



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**TREMORES NO-VOLCÁNICOS EN ZONAS DE
SUBDUCCIÓN DE MÉXICO**

T E S I S

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

(SISMOLOGÍA)

PRESENTA

M. en C. JUAN SILVESTRE PAYERO DE JESÚS

DIRECTOR DE TESIS:

Dr. VLADIMIR KOSTOGLODOV



MÉXICO D.F.

(mayo, 2012)



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

JURADO EXAMINADOR:

Dr. MARCO GUZMÁN SPEZIALE	Presidente
Dr. VLADIMIR KOSTOGLODOV	Secretario
Dr. DENIS LEGRAND	Vocal
Dr. ALLEN HUSKER	Suplente
Dr. DAMIANO SAROCCHI	Suplente

COMITÉ TUTORAL:

Tutor Dr. Vladimir Kostoglodov

Dr. Nikolai Shapiro

Dr. Arturo Iglesias

Dr. Shri Krishna Singh

Dra. Xyoli Pérez-Campos

CONTENIDO.

CONTENIDO.	3
RESUMEN.	8
ABSTRACT.	10
AGRADECIMIENTOS.	12
1.- INTRODUCCION.	14
1.1- OBJETIVO GENERAL.	16
1.2- OBJETIVOS PARTICULARES.	16
CAPÍTULO I.	20
DETERMINACION DE TREMORES NO-VOLCANICOS.	20
1.- INTRODUCCIÓN.	21
1.1- ANTECEDENTES.	22
1.2- ZONA DE ESTUDIO.	24
1.3- DATOS UTILIZADOS.	26
1.3.1 PROYECTO MASE.	26
1.3.2 ESTACIONES DEL SSN.	28
1.4- MÉTODOS UTILIZADOS EN LA DETECCIÓN DE NVT.	28
1.4.1.- MÉTODO DE ESPECTROGRAMAS Y CORRELACIÓN CRUZADA (ENVOLVENTE).	28
1.4.2.- ALGORITMO DE ESCANEADO DE LA FUENTE (SOURCE SCANNING ALGORITHM -SSA).	29
1.4.3.- MÉTODO ARREGLOS SÍSMICOS.-	30
1.4.4.- MÉTODO DE ENERGÍA.-	31
1.4.5.- MÉTODO DE PATRONES DE SHELLY.-	31
1.4.6.- MÉTODO EMPÍRICO DE PATRONES DE COMPONENTES.-	31
1.5- METODOS APLICADOS EN NUESTRO ESTUDIO.	32
1.5.1 MÉTODO DE ESPECTROGRAMAS.	32
1.5.2 MÉTODO DE LA CORRELACIÓN CRUZADA DE LA ENVOLVENTE.	39
1.5.3- MÉTODO AUTOMÁTICO.	40
1.5.4- MÉTODO DE ENERGÍA.	43
1.6- LOCALIZACIÓN CON HYPO2000.	43
1.7- DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LOS NVT.	46
1.8- DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS NVT.	46
1.9- EVENTOS ASISMICOS LENTOS O SISMOS SILENTES (SLOW SLIP EVENTS-SSE) EN GUERRERO.	48
1.10- RELACIÓN NVT Y SSE.	50
1.11-CONCLUSIÓN.	52
CAPÍTULO II.	54
“TREMORES NO-VOLCÁNICOS OBSERVADOS EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN DE MÉXICO”	54

(ARTÍCULO PUBLICADO EN LA REVISTA: GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 35, L07305, DOI:10.1029/2007GL032877, 2008)	54
AUXILIARY MATERIAL	62
CAPÍTULO III	73
“EL EVENTO LENTO (SSE) 2006 Y TREMORES NO-VOLCÁNICOS (NVT) EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN DE MÉXICO”	73
3.1.- RESUMEN	74
3.2- INTRODUCCION.	75
3.3.- ANALISIS DE LOS DATOS SÍSMICOS.	76
3.3.1- CALIDAD DE LOS DATOS	76
3.3.2- ESTIMACIÓN DE LA ENERGÍA.	79
3.4- MODELACION DE DATOS GPS.	84
3.5- RESULTADOS	87
3.6- DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN.	91
CAPÍTULO IV	93
IMPLEMENTACION DE MINI-ARREGLOS (G-GAP) Y NVT’S INDUCIDOS (NVT TRIGGERING).	93
4.1.- INTRODUCCION.	94
4.2.- DESCRIPCION DE LOS MINI-ARREGLOS	95
4.2.1.- INSTRUMENTACIÓN	99
4.3.- DATOS	100
4.3.1.- PROYECTO G-GAP	100
4.3.2.- DATOS DEL SSN	100
4.4.- TREMORES NO VOLCANICOS INDUCIDOS	101
4.4.1.-TREMORES INDUCIDOS EN GUERRERO.	101
4.4.2.- EL SISMO DE CHILE, M8.8 OCURRIDO EL 27 DE FEBRERO DE 2010 (2010058-06:34:14)	103
4.4.3.- EL SISMO DE GUERRERO, AL SUR DE IGUALA, M5.7(ML SSN), OCURRIDO EL 27 DE ABRIL DE 2009 (2009117-16:46:28).	107
4.4.4.- EL SISMO DE LA REGIÓN DE ISLAS SAMOA, M8.1, OCURRIDO EL 29 DE SEPTIEMBRE DE 2009 (2009272-06:48:10)	109
4.4.5.- EL SISMO DE HONDURAS, M7.3, OCURRIDO EL 28 DE MAYO DE 2009 (2009148-08:24:45).	109
4.4.6.- EL SISMO DE SANTA CRUZ, EN LAS ISLAS SALOMÓN (SOLOMON ISLAND) 07 DE OCTUBRE DE 2009, M 7.8, (2009280-22:18:26).	109
4.4.7.- EL SISMO DEL PACÍFICO (LAS GALÁPAGOS), M6.0 OCURRIDO EL 15 DE OCTUBRE DE 2009, (2009288 17:48:21).	110
4.4.8.- EL SISMO DE HAITÍ, M7.0 OCURRIDO EL 12 DE ENERO DE 2010	111
4.4.9.- EL SISMO DE BAJA CALIFORNIA, MÉXICO, M7.2, OCURRIÓ EL 4 DE ABRIL DE 2010 (2010094-22:40:42).	111
4.4.10.- EL SISMO DE HONSHU, JAPÓN, M9.0, OCURRIÓ EL 11 DE MARZO DE 2011 (2011070-05:46:23)	111
4.5.- DETERMINACION DEL ANGULO DE INCIDENCIA RESPECTO A LA FALLA MT Y PROBABILIDAD DE INDUCCIÓN	115

4.6.- NVT DIARIO ANTES, DURANTE Y DESPUES DEL SISMO.	119
4.7.- CONCLUSION.	121
CONCLUSIONES.....	122
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	128
APÉNDICE A	136
LISTA DE ESTACIONES (Y COMPONENTES) UTILIZADAS EN EL ESTUDIO.	136
APÉNDICE B	138
LISTA DE NVT LOCALIZADOS CON ERR < 10 KM.	138
APÉNDICE C	144
LISTA DE COORDENADAS PARA TODOS LOS SENSORES DEL PROYECTO GGAP	144

FIGURAS.

Capítulo I.

Fig. 1.1 –Zona de estudio y estaciones de MASE y SSN.....	24
Fig. 1.2 –Perfil de las estaciones MASE y tectónica de la región.....	27
Fig. 1.3 –Espectrograma del registro de HUIT.....	34
Fig. 1.4 –Sismogramas del tremor 20060809 en diferentes estaciones.....	35
Fig. 1.5 –Envolvente para los sismogramas del tremor 20060809.....	36
Fig. 1.6 –Correlación cruzada de las envolventes.....	37
Fig. 1.7 –Implementación del método automático aplicado.....	40
Fig. 1.8 –Comparación de los resultados de la detección de tremores.....	41
Fig. 1.9 –Distribución epicentral de los NVT y sus errores horizontales.....	44
Fig. 1.10 –Proyección vertical de los hipocentros a lo largo la MT.....	46
Fig. 1.11 –Series de tiempo, para la componente norte en estaciones GPS.....	48
Fig. 1.12 –La actividad NVT en Guerrero y los registros de GPS.....	50

Capítulo II

Fig. 2.1 –Localización de la región de estudio y epicentros de los NVT.....	55
Fig. 2.2 –Pasabanda 1-2Hz para la componente EW y perfil AA'.....	57
Fig. 2.3 –Actividad de NVT y los registros de GPS 2001-2007.....	58
Fig. 2.4 –(S1 complementaria). Identificación de tremores en PIIG y CAIG.....	65
Fig. 2.5 –(S2 complem.) Espectrograma del registro 20060101 en BUCU.....	66
Fig. 2.6 –(S3a complem.) Movimiento de partícula en el NVT 20060101.....	67
Fig. 2.7 –(S3b complem.) Registros de varias estaciones, muestreo 100Hz.....	68
Fig. 2.8 –(S4 complem.) Curvas de la actividad de NVT en BUCU y PLAT.....	69
Fig. 2.9 –(S5 complem.) Proyección de hipocentros de NVT 2005-2006.....	70
Fig. 2.10 –(S6 complem.) Distribución de epicentros y errores horizontales...	71

Capítulo III

Fig. 3.1 –Región de estudio y registros de desplazamientos GPS.....	76
Fig. 3.2 –Espectrograma del 24 sept 2009 en ARIG y actividad NVT.....	77
Fig. 3.3 –Espectro de energía de NVT para el evento de la figura 3.2.....	78
Fig. 3.4 –Atenuación de la energía (En) para un evento de larga duración.....	80
Fig. 3.5 –Explicación gráfica de los parámetros utilizados en la figura 3.4.....	82
Fig. 3.6 –Modelo de dislocación del semiespacio elástico para el SSE-2006.....	84
Fig. 3.7 –Distribución de toda la energía sísmica de los NVT 1-2Hz en MASE.....	87

Capítulo IV.

Fig. 4.1 –Distribución de los mini-arreglos sísmicos y las estaciones del SSN...95	
Fig. 4.2 –Mapa indicando las trayectoria de las ondas para sismos estudiados.....	100
Fig. 4.3 –Identificación y correlación entre los NVT disparados y las ondas... 103	
Fig. 4.4 –Registro en la estación ATLI para el sismo de Chile.....	104
Fig. 4.5 –Registro sísmico de la estación TELO del evento 2009117.....	106
Fig. 4.6 –Espectrograma del sismo de las Islas Salomón 20091007.....	108
Fig. 4.7 –Sismograma del terremoto de Japón 20100311.....	110
Fig. 4.8 –Mapa representando el back-azimut (BAz) para los 9 sismos	112
Fig. 4.9 –Representación gráfica del potencial de disparo para los sismos.....	115
Fig. 4.10 –Cantidad de NVT diario, medido en horas/día.....	117

RESUMEN.

El presente trabajo pretende abordar el fenómeno de los tremores no-volcánicos en la región de Guerrero, México. Para ello se identifican varias características y la relación que guarda con los terremotos y los eventos lentos. Estudios previos indican que esta región se encuentra sometida a un régimen de esfuerzos importantes, lo cual ha implicado una atención especial hacia la tectónica. La implantación de equipos modernos ha aumentado la capacidad de realizar significativos estudios, basta mencionar las estaciones sísmicas banda ancha, GPS e inclinómetros entre otros.

El primer paso consistió en recopilar la mayor cantidad de datos de las redes “MesoAmericanSeismic Experiment- MASE” y del Servicio Sismológico Nacional- SSN, también todos los resultados de investigaciones sobre los tremores en otras regiones como Japón, Cascadia, San Andrés, California, Alaska y otros. Seleccionamos varios métodos para identificar y localizar los Tremores No-Volcánicos-NVT. La obtención de los espectrogramas diarios permitió determinar el inicio y tiempo de duración del tremor, la aplicación de la correlación cruzada permitió calcular los tiempos con los cuales pudimos determinar los hipocentros con errores aceptables, siendo los mayores errores en la determinación de la profundidad, con lo que obtuvimos un primer catálogo; se aplicó el método automático que permitió comparar los resultados obtenidos visualmente. Encontramos que los NVT se caracterizan por ser emergentes, baja relación señal/ruido, siendo para nuestro caso la mejor ventana entre 0.5-10 Hz, pero la máxima relación estuvo entre 1-2 Hz, por lo que fue común identificar las amplitudes, en este rango, como fases S. Luego, nos enfocamos en comparar el NVT y los eventos lentos SSE del 2001-2002 y 2006.

El segundo paso consistió en elaborar todos los resultados y plasmarlos en un artículo, con lo cual aportamos un trabajo pionero en la zona de Guerrero. Este producto abrió las puertas para otro ambicioso proyecto, “Guerrero gap_ G-GAP”, que permitió confirmar y ampliar los conocimientos de la primera etapa.

El tercer paso lo dirigimos a aplicar nuevas herramientas en el conocimiento de los tremores. Utilizamos el método de la energía para explicar las localizaciones anteriores y ratificar los resultados de NVT y su correlación con la actividad de los Eventos Sísmicos Lentos o “Slow Slip Event SSE”, en especial el evento lento del 2006. La atenuación de la energía es una metodología aplicada para volcanes. Fue importante observar la diferencia espacial entre estos fenómenos. La coincidencia temporal funciona para algunos casos. La

correlación SSE-NVT, que habíamos obtenido en los capítulos anteriores, fue también observada en la región de Oaxaca.

El cuarto y último paso, lo dedicamos a analizar los llamados NVT inducidos o disparados (“triggering”) y su diferenciación de los ambientales, gracias a los avances del proyecto G-GAP, implementado en la zona de Guerrero para mejorar el estudio de tremores en México. Se presenta el estudio de los NVT inducidos con el sismo de Chile 2010, a través de los datos de estaciones del proyecto G-GAP y SSN. A partir de este evento fue posible hacer una revisión de los datos conteniendo otros sismos de importancia y que incidieran con diferentes direcciones sobre la falla o Trinchera Mesoamericana- MT, efecto que ha sido documentado en Cascadia, San Andrés y Nankai, Japón. Hicimos el análisis para otros nueve sismos, seis de los cuales indujeron tremores importantes, y otros que no produjeron tremores o lo hicieron de una forma imperceptible a lo esperado.

Con los datos obtenidos durante el presente trabajo podemos comprobaar afirmar la existencia de tremores en la zona de Guerrero, cuya duración va desde algunos minutos hasta horas y con una periodicidad variable, que puede cambiar en épocas donde hay SSE.

ABSTRACT.

This paper aims to address the phenomenon of non-volcanic tremors in the region of Guerrero, Mexico. This will identify various features and how it relates to earthquakes and slow slip events. Previous studies indicate that this region is subjected to significant stress regime, which has involved special attention tectonics. The introduction of modern equipment has increased the ability to conduct significant research, such as the seismic broadband, GPS, inclinometers and others.

The first step was to gather as much data network MASE and SSN and also all the results of investigations of tremor in other regions such as Japan, Cascadia, San Andreas, California, Alaska and others. Select various methods to identify and locate the NVT. Obtaining daily spectrograms allowed us to determine the onset and duration of the fear, the cross-correlation application allowed the calculation of the times with which we could calculate hypocenters with acceptable errors, so we got a first Catalog was applied allowing the automatic method to compare the results visually. We found that the NVT is characterized by emerging low signal/noise in our case being the best 0.5 to 10 Hz window between, but the maximum ratio was between 1-2 Hz, so it was common to identify the amplitudes, in this range, as phases S. Then, we focus on comparing the NVT and slow events of 2001-2002 and 2006 SSE.

The second step was prepare all the results and translate it into an article, which bring a pioneering work in the area of Guerrero. This product opened the door for another ambitious project "G-GAP" which is to confirm and expand knowledge of the first stage.

The third step aimed at implementing new tools in the knowledge of the tremors. We used the method of energy to explain the previous locations and

ratify the results of NVT and its correlation with the activity of the SSE, in particular the slow event in 2006. The attenuation of energy is a resource applied to volcanoes. It was important to observe the spatial difference between these phenomena. At times NVT and SSE are temporally coincident. The correlation SSE-NVT, we had obtained in previous chapters, was also observed in the region of Oaxaca.

The fourth and final step is dedicated to analyzing the induced or triggered NVT called "triggering" and its differentiation from the environment, thanks to advances in G-GAP project, implemented in the area of Guerrero to improve the study of tremors in Mexico.

We present a study of the NVT-triggering of Chile 2010 earthquake, through data from stations G-GAP project and SSN. Since this event was possible to do a review of seismic data containing other important and having an impact in different directions on the fault or Mesoamerican Trench-MT, an effect that has been documented in Cascadia, San Andres and Nankai, Japan. We did the analysis for nine earthquakes, six of which induced significant tremor and other tremors were not or did so in an almost imperceptible expected. We affirm the existence of tremors in the area of Guerrero, whose duration ranges from several minutes to hours and variable frequency, may change in time where SSE be.

AGRADECIMIENTOS.

A los Dres. Vladimir Kostoglodov y Nikolai Shapiro por haberme inducido a estudiar los tremores no-volcánicos incluyéndome en sus proyectos, los cuáles permitieron llevar a cabo este trabajo y guiarme como tutor y co-tutor de esta tesis. Sin ellos no habría llegado tan lejos, sin dudas fueron mis maestros.

A los Dres. Allen Husker, Arturo Iglesias, Shri K. Singh y Dra. Xyoli Pérez-Campos por haber participado en mi comité tutorial. Por sus sugerencias.

A mis sinodales Dres. V. Kostoglodov, A. Husker, M. Guzmán, D. Legrand y Damiano Sarocchi.

A mi esposa Dalia y mis hijos Juan Raúl y Ana Dalia Minerva porque siempre supieron comprender que mi tiempo sin ellos fue fruto de este esfuerzo académico.

A los investigadores Dres. G. Suárez, D. Novelo, V. Cruz, Vala Hjorleifsdottir que cada conversación era una nueva ruta hacia el conocimiento.

A mis padres Juan y Edelmira, (fallecidos), que sin los recursos suficientes, pusieron todo su empeño e hicieron posible mi formación inicial y me enseñaron la persistencia en el trabajo, en la religión y el deporte. A mis hermanos y hermanas Angela, Nicolás, Víctor, María, Lucila, Frank, Aida y Genaro que siempre me consideraron como un ejemplo de dedicación y consistencia.

A mis compañeros de estudios Jorge, Oscar, Eduardo, Pía, Lenin, Jhon, Raúl, Víctor Hugo, Azalia, Delia, Ximena, Ely Said, Francisco y otros porque supe compartir con ellos mi experiencia y aprender de ellos sus conocimientos.

A los técnicos Jesús, José Santiago, Jorge, Casiano, Arturo, José Luis, Iván, Caridad, Miguel, Víctor, Manuel porque cuando faltaban programas o se caían las PC tuve que recurrir a ellos.

A las secretarias Patricia, Enedina, Araceli, Graciela y Mónica Nava que siempre tenían respuestas a mis cuestionamientos.

A las instituciones que sirvieron de soporte parciales: PAPIIT IN102105, CONACYT 46046, SEP-CON-ACYT-ANUIES-ECOS M06-U02, y ANR-06-CEXC-005 (COHERSIS) project grants.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra del Instituto de Geofísica, UNAM por haberme permitido realizar este posgrado.

A la Universidad Autónoma de Santo Domingo –UASD, que apoyó parcialmente al principio mis cursos. Institución donde forjé mi experiencia en la enseñanza.

A mis amigos todos...

1.- INTRODUCCION.

La explicación del comportamiento de la señal sísmica, con características semejantes a la de los volcanes, pero que existen en zonas donde no aparece volcán alguno permitió la introducción del término “Nonvolcanic Tremor –NVT” [Obara, 2002], las señales aparecían en el rango de frecuencia 2-8 Hz y que desaparecen en 10-20 Hz. Este descubrimiento, por Kazushige Obara en 2002, de una nueva fuente de onda sísmica había sido buscada por los sismólogos durante más de una centuria [Rubinstein *et al.*, 2010], en el contorno de subducción de la placa Mar de Filipinas debajo del suroeste de Japón a profundidades cercanas a 30 km. A partir de ese momento la comunidad científica empezó a buscar explicación a este fenómeno.

Ya se conocía que a lo largo de la placa subducida, en zonas de convergencia, en la interfase, en la cual aparece una zona sismogénica superficial, zona acoplada. Luego una zona de transición con incremento de la profundidad, donde ocurrían los sismos lentos o eventos asísmicos –SSE como fruto de la reminiscencia de terremotos, cuya duración era de semanas hasta años. Esta zona de transición estaba comprendida entre 25-45 km de profundidad [Herb Dragert *et al.*, 2001]. Utilizando mediciones de GPS dedujeron que los sismos lentos (o silentes) ocurrieron durante una semana debajo de la Isla Vancouver en Columbia Británica y Puget Sound en el estado de Washington, posteriormente demostraron que los SSE están acompañados de tremores y que vienen desde el mismo lugar o región, a lo cual denominaron Episodio de Tremor y Deslizamiento “Episodic Tremor and Slip –ETS” [Rogers and Dragert, 2003] [Rubinstein *et al.*, 2010], fenómeno altamente regular en el oeste de Shikoku [Obara *et al.*, 2004] y en la región de Tokai, Japón [Hirose and Obara, 2006].

Este acoplamiento de los dos fenómenos, constituyendo un episodio tremor y deslizamiento –ETS, también ha sido reportado en el norte de Cascadia [Rogers and Dragert, 2003] y en Shikoku [Obara *et al.*, 2004], aunque en este último lugar, el pequeño tamaño de los eventos no permitió que fueran detectados por GPS, pero sí fueron medidos utilizando inclinómetros en pozos, de igual forma en Alaska [Ohta *et al.*, 2006; Peterson and Christensen, 2009], en la región de Guerrero, México [Payero *et al.*, 2008a], Costa Rica [K M Brown *et al.*, 2005; Schwartz and Rokosky, 2007]. Estudios posteriores en México, de estos dos fenómenos, parecen indicar cierta incertidumbre en cuanto a espacio y/o tiempo [V. Kostoglodov *et al.*, 2010] y revisiones anteriores hechas sobre esta liga SSE y NVT [Schwartz and Rokosky, 2007] podría indicar que no todos los

NVT tienen las mismas características, lo cual permite introducir los conceptos de tremores ambientales e inducidos por telesismos [Gomberg, 2010; D Hill, 2010; Rubinstein et al., 2010] y las mareas [Lambert et al., 2009].

En el caso de la falla de San Andrés, California, han sido observados los tremores pero sin estar asociados a los SSE y en el caso de Nueva Zelanda sí han observado los SSE sin la aparición de tremores [Delahaye et al., 2009; McCaffrey et al., 2008] hasta que aparecen en 2010 [M J Kim et al., 2011], y en Central Ranges, Taiwan, donde han sido observados NVT inducidos por sismos [Peng and Chao, 2008]. Esto sugiere que los NVT son procesos más comunes de lo que se pensaba y no sólo están limitados a zonas de subducción.

Otro aspecto importante detectado ha sido la ocurrencia de migración con intervalos de hasta 6 meses entre episodios mayores, también reportados en la región de Tokai por Hirose y Obara (2006) [Rubinstein et al., 2010], examinando la distribución de tremores en Cascadia se determinó una migración de 4-10 km/d [Boyarko and Brudzinski, 2010] mientras en la zona del noroeste de Washington se obtuvo una velocidad de 5-15 km/d [W A McCausland et al., 2010], y en la zona de Oaxaca, México [M Brudzinski et al., 2010]. Trabajos preliminares (comunicación personal: V. Cruz 2011) parecen indicar que existió una migración de los tremores durante la ocurrencia del SSE 2006.

En la costa del Pacífico de Guerrero, estudios de nivelación de alta resolución, permitieron reconocer el estado de acumulación de esfuerzos en la “Brecha de Guerrero” con probabilidad de generar un sismo ($M > 8$), lo cual podría representar una oportunidad para estudiar los SSE [V. Kostoglodov et al., 2001] y los NVT inducidos o disparados “triggering” (capítulo IV).

Nota Aclaratoria: *En este trabajo estaré utilizando algunos términos y simbologías, que permitan facilitar su entendimiento, he procurado mantener algunos acrónimos en su versión original inglés: NVT Tremores No-Volcánicos “NonVolcanic Tremor”; SSE Eventos Asismicos Silentes o lentos “Slow Slip Event”, ETS episodio de tremor y deslizamiento “Episodic Tremor and Slip”, y desde luego GPS Sistema de Posicionamiento Global “Global Positioning System”; MASE Experimento Sísmico Mesoamericano “MesoAmerican Seismic Experiment”; G-GAP Proyecto Brecha de Guerrero “Guerrero GAP” y SSN Servicio Sismológico Nacional de México; MT trinchera mesoamericana (zona de Guerrero) “Mesoamerican Trench”. Las alturas de las estaciones son referidas al nivel del mar (m.s.n.m.). Las citas siguen el formato alfabético.*

1.1- Objetivo General.

El objetivo general de este trabajo es identificar y estudiar los tremores no-volcánicos en México, lo cual fue posible mediante el análisis de los datos aportados por proyectos como MASE, G-GAP y del Servicio Sismológico Nacional –SSN de México. Una vez iniciados los trabajos fueron apareciendo resultados interesantes, que hicieron aumentar los esfuerzos, pero también permitieron focalizarnos en un área más específica que fue la zona de Guerrero, sureste de México. Esto representa un trabajo pionero en el estudio de un fenómeno nuevo.

1.2- Objetivos Particulares.

Objetivos más particulares fueron: a) Determinar las características principales de los NVT, como son tiempo de origen, duración, localización y energía; b) Estudiar las series de tiempos de las deformaciones corticales con GPS y luego relacionarlos con el fenómeno de los NVT; c) Origen de los NVT y su relación con la tectónica de la región; d) Los efectos de inducción (triggering) de NVT por sismos locales, regionales y lejanos o telesismos; e) Crear un catálogo de NVT en México.

El capítulo 1 muestra el procedimiento seguido para identificar y estudiar los NVT en Guerrero, México. Se describen la zona de estudio, los datos utilizados de diferentes redes y propiedades de los tremores. Se discutieron varios métodos y se eligieron los métodos 1) Espectrogramas y correlación cruzada de la envolvente para identificar de manera visual los tremores y hacer la mejor localización posible; 2) Luego se aplicó el método automático que permitió comparar los resultados visuales y justificar la calidad del catálogo de NVT para México.

Los NVT se caracterizan por ser emergentes, baja relación señal/ruido, siendo para nuestro caso la mejor ventana entre 0.5-10 Hz, pero la máxima relación se obtuvo entre 1-2 Hz. La presencia y duración del NVT se hizo calculando el espectrograma diario (24 hrs) para frecuencias de 0.01-0.1 Hz y 1-10 Hz, en esta última quedaba evidenciado el tremor. El método de la correlación de la envolvente fue muy importante, ya que se podía obtener la misma señal en otras estaciones cercanas, aproximadamente cada 5 km de separación en el proyecto MASE. Utilizamos la metodología aplicada por Obara (2002) en Japón, que consiste en corregir la señal donde se observaba la actividad NVT, restando la media y la tendencia, y filtrando de 1-2 Hz, luego determinamos la envolvente

a fin de fijar bien la presencia del tremor; para calcular la envolvente se aplicó el método de la transformada de Hilbert. Ésta es útil para calcular el contenido en frecuencia de una señal de energía o potencia, basado en la selectividad de fase, o discriminación en fase, para que la señal pueda ser separada fácilmente. Un caso sencillo lo tenemos en el desfaseamiento de 180° de la señal, lo cual consiste en cambiar la polaridad de la señal o sea multiplicarlo por menos uno (-1).

A continuación determinamos la correlación cruzada, con lo cual pudimos conocer la diferencia de tiempo entre una estación y otra [Obara, 2002], [Rubinstein *et al.*, 2010]. Estos tiempos sirvieron para localizar el hipocentro de dicho tremor, mediante un programa convencional, en nuestro caso HYPO2000. Se hizo la relación entre los SSE y NVT para esta región, buscando la existencia de una interacción directa. Los resultados preliminares permiten considerar que no hay correlación espacial y en el caso de la temporal hubo modulación de los SSE 2001 y 2006 con NVT, aunque consideramos prudente hacer una mejor discusión en el capítulo 3, comparando la energía de los NVT con el evento 2006 en particular.

El capítulo 2 está dedicado al artículo “Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone”, publicado en 2008 y que recoge los mejores resultados obtenidos en el capítulo 1. Estas primeras localizaciones de NVT en México, fueron muy focalizadas en el segmento de subducción en el estado de Guerrero. La distribución de los NVT estuvieron concentrados en la región de Iguala, arriba de los 18° N y 98.5° a 100.5° W. Un segundo segmento estuvo localizado más al sur, sin embargo estos resultados tienen una fuerte dependencia de la geometría (linealidad) del transecto MASE.

Los sismos $M > 4$, reportados por el Servicio Sismológico Nacional –SSN, no correlacionan con la actividad de los NVT. Esto fue observado en Cascadia [Kao *et al.*, 2006], con la conclusión de que si la sismicidad intraplaca y NVT son ambos relacionados con la deshidratación de la placa oceánica, entonces habría una correlación espacial entre los dos fenómenos.

Además de la densidad lineal instrumental, que tuvo MASE, debemos resaltar la existencia de la red de GPS en esta región. Esto permitió obtener estudios comparativos de los fenómenos SSE y NVT con mejores resultados durante el año 2006, a diferencia de la situación existente cuando ocurrió el evento lento 2001, en el cual se pudo hacer alguna inferencia con ciertas limitaciones. También, estudios previos magnetoteléuricos realizados en esta zona

permiten inferir que las anomalías de conductividad están ligadas a la deshidratación de la placa subducida [Jödicke *et al.*, 2006], lo cual podría explicar las causas de los NVT [W McCausland *et al.*, 2005].

El capítulo 3 está enfocado en el estudio de la energía de los NVT y su correlación con la actividad de los SSE, en especial el evento lento del 2006. Partiendo de los trabajos realizados en Japón, Cascadia, California y Alaska era importante debatir la relación espacio-temporal entre NVT-SSE. La atenuación de la energía es un recurso aplicado para volcanes [Battaglia and Aki, 2003] y otras zonas [Maeda and Obara, 2009; Shapiro *et al.*, 2000]. Se asumió un radio de 65 km, considerado como una distancia razonable en la detección de NVT. En la modelación de los datos GPS se utilizó una función de ajuste para las componentes horizontales; este modelo arroja tres diferentes deslizamientos en la interfase de la placa de subducción. La serie de tiempo de la estación MEZC (GPS) se tomó como referencia para analizar el SSE contra la actividad NVT.

Aplicando el método de la energía para calcular su localización, fue importante observar la diferencia espacial entre estos fenómenos. La coincidencia temporal funciona para algunos casos, Ej. ante la ocurrencia de un gran SSE resulta un incremento en la actividad de los NVT de una forma modulada, sin embargo a detalles pequeños no hay tal coincidencia; también se observa que los NVT ocurren en épocas donde no aparecen SSE de importancia [V. Kostoglodov *et al.*, 2010a]. Se analiza la calidad de los datos, esto es la relación señal/ruido. Se estudia el modelo de dislocación del sismo lento de 2006 con estaciones GPS, colocadas paralelas y otras perpendiculares a la trinchera mesoamericana, en Guerrero.

Este análisis espacio-temporal, mediante el método de la energía, nos permitió refinar los resultados de correlación SSE-NVT, que habíamos obtenido en los capítulos anteriores, que también han sido observados en la región de Oaxaca [M Brudzinski *et al.*, 2010].

El capítulo 4 muestra los avances del proyecto G-GAP, implementado en la zona de Guerrero para mejorar el estudio de tremores en México. Se presenta el estudio de los NVT inducidos o disparados (triggering) con el sismo de Chile 2010, a través de los datos de estaciones del proyecto G-GAP y SSN. A partir de este evento fue posible hacer una revisión de los datos conteniendo otros sismos de importancia y que incidieran con diferentes direcciones sobre la falla o

Trinchera Mesoamericana- MT, efecto que ha sido documentado en Cascadia, San Andrés y Nankai, Japón [*D Hill*, 2010; *Peng et al.*, 2010; *Rubinstein et al.*, 2009].

Encontramos nueve eventos importantes, siete de ellos telesismos con magnitud > 7 ; uno local (Mw5.7) en Guerrero y otro regional (Mw6.0) ocurrido en el Océano Pacífico al suroeste de México, que estuvieron muy cercanos a los arreglos, produciendo bastantes tremores inducidos. El potencial de inducción para las ondas Rayleigh -RW fue mayor que para las ondas Love -LW, excepto para los casos de los sismos de Baja California -BC, México y de Honshu en Japón. Los ángulos de incidencia oblicuos a la Trinchera Mesoamericana (30 a 75) tienen la tendencia a ser más efectivos en la inducción de tremores sobre la MT en la zona de Guerrero.

CAPÍTULO I

DETERMINACION DE TREMORES NO-VOLCANICOS.

1.- INTRODUCCIÓN.

La mayor parte de los bordes de placas tectónicas se acomodan mediante movimientos localizados en zonas de deformación, como fluencia viscosa o “creep” a profundidad, esto es en fallas o interfases sísmicas en la superficie cortical o en la parte relativamente somera del contacto interplaca. Más profundo de las zonas sismogénicas la fluencia viscosa o “creep” no es un proceso continuo, sino que frecuentemente suceden episodios de deslizamientos, que pueden durar desde algunos días hasta años. Estos eventos fueron observados en los últimos diez años en diferentes zonas de subducción y en la falla San Andres, California, nombrándolos eventos asísmicos lentos o sismos lentos “slow slip event SSE” [Schwartz and Rokosky, 2007]. Las observaciones globales de SSE sugieren varias propiedades, algunas de las cuales se resumen: a) El SSE es un evento comúnmente observado en la mayoría de las zonas de subducción; b) Existen diferentes propiedades de fricción y control para el deslizamiento lento; c) El rango de profundidad de los SSE sugiere estar relacionado con las condiciones de Presión y temperatura (P-T) de la interfase de placas y d) El momento sísmico equivalente de los SSE es proporcional a su duración ($M_0 \propto \tau$) y difiere al escalamiento ($M_0 \propto \tau^3$) observado para los sismos [Schwartz and Rokosky, 2007].

El tremor representa una señal sísmica de larga duración y con relativamente baja amplitud, comparada con el sismo (es decir es bien registrado en sitios caracterizados por bajo ruido), pero que no tiene un arribo claro (i.e impulsivo) de las ondas de cuerpo [La Rocca et al., 2010]; su duración varía desde algunos segundos hasta varias horas y parece diferir según las regiones de estudio. El tremor no volcánico, -(NVT)-, se observa en las áreas ajenas a los volcanes y normalmente acompaña a los SSE. El rango de frecuencias del NVT es de 0.5-15 Hz.

Se han observados NVT- en las siguientes regiones del mundo: Suroeste de Japón, donde se realizaron los primeros trabajos, entre las que se encuentran las regiones de Bungo y Oeste y Este de Shikoku, Península de Kii, Tokai, Boso, Noreste de Japón [*H. Hirose and K. Obara, 2005; Obara, 2002; Obara and Hirose, 2006; Obara et al., 2004; Shelly et al., 2007; Tomotake Ueno et al., 2010*]; Cascadia [*Boyarko and Brudzinski, 2010; H. Dragert et al., 2004; Ghosh et al., 2009b; Kao et al., 2009; La Rocca et al., 2005; W McCausland et al., 2005*], México [*Husker et al., 2010b; V. Kostoglodov et al., 2010; Payero et al., 2008a*], Alaska [*Peterson and Christensen, 2009*], San Andrés, California [*Ghosh et al., 2009a; Nadeau and Dolenc, 2005; Nadeau and Guilhem, 2009; Peng and Gomberg, 2010; Shelly et al., 2009*]; Costa Rica [*J R Brown et al., 2009; Schwartz and Rokosky, 2007*]; Recientemente en “Center Range” Taiwan [*Peng and Chao, 2008; Peng et al., 2009*] y Nueva Zelanda [*M J Kim et al., 2011*]. En Hawaii todavía no se han observado NVT, aunque se ha visto que los SSE están acompañados por un aumento de la sismicidad [*Delahaye et al., 2009; McCaffrey et al., 2008; Rubinstein et al., 2010*].

1.1- ANTECEDENTES.

En Japón, en el 2002, fueron observados tremores con duración de algunos minutos a algunas horas en las áreas lejanas de los volcanes. Estos –NVT- se registraron simultáneamente en muchas estaciones de la red japonesa “Hi-net” [*Obara, 2002*], los cuales no eran parecidos al ruido ambiental. Para estudiar los NVT, fueron analizados los sismogramas (24 hr) en el período septiembre 2000-diciembre 2001. La frecuencia predominante estaba entre 1-10 Hz inferior a la de los sismos ordinarios de igual tamaño, de frecuencias hasta ~20 Hz. Los tremores se localizaron en una región al suroeste de Japón. Los tremores no-volcánicos se veían en una ventana de 35 a 50 minutos, y las envolventes de éstos fueron muy similares a los mostrados en otras estaciones. Las señales diferían de las características normales de los sismos. Las amplitudes similares, de las

envolventes, parecían propagarse con una velocidad de 4 km/s, esto implicaba que la fuente de los NVT se encontraba a una cierta profundidad por lo que las envolventes estaban bien definidas para las ondas S, no así con las ondas P, lo cual hacía difícil poder determinar la localización utilizando solo ondas S, por lo cual se implementó el método de la correlación cruzada [Obara, 2002]. Con los tiempos de arribo de las ondas S y utilizando un modelo de velocidad vertical (modelo de corteza 1D), se obtuvo una localización para los hipocentros. La fuente mejor estimada para los NVT fue de unos 30 km de profundidad, próximo a la discontinuidad de Mohorovic.

Otras características de estos NVT son: a) presentan cierta periodicidad o sea que aparecen por temporadas y pueden migrar a lo largo de la zona de subducción hasta 15 km/día; b) pueden ser disparados [D Hill, 2010; Miyazawa et al., 2008; Peng et al., 2010; Rubinstein et al., 2009] por la ocurrencia de un sismo fuerte, inclusive regional o telesismo y detenidos después; c) La ocurrencia de los NVT puede estar ligada al movimiento de fluidos en la zona de subducción, ya que una gran cantidad de agua puede salir de la placa subducida por la deshidratación con altas temperaturas hacia la superior [Obara, 2002].

En Cascadia, oeste de Canadá, una zona de subducción donde han ocurrido grandes sismos ($M > 8$), fueron estudiados los NVT y se relacionaron con los deslizamientos o sismos silentes (slow slip events SSE), aprovechando el funcionamiento de una buena red de Sistema de Posicionamiento Global (GPS) [Rogers and Dragert, 2003]. Estos eventos fueron localizados a una profundidad entre 25-45 km, en la región de Victoria, Columbia Británica. Examinando los datos desde 1999 hasta finales del 2003, revelando una notable correlación entre los tremores y deslizamientos como un episodio (episodic tremors and slip, ETS). Sin embargo sigue la incertidumbre sobre el origen de los NVT. La actividad de

los ETS se puede utilizar en tiempo real para indicar el esfuerzo acumulado en esta zona de grandes terremotos.

Iguales características han sido encontradas para otras regiones donde se estudian los tremores no volcánicos, ya sea en régimen de subducción o de falla de corrimiento lateral, como México [*Husker et al.*, 2010a; *V. Kostoglodov et al.*, 2003; *Payero et al.*, 2008a], recientemente [*M Brudzinski et al.*, 2010], y en Costa Rica [*K M Brown et al.*, 2005; *Schwartz and Rokosky*, 2007]. Como se describió arriba para las dos regiones Japón y Canadá, mencionadas anteriormente, el rango de profundidad varía.

1.2- ZONA DE ESTUDIO.

La zona de estudio se encuentra situada en el suroeste de México, específicamente entre los 97° - 102° longitud W y 16° - 22° latitud N. Esta zona se caracteriza por tener una convergencia entre las placas de Cocos y Norteamericana, la placa de Cocos subduce a razón de ~5.4 cm/año con dirección SW-NE [*DeMets et al.*, 1994]. En esta región no ha habido una ruptura sísmica importante ($M_w > 6.5$) en los últimos 100 años, constituyendo la llamada brecha de Guerrero “Guerrero Gap” [*V. Kostoglodov and Ponce*, 1994; *Pacheco et al.*, 1997; *Pardo and Suárez*, 1995; *Suarez et al.*, 1990] Fig. 1.1.

