



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**INSTITUTO DE GEOFÍSICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD DEL VOLCÁN
POPOCATÉPETL DURANTE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA
DE NOVIEMBRE DE 2002 A FEBRERO DE 2003**

TESIS

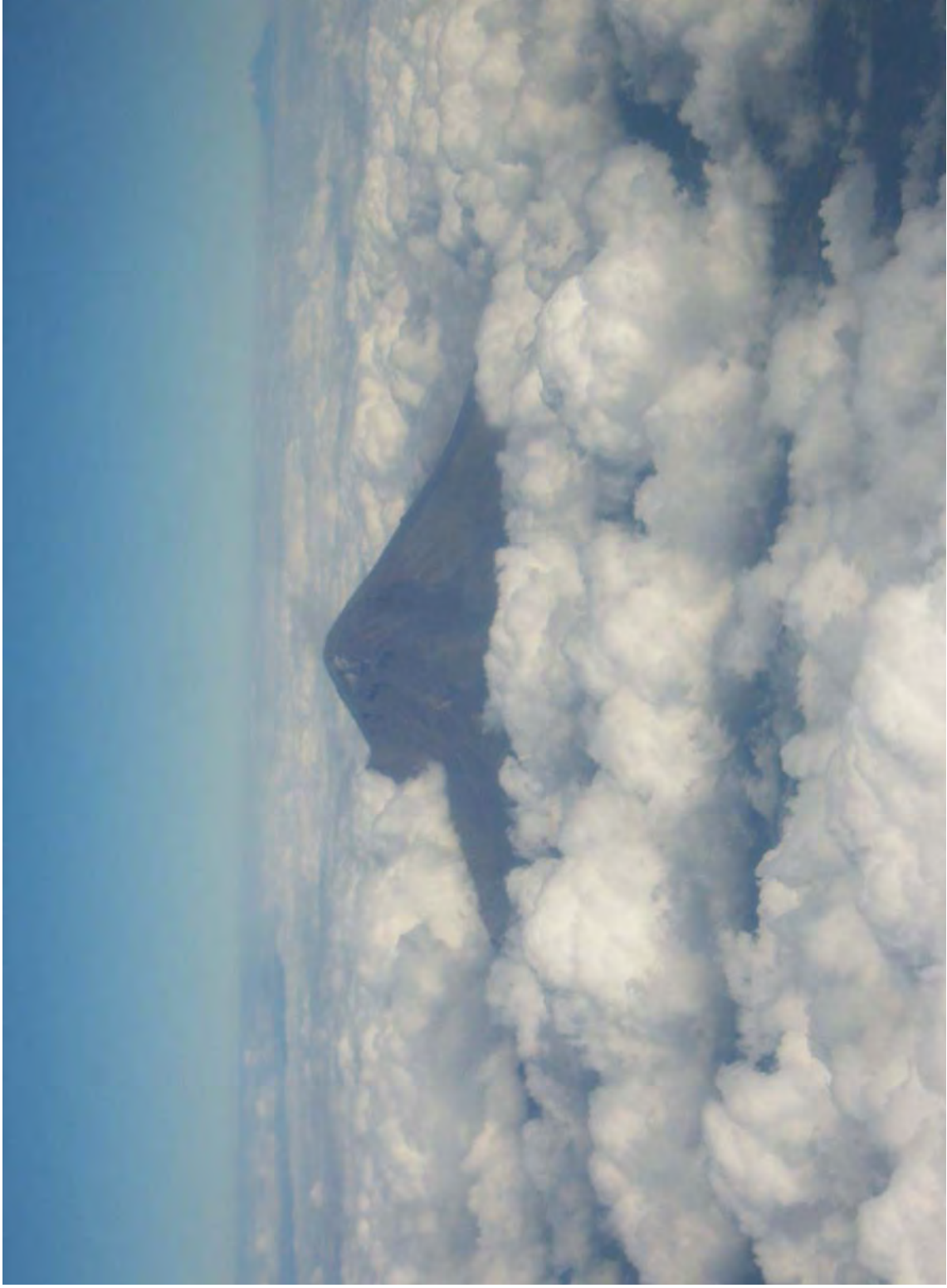
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
**MAESTRA EN CIENCIAS
(SISMOLOGÍA)**

PRESENTA:
AÍDA QUEZADA REYES

DIRECTOR DE TESIS:
DR. CARLOS VALDÉS GONZÁLEZ

CIUDAD UNIVERSITARIA

MAYO 2008



“El Popo catépetl desde las nubes”

Diciembre 2007

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, Luis Quezada Camacho y Náyade Reyes Sosa,

Por todo lo que significan en mi vida. Porque gracias a ustedes me he convertido en este ser humano. Por el apoyo, la motivación y cariño que siempre he tenido de ustedes a lo largo de mi desarrollo personal y profesional.

A mi hermana Cintia,

Por compartir conmigo las lágrimas y risas que dejan las experiencias de la vida.

A mis tías Ceres Reyes y Elvia Santiago,

Gracias por su dedicación, su apoyo y cariño incondicional. Las quiero mucho.

A mis grandes amigos Adrián Buenrostro y Rodolfo Hidalgo,

He tenido la suerte de encontrar en mi camino a dos personas maravillosas que me han otorgado uno de los mejores regalos que el ser humano puede dar: la amistad.

A José Luis García, Eva Lara, Sylvie y Miguel Tomasena, Philippe y Edelmira, Kunie Aramaki e Izumi Jinkawa,

Mil gracias por regalarme momentos inolvidables y por hacerme sentir en casa a pesar de encontrarme en tierras lejanas.

A Moisés Contreras, Sara I. Franco Sánchez y Caridad Cárdenas Monroy,

Por su colaboración en este trabajo de investigación. Sin su ayuda no hubiera sido posible alcanzar esta meta. Gracias.

A mis compañeros del SSN: Casiano Jiménez Cruz, Iván Rodríguez Rasilla, Sara I. Franco Sánchez, Javier Ortiz Castro, Caridad Cárdenas Monroy, Luis Edgar Rodríguez Abreu, Arturo Cárdenas Ramírez, Alfredo Yañez Soto, Martín Malagón Manjarrés y Gilberto Martínez Luna,

Por su ayuda durante el trabajo de campo, así como en la realización de las tareas cotidianas del SSN.

Al personal del Centro Nacional de Prevención de Desastres: Enríque Guevara Ortiz, Gilberto Castelán Pescina y Alicia Martínez Bringas,

Por la paciencia, asesorías e información necesarias para llevar a cabo este trabajo.

A mis sinodales Servando De la Cruz Reyna, Carlos Valdés González, Philippe Lesage, Arturo Iglesias Mendoza y Xyoli Pérez Campos,

Por el tiempo dedicado a la revisión de esta tesis y por su contribución al enriquecimiento de la misma.

A la Universidad Nacional Autónoma de México,

Por darme la oportunidad de continuar creciendo profesionalmente.

Agradezco especialmente a mi director de tesis *Dr. Carlos Valdés González* su ayuda y dedicación durante el desarrollo de este trabajo. Así como por la constante motivación en este largo camino. Gracias también por la confianza en mi desempeño profesional al integrarme a su equipo de trabajo.

Al *Dr. Philippe Lesage*, muchas gracias por la oportunidad de trabajar juntos, por la paciencia y la dedicación a esta tesis. Por todo su apoyo durante mi estancia en Francia.
Je vous remercie énormément l'accueil chez vous, pour me faire découvrir la belle Savoie, mais surtout, pour votre amitié.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
ÍNDICE DE FIGURAS.....	v
ÍNDICE DE TABLAS.....	xii
RESUMEN.....	xiii
INTRODUCCIÓN.....	1
CAPÍTULO 1. ANTECEDENTES.....	5
1.1 ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL.....	7
1.2 MONITOREO VOLCÁNICO.....	9
1.2.1 Tipos de monitoreo volcánico.....	9
1.3 MONITOREO EN EL VOLCÁN POPOCATEPETL.....	12
1.3.1 Monitoreo visual.....	12
1.3.2 Monitoreo geodésico.....	13
1.3.3 Monitoreo geoquímico.....	15
1.3.4 Monitoreo sísmico.....	17
1.3.5 Detección de flujos.....	19
1.4 ALERTA VOLCÁNICA EN EL POPOCATÉPETL.....	20
1.4.1 Difusión de la información sobre el estado del volcán.....	21
CAPÍTULO 2. SEÑALES SÍSMICAS ASOCIADAS A VOLCANES.....	23
2.1 SISMOS VOLCANOTECTÓNICOS.....	27
2.2 SISMOS DE PERIODO LARGO.....	27

2.3	TREMOR VOLCÁNICO.....	28
2.4	EVENTOS HÍBRIDOS.....	30
2.5	EXPLOSIONES.....	30
2.6	EVENTOS DE PERIODO MUY LARGO.....	31
2.7	EVENTOS SUPERFICIALES.....	32

CAPÍTULO 3. SISMICIDAD DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL DE NOVIEMBRE DE 2002 A FEBRERO DE 2003..... 33

3.1	CLASIFICACIÓN DE LOS EVENTOS DEL POPOCATÉPETL.....	36
3.1.1	Eventos de periodo largo.....	36
3.1.1.1	Clasificación de eventos de periodo largo.....	36
3.1.2	Tremor volcánico.....	40
3.1.2.1	Tremor armónico.....	42
3.1.2.2	Tremor espasmódico.....	43
3.1.2.3	Tremor pulsante.....	44
3.1.3	Sismos volcanotectónicos.....	44
3.1.4	Explosiones.....	47
3.1.4.1	Tamaño de las explosiones.....	50
3.2	ACTIVIDAD SÍSMICA DEL VOLCÁN DE ENERO DE 2002 A MARZO DE 2003.....	52
3.3	OBSERVACIONES SOBRE LA SISMICIDAD DURANTE EL PERIODO ERUPTIVO DE DICIEMBRE 2002 Y FEBRERO 2003.....	53

3.3.1	Volcanotectónicos vs. tremor.....	57
3.3.2	Volcanotectónicos vs. eventos de periodo largo.....	59
3.3.3	Eventos de periodo largo vs. tremor.....	60
3.3.4	Explosiones vs. tremor.....	61
3.3.5	Explosiones vs. volcanotectónicos.....	61
3.3.6	Explosiones vs. eventos de periodo largo.....	62
3.4	MEDICIÓN DE AMPLITUD SÍSMICA EN TIEMPO REAL (RSAM).....	63
3.5	BUSCANDO CAMBIOS PRE-ERUPTIVOS O PRECURSORES DE LAS EXPLOSIONES DE DICIEMBRE 2002 Y FEBRERO 2003.....	68
3.5.1	Comportamiento de la señal sísmica previo a los eventos explosivos analizado en periodos largos.....	68
3.5.2	Presencia de narices en eventos de periodo largo.....	75
3.5.3	Evolución de la frecuencia fundamental en el tremor armónico.....	79
3.5.3.1	Variación de los sobretonos en el tremor armónico.....	83

CAPÍTULO 4. CORRELACIÓN DEL PERIODO ERUPTIVO DE NOVIEMBRE 2002 A FEBRERO DE 2003 Y SISMICIDAD CON DIVERSAS TÉCNICAS DE MONITOREO VOLCÁNICO..... 90

4.1	DEFORMACIÓN DEL EDIFICIO VOLCÁNICO.....	92
4.2	EMISIÓN DE BIÓXIDO DE AZUFRE.....	95
4.3	VARIACIONES GEOQUÍMICAS EN MANANTIALES.....	97
4.3.1	Cloruros.....	98
4.3.2	Sulfatos.....	99
4.3.3	Boro.....	99
4.4	OBSERVACIONES GENERALES.....	100

CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN.....	102
CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	116
REFERENCIAS.....	121

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Ubicación del volcán Popocatepetl	7
Figura 2. a) Cámara de video-vigilancia instalada en el Cerro de Tlamacas. b) Cámara térmica instalada en el cerro de Alzomoni .Tomado de Guevara Ortiz et al, 2003.	13
Figura 3. Posición de los prismas reflectores del distanciómetro ubicado en el cerro de Tlamacas.	14
Figura 4. Ubicación de los manantiales del volcán Popocatepetl en los estados de Puebla y Morelos que son muestreados de forma periódica. Modificado de Armienta et al., 2007.	16
Figura 5. Red de monitoreo sísmico del volcán Popocatepetl.	18
Figura 6. Detector acústico de flujos en la barranca La Espinera. Tomado de Guevara-Ortiz et al, 2003.	20
Figura 7. Semáforo de alerta volcánica. Tomado de Guevara-Ortiz, et al., 2003.	21
Figura 8. Sismo volcanotectónico ocurrido durante el inicio del periodo eruptivo de 1995 en el volcán Ruapehu, Nueva Zelanda. Tomado de Sherburn et al., 1999.	27
Figura 9. Sismo de periodo largo registrado en el volcán Kilauea, Hawai. Tomado de Kumagai et al., 2005.	28
Figura 10. Ejemplos de tremor a) armónico y b) espasmódico registrado en los volcanes Sakurajima, Japón y White Island, Nueva Zelanda, respectivamente. Tomados de Maryanto et al., 2007 y Sherburn et al., 1998	29
Figura 11. Evento híbrido registrado en el volcán Koryakski, Kamchatka, Rusia. Tomado de Gordeev, et al., 2003.	30
Figura 12. Evento explosivo ocurrido en el volcán Sakurajima el día 11 de Octubre de 2002. Tomado de Maryanto, et al., 2007.	31
Figura 13. Señal de un evento VLP registrado en la componente vertical de la estación BND en el Monte Bandai, Japón. Nishimura et al., 2003.	31
Figura 14. Señal generada por a) caída de rocas y b) flujo piroclástico en el volcán Soufrière Hills, Montserrat. Tomado de Neuberg et al., 2000 y Jolly et al., 2002	32

Figura 15a. Ejemplos de eventos de periodo largo correspondientes a las categorías LPA1, LPA2 y LPB1, de acuerdo con su contenido espectral. La nariz en los eventos está indicada con un círculo negro. La flecha en las figuras superior y central muestra la frecuencia alrededor de los 2 Hz en los eventos monotónicos. La barra bajo el espectro de la figura inferior señala el rango de frecuencias donde se encuentra la mayor parte de la energía del evento.	38
Figura 15b. Ejemplos de eventos de periodo largo correspondientes a las categorías LPB2, LPC1 y LPC2, de acuerdo con su contenido espectral. La nariz en los eventos está indicada con un círculo negro. La barra bajo el espectro de las tres figuras señala el rango de frecuencias donde se encuentra la mayor parte de la energía del evento.	39
Figura 16. Evento de periodo largo (LP) con doble rango de frecuencias ocurrido el 10 de enero de 2003. Las barras bajo el espectro señalan los intervalos de cada rango de frecuencias donde se encuentra la mayor parte de la energía del evento.	40
Figura 17. Ejemplos de tremor armónico (a), tremor espasmódico (b) y tremor en forma de pulsos (c) del volcán Popocatépetl ocurridos durante los meses de diciembre 2002 a febrero 2003. El primer recuadro de cada figura muestra el registro sísmico de la componente horizontal N-S de banda ancha de la estación Canario. El segundo y tercer recuadros presentan el espectrograma y espectro de la señal, respectivamente.	41
Figura 18. Duración diaria de tremor en minutos reportada por el CENAPRED durante los meses de noviembre 2002 a febrero 2003.	42
Figura 19. Ejemplo de variación de tremor armónico a espasmódico en un episodio ocurrido el día 1 de diciembre de 2002. El primer recuadro de cada figura muestra el registro sísmico de la componente horizontal N-S de banda ancha de la estación Canario. El segundo y tercer recuadros presentan el espectrograma y periodograma promediado de la señal. Este último se obtuvo de la región que se indica por el rectángulo en línea discontinua. Los periodogramas corresponden a las 18:40, 18:43 y 18:49 horas (GMT)	43
Figura 20. Distribución de sismos volcanotectónicos durante el periodo comprendido de noviembre de 2002 a febrero de 2003. Los epicentros de los eventos están indicados con círculos. La estación Colibrí (PPC), que pertenece a la red de monitoreo volcánico a cargo del CENAPRED, está representada por un triángulo y se localiza al sureste del volcán.	45
Figura 21. a) Ocurrencia de eventos VT por día de noviembre 2002 a febrero de 2003. b) Ocurrencia mensual de eventos volcanotectónicos de 1995 a 2003. Tomado de Martínez, 2006.	47

Figura 22. Registro de la explosión del 4 de febrero de 2003 en la estación de banda ancha PPIG. En el recuadro derecho se observa el mismo evento filtrado a un paso de banda de 10 a 30 s.	51
Figura 23. Sismicidad del volcán Popocatépetl de enero 2002 a marzo 2003 reportada por el CENAPRED: a) número de LPs registrados por día, b) número de VTs registrados por día y c) duración total de tremor en minutos. La línea vertical discontinua representa los días en que ocurren los eventos explosivos. La letra “e” indica eventos reportados por el CENAPRED como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados por el CENAPRED como explosiones. El área sombreada comprende el periodo analizado en este trabajo.	54
Figura 24. Distribución temporal de sismicidad de noviembre 2002 a febrero 2003: a) número de LPs registrados por día, b) Magnitud y ocurrencia de eventos volcanotectónicos. Los círculos de color gris indican eventos cuyo epicentro se localiza al SE del edificio volcánico c) episodios de tremor armónico. Los cuadros representan las frecuencias fundamentales y sobretonos observados por episodio. La línea vertical discontinua muestra los días en que ocurren los eventos explosivos. La letra “e” indica eventos reportados por el CENAPRED como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados por el CENAPRED como explosiones.	55
Figura 25. Sismicidad de noviembre 2002 a febrero 2003 reportada por el CENAPRED: a) número de LPs registrados por día, b) número de VTs registrados por día y c) duración total de tremor en minutos. La línea vertical discontinua representa los días en que ocurren los eventos explosivos. La letra “e” indica eventos reportados por el CENAPRED como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados por el CENAPRED como explosiones.	56
Figura 26. Intervalos de tiempo entre la ocurrencia de eventos volcanotectónicos A) antes y B) después de un episodio de tremor. Los intervalos variables de tiempo en el histograma del apartado A) muestran que los volcanotectónicos no pueden considerarse como precursores o detonantes de episodios de tremor. En el inciso B se observa un caso similar: los episodios de tremor no están relacionados con los sismos volcanotectónicos.	58
Figura 27. Correlación entre eventos volcanotectónicos y eventos de periodo largo durante el periodo de noviembre 2002 a febrero 2003. El coeficiente de correlación entre ambos tipos de eventos es de 14.3%, lo cual indica que los sismos VT no propician la ocurrencia de los eventos LP o viceversa.	59
Figura 28. Correlación entre la duración del tremor por día y eventos de periodo largo durante el periodo de noviembre 2002 a febrero 2003. El coeficiente de correlación entre ambos tipos de eventos es de 1%, lo cual indica que los episodios de tremor no propician la ocurrencia de los eventos LP o viceversa.	60

- Figura 29. Ejemplos de ocurrencia de eventos LP días antes de una explosión. En la gráfica superior se observa el incremento en eventos LP 5 días antes de la explosión del 18 de diciembre. En la gráfica inferior se muestra un aumento de eventos LP un día antes de las explosiones del 19, 21, 23 y 28 de febrero de 2003. Las estrellas indican el día en que ocurrió una explosión y las flechas el incremento en el número de eventos de periodo largo. 63
- Figura 30. Valores de RSAM durante más de 24 horas en las estaciones de Canario y Chipiquixtle para la explosión del 18 de diciembre. La línea vertical discontinua indica el momento en que ocurrió la explosión. La flecha indica un aumento en los valores de RSAM a causa de una señal de baja frecuencia (0.05 Hz) con una duración de 17 minutos. 65
- Figura 31. Valores del inverso de RSAM durante más de 24 horas en las estaciones de Canario y Chipiquixtle para la explosión del 18 de diciembre. La línea vertical discontinua indica el momento en que ocurrió la explosión. La flecha indica un aumento en los valores de RSAM a causa de una señal de baja frecuencia (0.05 Hz) con una duración de 17 minutos. 66
- Figura 32. Valores del inverso de RSAM durante 2 horas en las estaciones PPP y PPX para la explosión del 18 de diciembre. Las líneas de color gris indican las rectas de ajuste del cambio en los valores inversos de RSAM de la figura 38. Se observa que las pendientes de las rectas obtenidas para los valores antes y después del cambio abrupto son positivas y similares, mientras que la recta de ajuste intermedia tiene una pendiente negativa. La recta interseca al eje del tiempo en el momento en que ocurre la explosión (línea discontinua). 67
- Figura 33. Valores inversos de RSAM durante 2 horas en las estaciones PPP y PPX para la explosión del 14 de febrero. El cambio abrupto en los valores previo a la explosión ocurre escasos minutos antes del evento. En el 94% de las explosiones de este estudio ocurre un comportamiento similar. 67
- Figura 34. Registro sin filtrar de 24 horas de la explosión del 18 de diciembre. Antes del evento no se presenta ningún cambio en el nivel de ruido base en la señal. La flecha indica el comienzo del evento explosivo. 71
- Figura 35. Registro de 24 horas de la explosión del 18 de diciembre filtrado a un paso de banda de 1 – 6 s. La elipse muestra una señal similar a la de un episodio de tremor visible antes del evento. En varios registros previos a explosiones posteriores puede verse una señal similar (Ver texto). La flecha indica el inicio del evento explosivo. 72
- Figura 36. Ejemplos de señal semejante a eventos de tremor observada en periodos largos de los registros de las explosiones del 18 de diciembre de 2002 y 4, 5, 6, 7, 16, 19, 20, 23 y 28 de Febrero. El primer recuadro de cada figura muestra el registro sísmico de la componente horizontal E-W de banda ancha de la estación Canario. El segundo y tercer recuadros presentan el espectrograma y 73

espectro de Fourier de la señal. A la izquierda se muestra la señal ocurrida 16 horas antes de la explosión de 18 de diciembre. La figura de la derecha presenta la señal del 4 de febrero de 2003.

Figura 37. Registro sin filtrar de 24 horas de la explosión del 23 de diciembre. Siete horas antes del evento comienza el cambio en la amplitud de la señal, indicado con la flecha vertical. Esta variación se presenta también en otras explosiones durante el mes de Febrero (Ver Apéndice A). 74

Figura 38. Duración de las narices analizadas durante los meses de noviembre 2002 a diciembre 2003. Las zonas en gris indican periodos de ocurrencia de tremor. Las zonas enmarcadas en negro indican los días con mayor número de LPs registrados. La letra E y la línea vertical discontinua representan los días en que ocurrió un evento explosivo. 76

Figura 39. Duración promedio por día de las narices en eventos de periodo largo. La línea vertical discontinua y la letra E indican los días en que ocurrieron eventos de tipo explosivo. 77

Figura 40. Variación de los picos de frecuencias donde se presenta la máxima amplitud en los eventos de periodo largo. Los círculos cerrados (gráficas I a V) representan eventos con señal precursora y los círculos abiertos representan eventos sin señal precursora. Los círculos en la gráfica V representan el total de eventos con y sin señal precursora y las barras indican el intervalo de frecuencias para cada evento. La línea vertical discontinua representa los días en que ocurren los eventos explosivos. La letra “e” indica eventos reportados por el CENAPRED como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados por el CENAPRED como explosiones. 78

Figura 41. Histograma de las frecuencias donde se encuentra la máxima amplitud en los sismos de periodo largo analizados. Nótese que la energía se encuentra concentrada alrededor de los 2 Hz en la mayoría de los eventos. 79

Figura 42. Variación temporal del contenido de frecuencias de los episodios de tremor armónico: a) frecuencia fundamental, b) frecuencias de máxima amplitud y c) frecuencias fundamentales y sobretonos de los episodios de tremor armónico. Los cuadros representan el valor de cada frecuencia presente por episodio. La línea vertical discontinua representa los días en que ocurren los eventos explosivos. La letra “e” indica eventos reportados por el CENAPRED como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados por el CENAPRED como explosiones. 81

Figura 43. Variación de la frecuencia fundamental en episodios de tremor armónico del 1 y 2 de noviembre, 9 y 10 de diciembre de 2002 y 22 de enero de 2003. Las líneas continuas indican variaciones en un mismo episodio de tremor. 82

Figura 44. Variación de la frecuencia fundamental en episodios de tremor armónico del 7 de noviembre de 2002.	82
Figura 45. Relación entre la frecuencia fundamental y sus sobretonos. Cada variación en la frecuencia fundamental y sus sobretonos, para un mismo episodio de tremor, está representada por triángulos, cuadros, diamantes y su correspondiente recta de ajuste. Episodio de tremor del día a) 2 de noviembre, b) 30 de noviembre y c) 1 de diciembre. La línea más gruesa indica una relación teórica de 1:1.	85
Figura 46. Relación entre la frecuencia fundamental y sus sobretonos. Cada variación en la frecuencia fundamental y sus sobretonos, para un mismo episodio de tremor, está representada por triángulos, cuadros, diamantes, cruces y su correspondiente recta de ajuste. Episodio de tremor del día a) 2, b) 10 y c) 31 de diciembre. La línea más gruesa indica una relación teórica de 1:1.	86
Figura 47. Relación entre la frecuencia fundamental y sus sobretonos. Cada variación en la frecuencia fundamental y sus sobretonos, para un mismo episodio de tremor, está representada por círculos, triángulos, cuadros, diamantes, cruces y su correspondiente recta de ajuste. Episodio de tremor del día a), b) 22 y c) 23 de enero. La línea más gruesa indica una relación teórica de 1:1.	87
Figura 48. Relación entre la frecuencia fundamental y sus sobretonos durante un episodio de tremor armónico del día 14 de febrero de 2003. La línea más gruesa indica una relación teórica de 1:1.	88
Figura 49. Valores de deformación y temperatura del inclinómetro del volcán Popocatepetl ubicado en el refugio de El Canario. La flecha que se muestra en el eje X (arriba) y el eje Y (centro) indica la disminución de los valores de deformación al inicio de la crisis eruptiva de febrero 2003. Abajo, temperatura registrada por el inclinómetro durante el periodo de estudio. La línea vertical discontinua señala los días en que ocurren los eventos explosivos. La letra “e” indica eventos reportados por el CENAPRED como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados por el CENAPRED como explosiones.	94
Figura 50. Comparación de la curva de temperatura con las curvas de los valores de deformación de los ejes X (arriba) e Y (abajo). Para el eje Y se utilizó el inverso de la gráfica de temperatura. La línea vertical discontinua muestra los días en que ocurren los eventos explosivos. La letra “e” indica eventos reportados por el CENAPRED como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados por el CENAPRED como explosiones.	95
Figura 51. Emisión de bióxido de azufre del volcán Popocatepetl. La línea discontinua indica los eventos explosivos ocurridos de enero de 2002 a marzo de 2003.	96

Figura 52. Manantiales del volcán Popocatépetl muestreados periódicamente de 1995 a 2004. Modificado de Armienta et al., 2007.	92
Figura 53. Sismicidad del volcán Popocatépetl y emisiones de bióxido de azufre reportados por el CENAPRED de enero 2002 a marzo de 2003. En la parte superior se indican los meses en los cuales Armienta et al., 2007 reportaron un incremento en las concentraciones de Cl ⁻ , SO ₄ ²⁻ y boro. Las líneas discontinuas representan el día en que ocurrió una explosión (E). La zona sombreada señala el periodo de estudio de este trabajo.	101
Figura 54. Mecanismo de fuente de eventos LP propuesto para el volcán Popocatépetl. E, N y U indican las coordenadas de referencia (E=East, N=North, U=Up). Los planos representan las orientaciones del dique y el <i>sill</i> propuestos. (Tomado de Chouet et al., 2005)	106
Figura 55. Modelo de la botella de champagne (Sturton y Neuberg, 2003) sugerido para el volcán Popocatépetl. En un sistema cerrado, el magma está saturado con gas. Al disminuir la presión, el gas disuelto se mezcla y genera burbujas. El colapso de un domo y la degasificación del magma generan una descompresión en el sistema y esto ocasiona el crecimiento de las burbujas. El gas se expande por la caída en la presión y se incrementa su volumen. Nuevas burbujas son generadas para compensar la caída de la presión.	109
Figura 56. Eventos de periodo largo y evolución de los domos de lava de enero 2002 a marzo de 2003. Las flechas en la parte superior de la gráfica señalan los días en que se registraron eventos explosivos (E). (Fotografías tomadas de www.cenapred.unam.mx)	112
Figura 57. Actividad del volcán Popocatépetl durante la extrusión y destrucción del domo de lava reportado en mayo de 2002. A) El ascenso de material a finales de mayo genera eventos VT y la exsolución de los volátiles se ve reflejada en el aumento de LPs. B) Un nuevo domo obstruye la salida de los gases y éstos se acumulan por debajo de éste, se generan eventos VT, LP y tremor en agosto y septiembre. C) Eventos explosivos en diciembre y febrero destruyen el domo provocando el escape de los gases, hay tremor y eventos LP a principios del 2003 (D) por la intensa degasificación del sistema. La geometría del conducto que se muestra en la figura es puramente con fines esquemáticos.	114

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla.1. Distribución del número de eventos LP y explosiones de acuerdo a su categoría durante los meses de Febrero 2002 a Diciembre 2003.	37
Tabla 2. Distribución temporal de eventos reportados por el CENAPRED e identificados a partir de los registros digitales de banda ancha de las estaciones sismológicas permanentes localizadas en Canario (PPP) y Chipiquixtle (PPX). La letra “e” indica eventos reportados como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados como explosiones.	50
Tabla 3. Magnitud M_k calculada para siete eventos explosivos registrados en la estación de banda ancha PPIG del Servicio Sismológico Nacional.	52
Tabla 4. Características generales de los eventos explosivos de diciembre 2002 y febrero 2003.	75

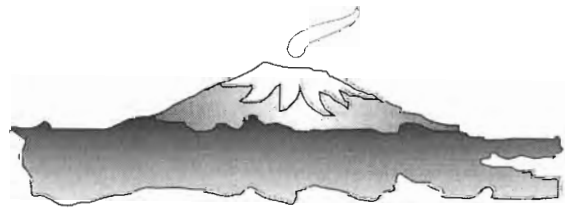
RESUMEN

Diversas etapas de actividad conforman la historia del volcán Popocatépetl desde su reactivación en 1994. A partir de entonces se han establecido diversas técnicas de monitoreo volcánico que se llevan a cabo de forma continua y permanente, así como estudios realizados para conocer los procesos internos que rigen el comportamiento de este volcán.

Este trabajo consiste en un estudio detallado de la sismicidad registrada en el volcán de noviembre de 2002 a febrero de 2003, durante los cuales se presentó una crisis eruptiva asociada a la destrucción del domo reportado a finales del mes de mayo de 2002. Para ello, fue necesario analizar la evolución del contenido espectral de las señales de periodo largo, su forma de onda y la presencia de señales precursoras a estos eventos. La evolución de la frecuencia fundamental de los episodios de tremor ocurridos durante el periodo de estudio y la irregularidad en el espaciamiento de sus sobretonos que se observó en este periodo podrían deberse a cambios en la fuente. El análisis de las 18 explosiones se realizó a partir del filtrado de la señal a diferentes frecuencias, lo que permitió detectar señales semejantes a episodios de tremor en más de la mitad del total de las explosiones. Dichas señales son las únicas que podrían considerarse como precursoras, ya que no se encontraron cambios en el nivel de sismicidad que estuvieran asociados con la crisis explosiva de diciembre de 2002 y febrero de 2003. Para verificar si algún cambio en la sismicidad se presentaba antes o después del periodo de estudio, fue necesario ampliar el periodo de análisis de enero de 2002 a marzo de 2003 y se encontró que el aumento en los eventos de periodo largo, volcanotectónicos y episodios de tremor están asociados principalmente a la extrusión y destrucción del domo mencionado anteriormente. Este resultado fue corroborado una vez que se realizó una comparación de la sismicidad con diferentes técnicas de monitoreo volcánico, tales como análisis geoquímicos y de deformación.

Con este estudio se pudo verificar que un mejor conocimiento de los procesos internos que regulan la actividad del volcán, el monitoreo volcánico óptimo y el procesamiento continuo de la información obtenida a partir de éste, son de gran importancia en la toma oportuna de decisiones durante crisis eruptivas que contribuyan a mitigar el riesgo volcánico.

INTRODUCCIÓN



INTRODUCCIÓN

Desde su reactivación en 1994 el volcán Popocatépetl ha pasado por diferentes etapas de actividad. Algunas de ellas muestran un claro aumento en la sismicidad previo a crisis eruptivas, como la que se presentó en el mes de diciembre del 2000. Por este motivo, dicho aumento, considerado como precursor, ha sido de gran utilidad para científicos y personal de protección civil en la toma de decisiones para el ejercicio de evacuaciones que ayuden a mitigar el impacto de una erupción considerable en la población que habita alrededor del volcán.

El presente estudio se realizó con el objetivo de conocer a detalle los cambios internos que sufre el Popocatépetl antes, durante y después de una crisis eruptiva, principalmente para identificar patrones en la sismicidad que pudieran considerarse como precursores de eventos explosivos y ser una herramienta efectiva en la evaluación del riesgo durante escenarios críticos de actividad volcánica.

En el primer capítulo se presenta la actividad histórica del Popocatépetl desde la destrucción del primer edificio volcánico conocido como Nexpayantla hasta las etapas efusivas y explosivas más recientes que han contribuido a la formación de la estructura actual. También se describen las diferentes técnicas que conforman el monitoreo volcánico, así como su implementación y utilidad en la vigilancia del volcán Popocatépetl.

Los registros sísmicos procedentes de las estaciones que se localizan sobre el volcán muestran una variedad de señales asociadas a diferentes procesos físicos que tienen lugar en el interior del edificio volcánico. Las características de la forma de onda, su contenido espectral y el proceso físico asociado a la ocurrencia de cada una de las diferentes señales son tratados en el capítulo 2 de este trabajo.

En el capítulo 3 se analizan a detalle las características de las señales registradas durante el periodo de actividad del volcán comprendido entre los meses de noviembre de 2002 y febrero de 2003, así como su evolución antes y después de los dieciocho eventos explosivos

identificados en este periodo de estudio. Se presenta la clasificación en familias de los eventos de periodo largo de acuerdo con su contenido espectral y la existencia de señales precursoras. Un estudio en la evolución del tremor armónico a espasmódico y la evolución de sus frecuencias fundamentales en un mismo episodio muestra irregularidades entre la frecuencia fundamental y sus sobretonos durante los cuatro meses de análisis. Los eventos explosivos fueron estudiados filtrando la señal a diferentes frecuencias en periodos largos, donde se observaron señales semejantes a eventos de tremor que podrían considerarse como precursores, ya que ocurren en más de la mitad del total de las explosiones. Finalmente, se amplió el periodo de análisis de sismicidad a todo el año de 2002 hasta marzo de 2003 con el fin de detectar algún comportamiento en la sismicidad previo a los eventos explosivos de diciembre y febrero y compararlo con el nivel observado en los 4 meses de análisis.

En el capítulo 4 se muestra una correlación de la sismicidad presentada anteriormente y las observaciones realizadas con otras técnicas de monitoreo volcánico, como el análisis en manantiales (Armienta et al., 2007), emisión de bióxido de azufre y deformación del edificio volcánico.

En el capítulo 5 se discuten los procesos que se llevan a cabo al interior del volcán durante el periodo de extrusión de un domo que culmina con una serie de explosiones en diciembre de 2002 y febrero de 2003.

Finalmente, en el capítulo 6 se presentan las conclusiones y recomendaciones a los resultados observados durante este estudio.

Los resultados obtenidos de este análisis muestran que no siempre existen precursores en la sismicidad o que éstos son imperceptibles y ocurren en un periodo de tiempo muy corto, lo cual dificulta la toma oportuna de decisiones basadas principalmente en el aumento de la sismicidad, situación que en otras ocasiones ha probado ser altamente efectiva. Para esta crisis eruptiva en particular, se ha comprobado que un monitoreo continuo y eficiente es crucial para la realización de una predicción exitosa.

CAPÍTULO 1

ANTECEDENTES



El Popocatepetl, un estratovolcán de tipo andesítico-dacítico que se localiza a 60 km al sureste de la ciudad de México y a 45 km al oeste de la ciudad de Puebla (Figura 1), forma parte de la región activa del sur de la Faja Volcánica Transmexicana. La cima del volcán se localiza en las coordenadas geográficas $19^{\circ} 03' N$, $98^{\circ} 35' W$ y alcanza una altura de 5452 msnm. El cráter externo es ligeramente elíptico a causa de la última gran explosión pliniana (Macías y Siebe, 2005) y sus dimensiones son de 600 x 800 m aproximadamente (Carrasco, et al., 1986). Este volcán forma parte de los diez volcanes activos del mundo con mayor cantidad de población en sus alrededores, de los cuales es el único localizado en el continente americano (Small y Naumann, 2001). Esto significa que los efectos de una erupción de gran magnitud podrían afectar aproximadamente a 20,000,000 de habitantes en un radio de 40 – 80 km (De la Cruz-Reyna y Tilling, 2008).



Figura 1. Ubicación del volcán Popocatepetl

1.1 ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL

De acuerdo con Robin y Boudal (1987), el Popocatepetl está compuesto por dos fases volcánicas principales separadas por la erupción más violenta que se haya podido identificar en la historia eruptiva del volcán (Siebe et al., 1996a). El estratovolcán más antiguo conocido como Nexpayantla, con un volumen de más de 500 km^3 , tenía un radio aproximado de 12 a 14 km y una altura de 3600 km. La cima de este edificio fue destruida

por un evento tipo Bezymianny que causó un desprendimiento del flanco sur y como consecuencia, la despresurización súbita del sistema magmático. Este episodio produjo una explosión y caída de fragmentos producto de una columna tipo Pliniana (Siebe et al., 1996a), quedando en su lugar una caldera elíptica de 6.5 x 11 km con una abertura hacia el sur (Robin y Boudal, 1987). Los flujos de ceniza que se generaron en este episodio alcanzaron distancias de hasta 30 km. Posteriormente, prevaleció la actividad de tipo efusivo en el volcán. La fase de construcción del nuevo cono comienza alrededor de 22,000 y 23,665 años atrás por una serie de flujos de lava que rellenaron la caldera y formaron el volcán El Fraile, en un área de 125 km² y una altura de hasta 5700 msnm a partir de la base del edificio anterior. Después de la intensa actividad efusiva, el volcán pasó por tres fases de actividad explosiva, la última de ellas hace 1100 años (Siebe et al., 1996a) y marca el comienzo de la construcción del actual cono volcánico intercalando periodos de efusividad y eventos explosivos violentos (Boudal y Robin, 1989).

En 1919, columnas de gas marcaron una nueva etapa de reactivación en el Popocatepetl, principalmente de tipo eruptivo que finalizó en 1928. A partir de entonces el volcán entró en un periodo de quietud por más de 60 años. La reactivación más reciente comenzó con la crisis explosiva del 21 de diciembre de 1994. Desde entonces, la actividad del volcán ha estado compuesta por emisiones de gas y ceniza relacionados en un principio con actividad freática y posteriormente, con periodos cíclicos de actividad efusiva y eruptiva que han ocasionado la construcción y destrucción de más de 25 domos (Macías y Siebe, 2005).

Históricamente, la actividad del volcán ha llamado la atención de científicos, autoridades de Protección Civil y público en general con el propósito de conocer el comportamiento del volcán. Con el vasto crecimiento durante las últimas décadas de la población que se encuentra en riesgo de sufrir directa o indirectamente el impacto de una erupción, ha sido necesario implementar planes que reduzcan la vulnerabilidad de la población ante una erupción de magnitud considerable, tanto en el riesgo inmediato que presenta el evento como severas consecuencias económicas que podría traer consigo. Para lograr este objetivo, es necesaria la comprensión de los procesos eruptivos del volcán. Una forma efectiva es la

implementación de diversas técnicas de monitoreo volcánico así como el desarrollo oportuno de planes de emergencia.

1.2 MONITOREO VOLCÁNICO

El monitoreo volcánico consiste en una serie de técnicas geofísicas, geoquímicas y geodésicas cuya implementación y ejecución de forma continua y permanente tienen como objetivo comprender el comportamiento de un volcán así como sus diferentes manifestaciones de actividad. Banks y colaboradores (1989) definen al monitoreo volcánico como una serie de estudios científicos que observan, registran y analizan sistemáticamente los cambios visibles o invisibles que ocurren en el volcán y en sus alrededores.

La experiencia obtenida en varios volcanes debidamente vigilados como Mt. St. Helens (Shevenell y Goff, 2000; Vinciguerra, et al., 2005), Pinatubo (Harlow et al., 1996; Ewert et al., 1996), Redoubt (Lahr, et al., 1994) entre otros, demuestra claramente que la mayoría de las erupciones se encuentran precedidas y/o acompañadas por cambios geofísicos, geoquímicos o ambos (Tilling, 1989), los cuales son el reflejo del estado físico o químico del sistema que conforma y subyace al volcán.

Las señales de intranquilidad volcánica, producto de estos cambios, no siempre culminan en erupción. Sin embargo, la finalidad de su estudio radica en detectarlos oportunamente con el propósito de anticipar condiciones anómalas precursoras de algún proceso eruptivo y de ser posible, tomar medidas de seguridad o poner en marcha un plan de emergencia previamente establecido.

1.2.1 Tipos de monitoreo volcánico

Las técnicas que se utilizan para vigilar la actividad de un volcán se encuentran comprendidas principalmente en cuatro categorías de monitoreo: visual, geodésico, geoquímico y sísmico.

Monitoreo Visual

El monitoreo visual consiste en vigilar constantemente la actividad volcánica a través de registros continuos de las condiciones físicas del volcán u otras manifestaciones claras de actividad, tales como señales visibles de deformación del edificio volcánico (ampliación de grietas, deformación del terreno, entre otras), actividad magmática (p.e. incandescencia en el cráter), aumento o disminución en la tasa de emisión de gases y cenizas, ocurrencia de lahares o derrumbes, pérdida inusual de color o muerte de la vegetación, entre otras. La vigilancia visual se realiza mediante la observación a simple vista, registros fotográficos o a través de sistemas con videocámaras cuya imagen se transmite continuamente a una estación central.

Monitoreo Geodésico

El monitoreo geodésico consiste en la medición de las deformaciones del edificio volcánico. Estos cambios en la estructura están asociados a la actividad volcánica ya que reflejan la respuesta de procesos internos del volcán relacionados con movimiento de magma. La deformación también puede estar relacionada a variaciones en la presión o al paso de fluidos a través del sistema geotérmico del volcán.

La medición de la deformación se lleva a cabo a partir de métodos geodésicos convencionales, tales como la inclinometría, la triangulación o la nivelación. En los últimos años se han incorporado a este tipo de monitoreo técnicas avanzadas de medición automatizada que se llevan a cabo mediante sistemas de posicionamiento global (GPS) y EDM (Electronic Distance-Meter) en varios volcanes como el Stromboli (Puglisi et al., 2005), o a través de InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) en el volcán Etna (Palano et al., 2008). Las técnicas mencionadas anteriormente se aplican también en el volcán Popocatépetl.

Monitoreo Geoquímico

Los manantiales, lagos y riachuelos asociados con volcanes pueden mostrar cambios químicos relacionados con la actividad volcánica. Un monitoreo continuo de parámetros en los manantiales y lagos como temperatura, concentración de gases disueltos, conductividad, pH, entre otros, pueden proporcionar información valiosa acerca de procesos relacionados con la intranquilidad de un volcán (Carapezza y Federico, 2000). Un cambio en la composición química del pH en un lago cratérico podría estar relacionado con un incremento en la descarga de gases ácidos en éste, mientras que una posible causa de aumento en la temperatura de un manantial antes de una erupción sería la descarga de fumarolas o transferencia de calor del sistema volcánico (McGee et al., 1992; Armienta et al., 2008).

Los estudios de gases volcánicos permiten conocer la composición de estos gases en el punto de emisión. La variación en las tasas de emisión de gases como SO₂ y CO₂ proporciona información sobre el abastecimiento y otras características del sistema magmático. Para realizar estas mediciones se emplean equipos de espectrometría de correlación (COSPEC). En volcanes activos como Soufrière Hills, Masaya y Villarrica se han realizado análisis de espectroscopia de absorción óptica (DOAS) (Bobrowski y Platt, 2007). También se llevan a cabo análisis químicos de la composición de cenizas (Armienta et al., 2002b; Martin-Del-Pozzo et al., 2008), lavas, emanación de gas radón, vientos, entre otros.

Monitoreo Sísmico

El monitoreo sísmico consiste en conocer y registrar la dinámica de sistemas magmáticos activos y determinar las propiedades físicas de dichos sistemas a partir de las señales sísmicas generadas por los diferentes procesos que se llevan a cabo en su interior.

La vigilancia rutinaria de la actividad sísmica se lleva a cabo utilizando redes de sismómetros de periodo corto verticales y banda ancha de tres componentes distribuidos

sobre y alrededor del edificio volcánico. La información de todas las estaciones permanentes se envía a un centro de observación y procesamiento a través de técnicas de telemetría analógicas y digitales vía radio o con la ayuda de enlaces satelitales.

El monitoreo sísmico ha sido de gran utilidad para obtener información estadística sobre la sismicidad de un volcán e identificar potenciales precursores de una crisis volcánica. Claros ejemplos de ello son el incremento de la actividad sísmica en Mount St. Helens dos meses antes de la explosión que tuvo lugar el 18 de mayo de 1980, un enjambre de 4000 eventos de periodo largo (LP) con una duración de 23 horas bajo el cráter del volcán Redoubt, en Alaska, el 14 de diciembre de 1989 o el incremento en la sismicidad del volcán Pinatubo, en Filipinas, que culminó con la explosión más grande registrada hasta entonces el 15 de Junio de 1991 (McNutt,1996).

1.3 MONITOREO EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL

La actividad sísmica y fumarólica del volcán Popocatepetl en 1993 propició el establecimiento de un sistema de monitoreo y vigilancia continuo por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), los institutos de Geofísica e Ingeniería de la UNAM y el U.S. Geological Survey.

1.3.1 Monitoreo visual

En el volcán Popocatepetl, el monitoreo visual consiste principalmente de dos cámaras de vigilancia marca PELCO ubicadas en el Cerro de Tlamacas (Figura 2a) y el cerro del Altzomoni (Ixtaccíhuatl), cuyas imágenes de alta resolución del flanco norte del volcán son enviadas cada minuto a través de un enlace de microondas a la estación central en el CENAPRED. La imagen del volcán se almacena las 24 horas en formato VHS. En noviembre de 2007 comenzó a operar una tercera cámara de video ubicada en la población de San Juan Tianguismanalco, Puebla, que transmite imágenes del flanco sureste del edificio volcánico.

Las cámaras pueden ser controladas a distancia, lo cual permite detectar cualquier cambio visible en la actividad del volcán, diferenciar las emisiones de gases o ceniza y determinar la altura y dirección de la pluma para, en caso de ser necesario, dar aviso a las autoridades correspondientes. También se cuenta con una cámara infrarroja en Altzomoni que captura imágenes que muestran las características térmicas del edificio volcánico y de las emisiones del volcán (Figura 2b). A partir de 2007 las imágenes son transmitidas cada minuto a través de un enlace de alta velocidad proporcionado por TELMEX (Gilberto Castelán, comunicación personal, 2007).

Las imágenes aéreas del cráter del volcán son obtenidas de forma constante a partir de sobrevuelos realizados por la Dirección General de Carreteras Generales Federales de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes. En ellas es posible observar la presencia de domos de lava y estimar su volumen, así como la evolución temporal de los mismos y observar las características morfológicas del volcán.

a)



b)

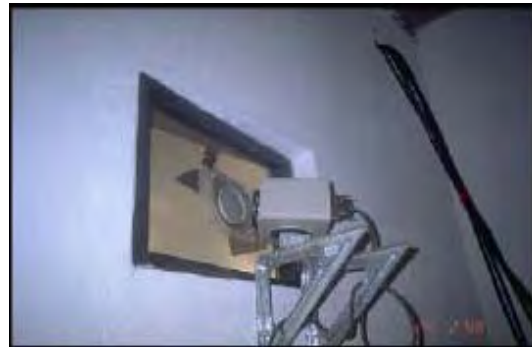


Figura 2. **a)** Cámara de video-vigilancia instalada en el Cerro de Tlamacas. **b)** Cámara térmica instalada en el cerro de Altzomoni. Tomado de Guevara Ortiz et al, 2003.

1.3.2 Monitoreo geodésico

El volcán cuenta actualmente con dos estaciones inclinométricas, una de ellas está ubicada en el refugio alpino conocido como El Canario, Puebla, a una altitud de 4170 msnm en la ladera norte del volcán. La otra se encuentra en la ladera suroeste del edificio, a 3980 msnm

en Chipiquixtle, Estado de México. Cada sensor está compuesto por dos inclinómetros de alta resolución (0.1 microradianes) en forma ortogonal, cuyos ejes perpendiculares se encuentran orientados de forma radial al centro del volcán. Los datos son transmitidos vía radio mediante modulación FSK a la estación central en forma de paquetes cada 10 minutos (Guevara Ortiz et al, 2003).

Las estaciones inclinométricas son de gran importancia, ya que cambios en la deformación mayores a los asociados con un nivel observado en condiciones de baja actividad podrían estar relacionados con un cambio en el estado del volcán, además de proporcionar información sobre cambios en la presurización del sistema asociados a estados de recarga o de liberación de energía y limpieza de conductos.

En el cerro de Tlamacas se encuentra un distanciómetro láser (EDM), operado en forma conjunta con el Instituto de Geofísica, UNAM, que obtiene datos de cuatro puntos fijos de referencia que consisten en espejos reflectores o prismas localizados en Las Cruces, Canario, Texcalco y Meseta, todos en el flanco norte del volcán (Figura 3). Las distancias son medidas por el instrumento de forma automática y los datos son transmitidos al CENAPRED por telemetría, de esta forma es posible corroborar las mediciones de deformación del edificio asociada a la actividad volcánica ya que la precisión del distanciómetro es de fracciones de milímetro.



Figura 3. Posición de los prismas reflectores del distanciómetro ubicado en el cerro de Tlamacas.

En el Instituto de Geofísica se llevan a cabo mediciones de deformación utilizando dos estaciones receptoras GPS ubicadas en los flancos norte y suroeste del volcán, con una precisión de 5 - 10 ppm en la dirección vertical y 1 ppm en la horizontal. Se cuenta también con una estación ubicada en Tonantzintla a 35 km del cráter para monitorear la contribución tectónica regional a la deformación local en las series de tiempo. Además de esta red de doble frecuencia, se cuenta con 5 estaciones más de una frecuencia distribuidas en los flancos norte y oeste del volcán. Los receptores adquieren los datos a 1 Hz y la información se envía a través de una red inalámbrica a la estación de Alzomoni y de allí es transmitida al Instituto de Geofísica (Cabral-Cano et al, 2008).

1.3.3 Monitoreo geoquímico

Los manantiales del volcán Popocatepetl son muestreados periódicamente en 7 sitios en los estados de Puebla y Morelos desde 1995: San Baltazar Atlimeyaya, Paleorio, Axocopan, Teconalá, Guadalupe Huexocoapan, El Bosque y Chihuahuita (Armienta et al., 2008) (Figura 4). Del análisis continuo en los sitios mencionados anteriormente se ha observado que los cambios en la composición química de los manantiales están directamente relacionados con el aporte de gases volcánicos. La detección oportuna de variaciones en las concentraciones de elementos como el boro, de iones como cloruros, sulfatos, fluoruros y gases como el radón y el bióxido de carbono, relacionados con la actividad volcánica (Armienta et al., 2002a), ha sido de gran utilidad en la evaluación del riesgo volcánico y en la toma de decisiones dirigidas a proteger a las poblaciones cercanas al volcán.

También se realizan estudios a partir de las muestras de ceniza (Armienta et al., 2002b; Martin Del Pozzo et al, 2008) y lixiviados (Armienta et al., 2002b) cuya composición química permite conocer el grado de contribución magmática y el estado de degasificación del magma (Martin Del Pozzo et al, 1996; Armienta et al., 2002b) en diferentes etapas de actividad del volcán desde su reactivación.

La tasa de emisión de bióxido de azufre (SO₂) se determina con un espectrómetro de correlación (COSPEC) Barringer tipo V por vía terrestre y aérea. Las mediciones se llevan a cabo cada quince días por vía terrestre realizando cortes por debajo de la nube de gas.

Eventualmente se realizan vuelos y las mediciones se obtienen a partir de 6 y 12 transectos perpendiculares a la pluma, lo cual asegura la calidad de la medición (Delgado-Granados et al., 2001). Al término de los transectos perpendiculares se efectúan vuelos sobre la pluma siguiendo su trayectoria. Durante ambos transectos se mide la intensidad y la dirección del viento cada 15 segundos.

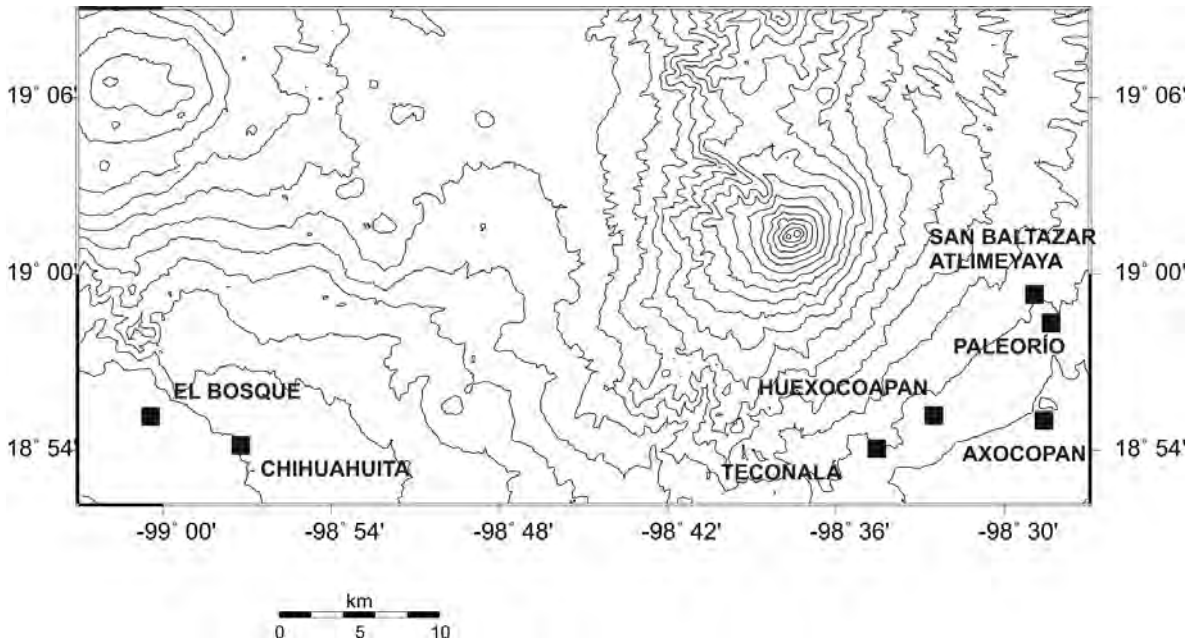


Figura 4. Ubicación de los manantiales del volcán Popocatepetl en los estados de Puebla y Morelos que son muestreados de forma periódica. Modificado de Armienta et al., 2008.

Actualmente se realiza de forma simultánea otra técnica para obtener los niveles de SO_2 en la cual se utiliza un espectrómetro diferencial de absorción óptica en miniatura (mini-DOAS). La obtención de estas medidas es realizada por el Instituto de Geofísica en conjunto con el CENAPRED, en este último se reciben los datos continuamente por telemetría. También se realizan mediciones de flujo de CO_2 con un analizador de gas (LICOR).

1.3.4 Monitoreo sísmico

La red sísmica de monitoreo del volcán Popocatepetl está compuesta por siete estaciones (Figura 5): Colibrí (PPC), Tetexcaloc (PPT), Cuervos (PPQ), Chipiquixtle (PPX), Juncos (PPJ), Canario (PPP) y Tlamacas (PPM). Cinco de ellas cuentan con sismómetros de periodo corto (1 Hz) y las dos restantes con sismómetros de banda ancha. Las estaciones más cercanas se encuentran a más de 4000 msnm y a menos de 3 km del cráter. Las estaciones sismológicas se encuentran en casetas de mampostería y en instalaciones temporales enterradas a 1.5 metros de profundidad. Además se cuenta con información de estaciones sísmicas del CENAPRED (5 estaciones distribuidas en la línea Acapulco-México, así como 12 estaciones situadas en los tres tipos de terreno de la ciudad (Morquecho, et al., 2003). Todas las estaciones cuentan con acelerómetros triaxiales Etna, K2 y SMAC-MD y sensores en superficie o de pozo a profundidades que van de 12 m a 102 m) y del Instituto de Ingeniería (105 estaciones acelerográficas distribuidas a lo largo de 15 entidades de la República Mexicana) (Leonardo Alcántara, comunicación personal, 2008) con el propósito de discriminar entre la actividad sísmica del país y la sismicidad procedente del volcán.

Cada caseta cuenta con un sismógrafo, equipo de acondicionamiento de la señal, radio transmisor, baterías de alimentación, controlador de carga, antena de transmisión y un panel solar. En el caso de las estaciones que se encuentran enterradas, se cuenta además con un tubo de ventilación hacia la superficie y una varilla de cobre de protección contra descargas eléctricas.

Los sismómetros de banda ancha son triaxiales CMG-40T con digitalizador integrado. Las señales provenientes de este sensor son muestreadas de forma continua a 100 mps, convertidas a formato digital y transmitidas a la estación central de registro.

La información de todas las estaciones es transmitida por telemetría a la estación central del CENAPRED. Para este efecto cada estación con sismómetros de periodo corto cuenta con un equipo acondicionador (modulador, filtro y amplificador), un sistema de amplificación,

compuesto por un regulador de carga, celdas solares y batería. Finalmente, una antena y el radio transmisor con radiofrecuencias que transmiten con potencias de 0.1 a 2 watts en la banda de VHF o UHF. Las estaciones con sismómetros de banda ancha cuentan con un codificador DE-10 y un radio tipo T-45.

La estación central cuenta con un demodulador, un radio receptor, una antena y una computadora para la recepción de los datos. La señal detectada por el radio receptor es filtrada, demultiplexada y demodulada, obteniéndose así la señal original (Guevara-Ortiz et al, 2003).

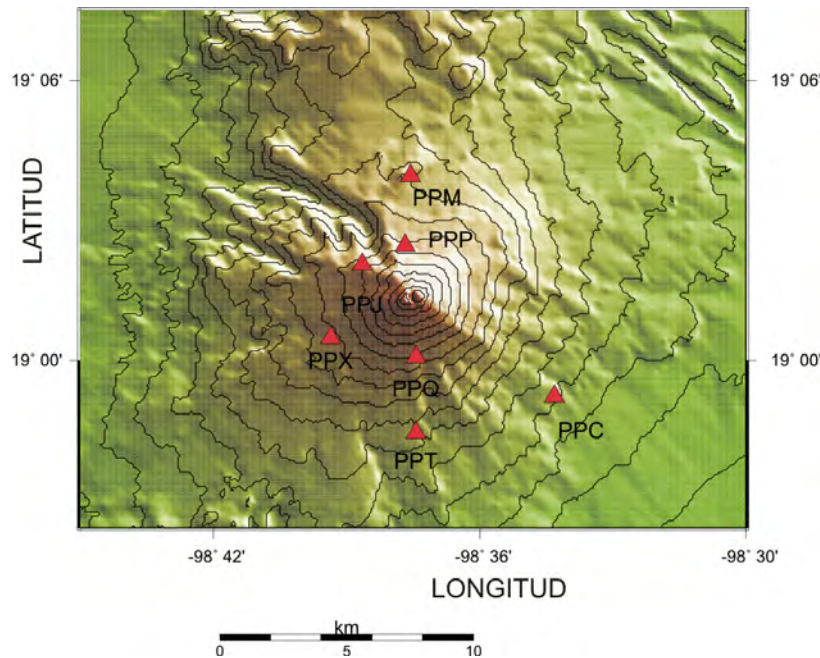


Figura 5. Red de monitoreo sísmico del volcán Popocatépetl.

Las señales sísmicas provenientes del Popocatépetl, además de las señales de los inclinómetros y las estaciones detectoras de flujos son integradas en el sistema desarrollado por el USGS denominado Earthworm, el cual a partir de una interfaz gráfica muestra las señales que se están registrando en tiempo real, así como su contenido espectral, entre otras tareas. Si la actividad del volcán aumenta se envían avisos a los organismos correspondientes.

Otra herramienta de gran utilidad en el monitoreo sísmico, en particular, durante una crisis volcánica, es el análisis de la energía sísmica liberada a partir de la amplitud de las señales en tiempo real (RSAM). RSAM realiza mediciones de la amplitud absoluta de la señal sísmica y este valor es elevado al cuadrado para una estación durante un minuto y efectúa un promedio dividiendo la suma de los valores entre el número de medidas realizadas. La obtención del promedio cada 10 minutos a partir de promedios de un minuto ha resultado ser una forma más práctica de realizar el cálculo sin registrar pérdidas en la información (Endo y Murray, 1991; Murray y Endo, 1992). La función inversa de RSAM es útil para detectar cambios precursores a una erupción, ya que se presenta generalmente un descenso en los valores cuya coincidencia con el eje del tiempo determina el punto probable en que ocurriría la erupción (Cornelius y Voight, 1994).

El análisis de RSAM es de gran ayuda en el momento en que es necesaria una evaluación cuantitativa de la actividad durante una crisis volcánica debido a que proporciona una historia continua e inmediata de la actividad sísmica.

1.3.5 Detección de flujos

En la ladera norte del volcán se encuentran instaladas tres estaciones de medición de flujos para las barrancas que descienden del glaciar: Tenenepanco y La Espinera (Figura 6). Otra estación se encuentra más abajo, en la unión de ambas barrancas. Los datos son transmitidos a una cuarta estación en el cerro de Tlamacas que la retransmite vía radio al CENAPRED (Guevara-Ortiz et al, 2003). Cada estación autónoma está compuesta por un monitor acústico (geófono), sistemas de adquisición y transmisión, baterías y un panel solar.

El sistema de adquisición muestrea la amplitud de la vibración del suelo, si ésta sobrepasa un umbral determinado se activa la alarma de forma automática.



Figura 6. Detector acústico de flujos en la barranca La Espinera. Tomado de Guevara-Ortiz et al, 2003.

1.4 ALERTA VOLCÁNICA EN EL POPOCATÉPETL

Para que el monitoreo volcánico sea de utilidad y cumpla su objetivo es necesario implementar planes útiles en el manejo de crisis volcánicas. Es necesario definir primero mecanismos de comunicación que permitan a las autoridades informar a la población, de manera clara y sencilla sobre el estado del volcán, así como fomentar su respuesta oportuna en caso de una emergencia.

La efectividad del monitoreo volcánico radica en la disponibilidad de información de manera casi inmediata. El volcán Popocatepetl cuenta con un sistema de alertamiento automático que se activa cuando la sismicidad del volcán sobrepasa un umbral establecido. Si el evento es de gran importancia, se consulta con el Comité Científico Asesor, formado por investigadores de alto nivel de la UNAM y cuenta además con la asesoría de científicos especialistas de países como Japón, España, Rusia, Estados Unidos, Italia y Alemania. El diagnóstico emitido por el Comité Científico es transmitido a las autoridades del Sistema Nacional de Protección Civil (SINAPROC) y a los responsables de la ejecución de los planes operativos, a través del CENAPRED. En caso de ser necesario, se instala una mesa

de mando compuesta por funcionarios de gobiernos estatales y federales para tomar decisiones con base en las observaciones del Comité Científico Asesor (Guevara-Ortiz, et al., 2003).

1.4.1. Difusión de la información sobre el estado del volcán

El riesgo volcánico al que está sujeta la población que habita alrededor del Popocatepetl puede mitigarse a través de una herramienta que informe a la población, de forma clara y sencilla, sobre el estado y el nivel de riesgo del volcán. El Semáforo de Alerta Volcánica (Figura 7) es un sistema de alertamiento que consiste en un semáforo de tres colores (verde, amarillo y rojo) referido al nivel de atención de la población con respecto a diferentes escenarios posibles de actividad previstos para el volcán (Guevara-Ortiz, et al., 2003).



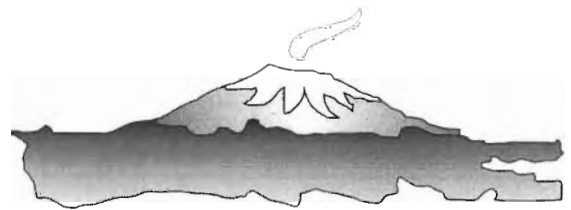
Figura 7. Semáforo de alerta volcánica. Tomado de Guevara-Ortiz, et al., 2003.

Existen otros métodos de difusión de información para los especialistas en caso de un evento importante. Uno de ellos consiste en un sistema de envío de mensajes a través de radiolocalizadores (Popobip). En caso de una emergencia, también se envían mensajes a autoridades de Protección Civil.

Para la población se encuentran disponibles otros dos medios de difusión: un sistema de información del estado del volcán vía telefónica (PopoTel) y un portal de internet, los cuales son actualizados diariamente a las 11:00 horas (hora local) o inmediatamente después de ocurrir un evento importante.

CAPÍTULO 2

SEÑALES SÍSMICAS ASOCIADAS A VOLCANES



En un volcán activo el inicio o aumento de la actividad sísmica es generalmente un precursor importante de una erupción volcánica. La sismicidad se considera un indicador confiable del nivel de la actividad volcánica así como su evolución a corto plazo.

La asociación de la actividad sísmica con la actividad volcánica data de varios siglos atrás. Un claro ejemplo de ello es la erupción del volcán Vesuvio (79 A.C.), en la cual Plinio el Joven describió numerosos sismos relacionados con esta erupción. Otros dos ejemplos son las erupciones del Mt. Nuovo (1853) en Campi Flegrei, Italia y el Mt. Usu (1663) en Hokkaido, Japón, cuyo aumento en la actividad de estos volcanes obligó a los habitantes de regiones cercanas a abandonar el área antes del comienzo de la erupción (Aki, 1992).

Las primeras observaciones sistemáticas de la correlación entre la actividad sísmica y las erupciones volcánicas se llevaron a cabo en el volcán Vesuvio en 1856 a través de un sismógrafo electromagnético construido por Luigi Palmieri que le permitió mostrar la relación entre los sismos y las diferentes fases de actividad volcánica. El sismógrafo de Palmieri fue utilizado también en Japón hasta 1883 y reemplazado por los sismógrafos Gray-Milne, que fueron sustituidos a su vez por los instrumentos Bosh-Omori en 1903, en Mt. Pelée, Martinica.

En los años 70 fueron instaladas redes sismológicas en varios volcanes. El progreso en la precisión al localizar eventos sísmicos y en el nivel de sensibilidad de los instrumentos ha hecho posible la observación de incrementos en la energía sísmica en intervalos de tiempo de semanas a horas previos a erupciones de tamaño considerable. Durante las últimas décadas, los avances en la instrumentación, el procesamiento de señales y la teoría de propagación de ondas han permitido comprender mejor las complejas fuentes sísmicas en el interior de un volcán. Al mismo tiempo, la instalación de redes sísmicas más densas, el desarrollo de métodos numéricos y la integración de computadoras al sistema de análisis y adquisición de datos han propiciado una mejor comprensión de los procesos que tienen lugar en el interior de un volcán. Del mismo modo, han generado avances científicos de gran ayuda para determinar predicciones exitosas que reducen pérdidas humanas de forma considerable.

Un volcán monitoreado de forma adecuada está compuesto por una red sísmica de seis o más estaciones locales ubicadas sobre y alrededor del edificio volcánico en un radio de 1 a 15 km y varias estaciones regionales en un radio aproximado de 30 a 200 km. El registro de varios años de sismicidad de fondo es de gran importancia para determinar un nivel base que facilite la detección y evaluación de posibles precursores (McNutt, 1996).

Los volcanes son generadores de diversas señales sísmicas a causa de la compleja dinámica que se lleva a cabo en su interior. La fuente sísmica en volcanes activos puede ser no-lineal, ya que involucra diferentes procesos, tales como las interacciones entre gas y líquido o líquido y sólido. La interacción del gas y el magma puede ser activa, lo que origina intrusiones de magma presurizado en zonas de debilidad nuevas o ya existentes, o pasiva, con fisuras en zonas de debilidad y el reajuste de esfuerzos que modifican la distribución del magma. Un cambio repentino en el campo de esfuerzos local puede inducir fallamiento en la roca encajonante, compuesta por densos sistemas de poros, fallas y fracturas.

Los sismos volcánicos han sido clasificados de acuerdo con la forma de onda característica observada en sismogramas, por el contenido de frecuencias de la señal o el tipo de fuente. Se han identificado cuatro tipos de eventos principales: sismos de alta frecuencia o volcanotectónicos, sismos de baja frecuencia o periodo largo, explosiones y tremor volcánico. La terminología utilizada para identificar cada evento varía considerablemente, Minakami propuso en 1960 la primera clasificación de sismos volcánicos dividiéndolos en cuatro tipos de acuerdo con su localización, su relación con las erupciones y la naturaleza del evento: de alta frecuencia o tipo A, de baja frecuencia o tipo B, eventos explosivos y tremor volcánico. Latter (1979), Malone (1983), Lahr y colaboradores (1994), Ratdompurbo y Poupinet (2000), entre otros, han propuesto otras clasificaciones más detalladas. McNutt (1996, 2000) presentó una clasificación de acuerdo con el contenido de frecuencias de los sismos volcánicos.

A continuación se muestran las características de las diversas señales sísmicas asociadas a volcanes activos. La nomenclatura que se presenta ha sido aceptada y utilizada por diversos autores.

2.1 SISMOS VOLCANOTECTÓNICOS (VT)

Los procesos magmáticos dentro de un volcán activo generan una fuente de energía por acumulación de esfuerzos que ocasiona el fracturamiento de la roca adyacente. La fuente sísmica de este tipo de eventos tiene lugar en la roca encajonante de la cámara magmática y el conducto. Su origen es la consecuencia de cambios en el campo de esfuerzos que originan cizallamientos producidos por intrusiones magmáticas, las cuales añaden esfuerzos alrededor del volumen en el que se encuentran. La combinación de estos esfuerzos y los regionales de tipo tectónico inducen el fallamiento de la roca (De la Cruz-Reyna et al., 2008). Otras causas que originan eventos volcanotectónicos son las tensiones a causa de la contracción del material debido al enfriamiento de un cuerpo magmático o del edificio volcánico, variaciones de presión en la cámara magmática o en los conductos y por movimientos gravitatorios o tectónicos (Lesage, 2003).

Los eventos volcanotectónicos o VT se caracterizan por tener una señal con un inicio impulsivo de ondas P y S (Figura 8). Las frecuencias dominantes de estos eventos se encuentran en un rango de 5 – 15 Hz. Este tipo de sismos contiene características similares a las de los sismos tectónicos: el mecanismo principal de doble par, la forma del espectro, las ondas P y S visibles (McNutt, 1996) y la ocurrencia de eventos en forma de enjambres.



Figura 8. Sismo volcanotectónico ocurrido durante el inicio del periodo eruptivo de 1995 en el volcán Ruapehu, Nueva Zelanda. Tomado de Sherburn et al., 1999.

2.2 SISMOS DE PERIODO LARGO (LP)

El reconocimiento de señales compuestas por periodos largos ha sido de gran importancia en la sismología volcánica moderna al ser utilizadas para determinar el estado interno de

actividad de un volcán. Los sismos LP son señales compuestas por un contenido de bajas frecuencias que es indicativo de la existencia de ondas originadas en el límite entre un fluido (gas o magma) y roca sólida (Neuberg et al., 2000). Las resonancias de baja frecuencia están relacionadas con la propiedad de dispersión de estas ondas, es decir, su velocidad de propagación a lo largo de la interfaz depende de la longitud de onda, la anchura de la grieta, dique o conducto y del contraste de los parámetros elásticos a través del límite de ambos medios (Neuberg, et al. 2006).

Los eventos LP consisten en una señal de inicio emergente y altas frecuencias, seguido por una forma de onda armónica con una o varias frecuencias en el rango de 1 a 5 Hz. En la señal no se observa claramente el arribo de la onda S (Figura 9).

Los sismos de periodo largo están asociados a procesos de presurización de fluidos, tales como la formación de burbujas, colapsos o procesos de flujos no lineales a poca profundidad en los cuales tanto la atenuación como los efectos de sitio juegan un papel importante (McNutt, 2000).



Figura 9. Sismo de periodo largo registrado en el volcán Kilauea, Hawái. Tomado de Kumagai et al., 2005.

2.3 TREMOR VOLCÁNICO

El tremor volcánico es un registro continuo de vibraciones monotónicas o no armónicas que puede tener una duración de minutos hasta días o meses (Zobin, 2003). Las frecuencias dominantes del tremor son similares a las frecuencias que se observan en los eventos LP, de 1 a 5 Hz, siendo las más comunes entre 2 y 3 Hz. Los picos dominantes en el espectro del tremor provienen generalmente de fenómenos de resonancia en la fuente. Las cavidades rellenas de fluido, donde hay un fuerte contraste de impedancia acústica entre el fluido y el

sólido encajonante, se comportan como resonadores que pueden ser excitados por las perturbaciones del mismo fluido (Lesage, 2003). El estudio del tremor proporciona información sobre las propiedades acústicas y geométricas de las cavidades, así como de los fluidos que se encuentran en su interior.

Algunos autores han concluido que el tremor es una serie de eventos de periodo largo que ocurren a intervalos de escasos segundos (Latter, 1979; Fehler, 1983 y Chouet 1985; 1996). El evento de periodo largo puede considerarse como la respuesta del sistema a un cambio repentino de presión, mientras que el tremor puede interpretarse como la respuesta de este sistema a fluctuaciones continuas de presión.

Existen diferentes tipos de tremor: El tremor armónico (Figura 10a) se genera a partir de una onda sinusoidal, generalmente monotónica y de baja frecuencia que presenta cambios suaves en su amplitud. El tremor espasmódico es una señal continua, irregular o caótica de alta frecuencia (Figura 10b). Existe otro tipo de tremor que presenta una señal en forma de pulsos con variaciones constantes en su amplitud a intervalos de tiempo regulares. Esta señal ha sido clasificada como tremor pulsante (Wassermann, 2002) o tremor cíclico (Chouet, 1992).

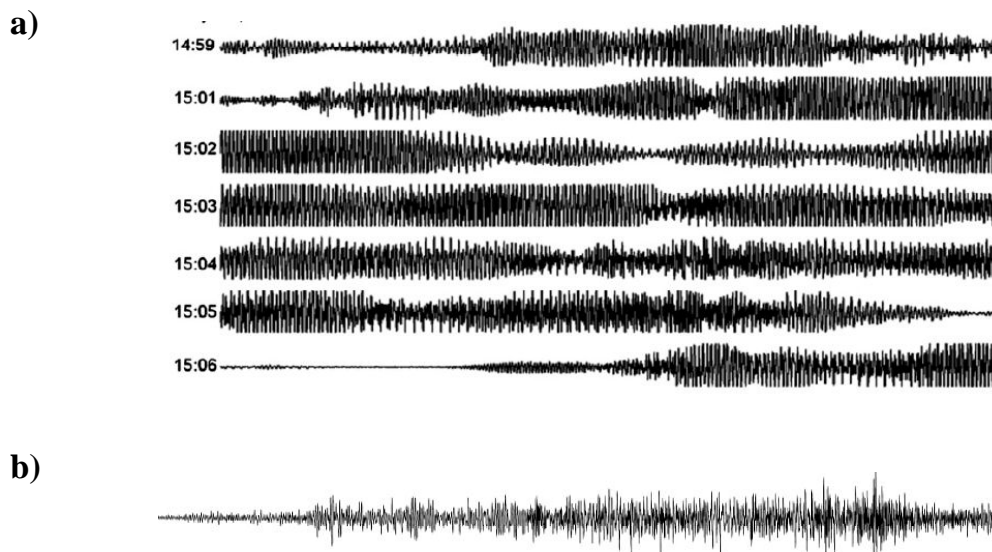


Figura 10. Ejemplos de tremor a) armónico y b) espasmódico registrado en los volcanes Sakurajima, Japón y White Island, Nueva Zelanda, respectivamente. Tomados de Maryanto et al., 2007 y Sherburn et al., 1998

2.4 EVENTOS HÍBRIDOS

Algunas señales volcánicas contienen una forma de onda y un rango de frecuencias similar a eventos VT y LP. Las señales que presentan ambas características reciben el nombre de eventos híbridos, ya que reflejan una combinación de los mecanismos de fuente que generan los eventos mencionados anteriormente. Un evento híbrido (Figura 11) presenta generalmente el inicio con un rango de altas frecuencias y fases visibles de ondas P y S característico de un sismo volcanotectónico y la parte final de la señal, o coda, contiene bajas frecuencias y su duración es mayor en comparación con la amplitud de la señal. Los sismos híbridos se producen con frecuencia debido a rupturas frágiles en el interior del magma semi-sólido o en la interfaz entre el magma y el conducto magmático.



Figura 11. Evento híbrido registrado en el volcán Koryakski, Kamchatka, Rusia. Tomado de Gordeev, et al., 2003.

2.5 EXPLOSIONES

Las señales generadas por explosiones (Figura 12), como su nombre lo indica, acompañan a las erupciones volcánicas de tipo estromboliano o mayores. La mayoría de estos eventos se caracterizan por la presencia de ondas sísmicas y acústicas debido a una partición de energía en la fuente (McNutt, 2000). Una parte de ésta viaja a través del suelo como ondas sísmicas y la otra parte viaja en forma de onda acústica, esta última se genera a partir del gas en expansión que sufre una aceleración al salir por el cráter, la onda viaja por el aire a una velocidad de 330 m/s (Wassermann, 2002), se acopla en el suelo y es detectada por el sismómetro.



Figura 12. Evento explosivo ocurrido en el volcán Sakurajima el día 11 de Octubre de 2002. Tomado de Maryanto, et al., 2007.

2.6 EVENTOS DE PERIODO MUY LARGO (VLP)

Eventos conocidos como eventos de periodo muy largo (VLP en inglés) o de muy baja frecuencia (VLF) han sido observados en algunos volcanes. Estos eventos son de baja amplitud, tienen periodos de 3 a 20 s y se originan a profundidades menores a 1.5 km.

Los eventos de periodo muy largo están asociados a actividad fumarólica intensa o erupciones freáticas con un pulso muy fuerte de baja frecuencia. La figura 13 muestra el registro de un evento de periodo muy largo ocurrido en el Monte Bandai, Japón.

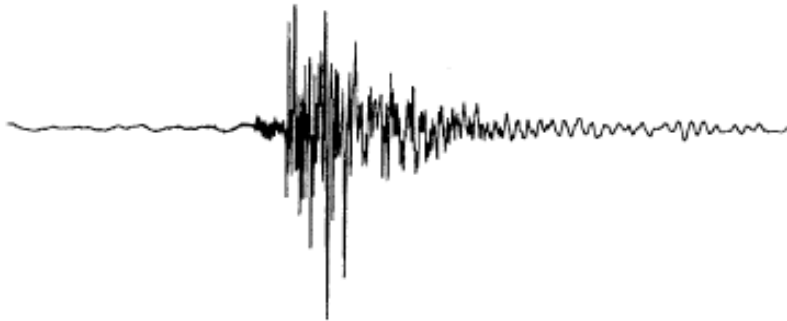


Figura 13. Señal de un evento VLP registrado en la componente vertical de la estación BND en el Monte Bandai, Japón. Nishimura et al., 2003.

