnm (Figura 2.15).

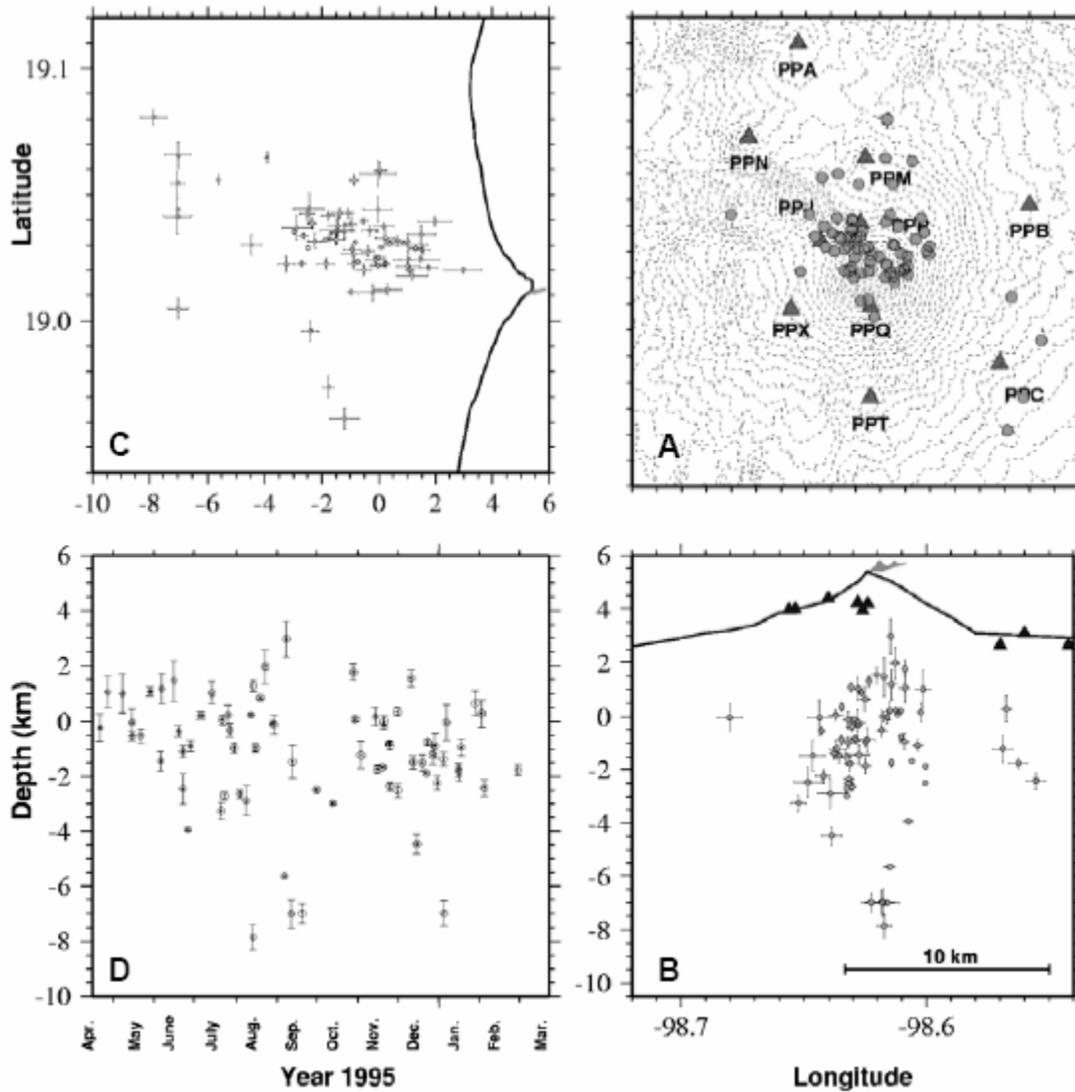


Figura 2.15. Localización de eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 4. (Tomado de Valdés et. al., en preparación)

II.5.5 Etapa 5. Primera Fase de Construcción de Domo (del 4 de marzo de 1996 a septiembre de 1996)

Esta es la primera etapa en donde se observó el crecimiento de un domo de lava dentro del cráter del volcán. La etapa inicia con una pequeña explosión similar a la de diciembre de

1994, pero de menor tamaño. El 6 de marzo de 1996 ocurre una nueva emisión de ceniza acompañada de tremor. A lo largo de este mes se observan episodios de tremor, en algunas ocasiones el tremor tuvo mayores amplitudes a las observadas en diciembre de 1994. En marzo 29 se observa en el interior de cráter un domo de lava de cerca de $400,000 \text{ m}^3$, este domo continuó creciendo hasta alcanzar cerca de 1.2 millones de m^3 y una altura de 60 m en el mes de julio (Comunicación personal, Ángel Gómez). Se observaron dos ciclos de eventos LP's, el primer ciclo inició en marzo, con 5 LP's por día incrementando en número hasta cerca de 200 a 210 LP's por día, del 18 al 21 de mayo. Después disminuyó hasta niveles de 50 LP's por día el 11 de julio. El segundo ciclo comienza en julio 11 incrementando hasta llegar a su máximo el 17 de agosto con 237 LP's y decreciendo hasta tener 40 eventos el 30 de septiembre. En esta fase se presentaron 77 eventos VT's localizados entre 2 y -9 kmsnm. La variación de la profundidad con respecto del tiempo, muestra un grupo de eventos entre 1 y -2 kmsnm en el mes de abril, la cual finaliza con un evento profundo. En los meses de mayo a julio baja considerablemente la actividad volcánico-tectónica. Para agosto la distribución es dispersada entre -2 a 2 kmsnm. Para septiembre se presentan un grupo de eventos entre 3 y -2 kmsnm. Esta es la primera etapa en la que se pudieron obtener soluciones de mecanismos focales, se utilizaron 19 eventos VT's y sus mecanismos focales entre junio y septiembre. Se encontraron 4 mecanismos de rumbo de falla, 2 con componente inversa, 9 con componente normal, 3 eventos verticales y un oblicuo.

En la Figura 2.16 se observa las proyecciones de los ejes de presión para la etapa 5. Existen algunos eventos que presentan una ligera alineación en la orientación con la profundidad de -1.5 a 2 kmsnm, estos eventos son los que se encuentran al centro del grupo, la mayoría de estos eventos tienen inclinaciones mayores a 40° , aunque existen ejes con inclinaciones menores en las mismas profundidades. En la vista epicentral (Figura 2.16B) se aprecia que varios ejes de presión tienen una orientación suroeste-noreste y algunos norte-sur. En la (Figura 2.16D) se observa la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo y la profundidad. Los círculos rellenos representan eventos con componentes normales, los triángulos denotan eventos con componente inversa, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas mecanismos verticales y finalmente los círculos sin rellenar, mecanismos oblicuos.

Ejes de Presión Etapa 5 Marzo 4,1996 – Septiembre,1996

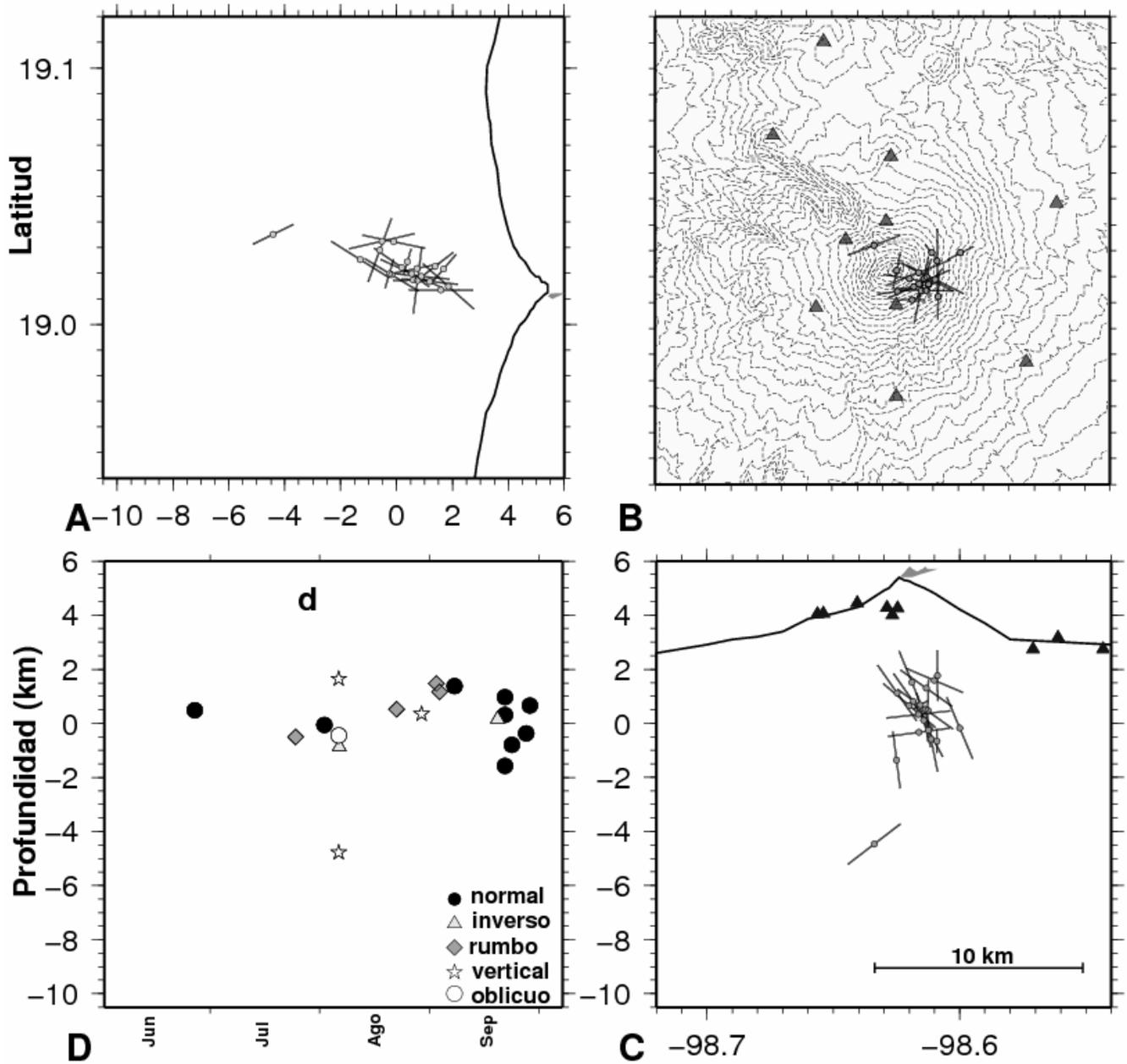


Figura 2.16. Proyecciones de los ejes de presión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 5 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La d significa domo de $1.2 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Ejes de Tensión Etapa 5 Marzo 4,1996 – Septiembre,1996

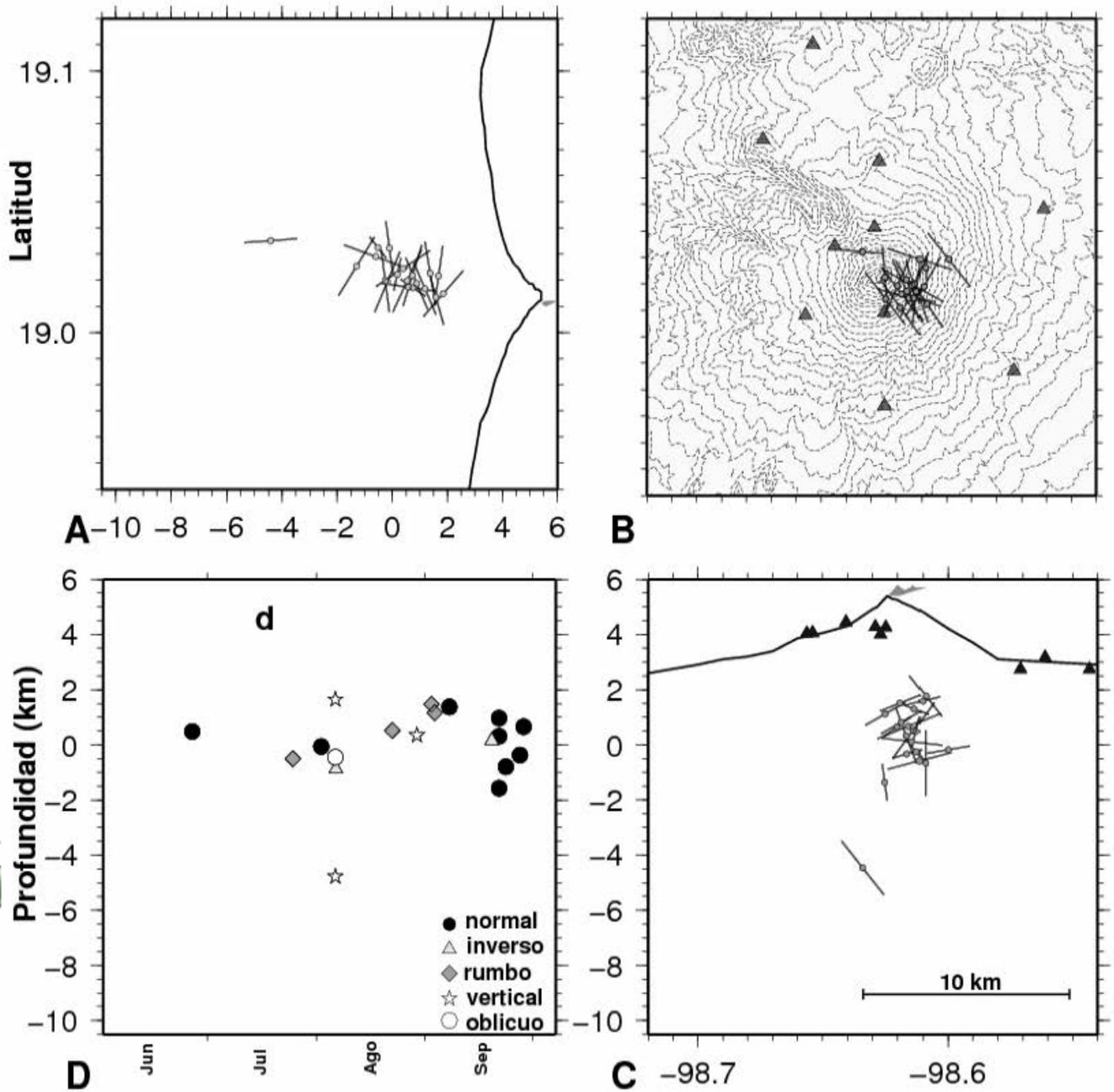


Figura 2.17. Proyecciones de los ejes de tensión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 5 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La d significa domo de $1.2 \times 10^6 \text{ m}^3$.

En esta grafica se puede observar que de junio hasta principios de septiembre de 1996, no existe un mecanismo que sea dominante, es hasta mediados de septiembre que los mecanismos normales aumentan en número con profundidades de -2 a 1.5 kmsnm. En la Figura 2.17 se presentan las proyecciones para los ejes de tensión. La gran mayoría de los ejes presentan inclinaciones menores a 40° , aunque existen 4 eventos con una inclinación mayor. En la vista en planta (Figura 2.17B) se aprecia que la gran mayoría de los ejes tienen orientaciones sureste-noroeste. Las direcciones preferenciales de los ejes se pueden observar en la Figura 2.18, en ella se presentan las proyecciones estereográficas para los dos ejes, así como su distribución azimutal, obtenidas con el programa Stereopro (Walters, 1997). Los ejes de presión presentan una tendencia preferencial de $S70^\circ W$ a $N70^\circ E$, en el caso de los ejes de tensión la dirección preferencial es de $S30^\circ E$ a $N30^\circ W$.

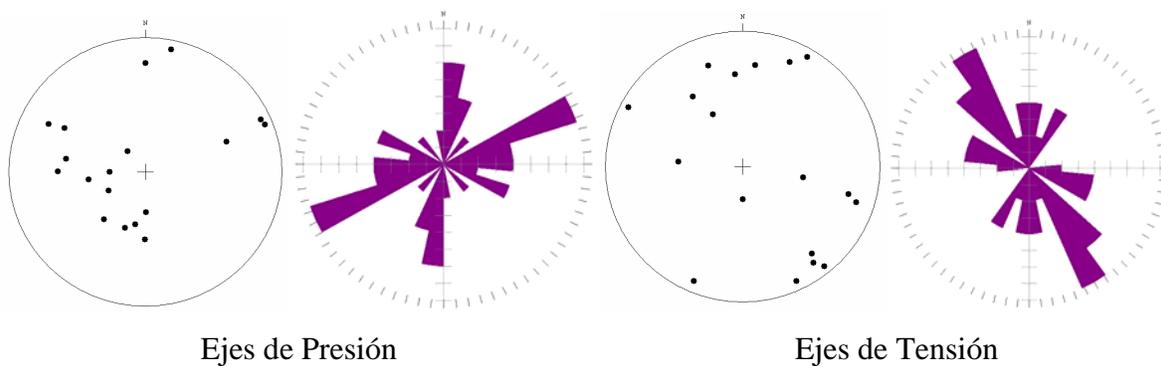


Figura 2.18. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión, así como las direcciones preferenciales de esos ejes para la etapa 5.

II.5.6 Etapa 6. Fase de Pulsos Cuasi-Cíclicos (de octubre de 1996 al 18 de agosto, 1997)

A lo largo de octubre y meses después, las emisiones de ceniza fueron menos frecuentes, pero más intensas y con tendencia a ser más explosivas. En enero y febrero de 1997 se presentaron explosiones moderadas. Durante marzo y abril se presentaron emisiones de ceniza, así como episodios de temblor. Grandes emisiones de ceniza se presentaron durante mayo, algunas lanzando fragmentos incandescentes alrededor del cráter, muchas de estas emisiones culminaban con episodios de temblor espasmódico. Lo mismo ocurrió en el mes de junio, se siguieron presentando gran cantidad de emisiones de ceniza. Para el 30 de junio de 1997 se presentó una de las explosiones más grandes registradas desde el 21 de

diciembre de 1994. Este evento eruptivo fue precedido por 7 eventos VT's en un intervalo de 13 minutos, con magnitudes de 2 a 2.7. Un episodio de tremor marco el inicio de la erupción durando cerca de 135 minutos. La altura de la pluma alcanzó 8 km sobre el cráter. Esta erupción fue considerada con un VEI de 2-3. Basado en medidas del RSAM (Real Seismic Amplitud Measurement, Endo and Murray, 1991), este evento liberó 1/10 de promedio anual de energía hasta ese año. En esta etapa los LP's mostraron una actividad cuasi-cíclica. Un pico de cada ciclo ocurrió en promedio cada 50 días, la actividad comenzó en octubre 13 de 1996, después de la etapa de formación del domo. Se presentaron incrementos de LP's por día, pasando en 7 días de 10 a 139 LP's. Después el número de eventos disminuyó otra vez en 14 días, alcanzando 13 eventos en octubre 27. Los ciclos de LP's ocurrieron 5 veces durante octubre de 1996 a junio de 1997, con periodos de recurrencia de 52, 48, 54, 50, y 54 días.

En esta etapa un total de 230 eventos VT fueron localizados, la distribución de eventos muestra una concentración de eventos debajo del edificio volcánico y otro grupo en la parte sureste del volcán. En esta fase se presentaron 7 sismos con magnitudes mayores a 3. Para octubre de 1996 los VT's se mantuvieron entre -2.5 a 1 kmsnm y gradualmente se fueron localizando mas someros hasta encontrarse entre -1 a 2 kmsnm para enero de 1997. En febrero hubo poca actividad, en marzo aumentaron ligeramente. Abril y mayo muestran un número bajo de VT's. Para mediados de junio un VT profundo se presenta y es seguido 15 días después por un grupo de VT's que marca el episodio eruptivo del 30 de junio. Julio y agosto muestran profundidades variables.

Para esta etapa se utilizaron 31 eventos que cumplieron con los parámetros necesarios para obtener las soluciones de los mecanismos focales. Todos ellos se presentaron por debajo del cráter del volcán. Para esta etapa se observaron 4 eventos de falla de rumbo, 7 eventos con componente inversa, 15 eventos con componente normal, 2 eventos verticales, así como 3 eventos oblicuos. En la Figura 2.19 se aprecian las proyecciones de los ejes de presión. Los ejes en esta etapa presentan una gran variación de inclinaciones. Existe un grupo de eventos entre 1 y 2 kmsnm que presenta grandes inclinaciones, en el corte en latitud (Figura 2.19A) se observa que este grupo de eventos tiene inclinaciones similares.

Ejes de Presión Etapa 6 Octubre, 1996 – Agosto 18, 1997

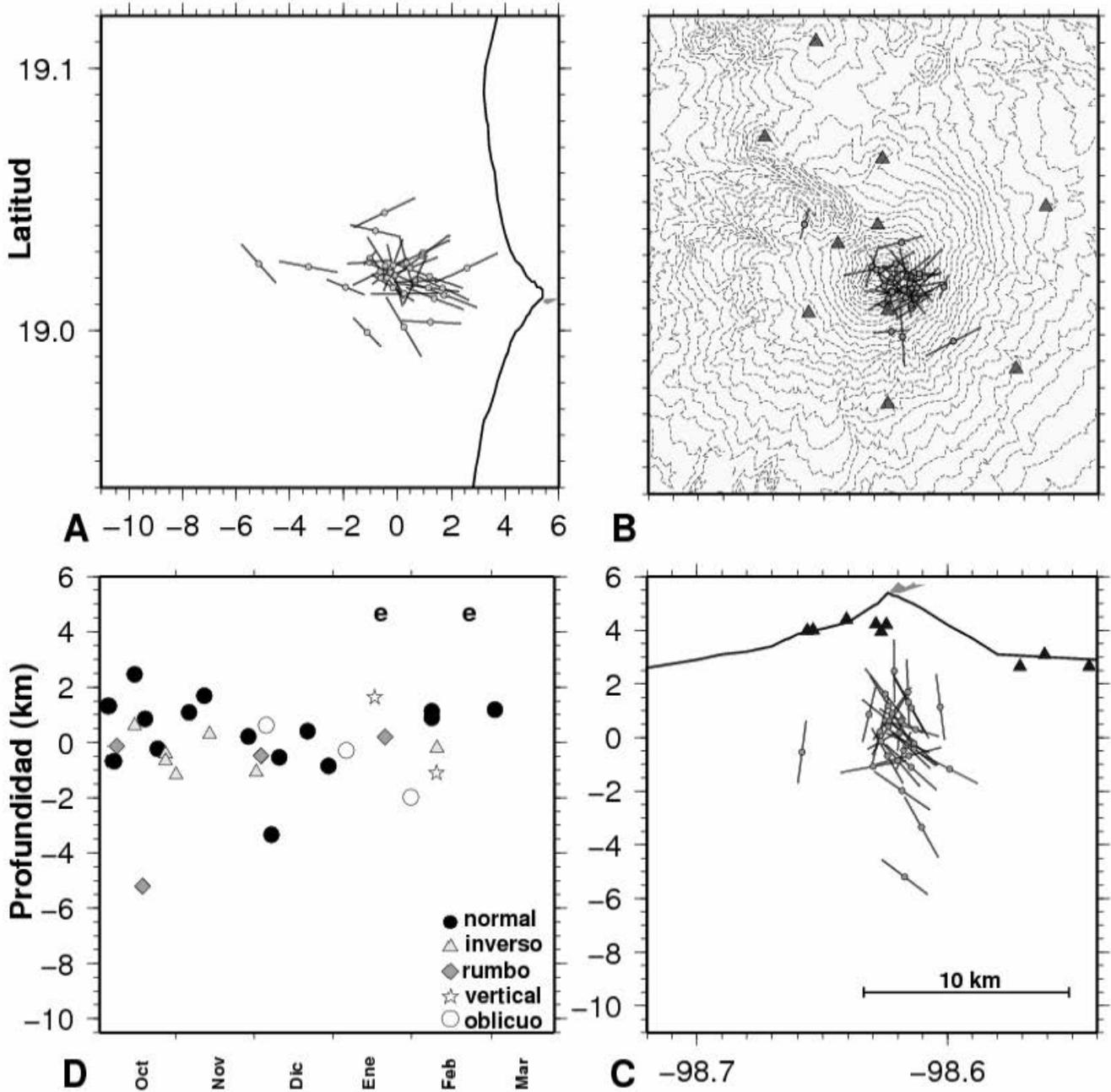


Figura 2.19. Proyecciones de los ejes de presión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 6 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La e significa explosiones.

Ejes de Tensión Etapa 6 Octubre, 1996 – Agosto 18, 1997

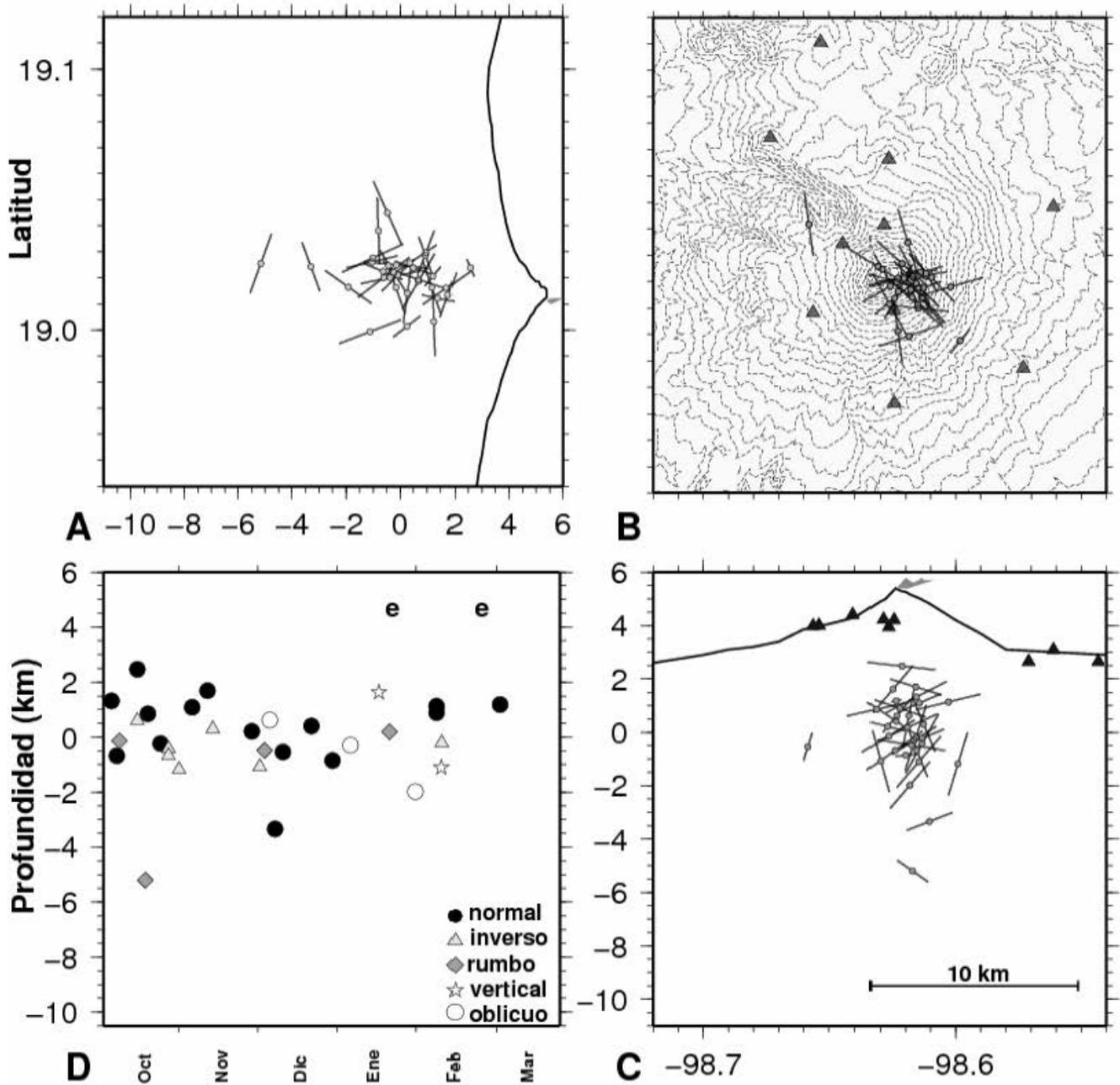


Figura 2.20. Proyecciones de los ejes de tensión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 6 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La e significa explosiones.

En el corte en longitud (Figura 2.19C) se aprecia que los ejes con mayor profundidad tienen menores ángulos, conforme se acercan a la superficie la inclinación aumenta. La orientación de los ejes en planta no es muy clara (Figura 2.19B), pero parece ser que mantienen una orientación este-oeste y un poco suroeste-noreste. La variación de los mecanismos con la profundidad y el tiempo indica que a inicios de octubre de 1996 la gran mayoría de los mecanismos son normales, localizados entre -1 y 2.5 kmsnm de profundidad. Para mediados de octubre y principios de noviembre existen varios eventos inversos entre -1 y 0.5 kmsnm, para diciembre se siguen presentando eventos normales aunque a mayor profundidad y existe más variación en los mecanismos. Para febrero y marzo de 1997 sigue la variación en los mecanismos y los eventos normales se hacen más superficiales (Figura 2.19D).

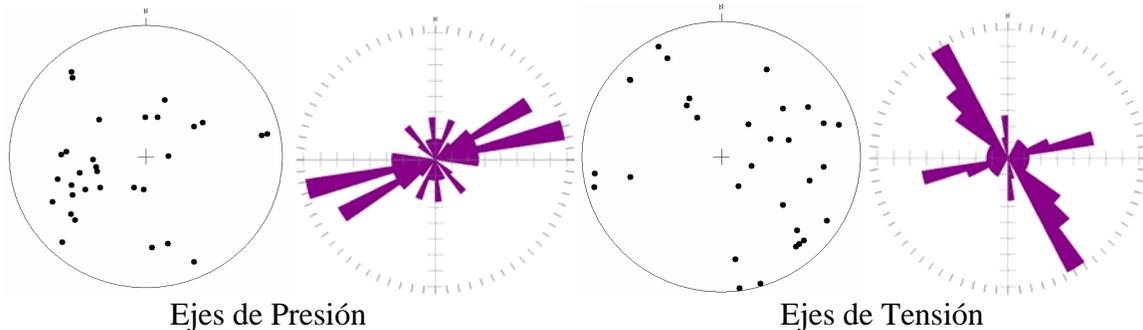


Figura 2.21. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión, así como las direcciones preferenciales de esos ejes para la etapa 6.

En la Figura 2.20 se aprecian las proyecciones de los ejes de tensión. Los ejes de tensión no muestran alguna orientación preferencial en las vistas en corte (Figura 2.20A, C), aunque se observa que los eventos localizados a mayor profundidad tienen mayor inclinación que los eventos más someros. En el corte en planta (Figura 2.20B) se aprecia que la gran mayoría presenta orientaciones sureste-noroeste. En la Figura 2.21 se observan las proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión. Para los ejes de presión se observa una dirección preferencial de $S90^{\circ}W$ a $N90^{\circ}E$, en el caso de los ejes de tensión la dirección preferencial es de $S40^{\circ}E$ a $N40^{\circ}W$, aunque existe un grupo de eventos orientados en $S80^{\circ}W$ a $N80^{\circ}E$.

II.5.7 Etapa 7. Formación de un Gran Domo de Lava (del 19 de agosto de 1997 al 24 diciembre de 1997)

Esta fase corresponde a la formación de un gran domo de lava. Este episodio de la formación del domo comienza con la presencia de tremor armónico el 18 de agosto. En agosto 29, incrementan los eventos LP's hasta alcanzar 80 por día y disminuye a 13 el día 31 de ese mismo mes. Aunque existieron dos episodios de incrementos de LP's, la tendencia general fue de disminuir hasta diciembre. El 10 de diciembre en un sobrevuelo se observa la presencia de gran domo de lava de $10\text{-}12 \times 10^6$ de m^3 . Durante estos meses, eventos VT's ocurrieron al menos en una tasa de 1 cada dos días, aunque fue común observar hasta 4 por día. Durante esta fase se presentaron 70 VT's, de los cuales 22 fueron localizados en la región sureste del volcán. Una vista epicentral sugiere una ubicación circular de los eventos VT's alrededor del cráter y un alineamiento de los eventos desde el norte, de igual forma existe un alineamiento de eventos de 2 a -2 kmsnm debajo del cráter.

Para esta etapa se lograron obtener 26 soluciones para eventos localizados debajo del cráter. Se contaron 6 soluciones de falla de rumbo, 8 mecanismos con componente inversa, 9 mecanismos con componente normal, así como 3 oblicuos. También se obtuvieron 3 eventos en la parte sureste, dos de ellos de fallamiento de rumbo y un oblicuo. La Figura 2.22 muestra las proyecciones de los ejes de presión para esta etapa. La gran mayoría de los eventos se presentan en profundidades de -2 a 1 kmsnm, muchos de los ejes mantienen bajas inclinaciones. Para esta etapa no se observa una orientación preferencial de los ejes en los cortes de longitud y latitud (Figura 2.22A,C), aunque en la vista de epicentral (Figura 2.22B) se puede ver que muchos ejes mantienen una dirección suroeste-noreste. Los eventos localizados en la parte sureste del volcán, cerca de la estación de Colibrí (PPC) presentan bajas inclinaciones y no es posible reconocer una orientación preferencial. En lo que se refiere a la variación de los mecanismos con respecto del tiempo y la profundidad (Figura 2.22 D), para finales de agosto y principios de septiembre de 1997 existen varios eventos inversos entre -2 y 0.5 kmsnm.