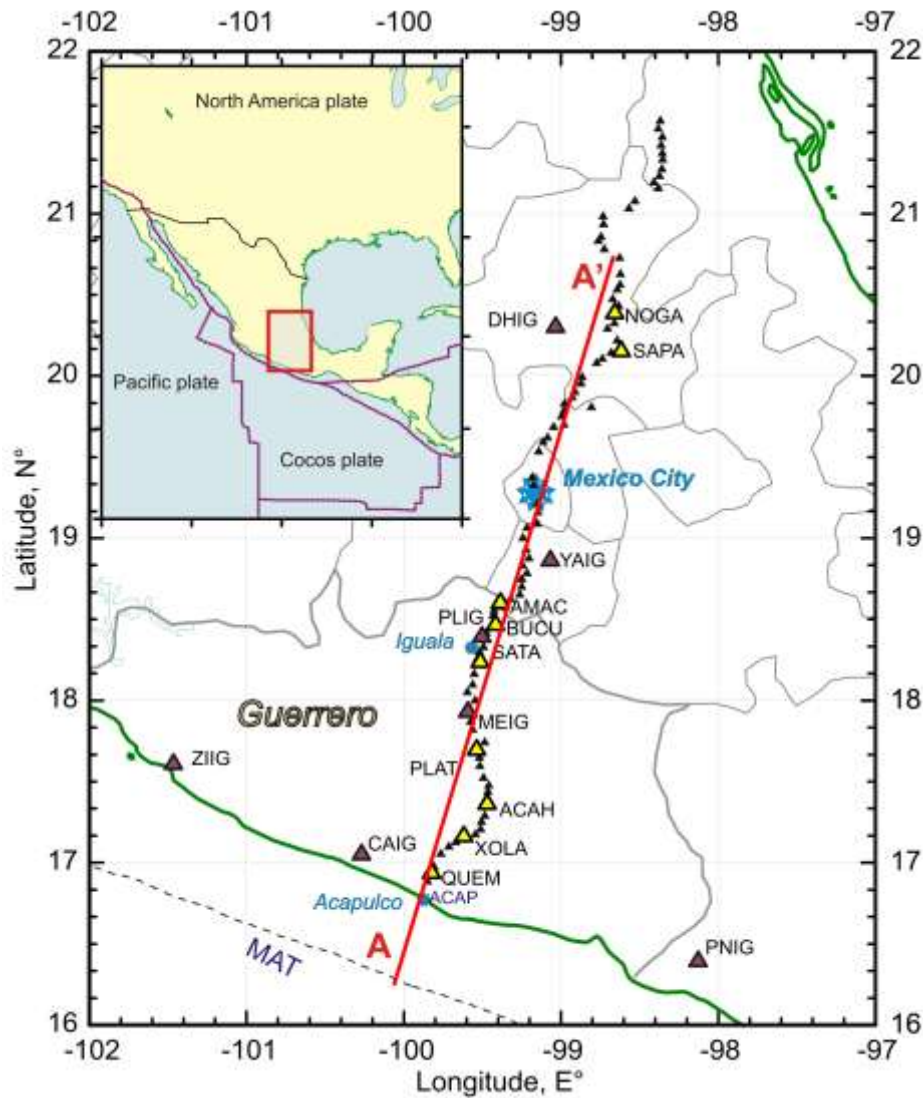


Figura 1.1.- Zona de estudio (recuadro) con los bordes de placas que influyen la tectónica de México; los triángulos en negro indican las estaciones de MASE, las primeras estaciones utilizadas aparecen en amarillo, mientras la línea roja indica la orientación del transecto MASE, SW-NE (Fig. 2).

La edad de la placa Cocos, en la trinchera, es de 13.7 Ma de acuerdo a interpretaciones de anomalías magnéticas del piso oceánico Cocos-Pacífico y de temperaturas [Klitgord and Mammerickx, 1982; Manea et al., 2004b], la placa de Cocos tiene una inclinación inicial de unos 15° con pasos que pueden llegar hasta los 35° en la costa, luego cambia siendo casi horizontal debajo de la litósfera continental, para luego volver a inclinarse unos 75° aproximadamente [Pérez-Campos et al., 2008]. Mediante inversión del SSE del 2002 [Iglesias et al., 2004] ha sugerido que el segmento plano no está fuertemente acoplado, este bajo

acoplamiento ha sido relacionado al metamorfismo mineral de la placa, según estudios térmicos [*Manea et al.*, 2004a]. El análisis de los datos de GPS (SSE de 2006) y registros de NVT sugiere que el acoplamiento entre las placas de Cocos y Norte America, en Guerrero, está progresivamente desminuyendo con la profundidad de la interfase y la distancia de la trinchera [*Kostoglodov et al.*, 2010]. Diferente grado de acoplamiento puede explicar el cambio del régimen sismotectónico, empezando de la zona somera, sismogénica, luego la zona de transición de SSE y más lejos de la trinchera la zona poco acoplada sobre cual se observa la actividad de NVT.

1.3- DATOS UTILIZADOS.

Para estudiar los NVT en el estado de Guerrero se utilizaron los datos de las estaciones sísmicas del proyecto MASE y cinco estaciones del Servicio Sismológico Nacional-SSN (CAIG, PLIG, PNIG, YAIG, ZIIG) (<http://secre.ssn.unam.mx/SSN/mapa.html>), que se encontraban bastante alineadas con el perfil MASE, o paralelas a la costa.

1.3.1 Proyecto MASE.

A partir de enero de 2005 empezaron a funcionar las primeras estaciones sísmicas, del proyecto MASE. El proyecto “MesoAmerican Subduction Experiment (MASE)” consistió en el emplazamiento de 100 estaciones banda ancha, de tres componentes, durante dos años y tres meses aproximadamente, Fig. 1.1; cubriendo una longitud de 500 km, y 50 de ellas fueron equipadas con tarjetas de red inalámbrica y antena direccional, en cada nodo la cantidad de datos generados 1-3 Mb por hora hacía inevitable la caída de algún nodo y por lo tanto la pérdida de datos, [*Husker et al.*, 2008; *Lukac et al.*, 2005]. También, otro factor era lo accidentado del terreno, una topografía que llegaba a cambiar hasta más de 1 km de altura entre una estación y otra, como por ejemplo entre estaciones RIVI y ACAH, esto presenta una característica importante en la coda del sismograma que será discutida más adelante. Sin embargo, se puede considerar que los datos obtenidos son de buena calidad, con equipos Guralp

CMG-40T (N-S, E-W, Z) [Lukac *et al.*, 2005], con un muestreo de 100 muestras/segundo, la línea MASE está compuesta por 50 estaciones aportadas por el Caltech y 50 por la UCLA, que graban en forma continua, sin pérdida de información.

El objetivo del proyecto MASE es la construcción de un modelo de la zona de subducción en Guerrero [Clayton, 2006; Pérez-Campos *et al.*, 2008]. Este proyecto multidisciplinario incluye modelación en sismología, geodesia y otros componentes Geofísicos. Participan “Tectonic Observatory (TO)” de Caltech, el Instituto de Geofísica y de Geología de la UNAM, “Center for Embedded Networked Sensing -CENS project” de la UCLA, y el Centro de Geociencias de la UNAM en Juriquilla. La línea (o transecto sísmico) MASE, dirección SW-NE, está situado desde Acapulco hasta el norte de Veracruz, es decir desde el Pacífico hasta el Golfo de México, con una distancia promedio de 5-6 km de estación a estación, Fig. 1.2. Inicialmente para localizar NVT se utilizaron 9 estaciones, distribuidas de 20-30 km, para alcanzar una distancia aproximada de 270 km a partir de la trinchera de Cocos. La lista completa de estaciones utilizadas se encuentra en el Apéndice A.

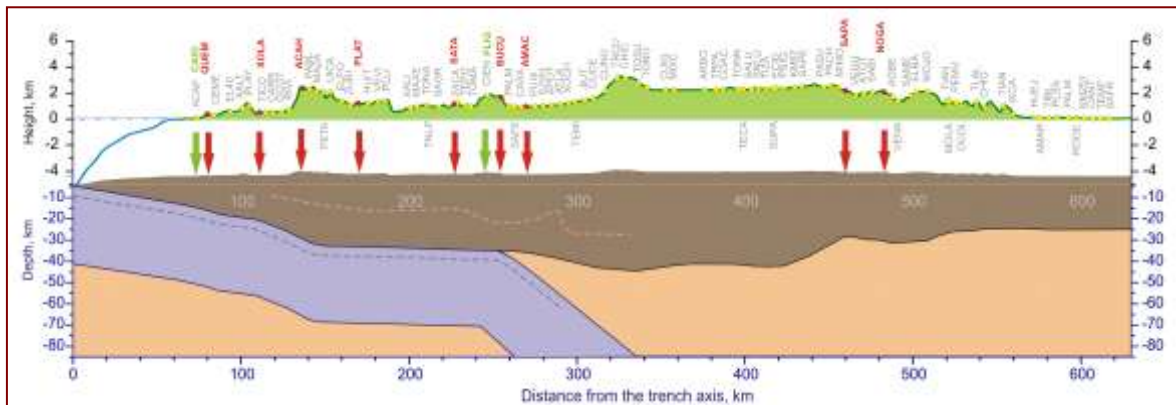


Figura 1.2.- Perfil de las estaciones MASE desde la trinchera hacia el Golfo de México; las flechas verdes son las estaciones del SSN y las rojas de MASE, primeras estaciones utilizadas en la determinación de los temores. Arriba se muestra la topografía. Obsérvese la topografía accidentada dentro de los primeros 200 km del perfil.

1.3.2 Estaciones del SSN.

Las estaciones CAIG, PLIG y PNIG fueron utilizadas para identificar la actividad NVT mediante sus espectrogramas, antes de que se iniciara el perfil MASE y también sucesivamente, cuando éste se quitó. Estas estaciones cuentan con sensores STS_1 banda ancha de tres componentes, con un muestreo de 20 muestras por segundo (mps), sus datos son recibidos en el centro de adquisición del SSN en Ciudad Universitaria- CU y almacenados en formato MiniSEED, luego hicimos la conversión a formato SAC para su análisis. A partir del 2007 el SSN cambió algunos sensores y digitalizadores y aumentó el muestreo a 80 y 100 mps.

1.4- MÉTODOS UTILIZADOS EN LA DETECCIÓN DE NVT.

Diferentes métodos han sido utilizados en el estudio de los tremores no-volcánicos, algunos de ellos derivados de aplicaciones previas en tremores volcánicos y otros utilizados en los sismos. Fundamentalmente se consideran tres métodos, por la frecuencia con que se aplican, aunque crece el tipo de herramientas en la determinación y localización de estos NVT. A continuación se describen algunos de estos métodos:

1.4.1.- Método de espectrogramas y Correlación cruzada (Envolvente).

Este método consiste en aplicar un filtrado de las señales sísmicas, sismogramas 24 horas, para frecuencias 1-10 Hz, luego hacer las correcciones por efectos de sitios, tormentas, “glitches”, etc. Después de este proceso, las señales muestran anomalías en amplitudes de larga duración que no corresponden a eventos sísmicos [Obara, 2002; 2009; Obara et al., 2004], y no se identifican claramente la fase P y en otros casos aparece la fase de la onda S de manera muy difusa. La aplicación del método de la correlación cruzada a las envolventes de sismogramas de diferentes estaciones nos permite obtener una diferencia de tiempo de las máximas amplitudes de la función de correlación cruzada [W McCausland et al., 2005; Nadeau and Dolenc, 2005; Nadeau and Guilhem, 2009; Obara and Hirose, 2006]; esta técnica ha sido muy

implementada en vulcanología [*Konstantinou and Schlindwein, 2003*]. El análisis espectral se hace usando la Transformada Rápida de Fourier (FFT) y el Método de Máxima Entropía “MEM: Maximum Entropy Method” permite una vía alternativa para la extrapolación de la secuencia de autocorrelación más apropiada, permitiendo disminuir los efectos de ventanas (o ventaneo). Mediante los espectrogramas de los sismogramas podemos identificar el tiempo de inicio y duración de los NVT, éstos aparecen en el rango de 0.5-15 Hz [*V. Kostoglodov et al., 2008; Payero et al., 2008b*]. Este método ha sido implementado en distintas regiones que presentan bordes activos de placas tectónicas con características diferentes como: Suroeste de Japón [*Obara, 2002; Obara and Hirose, 2006; Shelly et al., 2007*], con un sistema de subducción de la placa Filipina debajo de la placa Eurasia; En Alaska [*Peterson and Christensen, 2009*] donde el bloque de Yakutat colisiona con la placa Norteamericana; En la zona de subducción de Cascadia, oeste de Canadá [*La Rocca et al., 2005; W McCausland et al., 2005*]; En la zona de Cholame, dentro de la falla de San Andrés, California [*Nadeau and Guilhem, 2009; Shelly, 2010*]; En el suroeste de México [*V. Kostoglodov et al., 2008; Payero et al., 2008a*] una zona de subducción, y en otras zonas de subducción en el Circun-Pacífico [*Schwartz and Rokosky, 2007*].

1.4.2.- Algoritmo de Escaneo de la Fuente (Source Scanning Algorithm - SSA).

Desarrollado por [*Kao and Shan, 2004*] como una forma de identificar la existencia de la fuente sísmica en espacio y tiempo. Este método realiza un mapeo de la distribución de fuentes, sin necesidad de conocer, a priori, la orientación o geometría de la falla, explora la información de la forma de onda, incluyendo ambos: amplitud de onda y tiempo de llegada para un sistema de estaciones (arreglo). Primero, se normaliza la amplitud de cada sismograma digital; luego se calcula la brillantez “brightness” de un punto (η) a un instante especificado (τ), definido por

$$br(\eta, \tau) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |u_n(\tau + t_{\eta,n})| \quad \dots \dots (1.1)$$

Siendo u_n el registro del sismograma normalizado en la estación (n), $t_{\eta,n}$ es el tiempo de viaje estimado del punto (η) a la estación (n) de una fase particular con la máxima amplitud observada (ej. fase S). Si todas las amplitudes máximas originadas por una fuente en el punto (η) y un tiempo (τ), entonces el valor de $br(\eta, \tau) = 1$. De manera semejante, si $br(\eta, \tau)$ vale 0.1 esto significa que una estación en ese punto genera un promedio de 10 por ciento para la máxima amplitud en cada estación. La ecuación (1) se modifica, para incluir la contribución de los puntos alrededor, dentro de la ventana considerada [*Kao and Shan, 2004*].

$$br(\eta, \tau) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \frac{\sum_{m=-M}^M W_n |u_n(\tau + t_{\eta,n} + m\delta t)|}{\sum_{m=-M}^M W_m} \quad \dots (1.2)$$

Siendo la ventana igual al número de muestras $2M$ multiplicado por el intervalo de muestras δt ; W_n es el factor de peso aplicado a las amplitudes. Es decir el método SSA no suma sobre toda la señal, sino que busca la coherencia en las llegadas de fases con mayores amplitudes y que se supone son originadas en una misma fuente. Este método ha sido aplicado en el estudio de los tremores en el norte de Cascadia y ahora se está implementando en México (Allen Husker, Victor Cruz, comunicación personal, 2010).

1.4.3.- Método Arreglos Sísmicos.-

Este método consiste en analizar las características de los datos sísmológicos (sismogramas) de arreglos [*Shapiro et al., 2000*], pudiendo ser también mini-arreglos (MA). Se pueden obtener muy buenos resultados cuando

se cuenta con suficientes estaciones, bien distribuídas en el área de estudio [Konstantinou and Schlindwein, 2003; La Rocca et al., 2005]. Se fundamenta en el conocimiento del ángulo de incidencia vertical, y el acimut contrario o “back-azimuth”, la lentitud de las ondas, que es el inverso de la velocidad aparente, y la coherencia para un intervalo especificado [Rost and Thomas, 2002]. También, observando el movimiento de partícula del tremor [Wech and Creager, 2007], es un método adecuado para estudiar pequeñas cantidades de tremores y que sean de corta duración, o de lo contrario el esfuerzo humano y recursos de computación podrían ser muy grandes, sobre todo si el arreglo consiste de muchas estaciones y que puedan ser de tres componentes. Se ha aplicado en la zona de Cascadia [Wech and Creager, 2007], y en México se empieza a utilizar dentro del proyecto G-GAP (Equipo de Trabajo UNAM-UJF-IPGP 2009).

1.4.4.- Método de Energía.-

Este método emplea el cálculo de la energía (velocidad cuadrado) en varias estaciones o arreglos sísmicos, y determina la localización de la fuente mediante el decaimiento (o atenuación) de la energía sísmica total en cada estación [Battaglia and Aki, 2003] y aplicado a los tremores en Shikoku, Japón [Maeda and Obara, 2009]. Este procedimiento al igual que los demás, necesita una distribución espacial (área) adecuada. Utilizando la energía total se pudo estudiar la ráfaga de tremores ocurridas el 2 de mayo de 2005 a las 07:50 [V. Kostoglodov et al., 2010a], siendo localizado a 208 km desde la trinchera, este valor coincide muy bien con el que se obtiene mediante el método de correlación cruzada. Será discutido en el capítulo 3.

En los tres primeros casos el procesamiento asume que las ondas cortantes (máximas) son fases S directas. Los errores pueden ser del orden de 1-10 km en la determinación epicentral y un poco más para el cálculo de la profundidad. [La Rocca et al., 2009].

1.4.5.- Método de patrones de Shelly.-

Este método consiste en elegir algunos patrones de tremores bien

definidos, para una región determinada, y luego correlacionarlos con la porción de los sismogramas donde pudieran existir los tremores [Shelly *et al.*, 2007]. Para probar esta hipótesis él utilizó sismogramas con los mejores registros de sismos de baja frecuencia “LFE”, se requiere que cada evento patrón esté registrado en un mínimo de seis estaciones triaxiales. Luego los coeficientes de correlación de esas estaciones son sumados (apilados) para producir un arreglo correlacionado. Se considera un cierto umbral para el pico (máximo) de esos apilamientos. El patrón puede tener una ventana de 4 a 5 segundos.

1.4.6.- Método empírico de patrones de componentes.-

Este método consiste en determinar la correlación cruzada del cociente de las componentes vertical/horizontal [La Rocca *et al.*, 2010]. Primero se encontró la relación vertical/este-oeste (V/E-W) y luego vertical/norte-sur (V/N-S). Segundo se determinó la envolvente de la correlación cruzada de cada uno de los cocientes obtenidos. Los picos representan un patrón de tiempo para cada estación, con lo cual podemos marcar las posiciones de P y S para cada tremor. Este método fue aplicado en Cascadia.

1.5- METODOS APLICADOS EN NUESTRO ESTUDIO.

Después de ver las técnicas mencionadas anteriormente, consideramos la aplicación del análisis espectral y la correlación cruzada como principal forma para identificar y localizar los tremores, y al final implementamos el método de la energía y de manera parcial el de polarización de la señal del tremor, como una forma de comparar nuestros resultados obtenidos con diferentes métodos. A continuación describo la metodología seguida para el análisis.

1.5.1 Método de Espectrogramas.

Los sismogramas de 24 hrs de las estaciones BUCU, CIEN, HUIT, PALM, SATA y otras (MASE) y PLIG, PNIG, CAIG, ZIIG (Servicio Sismológico Nacional de México-SSN) fueron utilizadas en la determinación de los tiempos de ocurrencia de NVT. El procedimiento consistió en calcular los

espectrogramas en dos rangos de frecuencia, el primer rango fue de 0.01-0.10 Hz, longitud de la FFT de 8192 (2^{13}) con un muestreo de 20 muestras por segundo, una ventana de 1200 muestras y un solapamiento de un décimo de la ventana ($w/10$) y el segundo rango de 1-10 Hz, con una longitud de 2048 (2^{11}) e iguales características a la anterior. Es en este último intervalo donde se puede determinar la presencia de los NVT [W McCausland et al., 2005; Nadeau and Dolenc, 2005; Obara, 2002; Rogers and Dragert, 2003], éstos se caracterizan por tener alta energía en estas frecuencias con larga duración; no debemos confundirla con la energía de los sismos locales que caen parcialmente dentro de este intervalo de frecuencias. El espectro de amplitud de los sismos es mayor que el de los tremores y además tienen un menor decaimiento, en las altas frecuencias, que los tremores [Kao et al., 2006; Schwartz and Rokosky, 2007]. En la Fig. 1.3, se puede ver el aumento de la energía en el rango 1-10 Hz, registrado en la estación HUIT el día 2006/08/09 de las 05:10 a 09:10 hrs. De manera que, podemos identificar en forma visual y rápida la presencia y duración de los NVT, en este caso igual a 4 horas. El programa aplicado está hecho en MATLAB y por medio de éste se pueden leer los sismogramas en formato SAC. El Apéndice A muestra las estaciones y cada componente usada en este estudio.

Para la aplicación del método, en esta región, se tomaron como referencia las estaciones BUCU, PALM, HUIT y CIEN en su componente E-W, ya que los NVT tienen manifestación buena en la dirección horizontal [V. Kostoglodov, 2003; V. Kostoglodov et al., 2010; Obara, 2002; Rogers and Dragert, 2003]. No todas las estaciones respondieron de la misma manera ya que cada estación tiene una respuesta del suelo específica (efecto de sitio), amplificación y efectos electrónicos que pudieron cambiar con el tiempo; sin embargo pudimos identificar los NVT en más de dos estaciones. Este resultado constituye un aporte importante de la red MASE al estudio de tremores en México.

Una vez identificado el inicio y la duración del tremor en las estaciones de referencia- (Fig. 1.3)- se procedió a cortar los sismogramas registrados en las

estaciones con estos mismos valores o valores inferiores, entiéndase inicio y final del evento o sólo una porción de éste, (Fig. 1.4). Se puede observar la dificultad para identificar los tremores debido al bajo valor en la relación señal a ruido, aunque presenta una cierta periodicidad de los pulsos dentro de la forma caótica de la señal [Ide et al., 2007]; se evitó la inclusión de sismos locales, regionales y telesismos. De esta forma pudimos identificar NVT con duración desde 60 segundos hasta horas. Al remover la media y la tendencia, y hacer un filtrado pasabanda de 1-2 Hz, pudimos aumentar la razón señal/ruido tremores. Luego se calcula la envolvente, que permite determinar los pulsos de mayor energía, Fig. 1.5, que supuestamente se propagan con la velocidad de ondas S, ya que el inicio de los tremores (fase P) es difícil de observar. Finalmente aplicamos la correlación cruzada de estas señales, Fig. 1.6; la máxima amplitud de la función de correlación cruzada en cada estación representa el tiempo relativo de llegada de las ondas S.

Con estos tiempos relativos entre cada par de estaciones, entonces aplicamos un algoritmo de localización, que en mi caso fue HYPO2000 [Klein, 2002]. Este algoritmo hace una inversión de mínimos cuadrados para minimizar el error de los tiempos de viaje calculados y observados. Para la localización de los tremores partimos del modelo de corteza 1D en la región de Guerrero [Dominguez et al., 2006; Pardo and Suárez, 1995; Suarez et al., 1990].

La duración de los NVT, en la zona de subducción de México, varió desde algunos minutos hasta varias horas [Husker et al., 2010a; V. Kostoglodov et al., 2008; Payero et al., 2008a], estos tiempos y la periodicidad son semejantes a los encontrados en Japón [Obara, 2002], Cascadia [Kao and Shan, 2004; W McCausland et al., 2005; Rogers and Dragert, 2003] y en California [Nadeau and Dolenc, 2005; Shelly et al., 2009]. Era de suma importancia distinguir los NVT de los sismos locales y regionales, ya que de lo contrario habría la posibilidad de perder algunos tremores disparados o inducidos por esos sismos [Obara, 2002; Rubinstein et al., 2009; Segall et al., 2006]. Este efecto lo

podimos observar en los tremores inducidos en Guerrero, México, durante el gran terremoto de Chile (2010) y que fueron registrados por la red de Mini-Arreglos del proyecto G-GAP.

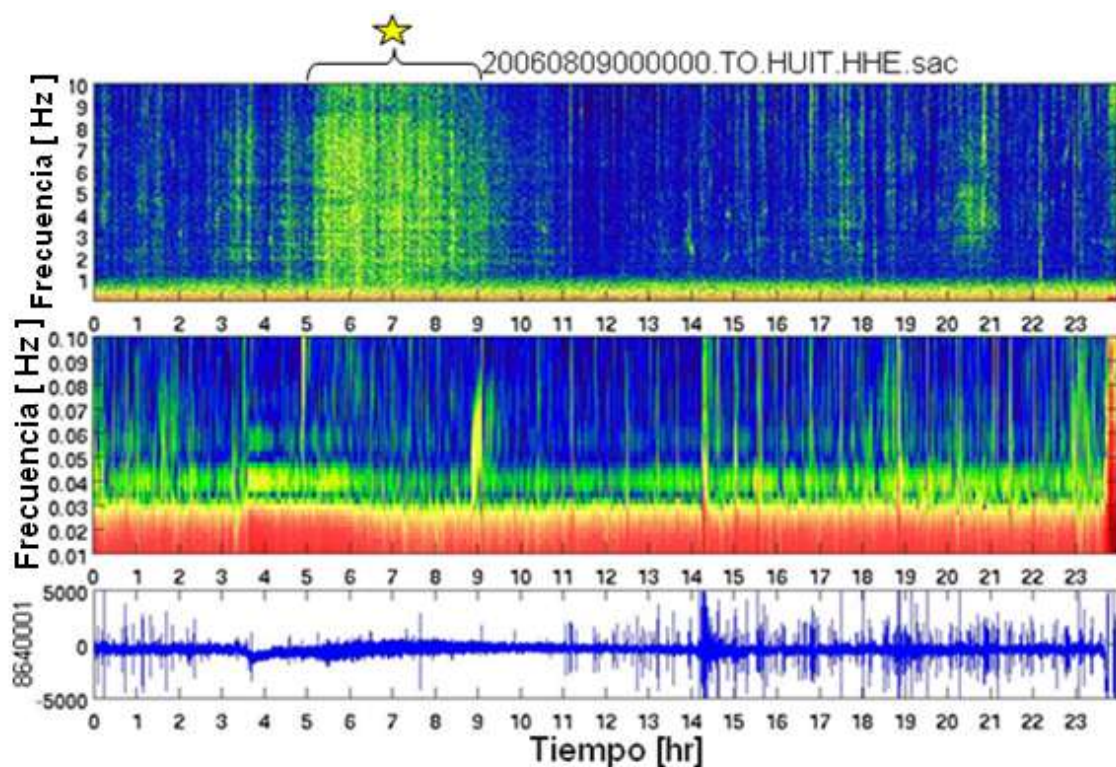


Figura 1.3.- Espectrograma del registro de HUIT (Componente EW, 24 hrs) del día 2006/08/09, la estrella amarilla resalta el tiempo de la actividad de NVT a partir de las 05:10 y hasta las 09:10, en el rango de frecuencia 1-10 Hz. Los colores verde y amarillo indican la energía alta, en cambio el azul hacia negro indica baja energía. El registro original se presenta en la parte inferior de la figura.

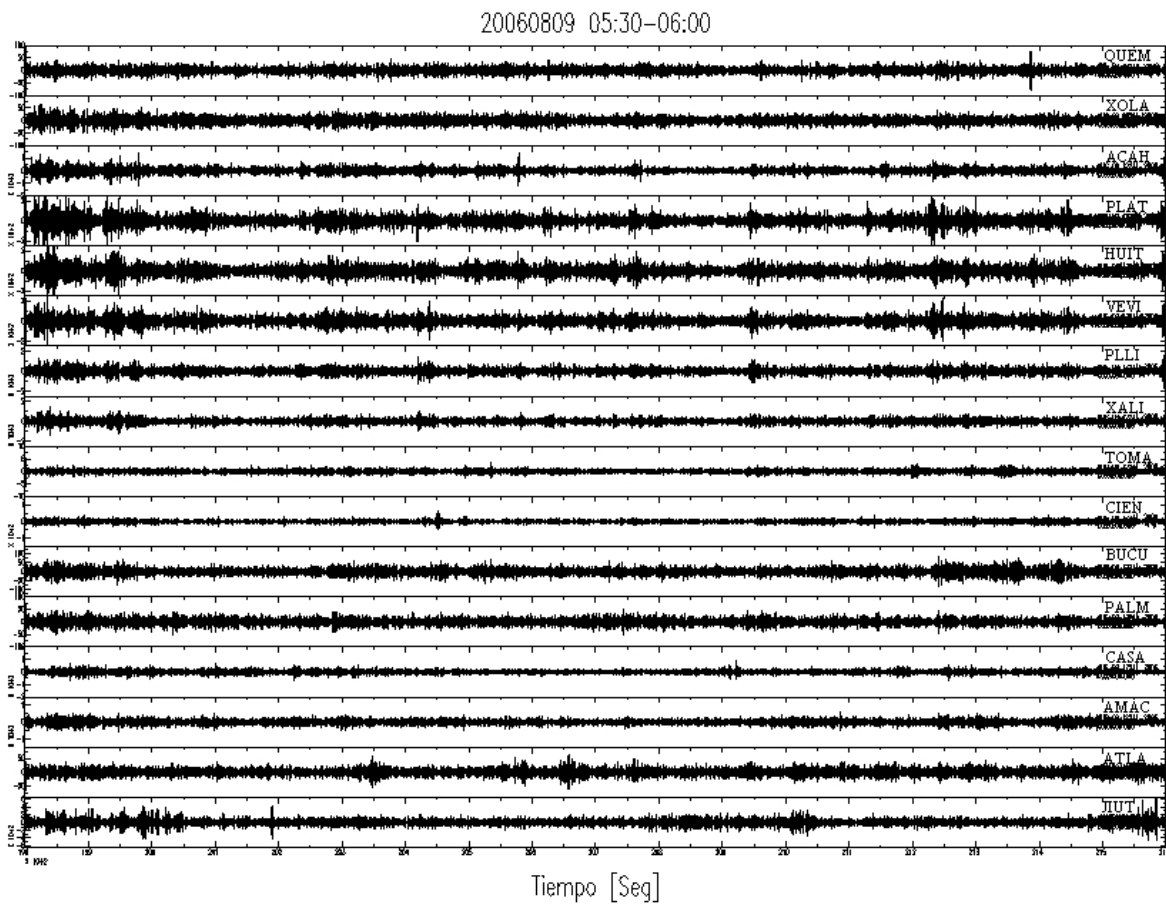


Figura 1.4.- Sismogramas del temblor 2006/08/09 en diferentes estaciones, cortados media hora; ya están filtrados 1-2 Hz y removidas la media y la tendencia en cada uno. Se nota la imposibilidad en determinar la fase P en los pequeños pulsos del NVT, ya que la relación señal a ruido es muy baja. Dentro de lo caótico de la señal podemos apreciar cierta periodicidad en los pulsos correspondientes a los temblores.

20060809 05:30-06:00

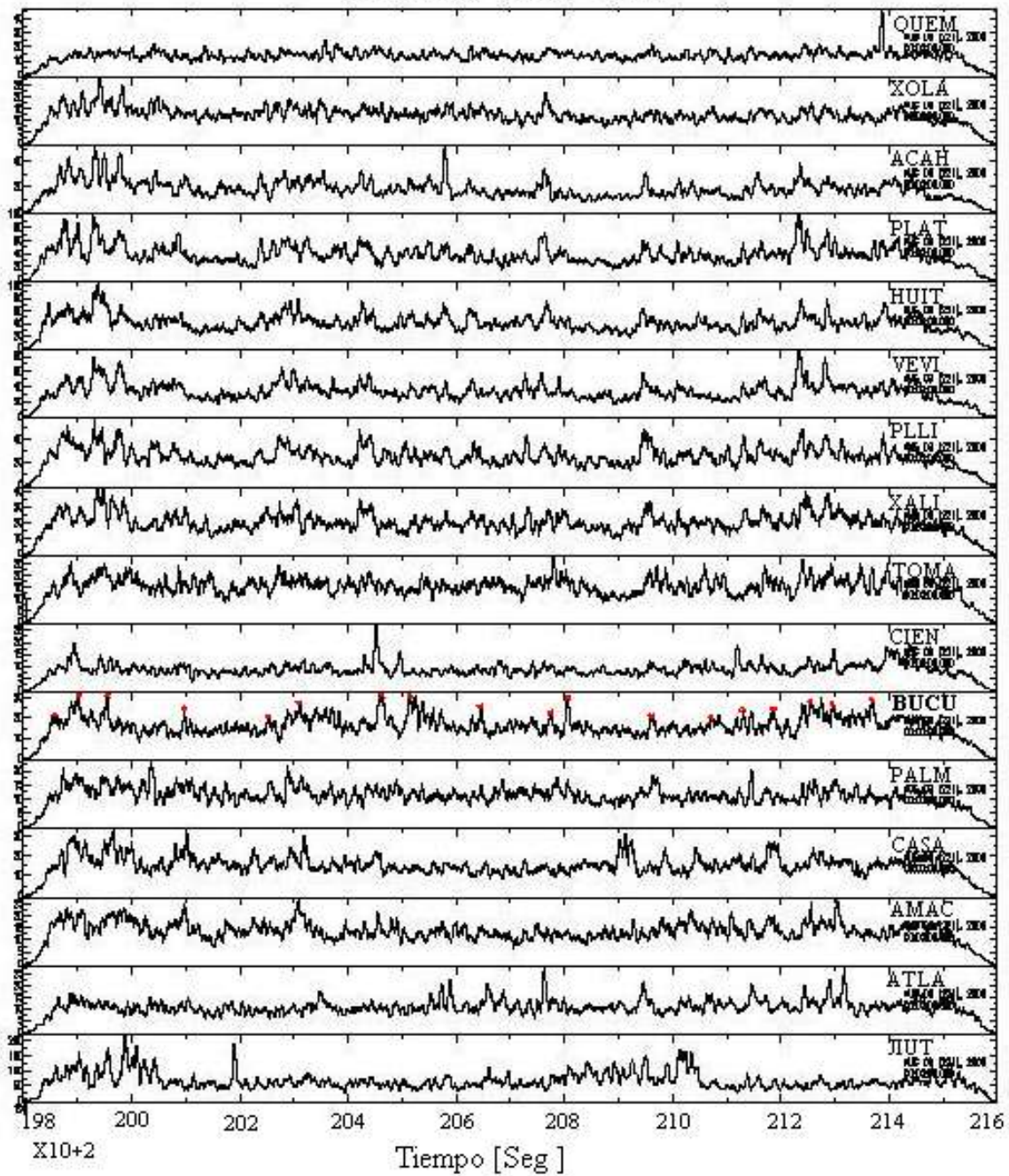


Figura 1.5.- Envolvente para los sismogramas de la figura anterior. Se indican los pulsos (puntos rojos) para 18 posiciones; también, se puede ver una cierta periodicidad en los tremores. Los puntos rojos están colocados sobre la señal de la estación BUCU.

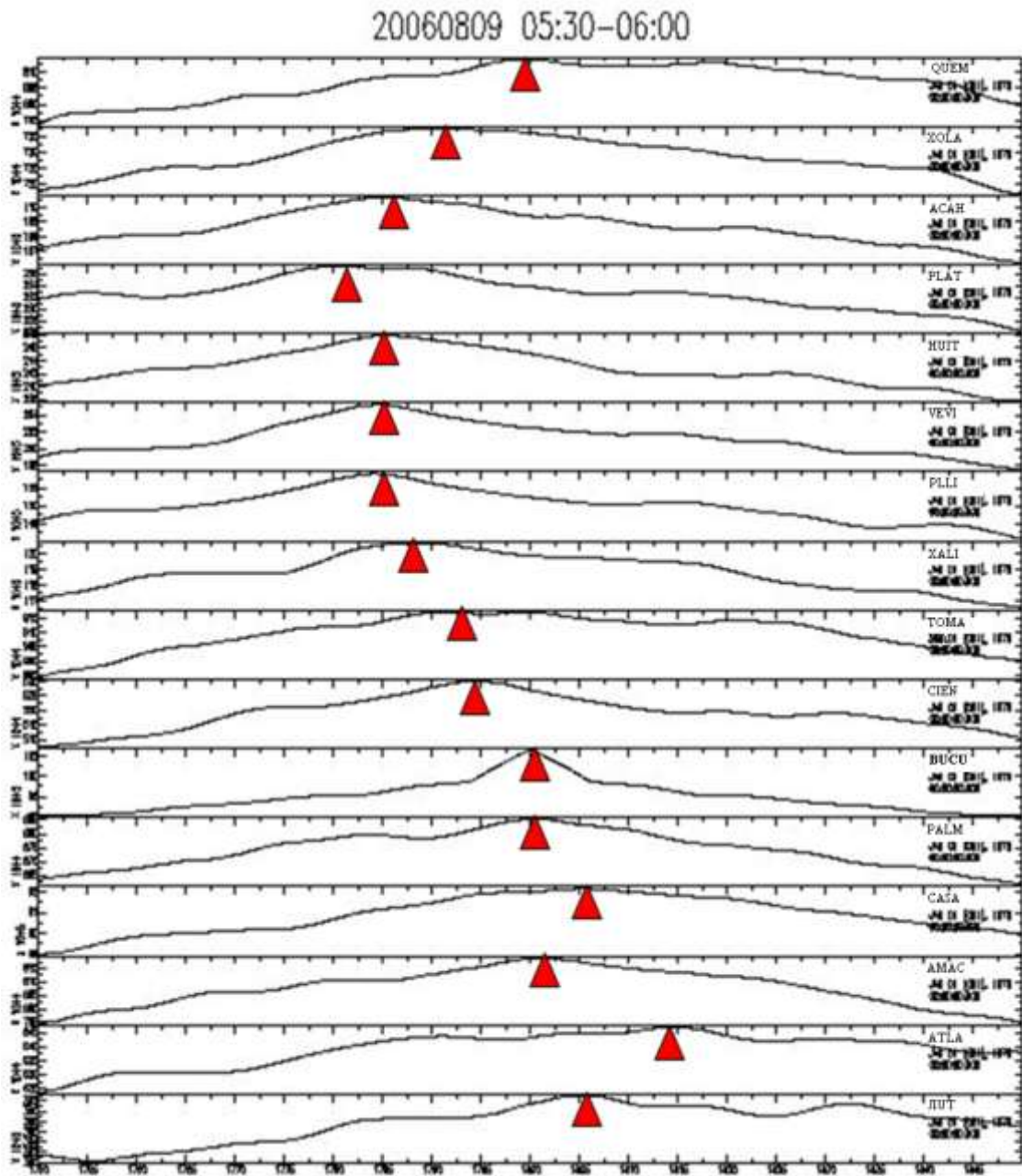


Figura 1.6.- Correlación cruzada de las envolventes, para estaciones que registraron el tremor 2006/08/09. Los tiempos de estos máximos, de las amplitudes, de las funciones de correlación cruzada son considerados como llegadas relativas de las ondas S [Obara, 2002]. En este caso las llegadas se inician en la estación PLAT, mientras las últimas 3 estaciones tienen una incertidumbre alta.

1.5.2 Método de la Correlación Cruzada de la Envolvente.

Los sismogramas de las diferentes estaciones que registraron el NVT, cortados para ese tiempo de duración, fueron procesados de la forma siguiente: a) Se les remueve la media y la tendencia; b) se filtra mediante pasabanda 1-2 Hz para anular el efecto de ruido ambiental de las estaciones MASE; c) Se calcula la envolvente, mediante la transformada de Hilbert que consiste en una inversión de la polaridad (multiplicando por -1) y con lo cual la forma del pulso no cambia, y se aplica un suavizamiento (smoothing).

$$E(t) = [u^2(t) + \tilde{u}^2(t)]^{1/2} \dots\dots\dots(1.3)$$

Siendo E la envolvente (o función analítica), \tilde{u} representa la transformada de Hilbert, de la función (u), que es una estimación local de la amplitud que no es sensible a los valores ceros en el sismograma.

d) se aplica la correlación cruzada, dada por las ecuaciones 1.4 y 1.5 que nos permite observar la diferencia en los tiempos de llegada de las ondas S a cada estación considerada, en nuestro caso utilizamos la estación BUCU como “patrón” o en su defecto PALM o CIEN que estaban muy cercanas. En la Fig. 1.6, se presentan los resultados de la primera media hora (05:30-06:00) del evento ocurrido el 9 de agosto del 2006, donde se puede observar que la primera estación de llegada fue PLAT. Todo el procesamiento de los datos fue en formato SAC, lo que permitió utilizar con facilidad el programa (software) “Seismic Analysis Code-sac” implementado por la Universidad de California. La correlación cruzada es un método rápido para determinar qué tanto se parecen dos o más señales, y encontrar la diferencia de tiempo para una misma fase. Se la utiliza con frecuencia para encontrar características en una señal comparándola con otra, que se considera como patrón “o master”.

La correlación cruzada de las señales $x(t)$ y $y(t)$ es la secuencia $r_{xy}(t)$ definida por

$$r_{xy}(k) = \sum_{-\infty}^{\infty} x(n)y(n-k) \dots\dots\dots(1.4)$$

$$r_{xy}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} x(\tau)y(\tau-t)d\tau \dots\dots\dots(1.5)$$

En síntesis, la correlación es una función de la separación en tiempo relativo entre dos señales.

1.5.3- Método Automático.

Este método automático [Husker et al., 2010a] es un algoritmo, que consiste en diferentes etapas. 1.- Filtrar la señal (sismograma) con un pasabanda entre 1-2 Hz, con lo cual se disminuye significamente el ruido ambiental para las estaciones de MASE. 2.- Remover el efecto de sitio, éste se determina comparando la coda de sismos regionales en las estaciones, asumiendo que las codas de las ondas son dispersivas [Aki and Chouet, 1975], sobre todo en el caso de México (región de Guerrero), con una topografía muy accidentada, se tuvieron valores muy incrementados para estaciones situadas por encima de los 700 mts, sin embargo para la componente Z no muestra incremento alguno por la altitud. 3.- Se remueven los efectos de las tormentas y ruido local, que tienen un largo período, quitando la tendencia y el valor mediano. 4.- Se aplica el filtro mediano (con la ventana de 10 min.) que elimina prácticamente todas señales de los sismos locales y el ruido (glitches) electrónico. 5.- Se toma un valor empírico para el umbral de la amplitud de NVT (más alto que el nivel del ruido) y se aplica a los sismogramas diarios (24 hrs), con lo cual se identifica el tiempo de inicio y duración del NVT. La Fig. 1.7, ilustra este procedimiento.

La aplicación de este método aumentó ligeramente la cantidad de NVT detectados [*Husker et al.*, 2010a] para algunas temporadas como fue el mes de mayo del 2006; sin embargo hay bastante coincidencia con los resultados del método visual de análisis de los espectrogramas, aunque sí disminuye grandemente el tiempo de análisis diario, ahorrando un esfuerzo humano. En la Fig. 1.8, podemos ver una comparación de ambos métodos. Dos factores pudieran estar incidiendo en esta discrepancia: 1- El umbral que se elija para considerar el pulso como un tremor; 2- La dificultad visual para detectar los tremores que tienen duración pequeña, del orden de 1-5 minutos.

Trabajos realizados recientemente muestran que el resultado visual fue más efectivo que el automático.