2.7 EVENTOS SUPERFICIALES

Además de la sismicidad relacionada con la actividad volcánica, existen otros procesos no volcánicos que son registrados por los sismómetros situados sobre y alrededor de un volcán. Entre estos procesos se puede mencionar el desplazamiento de hielo procedente de glaciares que generan señales de bajas frecuencias y los derrumbes con señales de altas frecuencias. También se registra otro tipo de procesos relacionados con el volcán como los flujos de lodo o lahares, caída de rocas (Figura 14a) y flujos piroclásticos (Figura 14b) provenientes de los domos de lava. Estas señales contienen también altas frecuencias.

a)



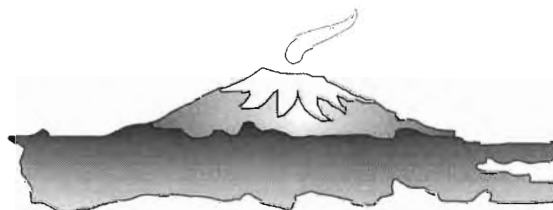
b)



Figura 14. Señal generada por a) caída de rocas y b) flujo piroclástico en el volcán Soufrière Hills, Montserrat. Tomado de Neuberg et al., 2000 y Jolly et al., 2002

CAPÍTULO 3

SISMICIDAD DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL
DE
NOVIEMBRE 2002 A FEBRERO 2003



Para identificar las señales sísmicas se utilizaron inicialmente registros en papel de la componente vertical del sensor de periodo corto ubicado en la estación de Canario (PPP) (Figura 5). Los eventos de tipo tectónico registrados en la estación fueron discriminados tomando como referencia la hora de ocurrencia del evento y comparando con la base de datos de sismos reportados por el Servicio Sismológico Nacional. De esta forma fue posible asegurar que los eventos a analizar provenían exclusivamente de procesos relacionados con la actividad del volcán. El siguiente paso consistió en visualizar, en los registros digitales de la estación, los eventos previamente identificados en papel. Los datos analizados en formato digital provienen del sensor de banda ancha Guralp CMG 40T que se encuentra instalado en la estación de Canario y cuyo rango de respuesta estándar se encuentra entre los 0.033 y 50 Hz. Los datos son almacenados en archivos continuos en formato .dmx con una duración de cinco minutos cada uno. En los datos disponibles se escogieron las señales registradas por la componente horizontal Este-Oeste, ya que esta componente presenta trazas sísmicas cuyas formas de onda son muy claras y donde los primeros arribos pueden ser identificados fácilmente. De aquí en adelante la hora de ocurrencia de los eventos estará referida en hora GMT (Hora local + 6 horas).

La ventaja de utilizar datos de sensores de banda ancha radica en que éstos cuentan con un rango dinámico mayor, el cual evita la saturación en los registros sísmicos y por consiguiente, la pérdida de información. Otra ventaja es la de contar con datos en un amplio rango de frecuencia.

La visualización y el análisis del contenido espectral de las señales sísmicas se llevó a cabo con el programa *Ar_analysis* elaborado en MATLAB v.6 por Mauricio Mora para un estudio sobre la actividad sísmica en el volcán Arenal (Mora, 2003). Sin embargo, fueron necesarios algunos ajustes al programa para poder visualizar las señales del volcán Popocatépetl.

Los registros de las trazas, el análisis espectral y las gráficas de RSAM de las señales de explosiones registradas por los sensores de banda ancha ubicados en las estaciones Canario (PPP) y Chipiquixtle (PPX) fueron realizados con el programa *Seismo_volcanalysis* elaborado por Geraldine Roger y Philippe Lesage en MATLAB v. 7.

3.1 CLASIFICACIÓN DE LOS EVENTOS DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL

El análisis de la sismicidad del volcán durante el periodo de tiempo comprendido entre los meses de noviembre 2002 a febrero de 2003 consistió en identificar, como primera etapa, el tipo de señales asociadas a cambios en los procesos físicos que ocurren en el interior del volcán, tales como eventos de periodo largo (LPs), sismos volcanotectónicos (VTs), episodios de tremor y explosiones, así como el contenido espectral de cada tipo de señal, su evolución temporal y ocurrencia antes, durante y después de los 18 eventos explosivos registrados en diciembre y febrero.

3.1.1 Eventos de periodo largo

Para el periodo de noviembre 2002 a diciembre 2003 se seleccionó un total de 908 eventos LP, tomando un promedio de 10 eventos por día con diferente amplitud y forma de onda. Para cada señal se obtuvo su espectro y su espectrograma, este último considerando el método de Burg (Marple, 1987), que consiste en el ajuste de un modelo auto-regresivo (AR) aplicado a la señal, el cual minimiza los errores de predicción por el método de mínimos cuadrados al mismo tiempo que restringe los parámetros AR para satisfacer la recursión de Levinson – Durbin. La ventaja que ofrece este método es la de producir un modelo estable, así como generar un espectrograma de alta resolución.

En los eventos de periodo largo analizados, la parte más energética se concentra en el rango de frecuencias entre 1 – 6 Hz.

3.1.1.1 Clasificación de eventos de periodo largo

Las señales sísmicas correspondientes a eventos de periodo largo se clasificaron en tres categorías de acuerdo a su contenido espectral: La primera categoría, representada con la letra A, corresponde a eventos cuya energía se encuentra concentrada en un pico de mayor amplitud alrededor de 2 Hz. Los eventos donde la mayor parte de la energía se encuentra distribuida en un rango que comprende varias frecuencias, fueron separados considerando que no rebasaran un intervalo mayor a los 3 Hz. Aquellos eventos que presentaron un rango mayor fueron separados

en otra categoría. De este modo, la segunda categoría (B) corresponde a eventos LP cuyo rango de frecuencias no excede los 3 Hz y la tercera, clasificada como C, corresponde a eventos con un rango espectral mayor a 3 Hz. Estas categorías fueron separadas nuevamente de acuerdo a la presencia o ausencia de una señal de alta frecuencia previa al evento LP (de aquí en adelante referida como nariz), quedando clasificados los eventos como sigue:

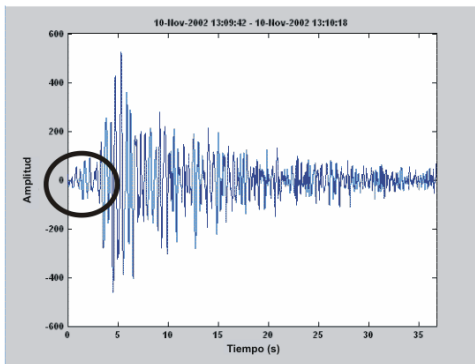
- LPA1 - Eventos con una frecuencia con nariz
- LPA2 - Eventos con una frecuencia sin nariz
- LPB1 – Eventos con varias frecuencias, rango \leq a 3 Hz, con nariz
- LPB2 – Eventos con varias frecuencias, rango \leq a 3 Hz, sin nariz
- LPC1 – Eventos con varias frecuencias, rango $>$ a 3 Hz, con nariz
- LPC2 – Eventos con varias frecuencias, rango $>$ a 3 Hz, sin nariz

Ejemplos de cada categoría se muestran en las figuras 15a y 15b.

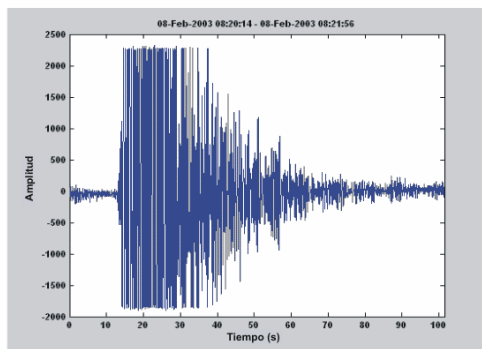
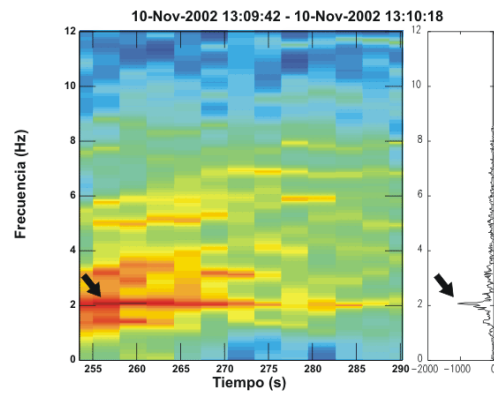
De acuerdo con las categorías definidas previamente, se clasificó un total de 65 eventos para la categoría LPA1, 6 eventos para la categoría LPA2, 498 eventos para la categoría LPB1, 67 para LPB2, 216 eventos para LPC1 y solamente 37 eventos para la última categoría, LPC2. Durante los meses de Diciembre y Febrero se presentaron 2 y 16 explosiones respectivamente. La Tabla 1 presenta la distribución en la ocurrencia de los diferentes eventos durante Noviembre - Febrero.

Tabla.1. Distribución del número de eventos LP y explosiones de acuerdo a su categoría durante los meses de febrero 2002 a diciembre 2003.

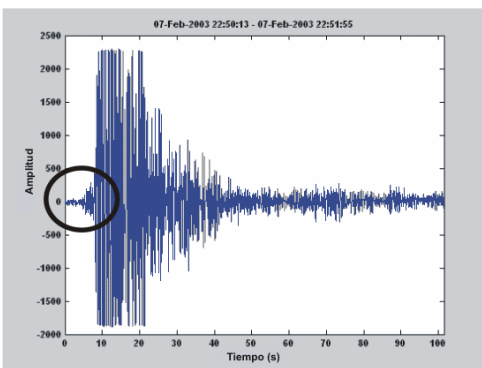
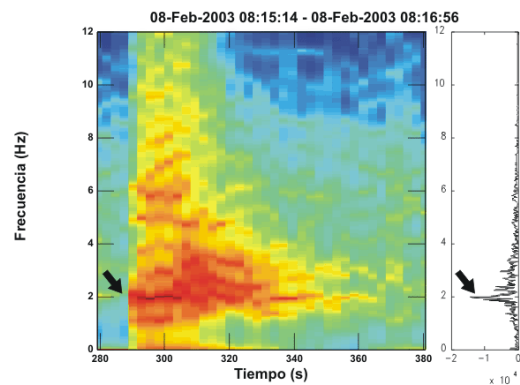
	NOVIEMBRE	DICIEMBRE	ENERO	FEBRERO
LPA1	11	9	12	33
LPA2	2	0	1	3
LPB1	86	131	154	127
LPB2	16	22	16	13
LPC1	30	111	50	25
LPC2	8	13	11	5
EXPLOSIÓN	0	2	0	16



LPA1. Una Frecuencia con Nariz



LPA2. Una Frecuencia sin Nariz



LPB1. Varias Frecuencias, rango \leq a 3 Hz, con Nariz

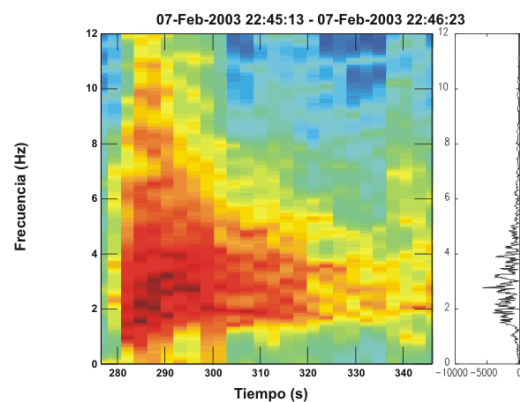
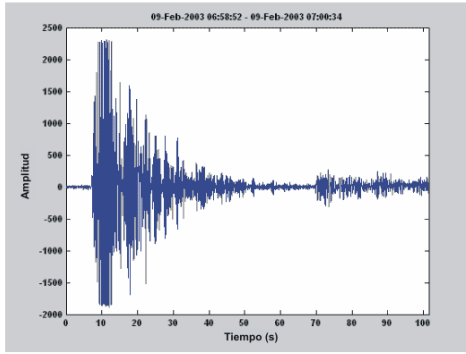
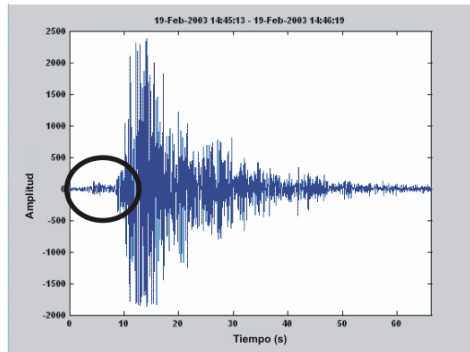
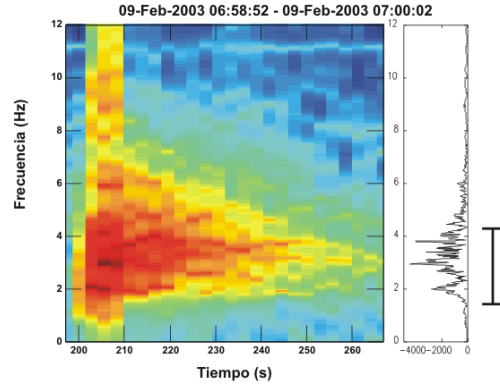


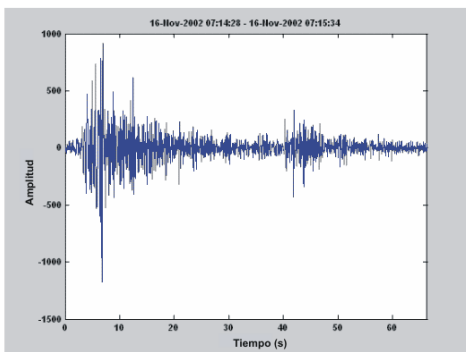
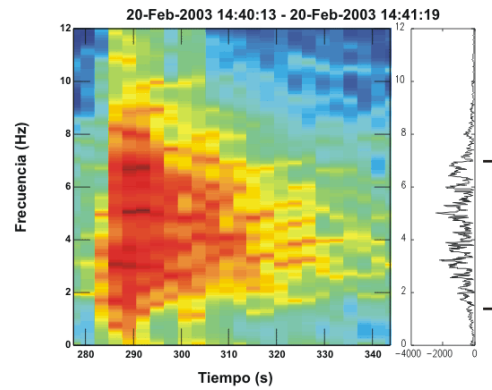
Figura 15a. Ejemplos de eventos de periodo largo correspondientes a las categorías LPA1, LPA2 y LPB1, de acuerdo con su contenido espectral. La nariz en los eventos está indicada con un círculo negro. La flecha en las figuras superior y central muestra la frecuencia alrededor de los 2 Hz en los eventos monotónicos. La barra bajo el espectro de la figura inferior señala el rango de frecuencias donde se encuentra la mayor parte de la energía del evento.



LPB2. Varias Frecuencias, rango \leq a 3 Hz, sin Nariz



LPC1. Varias Frecuencias, rango $>$ a 3 Hz, con Nariz



LPC2. Varias Frecuencias, rango $>$ a 3 Hz, sin Nariz

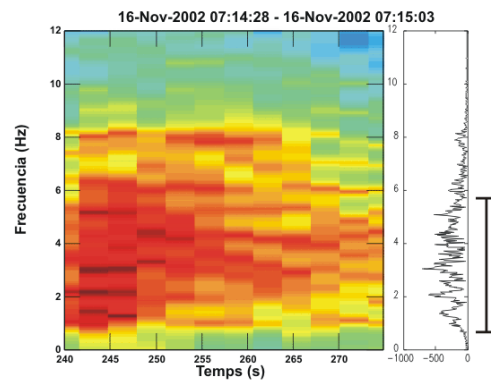


Figura 15b. Ejemplos de eventos de periodo largo correspondientes a las categorías LPB2, LPC1 y LPC2, de acuerdo con su contenido espectral. La nariz en los eventos está indicada con un círculo negro. La barra bajo el espectro de las tres figuras señala el rango de frecuencias donde se encuentra la mayor parte de la energía del evento.

En 14 de los eventos de periodo largo analizados es posible observar dos rangos espectrales con frecuencias que van de 1.3 a 7.5 Hz (Figura 16). Su clasificación dentro de las categorías anteriormente mencionadas se realizó con base en el mayor de los rangos. El primero de los eventos LP de doble rango detectados durante el periodo de estudio de 4 meses ocurre el día 25 de noviembre. El segundo evento ocurre exactamente un mes después: el 25 de diciembre. En enero se presentan 6 eventos de este tipo los días 1, 10, 11, 12, 20 y 26. Finalmente, los últimos eventos se presentan los días 4, 12, 16, 17 y 28 de febrero. Es posible que existan en este periodo otros eventos de doble rango que no fueron seleccionados para el análisis.

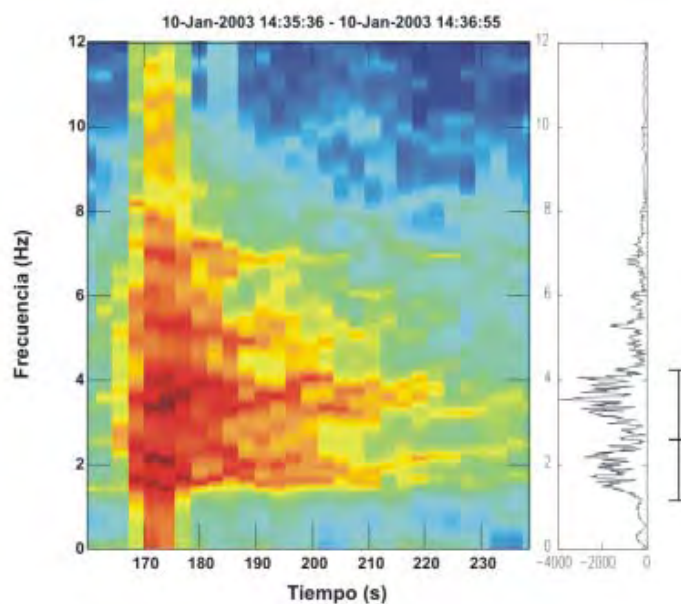


Figura 16. Evento de periodo largo (LP) con doble rango de frecuencias ocurrido el 10 de enero de 2003. Las barras bajo el espectro señalan los intervalos de cada rango de frecuencias donde se encuentra la mayor parte de la energía del evento.

3.1.2 Tremor volcánico

Se observaron tres diferentes tipos de tremor durante esta etapa explosiva: Tremor espasmódico, armónico y un tipo de tremor con pequeños pulsos de muy baja amplitud (Figura 17). La mayor parte del tremor se presentó en episodios de baja a moderada amplitud con una duración de algunos minutos. Solamente se registró tremor armónico de forma continua durante dos horas por día el 9 y 10 de diciembre.

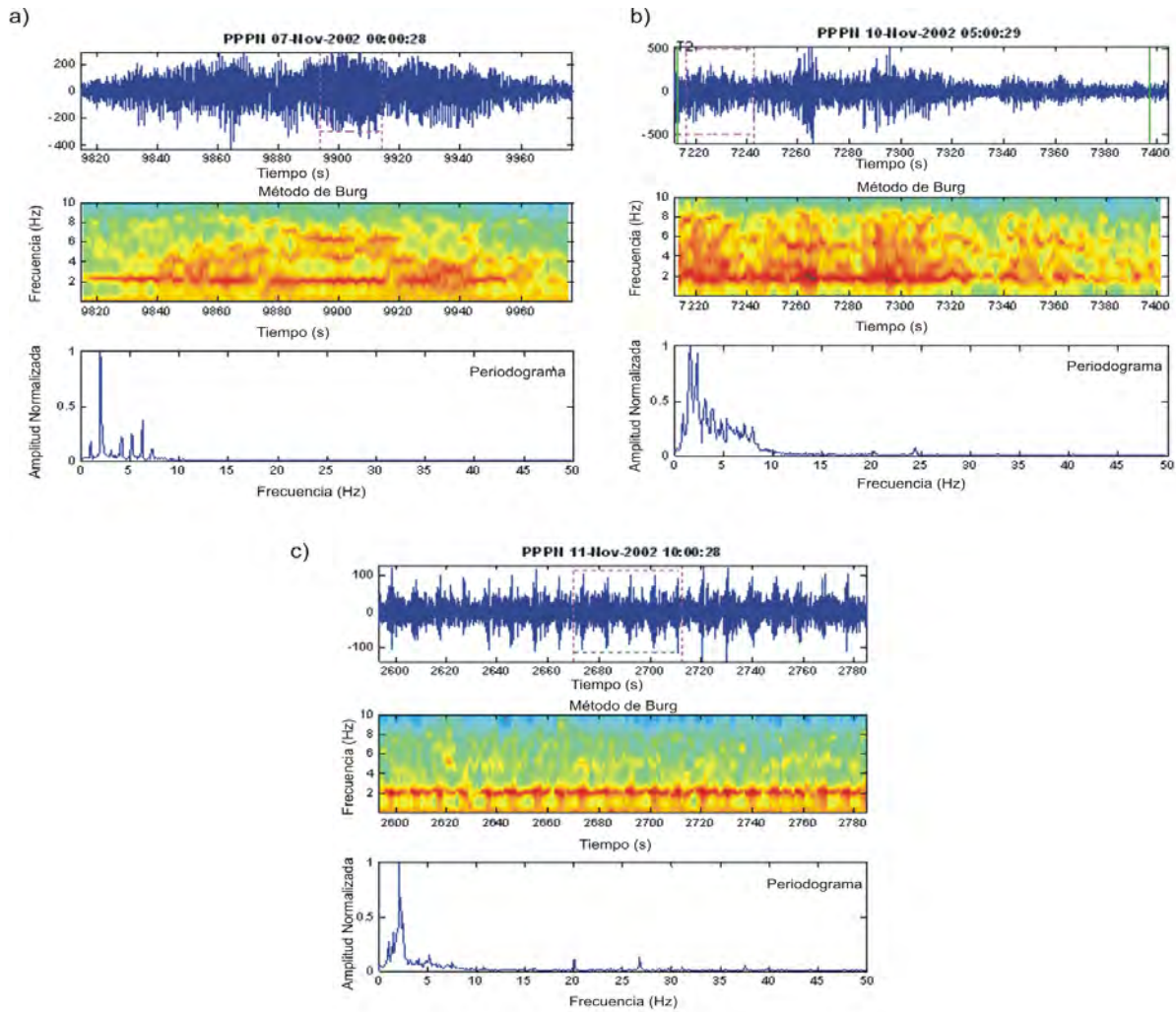


Figura 17. Ejemplos de tremor armónico (a), tremor espasmódico (b) y tremor en forma de pulsos (c) del volcán Popocatépetl ocurridos durante los meses de diciembre 2002 a febrero 2003. El primer recuadro de cada figura muestra el registro sísmico de la componente horizontal N-S de banda ancha de la estación Canario. El segundo y tercer recuadros presentan el espectrograma y espectro de la señal, respectivamente.

En los registros del volcán Popocatépetl, se considera como tremor a la señal que sobrepasa en amplitud al nivel de ruido base en la estación. Las características en la señal de tremor que permiten discriminar este tipo de eventos del ruido ocasionado por factores externos al comportamiento del volcán (viento, entre otros) es la regularidad en la señal, ya sea de forma continua o en episodios, la forma de onda, generalmente cíclica y monotónica del tremor armónico, así como el rango espectral o los sobretonos de frecuencias que se producen con dicha

señal. Una vez que esta señal ha sido identificada, se procede a verificar en los registros de otras estaciones y a obtener el espectro de frecuencias del evento.

La Figura 18 muestra la duración total diaria de tremor (de forma continua o en episodios) reportada por el CENAPRED durante los 4 meses de estudio. En la gráfica puede verse que el tremor alcanzó la máxima duración de 360 minutos los días 1 de noviembre y 8 de diciembre. También puede verse que la mayor duración del tremor se encuentra concentrada en los dos primeros meses del periodo.

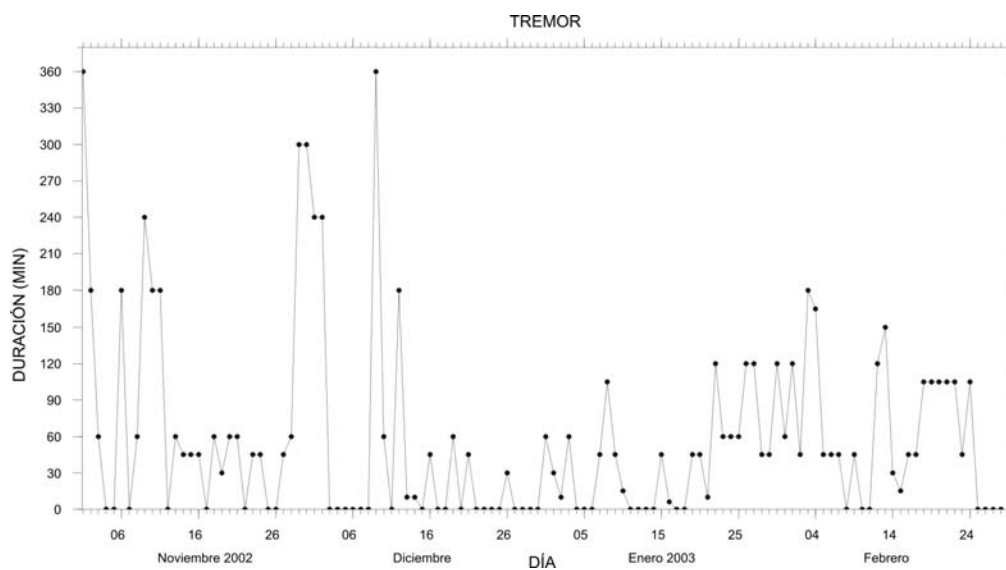


Figura 18. Duración diaria de tremor en minutos reportada por el CENAPRED durante los meses de noviembre 2002 a febrero 2003.

3.1.2.1 Tremor armónico

La mayoría de la señal de tremor registrada durante los meses de Noviembre a Febrero corresponde a tremor de tipo armónico y se presenta en forma de episodios separados entre sí por periodos de quietud de pocos segundos hasta varios minutos o de manera continua y amplitud variable. El tremor armónico intermitente ha sido identificado en otros volcanes, como el Nevado del Ruiz (Chouet, 1992) y definido por McNutt (1996) como tremor bandeado.

3.1.2.2 Tremor espasmódico

Se registraron pocos eventos de tremor espasmódico durante el periodo de análisis. Estos eventos se caracterizan por tener una distribución de energía en el rango de 0.5 a 7.5 Hz y picos dominantes alrededor de los 2 Hz.

Ocasionalmente, los episodios de tremor tienen un inicio de tipo espasmódico que dura hasta 1 minuto y cambia a tremor de tipo armónico aproximadamente 180 s después (Figura 19). En algunos eventos se observa nuevamente un cambio de tremor armónico a espasmódico durante la señal con una duración de hasta 120 s. Al final del episodio se presenta nuevamente tremor espasmódico en algunos casos. Sin embargo, en la mayoría de los episodios predomina el tremor de tipo armónico de baja amplitud. Este tipo de comportamiento en el tremor estuvo presente durante episodios de todo el periodo de estudio y no se observó correlación alguna con eventos de periodo largo o explosiones.

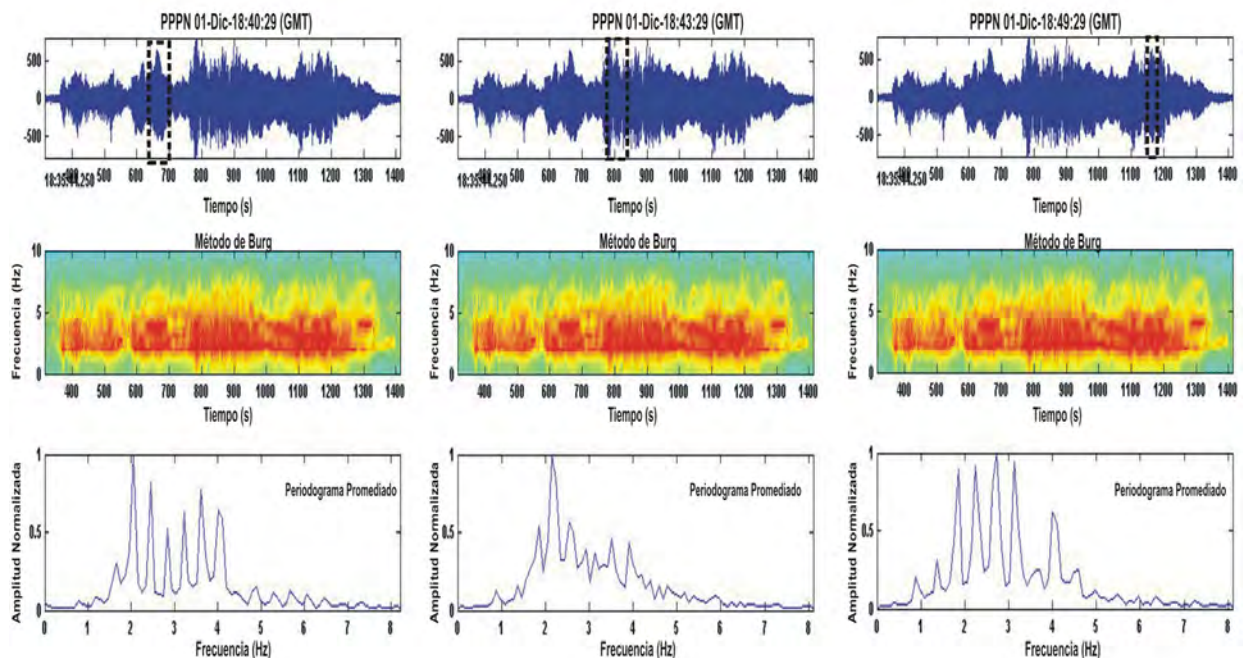


Figura 19. Ejemplo de variación de tremor armónico a espasmódico en un episodio ocurrido el día 1 de diciembre de 2002. El primer recuadro de cada figura muestra el registro sísmico de la componente horizontal N-S de banda ancha de la estación Canario. El segundo y tercer recuadros presentan el espectrograma y periodograma promediado de la señal. Este último se obtuvo de la región que se indica por el rectángulo en línea discontinua. Los periodogramas corresponden a las 18:40, 18:43 y 18:49 horas (GMT)

3.1.2.3 Tremor pulsante

El tremor pulsante se caracteriza por pulsos continuos con amplitud ligeramente mayor al doble del ruido presente en la traza y separados entre sí por intervalos constantes de tiempo cada 10 segundos. No hay variaciones en el espaciamiento durante el tiempo en que fue registrado: el 11, 12 y 30 de noviembre. El tremor pulsante en este periodo tuvo una duración de aproximadamente 120 minutos por día. La energía se encuentra concentrada en un rango angosto de frecuencias comprendido entre 1 – 2.6 Hz, donde la máxima amplitud se encuentra nuevamente en el pico espectral localizado alrededor de los 2 Hz.

3.1.3 Sismos volcanotectónicos (VT)

Desde su reactivación, en 1994, el volcán Popocatepetl se ha caracterizado por presentar un nivel bajo de ocurrencia de sismos volcanotectónicos (Martínez, 2006) (ver Figura 21b), los cuales están asociados principalmente a la ascensión de material magmático, si son profundos (10 km o más), al paso lento de dicho material a profundidades someras y a la presurización que genera durante el ascenso (González, 2003).

Para este periodo de estudio (noviembre 2002 – diciembre 2003) el CENAPRED reportó un total de 50 sismos volcanotectónicos (VT), de los cuales 30 fueron localizados bajo y alrededor del cráter y los 20 restantes, al sureste del edificio volcánico, cerca de la estación PPC (Figura 20).

La magnitud de los eventos que se localizan bajo el cráter y al sureste del edificio volcánico se encuentra en el rango de $m_c = 1.9$ a 2.9 (Martínez, 2006), concentrados a profundidades que van desde los 2 a los -2 km sobre el nivel del mar (González, 2003).

En la Figura 21a se muestra la ocurrencia diaria de eventos VT durante el periodo analizado. En esta gráfica puede observarse que el mayor número de VT se presenta el día 2 de enero de 2003, con un total de tres eventos. Martínez (2006) reporta que el mayor número de VTs desde la reactivación del volcán ocurre en los años de 1997 y 2002, en este último llegándose a registrar hasta 48 eventos durante el mes de julio, lo que equivale a 1.5 eventos por día, considerado como

un valor de ocurrencia bajo, característico de este volcán (Philippe Lesage, comunicación personal, 2008).

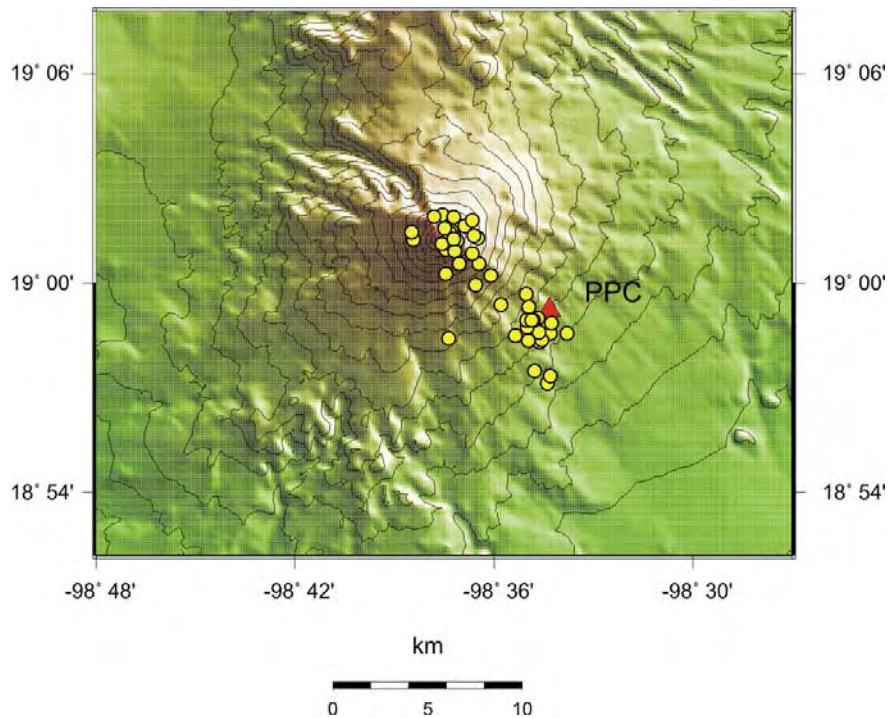


Figura 20. Distribución de sismos volcanotectónicos durante el periodo comprendido de noviembre de 2002 a febrero de 2003. Los epicentros de los eventos están indicados con círculos. La estación Colibrí (PPC), que pertenece a la red de monitoreo volcánico a cargo del CENAPRED, está representada por un triángulo y se localiza al sureste del volcán.

En el apartado b de la Figura 21 es notable el aumento de eventos volcanotectónicos durante el 2002, es decir, meses antes de los eventos explosivos reportados en este trabajo. En el mes de enero de 2002 ocurren 12 sismos VT que se encuentran localizados en un rango de profundidad de -0.5 a 2 km snm. El día 28 de este mes se presenta el mayor número de eventos, con un total de siete. En el mes de febrero se presentan 8 eventos entre -1 a 1 km snm. En marzo, abril y mayo, se registran 68 eventos a una profundidad entre -1.5 y 2.5 km snm (González, 2003). El día 15 de este último mes ocurren 18 eventos, siendo éste el mayor número de eventos reportados por día en ese año. Durante los meses de marzo a mayo los mecanismos focales que predominan son de tipo normal (Arámbula, 2007).

En junio se presentan 32 eventos a mayor profundidad, alcanzando hasta los -4 km snm, el último día del mes ocurren 14 eventos. De julio a septiembre la profundidad de los eventos se encuentra entre -2.5 y 2.5 km snm. Los mecanismos focales predominantes en los eventos registrados de junio a agosto son de tipo normal y de rumbo, los cuales cambian durante los siguientes cuatro meses a mecanismos inversos y eventos de falla de rumbo (Arámbula, 2007).

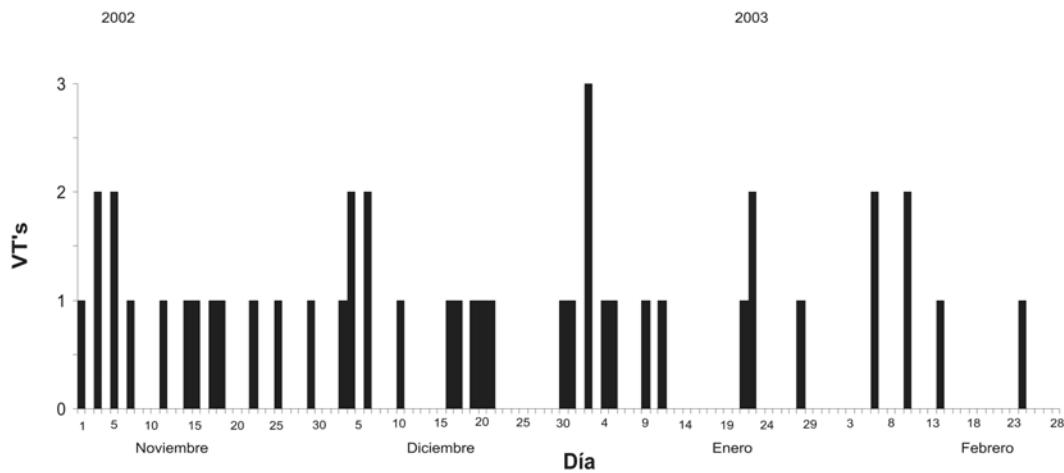
Al comienzo del periodo de estudio, ocurren catorce volcanotectónicos que son más someros (-1 a 1 km snm) que los observados en meses anteriores y presentan mecanismos focales de tipo inverso en su mayoría (González, 2003). La profundidad de los eventos vuelve a aumentar durante el mes de diciembre (-2 a 1.5 km snm). A principios del 2003 los eventos se vuelven someros nuevamente y la banda de profundidad en la que ocurren, de 0.5 a 2 km snm, es más angosta. En el mes de febrero la profundidad vuelve a aumentar 1 km. Finalmente, en el mes de marzo ocurren eventos VT a profundidades similares a los meses de febrero, marzo y abril. En febrero y marzo se observa que los mecanismos focales de tipo normal son más frecuentes que los de tipo inverso (Arámbula, 2007).

Es posible que los volcanotectónicos localizados bajo el cráter y registrados durante los meses previos al periodo de análisis (enero a mayo de 2002), estén relacionados con paso lento de material magmático y por presurización generada durante el ascenso del mismo. En el mes de junio se observan eventos más profundos que podrían estar asociados con ascensión de material magmático. Durante los siguientes meses, los eventos podrían estar generados a partir de la presurización en el sistema, ya que no ocurren explosiones durante los meses de agosto a principios de diciembre. Probablemente, en los siguientes meses los mecanismos inversos de la mayor parte de los eventos estén relacionados con procesos de extrusión de material.

En la Figura 23, la distribución de los eventos VT que ocurren al sureste del edificio volcánico (indicados en color gris), cerca de la estación Colibrí (PPC), se concentran principalmente en tres grupos. El primero de ellos se presenta durante la primera explosión registrada (18 de diciembre), mientras que los otros dos ocurren en las siguientes horas y días después de la segunda explosión (23 de diciembre), las cuales serán tratadas a detalle posteriormente. Es posible que los eventos que se localizan al sureste del edificio, relacionados con fallamiento normal, estén asociados con

la dirección (NE-SW) del esfuerzo de máxima distensión (De la Cruz-Reyna et al., 2008), el cual pudo originar colapsos de este sector en el pasado (Capra et al, 2002).

a)



b)

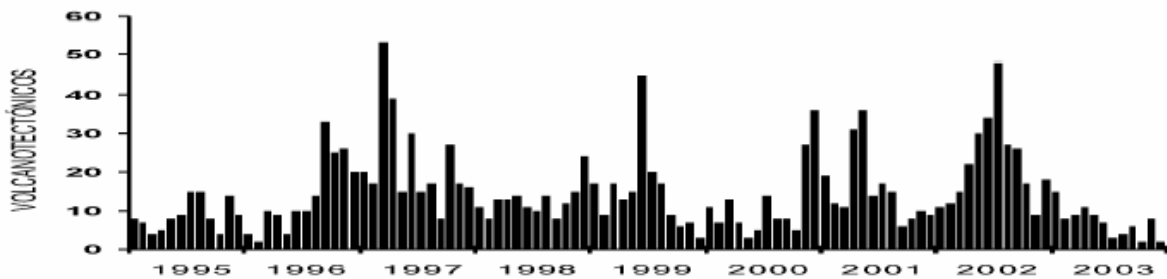


Figura 21. a) Ocurrencia de eventos VT por día de noviembre 2002 a febrero de 2003. b) Ocurrencia mensual de eventos volcanotectónicos de 1995 a 2003. Tomado de Martínez, 2006.

3.1.4 Explosiones

Durante los cuatro primeros meses de 2002 se presentó un incremento en la actividad sísmica del volcán Popocatépetl relacionado con distintas fases de construcción y destrucción de domos. El último de éstos, con un diámetro de 170 m, fue observado en el mes de abril. Durante los días 12, 18 y 21 de mayo ocurren tres explosiones que destruyen parcialmente el domo. Sin embargo, el

25 de julio se observa subsidencia de éste y un lento crecimiento durante los meses posteriores, alcanzando 180 m de diámetro y 40 m de altura. A finales del 2002 comienza la destrucción de este domo con la primera explosión el 18 de diciembre a las 08:09 horas (GMT) que generó una columna de ceniza de alrededor de 6 km de altura y arrojó fragmentos incandescentes alrededor del cráter hasta una distancia de aproximadamente 1.5 km. Cinco días después ocurre otra explosión a las 07:10 horas (GMT) también asociada a la destrucción del domo. Se estima que el volumen de material desalojado durante los eventos eruptivos del 18 y 23 fue de aproximadamente 500,000 m³ (www.cenapred.unam.mx).

En el mes de enero de 2003 se observa el crecimiento de un nuevo domo de lava. Durante el mes de febrero se presenta una serie de 16 explosiones que contribuyen a la destrucción de este nuevo domo. La primera de ellas ocurre a las 03:07 horas el día 3 y arroja fragmentos incandescentes a corta distancia del cráter. El 4 de febrero se registra otra explosión a las 10:59 horas con emisión de fragmentos incandescentes que alcanzan distancias de hasta 2 km alrededor del cráter. Al día siguiente ocurren dos explosiones más, la primera a las 08:35 horas y la segunda a las 14:53 horas, acompañada de una columna de ceniza que alcanzó 2 km de altura. El día 6 se presenta otra explosión a las 05:56 horas y otra más, a las 14:00 horas, el 7 de febrero. Ambos eventos estuvieron acompañados de una columna de ceniza que alcanzó alturas entre 1 y 2 km, así como de expulsión de material incandescente en las cercanías del cráter. Los días posteriores a estos eventos explosivos el volcán mantuvo niveles de actividad bajos con un número menor de exhalaciones que el reportado el día 8 de febrero (101 exhalaciones). El 14 de febrero se presenta una explosión a las 11:34 horas con una fase intensa de alrededor de 4 minutos. Los fragmentos incandescentes fueron arrojados a una distancia de 3 km del cráter y generaron incendios en la zona de pastizales. La densa columna de ceniza, producto de esta explosión, alcanzó los 5 km de altura. El día 16 a las 19:02 horas ocurre otra explosión con una columna de ceniza de 1.5 km. El 19 de febrero, una explosión a las 01:02 horas produjo una columna de vapor de agua, gas y ceniza que alcanza los 2 km de altura. Manifestaciones similares de actividad fueron generadas por otra explosión al día siguiente (14:30 horas), además de observarse fragmentos incandescentes a 500 metros del cráter. Aproximadamente veinticuatro horas después (13:19 horas del 21 de febrero) ocurrió otra más con una columna de ceniza de 1 km de altura que se dispersó rápidamente hacia el Noreste. El 22 de febrero se registraron dos eventos explosivos. El primero, a las 08:39 horas, tuvo una duración de 2 minutos y los fragmentos incandescentes

lanzados a distancias de 1.5 km alrededor del cráter ocasionaron incendios aislados en la zona de pastizales. Casi 12 horas después (20:36), ocurre el segundo evento explosivo, muy similar al primero, el cual arroja material incandescente a 1.5 km del cráter, principalmente sobre los flancos Este y Noreste del volcán. La columna de ceniza generada por esta explosión se dirigió al Noreste, precipitándose en la ciudad de Puebla. El 23 de febrero se presentaron dos explosiones más (19:01 y 22:14 horas). La primera explosión tuvo una duración de tres minutos y generó una columna de ceniza con una altura aproximada de 4 km. Fragmentos incandescentes fueron lanzados hacia los flancos Este y Noreste del volcán y alcanzaron distancias de hasta 2 km del cráter. Tres horas después ocurrió la segunda explosión, de menor intensidad, con una duración de un minuto en su fase intensa y una altura de columna de ceniza de 1 km, con dirección al Este-Noreste.

La última explosión del mes de febrero tuvo lugar el día 28 a las 09:20 horas y estuvo acompañada por material que alcanzó una distancia de 1 km y una columna de ceniza. Después de este evento, el volcán regresó a los niveles bajos de actividad que mantuvo durante los días 24, 25, 26 y 27 de febrero.

En el mes de marzo no se registraron eventos explosivos.

De la actividad mencionada anteriormente, el CENAPRED reportó seis de estos eventos como explosiones, (18 y 23 de diciembre, 4, 6, 14 y 28 de febrero de 2003), mientras que los 12 restantes fueron reportados como exhalaciones de moderada intensidad. Se verificó con un análisis espectral si los eventos reportados como exhalaciones correspondían a eventos explosivos. Estos eventos también presentaron otras características idénticas a las de una explosión como la forma de onda, duración de la señal y caída de fragmentos incandescentes.

Todos los eventos fueron clasificados en este análisis como explosiones.

La actividad explosiva durante los meses de diciembre y enero se presenta en la Tabla 2. Los eventos reportados por el CENAPRED como exhalaciones moderadas se indican con la letra (e) y los eventos reportados como explosiones, con la letra (E).

Tabla 2. Distribución temporal de eventos reportados por el CENAPRED e identificados a partir de los registros digitales de banda ancha de las estaciones sismológicas permanentes localizadas en Canario (PPP) y Chipiquixtle (PPX). La letra “e” indica eventos reportados como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados como explosiones.

FECHA	HORA (GMT)	CLASIFICACIÓN
18 diciembre 2002	08:07	E
23 diciembre	07:10	E
03 febrero 2003	03:07	e
04 febrero	10:59	E
05 febrero	08:35	e
05 febrero	14:53	e
06 febrero	05:56	E
07 febrero	14:00	e
14 febrero	11:34	E
16 febrero	19:02	e
19 febrero	19:20	e
20 febrero	14:30	e
21 febrero	13:19	e
22 febrero	08:39	e
22 febrero	20:36	e
23 febrero	19:01	e
23 febrero	22:14	e
28 febrero	09:20	E

3.1.4.1. Tamaño de las explosiones

Se obtuvo el tamaño de las explosiones ocurridas dentro del periodo de estudio que fueran registradas por la estación permanente PPIG, la cual forma parte de la red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional y está ubicada a 5 km al norte del volcán. Los siete eventos registrados en PPIG son las explosiones ocurridas los días 18 de diciembre de 2002, 4, 7, 14, 22 y 23 de febrero de 2003.

El tamaño de los eventos se calculó a partir de la fórmula de la magnitud M_k , referida a partir de la magnitud de la fase inicial de la erupción del volcán St. Helens ocurrida el 18 de mayo de 1980. Esta magnitud, propuesta por Cruz-Atienza y colaboradores (2001) para el volcán

Popocatépetl, está basada en la amplitud de las ondas generadas por un evento explosivo y que hayan sido registradas en la estación PPIG.

Para calcular M_k se filtraron los registros de 10 a 30 s utilizando un filtro pasa-banda tipo Butterworth (Figura 22) y se obtuvo la amplitud de la onda (A) a partir de las amplitudes de las componentes Z, N y E:

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

La fórmula para obtener M_k queda definida de la siguiente manera:

$$M_k = \log A + 6.08$$

donde 6.08 equivale a la constante obtenida para PPIG a partir de la relación entre el impulso de la función fuente-tiempo con la dirección de la fuerza y la duración de la fuente (Cruz-Atienza et al, 2001).

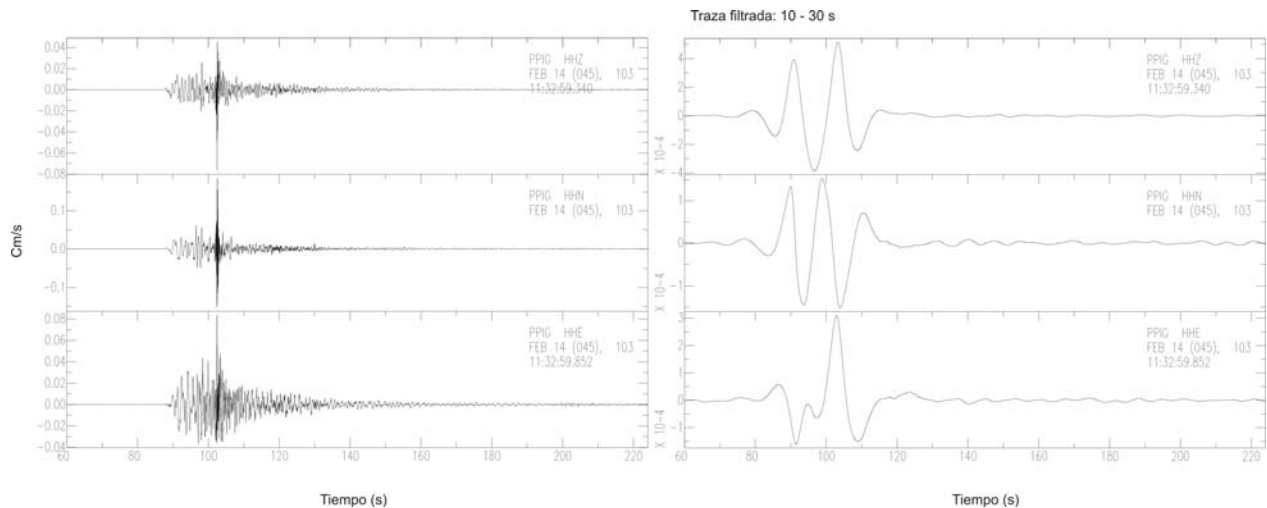


Figura 22. Registro de la explosión del 4 de febrero de 2003 en la estación de banda ancha PPIG. En el recuadro derecho se observa el mismo evento filtrado a un paso de banda de 10 a 30 s.

La estimación del tamaño de las siete explosiones que se presenta en la Tabla 3 muestra que el evento de menor magnitud ($M_k=1.4$) ocurrió el día 7 de febrero, mientras que los eventos de mayor magnitud ($M_k=2.9$) fueron registrados los días 4 y 22 de febrero. Los valores de las magnitudes de los eventos restantes oscilan entre 2.4 y 2.8.

Tabla 3. Magnitud M_k calculada para siete eventos explosivos registrados en la estación de banda ancha PPIG del Servicio Sismológico Nacional.

EVENTO	M_k
18 diciembre 2002	2.4
4 febrero 2003	2.9
7 febrero	1.4
14 febrero	2.8
22 febrero (08:37 hrs)	2.8
22 febrero (20:35 hrs)	2.9
23 febrero (19:01 hrs)	2.8

3.2 ACTIVIDAD SÍSMICA DEL VOLCÁN DE ENERO 2002 A MARZO DE 2003

La Figura 23 muestra la sismicidad del volcán de enero 2002 a marzo 2003. Para este intervalo de tiempo se puede notar un aumento considerable en los eventos LP en los meses de abril, mayo, julio, agosto y noviembre, mientras que el mayor número de VTs reportados en el año ocurre en enero, mayo y junio. Un cambio notable en la duración de episodios de tremor por día se presenta durante los meses de agosto y septiembre, con duraciones de hasta 1200 minutos. Finalmente, se registraron eventos explosivos en febrero, abril y mayo, seguidos de un periodo de calma que dura seis meses y nuevamente se presenta actividad explosiva, la cual ha sido estudiada en este trabajo.

De acuerdo con el nivel de sismicidad, es posible detectar que los mayores incrementos en los sismos volcanotectónicos, así como en episodios de tremor ocurren durante un periodo donde no

hay explosiones. Este tipo de sismicidad estaría relacionada principalmente con actividad efusiva del volcán a causa de la extrusión de un nuevo domo. El aumento en las exhalaciones coincide principalmente con las etapas explosivas en todo el periodo, por lo que podrían estar asociadas a degasificación intensa del magma que se encuentra muy cerca de la superficie.

La actividad del Popocatépetl de enero 2002 a marzo 2003 no presenta cambios notables en la sismicidad antes de los eventos explosivos. El cambio en los diferentes tipos de eventos es predominantemente coexplosivo y es fácil notar (Figura 23) que no hubiera sido posible establecer una predicción a corto plazo que resultara efectiva basándose principalmente en un aumento de la sismicidad, caso contrario a la actividad explosiva que se ha presentado en el volcán en etapas previas de actividad (Valdés et al., en preparación). También es importante notar que la sismicidad del periodo de estudio analizada en este trabajo no representa niveles altos de ocurrencia como los observados durante el mes de diciembre de 2000 y de los meses de agosto y septiembre de 2002.

3.3 OBSERVACIONES SOBRE LA SISMICIDAD DURANTE EL PERIODO ERUPTIVO DE DICIEMBRE 2002 Y FEBRERO 2003

En la Figura 24 se presenta la distribución temporal de la sismicidad observada durante los 4 meses de análisis. En la sección *a* se representa el número de eventos LP por día. La sección *b* muestra eventos volcanotectónicos, así como su magnitud y localización. Los episodios de tremor armónico están representados en la última sección (*c*) por cuadros que indican las frecuencias a las que se encuentra la frecuencia fundamental y los sobretonos de cada evento. También se muestran los eventos explosivos ocurridos durante el periodo de análisis.

La Figura 25 muestra una comparación diaria de sismicidad entre el número de eventos LP por día (*a*), el número de sismos volcanotectónicos por día (*b*) y la duración total de episodios de tremor diaria (*c*) durante los meses de noviembre 2002 a febrero de 2003. A partir de ambas figuras se investigaron las relaciones entre los tres tipos de eventos antes, durante y después de las 18 explosiones. A continuación se presenta un análisis general de esta sismicidad.

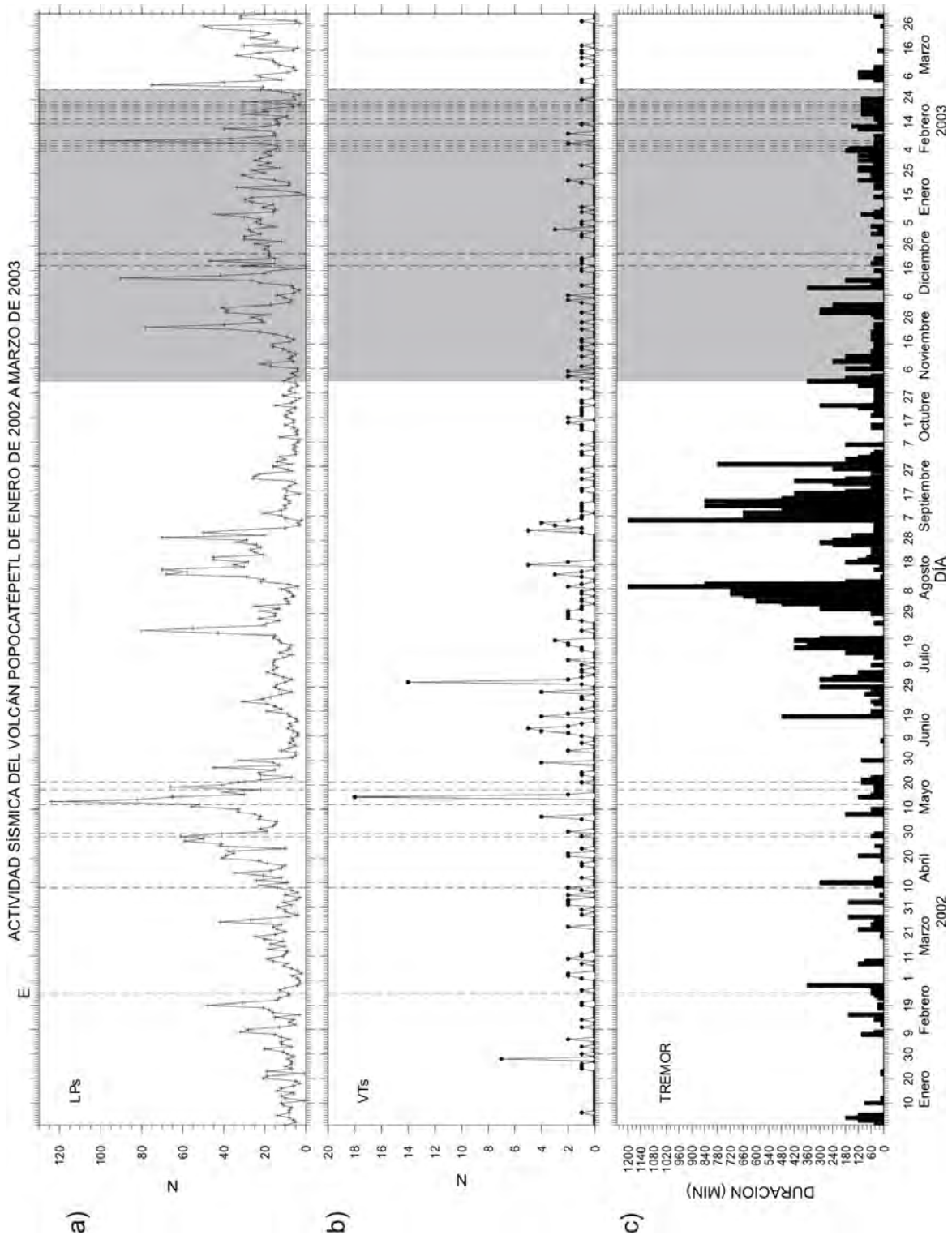


Figura 23. Sismicidad del volcán Popocatépetl de enero 2002 a marzo 2003 reportada por el CENAPRED: a) número de LPs registrados por día, b) número de VTs registrados por día y c) duración total de tremor en minutos. La línea vertical discontinua representa los días en que ocurren los eventos explosivos. La letra “e” indica eventos reportados por el CENAPRED como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados por el CENAPRED como explosiones. El área sombreada comprende el periodo analizado en este trabajo.

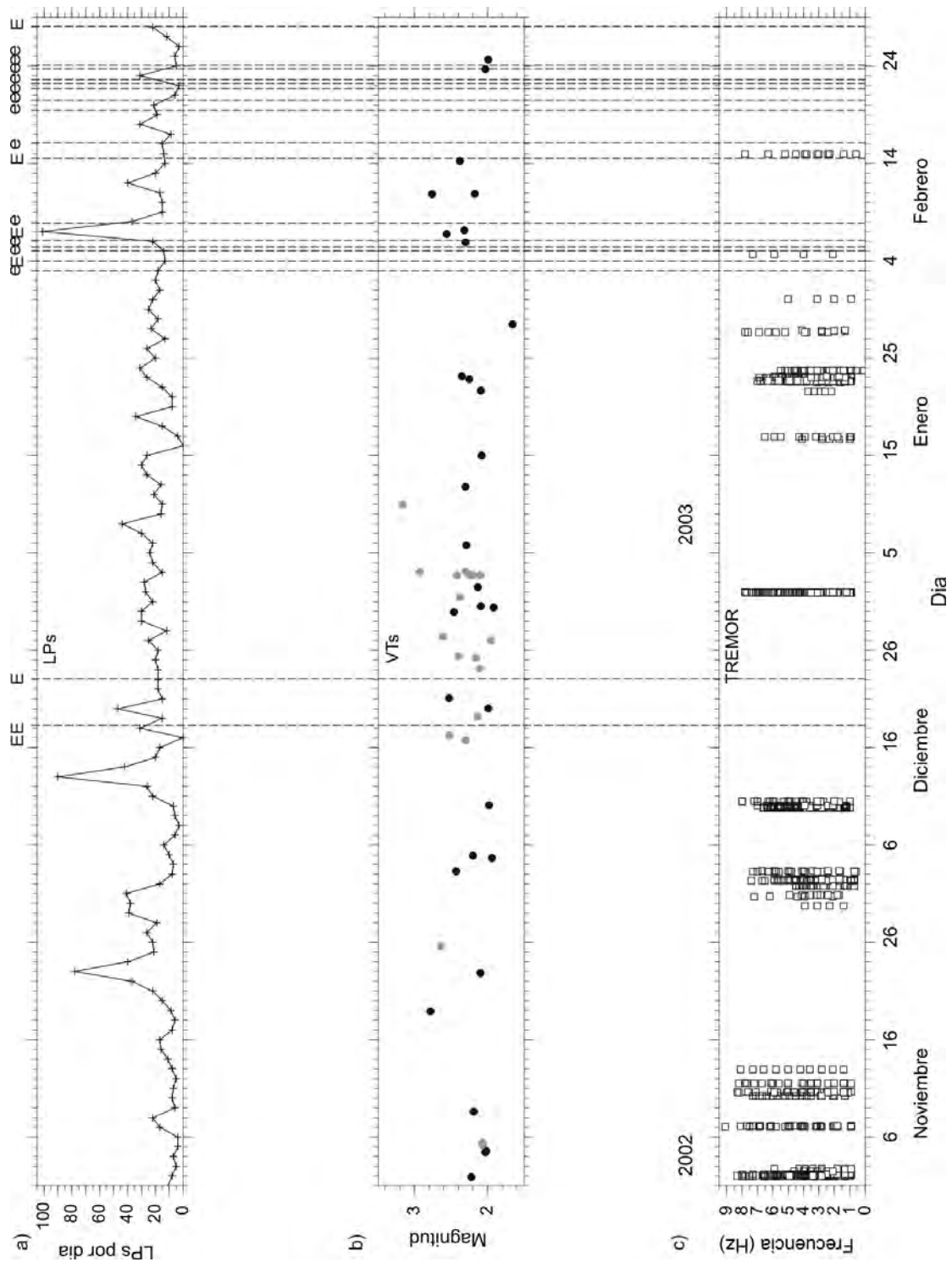


Figura 24. Distribución temporal de sismicidad de noviembre 2002 a febrero 2003: a) número de LPs registrados por día, b) Magnitud y ocurrencia de eventos volcanotectónicos. Los círculos de color gris indican eventos cuyo epicentro se localiza al SE del edificio volcánico c) episodios de tremor armónico. Los cuadros representan las frecuencias fundamentales y sobretonos observados por episodio. La línea vertical discontinua muestra los días en que ocurren los eventos explosivos. La letra “e” indica eventos reportados por el CENAPRED como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados por el CENAPRED como explosiones.

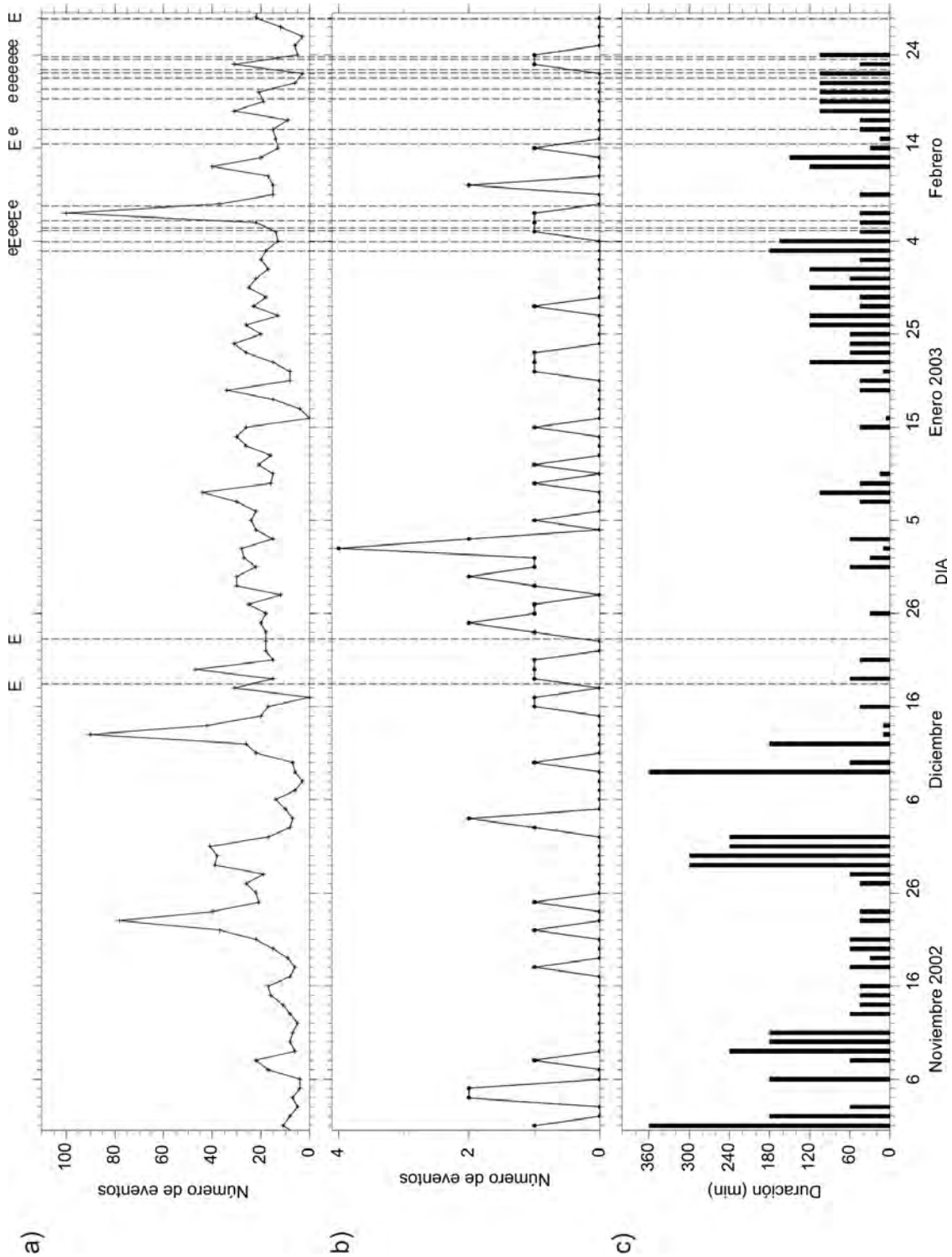


Figura 25. Sismicidad de noviembre 2002 a febrero 2003 reportada por el CENAPRED: a) número de LPs registrados por día, b) número de VTs registrados por día y c) duración total de tremor en minutos. La línea vertical discontinua representa los días en que ocurren los eventos explosivos. La letra “e” indica eventos reportados por el CENAPRED como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados por el CENAPRED como explosiones.

3.3.1 Volcanotectónicos vs tremor

El primero de noviembre ocurre un evento volcanotectónico cerca del cráter alrededor de 30 minutos antes de comenzar el primer episodio de tremor armónico cuya duración de 360 minutos es la mayor reportada en todo el periodo de estudio (ver Figuras 24 y 25). Los días 4 y 5 ocurren dos eventos VT cerca del cráter y dos al sureste, el último de ellos, 35 horas antes de ocurrir un episodio de tremor espasmódico. El 8 de noviembre se presenta otro evento bajo el cráter 39 horas antes de los episodios de tremor armónico y espasmódico ocurridos del 10 al 12 de noviembre. Durante este intervalo de tiempo no ocurren VTs. El 18 de noviembre, un evento volcanotectónico cerca del cráter se presenta y 19 horas más tarde se registra tremor espasmódico. El 23 y 24 ocurre un evento por día sin observarse episodios de tremor. El día 27 comienza un incremento en la duración de episodios de tremor que alcanza un máximo de 300 minutos los días 29 y 30 y alrededor de 240 minutos los dos días siguientes. El 3 de diciembre, 20 minutos antes del primero de una serie de episodios de tremor armónico y espasmódico, ocurre otro volcanotectónico bajo el cráter. Otros 2 eventos son reportados 32 horas después de registrarse dichos episodios

El 9 de diciembre se registran 360 minutos de tremor y sólo un VT al día siguiente. Del 16 de diciembre al 4 de enero hay escasos episodios de tremor con duraciones máximas de 60 minutos por día. Sin embargo, puede observarse un incremento en la ocurrencia de volcanotectónicos con 20 eventos reportados, 14 de los cuales se localizan cerca de la estación PPC, al sureste del volcán. Del 5 al 15 de enero se registran otros cuatro eventos, tres de ellos cerca del cráter. El último evento ocurre alrededor de 40 horas antes del tremor armónico del 16 de Enero. El día 21 se reporta otro evento 2 horas después de un episodio de tremor armónico y uno más 4 horas después de otro episodio el día 22. Al día siguiente se registra otro VT, minutos después de un episodio de tremor armónico.

Hacia finales del mes de enero, el 27, se presentan episodios de tremor seguidos por un volcanotectónico 16 horas más tarde. En el mes de febrero ocurren 3 eventos VT los siguientes tres días: el primero de ellos alrededor de 29 horas después de un episodio de tremor armónico.

Finalmente, el 14 de febrero, ocurre un episodio de tremor, precedido por un volcanotectónico 17 horas antes. La duración reportada por el CENAPRED del mes de febrero como tremor (Figura 25c) no corresponde a éste, ya que al analizar su contenido de frecuencias para este trabajo se observó que la señal de los registros es producida por fuertes vientos que predominaron durante todo el mes.

En los cuatro meses de estudio los eventos volcanotectónicos no parecen estar relacionados con los episodios de tremor. Los sismos volcanotectónicos ocurridos antes de que comenzara el tremor presentan intervalos de tiempo que van desde los 30 minutos hasta las 40 horas (Figura 26A), mientras que los eventos VT que ocurrieron después de algún episodio de tremor, muestran intervalos de tiempo de hasta 30 horas (Figura 26B). Los intervalos de tiempo son variables entre un episodio y otro, así que los eventos VT no pueden considerarse como precursores de los episodios de tremor o viceversa.

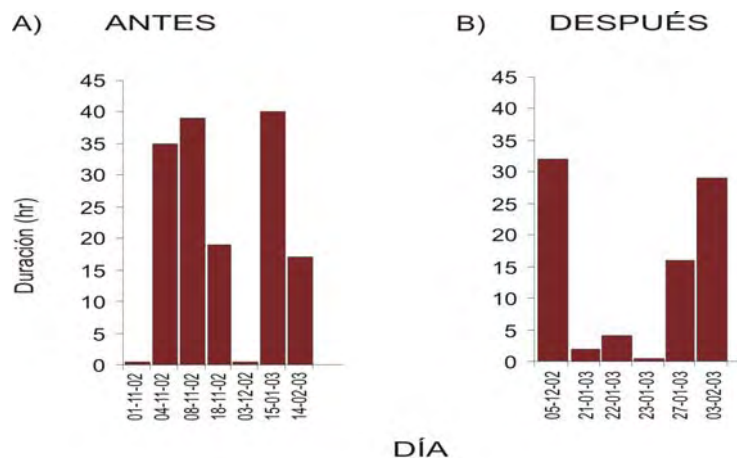


Figura 26. Intervalos de tiempo entre la ocurrencia de eventos volcanotectónicos A) antes y B) después de un episodio de tremor. Los intervalos variables de tiempo en el histograma del apartado A) muestran que los volcanotectónicos no pueden considerarse como precursores o detonantes de episodios de tremor. En el inciso B se observa un caso similar: los episodios de tremor no están relacionados con los sismos volcanotectónicos.

En las secciones b y c de la Figura 24 puede observarse que los eventos VT que se localizan al sureste del volcán tampoco están asociados a episodios de tremor.

3.3.2 Volcanotectónicos vs eventos de periodo largo

Para este análisis, es posible notar que la ocurrencia de eventos de periodo largo (Figuras 25a y b) aumenta durante periodos donde no se observan volcanotectónicos, salvo en tres ocasiones: El día 8 de noviembre aumenta ligeramente el número de sismos LP, de 17 a 22 eventos y ocurre también un volcanotectónico cerca del cráter. Al día siguiente la actividad decrece a 6 LPs. El 20 de diciembre, el número de LPs aumenta de 31 a 47 eventos y se reporta nuevamente un sismo volcanotectónico bajo el cráter. Del 21 al 23 de enero, el número de LPs aumenta nuevamente de 8 a 26, presentándose 3 sismos VT en el transcurso de estos días. El 7 de febrero se incrementa dramáticamente el número de LPs, siendo éste el día con el mayor número de eventos reportados durante todo el análisis (101 eventos). Durante este día ocurre un sismo volcanotectónico.

Al realizar una correlación entre los sismos volcanotectónicos y los eventos de periodo largo ocurridos por día, se puede concluir que los primeros se encuentran asociados de forma directa con los eventos LP tan sólo en un 14.3% (Figura 27). Con esta débil relación entre ambos eventos se demuestra que los sismos VT no pueden considerarse como generadores de los eventos LP.

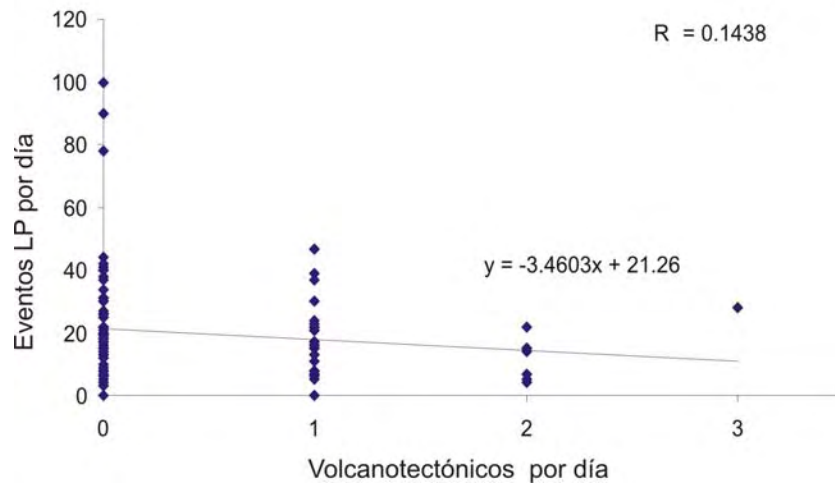


Figura 27. Correlación entre eventos volcanotectónicos y eventos de periodo largo durante el periodo de noviembre 2002 a febrero 2003. El coeficiente de correlación entre ambos tipos de eventos es de 14.3%, lo cual indica que los sismos VT no propician la ocurrencia de los eventos LP o viceversa.

3.3.3 Eventos de periodo largo vs tremor

El número de eventos de periodo largo aumenta durante la ocurrencia de tremor. Sin embargo, ocurre una ligera disminución de los mismos antes de cada episodio de tremor (Figura 25 a y c).

Esta variación se presenta alrededor del día anterior hasta pocas horas antes de comenzar el episodio y se observa claramente el 22 de noviembre, 11 de diciembre y 7 de febrero, días donde el número de LPs aumenta considerablemente. Cabe notar que durante estas fechas la duración de tremor no rebasa los 60 minutos.

Se realizó una correlación a partir de una relación lineal para verificar si existía relación entre los eventos LP y los episodios de tremor. El coeficiente de correlación que se obtuvo indica que la asociación directa entre los sismos LP y el tremor es muy débil (1%) (Figura 28). Por lo tanto, no se puede afirmar que un evento sea generador del otro.

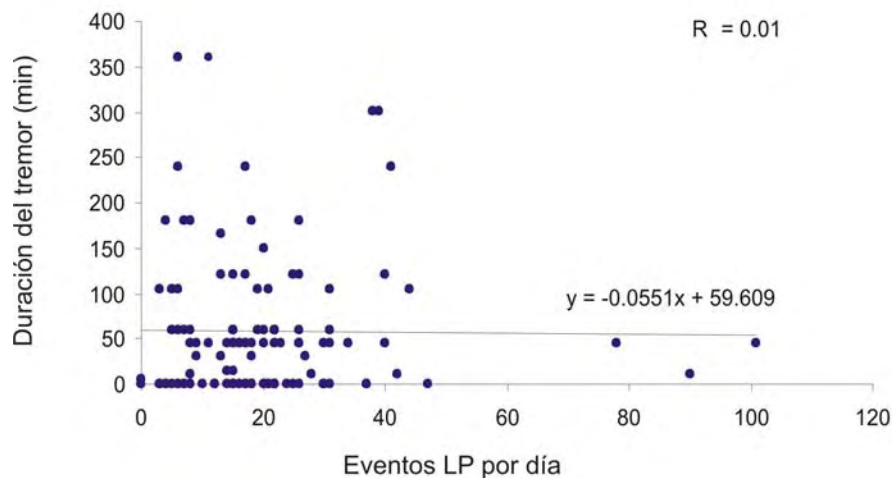


Figura 28. Correlación entre la duración del tremor por día y eventos de periodo largo durante el periodo de noviembre 2002 a febrero 2003. El coeficiente de correlación entre ambos tipos de eventos es de 1%, lo cual indica que los episodios de tremor no propician la ocurrencia de los eventos LP o viceversa.

3.3.4 Explosiones vs tremor

No hay episodios de tremor hasta 7 días antes de la primera explosión (18 de diciembre) ni durante la explosión del día 23 de diciembre. El último episodio de tremor se registra 2 días antes del evento explosivo del 3 de Febrero. Dos días después, el 5 de febrero ocurre otra explosión. Horas antes se presenta un episodio de tremor. El día 14 de febrero ocurre otra explosión y horas antes de ésta, un episodio de tremor de tipo espasmódico. Horas después de la explosión, el tremor es de tipo armónico. Durante la secuencia de explosiones del 19 al 28 de febrero no se presenta ningún episodio de tremor. Por lo tanto, no se puede considerar a los episodios de tremor como precursores de la actividad explosiva de diciembre 2002 y febrero 2003. En la Figura 25 se aprecia claramente la distribución temporal de los episodios de tremor con respecto a las explosiones.

3.3.5 Explosiones vs volcanotectónicos

Durante las dos primeras explosiones del mes de diciembre (18 y 23) no ocurren sismos VT cerca del cráter (Figura 25). El último evento reportado antes de la primera explosión ocurre 8 días antes y 2 eventos al sureste del edificio volcánico se presentan durante los dos días previos a la explosión (33 y 26 horas antes respectivamente). Previo a la explosión del 23 ocurre un volcanotectónico cerca de PPC y 2 eventos cerca del cráter 2 días antes. Durante los tres días siguientes a esta explosión se presentan 5 sismos volcanotectónicos cerca de PPC, el primero ocurre 19 horas después de la explosión.

Cinco días antes de la explosión del 3 de Febrero no se observan volcanotectónicos. Se presenta un sismo VT 7 horas después de la explosión de las 14:53 horas, el 5 de febrero y ocho horas antes de que ocurra la explosión del 6 de febrero. Otros dos eventos ocurren cerca del cráter 12 y 29 horas después de esta última explosión.

Entre los eventos explosivos de los días 7 y 14 de febrero ocurren 3 sismos volcanotectónicos, el último de éstos, 6 horas antes de la explosión.

Los dos últimos sismos volcanotectónicos del periodo de análisis ocurren 4 horas antes de la explosión de las 19:01 horas el 23 de febrero y 14 horas después del evento de las 22:19 horas.

3.3.6 Explosiones vs eventos de periodo largo

Un día antes de la primera explosión (18 de diciembre), el número de eventos LP baja notablemente, de 17 LP reportados el día 16 de diciembre a cero eventos el 17. El día de la explosión se reportaron 31 eventos (ver Figura 29).

La actividad se mantiene estable (18 eventos por día) 24 horas antes y después de la explosión del 23 de diciembre. Durante los días donde no se reportan explosiones (del 24 de diciembre al 2 de febrero), la actividad promedio es de aproximadamente 22 eventos por día. La mayor ocurrencia de eventos de periodo largo se presenta los días 8 (44 eventos) y 19 de enero (34 eventos) y la ausencia de LP se reporta el día 16 del mismo mes.