Ejes de Presión Etapa 7 Agosto 19,1997 – Diciembre 26,1997

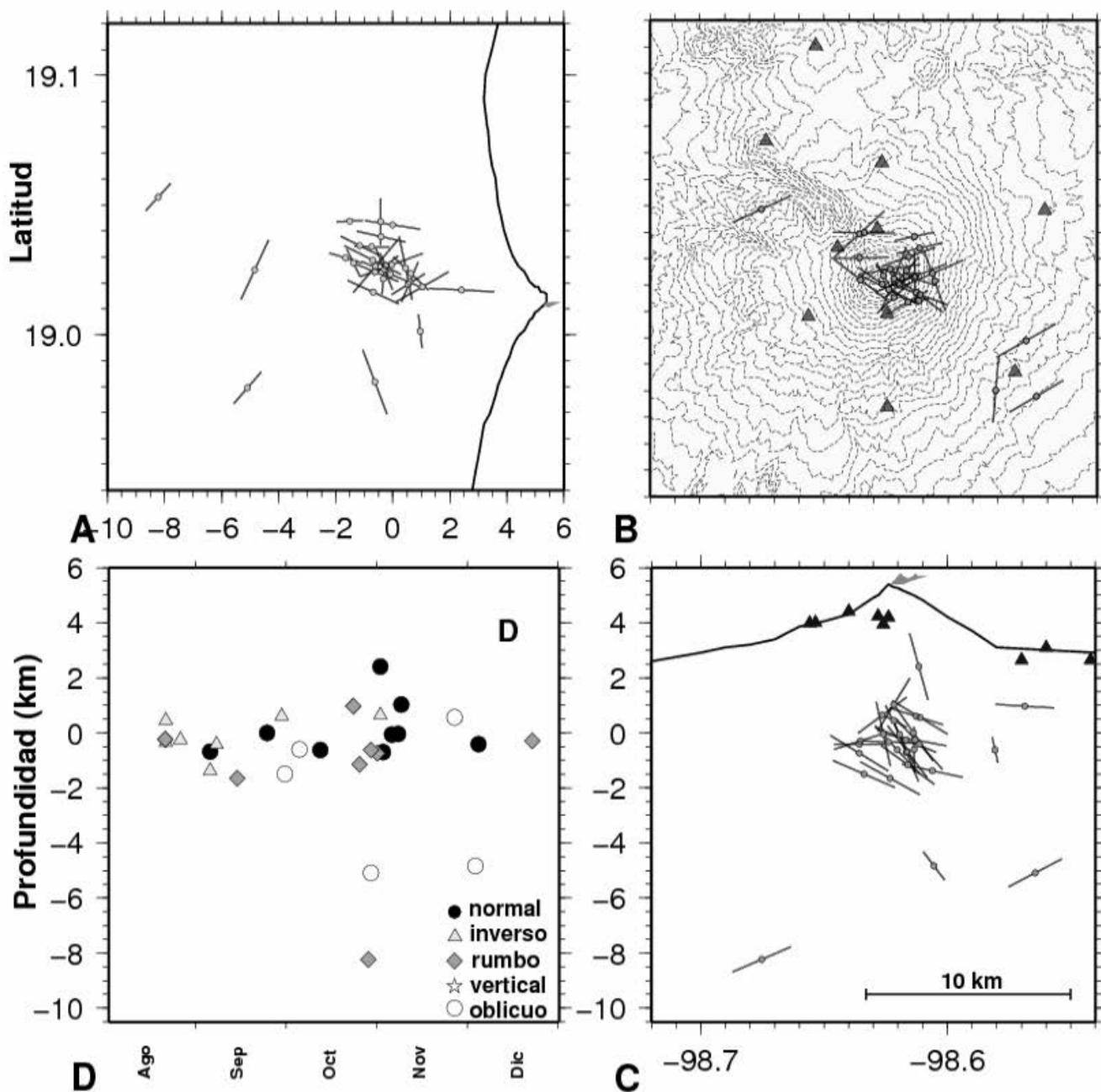


Figura 2.22. Proyecciones de los ejes de presión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 7 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La D significa domo de lava de 10-12 x 10⁶ de m³.

Ejes de Tensión Etapa 7 Agosto 19,1997 – Diciembre 26,1997

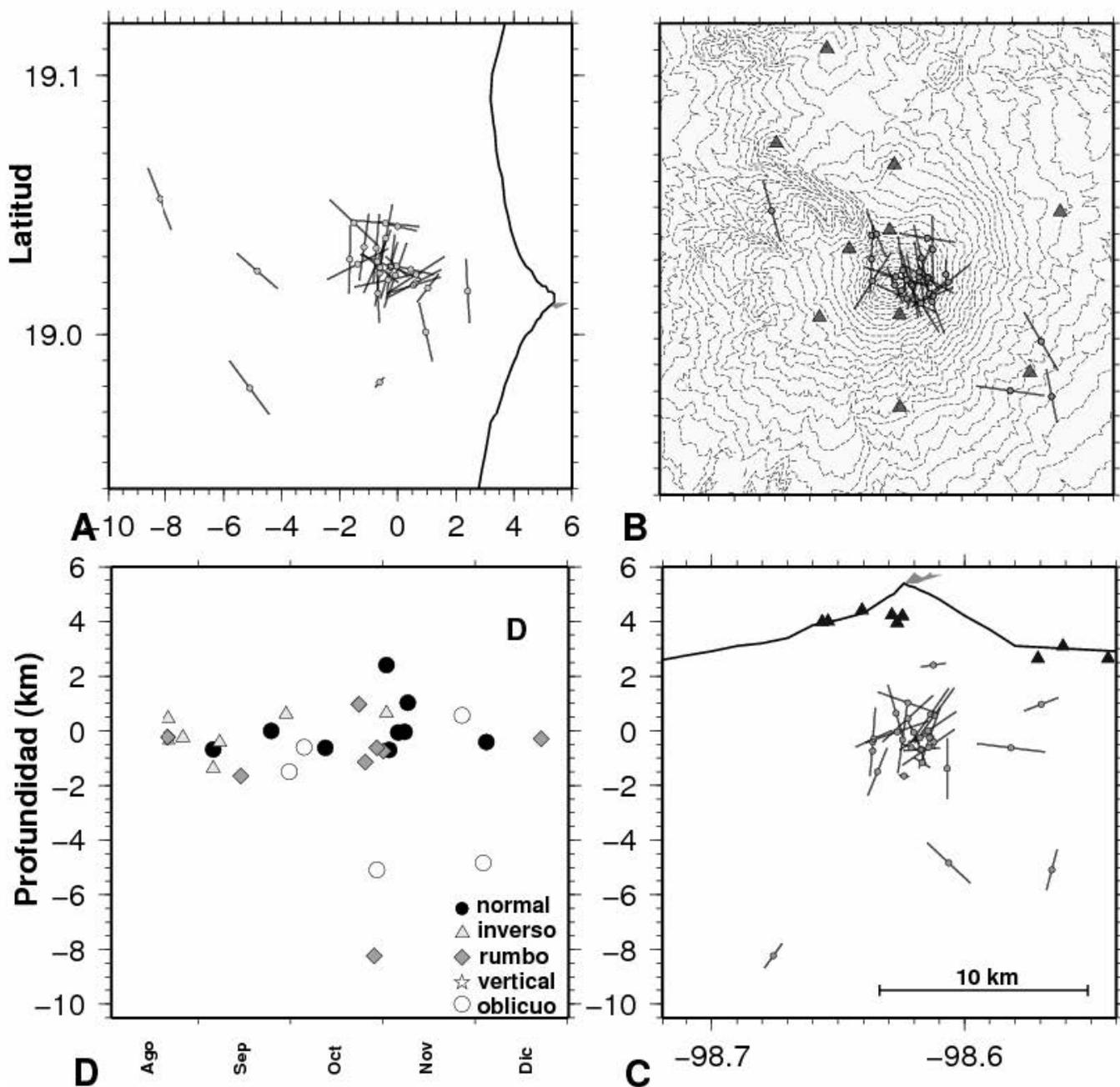


Figura 2.23. Proyecciones de los ejes de tensión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 7 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La D significa domo de lava de $10\text{-}12 \times 10^6$ de m^3 .

Para finales de septiembre y octubre, hay más variación en los mecanismos. A principios de noviembre los mecanismos de falla de rumbo y normales se hacen mas notables entre -1.5 y 2.5 kmsnm. Para diciembre hay pocos mecanismos. La Figura 2.23 muestra las proyecciones de los ejes de tensión, en ella se aprecia que existen varios ejes con inclinaciones grandes entre -1 y 1 kmsnm de profundidad aunque no existe una clara orientación en los cortes de longitud y latitud (Figura 2.23 A,C). Para la vista epicentral se aprecia que los ejes presentan una orientación preferencial norte-sur. De igual forma los eventos de la parte sureste del volcán presentan bajos ángulos de inclinación a diferentes profundidades. En la Figura 2.24 se aprecian las proyecciones estereográficas para los ejes de presión y de tensión, así como las direcciones preferenciales de estos ejes. En el caso de los ejes de presión presentan una dirección preferencial de S65°W a N65°E, para el caso de los ejes de tensión es de S10°E a N10°W.

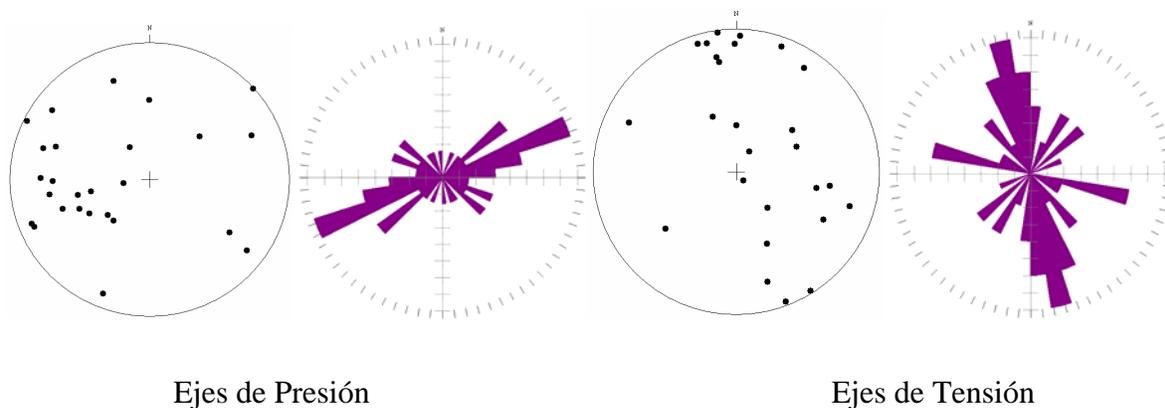


Figura 2.24. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión, así como las direcciones preferenciales de esos ejes para la etapa 7.

II.5.8 Etapa 8. Fase explosiva y de Acumulación de Energía (del 25 de diciembre de 1997 al 22 de noviembre de 1998)

Esta fase es caracterizada por un gran número de eventos de LP's por día, superior a crecimientos de domos anteriores pero menores a las etapas 5 y 6. El número de eventos LP's fluctúa de 20 a 100 con un promedio de 26. Esta fase comienza con una explosión el 24 de diciembre de 1997. Similares explosiones ocurrieron en 1998, el 1 de enero, 21 de marzo, 21 y 27 de abril, 10 de mayo, 14, 16 y 28 de agosto, 22 y 23 de septiembre y 5 de

octubre. En esta etapa se localizaron 126 eventos VT's. Existen dos grupos de eventos, uno debajo del cráter y otro en la parte sureste del volcán. La variación de tiempo con la profundidad muestra poca variación entre 0 y 2 kmsnm hasta abril, cuando dos grupos de eventos profundos marcan el inicio de variación entre -3 y 2 kmsnm. Con la excepción de un evento profundo en junio esta tendencia continúa hasta septiembre, cuando los eventos se concentran alrededor de 0 kmsnm, para volverse más dispersos en octubre con más eventos someros y más eventos distribuidos entre -4 y -2 kmsnm.

Para esta etapa se pudieron obtener 52 soluciones de mecanismos focales, 43 eventos localizados debajo del cráter del volcán, de los cuales se obtuvieron 8 eventos de falla de rumbo, 12 con componente inversa, 11 eventos con componente normal, 5 verticales y 7 oblicuos. También se localizaron 9 eventos ubicados en la parte sureste del volcán. Para estos eventos se presentaron 5 mecanismos de falla de rumbo, 2 con componentes inversas y 2 con componentes normales. En la Figura 2.25 se aprecia las proyecciones de los ejes de presión. La gran mayoría de los eventos se presentan entre -1 a 2 kmsnm de profundidad, los ejes en esta etapa presentan inclinaciones grandes en eventos superficiales y conforme se incrementa la profundidad los ejes se vuelven más horizontales. Para los eventos localizados en la parte sureste del volcán los ejes tienen poca inclinación. En la vista epicentral (Figura 2.25B) se puede apreciar que la mayoría de los ejes mantiene orientaciones de suroeste a noreste, tanto en eventos localizados debajo del cráter, como para eventos en la parte sureste del volcán. En la variación de los mecanismos con respecto del tiempo (Figura 2.25D), en esta etapa no existe un mecanismo que domine, aunque es notable observar que los eventos normales son más someros que los demás mecanismos, localizándose entre 0.5 y 2.5 kmsnm, los eventos de rumbo se presentan entre 0 y 1.5 kmsnm en su gran mayoría y los eventos inversos desde -2.5 a 1.5 kmsnm de profundidad. Para finales de la etapa entre octubre y diciembre se observan 4 mecanismos inversos entre -2.5 y -0.5 kmsnm. Para los ejes de tensión, algunos ejes son más inclinados a mayor profundidad (Figura 2.26A,C) , aunque no existe una clara orientación de estos. Para los eventos localizados en la parte sureste existen 2 eventos con grandes ángulos de inclinación, aunque la mayoría están cercanos a la horizontal.

Ejes de Presión Etapa 8 Diciembre 27,1997 – Noviembre 22,1998

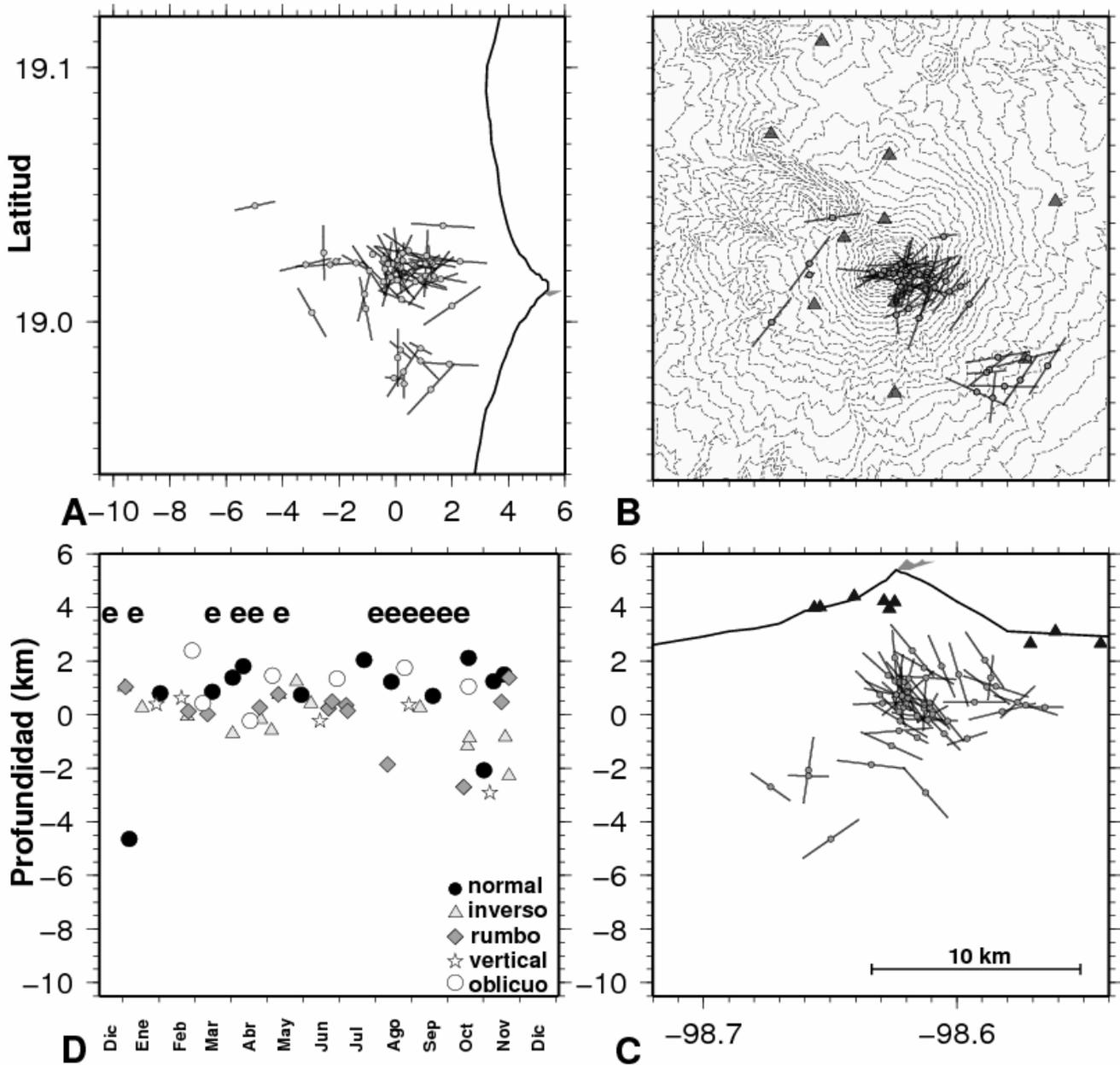


Figura 2.25. Proyecciones de los ejes de presión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 8 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La e representa explosiones importantes.

Ejes de Tensión Etapa 8 Diciembre 27,1997 – Noviembre 22,1998

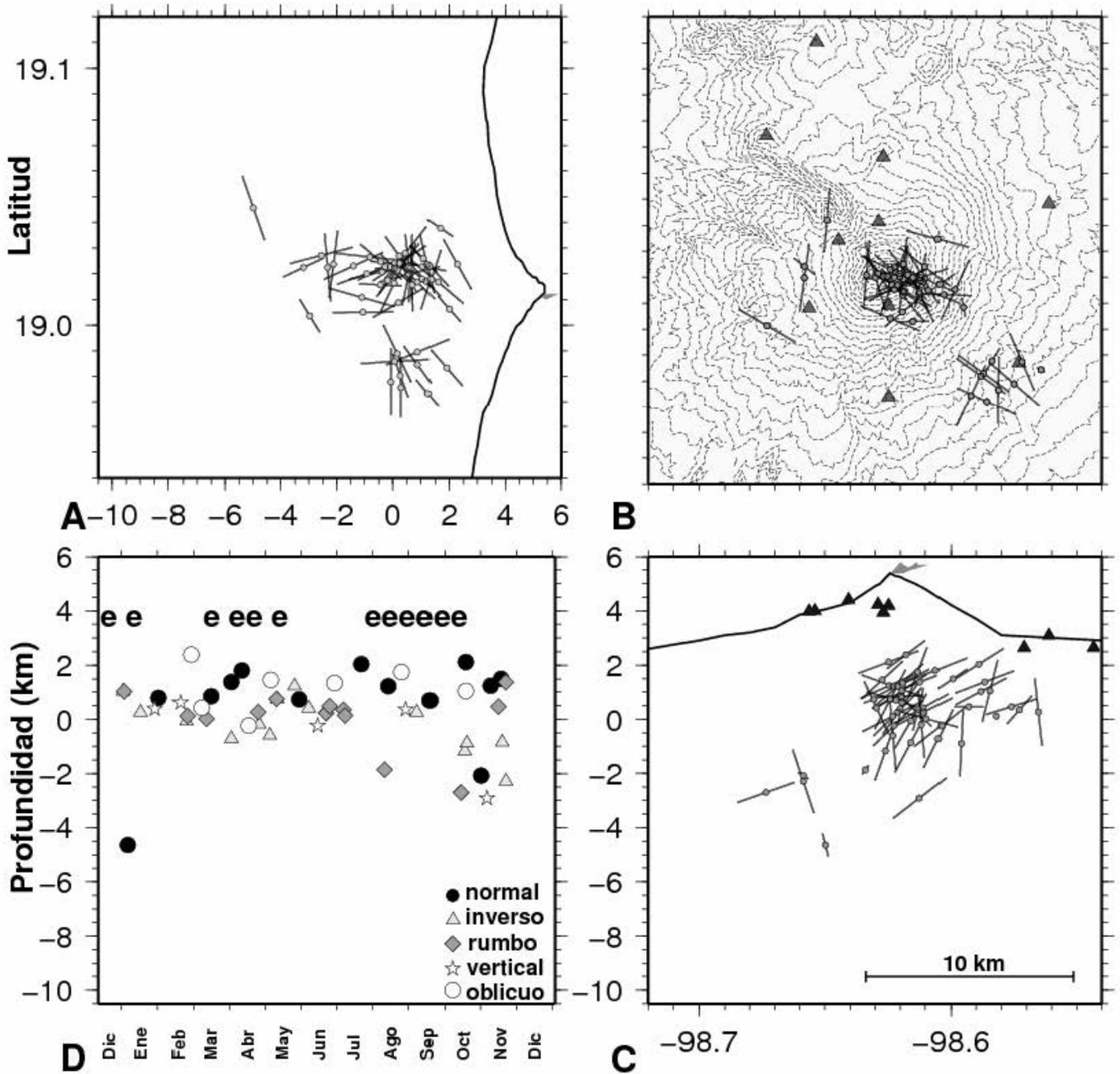


Figura 2.26. Proyecciones de los ejes de tensión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 8 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La e representa explosiones importantes.

La vista epicentral (Figura 2.26B) muestra que una gran mayoría de los eventos localizados debajo del volcán tiene orientaciones norte-sur y los eventos en la parte sureste tienen orientaciones sureste-noroeste.

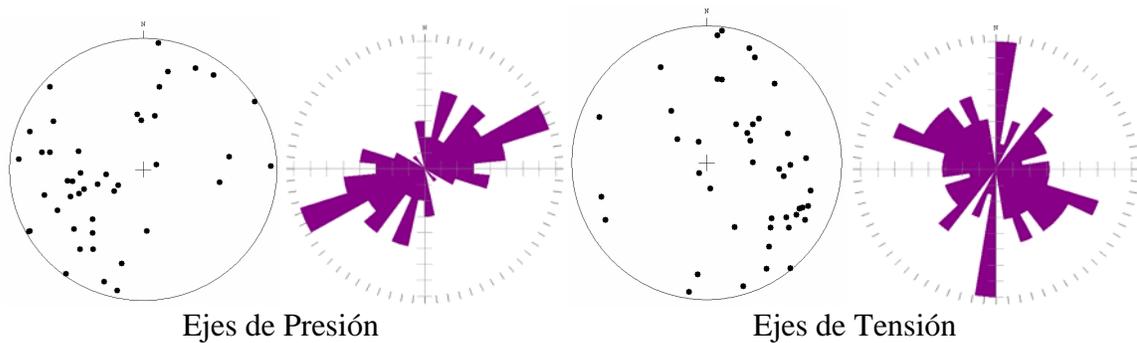


Figura 2.27. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión para eventos VT's localizados debajo del cráter, así como las direcciones preferenciales de esos ejes para la etapa 8.

En la Figura 2.27 se observan las proyecciones estereográficas y las direcciones preferenciales de los ejes de presión y de tensión para los eventos localizados debajo del cráter. Para los ejes de presión la dirección preferencial es principalmente de $S75^{\circ}W$ a $N75^{\circ}E$. Para los ejes de tensión la dirección principal es de S a N.

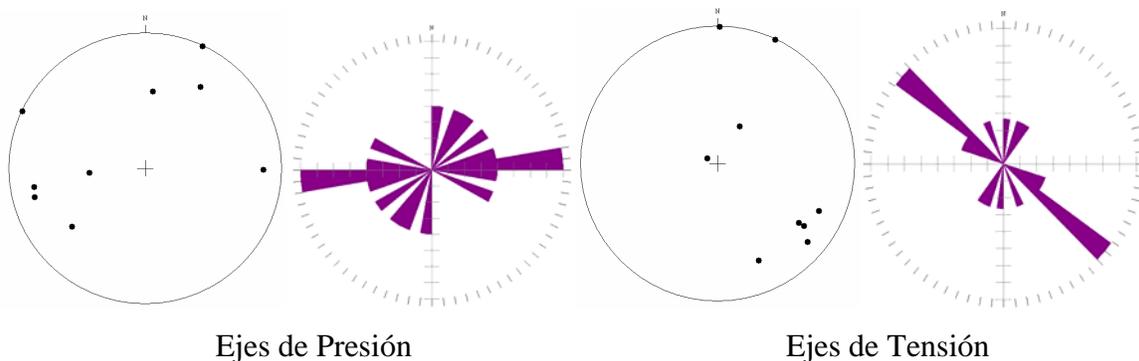


Figura 2.28. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión para eventos VT's localizados en la parte sureste del volcán Popocatepetl para la etapa 8, así como su roseta en donde se muestran las direcciones principales de los ejes.

De igual forma la Figura 2.28 muestra los ejes de presión y de tensión para eventos localizados en la parte sureste del volcán. Para los ejes de presión se puede apreciar que tienen ángulos en su mayoría bajos y que la dirección principal es de W a E. Para los ejes

de tensión se aprecian dos eventos con ejes verticales, los demás muestran ejes horizontales, la dirección preferencial es de S45°E a N45°W.

II.5.9 Etapa 9. Fase Muy Explosiva (del 23 de noviembre de 1998 al 3 de enero de 1999)

Esta fase comienza a finales de noviembre de 1998 y es caracterizada por grandes explosiones y episodios de tremor armónico. Explosiones importantes se presentaron el 25, 26, 27, 28, 29 y 30 de noviembre y el 3, 4, 6, 7, 9, 10, 15 y 17 de diciembre de 1998. Todas estas explosiones tuvieron señales sísmicas que duraron más de un minuto. Se presentaron un total de 1,636 eventos LP's, algunos días sobrepasando mas de 200. Durante esta etapa se presentaron 40 eventos VT's, con grupos principalmente debajo del cráter y otro en la parte sureste del volcán. Existen eventos localizados por debajo de la estación PPX con profundidades de -3 a -2 kmsnm, y eventos por debajo de PPT con profundidades de -4 a -3 kmsnm.

Para esta etapa se obtuvieron soluciones de mecanismos de falla para 12 eventos VT's. Por debajo del cráter se contabilizaron 11 eventos, 5 con componente inversa, 5 con componente normal y 1 vertical. También se obtuvo la solución de un mecanismo con componente inversa en la parte sureste. En la Figura 2.29 se pueden observar las proyecciones de los ejes de presión para esta etapa. En este periodo existen ejes con una alta inclinación pero también hay eventos con ángulos muy pequeños (Figura 2.29A, C), en el corte en longitud existe una ligera tendencia en la orientación de los ejes entre -1 y 1 km. Solo existe un evento cerca de Colibrí (PPC) y es totalmente horizontal. La orientación de los ejes en la vista epicentral (Figura 2.29B) parece ser de oeste a este en los eventos debajo del cráter y de norte a sur para el evento en la parte suroeste. En la variación de los mecanismos con respecto del tiempo (Figura 2.29D) se puede observar que para finales de noviembre y principios de diciembre de 1998 existieron mecanismos inversos y normales entre -1.0 y 2.5 kmsnm, prevaleciendo los mecanismos normales. De mediados de diciembre y principios de enero de 1999, solo se presentan eventos inversos y un mecanismo de rumbo.

Ejes de Presión Etapa 9 Noviembre 23,1998 – Enero 3,1999

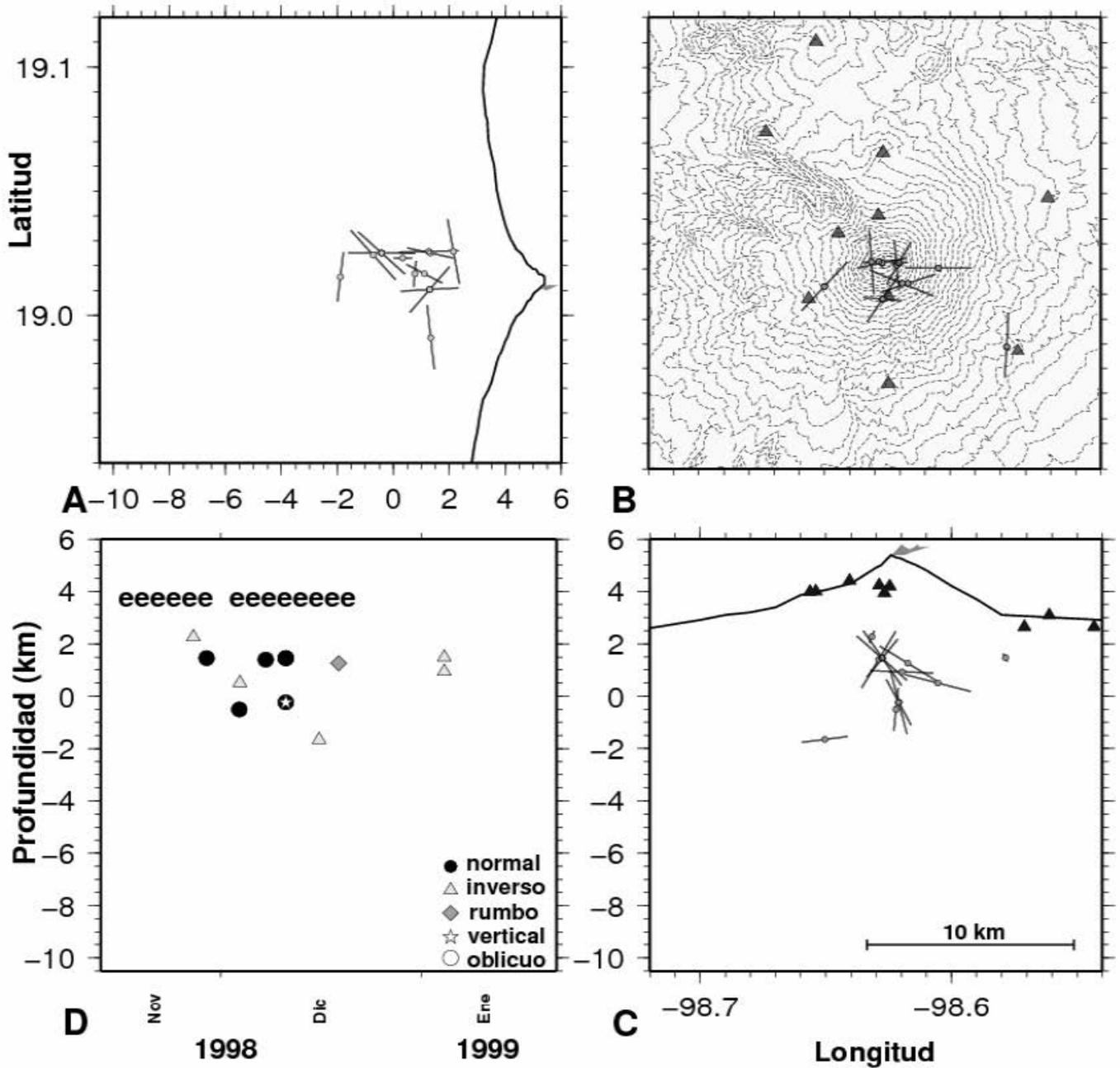


Figura 2.29. Proyecciones de los ejes de presión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 9 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La e representa explosiones importantes.

Ejes de Tensión Etapa 9 Noviembre 23,1998 – Enero 3,1999

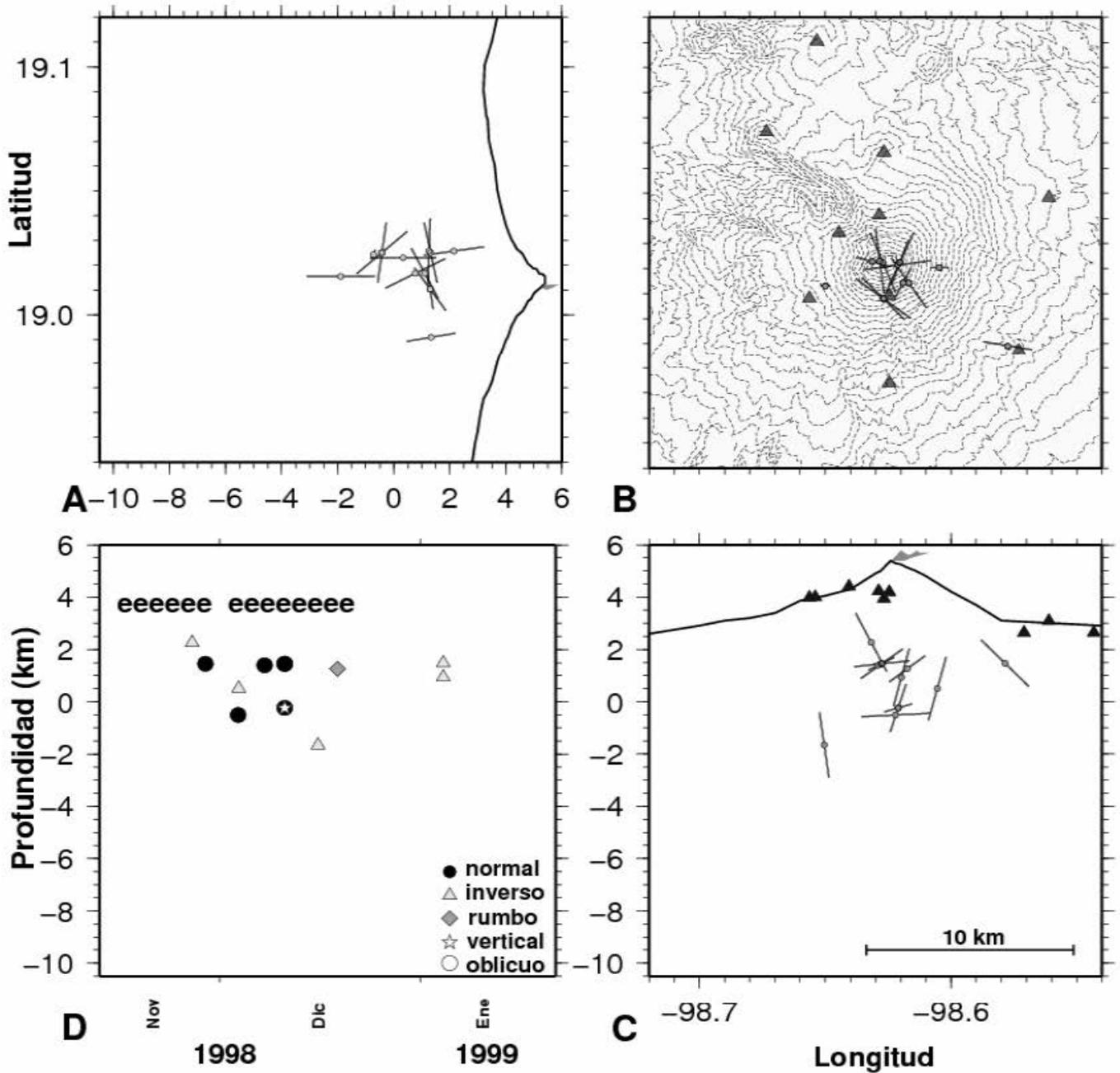


Figura 2.30. Proyecciones de los ejes de tensión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 9 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La e representa explosiones importantes.