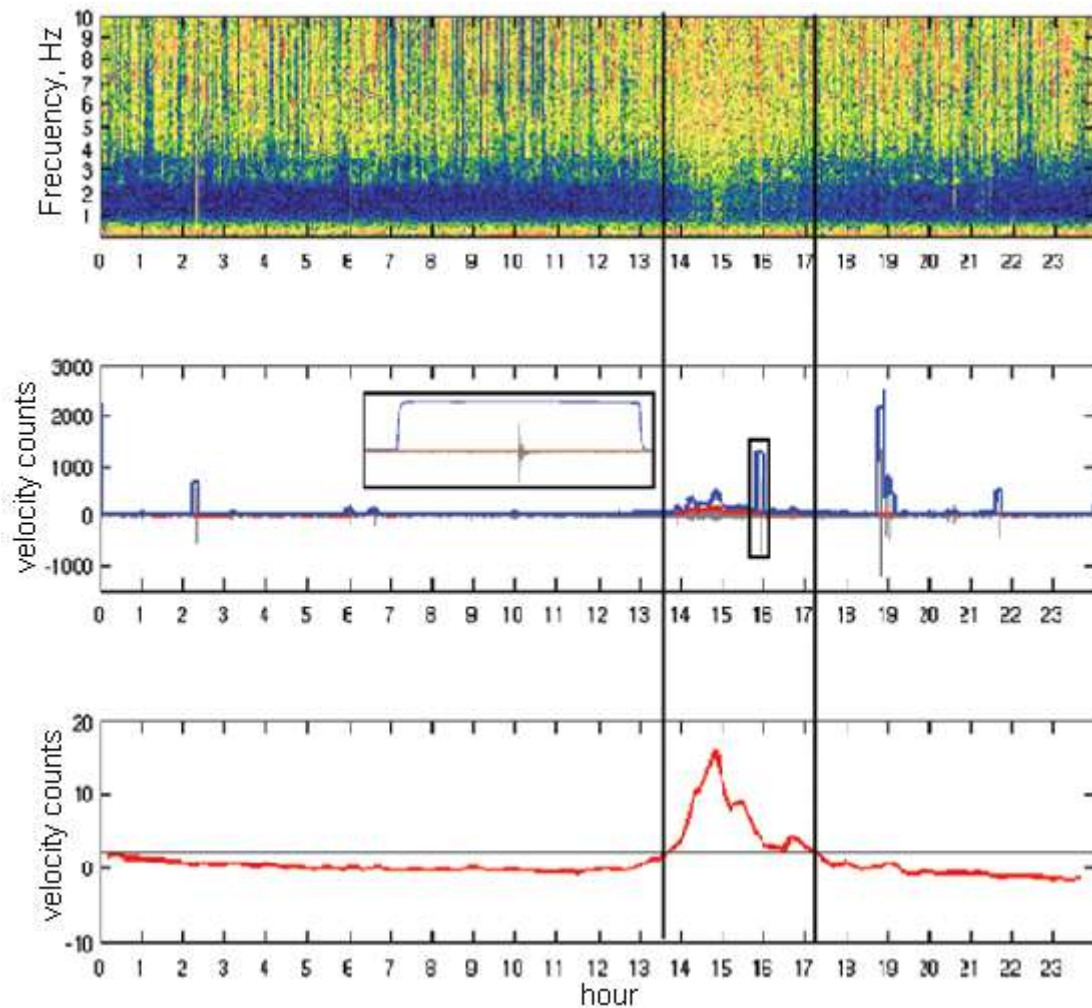


Figura 1.7.- Implementación del método automático aplicado al sismograma del 20050114 el cual contiene mucho ruido en altas frecuencias. (Arriba) espectrograma del registro 24 hrs, con bajo ruido en la señal dentro del rango 1-2 Hz; (medio) sismograma filtrado y corregida la mediana para eliminar los sismos y mantener la energía de los tremores; (abajo) señal final que se obtiene sumando normalizadas todas las estaciones, donde aparece el tremor, con un máximo para el tiempo cercano 15 hr. La línea negra horizontal es el umbral para la detección de NVT. Las líneas verticales (en negro) indican el intervalo del tremor (13:45-17:15 aproximadamente) [Husker et al., 2010a].

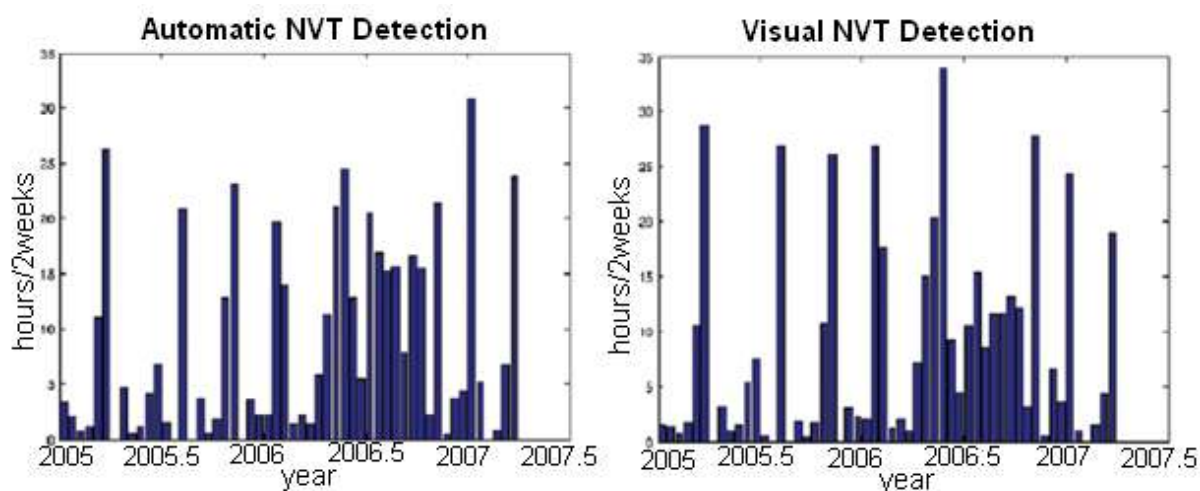


Figura 1.8.- Comparación de los resultados de la detección de tremores para (a) método automático; (b) método visual. El tiempo de NVT, eje vertical, se presenta en horas por 2 semanas (hrs/quincena) para ambos métodos [Husker et al., 2010a]; en la horizontal se expresa fecha (año) en que fue medido el tremor. La principal diferencia aparece para el mes de mayo del 2006.

1.5.4- Método de Energía.

El método de determinación de los NVT mediante la energía, mencionado anteriormente, ayudó en la localización del tremor y sobre todo la ocurrencia de ráfagas, de éstos, por lo que será ampliamente analizado en el capítulo 3.

1.6- LOCALIZACIÓN CON HYPO2000.

Una vez obtenidos los tiempos relativos de llegada en cada estación considerada, hicimos la conversión del archivo de fases, considerado como onda S, al formato de HYPO2000 [Klein, 2002]. El algoritmo HYPO2000 está basado en el método de mínimos cuadrados para los tiempos de viaje. Se utilizó un modelo de corteza para la región de Guerrero 1D (Tabla 1), propuesto por varios autores, para esta zona [Dominguez et al., 2006; Pardo and Suárez, 1995], consideré una relación de velocidad V_p/V_s igual a 1.75 muy semejante a la aplicada en Japón [Obara, 2002] e inferior a la propuesta en la falla San Andrés de 1.78 [Shelly, 2010]; esto así porque se considera que las ondas de los tremores se propagan con la velocidad ligeramente por debajo de las ondas S o igual [H.

Dragert et al., 2004]. Además el análisis del movimiento de partícula para el temblor en Guerrero muestra claramente el dominio de las componentes horizontales en las estaciones cercanas al epicentro de NVT [*Payero et al., 2008*].

Para la localización de los temblores fue sumamente difícil identificar las fases P, por lo cual los tiempos de máxima amplitud, obtenidos en la correlación cruzada de las envolventes fueron asignados a la onda S, donde existe mayor contenido de energía. Los resultados finales a la salida de HYPO2000 fueron bastante razonables y se consideraron todos aquellos que tuvieran un error residual por debajo de los 30 km (errores horizontales o verticales) [*Peterson and Christensen, 2009*] y un RMS inferior a 1.5, cabe mencionar que la geometría de la red MASE, al ser lineal, no presentaba una adecuada distribución para la localización efectiva de los temblores alejados del perfil, Fig.1.9. El apéndice B muestra los eventos con $RMS < 1.5$ del catálogo.

TABLA 1

Modelo de corteza 1D para Guerrero, utilizado en este estudio (Dominguez, et al. 2006).

Espesor (km)	Vp (km/seg)*
0.0	4.80
10.1	5.85
18.4	7.00
23.4	7.30
34.0	7.85
40.0	8.05
50.0	8.10

* Vp es la velocidad de la onda P.

Fueron procesados 250 eventos, de los cuales 101 tenían rms por debajo de 1.5 y su error horizontal o vertical era inferior a los 30 km; los mayores errores fueron en la determinación de la profundidad de los NVT; un total de 85 eventos presentaron errores horizontales menores de 10 km; mientras que en el caso de los errores verticales sólo 50 tuvieron debajo de diez kilómetros.

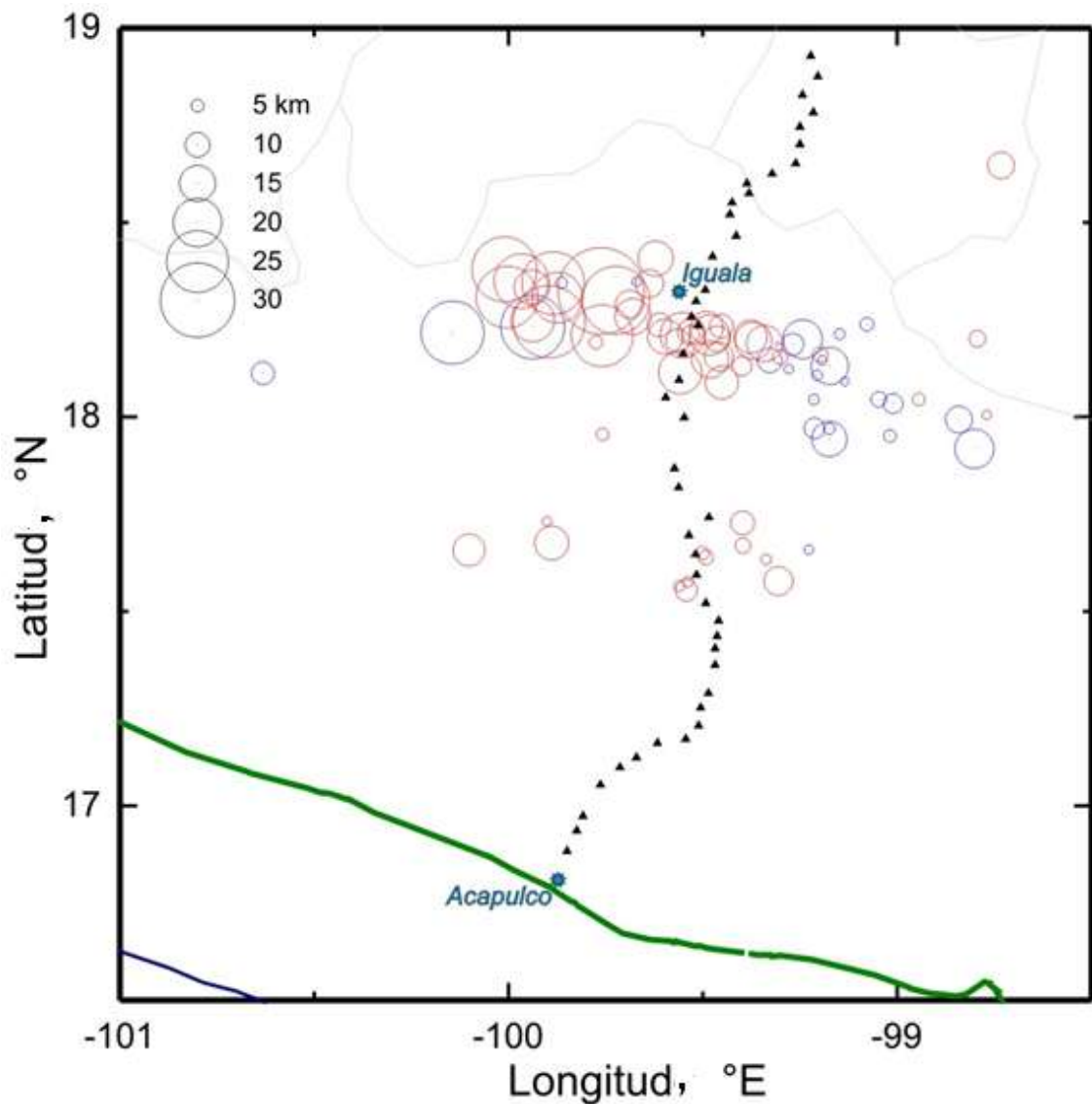


Figura 1.9.- Distribución epicentral de los NVT. Las circunferencias representan los errores horizontales, el color azul indica errores de profundidad inferiores a 30 km, mientras los rojos tuvieron errores verticales superiores a 30 km. Los triángulos en color negro indican las estaciones sísmicas de MASE. Se presentan las ciudades de Acapulco e Iguala como referencia.

1.7- DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LOS NVT.

La determinación de los tremores en la zona de Guerrero permitió crear un catálogo diario de duración, dicha duración se medía en horas ó minutos de actividad de los NVT cada día, esta medida resultaba pequeña por lo cual preferimos considerar el tiempo de actividad por quincena (o dos semanas). Comparando los tremores encontrados por ambos métodos, Fig. 1.8, el automático presenta una mayor cantidad de tremores, que los obtenidos mediante el método visual [Husker *et al.*, 2010a]. En ambos resultados sobresale el incremento de NVT a partir de marzo hasta noviembre 2006, donde el número de eventos (hora / 2semanas) alcanzaba las 15hr, lo que puede estar relacionado con el período de ocurrencia del SSE del 2006.

1.8- DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS NVT.

La mayoría de los eventos NVT se localizan en dos zonas del Estado de Guerrero, Fig. 1.9; la primera, zona 1, con una mayoría de tremores, fue ubicada muy próxima a la ciudad de Iguala abarcando la franja más extensa de latitud 18-18.4 N y de longitud 98.8 – 100.1 W, es decir unos 44 km x 144 km lo que representa una área aproximada de 6336 km²; la segunda, zona 2, se encuentra más al sur de Iguala en lo que es parte Norte de la Sierra Madre del Sur, el número de tremores es pequeño y su distribución es dispersa, por lo cual es difícil hablar de un área efectiva, de todas formas podemos estimar en unos 400 km² la zona de estos eventos. Cabe mencionar que los eventos de tremor analizados son de la duración más notable, pero no representan el catálogo completo de NVT. Por esta razón la distribución tiempo-espacio de NVT es muy aproximada.

La profundidad para los eventos con buena localización tuvo una distribución entre 15-55 km, Fig. 1.10, semejante a localizaciones en otras regiones [Ito *et al.*, 2007; W McCausland *et al.*, 2005; Obara and Hirose, 2006; Rogers and Dragert, 2003; Royle *et al.*, 2006] y para eventos con mayores errores fueron más superficiales llegando a estar entre 5-17 km. Otro estudio

reciente, en la zona de Oaxaca, determina profundidades semejantes [Brudzinski et al., 2007; M Brudzinski et al., 2010]. Los tremores de la zona 1, descritos más arriba, se encuentran a una distancia de alrededor de 220 km de la trinchera y se localizan encima del Moho, algunas excepciones que se encuentran dentro de la placa subducida, la ubicación del Moho está propuesta a unos 35-40 km [Clayton et al., 2007]; los eventos de la zona 2, se encuentran a unos 160 km de la trinchera y de igual manera se encuentran predominando los tremores encima de la interfase, ubicada a unos 35 km de profundidad para ese punto.

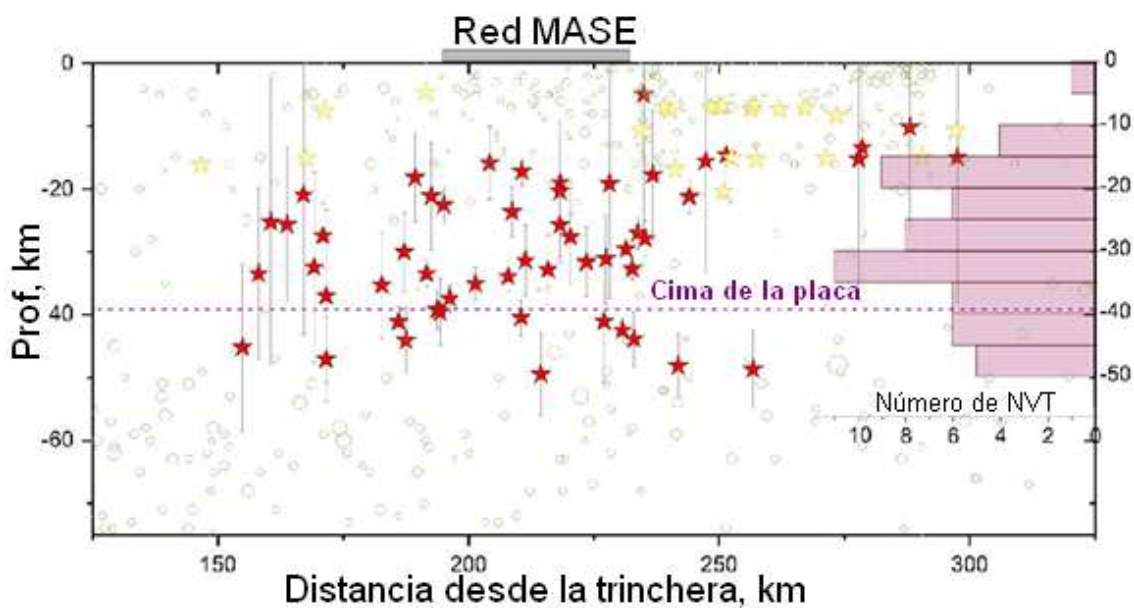


Figura 1.10.- Proyección vertical de los hipocentros a lo largo de la trinchera mesoamericana-MT. Las estrellas rojas presentaron los errores menores (en profundidad), mientras las estrellas amarillas tuvieron mayor incertidumbre. A la derecha, las barras horizontales indican la distribución NVT, observándose un valor entre 10-50 km de profundidad.

La determinación de los hipocentros (cambios en área horizontal y profundidad) parecen sugerir una migración de los NVT en Guerrero, lo mismo que en Shikoku, Cascadia y California [H. Dragert et al., 2004; Nadeau and Guilhem, 2009; Obara and Hirose, 2006; Shelly, 2010]; Para estudiar la migración en esta zona consideré los eventos ocurridos durante el mes de agosto 2006 (días 1, 7, 9,10, 11, 13, 15, 18, 19, 20 y 21), cuyos errores de localización

fueron pequeños, obteniendo un valor de 19.8 km/día, este valor es superior a lo reportado en otros lugares; sin embargo esta velocidad de migración sigue teniendo los inconvenientes geométricos de la red MASE, mencionados anteriormente y además son pocos. Esta asociación, espacio-temporal sugiere, que el proceso no está ligado a la generación de sismos. Futuros trabajos con más estaciones y mejor distribución superficial permitirá completar o responder esta inquietud.

1.9- EVENTOS ASISMICOS LENTOS o SISMOS SILENTES (Slow Slip Events-SSE) EN GUERRERO.

Las mediciones geodésicas, con la red de GPS permanentes, a lo largo de la costa Pacífico de México revela la ocurrencia de un gran “Sismo Silente” en el año 2001 [V. Kostoglodov *et al.*, 2003], éste se produjo a lo largo de la interfase del segmento de las placas Cocos-Norteamérica, identificada como la brecha sísmica de Guerrero. El evento empezó en octubre y terminó 6 meses después, tuvo una magnitud de momento equivalente $M_w \sim 7.5$, la Fig.1.11 muestra los registros (N-S) diarios de siete estaciones GPS permanentes; el evento es claramente visible de octubre 2001 a mayo de 2002, las líneas verticales punteadas indican las diferentes fases del SSE; además un pequeño evento SSE aparece en la estación CAYA en el 1998 [Lowry *et al.*, 2001]. Las posiciones son relativas a la estación McDonald, Texas (MDO) en la placa Norteamericana.

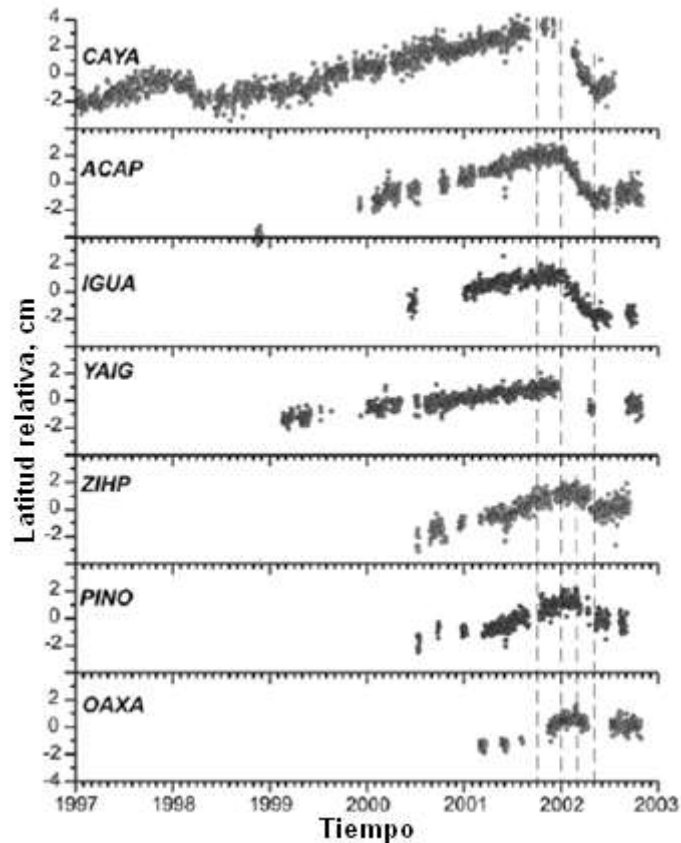


Figura 1.11.- Serie de tiempo, para la componente norte (latitud), en siete estaciones de GPS permanentes en Guerrero. Las líneas negras verticales (discontínuas) muestran el evento (SSE) entre octubre 2001 y mayo 2002 [V. Kostoglodov *et al.*, 2003], además un pequeño evento lento aparece en CAYA en 1998 [Lowry *et al.*, 2001]; Las posiciones son relativas a la estación McDonald, Texas (MDO) que es muy estable sobre la placa NA.

Con la ampliación de la red de GPS con nuevas estaciones a lo largo de la costa de Guerrero y perpendicular a ésta, se ha avanzado en la interpretación de datos más precisos, lo que ha permitido un mejor entendimiento de los SSE en esta región. También, la permanencia y buen funcionamiento de los equipos ha ayudado a observar y estudiar SSE importantes como el ocurrido en el 2006 [Larson *et al.*, 2007b]. Los eventos SSE ocurren en la interfase, de la zona de transición, sin una clara relación a la aparición de sismos grandes, y exhibe una larga variación en duración, magnitud y recurrencia posterior, esto ha sido documentado en Cascadia, noroeste de Canadá [Herb Dragert *et al.*, 2001; H. Dragert *et al.*, 2004].

1.10- RELACIÓN NVT y SSE.

Los NVT ocurren con más intensidad durante los periodos de SSE. SSE se observa en la zona parcialmente acoplada de la interfase de placas Cocos y Norteamérica mientras la mayoría de NVT se detecta en la zona supuestamente asísmica o muy poco acoplada. La distribución NVT-SSE es similar en la porción de la zona de subducción de Nankai, suroeste de Japón [Ito *et al.*, 2007; Obara and Hirose, 2006; Obara *et al.*, 2004]. Esta relación ha sido identificada también en Cascadia, California, y otras regiones [Obara and Hirose, 2006; Rubinstein *et al.*, 2010; Schwartz and Rokosky, 2007]. Esta coincidencia ha sido encontrada para los Sismos de baja frecuencia (low frequency earthquake-LFE) y los NVT en Japón y California [Nadeau and Guilhem, 2009].

En México han sido bien identificados por lo menos tres eventos SSE importantes en 2001-2002, 2006 y 2009-2010. Los que han sido intensamente estudiados hasta hoy son de 2001-2002, 2006, (Fig. 1.12), [V. Kostoglodov *et al.*, 2003; Larson *et al.*, 2007b]. La Fig. 1.12 muestra la actividad de NVT (en horas/día) obtenida visualmente, a través de los espectrogramas, en estaciones del SSN, 2001- 2005, barras color verde y de MASE 2005-2007, barras color rojo. Para ese mismo período se presenta el desplazamiento (en centímetro) registrado en la estación de GPS ACAP. Con la ocurrencia de los eventos SSE se ha notado un incremento en la actividad de los tremores no-volcánicos, esto se hace más evidente en el evento del 2006, donde se tuvo un mejor catálogo por la calidad y permanencia de las estaciones MASE; en cambio para el SSE del 2001-2002 hubo una brecha significativa en los datos del SSN desde mayo a agosto 2002. La estación de GPS en Acapulco –ACAP, indica el movimiento inverso para el caso de los dos eventos mencionados. La relación ha sido identificada en otras regiones [Obara and Hirose, 2006; Schwartz and Rokosky, 2007], también, esta coincidencia ha sido encontrada para los Sismos de baja frecuencia (low frequency earthquake-LFE) en Japón y California; sin embargo en el caso de la

zona de Guerrero, México, los dos fenómenos fueron separados espacialmente y no sincronizado completamente en el tiempo.

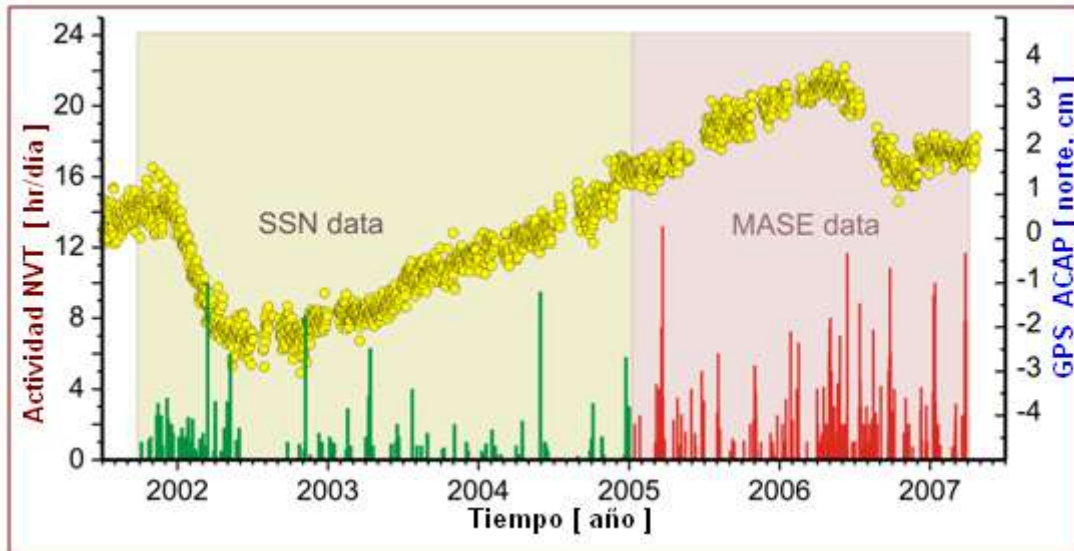


Figura 1.12.- La actividad NVT (horas de temblores por día) en Guerrero, en la escala izquierda, determinados por el método visual en los espectrogramas filtrados 1-8 Hz, para estaciones PLIG y CAIG durante 2001-2005 barras color verde, y para estaciones MASE del 2005-2007 barras color rojo. Los círculos amarillos representan la variación diaria del componente N-S GPS en la estación ACAP [Payero *et al.*, 2008].

1.11-CONCLUSIÓN.

Estudiamos los sismogramas en más de 30 estaciones del proyecto MASE y otras 5 del SSN durante dos años y tres meses, a fin de determinar los tremores no-volcánicos en México. Logramos por primera vez descubrir e identificar los NVT ocurridos entre 2005-2007 (marzo) y pudimos localizar 250 tremores mediante el método de correlación cruzada, creando una lista de NVT en Guerrero para este periodo. Un poco más de la cuarta parte de ellos fueron de resultados confiables, pero el resto presentó errores de profundidad o en superficie mayores de 10 km.

Se observa un incremento de la actividad de NVT durante la ocurrencia del SSE del 2006, lo cual parece indicar una fuerte relación temporal entre SSE y NVT en la zona de subducción de Guerrero, México, lo mismo que en el evento 2002; igual a lo reportado para las regiones sureste de Japón y Cascadia. No está bien clara la coincidencia espacial para ambos. Futuros trabajos de investigaciones podrán explicar estas dificultades [V. Kostoglodov *et al.*, 2010a].

Los NVT estuvieron concentrados en dos áreas, la mayor cantidad estuvo localizada en la zona de Iguala, a unos 220 km de la trinchera y el segundo grupo más al sur de esta zona y a unos 150 km de la trinchera. La distribución espacio-temporal parece indicar una migración de la fuente, dirigida hacia el sur desde el cúmulo mayor de eventos, estos resultados podrán ser mejorados cuando se tenga una mejor geometría de la red sísmica.

De acuerdo a modelos magnetotelúricos y geotérmicos, [Jödicke *et al.*, 2006; Manea *et al.*, 2004a], importante infiltración de fluido en la corteza continental mexicana debe ocurrir a esa distancia, originada por la deshidratación en la transición metamórfica dentro de la corteza subducida.

El monitoreo y estudio permanente de los NVT en tiempo real se propone como una posible herramienta en la predicción de SSE y grandes sismos.

Complementado por otros estudios y la ampliación de redes GPS [*Singh et al.*, 2008] y de Mini-Arreglos (Proyecto G-GAP actual) permitirán un mejor conocimiento del origen de NVT.

CAPÍTULO II

“TREMORES NO-VOLCÁNICOS OBSERVADOS EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN DE MÉXICO”

**(Artículo publicado en la revista: Geophysical Research Letters, Vol.
35, L07305, doi:10.1029/2007GL032877, 2008)**

Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone

Juan S. Payero,^{1,2} Vladimir Kostoglodov,³ Nikolai Shapiro,⁴ Takeshi Mikumo,³
Arturo Iglesias,³ Xyoli Pérez-Campos,³ and Robert W. Clayton⁵

Received 4 December 2007; revised 17 February 2008; accepted 28 February 2008; published 4 April 2008.

[1] Nonvolcanic tremor (NVT) activity is revealed as episodes of higher spectral amplitude at 1–8 Hz in daily spectrograms from the continuous seismological records in Guerrero, Mexico. The analyzed data cover a period of 2001–2007 when in 2001–2002 a large slow slip event (SSE) had occurred in the Guerrero-Oaxaca region, and then a new large SSE occurred in 2006. The tremor burst is dominated by S-waves. More than 100 strong NVT bursts were recorded in the narrow band of $\sim 40 \sim 150$ km² to the south of Iguala City and parallel to the coastline. Depths of NVT hypocenters are mostly scattered in the continental crust between 5 and 40 km depth. Tremor activity is higher during the 2001–2002 and 2006 SSE compared with that for the “quiet” period of 2003–2005. While resistivity pattern in Guerrero does not correlate directly with the NVT distribution, gravity and magnetic anomaly modeling favors a hypothesis that the NVT is apparently related to the dehydration and serpentinization processes.

Citation: Payero, J. S., V. Kostoglodov, N. Shapiro, T. Mikumo, A. Iglesias, X. Pérez-Campos, and R. W. Clayton (2008), Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L07305, doi:10.1029/2007GL032877.

1. Introduction

[2] Nonvolcanic tremor (NVT) or low frequency (~ 1 –10 Hz) tremor activity was observed recently on some subduction zone thrust faults: Japan [Obara, 2002; Katsumata and Kamaya, 2003], Cascadia [Rogers and Dragert, 2003], Alaska/Aleutian [Peterson et al., 2007], Costa Rica [Brown et al., 2005]. There are a number of studies which associate NVT and aseismic slow slip events (SSE) as a manifestation of the same process on the transition zone between the seismogenic coupled and deep free-slipping segments of the subduction interface [Rogers and Dragert, 2003; Obara et al., 2004; Obara and Hirose, 2006].

[3] A straightforward technique to locate NVT uses cross-correlation functions of the waveform envelopes obtained from the continuous seismic records [Obara, 2002]. Unfortunately this method is not sufficiently accurate for sparse seismic networks [Kao et al., 2007], particularly for the tremor source depth. A challenge to improve the accuracy of tremor localization [Kao et al., 2006];

³Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico.

⁴Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France.

⁵Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California, USA.

Copyright 2008 by the American Geophysical Union.
0094-8276/08/2007GL032877\$05.00

Shelly et al., 2006] and to uncover NVT origin resulted in a detection of low-frequency earthquakes (LFE) and verylow-frequency (VLF) earthquakes [Ito et al., 2007] occurring on the plate interface, respectively downdip and updip from the seismogenic zone. The sources of VLF earthquakes and especially of LFEs were determined in the Nankai subduction zone, southwest Japan with a high spatial and temporal resolution, which revealed that the VLF earthquakes and LFEs coincide with the episodes of deep low-frequency tremors and slow slip events. Furthermore, Shelly et al. [2007] found that NVT in Shikoku, Japan could be just a swarm of LFEs or the effect of a series of small shear slip events on the plate interface.

[4] Discovery of NVT in other fault systems in different geodynamic environments, including the San Andreas Fault [Nadeau and Dolenc, 2005], may help researchers to understand its source and its relationship to the SSEs and the seismic cycle. A search for NVT in the Central Mexico subduction zone is particularly interesting in this sense because of frequently occurring large SSEs [Larson et al., 2007] and the unusually wide, subhorizontal transitional plate interface. Furthermore, an absence of large subduction thrust earthquakes in the Guerrero gap (Figure 1) for the last hundred years suggests that this gap may rupture in a Mw₈ seismic event. Thus a verification of the hypothesis that one of the SSE-NVT episodes could trigger a large subduction thrust earthquake [Rogers and Dragert, 2003] is crucial for Mexico.

[5] In addition to a fairly good continuous GPS records along the Guerrero transect, this subduction zone segment was explored extensively with the dense MASE profile of broad band seismic stations in 2005–2007 [Clayton et al., 2007] (Figure 1). A previous magnetotelluric study along the same profile [Jödicke et al., 2006] may provide some constraints on the fluid dehydration from the subducting plate which is thought to be a source process for the NVT [e.g., McCausland et al., 2005].

2. Data and NVT Processing

[6] First evidence of NVT in Guerrero, Mexico has come out from an analysis of continuous (20 Hz sampling) broadband records of the Servicio Sismológico Nacional

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2007GL032877.

¹Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico.

²Instituto Sismológico Universitario, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Santo Domingo, Santo Domingo, Dominican Republic.

(SSN) since 2001. Daily spectrograms from PLIG and CAIG stations (Figure 1) sometimes show clear synchronous episodes of higher spectral amplitude in a range of 1–8 Hz lasting from several minutes up to several hours (Figure S1).¹ Band-passed (1–8 Hz) signals corresponding

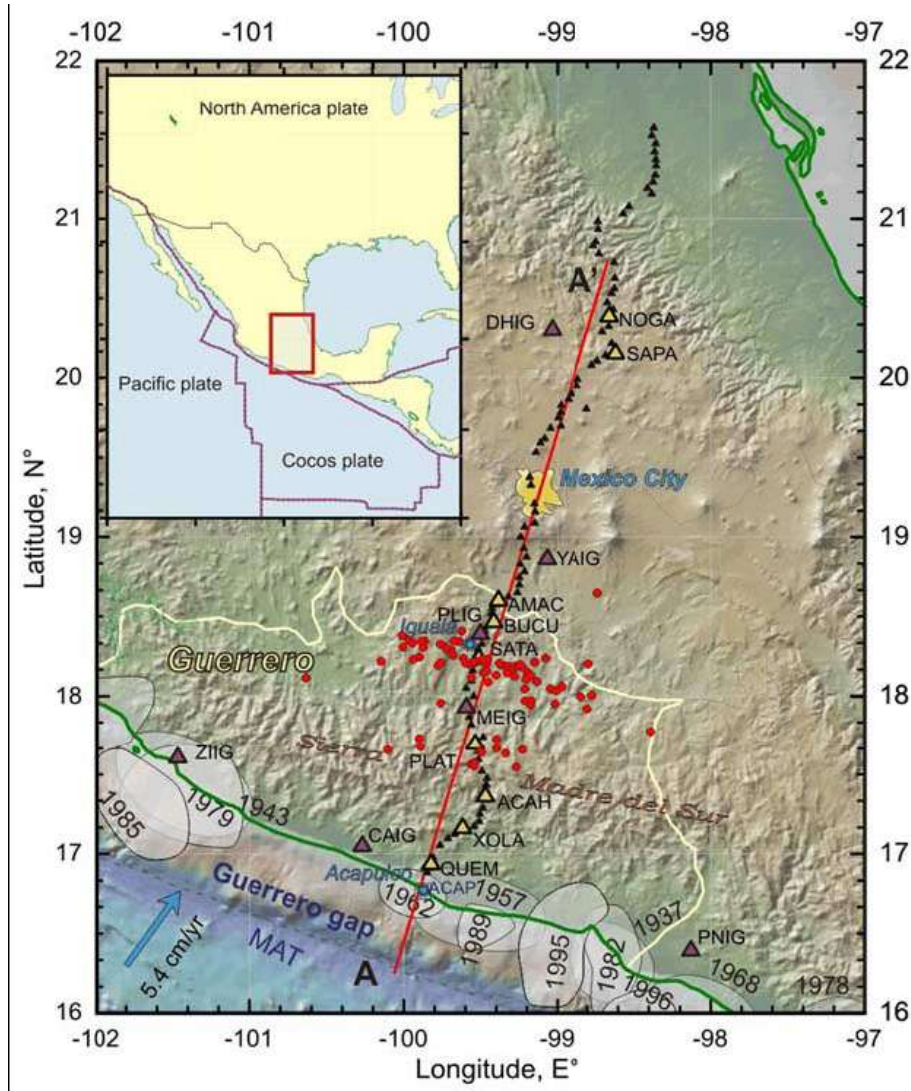


Figure 1. (inset) Location of the study area and plate boundaries. Seismotectonic setting, seismic network configuration and NVT locations. White (red) circles are epicenters of NVT bursts estimated from the analysis of MASE data (small black triangles indicate the positions of broad band seismic stations). Large dark (purple) triangles show locations of the SSN broad band stations. Large light (yellow) triangles denote the MASE stations for which the records are shown in Figure 2a. Line A-Ao denotes a location of profile presented in Figure 2b. Shaded areas along the coastline annotated with the years are approximate rupture areas of the most recent major thrust earthquakes ($M \geq 6.5$) in the Guerrero segment of the Mexican subduction zone [Kostoglodov and Pacheco, 1999]. MAT is the Middle American trench. Arrow indicates NUVEL1-A relative Cocos-North America plate motion vector [DeMets et al., 1994].

to those episodes is very similar to that of NVT observed signal at CAIG, located close to the Pacific coast, is in Cascadia [Rogers and Dragert, 2003]. The tremor noticeably weaker than at PLIG, a far inland station, and

it is stronger for the horizontal components. It is impossible, however, to localize tremors in 2001–2005 because of a lack of continuous records from other SSN stations. In spite of this a visual examination of daily spectrograms from PLIG and CAIG allowed us to identify the strongest tremor bursts and compile a rough catalog of NVT activity (hours of tremor per day) in Guerrero for this epoch.

[7] Deployment of 100 three-component broadband stations in 2005–2007 during the Meso-American Subduction Experiment (MASE) provided an unprecedented amount of continuous seismic data (100 Hz sampling) along the Acapulco-Tampico transects [Clayton et al., 2007] (Figure 1).

The average distance between MASE stations was 5 km, so that the NVT bursts could be reliably traced at 25–30 sites (Figure 2). Rapid visual examination of daily spectrograms at a few low-noise MASE stations separated by 30–150 km (see Figure 2b for the station locations) provides a rough estimate of tremor periods. After applying a 1–8 Hz bandpass filter, the NVT are clearly evident on all 3-components at many MASE

sites, with the strongest amplitudes in the horizontal plane. Particle motion patterns on stations close to and above the tremor source show that the S-wave dominates the NVT bursts (Figure S3).

[8] For the NVT locations we used waveform envelope technique [Obara, 2002; McCausland et al., 2005]. The EW component of the record at each station is band-passed by applying Butterworth filter in the range of 1–2 Hz where the NVT/noise amplitude ratio is the highest (Figure S2). Then smoothed envelopes of these signals (Figure 2a) were processed to obtain cross-correlation

functions between one reference and every other station. The time of the maximum of the cross-correlation function is regarded as the arrival time of S wave at the particular station. Finally the hypocenters are estimated using HYPOINVERSE-2000

[Klein, 2007]. The seismic velocity model used to locate the tremor is the latest 3-D tomography inversion for the Guerrero region [Domínguez et al., 2006], where V_s varies from 3.2 to 4.7 km/s in the continental crust and from 4.0 to 4.2 km/s in the oceanic crust.

[9] The NVT records from 15–25 MASE stations provide the epicenter estimates with horizontal location errors (ERH) in the best case less than 10 km but with poorer constrained depths (see auxiliary material for NVT errors' estimates), especially for those shallower than 20 km (yellow stars in Figure 2b). Apparent NVT location outliers typically come out when the analyzed seismic signal is composed from a few spatially separated concurrent NVT bursts. An implementation of mini-arrays and seismic triangulation approach [Me´taxian et al., 2002] may help to resolve this problem.

3. NVT Distribution and Correlations

[10] Most of the tremor epicenters recorded during the MASE deployment in 2005–2007 concentrate into a narrow band of $\sim 40 \times 150$ km², south from Iguala City, $\sim 18^\circ$ N and parallel to the coastline. The linear distribution of the MASE stations and a poor transversal coverage of the SSN seismic stations inhibit recording possible NVT episodes beyond this area in the lateral direction.