El 7 de febrero se observa el mayor incremento en el número de LP de todo el periodo de estudio, reportándose hasta 101 eventos. Posterior a esta fecha, durante los siguientes dos días, la actividad decrece hasta 15 LPs y aumenta a 40 dos días después de la explosión del día 14, volviendo a disminuir hasta registrar 15 eventos nuevamente.

Otros dos incrementos en el número de LP se reportan un día antes de la explosión del 19 de febrero (31 eventos) y horas antes y durante las explosiones del día 23. Tres días después, la actividad alcanza un mínimo de 3 eventos y sufre un nuevo incremento a 22 eventos el día que se presenta la última explosión, el 28 de febrero (Figura 29).

En resumen, los valores más altos del número de sismos de periodo largo ocurren de 1 a 5 días antes de que se presente una explosión.

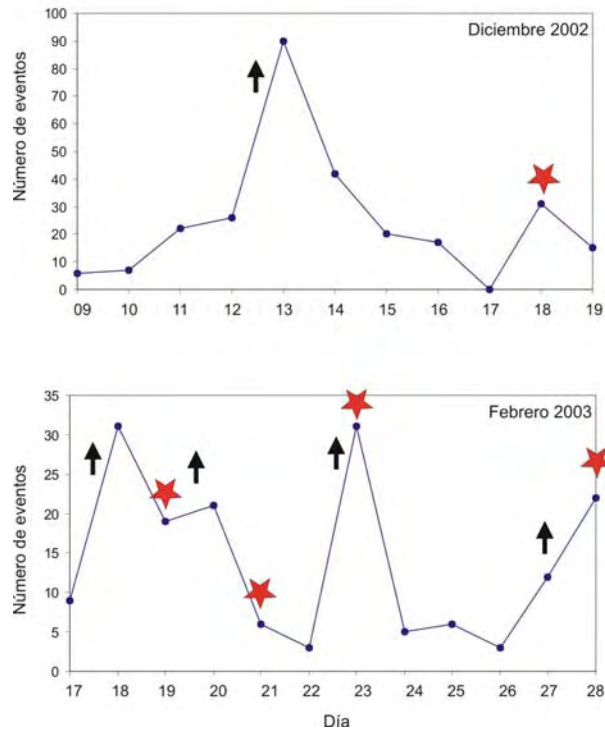


Figura 29. Ejemplos de ocurrencia de eventos LP días antes de una explosión. En la gráfica superior se observa el incremento en eventos LP 5 días antes de la explosión del 18 de diciembre. En la gráfica inferior se muestra un aumento de eventos LP un día antes de las explosiones del 19, 21, 23 y 28 de febrero de 2003. Las estrellas indican el día en que ocurrió una explosión y las flechas el incremento en el número de eventos de periodo largo.

3.4 MEDICIÓN DE AMPLITUD SÍSMICA EN TIEMPO REAL (RSAM)

Como se mencionó en el Capítulo 1, un análisis cuantitativo realizado de forma continua para definir la intensidad de la actividad sísmica en un volcán es de gran utilidad como indicador de una potencial erupción, ya que los datos obtenidos con la ayuda del sistema de Medición de Amplitud Sísmica en Tiempo Real (RSAM) durante episodios de formación de domos presentan incrementos exponenciales que terminan justo antes de la extrusión del magma (Endo y Murray, 1991).

Para este análisis se calculó el nivel de actividad sísmica utilizando RSAM y su inverso como herramientas de apoyo para encontrar evidencia a corto plazo de algún comportamiento anómalo en la señal de fondo que hiciera posible la detección temprana de los eventos explosivos ocurridos en los meses de diciembre de 2002 y febrero de 2003. Los datos de RSAM y de su

inverso fueron calculados para un periodo de tiempo total de 24 horas antes de cada evento explosivo. Estos datos fueron obtenidos a partir de la componente horizontal norte-sur de registros de banda ancha provenientes de las estaciones Canario (PPP) y Chipiquixtle (PPX) (Ver Figura 5). La duración de la ventana promedio para el RSAM fue de 30 s.

La Figura 30 muestra los datos de RSAM obtenidos durante más de 24 horas para el evento explosivo del 18 de diciembre en las estaciones PPP y PPX. En esta gráfica se presenta un incremento (aceleración) de forma hiperbólica en los valores previos, en el cual, la curva crece hacia una asíntota que marca el tiempo en el que ocurre la explosión.

Estudios recientes, así como algunas aplicaciones enfocados a las erupciones volcánicas (Tokarev,1983), donde se han observado comportamientos en la tasa de los fenómenos precursores similares a una curva hiperbólica, provienen del estudio de la mecánica de los derrumbes (Fukuzono, 1985; Fukuzono y Terashima, 1985), en la cual, se ha encontrado que la ecuación diferencial que describe la aceleración que sufre el desplazamiento superficial x de los suelos después de un cierto tiempo t , como consecuencia del fallo del material, está dada por:

$$\frac{d^2x}{dt^2} = A \cdot \left(\frac{dx}{dt} \right)^\alpha$$

donde A y α son constantes empíricas.

Si las series de tiempo de los datos de RSAM representan una solución de la ecuación diferencial mencionada anteriormente, es posible calcular el tiempo en el que ocurre la explosión a partir de la extrapolación numérica de los valores inversos observados, lo cual se conoce como el método de pronóstico de fallo de material o *Failure Forecast Method* (FFM) (De la Cruz-Reyna y Reyes-Dávila, 2001). Este método ha sido utilizado por Cornelius y Voight (1994) para la erupción de 1989 – 1990 en el volcán Redoubt.

La Figura 31 presenta los valores inversos de RSAM para el mismo periodo de tiempo que el observado en la Figura 30. En esta gráfica es posible ver una disminución abrupta en los valores

que comienza aproximadamente a las 07:45 horas y se detiene minutos antes de ocurrir la explosión (08:07 horas). Al realizar una interpolación de tipo lineal sobre los valores inversos de RSAM, se consideró el intervalo de tiempo a partir del cual los valores comenzaron a cambiar (07:48 horas) hasta el momento donde éstos tienen un valor mínimo o muy cercano a cero.

Posteriormente, se realizó una extrapolación de la recta de ajuste y se observó que ésta cruza el eje del tiempo escasos minutos antes de la explosión.

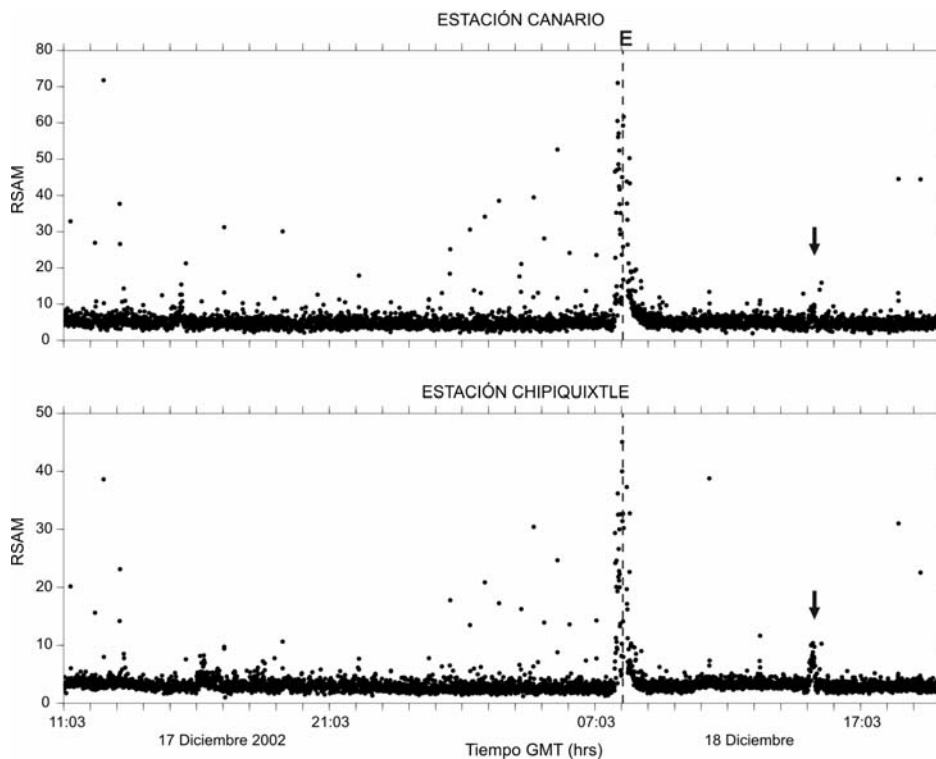


Figura 30. Valores de RSAM durante más de 24 horas en las estaciones de Canario y Chipiquixtle para la explosión del 18 de diciembre. La línea vertical discontinua indica el momento en que ocurrió la explosión. La flecha indica un aumento en los valores de RSAM a causa de una señal de baja frecuencia (0.05 Hz) con una duración de 17 minutos.

La Figura 32 muestra un acercamiento de los valores inversos de la Figura 31 con un intervalo de tiempo de 2 horas únicamente, en la cual se presenta la recta de ajuste con pendiente negativa cuya intersección con el eje del tiempo es muy cercana a la hora en que ocurrió la explosión (08:07 horas). El coeficiente de correlación de ésta indica un 78% de ajuste para la estación de

Canario y un 73% para la estación Chipiquixtle. Se obtuvieron otras dos rectas de ajuste, una para los valores previos al cambio abrupto mencionado anteriormente y otra para los valores después de dicho cambio. Ambas rectas muestran una pendiente positiva similar con un coeficiente de correlación de 26% y 82% para la estación de Canario y de 20% y 79% para Chipiquixtle. De esta forma se observa claramente el cambio de pendiente previo a la explosión de este día.

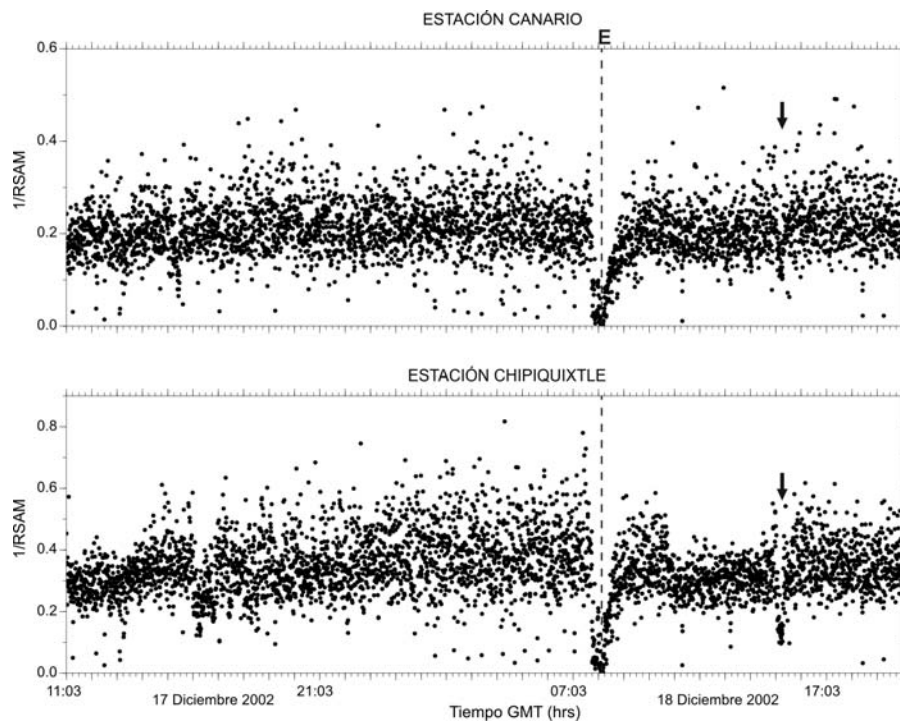


Figura 31. Valores del inverso de RSAM durante más de 24 horas en las estaciones de Canario y Chipiquixtle para la explosión del 18 de diciembre. La línea vertical discontinua indica el momento en que ocurrió la explosión. La flecha indica un aumento en los valores de RSAM a causa de una señal de baja frecuencia (0.05 Hz) con una duración de 17 minutos.

A pesar de tener un buen ajuste en los valores inversos de RSAM, en esta gráfica se aprecia que el cambio en los valores previos a la erupción comienza alrededor de las 07:48 horas, aproximadamente 19 minutos antes del evento, lo que indica que el periodo de tiempo no es suficiente para realizar algún tipo de alertamiento preventivo.

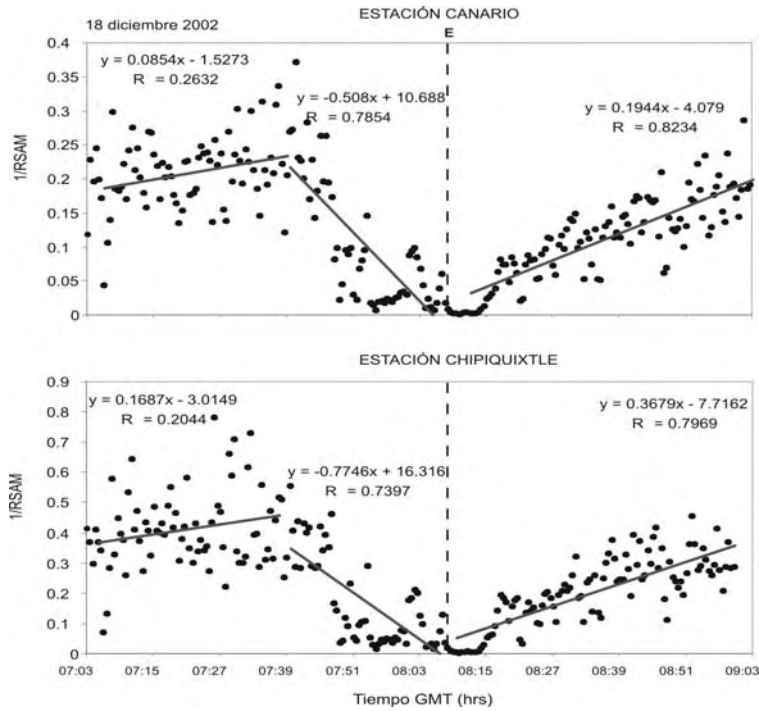


Figura 32. Valores del inverso de RSAM durante 2 horas en las estaciones PPP y PPX para la explosión del 18 de diciembre. Las líneas de color gris indican las rectas de ajuste del cambio en los valores inversos de RSAM de la figura 38. Se observa que las pendientes de las rectas obtenidas para los valores antes y después del cambio abrupto son positivas y similares, mientras que la recta de ajuste intermedia tiene una pendiente negativa. La recta interseca al eje del tiempo en el momento en que ocurre la explosión (línea discontinua).

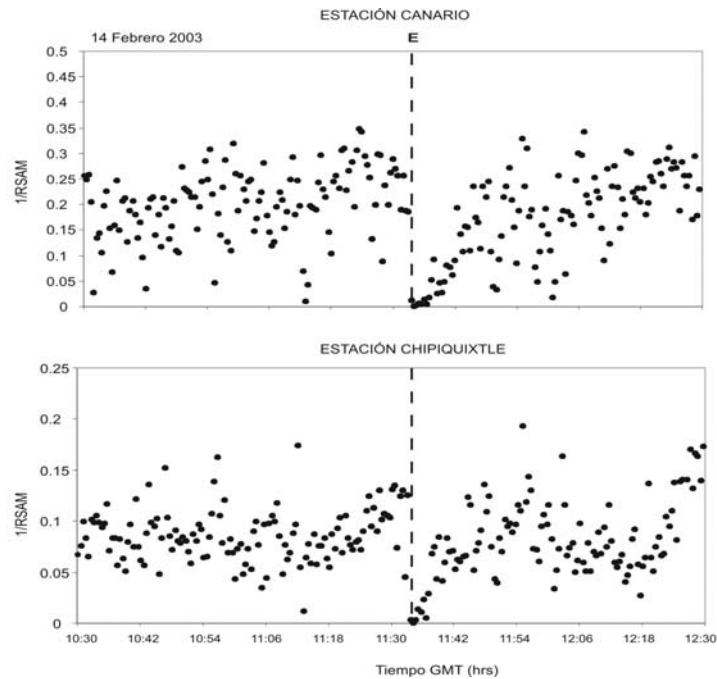


Figura 33. Valores inversos de RSAM durante 2 horas en las estaciones PPP y PPX para la explosión del 14 de febrero. El cambio abrupto en los valores previo a la explosión ocurre escasos minutos antes del evento. En el 94% de las explosiones de este estudio ocurre un comportamiento similar.

En las explosiones subsecuentes se llevó a cabo el mismo análisis y se encontró que ninguna de ellas presenta un cambio en los valores de RSAM durante las horas previas a la explosión que pueda estar asociado con éstas. Con respecto a los valores inversos de RSAM, un patrón claro de aceleración en la liberación de energía sísmica ocurre escasos minutos antes del evento explosivo, lo cual se ve reflejado como un cambio abrupto o salto en los valores (Figura 33). Este comportamiento se presenta en el 94% del total de los patrones de evolución del RSAM previos a los eventos explosivos estudiados en este trabajo, lo cual indica que la actividad precursora a la explosión se presenta a corto plazo o es nula. Un comportamiento similar al mencionado anteriormente fue observado en el volcán de Colima previo a las explosiones del 10 de mayo de 1999 y 22 de febrero de 2001 (Reyes-Dávila y De la Cruz-Reyna, 2002).

3.5 BUSCANDO CAMBIOS PRE-ERUPTIVOS O PRECURSORES DE LAS EXPLOSIONES DE DICIEMBRE 2002 Y FEBRERO 2003.

3.5.1 Comportamiento de la señal sísmica previo a los eventos explosivos analizado en periodos largos.

La etapa inicial del análisis de las 18 explosiones consistió en graficar registros digitales de la componente Este correspondiente a la estación Canario. El intervalo de tiempo que se graficó fue de 24 horas previas a la ocurrencia de cada una de las explosiones. Cada registro fue filtrado de 1 a 30 s (0.033 – 0.5 Hz) utilizando un filtro Butterworth pasa-banda de tipo causal de 1 – 6 s, 6 – 10 s y 10 – 30 s. De este modo se generaron 3 gráficas por evento filtradas. En este análisis se tuvo cuidado de mantener el mismo factor de escala en las gráficas para facilitar la comparación en el cambio de amplitud entre una gráfica y otra. Las gráficas de los registros filtrados de 1 a 30 s para cada explosión están disponibles en el apéndice A de este trabajo.

A partir de los registros sin filtrar fue posible verificar que en la explosión del 18 de diciembre el nivel de sismicidad previo no presentó variaciones considerables. Del mismo modo el nivel de ruido permaneció constante hasta la ocurrencia del evento explosivo (Figura 34). Al aplicar el

primer filtro (1 – 6 s) al registro se observó una señal a las 15:20 horas del día 17 de diciembre, 16 horas antes de la explosión, cuya traza es muy similar a la que se genera con un evento de tremor. Sin embargo, esta señal no es continua ya que se encuentra dividida a la mitad justo en el momento en que ésta alcanza la máxima amplitud por un breve periodo de quietud que dura aproximadamente 180 s. Después continúa la señal con la misma amplitud a la que fue interrumpida y disminuye rápidamente (Figura 35). La duración total de la señal es de 660 segundos, con un rango espectral cuya energía se encuentra concentrada en bajas frecuencias (0 – 0.2 Hz) (Figura 36). Con respecto al tiempo, las frecuencias decaen durante un intervalo de 16.6 minutos y sufren un incremento después de transcurridos aproximadamente 4 minutos. Al aplicar el filtro de 6 – 10 s, la señal desaparece del registro y al aplicar el último filtro, de 10 – 30 s, se aprecia nuevamente esta señal, aunque su amplitud es menor.

El registro sin filtrar de la explosión del 23 de diciembre muestra un cambio notable en la amplitud del nivel de ruido que comienza 7 horas antes del evento (Figura 37). Esta variación es visible en todos los registros filtrados. La amplitud de esta señal aumenta considerablemente con respecto al nivel de ruido a partir del registro con filtro de 10 – 30 s. Contrario al caso anterior, no hay señales semejantes a tremor presentes en el intervalo de 24 horas previas al evento.

Para la primera explosión del mes de febrero, el día 3, no se presentan cambios en el nivel de ruido previo a la explosión (similar al nivel observado en la explosión del 18 de diciembre). En este registro tampoco hay señales semejantes a los episodios de tremor.

La explosión registrada al día siguiente (4 de febrero) muestra cambios en la amplitud de la señal 19.5 horas antes de que ésta ocurra. Esta variación, ligeramente visible en todos los rangos de filtrado, comienza a las 12:40 horas. Dos horas después, a las 14:40 horas, el nivel en la señal decrece, manteniéndose constante hasta el momento de ocurrir la explosión (10:59 horas). Dos señales parecidas a eventos de tremor (Figura 36) que ocurren 11 y 8 horas antes de la explosión pueden observarse en los registros filtrados de 1 – 6 s, 6 – 10 s y 10 – 30 s.

Los eventos del día 5 muestran características similares con respecto a la variación en la amplitud de la señal: el cambio para la primera explosión ocurre 6 horas antes de la explosión y tiene una duración de 2 horas. La amplitud de la señal disminuye y se mantiene constante hasta el evento

explosivo. Una vez que éste ocurre, la actividad regresa a sus niveles previos de actividad y se mantiene hasta aumentar de nuevo 9 horas antes de la segunda explosión con una duración de tres horas. Hay señales similares a eventos de tremor antes de las dos explosiones. La primera se presenta 5 horas antes de que ocurra la primera explosión y la otra ocurre 1.5 horas antes de la segunda explosión. Ambas señales pueden verse al aplicar los tres filtros a la señal.

El día 6 de febrero se presenta nuevamente un cambio en la amplitud de la señal casi 17 horas antes de la explosión, con una duración de 4 horas. Se observa nuevamente en los tres registros filtrados una señal parecida a la de tremor aproximadamente 8 horas antes del evento. El 7 de febrero no se presenta ningún cambio en el registro previo a la explosión aunque sí se observan dos señales similares a eventos de tremor que ocurren alrededor de 13 horas antes.

La explosión del 14 presenta nuevamente un cambio en la amplitud de la señal que dura 10 horas y comienza 11.5 horas antes. Con respecto al evento registrado dos días más tarde, éste también presenta una variación en la amplitud de la señal previa a la explosión que comienza alrededor de 18 horas antes y tiene una duración de más de tres horas. Para este episodio explosivo se detectó el mayor número de señales similares a eventos de tremor (3) que ocurrieron 19, 10 y 4 horas antes del mismo.

Catorce horas antes de la explosión del 19 también hay cambios en la señal con duración de 1 hora y eventos semejantes a tremor 17 y 6 horas antes de este evento. Antes de la explosión del día 20 no hay ningún tipo de actividad precursora, sin embargo, es visible la señal de tremor 2.5 horas antes del evento. El 21 se presenta 8 horas antes una señal precursora continua, igual que en los casos anteriores, con duración de 8 horas.

El día 22 aumenta el nivel de ruido previo a la explosión en dos ocasiones, la primera, 16 horas antes y la segunda, 5 horas antes, presentando duraciones diferentes de 6 y 2 horas. La segunda explosión registrada ese día presenta características similares, a excepción de la señal en los registros filtrados. El cambio en el nivel de ruido se presenta 4.5 horas antes y dura cerca de 7 horas.

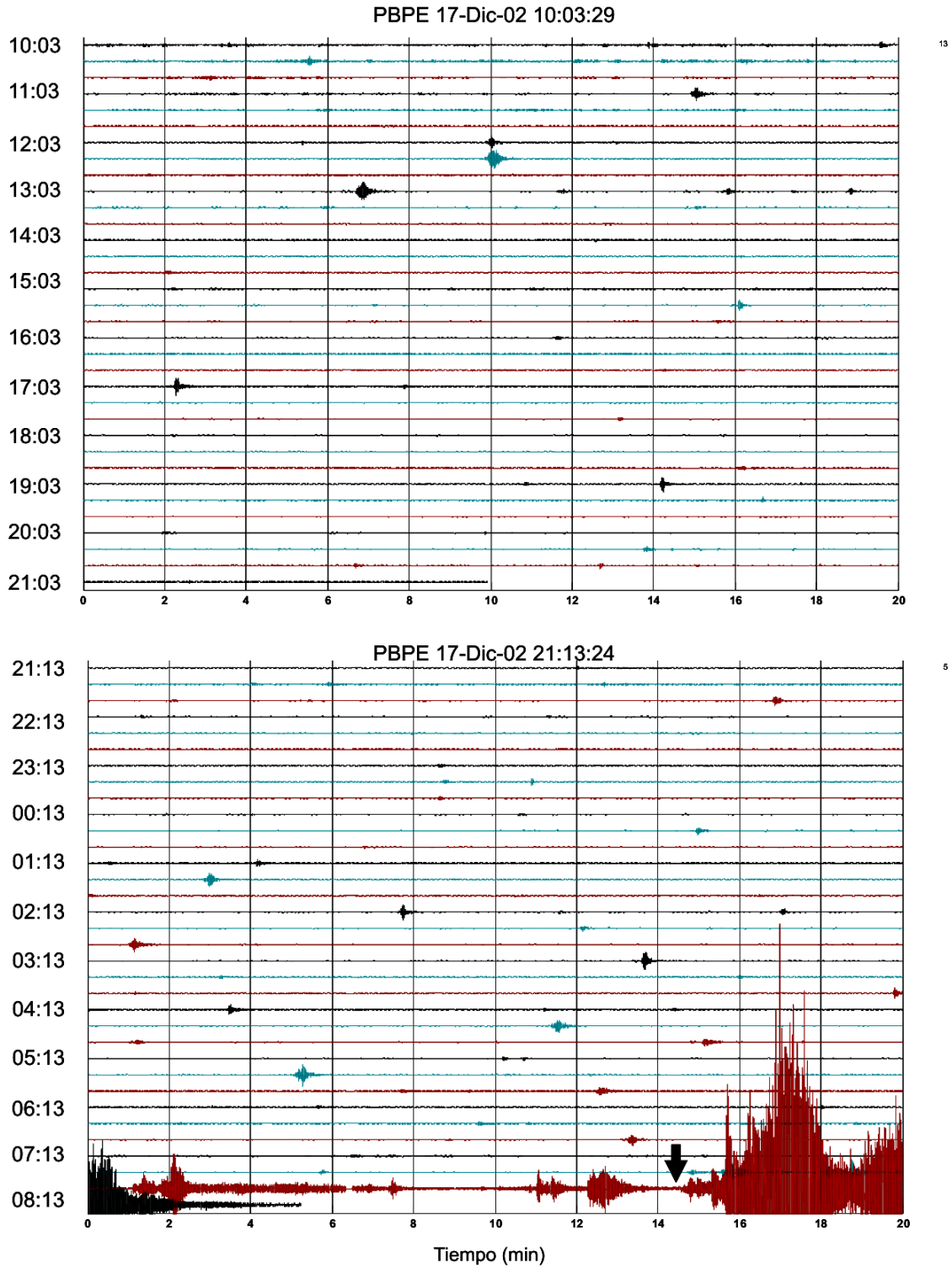


Figura 34. Registro sin filtrar de 24 horas de la explosión del 18 de diciembre. Antes del evento no se presenta ningún cambio en el nivel de ruido base en la señal. La flecha indica el comienzo del evento explosivo.

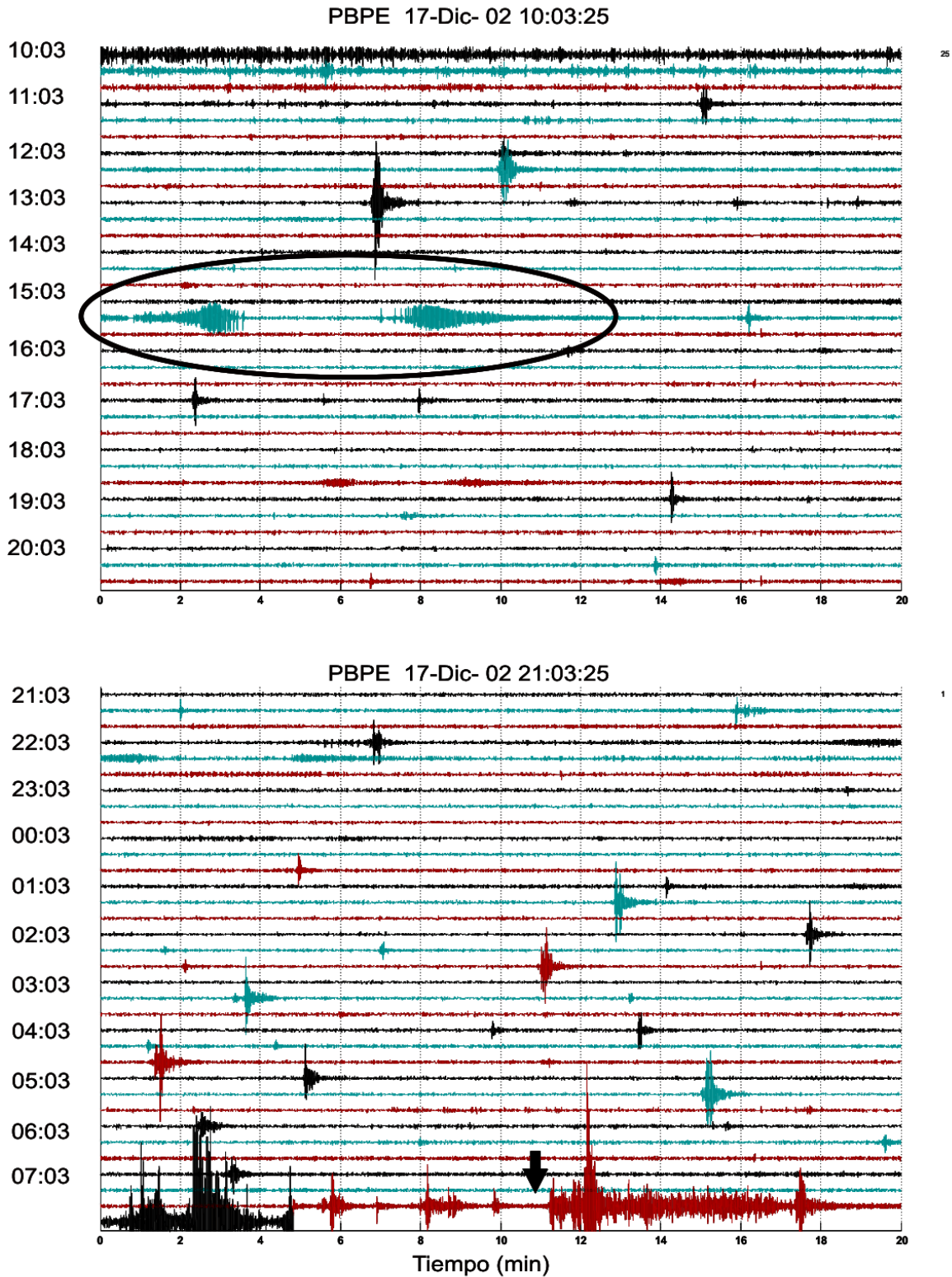


Figura 35. Registro de 24 horas de la explosión del 18 de diciembre filtrado a un paso de banda de 1 – 6 s. La elipse muestra una señal similar a la de un episodio de tremor visible antes del evento. En varios registros previos a explosiones posteriores puede verse una señal similar (Ver texto). La flecha indica el inicio del evento explosivo.

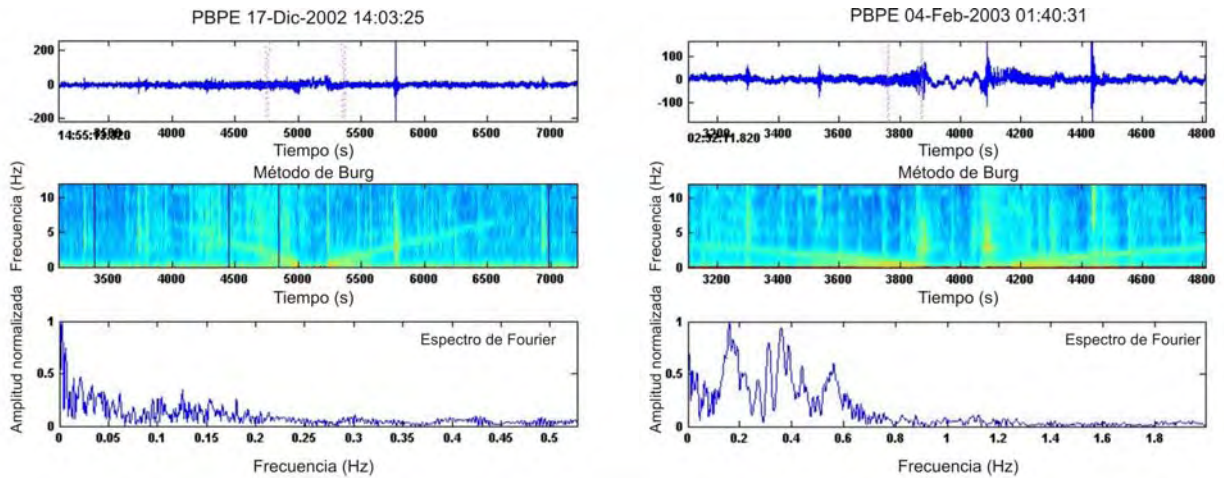


Figura 36. Ejemplos de señal semejante a eventos de tremor observada en periodos largos de los registros de las explosiones del 18 de diciembre de 2002 y 4, 5, 6, 7, 16, 19, 20, 23 y 28 de Febrero. El primer recuadro de cada figura muestra el registro sísmico de la componente horizontal E-W de banda ancha de la estación Canario. El segundo y tercer recuadros presentan el espectrograma y espectro de Fourier de la señal. A la izquierda se muestra la señal ocurrida 16 horas antes de la explosión de 18 de diciembre. La figura de la derecha presenta la señal del 4 de febrero de 2003.

Para el primer episodio explosivo del día 23 también hay un cambio similar 14 horas antes que dura en total 10 horas, mientras que la señal de tremor ocurre 16 horas antes. El segundo evento explosivo del día no presenta ninguna característica particular previa a éste. Finalmente, para el último evento explosivo del mes de febrero solamente se puede observar la señal semejante a un episodio de tremor a 8.5 horas de la explosión.

Las características principales de las explosiones se encuentran en la Tabla 4, de la cual se pueden obtener 4 grupos de explosiones con características comunes: Hay 6 eventos que presentan un cambio en la amplitud de la señal previa al evento y la explosión es visible a periodos largos, los cuales son los eventos de los días 23 de diciembre, 4, 14, 21, 22 y 23 de febrero. Seis eventos más que también presentan un cambio en la amplitud del nivel de ruido previo al evento pero la señal de la explosión no es visible en periodos largos, ocurren los días 5, 6, 16, 19 y 22 de Febrero. 6 eventos no presentan ningún cambio previo a la explosión, en 4 de ellos no se ve la explosión en periodos largos pero en los 2 restantes ésta sí es visible.

De todas las explosiones analizadas, las señales que aparecen en los registros filtrados, similares a episodios de tremor son visibles en la mayoría de los casos al aplicar los filtros de 1 - 6 s y 6 - 10 s decreciendo en amplitud en los registros filtrados de 10 - 30 s.

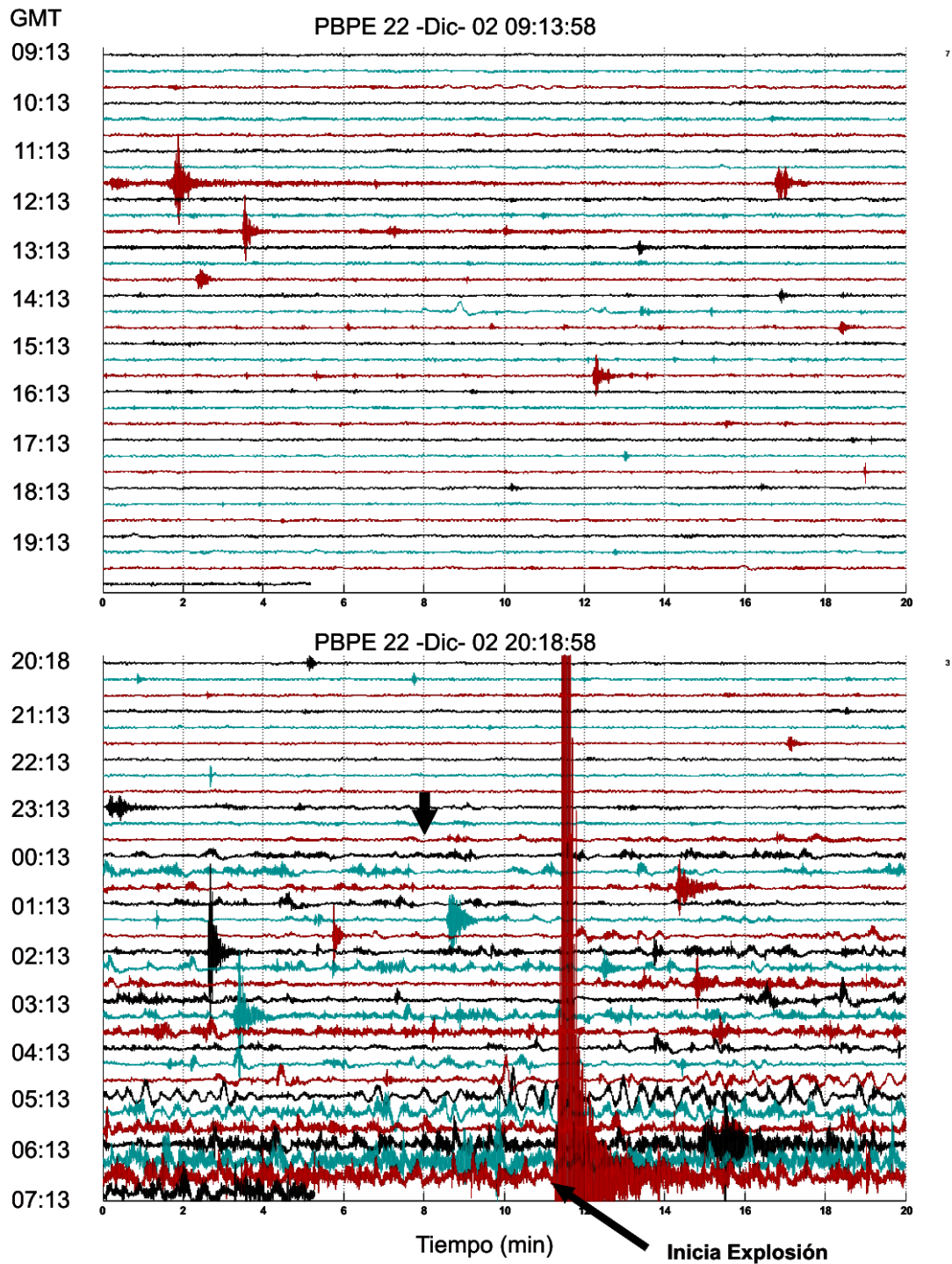


Figura 37. Registro sin filtrar de 24 horas de la explosión del 23 de diciembre. Siete horas antes del evento comienza el cambio en la amplitud de la señal, indicado con la flecha vertical. Esta variación se presenta también en otras explosiones durante el mes de Febrero (Ver Apéndice A).

Tabla 4. Características generales de los eventos explosivos de diciembre 2002 y febrero 2003.

EXPLOSIÓN	Hora	Cambio de amplitud en la señal	Duración (hrs)	Horas antes de Explosión	C/Señal de explosión en LPs	Eventos semejantes a tremor	Horas de ocurrencia antes de Explosión
181202	08:07					2	16
231203	07:10	x	7	7	x		
030203	03:07						
040203	10:59	x	+ 2	19.5	x hasta 18-19 s	4	11 y 8
050203a	08:35	x	2	6		2	5
050203b	14:53	x	3	9		2	1.5
060203	05:56	x	4	17		2	8
070203	14:00					4	13
140203	11:34	x	10	11.5	x		
160203	19:02	x	+ 3	18		6	19, 10 y 4
190203	19:20	x	1	14		3	17 y 6
200203	14:30				X hasta 18-19 s	2	2
210203	13:19	x	8	8	x		
220203a	08:39	x	6 y 2	16 y 5	x		
220203b	20:36	x	7	4.5			
230203a	19:01	x	10	14	x	2	16
230203b	22:14						
280203	09:20				x hasta 11-12 s	2	8.5

3.5.2 Presencia de narices en eventos de periodo largo

La mayoría de los eventos presentan una señal de tipo emergente y de baja amplitud que ocurre segundos antes de la fase de periodo largo. Estas señales contienen además un rango de frecuencias mayor al rango de los eventos LP. No se observa ocurrencia de narices sin una fase

de periodo largo posterior a éstas. Sin embargo, hay ausencia de las mismas en algunos LPs. La presencia de narices es repetitiva a lo largo de los 4 meses y tienen una duración de 2 – 4 s en la mayoría de los eventos hasta 20 – 25 s en escasos episodios.

La figura 38 muestra la duración de dichas señales por día. En los días donde se presentan eventos de tremor armónico las señales alcanzan valores de hasta 6 s con pocos eventos cuya duración es de 7 s. Para los días con mayor tasa de ocurrencia de eventos LP: 23 de noviembre, 13 de diciembre y 7 de febrero (con 78, 90 y 101 eventos, respectivamente) se registró una duración en las narices de hasta 8 s. La duración promedio de las señales se mantiene alrededor de los 4.4 s.

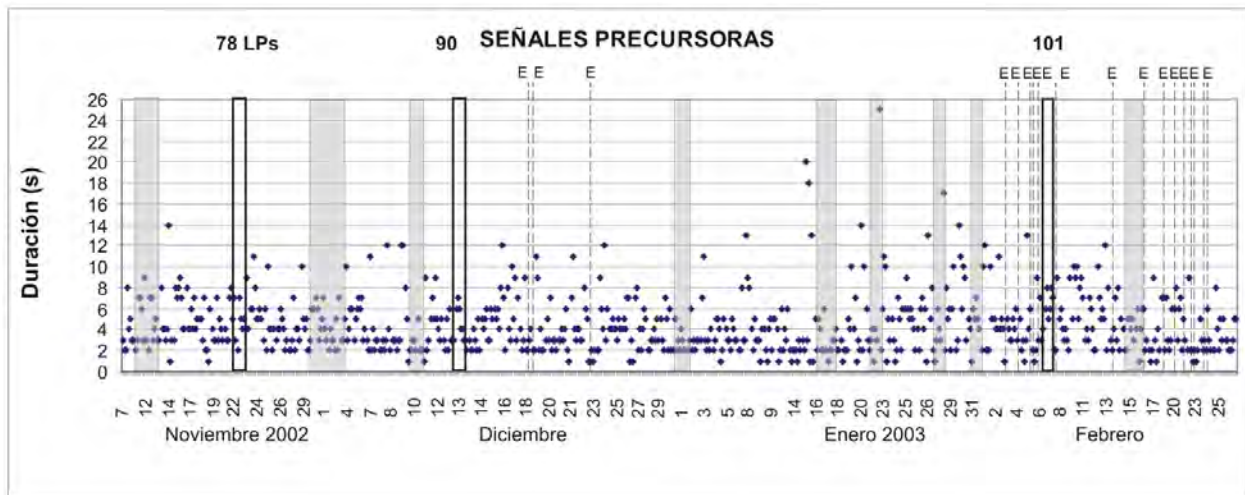


Figura 38. Duración de las narices analizadas durante los meses de noviembre 2002 a diciembre 2003. Las zonas en gris indican periodos de ocurrencia de tremor. Las zonas enmarcadas en negro indican los días con mayor número de LPs registrados. La letra E y la línea vertical discontinua representan los días en que ocurrió un evento explosivo.

Con respecto a las explosiones, la duración promedio por día de las narices muestra un aumento en los días previos a tres primeras explosiones de la crisis (18 y 23 de diciembre y 3 de febrero), así como en los días 6, 7 y 19 de febrero. El caso contrario, es decir, una disminución en la duración promedio se observa en periodos intercalados de tiempo, días antes de las explosiones

del 4, 5, 16, 20, 21, 22 y 23 de febrero (ver Figura 39). Hacia el final del mes (21 al 28) la duración promedio de las narices se mantiene alrededor de los 3.6 s.

El comportamiento en la duración de las narices podría estar asociado a cambios transitorios de presión dentro del flujo compuesto por magma y volátiles. El origen de las señales, así como el comportamiento mencionado anteriormente se discutirá con mayor detalle en el Capítulo 5.

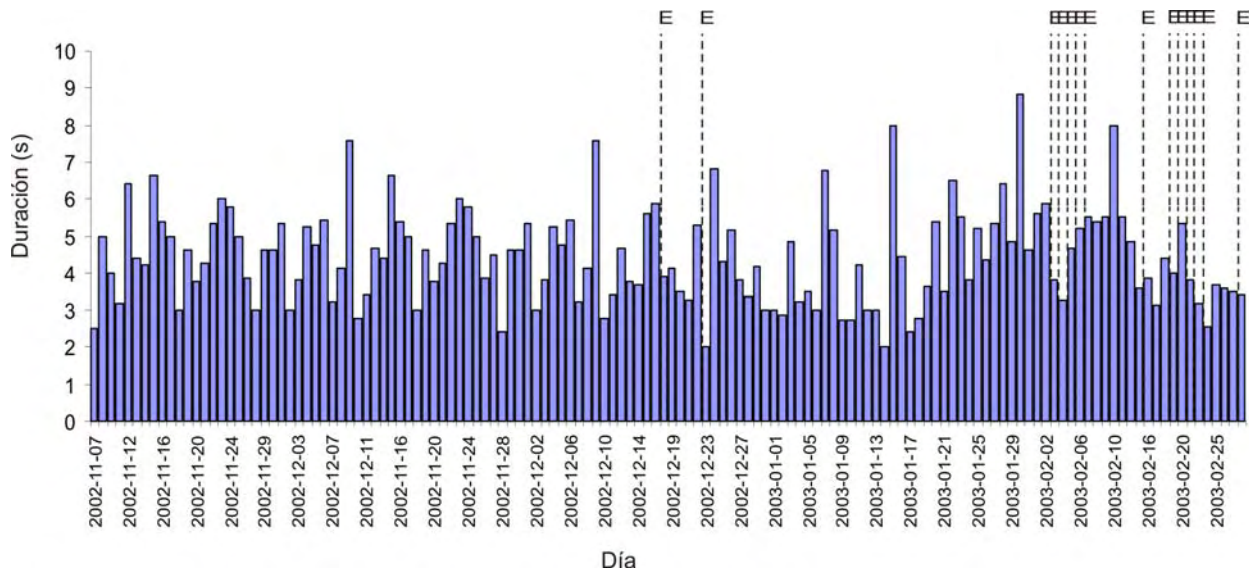


Figura 39. Duración promedio por día de las narices en eventos de periodo largo. La línea vertical discontinua y la letra E indican los días en que ocurrieron eventos de tipo explosivo.

La figura 40 muestra un análisis más detallado sobre las frecuencias donde se presenta la máxima amplitud de los picos espectrales, la cual está representada por círculos negros (V) en un rango de frecuencias que va de 1.8 a 8 Hz. En las gráficas I a IV, los círculos cerrados representan los mismos valores graficados con mayor detalle en rangos de frecuencia más pequeños y corresponden a eventos de periodo largo con nariz. Los círculos abiertos representan LPs sin nariz.

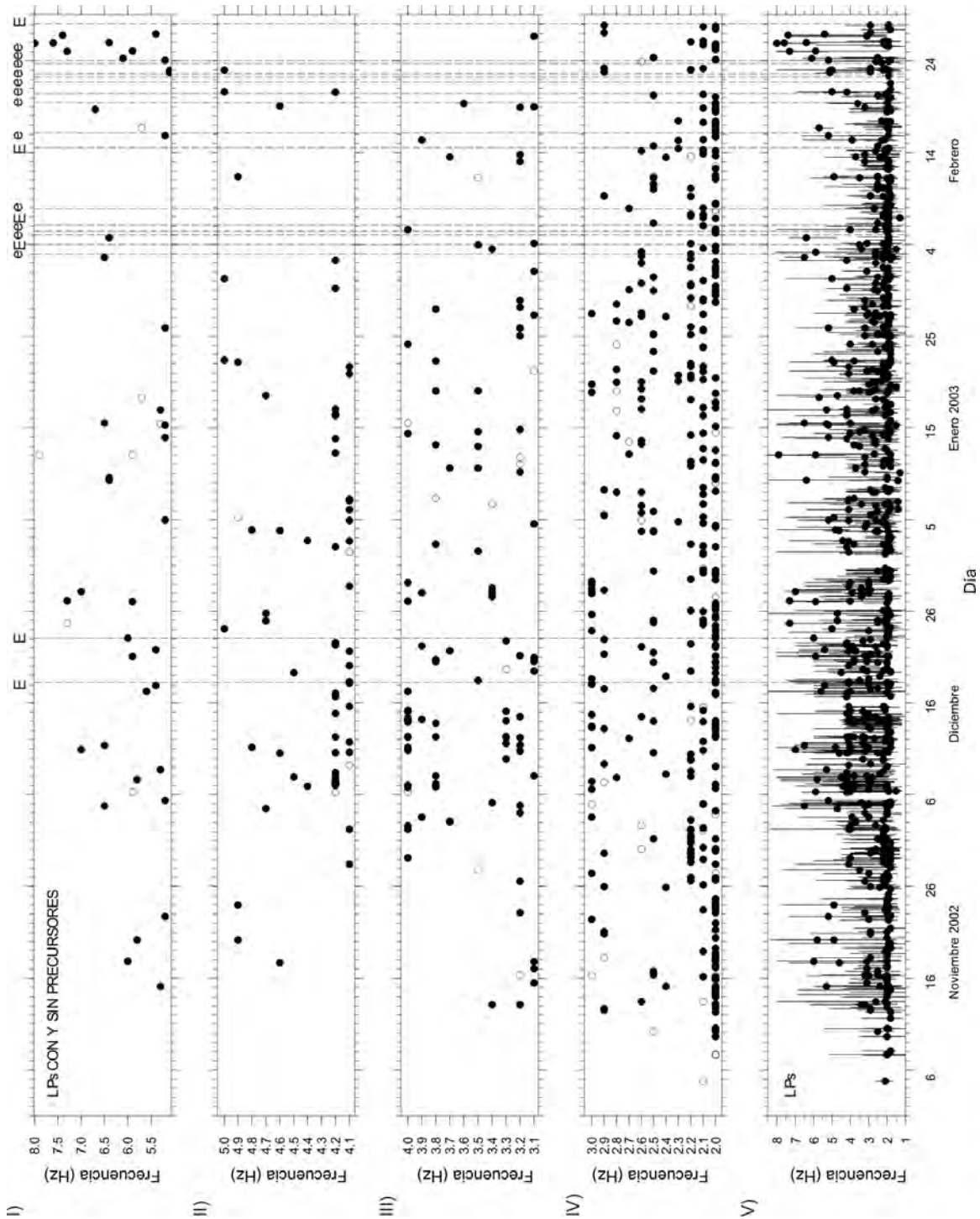


Figura 40. Variación de los picos de frecuencias donde se presenta la máxima amplitud en los eventos de periodo largo. Los círculos cerrados (gráficas I a V) representan eventos con señal precursora y los círculos abiertos representan eventos sin señal precursora. Los círculos en la gráfica V representan el total de eventos con y sin señal precursora y las barras indican el intervalo de frecuencias para cada evento. La línea vertical discontinua representa los días en que ocurren los eventos reportados por el CENAPRED como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados por el CENAPRED como explosiones.

En la gráfica se observa una frecuencia constante alrededor de los 2 Hz en la mayor parte de los eventos analizados a lo largo de los 4 meses de estudio (Figuras 40-IV y V). Esta frecuencia se presenta de forma constante antes y durante los eventos explosivos del 18 y 23 de diciembre, así como en la serie de explosiones comprendidas entre el 4 al 7 de febrero y del 14 al 20 de febrero. En el periodo de noviembre a febrero es posible notar que los picos con mayor amplitud se encuentran en valores alrededor del rango de 2 – 2.8 Hz. Sin embargo, no se observa ninguna variación en este rango de valores que pudiera estar relacionada con las explosiones. En la Figura 41b se muestra la distribución de frecuencias donde se observa la máxima amplitud en los eventos de periodo largo. En este histograma es posible notar que la energía se concentra alrededor de los 2 Hz en la mayoría de los eventos analizados.

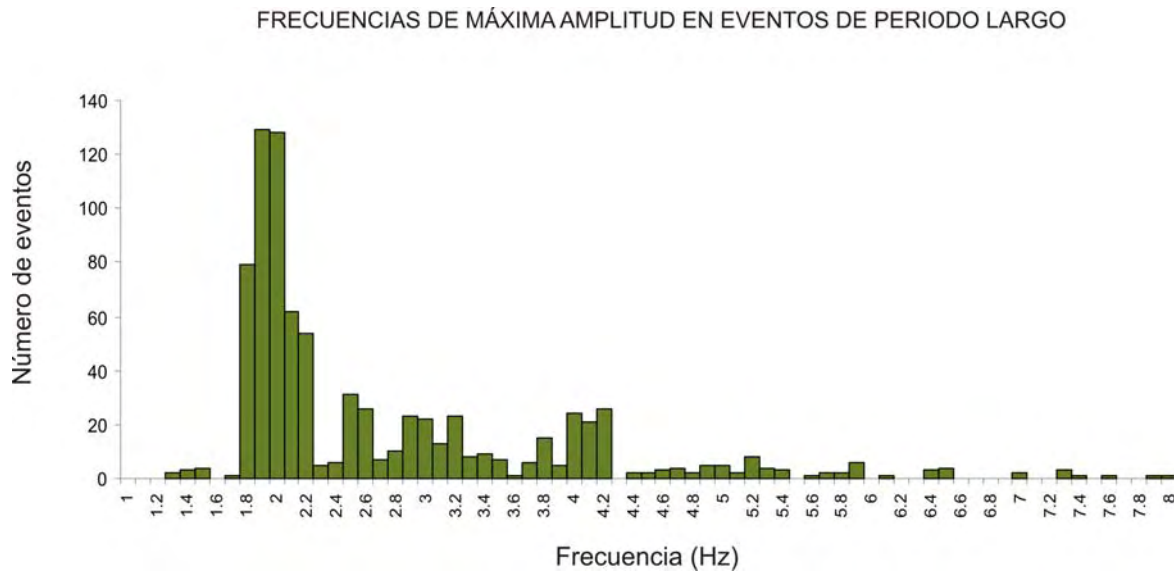


Figura 41. Histograma de las frecuencias donde se encuentra la máxima amplitud en los sismos de periodo largo analizados. Nótese que la energía se encuentra concentrada alrededor de los 2 Hz en la mayoría de los eventos.

3.5.3 Evolución de la frecuencia fundamental en el tremor armónico

En la figura 42a puede observarse claramente la evolución temporal de la frecuencia fundamental para el tremor armónico registrado de noviembre 2002 a febrero 2003. Durante el mes de noviembre y principios de diciembre el valor de la frecuencia fundamental se encuentra

principalmente entre 0.6 y 1.4 Hz. El 10 de diciembre, 8 días antes de la primera explosión, la frecuencia fundamental presenta un valor de 0.7 Hz. Ocho días después de la explosión del 23 de diciembre se presenta nuevamente un aumento en la frecuencia fundamental cuyo valor es de 0.9 Hz. El 22 de enero, la frecuencia alcanza un valor de 0.4 Hz, mientras que el valor mínimo registrado para el día siguiente es nuevamente de 0.9 Hz. Cuatro días después, el 27 de enero, la frecuencia aumenta a 0.3 Hz. Durante los últimos episodios de tremor registrados el 14 de febrero, se observa nuevamente el valor de 0.6 Hz.

La máxima amplitud en los picos del espectro de la mayoría de los episodios de tremor, para todo el periodo de estudio, se encuentra concentrada alrededor de los 2 Hz (Figura 42b). En episodios aislados se observaron picos en frecuencias concentradas en el rango de los 0.8 y 3.8 Hz. Sin embargo, estos eventos no presentan relación alguna con las explosiones reportadas en este análisis.

Las fluctuaciones en la frecuencia fundamental y en la frecuencia donde se encuentra el pico con mayor amplitud también se presentan dentro de un mismo episodio de tremor en un intervalo de tiempo que va de los 120 a los 300 s. De este modo se obtuvieron hasta siete valores diferentes de frecuencia fundamental durante un solo episodio de tremor con una duración de 780 s registrado a las 14:38 horas (Hora GMT) el 22 de enero. Variaciones similares en episodios de menor duración se observaron durante episodios ocurridos el 1 y 2 de noviembre, 9, 10 y 31 de diciembre, así como el 23 de enero (Figura 43). El caso contrario a este comportamiento se observó durante los episodios de tremor del día 7 de noviembre (Figura 44), donde el valor de la frecuencia fundamental se encuentra alrededor de 1 Hz en episodios de tremor registrados durante un periodo de tiempo cercano a las 4 horas.

En el análisis del presente trabajo es importante notar que las variaciones en la frecuencia fundamental a corto plazo (minutos u horas) son más fuertes que las variaciones a largo plazo (meses). Como ya se mencionó anteriormente, las explosiones ocurridas en los meses de diciembre y a principios de febrero, no parecen tener alguna influencia sobre la fuente que genera estos episodios, de ahí que el pico espectral de mayor amplitud se encuentre alrededor de los 2 Hz durante los cuatro meses estudiados.

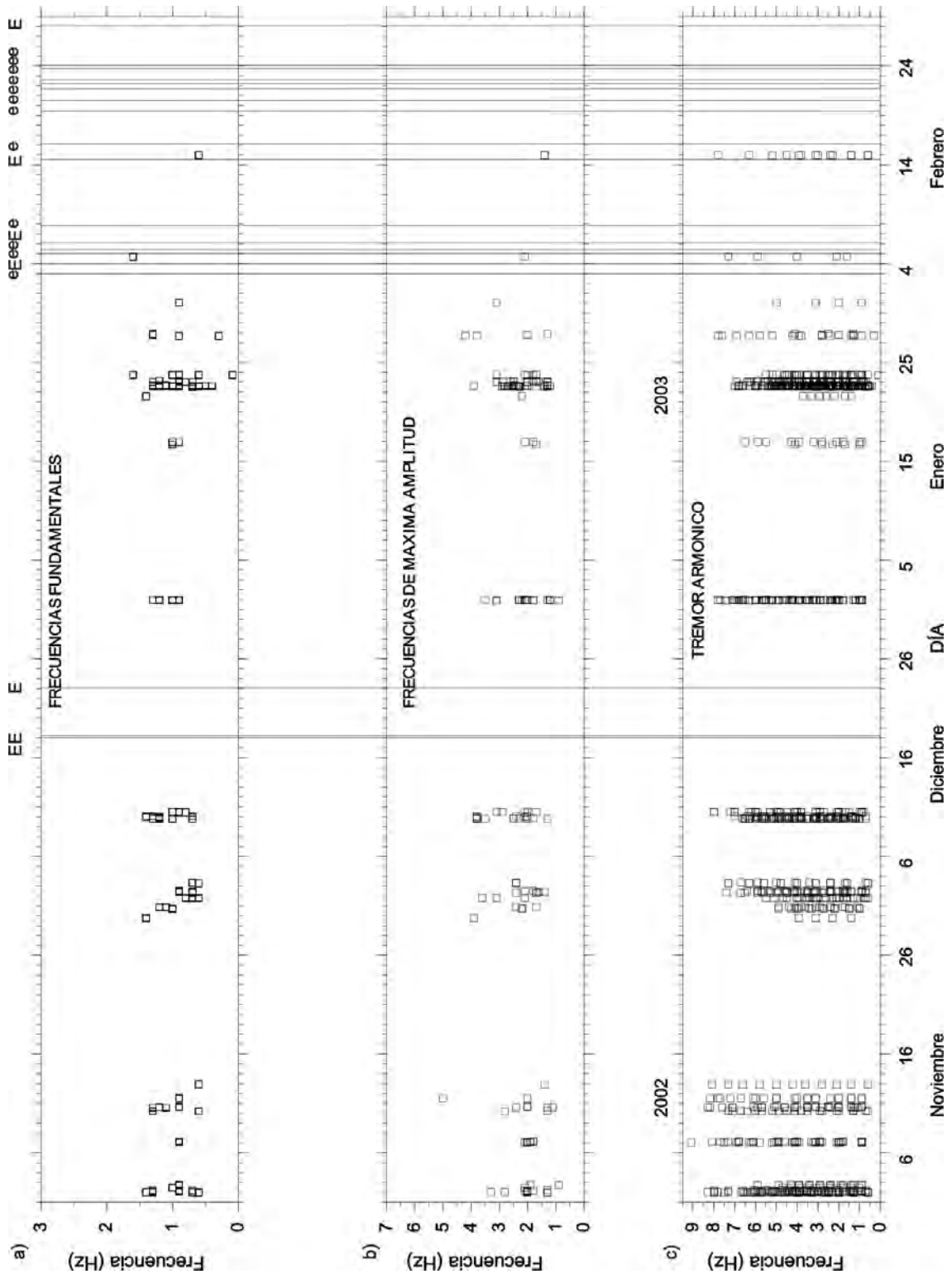


Figura 42. Variación temporal del contenido de frecuencias de los episodios de tremor armónico: a) frecuencia fundamental, b) frecuencias de máxima amplitud y c) frecuencias fundamentales y sobretonos de los episodios de tremor armónico. Los cuadros representan el valor de cada frecuencia presente por episodio. La línea vertical discontinua representa los días en que ocurren los eventos explosivos. La letra “e” indica eventos reportados por el CENAPRED como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados por el CENAPRED como explosiones.

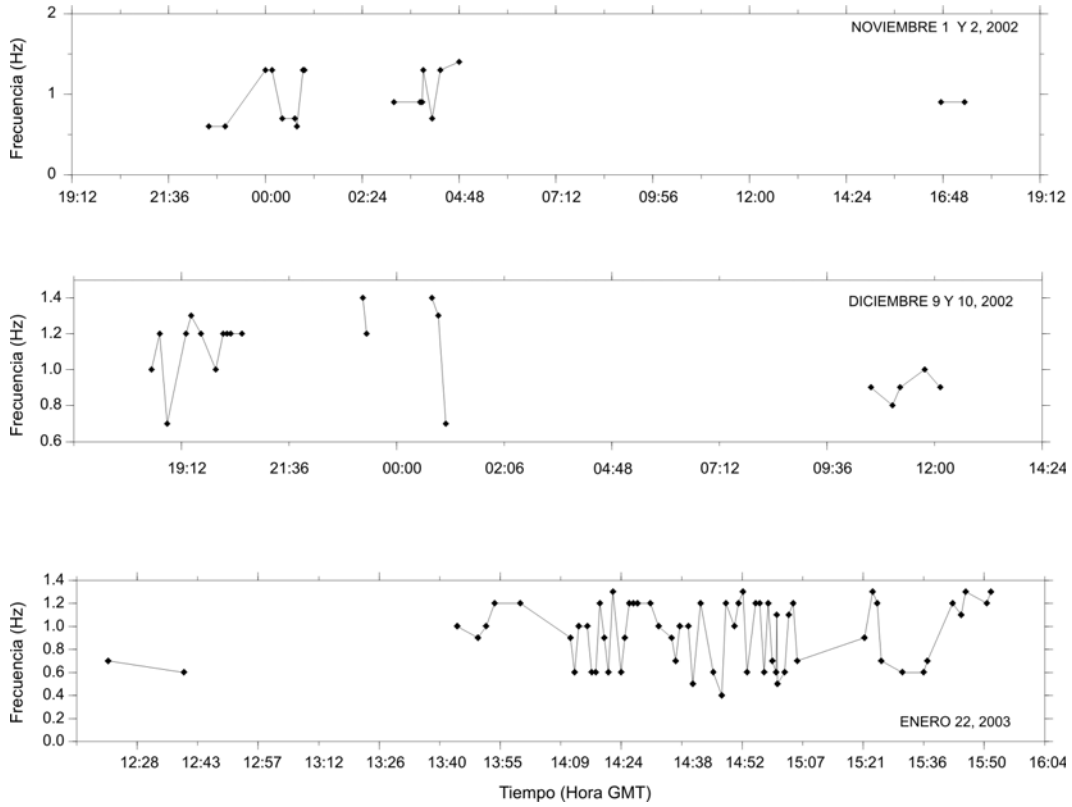


Figura 43. Variación de la frecuencia fundamental en episodios de tremor armónico del 1 y 2 de noviembre, 9 y 10 de diciembre de 2002 y 22 de enero de 2003. Las líneas continuas indican variaciones en un mismo episodio de tremor.

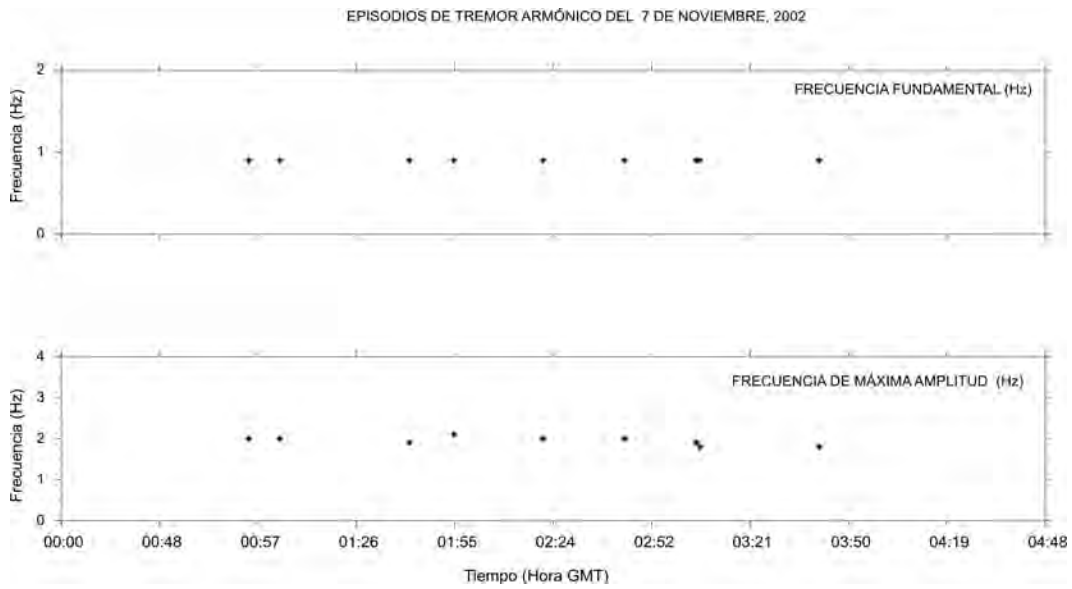


Figura 44. Variación de la frecuencia fundamental en episodios de tremor armónico del 7 de noviembre de 2002.

3.5.3.1 Variación de los sobretonos en el tremor armónico

El tremor armónico presenta un espectro característico compuesto por picos angostos, separados uno de otro por un intervalo constante de 0.7 Hz durante los primeros días de noviembre. El espaciamiento entre picos no es constante entre un episodio de tremor y otro, ya que pocos días después (7 de noviembre) se observan variaciones de hasta 1.3 Hz entre picos para episodios con una diferencia de 10 horas de ocurrencia entre ambos. Tan sólo el 10 de noviembre de 2002 se registran variaciones de 1.2 a 0.5 Hz en menos de una hora.

El primero de diciembre, a las 18:00 horas (GMT), se observan espaciamientos de 0.3 Hz que se incrementan hasta 0.9 Hz a las 07:00 horas del día siguiente. Seis días después, el 9 de diciembre, se presenta nuevamente una disminución en la distancia entre picos, con fluctuaciones de 0.6 a 0.7 Hz. El 31 de diciembre se registraron espaciamientos de 1.1 y 1.2 Hz.

A principios de noviembre se presentan variaciones dentro de un mismo episodio de tremor. Es decir, el espaciamiento entre sobretonos no es constante, registrándose diferencias de hasta 0.4 Hz y siendo las más comunes de ± 0.1 Hz. Estas variaciones se vuelven más recurrentes hacia principios de diciembre y gran parte del mes de enero. En algunos casos, ocurren de forma intermitente (cada dos picos) durante los tres y cuatro sobretonos siguientes a la frecuencia fundamental. Este comportamiento se observa durante los días 10 y 30 de noviembre, 2, 3, 10 y 31 de diciembre y solamente el 22 y 23 de enero, con una duración máxima de alrededor de 60 segundos. Durante el mes de febrero los episodios de tremor son muy escasos.

Con el propósito de verificar los cambios en la frecuencia fundamental y en los espaciamientos de las frecuencias subsecuentes en un solo episodio de tremor se graficó la relación entre la frecuencia fundamental con sus sobretonos observados para algunos episodios del periodo de estudio. Este mismo procedimiento se realizó para cada variación en la frecuencia fundamental en el transcurso del mismo episodio y se trazó una recta con el mejor ajuste en todos los casos. En estas gráficas (Figuras 45 a 48) también se muestra la relación teórica (1:1) de la frecuencia y los sobretonos para cada episodio.

Esta relación teórica ó 1:1 se refiere a un modelo de tremor generado por un efecto transitorio y repetitivo en la presión, el cual, genera a su vez picos espectrales equi-espaciados por el efecto de peine de Dirac (Lesage, et al., 2006). La regularidad en los sobretonos presentes en espectros de señales de tremor ha sido observada en los volcanes Semeru, Indonesia (Schlindwein, et al., 1995) y Arenal, Costa Rica (Hagerty, et al., 2000; Lesage, et al., 2006). Se incluyen además barras de error posiblemente inducido al momento de realizar la selección de las frecuencias utilizando el programa de Lesage y el error por redondeo de decimales. El análisis de evolución espectral en el tremor armónico se llevó a cabo con las variaciones correspondientes a episodios que tuvieron lugar los días 2 y 30 de noviembre, 1, 2, 10, 31 de diciembre, 22, 23 de enero y 14 de febrero.

Los episodios de tremor del mes de noviembre (Figuras 45 a y b) presentan variaciones cuyas rectas de ajuste se encuentran por debajo de la relación teórica. En la recta de ajuste de la Figura 45a, el segundo y tercer sobretonos de la frecuencia fundamental con valor de 0.9 Hz muestran rangos de error cercanos a los valores de la relación teórica (1:1), mientras que las rectas de ajuste restantes y sus correspondientes rangos de error no se ajustan a esta relación. Para el segundo episodio de tremor analizado en noviembre se presenta una situación similar. El primero de diciembre (Figura 45) se observa un comportamiento en la relación de los picos similar al ocurrido el 2 de noviembre. Al día siguiente, el 2 de diciembre, las rectas de ajuste se encuentran por encima de la relación teórica (Figura 46). Un caso similar ocurre para el episodio analizado el día 14 de febrero (Figura 48).

En los episodios de los días 10 y 31 de diciembre y 22 de enero (14:16 hora GMT) (Figuras 46b, 46c y 47a) la recta de los valores de relación entre la primera frecuencia fundamental y sus sobretonos se encuentra por debajo de la relación teórica mientras que las rectas restantes del mismo episodio se encuentran por encima de ésta. En el análisis del tremor del día 22 (14:38 hora GMT) de enero (Figura 47b), la recta de la relación entre la primera frecuencia fundamental y sobretonos se encuentra por debajo de la relación teórica y las rectas de las variaciones subsecuentes se encuentran también por debajo de dicha relación, sólo la recta correspondiente al valor de 0.5 Hz en la frecuencia fundamental puede verse por encima de ésta.

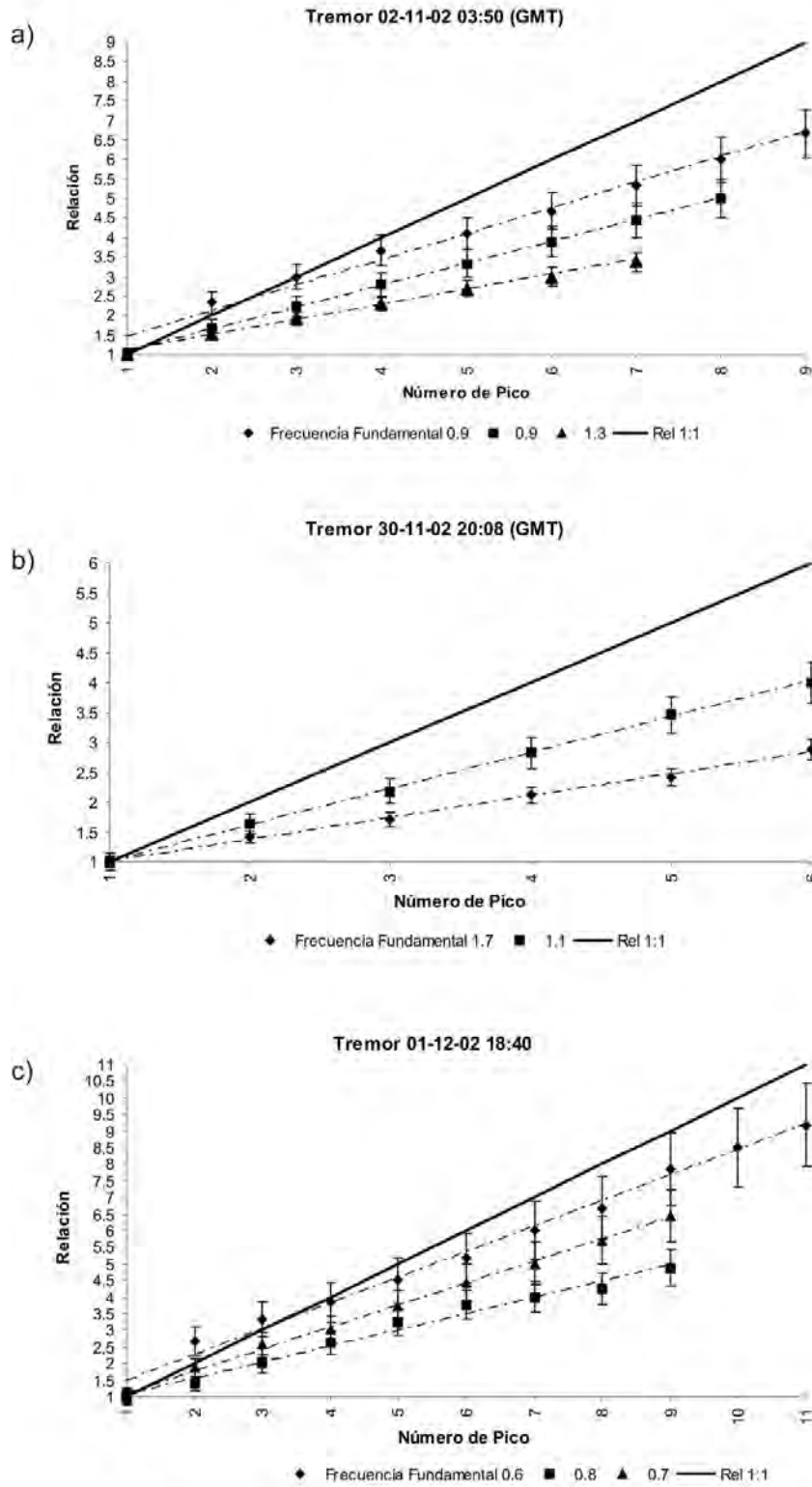


Figura 45. Relación entre la frecuencia fundamental y sus sobretonos. Cada variación en la frecuencia fundamental y sus sobretonos, para un mismo episodio de tremor, está representada por triángulos, cuadros, diamantes y su correspondiente recta de ajuste. Episodio de tremor del día a) 2 de noviembre, b) 30 de noviembre y c) 1 de diciembre. La línea más gruesa indica una relación teórica de 1:1.

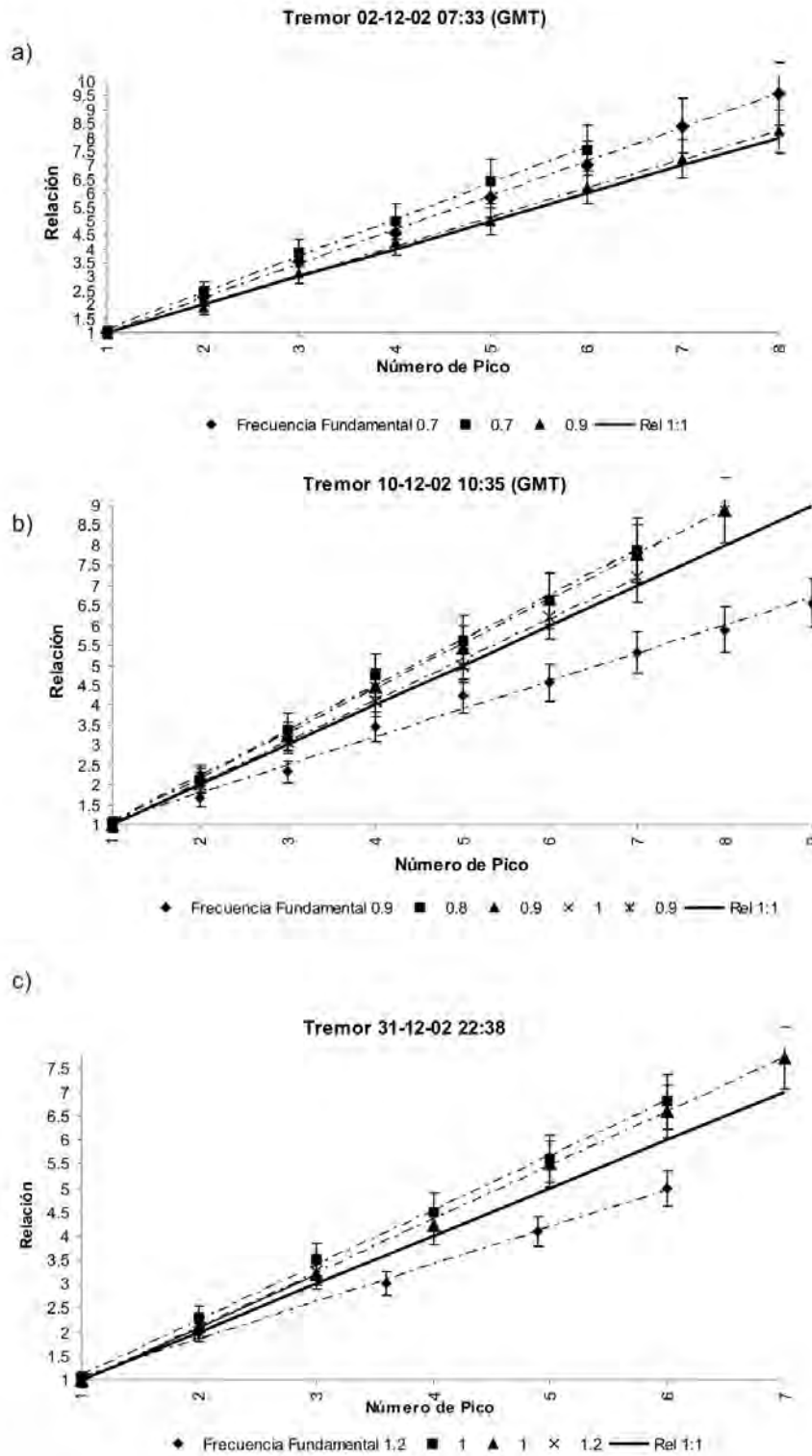


Figura 46. Relación entre la frecuencia fundamental y sus sobretonos. Cada variación en la frecuencia fundamental y sus sobretonos, para un mismo episodio de tremor, está representada por triángulos, cuadros, diamantes, cruces y su correspondiente recta de ajuste. Episodio de tremor del día a) 2, b) 10 y c) 31 de diciembre. La línea más gruesa indica una relación teórica de 1:1.