Para los ejes de tensión (Figura 2.30) se aprecia que existen eventos tanto verticales como cercanos a la horizontal, aunque no se puede observar alguna orientación preferencial de los ejes. Para el evento localizado en la parte sureste, el eje muestra una inclinación intermedia. Para la vista epicentral (Figura 2.30B) los ejes muestran una leve orientación del suroeste al noreste para los eventos debajo del cráter.

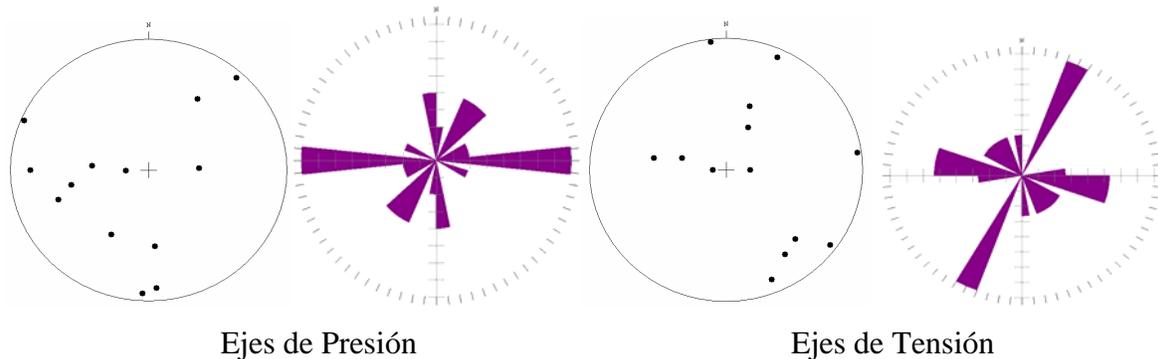


Figura 2.31. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión para eventos VT's localizados por debajo del cráter del volcán para la etapa 9, así como su roseta en donde se muestran las direcciones principales de los ejes.

Para el evento debajo de Colibrí (PPC) se observa una orientación de W a E. En la Figura 2.31 se pueden apreciar las proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión. Para los ejes de presión se observa que la dirección principal de estos ejes es W-E. Para los ejes de tensión la dirección principal es de S30°W a N30°E.

II.5.10 Etapa 10. Fase Post Eruptiva y de Relajación (del 4 de enero 1999 al 3 de septiembre de 1999)

Esta fase fue caracterizada por el retorno a un periodo de reposo, solo el 11, 12, 18 y 19 de marzo y el 4 y 15 de abril se generaron explosiones moderadas que lanzaron fragmentos incandescentes en los flancos del volcán. Después de esto el volcán solo mostró actividad fumarólica. El número de eventos LP's por día es cerca de 20 a 30, y no muestra picos altos como en las etapas anteriores. La actividad diaria de estos eventos muestra una tendencia a disminuir con el tiempo, de un promedio de 50 a menos de 10 eventos por día. Durante esta etapa 149 sismos VT's fueron localizados en el volcán, varios eventos no fueron localizados directamente debajo del cráter, pero si alrededor, cerca de un 23% de los eventos fueron localizados en la parte sureste.

Ejes de Presión Etapa 10 Enero 4,1999 – Septiembre 3,1999

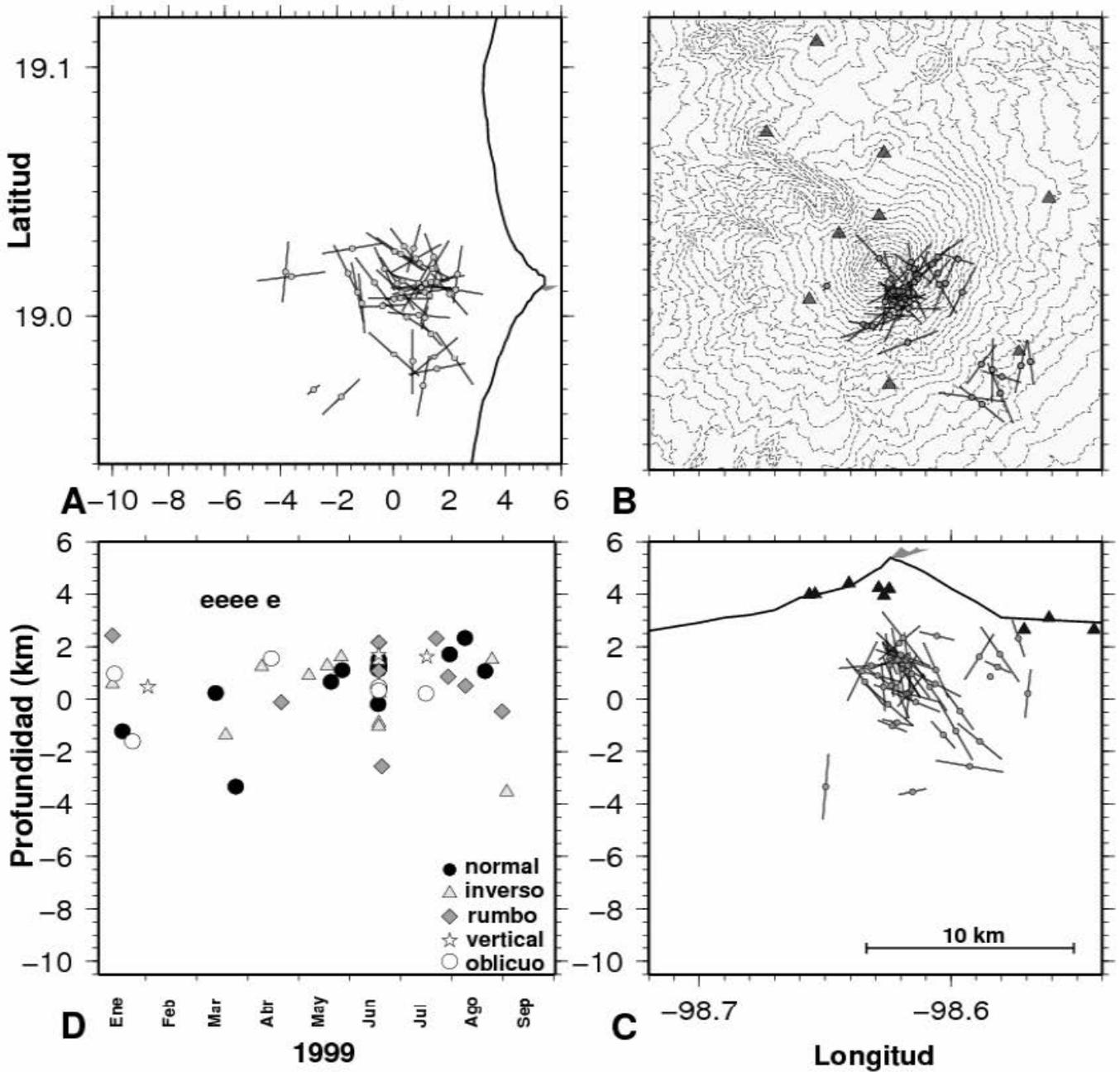


Figura 2.32. Proyecciones de los ejes de presión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 10 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La e representa explosiones.

Ejes de Tensión Etapa 10 Enero 4,1999 – Septiembre 3,1999

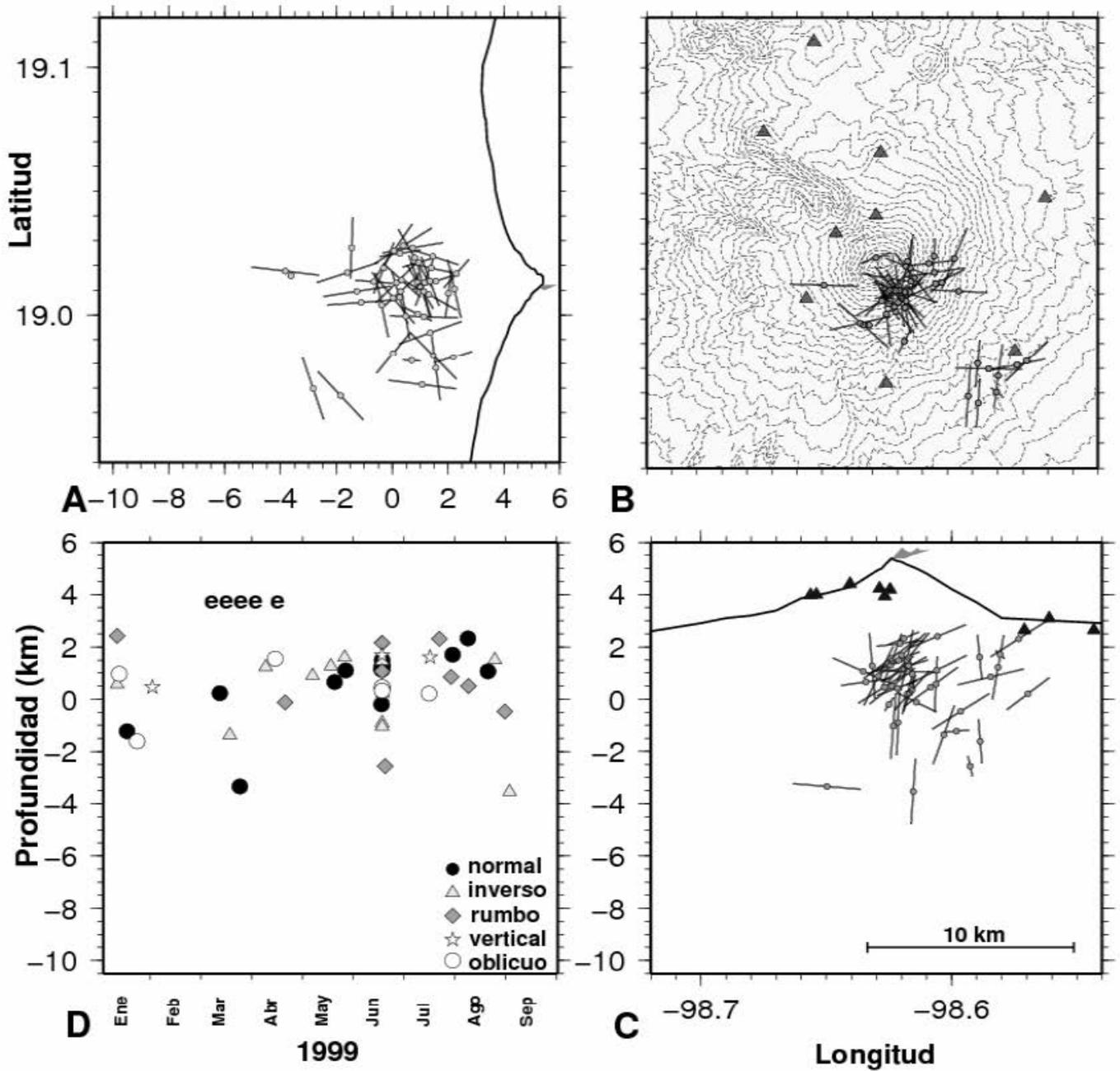


Figura 2.33. Proyecciones de los ejes de tensión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 10 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La e representa explosiones.

Cerca de un 82% de los VT's tuvieron profundidades de entre 2 y -2 km. El 15 de junio ocurrió un sismo tectónico de $M_w=7$ en la región de Tehuacan, Puebla, al sureste del volcán, 22 horas después, 36 eventos VT's se presentaron en el Popocatepetl durante las siguientes 17 horas (Pérez, 2001). Las magnitudes de esos eventos variaron de 1.3 a 3.3 y sus profundidades se presentaron de -6.3 a 2.9 kmsnm. La distribución epicentral de todos los eventos en esta etapa 10 muestra un alineamiento de los epicentros en la dirección NE-SW y localizados a 2 kmsnm al sureste del cráter. La distribución de la profundidad durante toda la etapa indica inicialmente una distribución dispersa variando de -4 a 2 kmsnm, con un evento a -7 kmsnm. Este patrón duró hasta mediados de abril, cuando la profundidad varió de -1 a 2 kmsnm con la excepción de un evento a -4 kmsnm. Después de la secuencia de eventos del 16 y 17 de junio los eventos volvieron a ser dispersos con algunos eventos someros en septiembre.

Para esta etapa se utilizaron 45 eventos para obtener los mecanismos focales de un total de 149 sismos VT's. Por debajo del cráter se obtuvieron 37 soluciones, 6 de falla de rumbo, 11 eventos con componente inversa, 14 eventos con componente normal, 2 verticales y 4 oblicuos. En la parte sureste del volcán se obtuvieron 8 soluciones, de las cuales 3 son de falla de rumbo, 1 con componente inversa, 1 con componente normal, 1 vertical y 2 oblicuos. Las proyecciones de los ejes de presión se pueden observar en la Figura 2.32. Para esta etapa se observa una mayor dispersión de los eventos, a mayor profundidad los ejes tienen poca inclinación, aunque entre 0 y 2 kmsnm se aprecian varios ejes con grandes inclinaciones. También se puede observar que los eventos debajo del cráter se encuentran localizados ligeramente al sureste y al este del cráter. En la vista de planta (Figura 2.32B) no se observa una clara orientación de los ejes en los eventos localizados debajo del cráter, aunque en los eventos localizados en la parte sureste, cerca de Colibrí (PPC) existen varios eventos con orientaciones norte-sur y ejes poco inclinados. Con respecto a la variación de los mecanismos con respecto del tiempo y la profundidad (Figura 2.32D), al inicio de la etapa de enero a abril de 1999 no se observa un mecanismo predominante. Para mayo existen eventos inversos y normales entre 0.5 y 5 kmsnm. Para los siguientes meses se sigue la misma tendencia, no se observan mecanismos dominantes, aunque existen eventos normales y de falla de rumbo en su gran mayoría. En lo que respecta a los ejes de tensión

(Figura 2.33) presentan una tendencia a tener ejes con menos de 50° , al parecer los eventos mas profundos tienden a ser mas verticales que los intermedios y profundos. De igual forma como los ejes de presión no se puede apreciar una orientación preferencial, pero existen varios eventos con dirección norte-sur. Los eventos localizados cerca de Colibrí muestran poca inclinación y 4 eventos con orientación N-S.

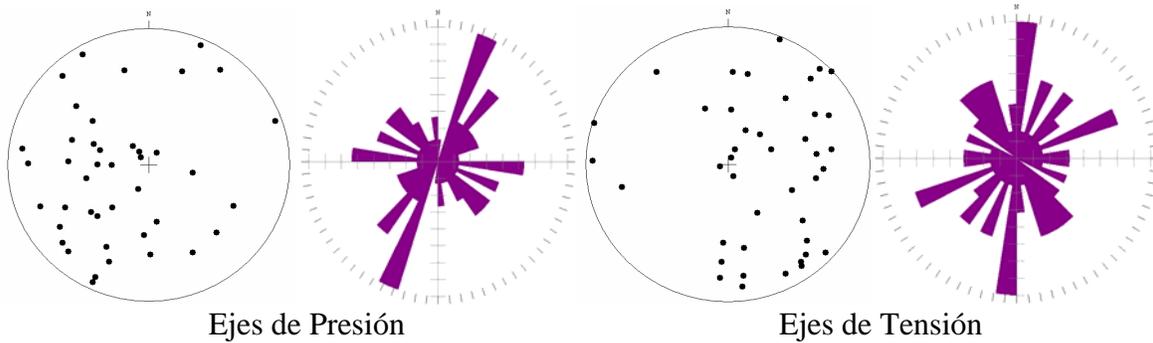


Figura 2.34. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión para eventos VT's localizados por debajo del cráter para la etapa 10, así como su roseta en donde se muestran las direcciones principales de los ejes.

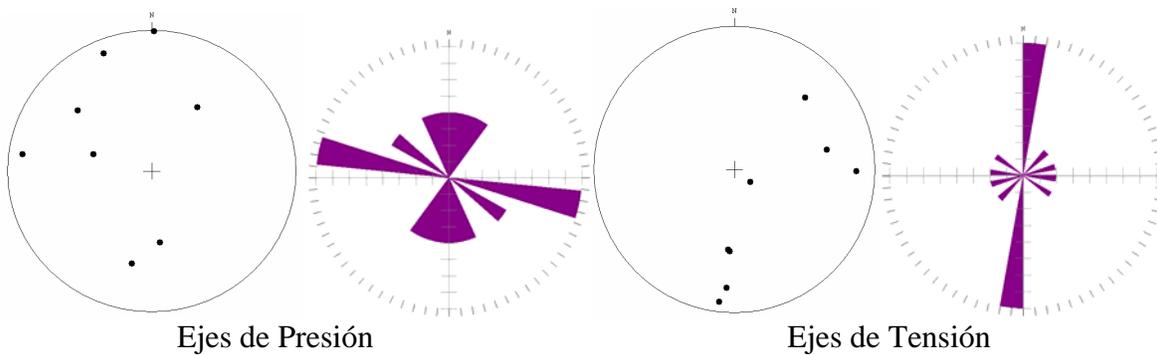


Figura 2.35. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión para eventos VT's localizados en la parte sureste del volcán Popocatepetl para la etapa 10, así como su roseta en donde se muestran las direcciones principales de los ejes.

En la Figura 2.34 se aprecian las proyecciones estereográficas para los ejes de presión y de tensión de los eventos localizados por debajo del cráter para esta etapa. Para los ejes de presión se observa que existe una dispersión de la orientación de los ejes, aunque en la roseta se observa una dirección de $S30^\circ W$ a $N30^\circ E$.

Ejes de Presión 16 y 17 de Junio,1999 Etapa 10

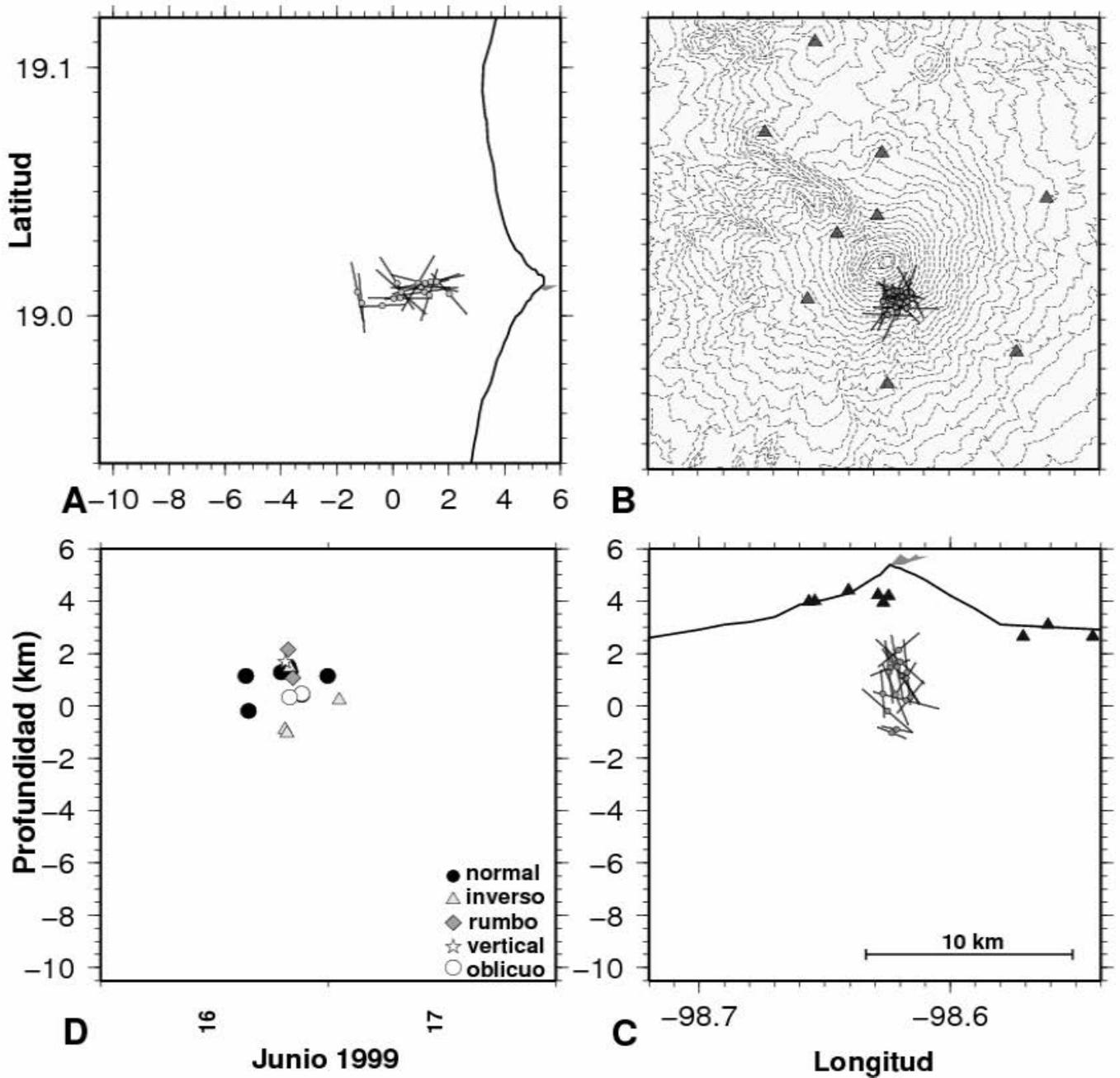


Figura 2.36 Proyecciones de los ejes de presión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para los días de 16 y 17 de junio de 1999 y la variación de los mecanismos con respecto del tiempo y de la profundidad. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos.

Ejes de Tensión, 16 y 17 de Junio, 1999 Etapa 10

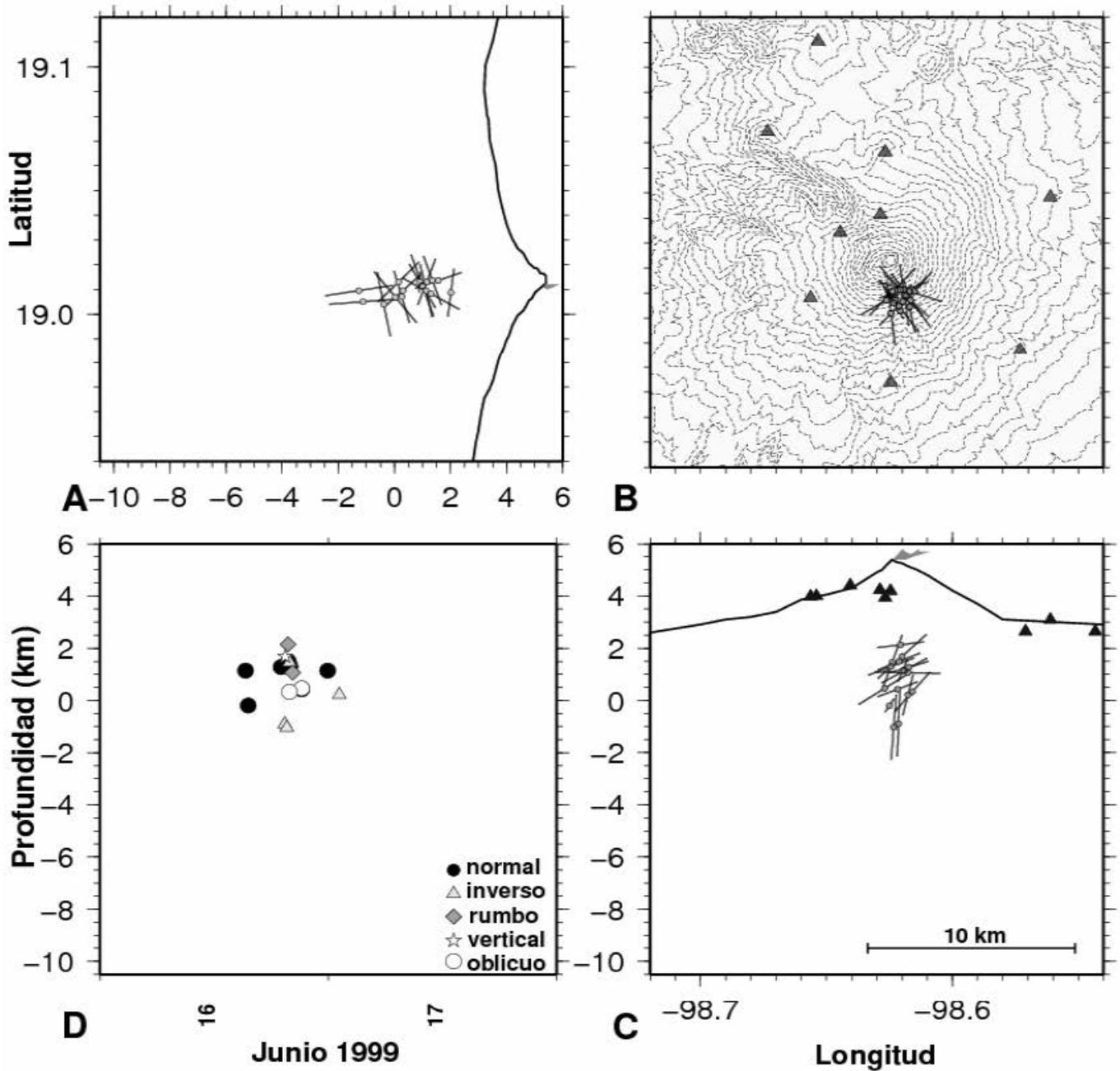


Figura 2.37 Proyecciones de los ejes de tensión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para los días de 16 y 17 de junio de 1999 y la variación de los mecanismos con respecto del tiempo y de la profundidad. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos.

Para los ejes de tensión se observa que la gran mayoría caen en los cuadrantes NE y SE, así como que la orientación preferencial de los ejes es N-S. De igual forma se obtuvieron las proyecciones para los eventos localizados en la parte sureste (Figura 2.35). En ella se observa que para los ejes de presión hay una orientación $N80^{\circ}W$ a $S80^{\circ}E$ y para los ejes de tensión la tendencia es en la dirección de N a S. Adicionalmente se generaron las proyecciones para los ejes de presión y de tensión para el enjambre de eventos del 16 y 17 de junio de 1999. Del total de 35 eventos VT's registrados en esos días se obtuvieron 16 soluciones de mecanismos focales, todos ellos localizados debajo del cráter del volcán. Se obtuvieron 2 mecanismos de falla de rumbo, 4 con componente inversa, 7 con componente normal, 1 evento vertical y 2 oblicuos. La Figura 2.36 muestra las proyecciones de los ejes de presión. Las profundidades de estos eventos se encuentran entre -1.5 y 2.5 kmsnm, los dos eventos más profundos muestran ejes poco inclinados, aunque los ejes de los eventos entre 1 y 2 kmsnm muestran gran inclinación. En la localización epicentral (Figura 2.36B) se aprecia que los eventos se encuentran al sur del cráter del volcán, lo cual es inusual con respecto a las otras etapas. La variación de los mecanismos con respecto del tiempo (Figura 2.36D), indica que existieron dos primeros eventos normales al inicio, después se observan dos eventos inversos a -1 kmsnm de profundidad, entre 0 y 2.5 se observan diferentes mecanismos sin que allá algún patrón, los últimos mecanismos son un normal y un inverso al inicio del 17 de junio.

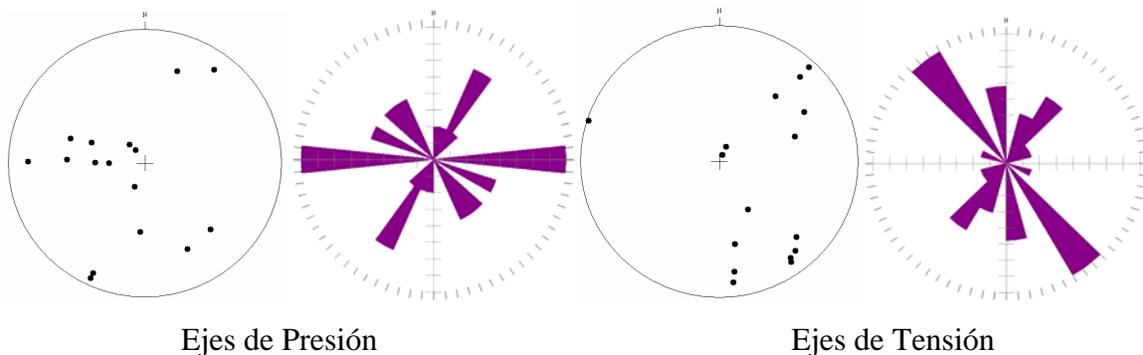


Figura 2.38. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión para eventos VT's localizados debajo del cráter del volcán del enjambre ocurrido el 16 y 17 de junio de 1999, así como su roseta en donde se muestran las direcciones principales de los ejes.

En el caso de los ejes de tensión (Figura 2.37) se observan que los ejes más profundos tienen grandes inclinaciones y conforme disminuye la profundidad se vuelven más

inclinados los ejes. La Figura 2.38 muestra las proyecciones estereográficas de los ejes de presión y tensión, para los ejes de presión la orientación preferencial es W-E y para los ejes de tensión es de S40°E a N40°W.

II.5.11 Etapa 11. Fase de Relajación (del 4 de septiembre de 1999 al 15 de septiembre del 2000)

Esta etapa inicia con algunos eventos que acarrean ceniza y que incrementan la actividad sísmica, inicialmente se presentan un promedio de 10 eventos LP's por día y fueron incrementando hasta tener 30 eventos por día para marzo. Un incremento el 8 de marzo marca un cambio en la actividad volcánica, un sobrevuelo sobre el cráter por esos días revela la presencia de un pequeño domo de menos de $0.5 \times 10^6 \text{ m}^3$. Esta actividad acompañada por mas eventos VT's y esporádicos episodios de tremor duró hasta el 15 de marzo, después la actividad de LP's gradualmente decayó bajando de 4 a 5 eventos por día en mayo. Para el 3 de septiembre una explosión ocurrió con 3 minutos de duración y fue seguida de 25 minutos de tremor espasmódico. Pocos días después entre el 8 y 12 de septiembre el número de eventos de LP's alcanzó 140, este cambio de actividad fue correlacionado con la confirmación visual de un pequeño domo observado el 15 de septiembre. La distribución epicentral en esta etapa muestra la concentración de eventos VT's debajo del cráter ceca de las estaciones de PPX, PPT y PPC. El promedio de eventos VT's en esta etapa fue de 0.22 eventos por día. La profundidad de estos eventos se presentó en dos regiones, una entre 1 y 2 kmsnm y otra entre -1 y 0 kmsnm. Para marzo a junio eventos profundos fueron registrados de -6 a 2 kmsnm y para el final de la etapa las dos bandas de eventos fueron observadas otra vez. En la vista epicentral existieron tres grupos, uno debajo del cráter, otro en la parte sureste y finalmente algunos eventos al sur del cráter.

Para esta etapa se obtuvieron 18 soluciones para eventos localizados debajo del cráter, así como 8 eventos en la parte sur y sureste del volcán. Se obtuvieron 2 eventos de falla de rumbo, 2 eventos con componente inversa, 9 eventos con componente normal, 2 verticales y 3 oblicuos para los eventos debajo del cráter.

Ejes de Presión Etapa 11 Septiembre 4,1999 – Septiembre 15,2000

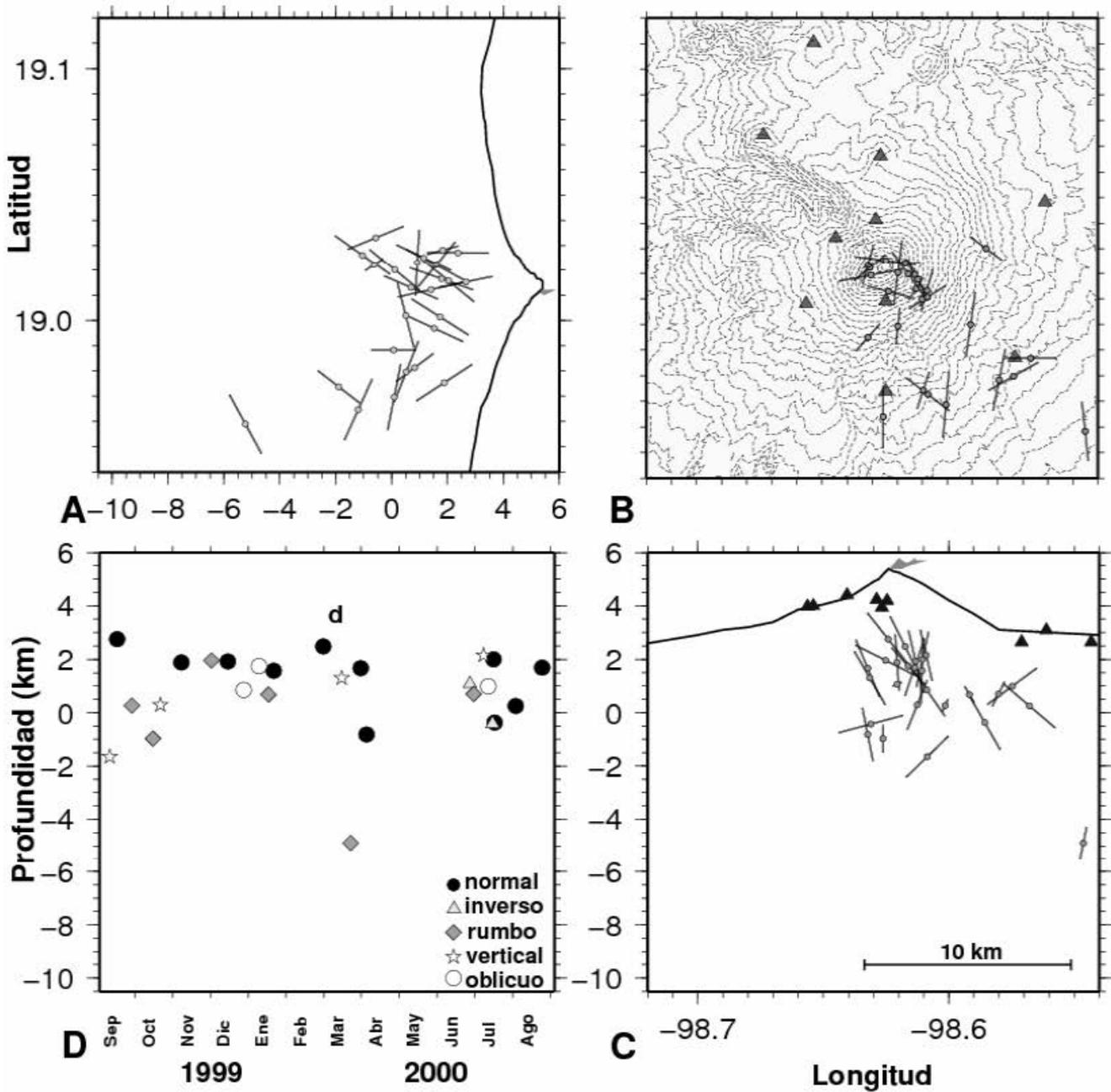


Figura 2.39. Proyecciones de los ejes de presión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 11 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La d representa un pequeño domo.