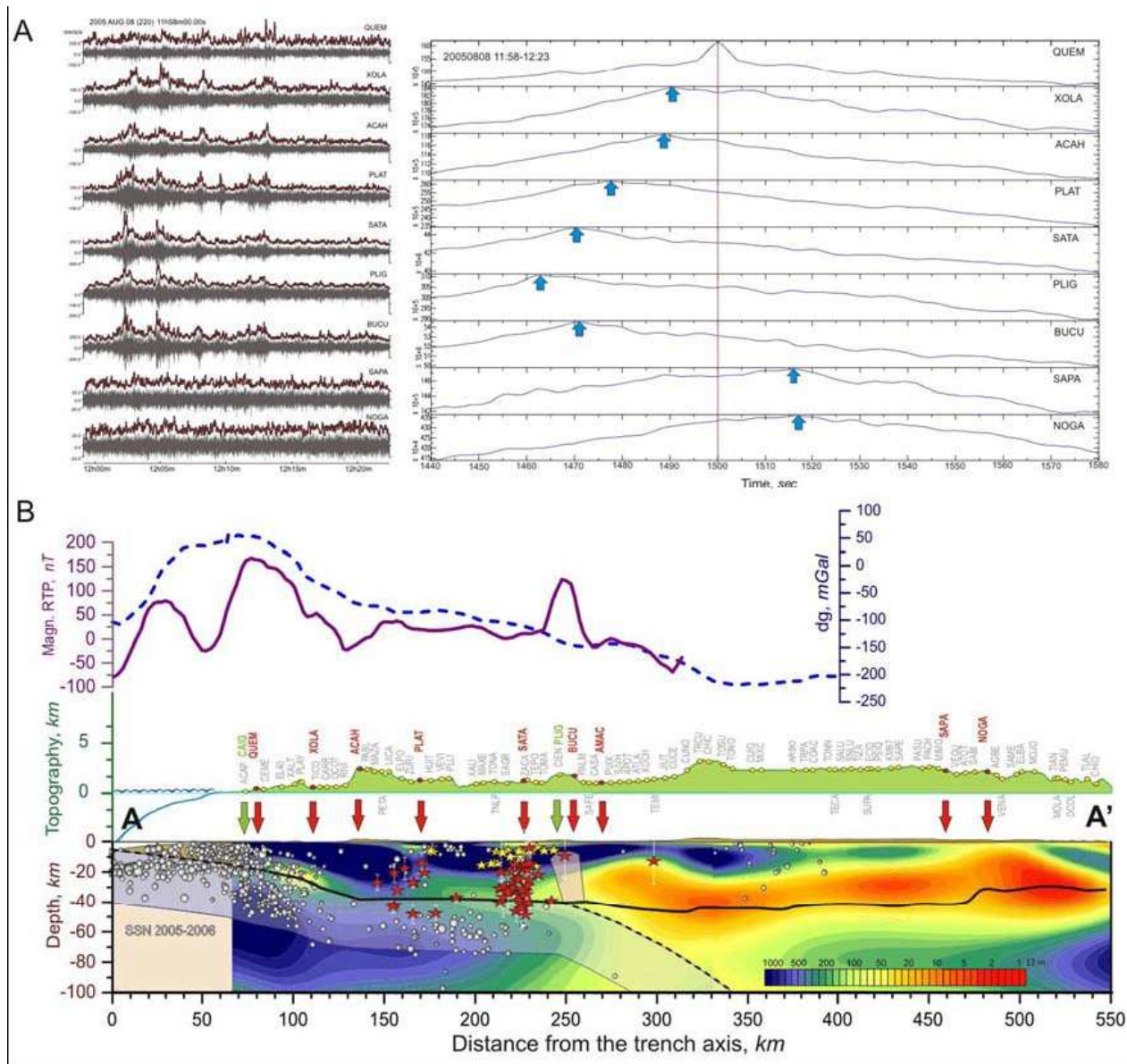


Figure 2. (a) The 1–2 Hz band-passed EW component and its smoothed envelope of the continuous seismic records at several broadband MASE and SSN stations (Figure 2b shows locations of these stations) for the time interval of ~ 25 min during the August 25, 2005, 11h58m NVT burst and the corresponding cross-correlation functions (CCF). A conditional reference station is QUEM. Arrows indicate a time of maximum of the CCFs at each station picked as the S wave arrival time. (b) A-A' transect (Figure 1) that shows locations of MASE and SSN stations on the topography profile. Arrows point out the sites for which the NVT signal is presented in plate A. Solid and dashed lines in the bottom graph illustrate the Cocos-North America tectonic plates interface and Moho [Clayton et al., 2007]. Red and yellow stars are the NVT hypocenters projected on the A-A' vertical cross-section plane (yellow stars denote poorer estimated NVT with the depth errors more than 30 km). White circles are the projection of the earthquake ($M > 4$) hypocenters from the SSN catalog for 2005–2006 epoch. Shaded polygon area located in the continental crust, above the tip of the mantle wedge (~ 250 km from the trench) stands for a probable mega-intrusion of lower density and high magnetization which can explain the gravity and magnetic anomalies shown in the upper chart. Background image is a resistivity model [Jo'dicke et al., 2006] (digital image is a courtesy of A. Jording).

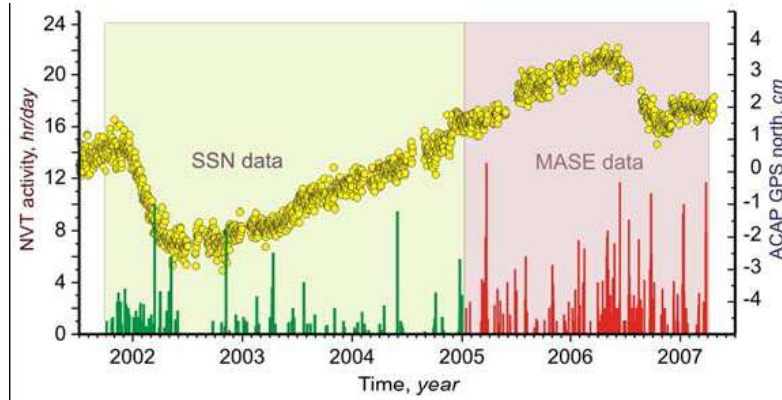


Figure 3. NVT activity (hours of tremor bursts per day) in Guerrero estimated visually from the spectrograms as a correlated 1–8 Hz higher spectral amplitude signal at PLIG and CAIG SSN stations for 2001–2005, and at several MASE stations for 2005–2007. Daily variation of latitude position of the Acapulco continuous GPS, small circles, detects two aseismic slow slip events (SSE) in 2001–2002 and 2006 as a southward motion of the ACAP station during several months, which is reverse to the long lasting secular motion between 2003 and 2006. NVT activity is relatively higher for the SSE epochs.

A small group of NVT bursts is localized further to the south, $\sim 17.5^{\circ}\text{N}$, on the northern flank of the Sierra Madre del Sur mountain ridge. The majority of NVT bursts occur far away from the trench (~ 220 km) and seismogenic coupled plate interface (~ 120 km) located below the coast (see rupture zones of large thrust earthquakes in Figure 1). Tremor depths vary from 5 to ~ 50 km with the maximum number of the events occurring in the continental crust (Figure 2b). This NVT distribution is very similar to the NVT in Cascadia [McCausland et al., 2005; Kao et al., 2006].

[11] Local seismicity distribution ($M > 4$) in Guerrero for the period of 2005–2006 (SSN catalog) is anti-correlated with the NVT pattern (Figure 2b). The two groups of NVT occur at the extreme ends of the intraplate seismicity cluster. In addition, the NVT bursts do not correlate with the locations of shallow crustal seismicity. The same was observed in Cascadia: local earthquakes are absent where NVT are occurring [Kao et al., 2006]. If the intraplate seismicity and NVT are both related to the dehydration of the subducting oceanic plate then a spatial correlation would be expected between these two seismic phenomena.

[12] A prevalent hypothesis explaining NVT is based on the fluid presence or its infiltration into the plate interface and overlying crust. NVT distribution in Guerrero does not support the models of long-time fluid existence as a tremor source. The resistivity profile A-A₀ (Figure 2b) obtained from the magnetotelluric study [Jordicke et al., 2006] clearly shows that the NVT clusters are not related to the zones of high conductivity which may be caused by the presence of fluids or partial melts.

[13] While it was not possible to locate the tremors from 2001–2005, we were able to estimate the number and duration of NVT events occurred in Guerrero between 2001 and 2007. This gives us the chance to analyze a bulk NVT activity in relation with the aseismic slow slip events [Kostoglodov et al., 2003; Larson et al., 2007]. Figure 3 shows the NVT activity estimated visually from the spectrograms at PLIG and CAIG SSN stations for 2001–2005, and at several MASE stations for 2005–2007. The visual analysis reveals nearly similar periods of NVT activity compared with the method of “energy” (Figure S4) in which a 1–2 Hz band-passed seismic record is filtered with a median filter and integrated, and then the resulting signal is smoothed to get a better estimate of duration and energy content of the NVT. Comparison of the median energy estimated at BUCU and PLAT may indicate a possible migration of tremors during the 2006 SSE. The 60-day averaged energy estimated at both stations clearly shows two peaks during the beginning and the end of the SSE, respectively. The first peak shows relatively higher amplitudes at BUCU while the second one is dominant at PLAT. This may indicate that the NVT activity was stronger in the north during the first half of the SSE and later migrated toward the south. An accurate location of all events is required, however, to accurately analyze the time-space migration of tremor bursts. The main inference coming from Figures 3 and S4 is that the most active NVT epochs match perfectly the occurrence of SSE in 2001–2002 and 2006. Nevertheless, several very strong tremor activity episodes are observed as well during the inter-SSE 2003–2005 “quiet” period, for example a

one-month NVT discharge in March 2005. There are similar observations in other active faults (e.g. in Japan and the San Andreas Fault) when NVT activity has not complemented by any geodetic changes associated with the SSE. Nonetheless it is possible that geodetic

horizontal plate interface extends for about 250 km from the trench. This convergence geometry results in smaller temperature and pressure gradients compared to other “normal” subduction zones [Manea et al., 2004]. Thus the metamorphic transitions are more extended along the subducting plate, which provide an exceptional opportunity to study in detail the NVT and SSE. The tremor activity in Guerrero splits into two distinct cluster bands located mainly at 150–170 km and 210–240 km from the trench. According to the model of Manea et al. [2004] an important fluid infiltration into the continental crust may happen at these distances caused by the dehydration in the metamorphic transitions inside the underlying oceanic crust.

[15] NVT depths are poorly constrained for the most of shallow events (<20 km), however the majority of the tremors occur in the continental crust (5–40 km depth) and a few of them are localized on the plate interface or in the subducted plate crust. The main NVT cluster is located right to the south of the area with the strong magnetic anomalies [North American Magnetic Anomaly Group, 2002] and low gravity anomalies extended for some 50 km from north to south. To model these anomalies it is necessary to introduce a polygon-like body (Figure 2b) with a relatively higher magnetic susceptibility ($K = 0.02\text{--}0.03$ SI) and lower density ($D_r \approx 100$ kg/m³), which may represent an igneous intrusion from the mantle wedge, which is undergoing a low-temperature metamorphic alteration.

A mega-intrusion or a wide band of dikes with partially serpentized mantle material are possible candidates for the source of these anomalies. This observation favors the serpentization hypothesis of NVT origin proposed by [McCausland et al., 2005], particularly because the tremor distribution is anti-correlated with high conductivity areas (Figure 2b). Accepting this model, it is still unclear why the NVT bursts concentrate at some distance (10–20 km) and only one side, to the south from the serpentized intrusion body. In fact wider seismic network coverage is necessary to restrict the NVT area and to confirm that the presence of the mega-intrusion is a crucial condition for the NVT.

[16] Comparing NVT activity with SSE periods in Guerrero it is clear that these two phenomena are related but not of the same origin as it was noticed in several previous studies [e.g., McCausland et al., 2005]. While some highly energetic tremor episodes do occur during the “quiet” inter-SSE periods, the long-term tremor activity is clearly modulated by SSE.

[17] There is a number of key issues to be considered in order to understand the source of the nonvolcanic tremor in Mexico: more accurate relocation of all NVT using new data and techniques; implementation of seismic mini-arrays to separate concurrent tremor events and improve the

measurements (GPS) still cannot resolve small deformations produced by SSE of moderate magnitude.

4. Discussion and Conclusions

[14] First observations of NVT in Mexico are restricted within the Guerrero subduction segment, where the sub-hypocenter estimates; a study of tremor migration, NVT modulation by SSE, triggering by large earthquakes, relation between local seismicity and NVT; analysis of isotopic compositions of hot spring gases (He_3/He_4) in the tremor area to verify if the aqueous fluids are generated by dehydration of the slab.

[18] Acknowledgments. This study is based on the MASE data and partially supported by PAPIIT IN102105, CONACYT 46064, SEP-CONACYT-ANUIES-ECOS M06-U02, and ANR-06-CEXC-005 (COHERSIS)

project grants. We thank Ing. Casiano Jiménez Cruz, SSN (Mexico) for the recent seismic catalog and Kazushige Obara for some suggestions at an initial stage of this study. The authors gratefully acknowledge the assistance of the UNAM students in numerous field works during the MASE project. The MASE experiment of the Caltech Tectonics Observatory was funded by the Gordon and Betty Moore Foundation. Contribution 82 from the Caltech Tectonics Observatory.

References

- Brown, K. M., et al. (2005), Correlated transient fluid pulsing and seismic tremor in the Costa Rica subduction zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 238, 189–203.
- Clayton, R. W., P. M. Davis, and X. Perez-Campos (2007), Seismic structure of the subducted Cocos plate, *Eos Trans. AGU*, 88(23), Jt. Assem. Suppl., Abstract T32A-01.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191–2194.
- Domínguez, J., G. Suárez, D. Comte, and L. Quintanar (2006), Seismic velocity structure of the Guerrero gap, Mexico, *Geofis. Int.*, 45, 129–139.
- Ito, Y., K. Obara, K. Shiomi, S. Sekine, and H. Hirose (2007), Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events, *Science*, 315, 503–506.
- Joedicke, H., A. Jording, L. Ferrari, J. Arzate, K. Mezger, and L. Rüpkke (2006), Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics, *J. Geophys. Res.*, 111, B08102, doi:10.1029/2005JB003739.
- Kao, H., S.-J. Shan, H. Dragert, G. Rogers, J. F. Cassidy, K. Wang, T. S. James, and K. Ramachandran (2006), Spatial-temporal patterns of seismic tremors in northern Cascadia, *J. Geophys. Res.*, 111, B03309, doi:10.1029/2005JB003727.
- Kao, H., P. J. Thompson, G. Rogers, H. Dragert, and G. Spence (2007), Automatic detection and characterization of seismic tremors in northern Cascadia, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L16313, doi:10.1029/2007GL030822.
- Katsumata, A., and N. Kamaya (2003), Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 30(1), 1020, doi:10.1029/2002GL015981.
- Klein, F. W. (2007), User’s Guide to HYPOINVERSE-2000, a FORTRAN Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes, version 1.1, U. S. Geol. Surv. Open File Rep., 02-171.
- Kostoglodov, V., and J. F. Pacheco (1999), Cien años de sismicidad en México, Poster Map, Inst. de Geof., Univ. Nac. Auton. Mex., Mexico City.
- Kostoglodov, V., S. K. Singh, J. A. Santiago, S. I. Franco, K. Larson, A. Lowry, and R. Bilham (2003), A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 30(15), 1807, doi:10.1029/2003GL017219.
- Larson, K. M., V. Kostoglodov, S. Miyazaki, and J. A. Santiago (2007), The 2006 aseismic slow slip event in Guerrero, Mexico: New results

- from GPS, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L13309, doi:10.1029/2007GL029912.
- Manea, V. C., M. Manea, V. Kostoglodov, C. A. Currie, and G. Sewell (2004), Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero, *Geophys. J. Int.*, 158, 775 – 784, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02325.x.
- McCausland, W., S. Malone, and D. Johnson (2005), Temporal and spatial occurrence of deep non-volcanic tremor: From Washington to northern California, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L24311, doi:10.1029/2005GL024349.
- Métaxian, J.-P., P. Lesage, and B. Valette (2002), Locating sources of volcanic tremor and emergent events by seismic triangulation: Application to Arenal volcano, Costa Rica, *J. Geophys. Res.*, 107(B10), 2243, doi:10.1029/2001JB000559.
- Nadeau, R. M., and D. Dolenc (2005), Nonvolcanic tremors deep beneath the San Andreas fault, *Science*, 307, 389, doi:10.1126/science.1107142.
- North American Magnetic Anomaly Group (2002), Magnetic anomaly map of North America, in *Processing, Compilation, and Geologic Mapping Applications of the New Digital Magnetic Anomaly Database and Map of North America*, U. S. Dep. of the Int., Washington, D. C.
- Obara, K. (2002), Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, 296, 1679–1681.
- Obara, K., and H. Hirose (2006), Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone, *Tectonophysics*, 417, 33– 51.
- Obara, K., H. Hirose, F. Yamamizu, and K. Kasahara (2004), Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L23602, doi:10.1029/2004GL020848.
- Peterson, C., D. Christensen, S. McNutt, and J. Freymueller (2007), Nonvolcanic tremor in the Alaska/Aleutian subduction zone and its relation to slow-slip events, *Eos Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T41A-1550.
- Rogers, G., and H. Dragert (2003), Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip, *Science*, 300, 1942–1943.
- Shelly, D. R., G. C. Beroza, S. Ide, and S. Nakamura (2006), Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip, *Nature*, 442, 188–191.
- Shelly, D. R., G. C. Beroza, and S. Ide (2007), Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms, *Nature*, 446, 305–307.
-
- R. W. Clayton, Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, CA 91125, USA.
- A. Iglesias, V. Kostoglodov, T. Mikumo, and X. Pérez-Campos, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México, DF 04510, México. (vladi@servidor.unam.mx).
- J. S. Payero, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México, DF 04510, México.
- N. Shapiro, Institut de Physique du Globe de Paris, F-75252 Paris, France.

Auxiliary Material

Auxiliary material for this article contains a text document, four figures that give additional information on tremor spectrograms, amplitude spectrum, particle motion, correlation of the last 2006 aseismic slow slip event in Mexico, and NVT activity, and two figures that show NVT errors distributions on the profile parallel to the trench strike and on the regional map.

Auxiliary material files may require downloading to a local drive depending on platform, browser, configuration, and size. To open auxiliary materials in a browser, click on the label. To download, Right-click and select "Save Target As..." (PC) or CTRL-click and select "Download Link to Disk" (Mac).

See Plugins for a list of applications and supported file formats.

Additional file information is provided in the **readme.txt**.

(readme.txt.)

Auxiliary material for Paper 2007GL032877R

Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone

Juan S. Payero

Postgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico

Instituto Sismológico Universitario, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Santo Domingo, Santo, Domingo, Dominican Republic

Vladimir Kostoglodov

Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico

Nikolai Shapiro

Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France

Takeshi Mikumo, Arturo Iglesias, and Xyoli Pérez-Campos

Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico

Robert W. Clayton

Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California, USA

Payero, J. S., V. Kostoglodov, N. Shapiro, T. Mikumo, A. Iglesias, X. Pérez-Campos, and R. W. Clayton (2008), Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L07305, doi:10.1029/2007GL032877.

Introduction

The auxiliary material for the paper includes one (1) text document and seven (7) figures. The text document provides a short description of NVT errors estimates. Figures S1, S2, S3a, S3b, and S4 give additional information on tremor spectrograms, amplitude spectrum, particle motion, correlation of the last 2006 aseismic slow slip event in Mexico and NVT activity.

Figures S5 and S6 show NVT errors distributions on the profile parallel to the trench strike and on the regional map, correspondingly.

1. 2007GL032877-txts01.txt

A short description of NVT errors estimates.

2. 2007GL0328770-fs01.jpg

Figure S1:

NVT can be easily identified in daily spectrograms from PLIG and CAIG, SSN stations as the higher spectral amplitude signals in the range of 0.5-8 Hz. Insets show the 1-2 Hz band-passed filtered NVT signals and corresponding envelopes for the tremor bursts recorded by PLIG and CAIG broadband seismometers which are spaced out by ~200 km.

3. 2007GL032877-fs02.jpg

Figure S2:

Top: Spectrogram of the BUCU broadband record (EW component) on January 1, 2006. Black and pink boxes denote 33 min time intervals, representing the low noise night time, and NVT burst episode. Bottom: Spectral amplitudes corresponding to the noise (black line, smoothed is broken line) and NVT (red line, smoothed is pink line). Maximum NVT signal to noise ratio at BUCU is in 1-2 Hz frequency interval.

4. 2007GL032877-fs03a.jpg

Figure S3a:

Particle motion plots in the horizontal (Above) and vertical planes (South, East) for the 30 January, 2006, ~12:00 NVT burst at the ACAH, SATA, BUCU and AMAC stations. Time window is 60 s starting at 12h 25m 40 s. This NVT is located at ~17 km depth, almost below the SATA station (see top plate).

5. 2007GL032877-fs03b.jpg

Figure S3b:

Records of 100 Hz sampling rate (1-2 Hz band-passed filtered) at several MASE stations on January 30, 2006. Pink filled boxes show 60 sec time intervals used to calculate NVT particle motion plots (Figure S3a). Note that vertical (Z) component of the NVT burst is evidently smaller than the horizontal ones, particularly at the stations SATA and BUCU, nearest to the NVT epicenter. Panels 2, 4, 6, and 8 show enlarged waveforms for the analysis time window (pink boxes in panels 1, 3, 5, and 7).

6. 2007GL032877-fs04.jpg

Figure S4:

NVT activity curves. In the upper plate, a median filter is applied to 1-2 Hz band-passed record at BUCU and PLAT stations, and then the resulting

signal is integrated to obtain a daily normalized "energy" (thin blue curve). 60-day window smoothing is applied to obtain the final (BUCU - blue, PLAT - green) curves. Bottom plate, a histogram shows approximate NVT activity (NVT hours per day) estimated from the visual analysis of daily spectrograms at several MASE stations, including BUCU and PLAT. 60-day window average is applied to obtain a smoothed curve (dark red). Note that both methods produce rather consistent results, which show a significant increase of NVT activity during the 2006 SSE.

7. 2007GL032877-fs05.jpg

Figure S5:

NVT hypocenters (stars) and 2005-2006 seismicity (grey circles, SSN catalog) projected on the vertical plane, which is parallel to the trench strike. Grey bars are formal errors of NVT depth estimates (ERZ). Red stars denote NVT bursts with the formal ERZ<25 km, and yellow stars are the NVT with less reliable depths. Dashed line indicates the depth of the plate interface or the top of the subducted slab. Top grey box shows a coverage of the MASE seismic network. Right side inset is a histogram of the number of NVT with ERZ<25 vs the depth.

8. 2007GL032877-fs06.jpg

Figure S6 caption:

Distribution of NVT epicenters and their horizontal errors (ERH). The radius of each circle centered in the epicenter is scaled with ERH. Red circles show locations of NVT with ERZ<25 km (red stars in Figure S5). Blue circles are NVT bursts with larger ERZ. Small black triangles indicate positions of the MASE seismic stations.

<p>Text Size: Format: JPG Caption: Text S1 A short description of NVT errors estimates.</p>	<p>S1 KB</p>
--	---------------------------------

NVT errors estimates

We accepted formal errors of NVT localizations obtained from HYPOINVERCE-2000 [Klein, 2007]. These errors estimated as: "The vertical error ERZ and horizontal error ERH are simplified errors derived from the lengths and directions of the principal axes of the error ellipsoid. Each of the three principal axes (whose lengths are the standard errors) are projected onto a vertical line through the hypocenter, and the largest value is ERZ. ERH is simply the length of the longest of the principal axes when viewed from above and projected onto a horizontal plane. ... error ellipse scales with the estimated error RDERR (represents the aggregate of all un-modeled timing errors) and the earthquake's RMS."

Figure S5 presents NVT events locations and corresponding depth errors (ERZ) projected onto the

vertical plane parallel to the trench strike. Normally ERZs are ≈ 10 km for the NVT hypocenters located below the MASE network. ERZs increase noticeably for the NVT located sideways on to the MASE profile. Even the NVT depths are rather uncertain the most of reliably located NVT bursts tend to occur in the continental crust.

Horizontal errors (ERH) are less for the NVT epicenters located eastward from the MASE profile (Figure S6) than for the tremor events occurred to the west of it. This asymmetry is clearly related to the shape of the seismic stations chain. It is concave to the east at latitude $\sim 18^\circ$ N where the main cluster of NVT is detected. The most of the NVT locations have $ERH < 20$ km.

Reference

Klein, F.W. (2007), User's Guide to HYPOINVERSE-2000, a FORTRAN Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes, version 1.1, USGS Open File Report 02-171 revised.

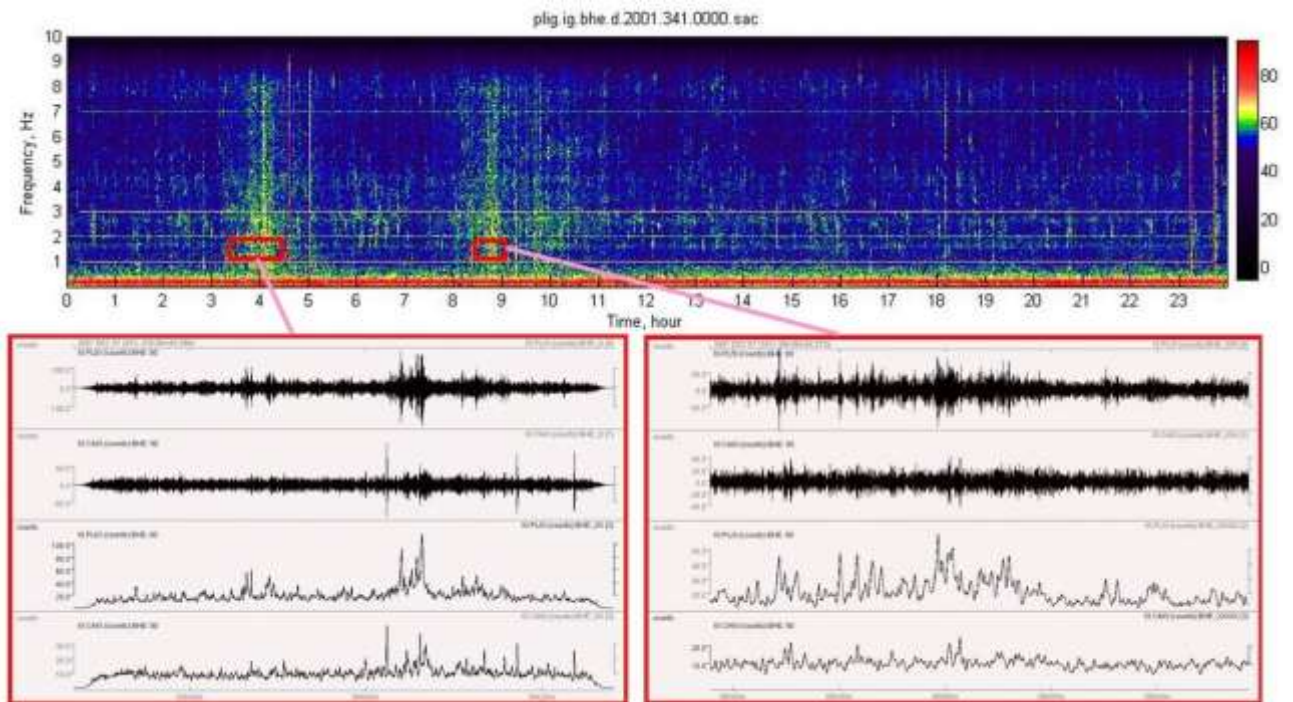


Figure S1

Size: 588 KB

Format: JPG

Caption: Figure S1 NVT can be easily identified in daily spectrograms from PLIG and CAIG.

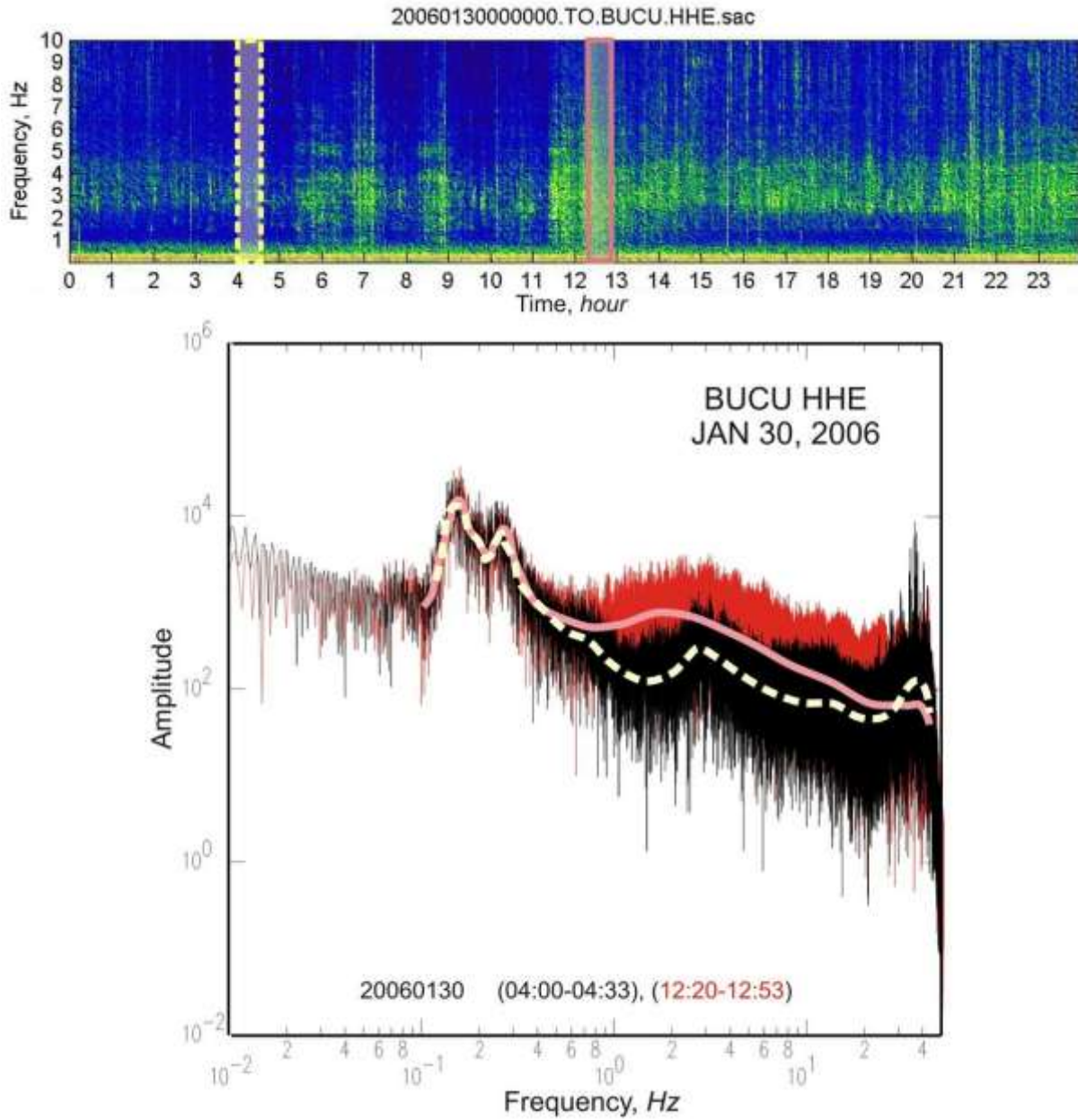


Figure S2

Size: 592 KB

Format: JPG

Caption: Figure S2 Spectrogram of the BUCU broadband record on 1 January 2006 and spectral amplitudes corresponding to the noise and NVT.

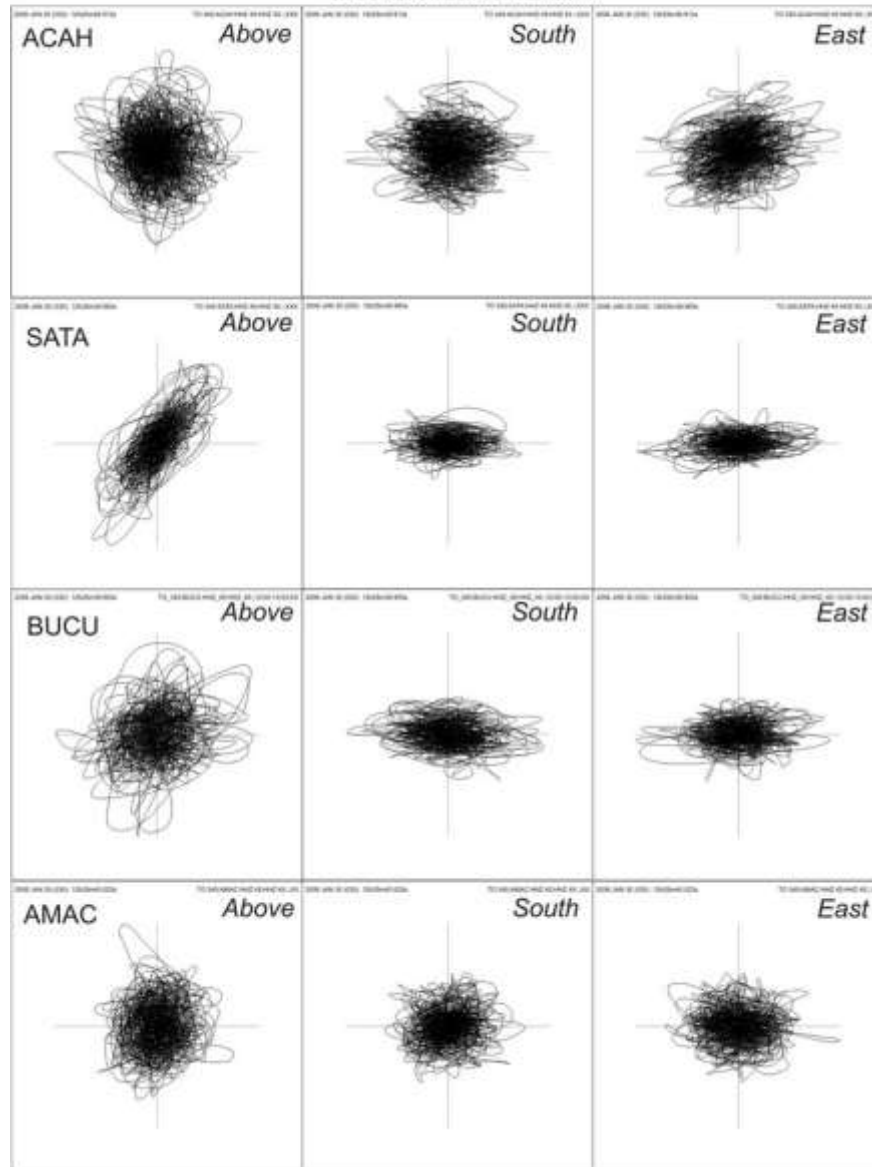
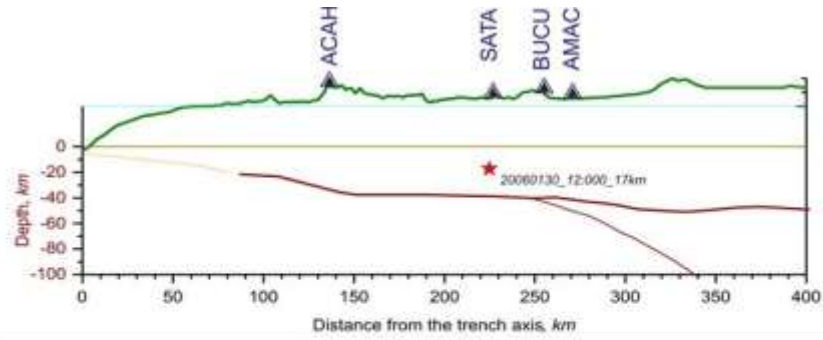


Figure S3a

Size: 286 KB

Format: JPG

Caption: Figure S3a. Particle motion plots in the horizontal and vertical planes for the 30 January 2006 12:00 NVT burst at the ACAH, SATA, BUCU, and AMAC stations.

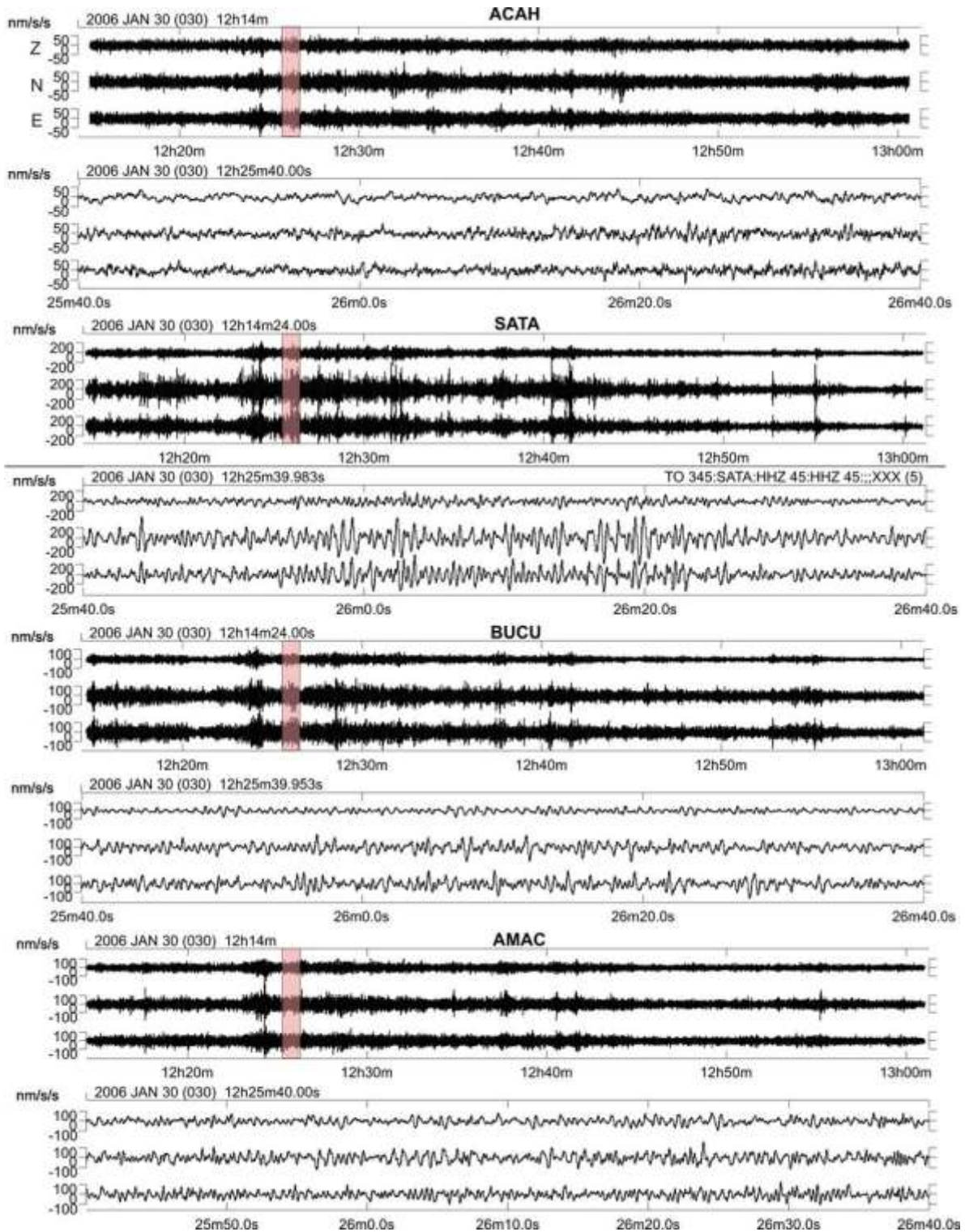


Figure S3b

Size: 764 KB

Format: JPG

Caption: Figure S3b Records of 100 Hz sampling rate at several MASE stations on 30 January 2006.

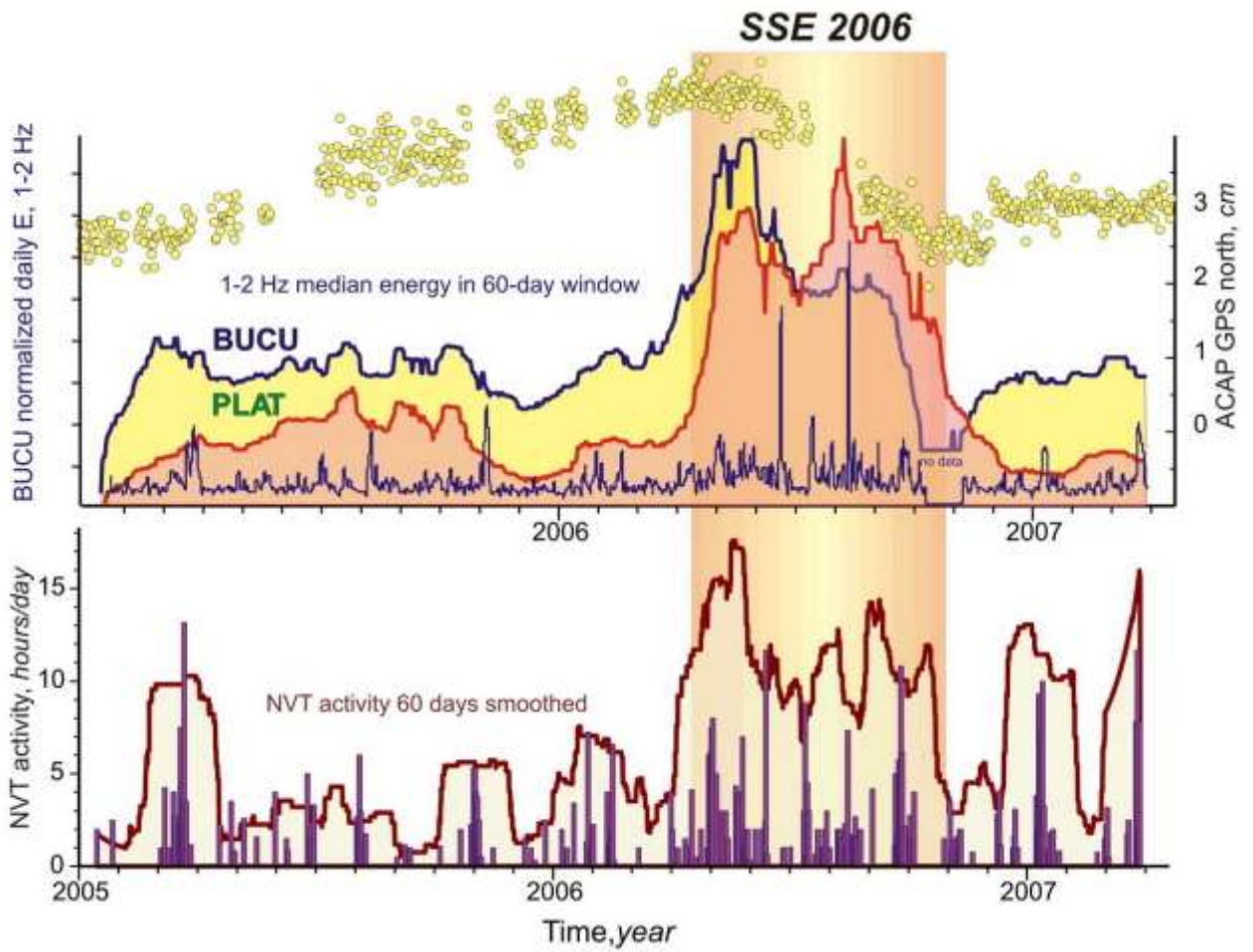


Figure S4

Size: 472 KB

Format: JPG

Caption: Figure S4 NVT activity curves.