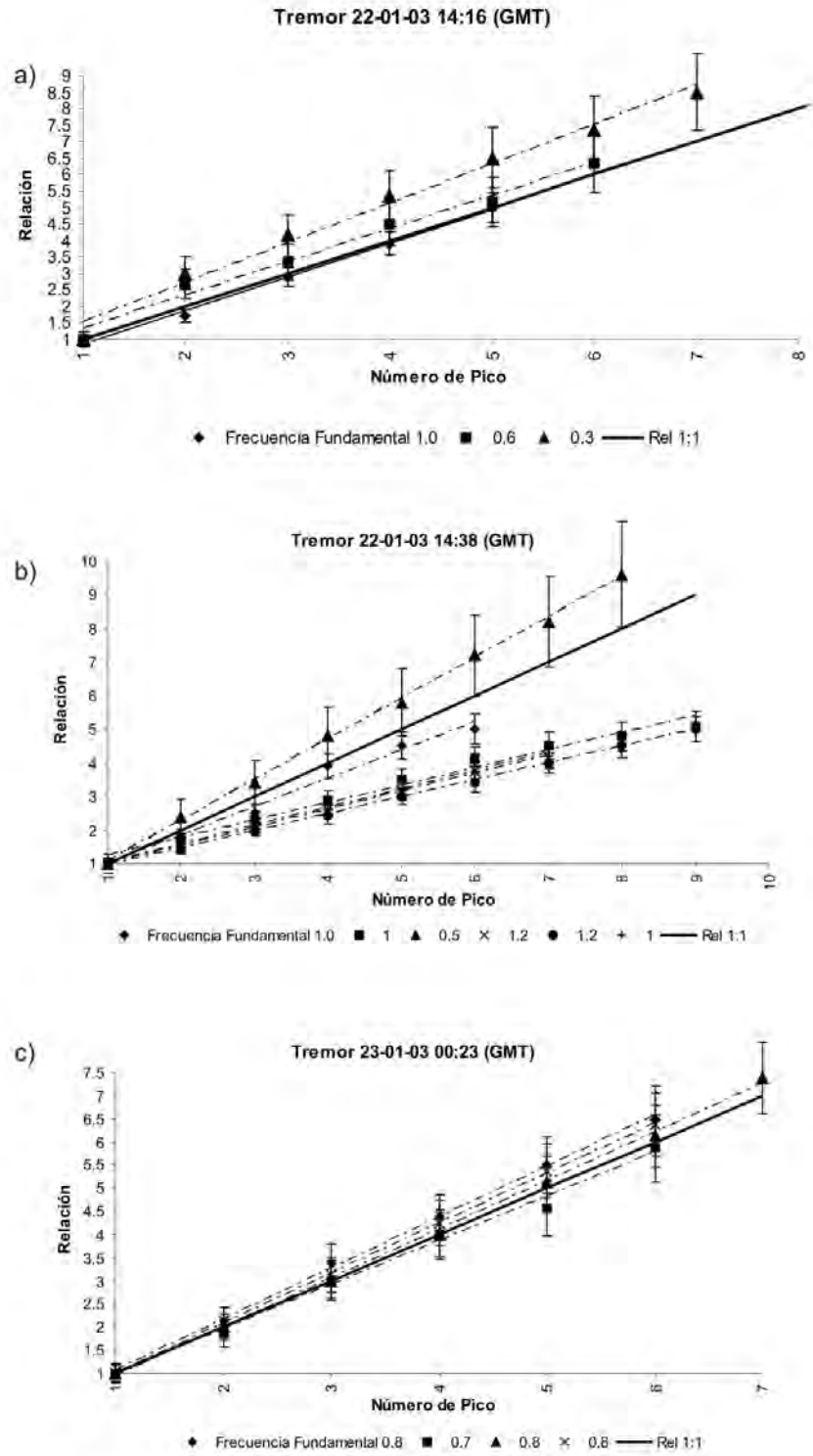


Figura 47. Relación entre la frecuencia fundamental y sus sobretonos. Cada variación en la frecuencia fundamental y sus sobretonos, para un mismo episodio de tremor, está representada por círculos, triángulos, cuadros, diamantes, cruces y su correspondiente recta de ajuste. Episodio de tremor del día a), b) 22 y c) 23 de enero. La línea más gruesa indica una relación teórica de 1:1.

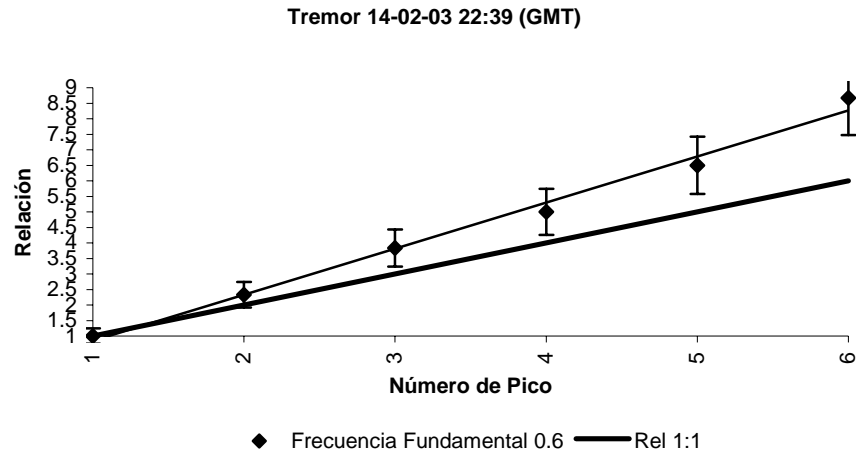


Figura 48. Relación entre la frecuencia fundamental y sus sobretonos durante un episodio de tremor armónico del día 14 de febrero de 2003. La línea más gruesa indica una relación teórica de 1:1.

El día 23 de enero se observa que la recta del primer valor en la frecuencia fundamental y su relación con los sobretonos se encuentra por encima de la relación 1:1, mientras que las rectas restantes que pertenecen al mismo episodio están próximas a la relación teórica, ya que ésta pasa por las barras de error de las diferentes rectas (Figura 47c).

Las barras de error de los episodios analizados muestran que en el caso del día 2 de diciembre, los valores de error intersecan la relación teórica para la recta que representa la relación correspondiente a la tercera variación que se presenta en este episodio. El 10 de diciembre, las barras de error que intersecan la relación teórica corresponden a las rectas de la tercera y quinta variación. El día 31 de diciembre se presenta el mismo caso en las variaciones tercera y cuarta. En el mes de enero, se observa que los valores de las barras de error cruzan la recta teórica en la primera y segunda variaciones en la frecuencia fundamental del día 22 en el primer episodio, y en la tercera variación en el segundo episodio. El día 23 se observa que los rangos en las barras de error son reducidos y que éstos cruzan varias veces la relación 1:1 en la segunda, tercera y cuarta variación. En los demás episodios no hay intersección de rectas a pesar de observarse rangos de error considerables.

A partir de este análisis es posible notar que el modelo de tremor propuesto para el volcán Arenal (Lesage, et al., 2006) no siempre puede aplicarse al volcán Popocatépetl, ya que la mayoría de los eventos de tremor analizados, a pesar de tener correcciones de errores inducidos por la selección de los picos y por el redondeo del programa con que fueron analizados, presentan sobretonos con espaciamientos irregulares y por ende, no siempre se ajustan a la relación teórica propuesta. Es posible que en un momento dado exista un flujo intermitente de gases que al pasar a través de fracturas produzca pulsos repetitivos. Cuando este flujo es estable, genera picos con un espaciamiento constante (Lesage, et al., 2006). En el caso del volcán, la estabilidad del flujo se pierde en cuestión de minutos, lo que genera sobretonos con espaciamientos irregulares y posteriormente, tremor de tipo espasmódico.

CAPÍTULO 4

CORRELACIÓN DEL PERIODO ERUPTIVO
DE NOVIEMBRE 2002 A FEBRERO 2003 Y SISMICIDAD
CON DIVERSAS TÉCNICAS DE MONITOREO VOLCÁNICO



4.1 DEFORMACIÓN DEL EDIFICIO VOLCÁNICO

De las lecturas de deformación del volcán Popocatepetl procedentes de los inclinómetros a cargo del CENAPRED para los meses de noviembre 2002 a marzo 2003, sólo pudieron ser analizados los valores del equipo ubicado en el refugio alpino de El Canario, ya que los inclinómetros que se encontraban en Nexpayantla y Chipiquixtle (ladera suroeste) dejaron de funcionar en octubre de 2002.

A partir de los valores de deformación registrados durante los meses de noviembre a febrero es notable una disminución gradual en los valores negativos de la curva del eje X, mientras que para la curva del eje Y ocurre el caso contrario (Figura 49). Ambos ejes corresponden a los dos inclinómetros que conforman el sensor. Están colocados en bisectriz y tienen una orientación de 45° con respecto al cráter, de tal forma que el vértice apunta a éste y se considera como la componente radial.

Al comienzo de la crisis eruptiva del mes de febrero se presenta una disminución en los valores para ambos ejes. El valor absoluto de la pendiente de la curva del eje Y crece rápidamente después de la última explosión. En ambos ejes se observan oscilaciones (incrementos y decrementos) en la curva durante todo el mes de marzo. La temperatura reportada por el inclinómetro en este intervalo de tiempo (Figura 49) indica un comportamiento similar a las curvas de ambos ejes.

Al realizar una comparación de la gráfica de temperatura con el eje X y el eje Y (Figura 50), se puede verificar que las variaciones en los valores de la temperatura coinciden con los cambios en las curvas de ambos ejes durante los meses de noviembre a principios de febrero. Una vez que se presentan las primeras explosiones de este mes, las gráficas de ambos ejes muestran una tendencia en los valores diferente a la gráfica de temperatura. Esta variación aumenta considerablemente en el periodo en que ocurren las explosiones y en el mes de marzo.

La semejanza en las gráficas de temperatura con las gráficas de los valores de deformación de los ejes X e Y durante noviembre hasta principios de enero indican claramente que los cambios en los valores reportados por el inclinómetro dependen directamente del aumento o disminución de la temperatura, probablemente por causas estacionales. Es posible que la deriva en el inclinómetro que se observa en los valores al comienzo de la serie de explosiones y a lo largo del mes de febrero esté relacionada con la despresurización del sistema producida por estos eventos como consecuencia de la destrucción del domo. En el mes de marzo la degasificación del sistema continúa a través de un nivel alto de eventos de periodo largo que se ve reflejado en las oscilaciones de la curva del inclinómetro de componente Y, así como en la caída abrupta en la pendiente de la misma, lo cual estaría relacionado con un periodo de deflación en el edificio volcánico.

La desventaja de no poder realizar una correlación entre el nivel de la sismicidad registrada antes de noviembre de 2002 con los valores del inclinómetro de Canario, debido a que éste comenzó a operar pocos días antes del periodo de estudio considerado en este trabajo, radica en la evaluación restringida del comportamiento del edificio volcánico como respuesta a la extrusión del domo. En este periodo de análisis, los datos de deformación presentan cambios de tipo coexplosivo, mientras que un análisis con una ventana de tiempo mayor permitiría identificar comportamientos característicos en la deformación del edificio volcánico anteriores al periodo eruptivo que aquí se presenta.

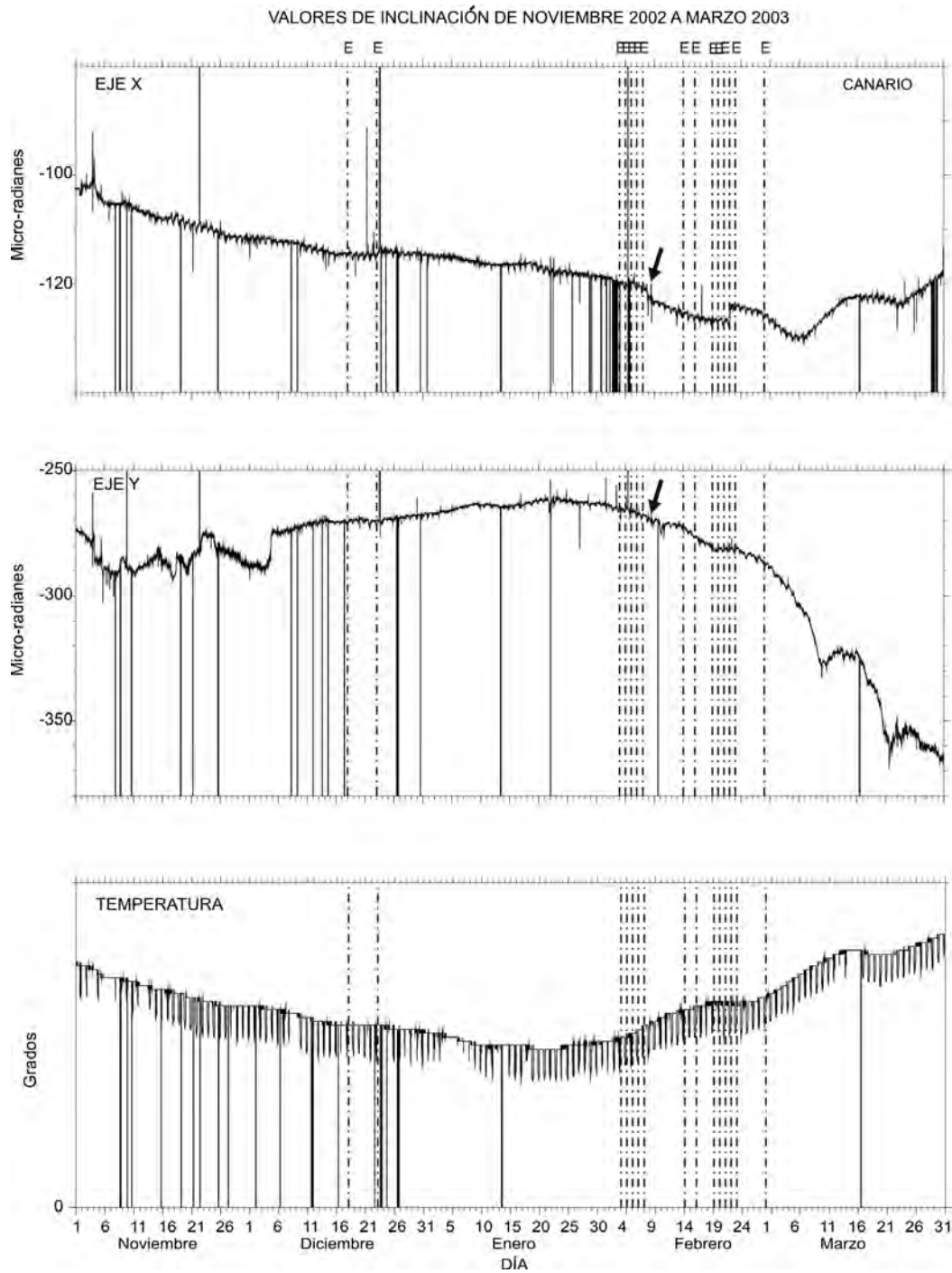


Figura 49. Valores de deformación y temperatura del inclinómetro del volcán Popocatepetl ubicado en el refugio de El Canario. La flecha que se muestra en el eje X (arriba) y el eje Y (centro) indica la disminución de los valores de deformación al inicio de la crisis eruptiva de febrero 2003. Abajo, temperatura registrada por el inclinómetro durante el periodo de estudio. La línea vertical discontinua señala los días en que ocurren los eventos explosivos. La letra “e” indica eventos reportados por el CENAPRED como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados por el CENAPRED como explosiones.

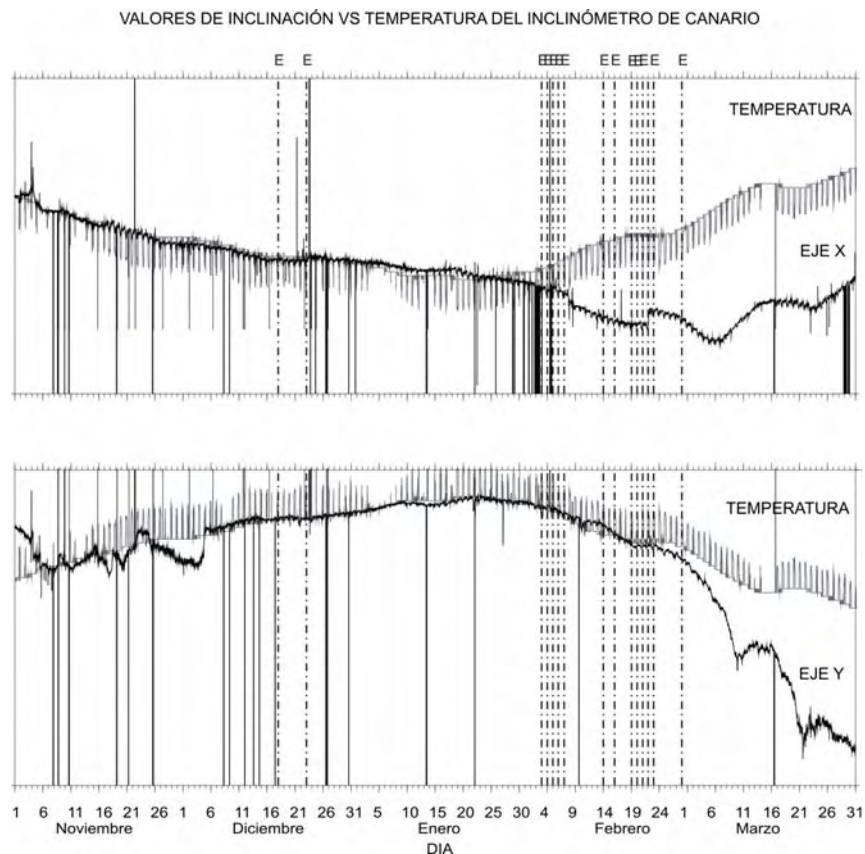


Figura 50. Comparación de la curva de temperatura con las curvas de los valores de deformación de los ejes X (arriba) e Y (abajo). Para el eje Y se utilizó el inverso de la gráfica de temperatura. La línea vertical discontinua muestra los días en que ocurren los eventos explosivos. La letra “e” indica eventos reportados por el CENAPRED como exhalaciones moderadas y la “E” eventos reportados por el CENAPRED como explosiones.

4.2 EMISIÓN DE BIÓXIDO DE AZUFRE

Las mediciones de gases realizadas utilizando un espectrómetro de correlación (COSPEC) por el CENAPRED para todo el año 2002 y principios de 2003 (Figura 51) reflejan que la cantidad de bióxido de azufre (SO_2) durante el mes de enero de 2002 mantiene niveles por debajo de las 6500 toneladas/día.

Se presentó un aumento en el flujo de SO_2 días después de la explosión del 24 de febrero que alcanzó 11,400 toneladas y disminuyó a una cuarta parte dos días después, llegando a las 2500 toneladas. En la primera mitad del mes de abril se observó un aumento 48 horas

después de la explosión del día 8 y otro más durante las explosiones del 29 y del 30. El 14 de mayo se registra la mayor cantidad de bióxido de azufre del año, con 11,800 toneladas 72 horas después de un evento explosivo.

En los meses de junio a noviembre, periodo donde se lleva a cabo la extrusión de un nuevo domo, los valores reportados de SO₂ por el COSPEC no sobrepasan las 6000 toneladas. Sin embargo, en estos meses el intervalo de tiempo entre una medición y otra se vuelve más espaciado. Durante el mes de diciembre no hay datos de SO₂ que permitan establecer una correlación con los eventos explosivos del 18 y del 23. Para los primeros tres meses del 2003 se cuenta solamente con cinco mediciones, tres de ellas se llevaron a cabo al terminar la crisis explosiva del mes de febrero.

Los valores de SO₂ reportados en el mes de enero son de 3500 y 4000 toneladas, mientras que los de finales de febrero y el mes de marzo alcanzaron las 3300, 4300 y 3900 toneladas respectivamente.

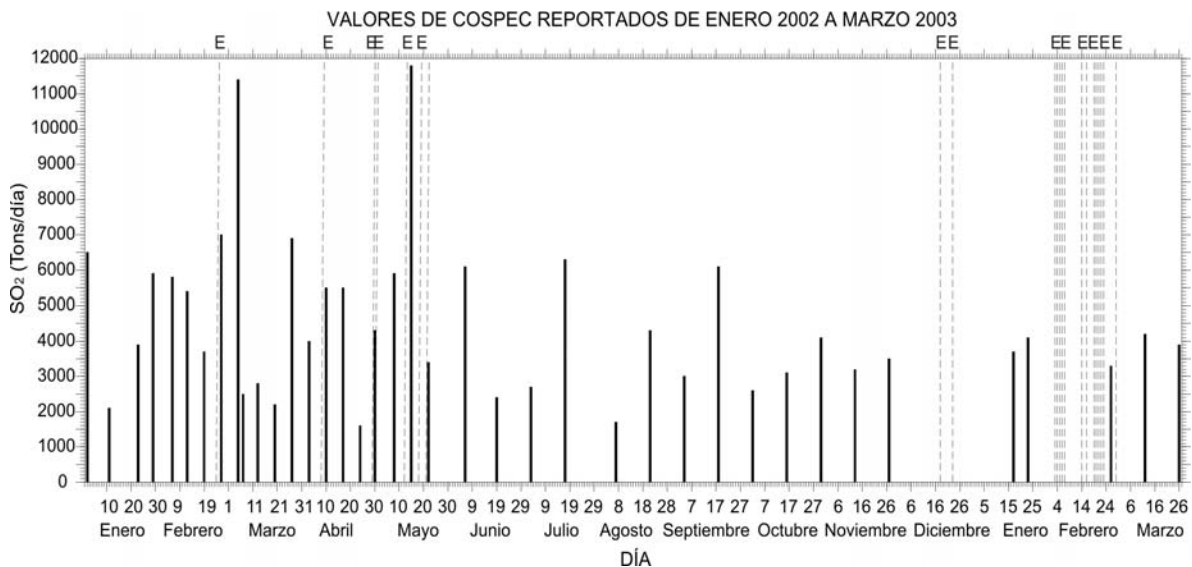


Figura 51. Emisión de bióxido de azufre del volcán Popocatépetl. La línea discontinua indica los eventos explosivos ocurridos de enero de 2002 a marzo de 2003.

La escasez de mediciones de bióxido de azufre durante el periodo de estudio no permite establecer una correlación adecuada sobre el aumento en los valores de SO₂ y los eventos explosivos ocurridos a finales de 2002 y principios de 2003 (Figura 51). Durante la primera mitad de 2002 se presenta una correlación positiva entre la emisión de SO₂ y la sismicidad del volcán, ya que se vio que el mayor número de eventos de periodo largo reportados en el mes de mayo ocurren el día en que se obtuvo el máximo flujo de bióxido de azufre. En julio y septiembre se presenta un aumento en el flujo de SO₂, el cual coincide con el aumento de episodios de tremor en ambos meses, posiblemente debido al aporte de magma fresco durante la extrusión del domo (Figura 53). Una estrecha correlación entre el aumento de los niveles de SO₂ y la sismicidad fue observada previamente en el volcán con la erupción de 1994 (Galindo, et al., 1996).

Otros incrementos notables se presentan después de eventos explosivos y podrían estar relacionados con degasificación intensa a causa de la destrucción del domo. Sin embargo, no es posible determinar si a finales del año se presenta un comportamiento similar en los niveles de bióxido de azufre durante las 18 explosiones reportadas en este análisis.

4.3 VARIACIONES GEOQUÍMICAS EN MANANTIALES

Armienta y colaboradores (2008) llevaron a cabo un estudio de la actividad del volcán de 1995 a 2004 a partir de diversos componentes químicos en manantiales localizados alrededor del edificio volcánico (Figura 52). De los resultados obtenidos se realizó una correlación con la actividad sísmica del Popocatepetl durante el 2002 y principios de 2003 a partir de 8 mediciones reportadas por Armienta et al (2008) en este periodo, con el propósito de observar si existían variaciones en la composición de los manantiales previas a la crisis eruptiva de diciembre a febrero. Fue necesario realizar interpolaciones a partir de las gráficas de Armienta et al. (2008) para obtener los meses en que se realizaron las mediciones. Los resultados se presentan a continuación.

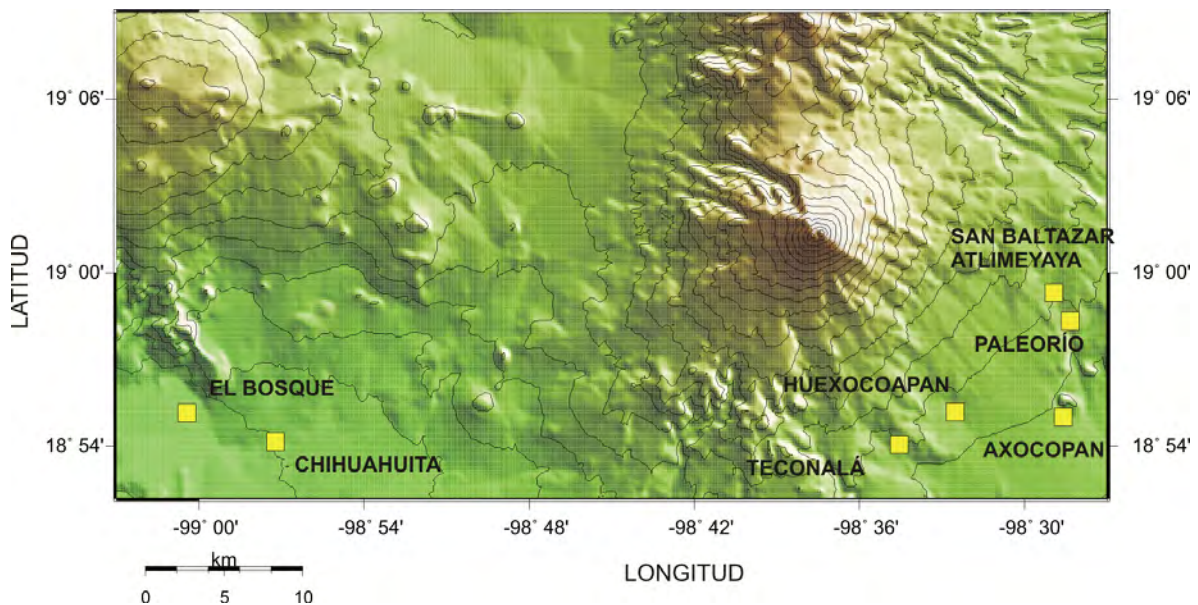


Figura 52. Manantiales del volcán Popocatepetl muestreados periódicamente de 1995 a 2004. Modificado de Armienta et al., 2008.

4.3.1 Cloruros

En los meses de mayo y junio se presentó un aumento en las concentraciones del ión Cl^- en los manantiales de Chihuahuita y San Baltazar Atlimeyaya, mientras que a finales del mes de julio se observó un aumento en Axocopan y Paleorío. El incremento de Cl^- coincide con un aumento en el número de eventos LP por día que se observa en la figura de sismicidad general (Figura 53) del día 10 al 30 de mayo. Además, el día 15 del mismo mes se presenta también el mayor número de volcanotectónicos reportados en este año. En noviembre, otro incremento en Paleorío, Chihuahuita, Teconalá y Huexocoapan coincide con un aumento notable en los eventos de periodo largo del 20 de noviembre al 2 de diciembre previo a las dos primeras explosiones (18 y 23 de diciembre). Durante febrero y marzo de 2003, se mantiene un nivel de eventos LP mayor al observado en septiembre y se presenta la fase explosiva más intensa del periodo de estudio (Figura 53). En estos dos meses las concentraciones de Cl^- reportan otro incremento.

4.3.2 Sulfatos

De marzo a agosto de 2002, Armienta y colaboradores (2008) reportan una anomalía en las concentraciones de SO_4 para el manantial de Axocopan y para Chihuahuita de marzo a junio. Los primeros días de abril aumenta el número de eventos de periodo largo, el cual se mantiene hasta finales de mayo. En agosto aumenta nuevamente el número de LPs que se mantiene todo el mes (Figura 53). Los últimos días de noviembre hasta el mes de febrero de 2003 se registra otro incremento de sulfatos en los manantiales de Axocopan, Teconalá, Chihuahuita, Paleorío, Huexocoapan y Atlimeyaya que nuevamente coincide con el aumento en la sismicidad del volcán en noviembre, enero y febrero.

4.3.3 Boro

El cambio en la sismicidad, especialmente de eventos LP en el mes de mayo y como ya se mencionó anteriormente, coincide esta vez con un aumento considerable en las concentraciones de boro, especialmente en el manantial de San Baltazar Atlimeyaya. A finales de junio se presenta un incremento de dichas concentraciones esta vez al sureste del edificio volcánico, en los manantiales de Paleorío y Huexocoapan. Unas semanas después, en el mes de julio, se reporta un gran número de volcanotectónicos de hasta 14 eventos en un solo día (ver figura 53).

De acuerdo con las observaciones, la actividad volcánica durante el 2002 y principios de 2003 se vio reflejada en el incremento de los iones Cl^- , SO_4^{2-} y especies químicas menores como el Boro a causa de la interacción de gases volcánicos con los acuíferos y en ocasiones por la interacción de agua y roca debido a los sistemas magmáticos (Armienta et al., 2002a).

4.4 OBSERVACIONES GENERALES

El incremento en el número de eventos de periodo largo y sismos volcanotectónicos durante el mes de mayo coincide con un aumento en las concentraciones de Cl^- y Boro en dos manantiales localizados al sureste y suroeste del volcán (Figura 53). Es posible que la actividad intensa relacionada con la destrucción del domo en el mes de mayo provoque cambios en el campo de esfuerzos y por consiguiente, un reacomodo en el edificio volcánico, generando fracturamiento de ligero a moderado. Los volátiles que se desprenden del magma, entre ellos el HCl, penetran fácilmente por las fracturas hacia las aguas subterráneas que alimentan los manantiales. Durante la serie de explosiones del mes de mayo, el incremento en el boro podría estar relacionado con el aporte de gas en los manantiales, como ya se ha visto en ocasiones anteriores (Armienta et al., 2008).

En los meses de junio a septiembre, anomalías en las concentraciones de SO_4^{2-} , Cl^- y Boro se presentan junto con un cambio en la actividad del volcán donde se reportan los mayores incrementos de episodios de tremor y un aumento notable en eventos de periodo largo y volcanotectónicos. Esta etapa coincide con un periodo donde no hay explosiones, es decir, está asociado a la extrusión de un nuevo domo, el cual se destruye durante las explosiones analizadas en este trabajo.

La extrusión de magma implica la separación de volátiles disueltos en éste y como consecuencia, un aumento en las exhalaciones del volcán y episodios de tremor con duraciones de hasta 1200 minutos por día. Este incremento se vio reflejado en el aumento de SO_4^{2-} y Cl^- por el aporte de gases volcánicos en aguas subterráneas que alimentan a los manantiales (Figura 53). El cambio en las concentraciones para este periodo podría estar relacionado con el aporte de nuevo material magmático, ya que se ha visto en otros volcanes (De la Cruz-Reyna et al., 1986; Giammanco et al., 1998) que el incremento en esta especie química se presenta antes del emplazamiento de un nuevo domo.

En la Figura 53 se presenta una correlación de los valores de SO_2 con la sismicidad del Popocatepetl (eventos de periodo largo y volcanotectónicos) de enero 2002 a marzo de

2003. También se indican los meses durante los cuales se reportaron incrementos en las concentraciones de Cl^- , SO_4^{2-} y boro. En esta gráfica se observa que el aumento de eventos de periodo largo (LP) y volcanotectónicos coincide con un aumento en los valores de dióxido de azufre y a su vez, con periodos de incrementos en las concentraciones de iones y especies menores en los manantiales mencionados anteriormente.

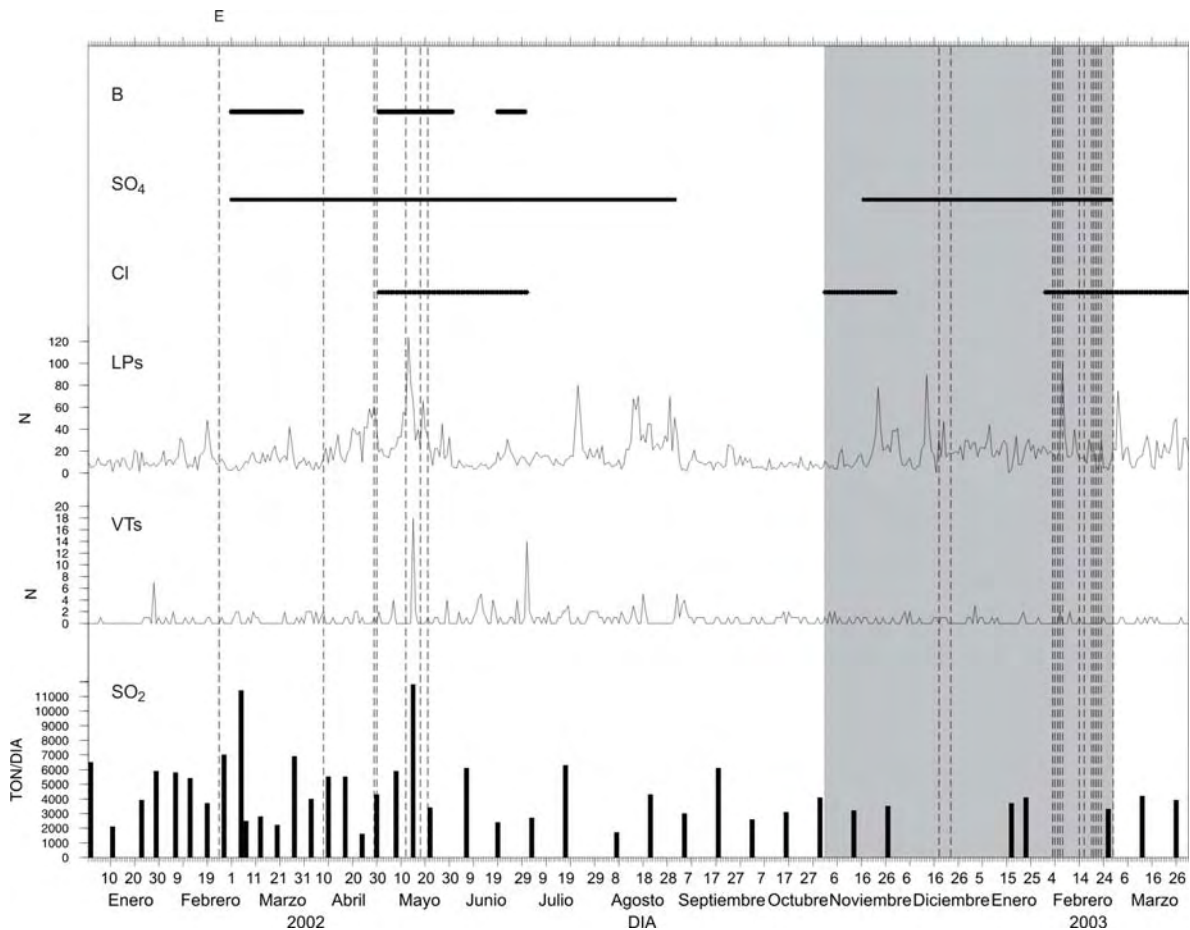
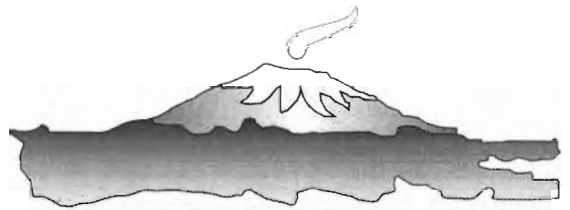


Figura 53. Sismicidad del volcán Popocatepetl y emisiones de bióxido de azufre reportados por el CENAPRED de enero 2002 a marzo de 2003. En la parte superior se indican los meses en los cuales Armienta et al., 2008 reportaron un incremento en las concentraciones de Cl^- , SO_4^{2-} y boro. Las líneas discontinuas representan el día en que ocurrió una explosión (E). La zona sombreada señala el periodo de estudio de este trabajo.

CAPÍTULO 5

DISCUSIÓN



La sismicidad del Popocatepetl durante los meses de enero de 2002 a marzo de 2003 muestra los diferentes procesos que se llevan a cabo al interior del volcán durante un periodo de extrusión de un domo que culmina con una serie de explosiones en diciembre de 2002 y febrero de 2003. Las observaciones durante este periodo de tiempo muestran que la actividad del volcán estuvo compuesta principalmente por emisiones de gas, ceniza y vapor de agua (eventos LP), así como por episodios de tremor y escasos sismos volcanotectónicos.

En este análisis se observó que las señales sísmicas asociadas a eventos de periodo largo presentan formas de onda y amplitudes similares, sin embargo, algunos eventos difieren entre sí en cuanto a su contenido espectral y en algunas ocasiones, en la forma de onda. La similitud entre LPs representa un conjunto de eventos que han sido producidos dentro de un volumen de fuente a partir del cual la energía es radiada a lo largo de una ruta similar. Los diferentes tipos de eventos LP observados en el Popocatepetl durante todo el periodo de análisis no presentan cambios previos a los eventos explosivos o después de éstos. Es posible que las fuentes que generan estos eventos sean estables (Collier y Neuberg, 2006; Powell y Neuberg, 2003; Chouet et al., 2002) y no evolucionen de forma significativa durante la destrucción del domo. La capacidad de repetición de los patrones de los eventos LP podría indicar que el mecanismo de presurización está bien ordenado y genera diferentes fuentes sísmicas que son reactivadas de la misma manera una y otra vez (Neuberg et al., 2006; Arciniega-Ceballos et al., 2008).

De acuerdo con Arciniega-Ceballos et al. (2008), las fuentes que dan origen a los eventos LP se encuentran concentradas en una región cilíndrica y vertical, con dimensiones de 100 m de norte a sur y 700 m de este a oeste. La profundidad de la región comprende desde la base del cráter (a una elevación de 5100 m) hasta aproximadamente 3000 m bajo éste.

La existencia de narices en eventos de periodo largo en el volcán se observó durante todo el 2002 a marzo de 2003. Este tipo de señales se ha visto en el volcán desde su reactivación, en 1994 (Carlos Valdés, comunicación personal, 2008) y es común en otros volcanes, como el Shishaldin en Alaska (Caplan-Auerbach y Petersen, 2005), Koryakski en Rusia (Gordeev y Senyukov, 2003) y Galeras, Colombia (Gil Cruz y Chouet, 1997).

La forma de onda en los eventos de periodo largo que contienen narices es muy similar a la de los eventos que se presentan sin nariz. Es posible que ambos tipos de eventos compartan un mecanismo de fuente común así como la ubicación. En el volcán Galeras, en Colombia, Gil Cruz y Chouet (1997) sugieren que el origen de las narices radica en un mecanismo que involucra dos fracturas discretas, localizadas en un rango de profundidad de 250 – 390 m bajo la base del cráter, y una burbuja ascendente de gas, mientras que Ibáñez y colaboradores (2003) proponen, para el volcán Isla Decepción, que tanto la fase que conforma la nariz como la de periodo largo tienen localizaciones diferentes y suponen que la fuente tiene su origen en el fracturamiento de fallas someras que se encuentran lubricadas por fluidos. Sin embargo, se debe tomar en cuenta que la ocurrencia de estos eventos en el Popocatepetl no se ve alterada por la crisis eruptiva de diciembre 2002 y febrero 2003, lo cual sugiere que los eventos son generados por fuentes repetitivas y no destructivas.

Es posible que el mecanismo detonante de los eventos de periodo largo con narices sea la energía sísmica generada precisamente por la nariz. Posiblemente, el origen de estos eventos tiene lugar cuando un cambio transitorio de presión dentro del flujo genera la señal de nariz que viaja por el conducto volcánico a una región somera, donde produce a su vez una señal de periodo largo (Caplan-Auerbach y Petersen, 2005). Esta señal puede ser originada de dos formas: por la interacción agua – magma y por la coalescencia de burbujas. En el primer caso, las ondas sísmicas que afectan el límite entre magma y agua ocasionan el colapso de una capa aislante muy delgada en el límite. Este colapso ocurre a partir de ondas de choque (De la Cruz Reyna, comunicación personal, 2008), produciendo la interacción entre magma y agua y como consecuencia, la evaporación de esta última (Buttner y Zimanowski, 1998). El segundo mecanismo consiste en el paso de la energía que genera la nariz a través de una capa somera de espuma o de burbujas. Las burbujas sufren una rápida descompresión y se unen para formar una burbuja de mayor tamaño, generando un evento de periodo largo y un pulso de gas (Jaupart y Vergnolle, 1989). Ambos mecanismos pueden generar eventos LP con y sin nariz: Wohletz (2002) establece que es posible que el agua sobrecalentada llegue a la evaporación sin la necesidad de un detonante, mientras que

una capa de espuma que sobrepasa un espesor crítico llegará a colapsar por si sola de acuerdo con Jaupart y Vergnolle (1988).

Para el caso del volcán Popocatépetl, Chouet y colaboradores (2005) sugieren que los mecanismos de fuente de los eventos LP en el Popocatépetl son generados a partir de una fractura somera (*sill* con un buzamiento de 10° al este) que interseca a otra fractura con una pendiente considerable (dique con una orientación al noreste y buzamiento de 83°) cuya extensión superficial cruza el respiradero del volcán (Figura 54). Según los autores, el centro del modelo propuesto se localiza a una profundidad de 1500 m a partir de la base del cráter, lo cual coincide con la localización de las fuentes que generan los eventos LP propuesta por Arciniega-Ceballos et al. (2008). Los componentes volumétricos de la fuente indican que el movimiento significativo se genera dentro del *sill* y detona una respuesta en el dique segundos después (Arciniega-Ceballos, et al., 2008). Chouet et al. (2005) concluyen que el comportamiento de la fuente es congruente con una abertura que permite el escape de los gases generados por la cristalización del magma y que se encuentran acumulados en el *sill*.

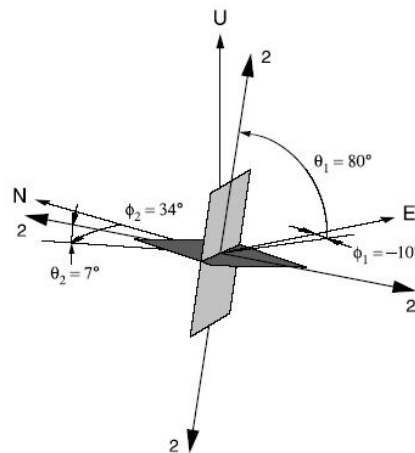


Figura 54. Mecanismo de fuente de eventos LP propuesto para el volcán Popocatépetl. E, N y U indican las coordenadas de referencia (E=East, N= North, U=Up). Los planos representan las orientaciones del dique y el *sill* propuestos. Tomado de Chouet et al., 2005.

Durante los cuatro meses de estudio, la duración predominante de las narices fue de 2 a 4 segundos. Este comportamiento sugiere que el contenido de gas, así como el flujo de éste en el volcán presenta un comportamiento relativamente estable (Gordeev y Senyukov, 2003), aunque en ocasiones existen rápidas fluctuaciones que se ven reflejadas en los escasos eventos con duraciones de 20 a 25 s en enero de 2003, aproximadamente dos semanas antes de que comenzara la crisis explosiva del mes de febrero y que coinciden con un aumento en el número de eventos LP por día. El incremento en la duración de las narices refleja la incorporación de nuevo gas al sistema a partir de la exsolución que se lleva a cabo en el magma. La aportación de gases durante este periodo también se ve reflejada en el aumento de las concentraciones del ión SO_4 en seis manantiales (Armienta et al., 2008). Después de la crisis explosiva, la disminución en el número diario de eventos LP coincide con una disminución en los valores de ambos ejes del inclinómetro de Canario. El cambio en ambos parámetros sugiere nuevamente que este tipo de eventos sísmicos está ligado a procesos de despresurización del sistema.

En los episodios de tremor observados durante el periodo de estudio de noviembre de 2002 a febrero de 2003, se observó que la mayor duración de éstos se presentó aproximadamente tres meses atrás, en agosto y septiembre, con ocurrencia de tremor de hasta 1200 minutos por día durante la extrusión de un nuevo domo. En estos meses también se presentó un incremento de los iones SO_4^{2-} y Cl^- (Armienta et al., 2008), probablemente por el aporte de gases volcánicos en aguas subterráneas que alimentan a los manantiales.

Neuberg y colaboradores (2000) proponen que el tremor tiene lugar a partir de una resonancia de baja frecuencia generada por un evento con una contribución en altas y bajas frecuencias como la ondícula elemental. Los picos sencillos observados en el espectro y su comportamiento están relacionados con los parámetros de fuente de la resonancia, mientras que los armónicos enteros revelan la frecuencia de disparo. Para los episodios de tremor del Popocatepetl analizados, el contenido de frecuencias cambió con el tiempo (intervalos de minutos hasta horas). Esto sugiere que las condiciones para la ocurrencia de tremor cambian dentro del volcán y es probable que la evolución en las frecuencias sea el resultado de un cambio sistemático en la fuente (Hellweg, 2000; Benoit y McNutt, 1997; Gordeev et

al., 1990; Konstantinou y Schlindwein, 2002). Julian (1994, 2000) sugiere que este fenómeno se debe a oscilaciones en el fluido causadas por fluctuaciones en el flujo a través de un conducto como un sistema de retroalimentación. Jousset et al. (2003) consideran que el cambio en las propiedades del magma influye en las velocidades de onda, así como en el nivel de nucleación de burbujas (Maryanto et al., 2007). Esto modifica la longitud efectiva del conducto, factor relevante para el comportamiento en la resonancia y por ende, en el contenido de frecuencias. Hellweg (2000) propone varios modelos de fuente que justifican la variación de las frecuencias en las señales de tremor. Uno de ellos, sugiere la existencia de remolinos que se forman dentro de un flujo de vapor, aire o agua cerca de la superficie del volcán, a partir de irregularidades en el conducto y que generan pulsos que producen resonancia. Las variaciones en la frecuencia podrían ser el resultado de cambios en la velocidad del flujo (Benoit y McNutt, 1997) o en la viscosidad del fluido.

El proceso de degasificación del magma que condujo a la presurización y despresurización del volcán Popocatepetl durante el periodo de estudio de este trabajo podría estar asociado con el modelo de la botella de champagne propuesto por Sturton y Neuberg, 2003 (Figura 55). Cuando el sistema volcánico se encuentra sellado (presencia de un domo), los líquidos, ya sea magma o agua en un sistema hidrotermal, se encuentran saturados con gas. La cantidad de gas que se separa del magma depende de la presión. A medida que decrece la presión, el gas disuelto en la mezcla se separa y da origen a burbujas. Si existe una descompresión, a causa de la destrucción de un domo o por degasificación, el tamaño de las burbujas aumenta por difusión o por expansión. El gas que se ha separado previamente de la solución se expande debido a la caída de presión, lo que incrementa el volumen del gas. La densidad del magma que ha sufrido la exsolución de gas es mayor, además de tener una velocidad sísmica menor que la del magma que carece de burbujas (Sturton y Neuberg, 2003).

Si se observa la actividad sísmica del Popocatepetl en los meses de agosto y septiembre de 2002, se puede notar una relación en los episodios de tremor con la extrusión de un nuevo domo, lo cual indica que el magma se encontraba en ascenso. Es probable que durante este periodo los gases disueltos en el magma escapen lentamente por un conducto relativamente

abierto, ello implicaría una disminución en el volumen de gas al interior del sistema. Con la caída en la presión se generan burbujas que ascienden a la superficie del fluido. Mientras tanto, el gas continúa escapando por la abertura y generando burbujas que ascienden a la superficie (Lensky et al., 2004). Estos ciclos generan episodios de tremor por largos periodos de tiempo. La evolución en las frecuencias que se presentó en las señales de tremor del volcán podría deberse a variaciones de presión durante los ciclos de formación de burbujas.

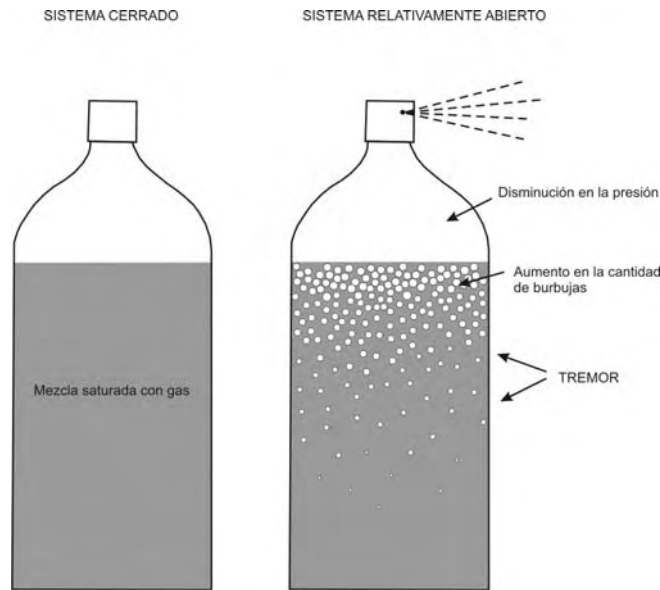


Figura 55. Modelo de la botella de champagne (Sturton y Neuberg, 2003) sugerido para el volcán Popocatepetl. En un sistema cerrado, el magma está saturado con gas. Al disminuir la presión, el gas disuelto se mezcla y genera burbujas. El colapso de un domo y la degasificación del magma generan una descompresión en el sistema y esto ocasiona el crecimiento de las burbujas. El gas se expande por la caída en la presión y se incrementa su volumen. Nuevas burbujas son generadas para compensar la caída de la presión.

Tomando estos modelos en consideración es posible que el tremor armónico en el Popocatepetl sea generado cerca de la superficie, a partir del movimiento de agua o gases y que las variaciones en las frecuencias sean bajas cuando el conducto se encuentra más enriquecido con gas (velocidades más bajas) y cambien a medida que se pierde el gas y aumenta la velocidad acústica (Benoit y McNutt, 1997). Probablemente el tremor espasmódico observado al principio y al final de algunos episodios es generado por un cambio transitorio de presión en un momento en que el conducto se encuentra cerrado en

uno de sus extremos, una vez que el flujo se estabiliza, la resonancia se vuelve armónica y puede durar varios minutos. Una vez que el cambio de presión termina (quizá por el cierre del sistema en un extremo o el cierre de la válvula por donde pasa el flujo), éste sufre nuevamente una desestabilización que se registra como tremor espasmódico al final del episodio de tremor (Carlos Valdés, comunicación personal, 2008). Los mecanismos que propician el cierre del sistema no han sido totalmente comprendidos en este volcán, ya que no existe una correlación visual de la actividad del volcán, para este periodo, en el momento en que se generó este tipo de tremor y no se puede asociar a un proceso en concreto.

Es posible que la sismicidad presente en el volcán durante el 2002 y principios del 2003 esté asociada los primeros meses a la destrucción del domo reportado por el CENAPRED (diciembre de 2001) con las explosiones ocurridas en febrero, abril y mayo de 2002. Durante estos meses la degasificación en el volcán es notable a partir del aumento de enjambres de eventos LP por día que alcanza el máximo número de sismos diarios (el 13 de mayo) en ese año justo antes de la explosión del 18 de mayo (Figura 56). Este comportamiento coincide con el aumento en las concentraciones de Boro y Cl⁻ debido a la exsolución de los volátiles del magma que penetran hacia las aguas subterráneas que alimentan a los manantiales (Armienta, et al., 2008). Días después de este evento, el número de LPs se reduce considerablemente (ver Figura 56).

La despresurización en el interior del edificio volcánico ocasiona un reacomodo en la estructura ya que existe una relajación en el sistema, el fracturamiento interno debido a este proceso se ve reflejado en el aumento de eventos volcanotectónicos con mecanismos focales predominantes de tipo normal (Arámbula, 2007) durante los días en que ocurren las dos explosiones de mayo de 2002, ya que el edificio se encuentra en un régimen extensivo. El decremento en la sismicidad VT después de los eventos explosivos indica que la presión excesiva en el magma bajo el volcán fue liberada a través de la destrucción del domo.

A finales del mes de mayo (después de los eventos explosivos que destruyeron el domo) hasta principios de julio, es posible que el aumento en el número de volcanotectónicos por día sea a causa de un esfuerzo constante inducido por la intrusión de material, que es

impuesto al sistema volcánico. El magma comienza a subir por la superficie, propagándose por las fracturas. El esfuerzo inducido por el volumen de material produce a su vez nuevas fracturas que permiten el desplazamiento lento del magma hacia la superficie. Los gradientes térmicos generados por el contacto de material fresco con magma remanente acumulado en algún reservorio o diques secundarios podrían generar también fracturamiento en la zona (De la Cruz-Reyna et al., 2008).

Durante estos meses se presenta una aceleración de tipo hiperbólico en la ocurrencia de los eventos volcanotectónicos (ver Figura 23). Sin embargo, la tasa de aceleración es baja y no ocurre ningún evento explosivo después. Este comportamiento es similar al que De la Cruz-Reyna y colaboradores (2008) observaron en el volcán meses antes de la explosión de diciembre de 1994 que marcó su reactivación y que está asociado a un esfuerzo constante en el sistema debido a la intrusión de nuevo magma.

Los eventos VT que se observaron antes y durante la mayor duración de episodios de tremor y eventos de periodo largo en los meses de agosto y septiembre, así como los ocurridos durante los meses de octubre a diciembre contienen mecanismos principalmente de tipo inverso (Arámbula, 2007), ya que en esta etapa el volcán se encuentra bajo un régimen compresivo debido a la presurización ocasionada por el gas volcánico o magma bajo la cima que produce otro nuevo incremento en las concentraciones de Boro, Cl⁻ y SO₄²⁻, así como esfuerzos regionales (Umakoshi et al., 2001). Este comportamiento se ha presentado también en otros volcanes, como el Soufrière Hills (Aspinall et al., 1998; Miller et al., 1998) y el volcán Unzen (Umakoshi et al., 2001).

Los volcanotectónicos se encuentran localizados en su mayoría al sureste del edificio volcánico en el mes de diciembre y contienen mecanismos focales de falla de corrimiento y de tipo normal, además de estar alineados con una orientación SE-NW (Martínez, 2006). Posiblemente están asociados con un cambio de esfuerzos regionales asociados a la dirección del esfuerzo de máxima distensión (SE-NW) (De la Cruz-Reyna et al., 2008).

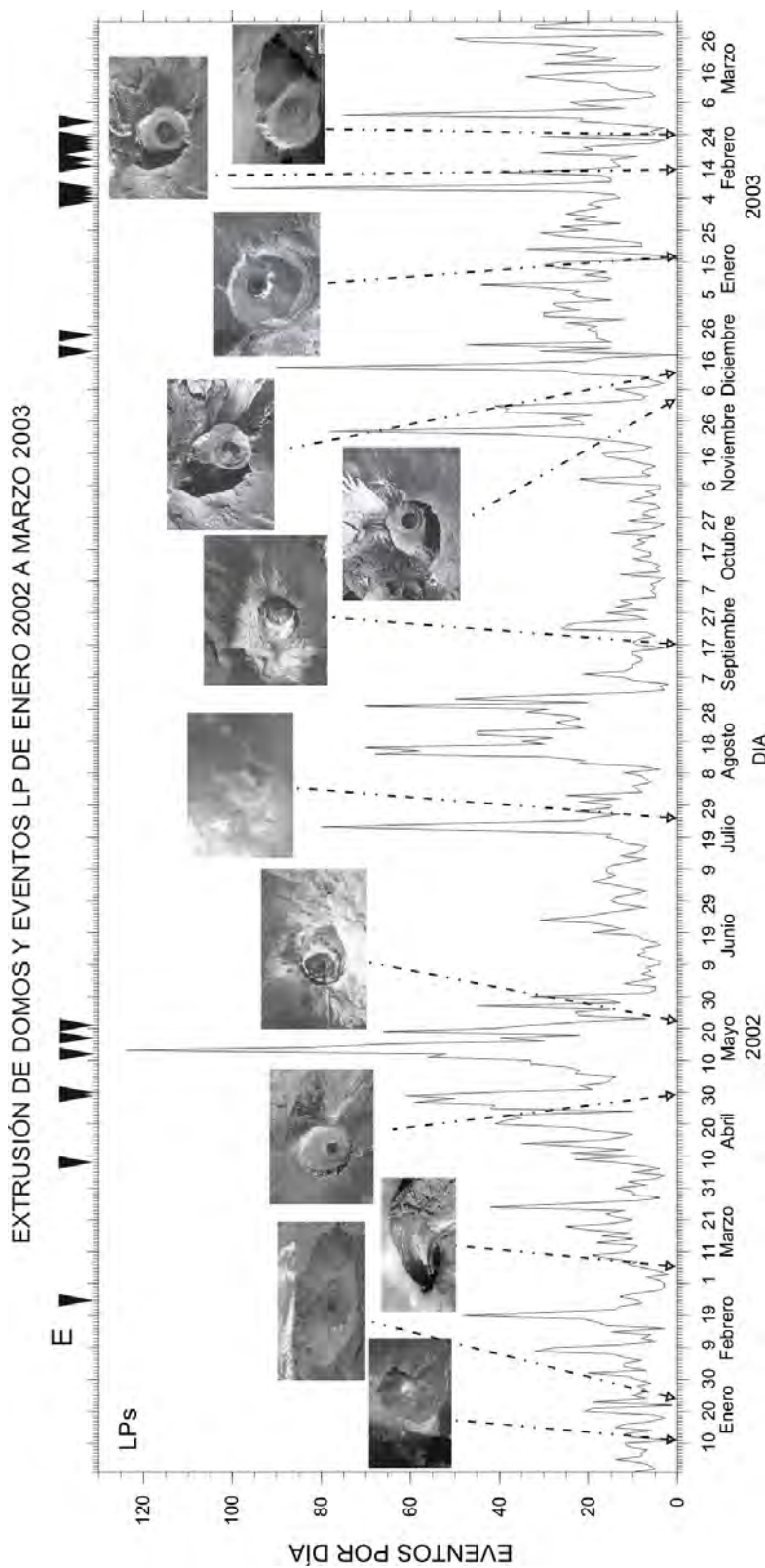


Figura 56. Eventos de periodo largo y evolución de los domos de lava de enero 2002 a marzo de 2003. Las flechas en la parte superior de la gráfica señalan los días en que se registraron eventos explosivos (E). (Fotografías tomadas de www.cenapred.unam.mx)

La concentración de eventos en esta región sugiere actividad en la falla con la misma orientación propuesta por DeCserna (1988) y cuya existencia ha sido verificada en estudios anteriores por el comportamiento anómalo en residuales observado a partir de sismos regionales y telesismos (Quezada-Reyes, 2003) durante varias etapas de actividad volcánica (Valdés et al., en elaboración).

En la Figura 57 se presenta un esquema del comportamiento del volcán durante la extrusión del domo reportado a partir de mayo de 2002 hasta su destrucción en el mes de febrero de 2003. La degasificación del conducto, recientemente abierto por las explosiones de abril y principios de mayo de 2002, continúa por varios días, generando eventos de periodo largo (A). Durante los primeros meses un nuevo aporte de magma se mezcla con material remanente, generando gradientes térmicos que dan origen a nuevas fracturas (De la Cruz-Reyna et al., 2008). En esta etapa el conducto se encuentra sometido a un régimen extensivo debido principalmente al esfuerzo inducido por el ascenso del material, lo que da origen a sismos volcanotectónicos.

Una vez que el magma llega a la superficie se enfría y comienza la formación del nuevo domo, el cual obstruye la salida de los gases que se han separado del magma y ocasiona que se acumulen por debajo de la base del domo (Maryanto, et al., 2007), incrementando la presión en esta región (Sparks, 1997) (B). En agosto y septiembre de 2002 se siguen observando sismos volcanotectónicos principalmente por la presurización del conducto, eventos LP y un incremento en la duración de episodios de tremor, ambos eventos, a causa de la exsolución de volátiles. En diciembre se presentan dos explosiones y varios episodios más en febrero (C) que comienzan la destrucción del domo de lava. Durante este proceso disminuye el volumen y la presión generada por los gases acumulados bajo el domo. Un número considerable de eventos LP por día, así como un ligero aumento de sismos volcanotectónicos refleja la degasificación gradual del sistema y por ende, la relajación de esfuerzos a los que se encontraba sometido el edificio volcánico.

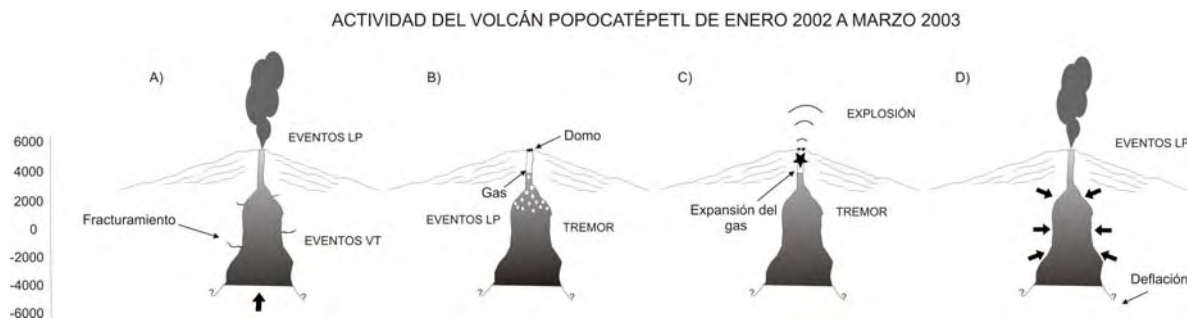


Figura 57. Actividad del volcán Popocatepetl durante la extrusión y destrucción del domo de lava reportado en mayo de 2002. A) El ascenso de material a finales de mayo genera eventos VT y la exsolución de los volátiles se ve reflejada en el aumento de LPs. B) Un nuevo domo obstruye la salida de los gases y éstos se acumulan por debajo de éste, se generan eventos VT, LP y tremor en agosto y septiembre. C) Eventos explosivos en diciembre y febrero destruyen el domo provocando el escape de los gases, hay tremor y eventos LP a principios del 2003 (D) por la intensa degasificación del sistema. La geometría del conducto que se muestra en la figura es puramente con fines esquemáticos.

En el análisis realizado de noviembre 2002 a febrero 2003 es posible observar que no existen patrones claros en la sismicidad que pudieran ser reconocidos como precursores claros de una explosión, si bien el comportamiento de ésta es más claro al extender el análisis para todo el 2002, no sería fácil establecer predicciones eficaces con respecto a los eventos explosivos de este periodo. Las únicas señales que podrían considerarse como precursores son aquéllas semejantes a eventos de tremor visibles únicamente en periodos largos. Sin embargo, su aparición en diez eventos explosivos, lo cual equivale al 61% del total de las explosiones analizadas en este trabajo, no garantiza que realmente se trate de un precursor de la actividad explosiva. Si bien su contenido de bajas frecuencias coincide con las frecuencias del ruido oceánico (0.41 – 0.3 Hz), las fluctuaciones de éstas en un periodo corto de tiempo podrían asociarse con un proceso de fuente debido a la exsolución de los volátiles que ocasionan variaciones de presión al interior del sistema. El análisis de RSAM para un periodo de tiempo más largo permitiría identificar cambios importantes en el nivel de la sismicidad del volcán. Sin embargo, en este caso no arrojó resultados concretos ya que fue realizado durante las 24 horas previas a cada evento explosivo. El análisis en las concentraciones de los iones Cl^- , SO_4^{2-} y especies menores como el Boro mostraron cambios sustanciales antes de las explosiones de diciembre y febrero asociados con el crecimiento del domo. Finalmente, la disminución en los valores de las curvas de

deformación (ejes X e Y) del inclinómetro de Canario, a causa de la deflación del edificio volcánico, indican la despresurización que sufrió el sistema durante las explosiones del mes de febrero y en el mes de marzo. La ausencia de datos de los otros dos inclinómetros para la crisis eruptiva y del mismo inclinómetro de Canario, previos a ésta, no permitieron realizar un estudio con mayor detalle sobre el comportamiento de la estructura volcánica a partir del crecimiento del domo.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES



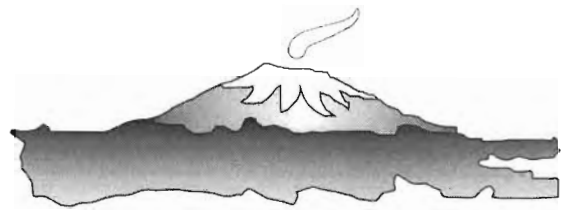
- La recurrencia de los eventos de periodo largo, así como de las narices durante todo el periodo de estudio, indica un proceso de fuente estacionario y no destructivo, el cual es generado a partir de la interacción agua – magma o por la coalescencia de burbujas. Los diferentes tipos de eventos LP identificados en este análisis sugiere la existencia de distintas fuentes. La presencia de este tipo de sismicidad antes y después de eventos explosivos son un claro indicio de la inestabilidad del sistema.
- Los episodios de tremor durante el crecimiento del domo durante el 2002 ocurren principalmente por la resonancia: a) del fluido ascendente con un alto contenido de burbujas y b) los gases acumulados bajo el domo de lava. Las fluctuaciones en las frecuencias durante los episodios de tremor a lo largo de todo el análisis ocurren posiblemente por cambios en la velocidad del flujo, en la presión o en el nivel de nucleación de burbujas.
- Los sismos volcanotectónicos ocurridos bajo el cráter durante el periodo de estudio están relacionados con fracturamiento de rocas a causa de la intrusión de nuevo material durante la extrusión del domo y por el reacomodo de la estructura a causa de la intensa degasificación que tuvo lugar una vez que éste fue destruido. Los sismos VT que se localizan al sureste del volcán podrían haber sido originados por esfuerzos tensionales que reactivaron una falla antigua con dirección SE-NW, a causa de la intensa actividad del volcán durante los últimos 14 años.
- Los eventos explosivos de diciembre 2002 y febrero 2003 presentan características diferentes entre un evento y otro: el 66% de las explosiones presenta un aumento en el nivel de ruido entre 5 y 18 horas antes de que ocurra el evento, mientras que el 61% de los eventos explosivos muestra una señal visible en periodos largos posiblemente asociada a movimientos lentos de material a poca profundidad. Se recomienda analizar eventos explosivos de otras etapas de actividad del Popocatepetl para verificar si la hipótesis de que estas señales podrían ser precursoras de eventos explosivos tiene validez.

- Las erupciones en un volcán, así como los tipos de precursores que lo anteceden, dependen en gran medida del estado del sistema, es decir, si éste se encuentra abierto o cerrado. Los sistemas cerrados pueden modelarse como material sometido a esfuerzos: la acumulación del magma o de fluidos derivados inducen cargas ocasionan un comportamiento en el volcán que va en ascenso y que culmina con el fallamiento del material, el cual, a su vez, genera la abertura del sistema y una explosión. Este estado de recarga y fenómenos que lo acompañan son considerados como precursores de actividad eruptiva. Los cambios en la tasa de deformación del edificio, sismicidad, emisiones de gas, entre otros, son el reflejo de la pérdida de cohesión del material (De la Cruz-Reyna y Reyes-Dávila, 2001). La sismicidad del volcán a lo largo de los meses de estudio no muestra cambios que pudieran considerarse como precursores de los eventos explosivos reportados en diciembre y febrero, por lo tanto, es probable que durante esta crisis eruptiva el sistema se encontrara relativamente abierto. Debido a la ausencia de precursores en esta etapa, no hubiera sido posible establecer una predicción a corto plazo basada en un aumento de la sismicidad. La actividad del volcán en este periodo corresponde a la parte final del crecimiento de un domo de lava y posteriormente, a su destrucción.
- El éxito de un pronóstico adecuado sobre posibles escenarios eruptivos en el Popocatepetl a partir del conocimiento de su estado durante diversas etapas de actividad radica en la eficacia de un monitoreo conjunto que sea óptimo y sobre todo, constante. La manifestación de anomalías en el análisis químico de manantiales fue una herramienta de gran utilidad para detectar cambios internos importantes en el volcán. Por el contrario, si no se cuenta con suficiente información, como en el caso de la ausencia tanto de valores reportados por inclinómetros durante varios meses como en los valores de emisiones de gas en el periodo de estudio de este trabajo, se tendrá una gran limitante para comprender la actividad del volcán antes y durante escenarios eruptivos críticos.
- Es recomendable realizar un monitoreo continuo de deformación tanto en la estación de Canario como en otros flancos del volcán, en particular, en la zona sur.

Un registro óptimo de la deformación del edificio sería útil para observar cambios que pudieran detonar algún colapso en la zona menos estable del volcán (zona sur), como se ha visto en repetidas ocasiones de acuerdo con estudios realizados anteriormente (Siebe et al., 1996b). Así como la respuesta del edificio volcánico a los procesos que tienen lugar en su interior durante diferentes etapas de actividad. Se recomienda también un muestreo constante de emisión de gases que permita mantener un registro continuo de observaciones para conocer los procesos de degasificación de este volcán, los cuales mantienen una estrecha relación con la deformación del edificio volcánico.

- Los resultados de este análisis muestran que en el volcán Popocatépetl no siempre se presentan cambios en la sismicidad, antes de una crisis eruptiva, tan claros como los observados antes del evento explosivo del 18 de diciembre de 2000 (Arámbula, 2002). Por esta razón, no es posible determinar patrones de sismicidad que sean recurrentes en diferentes etapas de actividad. La constancia en la aplicación de las diferentes técnicas de vigilancia volcánica y de un procesamiento continuo de los datos tendrá como consecuencia un mejor conocimiento del comportamiento del Popocatépetl, lo cual se verá reflejado en la toma de decisiones durante etapas críticas de actividad.

REFERENCIAS



Aki, K., 1992. State of the art in volcanic seismology. En: *Volcanic Seismology, Proceedings Volume* vol. 3, Gasparini, P., Scarpa, R. and Aki, K., (eds), Springer, Heidelberg, pp. 3–12.

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

Arámbula Mendoza, R., 2007. Estado de esfuerzos en el volcán Popocatépetl obtenido con mecanismos focales, en el periodo de actividad de 1996 a 2003. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica, UNAM.

Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B., Dawson, Ph., Asch, G., 2008. Broadband seismic measurements of degassing activity associated with lava effusion at Popocatépetl volcano, Mexico. *JVGR*. 170: 12 – 23.

Armienta, M.A, Zamora, V., Varley, N., Ramos, E., 2002a. Radon and chemical monitoring at Popocatépetl volcano. *Geofísica Internacional* 41, 271 – 276.

Armienta, M.A, De la Cruz-Reyna, Morton, O., Cruz, O., Ceniceros. N., 2002b. Chemical variations of tephra-fall deposit leachates for three eruptions from Popocatépetl volcano. *JVGR* 113: 61 – 80.

Armienta, M.A., De la Cruz-Reyna, S., Gomez, A., Ramos, E., Ceniceros, N., Cruz, O., Aguayo, A., Martínez, A., 2008. Hydrogeochemical indicators of the Popocatépetl volcano activity, *JVGR* , 170: 35 - 50.

Aspinall, W.P., Miller, A.D., Lynch, L.L., Latchman, J.L., Stewart, R.C., White, R.A., 1998. Soufrière Hills eruption, Montserrat, 1995 – 1997: volcanic earthquake locations and fault plane solutions. *Geophys. Res. Lett.* 25: 3397 – 3400.

Banks, N. G., Tilling, R. I., Harlow, D.H., Ewert, J. W., 1989., *Volcano Monitoring and short-term forecasts*. En: *Short courses in geology, vol I: Volcanic Hazards*, R.I. Tilling (ed.), 51 – 80. Washington D.C: American Geophysical Union.

Benoit, J.P y McNutt, S., 1997. New constraints on source processes of volcanic tremor at Arenal volcano, Costa Rica, using broadand seismic data. *Geophys. Res. Lett.* 24: 449 – 452.

Bobrowski N., Platt U., 2007. SO₂/BrO ratios studied in five volcanic plumes. *JVGR*, 166:147-160.

Boudal, C., Robin, C., 1989. Volcán Popocatépetl: Recent eruptive history and potencial hazards and risks in future eruptions. En: *Volcanic Hazards, IAVCEI Proceedings in Volcanology 1*, J.H. Latter (Ed), Springer – Verlag, Berlin, pp 110 – 128.

- Buttner, R., Zimanowsky, B., 1998. Physics of thermohydraulic explosions. *Phys. Rev.*, E 57, 5726 – 5729.
- Cabral-Cano, E., Correa-Mora, F., Meertens, C., 2008. Deformation of Popocatepetl volcano using GPS: Regional geodynamic context and constrains on its magma chamber, *JVGR*, 170: 24 – 34.
- Caplan-Auerbach, J., Petersen, T., 2005. Repeating coupled earthquakes at Shishaldin Volcano, Alaska. *JVGR*, 145: 151 – 172.
- Capra, L., Macías, J.L., Scott, J.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, *JVGR*, 113:81 – 110.
- Carapezza, M.L., Federico, C., 2000. The contribution of fluid geochemistry to the volcano monitoring of Stromboli. *JVGR* 95:227-245.
- Carrasco Núñez, G., Silva Mora, L., Delgado Granados, H., Urrutia Fucugauchi, J., 1986. Geología y Paleomagnetismo del Popocatepetl. Serie de Investigación, Instituto de geofísica, UNAM, No. 33.
- Collier, L., Neuberg, J., 2006. Incorporating seismic observations into 2D conduit flow modeling. *JVGR*, 152: 331 – 346.
- Cornelius, R.R., Voight, B., 1994. Seismological aspects of the 1989-1990 eruption at Redoubt volcano, Alaska: the Materials Failure Forecast Method (FFM) with RSAM and SSAM seismic data. *JVGR*, 62: 469 – 498.
- Chouet, B., 1985. Excitation of a Buried Magmatic Pipe: A Seismic Source Model for Volcanic Tremor. *J. Geophys. Res.* 90: 1881 – 1893.
- Chouet, B., 1992. A Seismic Model for the Source of Long-Period Events and Harmonic Tremor. En: *Volcanic Seismology*. Gasparini, P., Scarpa, R., Aki, K., (eds.) (IAVCEI proceedings in volcanology ; 3). Springer-Verlag, Germany. Pp 572.
- Chouet, B., 1996. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature* 380, 309 – 316.
- Chouet, B., Dawson, Ph., Arciniega-Ceballos, A., 2002. Source mechanism of Vulcanian degassing at Popocatepetl volcano, Mexico, determined from waveform inversions of very long period signals. *J. Geophys. Res.* 110, B07301, doi: 10.1029/2004JB003524.
- Cruz-Atienza, V., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Shapiro, N.M., Valdés, C., Iglesias, A., 2001. Size of Popocatepetl volcano explosions (1997 - 2001) from waveform inversion. *Geophys. Res. Lett.* 28: 4027 – 4030.

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

De la Cruz-Reyna, S., Armienta, M.A., Zamora, V., Juarez, F., 1986. Chemical Changes in spring Waters at Tacana Volcano, Chiapas, Mexico: A Possible Precursor of the May 1986 Seismic Crisis and Phreatic Explosion. J. VGR, 38: 345-353.

De la Cruz-Reyna, S., Reyes-Dávila, G.A., 2001. A model to describe precursory material-failure phenomena: applications to short-term forecasting at Colima volcano, Mexico. Bull volcanol. 63: 297 – 308.

De la Cruz-Reyna, S., Tilling, R.I., 2008. Scientific and public responses to the ongoing volcanic crisis at Popocatepetl Volcano, Mexico: Importance of an effective hazards-warning system. 2008. JVGR, doi: 170: 121 – 134.

De la Cruz-Reyna, S., Yokoyama, I., Martínez-Bringas, A., Ramos, E., 2008. Precursory seismicity of the 1994 eruption of Popocatepetl Volcano, Central Mexico. Bull. Volcanol. 70: 753-767.

Delgado-Granados, H., Cárdenas González, L., Piedad Sánchez, S., 2001. Sulfur dioxide emissions from Popocatepetl volcano (México): Case study of a high-emission rate, passively degassing erupting volcano. JVGR 108:107 – 120.

Endo, E., Murray, T., 1991. Real-Time Seismic Amplitud Measurement (RSAM): a volcano monitoring and prediction tool. Bull Volcanol., 53: 533 – 545.

Ewert, J.W., Lockhart, A.B., Marcial, S., Ambubuyog, G., 1996. Ground deformation prior to the 1991 eruptions of Mount Pinatubo. En: Fire and Mud, Newhall, C.G and Punongbayan, R., (Eds.). <http://pubs.usgs.gov/pinatubo/>.

Fehler, M., 1983. Observations of Volcanic Tremor at Mount St. Helens Volcano., J. Geophys. Res., 88, 3476 – 3484.

Fukuzono, T., 1985. A new method for predicting the failure time of a slope. En: Proc IV International Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo.

Fukuzono, T., Terashima, H., 1985. Experimental study of slope failure in cohesive solids caused by rainfall. En: Int Symp on Erosion, debris flow and disaster prevention. Tsukuba, Japan.

Galindo, I., González, A., Ayala, R., 1996. Emisiones de Bióxido de Azufre del volcán Popocatepetl, México durante la erupción de Diciembre 1994 – Enero 1995. En: Volcán Popocatepetl Estudios Realizados durante la crisis de 1994 – 1995. CENAPRED. México. 285 – 294.

Gasparini, P., Scarpa, R., Aki, K.(Eds.), 1992. Volcanic Seismology. (IAVCEI proceedings in volcanology ; 3). Springer-Verlag, Germany. Pp 572

Giammanco, S., Ottaviani, M., Valenza, M., Veschetti, E., Principio, E., Giammanco, G., Pignato, S., 1998. Major and trace elements geochemistry on the ground Waters of a volcanic area: Mount Etna (Sicily, Italy). *Water Res.* 32, 19-30.

Gil Cruz, F., Chouet, B.A., 1997. Long-period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras volcano, Colombia, in 1991. *JVGR*, 77: 121 – 158.

González Pomposo, Guillermo J., 2003. 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.

Gordeev, E.I., Saltykov, V.A., Sinitsyn, V.I., Chebrov, V.N., 1990. Temporal and spatial characteristics of volcanic tremor wave fields. *JVGR*, 40: 89 – 101.

Gordeev, E. I., Senyukov, S.L., 2003. Seismic activity at Koryakski volcano in 1994: hybrid seismic events and their implications for forecasting volcanic activity. *JVGR*, 128: 225 – 232.

Guevara Ortiz, E., Quaa Weppen, R., Castelán Pescina, G., Ortiz González, J., Vázquez León, J., Morquecho Zamarripa, C., Alarcón Ferreira, A.M., Martínez Bringas, A., Vázquez Gómez A., Espitia Sánchez, G., Alonso Rivera, P., Cárdenas González, L., Noviembre 2003. Instrumentación y Monitoreo del Volcán Popocatepetl, Informe Técnico, CENAPRED. pp 100.

Harlow, D.H., Power, J.A., Laguerta, E.P., Ambubuyog, G., White, R.A., Hoblitt, R., 1996. Precursory seismicity and forecasting of the June 15, 1991 eruption of Mount Pinatubo. En: *Fire and Mud*, Newhall, C.G and Punongbayan, R., (Eds.). <http://pubs.usgs.gov/pinatubo/>.

Hellweg, M., 2000. Physical models for the source of Lascar's harmonic tremor. *JVGR*, 101: 183 – 198.

Ibañez, J.M., Carmona, E., Almendros, J., Saccorotti, G., Del Pezzo, E., Abril, M., Ortiz, R., 2003. The 1998 – 1999 seismic series at Deception Island volcano, Antarctica. *JVGR*, 128: 65 – 88.

Jaupart, C., Vergnolle, S., 1988. Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions. *Nature* 331, 58 – 60.

Jaupart, C., Vergnolle, S., 1989. The generation and collapse of a foam layer at the roof of a basaltic magma chamber. *J. Fluid Mech.* 203: 347 – 380.