Ejes de Tensión Etapa 11 Septiembre 4,1999 – Septiembre 15,2000

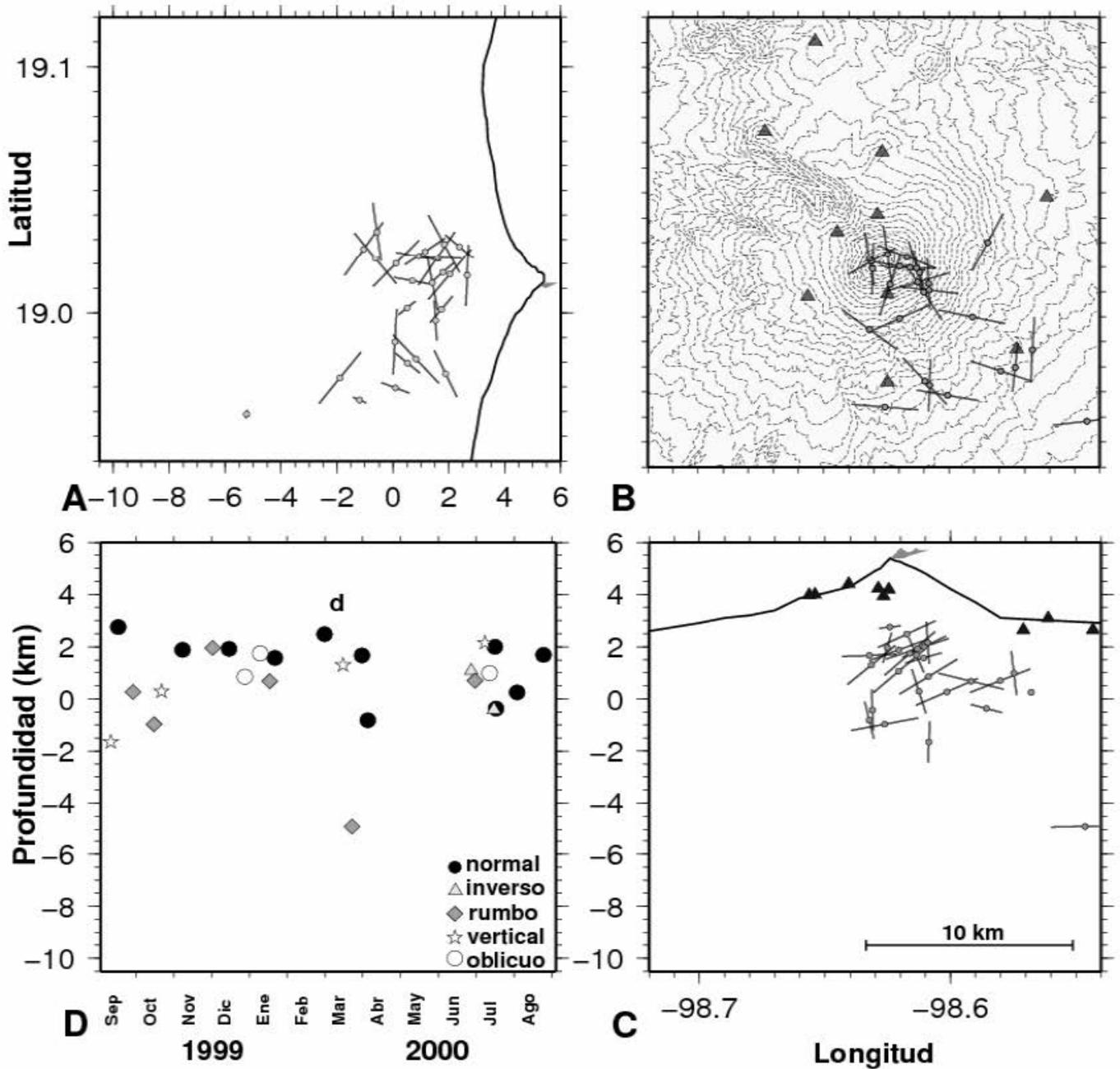


Figura 2.40. Proyecciones de los ejes de tensión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 11 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La d representa un pequeño domo.

Para los eventos cercanos a Colibrí y los localizados al sur, se obtuvieron 4 de falla de rumbo, 2 con componente normal, 1 vertical y 1 oblicuo. Los ejes de presión en esta etapa (Figura 2.39) presentan ejes con una gran inclinación en cuanto se refiere a la mayoría de los eventos localizados debajo del cráter. Los eventos ubicados en la parte sur y en lado sureste del volcán presentan ejes más horizontales. La orientación de los ejes observados en planta (Figura 2.39B) muestra que una gran mayoría se orientan de norte a sur, incluyendo a los eventos de la parte sureste y del sur. En cuanto a los mecanismos y su variación con el tiempo y la profundidad (Figura 2.39D), se observa que durante toda la etapa existieron mecanismos normales que en su gran mayoría tuvieron profundidades entre 1.5 y 2.7 kmsnm. Adicionalmente se observaron algunos mecanismos de falla de rumbo durante los primeros 5 meses. Solo dos eventos inversos se observaron en junio y julio del 2000. Los ejes de tensión (Figura 2.40) en esta etapa muestran ángulos bajos en todos los eventos y no existe alguna orientación preferencial de estos, aunque en la vista epicentral (Figura 2.40B) se puede ver que hay ejes orientados norte-sur y noreste-sureste.

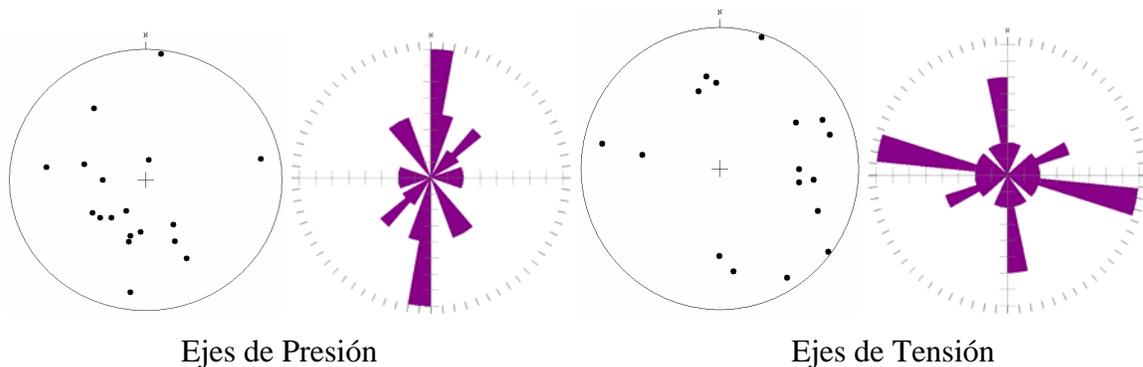


Figura 2.41. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión para eventos VT's localizados debajo del cráter del volcán en la etapa 11, así como su roseta en donde se muestran las direcciones principales de los ejes.

La Figura 2.41 muestra las proyecciones estereográficas de los ejes debajo del cráter, en ellas se aprecian que los ejes de presión mantienen una dirección preferencial de norte a sur, en cambio los ejes de tensión tienen dos direcciones una con una orientación de $S85^{\circ}E$ a $N85^{\circ}W$ y otra de N-S. Para los eventos localizados al sur y sureste del cráter las direcciones preferenciales se pueden observar en la Figura 2.42, los ejes de presión presentan una orientación N-S, mientras que los ejes de tensión tienen una orientación preferencial también en sentido N-S.

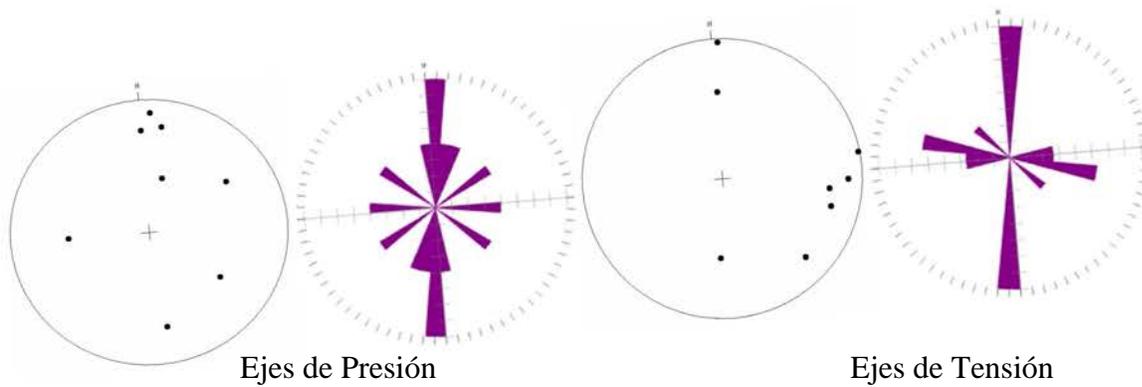


Figura 2.42. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión para eventos VT's localizados en la parte sur y sur-este del volcán en la etapa 11, así como su roseta en donde se muestran las direcciones principales de los ejes.

11.5.12 Etapa 12. Fase de Recarga (del 16 de septiembre 16, 2000 al 10 de diciembre del 2000)

Inicialmente, la actividad decreció en esta etapa y gradualmente aumentó con algunos eventos LP's de larga duración que siguieron a eventos VT's debajo del cráter. Tremor armónico fue detectado en la coda de algunas señales de LP's. Grandes anomalías térmicas también fueron observadas en imágenes de los satélites GOES de la Universidad de Hawai durante diciembre (Gómez, 2002). Exhalaciones de bajo nivel y tremor continuo durante todo septiembre. En octubre un incremento en las exhalaciones generaron plumas de hasta 6 km de altura por encima del cráter del volcán. Se presentó un marcado incremento en el nivel de la actividad interna en noviembre, cuando un enjambre de eventos volcano-tectónicos comenzó después de la ocurrencia de un evento VT de 3.1 de magnitud localizado al sureste del volcán. Más eventos siguieron en el rango de 2.2 a 3.0 durante noviembre. Esta actividad no se reflejó en eventos externos. El 2 de diciembre las exhalaciones incrementaron con una gran emisión de cerca de 90 minutos. El 6 de diciembre un enjambre de 9 eventos VT's (de entre 1.7 a 2.4) ocurrió y fue seguido por eventos similares el 8 y 9. El día 10 se presentó tremor armónico de alta amplitud y corta duración. Durante este periodo de actividad, el número de LP's fue en promedio de 72 eventos por día, alcanzando en algunas ocasiones hasta 120 eventos.

Ejes de Presión Etapa 12 Septiembre 16, 2000 – Diciembre 10, 2000

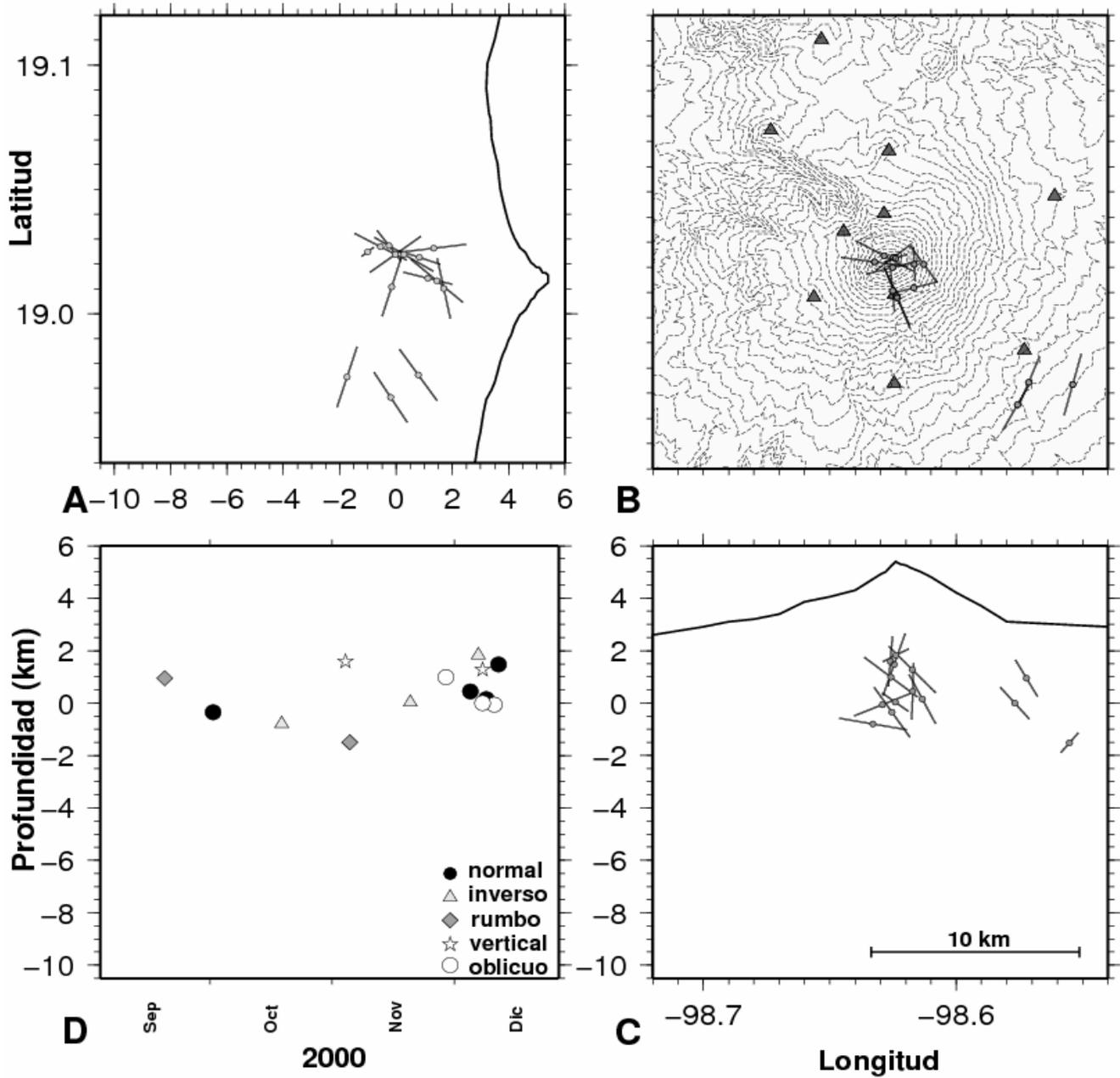


Figura 2.43. Proyecciones de los ejes de presión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 12 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos.

Ejes de Tensión Etapa 12 Septiembre 16, 2000 – Diciembre 10, 2000

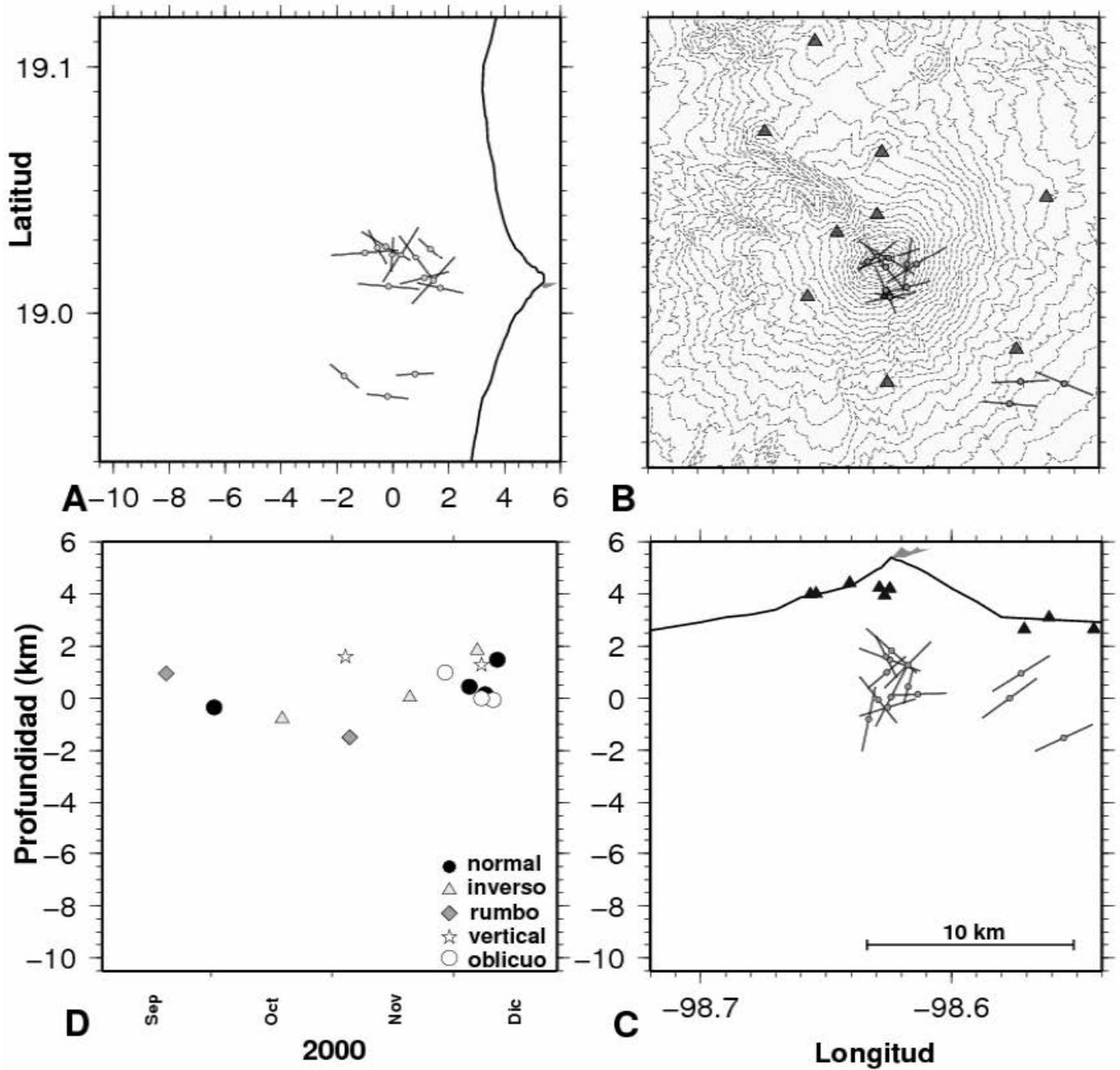


Figura 2.44. Proyecciones de los ejes de tensión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 12 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos.

Hubieron 40 eventos VT's cuyas profundidades se mantuvieron entre -2 a 2 kmsnm. Existieron eventos de -4 a -2 kmsnm, también debajo el cráter. Para este periodo se calcularon 14 mecanismos, 11 localizados por debajo del cráter del volcán, para está región se contaron 3 mecanismos con componente inversa, 4 con componente normal, 2 verticales y 2 oblicuos. En la parte sureste se localizaron 3 eventos, 2 de ellos con mecanismos de falla de rumbo y un oblicuo. Los ejes de presión se muestran en la Figura 2.43, en ella se puede observar que presentan diferentes inclinaciones, los más profundos tienen poca inclinación mientras que los someros presentan un mayor ángulo. La orientación de los ejes en la vista epicentral (Figura 2.43B), es en algunos casos este-oeste, aunque también existen en la dirección norte-sur para los ejes debajo del cráter del volcán, para aquellos en la parte sureste se observan ejes con una orientación suroeste-noreste. En la variación de los mecanismos con el tiempo y la profundidad (Figura 2.43D), se observa que los primeros tres meses no existe un mecanismo dominante, para principios de diciembre existen un grupo de eventos normales y oblicuos entre 0 y 2 kmsnm, además de un evento vertical y un inverso.

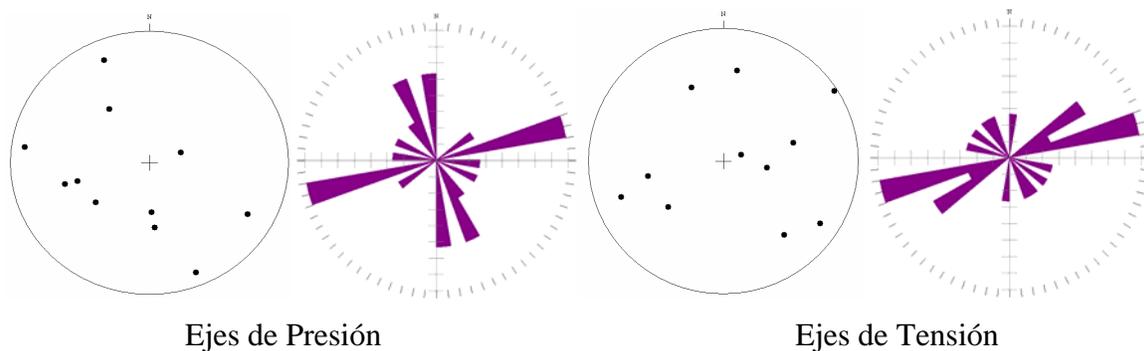


Figura 2.45. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión para eventos VT's localizados por debajo del cráter del volcán en la etapa 12, así como su roseta en donde se muestran las direcciones principales de los ejes.

Para los ejes de tensión (Figura 2.44) se observa una variación similar a los ejes de presión, varios de ellos mantienen poca inclinación aunque los eventos más profundos presentan una inclinación mayor. Los eventos en la parte sureste tienen ángulos bajos. En la vista epicentral (Figura 2.44B) se aprecia que existen ejes con orientación suroeste-noreste, así como varios ejes con dirección norte-sur. Los ejes en la parte sureste tienen orientaciones oeste-este.

En la Figura 2.45 se observan las proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión para los eventos localizados por debajo del cráter para esta etapa. La orientación preferencial de los ejes de presión es de S80°W a N80°E, aunque existen eventos con una orientación S20°E a N20°W. Debido a la poca cantidad de eventos en la parte sureste no se generaron las proyecciones estereográficas, aunque en la vista epicentral (Figura 2.43 y 2.44) se aprecian que los ejes de presión tienen una orientación S20°W a N20°E y para los ejes de tensión su principal dirección es W-E.

II.5.13 Etapa 13. Crecimiento Rápido de Domo y Fase Eruptiva Intensa. (del 11 de diciembre del 2000, al 23 de enero del 2001)

Un incremento en las exhalaciones en diciembre 12 marcó el inicio de esta etapa (> 200 por día), algunas emisiones alcanzando cerca de 5-6 km por arriba del cráter del volcán. Emisiones similares fueron generadas los siguientes días, como el 13, 14 y 15. El 15 se presenta un tremor armónico de baja frecuencia el cual satura las estaciones de periodo corto de la red de vigilancia del volcán (Arámbula, 2002), el tremor es detectado por las estaciones del Servicio Sismológico Nacional (SSN) a 150 km de distancia. Este tremor estuvo asociado al crecimiento de un domo de lava de mayores dimensiones que los anteriores domos. Este episodio de tremor duró aproximadamente 12.5 horas, al inicio del 16 de diciembre disminuyó drásticamente la actividad pero después de 16 horas una nueva señal de tremor de gran amplitud y baja frecuencia fue generado de nuevo, esta nueva señal duró aproximadamente 19.5 horas.

Los inclinómetros registraron esta señal de tremor con oscilaciones de entre -100 a 100 microradianes. En cerca de 32 horas de tremor armónico, la energía sísmica liberada por el volcán excedió la del resto del año y rebasó a toda la acumulada en 1997. Fotografías aéreas tomadas el 16 de diciembre mostraron el crecimiento de un domo cuya tasa de emisión alcanzó de 180 a 200 m³/s (BGVN, 25:12). Esta tasa fue dos órdenes de magnitud mayor comparada con antiguas emisiones.

Ejes de Presión Etapa 13 Diciembre 11, 2000 – Enero 23, 2001

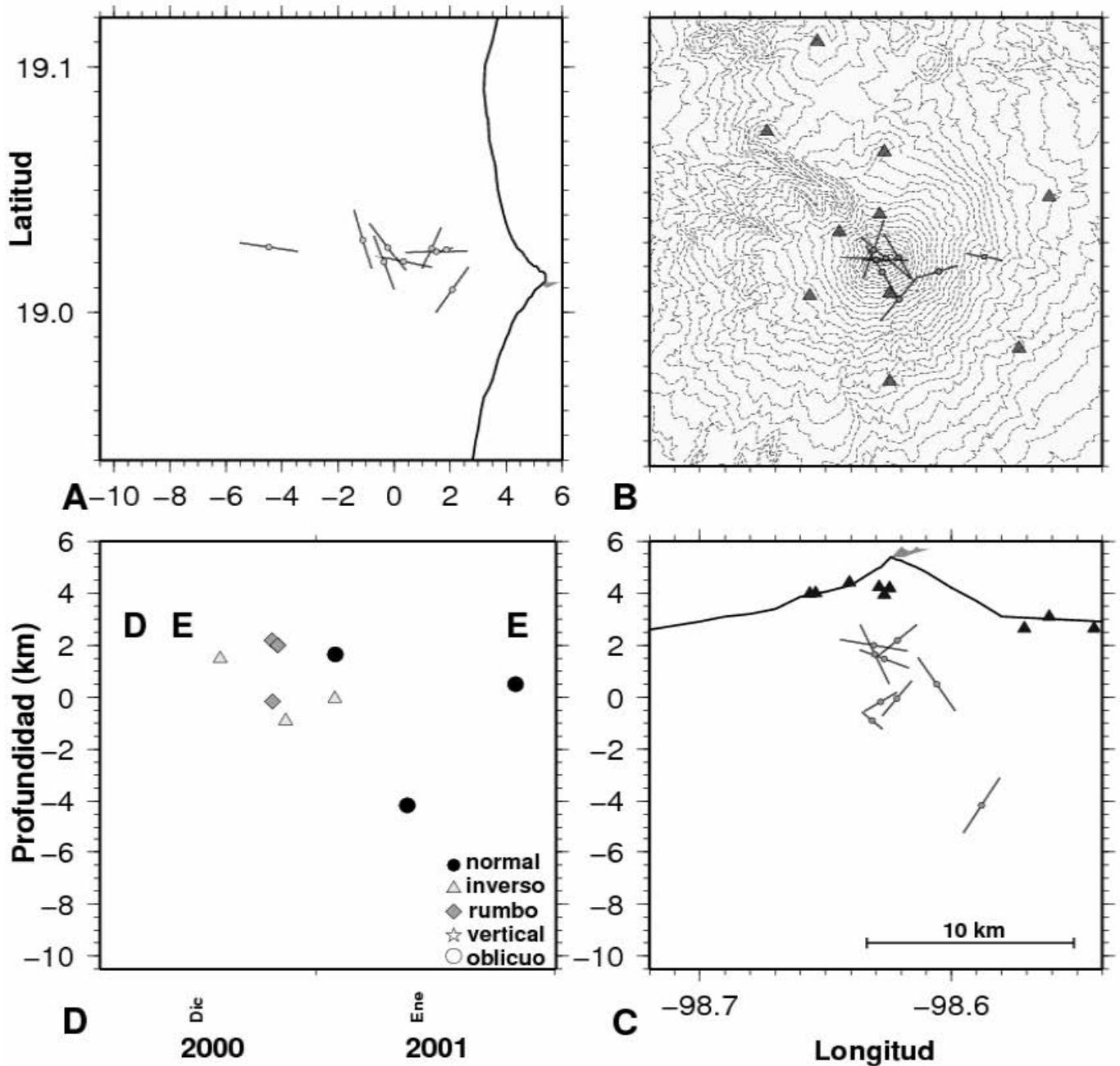


Figura 2.46. Proyecciones de los ejes de presión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 13 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La D representa el domo de 15 a $19 \times 10^6 \text{ m}^3$, la E significa la explosión más importante en la actividad reciente del volcán.

Ejes de Tensión Etapa 13 Diciembre 11, 2000 – Enero 23, 2001

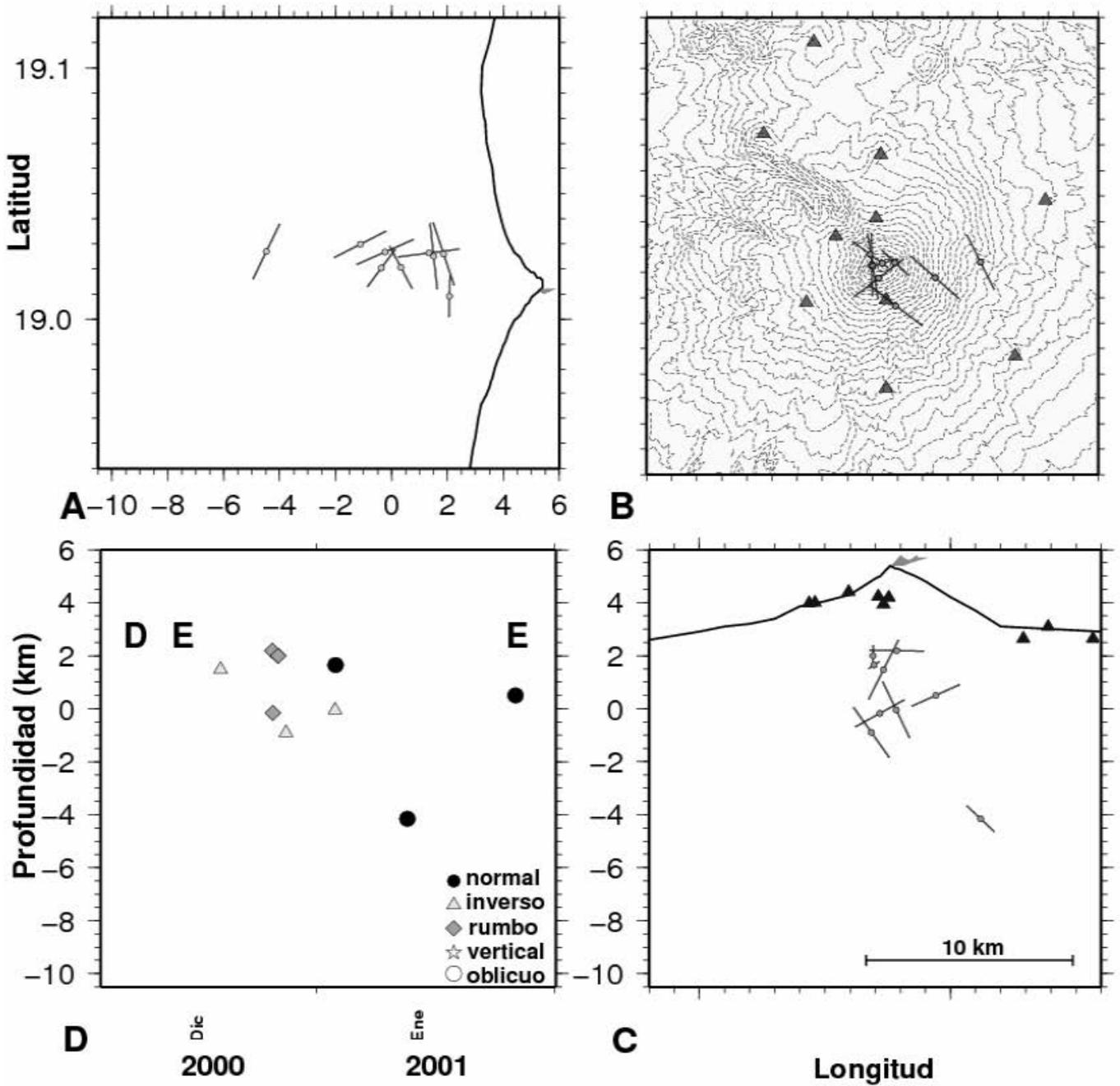


Figura 2.47. Proyecciones de los ejes de tensión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 13 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La D representa el domo de 15 a $19 \times 10^6 \text{ m}^3$, la E significa la explosión más importante en la actividad reciente del volcán.

Debido a la gran tasa de emisión de lava dentro del cráter del volcán, se sugirió a las autoridades de protección civil, el evacuar todas las poblaciones en un radio de 13 kilómetros a partir del cráter, estas poblaciones fueron Santiago Xalizintla y San Pedro Benito Juárez, las dos localizadas en el estado de Puebla. El total del volumen del domo de lava fue estimado el 18 de diciembre de entre 15 y $19 \times 10^6 \text{ m}^3$, excediendo el volumen acumulado de domos previos. El 18 de diciembre se produjo la primera explosión, generando emisiones continuas de ceniza y generando una columna de 5 km de altura aproximadamente. Durante el día siguiente el volcán siguió lanzando gran cantidad de ceniza y fragmentos incandescentes alrededor del cráter. La siguiente explosión, producto de la destrucción del domo fue hasta el 24 de diciembre lanzando fragmentos hasta una distancia de 3.5 km del cráter y una altura de 5 km.