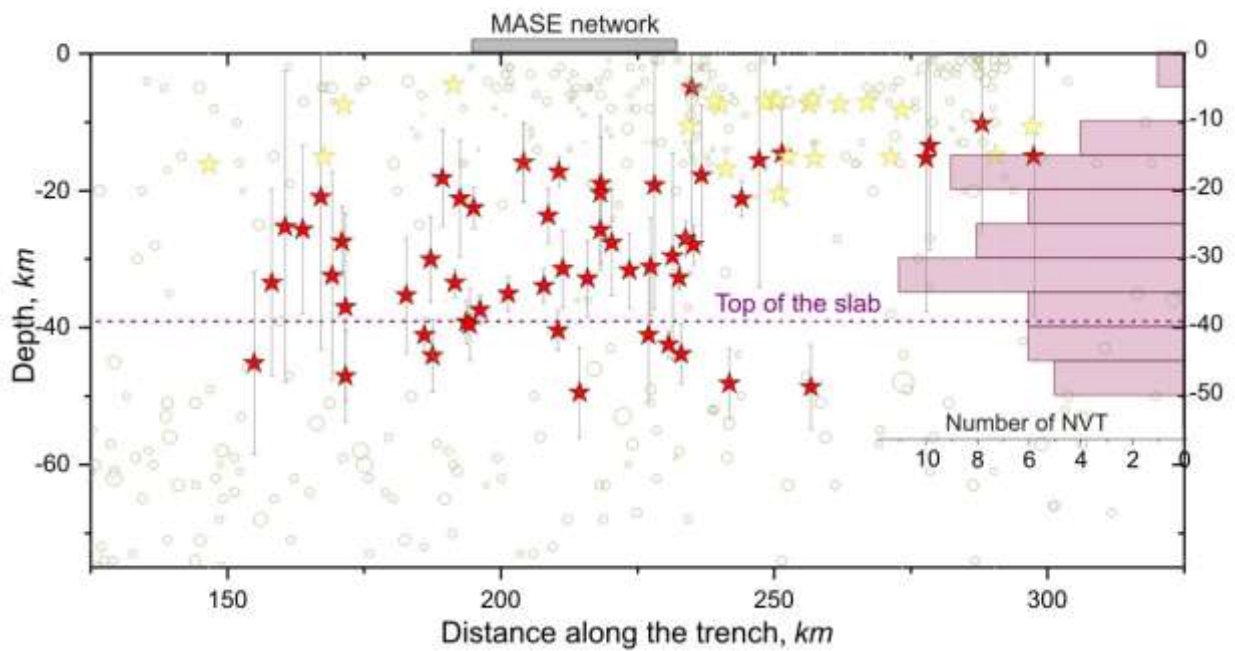


Figure S5

Size: 262 KB

Format: JPG

Caption: Figure S5 NVT hypocenters and 2005–2006 seismicity projected on the vertical plane, which is parallel to the trench strike.

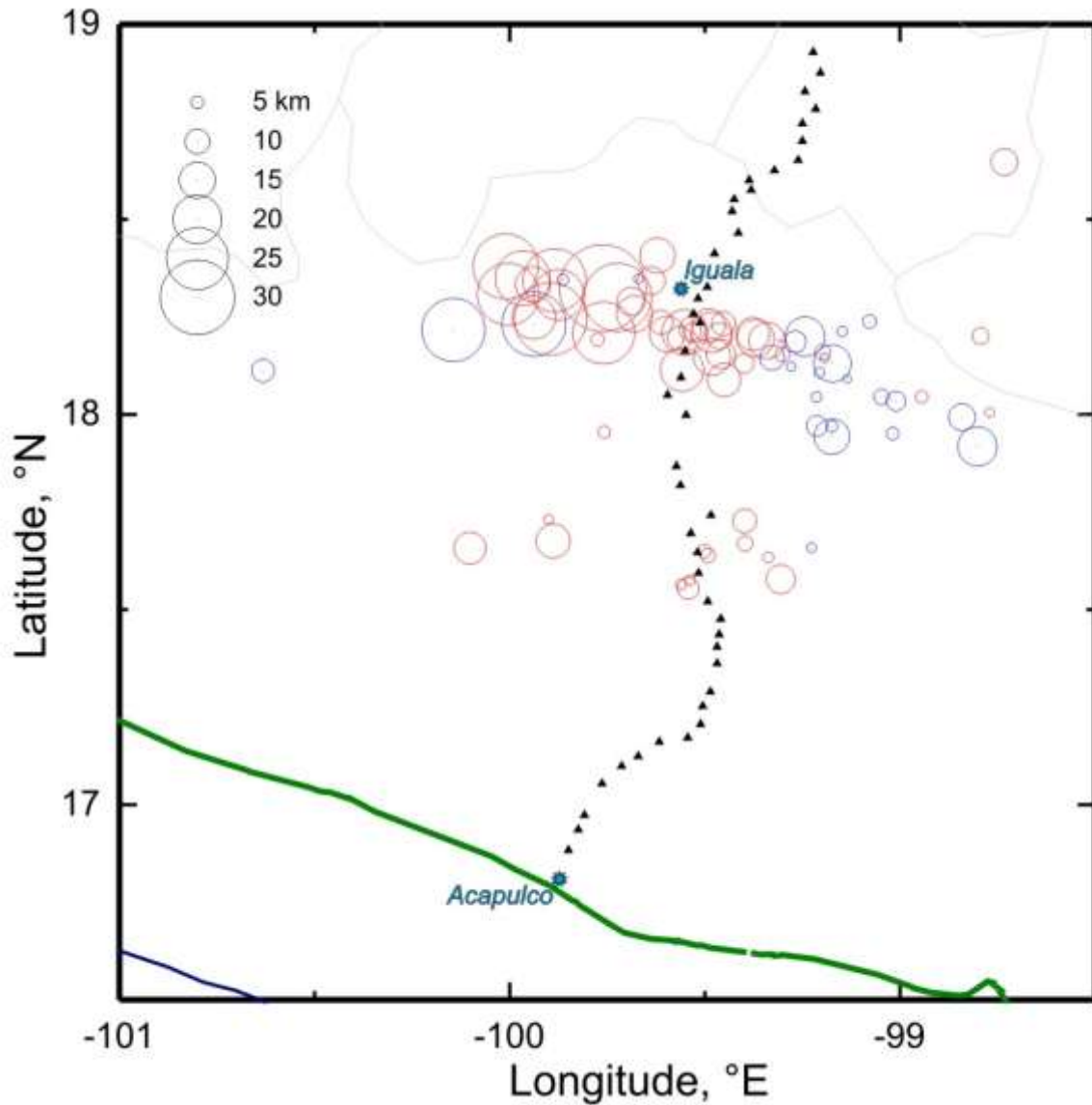


Figure S6

Size: 208 KB

Format: JPG

Caption: Figure S6 Distribution of NVT epicenters and their horizontal errors.

Citation: Payero, J. S., V. Kostoglodov, N. Shapiro, T. Mikumo, A. Iglesias, X. Pérez-Campos, and R. W. Clayton (2008), Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L07305, doi:10.1029/2007GL032877.

Copyright 2008 by the American Geophysical Union.

CAPÍTULO III.

“El Evento Lento (SSE) 2006 y Tremores No-Volcánicos (NVT) en la zona de subducción de México”.

3.1.- RESUMEN.

El estudio de los eventos de deslizamiento lento o deslizamiento asísmico (slow slip event -SSE) y tremores no-volcánicos (NVT) ha sido cada vez más intenso. Grandes ráfagas (burst) de NVT fueron descubiertos recientemente en diferentes zonas de subducción y en fallas continental. Muchas observaciones muestran generalmente la existencia de una actividad SSE asociada al incremento de la actividad NVT, pero no está claro aún si los eventos son el resultado, del mismo proceso de deformación o expresiones independientes, de una fuente sismotectónica común subyacente. Un evento SSE importante ocurrió en la costa central (Pacífico) de México en el 2006, durante el proyecto “Experimento de Subducción Meso-America” (MASE), el cual permitió conocer la abundante actividad de NVT. Los datos de GPS y más aún, los datos sísmicos, muestran que, aunque la energía NVT incrementó notablemente durante el SSE de 2006, los dos fenómenos fueron separados espacialmente y no son exactamente coherentes en tiempo. Los importantes episodios de NVT que, se produjeron en el período comprendido entre los SSE’s sugieren una vez más, que los SSE y NVT observados en la zona de subducción de México, son de origen diferente. Los aportes de este trabajo consisten en nuevos datos e interpretaciones originales sobre estos dos fenómenos, que no han sido contempladas en otras regiones.

3.2- INTRODUCCION.

Hay un creciente desafío científico para entender el origen de los eventos de deslizamiento lento (SSE) [Schwartz and Rokosky, 2007] y tremores no volcánicos (NVT) [Chen and Clayton, 2009; Obara, 2002]. Las observaciones de los SSE y NVT en diferentes zonas de subducción representan un componente muy importante en el ciclo de los grandes terremotos de subducción. Varias observaciones sugieren que el SSE se asocia generalmente en tiempo y espacio con un incremento en la actividad de NVT. Estudios amplios de NVT y SSE en las zonas de subducción de Cascadia y Japón, apoyado sobre todo en la hipótesis de que ambos eventos ocurren simultáneamente, y muy probablemente en la misma interfaz de la placa [Obara and Hirose, 2006; Obara et al., 2004; Peterson and Christensen, 2009; Rogers and Dragert, 2003]. El resultado es un punto de vista sobre el problema llamado Episodio de Tremor y de Deslizamiento (ETS) son de corta duración y ambos SSE y NVT asociados, tanto en el tiempo como en espacio [Shelly et al., 2007; Wech et al., 2009]. Las ráfagas de NVT detectados por la red sismológica Hi-net en Japón consisten probablemente de un gran número de sismos de pequeña magnitud y de baja frecuencia, LFE, [Shelly et al., 2006], que se deslizan junto a la falla produciendo eventos de deslizamiento lento, detectados por mediciones geodésicas.

Algunas observaciones, sin embargo muestran que SSE y NVT no están sistemáticamente asociados en forma de ETS. Hay ejemplos de episodios NVT sucediendo sin la presencia de algún SSE notable, y al revés, SSE grande no siempre acompañado por NVT [Delahaye et al., 2009; McCaffrey et al., 2008]. Lamentablemente y en particular en las regiones de subducción con amplio ángulo de buzamiento, los tremores de pequeña magnitud y los eventos de deslizamiento lento no pueden ser analizados en detalle. La zona de subducción en el centro de México (Pacífico) ofrece una oportunidad favorable para el estudio de NVT y SSE debido a la interfaz entre las placas subhorizontal y sus grandes eventos periódicos de deslizamiento lento de ~ 7.5 Mw [Cotte, 2009; V. Kostoglodov, 2003].

La región del presente estudio se encuentra identificada entre los 15-20° N y 97.5-102.5° W (Fig. 3.1), cuyo rasgo principal lo constituye la convergencia de la placa de Cocos debajo de la Norteamérica [DeMets *et al.*, 1994], a una velocidad de 54-60 mm/año a lo largo de la trinchera Mesoamericana (MAT). La existencia de la brecha sísmica de Guerrero probablemente presenta un gran potencial sísmico [Erickson *et al.*, 2004], por lo cual este trabajo pretende aportar ideas al conocimiento de la región.

3.3.- ANALISIS DE LOS DATOS SÍSMICOS.

3.3.1- Calidad de los datos.

El gran evento SSE, ocurrido en el centro de México en el 2006, durante el Experimento de Subducción Meso-América (MASE), proporcionó un importante conjunto de datos sismológicos, que permitieron evaluar las propiedades del NVT en la región (Fig.3.1). El proyecto MASE consistió en la instalación de 100 sismómetros de banda ancha, colocados aproximadamente cada 6 km, a lo largo del perfil orientado perpendicular a la costa del Pacífico (o sea a la Trinchera) desde Acapulco y cubriendo una longitud de unos 550 km [Pérez-Campos *et al.*, 2008]. Desafortunadamente, contrario a la buena longitud del perfil, la cobertura bidimensional no fue muy buena para la determinación hipocentral de los NVT [Payero *et al.*, 2008a].

Los datos de estaciones del SSN han tenido una mejoría, al cambiar los sensores por banda ancha (BB) del tipo STS-2, CAIG, PLIG, PNIG, YAIG, y ZIIG; además, la entrada en operación de la estación ARIG ha sido fundamental en la identificación y estudio de los NVT, por su calidad en la señal del tremor y la extensión espacial en 2D de los sismómetros respecto a la línea MASE, que es básicamente 1D, Fig. 3.1 y Fig. 3.2.

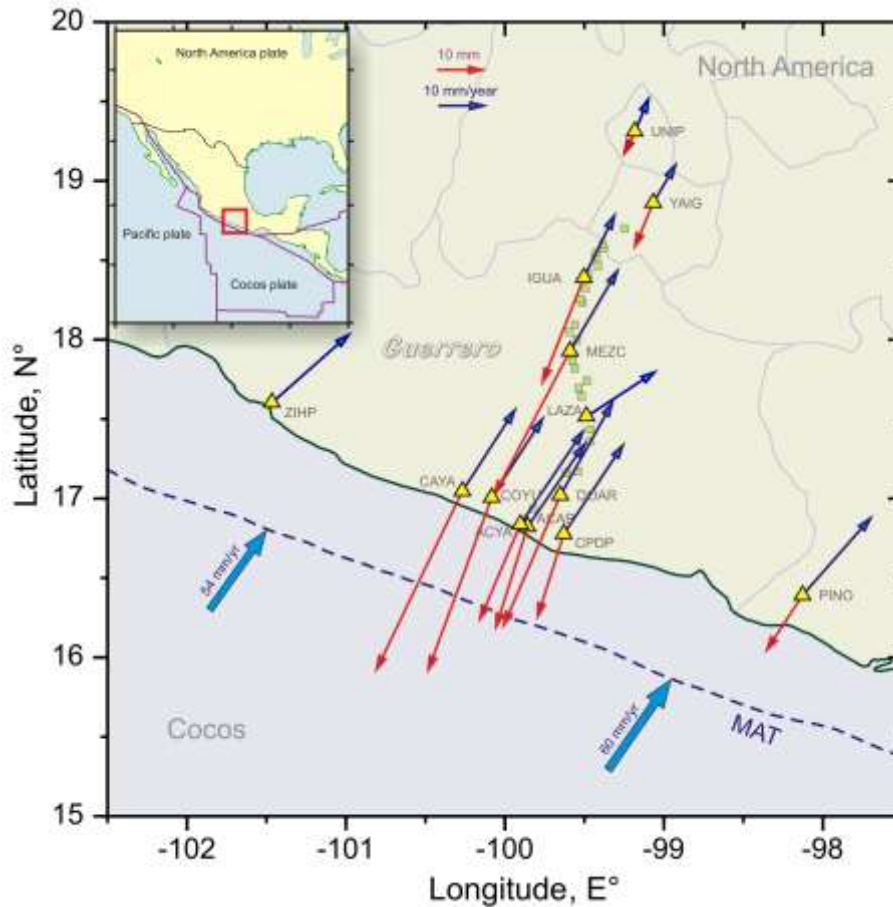


Figura 3.1. Mapa de México (recuadro) presentando la región de estudio rectángulo rojo. Los triángulos amarillos muestran las posiciones de las estaciones GPS permanentes. Los vectores azules (delgados) son velocidades (mm/año) del movimiento secular (en el periodo entre los SSE consecutivos) de las estaciones de GPS y los vectores de color rojo son los desplazamientos totales (mm) producidos durante el SSE 2006. Los cuadrados pequeños verdes muestran la ubicación de las estaciones sísmicas, de banda ancha MASE, utilizadas para este estudio. En línea discontinua la MAT – Trinchera Mesoamericana. Las flechas azules (gruesas) representan la dirección y velocidad de convergencia entre las placas Cocos y Norte América [DeMets *et al.*, 1994]. Todos los desplazamientos y las velocidades se muestran con respecto a la placa fija de América del Norte. Desplazamiento del SSE 2006 en ZIHP es casi cero. La estación de LAZA se instaló durante el SSE y no registró un desplazamiento completo de ese evento [V. Kostoglodov *et al.*, 2010].

Un enfoque estándar en la investigación de NVT consiste en la aplicación de diferentes métodos de detección de tremores, con los registros de diferentes estaciones, y luego fusionarlos para ubicar su origen [Kao and Shan, 2004; La Rocca et al., 2009; Obara, 2002; Shelly et al., 2007]. En general, la estimación precisa de hipocentro del NVT sigue siendo problemática debido a la baja relación señal / ruido y la falta de identificación de las fases sísmicas coherentes. Una forma sencilla de caracterizar la actividad de NVT considera la duración diferencial de los tremores (DDT) sin tener en cuenta sus amplitudes [Payero et al., 2008a; Shelly et al., 2007]. Así, la DDT caracteriza en general la intensidad de los NVT, ya que el promedio de las amplitudes vistas del tremor se mantiene invariante durante la explosión (burst) completa [Aguiar et al., 2009].

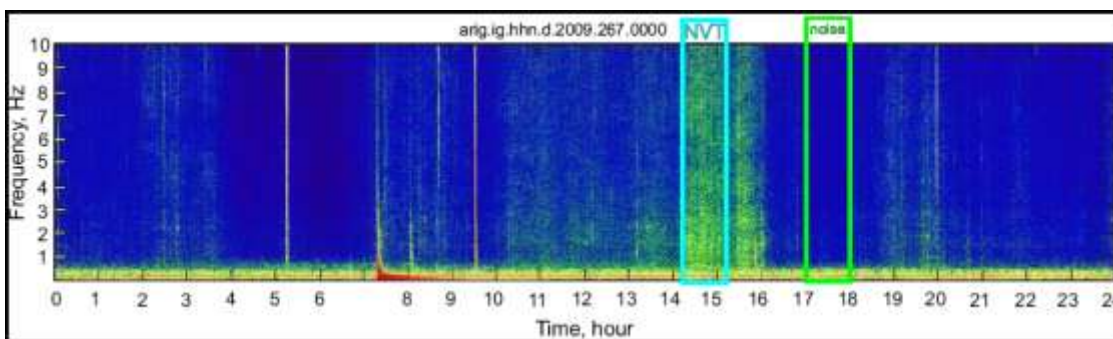


Figura 3.2. Espectrograma de un día completo correspondiente a la componente N-S de la estación ARIG del SSN (24 septiembre 2009). Los espectros del NVT y de una hora de ruido son calculados y comparados en la Figura 3.3.

Para evitar las dificultades relacionadas con la ubicación del origen del tremor y al mismo tiempo, para caracterizar su duración e intensidad, se calcula una "energía" inferida [V. Kostoglodov et al., 2008]. Los tremores se desarrollan principalmente en la banda de 0.5 a 15 Hz, pero tiene la mejor relación señal/ruido en el rango de frecuencia de 1-2 Hz, en la mayoría de las estaciones de MASE (Fig. 3.3), podemos observar que a partir de 0.5 Hz empieza a haber una mayor amplitud

del tremor respecto a la señal de ruido, esto se consigue hallando el promedio de la señal del tremor después de restarle el ruido. Por lo tanto, el primer paso en nuestro enfoque para calcular la energía (la velocidad al cuadrado) es filtrar las señales entre 1 y 2 Hz. Para obtener evaluaciones comparables de energía NVT, en todas las estaciones sísmicas corregimos los registros por efecto de sitio, después de reducir individualmente el ruido de fondo. Los efectos de sitio se calcularon utilizando el método de calibración coda [Husker et al., 2010a]. A continuación, aplicamos un filtro mediana (la ventana de 10 min para eliminar la contribución de los temblores locales) suavizado a la forma de onda completa y un procedimiento de corte umbral, para compilar un catálogo completo de NVT grabado con las estaciones sísmicas MASE para el período 2005-2007.

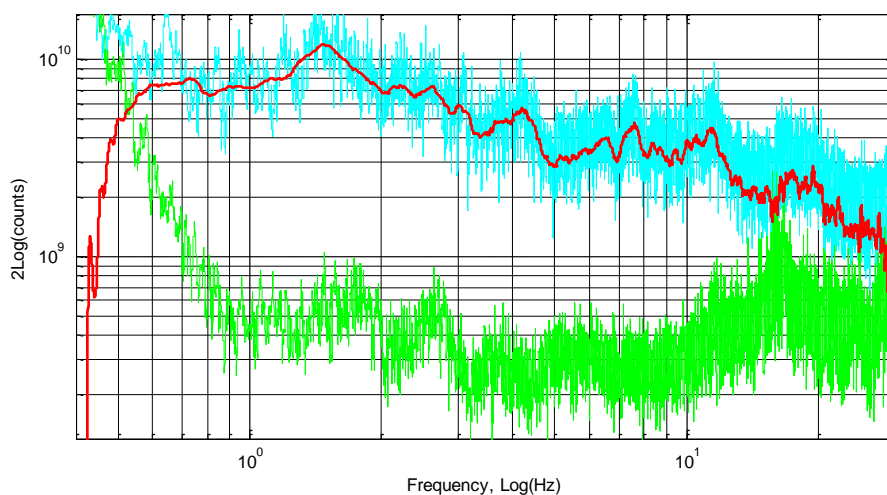


Figura 3.3. Espectro de energía de NVT. En color cian se representa el espectro de la señal del NVT, para la componente NS en la estación ARIG, del Servicio Sismológico Nacional de México, SSN, durante una hora del episodio del 24 de septiembre 2009, 14:20-15:20 cuya fuente estuvo muy cerca de la estación. En verde el espectro de ruido, para una hora de la misma estación. La línea roja representa el espectro de la energía del NVT, filtrado y suavizado con el filtro mediana, luego de restarle el espectro del ruido.

3.3.2- Estimación de la Energía.

Se utilizó el algoritmo para el cálculo de la energía sísmica radiada [Battaglia y Aki, 2003; Maeda y Obara, 2009]. Se trata de estimar un límite superior de la energía sísmica liberada, por todos los episodios de tremores no-volcánicos (NVT) y

verificar la hipótesis de que el efecto sumario de las dislocaciones del conjunto de los eventos NVT sobre la falla de la interfase de subducción es equivalente a la dislocación del NVT durante el SSE-2006, asumiendo un modelo de energía isotrópica para la onda S en un medio uniforme. Con esta simplificación, sólo necesitamos determinar el límite superior de la energía sísmica radiada por la totalidad de los NVT (E_S) durante el evento SSE-2006. El máximo deslizamiento cosísmico del total de NVT puede estimarse a partir de (E_S) asumiendo que todos los episodios NVT se produjeran en la misma falla de la interplaca con igual ángulo (rake).

La ecuación básica es de la forma, [Bolt, 1986; Kanamori et al., 1993; V. Kostoglodov et al., 2008]

$$E_S = 2\pi\rho\beta R^2 e^{2\pi f_c R/\beta Q} \int_{t_1}^{t_2} u_N^2(t) + u_E^2(t) + u_Z^2(t) dt \quad (3.1)$$

siendo E_S la energía sísmica radiada, ρ es la densidad (2,800 kg/m³), β es la velocidad de la onda de corte (3,500 m/s), R es la distancia entre la fuente del NVT y la estación sísmica, u es la amplitud de la velocidad de cada componente, f_c es la frecuencia de corte y Q es el factor de calidad. La amplitud u se determinó para un episodio NVT de duración de t_1 a t_2 de acuerdo con el catálogo parcial de NVT, ya que todavía no contiene las localizaciones completamente. Cuando el espectro de fondo (ruido) sísmico (registros sísmicos sin NVT o terremotos) fue retirado del espectro sísmico que contiene el NVT, el resultado fue que el NVT tenía un pico en la frecuencia ~1.5 Hz (Fig. 3.3), por lo que éste fue utilizado como f_c . $Q=276$ según lo obtenido en el centro (Pacífico) de México [García et al., 2004].

Elegimos $R = 65$ km ($> \sqrt{40^2 + 50^2}$) como un límite superior razonable de la distancia para detectar los NVT, donde se suponía 40 km hasta la profundidad máxima posible y 50 km la distancia horizontal máxima de detección de tremores confiable. La profundidad de 40 km pondría todos los NVT en la interfaz interplaca. Casi todos los registros de tremores, en MASE muestran un resultado de la componente vertical mucho más débil que las componentes horizontales, lo que significa que el NVT se detectó cerca (menos de ~20 km) o directamente casi por debajo de las estaciones sísmicas, lo que sugiere una distancia horizontal

relativamente corta del perfil MASE. Sin embargo, algunos NVT se encuentran probablemente más distante del perfil MASE [Payero *et al.*, 2008].

La localización de los eventos NVT se había situado dentro de un rango promedio de ~100 km a lo largo del perfil MASE [Payero *et al.*, 2008], el presente estudio muestra que el mismo rango de distancia contiene casi toda la energía de NVT, como veremos más adelante. El límite de la distancia perceptible del tremor fue de ~50 km desde el pico de energía NVT, donde la energía era más que un orden de magnitud menor que en el máximo (fig. 3.4). Por lo tanto asumimos que la distancia máxima horizontal del NVT fue de 50 km desde la línea MASE, y el área total de la falla del tremor se determinó alrededor de 104 km² (aprox.). Los registros sísmicos del NVT se han filtrado en la banda de 1-2 Hz, donde la relación señal/ruido era lo mejor para todas las estaciones ([Payero *et al.*, 2008] y la figura 3.3). Con el fin de calcular correctamente (E_S) es necesario conocer la relación entre la parte 1-2 Hz del espectro y el resto del espectro. Hay por lo menos dos métodos diferentes para estimar la relación entre la (E_S) en la banda 1-2Hz y (E_S) del espectro NVT entero. El primer enfoque consiste en suponer que el NVT tiene un espectro similar al modelo de Brune [Brune, 1970]. El segundo método consiste en analizar la atenuación de la energía para tremores propuesto por Bataglia y Aki [Battaglia and Aki, 2003], que hemos elegidos.

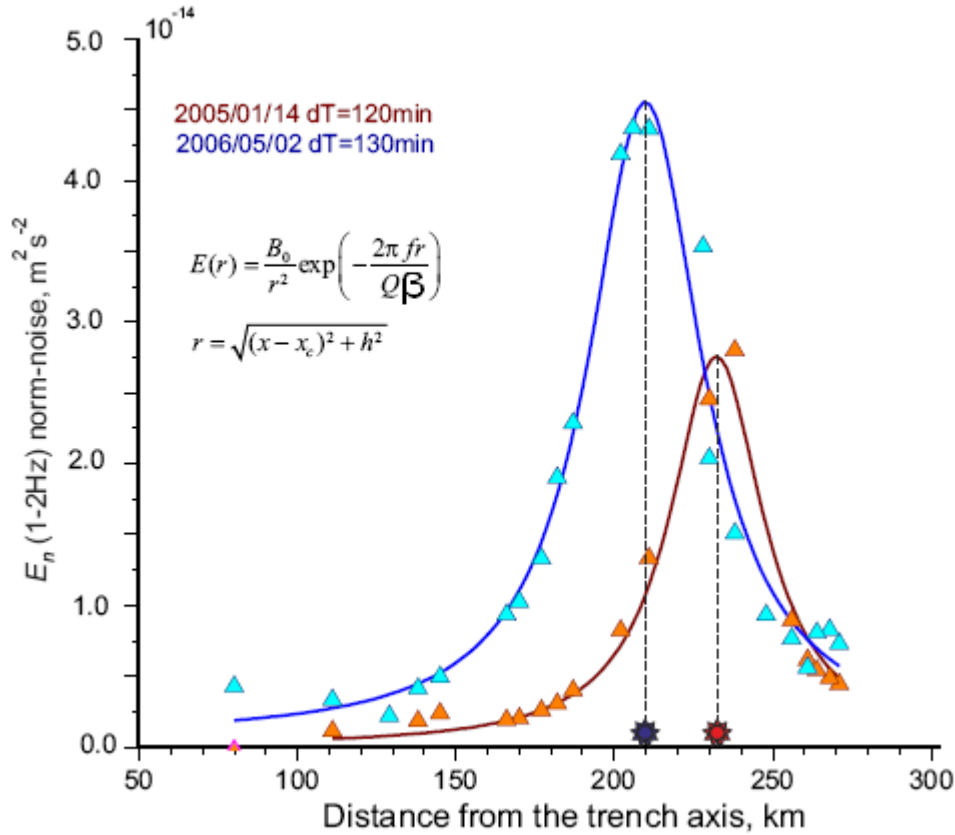


Figura 3.4. Atenuación de la energía (E_n) para un evento NVT de larga duración en el rango de 1-2 Hz donde la energía ha sido normalizada [Husker et al., 2010] y el nivel del ruido se ha eliminado, para estaciones de MASE (triángulos).

La curva de ajuste se ha hecho mediante la función para la energía $E(r)$, según [Battaglia and Aki, 2003; Maeda and Obara, 2009],

$$E(r) = \frac{B_0}{r^2} \exp\left(-\frac{2\pi f r}{Q\beta}\right) \quad (3.2)$$

$$r = \sqrt{(x - x_c)^2 + h^2} \quad (3.3)$$

donde r es la distancia desde la fuente del NVT a la estación, x es la distancia desde el eje de la trinchera a lo largo del perfil MASE, x_c es la proyección del hipocentro

sobre el perfil, y h es la distancia desde la fuente a x_c (Fig. 3.5). Q es el factor de calidad equivalente a 276 [Garcia et al., 2004], f la frecuencia, 1-2 Hz para este caso, β es la velocidad de la onda S. Las estrellas azul y roja indican las localizaciones aparentes del NVT según el perfil MASE. La E_n se reduce por un factor de 10 a la distancia de 50 km aprox. desde la localización del NVT.

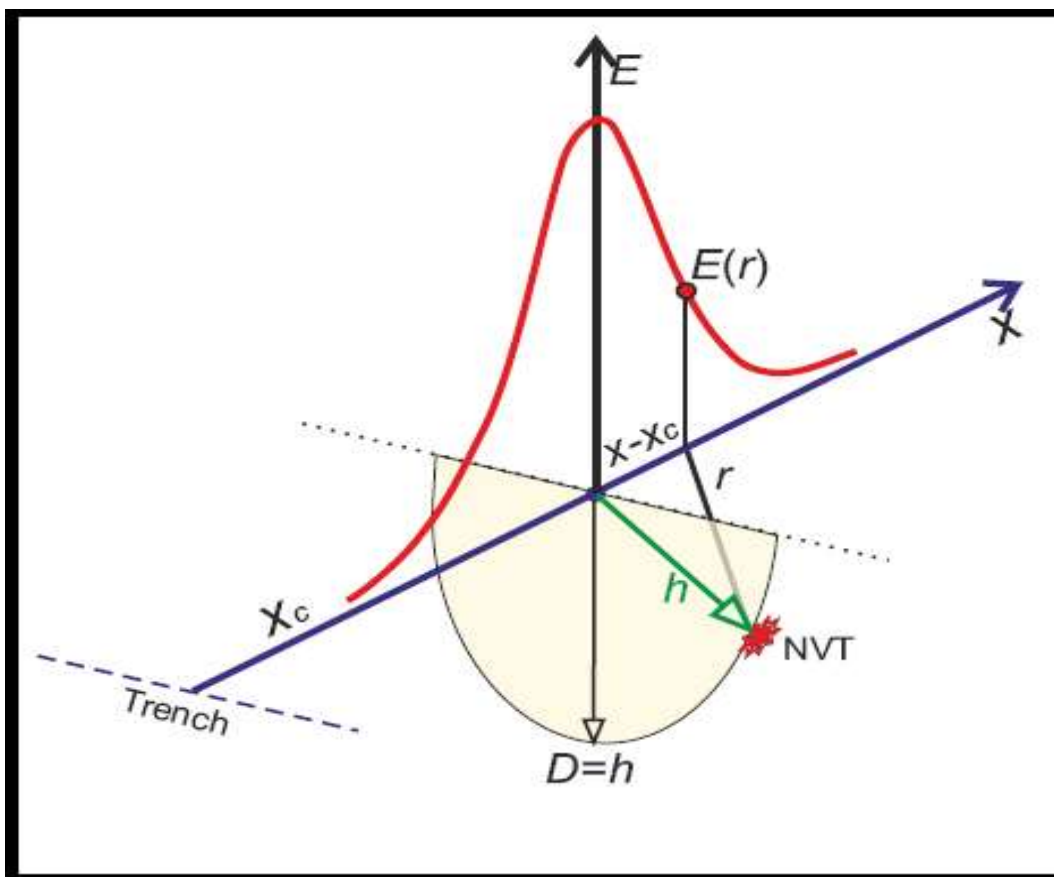


Figura 3.5. Explicación gráfica de los parámetros utilizados en la Fig. 3.4. La línea roja representa la energía E_n y $E(r)$ es la energía en el punto donde se ha proyectado el terremoto. Nótese que el valor de x y x_c están a lo largo del perfil.

En base a los datos de 24 estaciones de MASE, con la mejor relación de señal/ruido, se realizó el catálogo parcial de NVT, (capítulo 1). Una distribución espacio-temporal de la energía total radiada en NVT mediante un pasabanda de 1-2 Hz, se obtuvo a través de la integración en el tiempo y la interpolación en el espacio (Fig. 3.2). El ajuste, ecuación 3.2, a los datos de la atenuación muestra que la radiación NVT de la energía sísmica, se produce predominantemente sobre el contacto interplaca subhorizontal (ubicado aproximadamente a 40 km de profundidad), entre 170 y 260 km de distancia a la trinchera. La profundidad de la fuente del NVT no está definida con este método pero no sobrepasa el valor de 40 km [V. Kostoglodov *et al.*, 2010].

El máximo de la curva de atenuación de la energía de NVT (Fig. 3.4), puede limitar la ubicación particular de la ráfaga (burst) de tremores a lo largo del perfil MASE. Por tanto, la distribución espacial de la liberación de energía máxima (Figs. 3.4 y 3.5) corresponde a las localizaciones de las fuentes de los NVT.

3.4- MODELACION DE DATOS GPS.

Los mayores desplazamientos en superficie, producidos por el evento lento 2006, se detectaron en lugares donde se tienen GPS permanentes, principalmente en Guerrero, México Central [Larson *et al.*, 2007b] a lo largo del perfil sísmico MASE (Fig. 3.1). Los desplazamientos registrados en la costa fueron superiores a 4.4 cm. El inicio y la duración del SSE 2006 se estimaron mediante el ajuste de la función tipo sigmoide [Franco *et al.*, 2005; Larson *et al.*, 2007b; Larson *et al.*, 2004] en las componentes horizontales de los registros de GPS (Fig. 3.6). Los modelos de dislocación [Savage, 1983], que mejor se ajustan a los desplazamientos totales definidos en el SSE de 2006, requieren que la mayoría del deslizamiento lento, (con un máximo de unos 190 mm), ocurrió en la zona de transición en la interfaz de la placa, en un segmento de alrededor de 80-90 km de longitud situado entre la zona sismogénica, modelada como acoplada (45-75 km de la trinchera) y

presumiblemente la zona de libre deslizamiento (Fig. 3.6). El modelo más aceptable, fija el evento SSE 2006 en el interior insular, en una zona extendida entre los 10-15 km más hacia la costa que donde se localizaron los epicentros de los NVT.

Debe observarse que la modelación final de los desplazamientos, en los GPS a lo largo del transecto 1D, provee mejor constreñimiento de los segmentos de localización y la cantidad de deslizamiento de falla. En atención a invertir las series de tiempos de los GPS, evento 2006, [Larson *et al.*, 2007a] utilizando un filtro de inversión de redes (NIF), que permite una extensión interior excesiva del evento asísmico sobre la interfaz de la placa debido a la aproximación muy pobre de la serie de tiempo en la componente vertical. Modelaciones del evento lento del 2002 de Guerrero [Iglesias *et al.*, 2004; V. Kostoglodov *et al.*, 2003; Yoshioka *et al.*, 2004] comprueban que, casi todo el deslizamiento ocurrió en la interfaz del segmento de la zona de transición de subducción, limitado aproximadamente en los 170 km desde la trinchera. El modelado del SSE-2006 propuesto, se ajusta bien para deslizamientos de 190 y 100 mm en el segmento correspondiente a la zona de transición y de 90 mm en la zona más profunda de deslizamiento, como se muestra en la Fig. 3.6, línea fuerte de color verde.

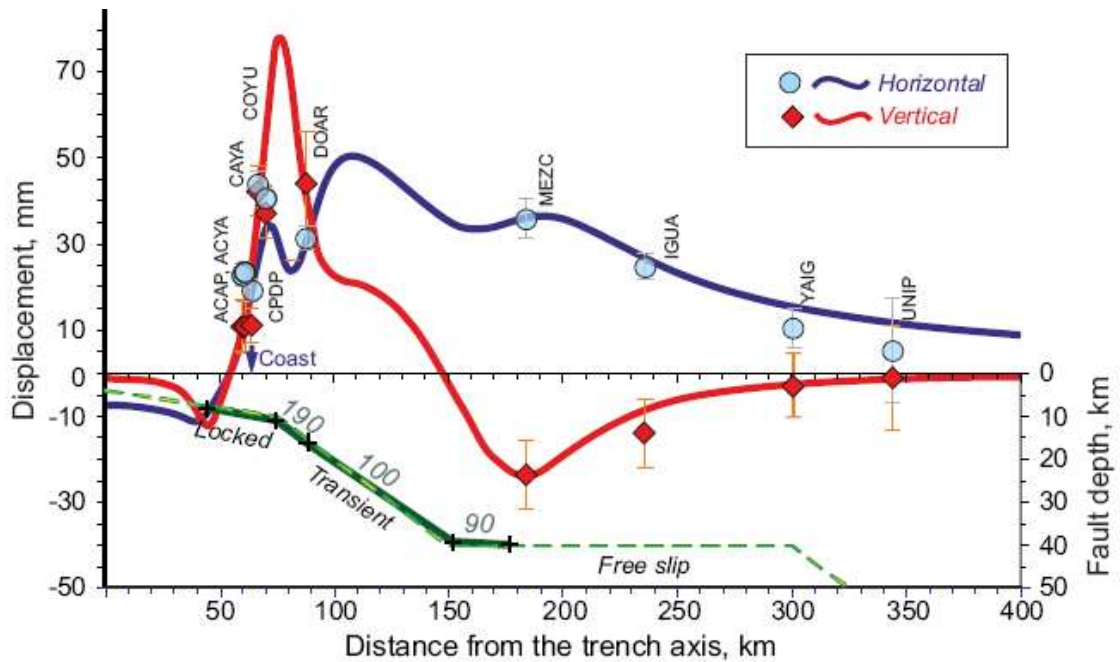


Figura 3.6. Modelo de dislocación del semiespacio elástico [Savage, 1983], que se ajusta al desplazamiento final medido en los GPS, para el SSE-2006, a lo largo del perfil cuya orientación es perpendicular a la trinchera (véase la Fig. 3.1.), los círculos en azul indican las estaciones de GPS, componente horizontal, utilizadas, los diamantes rojos indican la componente vertical de las estaciones. El ajuste del modelo se ve limitado por la asignación de la menor dislocación posible y reducir al mínimo la varianza entre los desplazamientos modelados y observados. Los segmentos de falla en la zona de acoplamiento y de transición se muestran en líneas gruesas y la vertical indica los desplazamientos en mm. La deformación de la superficie, del segmento sismogénico acoplado es modelado mediante un retroceso parcial (dado por la velocidad de convergencia $V_c = 57$ mm/yr, el retroceso de deslizamiento para evento SSE 2006, con promedio de duración 6 meses, fue de ~ 28 mm aproximadamente). La línea de trazos indica la más aceptada configuración de la interfase de la placa de subducción en Guerrero, México [Y Kim *et al.*, 2010].

Las series de tiempos, de los desplazamientos de la estación MEZC, en sus componentes S-N y W-E se consideran para hacer el estudio comparativo del evento SSE y la actividad de NVT en la misma época (Fig. 3.7).

3.5- RESULTADOS.

En base a los datos de 24 estaciones de MASE con la mejor relación de señal/ruido se realizó el catálogo parcial de NVT. Una distribución espacio-temporal de la energía total radiada en NVT, mediante el filtro pasabanda de 1-2 Hz, se obtuvo a través de la integración en el tiempo y la interpolación en el espacio (Fig. 3.7). Se ve claramente que la radiación NVT energía sísmica se produce predominantemente por arriba del contacto interplaca subhorizontal, ubicando el NVT entre 170 y 250 km de distancia a la trinchera.