- Jolly, A.D., Thompson, G., Norton, G.E., 2002. Locating pyroclastic flows on Soufrière Hill Volcano, Montserrat, West Indies, using amplitude signals from high dynamic range instruments. *JVGR*, 118: 299 – 317.
- Jousset, P., Neuberg, J., Sturton, S., 2003. Modelling the time-dependent frequency content of low-frequency volcanic earthquakes. *JVGR*, 128: 201 – 223.
- Julian, B.R., 1994. Volcanic tremor: Nonlinear excitation by fluid flow. *J. Geophys. Res.* 99: 11859 – 11877.
- Julian, B.R., 2000. Period doubling and other non-linear phenomena in volcanic earthquakes and tremor. *JVGR*, 101: 19 – 26.
- Konstantinou, K.I., Schlindwein, V., 2002. Nature, wavefield properties and source mechanism of volcanic tremor: a review. *JVGR*, 119: 161 - 187.
- Kumagai, H., Chouet, B.A., Dawson, P.B., 2005. Source process of a long-period event at Kilauea volcano, Hawaii. *Geophys. J. Int.* 161 (1), 243 – 254.
- 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. *JVGR*, 62: 137 – 151.
- Latter, J. H., 1979., *Volcanological Observations at Tongariro national Park, 2, Types and Classification of Volcanic Earthquakes, 1976 – 1978*, Rep. 150, 60 pp., N.Z. dep. Of Sci. And Ind. Res., Geophys. Div., Wellington.
- Lensky, N.G., Navon, O., Lyakhovsky, V., 2004. Bubble growth during decompression of magma : experimental and theoretical investigation. *JVGR*, 129: 7 – 22.
- Lesage, P. 2003. *Des résonances dans la Terre. Séismes Volcaniques et oscillations propres du globe*. Diplôme d’habilitation à diriger des recherches. Université de Savoie. Chambéry, France.
- Lesage, Ph., Mora, M., Alvarado, G.E., Pacheco, Javier, P., Métaixian, J-Ph., 2006. Complex behavior and source model of the tremor at Arenal volcano, Costa Rica. *JVGR*, 157: 49 – 59.
- Macías, J.L., Siebe, C., 2005. Popocatepetl’s crater filled to the brim: significance for hazard evaluation. *JVGR*, 141: 327 – 330.
- Malone, S.D., 1983. *Volcanic Earthquakes: examples from Mount St. Helens, Earthquakes: observations, theory and interpretation*, Eds. H. Kanamori and E. Boschi, North-Holland Publ. Co., Amsterdam, Pp. 436-455.

Maryanto, S., Iguchi, M., Tameguri, T., 2007. Constraints on the source mechanism of harmonic tremor based on seismological, ground deformation and visual observations at Sakurajima volcano, Japan. *JVGR*. In Press, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2007.10.004.

Martin-Del Pozzo, A.L., Espinasa-Pereña, R., Armienta M.A., Aguayo, A., Reyes. M., Sánchez, G., Cruz, O., Cenicerros, N., Lugo, J., González, V., Butrón, M.A., Villarreal, M., 1996. La emisión de cenizas y variaciones geoquímicas durante diciembre-marzo en el volcán Popocatepetl. En: *Volcán Popocatepetl Estudios Realizados durante la crisis de 1994 – 1995*. CENAPRED. México. 285 – 294.

Martin-Del Pozzo, A.L. González-Morán, T., Espinasa-Pereña, R., Butrino, M.A., Reyes, M., 2008. Characterization of the recent ash emissions at Popocatepetl Volcano, Mexico. *JVGR*. 170: 61 - 75.

Martínez Bringas, A., 2006. Variaciones temporales de la atenuación de las ondas coda y del valor de b, asociadas a la actividad del volcán Popocatepetl de 1995 a 2003. Tesis de Doctorado, Instituto de Geofísica, UNAM.

McGee, K.A., Jefferson Sutton, A., Wieprecht D.E., Iven, M.E., 1992. Techniques for continuous Monitoring of Surface Water at Active Volcanoes: Examples from Loowit Drainage, Mount St. Helens, and Kelut Crater Lake, Indonesia: En: Ewert and Swanson, (eds.), 1992, *Monitoring Volcanoes: Techniques and Strategies Used by the Staff of the Cascades Volcano Observatory, 1980-1990*: USGS Bulletin 1966, 175-179.

McNutt, S. R., 1996. Seismic Monitoring and Eruption Forecasting of Volcanoes: A Review of the State-of-the-Art and Case Histories. En: *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*, Scarpa R and Rilling R.I. (eds), Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Alemania. 99 – 146.

McNutt, S., 2000. Seismic Monitoring. En: *Encyclopedia of Volcanoes*, Sigurdsson, H. (Ed) Academic Press, EUA. 1095 – 1119.

Miller, A.D., Stewart, R.C., White, R.A. Lucket, R., Baptie, B.J., Aspinall, W.P., Latchman, J.L., Lynch, L.L., Voight, B., 1998. Seismicity associated with dome growth and collapse at the Soufrière Hills volcano, Montserrat. *Geophys. Res. Lett.* 25:3401 – 3404.

Mora, M., 2003. Etude de la structure superficielle et de l'activité sismique du volcan Arenal, Costa Rica. Tesis de Doctorado, Université de Savoie, Francia.

Morquecho, C., Alonso, P., Espitia, G., Guevara, E., Castelán, G., 2003. Reporte Preliminar de los registros obtenidos por la red de observación sísmica del Cenapred del temblor del 21 de enero de 2003 ocurrido en las costas de Colima (M = 7.6). Reporte Técnico. CENAPRED.

Murray, T., Endo, E., 1992, A Real-Time Seismic-Amplitude Measurement System (RSAM) En: *Monitoring Volcanoes: Techniques and Strategies Used by the Staff of the*

Cascades Volcano Observatory, 1980-1990: USGS Bulletin 1966, Ewert and Swanson, (eds.), 1992, 5-10.

Neuberg, J., Luckett, R., Baptie, B., Olsen, K., 2000. Models of tremor and low-frequency earthquake swarms on Montserrat. *JVGR* 101: 83 – 104.

Neuberg, J., O’Gorman, C., 2002. A model of the seismic wavefield in gas-charged magma: Application to the Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In: Druitt, T.H., Kolelaar, B.p. (Eds.), *The Eruptions of the Soufrière Hills volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Memoirs Geological Society, London, pp. 603 – 609.

Neuberg, J.W., Tuffen, H., Collier, L., Green D., Powell, T., Dingwell, D., 2006. The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat, *JVGR*, 153: 37 – 50.

Nishimura, T., Ueki, S., Yamawaki, T., Tanaka, S., Hashino, H., Sato, M., Nakamichi, H., Hamaguchi, H., 2003. Broadband seismic signals associated with the 2000 volcanic unrest of Mount Bandai, northeastern Japan, *JVGR* 119: 51 – 59.

Palano, M., Puglisi, G., Gresta, S., 2008. Ground deformation patterns at Mt. Etna from 1993 to 2000 from joint use of InSAR and GPS techniques. *JVGR*. 169: 99 – 120.

Powell, T.W., Neuberg, J., 2003. Time dependent features in tremor spectra. *JVGR*, 128: 177 – 185.

Puglisi, G., Bonaccorso, A., Mattia, M., Aloisi, M., Bonforte, A., Campisi, O., Cantarero, M., Falzone, B., Puglisi, B., Ross, M., 2005. New integrated geodetic monitoring system at Stromboli volcano (Italy). *Eng. Geol.* 79:13-31, doi:10.1016/j.enggeo.2004.10.013.

Quezada Reyes, A., 2003. Análisis de las etapas de actividad del volcán Popocatepetl utilizando tiempos de viaje de eventos sísmicos regionales y lejanos de 1996 a 2001. Tesis de licenciatura. Facultad de Ingeniería. UNAM.

Ratdomopurbo, A., Poupinet, G., 2000. An overview of the seismicity of Merapi volcano (Java, Indonesia). *JVGR*, 100: 193-214.

Reyes-Dávila, D.A., De la Cruz-Reyna, S., 2002. Experience in the short term eruption forecasting at Volcán de Colima, México, and public response to forecasts. *JVGR*, 117: 121 – 127.

Robin, C., Boudal, C., 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcan Popocatepetl. *JVGR*, 31: 115 – 130.

Sherburn, S., Scott, B.J., Nishi, Y., Sugihara, M., 1998. Seismicity at White Island Volcano, New Zealand: a revised classification and inferences about source mechanism. *JVGR*, 83: 287 – 312

- 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. *JVGR* 88: 255 – 278.
- Shevenell, L., Goff, F., 2000. Temporal geochemical variations in volatile emissions from Mount St. Helens, USA, 1980 – 1994. *JVGR*, 99: 123 – 138.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., Obenholzner, J., 1996a. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatépetl, Central Mexico: past key to the future? *Geology* 24, 399–402.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L. 1996b. Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatépetl. En: *Volcán Popocatépetl Estudios Realizados durante la crisis de 1994 – 1995*. 285 – 294. CENAPRED. México.
- Small, C., Naumann, T., 2001. The global distribution of human population and recent volcanism. *Environmental Hazards* 3, 93–109.
- Sparks, R.S.J., 1997. Causes and consequences of pressurisation in lava dome eruptions. *JVGR*, 150: 177 – 189.
- Sturton, S., Neuberg, J., 2003. The effects of a decompression on seismic parameter profiles in a gas-charged magma. *JVGR*, 128: 187 – 199.
- Tilling, R.I. 1989. Introduction and General Overview. En: *Short courses in geology, vol I: Volcanic Hazards*, R.I. Tilling (ed.), Washington D.C: American Geophysical Union. 51 – 80.
- Tokarev, P.I., 1985. Experience in predicting volcanic eruptions in the USSR. En: *Forecasting volcanic events*, Tazieff, H., Sabroux, J.C. (eds.), Elsevier, Amsterdam, 257 – 268.
- Umakoshi, K., Shimizu, H., Matsuwo, N., 2001. Volcano-tectonic seismicity at Unzen volcano, Japan, 1985 – 1995. *JVGR*, 112: 117 – 131.
- Valdés-González, C., González-Pomposo, G.J., Martínez-Bringas, A. (en elaboración). Seismicity associated with the december 1994 – december 2003 eruptive activity of Popocatépetl volcano, México: Insight into physical processes.
- Vinciguerra, S., Elsworth, D., Malone, S., 2005. The 1980 pressure response and flank failure of Mount St. Helens (USA) inferred from seismic scaling exponents. *JVGR*, 144: 155 – 168.
- Wassermann, J., 2002. Volcano Seismology. En: *IASPEI. New Manual of Seismological Observation Practice. Vol 1*. Bornmann, P. (ed), GeoForschungsZentrum Postdam. 1 – 42.
- Wohletz, K., 2002. Water/magma interaction: some theory and experiments on peperite formation. *JVGR*, 114: 19 – 35.

Zobin, V.M., 2003. *Developments in Volcanology 6: Introduction to Volcanic Seismology*. Elsevier, The Netherlands. Pp 290.

APÉNDICE

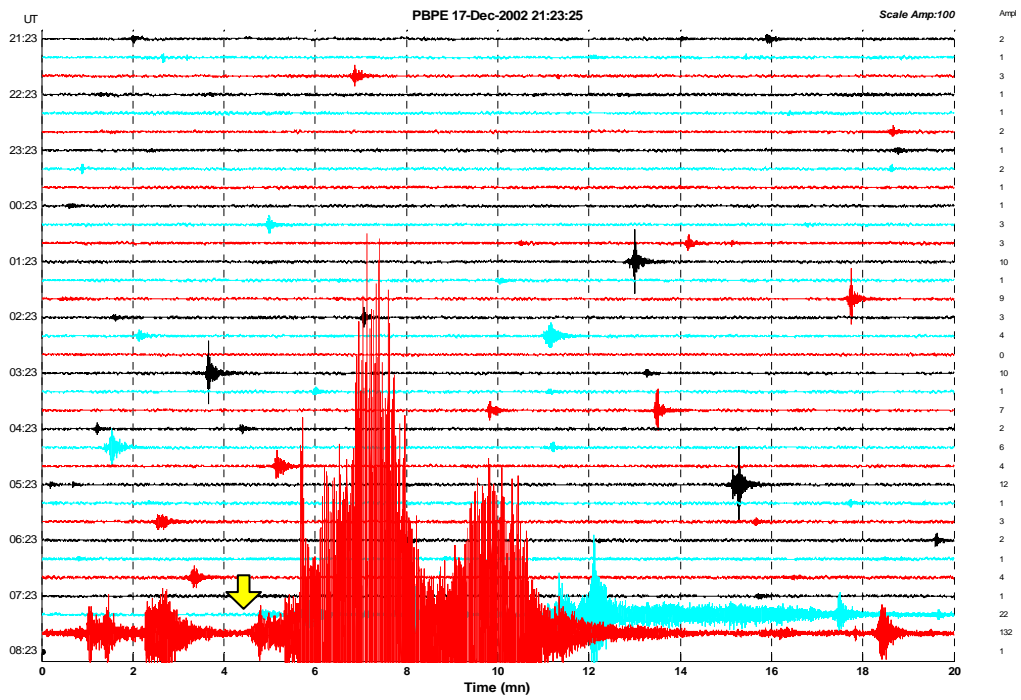
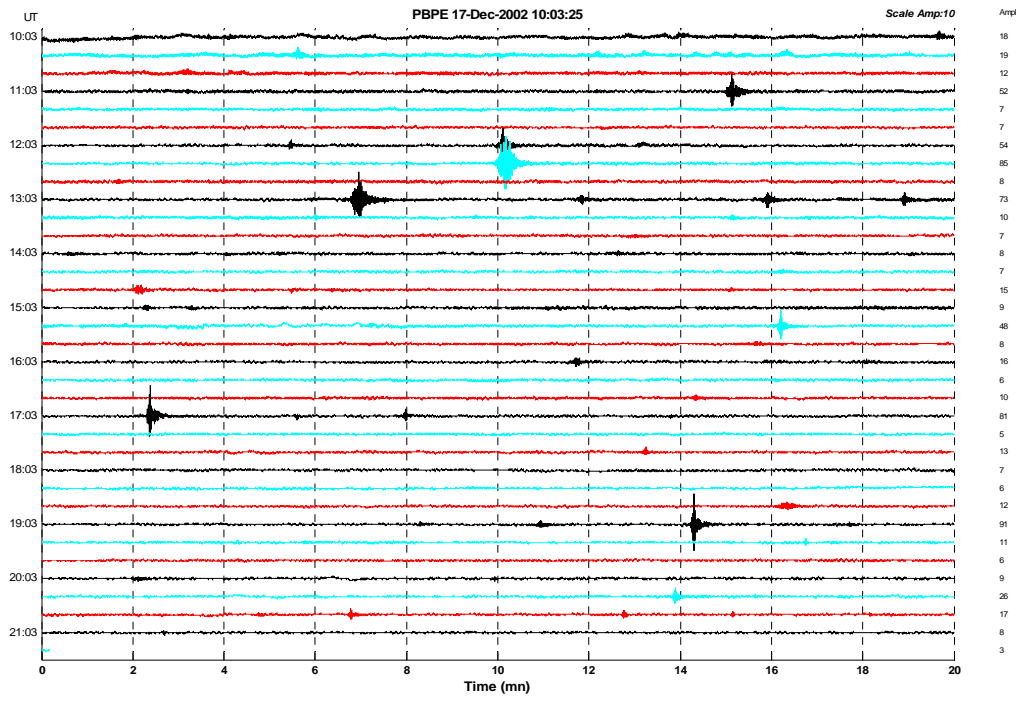
En este apéndice se presenta el análisis completo de las 18 explosiones ocurridas en los meses de diciembre de 2002 y febrero de 2003. Las dos primeras figuras corresponden al registro de 24 horas previas al evento explosivo. El mismo intervalo de tiempo se presenta para las figuras posteriores, a las cuales se les aplicó un filtro pasabandas tipo Butterworth de 1 – 6 s, 6 – 10 s y 10 – 30 s.

Las flechas de color amarillo en las figuras indican el momento en que comienza la explosión. Las flechas de color magenta señalan el periodo de tiempo en el que se observa un cambio en la amplitud de la señal, discutido en el Capítulo 3.

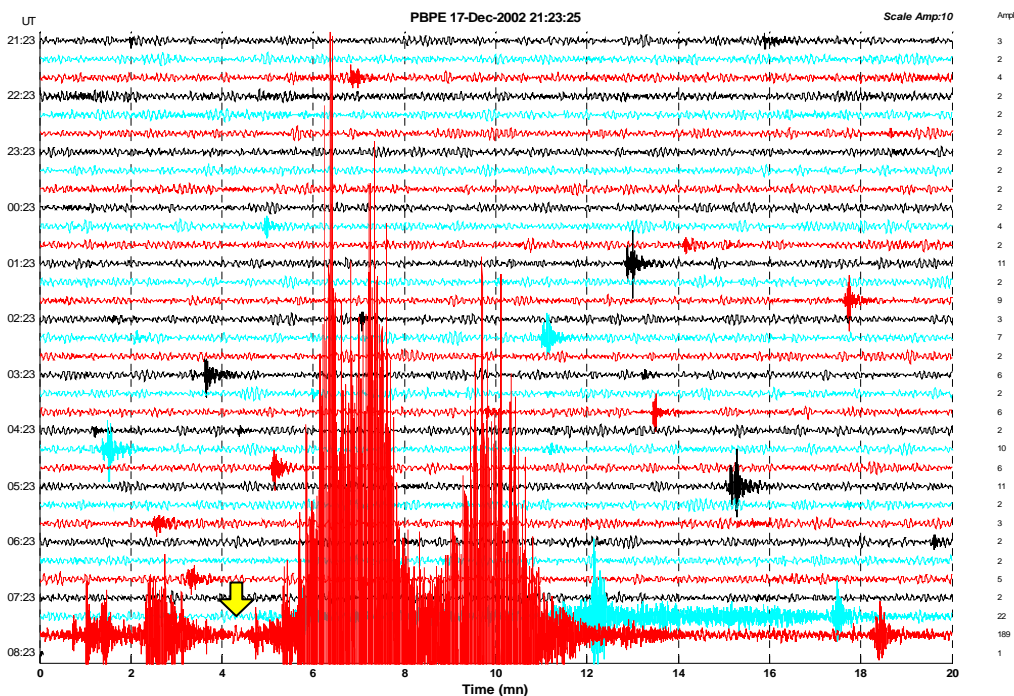
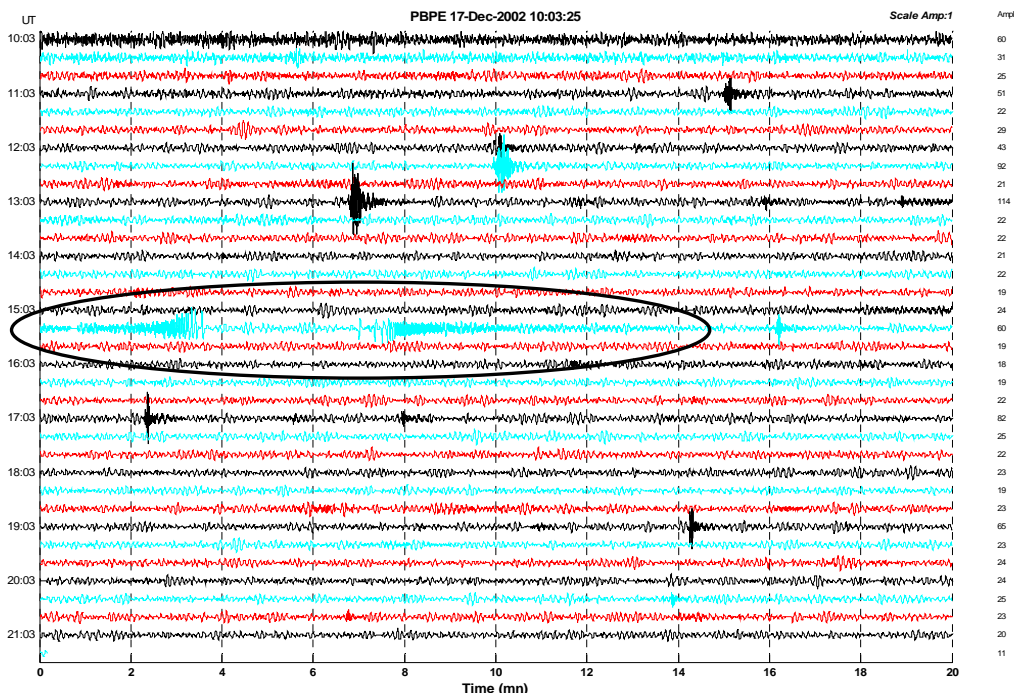
Las señales cuya forma de onda es similar a eventos de tremor que son visibles principalmente al aplicar el filtro de 1 – 6 s se discuten en el Capítulo 3 y se indican en las figuras con una elipse de color negro.

Para los días donde ocurrió más de una explosión se analizó cada evento por separado.

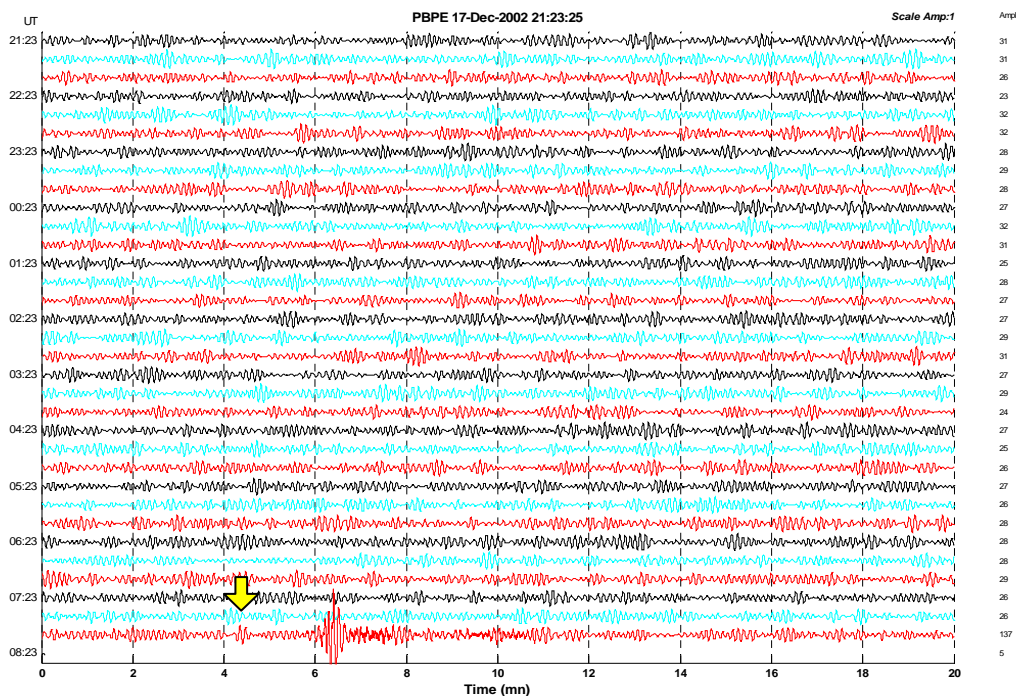
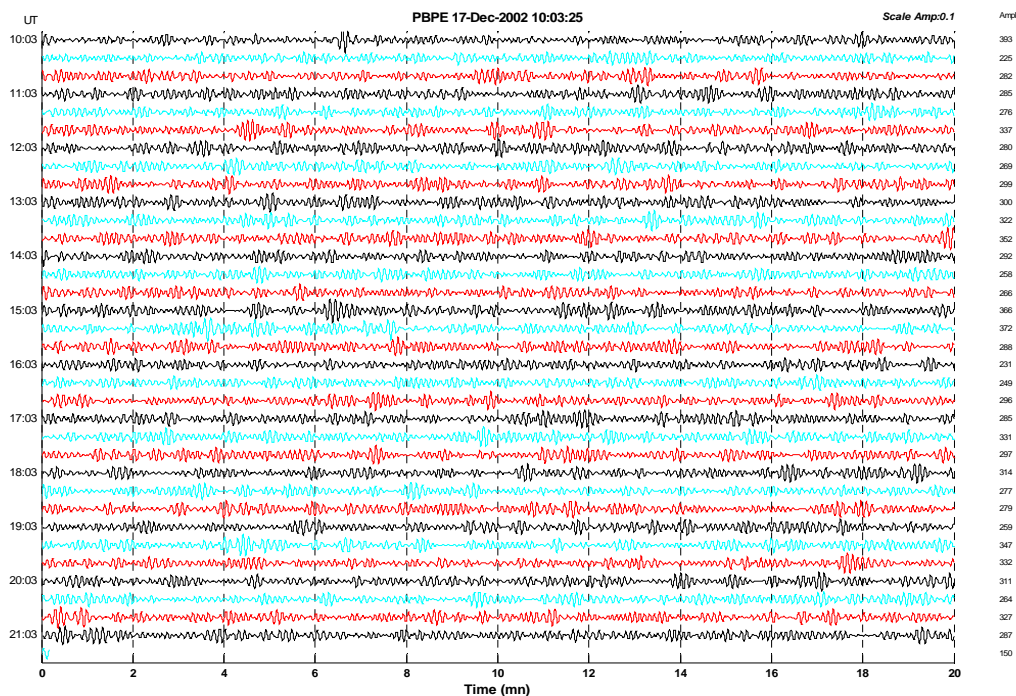
181202- 08:07 (hora GMT)
Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



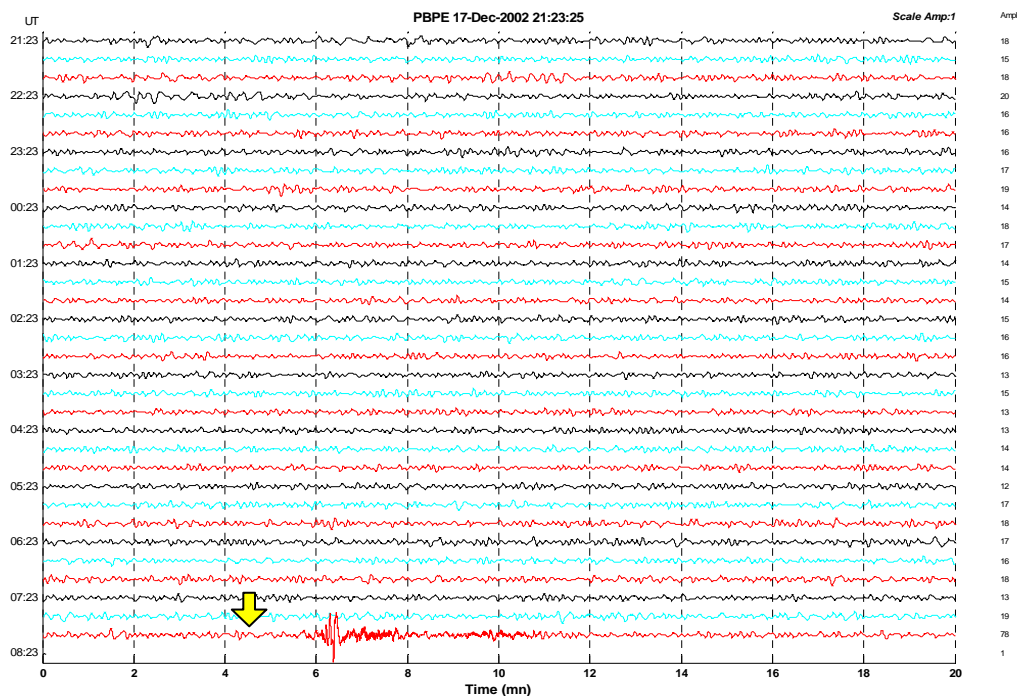
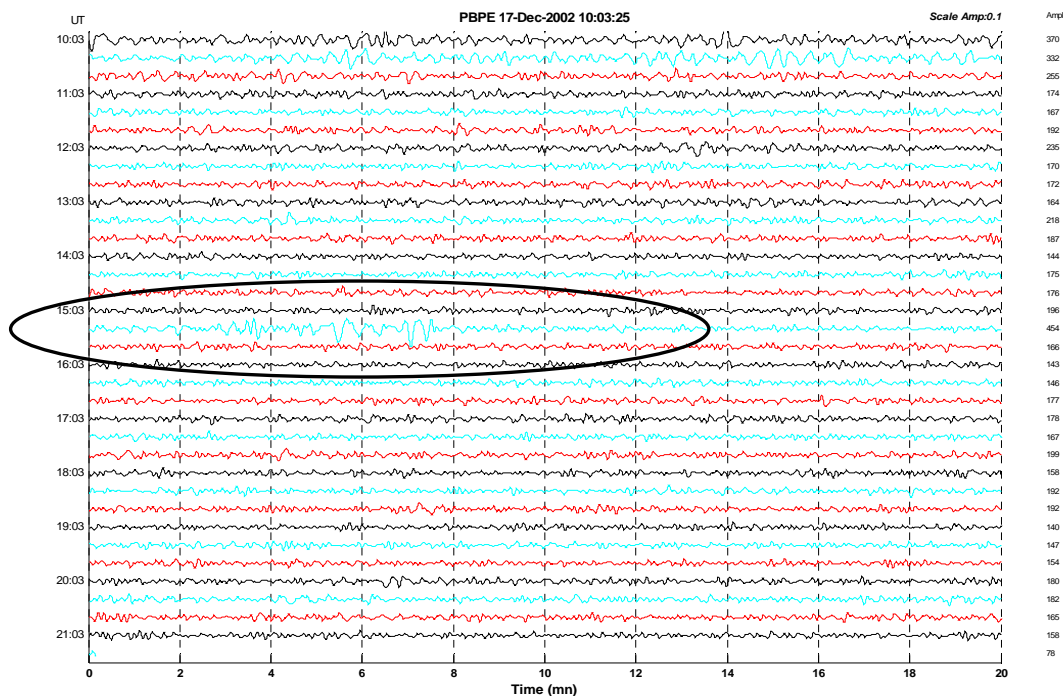
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 1 – 6 s



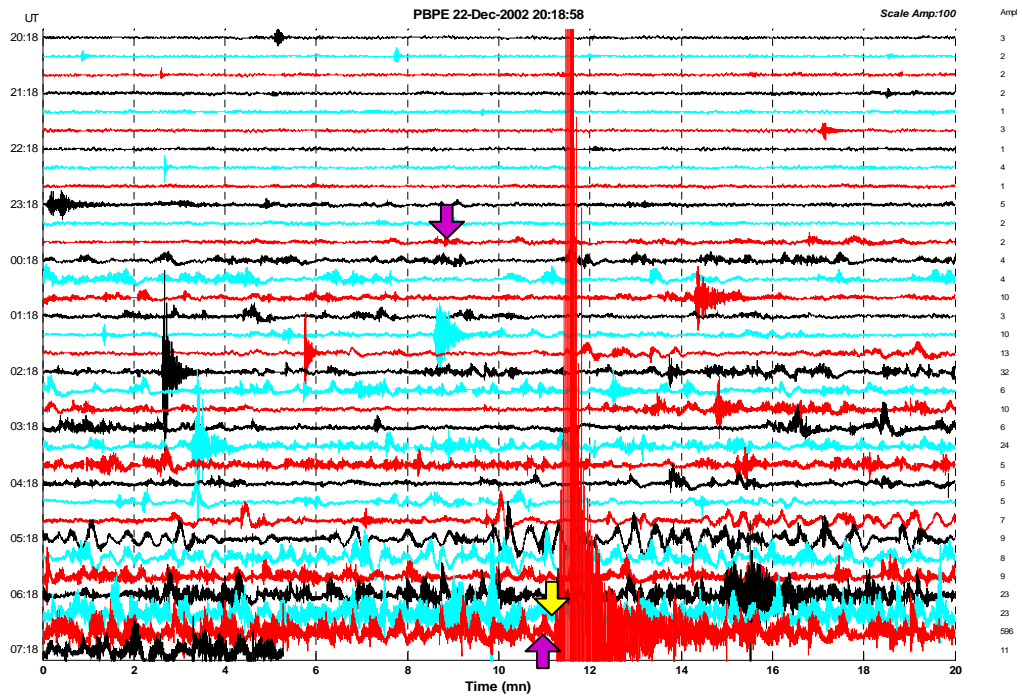
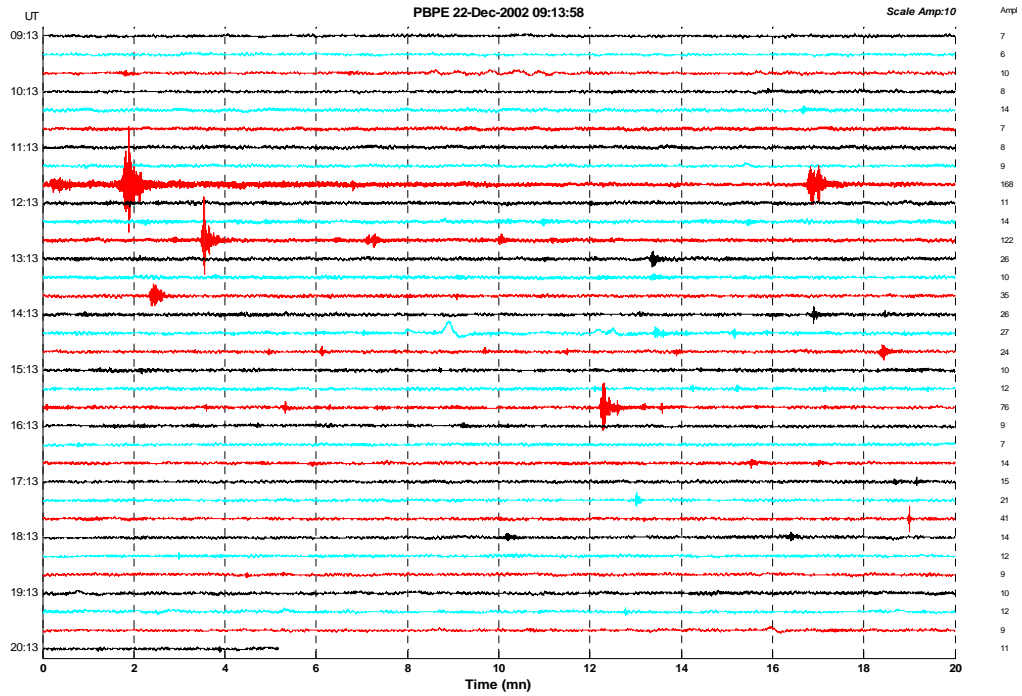
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



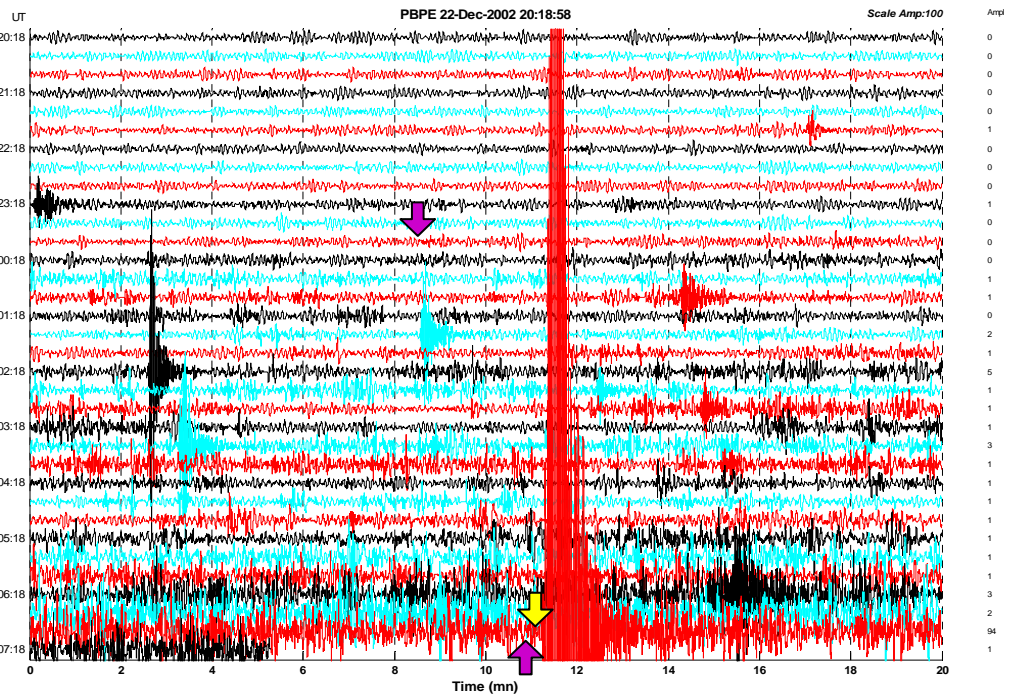
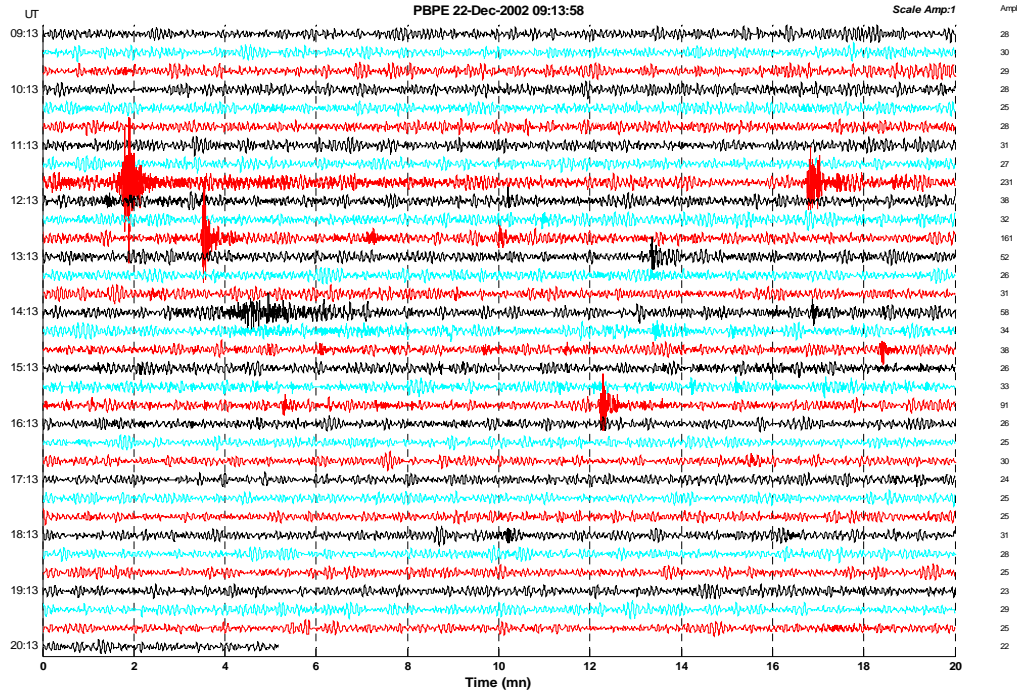
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



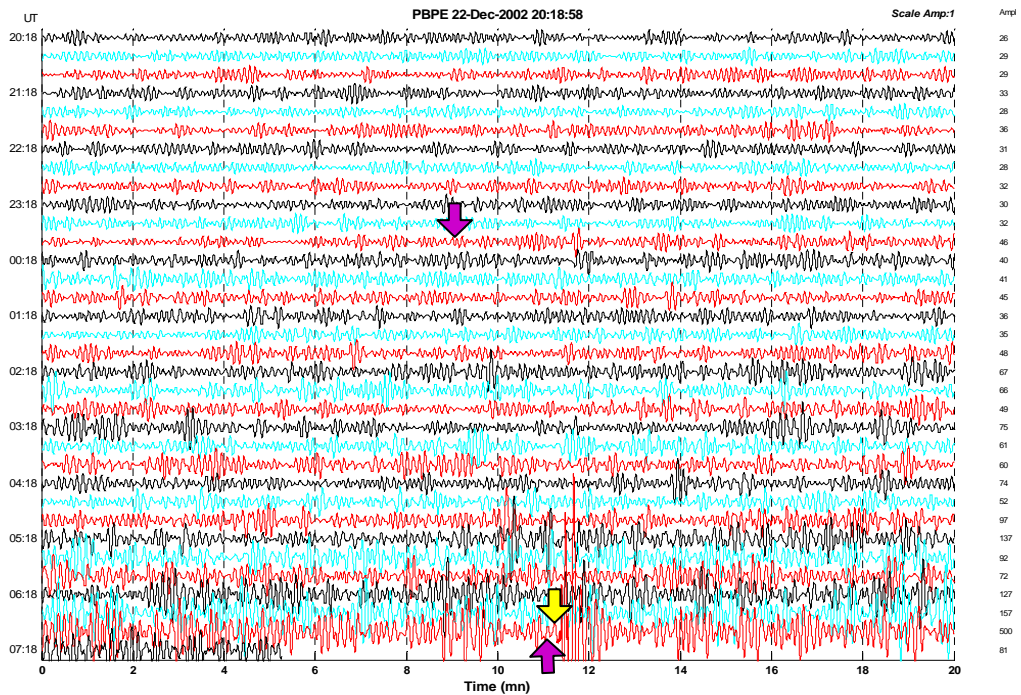
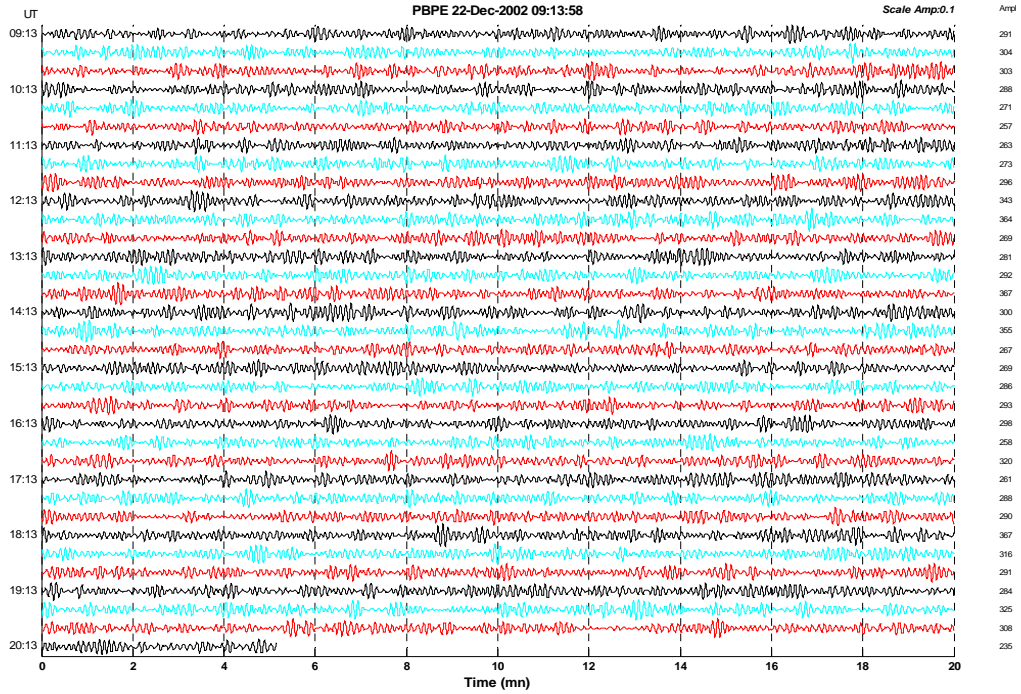
231202– 07:10 (hora GMT)
Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



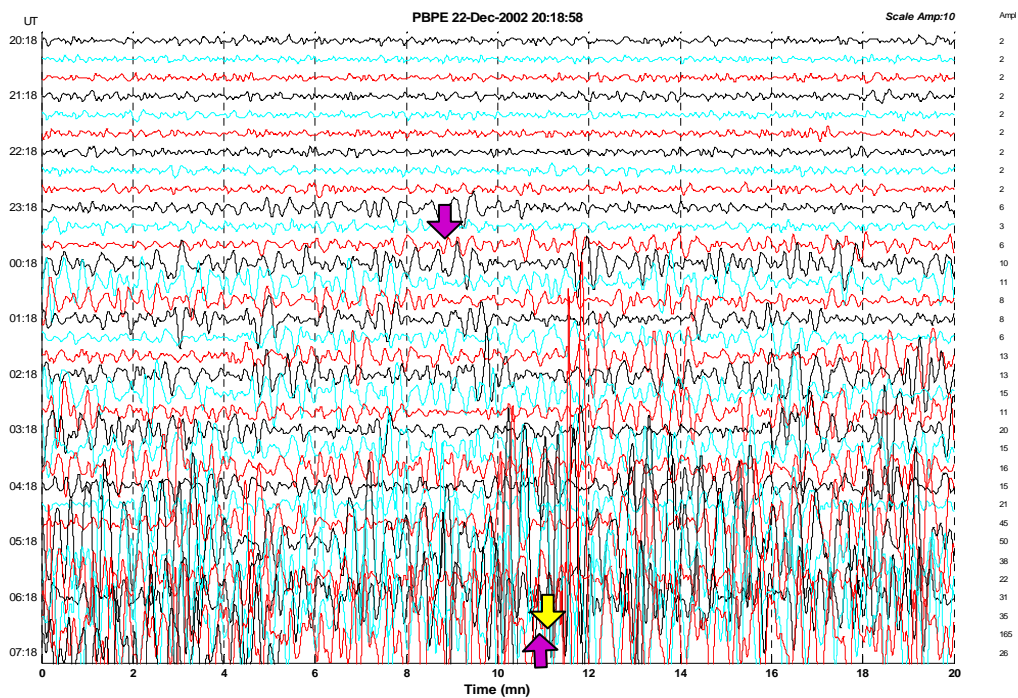
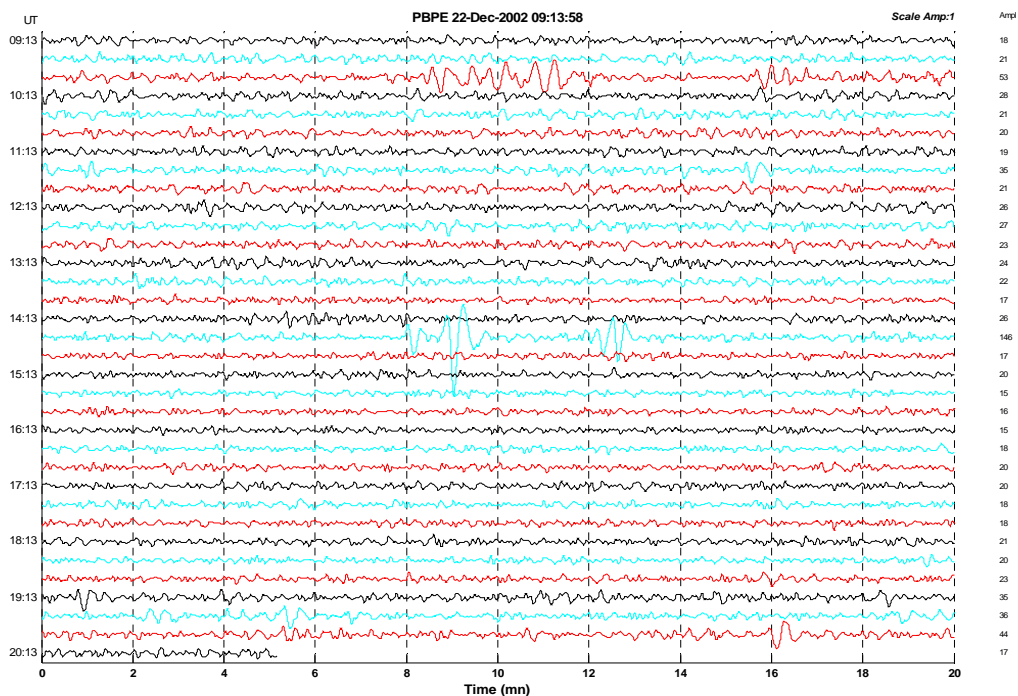
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 1 – 6 s



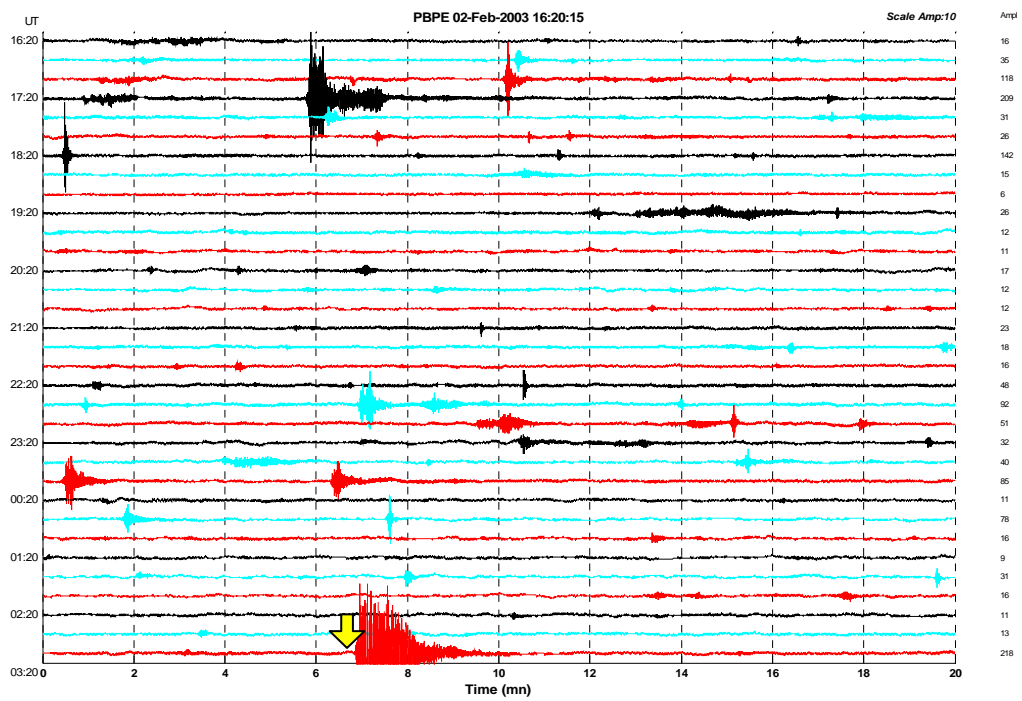
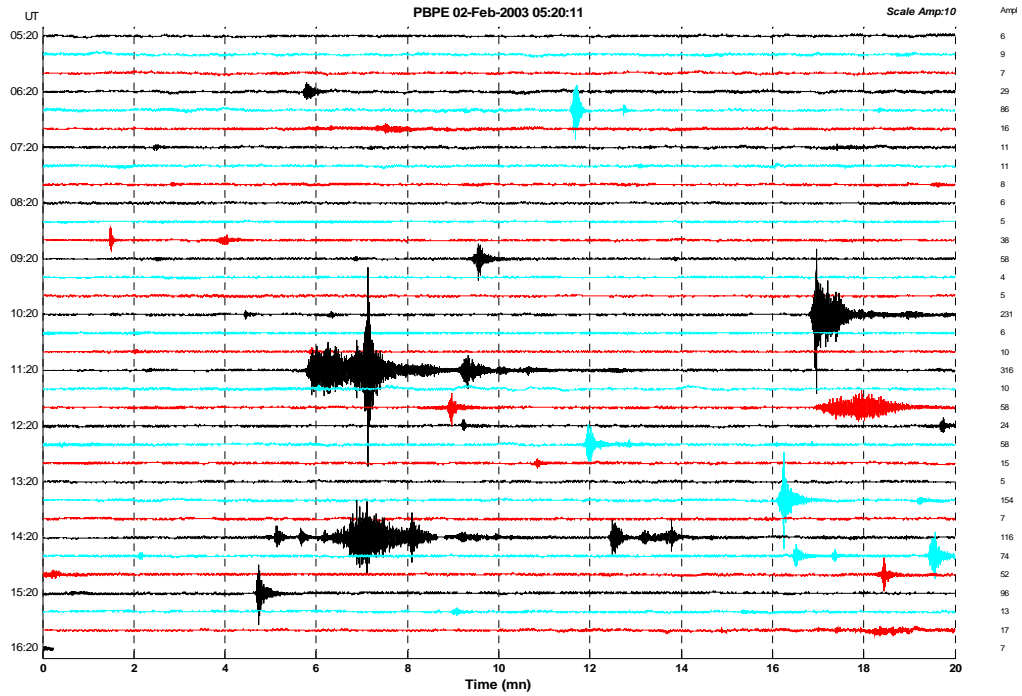
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



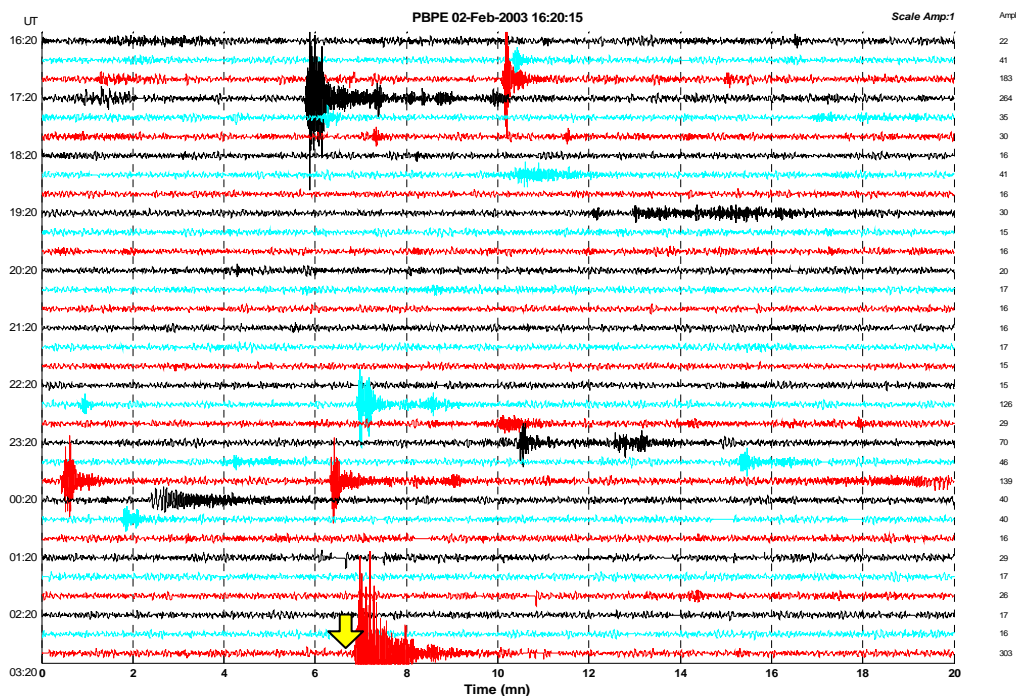
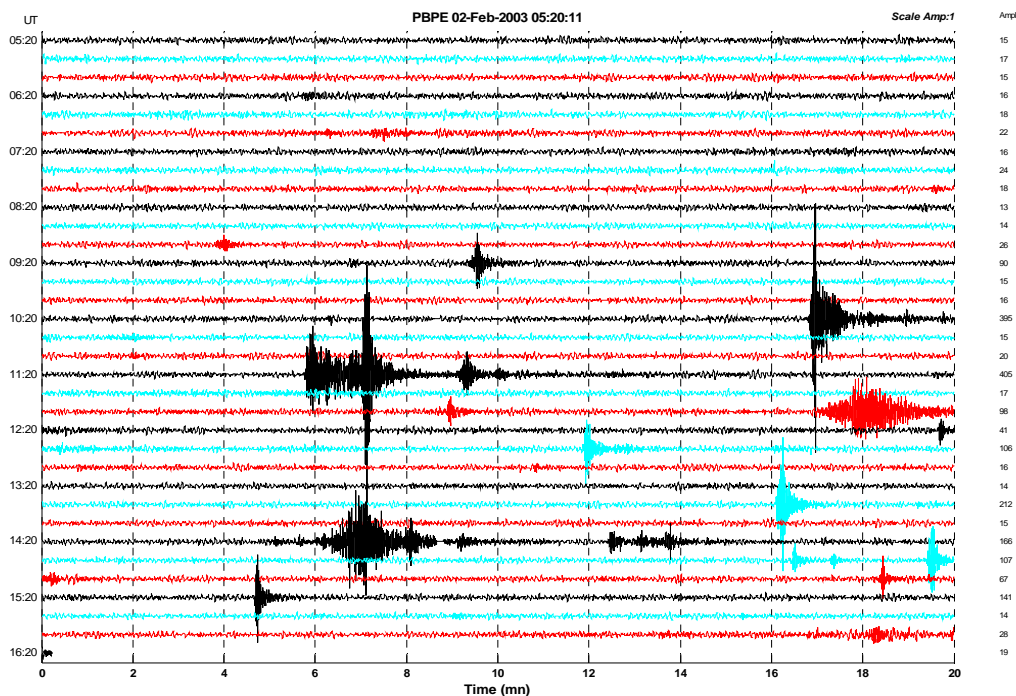
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



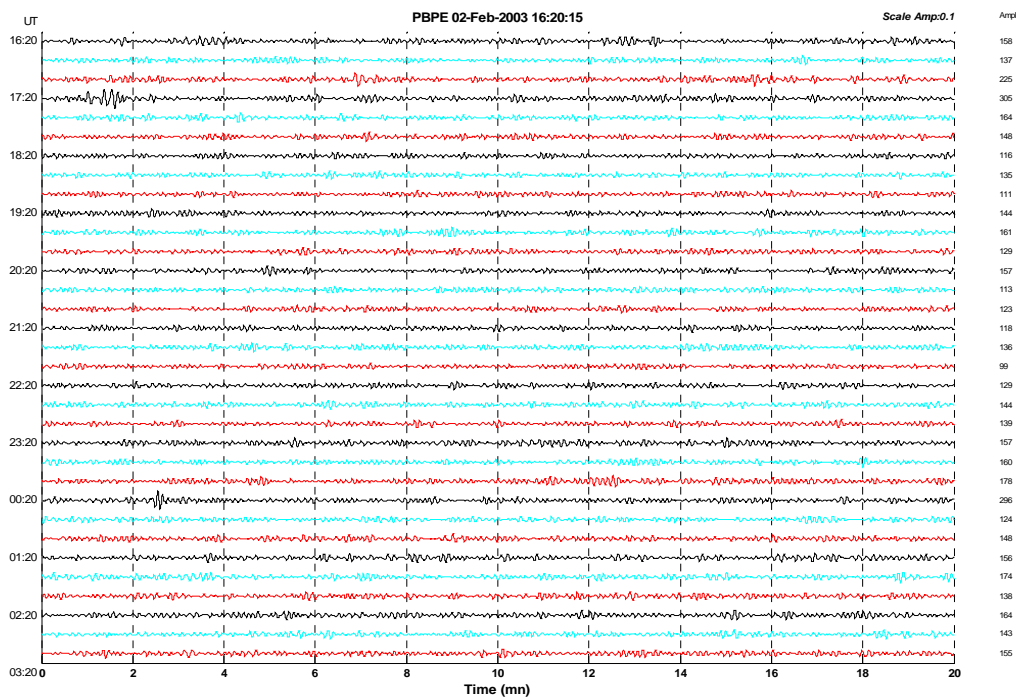
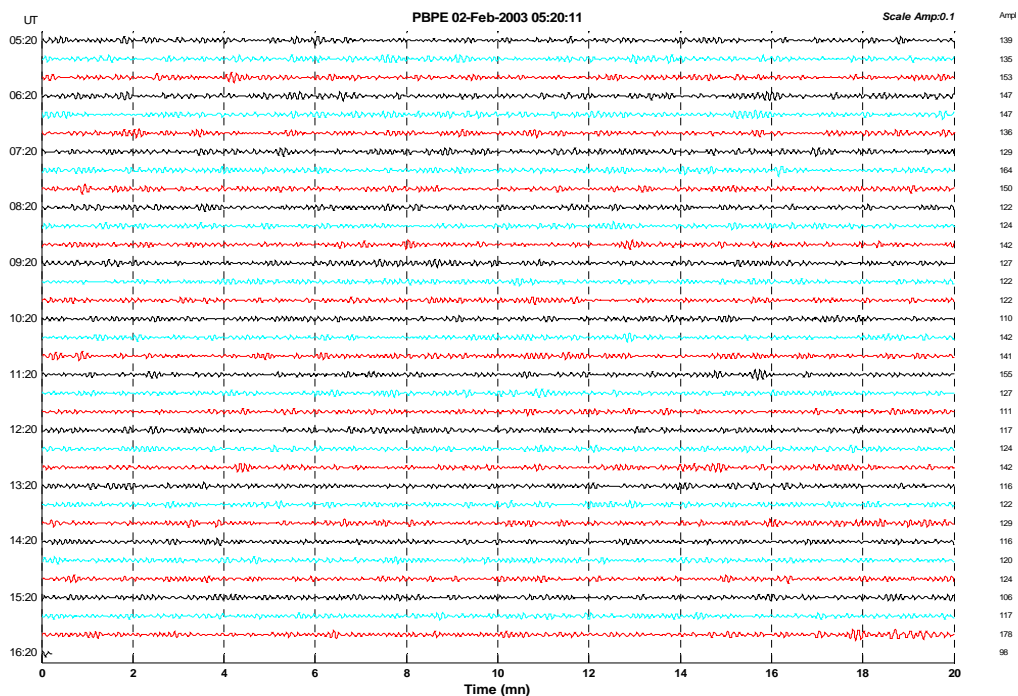
030203– 03:07 (hora GMT)
Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



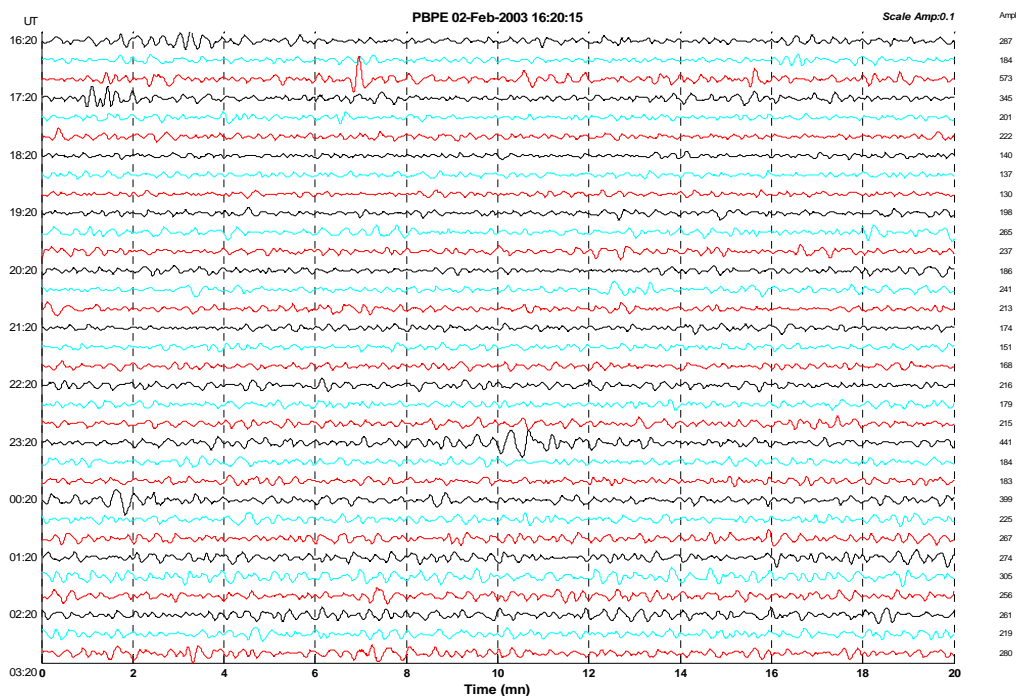
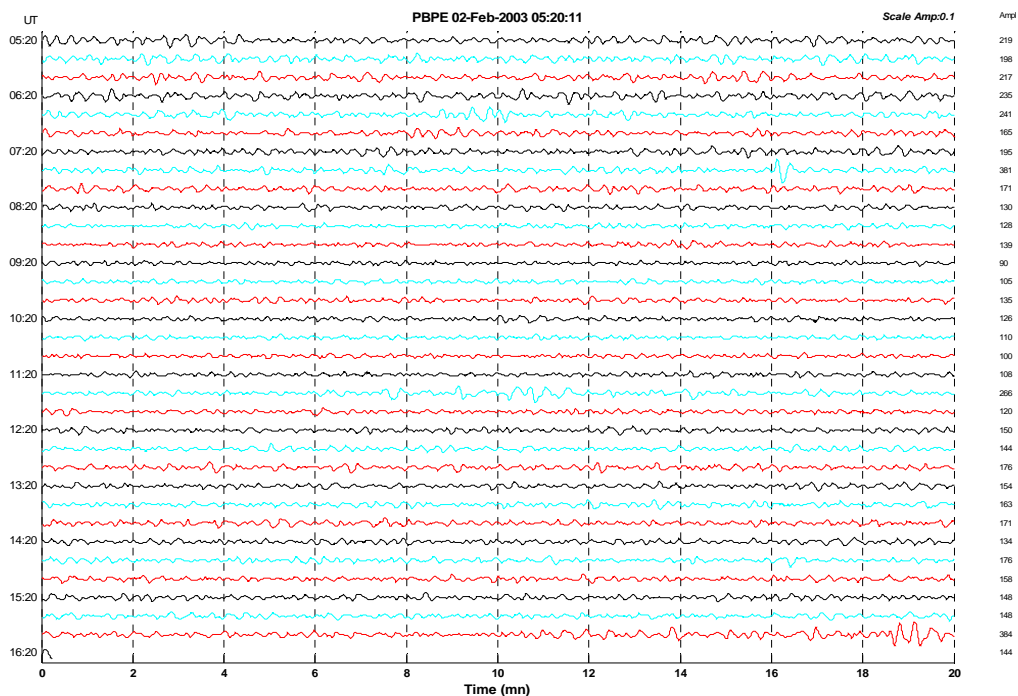
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 1 – 6 s



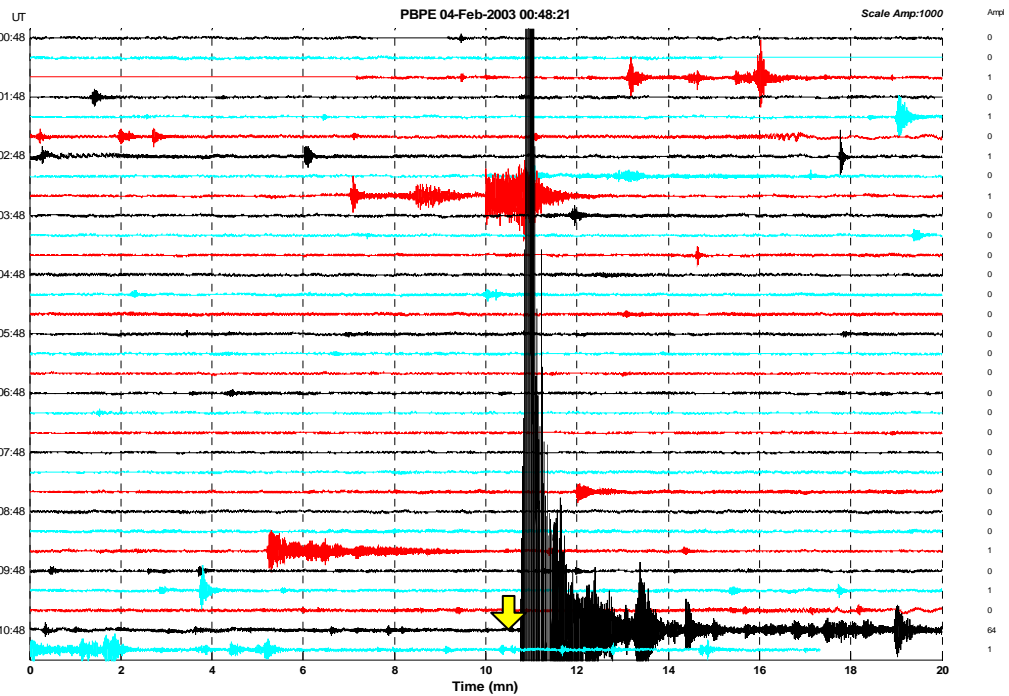
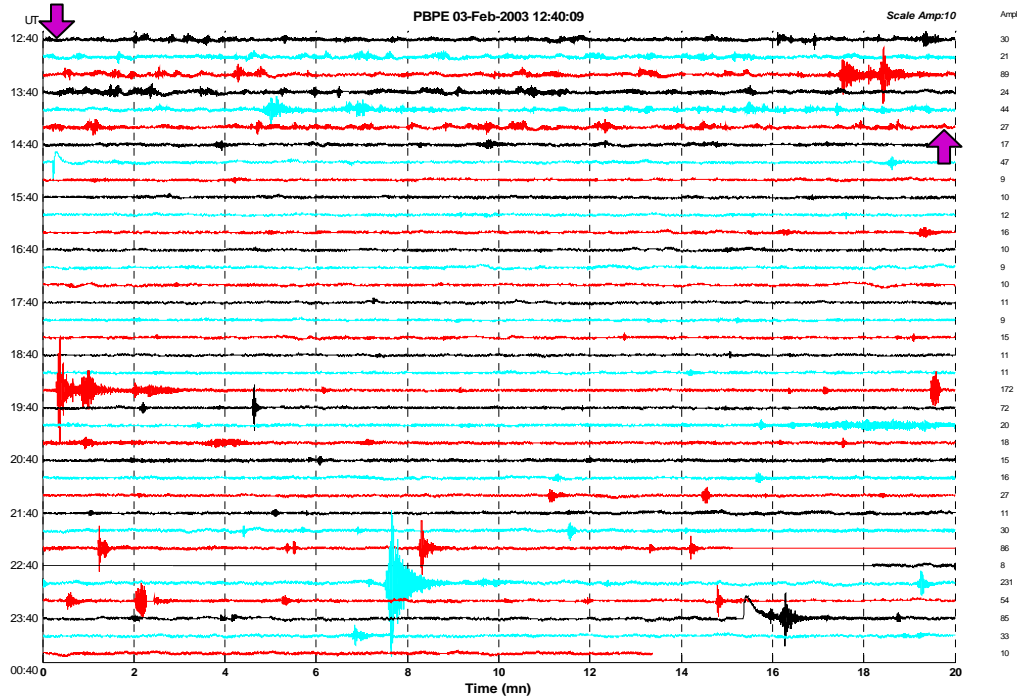
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



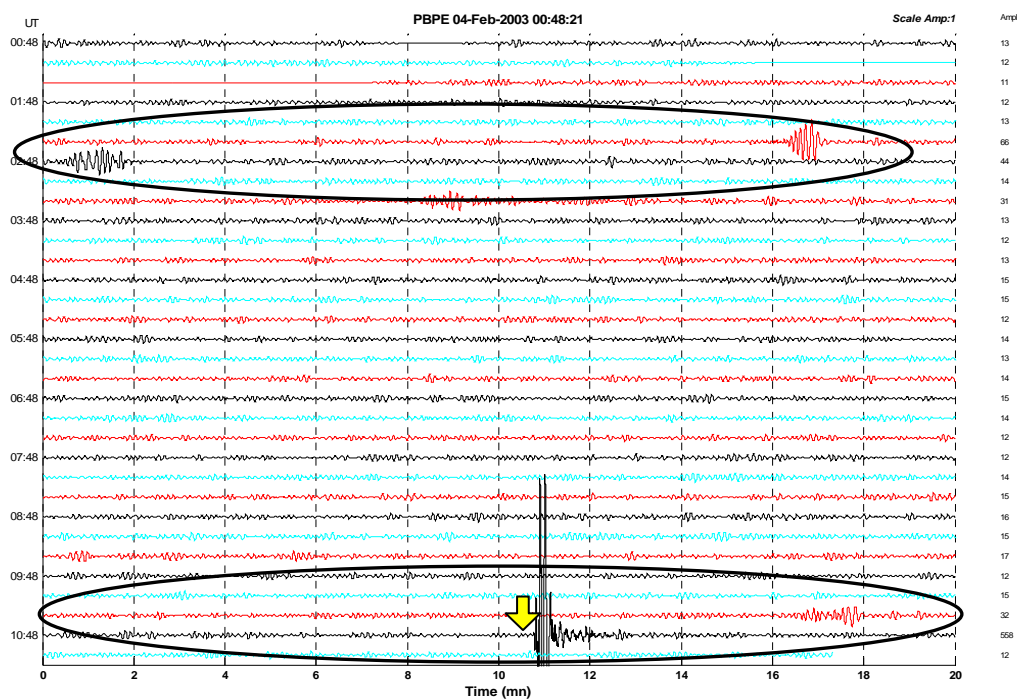
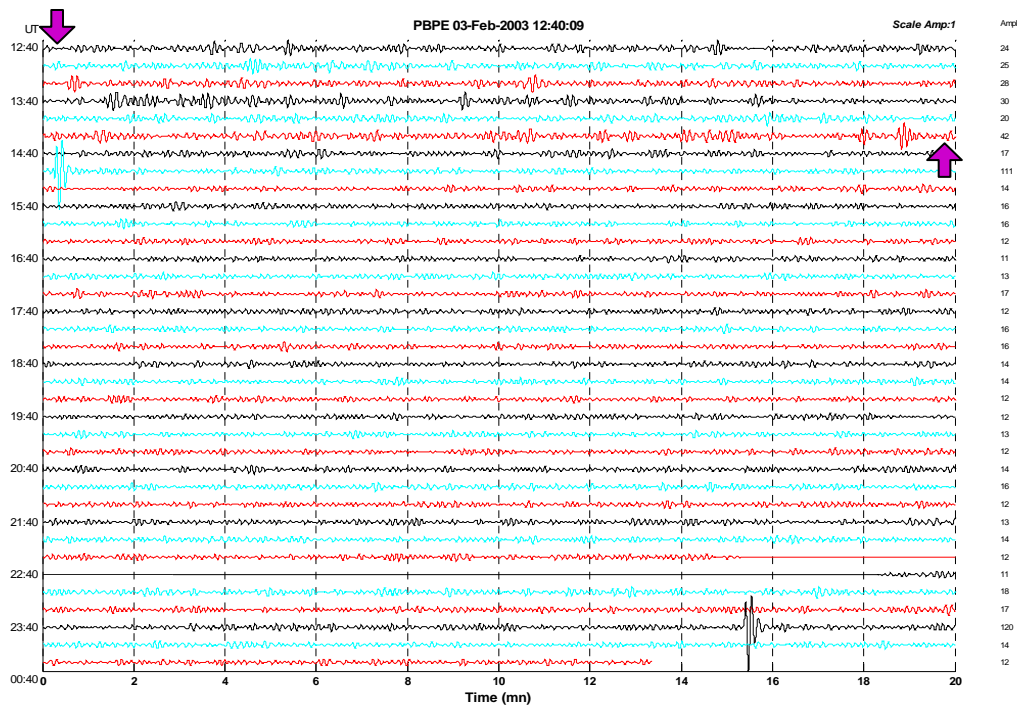
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



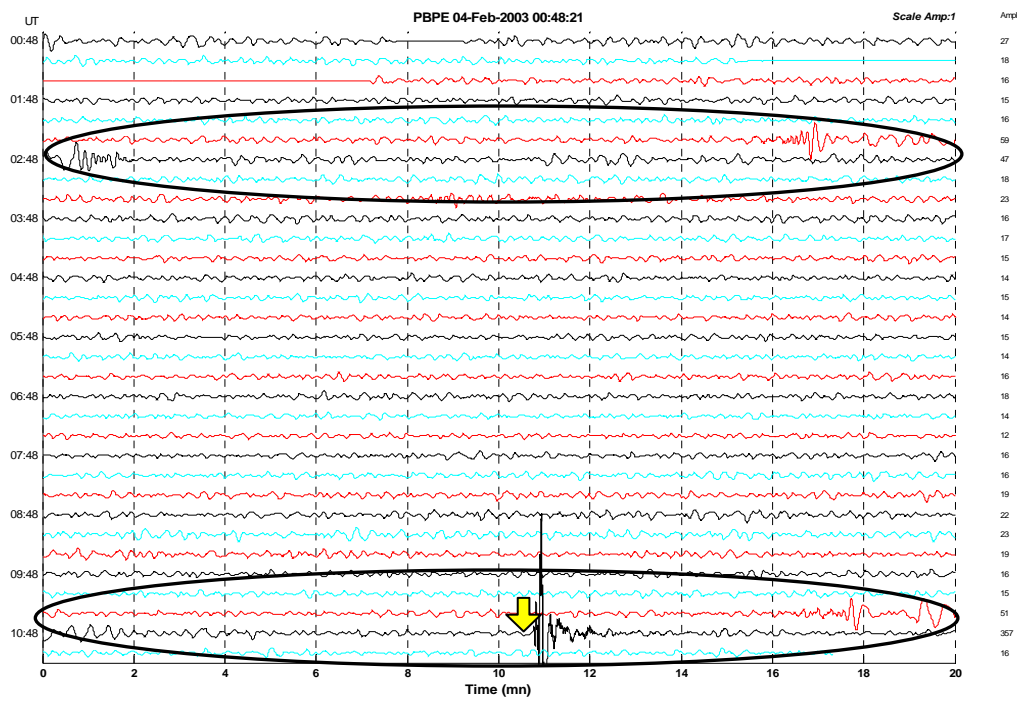
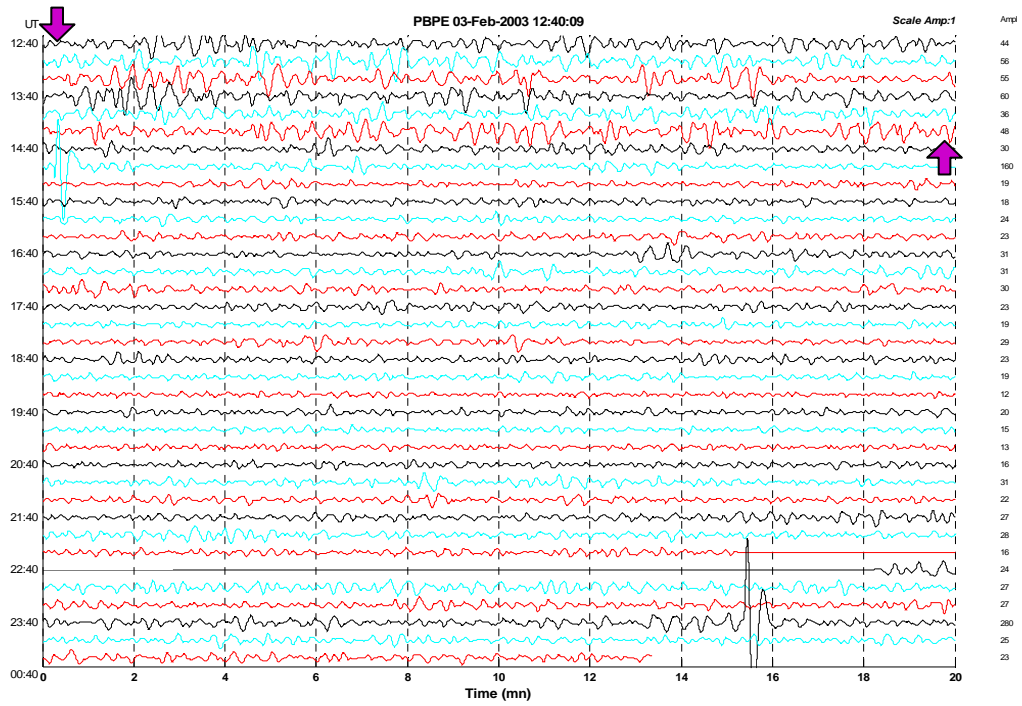
040203– 10:59 (hora GMT)
 Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