Durante esta etapa de diciembre, del 12 a 14, el número de LP's alcanzó más de 300 eventos por día, la amplitud de esos eventos satura en algunos casos a los instrumentos cercanos al cráter del volcán. Del 15 al 17 de diciembre las señales sísmicas fueron dominadas por un temblor de gran amplitud y baja frecuencia probablemente asociado al movimiento de magma ya cercano a la superficie. Para la mañana del 18 de diciembre los LP's cayeron hasta que se presentó el temblor espasmódico producto de la erupción. Solo un VT's fue observado entre el 12 y 19 de diciembre. Después se presentaron más eventos con profundidades de -1 a 2 kmsnm. Emisiones moderadas de ceniza y eventos LP's siguieron después, hasta el fin de diciembre e inicio de enero y solo destruyeron una pequeña parte del domo (<10-20%).

Un grupo de eventos al principio de enero fue seguido por eventos profundos (< -2) los cuales culminaron con 2 eventos el 22 de enero a -6 kmsnm, uno de ellos siguió con un episodio de temblor el cual inició un evento explosivo con una columna de más de 10 km sobre el cráter, con flujos piroclásticos descendiendo por las barrancas N, SE, SW y NW. Los flujos piroclásticos generaron un lahar que viajó 15 km dentro de una barranca llegando a 2 km de Santiago Xalizintla. Caída de ceniza fue reportada hasta 200 km de distancia en dirección sureste del volcán. El estimado de VEI para este evento fue de 3-4 y ha sido el evento más grande desde la reactivación del volcán en diciembre de 1994. Fotografías

aéreas demostraron que cerca del 40% del domo generado en diciembre fue destruido por la explosión del 22 de enero.

En esta etapa se pudieron obtener soluciones para 9 eventos, 8 cerca del cráter y uno en la parte este. Se obtuvieron 3 de falla de rumbo, 3 con componente inversa, 3 con componente normal. Los ejes de presión se pueden ver en la (Figura 2.46), en ella se aprecian algunos eventos con ángulos grandes, los demás son ejes con poca inclinación. El evento del 22 de enero que antecedió al evento explosivo presenta un eje con 55° de inclinación y un azimut de 252° . Para la variación de los mecanismos con respecto del tiempo (Figura 2.46D), indica que para finales del mes, después de la etapa eruptiva de 18 y 19 de diciembre, se presentan eventos inversos y de falla de rumbo entre -1 y 2.5 kmsnm. Para principios de enero existe un evento inverso y tres normales.

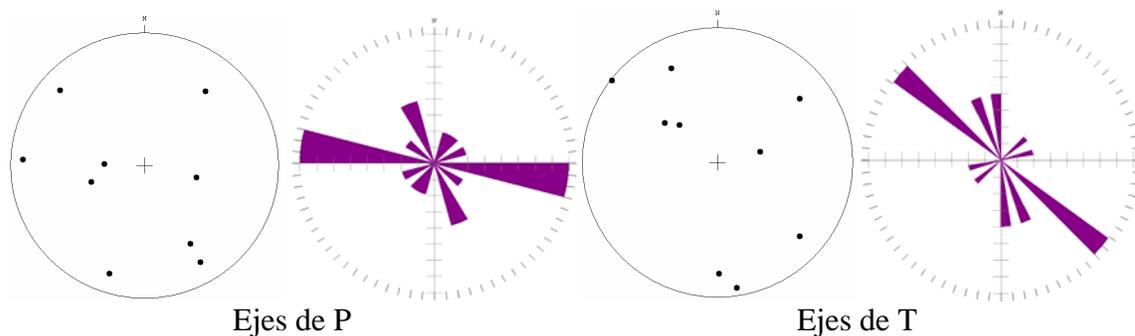


Figura 2.48. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión para eventos VT's localizados debajo del cráter del volcán en la etapa 13, así como su roseta en donde se muestran las direcciones principales de los ejes.

En lo que se refiere a los ejes de tensión (Figura 2.47) estos muestran que existen dos eventos con gran inclinación a finales de diciembre y principios de enero, pero los últimos dos eventos tienen ángulos menores a 25° . El evento del 22 de enero tiene una inclinación de 19° y un azimut de 132° , por tal razón este evento es considerado como un mecanismo normal. En la Figura 2.48 se observan las proyecciones estereográficas de los ejes de tensión y de presión para la etapa 13, en ella se aprecia que la dirección preferencial para los ejes de presión tienen una orientación de W-E. Para los ejes de tensión la orientación es $S45^{\circ}E$ a $N45^{\circ}W$.

II.5.14 Etapa 14. Fase Post Eruptiva y de Construcción Repetitivas de Domos Pequeños (del 24 de enero del 2001 a junio del 2002)

Después de la explosión del 22 de enero se presentaron pocas explosiones, el 29 de enero y el 9 de febrero. Después de la etapa explosiva, el volcán entró en una fase de construcción de pequeños domos (menores a $1 \times 10^6 \text{ m}^3$) y la subsecuente destrucción de los mismos con explosiones menores. La formación de los domos fue acompañada por intensa actividad de eventos LP's no durando más de 3 días. En marzo 6 del 2001 se registró un incremento de eventos LP's y el 13 de marzo un nuevo domo de lava de cerca de 150 m de diámetro fue observado. El 16 de abril también se presentó un enjambre de eventos LP's el cual culminó en la formación de otro domo, así mismo en esta misma fecha se presentó una explosión que lanzó fragmentos incandescentes hasta 2 km de distancia (Rodríguez, 2004). Otras explosiones siguieron el 29 de abril y el 31 de mayo. Junio fue caracterizado por varios episodios de tremor armónico de baja amplitud. El 19 de julio y el 10 de agosto se registraron más periodos de actividad de eventos LP's y otro domo fue observado el 15 de agosto. El 10 de septiembre hubo otra intensa actividad de LP's seguida por un evento VT de magnitud 3. Fotografías aéreas revelaron el 24 de septiembre, el 25 de octubre y 21 de noviembre la presencia de un pequeño domo de 130 metros de diámetro dentro del cráter.

El 10 de diciembre se presentó una intensa actividad de LP's que produjo un domo de 190 m de diámetro, el cual fue observado el 11 de diciembre y seguido por mas eventos LP's el 12. Explosiones de destrucción del domo fueron observadas el 18 y 22 de ese mes. Formación y destrucción de domos de lava, como la generada en varias ocasiones en el 2001, fueron registradas en enero 24, 19 de febrero y 29 de abril del 2002. La actividad VT durante esta etapa mostró inicialmente una acumulación de eventos entre 1 y -2 kmsnm y otro grupo entre -2 a -4 kmsnm, ambos de esas secuencias se volvieron más someros para septiembre. En marzo y junio dos eventos profundos -6 kmsnm fueron localizados debajo del cráter y en la parte sureste. Después de septiembre y hasta diciembre, la sismicidad fue dispersa entre 3 y -3 kmsnm. Esta actividad volcano-tectónica fue desarrollada durante la etapa de formación-destrucción de domos. Enero del 2002 mostró eventos con una profundidad entre 2 a -4.5 kmsnm, después de enero, la distribución mostró una forma mas

angosta entre 2 a -1 kmsnm en febrero y de 3 a -2 kmsnm a finales de mayo. Después el número de eventos mostró un incremento en los últimos 4 meses. La ubicación hipocentral de los 254 eventos en esta etapa muestra un grupo debajo del cráter y una distribución dispersa en el sector sureste. Para esta etapa se obtuvieron 122 mecanismos focales, de los cuales 114 eventos se localizaron por debajo del cráter. En esta región se presentaron 17 eventos de falla de rumbo, 21 con componente inversa, 43 con componente normal, 16 verticales y 17 oblicuos. Para la región localizada al suroeste se contabilizaron 8 eventos de los cuales 3 fueron mecanismos de falla de rumbo, 2 con componente normal, 1 con componente inversa y 2 verticales. Los ejes de presión pueden ser observados en la Figura 2.49, inicialmente se observa un grupo de eventos entre -3 y 2 kmsnm. Es difícil apreciar como se encuentran los ejes debido a la cantidad de eventos en esta etapa, pero se observa que existen ejes con poca inclinación en las partes más profundas y conforme se hacen más someros los ejes muestran una mayor inclinación. Los eventos localizados en la parte sureste muestran ángulos grandes, aunque existen 6 eventos con poco ángulo. La vista epicentral (Figura 2.49B) muestra eventos con diferentes orientaciones, aunque para los eventos en la parte sureste hay eventos con orientaciones sur-norte y eventos del noroeste al sureste.

La variación de los mecanismos con respecto del tiempo (Figura 2.49D) nos indica que de enero a junio del 2001 existe una gran variedad de mecanismos, sin que se pueda reconocer algún patrón, aunque la mayoría son mecanismos normales. Para julio siguen prevaleciendo los eventos normales pero a mayor profundidad, así como eventos de falla de rumbo. De octubre a diciembre se pueden observar varios mecanismos inversos entre -2.5 y 0 kmsnm. De marzo a junio del 2002 se observan mecanismos más someros, el mecanismo dominante en este periodo es normal y se presentan entre -0.5 y 2.5 kmsnm, aunque existen de todos los tipos. En el caso de los ejes de tensión (Figura 2.50) algunos ejes profundos son inclinados, aunque existen eventos con ángulos bajos y altos en profundidades entre -2 y 0 kmsnm. Para los eventos más someros los ejes muestran una clara inclinación baja. Los eventos localizados en la parte sureste presentan ejes en su mayoría bajos. La vista epicentral (Figura 2.50B) muestra diferentes direcciones de los ejes sin que se pueda definir claramente un orientación.

Ejes de Presión Etapa 14 Enero 11, 2001 – Junio 01, 2002

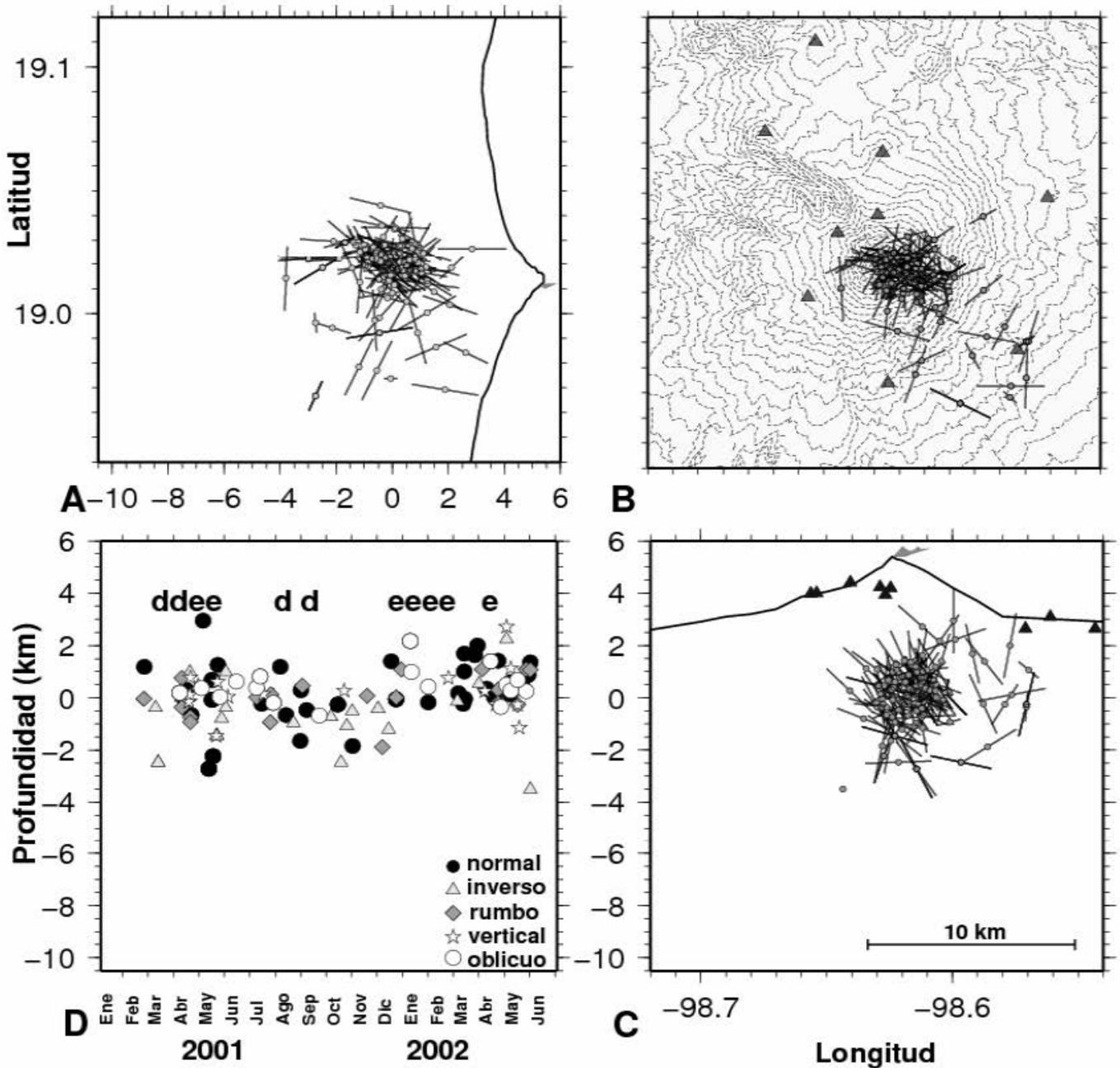


Figura 2.49. Proyecciones de los ejes de presión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 14 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La d representa domo y la e explosión.

Ejes de Tensión Etapa 14 Enero 11, 2001 – Junio 01, 2002

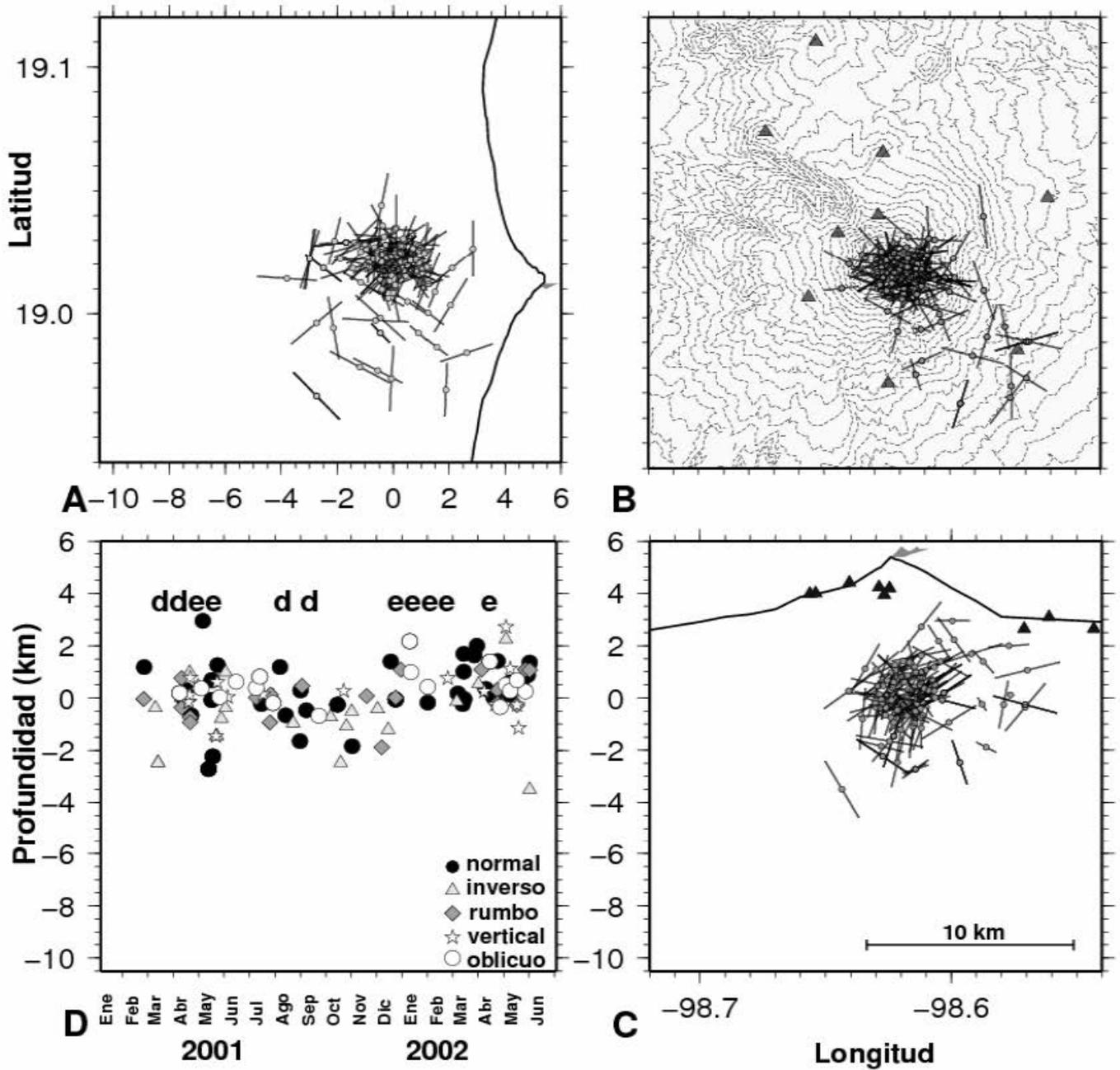


Figura 2.50. Proyecciones de los ejes de tensión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 14 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La d representa domo y la e explosión.

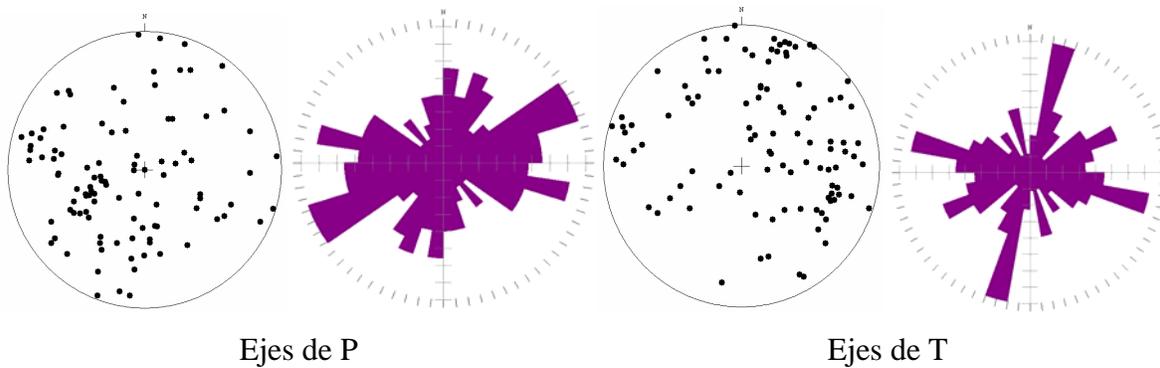


Figura 2.51. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión para eventos VT's localizados debajo del cráter del volcán en la etapa 14, así como su roseta en donde se muestran las direcciones principales de los ejes.

La Figura 2.51 muestra las proyecciones estereográficas para los ejes de presión y de tensión en esta etapa, en ella se observa que existe una gran cantidad de direcciones, aunque la principal orientación en este mes es $S60^{\circ}W$ a $N60^{\circ}E$. Para los ejes de tensión existen dos direcciones principales, de $S15^{\circ}W$ a $N15^{\circ}E$ y de $S75^{\circ}E$ a $N75^{\circ}W$. Para los ejes localizados en la parte sureste (Figura 2.52), presentan una ligera orientación preferencial de $S40^{\circ}W$ a $N40^{\circ}E$ en el caso de los ejes de presión. Para los ejes de tensión existen dos direcciones una $S15^{\circ}W$ a $N15^{\circ}E$ y otra $S75^{\circ}W$ a $N75^{\circ}E$.

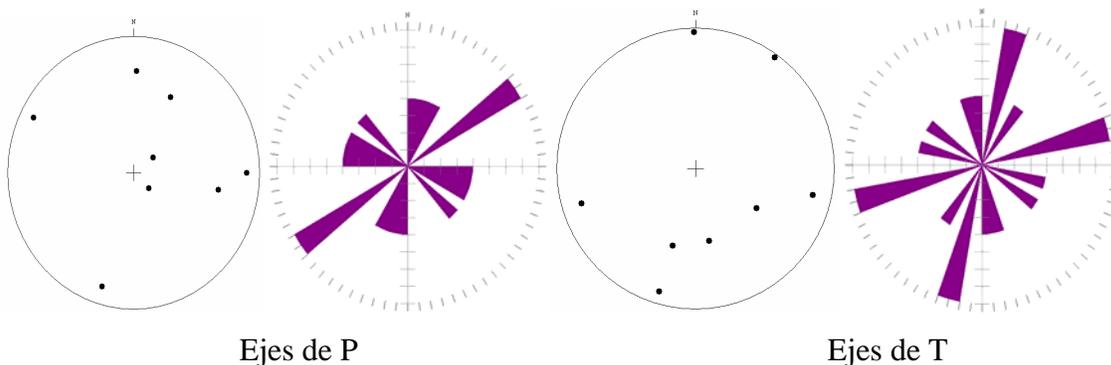


Figura 2.52. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión para eventos VT's localizados en la parte sureste del volcán en la etapa 14, así como su roseta en donde se muestran las direcciones principales de los ejes.

II.5.15 Etapa 15. Eventos Explosivos Moderados y Retorno a un Periodo de Relajación (del 1 de junio del 2002 a diciembre del 2003)

Después del domo de lava de abril del 2002, intensa actividad de episodios de LP's fueron registrados en julio 23 y del 15 al 17 de julio del 2002, también se presentaron episodios de tremor el 10 de agosto. La diferencia con respecto al 2001 fue que no existió la formación de domos durante la actividad sísmica. Solo se presentó un pequeño domo el 17 de septiembre. El 17 de noviembre se presentaron varios eventos VT's debajo del volcán Iztaccihuatl localizado a 15 km al norte del Popocatépetl. El 2 de diciembre del 2002 se observó un pequeño domo de 40 metros de alto y 180 de radio, después empezó su destrucción los días 18 y 23 de ese mismo mes. Durante enero del 2003, se registraron casi diario episodios de tremor armónico con duraciones entre 6 minutos y 5 horas, y de amplitud pequeña a moderada. Durante este mes se detectó la presencia de un pequeño domo. Importantes emisiones de ceniza fueron observadas el 7, 14, 17, 19-22 y 24 de febrero, el 5 y 13 de marzo. En el mes de abril fue detectado otro pequeño domo. Los días 17, 24, 27 y 28 de abril se registraron explosiones moderadas que lanzaron fragmentos incandescentes hasta 2.5 km de distancia. En junio, continuaron los episodios de tremor de espasmódico, tremor armónico y tremor pulsante, con duraciones de 1 a 5 horas y de amplitudes pequeñas. Los días 10, 20, 23, 26, 28 se registraron exhalaciones moderadas con columnas de ceniza emitidas entre 1.5 y 3 km. Durante el mes de julio se observó un pequeño incremento en el número de exhalaciones, continuaron los episodios de tremor armónico y se presentaron exhalaciones moderadas. El 19 de ese mismo mes se presentó una explosión que generó una columna de 3 km de altura, la cual viajó hacia la ciudad de México, ocasionando caída de ceniza en ella. Para septiembre se observó una drástica disminución de la actividad del volcán, manteniendo un mismo nivel durante todo el final de este periodo. Únicamente solo se presentaron pequeñas y esporádicas exhalaciones de vapor de agua durante este tiempo.

Para esta etapa se calcularon mecanismos focales para 78 eventos debajo y al sur del cráter del volcán, con 16 eventos de falla de rumbo, 28 con componente inversa, 19 con componente normales, 6 verticales y 9 oblicuos. También se calcularon 23 eventos para la

parte sureste del volcán, 10 de falla de rumbo, 3 inversos, 2 normales, 3 verticales y 5 oblicuos. Los ejes de presión para esta etapa se pueden apreciar en la Figura 2.53. La mayoría de los ejes como ha ocurrido en otras ocasiones presentan ángulos bajos en eventos que se presentan a mayores profundidades, en el caso de los eventos localizados en la parte sur del volcán y en la parte sureste es más notorio. Aunque en esta etapa existen ejes someros con poca inclinación (Figura 2.53A). La vista epicentral (Figura 2.53B) muestra que los ejes tienen direcciones hacia el sur-norte y hacia el suroeste-noroeste. La variación de los mecanismos con respecto del tiempo y la profundidad (Figura 2.53D), indica que durante los primeros tres meses de junio a agosto del 2002, existieron una gran variedad de mecanismos entre -3 a 2.5 kmsnm de profundidad, prevaleciendo los normales y de rumbo. Para septiembre del 2002 y hasta enero del 2003 se observan varios mecanismos inversos, así como eventos de falla de rumbo, localizados entre -2 y 2 kmsnm de profundidad, en este periodo se tienen muy pocos eventos normales.

Para los siguientes meses se siguen observando mecanismos inversos y aumentan los eventos normales, disminuyendo los eventos de falla de rumbo. En el caso de los ejes de tensión (Figura 2.54) se observa que existe una gran variedad de inclinaciones, aunque en eventos localizados en la parte sur y suroeste en mayores profundidades existen ejes con un alto grado de inclinación. Para la vista epicentral (Figura 2.54B) los ejes muestran variación en sus direcciones en los eventos localizados por debajo del cráter, en la parte sur existen ejes con orientaciones sureste-noroeste y para los eventos cercanos a Colibrí se observan ejes con orientaciones norte-sur y sureste-noroeste.

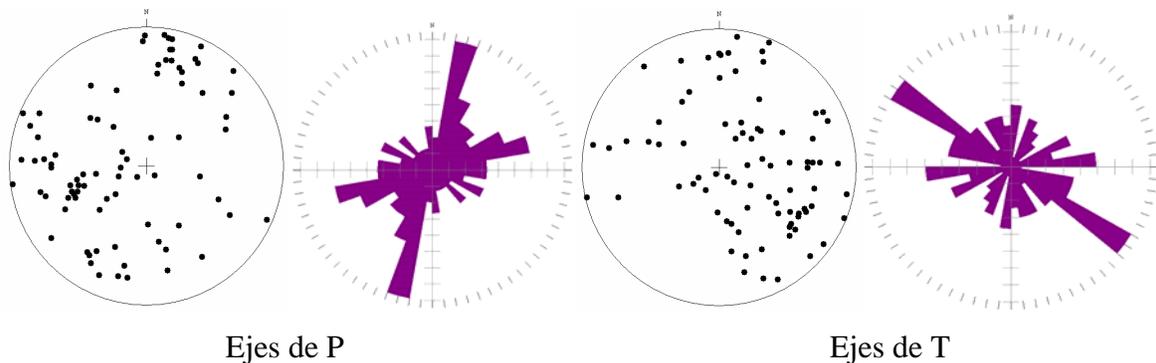


Figura 2.55. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión para eventos VT's localizados debajo del cráter del volcán en la etapa 15, así como su roseta en donde se muestran las direcciones principales de los ejes.

Ejes de Presión Etapa 15 Junio 01, 2002 – Diciembre, 2003

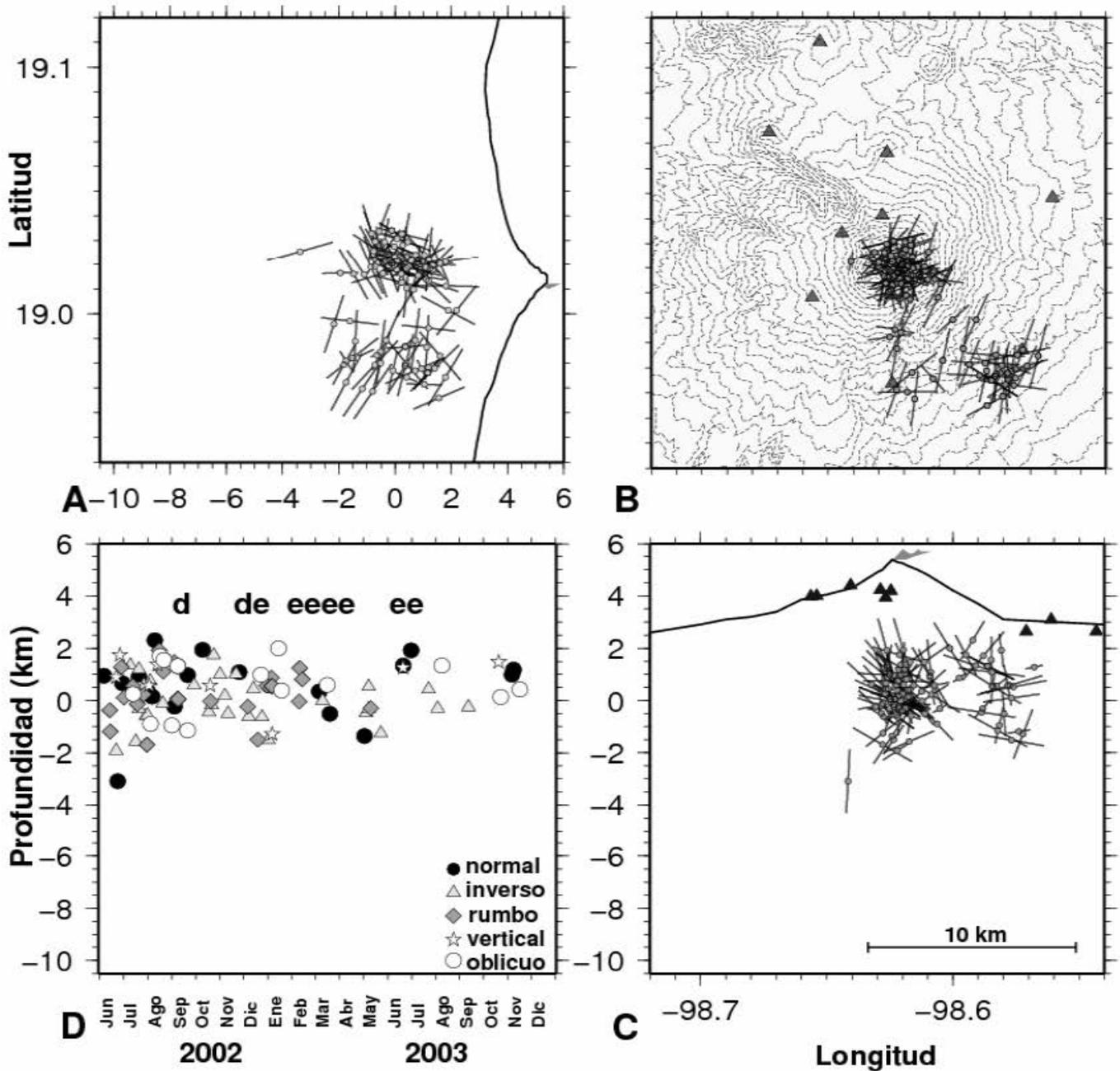


Figura 2.53. Proyecciones de los ejes de presión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 15 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La d representa domo y la e explosión.

Ejes de Tensión Etapa 15 Junio 01, 2002 – Diciembre, 2003

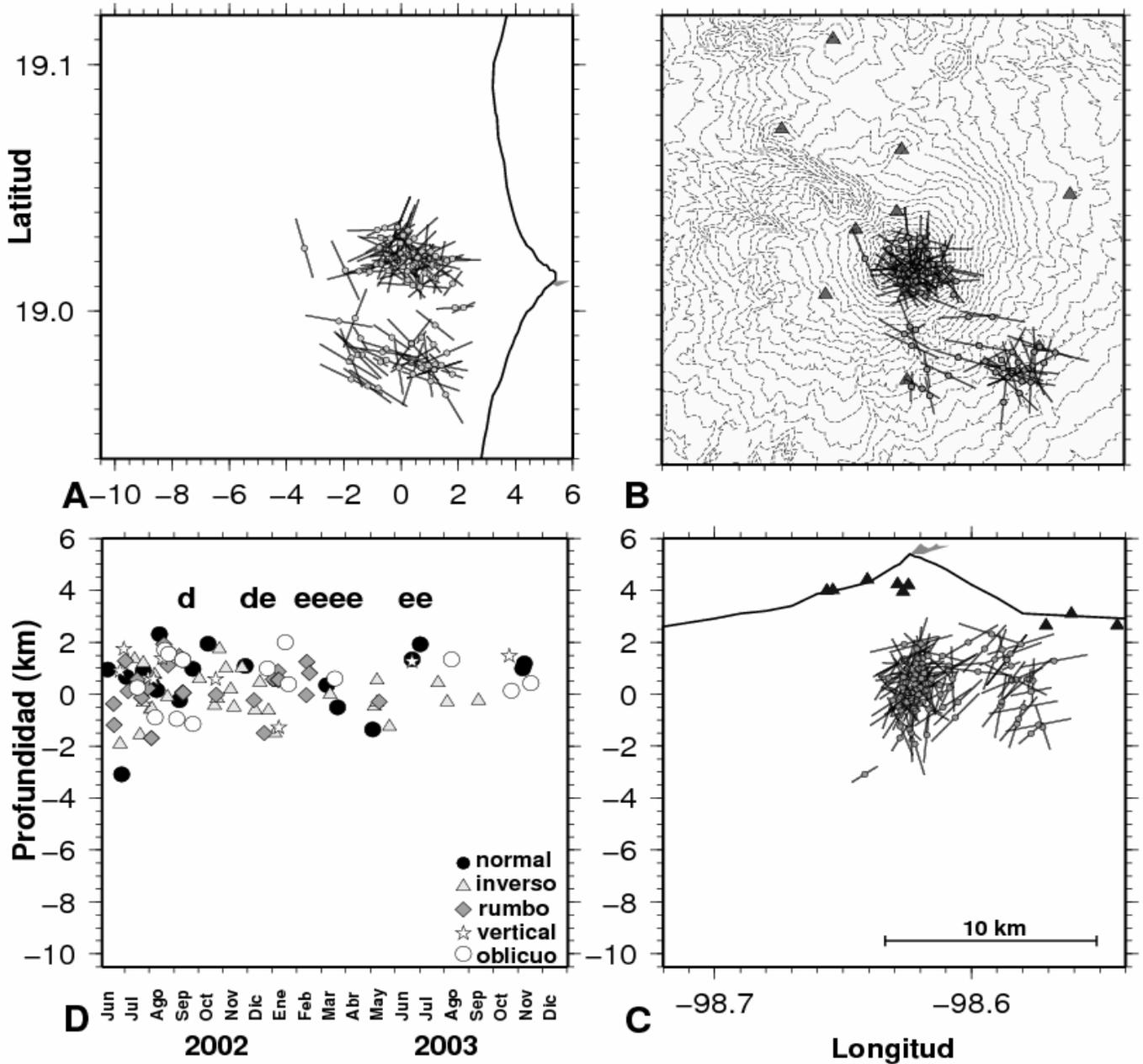


Figura 2.54. Proyecciones de los ejes de tensión para eventos VT's en el volcán Popocatepetl para la etapa 15 y la variación de los mecanismos focales con respecto del tiempo. Los círculos denotan eventos normales, los triángulos mecanismos inversos, los rombos mecanismos de falla de rumbo, las estrellas eventos verticales y los círculos sin rellenar mecanismos oblicuos. La d representa domo y la e explosión.