La Figura 3.7 sintetiza los principales resultados de este estudio:

a) La distribución de la energía muestra que su máximo se encuentra dentro de la zona de NVT del previo estudio [Payero *et al.*, 2008a] donde fueron analizados más de cien episodios fuertes de NVT en Guerrero, las localizaciones de esos temores coincide con el área donde es liberada la energía de los NVT, mientras en profundidad es distribuida entre la corteza continental inferior y la zona de contacto de placas.

b) La dislocación transitoria modelada para el SSE se concentra hacia el lado de la trinchera de la zona de NVT, lo que significa que el SSE y NVT están espacialmente separados. Esta observación concuerda con el estudio NVT en la zona de subducción de Oaxaca, México [Brudzinski *et al.*, 2007; M R Brudzinski *et al.*, 2010]. Cuatro grandes episodios NVT ocurrieron durante del evento SSE 2006. Además, hubo varios episodios NVT comparativamente de corta duración y de alta intensidad durante la época de "calma", cuando no fue detectado ningún SSE explícito por los GPS (excepto, por ejemplo, el evento, pobremente detectado en la serie de tiempo de GPS, de corto término SSE en marzo 2005 [Vergnolle *et al.*, 2010]). La falta de simultaneidad en la duración entre el NVT y el gran SSE de 2006 sugiere que estos fenómenos no son la expresión del mismo proceso.

c) Se utilizaron el modelo simple para evaluar un límite máximo de la energía sísmica total radiada en los episodios NVT (durante el SSE 2006), y tomando la relación (proporción) del espectro de potencia en la banda de 1-2 Hz y la energía total de NVT. Si todos los eventos NVT se estaban produciendo en la interfaz de la misma falla (interfaz de la placa) en forma coherente con los mismos rumbos del deslizamiento sísmico, (seismic rakes), entonces el deslizamiento total producido por la falla, durante el evento SSE del 2006, será del orden de $10^{-3} - 10^{-4}$ cm. Este valor es despreciable comparado con el promedio de la dislocación modelada (aprox. 10 cm) del SSE.

d) La expresión superficial del deslizamiento producido por las ráfagas de NVT no puede ser medido por modernas técnicas de GPS. Como el límite superior de deslizamiento del NVT es calculado aplicando algunas series de asunciones sobrevaluadas, el valor real podría estar por debajo del obtenido. Esto podría explicar el porque los datos de GPS no exhiben notables desplazamientos, en la ocurrencia de un gran episodio NVT durante las épocas inter-SSE. El deslizamiento detectado durante eventos NVT en Japón [Ito *et al.*, 2007], por inclinómetros de alta sensibilidad en pozos, fue producido aparentemente por eventos SSE concurrentes de corto-término. En nuestro caso el SSE-2006 modula la actividad de NVT para ese período en el cual ocurrieron cuatro ráfagas de NVT, sin embargo podemos ver que no hay coherencia en el tiempo NVT-SSE- 2006, ya que no se observan pulsos importantes en la serie de tiempo del SSE para cada uno de los picos (ráfagas) de los NVT (Fig. 3.7). Otros picos de NVT, que ocurren fuera de la época del SSE, no son coincidentes con pulso o variación alguna notable de SSE.

e) La magnitud equivalente para el SSE 2006 ($M_w \sim 7$) [Rivet *et al.*, 2011] es mucho más grande que la magnitud de los episodios NVT (M_E 3.3) ocurridos durante el período de deslizamiento SSE. Notablemente, una diferencia del mismo

orden fue reportada para el SSE (M_w 6.7) y NVT (M_w 3.7) en la magnitud de momento en la zona de subducción de Cascadia [Kao *et al.*, 2009].

f) Dos tipos de acontecimientos de deslizamientos lentos han sido reportados en la zona de subducción al suroeste de Japón [H. Hirose and K. Obara, 2005], son SSE de corta-duración y larga-duración, ambos acompañados por NVT. El área de la fuente del SSE para eventos de corta-duración es más profunda que la de SSE de larga-duración [T. Ueno *et al.*, 2009]. Esta observación estaría de acuerdo con los resultados de este estudio, si los eventos de corta-duración y pequeña magnitud, recientemente descubierta en Guerrero [Vergnolle *et al.*, 2010], ocurrieran junto a los NVT en la misma zona de subducción. Modelación confiable de los deslizamientos de la falla, para esos mini-eventos SSE, es todavía problemático porque los desplazamientos correspondientes registrados por el GPS son casi en el nivel del ruido de la serie de tiempo de posición.

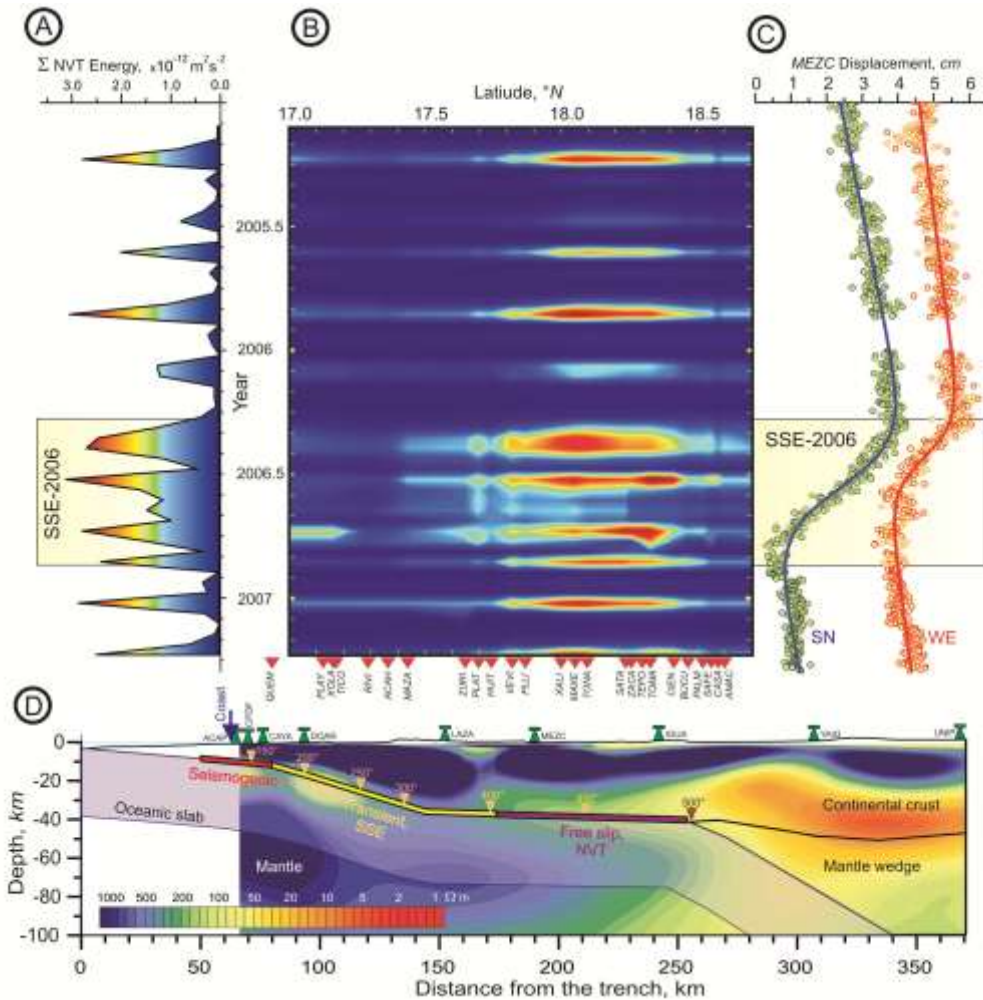


Figura 3.7. A - Distribución temporal de toda la energía sísmica de los NVT (1-2 Hz) registrada durante el experimento MASE [V. Kostoglodov *et al.*, 2010]. B - distribución espacio-temporal de la energía NVT (suavizado mediante una ventana de tiempo moviéndose 15 días) a lo largo del perfil MASE. Triángulos rojos indican la ubicación de estaciones sísmicas. C - Serie diaria en la estación de GPS MEZC, situada aproximadamente en el centro del perfil MASE. SN, WE- son las componentes Sur-Norte y Oeste-Este, respectivamente. El rectángulo SSE-2006 limita el período del evento de deslizamiento lento 2006. D – subducción e interfaz de las placas de Cocos - América del Norte en el área de estudio de acuerdo con [Kim *et al.*, 2010]. La imagen de fondo es un modelo de resistividad [Jödicke *et al.*, 2006]. Los triángulos invertidos de color rosa denotan la temperatura ($^{\circ}$ C) con que se modela la interfaz de la placa [Manea *et al.*, 2004a]. Los símbolos verdes, como antenas, representan los lugares de las estaciones de GPS en el transecto MASE. Las figuras A-C tienen la misma escala de tiempo. Los paneles B y D están alineados para que la zona donde se detectó el temblor puede ser comparada con la configuración de la placa [V. Kostoglodov *et al.*, 2010].

3.6- DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN.

Hasta el momento hay varias observaciones confiables en diferentes zonas de subducción, que sugieren la existencia de dos fenómenos distintos: grandes eventos asísmicos del deslizamiento lento (SSE) y los episodios de NVT. SSE y NVT registrados, en la zona de subducción mexicana, están separados espacialmente y no son coherentes en el tiempo; en el sentido de que cuando aparecen pulsos intensos de NVT no se observan pulsaciones grandes en SSE; aunque la actividad de NVT se intensifica por la ocurrencia de SSE de gran tamaño. Disparo de NVT por esfuerzos transitorios han sido documentados [Rubinstein *et al.*, 2007] y el mecanismo de esta interacción, así como el origen de SSE y NVT es todavía discutible.

Hay una evidente segmentación sismotectónica progresiva de la interfaz de la placa subducida en México (Fig. 3.7-D): la baja temperatura, segmento acrecional superficial débilmente acoplada, la sección sismogénica fuertemente acoplada ($T \sim 150^\circ \text{C}$), a continuación la zona de transición donde ocurren los SSE de larga duración, ($T \sim 170\text{-}400^\circ \text{C}$) y finalmente una zona del acoplamiento muy bajo o casi nulo, donde ocurren los NVT ($T \sim 400\text{-}500^\circ \text{C}$). Cada sección tiene su acumulación específica, de deformación elástica y el régimen de su recuperación, con tiempos de recurrencia diferentes para eventos: orden de $10 - 10^2$ años para los sismos de subducción, 10^{-1} -10 años para los SSE y días-meses para las ráfagas de NVT.

El modelado de los datos GPS (Fig. 3.6 y 3.7) localiza la zona sismogénica supuestamente acoplada a poca profundidad, con casi la misma anchura y posición como el área de origen del sismo (doblete) de Acapulco 1962 Mw ~ 7 [Ortiz, 2000]. El segmento de transición de SSE coincide con la presencia de una fina capa de velocidad ultra lenta (USL) descubierta en Guerrero, en la parte superior de la placa subducida [Song *et al.*, 2009] y la zona de generación de tremores [Payero *et al.*, 2008a], corresponde a la zona de mayor conductividad de la corteza continental [Jödicke *et al.*, 2006] sobre el segmento "free slip" de la interfaz de la placa. La

condición de deslizamiento libre es sólo una abstracción utilizada para el modelado de SSE.

En realidad, la placa oceánica subducida debe interactuar con la placa superior continental mediante este segmento débil interplaca, probablemente a través de una capa de baja viscosidad [*Hilaret et al.*, 2007; *V. Kostoglodov*, 1988], similar a la USL, y transmite una cierta tensión de corte a la placa superior. La deformación acumulada en la placa continental puede ser liberada periódicamente por NVT y los pequeños SSE de corta duración.

Nuestras observaciones y resultados de los modelos sugieren la existencia de las etapas esencialmente diferentes en un proceso de progradación del rebote elástico, en la parte baja de la interfaz de la placa de subducción: SSE, SsE de corta duración y NVT. El SsE que no produce ninguna radiación sísmica y es el episodio de deslizamiento (creep) y que no puede ser diferenciado arriba de nivel de ruido en los registros de GPS. El deslizamiento lento de larga duración, SSE, modula la actividad de NVT por el aumento de la tensión de corte sobre la interfaz de la placa descendente, en el área donde existen las condiciones apropiadas para la incidencia NVT. Un SSE probablemente induce la ocurrencia más frecuente de los SsE, los cuales están directamente ligados con los episodios de NVT (observaciones similares en Japón [*Obara*, 2010]). Por tanto, SSE y NVT están separados en espacio, y no necesariamente son consistentes en el tiempo. Los estudios futuros, en diferentes zonas de subducción, deben verificar esta hipótesis y es importante comprender el origen de los SSE, SsE y NVT.

CAPÍTULO IV

IMPLEMENTACION DE MINI-ARREGLOS (G-GAP) Y NVT INDUCIDOS POR TERREMOTOS (NVT Triggering).

4.1.- INTRODUCCION.

Durante el tiempo de funcionamiento de la Red de Mini-Arreglos Sísmicos – (SMA) de G-GAP han ocurrido poco más de un centenar de eventos sísmicos importantes, varios de magnitud $M \geq 7$ y otros de magnitud inferior, muy interesantes ya que se localizaron a una distancia relativamente corta a la red, lo cual permitió que una mayor energía alcanzara a la zona de NVT, cubierta por mini-arreglos y estaciones del SSN. Analizamos nueve sismos para ver sus efectos sobre la inducción de tremores no-volcánicos, NVT, en Guerrero. Decimos importantes por su magnitud, distancia y azimut a los mini-arreglos. Estos sismos fueron elegidos ya que al menos tres mini-arreglos lo detectaron.

La zona de Guerrero, en México, nos brinda una gran oportunidad para estudiar la relación de los NVT ambientales y disparados (triggered). Los tremores ambientales son aquellos que ocurren espontáneamente, sin alguna relación detectada con otros fenómenos que pueden excitar el NVT (e.g., terremotos, mareas terrestres, tormentas etc.), excepto los tremores que acompañan a los sismos lentos SSE [Aguilar *et al.*, 2009; Maeda and Obara, 2009; Payero *et al.*, 2008a]. La existencia de los NVT ambientales ha sido documentada en muchos estudios [Husker *et al.*, 2010a; Kato *et al.*, 2010; Obara, 2002; Payero *et al.*, 2008a; Schwartz and Rokosky, 2007] y su relación con los SSE [Kato *et al.*, 2010; Obara, 2011; Obara and Hirose, 2006; Schwartz and Rokosky, 2007]. Existen también claras evidencias de la inducción de NVT por los telesismos y mareas terrestres [Gomberg *et al.*, 2008; Peng *et al.*, 2009; Rubinstein *et al.*, 2008; Rubinstein *et al.*, 2009]. La inducción de tremores (o NVT triggering) ha sido reportado para diferentes zonas del mundo [Chen and Clayton, 2009; Maceira *et al.*, 2010; Miyazawa and Brodsky, 2008; Ozawa *et al.*, 2005; Peng *et al.*, 2009; Rubinstein *et al.*, 2008; Rubinstein *et al.*, 2007; Rubinstein *et al.*, 2009].

Sin embargo, los NVT disparados (triggering) en Guerrero se pudieron observar durante los sismos de Guerrero M5.8 (2009) y Chile M8.8 (2010), siendo este último sismo el que me permitió revisar de nuevo los días que contenían grandes sismos y tratar de buscar NVT inducidos o disparados. Fue notable la cantidad de tremores que aparecieron, sobre todo durante la llegada de las ondas Love y Rayleigh a consecuencia del sismo de Chile y que continuaron por varios días. Esta influencia ha sido detectada también en el centro de California [Peng *et al.*, 2010].

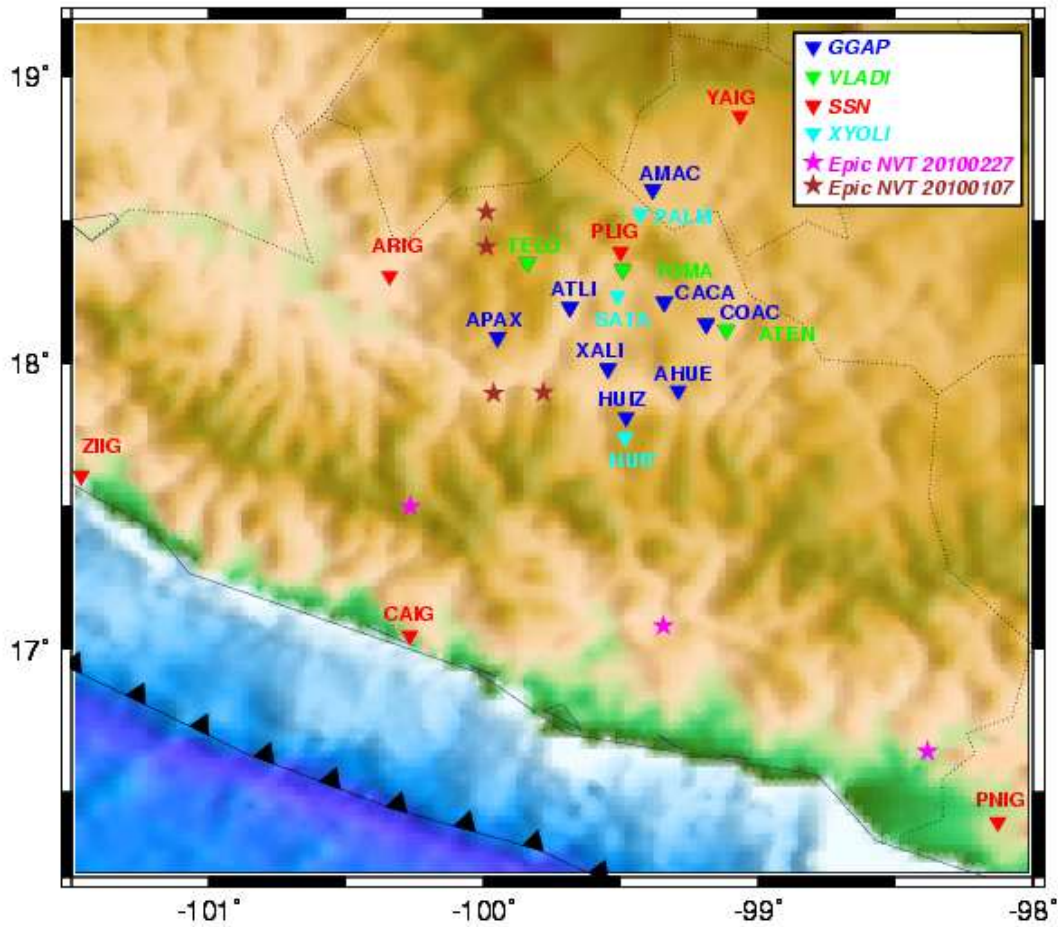
Los histogramas de la actividad de NVT durante el sismo de Chile muestran una clara perturbación de la tasa de variación de horas de NVT, que venían dándose como consecuencia de la influencia al final del gran SSE 2009-2010. Esto se observa en el número de horas-NVT por días, para un intervalo tomado desde junio 2009 a marzo 2010, que será discutido más adelante.

4.2.- DESCRIPCION DE LOS MINI-ARREGLOS.

Una antena sísmica o “arreglo”_ “-array-” es un conjunto de sismómetros (algunos hasta muchos) repartidos en un área relativamente pequeña. Es conveniente que los instrumentos desplegados tengan las mismas características para facilitar el procesamiento y la interpretación de los datos, sin embargo no es fundamental. La aplicación de los arreglos se explica por la facilidad de rastrear las fases en los registros de NVT de los instrumentos, a diferencia de las estaciones sísmicas (permanentes) que implica recorrido de grandes distancias, con topografía variada y equipos de telecomunicaciones. Los arreglos se utilizan ampliamente en el estudio de los volcanes, réplicas sísmicas y hoy en día en la detección de los tremores no-volcánicos (NVT). La geometría puede ser en forma de triángulo (muy utilizada), cuadrado, L, T, círculo, semi-círculo. En cada caso se puede instalar un sensor en los extremos ó múltiples sensores a lo largo de cada línea.

A principio del 2009 se empezó a implementar el proyecto bilateral México-Francia, denominado Guerrero-GAP (G-GAP) o brecha de Guerrero, con área de estudio alrededor de la ciudad de Iguala, Guerrero, donde además de estudiar la tectónica de la región, se localizaron los NVT. El proyecto G-GAP consiste en la instalación de mini-arreglos (Seismic Mini-Array, SMA), Fig. 4.1, en forma triangular, de aproximadamente 130 m de largo, con seis sensores de período corto (SP) de 1 Hz (GS1, Geospace) colocados en los vértices y a la mitad de cada lado, más un banda ancha (Guralp CGM-40T) en centro del triángulo [http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/SMA_web/]. Hasta agosto 2010 han sido instalados siete de estos SMA: AMAC, ATLI, APAX, XALI, mientras que en HUIZ, CACA, COAC no tienen el sensor banda ancha; otros tres SMA: ATEN, TELO, TOMA que cuentan con sólo 3 sensores de componente vertical (S5S, de 5 Hz) en sus vértices y se encuentran funcionando desde 2008. La intención es cubrir un área de 110x120 km², comprendida en el polígono Amacuzac, Chilpancingo (N-S), Atenango del Río y hasta Teloloapan (E-W), como se ilustra en la Fig. 4.1. -La posición de cada sensor fue determinada con un GPS, con una precisión del orden de decímetro. Los principales parámetros de los SMA se resumen en la tabla 4.1.

GGAP (SMA) y SSN (STN)



GM 2011 Oct 03 22:13:12

Figura 4.1 Distribución de los SMA y estaciones banda ancha (BB) del SSN. Triángulos invertidos rojos representan las estaciones del SSN. Triángulos invertidos verdes primeros SMA, que constan de sólo tres sismómetros SP verticales; en azules los mini-arreglos GGAP, con configuración triangular, que cuentan con 6 sensores SP verticales y un sismómetro BB en el centro del arreglo, excepto en las estaciones CACA, COAC y AHUE. Las estrellas en magenta representan NVT localizados durante el sismo de Chile 2010. Las estrellas en marrón representan NVT ambientales localizados con los SMA y SSN.

TABLA 4.1

Nº	Nombre	Red**	Latitud	Longitud	H(mt)	BB	SP	Lugar
1	AHUE*	G-GAP	17.9059336	-99.2908130	593.744	-	6	Ahuetlixpa
2	AMAC	G-GAP	18.6059579	-99.3843858	926.4122	1	6	Amacuzac
3	APAX	G-GAP	18.0913126	-99.9490367	1345.1411	1	6	Apaxtla
4	ATEN	G-GAP	18.1174637	-99.1156465	639.8436	-	3	Atenango
5	ATLI	G-GAP	18.1969964	-99.6852436	655.3453	1	6	Atlixnac
6	CACA	G-GAP	18.2146876	-99.3422144	1104.8354	-	6	Cacahuananche
7	COAC	G-GAP	18.1378555	-99.1891869	948.0633	-	6	Coacán
8	HUIZ*	G-GAP	17.8119387	-99.4797162	1369.8767	-	6	Huitziltepec
9	TELO	G-GAP	18.3499853	-99.8392741	1618.8029	-	3	Teloloapan
10	TOMA	G-GAP	18.3265908	-99.4927791	773.2048	-	3	Tomatal
11	XALI	G-GAP	17.9829524	-99.5471425	522.1225	1	6	Xalitla
12	ARIG	SSN	18.3052	-100.3425	394	1	-	Arcelia
13	CAIG	SSN	17.0478	-100.2673	80	1	-	Cayaco
14	PLIG	SSN	18.3923	-99.5023	875	1	-	Platanillo
15	PNIG	SSN	16.3923	-98.1271	350	1	-	Pinotepa Nac
16	YAIG	SSN	18.8620	-99.0667	1340	1	-	Yautepec
17	ZIIG	SSN	17.6067	-101.4650	50	1	-	Zihuatanejo

Tabla 4.1. Los mini-arreglos marcados con (*) fueron instalados recientemente y sus datos no se consideraron. **BB** se refiere a si el mini-arreglo tiene instalado un sensor banda ancha; **SP** corresponde a los sensores verticales de período corto. Los SMA corresponden a triángulos y su coordenada está situada en el centro, excepto para los arreglos ATEN, TELO y TOMA en el que se consideró la coordenada referida al sensor #1. **

Cada SMA cuenta con un digitalizador a 100 sps, un GPS para registrar el tiempo de los datos y la posición geográfica del digitalizador, y un disco de almacenamiento de 8-32 Gb, lo cual permite una autonomía de hasta tres meses cuando son recogidos en campo por un técnico; el sistema posee batería y paneles solares para asegurar su funcionamiento de forma permanente. El terreno donde se encuentran emplazados los sensores se escogió de tal forma que fuera lo más uniforme posible, tratando de que estuvieran sobre roca en la mayoría de los casos. La máxima diferencia de altura entre los sensores ocurrió en TELO y COAC y fue

de 7 m aproximadamente.

La precisión de estos datos es muy importante, ya que al tratarse de sensores separados algunas decenas ó centenas de metros, las ondas sísmicas tardarán fracciones de segundos en recorrer todo el mini-arreglo. Por ejemplo, para una separación de los extremos 130 metros (caso de los mini-arreglos G-GAP) para velocidad aparente de 3 km/s, se tiene un tiempo de recorrido de apenas 0.043 seg., con lo cual si queremos mantener una imprecisión (máxima) de 2% debemos mantener los errores inferiores a 0.86 ms. Desde luego, para las distancias menores entre sensores 65 m, los tiempos serán la mitad y los errores deben ser inferiores a 0.43 ms en los mini-arreglos G-GAP.

4.2.1.- Instrumentación.

Dentro del amplio y ambicioso proyecto G-GAP [http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/SMA_web/], se han instalado tres clases de mini-arreglos sísmicos SMA: a) SMA de forma triangular conteniendo un sensor C5S en cada vértice y un digitalizador en el centro del triángulo, con su respectivo sistema de energía a través de paneles solares y baterías, en realidad estos SMA empezaron a instalarse un par de años antes que G-GAP, aunque se les considera dentro de dicho proyecto; b) SMA de seis sensores de componente vertical de período corto (2 Hz) distribuidos en forma triangular, de 130 m de lado y un sismómetro banda ancha de tres componentes, modelo Guralp 40T, con digitalizadores de 9 canales, tipo Kephren (construidos en Francia); c) SMA de seis sensores de período 1 segundo (GS1) y componente vertical. Aunque el terreno fue preparado para instalar también un banda ancha (BB), ésto no ha sido posible por el tipo de digitalizador colocado, que es para sólo seis canales. En un futuro podría instalarse dicho sismómetro y así tener un mayor rango. La tabla 4.1, más arriba, muestra el listado de las principales características de los mini-arreglos SMA del proyecto G-GAP y las estaciones sísmicas del SSN, en cada uno de ellos se presenta: Nombre, red, lat, lon, altura, sensor banda ancha y sensores SP en el arreglo.

4.3.- DATOS.

4.3.1.- Proyecto G-GAP

Para la localización sísmica con antenas SMA se suministra el valor de la velocidad aparente, de las ondas que llegan al arreglo, y el azimut epicentro-arreglo de la fuente sísmica. A diferencia de la localización sísmica tradicional, en que se obtienen los tiempos de llegada de fases importantes, fácilmente identificable, aplicando posteriormente algún algoritmo matemático. La refinación de los datos, en los arreglos, se hace tomando en consideración la coherencia de la señal analizada, la cual puede tener una duración de algunos segundos hasta horas.

El arreglo más sencillo consiste de tres sensores desplazados en los vértices de un triángulo, conectados a un concentrador o digitalizador. La precisión de estos datos es muy importante, ya que al tratarse de sensores separados algunas decenas ó centenas de metros, las ondas sísmicas tardarán fracciones de segundos en recorrer todo el mini-arreglo. Otro factor importante en los arreglos es su protección. Esta protección se aplica a las inclemencias del tiempo, donde puede haber variaciones de temperaturas muy grandes entre el máximo solar y el mínimo nocturno; lluvias y también, a daños antrópicos (ruptura de cables, GPS, baterías, robo) y el mismo ruido originado por el hombre y otros animales. Para ello los cables de los sensores están colocados en mangueras de protección y luego enterrado en una trinchera de 10 – 20 cm de profundidad, o incluidos en una capa de cemento, cuando se trataba de terrenos.

4.3.2.- Datos del SSN.

Para complementar los datos de los SMA se utilizaron seis estaciones banda ancha (broad band –BB-) del Servicio Sismológico Nacional –SSN- con sensores STS-2 y digitalizadores Q330, fueron ARIG, CAIG, PLIG, PNIG, YAIG, ZIIG. En el caso particular del sismo de Chile fueron integrados datos de otras estaciones del SSN. Para el catálogo de NVT se tomaron en consideración las estaciones de mejor calidad en sus datos como ARIG, PLIG y en menor proporción PNIG, ya que las

demás fallaban dentro del rango de frecuencia que consideramos en cada caso.

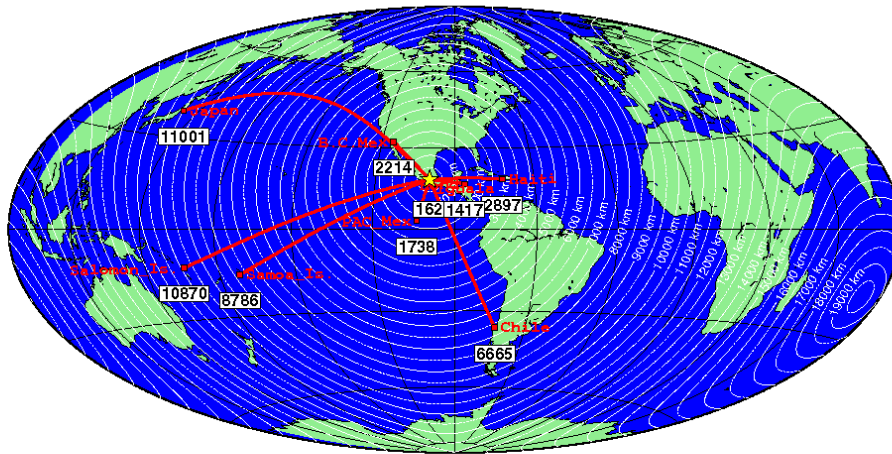
4.4.- TREMORES NO VOLCANICOS INDUCIDOS.

4.4.1.-Tremores inducidos en Guerrero.

Los NVT inducidos en Guerrero los podemos considerar a partir de la observación de los datos del gran sismo de Chile (27 febrero 2010). Antes de este evento no se tomaron en cuenta estos efectos ya que se trataba de discriminar cualquier interferencia de eventos muy locales. Sin embargo fue tan grande la cantidad de disparos de NVT, durante aquel temblor, que nos hizo recapacitar y revisar el catálogo de sismos fuertes que anteriormente tuvieron incidencias en nuestra región de estudio. Presento los NVT inducidos durante el sismo de Chile porque sirve de referencia en la región.

Fueron observados más de una centena de eventos $M \geq 6$, sin embargo se eligieron nueve sismos, que se consideran importantes ya que la mayoría provocó tremores y otros, que pudieron inducir tremores no lo hicieron. Los criterios utilizados fueron la dirección de procedencia o **azimut**, para tratar de cubrir lo más posible, las **magnitudes**, que fueran bastante fuertes, la **distancia**, de tal manera que pudiera ciertamente influir la energía generada por éstos. La Fig. 4.2 presenta la posición de cada uno de los sismos y su trayectoria de las ondas (color rojo). Como se puede apreciar aprovechamos las diferentes trayectorias posibles. Cada número en el recuadro blanco indica la distancia calculada desde el centro de los mini-arreglos, mostrada por la estrella amarilla, hasta el epicentro del sismo. A continuación se proporciona una breve descripción de cada evento, a partir del sismo de Chile. La Tabla 4.2 registra los principales parámetros de los eventos y están ordenados por fecha de origen.

Distancias GGAP (Mex) a sismos



GMT 2011 Apr 27 20:06:48 Mapa Epicentros EGa-NVT

Figura 4.2 Mapa indicando las diferentes trayectorias seguidas por las ondas superficiales para los sismos considerados, en el efecto disparo de tremores en los mini-arreglos. Se eligieron ocho sismos $M_w > 6.0$, y el sismo local de Guerrero ($M_{5.7}$) considerado de energía suficiente para inducir tremores. Se observa que las trayectorias corresponden a diferentes direcciones para el punto de Iguala.

Nosotros identificamos visualmente los tremores inducidos, buscando manualmente por ráfagas consecutivas de alta frecuencia, que aparecen y desaparecen con la periodicidad de las ondas superficiales de los telesismos y que aparecen en varias estaciones y mini-arreglos. Este procedimiento ha sido utilizado por varios investigadores en la observación de los tremores inducidos [Ghosh *et al.*, 2009a; Gomberg, 2010; Miyazawa *et al.*, 2008; Peng and Chao, 2008; Peng *et al.*, 2009; Rubinstein *et al.*, 2009].

Los tremores inducidos son los que ocurren por los efectos del paso de las ondas superficiales sobre la región; mientras que los tremores ambientales se refieren a los que ocurren normalmente en una región, sin la perturbación de las ondas superficiales de los telesismos (no parecen modulados por las ondas superficiales) [Rubinstein *et al.*, 2009].

4.4.2.- El sismo de Chile, M8.8 ocurrido el 27 de febrero de 2010 (2010058-06:34:14).

Próximo a Bio-Bio, región sur de Chile ha sido el sismo que más NVT y micro sismos ha inducido en nuestra zona de estudio. Con latitud 35.9089° S, longitud 72.7327° W y profundidad 35 km, este sismo estuvo distante promedio de 6665 km de nuestros mini-arreglos y las estaciones del SSN utilizadas. La trayectoria de las ondas, según el gran arco, formó un ángulo ligeramente mayor a 40° con la orientación de la Trinchera de Mesoamericana en la región de Guerrero.

El sismo de Chile ocurrió en la cercanía de las ciudades centrales de Concepción y Constitución, Chile. Modelos de inversión muestran una ruptura de 500 km, a lo largo de la falla [Delouis *et al.*, 2010] observando una velocidad de ruptura mínima de 1.8 km/s y máxima de 3.5 km/s dicha ruptura fue localizada en 36.208° S y 72.963° W y una profundidad inferior a los 50 km. Esta zona estaba bien estudiada y considerada como una brecha sísmica madura [Capon, 1969]. Dentro de sus efectos se encuentran el haber producido tsunamis, que en algunos casos alcanzaron costas tan distantes como las de México, aunque con ondas del orden de las decenas de centímetros.

Este sismo fue bien registrado por los mini-arreglos del proyecto G-GAP en la zona de Iguala, Guerrero, México; distante unos 6,500 km; también las estaciones del SSN, que utilizamos para esta región pudieron grabar una buena cantidad de datos. Los sensores banda ancha (BB) tanto de G-GAP como SSN muestran

claramente los instantes de llegada de las principales fases P, S, Love (L) y Rayleigh (R). Se determinó una relación de amplitudes V_R / V_L de 1.22 en los miniarreglos ATLI, APAX y AMAC.

Analizando los espectrogramas de los mini-arreglos y el SSN se encuentra que las llegadas de las ondas de cuerpo y superficiales originan energía característica de los tremores no-volcánicos; esta actividad se inicia con las ondas S y Love y luego se amplifican durante las Rayleigh y continúan durante varios días. La Fig. 4.3 muestra en (a) el registro del día completo para este sismo; en (b) el espectrograma (24 hrs) para la estación ATLI, en el que se observa la aparición de NVT inducidos con la llegada de las ondas superficiales; (c) los sismogramas filtrados con un pasabanda 1-10 Hz, de las tres componentes Z, N-S y E-W se observa la correlación de los tremores disparados con las ondas superficiales. Se observan tres instantes importantes de actividad NVT, éstos se encuentran alrededor de las 10, 14 y 16 hr.

Este efecto de disparo “triggering” de tremores por sismos fuertes y lejanos había sido reportado en diferentes partes del mundo; en la zona de subducción de Nankai, suroeste de Japón, durante el gran sismo de Sumatra 2004 (Mw 9.2) el paso de las ondas Rayleigh correlacionaron bien con la aparición de actividad NVT [Miyazawa and Mori, 2006; Miyazawa and Brodsky, 2008], ellos argumentan que la dilatancia de esfuerzo producida por el paso de las ondas Rayleigh son responsables de los disparos de NVT y atribuyen al papel importante que juegan los fluidos en el mecanismo de los tremores, por otro lado, en la Isla Vancouver, en Cascadia, el sismo de Denali 2002 (Mw 7.8) inició abundantes tremores [Rubinstein et al., 2007] al igual que en California, originados por sismos importantes en el que se incluye el Wenchuan 2008 [Gomberg et al., 2008; Maceira et al., 2010; Nadeau and Guilhem, 2009; Peng et al., 2009], en gran parte de Taiwan el sismo de Kunlun (Mw 7.8) también produjo disparo de NVT. En todos los casos el ciclo de paso de la fase Love correspondió a las mayores ráfagas de NVT disparados, indicando que la transición de esfuerzos de corte es la causa principal.

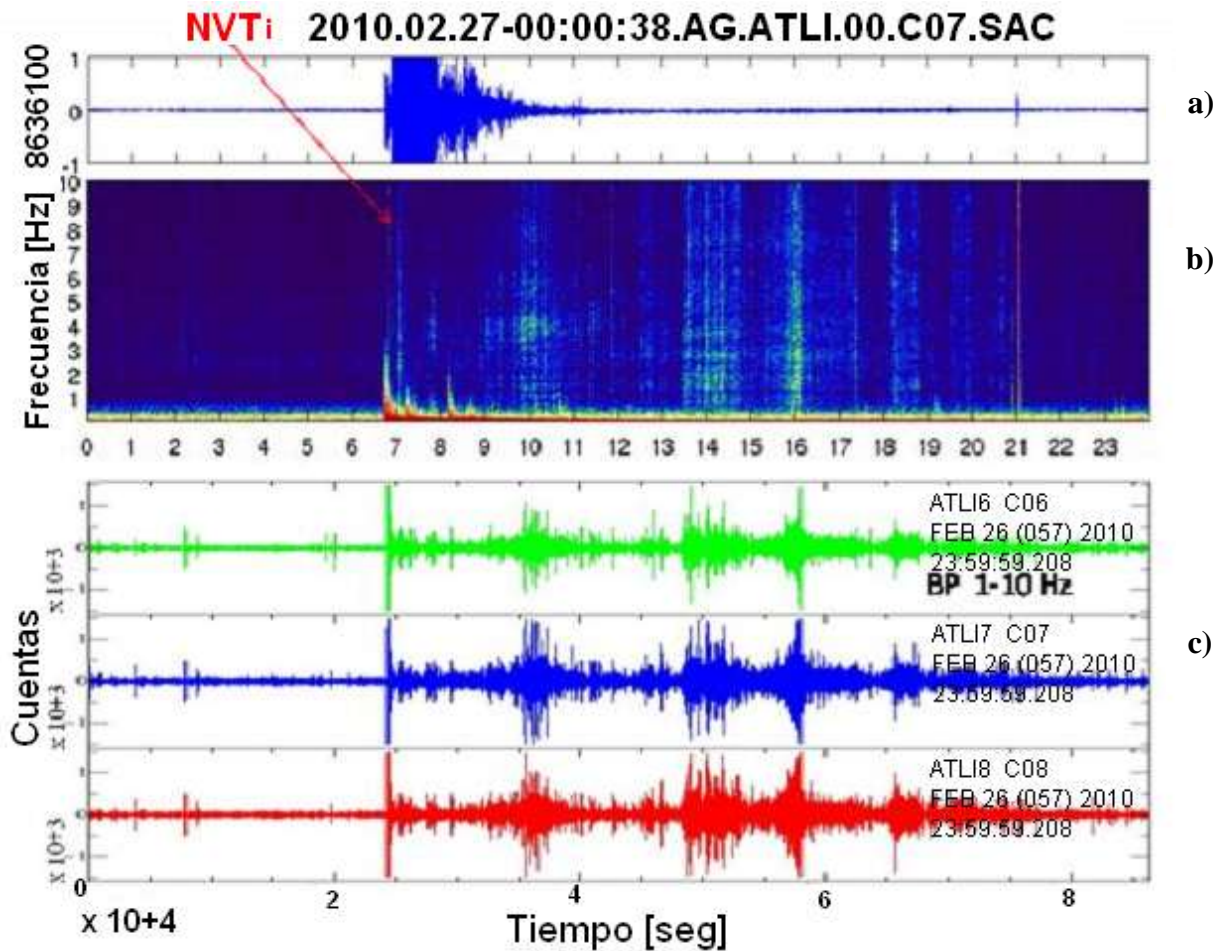


Figura 4.3 Identificación y correlación entre los NVT disparados y los arribos de las ondas superficiales. a) Sismograma obtenido en la estación ATLI (componente NS), para el sismo de Chile 20100227, se observa un bajo nivel de ruido y por lo tanto una buena relación señal/ruido; b) Espectrograma para una frecuencia entre 1-10 Hz, las bandas desde azul claro hacia el amarillo indican la presencia de NVT, lo cual nos permite determinar su duración; la flecha roja indica el inicio de los tremores (NVTi) con la incidencia de las ondas Love y Rayleigh cuando son más intensos. Los NVT más energéticos, probablemente no disparados directamente por las ondas superficiales se observan unas horas después del evento principal. c) Señal filtrada para la componente NS, para mostrar la correlación con la actividad NVT mostrada en el espectrograma.

Los NVT inducidos pueden ser identificados a partir de los registros de las tres componentes, haciendo las correcciones de lugar para obtener las señales rotadas (Fig. 4.4). Luego aplicando un filtro pasabanda de 1-10 Hz. Si correlacionamos esta señal filtrada con las ondas superficiales, como se muestra en la Fig. 4.4d, en nuestro caso para este sismo notamos que las ondas Rayleigh

producen más cantidad de tremores y parecen ser más intensos. Esto es consistente con los NVT disparados (triggering) durante el paso de las ondas Love en la Falla de San Andrés, California, por el sismo de Chile [Peng *et al.*, 2010], situado al suroeste de la trinchera mesoamericana (MT) en México. También, fueron observados varios LFE's aunque no se analizaron.