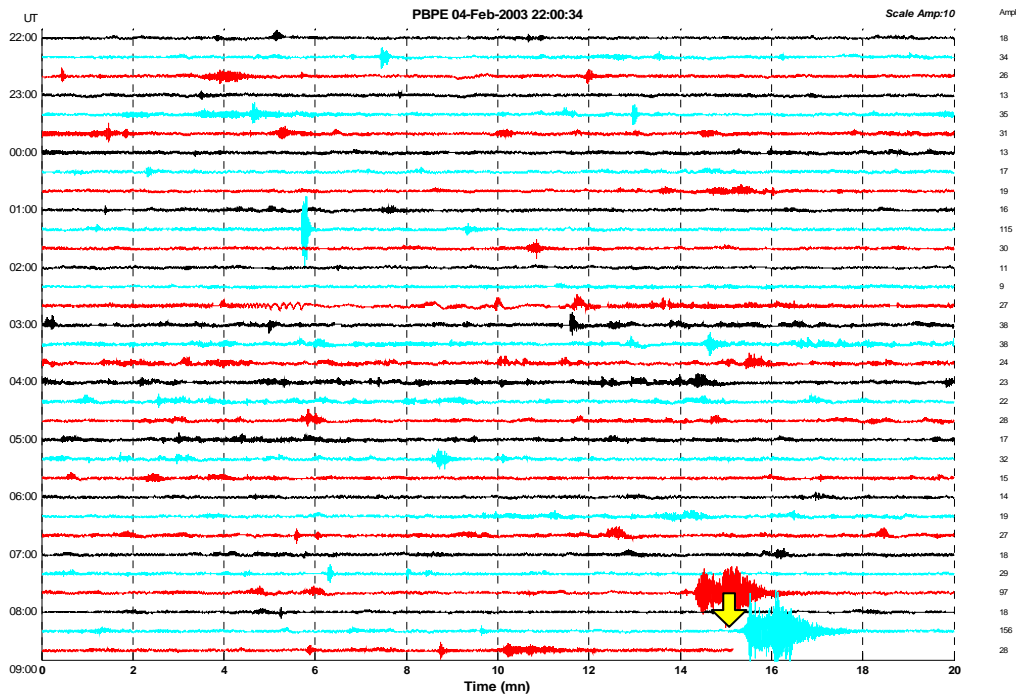
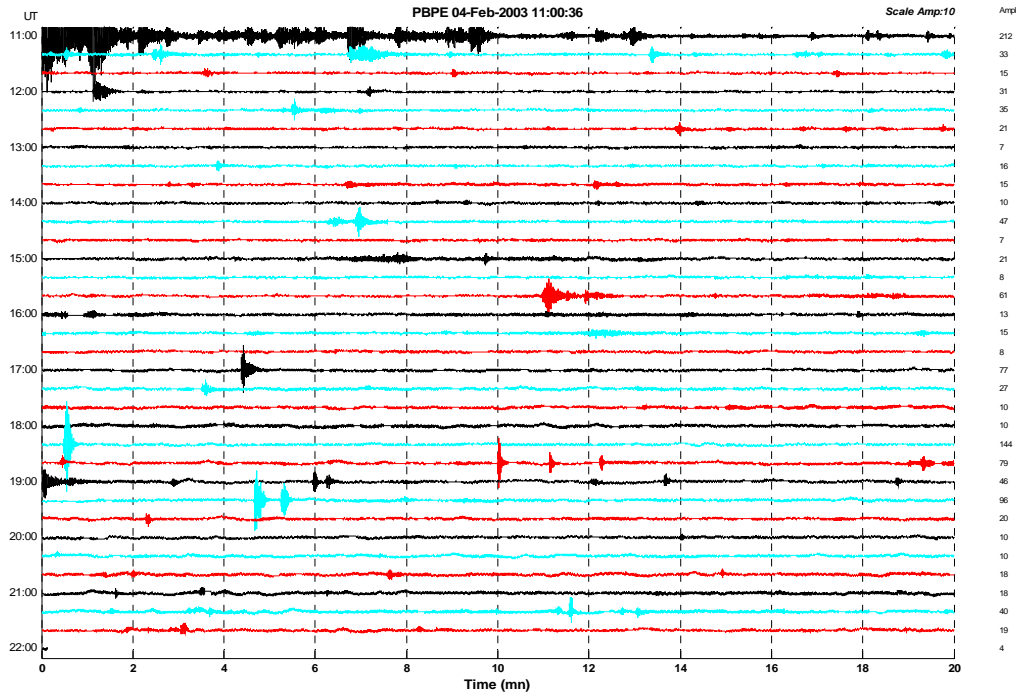
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



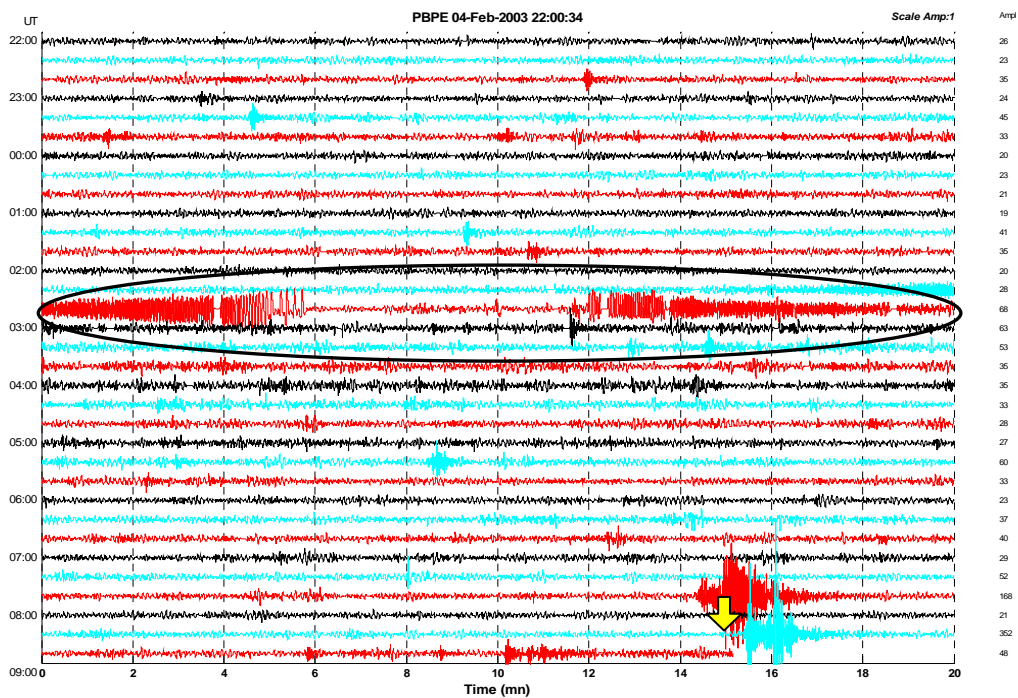
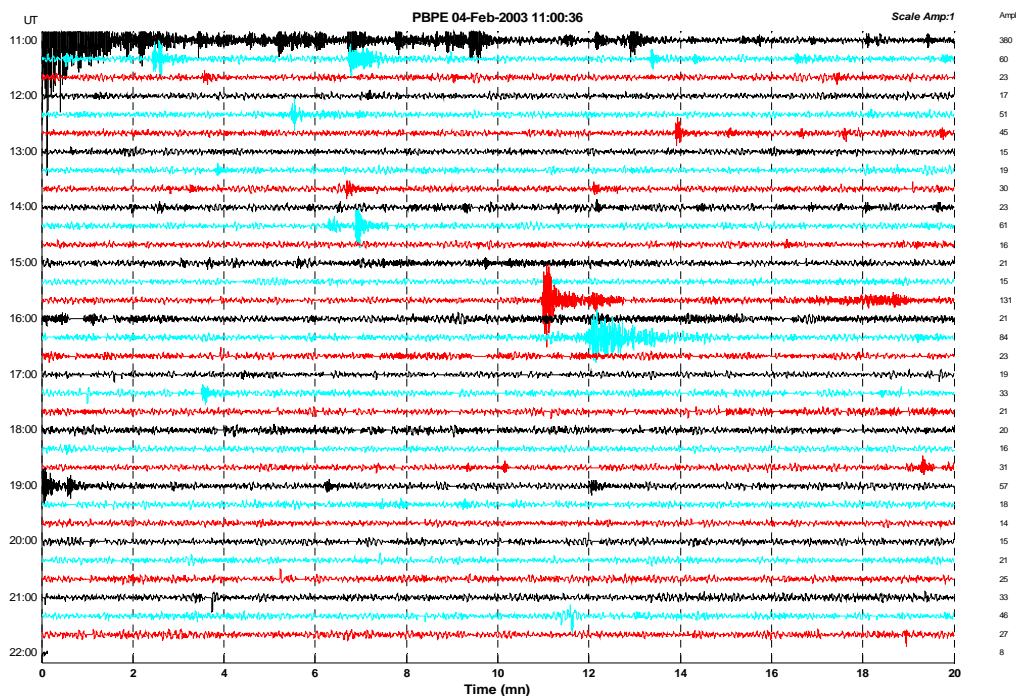
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



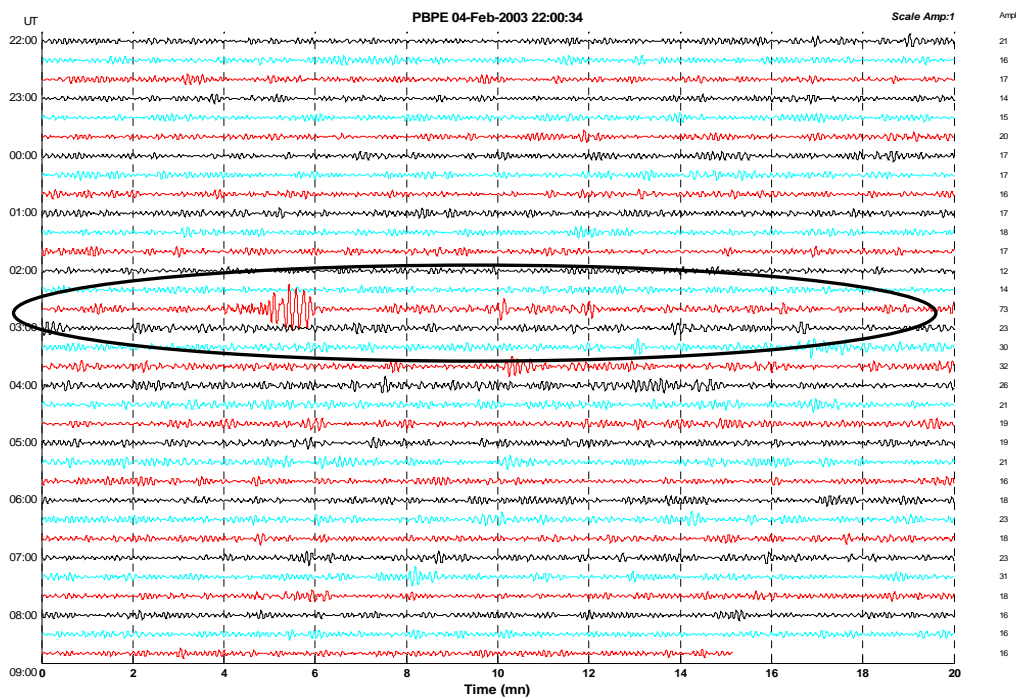
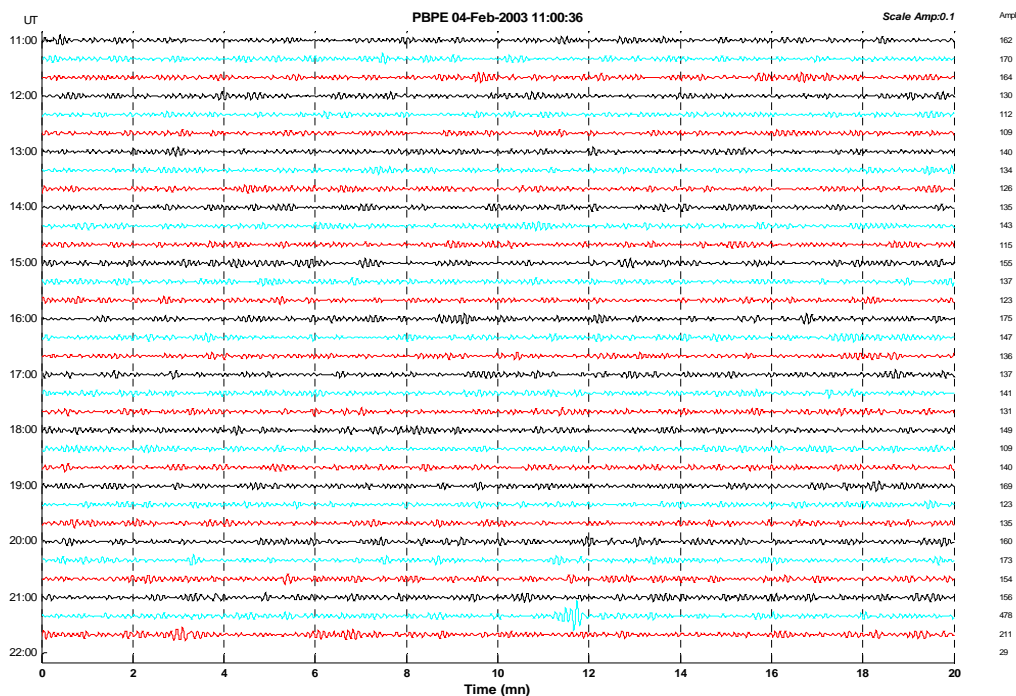
050203 – 08:35 (hora GMT)
Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



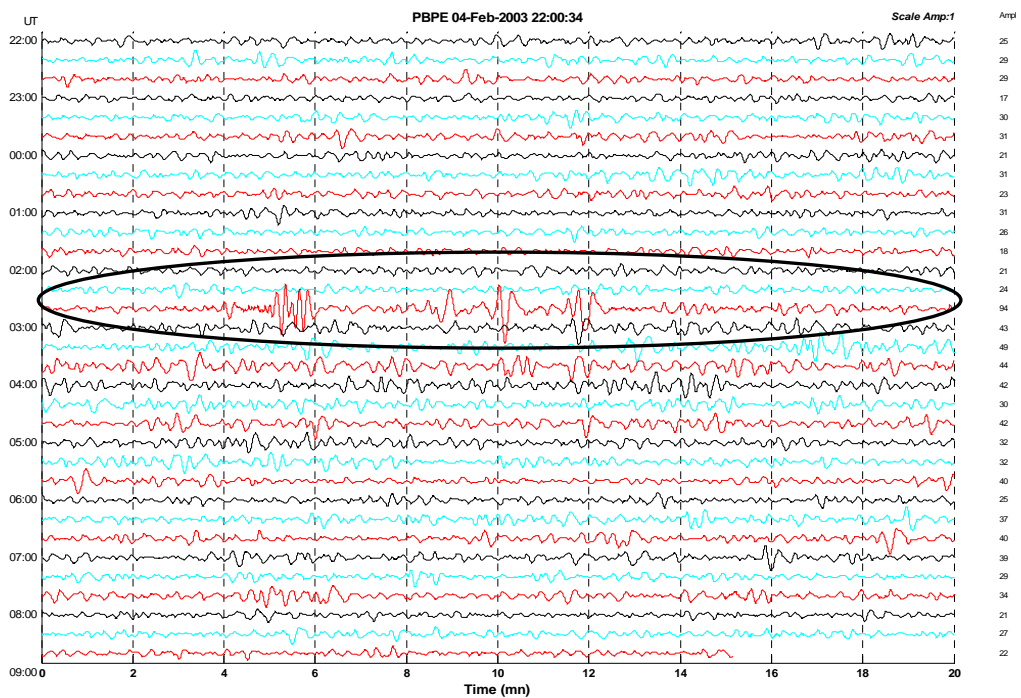
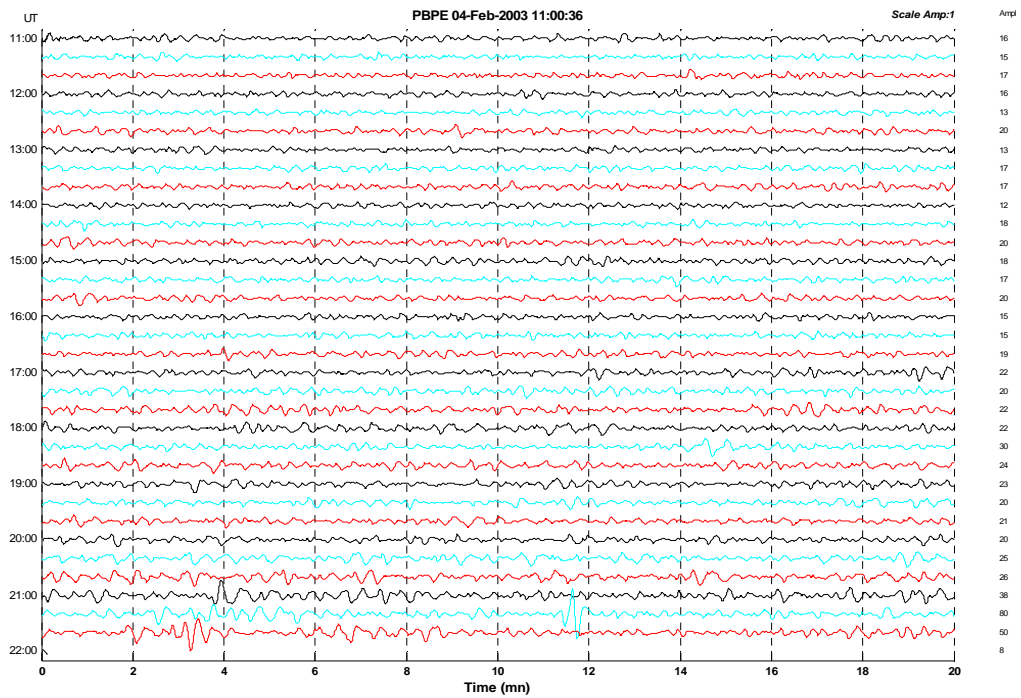
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 1 – 6 s



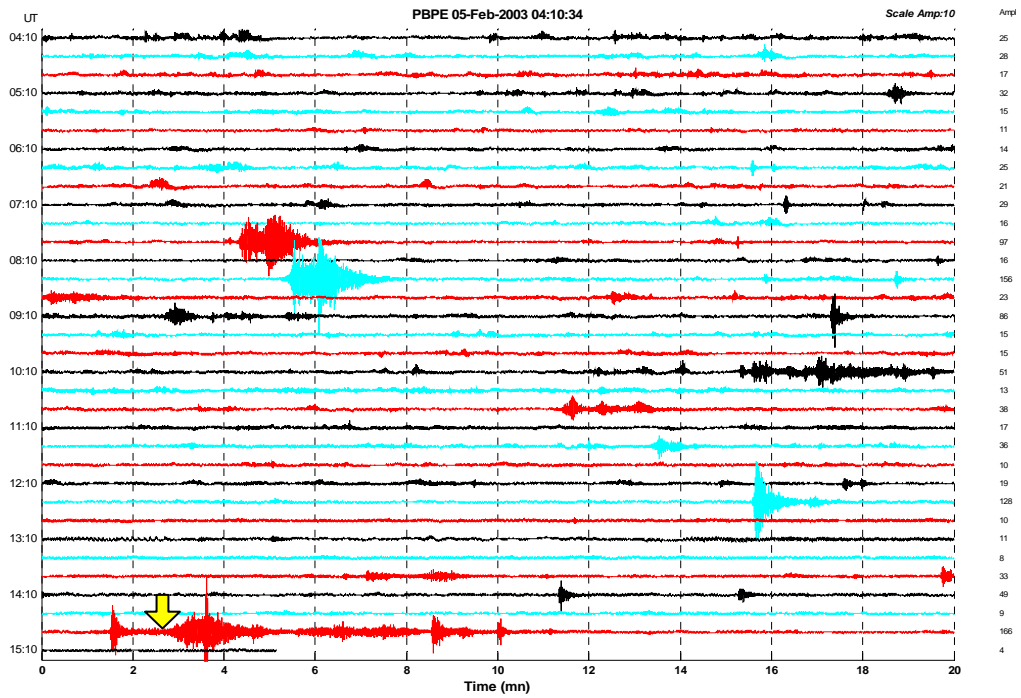
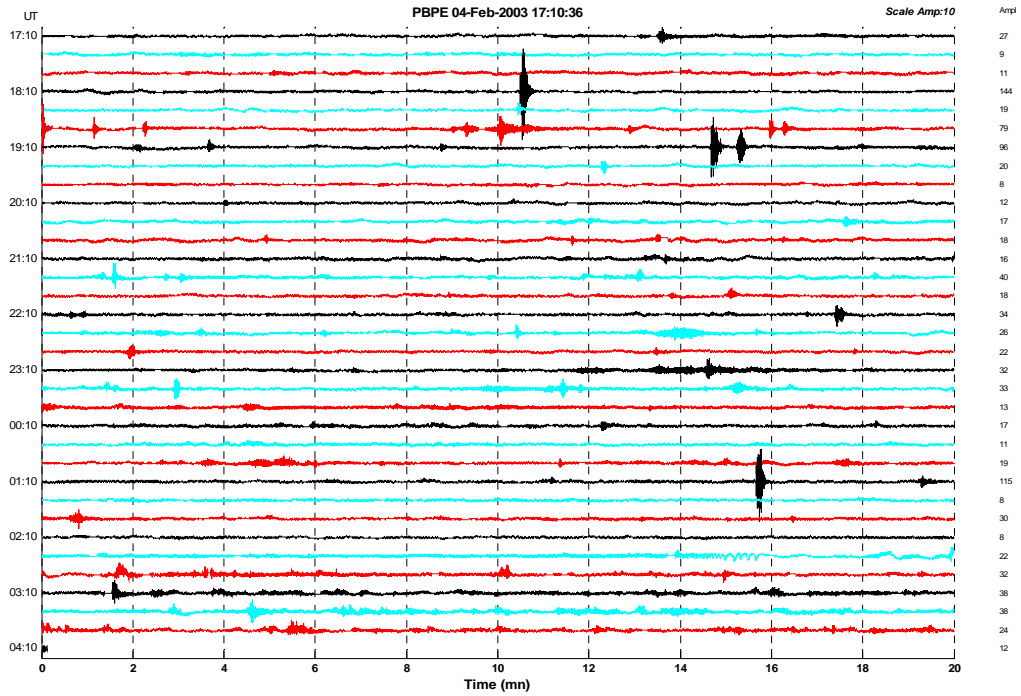
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



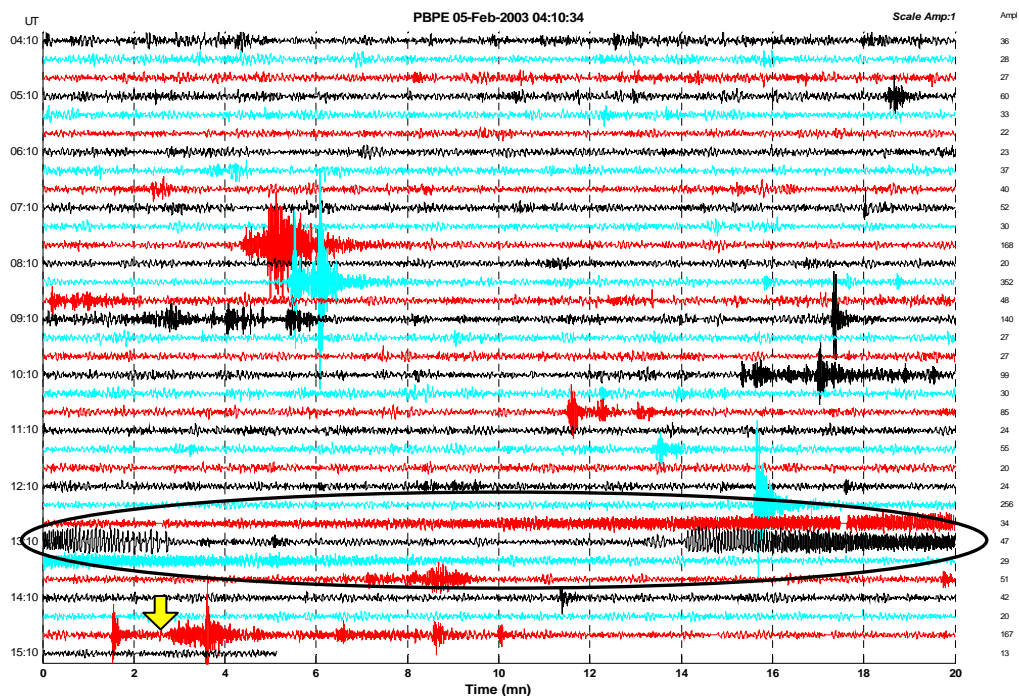
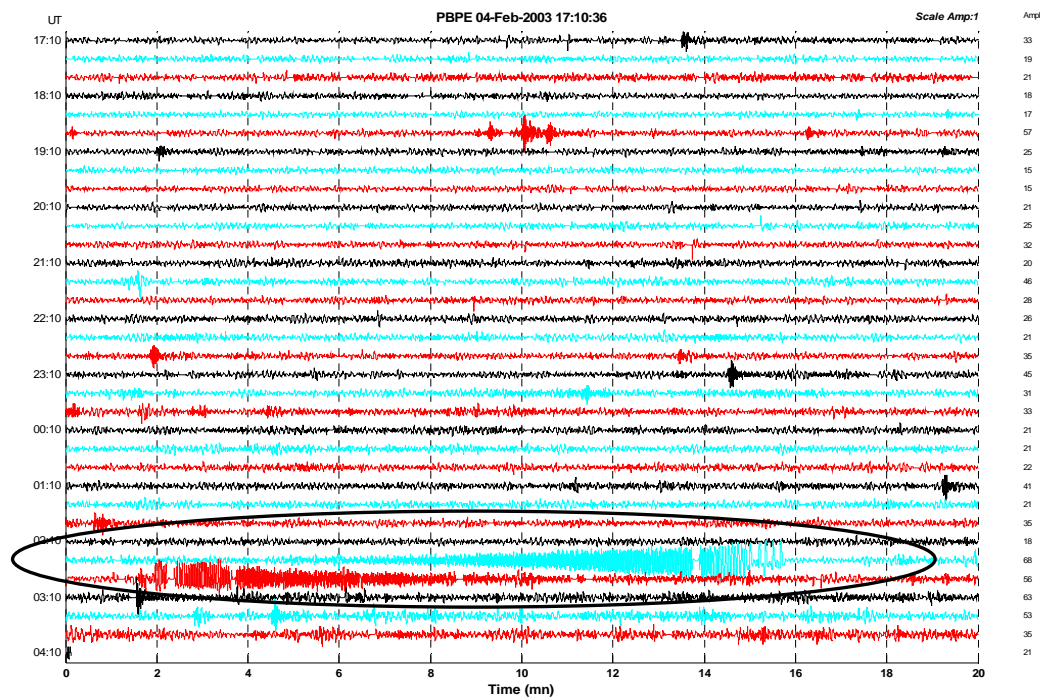
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



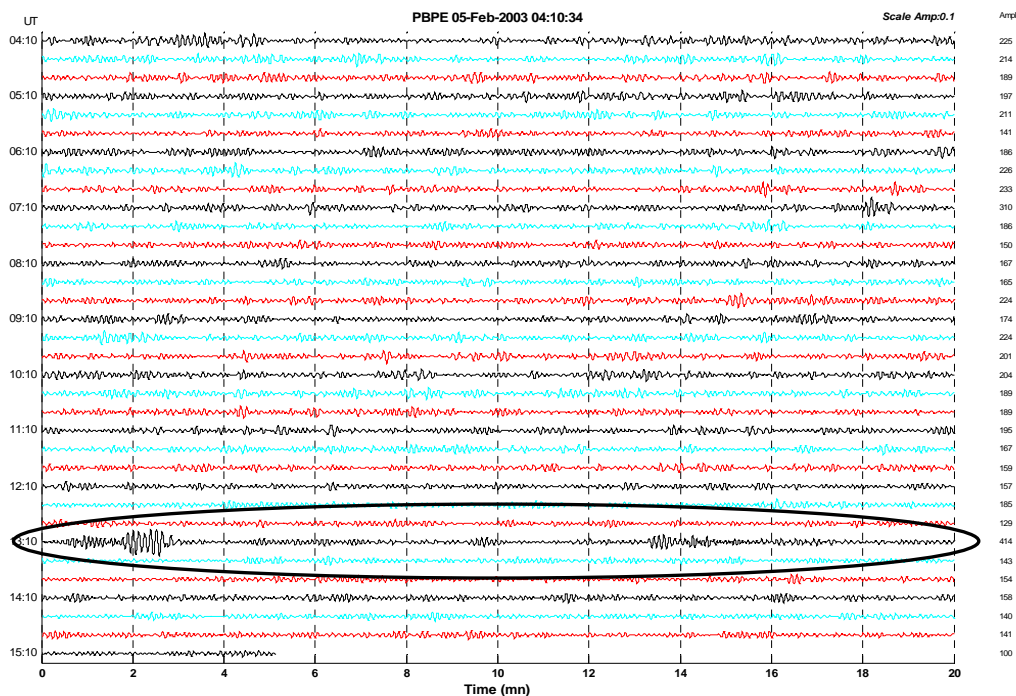
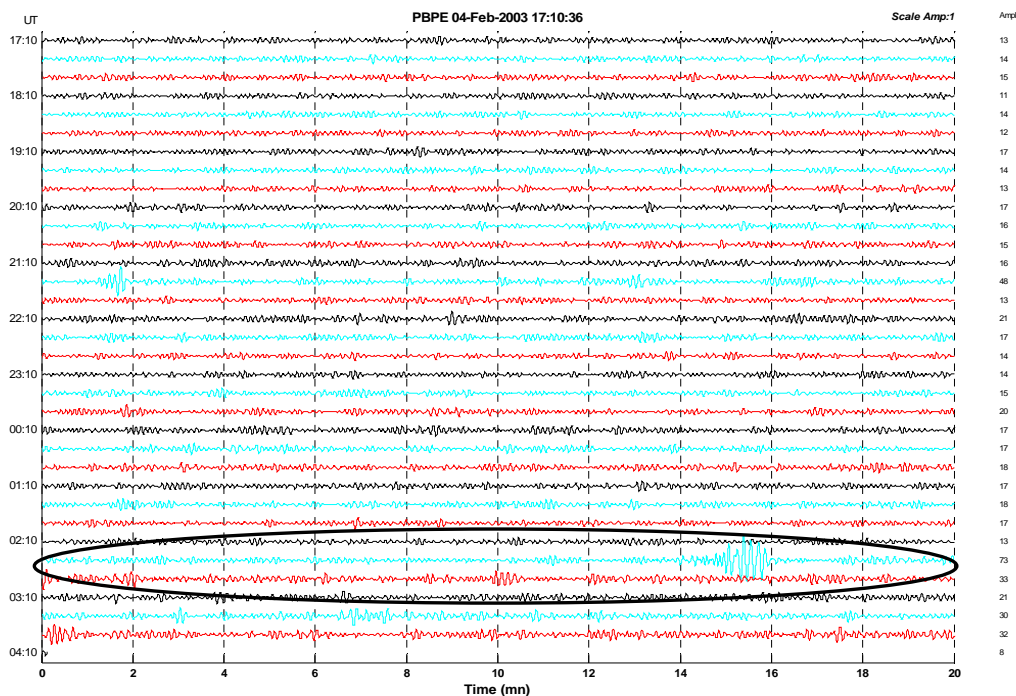
050203 – 14:53 (hora GMT)
Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



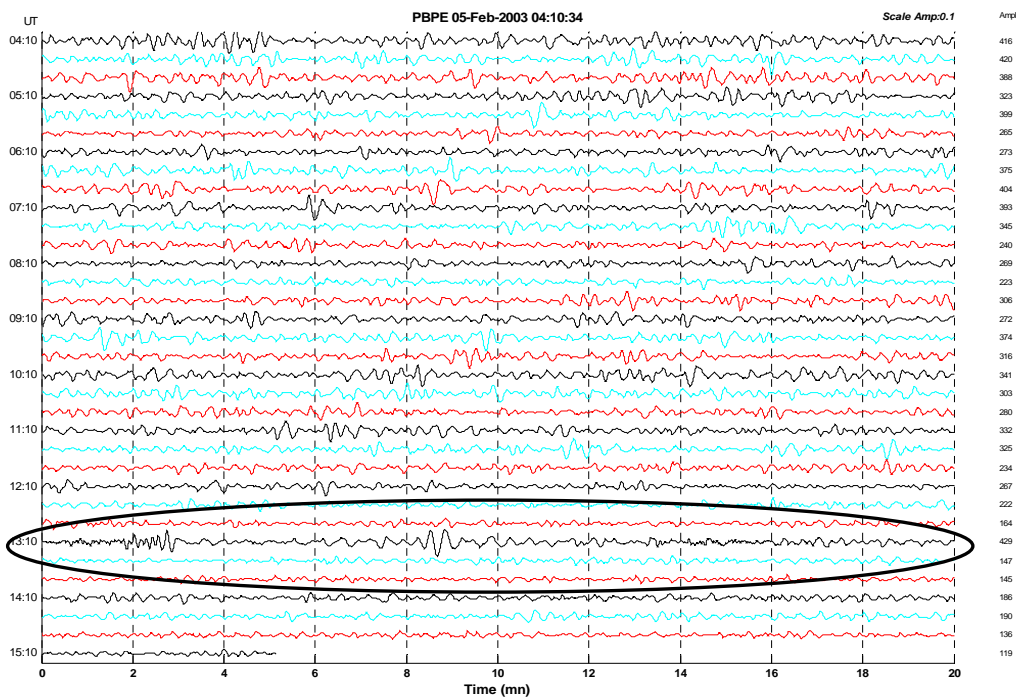
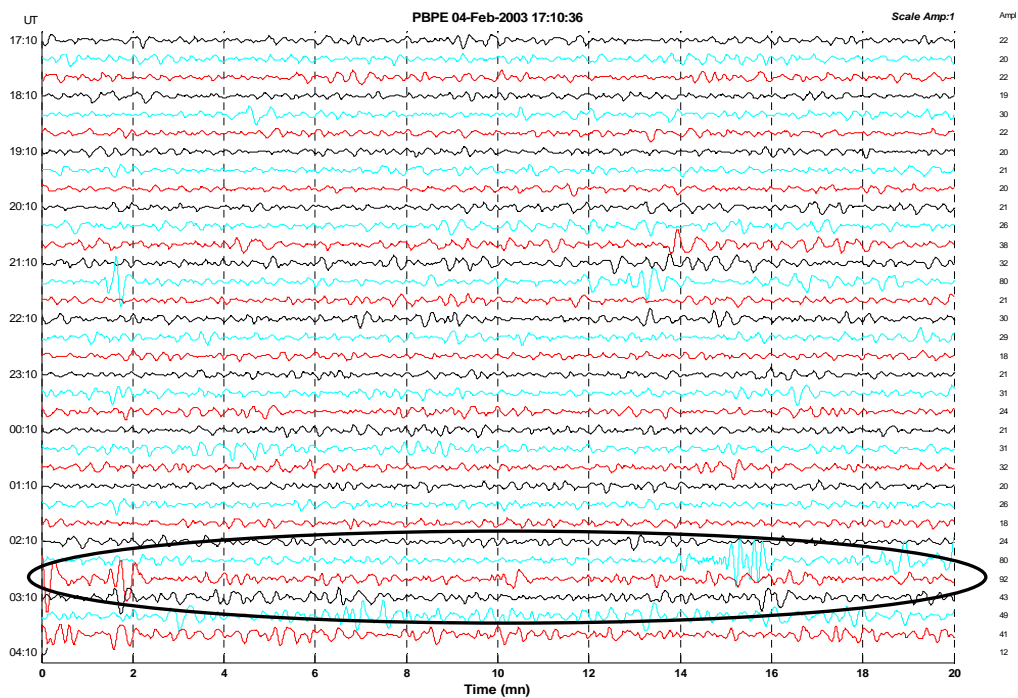
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 1 – 6 s



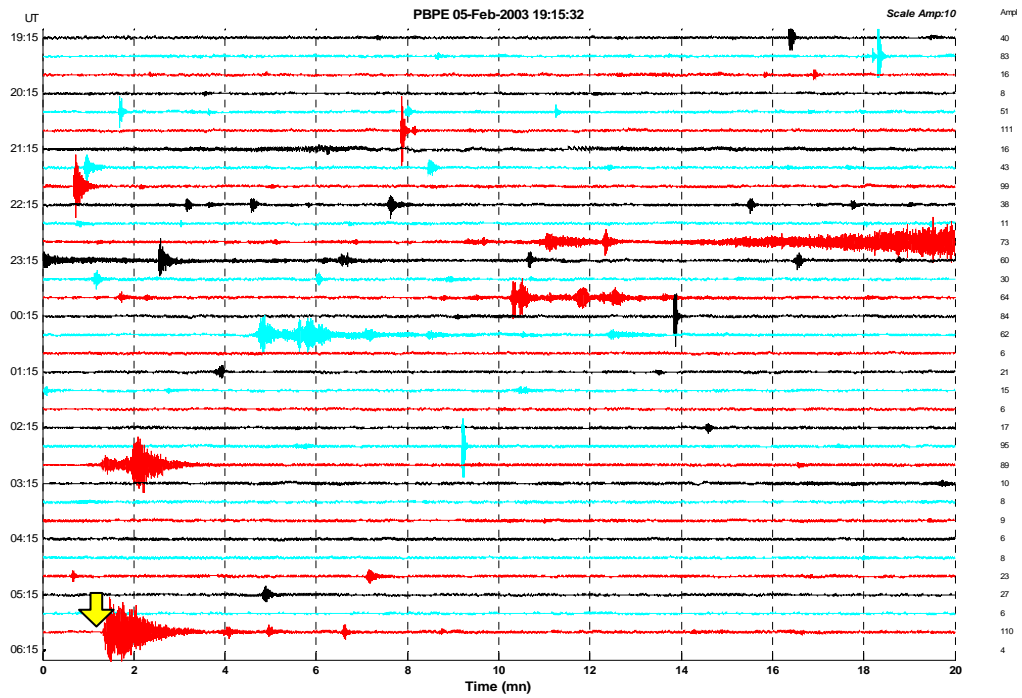
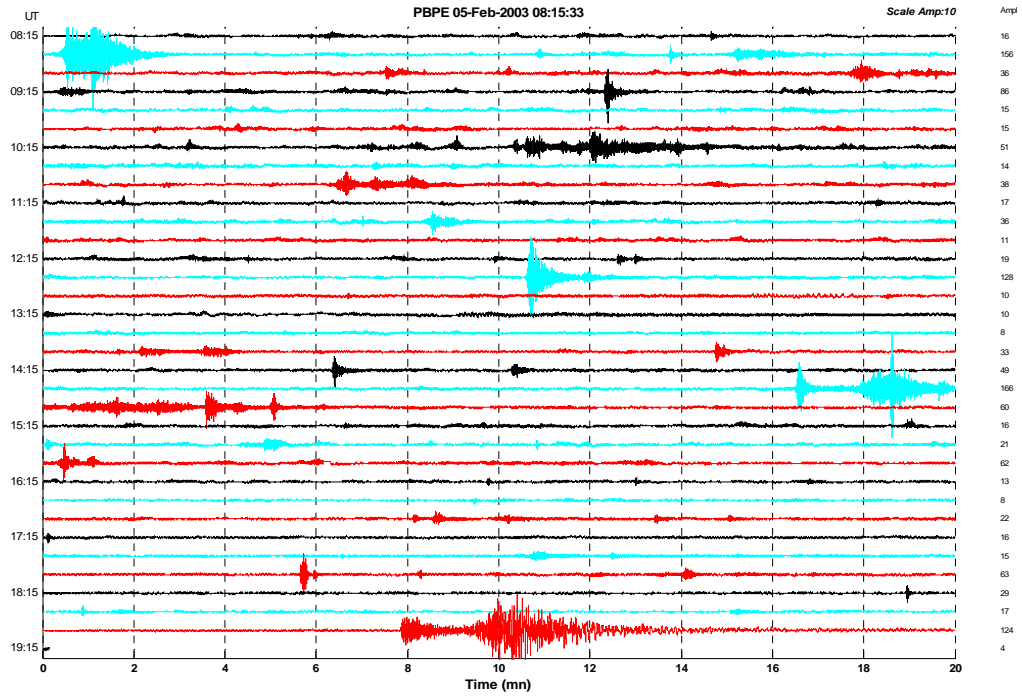
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



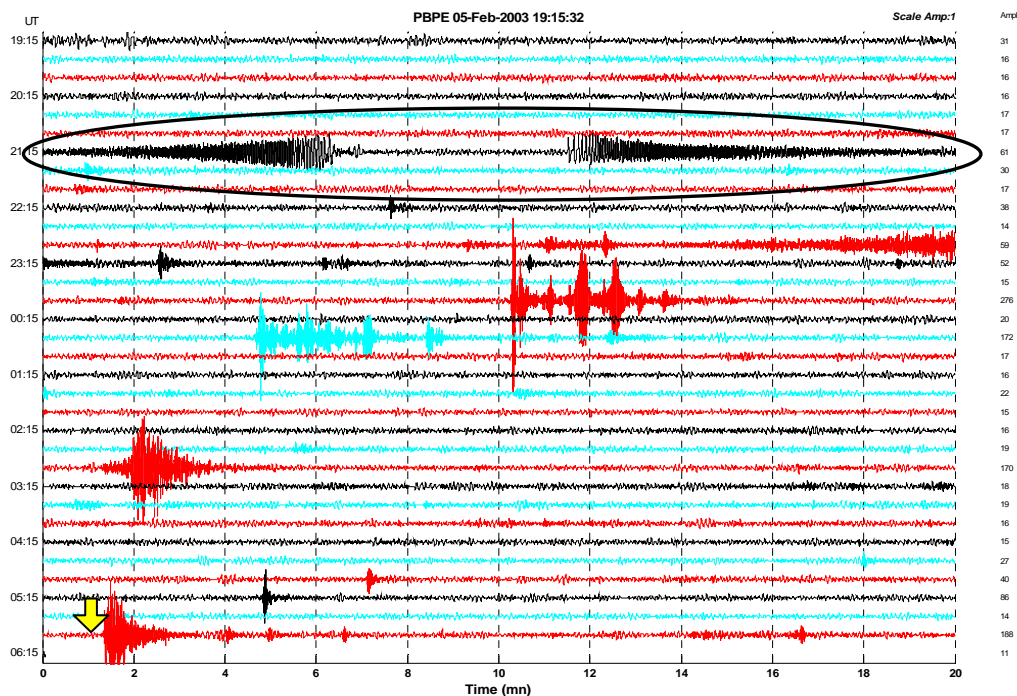
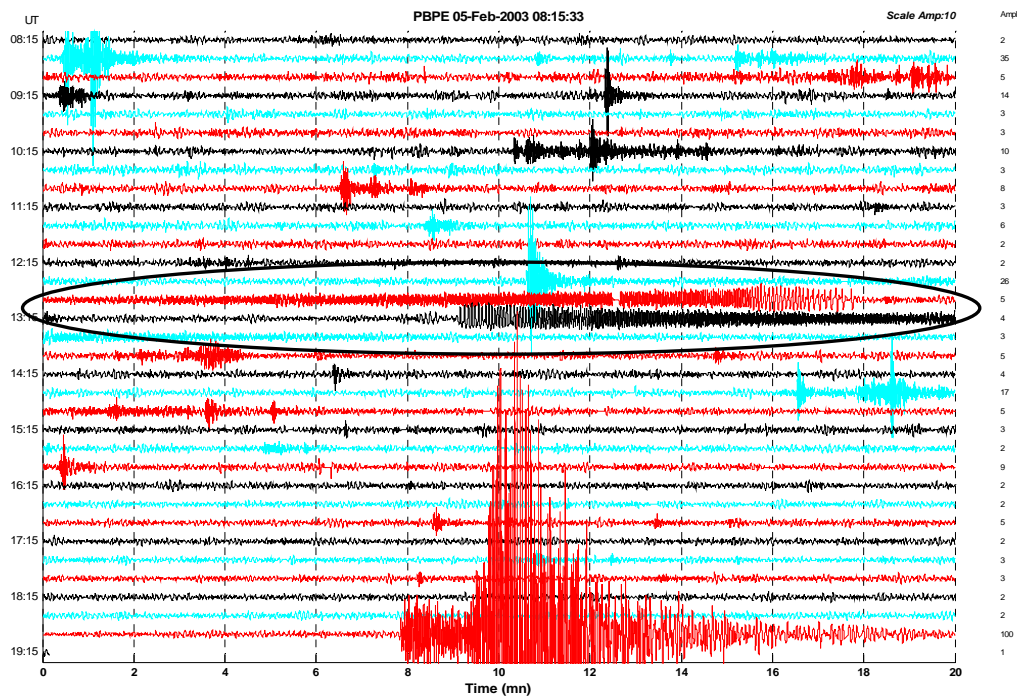
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



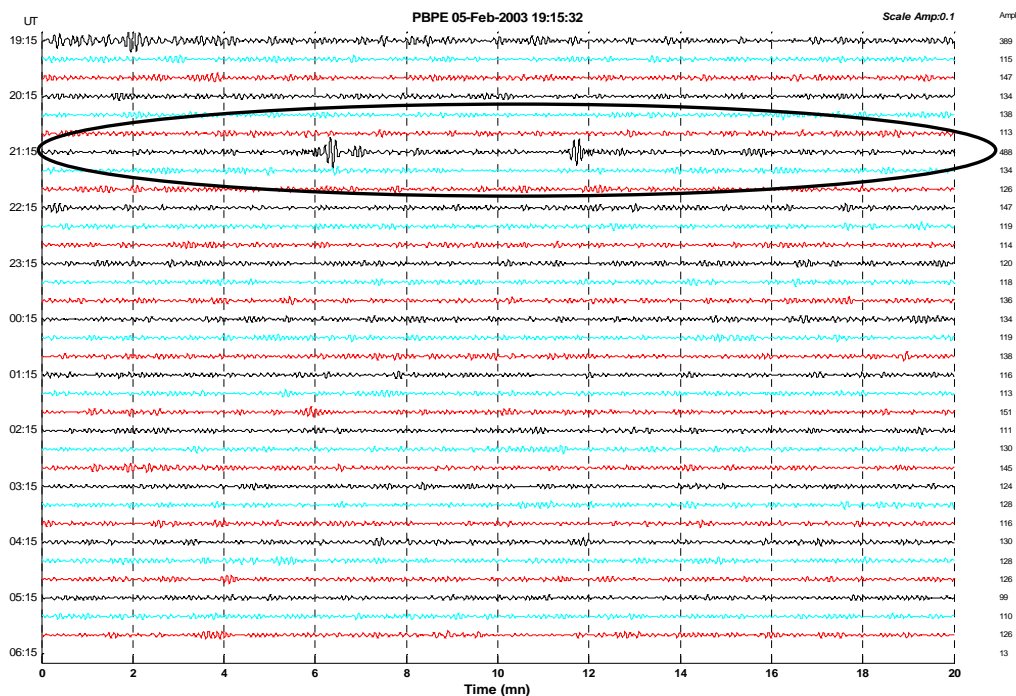
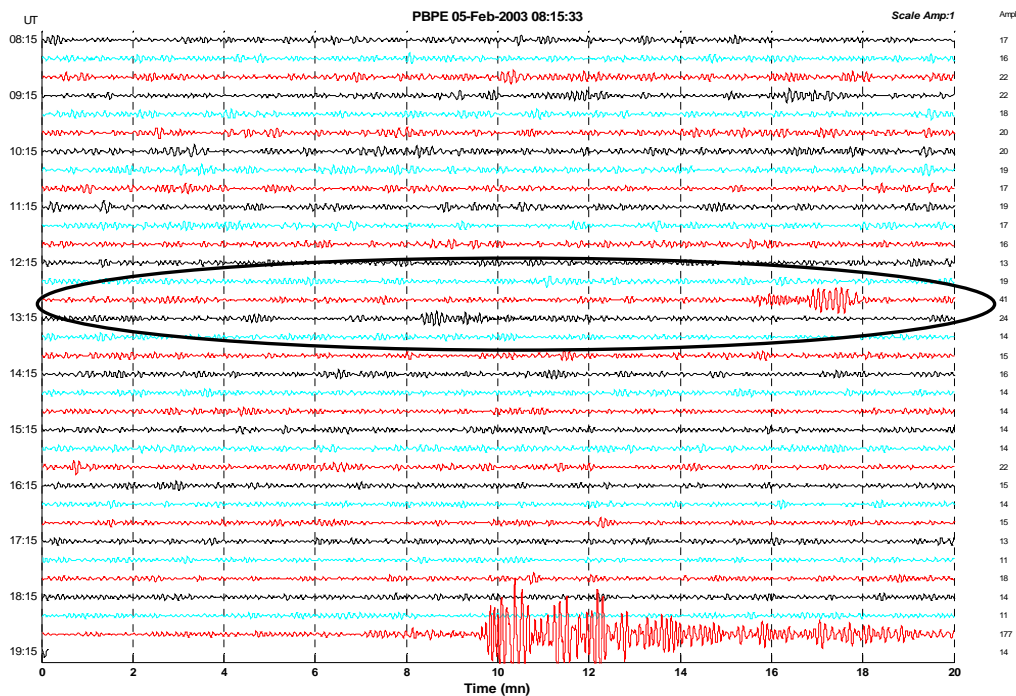
060203 – 05:56 (hora GMT)
Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



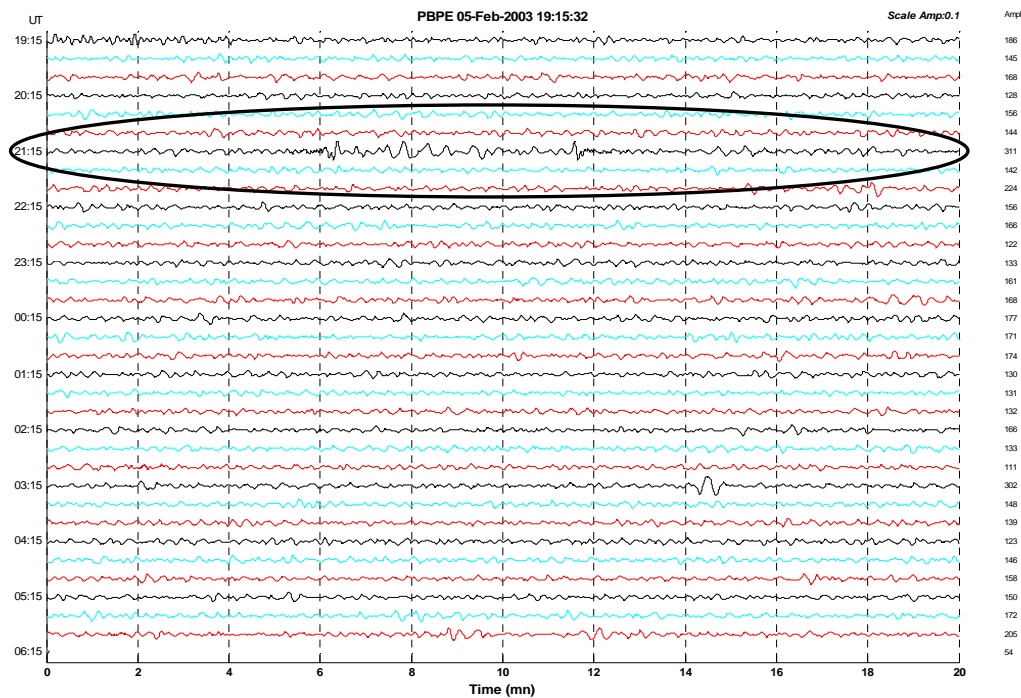
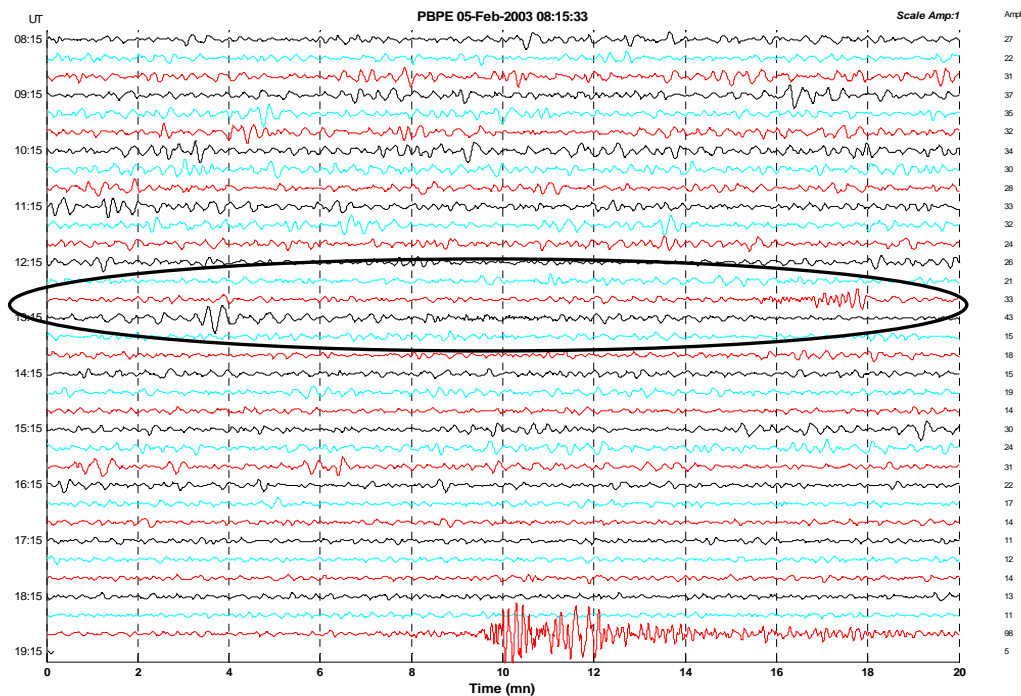
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 1 – 6 s



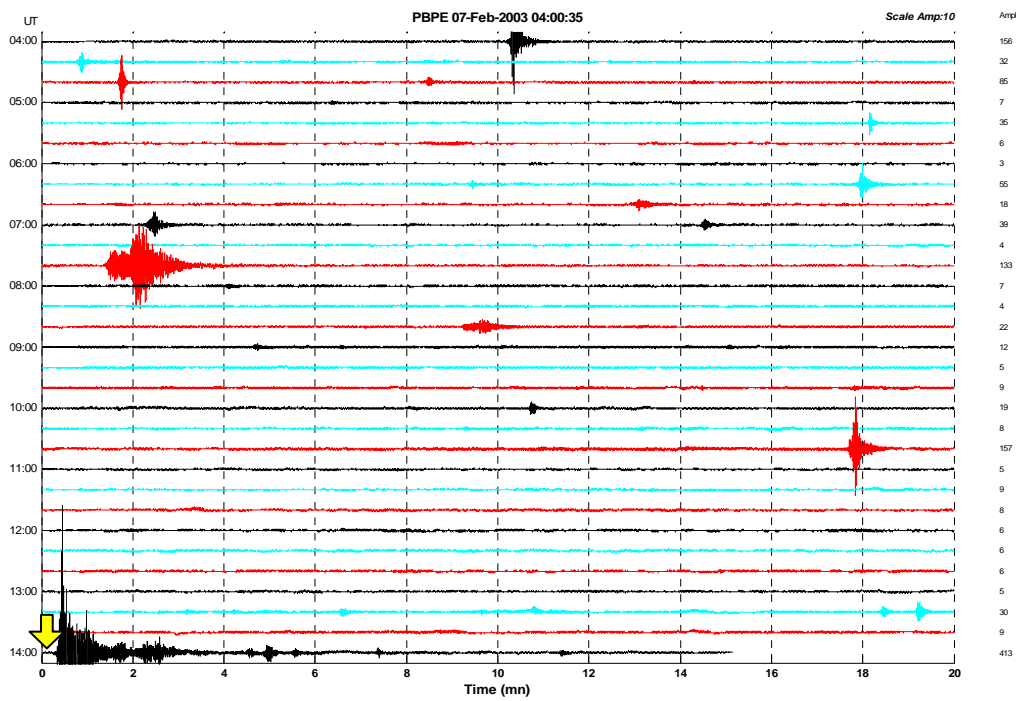
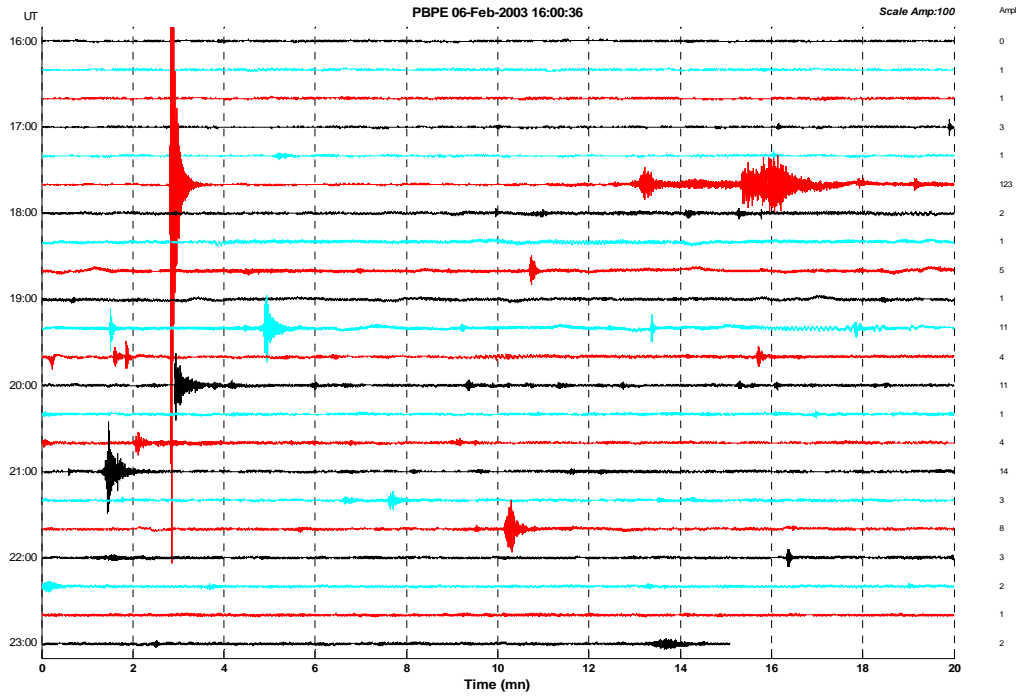
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



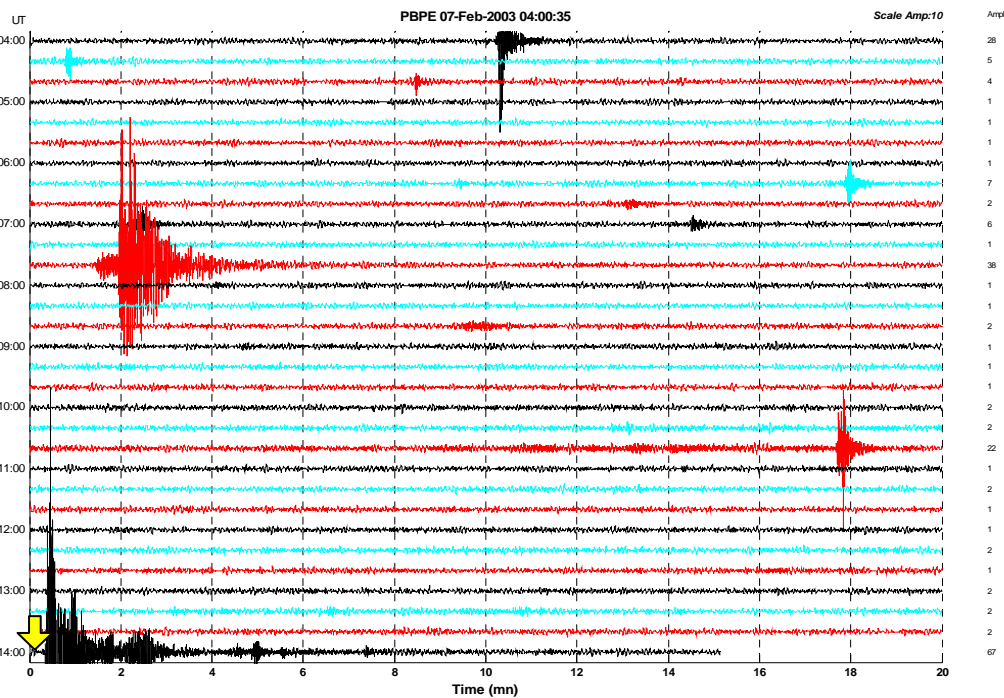
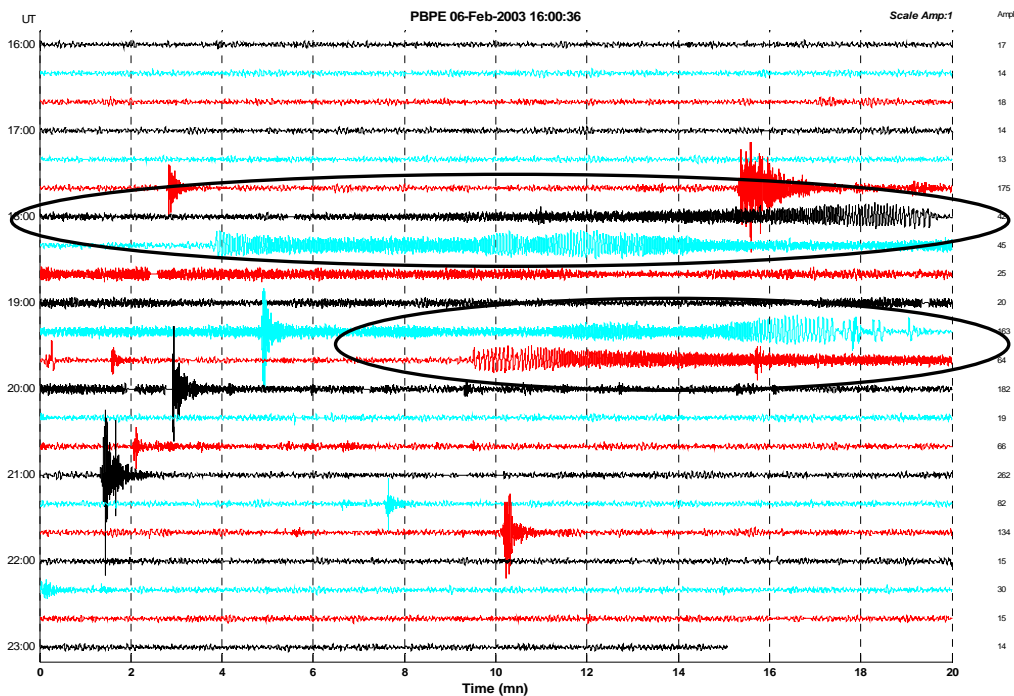
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



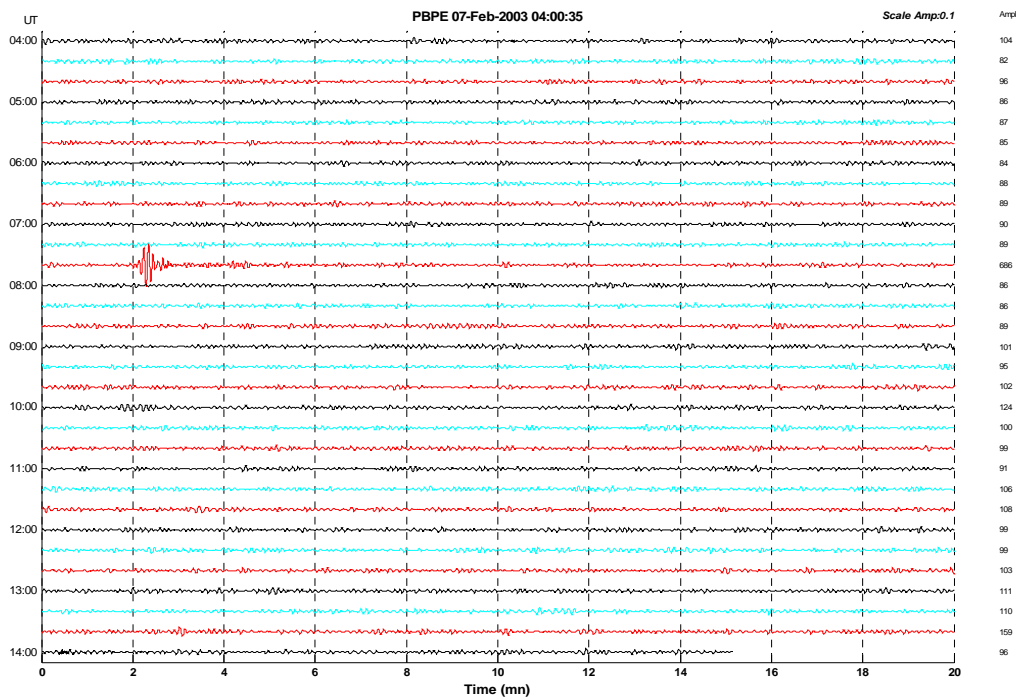
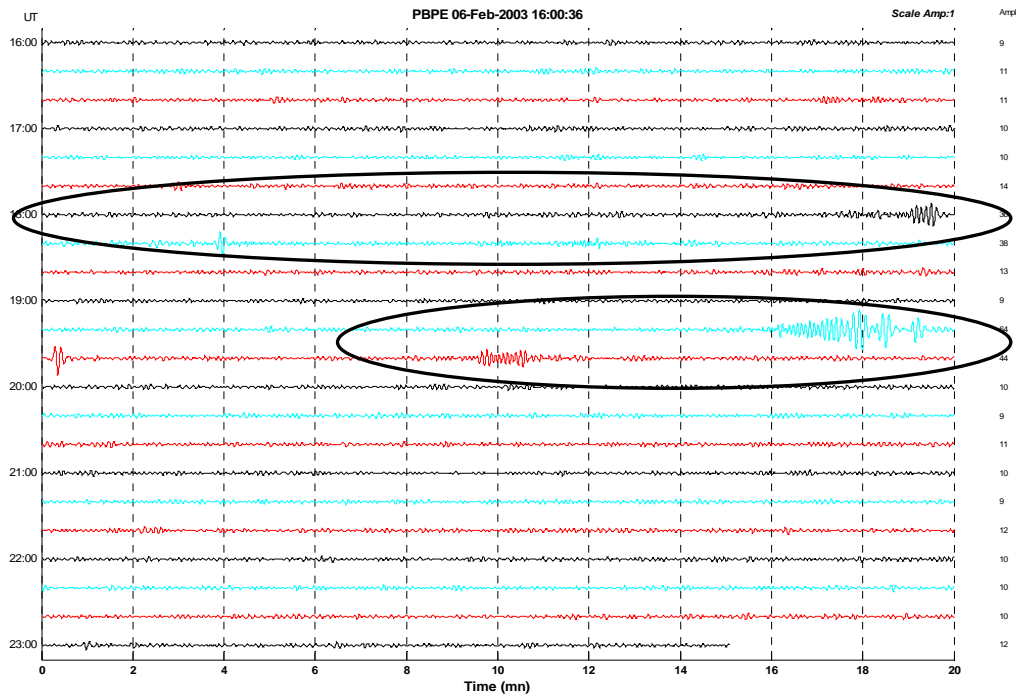
070203 – 14:00 (hora GMT)
 Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



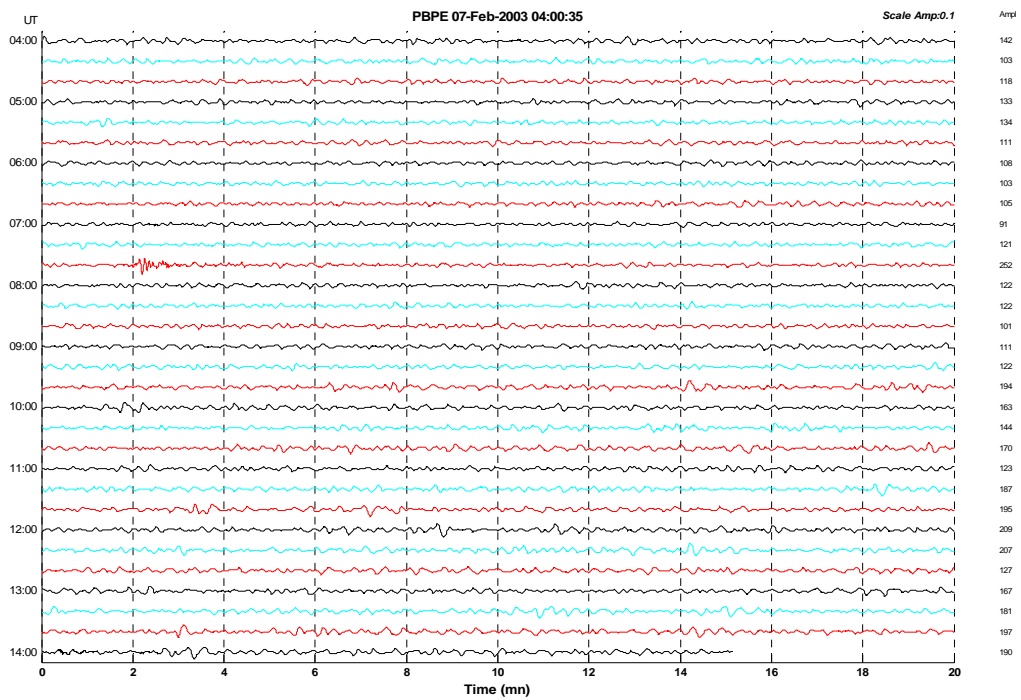
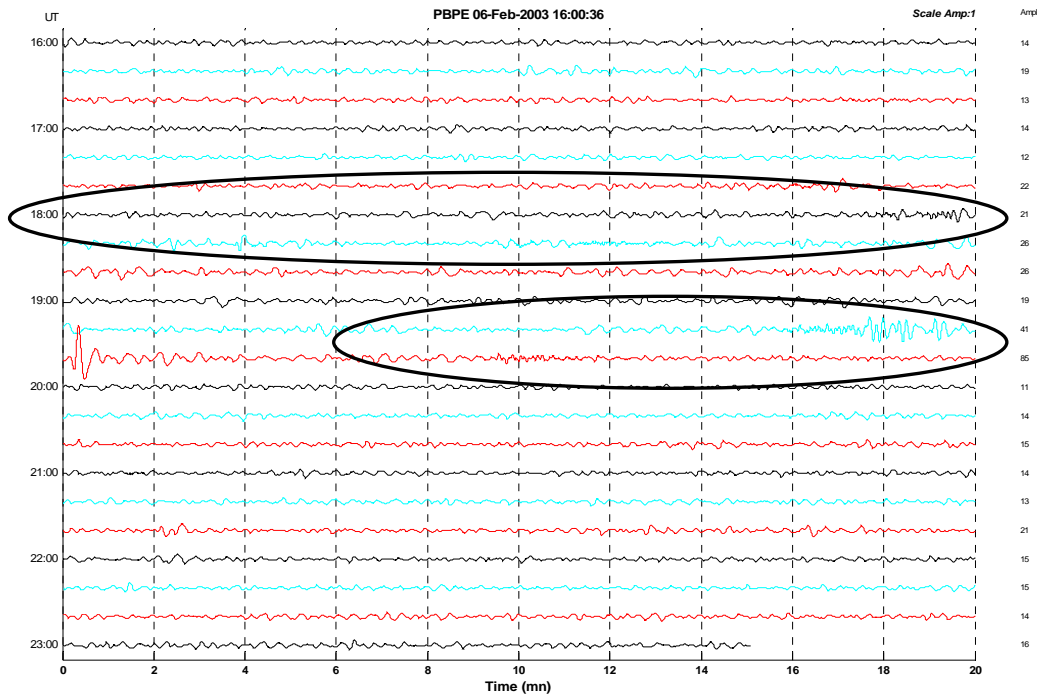
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 1 – 6 s



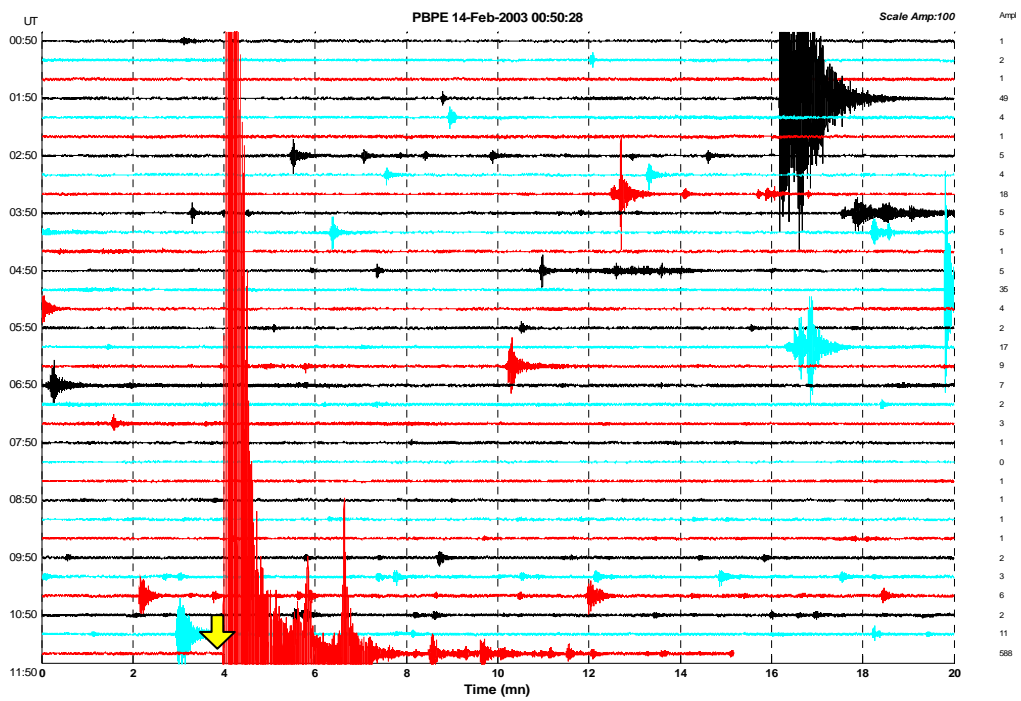
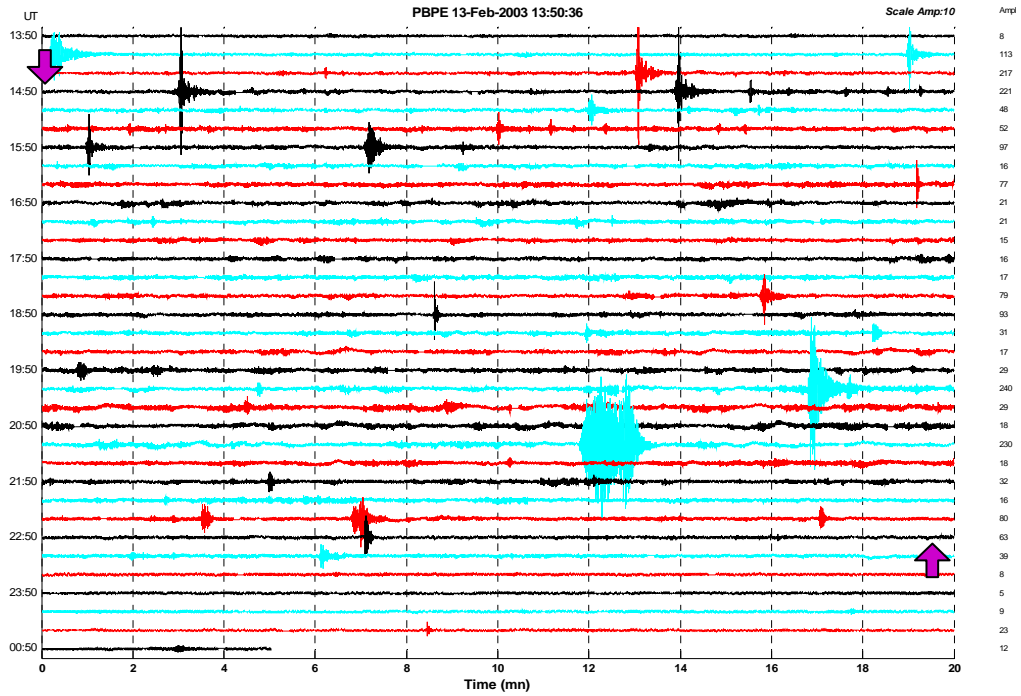
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



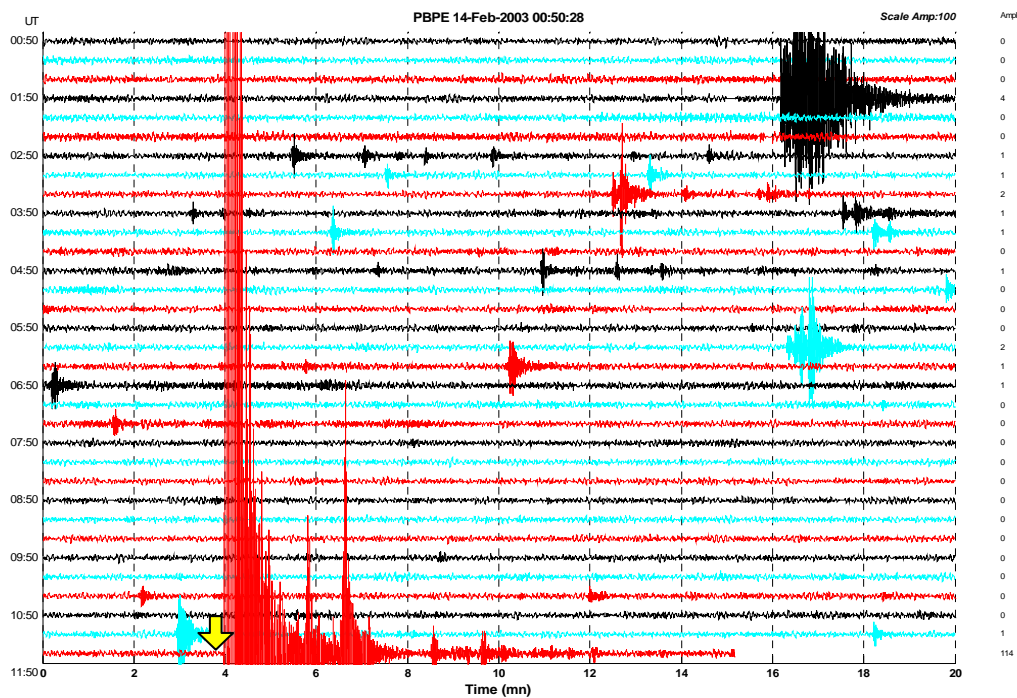
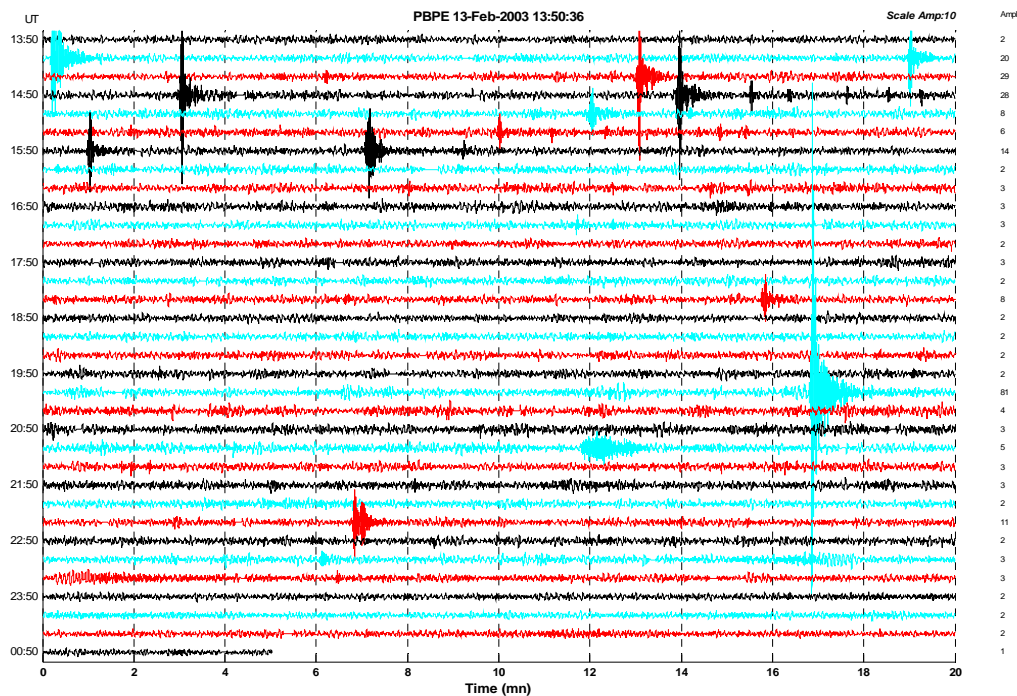
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