Las proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión (Figura 2.55), así como sus rosetas muestran que para los ejes de presión la orientación preferencial es de N a S, así como algunos eventos con dirección $S75^{\circ}W$ a $N75^{\circ}E$. Para los ejes de tensión la principal orientación es $S50^{\circ}E$ a $N50^{\circ}W$. En el caso de los ejes de los eventos localizados en la parte sureste (Figura 2.56) se observa que para los ejes de presión las orientaciones son de N a S y para los ejes de tensión son de $S75^{\circ}E$ a $N75^{\circ}W$.

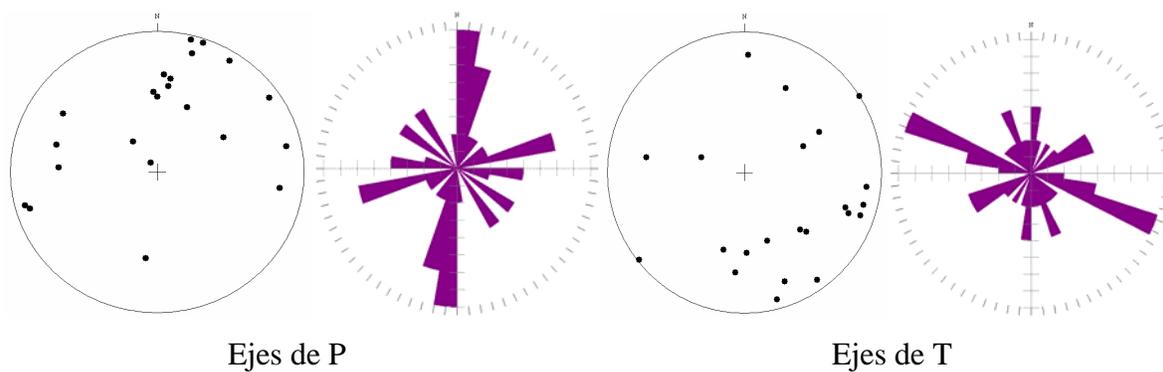


Figura 2.56. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión y de tensión para eventos VT's localizados en la parte sureste del volcán en la etapa 15, así como su roseta en donde se muestran las direcciones principales de los ejes.

III. Discusión e Interpretación

III.1 Estado de Esfuerzos en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano

Es importante conocer cual es el estado de esfuerzos regional, ya que debe de influir en la actividad sísmica de la región en donde se encuentra el volcán Popocatepetl. En los últimos años se han hecho varios estudios para encontrar el estado de esfuerzos del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). Datos estructurales, registro de pozos, mecanismos focales, alineamiento de conos volcánicos han servido para proponer modelos del estado de esfuerzos regional. Ego et al.,(2002) propone un estado de esfuerzos en donde σ_1 es vertical, σ_2 tiene una dirección de NE a SW y σ_3 va de NW a SE, para la parte central del eje volcánico (Figura 3.1).

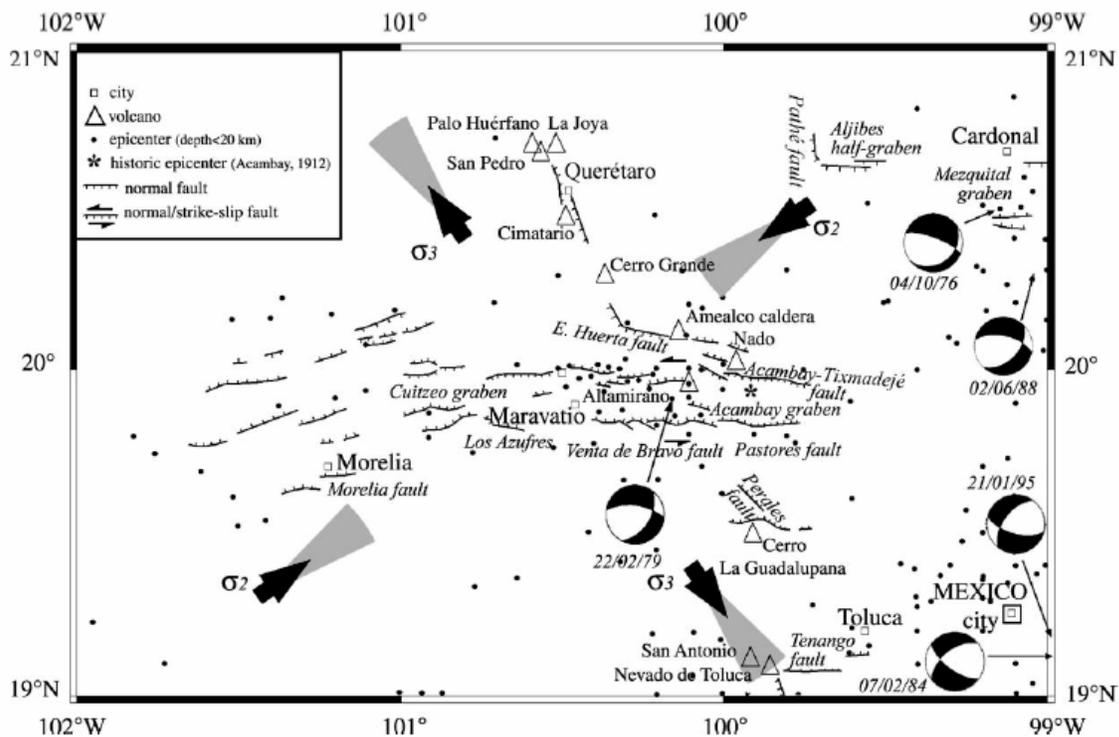


Figura 3.1. Estado de esfuerzos para la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. En ella se observan los ejes principales de los esfuerzos, así como los mecanismos focales para algunos eventos sísmicos y algunas fallas normales. (Tomado de Ego et al., 2002).

Adicionalmente existen estudios acerca del alineamiento de conos cineríticos en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (Suter, 1991) y en la sierra de Chichinautzin (Márquez et al., 1999), esta alineación de conos propone que existe un eje de presión

horizontal con dirección de Oeste a Este (Figura 3.2). También existe registro de eventos sísmicos en esta área, como dos eventos en la zona de Milpa Alta (UNAM, Grupo de Sismología CENAPRED, 1995), los mecanismos de estos eventos son normales con ejes de tensión en dirección de N-S y ejes de presión de W-E.

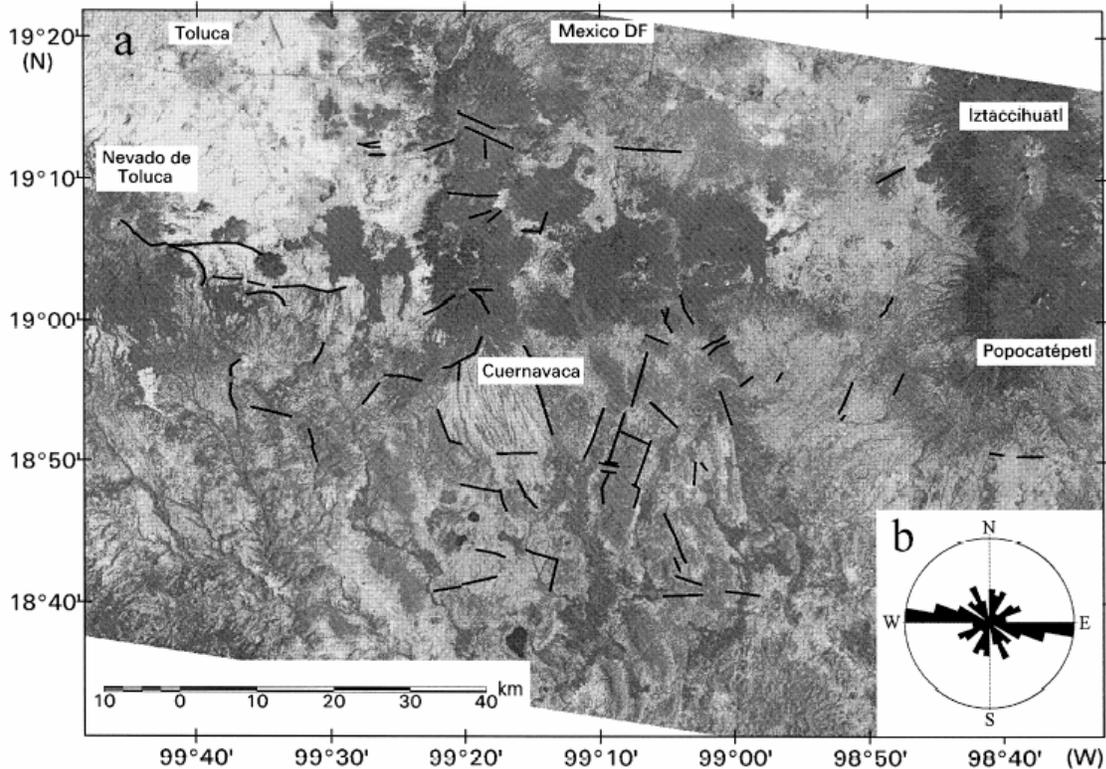


Figura 3.2. Imagen Lansat TM, en ella se observa a) la alineación de conos cineríticos en la sierra de Chichinautzin y b) la alineación preferencial de estos conos. (Tomado de Márquez et al., 1999).

Un estudio de sismos localizados en la cuenca de la ciudad de México presentan las mismas características, las orientaciones en sus ejes son: para los ejes de presión de Oeste a Este y para los ejes de tensión de Norte a Sur (Aguilar, 2004). Adicionalmente existen datos obtenidos por CASMO (Create a stress map online, <http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/index.html>), el cual ha recolectado datos estructurales, mecanismos focales, datos de pozos, fallas, etc. Las orientaciones de los ejes de presión en la parte central del eje son de W-E, los cuales generan fallas normales (Figura 3.3). Algunas hipótesis del estado de esfuerzos en esta región es debido a la estrecha relación entre el azimut de la trinchera, la partición de la placa subducida y la deformación de la placa superior debida a la

geometría de la placa que subduce, lo que da como resultado una zona de extensión NW-SE y de compresión SW-NE (Ego et al., 2002).

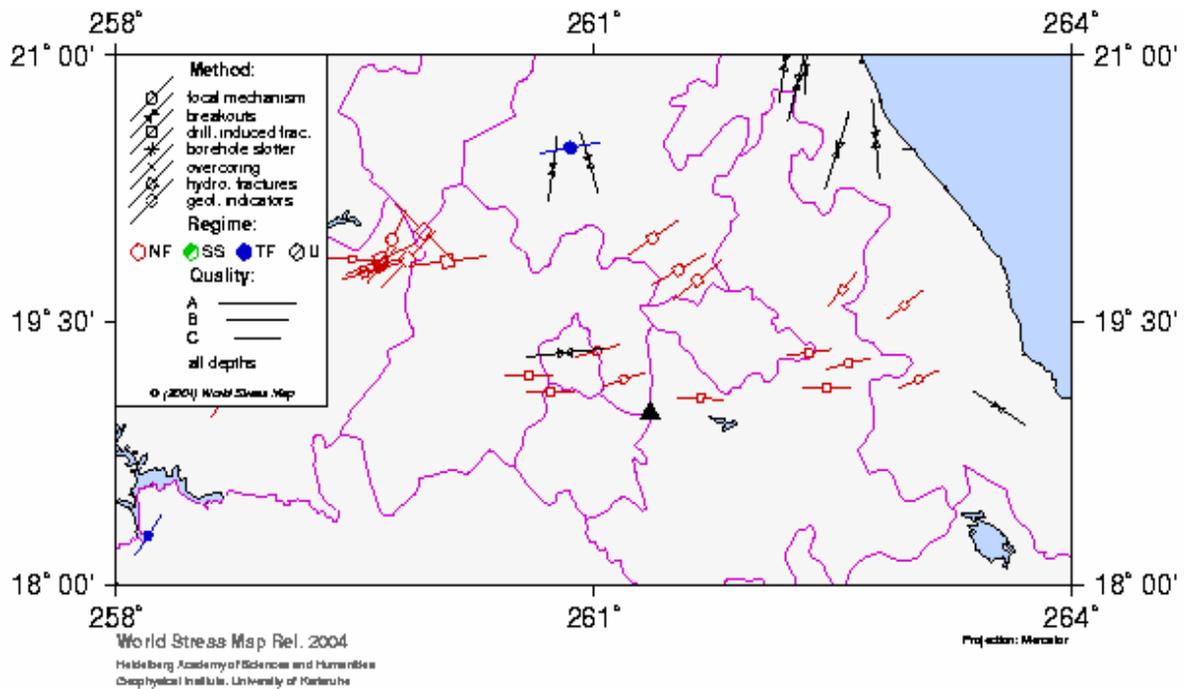
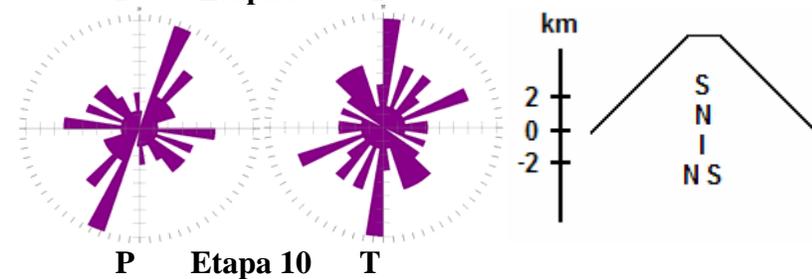
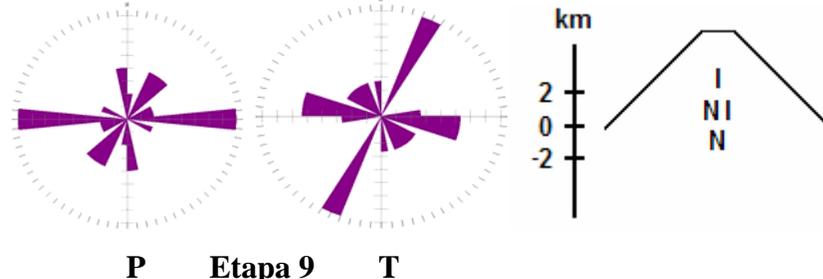
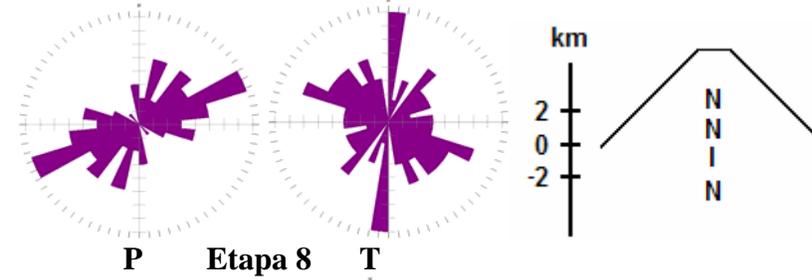
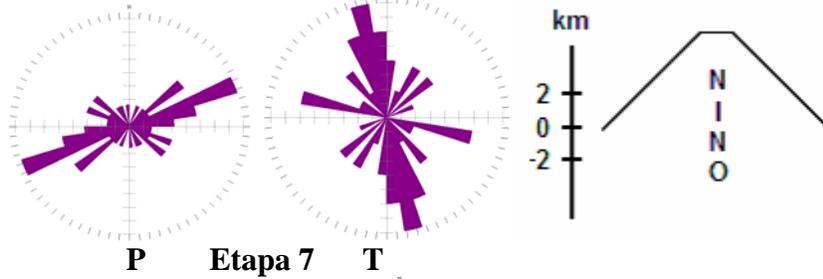
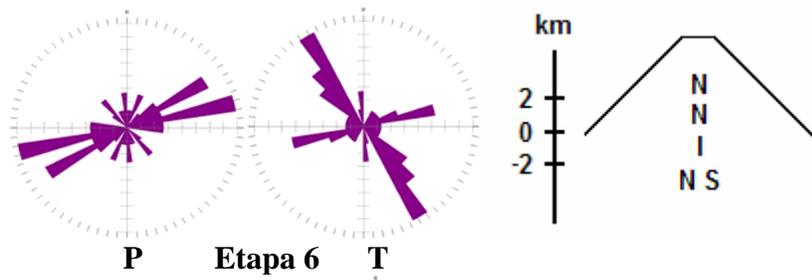
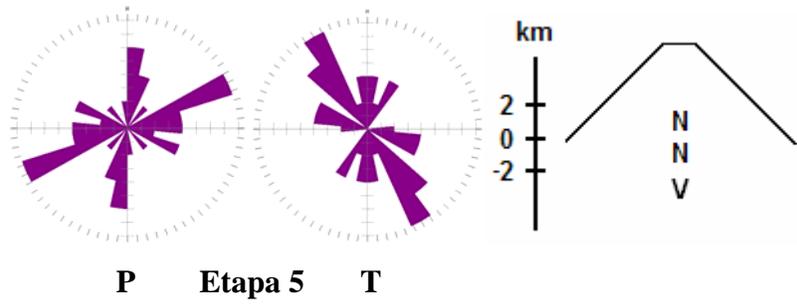


Figura 3.3. Orientación de los ejes de presión en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, con datos de mecanismos focales, pozos, hidrofracturas, indicadores geológicos etc. El triángulo representa la ubicación del volcán Popocatepetl. Los Regimenes son, NF=Falla Normal, SS=Falla de corrimiento, TF=Falla Inversa, U=Falla Oblicua, (tomado de <http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/index.html>).

III.2 Orientaciones Preferenciales de los Ejes de Presión y de Tensión, así como Mecanismos Característicos en el volcán Popocatepetl

Los ejes de tensión y de presión en volcanes generalmente están asociados a un estado de esfuerzos regional, que es modificado en algunas ocasiones por intrusiones magmáticas en el volcán. En muchos casos los sismos mantienen características similares a aquellos que se observan regionalmente. Existen casos en que con la profundidad puede haber variaciones de la dirección del máximo y mínimo esfuerzo, como en el volcán Etna (Patane et al., 2001).



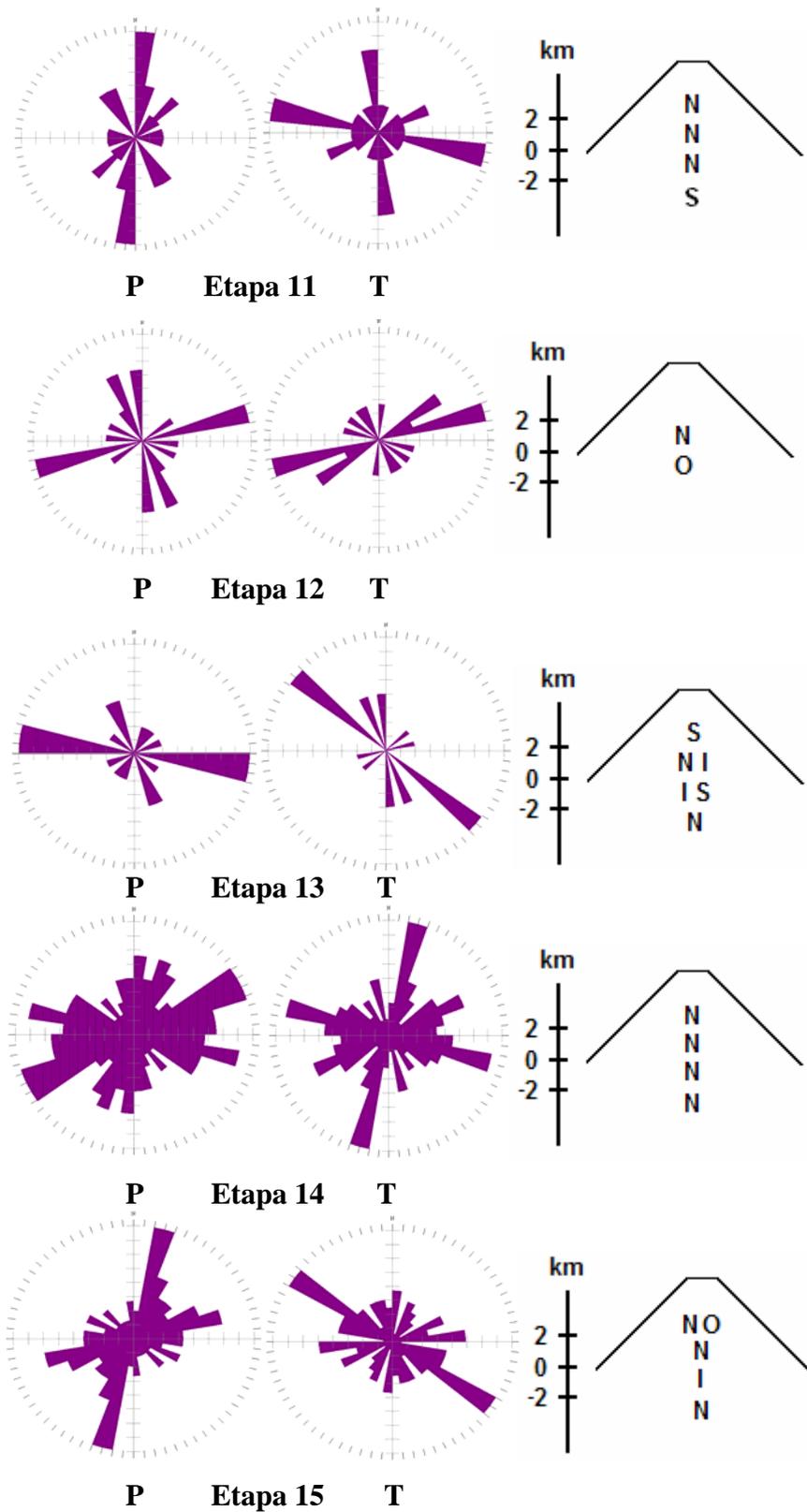


Figura 3.4. Orientaciones preferenciales de los ejes de presión y de tensión, así como el mecanismo con mayor número de eventos por profundidad. N=Normal, I=Inverso, S=Rumbo, O=Oblicuo.

En el caso del volcán Popocatepetl, se cálculo la dirección preferencial de los ejes de presión y de tensión para observar las direcciones preferenciales y su variación en cada etapa, así como el mecanismo con un mayor número, en profundidades mayores a 2, entre 0 y 2 , entre -2 y 0 y menores a -2 ksnmm. Las direcciones preferenciales de los ejes de presión tuvieron variaciones grandes en algunas etapas, en la mayoría de las etapas se mantuvieron en la dirección entre $S70^{\circ}W$ a $N70^{\circ}E \pm 10^{\circ}$, (Figura 3.4), en algunos casos existió una gran variación en las orientaciones, como en las etapas 9 y 13, en donde los ejes tuvieron una dirección de W a E, así como la etapa 11 en donde los ejes fueron de $S05^{\circ}W$ a $N05^{\circ}E$ y en la etapa 15 con una orientación de $S15^{\circ}W$ a $N15^{\circ}E$.

En el caso de los ejes de tensión, se observó una gran variación en sus orientaciones preferenciales. Los ejes tuvieron una dirección preferencial de $S30^{\circ}E$ a $N30^{\circ}W$ de la etapa 5 a la 6 En la etapa 7 los ejes rotan en sentido de las manecillas del reloj, teniendo una dirección de $S15^{\circ}E$ a $N15^{\circ}W$, En la etapa 8 los ejes tienen una dirección de S a N. Para la etapa 9 los ejes siguen rotando en sentido de las manecillas del reloj, teniendo una dirección de $S25^{\circ}W$ a $N25^{\circ}E$. Para la etapa 10 los ejes rotan en contra de las manecillas, volviendo a tener una dirección de S a N. En la etapa 11 los ejes tienen grandes variaciones, teniendo una orientación de $S80^{\circ}E$ a $N80^{\circ}W$. En la etapa 12 los ejes rotan ligeramente en contra de las manecillas, teniendo direcciones de $S75^{\circ}W$ a $N75^{\circ}E$. Para la etapa 13 la orientación es de $S50^{\circ}E$ a $N50^{\circ}W$. La etapa 14 presenta direcciones de $S10^{\circ}W$ a $N10^{\circ}E$ generando rotación en sentido de las manecillas y finalmente en la etapa 15 se observa una orientación de $S55^{\circ}E$ a $N55^{\circ}W$.

En el caso de los mecanismos focales y la profundidad encontramos que el mecanismo predominante por arriba de 2 kmsm es el normal, únicamente en las etapas 9, 10 y 13 esto no ocurrió. Entre 0 y 2 kmsm fue de igual forma, los mecanismos normales fueron los de mayor numero, sólo en las etapas 7, 9 y 13 existen un numero igual o mayor de eventos inversos. Para la profundidad de entre -2 y 0 kmsnm, los mecanismos inversos y normales se comparten la mayoría con 5 etapas cada uno. Para profundidades menores a -2 kmsnm, aunque existen pocos eventos, el mayor número de eventos son normales.

Para los ejes de presión, la dirección preferencial para todos los eventos volcano-tectónicos es de $S70^{\circ}W$ a $N70^{\circ}E$ (Figura 3.5) y en el caso de los ejes de tensión, no se observa una orientación preferencial (tensión radial), aunque existe una gran cantidad de ejes localizados en el sector SE al NW (Figura 3.6).

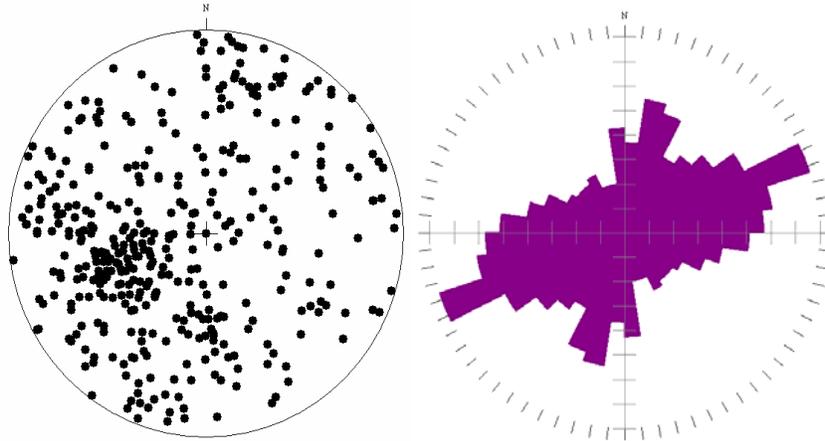


Figura. 3.5. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión para eventos localizados debajo del cráter en el volcán Popocatepetl para todas las etapas y su roseta de direcciones preferenciales.

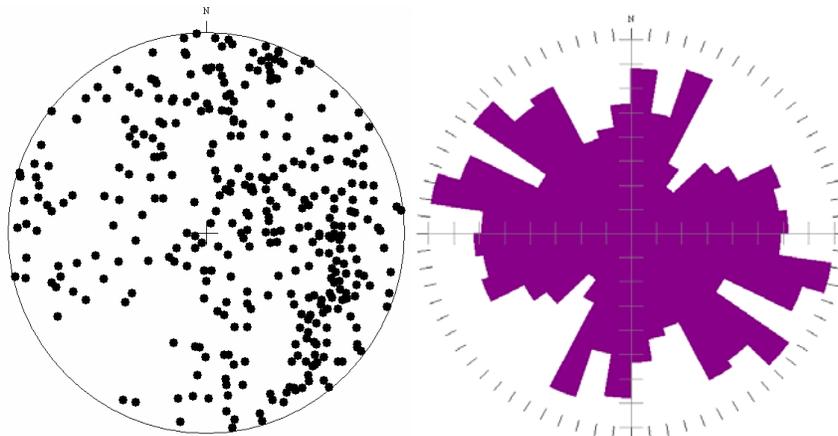


Figura. 3.6. Proyecciones estereográficas de los ejes de tensión para eventos localizados debajo del cráter en el volcán Popocatepetl para todas las etapas y su roseta de direcciones preferenciales.

Del análisis de los tipos de mecanismos observados se obtuvo que del total de 397 eventos VT's procesados por debajo del cráter, el 36.67% de los eventos tuvieron componentes normales, 25.37% fueron eventos con componentes inversas, 16.83% de mecanismos de falla de corrimiento, 11.80% de mecanismos oblicuos y 9.29% con componentes verticales.

Como se observó en las diferentes etapas de actividad volcánica, los mecanismos con un mayor número de eventos fueron los normales, los cuales se encuentran localizados en la parte más somera del volcán, después se observan los eventos inversos a mayor profundidad, por lo que se obtuvieron las proyecciones estereográficas para observar las direcciones preferenciales de este tipo de eventos (Figura 3.7).

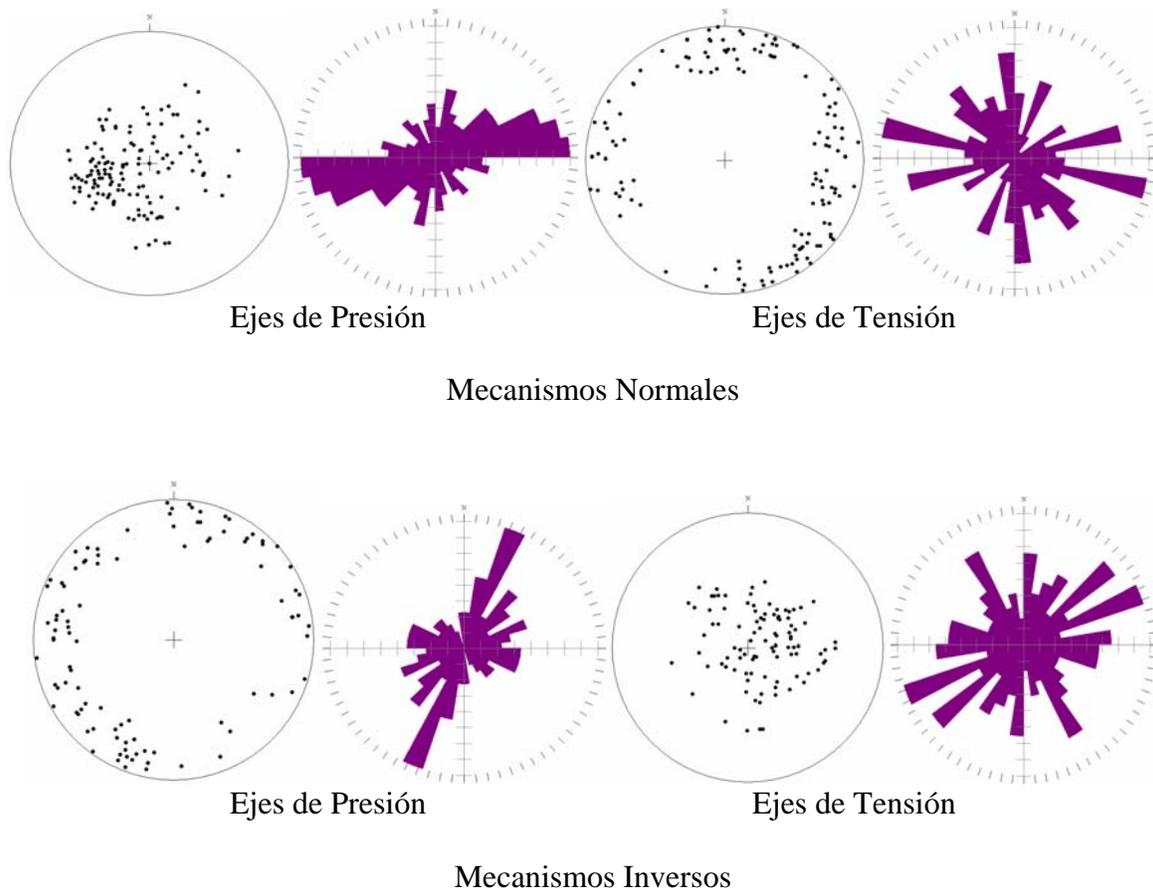


Figura 3.7. Proyecciones estereográficas para los mecanismos normales e inversos localizados por debajo del cráter del volcán Popocatepetl, para todas las etapas.

Para el caso de los mecanismos normales, los ejes de presión tiene una dirección preferencial de $S75^{\circ}W$ a $N75^{\circ}E$, lo cual es congruente con el estado de esfuerzos regional, para el caso de los ejes de tensión, se observa que existe una gran dispersión, aunque se observan dos direcciones preferenciales, una de $S75^{\circ}E$ a $N75^{\circ}W$ y otra de $S05^{\circ}E$ a $N05^{\circ}W$. Para los eventos inversos, los ejes de presión rotan 50° con respecto del estado de esfuerzos regional, la dirección de estos es de $S20^{\circ}W$ a $N20^{\circ}E$, y para los ejes de tensión se puede ver una dirección radial.