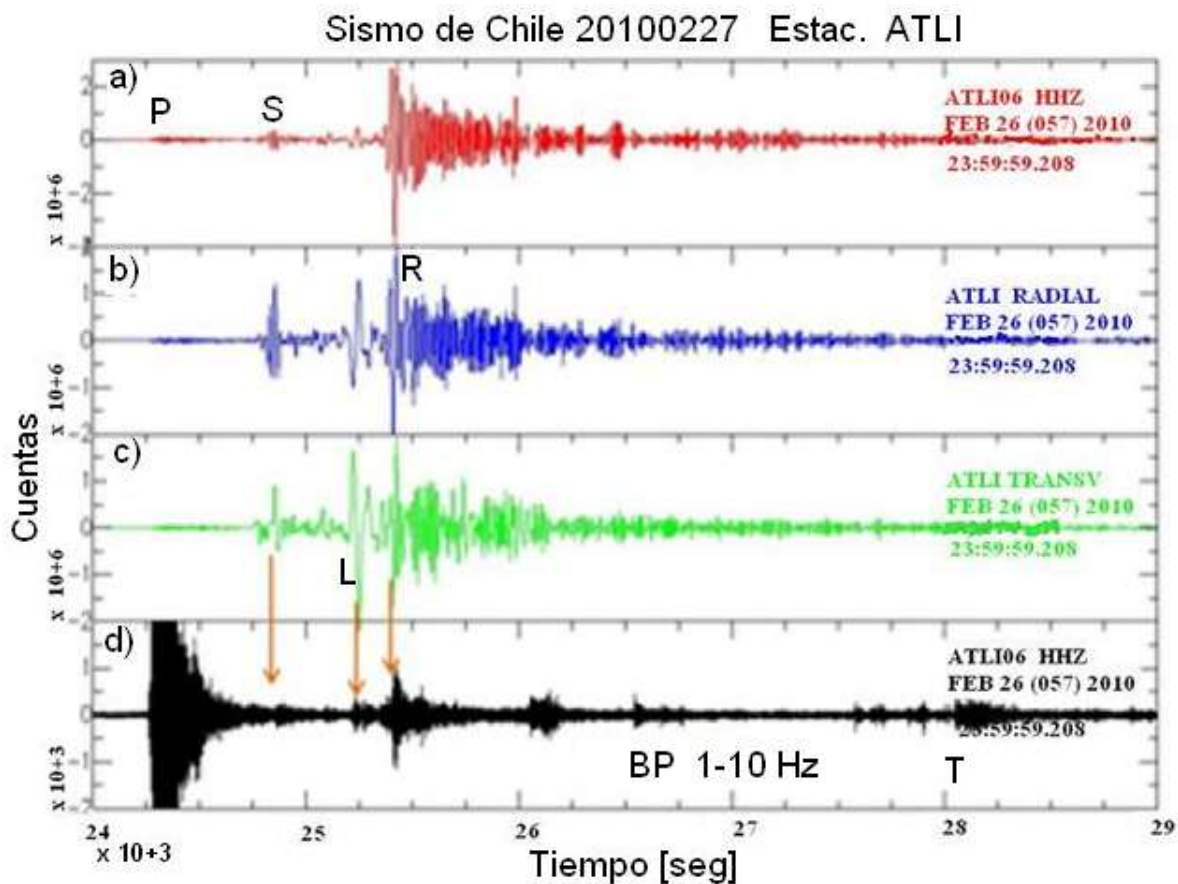


Figura 4.4 Registro en la estación ATLI para el sismo de Chile. Los sismogramas corresponden a las componentes: a) vertical, b) radial, c) transversal y d) vertical filtrada mediante un pasabanda 1-10 Hz. Las fases están identificadas por las letras P, S, L, R en los primeros tres sismogramas. Las líneas en color marrón identifican varios NVT inducidos por cada una de las fases S, L y R respectivamente. En el último sismograma se muestra la fase acústica (fase T), está señalada por la letra T y corresponde a un tiempo de 28,085 seg.

Decidimos estudiar el sismo de Chile 2010, porque ocurrió en un momento en que la mayoría de los mini-arreglos, del proyecto G-GAP, se encontraban ya instalados, además, su gran magnitud. Hemos observado, que hubo disparo de los NVT con la llegada de las ondas superficiales.

4.4.3.- El sismo de Guerrero, al sur de Iguala, M5.7(MI SSN), ocurrido el 27 de abril de 2009 (2009117-16:46:28).

Mw5.8 (USGS). Latitud 16.9°N, longitud 99.58°W y profundidad 7 km (35 km USGS). Estuvo localizado a una distancia de 162 km del centro de la red (Iguala). El SSN lo reporta con magnitud local MI5.7.

Aunque su magnitud fue moderada, comparada con la de otros sismos estudiados aquí, su corta distancia tuvo mucha influencia en la ocurrencia de NVT inducidos. Además su dirección radial a la Trinchera de Guerrero pudo haber provocado un mayor efecto que el esperado. Su pequeña magnitud no ocasionó ondas superficiales que alcanzaran lugares distantes, sin embargo sus efectos directos en la zona sí fueron de importancia (Fig. 4.5).

El sismograma del evento registrado en la estación TELO permite presentar la influencia de un terremoto local en la inducción de tremores. Arriba se muestra el registro original (A), resaltan algunos picos (“glitches”) después de cambiar la escala. Al centro (B) se muestra la señal corregida la media y la tendencia luego filtrada 1-10 Hz y finalmente fueron removidos los picos (“glitches”) para resaltar los tremores. Más abajo (C), se observa el espectrograma completo (24 hr) en la frecuencia 1-10 Hz. Se puede ver el inicio de la actividad NVT con el principio del sismo, ésta fue incrementando su energía hasta tener un máximo a las 18 horas. Este mini-arreglo se caracteriza por la calidad de la señal, por lo cual siempre fue tomada en consideración en este estudio.

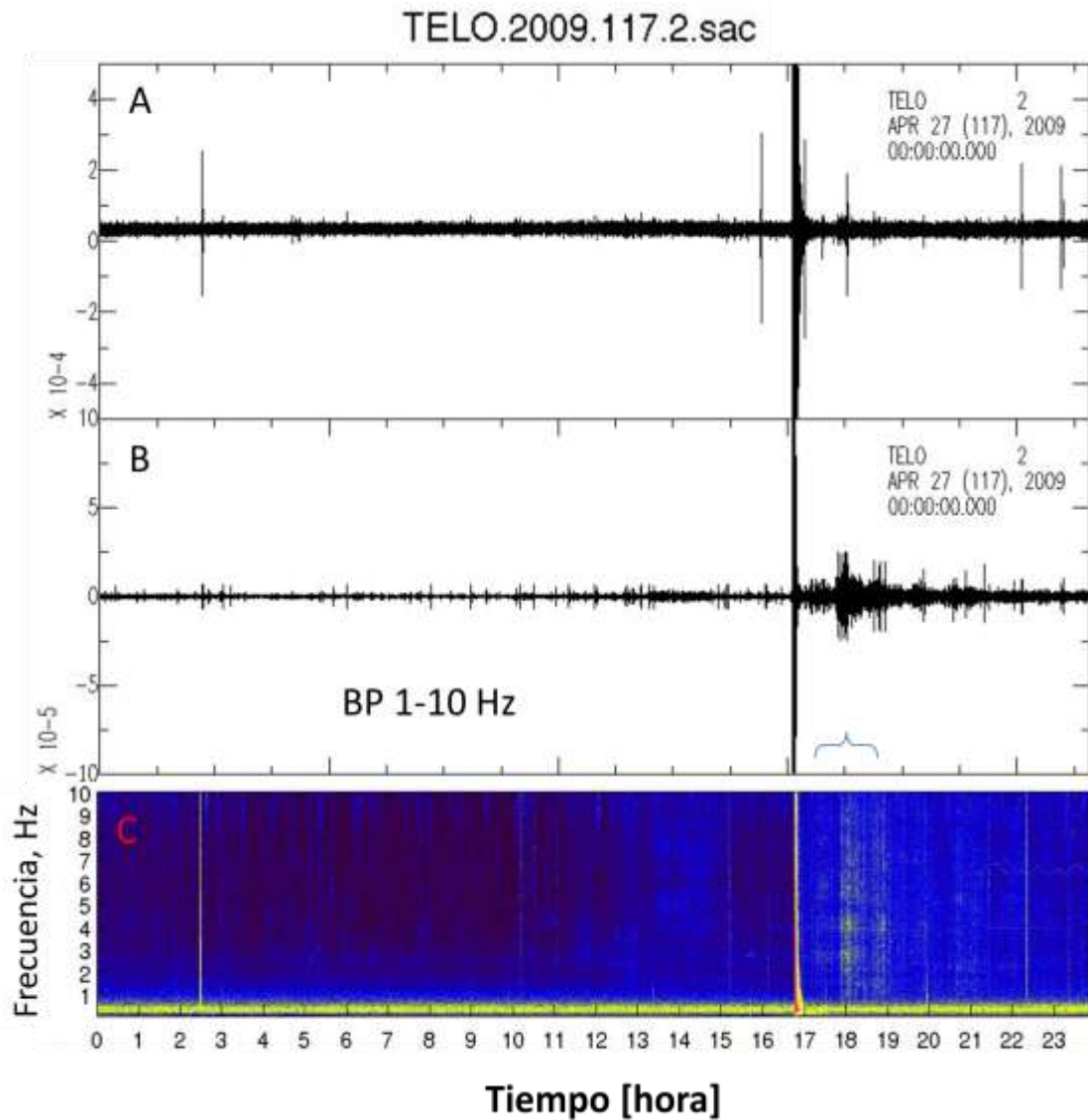


Figura 4.5 Registro sísmico de la estación TELO del evento 2009117 en Guerrero (A). En (B) se muestra la señal corregida, filtrada 1-10 Hz y donde fueron removidos los picos (o glitches) para resaltar los tremores. Abajo (C) se observa el espectrograma completo (24 hr) en la frecuencia 1-10 Hz. Se puede ver el inicio de la actividad NVT con el principio del sismo, luego fue incrementando su energía hasta tener un máximo a las 18 horas.

4.4.4.- El sismo de la región de Islas Samoa, M8.1, ocurrido el 29 de septiembre de 2009 (2009272-06:48:10).

Latitud 15.509° S, longitud 172.034° W y 18 km de profundidad en la región de Hihito en Tonga. Localizado a 8786 km de la red. Su trayectoria fue de aproximadamente 45 grados con la Trinchera Mesoamericana en Guerrero, siempre considerando el gran arco. Fueron observados NVT y microsismos inducidos, muy fuertes en ARIG, poco en TELO y menor en PLIG.

4.4.5.- El sismo de Honduras, M7.3, ocurrido el 28 de mayo de 2009 (2009148-08:24:45).

Su localización y mecanismo focal indica que ocurrió en la falla de corrimiento lateral izquierdo correspondiente a Falla Transformante de las Islas Swan (USGS), un segmento del borde las placas Norteamericana y Caribe. Considerado superficial (10 km de profundidad). A una distancia de 1417 km del centro de los SMA, considerada relativamente corta. No hubo NVT ambientales antes del evento y fueron inducidos bastantes tremores.

4.4.6.- El sismo de Santa Cruz, en las Islas Salomón (Solomon Island) 07 de octubre de 2009, M 7.8, (2009280-22:18:26).

Ocurrió en los bordes de placas de Australia y Pacífico, en una zona de falla inversa, a una profundidad de 35 km. Antes del sismo existían NVT ambientales, y se incrementó luego del arribo de las ondas superficiales de manera notable. Este sismo tuvo una dirección casi perpendicular a la Trinchera Mesoamericana –MT.

arig.ig.hhe.d.2009.280.0000.sac

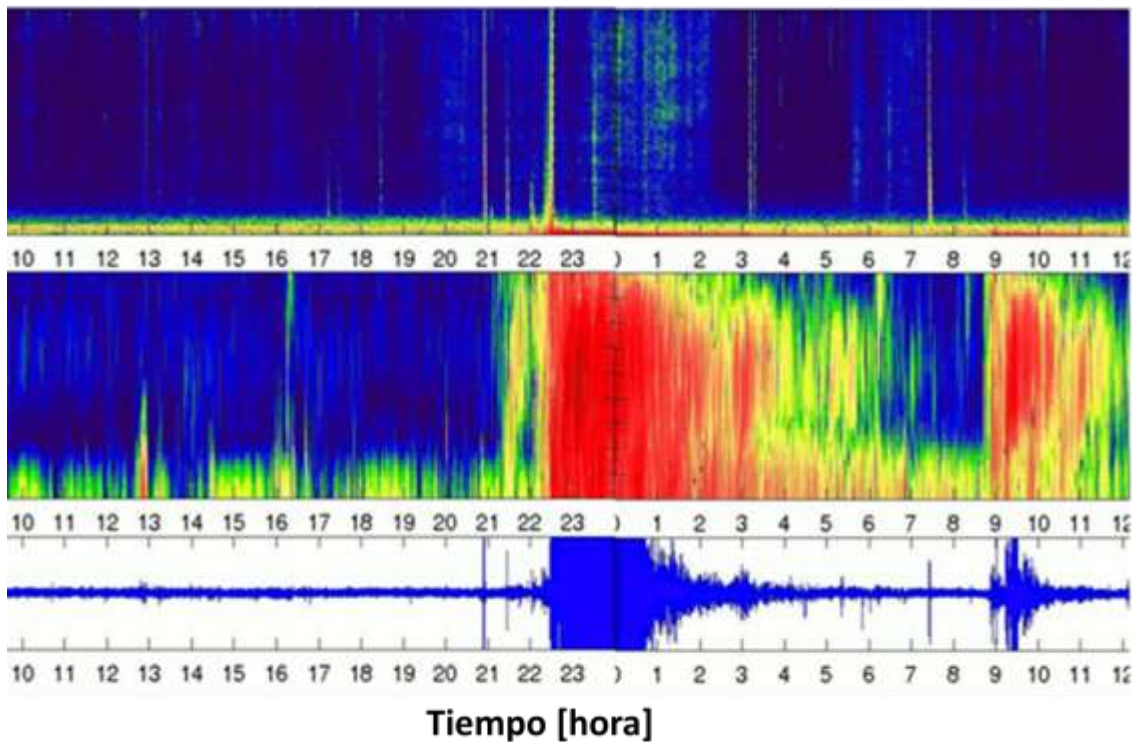


Figura 4.6 Espectrograma del registro sísmico de la estación ARIG, cuando ocurrió el terremoto del 7 de octubre 2009 en las Islas Salomón, #4 de la tabla 4.2. La actividad de tremores tuvo una duración de poco más de 3 horas. La figura fue construida mediante la concatenación varias horas de los días 7 y 8, como se puede apreciar en la marca de tiempo. La escala del eje vertical sigue siendo semejante: Frecuencia (0-10) superior, (0.01-0.1) Hz medio, y abajo en cuentas.

4.4.7.- El sismo del Pacífico (las Galápagos), M6.0 ocurrido el 15 de octubre de 2009, (2009288 17:48:21).

Ocurrió en la región de triple unión (juntura). Latitud 3.27° N, longitud 103.82° W, con una profundidad 12 km, tiene características de falla inversa, según datos del Global CMT. Este sismo estuvo a una distancia de 1738 km del centro de los mini-arreglos. Lo interesante de este caso es que, durante el día en que se tuvo el sismo, aparecieron bastantes tremores no volcánicos en forma periódica, con la particularidad de que en el instante en que llegan las ondas (registros en ARIG) hay un aumento en la intensidad de la actividad y con una duración de cuatro horas y media hasta llegar de nuevo al nivel de energía previo al sismo.

4.4.8.- El sismo de Haití, M7.0 ocurrido el 12 de enero de 2010.

Próximo a Puerto Príncipe, Haití (2010012-21:53:10). Latitud 18.443°N, longitud 72.571°W y profundidad 13 km estuvo localizado a 2897 km del centro de la red y con una trayectoria de gran arco de unos 35 grados a la Trinchera Mesoamericana –TM. No fueron observados NVT, VLF o microsismos inducidos con claridad.

4.4.9.- El sismo de Baja California, México, M7.2, ocurrió el 4 de abril de 2010 (2010094-22:40:42).

Latitud 32.259°N, longitud 115.287°W y profundidad 10 km a una distancia de 2214 km de la red GGAP y con una dirección de trayectoria, de gran arco, aproximadamente de -17° con la trinchera Mesoamericana. Durante el día del evento hubo algunos tremores ambientales, pero no se observan NVT inducidos.

4.4.10.- El sismo de Honshu, Japón, M9.0, ocurrió el 11 de marzo de 2011 (2011070-05:46:23).

Latitud 38.322°N, longitud 142.369°E y 32 km de profundidad en la zona de Sendai. A una distancia de 11,001 km del centro de los mini-arreglos GGAP, tuvo una dirección prácticamente igual a la del sismo de Baja California (2010) de unos -15°. La posición de la península de Baja California junto a la geometría (meso-mexicana) oeste pudo influir en la atenuación y eliminación por completo de que hubiera NVT inducidos. No muestra evidencias de NVT inducidos y tampoco se aprecian tremores ambientales en la zona de Guerrero.

El análisis de los sismogramas del terremoto de Japón 20110311 registrados en la estación ARIG, de la red del SSN, parece contradecir lo obtenido de manera visual. Si observamos la componente vertical (arriba), luego las componentes radial y transversal y a continuación la componente vertical filtrada 1-10 Hz podemos identificar, de manera muy tenue, algunos pequeños tremores. Abajo presento el espectrograma (24 hr), resaltando la sección más arriba estudiada.

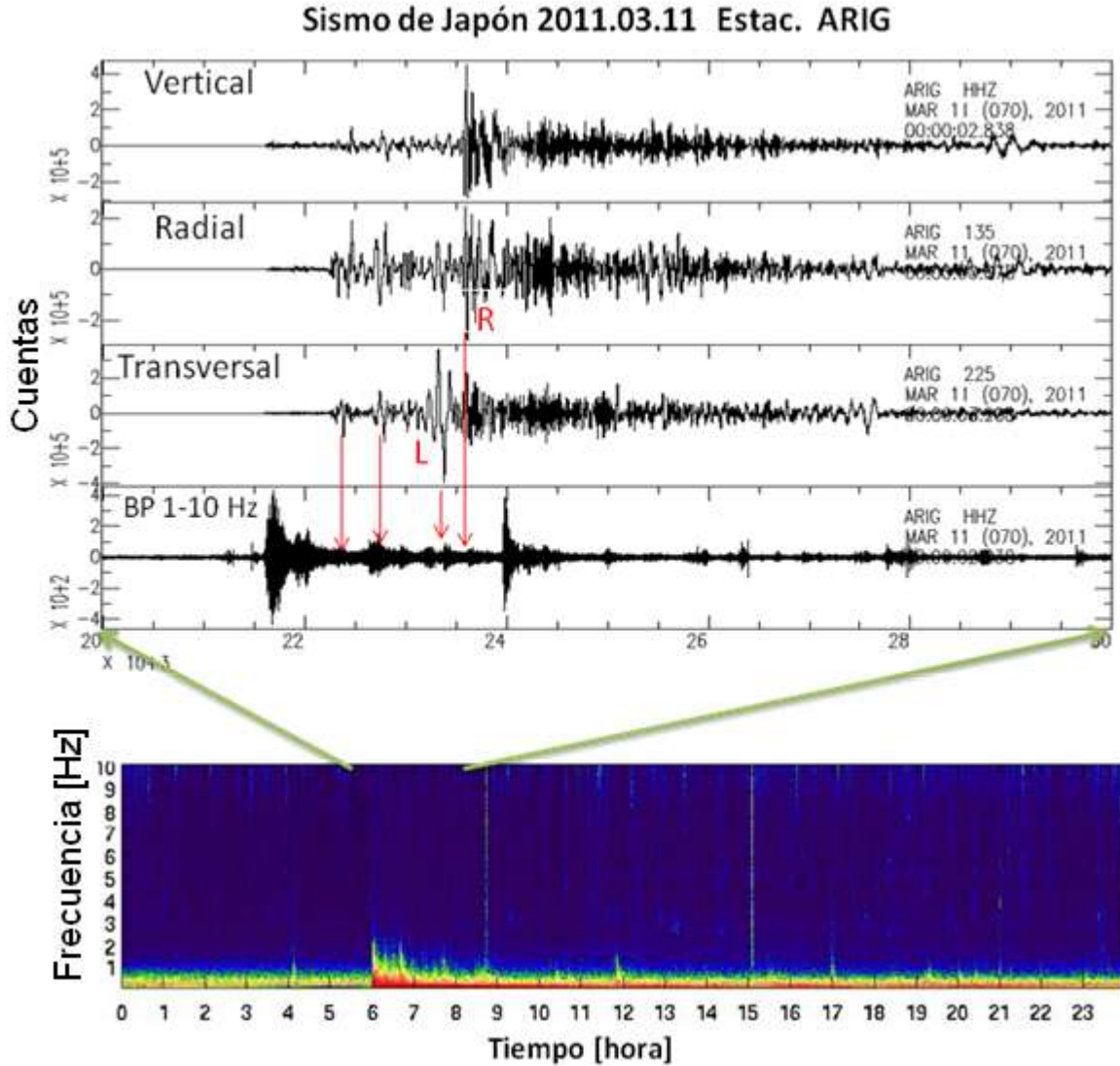


Figura 4.7 Sismograma del terremoto de Japón 20110311 registrado en la estación ARIG de la red del SSN, arriba la componente vertical, luego las componentes N y E rotadas (radial y transversal) y a continuación la componente vertical filtrada 1-10 Hz donde se identifican, en forma muy tenue, algunos pequeños tremores. Abajo presento el espectrograma (24 hr), resaltando la sección más arriba estudiada.

TABLA 4.2

N	Localización	Fecha ddmmyy	Tiempo origen	Latitud	Longitud	Prof. (Km)	Mw	BAz (°) PLIG	Dist. Sis-stn (km)
1	Guerrero, Méx.*	27/04/2009	16:46:28	16.971°N	99.566°W	37.4	5.8	151+	162
2	Honduras	28/05/2009	08:24:45	16.733°N	86.220°W	10	7.3	095	1417
3	Isla Samoa	29/09/2009	17:48:10	15.509°S	172.034°W	18	8.1	249	8786
4	Sta Cruz, Salom,Is.	07/10/2009	22:18:26	12.554°S	166.320°E	35	7.8	259	10870
5	Pacífico, SW Méx	15/10/2009	17:48:21	3.27°N	103.82°W	10	6.0	196	1738
6	Haití	12/01/2010	21:53:10	18.443°N	72.571°W	13	7.0	086	2897
7	Chile	27/02/2010	06:34:14	35.909°S	72.733°W	35	8.8	155	6665
8	B.C., Méx.	04/04/2010	22:40:42	32.259°N	115.287°W	10	7.2	317	2214
9	Honshu, Jap.	11/03/2011	05:46:23	38.322°N	142.369°E	32	9.0	315	11001

Tabla 4.2 * Datos reportados por el Grupo de Trabajo UNAM; el resto fue tomado del NEIC (USGS).

+ Se consideró el Back Azimut (BAz) respecto a la estación ARIG, ya que PLIG no funcionó en ese momento. Se muestran los principales parámetros de los sismos considerados para estudiar los NVT inducidos. La distancia está considerada respecto a Iguala, centro de los SMA.

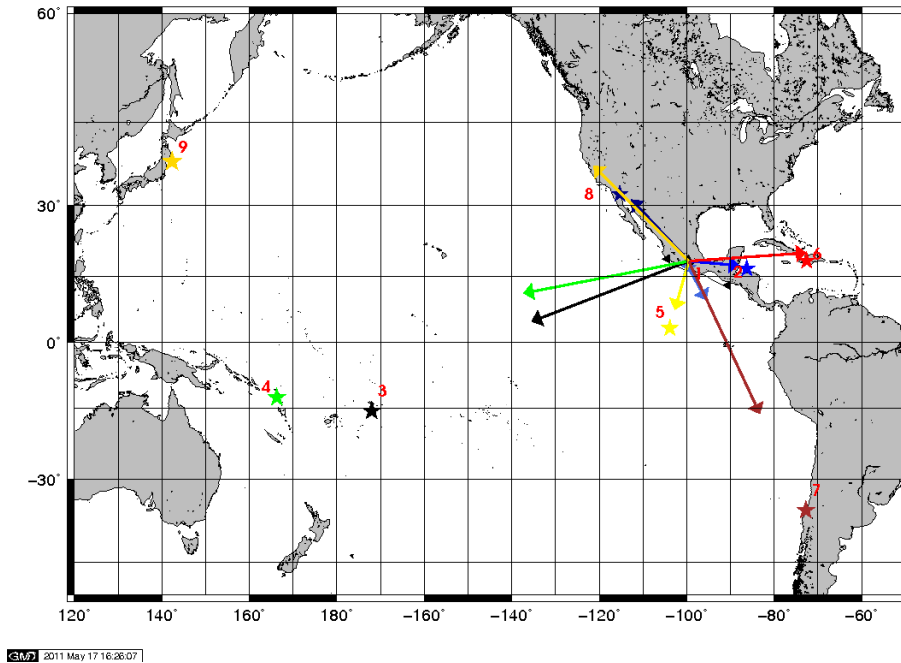


Figura 4.8 Mapa representando los nueve epicentros de los sismos considerados (enumerados en color rojo). Los vectores indican la dirección del BAZ “BackAzimut” para cada evento, la longitud no indica unidad alguna en particular. Se puede apreciar la dirección que forma el rayo de incidencia y la Trinchera Mesoamericana, calculado en la tabla 4.3.

4.5. DETERMINACION DEL ÁNGULO DE INCIDENCIA RESPECTO A LA FALLA MT Y LA PROBABILIDAD DE INDUCCIÓN.

Siguiendo los trabajos de D. P. Hill (2010), realizados para zonas semejantes a México, pudimos determinar el potencial de inducción de las ondas Love y Rayleigh para los nueve eventos sísmicos considerados. El modelo de D. P. Hill (2010), ecuación 4.1, determina el potencial de inducción $P(\gamma)$ de las ondas superficiales (ondas Love y Rayleigh) tomando en cuenta el ángulo γ con que inciden sobre una falla, que tiene una inclinación arbitraria δ , un determinado estado de esfuerzos, coeficiente de fricción y considerando el criterio de la caída de esfuerzo de Coulomb, Fig. 4.9a y 4.9b.

$$P(\gamma) = (L/L_{\max})|\text{sen}[\psi - a(\gamma)]| \quad (4.1)$$

Siendo L la magnitud del vector (\mathbf{L}), ψ es la tangente inversa del coeficiente de fricción μ , la inclinación $a(\gamma)$ se considera positiva en la dirección de las manecillas del reloj (medido desde el extremo NW de la trinchera). Se asumió un ángulo de buzamiento equivalente a 15° considerado adecuado para esta zona [Pérez-Campos *et al.*, 2008], aunque pudiera variar de 5° - 15° . La tabla 4.3 presenta el ángulo de incidencia de la onda superficial, para cada sismo elegido, y la dirección de la falla de la trinchera Mesoamericana (MT), NW-SE, a la altura de Guerrero.

Esta asunción nos permitió inferir acerca del porque hubo un número considerable de eventos NVT inducidos, (columna 6), durante los sismos de Chile, Guerrero, Honduras, Isla Santa Cruz, Pacífico e Isla Samoa; En cambio el número de eventos NVT fue mínima o prácticamente nula para los sismos de Haití, Baja California y Japón. La Fig. 4.9c modificada de [D P Hill, 2010], para incluir los eventos considerados. En el caso del sismo de Chile, el que más NVT produjo, las

ondas S indujeron tremores de poca amplitud, pero las ondas Love iniciaron el disparo de los tremores más notables al igual que los demás sismos que indujeron tremores; con la excepción de los sismos de Honduras y Haití que no concuerdan los datos observados con el resultado obtenido de $P(\gamma)$ el umbral del potencial de las ondas Rayleigh estuvo entre $0.3 \leq P(\gamma) \leq 0.95$ considerado bastante alto. Para el caso de los sismos de Honshu y Baja California el potencial de las ondas Rayleigh estuvo por debajo del de las ondas Love, aunque no encontramos muestras claras de presencia de NVT en los espectrogramas. Estos resultados preliminares parecen indicar que los sismos que inciden con un ángulo intermedio desde $\pm 30^\circ$ hasta $\pm 75^\circ$, respecto a la trinchera, fueron los que presentaron mayor cantidad de NVT inducidos; un caso extraño fue el sismo de Honduras que presentó bastante disparos teniendo un ángulo de incidencia bajo (Fig. 4.9c).

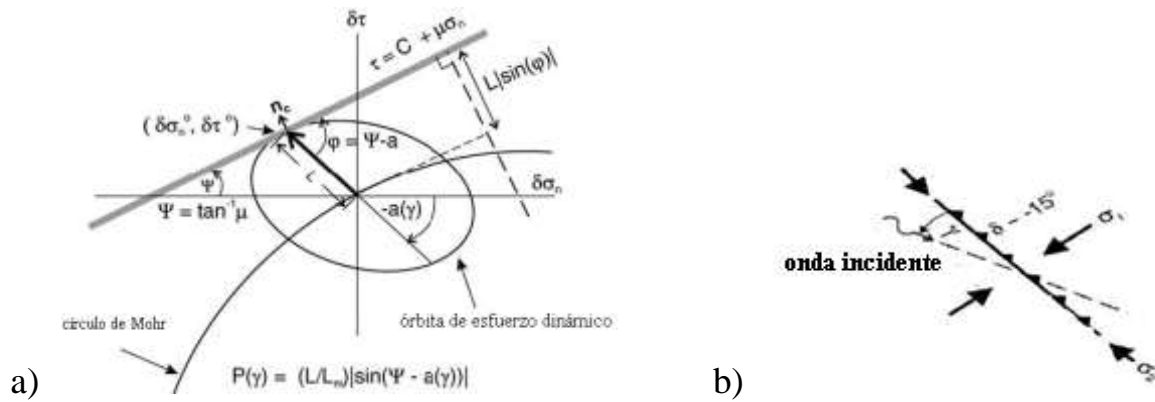
TABLA 4.3

Nº	Localización	Mw	Angulo Incid- Onda Superf. $\gamma(^{\circ})$	NVT (ambientales)	NVT (inducidos)	Comentario
1	Guerrero, Méx.	5.7	149	Algunos	Muchos	-
2	Honduras	7.3	-155	Ninguno	Muchos	EE
3	Isla Samoa	8.1	51	Muchos	Algunos	-
4	Sta Cruz, Salom, Is.	7.8	41	Algunos	Muchos	-
5	Pacífico, SO Méx	6.0	104	Muchos	SI (Incrementó)	-
6	Haití	7.0	-146	Ninguno	NO	EE
7	Chile	8.8	145	Ninguno	Abundante.	-
8	Baja California, Méx.	7.2	-17	Algunos	NO	EL
9	Honshu, Jap.	9.0	-15	Ninguno	NO	EL

Tabla 4.3 Identificación de cada sismo, nombre o localidad del sismo, magnitud, ángulo de incidencia (γ) de la onda superficial con la dirección de la falla, según Fig. 4.9, tremores NVT ambientales e inducidos. (EE) representa la presencia de efectos extraños; (EL) indica presencia de efectos locales como la realogía.

El potencial de disparo de las ondas superficiales, en los sismos de Honshu y Baja California, pudo estar influenciado por los efectos de la propagación a larga distancia en la corteza continental que debieron atravesar las ondas superficiales, lo mismo que para el sismo de Haití; también la gran distancia en el sismo de Honshu. Esto pudiera estudiarse con eventos muy grandes y bastante cercanos, que tuvieran estas mismas trayectorias.

Los resultados del modelo de potencial aplicado a la zona de Guerrero fue consistente para los eventos de Honduras (2), Isla Samoa (3), Islas Salomón (4), Chile (7), Baja California (8), Honshu, Japón (9).



c)

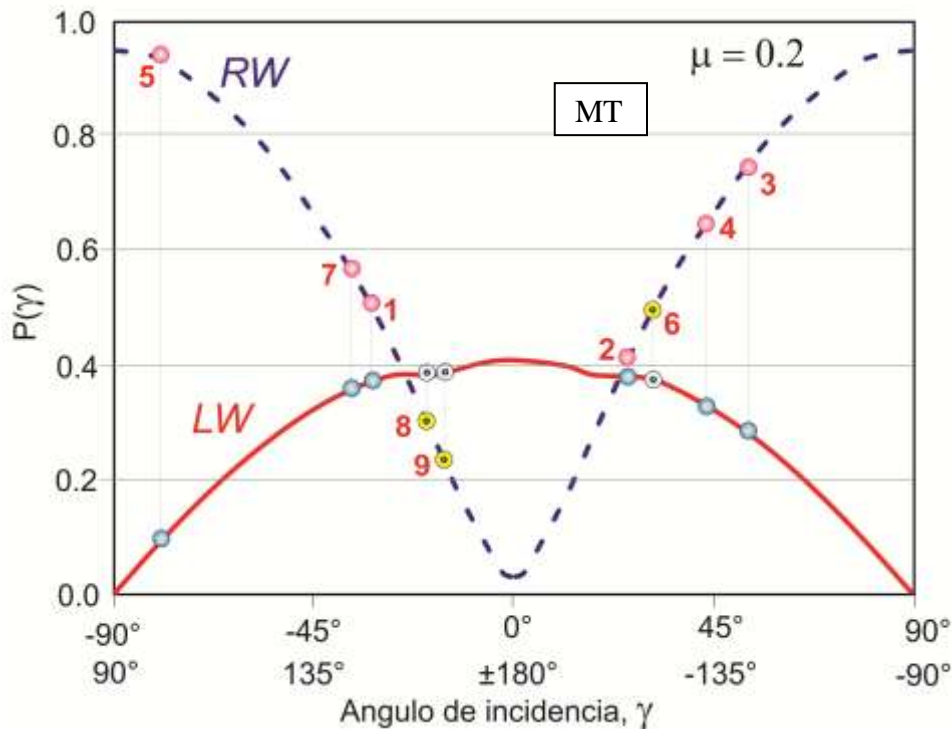


Figura 4.9 Representación gráfica del potencial de disparo para los sismos considerados. (a) Esquema del tipo de falla (inversa) Trinchera Mesoamericana -MT y el ángulo de incidencia de las ondas superficiales (γ). (b) Potencial de disparo para las ondas Rayleigh (RW) y Love (LW) de cada uno de los eventos estudiados; los puntos rojos indican el potencial de cada sismo (ver numeración 1-9) según las ondas RW; los puntos azules representan el potencial de las ondas LW de cada evento. El resultado para Haití (punto 6) no manifiesta correctamente lo observado, ya que no se observan NVT alguno, y en el caso de B.C. y Japón los resultados no concuerdan debido a causas de la atenuación u otros efectos en la corteza continental en el trayecto. (Figura modificada de [D P Hill, 2010]). μ es el coeficiente aparente de fricción.

4.6. NVT DIARIO ANTES, DURANTE Y DESPUES DEL SISMO.

La cuantificación de los tremores observados diariamente, considerando diez días antes y después del terremoto, se muestra en la Fig. 4.10; donde se eligió el punto cero como día de origen del evento. Sin lugar a dudas fue durante la ocurrencia del sismo de Chile (Nº 7) cuando aparecieron más tremores inducidos, con 3.42 horas y alcanzando un máximo al tercer día; seguidos por los sismos de Pacífico (SW México), Islas Samoa y Santa Cruz (Islas Salomón); en otros casos como los sismos de Honduras y Guerrero aparecieron NVT durante el evento en muy poca cantidad. Durante los sismos de Haití, Baja California (México) y Honshu (Japón) no aparecen tremores inducidos relacionados con estos eventos; los pocos tremores, que aparecen en el gráfico de Baja California, ocurrieron 19 horas antes de producirse el terremoto, lo cual es un indicio de que no guardan relación.

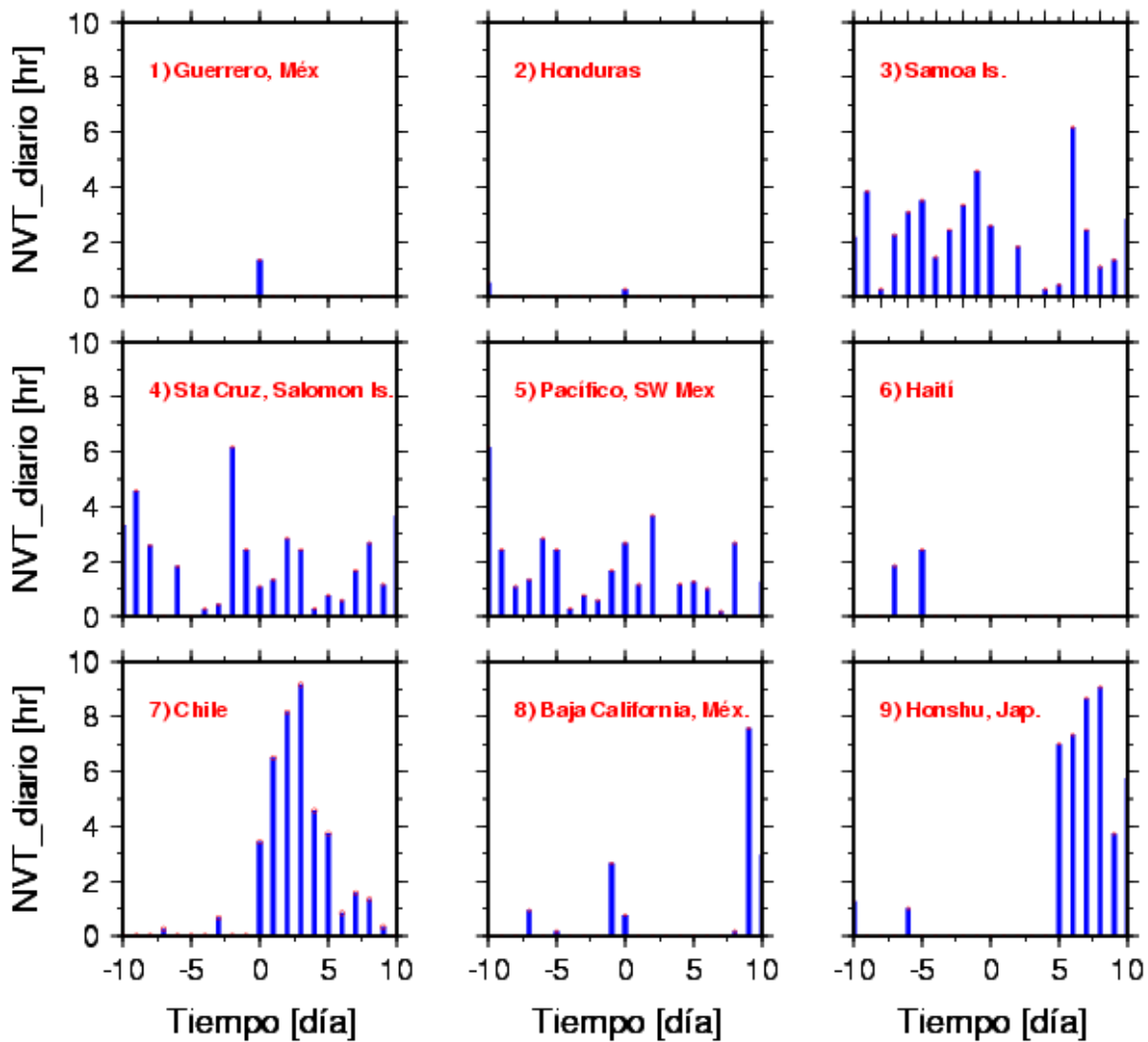


Figura 4.10 Cantidad de NVT diario, medidos en (horas de duración/día), para cada uno de los sismos considerados en la TABLA 4.3, donde se ha colocado el día de origen como el día cero (0) y se han estudiado diez días antes y después del evento. Chile muestra el mayor incremento de tremores después del sismo, seguido por los sismos de Pacífico (SW Méx) e Islas Samoa. Para los sismos de Honduras y Guerrero solo aparecen tremores inducidos, los demás días fueron nulos; durante el evento de Sta Cruz, Islas Salomón, muestra un quiebre positivo (incremento) de NVT con el evento; el resto no muestra característica particular alguna que se pudiera señalar con claridad.

4.7.- CONCLUSION.

Existen evidencias de disparos o NVT inducidos por las ondas superficiales Love y Rayleigh de grandes telesismos mayores de 7 grados, y sismos locales de magnitud moderada como el evento de Guerrero (27 de abril del 2009). De nueve sismos analizados, 6 de ellos presentaron efectos de inducción. Los restantes tres no mostraron evidencias claras de tremores.

El ángulo de incidencia de la energía sísmica respecto a la Trinchera Mesoamericana, a la altura del Estado de Guerrero parece estar comprendido entre $\pm 30^\circ$ y $\pm 75^\circ$, considerando una inclinación promedio de la subducción, de 15° .

La trayectoria seguida por los rayos en Baja California, paralela al sistema de fracturamiento, tienen marcada influencia en la reducción energética y por ende para producir eventos inducidos, como fueron los sismos de Baja California y Honshu.

Estas observaciones son consistentes con los patrones obtenidos en regiones como Cascadia, Baja California, Falla de San Andrés y Nankai, Japón. También, se pudieron observar muchos sismos de baja frecuencia, LFE, durante la ocurrencia de los NVT inducidos, aunque éstos sólo fueron identificados durante la coda de las ondas Rayleigh y no se profundizó en este aspecto.

CONCLUSIONES GENERALES

En este proyecto de tesis doctoral se estudiaron los sismogramas en más de 30 estaciones del proyecto MASE y otras 5 del SSN obtenidos durante dos años y tres meses (2005-2007), a fin de detectar y estudiar los tremores no-volcánicos en México. Logramos identificar los NVT ocurridos en el norte de Guerrero y pudimos localizar 250 tremores mediante el método de correlación cruzada de las envolventes, creando el primer catálogo de NVT en México. Un poco más de la cuarta parte de las localizaciones NVT proporcionaron de resultados buenos, pero el resto presentó errores de profundidad o en superficie mayores de 10 km. Las primeras observaciones de tremores en México estuvieron concentradas dentro del segmento de subducción de Guerrero, donde la interfase de la placa subducida subhorizontal se extiende hasta los 250 km desde la trinchera mesoamericana.

Se observa un incremento de la actividad de NVT durante la ocurrencia del SSE del 2006, lo cual parece indicar una relación temporal entre SSE y NVT en la zona de subducción de Guerrero (México), lo mismo que en el evento 2002; el resultado similar ha sido reportado para las regiones sureste de Japón y en Cascadia. No existe la coincidencia espacial para NVT y grandes SSE. Es probable que los NVT estén más correlacionados con los SSE de duración corta, los que ocurren en la parte del contacto interplaca más alejada de la trinchera que con grandes SSE de duración larga. Futuros trabajos de investigaciones podrán verificar esta hipótesis.