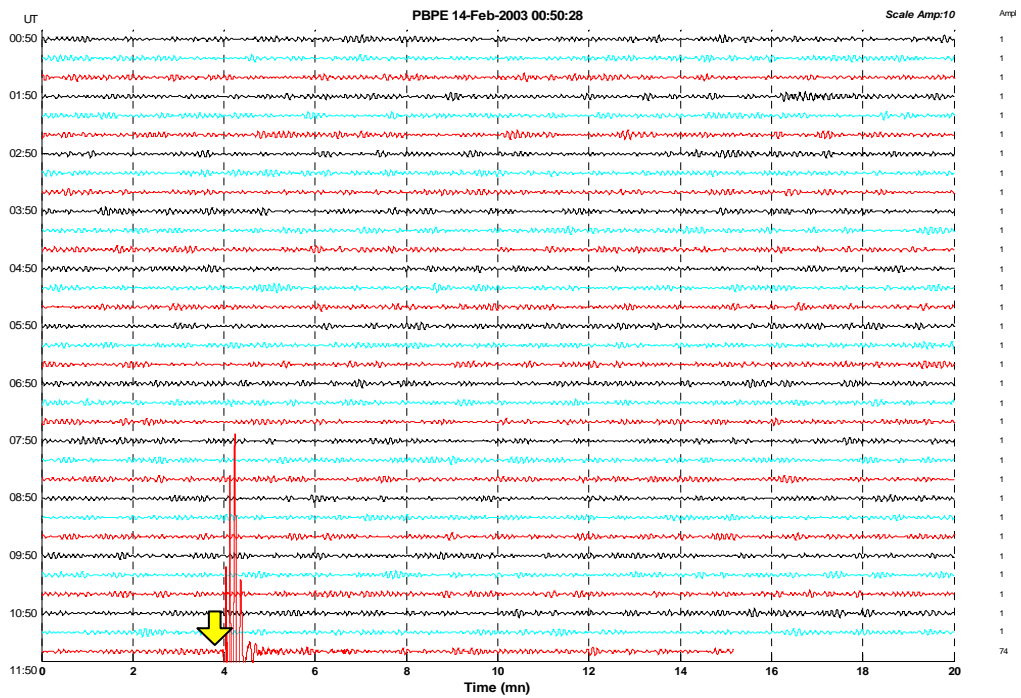
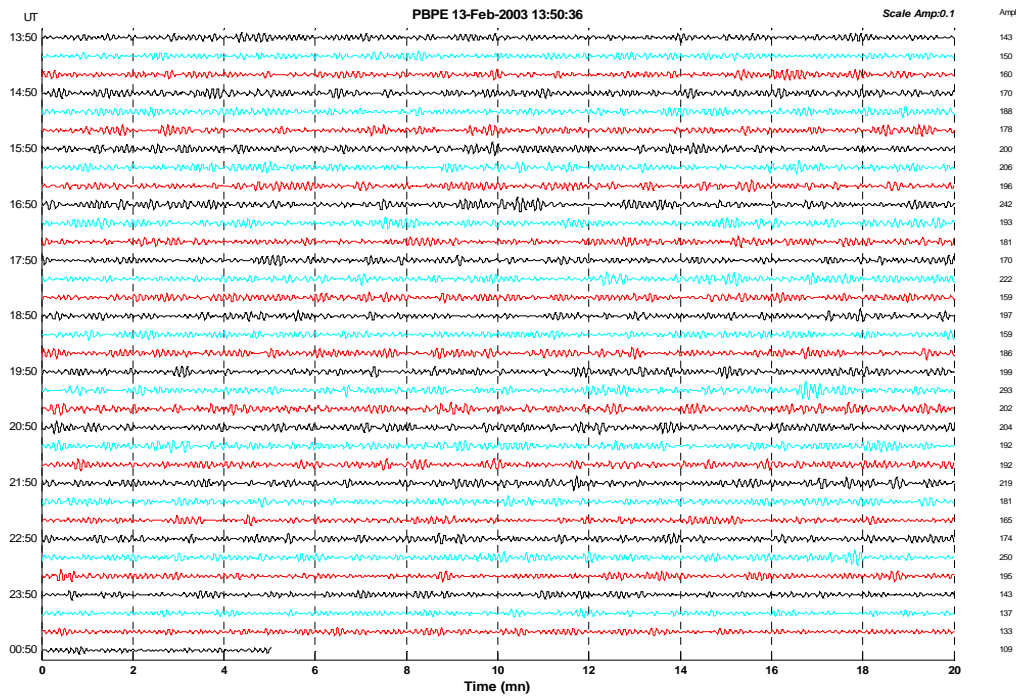
140203 – 11:34 (hora GMT)
 Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



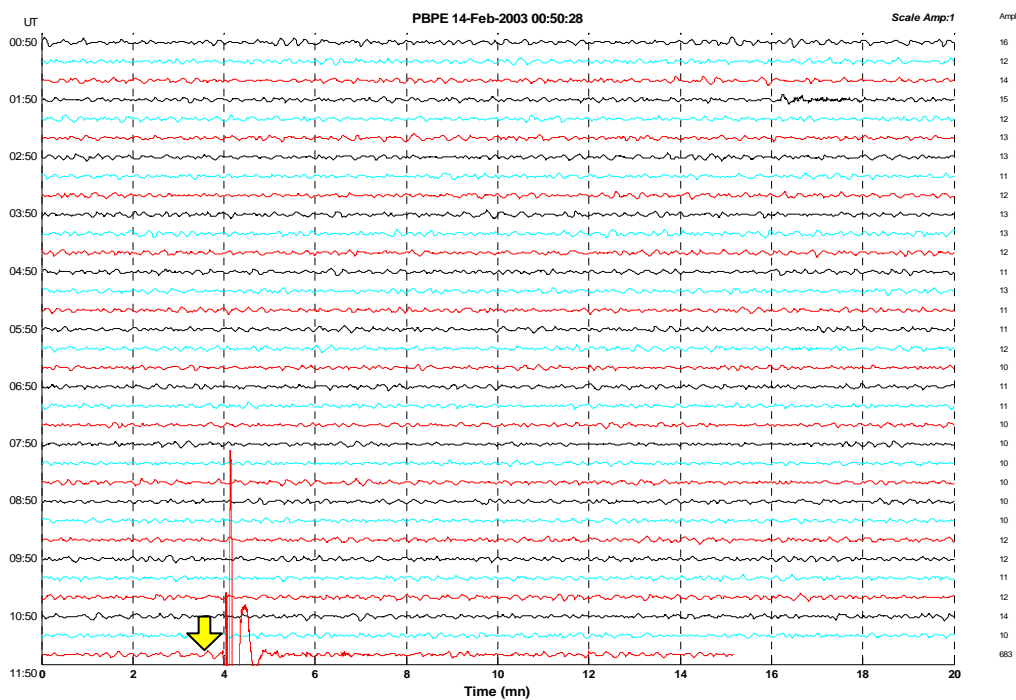
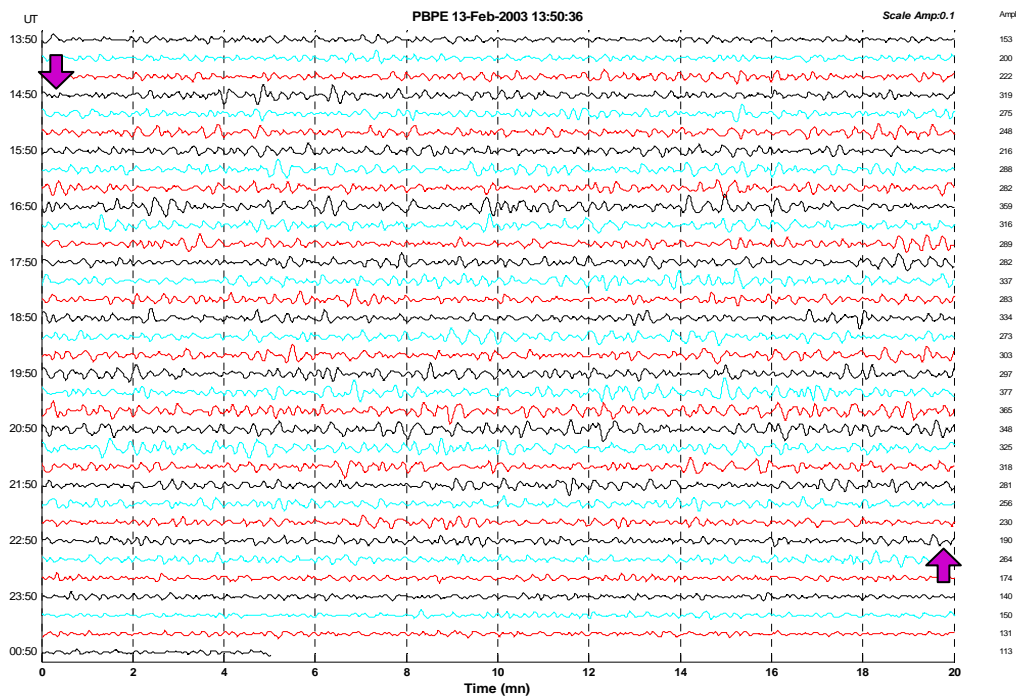
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 1 – 6 s



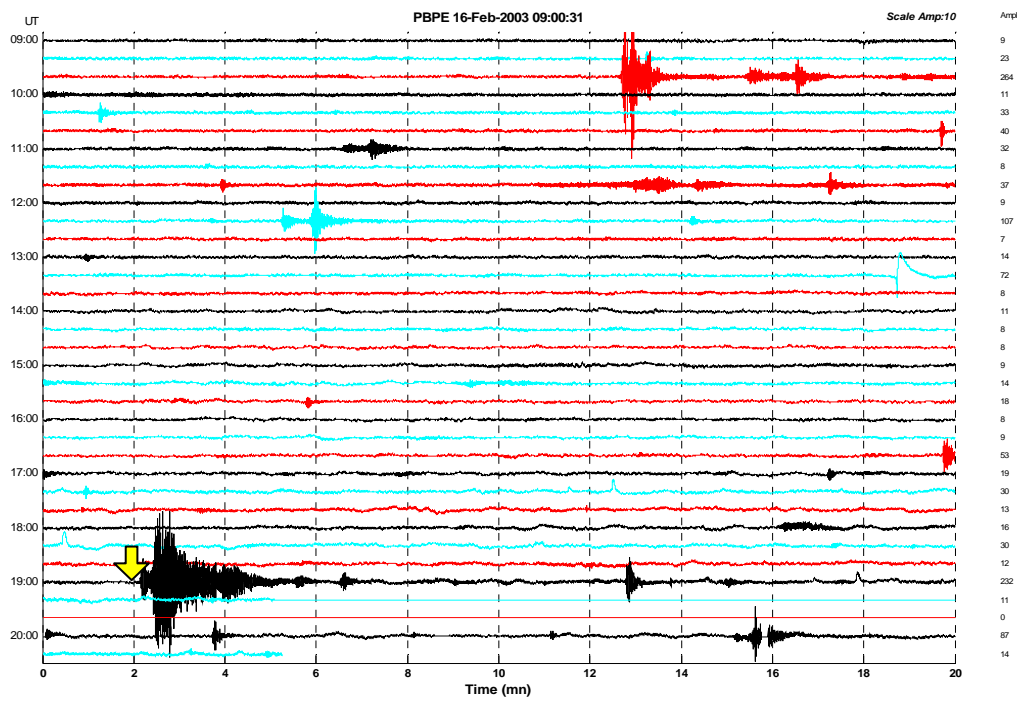
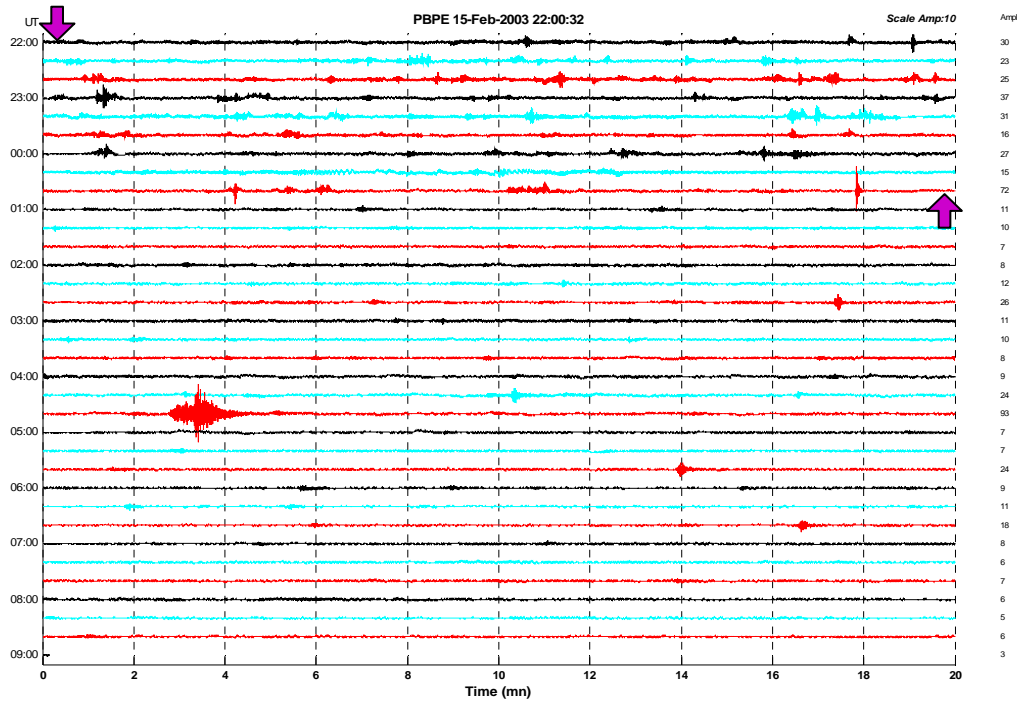
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



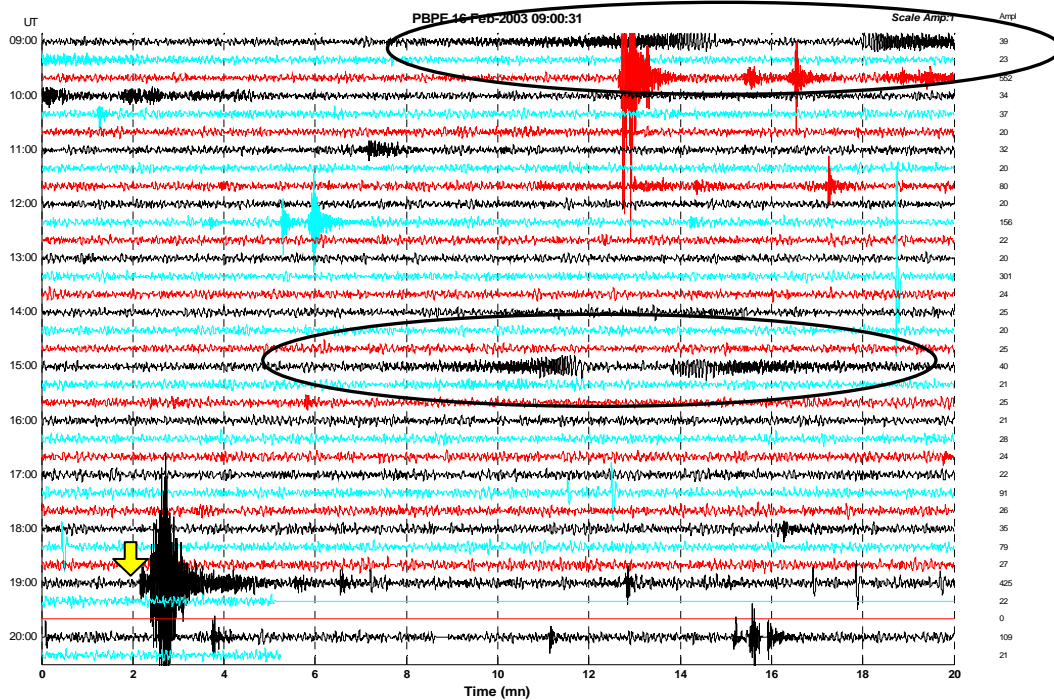
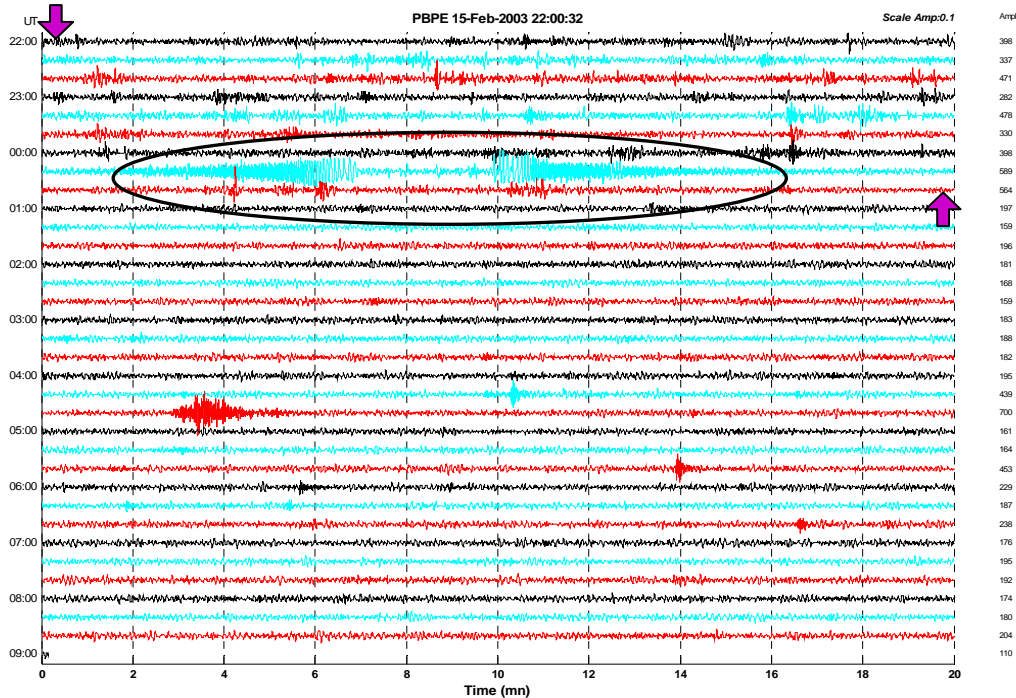
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



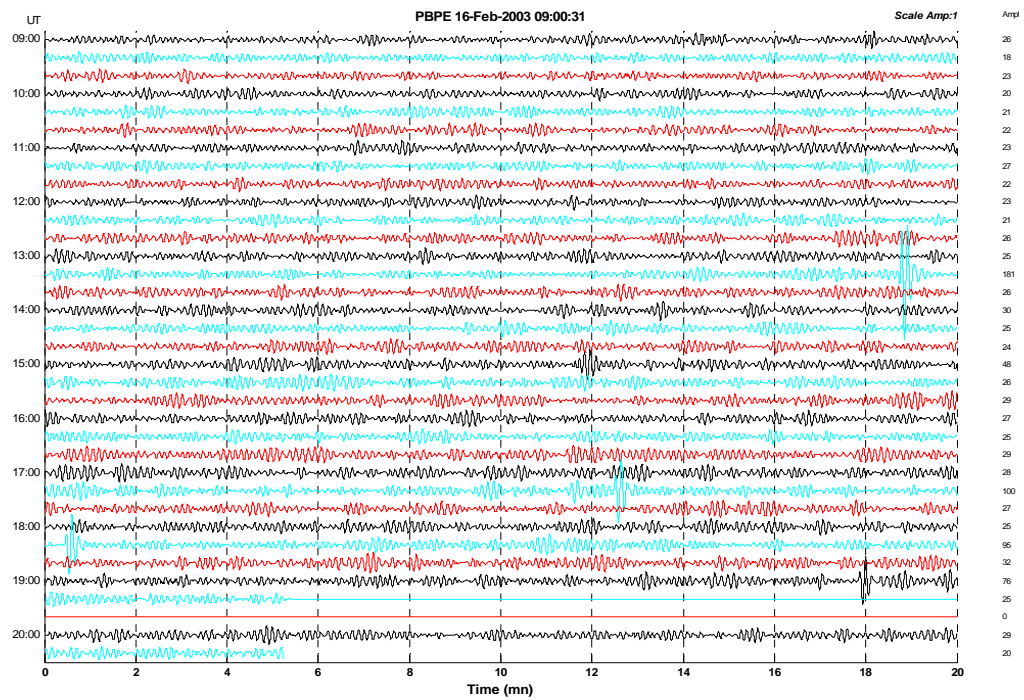
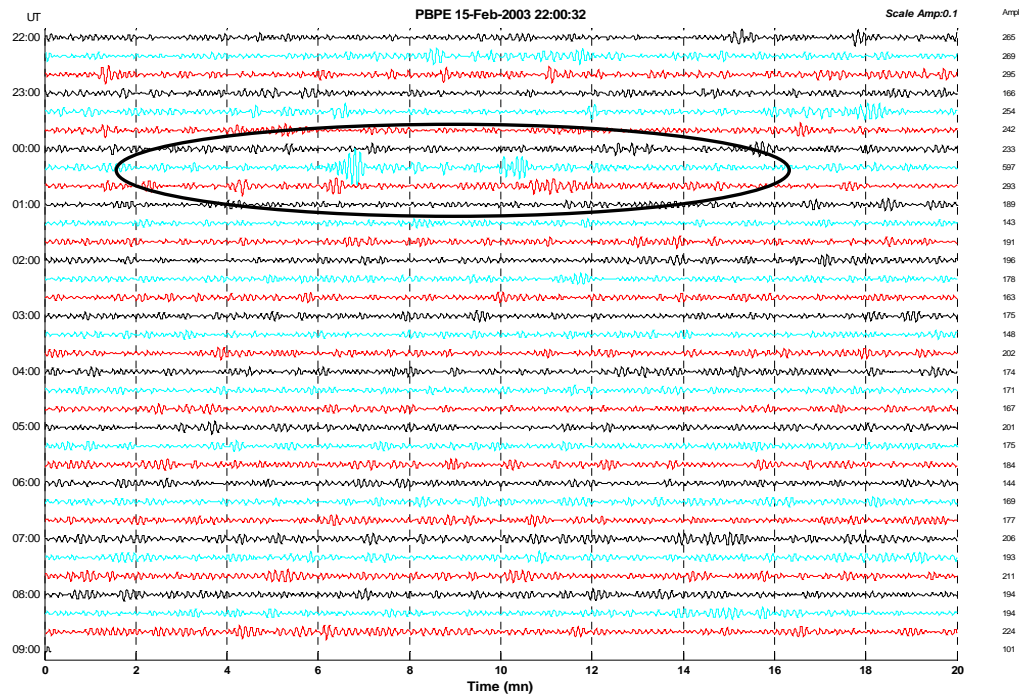
160203 – 19:02 (hora GMT)
Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



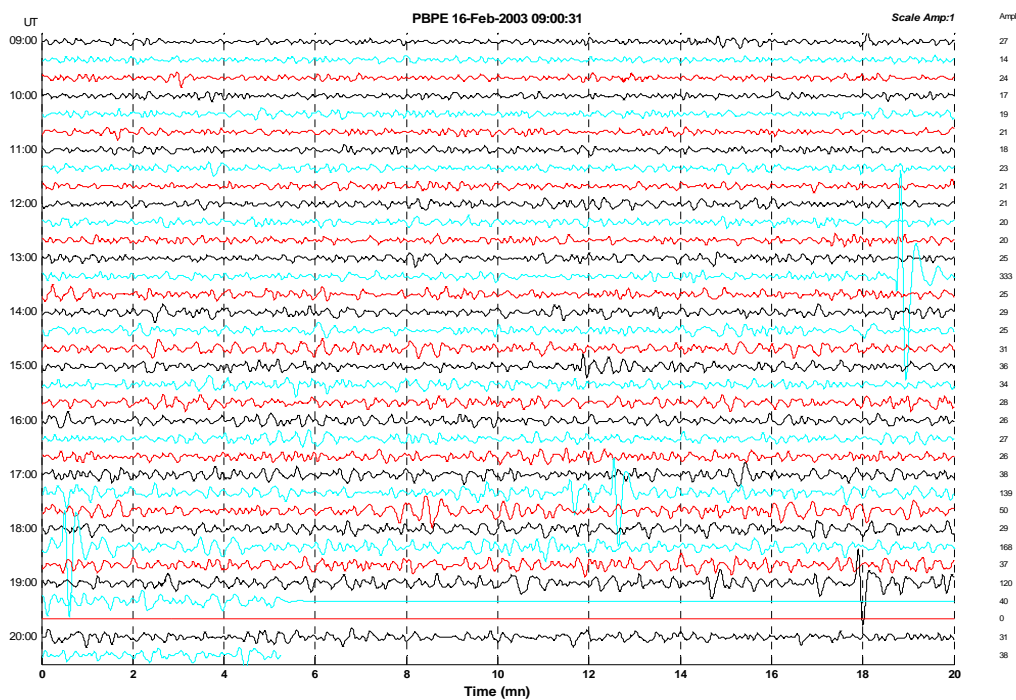
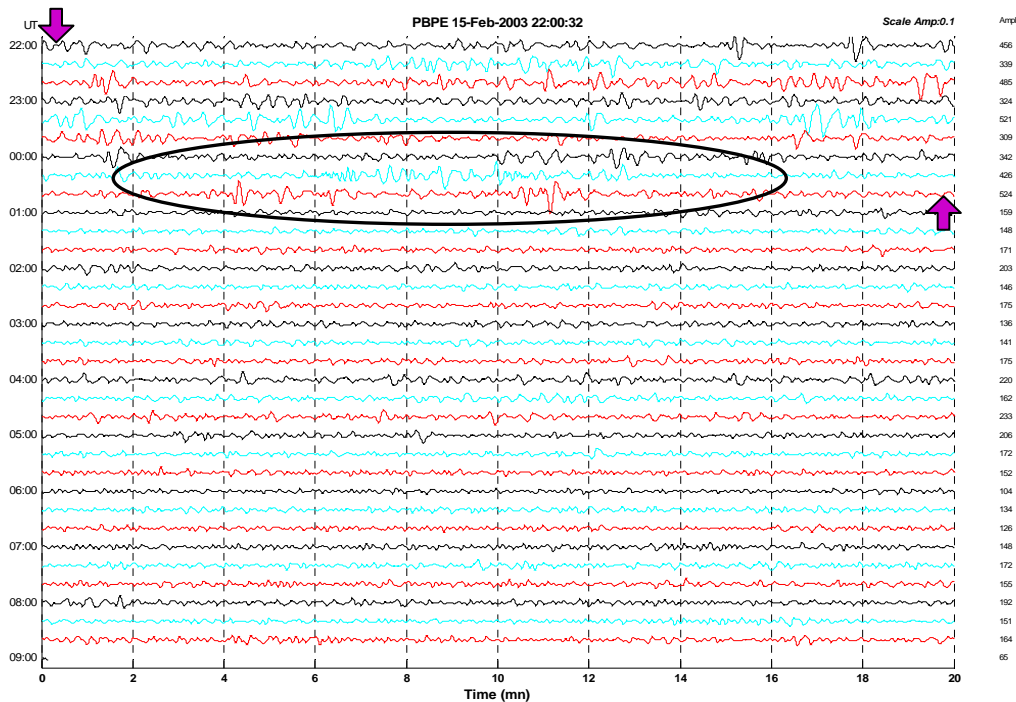
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 1 – 6 s



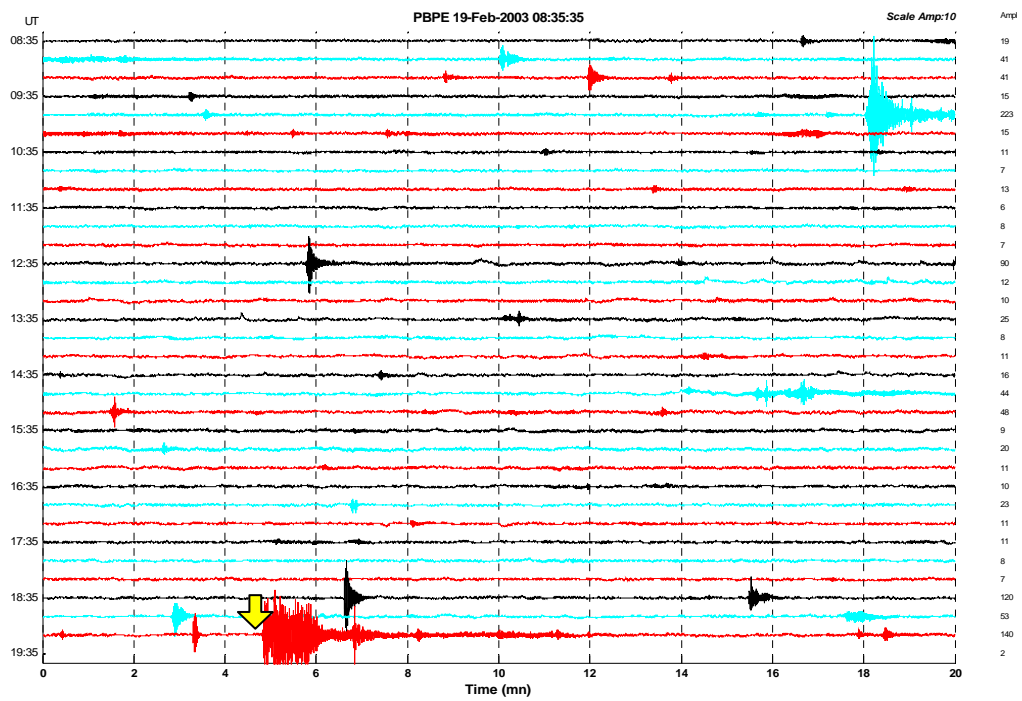
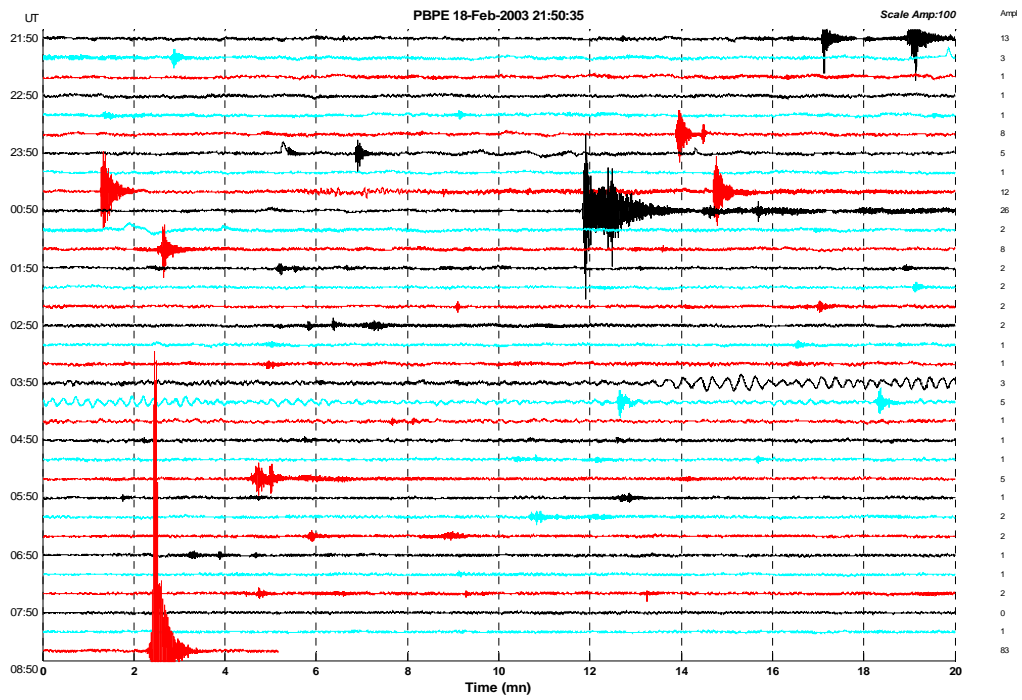
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



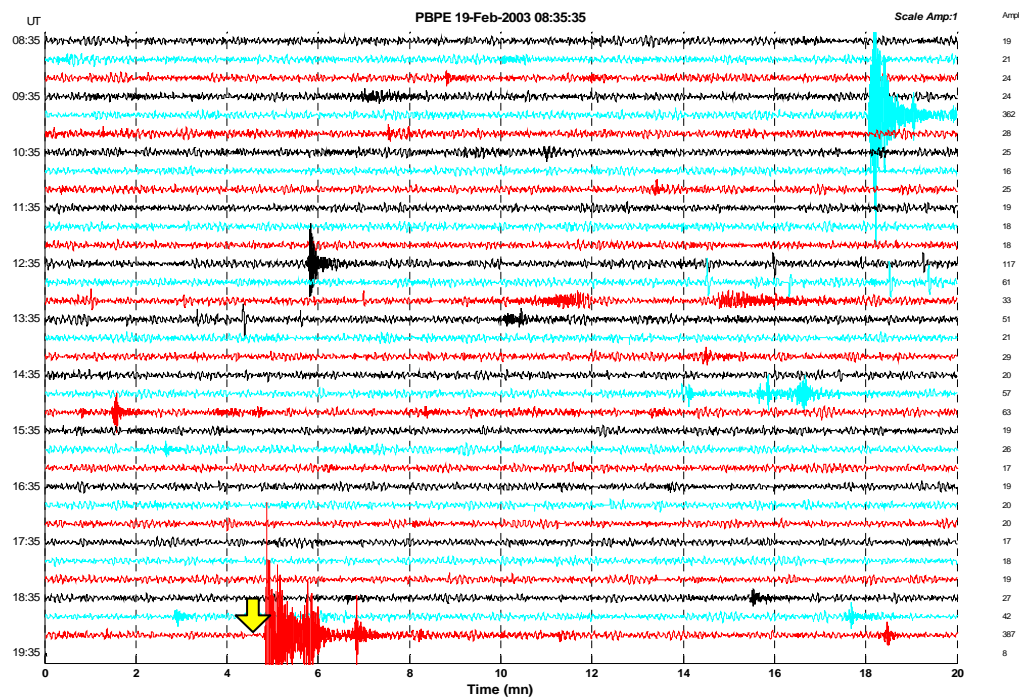
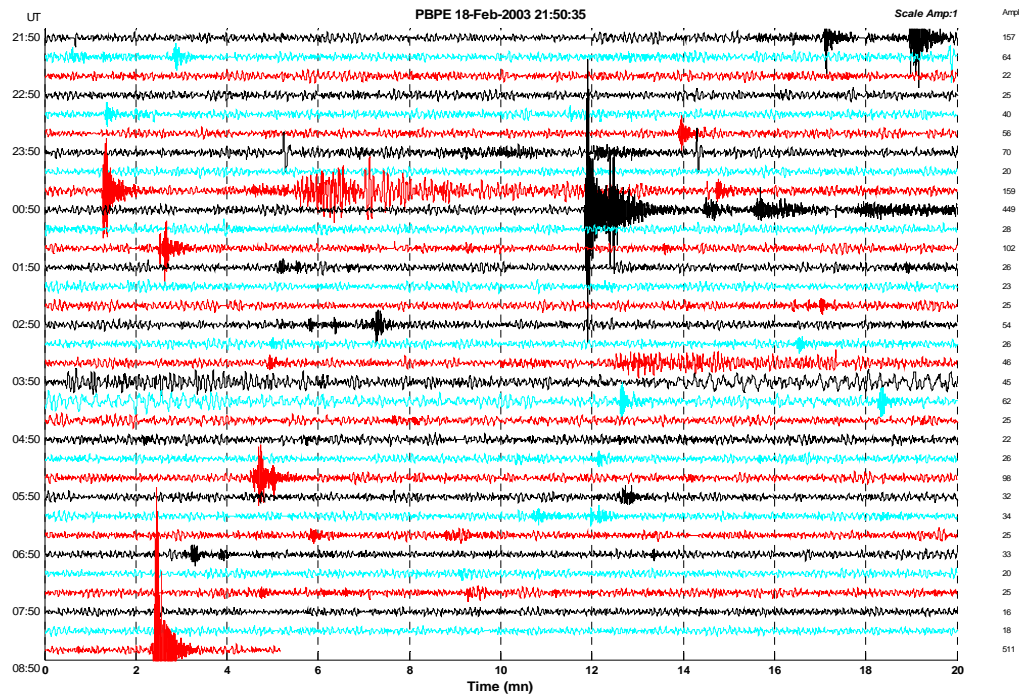
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



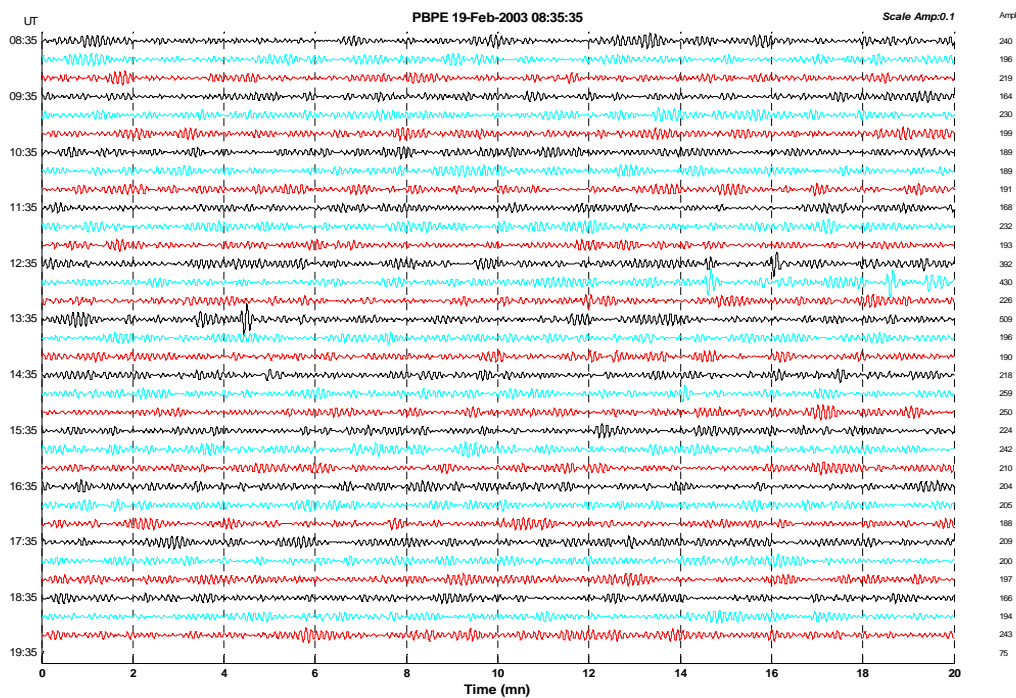
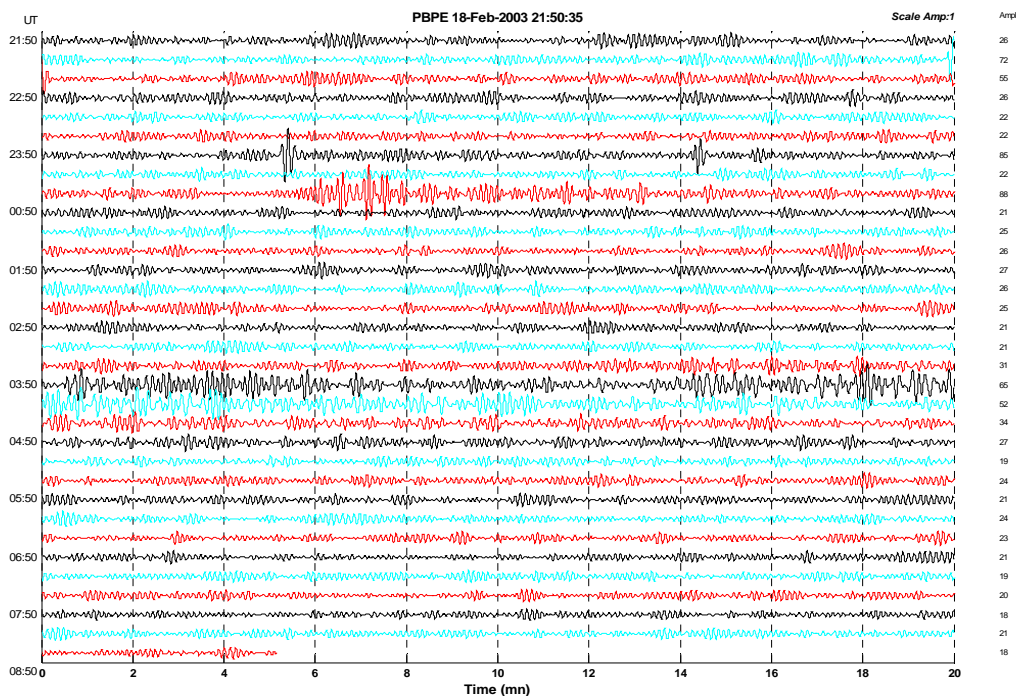
190203 – 19:20 (hora GMT)
Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



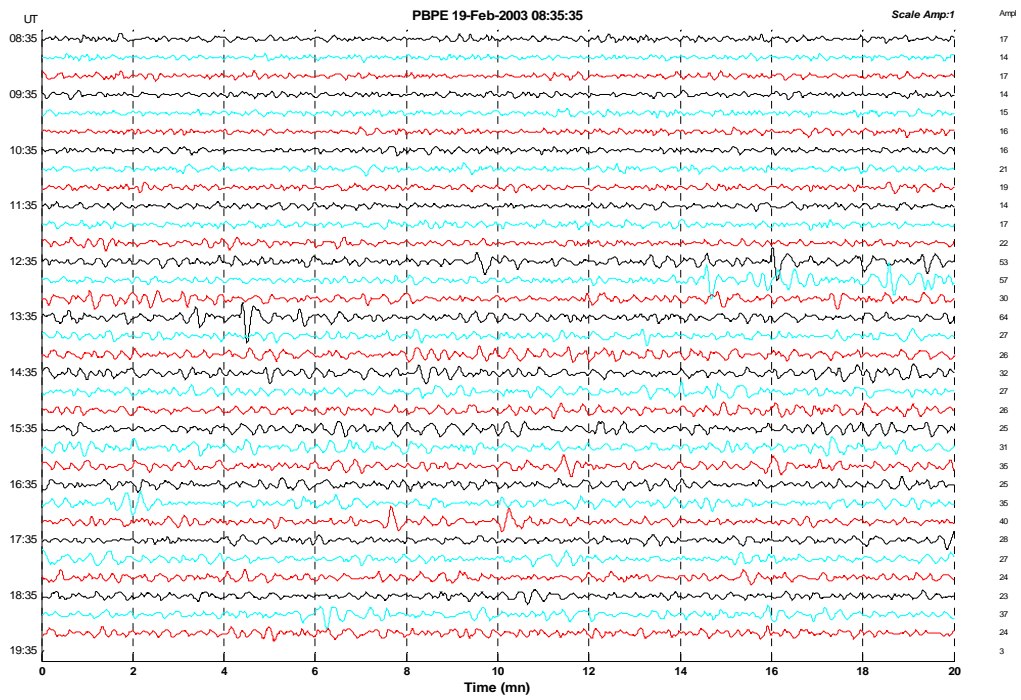
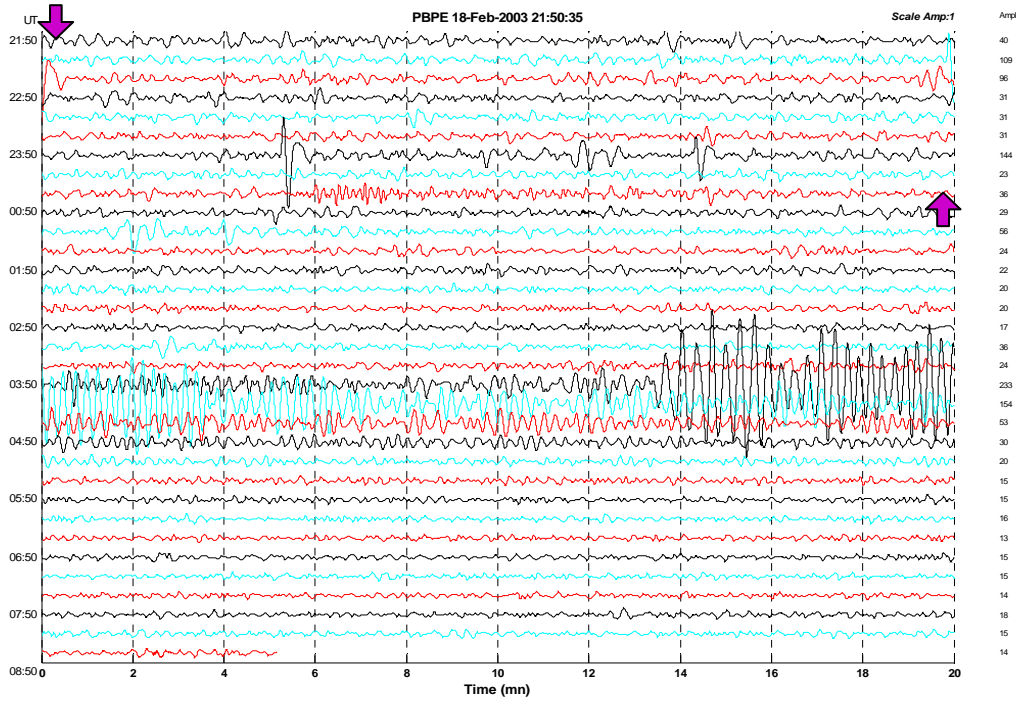
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 1 – 6 s



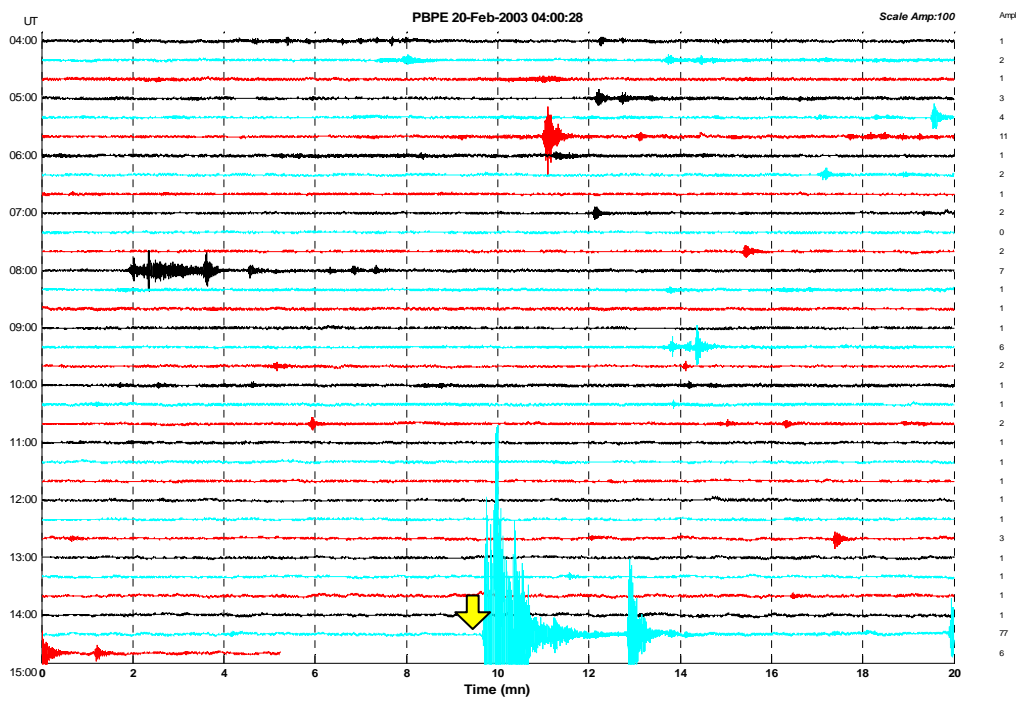
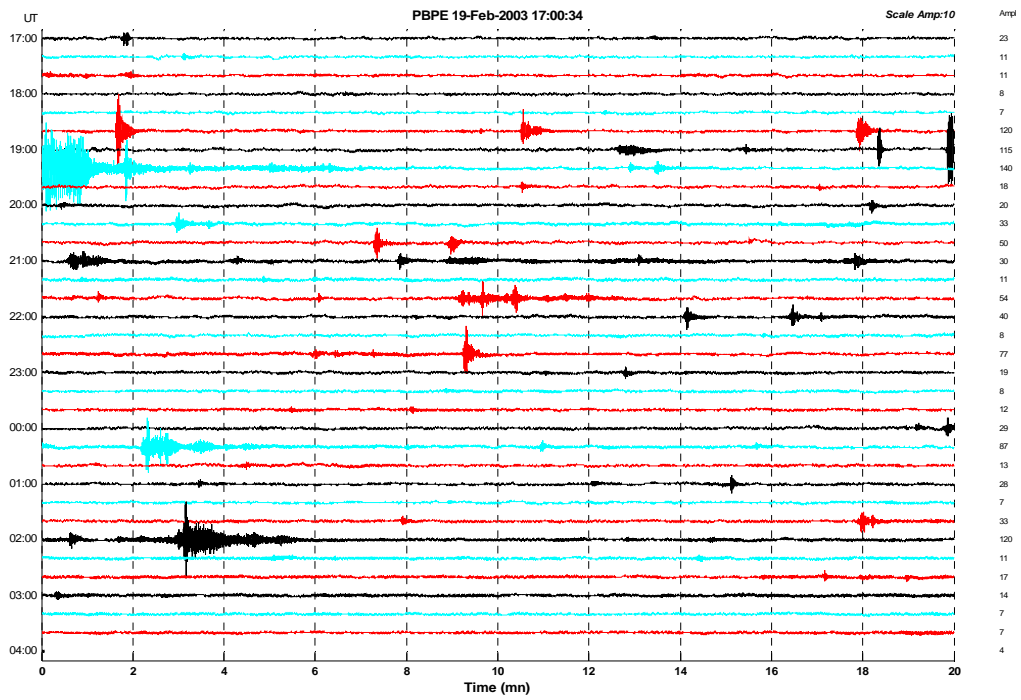
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



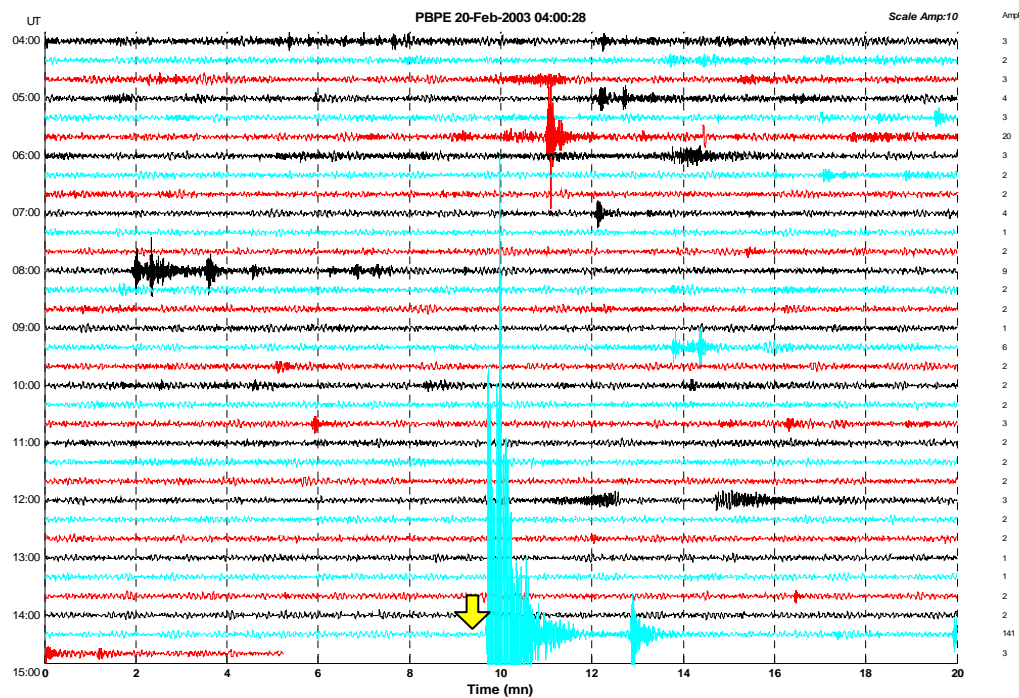
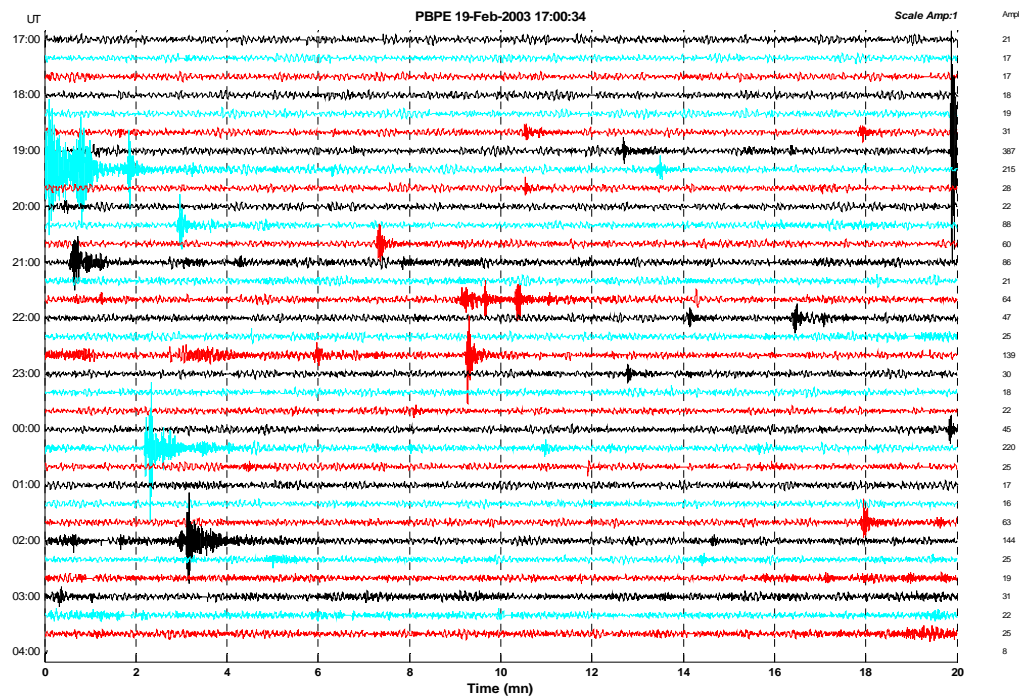
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



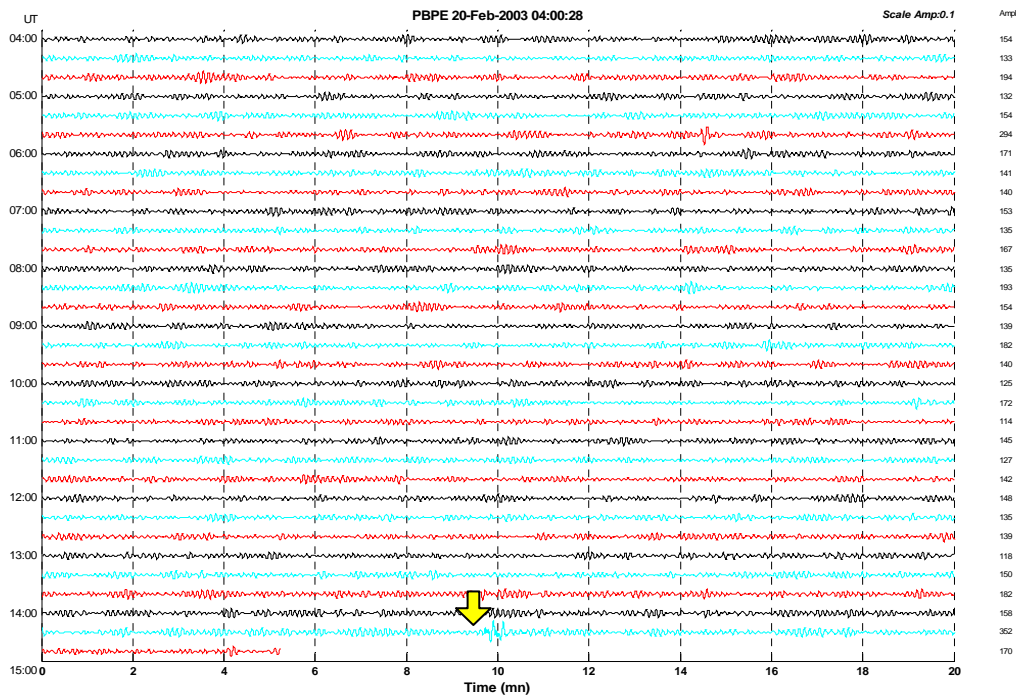
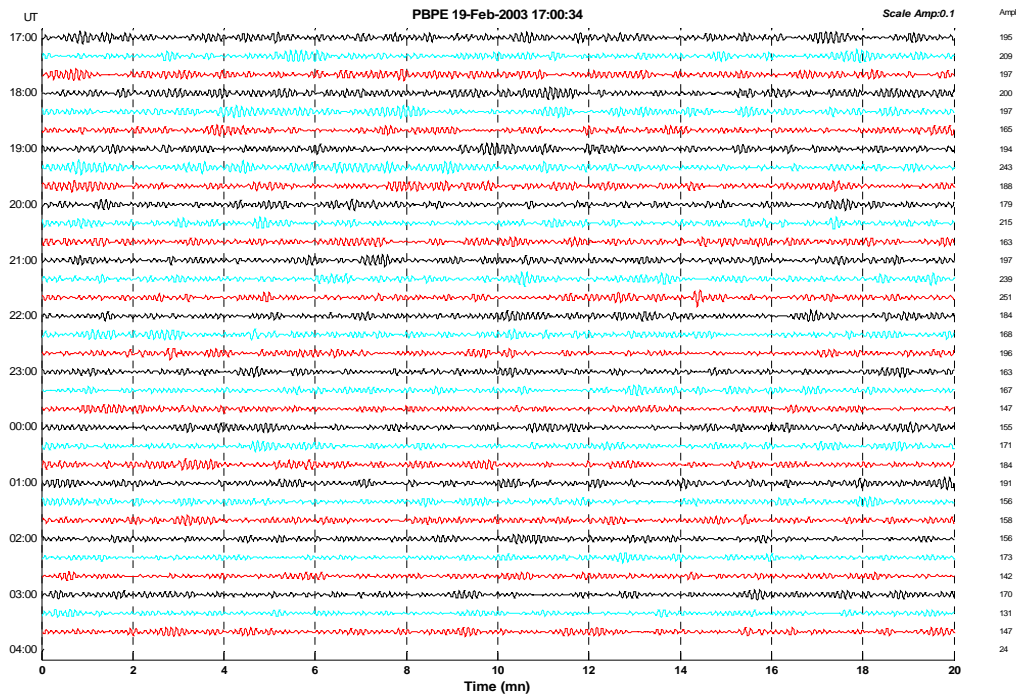
200203 – 14:30 (hora GMT)
Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



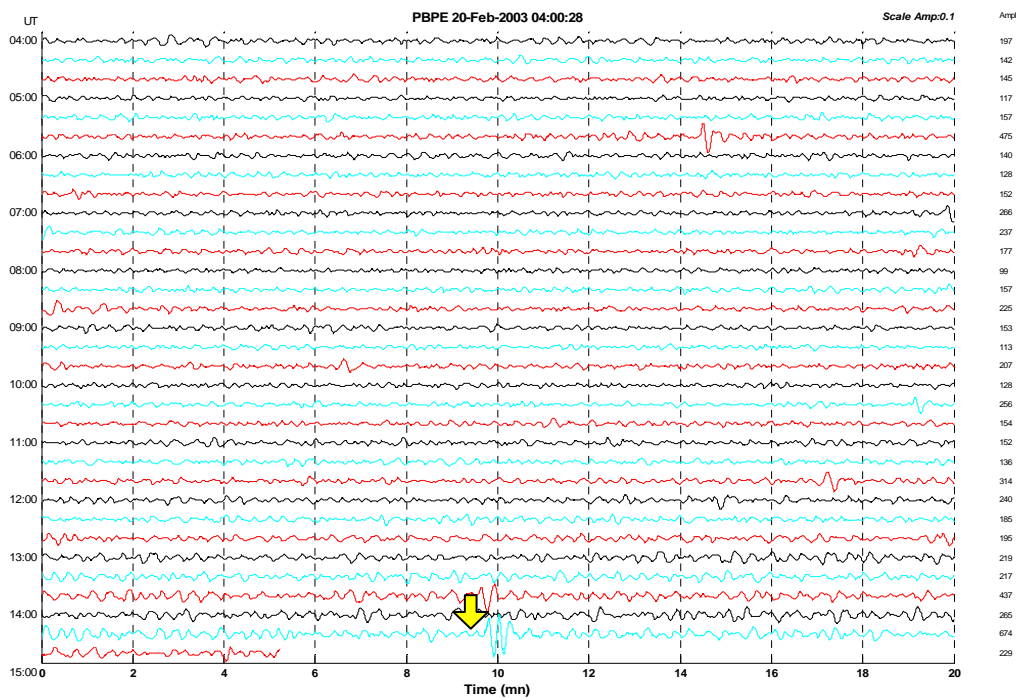
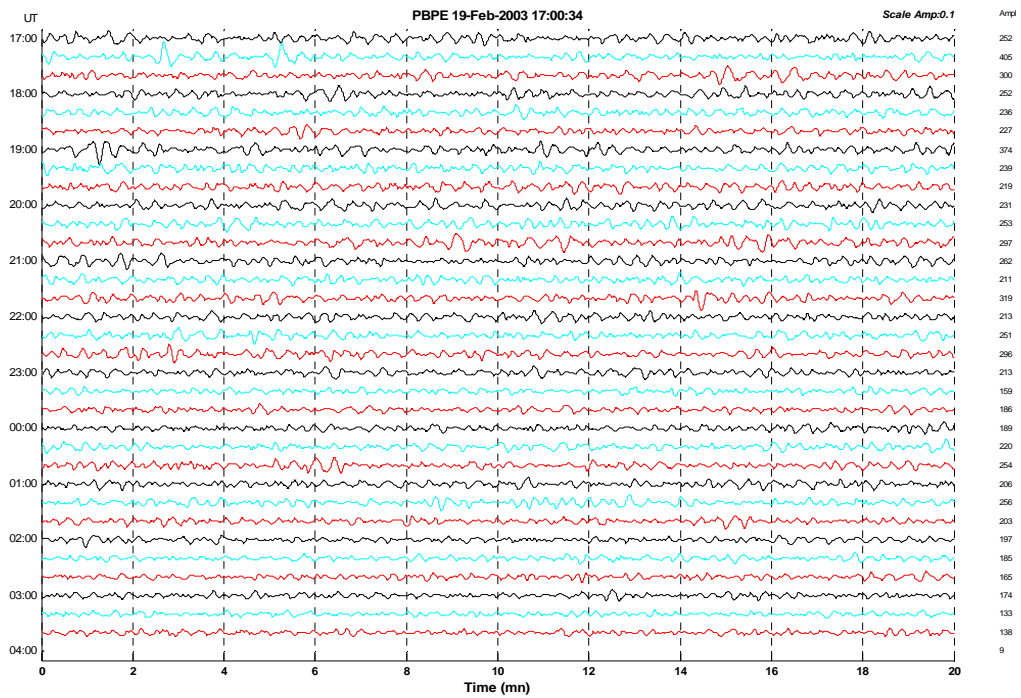
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 1 – 6 s



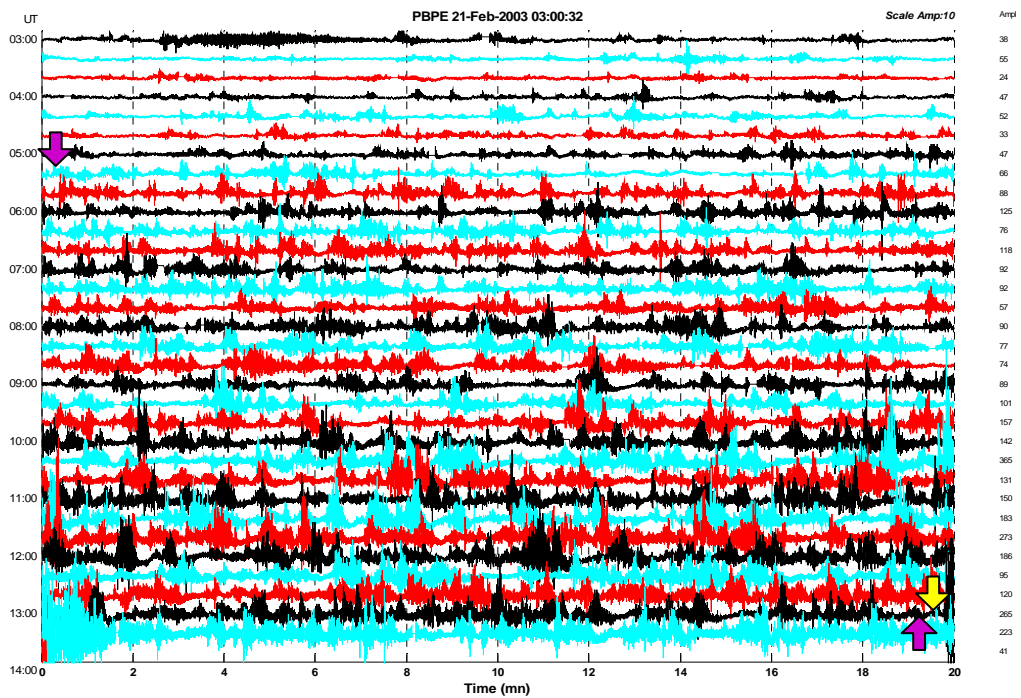
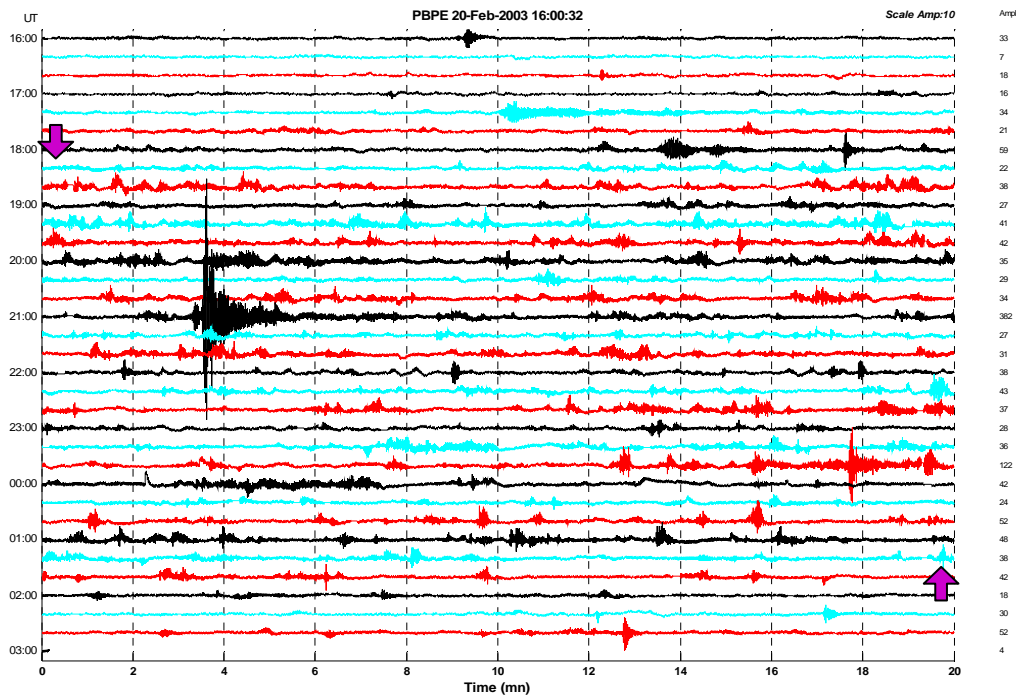
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



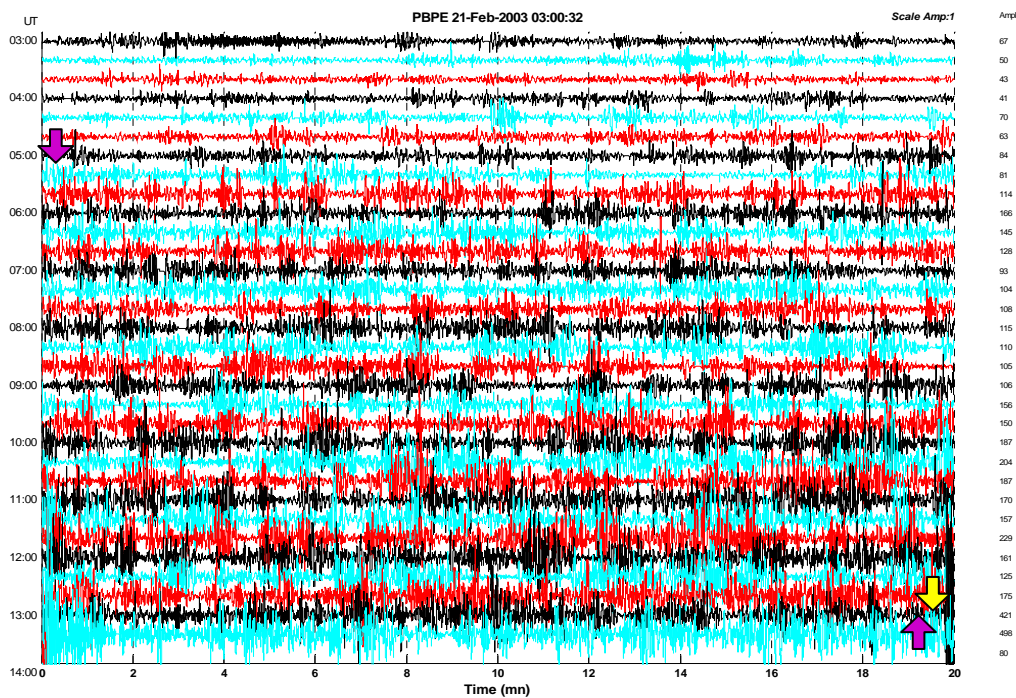
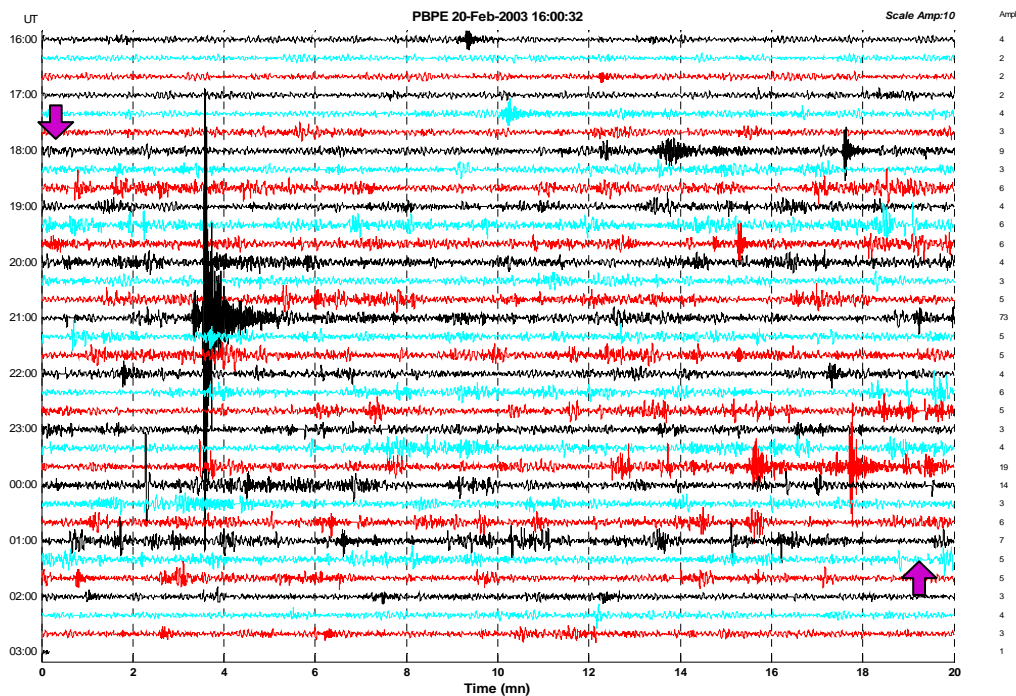
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



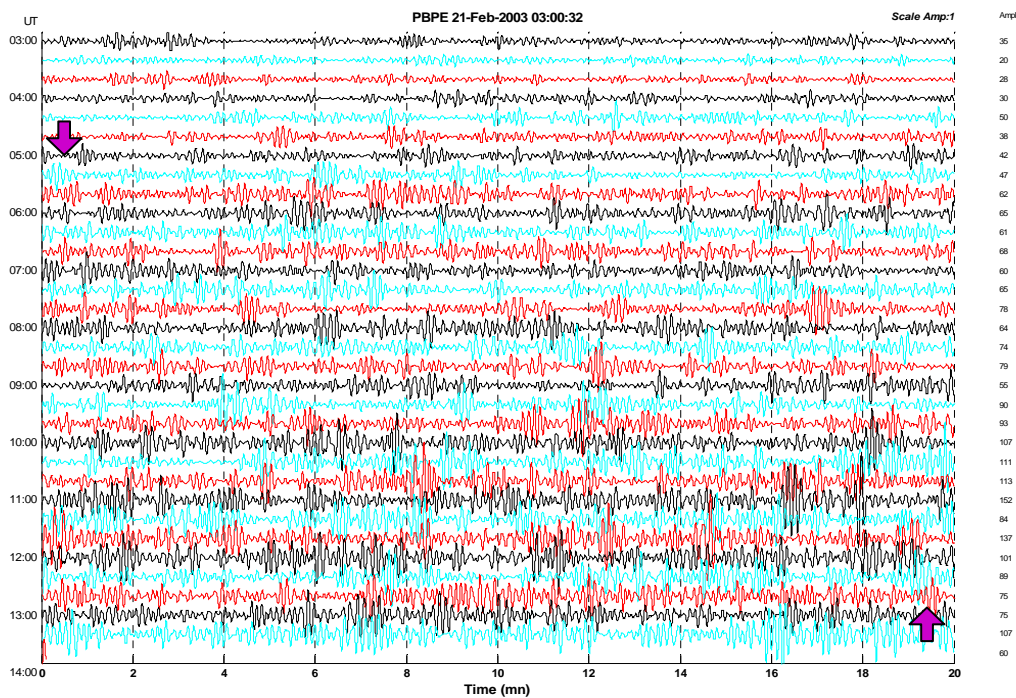
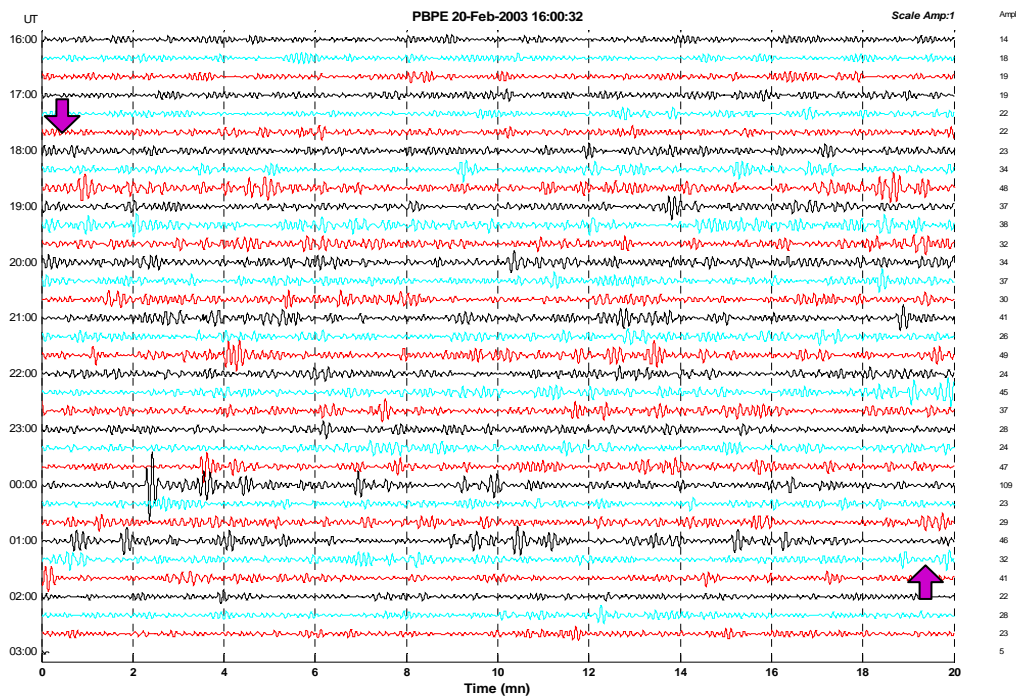
210203 – 13:19 (hora GMT)
Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