La mayoría relativa de los eventos como se menciona anteriormente fueron de tipo normal, esto indica que el esfuerzo máximo σ_1 fue vertical, el esfuerzo intermedio σ_2 fue horizontal con una orientación de S70°W a N70°E y el esfuerzo mínimo σ_3 se mantuvo principalmente entre S80°E-S30°E a N80°W-N30°W. La gran variación en los ejes de presión y de tensión, probablemente se deba a una alteración del estado de esfuerzos regional, producto de la actividad volcánica.

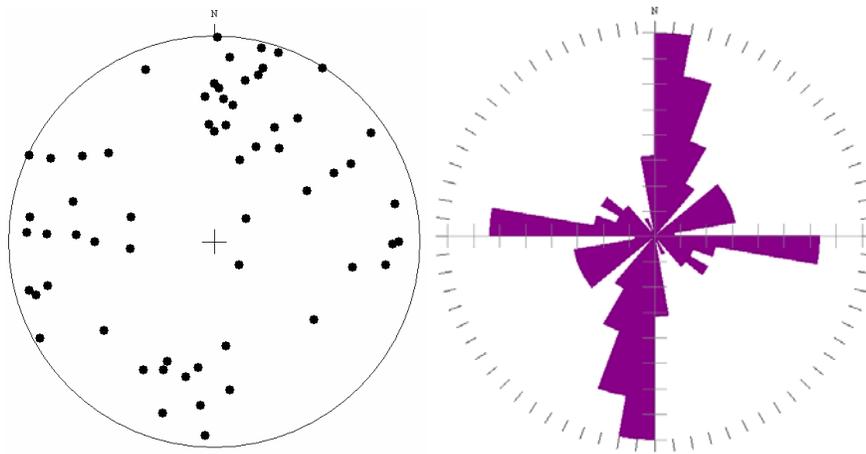


Figura. 3.8. Proyecciones estereográficas de los ejes de presión para eventos localizados en la parte sureste del volcán Popocatepetl para todas las etapas y su roseta de direcciones preferenciales.

Para los eventos localizados en la parte sureste del cráter del volcán, se calcularon 64 mecanismos, sus ejes de presión se presentan en dos direcciones, una orientación de Norte a Sur y otra de Oeste a Este (Figura 3.8), de igual forma los ejes de tensión presentan esta tendencia (Figura 3.9). Para esta región el 45.31% de los eventos fueron de falla de corrimiento, 14.06% tuvieron componentes inversas, el 15.62% de mecanismos con componentes normales, de 7.81% para mecanismos verticales y del 17.18% de mecanismos oblicuos. Una de las dos direcciones preferenciales observadas en esta región del volcán es, para los ejes de presión de Oeste a Este y de Norte a Sur para los ejes de tensión, estas orientaciones son muy similares a las observadas en el estado de esfuerzos regional, por lo que muy probablemente los esfuerzos en esta zona del volcán son producto, en parte del estado de esfuerzos regional.

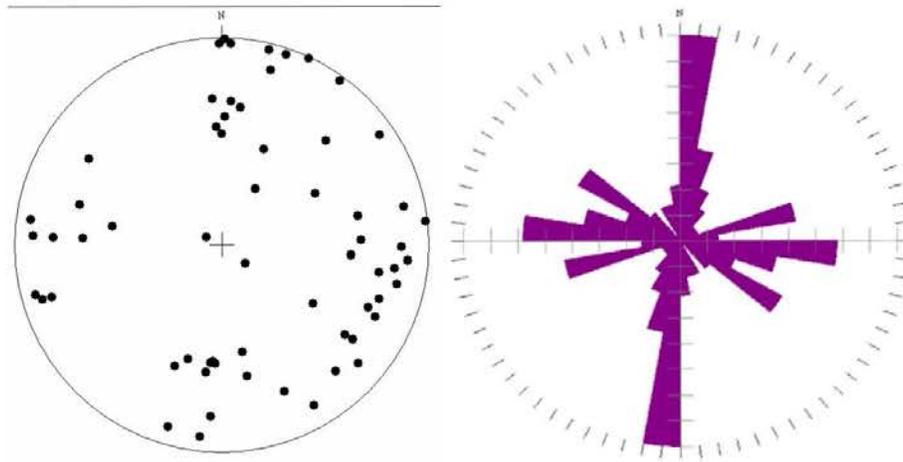


Figura. 3.9. Proyecciones estereográficas de los ejes de tensión para eventos localizados en la parte sureste del volcán Popocatepetl para todas las etapas y su roseta de direcciones preferenciales.

La otra orientación de los ejes de presión es de Sur a Norte y de Oeste a Este para los ejes de tensión, esta orientación probablemente esta asociada a la actividad volcánica que genera un cambio en el estado de esfuerzos en esta región. Con estas dos principales orientaciones, además de que la mayoría de los eventos tienen mecanismos de falla de corrimiento, se pueden inferir dos fallas, una con orientación SE a NW y otra a 90° , con orientación de SW a NE. De Cerna en (1980), menciona la existencia de esta falla, la cual atraviesa al edificio volcánico y va de la parte sureste hacia el volcán, por lo que lo más probable y observando también la alineación de los eventos VT's en esta zona, la dirección de la falla podría tener una orientación de SE a NW. Con las dos direcciones preferenciales observadas se puede inferir que existe un movimiento de avance-retroceso en la falla, asociado a las intrusiones magmáticas, adicionalmente se ha observado en esta zona del volcán, en mediciones de deformación por medio de distanciómetro electrónico (EDM), que existió un proceso de alargamiento-acortamiento de las distancias medidas durante el año 1997, asociadas al crecimiento del domo a finales de ese mismo año (Gómez, comunicación personal). Al parecer, aunque todavía no es muy claro este proceso, la falla sirve como mecanismo de amortiguamiento de la compresión generada cuando hay incrementos de volumen magmático debajo del volcán debido a las intrusiones.

III.3. Variación de los Mecanismos Focales Asociados a la Actividad Volcánica

La variación de los esfuerzos en una región volcánica ha sido ampliamente estudiada, este es un problema importante debido a las implicaciones en términos de riesgo y de pronóstico a corto plazo del estado de un volcán (Troise, 2001). El estado de esfuerzos regional es de gran importancia en la sismicidad generada en un ambiente volcánico, la influencia de la tectónica regional influye en el estado de esfuerzos local y en algunos casos regula la sismicidad del lugar, como en el Etna (Patane et al., 2001), Iliamna (Roman et al., 2004) etc. La relación entre la sismicidad volcano-tectónica y la dinámica de los volcanes no es sencilla, en particular los eventos VT's son registrados en periodos de actividad volcánica Unzen (Umakoshi, et al., 2001), Soufriere Hills (Aspinall et al., 1998), sin actividad volcánica Redoubt (Sánchez et al., 2004) y en volcanes en reposo Rainier (Roman et al., 2000), Vesuvio (Bianco et al., 1998).

Los eventos volcano-tectónicos representan fracturamiento en rocas sólidas, como se mencionó anteriormente, existen varios mecanismos que generan este tipo de sismos (Moran et al., 2000) y no necesariamente indican movimiento de magma y aunque fueran generados por intrusiones magmáticas no implica que el lugar en donde se presentan los sismos existe magma (Mcnutt, 1996), puede ocurrir que exista una transmisión de esfuerzos a otra región (Legrand et al., 2002). Por lo cual es difícil obtener modelos en los cuales se explique claramente la relación entre eventos volcano-tectónicos y la actividad volcánica, aunque el estudio de estos ayudará a entender mejor el comportamiento de un volcán en actividad o en estado de reposo. El estado de esfuerzos en una región volcánica, puede ser inferido por los ejes de presión y de tensión, que en muchos de los casos son los esfuerzos máximo σ_1 y mínimo σ_3 respectivamente. Es importante conocer la orientación de estos esfuerzos, debido a que la dirección del esfuerzo principal, es la dirección en la cual se alinearan conos cineríticos en un campo monogenético (Márquez et al., 1999), (Suter, 1991) o la ubicación de diques en un estratovolcán (Nakamura, 1977).

En el caso del volcán Popocatepetl se calcularon los mecanismos focales y se obtuvieron los ejes de presión y de tensión para las diferentes etapas volcánicas observadas en la

actividad contemporánea del volcán. La actividad volcánica en estos 8 años, básicamente ha sido de dos tipos, uno efusivo con crecimientos de domos y otro explosivo con la destrucción de los mismos. En las primeras 4 etapas del volcán descritas por Valdés et al., (en preparación), no se pudieron obtener mecanismos focales, debido a la pobre cobertura de estaciones alrededor del volcán.

Es a partir de la etapa 5 (del 4 de marzo a septiembre de 1996) cuando podemos encontrar eventos VT's con características óptimas para obtener sus mecanismos focales. Durante esta etapa se genera el primer domo de lava dentro del cráter. Este domo por reportes de temores y enjambres de LP's, probablemente se forma los primeros días de marzo y es observado el 29 de ese mismo mes, con un volumen aproximado de $0.4 \times 10^6 \text{ m}^3$. Los ejes de presión se fueron haciendo más inclinados conforme avanzó el tiempo, mientras que los ejes de tensión disminuyeron en sus ángulos en la parte final de la etapa. Se encontraron 4 mecanismos de falla de corrimiento, 2 eventos con componentes inversas, 9 con componentes normales y 2 eventos verticales. La gran mayoría de los eventos normales se presentaron a finales de septiembre, lo que indica que en el último mes el ambiente se volvió extensivo. De igual forma se observa que no existió variación de los mecanismos con la profundidad, ya que los eventos normales fueron los de mayor número por arriba de los -2 kmsnm. Probablemente el domo de lava se dejó de formar a finales de septiembre que es cuando los eventos LP's disminuyen. Una vez ya emplazado el domo de lava en el cráter, probablemente se presentó un reacomodo de los esfuerzos y una relajación del sistema, generando mecanismos normales.

La etapa 6 (de octubre de 1996 al 18 de agosto de 1997) es caracterizada por la ocurrencia de emisiones de ceniza los primeros 3 meses, después la actividad se vuelve más explosiva en los siguientes meses. En esta etapa es en donde se presentan un gran número de eventos con magnitudes superiores al promedio. Los ejes de presión tuvieron grandes variaciones durante toda la etapa, aunque comparándolos con los ejes de tensión presentan mayores inclinaciones. En esta etapa existen 15 mecanismos con componentes normales y solo 7 eventos inversos. Lo que indica que esta etapa es principalmente extensiva. Aunque la mayoría de los eventos inversos se presentaron en octubre y noviembre de 1996 generando

un ambiente compresivo en profundidades de 0 a -2 kmsnm que es en donde tenemos un mayor número de estos eventos. Este tipo de ambiente puede ser generado por ascenso de material en los conductos, el cual crea un empuje en forma ascendente debido a la alta presión, producto de la gran cantidad de gas asociado al magma. También hay que recordar que existen ciclos de gran actividad de LP's y eventos de este tipo han sido asociados al ascenso de magma a través de los conductos en diferentes volcanes, como el Redoubt (Chouet et al., 1994) y el Galeras (Gil-Cruz and Chouet., 1996) y han culminado en la formación de domos. El 30 de junio se presentó una explosión de tamaño considerable, pocos días antes ocurrieron eventos VT's profundos, probablemente indicando un aporte de nuevo material incrementando la presión hasta generar el evento explosivo.

La etapa 7 (del 19 de agosto de 1997 al 24 de diciembre de 1997) es caracterizada por la formación de un domo de grandes dimensiones, cerca de $10\text{-}12 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Figura 3.10). Durante los primeros meses de esta etapa existieron episodios de tremor y enjambres de eventos LP's, lo que indicaba la formación de un nuevo domo. En este periodo existen 9 eventos con componente normal, 8 eventos inversos, 8 mecanismos de falla de corrimiento y 3 oblicuos. Por lo cual se podría decir que fue una etapa en la que no existió un ambiente prevaleciente. A finales de agosto y septiembre se observan mecanismos inversos en profundidades de -2 a 1 kmsnm, y un número mayor de mecanismos inversos entre 0 y 2 kmsnm durante toda el etapa, lo que indica un estado compresivo, probablemente asociado al movimiento de magma que asciende, rompiendo material ya enfriado de antiguos domos. Para inicios de noviembre los ejes de presión superan en ángulo a los ejes de tensión indicando un ambiente extensivo, generando así mecanismos normales y algunos mecanismos de falla de rumbo. Para diciembre el domo esta totalmente emplazado terminando así con esta etapa.



Figura 3.10. Fotografía aérea en la que se observa un domo de lava generado durante la etapa 7. (Tomada de www.cenapred.unam.mx/mvolcan.html).

En la etapa 8 (25 de diciembre de 1997 a 22 de noviembre de 1998) se presenta la destrucción del domo anterior, pero probablemente existe el aporte de más material magmático a los conductos del volcán. En esta etapa existen 13 eventos con componente normal, 14 eventos con componente inversa, 13 eventos de falla de corrimiento y 5 verticales. Lo que indica que la etapa no puede ser caracterizada por un ambiente tectónico prevaleciente. Aunque se observa claramente que los mecanismos inversos se presentan entre -2.5 y -0.5 kmsnm aproximadamente, los mecanismos de falla de rumbo se observan de 0 a 1.5 kmsnm y los normales entre 0.5 y 2.5 kmsnm. Lo que nos indica que el ambiente prevaleciente a mayor profundidad es compresivo y se va haciendo más extensivo conforme disminuye la profundidad. Esto es probablemente debido a que a mayor profundidad existe un aporte de material magmático que genera una sobrepresión y con ello los mecanismos inversos, y en la parte superior de esta intrusión se produce una extensión, con lo cual existen mecanismos normales.

La etapa 9 (del 23 de noviembre al 2 de enero de 1999) se caracteriza por importantes explosiones. En esta etapa existen 6 eventos con componente normal, 5 con componente inversa, 1 de falla de corrimiento y un vertical. Para finales de noviembre y principios de diciembre existen un mayor número de eventos normales que inversos, para mediados de diciembre y principios de enero existen 3 mecanismos inversos por debajo del cráter. Al

parecer existieron fuerzas compresivas y extensivas en toda la etapa, las fuerzas compresivas probablemente están asociadas a las altas presiones en los conductos, producto de un aporte de nuevo magma y volátiles, ocasionando así, la gran cantidad de explosiones.

En la etapa 10 (del 4 de enero de 1999 al 3 de septiembre de 1999) se caracteriza por una baja actividad volcánica, únicamente en los primeros meses existieron explosiones de baja magnitud. El análisis de los mecanismos nos indica que existieron 16 eventos con componentes normales, 12 con componentes inversas, 9 de falla de corrimiento, 3 eventos verticales y 6 oblicuos. A lo largo de este periodo no se observa un ambiente tectónico dominante, aunque la gran mayoría de los eventos son normales, con lo cual el peso litostático del volcán puede ser el principal generador de la sismicidad, así como el ambiente extensivo regional. Como se mencionó en el capítulo anterior el 16 y 17 de junio de 1999, existió un enjambre de eventos VT's asociado al evento de 7.2 de Mw de Tehuacan, Puebla (Pérez, 2001). Para estos eventos existieron 7 eventos con componente normal, 4 eventos con componente inversa, 3 mecanismos de falla de rumbo, 1 evento vertical y 3 mecanismos oblicuos, lo que indica un ambiente igualmente extensivo, aunque existen eventos inversos entre 0 y -2 kmsnm.

La Etapa 11 (del 4 de septiembre de 1999, al 15 de septiembre del 2000) inicia con algunas emisiones moderadas de ceniza y con incrementos de eventos LP's en marzo del 2000 que culminó en un pequeño domo, después volvió a disminuir la actividad hasta septiembre. Para esta etapa se calcularon 11 eventos normales, 2 eventos con componentes inversas, 6 mecanismos de falla de rumbo, 3 eventos verticales y 3 mecanismos oblicuos. Claramente esta etapa es de extensión, debido a la gran cantidad de eventos normales, lo que indica que no existió un gran aporte de magma a los conductos superficiales del volcán. Es una etapa de relajación del volcán, en donde existe un reacomodo de los esfuerzos, los cuales han sido modificados por intrusiones anteriores.

La etapa 12 (del 16 de Septiembre del 2000, al 10 de diciembre del 2000) se caracteriza por un aumento en la actividad tanto sísmica como volcánica debida a una nueva intrusión de magma en los conductos mas superficiales del volcán. Se observan 4 mecanismos con

componente normal, 3 con componente inversa, 2 de falla de rumbo, 2 mecanismos verticales y 3 oblicuos. En esta etapa vuelve a ver un aumento en los eventos inversos y los mecanismos normales disminuyen. Probablemente la intrusión de nuevo material generó los eventos inversos, los cuales se observan en octubre a diciembre. Para los primeros días de diciembre se observan diferentes tipos de mecanismos, probablemente producto de la desestabilización del estado de esfuerzos por una nueva intrusión. Es para esta fechas cuando aumentan el número de LP's y las exhalaciones se vuelven cada vez más frecuentes e intensas.

La etapa 13 (del 11 de diciembre del 2000 al 23 de enero del 2001) es de las más importantes en la actividad contemporánea del volcán. En ella se genera un domo de lava de $19 \times 10^6 \text{ m}^3$. Los primeros días se presentan exhalaciones y tremores de gran amplitud indicando la formación de un domo en la base del cráter. Los mecanismos observados son 3 inversos, 3 normales y 3 de falla de corrimiento. Después de la erupción del 18 y 19 de diciembre el volcán presentó eventos VT's los últimos días de diciembre con componentes inversas, así como eventos de falla de rumbo, indicando tal vez un nuevo aporte de material magmático. Para los primeros días de enero los ejes de presión aumentaron en sus ángulos, presentándose algunos mecanismos normales. Cabe recalcar que el mecanismo del evento volcano-tectónico del 22 de enero (Figura 3.11) que antecedió al evento explosivo de ese mismo día, es de tipo normal. Probablemente este sismo tuvo alguna relación con el evento explosivo.



Figura 3.11. Imagen del evento explosivo del 22 de enero del 2001, perteneciente a la etapa 13 (Tomado de www.cenapred.unam.mx/mvolcan.html)

La etapa 14 (del 24 de enero del 2001 a junio del 2002), mostró variaciones en la actividad, los primeros meses hubieron crecimientos de domos pequeños con la destrucción de estos. En esta etapa se registraron 43 eventos con componentes normales, 21 eventos con componentes inversas, 17 mecanismos de falla de corrimiento y 16 eventos verticales. Esta etapa es claramente de extensión. Aunque durante toda la etapa se registran crecimientos de domos pequeños. En marzo del 2001 se registra el primero domo, sin ningún cambio notable en los mecanismos, durante los siguientes 4 meses no existen un claro patrón en cuanto al estado de esfuerzos, para agosto existe el crecimiento de otro domo. De septiembre a diciembre se sigue observando el crecimiento de domos y existen eventos inversos y disminuyen los eventos normales. De enero a febrero del 2002 existen pocos mecanismos aunque se observan domos pequeños ($< 1 \times 10^6 \text{ m}^3$) que crecen con eventos LP's. De marzo en adelante prevalecen los eventos normales entre -0.5 y 2.5 kmsnm de profundidad, con pocos mecanismos inversos, durante abril se observa otro domo pequeño.

La etapa 15 (del 1 de junio del 2002 a diciembre del 2003), presentó pequeños domos los primeros meses, disminuyendo la actividad notablemente los últimos meses del 2003. Para esta etapa se calcularon mecanismos focales para 78 eventos debajo y al sur del cráter del volcán, con 16 eventos de falla de rumbo, 28 inversos, 19 normales, 6 verticales y 9 oblicuos. De septiembre del 2002, hasta enero del 2003 se observan varios mecanismos inversos, localizados entre -2 y 2 kmsnm de profundidad, es durante este tiempo en donde se observan pequeños domos en los meses de septiembre, noviembre, diciembre y enero. El número de eventos inversos es mayor a los normales, por lo que en este lapso de tiempo existió un ambiente compresivo, probablemente producto del ascenso de magma por los conductos del volcán, generando pequeños domos en el cráter. De mayo hasta septiembre del 2003, únicamente se observan pequeñas exhalaciones y explosiones, los mecanismos no muestran un estado de esfuerzos predominante. De septiembre a diciembre la actividad decreció notablemente y con ello el número de eventos VT, por lo que no existe un estado de esfuerzos bien definido.

III.4 Modelo del Estado de Esfuerzos Durante una Intrusión Magmática

Como se observó anteriormente los ejes de tensión en profundidad, suelen ser más inclinados que los de presión y conforme se hacen más superficiales los sismos, los ejes de presión se inclinan más y los de tensión se vuelven horizontales. Este cambio en el régimen, pasando de compresivo a extensivo con la disminución de la profundidad se observó en varias etapas en donde existió el crecimiento de un domo o gran actividad volcánica. Existen diversos modelos que explican el desarrollo de la sismicidad VT como resultado de la intrusión de un dique. Roman et al., (2004) y Roman and Cashman (2006), mencionan que cuando existe el ascenso de un dique hacia la superficie, el dique se emplaza en la dirección del máximo esfuerzo horizontal regional, y se expande o se infla en sentido del mínimo esfuerzo regional, por lo que se genera un ambiente compresivo en las paredes del dique, y por lo tanto probablemente se observaran mecanismos inversos y de falla de corrimiento (Figura 3.12A).

Otra razón para explicar los mecanismos inversos es la que al existir un ascenso de material dentro de los conductos se genera una fuerza de empuje ascendente, este magma rompe a la roca que se encuentra en la parte superior generando un ambiente compresivo, con lo cual se observan eventos inversos al inicio de las intrusiones. Este tipo de actividad ha sido observada en diversos volcanes como el Unzen (Umakoshi et al., 2001), Eyjafjallajökull (Dahm et al., 1997), Ambae (Rouland et al., 2001), Fogo (Da Silva et al., 1995), Soufriere Hills (Aspinall et al., 1998). En el volcán Santa Helena poco tiempo después de la erupción del 18 de mayo de 1980, se observaron mecanismos inversos directamente debajo del volcán (Weaver et al., 1981), que antecedieron al domo emplazado en el cráter. Sánchez et al., (2004) en un estudio sobre la variación de los esfuerzos en el volcán Redoubt en Alaska, encuentra que en periodos de intensa actividad volcánica, el eje principal de esfuerzos σ_1 pasa de vertical a horizontal.

principal de esfuerzo σ_1 es vertical, por lo que se presentaran eventos normales con características similares al estado de esfuerzos regional, este mismo proceso fue observado en el volcán Iliamna (Roman et al., 2004). En un estudio elaborado por Rubin and Pollar (1988) en el que estudiaron la propagación de un dique lateralmente en Islandia, se observó que dicho dique comprimió ambos lados, ocasionando tensión en la parte superior. El incremento de los esfuerzos de tensión actúa como disparador de fallas por arriba del dique, generando fracturamientos en sentido del ambiente tectónico regional (Roman et al., 2004). En el volcán Popocatepetl, los eventos normales como se ha mencionado anteriormente presentan ejes de presión similares al estado de esfuerzos regional, por lo que es congruente con lo dicho por Roman.

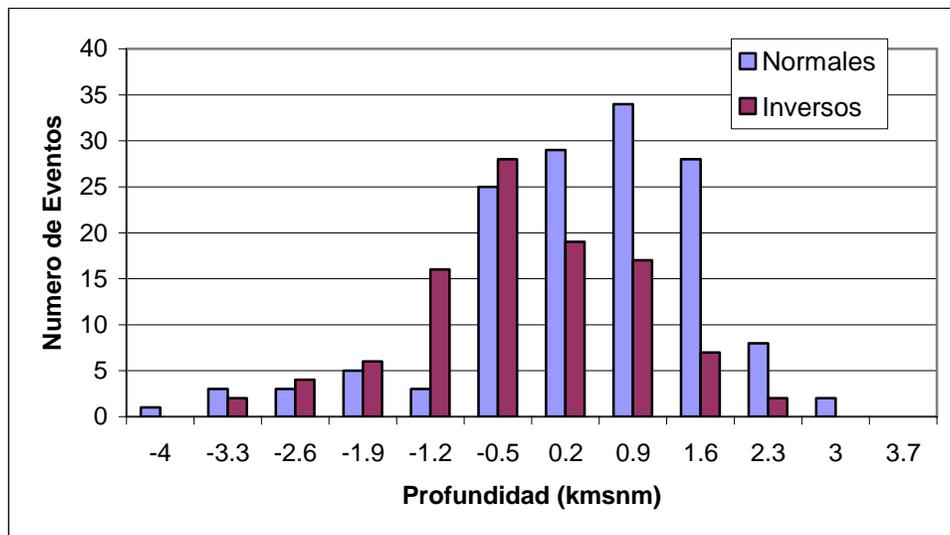


Figura 3.13. Histograma de eventos normales e inversos, en el se puede observar que la profundidad en la que el ambiente pasa de compresivo a extensivo es entre -0.5 y 0.2 kmsnm.

Por otro lado, un incremento en la presión de poro en la roca encajonante, como consecuencia de la exolución de los volátiles, podría disminuir el esfuerzo efectivo, generando un fracturamiento por arriba de esta zona. Por lo que la separación de lo eventos inversos de los mecanismos normales pudiera ser indicador de la zona de exolución del magma (De la Cruz Reyna, comunicación personal). Por lo que se calculó el histograma de los eventos normales e inversos contra la profundidad, para observar el nivel del cambio de ambiente. En la Figura 3.13, se observa que entre -0.5 y 0.2 kmsnm, los mecanismos inversos disminuyen con respecto a los eventos normales, por lo que está zona puede ser la

zona de exolución del magma. Adicionalmente un estudio elaborado por Ramírez (2003), sobre un modelo mecánico del volcán Popocatepetl cuando ocurre una intrusión dentro del conducto, utilizando el método de elemento finito, encuentra que el volcán tiene desplazamientos diferenciales dependiendo básicamente de la topografía del volcán. El estudio menciona que se observan 4 cuadrantes con componentes de tensión y de compresión cuando existe una presión generada por una intrusión magmática dentro de los conductos. Se observa una zona de transición la cual separa a las compresiones de las extensiones, está zona se encuentra aproximadamente entre -0.5 y -0.8 kmsnm. Por debajo de este nivel, la zona es compresiva, mientras que por encima de ella, el volcán tiende a tensionarse radialmente. (Figura 3.14).

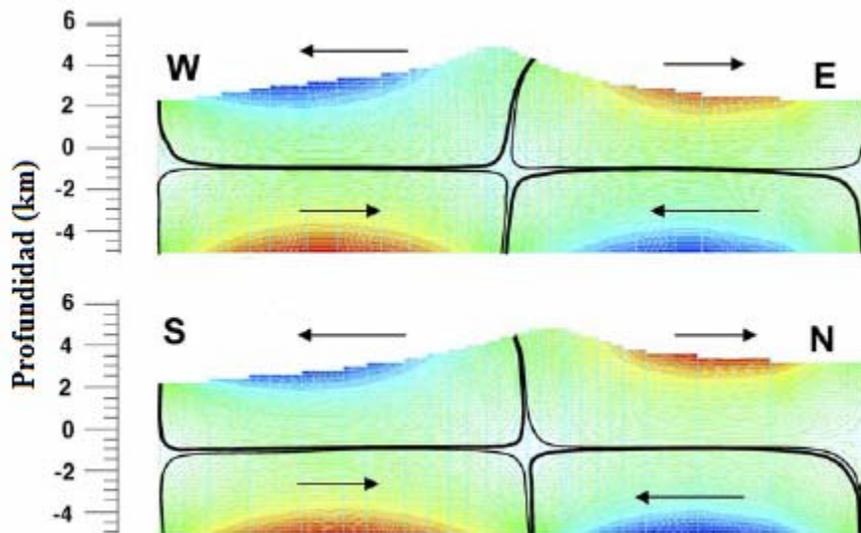


Figura 3.14. Desplazamientos teóricos generados por la simulación de una intrusión dentro de los conductos del volcán. Las flechas indican la dirección del desplazamiento. En la parte superior se observa un ambiente tensional, mientras que en profundidad el ambiente es compresional. (Tomado de Ramírez, 2003).

Nuestros resultados muestran que existe un cambio en los esfuerzos entre -0.5 y 0.2 kmsnm (Figura 3.13), en la parte somera tenemos mecanismos normales y conforme aumenta la profundidad se observan mecanismos inversos, lo cual es similar con el estudio de Ramírez. De igual forma los ejes de tensión de los eventos normales presentan direcciones radiales, tal como lo indica el modelo numérico.

Por lo tanto, como se ha observado anteriormente, la ocurrencia de los eventos volcano-tectónicos en el volcán Popocatepetl, tienen como origen, principalmente los siguientes procesos: fracturamiento en respuesta a esfuerzos regionales, desintegración progresiva del edificio volcánico por debilitamiento geoquímico y fuerzas gravitacionales, incremento en fuerzas térmicas y/o volumétricas asociadas con intrusiones recientes de magma (de días a semanas) dentro del sistema de conductos y decremento en el esfuerzo efectivo debido al incremento en la presión de poro, como resultado de la circulación de fluidos asociados con cuerpos magmáticos.

III. 5 Estimación de los Esfuerzos

Se ha observado que la profundidad en la cual se observan mecanismos inversos es aproximadamente entre -2 y 0 kmsnm para etapas de intrusiones magmáticas. Las etapas de relajación son cuando existen pocos eventos inversos, como en las etapas 5, 11 y 14, para estas profundidades se observan ejes de tensión con poca inclinación, lo que indica que el eje máximo de esfuerzo σ_1 es vertical. La relación el esfuerzo debido a la carga litostática del aparato volcánico a una profundidad de -2 kmsnm, tomando como nivel superior la base del cráter, aproximadamente a 5000 msnm, es de $\rho gh = (2700 \text{ kg/m}^3) \times (9.81 \text{ m/s}^2) \times (7000 \text{ m}) \sim 185 \text{ Mpa}$. Por la tanto en periodos de reposo (R), $185 \text{ Mpa} = \sigma_1(\text{R}) > \sigma_2(\text{R}) > \sigma_3(\text{R})$. McGarr (1980) propone una relación para encontrar el máximo esfuerzo de corte en función de la profundidad, en la corteza superior, $\tau_{\text{max}} = 5.67 + 6.37 z$, donde z es la profundidad en km, si tomamos este valor para encontrar este esfuerzo en etapas de relajación, en las que únicamente influye el estado de esfuerzos regional, tenemos para la misma profundidad de $\tau_{\text{max}} = 5.67 + 6.37(7) \sim 50 \text{ Mpa}$. Si utilizamos la relación del máximo esfuerzo de corte $\tau_{\text{max}} = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$, (Vetter and Ryall., 1983), tenemos que $\sigma_3 = (\sigma_1 - 2 \tau_{\text{max}}) = 185 - 100 = 85 \text{ Mpa}$. Si asumimos que el esfuerzo intermedio (σ_2), puede ser el promedio entre el mínimo y el máximo, obtenemos que $\sigma_2 = (\sigma_1 + \sigma_3)/2 = 135 \text{ Mpa}$.

Cuando hay intrusiones de magma se incrementan los esfuerzos en forma vertical debido a fuerzas de tensión, aproximadamente de 5 Mpa (Sánchez et al., 2004), generando fracturas y permitiendo al magma ascender. Por lo tanto en periodos activos (A) del volcán, el

esfuerzo mínimo es vertical, $\sigma_3(A)=185+5 =190$ Mpa, por lo tanto $\sigma_3(A) =190 < \sigma_2(A) < \sigma_1(A)$, (Figura 3.15A). En las etapas de actividad volcánica como hemos visto aumentan los esfuerzos horizontales por lo que $\sigma_2(A)$ y $\sigma_1(A)$ deberán ser mayores a 190 Mpa a una profundidad de -2 kmsnm para que el magma pueda ascender (Figura 3.15B).

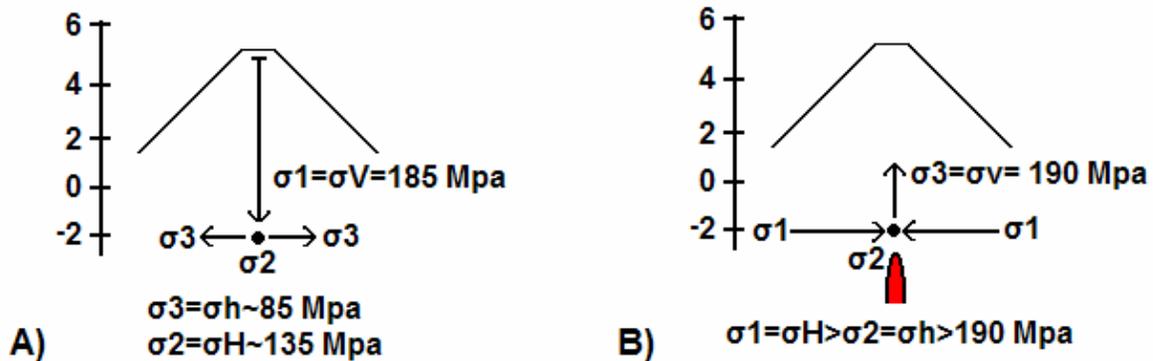


Figura 3.15. A) Cuando el volcán se encuentra en reposo, el esfuerzo vertical es el esfuerzo principal (σ_1), y es aproximadamente de 185 Mpa para una profundidad de 7 km por debajo de la base del cráter del volcán. B) Cuando existen intrusiones, los esfuerzos aumentan horizontalmente, siendo el esfuerzo principal y el intermedio horizontales (σ_1 y σ_2), y el esfuerzo mínimo (σ_3) vertical.

III.6 Riesgo por Colapsos Estructurales y su Relación con el Estado de Esfuerzos

En el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano existen varios colapsos estructurales de complejos volcánicos, el Jocotitlan, Nevado de Toluca, El complejo de las Derrumbadas, el Citlaltépetl, Volcán de Fuego de Colima y el Popocatépetl son algunos ejemplos (Capra et al., 2002). Los colapsos estructurales están asociados a varios procesos, entre ellos se encuentran las intrusiones magmáticas, exceso de depósitos en alguna de sus laderas, procesos hidromagmáticos y actividad freatomagmática. Factores tectónicos pueden predisponer a los volcanes a ceder en cierta dirección, y se ha observado que los depósitos de avalanchas de escombros están orientadas en la dirección del mínimo esfuerzo y perpendicular al esfuerzo máximo horizontal (Siebert, 1984).