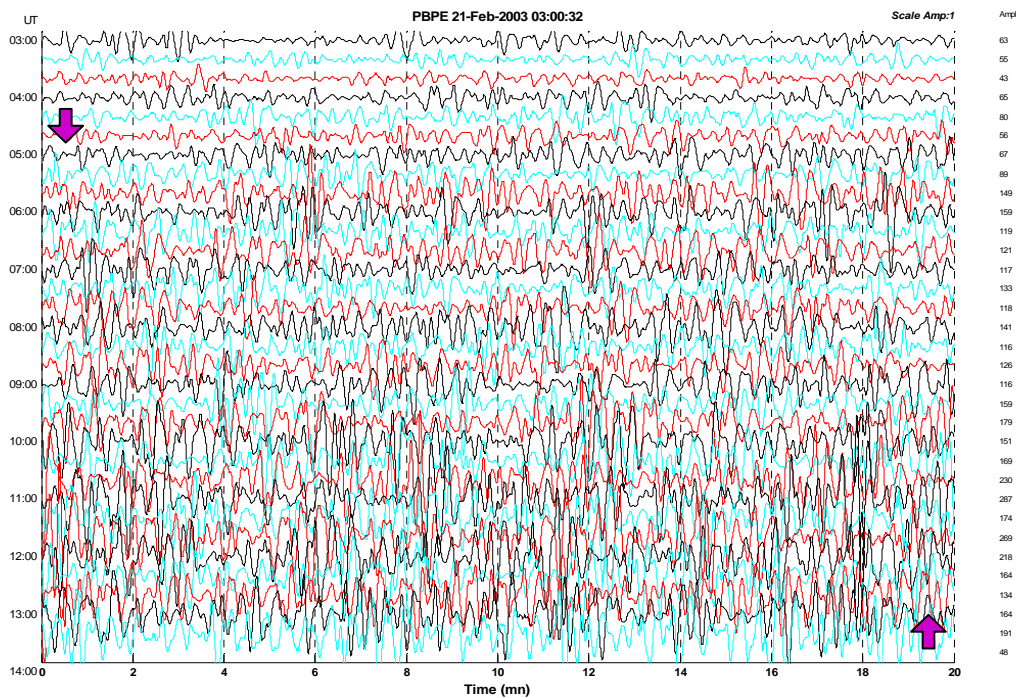
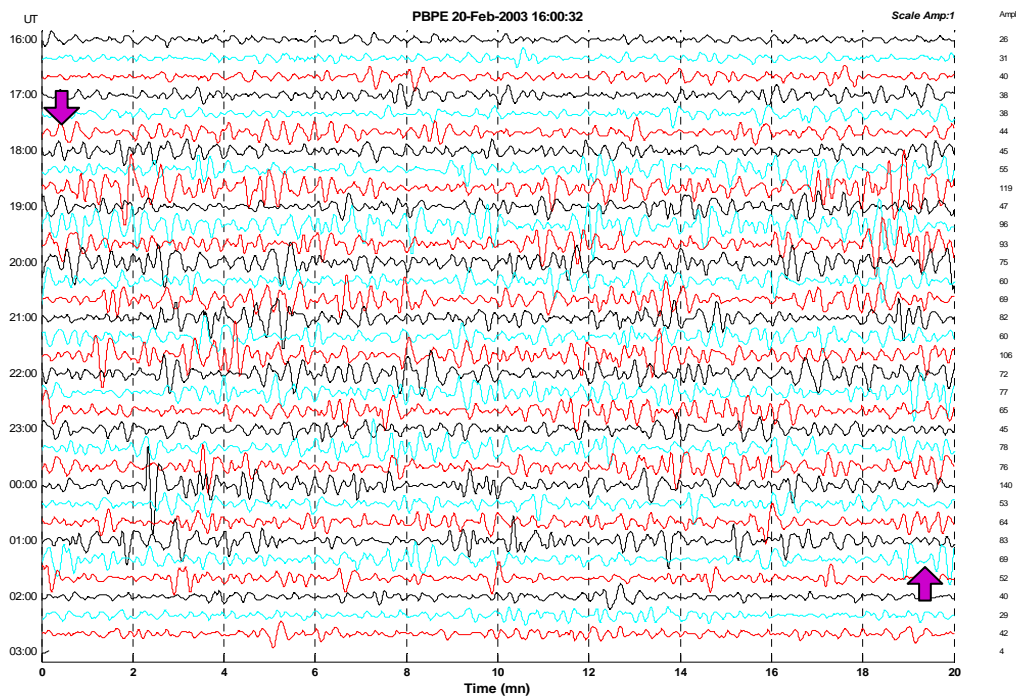
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 1 – 6 s



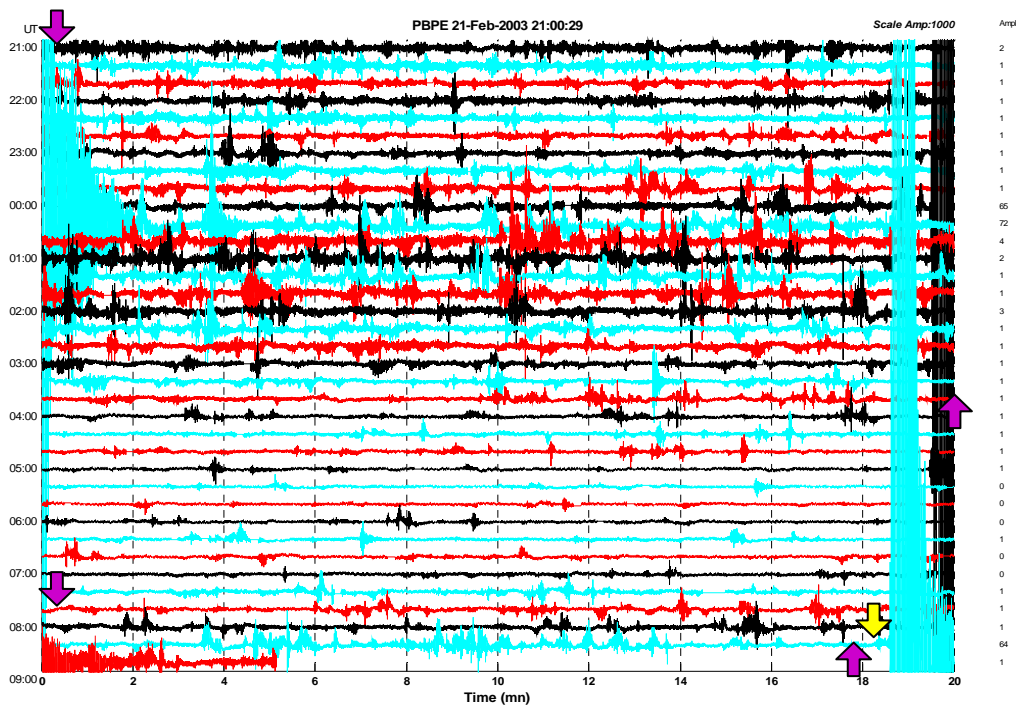
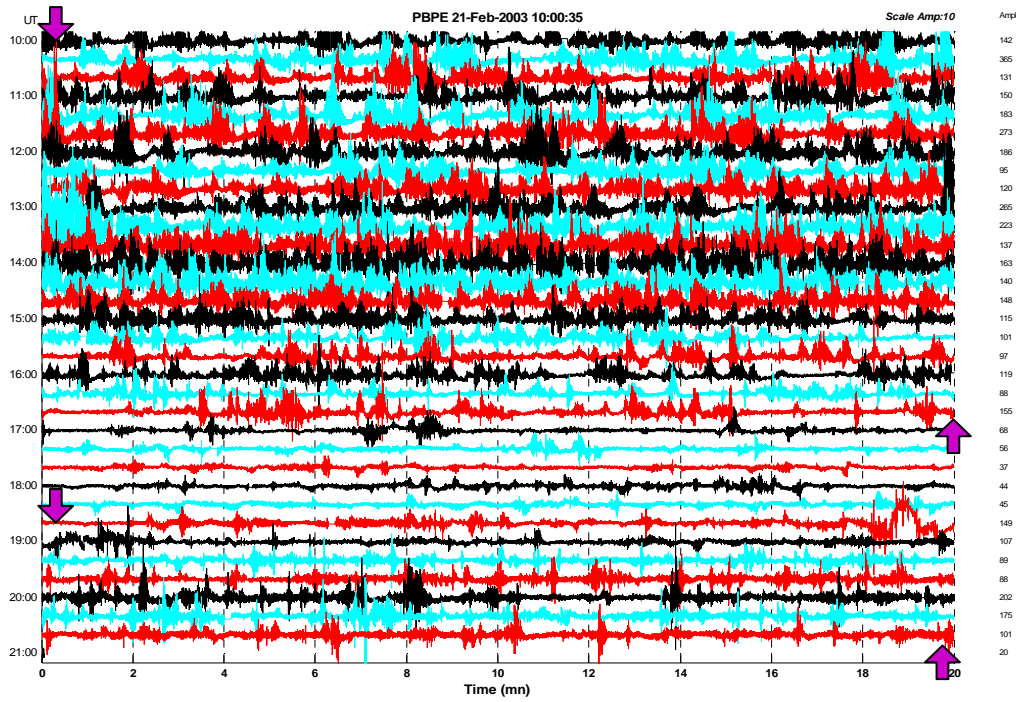
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



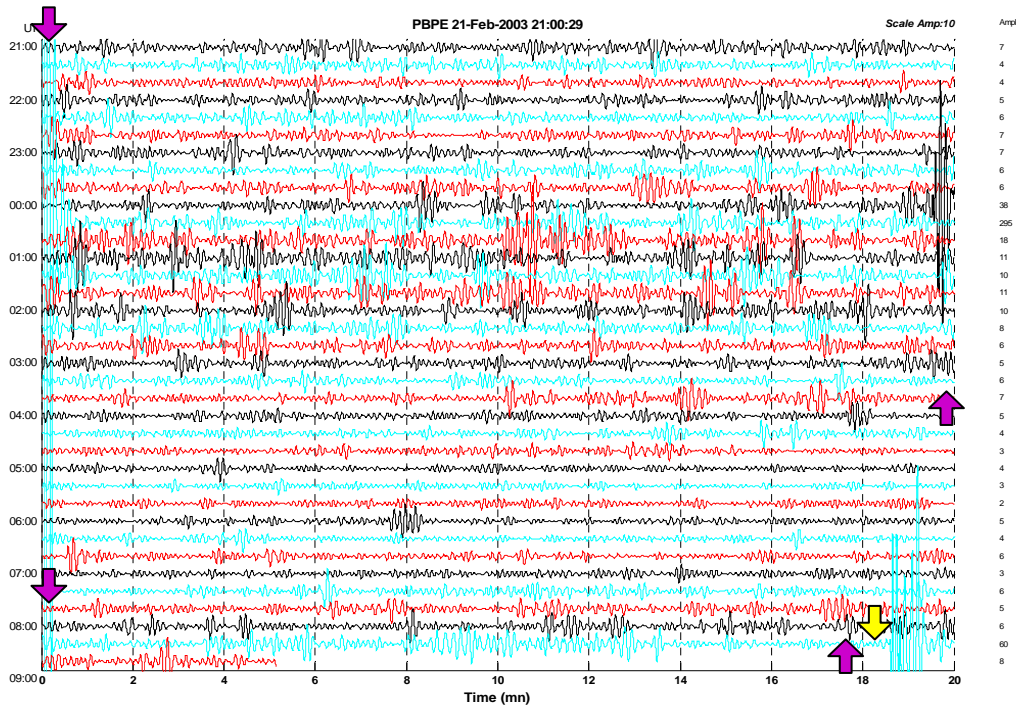
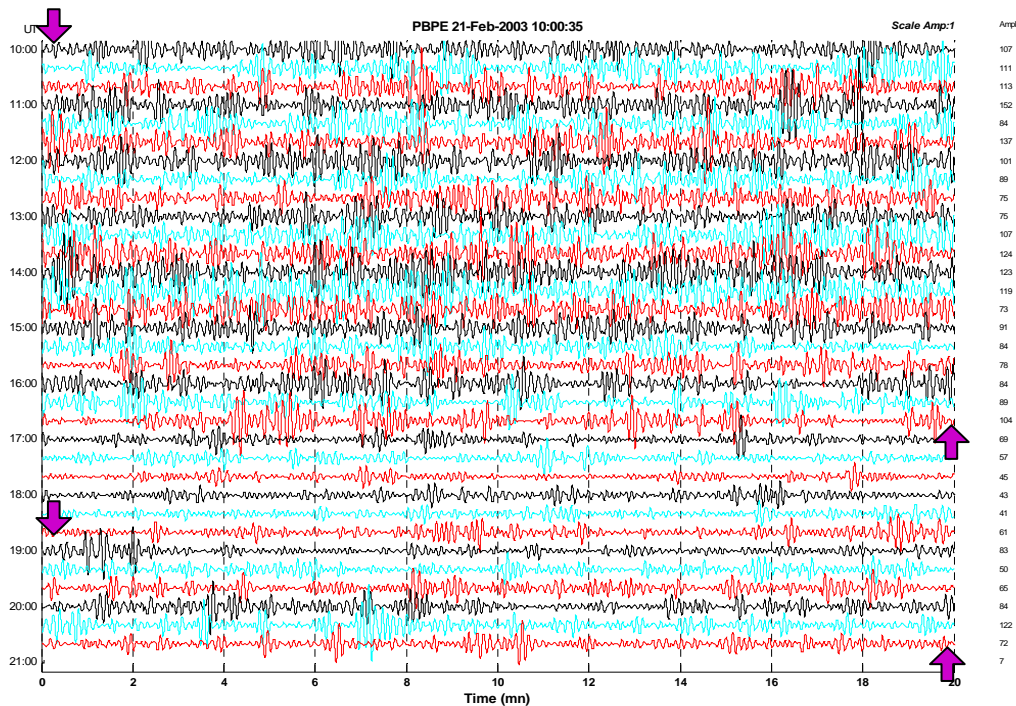
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



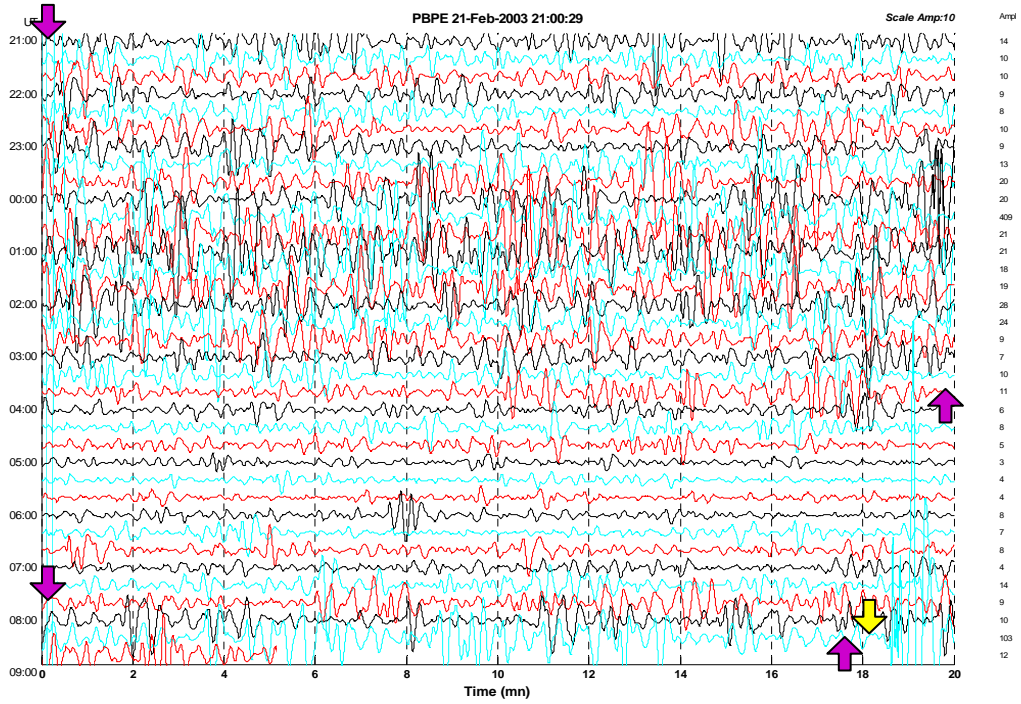
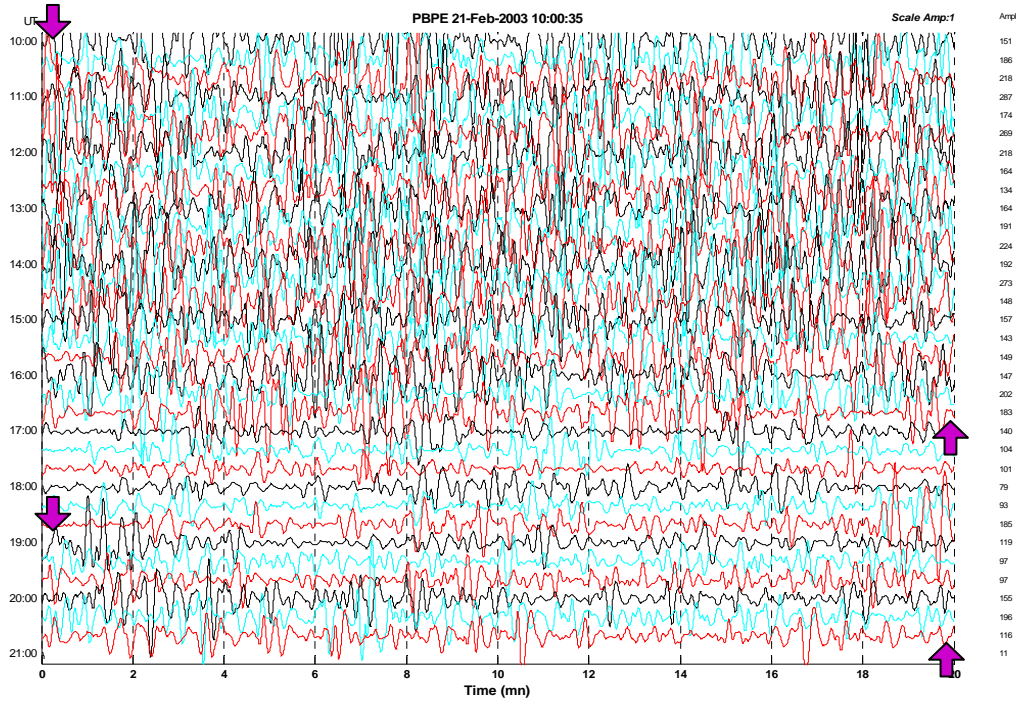
220203 – 08:39 (hora GMT)
Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



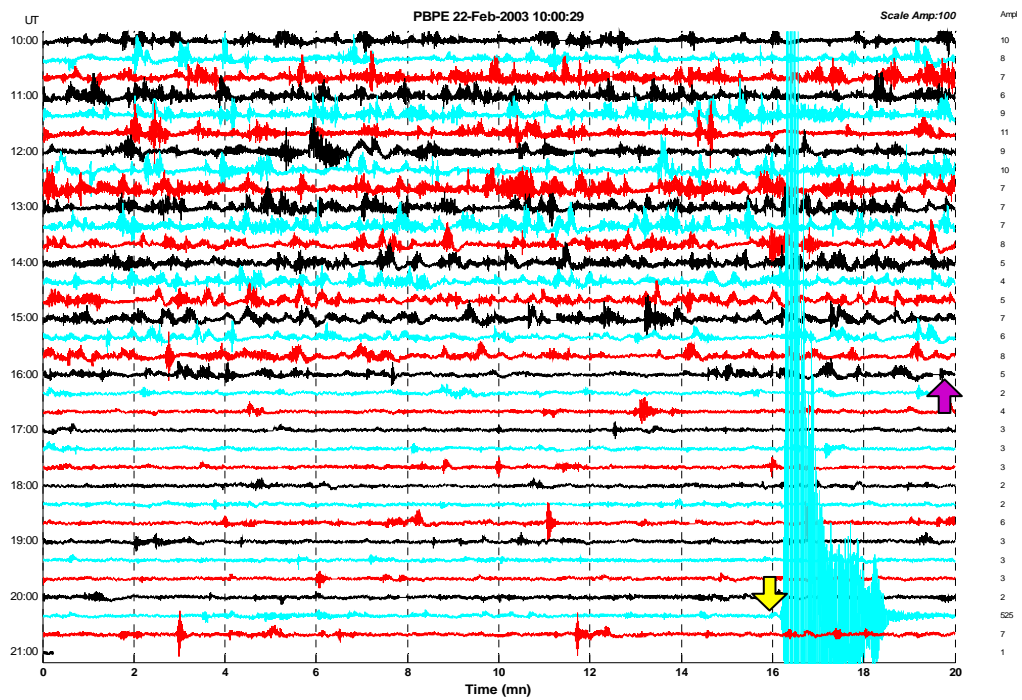
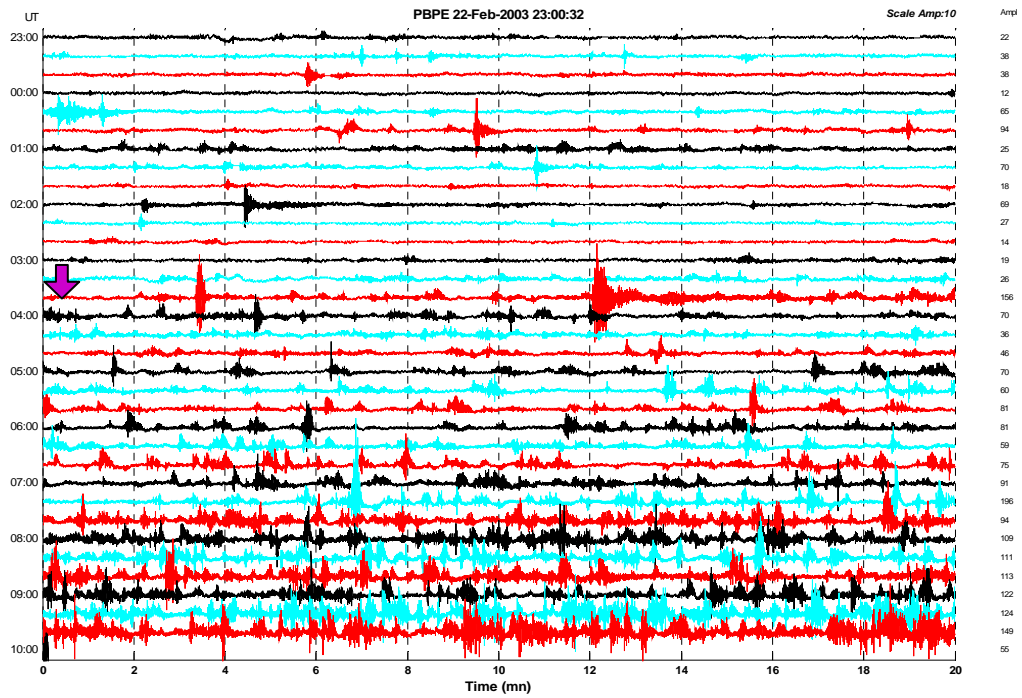
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



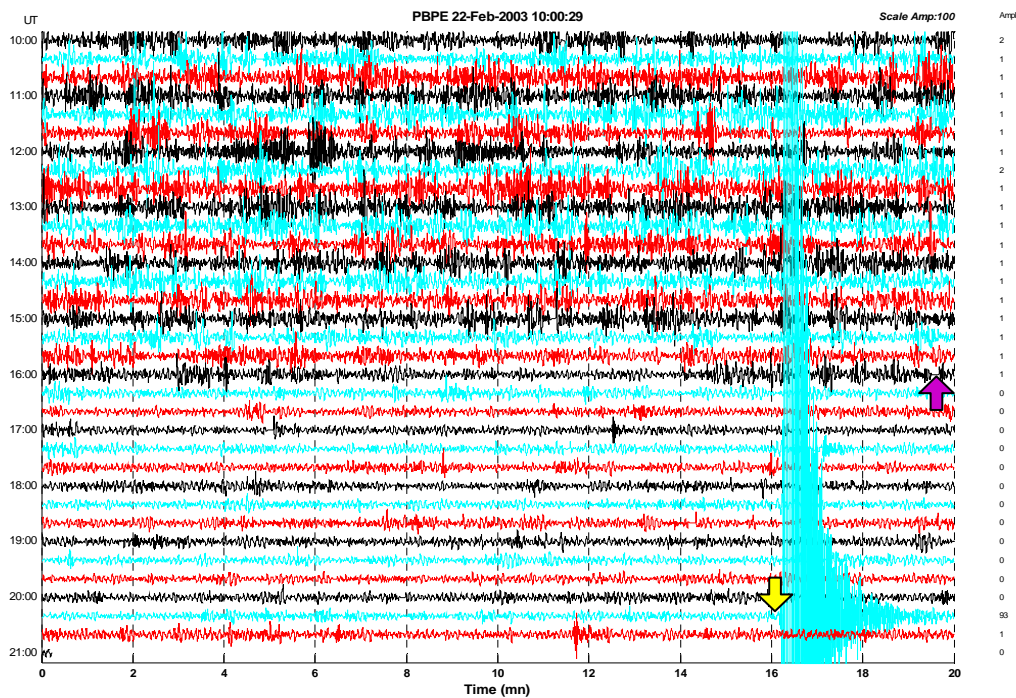
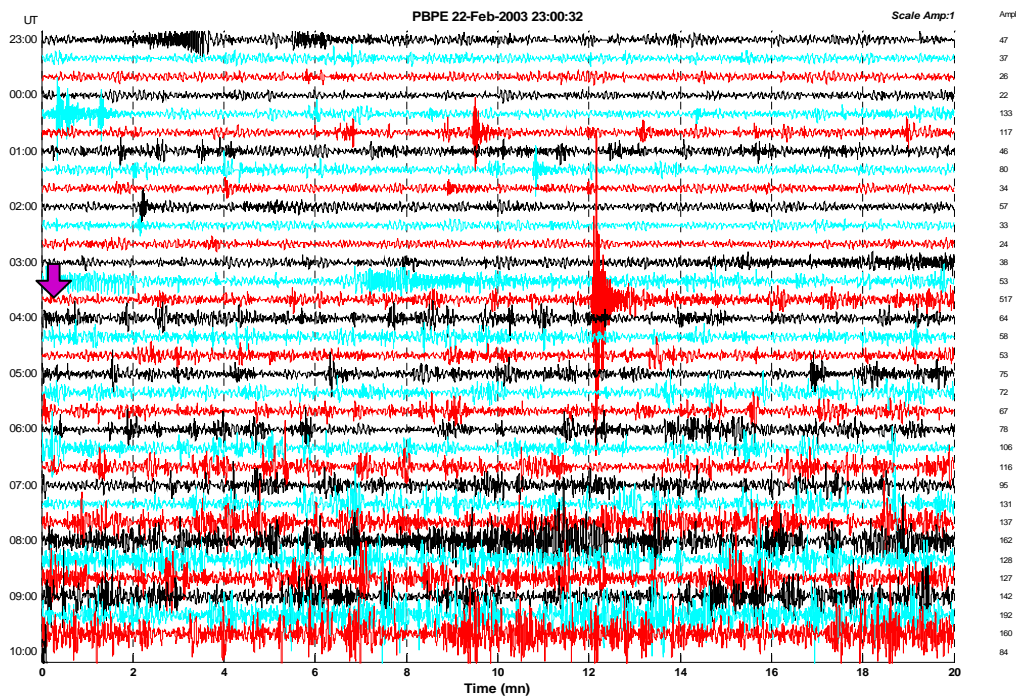
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



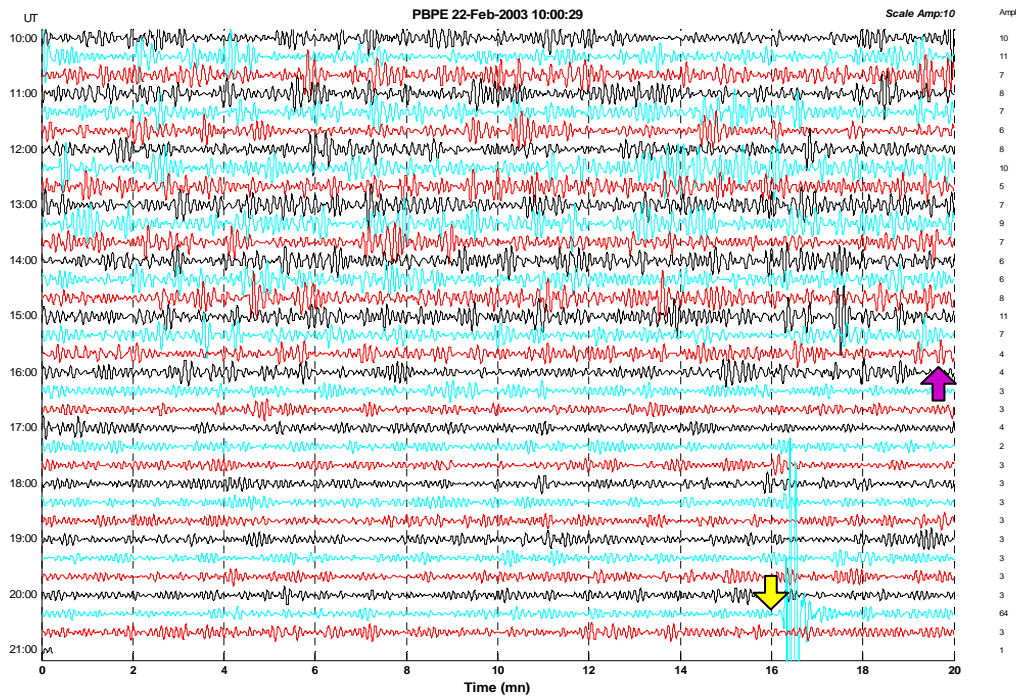
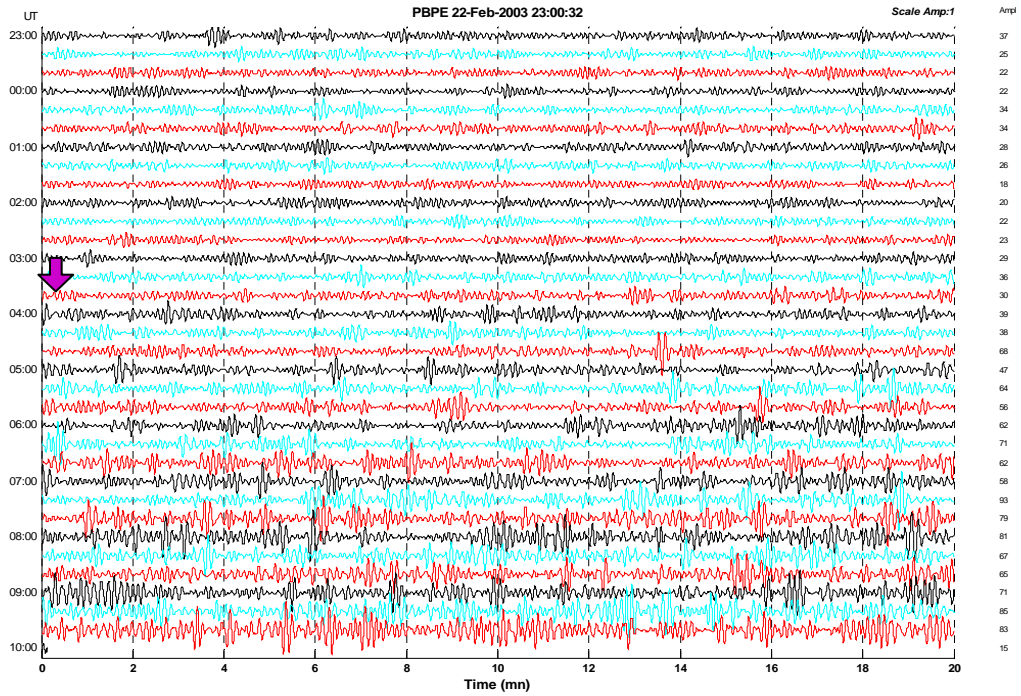
220203 – 20:36 (hora GMT)
Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



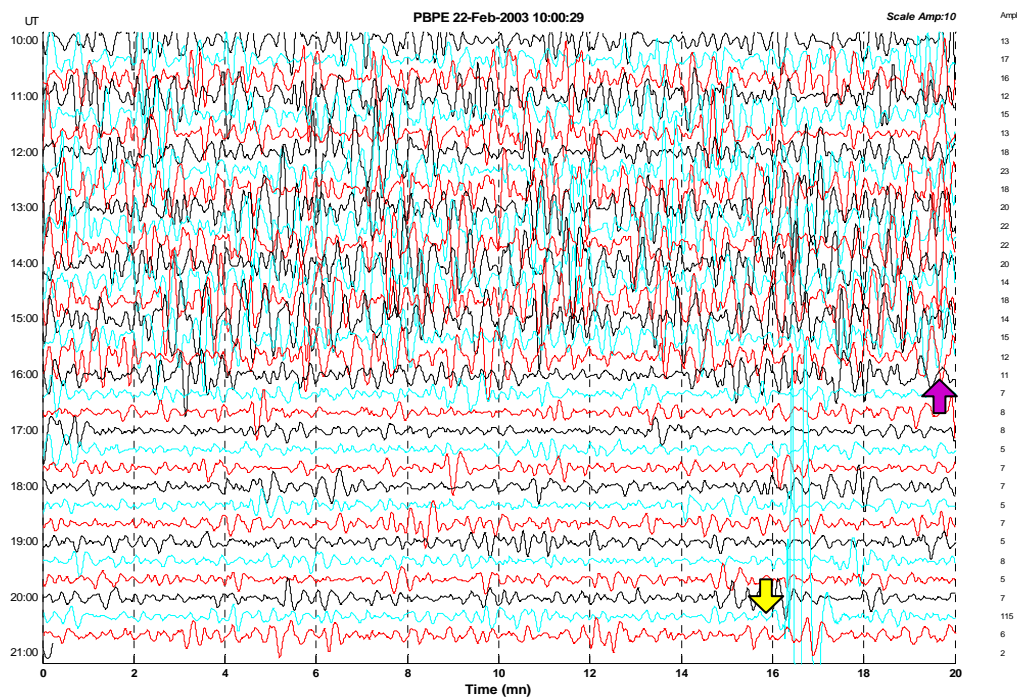
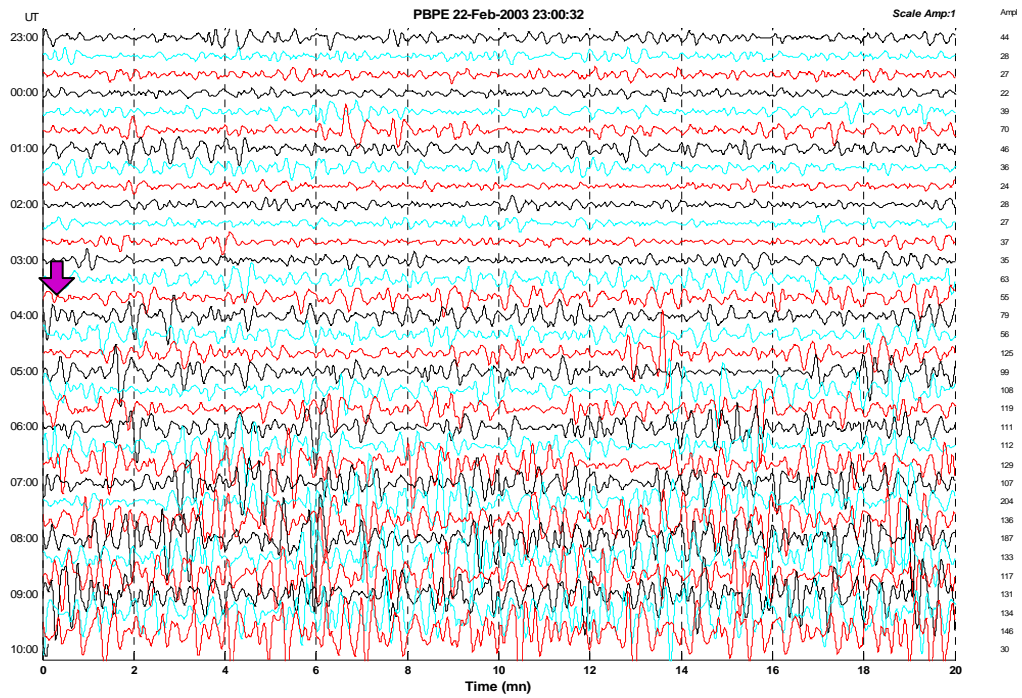
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 1 – 6 s



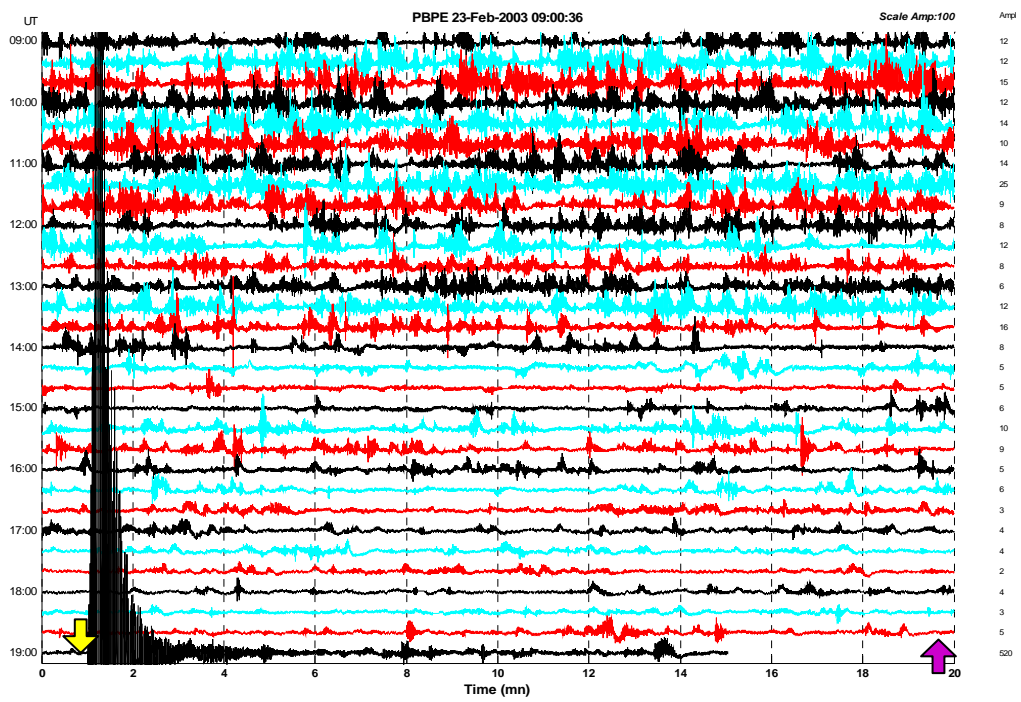
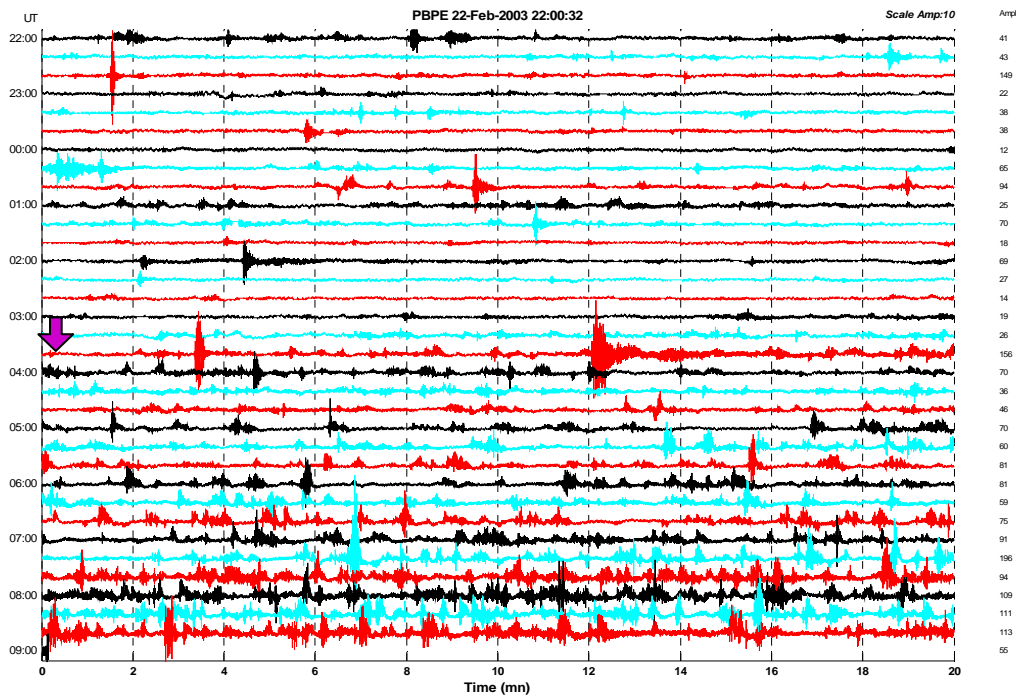
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



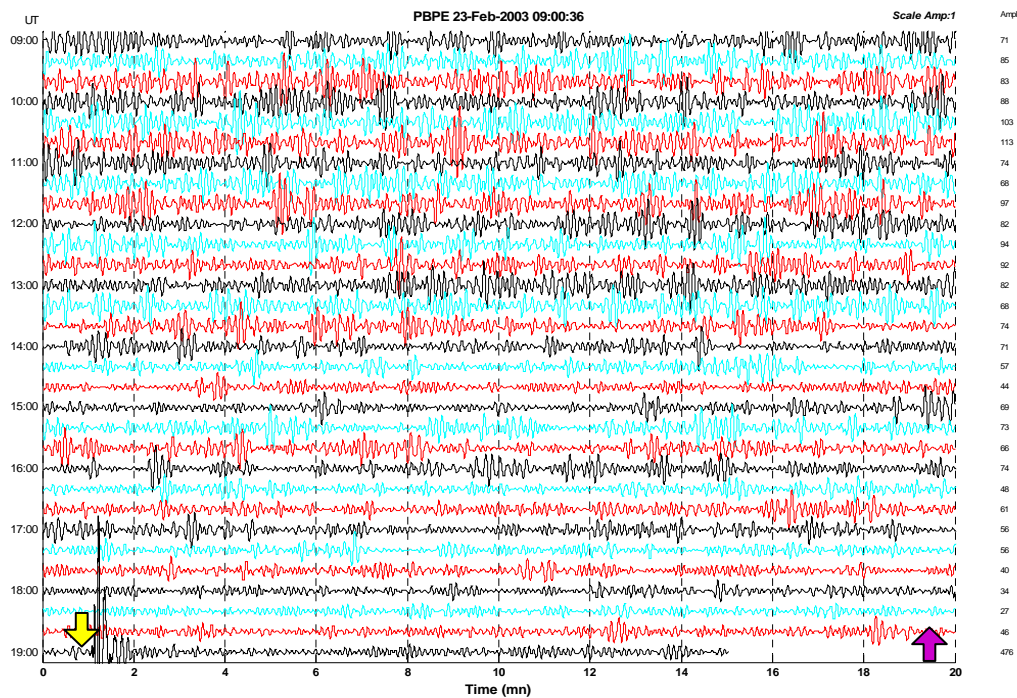
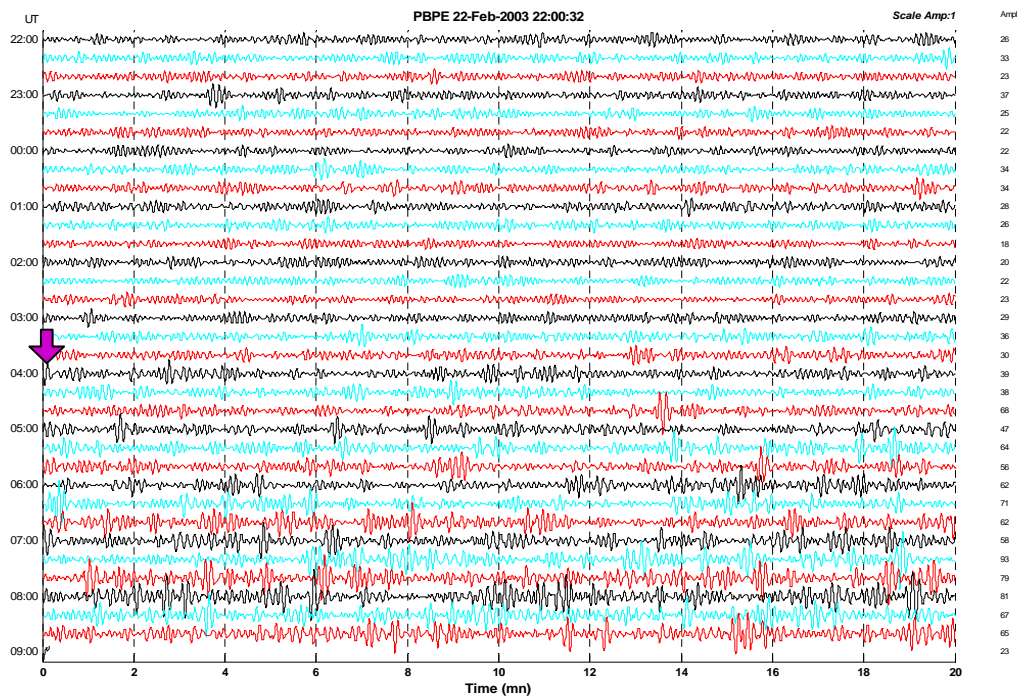
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



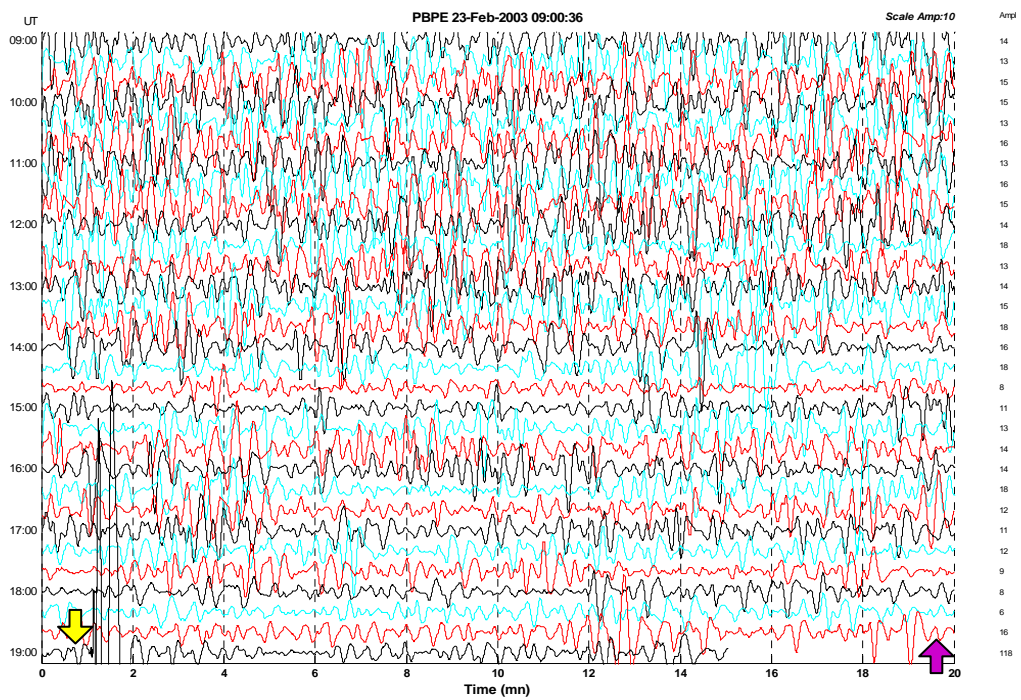
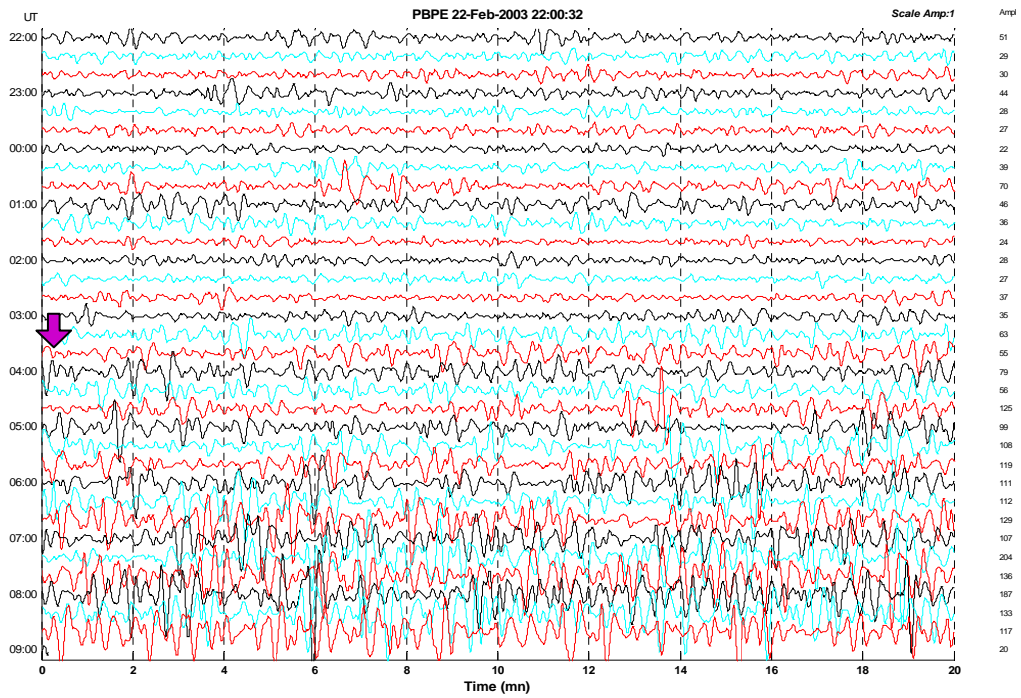
230203 – 19:01 (hora GMT)
Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



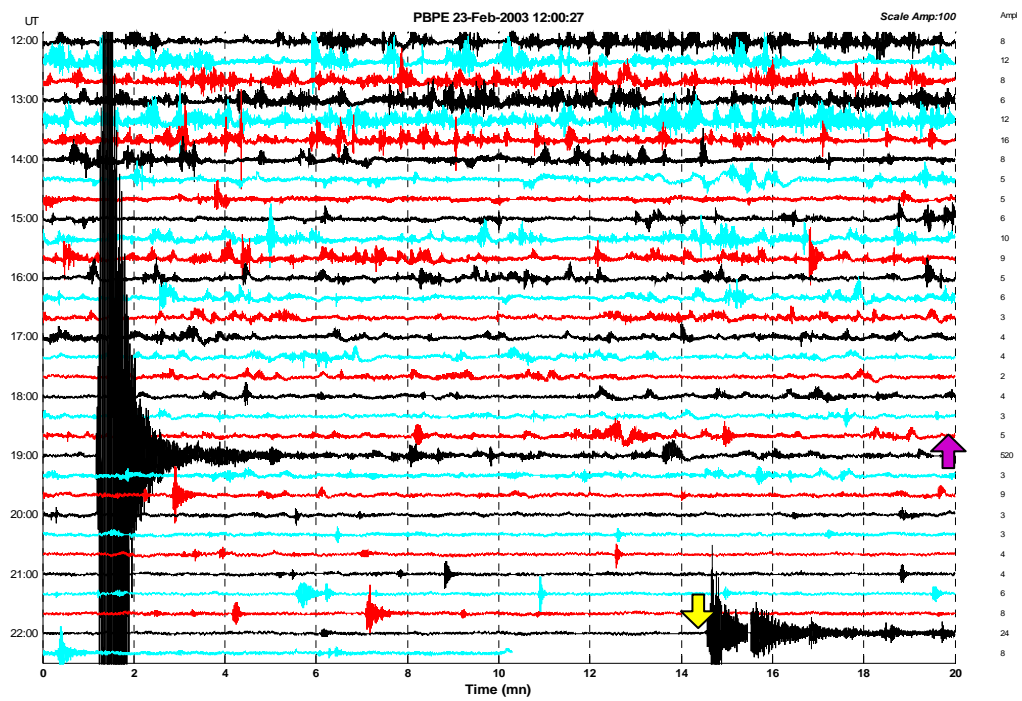
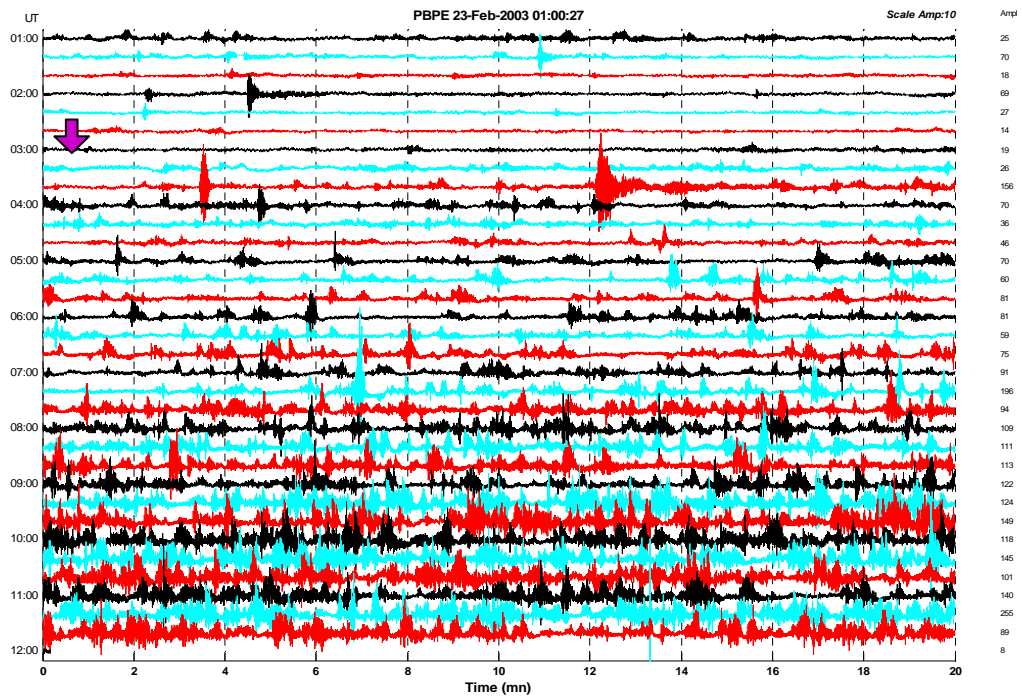
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



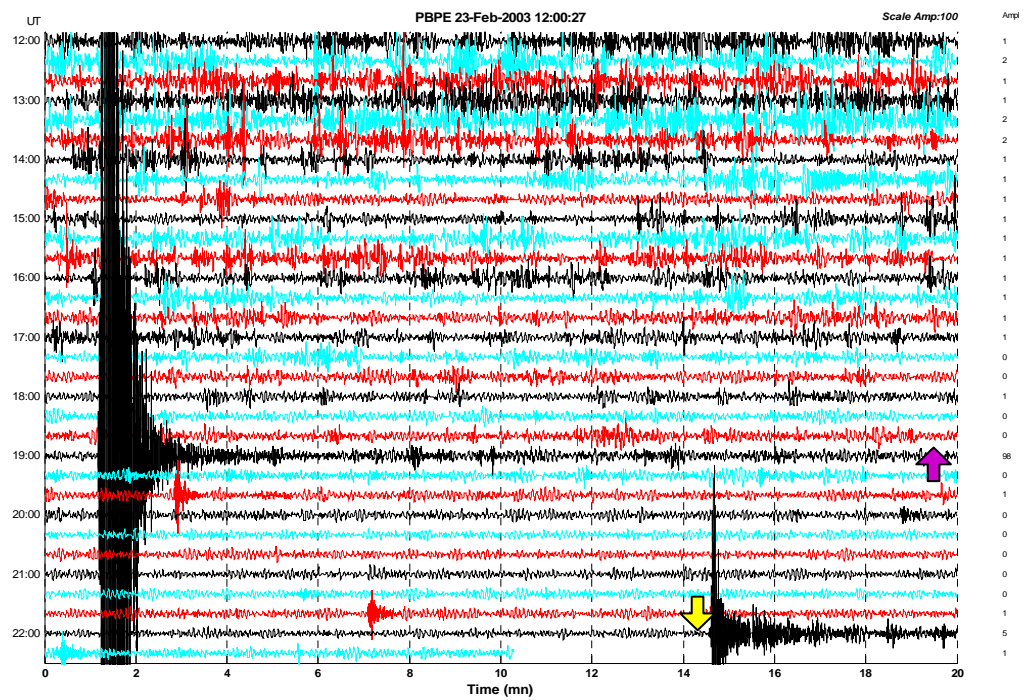
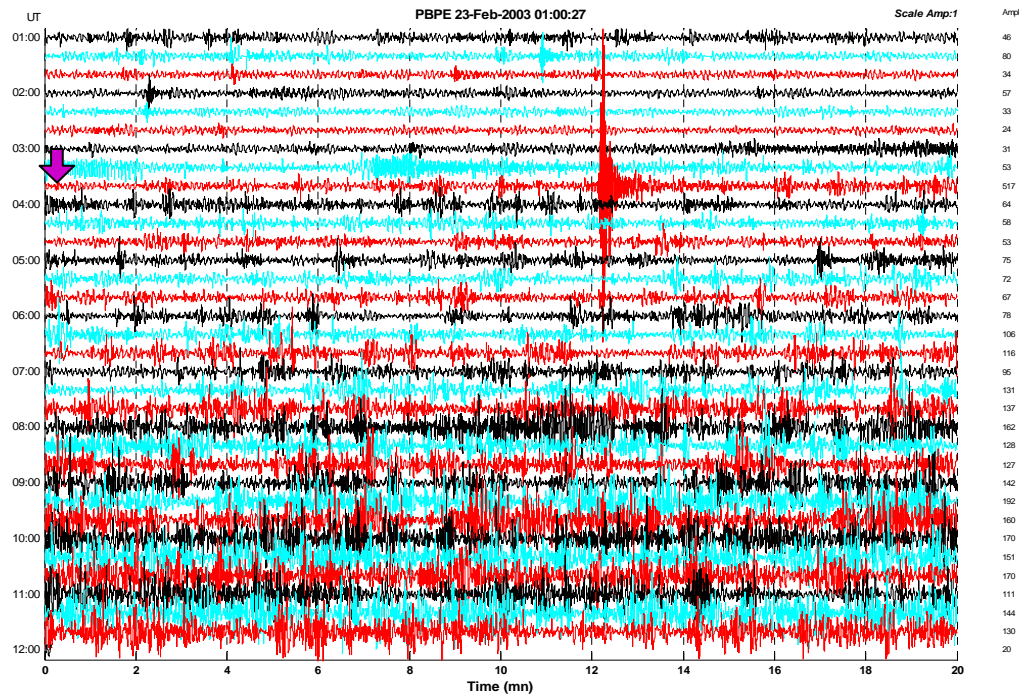
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



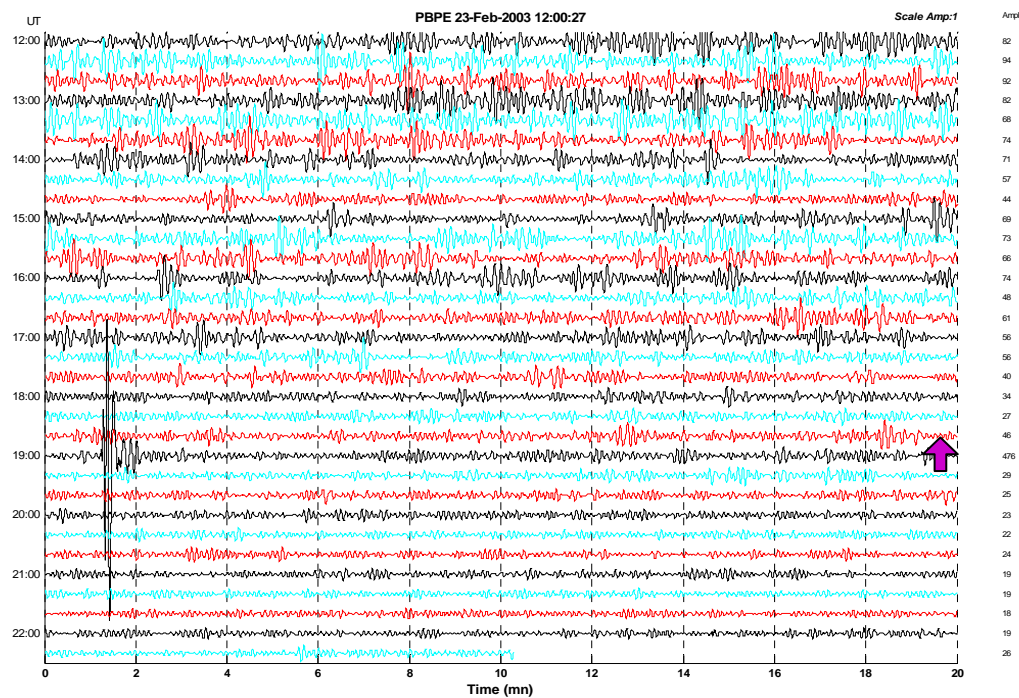
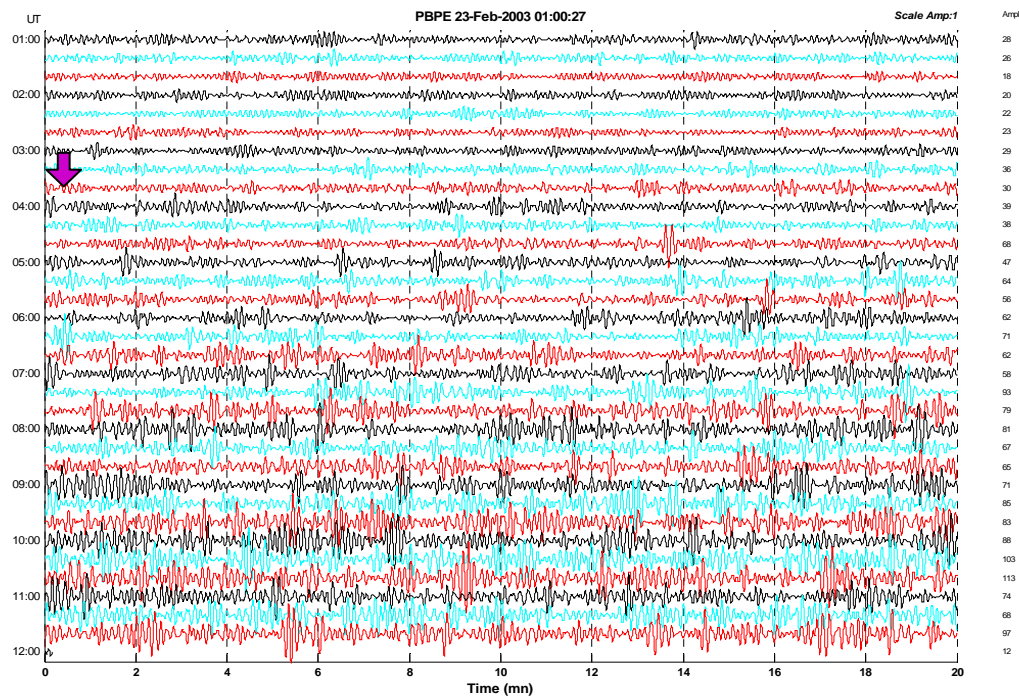
230203 – 22:14 (hora GMT)
Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



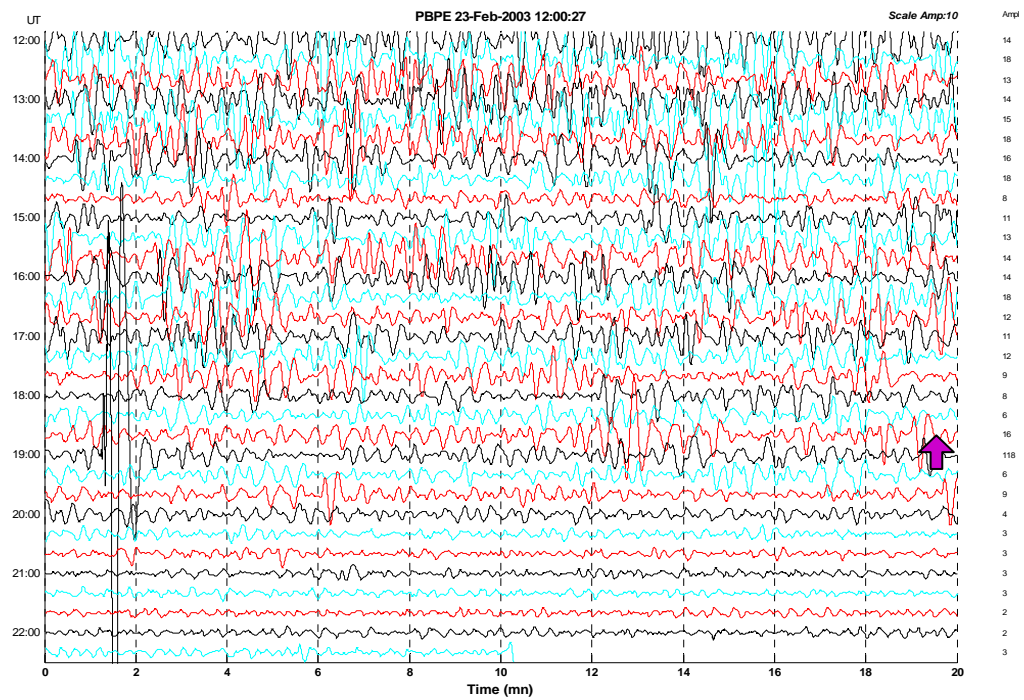
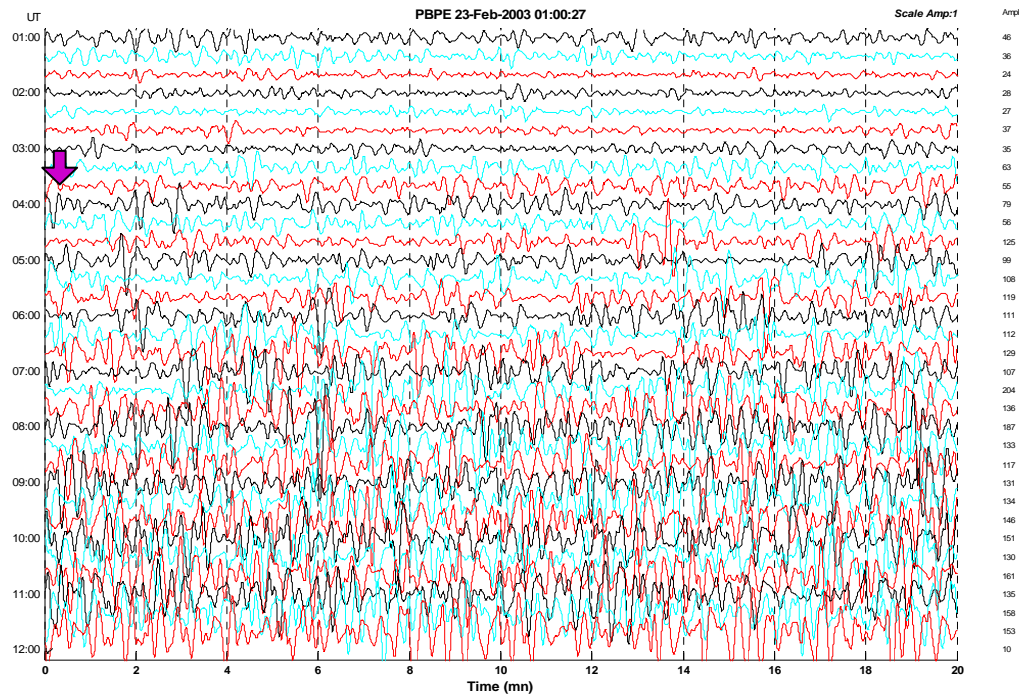
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 1 – 6 s



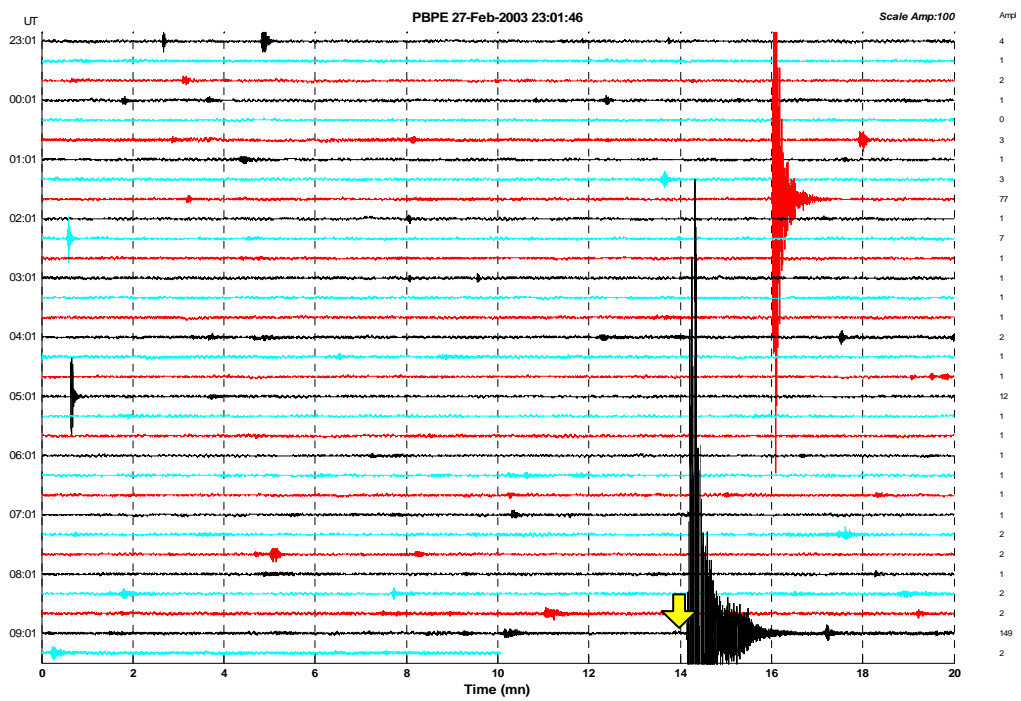
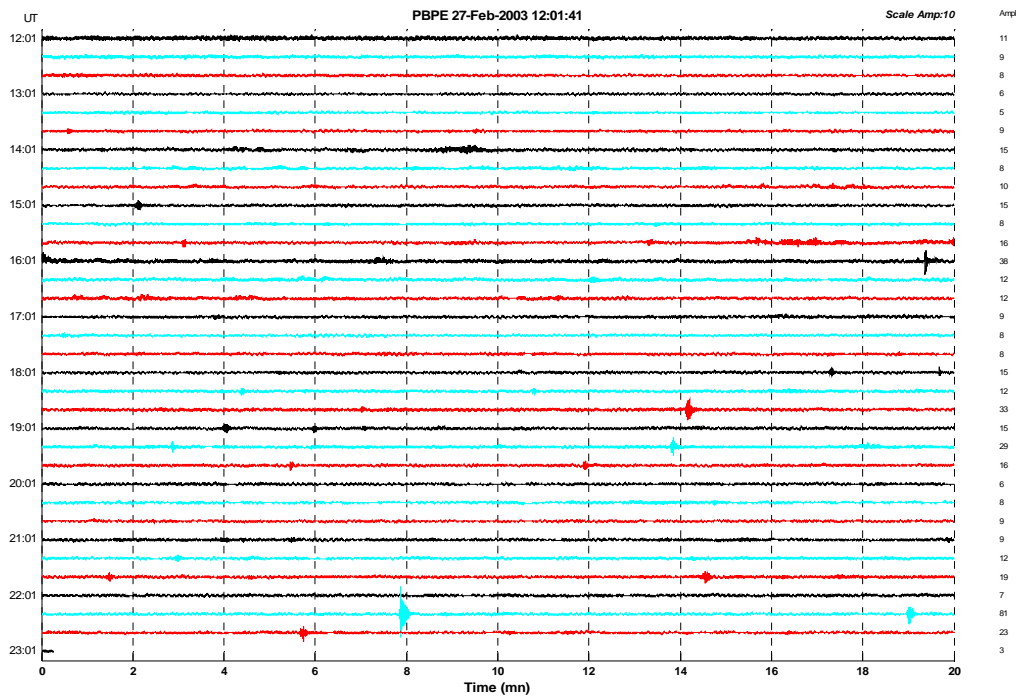
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10 s



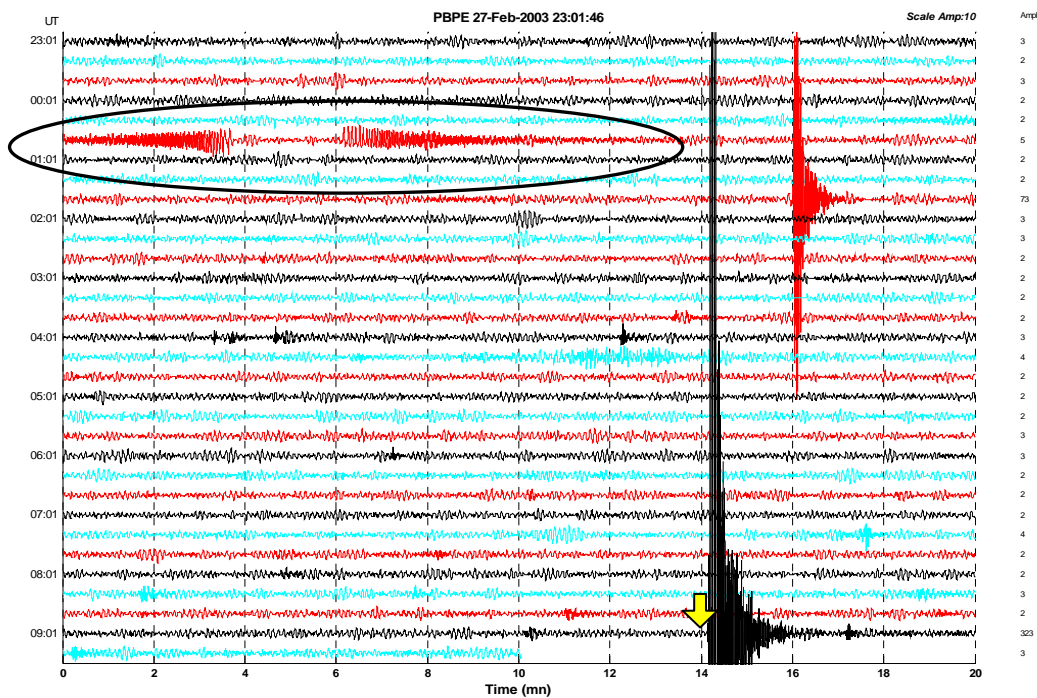
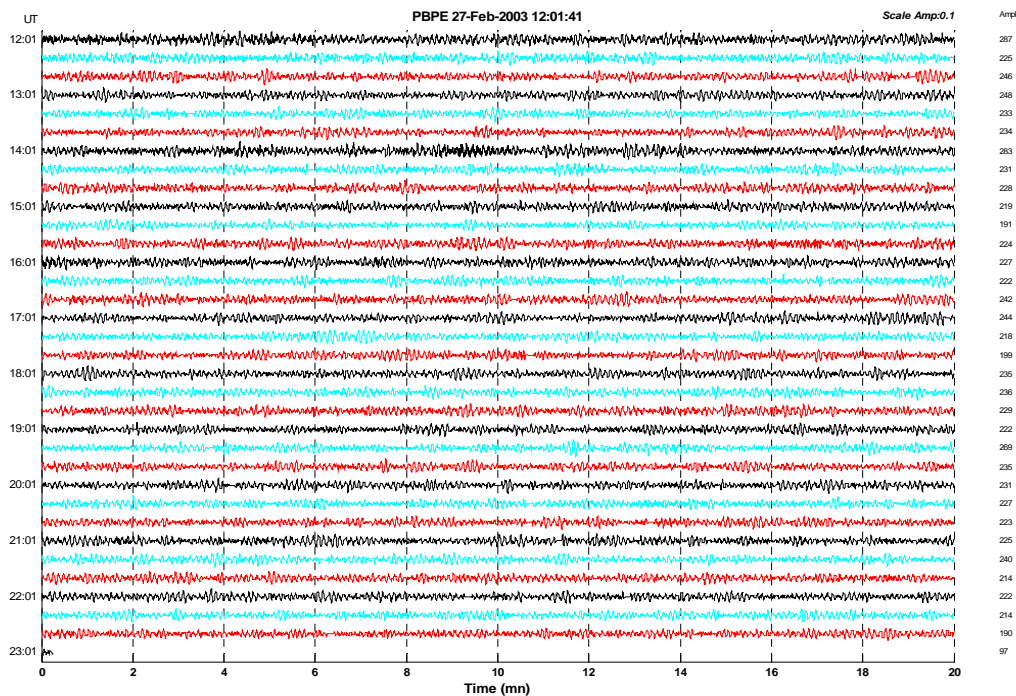
Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30 s



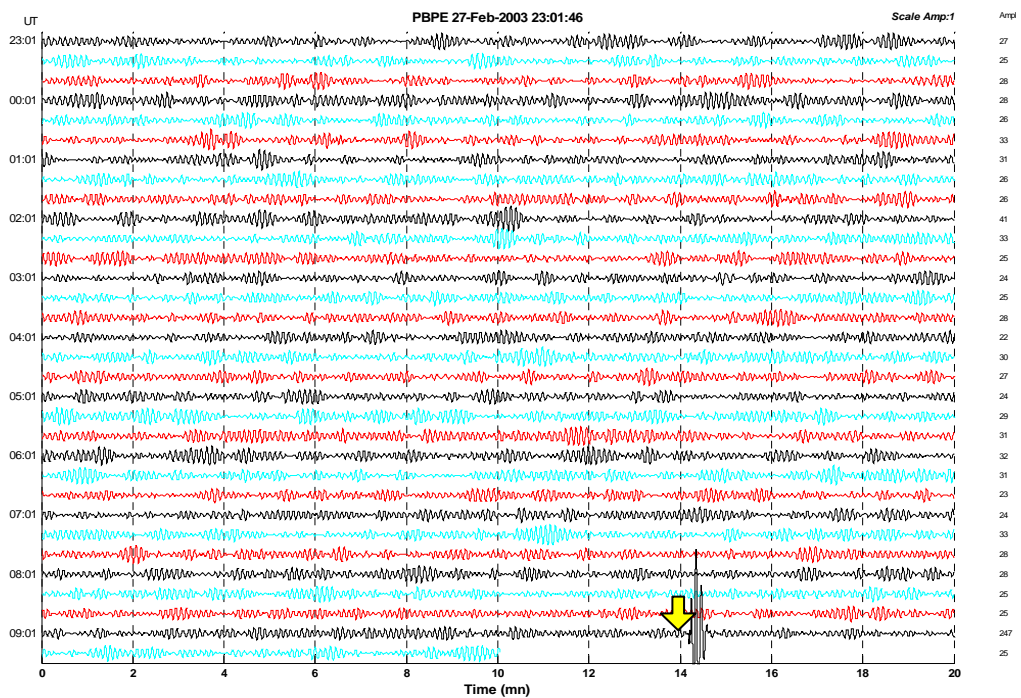
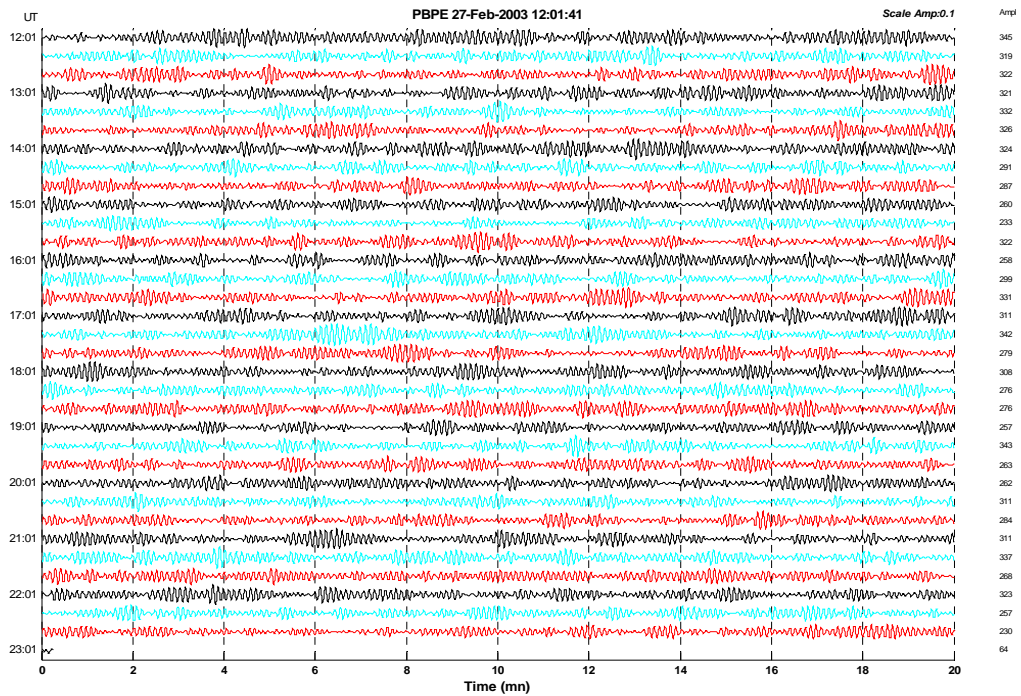
280203 – 09:20 (hora GMT)
Factor de Escala: 0.002. Registro sin filtrar



Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 1 – 6 s



Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 6 – 10s



Factor de Escala: 0.02. Filtro Pasabanda: 10 – 30s