En el caso de los volcanes en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano los depósitos se encuentran localizados en direcciones N-S y NE-SW (Capra et al., 2002), esto es debido al sistema de fallas a lo largo del eje, con orientaciones E-W y NW-SE. En el caso del volcán

Popocatépetl se ha reconocido al menos 3 colapsos estructurales, el último aproximadamente hace 23,000 años (Siebe et al., 1996), todos estos colapsos se han presentado en la parte sur del edificio volcánico y han alcanzado hasta 70 km de distancia. Como se ha observado en los mecanismos focales del volcán Popocatépetl, los ejes de presión corresponden con el esfuerzo horizontal máximo con una dirección de S70°W a N70°E (Figura 3.16), con esta orientación esperaríamos colapsos en direcciones perpendiculares a esta, en las direcciones de S20°E o N20°W. Debido a que los últimos colapsos han sido hacia el sur y que el mayor desnivel se presenta en este mismo sector, lo más probable es que el próximo colapso se presente en la parte sur del edificio volcánico.

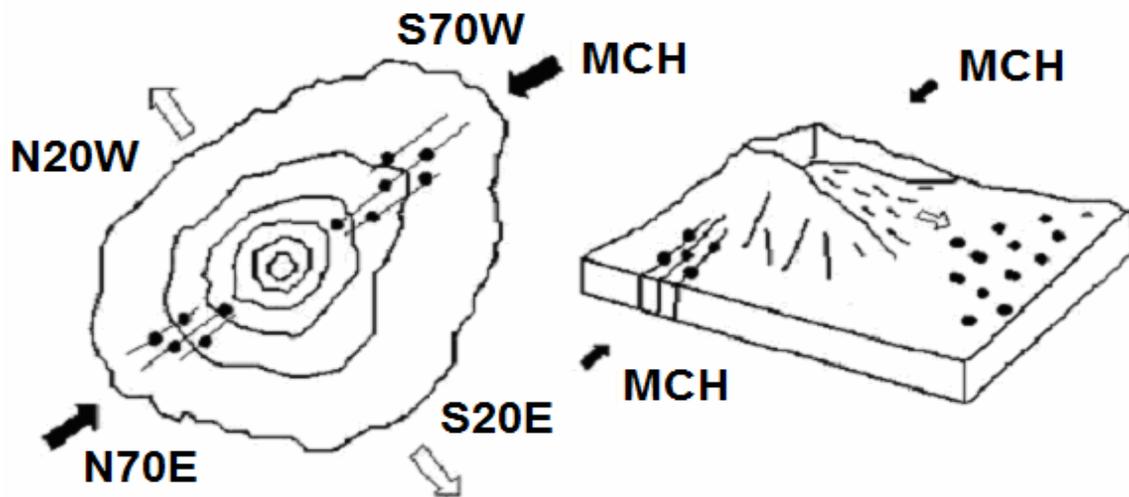


Figura 3.16. Esquema que muestra el emplazamiento de diques radiales y conos parásitos en dirección paralela a la máxima compresión horizontal (MCH), en el caso del volcán Popocatépetl la dirección es S70°W a N70°E, produciendo esfuerzos de dilatación dentro del volcán, lo que ocasiona colapsos en la dirección perpendicular al MCH. (Modificado de Siebert, 1984).

III.7 Modelo Tectónico del Volcán Popocatépetl

El volcán Popocatépetl está sometido a un estado de esfuerzos regional que como hemos mencionado tiene una dirección de SE a NW para el esfuerzo mínimo σ_3 , de SW a NE para el esfuerzo intermedio σ_2 y vertical para el esfuerzo principal σ_1 (Ego et al., 2002). En algunas etapas en las que se observó el crecimiento de domos dentro del cráter del volcán o gran actividad explosiva, se observa que a una profundidad de entre -3 a 0 kmsnm se presentan ejes de presión con poca inclinación y ejes de tensión mas inclinados, lo que

indica que el eje máximo de esfuerzo σ_1 es horizontal en esta profundidad y el eje mínimo es vertical (ambiente compresivo), para esta región se puede ver que los ejes de presión de estos mecanismos rotan 50° , con respecto del estado de esfuerzo regional, como una probable consecuencia de la compresión generada por la inflación del magma hacia la roca encajonante a esas profundidades (Roman y Cashman, 2006). Conforme los eventos se hacen más someros (de 1 a 3 kmsnm), los ejes de presión se vuelven mas verticales y los de tensión pierden inclinación (ambiente extensivo). La orientación de los ejes de presión mantienen una dirección muy similar a la dirección del esfuerzo intermedio regional σ_2 , como lo menciona Ukawa and Tsukahara (1996), la tensión es producida en la parte superior del dique, generada por la inflación del mismo. Adicionalmente como se ha mencionado anteriormente que, en esta zona puede iniciarse el proceso de exolución de los volátiles del magma, generando que disminuya el esfuerzo efectivo en la roca encajonante, generando mecanismos de tipo normal.

También existe un grupo de eventos localizados en la parte sureste del volcán, cuyos ejes de presión y de tensión son pocos inclinados, indicando que los esfuerzos σ_1 y σ_3 son horizontales mientras que el esfuerzo σ_2 es vertical. En la mayoría de los casos los ejes de presión tienen orientaciones N-S y los de tensión W-E, aunque se observa que también hay eventos con ejes de presión W-E y ejes de tensión N-S. Con estas orientaciones se infiere la orientación de dos fallas, una con dirección SE a NW y otra de SW a NE, aunque observando la localización de los eventos en esta parte del volcán se aprecia que los eventos se agrupan con una leve orientación de SE a NW, además de De Cserna et al., (1998), propone una falla que corta al volcán con esta dirección. La profundidad promedio de estos eventos se encuentra a 0 kmsnm. Adicionalmente en un estudio de atenuación de onda de sismos regionales realizado por González (2004), se propone una zona de atenuación en la parte norte del volcán. Este resultado es coherente con la compresión generada por el esfuerzo intermedio σ_2 en la parte SW a NE. En la parte somera del volcán entre 3.5 y 5.2 kmsnm, se observan eventos LP's (Rodríguez, 2004, Arciniega, 2002), tremor (Arámbula, 2002) y explosiones (Chouet et al., 2005), asociados a la gran presión generada por la circulación de fluidos, gases y/o magma (Figura 3. 17).

Modelo Tectónico del Volcán Popocatepetl

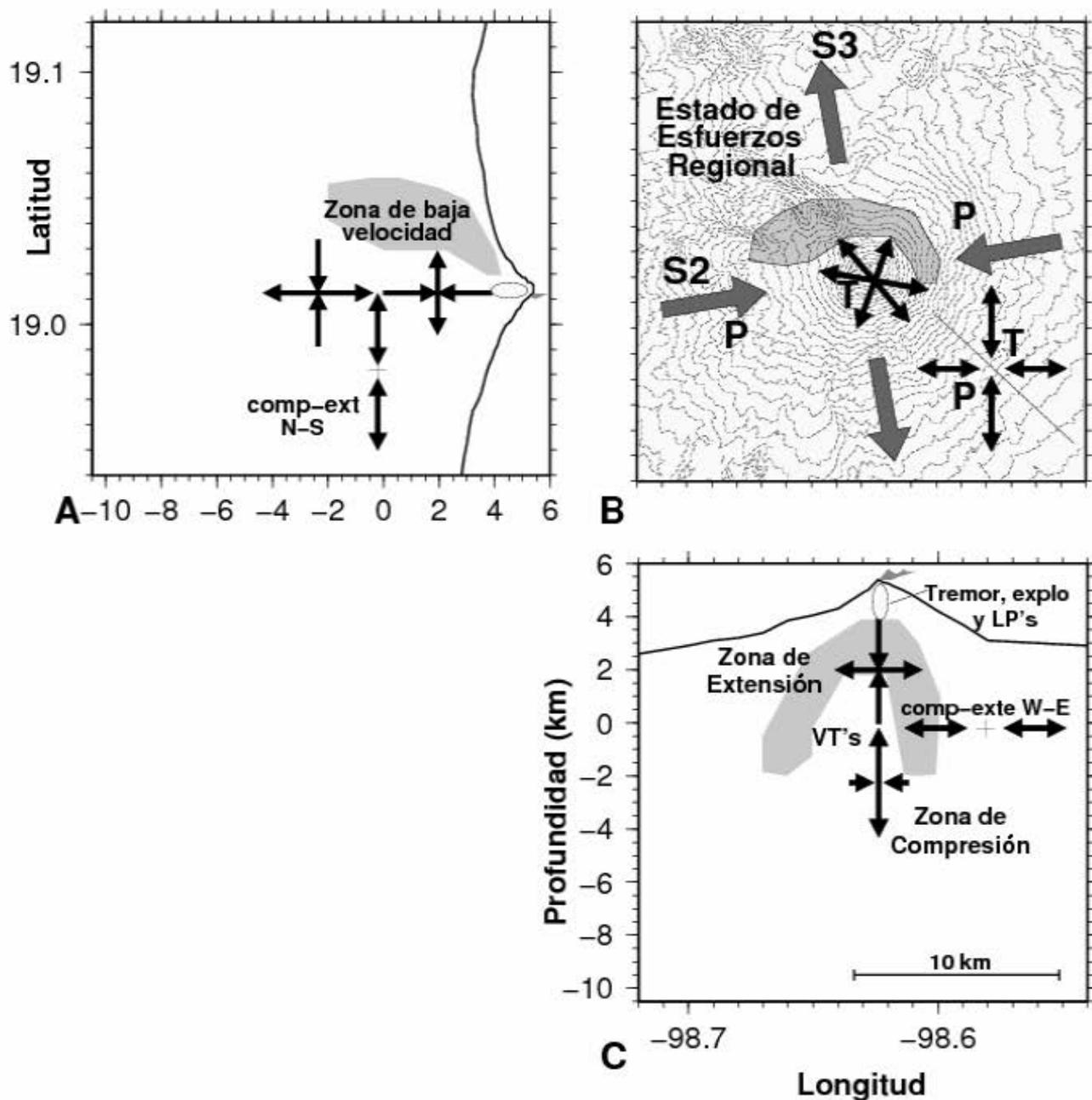


Figura 3.17. Modelo esquemático del volcán Popocatepetl, la localización del tremor, de eventos LP's y explosiones, es propuesta por Arámbula (2002), (Arciniega, 2002 y Rodríguez, 2004) y Chouet et al., (2005) respectivamente. La zona de atenuación (en color gris) fue encontrada por un estudio de atenuación de onda de sismos regionales González (2004). Las flechas grandes en la vista de planta representan el estado de esfuerzos regional (S2 y S3). Ego et al., (2002). Las flechas pequeñas representan los ejes de Presión (P) y de Tensión (T) observados en el volcán Popocatepetl.

IV. Conclusiones

Los eventos volcano-tectónicos suelen ser eventos que se presentan en volcanes activos y en reposo. En muchas erupciones los eventos VT's suelen ser los primeros sismos que se registran y pueden llegar a ser considerados como precursores en actividades volcánicas grandes. La profundidad de estos eventos no sobrepasa los 10 kilómetros y se presentan directamente debajo del foco de emisión en la mayoría de los casos. El estado de esfuerzos en un volcán esta fuertemente influenciado por la tectónica regional y local, aunque en periodos de actividad volcánica el estado de esfuerzos es modificado por intrusiones magmáticas.

La dirección preferencial de los ejes de presión para el volcán Popocatepetl fue de $S70^{\circ}W$ a $N70^{\circ}E$ lo cual es coherente con el estado de esfuerzos regional, para los ejes de tensión no existe una dirección preferencial aunque la gran mayoría se observan con una dirección de NW a SE. La mayoría de los mecanismos encontrados tienen componentes normales, después existe un gran número de eventos con componentes inversas lo que es poco usual en un régimen extensivo.

Existe una variación de los mecanismos con respecto de la profundidad, por debajo de -0.5 kmsnm se observan predominantemente mecanismos inversos, probablemente asociados a una fuerza de empuje ascendente provocada por intrusiones dentro de los conductos del volcán, así como compresiones ocasionadas en las vecindades de los cuerpos magmáticos. Estos eventos tienen una gran rotación en los ejes de presión con respecto al estado de esfuerzos regional. Por arriba de 0.2 kmsnm se presentan predominantemente mecanismos normales, los cuales pueden ser relacionados principalmente, al régimen tectónico regional, así como a una tensión generada por intrusiones magmáticas o a un incremento en la presión de poro como consecuencia de la exolución de los volátiles en esta profundidad, que genera que disminuya el esfuerzo efectivo en las rocas encajonantes. Para estos eventos los ejes de presión son congruentes con el estado de esfuerzos regional.

Existe un grupo de eventos localizados en la parte sureste del volcán, para ellos los ejes de presión se presentan con orientaciones de S a N y de W a E. Los ejes de tensión presentan las mismas direcciones. La gran mayoría de los mecanismos son de fallas transcurrentes. Con base a las orientaciones de los ejes, así como a la ubicación de los eventos se infiere una falla con una orientación SE-NW. Con las dos direcciones preferenciales observadas se puede inferir que existe un movimiento de avance-retroceso en la falla, asociado a las intrusiones magmáticas, al parecer la falla sirve como mecanismo de amortiguamiento de la compresión generada cuando hay incrementos de volumen debajo del volcán debido a las intrusiones.

La ocurrencia de los eventos volcano-tectónicos en el volcán Popocatépetl, tienen como origen, principalmente los siguientes procesos: fracturamiento en respuesta a esfuerzos regionales, desintegración progresiva del edificio volcánico por debilitamiento geoquímico y fuerzas gravitacionales, incremento en fuerzas térmicas y/o volumétricas asociadas con intrusiones recientes de magma (de días a semanas) dentro del sistema de conductos y decremento en el esfuerzo efectivo debido al incremento en la presión de poro, como resultado de la circulación de fluidos asociados con cuerpos magmáticos.

La energía sísmica liberada por eventos VT's en el volcán Popocatépetl comparada con erupciones de otros volcanes ha sido pequeña, para esperar mayores erupciones a las observadas en estos 8 años, asumiendo que el volumen de magma esta relacionado con la energía sísmica liberada, deberíamos esperar que la tasa sísmica fuera de uno o dos órdenes de magnitud mayor para esperar erupciones con un $VEI \geq 4$.

Con base al estado de esfuerzos actual con un eje de presión con dirección de $S70^{\circ}W$ a $N70^{\circ}E$, así como en antiguos colapsos estructurales ocurridos en el volcán Popocatépetl, se puede esperar que el próximo colapso ocurra hacia la parte sur del volcán, aunque no existen indicios de que esto pueda ocurrir en un futuro cercano.

V. Bibliografía

Abe, K. (1992). Seismicity of the caldera-making eruption of Mount Katmai, Alaska 1912. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 82. pp. 175-191.

Aguilar Rosales M. A. (2004). Determinación del tipo de fuentes sísmicas dentro de la cuenca de México y su relación con la geología local. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. UNAM.

Arámbula Mendoza R. (2002). Interpretación del tremor armónico registrado en el volcán Popocatepetl durante la crisis eruptiva de diciembre del 2000. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería. UNAM.

Arciniega Ceballos M. A. (1997). Análisis e interpretación del tremor generado por el volcán Popocatepetl a partir de la crisis de 1994. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica. UNAM.

Arciniega-Ceballos, A., Valdés-González, C., Dawson, P. (2000). Temporal and spectral characteristics observed at Popocatepetl volcano, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 102. No. 3-4. pp. 207-216.

Arciniega Ceballos M. A. (2002). Análisis de datos sísmicos de banda ancha registrados en el volcán Popocatepetl, México. Tesis de Doctorado. Instituto de Geofísica. UNAM.

Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B, and Dawson, P. (2003). Long-period events and tremor at Popocatepetl Volcano (1994–2000) and their broadband characteristics. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 65. pp. 124-135.

Aspinall, W. P., Millar, A. D., Lynch, L. L., Latchman, J. L., Stewart, R. C., White, R. A., Power, J. A. (1998). *Geophysical Research Letters*. Vol. 25. No 18. pp. 3397-3400.

Barrientos, S. E., Acevedo-Aránguiz, P. S. (1992). Seismological aspects of the 1988-1989 Lonquimay (Chile) volcanic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 53. No. 1-4. pp. 73-87.

Bianco, F., Castellano, M., Milano, G., Ventura, G., Bilardo, G. (1998). The Soma-Vesuvius stress field induced by regional tectonics: evidences from seismological and mesostructural data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 82. No. 1-4. pp. 199-218.

Bulletin of the Global Volcanism Network. (2000). December set records in tremor, dome extrusion rates, SO₂ flux and tilt. Vol 25. No.12.

Capra, L., Macías, J. L., Scout, K. M., Abrams, M., Garduño-Monroy V. H. (2002). Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico – behavior, and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 113. No. 1-2. pp. 81-110.

Chouet, B. (1985). Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 90. No B2. pp. 1881-1893.

Chouet, B., Page, R. A., Stephens, C. D., Lahr, J. C., Power, J. A. (1994). Precursory swarms of long period events at Redoubt volcano (1989-1990), Alaska: their origin and use as forecasting tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 62. No 1-4. pp. 137-152.

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

Chouet, B., Arciniega-Ceballos, A., Dawson, P. (2005). Source mechanism of Vulcanian degassing at Popocatepetl Volcano, Mexico, determined from waveform inversions of very long period signals. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 110, B07301. doi:10.1029/2004JB003524.

Dahm, T., Brandsdottir, B. (1997). Moment tensors of microearthquakes from the Eyjafjallajökull volcano in South Iceland. *Geophysical Journal International*. Vol.130. pp 183-192.

De Cserna, Z., Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Trial, L., Miltre-Salazar, L. M., Mota-Palomino R. (1988). Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. *Bol. 104. Instituto de Geología. UNAM.*

De la Cruz-Reyna, S., Reyes-Davila, G. R. (2001). A model to describe precursory material-failure phenomena: applications to short-term forecasting at Colima volcano, México. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 63, No. 5, pp. 297-308.

De la Cruz-Reyna, S., Yokoyama, I., Ramos, E., Martínez-Bringas, A. (2006). Precursory Seismicity of the 1994 Eruption of Popocatepetl Volcano, Central Mexico. *Fourth Conference Cities on Volcanoes. IAVCEI. Quito-Ecuador.*

De la Rosa Moreno F. (2002). Análisis de patrones sísmicos asociados a exhalaciones y explosiones del volcán Popocatepetl. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería. UNAM. pp. 90.

Domínguez, T., Zobin, V. M., Reyes-Davila, G. A. (2001). The fracturing in volcanic edifice before an eruption: the june-july 1998 high-frequency earthquake swarm at Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 105. No.1-2. pp. 65-75.

Ego, F., Ansan, V. (2002). Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102° -99°W) in transtensive deformation?. *Tectonophysics*. Vol. 359. No. 1-2. pp. 189-208.

Endo, E. T., Malone, S. D., Nosen, S. D., Weaver, C. S. (1981). Locations, magnitudes, and statistics of the March 20-May 18 earthquake sequence. In Lipman, P.W., and Mullineaux, D.R., eds. *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 1250*. pp. 93-107.

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

Falsaperla, S., Lanzafame, G., Longo, V., Spampinato, S. (1999). Regional stress field in the area of Stromboli (Italy): insights into structural data and crustal tectonic earthquakes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 88. No. 3. pp. 147-166.

Gil-Cruz, F., Chouet, B. (1996). Long period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of lava dome in Galeras volcano, Colombia in 1991. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 77. No. 1-4. pp. 121-158.

Gómez Palacios J. J. (2002). Monitoreo térmico satelital del volcán Popocatepetl. Tesis de Licenciatura. Unidad de Ciencias de la Tierra, ESIA. IPN.

González Pomposo G. J. (2004). Análisis de la sismicidad asociada a la actividad del volcán Popocatepetl y determinación de su estructura por medio de tomografía sísmica. Tesis de Doctorado. Instituto de Geofísica. UNAM.

Harlow, D. H., Muñoz, C., Cuellar, J. (1986). Seismic activity preceding the November 1985 eruption of Ruiz volcano, Colombia (abstr). *EOS, Trans. Am. Geophysic. Union*. Vol. 67. No.16. pp. 403.

Harlow, D. H., Power, J. A., Laguerta, E. P., Ambubuyog, G., White, R. A., Hoblitt, R. P. (1996). Precursory Seismicity and Forecasting of the June 15, 1991, Eruption of Mount Pinatubo. *Fire and Mud. Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Editado por Newhall C. G., Punongbayan R. S. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, University of Washington Press. pp. 1130.

Havskov, J. J., De la Cruz-Reyna, S., Krishna, S. S. Medina-Martínez, F., Gutiérrez-Martínez, C. (1983). Actividad sísmica relacionada con las erupciones del volcán Chichonal en marzo y abril de 1982; Chiapas. *El volcán Chichonal*. Editado por Instituto de Geología. UNAM. pp. 36-48.

Heleno da Silva, S. I. N., Day, S. J., Fonseca, J. F. B. D. (1999). Fogo volcano, Cape Verde Islands: seismicity-derived constraints on the mechanism of the 1995 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 94. No. 1-4. pp. 219-231.

Hildreth, W. (1983). The compositionally zoned eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 18. No. 1-4. pp. 1-56.

Hurst, A. W., McGinty P. J. (1999). Earthquake swarms to the west of Mt. Ruapehu preceding its 1995 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 90. No. 1-2. pp. 19-28.

Jiménez, Z., Espíndola, V. H., Espíndola, J. M. (1999). Evolution of the seismic activity from the 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 61. No. 6. pp. 411- 422.

Jolly, A. D., Page, R. A., Power, J. A. (1994). Seismicity and stress in the vicinity of Mount Spurr volcano, south central Alaska. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 99. No. B8. pp.15. 15,305-15,318.

Klein, F. W. (1978). Hypocenter location program HYPOINVERSE. US. Geol. Surv. Open File Rep. 78-694. pp 113.

Konstantinou, K., I., Schlindwein, V. (2003). Nature, wavefield properties and source mechanism of volcanic tremor: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 119. No. 1-4. pp. 161-187.

Lahr, J. C. (1989). HYPOELLIPSE: A computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first-motion pattern, (Y2K compliant version). US Geol. Surv. Open-File Rep. 89-116. pp 89.

Lahr, J. C., Chouet, B. A., Stephens, C. D., Power, J. A. 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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 62. No. 1-4. pp. 137-151.

Lahr, J. C. (1995). HYPOELLIPSE/Version 3.0: A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquake. US Geol. Surv., Open-File Report 95. pp 90.

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

Lee, W. H. K., Lahr, J. L. (1975). HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. US. Geol. Surv., Open File Report 75-311. pp. 1-59.

Lee, W. H. K., and Valdés, C. M. (1989). User manual for HYPO71PC, in Lee, W. H. K., ed., Toolbox for seismic data acquisition, processing, and analysis, IASPEI software volume 1. Seismological Society of America, International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI). El Cerrito, Calif. pp. 203-236.

Lees, J. M. (1992). The magma system of Mount St. Helens; nonlinear high resolution P-wave tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 54. No. 1-4. pp. 103-116.

Legrand, D., Calahorrano, A., Guillier, B., Rivera, L., Ruiz, M., Villagómez, D., Yepes, H. (2002). Stress tensor analysis of the 1998–1999 tectonic swarm of northern Quito related to the volcanic swarm of Guagua Pichincha volcano, Ecuador. *Tectonophysics*. Vol. 344. No. 1-2. pp. 15-36.

Lienert, B. R., Berg, E., Frazer, L. N. (1986). HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled and adaptively damped least squares. *Bulletin Seismological Society American*. Vol. 76. pp. 771-783.

Lienert, B. R. (1994). HYPOCENTER 3.2 Manual. HIGP, Honolulu.

Lienert, B. R., Havskov J. (1995). A computer program for locating earthquakes both globally and locally. *Seismological Research Letters*. Vol. 66. No. 5. pp. 26-40.

Malone, S. D, Boyko, C., Weaver, C.S. (1983). Seismic precursors to the Mount St. Helens eruptions in 1981 and 1982. *Science*. Vol. 221. pp 1376-1378.

Márquez, A., Verna, S. P., Anguita, F., Oyrzun, R., Brandle J. L. (1999). Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 93. No. 1-2. pp. 125-150.

McGarr, A. (1976). Seismic moments and volume changes. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 81. No. 8. pp. 1487-1494.

McGarr, A. (1980). Some constrains on levels of shear stress in the crust from observations and theory. *Journal of Geophysics Research*. Vol. 85. pp. 6231-6238.

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

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

Moran, S. C. (1997). Three-dimensional P-wave velocity structure in the great Mount Rainier area from local earthquake tomography. PhD thesis. Univ. Washington, Seattle. pp 168.

Moran, S. C., Zimbelman, D. R. Malone, S. D. (2000). A model for the magmatic-hydrothermal system at Mount Rainier, Washington, from seismic and geochemical observations. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 61. No. 7. pp. 425-436.

Mori, J., White, R. A., Harlow, D. H., Okubo, P., Power, J. A., Hoblitt, R. P., Laguerta, E. P., Lanuza, A., Baustista, B. C. (1996). Volcanic Earthquakes following the 1991 Climactic Eruption of Mount Pinatubo: Strong Seismicity during a Waning Eruption. In *Fire and Mud. Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Editado por Newhall C. G., Punongbayan R. S. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, University of Washington Press. pp. 1130.

Muñoz, F. C., Nieto, A. E., and Meyer, H. (1990). Analysis of swarms of high-frequency seismic events at Nevado del Ruiz volcano, Colombia (January 1986–August 1987): Development of a procedure. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 41. No. 1-4. pp. 327-354.

Nakada, S., Shimizu, H., Ohta, K. (1999). Overview of the 1990–1995 eruption at Unzen Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 89. No. 1–4. pp. 1-22.

Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 2. No. 1. pp 1-16.

Nelder, A. F., Mead, R. (1965). A simplex method for a function minimization. *Journal of computation*. Vol. 7. pp. 308-313.

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

Nieto, A. H., Brandsdótti, B., Muñoz, F. (1990). Seismicity associated with the reactivation of Nevado del Ruiz, Colombia, July 1985 – December 1986. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 41. No. 1-4. pp. 315-326.

Nishi, Y., Sherburn, S., Scott, B., Sugihara, M. (1996). High-frequency earthquakes at White island volcano, New Zealand: insights into the shallow structure of a volcano-hydrothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 72. No. 3-4. pp. 183-197.

Núñez-Cornu, F., Nava, F. A, De la Cruz-Reyna, S., Jiménez, Z., Valencia, C., García-Arthur, R. (1994). Seismic activity related to the 1991 eruption of Colima Volcano, Mexico. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 56. No. 3. pp. 228-237.

Patane, D., Privitera, E. (2001). Seismicity related to 1989 and 1991-93 Mt. Etna (Italy) eruptions: kinematic constraints by fault plane solution analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 109. No. 1-3. pp. 77-98.

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

Power, J. A., Lahr, J. C., Page, R. A., Chouet, B. A., Stephens, C. D., Harlow, D. H., Murray, T. L., Davies, J. N. (1994). Seismic evolution of the 1989-90 eruption sequence of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 62. No. 1-4. pp. 69-94.

Power, J. A., Jolly, A. D., Page, R. A., McNutt, S. R. (1995). Seismicity and forecasting of the 1992 eruptions of Crater Peak Vent, Mount Spurr volcano, Alaska: an overview: in Keith, T. E. C., (ed.), *The 1992 eruptions of Crater Peak Vent, Mount Spurr volcano, Alaska, US. Geological Survey Bulletin 2139*. pp. 149-159.

Power, J. A., Jolly, A. D., Nye, C. J., Harbin, M. L. (2002). A conceptual model of the Mount Spurr magmatic system from seismic and geochemical observations of the 1992 Crater Peak eruption sequence. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 64. No. 3-4. pp. 206-218.

Ramírez Olvera G. (2003). Mallado tridimensional para elemento finito del volcán Popocatepetl, correlacionado con la sismicidad. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. UNAM.

Ratdomopurbo, A., Poupinet, G. (2000). An overview of the seismicity of the Merapi volcano (Java, Indonesia), 1983-1994. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 100. No. 1-4. pp. 193-214.

Reasenber, P. A., Oppenheimer, D. (1985). FPFIT, FPLOT, and FPPAGE: FORTRAN computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. *US. Geological Survey Open-File Report 85-739*. pp. 109.

Rodríguez Pérez Q. (2004). Modelo conceptual de los procesos desarrollados en una etapa eruptiva de 13 horas en el volcán Popocatepetl mediante el análisis de señales sísmicas del 16 de abril del 2001. Tesis Licenciatura. Facultad de Ingeniería. UNAM.

Roman, D. C., Power, J. A., Moran, S. C., Cashman, K. V., Doukas, M. P., Neal, C. A., Gerlach, T. M. (2004). Evidence for dike emplacement beneath Iliamna Volcano, Alaska in 1996. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 130. No. 3-4. pp. 265-284.

Roman D. C., Cashman K. V., (2006). The origin of volcano-tectonic earthquake swarms. *Geology*. Vol. 34. No. 6. pp. 457-460.

Rouland, D., Cisternas, A., Denkmann, R., Dufumier, H., Régnier, M., Lardy, M. (2001). The December 1994 seismic swarm near Aoba (AMBAE) volcano, Vanuatu, and its relationship with the volcanic processes. *Tectonophysics*. Vol. 338. No. 1. pp. 23-44.

Rubin, A. M. (1992). Dike-induced faulting and graben subsidence in volcanic rift zones. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 97. pp. 1839-1858.

Sánchez, J. J., Wyss, M., McNutt, S. R. (2004). Temporal-spatial of stress at Redoubt volcano, Alaska, inferred from inversion of fault planes solutions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 130. No. 1-2. pp. 1-30.

Sherburn, S., Bryan, C. J., Hurst, A. W., Latter, J. H., Scott, B. J. (1999). Seismicity of Ruapehu volcano, New Zealand, 1971–1996: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 88. No. 4. pp. 117-131.

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

Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 22. No. 3-4. pp. 163-197.

Soosalu, H., Einarsson, P. (1997). Seismicity around the Hekla Torfajökull volcanoes, Iceland, during a volcanically quiet period, 1991-1995. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 59. No. 1. pp. 36-48.

Suter, M. (1991). State of stress and active deformation in Mexico and western Central America. In: Slemmons, D. B (Ed.) *The Geology of North America Decade Map*. Vol. 1. Geological Society of America, Boulder, CO. pp. 401-421.

Tokarev P. (1971). Forecasting volcanic eruptions from seismic data. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 35. pp. 243-250.

Troise, C. (2001). Stress changes associated with volcanic sources: constraints on Kilauea rift dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 109. No. 1-3. pp. 191-203.

Ukawa, M., Tsukhara, H. (1996), Earthquake swarms and dike intrusions off the east coast of Izu Peninsula, central Japan. *Tectonophysics*. Vol. 253. pp. 285-303.

Umakoshi, K., Shimizu, H., Matsuwo, N. (2001). Volcano-tectonic seismicity at Unzen Volcano, Japan, 1985–1999. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 112. No.1-4. pp. 117-131.

UNAM and CENAPRED Seismology Group. (1995). The Milpa Alta earthquake of January 21, 1995. *Geofísica Internacional*. Vol. 34. No. 4. pp. 355-362.

Valdés-González, C., González-Pomposo, G. J., Martínez-Bringas, A. (en preparación). Seismicity associated with the december 1994–december 2003 eruptive activity of Popocatepetl volcano, Mexico: Insight into physical processes.

Valdés, C., González, G., Arciniega, A., Guzmán, M., Nava, E., Gutiérrez, C., Santoyo, M. (1995). Sismicidad del volcán Popocatepetl. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED. UNAM. pp. 129-138.

Vetter U. R., and Ryall A. S. (1983). Systematic Change of Focal Mechanism With Depth in the Western Great Basin. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 88. No. B10. pp. 8237-8250.

Virieux, J., Farra, V., Madariaga, R. (1988). Ray-tracing for earthquake location in laterally heterogeneous media. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 93. pp. 6,585-6,599.

Voight, B. (1988). A method for prediction of volcanic eruptions. *Nature*. Vol. 332, pp. 125-130.

Waitz, P. (1921). Popocatepetl again in Activity. *Am. J. Of Science 5th Ser*. Vol. 1. pp. 81-85.

Walters Martin. (1997). Stereo Pro (Stereographic Projections), version 1.0. MW Software.

Weaver, C.S., Grant, W.C., Malone, S.D., and Endo, E.T. (1981). Post-May 18 seismicity: Volcanic and tectonic implications, in Lipman, P.W., and Mullineaux, D.R., eds., *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 1250*. pp. 109-121.

Whittaker, A. Bot, M. H. P., Waghorn, G. D. (1992). Stresses and plate boundary forces associated with subduction plate margins. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 97 B8. pp. 11,933-11,944.

Wilson, J., Simkin, T., Leu, L. K. (1973). Seismicity of a caldera collapse: Galapagos Islands. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 79. pp. 8591-8622.

Yokoyama I. (1988). Seismic energy releases from volcanoes. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 50. pp. 1-13.

Yokoyama I., De la Cruz-Reyna S. (1990). Precursory earthquake of the 1943 eruption of Pariutin volcano, Michoacan, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 44. No.1-2. pp. 265-281.

Yokoyama I., De la Cruz-Reyna S., Espindola J. M. (1992). Energy partition in the 1982 eruption of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 51. No.1-2. pp. 1-21.

Zoback, M. L. (1992). First and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 97 B8. pp.11703-11728.

Zobin, V. M. (2001). Seismic hazard of volcanic activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 112. No.1-4. pp 1-14.

Zobin, V. M., González-Amezcuca, M., Reyes-Dávila, G. A. (2002a). Seismotectonic deformation of the volcanic edifice prior to the 1998 lava eruption of Volcán de Colima, México. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 64. No. 5. pp. 349-355.

Zobin, V. M, González-Amezcuca, M., Reyes-Dávila, G. A., Domínguez, T., Cerda-Chacón, J. C., Chávez Alvarez, J. M. (2002b). Comparative characteristics of the 1997–1998 seismic swarms preceding the November 1998 eruption of Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 117. No.1-2. pp. 47-60.