Los NVT están concentrados en dos áreas, la mayor cantidad se localiza en la zona de Iguala, a unos 220 km de la trinchera y el segundo grupo se encuentra más hacia el sur de esta zona, a unos 150 km de la trinchera. La distribución espacio-temporal parece indicar una migración en la fuente, dirigida hacia el sur desde el cúmulo mayor de eventos. Estos resultados podrán ser mejorados cuando se tenga una mejor geometría de la red sísmica.

De acuerdo a modelos magnetotelúricos, geotérmicos y petrológicos, [Jödicke *et al.*, 2006; Manea *et al.*, 2004a], una importante infiltración de fluido

(originada por la deshidratación en la transición metamórfica dentro de la corteza subducida) debe ocurrir a esa distancia en la corteza continental mexicana.

La profundidad de las localizaciones NVT fue pobre para los eventos superficiales (<20 km), aunque la mayoría de tremores ocurren en la corteza continental (5-40 km) y algunos fueron localizados en la interfase de placa o dentro de la placa cortical que subduce. El enjambre (“cluster”) principal estuvo concentrado en el sur del área, que presenta fuerte anomalía magnética [North American Magnetic Anomaly Group, 2002] y una baja anomalía gravimétrica extendida aproximadamente 50 km desde norte a sur.

La modelación de las anomalías considera la existencia de un cuerpo intrusivo con una susceptibilidad relativamente alta ($K = 0.02-0.03$ SI) y una densidad relativamente baja ($\Delta\rho = 100$ kg/m³), lo cual viene a representar un intrusivo ígneo procedente probablemente desde la cuña del manto. Una megaintrusión o una amplia banda de diques de material del manto parcialmente serpentinizados son candidatos para la fuente de esas anomalías. Esta observación favorece la hipótesis de la serpentización como el origen de los NVT propuesta por [McCausland et al., 2005], particularmente porque la distribución del temblor no correlaciona precisamente con las áreas de alta conductividad.

Aceptando este modelo quedan algunas incertidumbres de porqué las ráfagas (“bursts”) de NVT se encuentran a distancias (10-20 km) y sólo del lado sur del cuerpo intrusivo serpentinado. En realidad una red sísmica de amplia cobertura, y nuevas técnicas de localización, son necesarias para delimitar bien el área y confirmar la presencia del cuerpo intrusivo, como condición crucial de los NVT.

Comparando la actividad NVT con el período del SSE en Guerrero es claro que esos dos fenómenos están relacionados, pero no son de un mismo origen, como ha sido notificado en varios estudios previos [e.g., McCausland et al., 2005]. Mediante el método de energía de los NVT, se ha podido verificar (reafirmar) que

algunos episodios de tremores ocurren en períodos inter-SSE, es decir en momentos de quietud, mientras para largos términos la actividad de tremor es modulada por SSE.

Un número de inquietudes deberán ser tomadas en cuenta para comprender la fuente de los tremores en México: serán necesarias más localizaciones, diferentes técnicas y más datos en el cálculo de los hipocentros; estudio de migración de tremores; los disparos (“triggering”) de NVT por grandes terremotos; análisis de composición isotópica de gases en los manantiales térmicos (He^3/He^4) en el área de tremores, a fin de conocer si las características acuosas de la región se relacionan con el proceso de deshidratación de la placa oceánica subducida.

Existe en México una evidente segmentación sismotectónica progresiva de la interfaz de la zona de subducción (Fig. 3.7-D): la baja temperatura, segmento acrecional superficial débilmente acoplada, la sección sismogénica fuertemente acoplado ($T \sim 150^\circ \text{C}$), a continuación la zona de transición donde ocurren los SSE, ($T \sim 170\text{-}400^\circ \text{C}$) y finalmente una zona casi desacoplada, libre de deslizamiento, donde ocurren los NVT ($T \sim 400\text{-}500^\circ \text{C}$). Cada sección tiene su acumulación específica de deformación elástica y el régimen de su recuperación, con tiempos de recurrencia diferentes; para eventos (orden de $10 - 10^2$ años para los sismos de subducción, 10^{-1} -10 años para los SSE y días-meses para los SSE de corta duración y las ráfagas de NVT).

La modelación de los datos GPS (Figs. 3.6 y 3.7) localiza la zona sismogénica acoplada a poca profundidad, con casi la misma anchura y posición como el área de origen del sismo (doblete) de Acapulco 1962 Mw ~ 7 [Ortiz, 2000]. El segmento de transición de SSE coincide con una fina capa de velocidad ultra lenta (USL) descubierta en Guerrero, en la parte superior de la placa subducida [Song *et al.*, 2009] y la zona de generación de tremores [Payero *et al.*, 2008a], corresponde a la zona de mayor conductividad de la corteza continental [Jödicke *et al.*, 2006] sobre el segmento de deslizamiento libre ("free slip") de la interfaz de la

placa. La condición de deslizamiento libre es sólo una abstracción utilizada para el modelado de SSE.

En realidad, la placa oceánica subducida debe interactuar con la placa superior continental mediante este segmento débil interplaca, probablemente a través de una capa de baja viscosidad [*Hilaret et al.*, 2007; *V. Kostoglodov*, 1988], similar a la USL, y transmite una cierta tensión de corte a la placa superior. La tensión acumulada en la placa continental puede ser liberada periódicamente por NVT y los pequeños SSE de la duración corta (~ un mes) similar a las observaciones de NVT y SSE en Japón [*Obara*, 2011].

Los SSE y NVT registrados, en la zona de subducción mexicana, están separados espacialmente y no son coherentes en el tiempo; en el sentido de que cuando aparecen pulsos intensos de NVT no se observan pulsaciones grandes en SSE; aunque la actividad de NVT se intensifica por la ocurrencia de SSE de gran tamaño. Disparo de NVT por esfuerzos transitorios han sido documentados [*Rubinstein et al.*, 2007] y el mecanismo de esta interacción, así como el origen de los SSE y NVT es todavía causa de debate científico. En el presente estudio se analizó la excitación de los NVT por el efecto dinámico de las ondas superficiales provenientes de los telesismos de gran magnitud. De los 9 eventos sísmicos ocurridos en el periodo del funcionamiento de la red de mini-arreglos G-GAP, las ondas superficiales de 6 de estos indujeron notable actividad de NVT. La aplicación del modelo de Hill [*D P Hill*, 2010] y el análisis del potencial de inducción (“triggering potencial”) de las ondas superficiales como función del ángulo de incidencia muestra que sismos grandes pueden producir una amplia actividad de NVT inducidos.

El estudio permanente (monitoreo) de los NVT en tiempo real se presenta como una probable herramienta en la predicción de grandes sismos. Este, complementado por otros estudios y con la ampliación de redes GPS [*Hitoshi*

Hirose and Kazushige Obara, 2005] y de Mini-Arreglos (Proyecto G-GAP actual) será posible un mejor conocimiento de los SSE y NVT.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- Aguiar, A. C., T. I. Melbourne, and C. W. Scrivner (2009), Moment release rate of Cascadia tremor constrained by GPS, *J. Geophys. Res.*, *114*.
- Aki, K., and B. Chouet (1975), Origin of Coda Waves: Source, Attenuation, and Scattering Effects, *J. Geophys. Res.*, *80*, 3322-3342.
- Battaglia, J., and K. Aki (2003), Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes, *J. Geophys. Res.*, *108*.
- Bolt, B. A. (1986), Seismic energy release over a broad frequency band, *Pure and Applied Geophysics*, *124*(4), 919-930.
- Boyarko, D. C., and M. R. Brudzinski (2010), Spatial and temporal patterns of nonvolcanic tremor along the southern Cascadia subduction zone, *J. Geophys. Res.*, *115*, B00A22.
- Brown, J. R., G. C. Beroza, S. Ide, K. Ohta, D. R. Shelly, S. Y. Schwartz, W. Rabbel, M. Thorwart, and H. Kao (2009), Deep low-frequency earthquakes in tremor localize to the plate interface in multiple subduction zones, *Geophys. Res. Lett.*, *36*.
- Brown, K. M., M. D. Tryon, H. R. DeShon, L. M. Dorman, and S. Y. Schwartz (2005), Correlated transient fluid pulsing and seismic tremor in the Costa Rica subduction zone, *Earth Planet Sc Lett*, *238*(1-2), 189-203.
- Brudzinski, M., E. Cabral-Cano, F. Correa-Mora, C. DeMets, and B. Márquez-Azúa (2007), Slow slip transients along the Oaxaca subduction segment from 1993 to 2007, *Geophys J Int*, *171*(2), 523-538.
- Brudzinski, M., H. Hinojosa-Prieto, K. M. Schlanser, E. Cabral-Cano, A. Arciniega-Ceballos, O. Diaz-Molina, and C. DeMets (2010), Non-Volcanic Tremor along the Oaxaca segment of the Middle America Subduction Zone, *BSSA (Submit)*.
- Brudzinski, M. R., H. R. Hinojosa-Prieto, K. M. Schlanser, E. Cabral-Cano, A. Arciniega-Ceballos, O. Diaz-Molina, and C. DeMets (2010), Nonvolcanic tremor along the Oaxaca segment of the Middle America subduction zone, *J. Geophys. Res.*, *115*, B00A23.
- Brune, J. N. (1970), Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, *75*(26), 4997-5009.
- Capon, J. (1969), Investigation of long-period noise at the large aperture seismic array, *Journal of Geophysical Research*, *74*, 3182-3194.
- Clayton, R. W. (2006), A Progress Report On MASE: Shallow Subduction in Central Mexico., *Online*.
- Clayton, R. W., P. Davis, and X. Perez-Campos (2007), Seismic structure of the subducted Cocos plate, *Eos Trans. AGU*, *88*(23).
- Cotte, N., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, J.-A. Santiago, I. Manighetti, and M. Campillo (2009), Anticipating the Next Large Silent Earthquake in Mexico, *Eos Trans. AGU*, *90*(21).
- Chen, T., and R. W. Clayton (2009), Seismic attenuation structure in central Mexico: Image of a focused high-attenuation zone in the mantle wedge, *J. Geophys. Res.*, *114*(B7), B07304.
- Delahaye, E. J., J. Townend, M. E. Reyners, and G. Rogers (2009), Microseismicity but no tremor accompanying slow slip in the Hikurangi subduction zone, New Zealand, *Earth Planet Sc Lett*, *277*(1-2), 21-28.

- Delouis, B., J.-M. Nocquet, and M. Vallée (2010), Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data, *Geophys. Res. Lett.*, *37*(17), L17305.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 2191-2194.
- Dominguez, J., G. Suarez, D. Comte, and L. Quintanar (2006), Seismic velocity structure of the Guerrero gap, Mexico, *Geofis Int*, *45*, 129-139.
- Dragert, H., K. Wang, and T. S. James (2001), A Silent Slip Event on the Deeper Cascadia Subduction Interface, *Science*, *292*(5521), 1525-1528.
- Dragert, H., K. Wang, and G. Rogers (2004), Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone, *Earth Planets Space*, *56*, 1143-1150.
- Erickson, D., D. E. McNamara, and H. M. Benz (2004), Frequency-Dependent Lg Q within the Continental United States, *B Seismol Soc Am*, *94*(5), 1630-1643.
- Franco, S. I., V. Kostoglodov, K. M. Larson, V. C. Manea, M. Manea, and J. A. Santiago (2005), Propagation of the 2001-2002 silent earthquake and interplate coupling in the Oaxaca subduction zone, Mexico, *Earth Planets Space*, *57*(10), 973-985.
- Garcia, D., S. K. Singh, M. Herraiz, J. F. Pacheco, and M. Ordaz (2004), Inslab Earthquakes of Central Mexico: Q, Source Spectra, and Stress Drop, *B Seismol Soc Am*, *94*(3), 789-802.
- Ghosh, A., J. E. Vidale, Z. Peng, K. C. Creager, and H. Houston (2009a), Complex nonvolcanic tremor near Parkfield, California, triggered by the great 2004 Sumatra earthquake, *J. Geophys. Res.*, *114*.
- Ghosh, A., J. E. Vidale, J. R. Sweet, K. C. Creager, and A. G. Wech (2009b), Tremor patches in Cascadia revealed by seismic array analysis, *Geophys. Res. Lett.*, *36*.
- Gomberg, J. (2010), Lessons from (triggered) tremor, *J. Geophys. Res.*, *115*(B10), B10302.
- Gomberg, J., J. L. Rubinstein, Z. Peng, K. C. Creager, J. E. Vidale, and P. Bodin (2008), Widespread Triggering of Nonvolcanic Tremor in California, *Science*, *319*(5860), 173-.
- Hilaret, N., B. Reynard, Y. Wang, I. Daniel, S. Merkel, N. Nishiyama, and S. Petitgirard (2007), High-Pressure Creep of Serpentine, Interseismic Deformation, and Initiation of Subduction, *Science*, *318*(5858), 1910-1913.
- Hill, D. (2010), Surface-Wave Potential for Triggering Tectonic (Nonvolcanic) Tremor, *BSSA 100*(5A), 1859-1878.
- Hill, D. P. (2010), Surface-Wave Potential for Triggering Tectonic (Nonvolcanic) Tremor, *B Seismol Soc Am*, *100*(5A), 1859-1878.
- Hirose, H., and K. Obara (2005), Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan, *Earth Planets Space*, *57*, 961-972.
- Hirose, H., and K. Obara (2005), Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity, around the Bungo channel region, southwest Japan, *Earth Planets Space*, *57*(10), 961-972.
- Hirose, H., and K. Obara (2006), Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the Tokai region, central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, *33*.
- Husker, A., S. Peyrat, N. Shapiro, and V. Kostoglodov (2010a), Automatic non-volcanic tremor detection in the Mexican subduction zone, *Geofis Int*, *49*(1), 17-25.

- Husker, A., S. Peyrat, N. Shapiro, and V. Kostoglodov (2010b), Automatic non-volcanic tremor detection in the Mexican subduction zone, *Geofis Int*, 49(1), 17-25.
- Husker, A., I. Stubailo, M. Lucac, V. Naik, R. Guy, P. Davis, and D. Estrin (2008), WiLSoN: The Wirelessly Linked Seismological Network and Its Application in the Middle American Subduction Experiment, *Seismological Research Letters*, 79(3), 438-443.
- Ide, S., D. R. Shelly, and G. C. Beroza (2007), Mechanism of deep low frequency earthquakes: further evidence that deep non-volcanic tremor is generated by shear slip on the plate interface, *Geophys. Res. Lett.*, 34.
- Iglesias, A., S. K. Singh, A. R. Lowry, M. Santoyo, V. Kostoglodov, K. Larson, S. I. Franco-Sánchez, and T. Mikumo (2004), The silent earthquake of 2002 in the Guerrero seismic gap, Mexico (Mw=7.4): inversion of slip on the plate interface and some implications, *Geofis Int*, 43(3), 309-317.
- Ito, Y., K. Obara, K. Shiomi, S. Sekine, and H. Hirose (2007), Slow Earthquakes Coincident with Episodic Tremors and Slow Slip Events, *Science*, 315(5811), 503-506.
- Jödicke, H., A. Jording, L. Ferrari, J. Arzate, K. Mezger, and L. Rüpke (2006), Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics, *J. Geophys. Res.*, 111.
- Kanamori, H., J. Mori, E. Hauksson, T. H. Heaton, L. K. Hutton, and L. M. Jones (1993), Determination of earthquake energy release and ML using TERRAScope, *B Seismol Soc Am*, 83(2), 330-346.
- Kao, H., and S.-J. Shan (2004), The Source-Scanning Algorithm: mapping the distribution of seismic sources in time and space, *Geophys J Int*, 157(2), 589-594.
- Kao, H., S.-J. Shan, H. Dragert, and G. Rogers (2009), Northern Cascadia episodic tremor and slip: A decade of tremor observations from 1997 to 2007, *J. Geophys. Res.*, 114.
- Kao, H., S.-J. Shan, H. Dragert, G. Rogers, J. F. Cassidy, K. Wang, T. S. James, and K. Ramachandran (2006), Spatial-temporal patterns of seismic tremors in northern Cascadia, *J. Geophys. Res.*, 111(B3), B03309.
- Kato, A., et al. (2010), Variations of fluid pressure within the subducting oceanic crust and slow earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 37(14), L14310.
- Kim, M. J., S. Y. Schwartz, and S. Bannister (2011), Non-volcanic tremor associated with the March 2010 Gisborne slow slip event at the Hikurangi subduction margin, New Zealand, *Geophys. Res. Lett.*, 38(14), L14301.
- Kim, Y., R. W. Clayton, and J. M. Jackson (2010), Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico, *J. Geophys. Res.*, 115(B6), B06310.
- Klein, F. (2002), User's Guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes, *Open File Report 02-171*, USGS.
- Klitgord, K., and J. Mammerickx (1982), Northern East Pacific Rise: Magnetic anomaly and bathymetric framework, *J Geophys Res*, 87(B8), 6725-6750.
- Konstantinou, K. I., and V. Schindwein (2003), Nature, wavefield properties and source mechanism of volcanic tremor: a review, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(1-4), 161-187.
- Kostoglodov, V. (1988), Sediment Subduction - a Probable Key for Seismicity and Tectonics at Active Plate Boundaries, *Geophys J Int*, 94(1), 65-72.

- Kostoglodov, V. (2003), A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 30.
- Kostoglodov, V., and L. Ponce (1994), Relationship between Subduction and Seismicity in the Mexican Part of the Middle America Trench, *J Geophys Res-Sol Ea*, 99(B1), 729-742.
- Kostoglodov, V., R. W. Valenzuela, A. Gorbato, J. Mimiaga, S. I. Franco, J. A. Alvarado, and R. Pelaez (2001), Deformation in the Guerrero seismic gap, Mexico, from leveling observations, *J Geodesy*, 75(1), 19-32.
- Kostoglodov, V., S. K. Singh, J. A. Santiago, S. I. Franco, K. M. Larson, A. R. Lowry, and R. Bilham (2003), A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophys Res Lett*, 30(15), -.
- Kostoglodov, V., N. Shapiro, K. M. Larson, J. S. Payero, A. Husker, J. A. Santiago, and R. W. Clayton (2008), Nonvolcanic Tremor Activity is Highly Correlated With Slow Slip Events, Mexico, in *Eos Trans. AGU*, 89(53), *Fall Meet. Suppl., Abstract U31B-05*, edited.
- Kostoglodov, V., A. Husker, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, N. Cotte, and R. Clayton (2010), The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 37(24), L24301.
- Kostoglodov, V., A. Allen Husker, N. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, N. Cotte, and R. Clayton (2010a), Slow Slip Events and Nonvolcanic Tremor are of Distinct Origins: Evidence from the Mexican Subduction Zone., *Science (submit)*.
- La Rocca, M., D. Galluzzo, S. Malone, W. McCausland, and E. Del Pezzo (2010), Array analysis and precise source location of deep tremor in Cascadia, *J. Geophys. Res.*, 115, B00A20.
- La Rocca, M., W. McCausland, D. Galluzzo, S. Malone, G. Saccorotti, and E. Del Pezzo (2005), Array measurements of deep tremor signals in the Cascadia subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 32.
- La Rocca, M., K. C. Creager, D. Galluzzo, S. Malone, J. E. Vidale, J. R. Sweet, and A. G. Wech (2009), Cascadia Tremor Located Near Plate Interface Constrained by S Minus P Wave Times, *Science*, 323(5914), 620-623.
- Lambert, A., H. Kao, G. Rogers, and N. Courtier (2009), Correlation of tremor activity with tidal stress in the northern Cascadia subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 114.
- Larson, K. M., V. Kostoglodov, S. Miyazaki, and J. A. S. Santiago (2007a), The 2006 aseismic slow slip event in Guerrero, Mexico: New results from GPS, *Geophys Res Lett*, 34(13), -.
- Larson, K. M., V. Kostoglodov, S. Miyazaki, and J. A. S. Santiago (2007b), The 2006 aseismic slow slip event in Guerrero, Mexico: New results from GPS, *Geophys. Res. Lett.*, 34(13), 1-5.
- Larson, K. M., A. R. Lowry, V. Kostoglodov, W. Hutton, O. Sanchez, K. Hudnut, and G. Suarez (2004), Crustal deformation measurements in Guerrero, Mexico, *J. Geophys. Res.*, 109(B4), 1-19.
- Lowry, A., K. Larson, V. Kostoglodov, and R. Bilham (2001), Transient Fault Slip in Guerrero, Southern Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 28(19), 3753-3756.
- Lukac, M., L. Girod, A. Parker, I. Stubailo, A. Husker, R. Guy, P. Davis, and D. Estrin (2005), MASE, http://research.cens.ucla.edu/projects/2005/Seismic_Monitoring/broadband/, Online.

- Maceira, M., C. A. Rowe, G. Beroza, and D. Anderson (2010), Identification of low-frequency earthquakes in non-volcanic tremor using the subspace detector method, *Geophys. Res. Lett.*, 37(6), L06303.
- Maeda, T., and K. Obara (2009), Spatiotemporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western Shikoku, Japan, *J. Geophys. Res.*, 114.
- Manea, V. C., M. Manea, V. Kostoglodov, C. A. Currie, and G. Sewell (2004a), Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero, *Geophys J Int*, 158(2), 775-784.
- Manea, V. C., M. Manea, V. Kostoglodov, C. A. Currie, and G. Sewell (2004b), Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero *Geophys J Int*, 158(2), 775-784.
- McCaffrey, R., L. M. Wallace, and J. Beavan (2008), Slow slip and frictional transition at low temperature at the Hikurangi subduction zone, *Nature Geosci*, 1(5), 316-320.
- McCausland, W., S. Malone, and D. Johnson (2005), Temporal and spatial occurrence of deep non-volcanic tremor: From Washington to northern California, *Geophys. Res. Lett.*, 32.
- McCausland, W. A., K. C. Creager, M. La Rocca, and S. D. Malone (2010), Short-term and long-term tremor migration patterns of the Cascadia 2004 tremor and slow slip episode using small aperture seismic arrays, *J. Geophys. Res.*, 115, B00A24.
- Miyazawa, M., and J. Mori (2006), Evidence suggesting fluid flow beneath Japan due to periodic seismic triggering from the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 33.
- Miyazawa, M., and E. E. Brodsky (2008), Deep low-frequency tremor that correlates with passing surface waves, *J. Geophys. Res.*, 113.
- Miyazawa, M., E. E. Brodsky, and J. Mori (2008), Learning from dynamic triggering of low-frequency tremor in subduction zones, *Earth Planets Space*, 60, e17-e20.
- Nadeau, R. M., and D. Dolenc (2005), Nonvolcanic Tremors Deep Beneath the San Andreas Fault, *Science*, 307(5708), 389-.
- Nadeau, R. M., and A. Guilhem (2009), Nonvolcanic Tremor Evolution and the San Simeon and Parkfield, California, Earthquakes, *Science*, 325(5937), 191-193.
- Obara, K. (2002), Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan, *Science*, 296(5573), 1679-1681.
- Obara, K. (2009), Inhomogeneous distribution of deep slow earthquake activity along the strike of the subducting Philippine Sea Plate, *Gondwana Research*, 16(3-4), 512-526.
- Obara, K. (2010), Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation, *J. Geophys. Res.*, 115, B00A25.
- Obara, K. (2011), Characteristics and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the Nankai subduction zone, southwest Japan, *Journal of Geodynamics*, 52(3-4), 229-248.
- Obara, K., and H. Hirose (2006), Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone, *Tectonophysics*, 417(1-2), 33-51.
- Obara, K., H. Hirose, F. Yamamizu, and K. Kasahara (2004), Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 31.
- Ohta, Y., J. T. Freymueller, S. Hreinsdóttir, and H. Suito (2006), A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central Alaska subduction zone, *Earth Planet Sc Lett*, 247(1-2), 108-116.

- Ortiz, M., S. K. Singh, V. Kostoglodov and J. Pacheco (2000), Source areas of the Acapulco-San Marcos, Mexico earthquakes of 1962 (M 7.1; 7.0) and 1957 (M 7.7), as constrained by tsunami and uplift records, *Geofis Int*, 39(4), 337-348.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, and Y. Hatanaka (2005), Transient crustal deformation in Tokai region, central Japan, until May 2004, *Earth Planets Space*, 57, 900-915.
- Pacheco, J., et al. (1997), The October 9, 1995 Colima-Jalisco, Mexico earthquake (M-W 8): An aftershock study and a comparison of this earthquake with those of 1932, *Geophys Res Lett*, 24(17), 2223-2226.
- Pardo, M., and G. Suárez (1995), Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100, 12,357-312,372.
- Payero, J. S., V. Kostoglodov, N. Shapiro, T. Mikumo, A. Iglesias, X. Pérez-Campos, and R. W. Clayton (2008a), Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 35.
- Payero, J. S., V. Kostoglodov, N. Shapiro, T. Mikumo, A. Iglesias, X. Perez-Campos, and R. W. Clayton (2008b), Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone, *Geophys Res Lett*, 35(7), -.
- Peng, Z., and K. Chao (2008), Non-volcanic tremor beneath the Central Range in Taiwan triggered by the 2001 M_w 7.8 Kunlun earthquake, *Geophys J Int*, 175(2), 825-829.
- Peng, Z., and J. Gomberg (2010), An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena, *Nature Geosci*, 3(9), 599-607.
- Peng, Z., D. P. Hill, D. R. Shelly, and C. Aiken (2010), Remotely triggered microearthquakes and tremor in central California following the 2010 Mw 8.8 Chile earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 37(24), L24312.
- Peng, Z., J. E. Vidale, A. G. Wech, R. M. Nadeau, and K. C. Creager (2009), Remote triggering of tremor along the San Andreas Fault in central California, *J. Geophys. Res.*, 114.
- Pérez-Campos, X., Y. Kim, A. Husker, P. M. Davis, R. W. Clayton, A. Iglesias, J. F. Pacheco, S. K. Singh, V. C. Manea, and M. Gurnis (2008), Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 35.
- Peterson, C. L., and D. H. Christensen (2009), Possible relationship between nonvolcanic tremor and the 1998–2001 slow slip event, south central Alaska, *J. Geophys. Res.*, 114.
- Rivet, D., M. Campillo, N. M. Shapiro, V. Cruz-Atienza, M. Radiguet, N. Cotte, and V. Kostoglodov (2011), Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 38(8), L08308.
- Rogers, G., and H. Dragert (2003), Episodic Tremor and Slip on the Cascadia Subduction Zone: The Chatter of Silent Slip, *Science*, 300(5627), 1942-1943.
- Rost, S., and C. Thomas (2002), Array seismology: Methods and applications, *Rev. Geophys.*, 40(3), 1008.
- Royle, G., A. Calvert, and H. Kao (2006), Observations of non-volcanic tremor during the northern Cascadia slow-slip event in February 2002, *Geophys. Res. Lett.*, 33.
- Rubinstein, J. L., D. Shelly, and W. L. Ellsworth (2010), Non-volcanic Tremor: A window into the Roots of Fault Zones, *Springer*.

- Rubinstein, J. L., M. La Rocca, J. E. Vidale, K. C. Creager, and A. G. Wech (2008), Tidal Modulation of Nonvolcanic Tremor, *Science*, 319(5860), 186-189.
- Rubinstein, J. L., J. E. Vidale, J. Gomberg, P. Bodin, K. C. Creager, and S. D. Malone (2007), Non-volcanic tremor driven by large transient shear stresses, *Nature*, 448(7153), 579-582.
- Rubinstein, J. L., J. Gomberg, J. E. Vidale, A. G. Wech, H. Kao, K. C. Creager, and G. Rogers (2009), Seismic wave triggering of nonvolcanic tremor, episodic tremor and slip, and earthquakes on Vancouver Island, *J. Geophys. Res.*, 114.
- Savage, J. C. (1983), A Dislocation Model of Strain Accumulation and Release at a Subduction Zone, *J. Geophys. Res.*, 88.
- Schwartz, S. Y., and J. M. Rokosky (2007), Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones, *Rev. Geophys.*, 45.
- Segall, P., E. K. Desmarais, D. Shelly, A. Mikilius, and P. Cervelli (2006), Earthquakes triggered by silent slip events on Kilauea volcano, Hawaii, *Nature*, 442, 71-74.
- Shapiro, N. M., M. Campillo, L. Margerin, S. K. Singh, V. Kostoglodov, and J. Pacheco (2000), The energy partitioning and the diffusive character of the seismic coda, *B Seismol Soc Am*, 90(3), 655-665.
- Shelly, D. R. (2010), Migrating tremors illuminate complex deformation beneath the seismogenic San Andreas fault, *Nature*, 463(7281), 648-652.
- Shelly, D. R., G. C. Beroza, and S. Ide (2007), Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms, *Nature*, 446(7133), 305-307.
- Shelly, D. R., G. C. Beroza, S. Ide, and S. Nakamura (2006), Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip, *Nature*, 442(7099), 188-191.
- Shelly, D. R., W. L. Ellsworth, T. Ryberg, C. Haberland, G. S. Fuis, J. Murphy, R. M. Nadeau, and R. Bürgmann (2009), Precise location of San Andreas Fault tremors near Cholame, California using seismometer clusters: Slip on the deep extension of the fault?, *Geophys. Res. Lett.*, 36.
- Singh, S. K., X. Pérez-Campos, A. Iglesias, and J. F. Pacheco (2008), An exploratory study for rapid estimation of critical source parameters of great subduction-zone earthquakes in Mexico, *Geofis Int*, 47(4), 355-369.
- Song, T.-R. A., D. V. Helmberger, M. R. Brudzinski, R. W. Clayton, P. Davis, X. Perez-Campos, and S. K. Singh (2009), Subducting Slab Ultra-Slow Velocity Layer Coincident with Silent Earthquakes in Southern Mexico, *Science*, 324(5926), 502-506.
- Suarez, G., T. Monfret, G. Wittlinger, and C. David (1990), Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico, *Nature*, 345(6273), 336-338.
- Ueno, T., T. Takeda, K. Obara, and Y. Asano (2009), Seismic explosion survey around slow events in the Tokai region, Japan, in *Eos, Vol. 90, Number 52, 29 December 2009, Fall Meet. Suppl., Abstract T11C-1837*, edited.
- Ueno, T., T. Maeda, K. Obara, Y. Asano, and T. Takeda (2010), Migration of low-frequency tremors revealed from multiple-array analyses in western Shikoku, Japan, *J. Geophys. Res.*, 115, B00A26.
- Vergnolle, M., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, P. Tregoning, J. A. Santiago, N. Cotte, and S. I. Franco (2010), Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations, *J. Geophys. Res.*, 115(B8), B08403.

- Wech, A. G., and K. C. Creager (2007), Cascadia tremor polarization evidence for plate interface slip, *Geophys. Res. Lett.*, *34*.
- Wech, A. G., K. C. Creager, and T. I. Melbourne (2009), Seismic and geodetic constraints on Cascadia slow slip, *J. Geophys. Res.*, *114*.
- Yoshioka, S., T. Mikumo, V. Kostoglodov, K. M. Larson, A. R. Lowry, and S. K. Singh (2004), Interplate coupling and a recent aseismic slow slip event in the Guerrero seismic gap of the Mexican subduction zone, as deduced from GPS data inversion using a Bayesian information criterion, *Phys Earth Planet In*, *146*(3-4), 513-530.

APÉNDICE A

Lista de estaciones (y componentes) utilizadas en el estudio.

STA*	N	I	lat(N)		long(W)		H(m)
ACAH	MS	EVHE	17	21.7200	99	28.0800	844
AMAC	MS	EVHE	18	36.0000	99	23.1600	942
APOT	MS	EVHE	18	42.4500	99	14.7600	1065
ATLA	MS	EVHE	18	44.9160	99	13.2840	1135
BUCU	MS	EVHE	18	27.9000	99	24.9000	1283
CASA	MS	EVHE	18	34.5600	99	22.8600	941
CIEN	MS	EVHE	18	24.7800	99	28.5000	1088
HUIT	MS	EVHE	17	44.5200	99	29.0400	1352
JIUT	MS	EVHE	18	52.3140	99	11.8500	1463
MAXE	MS	EVHE	18	03.0000	99	35.7000	1019
NOGA	MS	EVHE	20	23.2200	98	39.3600	1386
PALM	MS	EVHE	18	31.2600	99	25.8000	1130
PLAT	MS	EVHE	17	41.7000	99	32.1600	953
PLLI	MS	EVHE	17	52.0200	99	34.3800	590
PUIX	MS	EVHE	18	37.5600	99	19.2600	897
QUEM	MS	EVHE	16	56.1600	99	49.4400	1283
SAGR	MS	EVHE	18	09.7800	99	33.0600	761
SAPA	MS	EVHE	20	09.0600	98	36.0900	2558
SATA	MS	EVHE	18	14.1600	99	30.7200	829
SJVH	MS	EVHE	18	39.1200	99	15.6600	1012
TEMI	MS	EVHE	18	49.7520	99	14.6520	1269
TEPO	MS	EVHE	18	17.8800	99	31.0200	920
TOMA	MS	EVHE	18	19.6200	99	29.5800	786
TONA	MS	EVHE	18	05.7600	99	33.6600	727
VEVI	MS	EVHE	17	49.1400	99	33.7200	677
XALI	MS	EVHE	17	59.9400	99	32.8200	585
XOCH	MS	EVHE	18	47.0220	99	12.9720	1145
XOLA	MS	EVHE	17	09.6600	99	37.0200	246
ZACA	MS	EVHE	18	15.4200	99	31.8000	904
CAIG	IG	EVHE	17	02.8800	100	16.0800	80
CUIG	IG	EVHE	19	19.7400	99	10.6800	2257
HUIG	IG	EVHE	15	46.2000	96	06.0000	150
MOIG	IG	EVHE	19	40.6800	101	11.3400	000
OXIG	IG	EVHE	17	04.3380	96	43.9920	1600
PLIG	IG	EVHE	18	23.3400	99	30.0600	875
PNIG	IG	EVHE	16	23.5200	98	07.6200	350
YAIG	IG	EVHE	18	51.7200	99	04.0200	1340
ZIIG	IG	EVHE	17	36.4200	101	27.9000	32

* El encabezado indica nombre de la estación, red, instrumento, latitud (grados, minutos y diez milésima de minuto) longitud (grados, minutos y diez milésimas de minuto) y altura (metros).

APÉNDICE B

Lista de tremores no-volcánicos NVT localizados con $errH < 30$ km.

TIEMPO				Lat(N)	Long(w)	prof	rms	ErH	ErZ	Nf*
yyyy	mm	dd	hhmm ss.ss	gg mm.m	gg mm.m	(km)		(km)	(km)	
2005-08-08	1124	41.71	18 19.24	100	01.26	39.89	0.14	12.31	6.62	17
2005-08-08	1144	32.21	18 38.81	98	44.00	13.47	1.27	10.89	15.06	22
2005-08-08	1157	46.85	18 18.20	99	47.90	21.63	0.01	9.93	4.17	9
2005-08-08	1157	49.13	18 10.30	99	17.58	21.65	0.56	7.86	11.76	22
2005-11-03	0739	47.97	18 05.51	99	08.12	07.32	0.55	3.39	45.25	26
2005-11-03	0959	49.05	18 20.68	99	51.85	07.47	0.29	4.57	25.54	26
2006-01-07	1329	46.65	18 14.28	99	04.65	06.59	0.73	5.41	61.99	22
2006-01-07	1429	50.89	18 11.20	99	16.10	06.95	0.99	8.54	67.49	22
2006-01-18	0859	46.43	18 15.50	99	40.76	39.16	0.39	14.76	3.13	25
2006-01-18	0959	47.51	18 08.74	99	11.59	07.01	0.56	3.89	45.60	24
2006-01-27	0359	46.97	18 06.40	99	12.37	07.00	0.72	4.32	54.03	25
2006-01-27	0629	49.84	18 02.66	99	12.82	06.90	0.53	4.02	43.28	24
2006-01-27	1129	50.38	18 12.76	99	08.91	06.82	0.73	3.95	57.34	24
2006-01-27	1629	46.46	18 02.73	99	02.86	07.08	0.74	6.13	62.33	24
2006-01-30	0659	42.19	17 57.06	99	01.15	08.30	0.91	4.91	75.08	24
2006-01-30	0829	52.62	18 20.58	99	38.23	22.55	0.33	11.26	2.98	24
2006-01-30	1159	54.97	18 12.81	99	31.93	17.23	0.54	6.82	2.18	24
2006-01-31	0144	28.68	18 06.77	100	37.93	06.95	0.44	8.99	38.32	25
2006-01-31	0544	46.33	17 58.17	99	10.50	07.32	0.70	4.65	56.78	25
2006-01-31	0859	54.53	18 12.09	99	27.75	18.97	0.63	10.35	6.90	25
2006-02-12	0029	44.75	18 22.75	99	54.93	07.07	0.39	4.94	34.06	9
2006-02-12	1829	43.40	18 22.06	99	57.92	09.73	0.28	4.74	14.86	9

2006-05-26	0329	34.85	17	43.92	99	17.17	39.23	0.27	6.18	4.26	8
2006-06-05	0729	37.61	17	42.90	99	16.54	22.85	0.50	7.34	9.09	9
2006-06-07	0929	49.09	18	09.18	99	16.36	10.92	0.15	4.51	15.93	9
2006-06-09	0728	57.70	18	40.34	96	56.01	07.00	0.92	26.53	31.61	9
2006-06-10	0229	34.78	18	17.05	98	32.22	06.95	0.59	16.22	50.61	9
2006-06-10	1129	49.15	18	09.10	99	15.92	06.97	0.15	2.50	17.41	9
2006-06-10	1229	47.49	18	09.45	99	09.59	06.99	0.33	2.70	29.95	9
2006-06-12	1729	53.06	18	20.15	99	35.57	03.04	0.56	8.71	48.23	9
2006-06-12	1929	40.29	17	54.80	99	02.40	07.02	0.01	1.93	12.50	9
2006-06-13	0429	47.71	18	23.11	99	51.06	06.82	0.42	6.63	36.68	9
2006-06-14	0029	42.15	18	22.79	100	02.25	06.99	0.11	4.12	15.56	9
2006-06-15	1229	20.72	17	44.26	98	13.68	19.21	0.49	14.58	42.86	9
2006-06-22	0129	30.73	17	19.04	99	42.70	06.11	1.08	8.19	70.19	9
2006-06-26	1329	34.78	17	42.33	99	48.52	06.68	0.23	2.86	20.06	9
2006-06-26	1829	49.15	18	09.08	99	15.81	05.64	0.16	1.70	17.88	9
2006-06-27	1229	32.02	18	05.51	100	17.52	06.69	0.66	8.86	56.41	9
2006-07-02	0201	48.45	18	17.36	99	41.33	33.47	0.46	11.06	2.04	23
2006-07-12	0432	28.31	17	39.42	100	06.13	27.44	0.60	13.00	5.13	21
2006-07-12	0501	29.34	17	43.91	99	54.02	18.17	0.15	3.54	7.08	20
2006-07-12	0950	37.75	17	57.32	99	45.48	37.40	0.16	4.92	2.16	16
2006-07-12	1121	35.27	17	40.13	99	23.79	21.21	0.79	6.16	2.61	16
2006-07-13	0129	35.46	18	10.82	99	13.65	76.95	0.35	7.62	4.23	15
2006-07-13	0259	49.77	18	11.24	99	18.44	04.93	0.23	1.63	21.24	15
2006-07-13	0359	38.19	18	13.03	100	08.68	16.20	0.93	25.51	66.07	14

2006-07-13	0439	08.78	16	45.14	98	46.84	20.96	0.73	17.92	22.26	16
2006-07-13	0659	41.48	18	03.44	98	58.34	15.27	0.58	7.30	46.38	16
2006-07-13	0759	47.65	18	12.62	99	28.96	32.86	0.54	16.65	5.60	16
2006-07-13	1059	48.35	18	11.31	99	20.45	29.60	0.61	14.67	15.10	12
2006-07-13	1549	34.83	17	55.11	98	48.10	10.72	0.52	16.00	44.71	13
2006-07-14	0229	44.97	18	19.46	99	45.73	35.32	0.82	35.44	8.36	12
2006-07-14	0459	43.19	18	11.47	99	46.54	41.05	0.33	5.34	2.37	14
2006-07-14	0559	39.08	18	12.04	98	47.62	10.22	0.10	6.72	14.91	11
2006-07-14	0759	47.52	18	07.38	99	16.75	07.53	0.32	3.83	26.29	15
2006-07-14	1529	48.38	18	09.23	99	18.11	17.79	0.16	5.68	10.37	16
2006-07-15	0759	35.76	18	00.31	98	46.17	14.96	0.24	3.65	23.41	15
2006-07-15	0959	42.12	18	18.41	99	52.47	47.06	0.35	20.74	6.65	16
2006-07-15	1059	42.39	18	02.06	99	0.64	15.10	0.82	8.04	56.39	14
2006-07-16	0759	43.40	18	14.69	99	53.75	37.03	0.50	29.20	13.73	16
2006-07-16	0829	47.92	18	11.97	99	14.62	16.81	0.84	16.19	38.68	16
2006-07-16	0959	43.26	18	13.86	99	56.28	15.02	0.84	26.13	45.76	16
2006-07-21	0149	46.29	18	07.85	99	10.43	20.42	0.66	15.23	39.53	16
2006-07-23	1929	41.87	17	56.57	99	10.51	15.28	0.75	14.43	54.13	15
2006-07-23	2029	49.21	18	11.78	99	22.19	19.21	0.94	15.40	18.07	15
2006-07-27	1059	28.89	17	32.84	99	16.20	78.11	0.77	15.67	9.58	16
2006-07-28	1059	45.15	18	17.99	99	43.45	44.11	0.52	27.87	5.32	17
2006-07-28	1159	41.00	18	18.48	100	0.22	33.44	0.41	25.12	13.63	16
2006-07-30	0459	49.66	18	13.99	99	27.14	25.76	0.50	9.33	5.02	17
2006-07-30	0559	50.48	18	20.85	99	40.24	04.59	0.35	3.89	29.37	13

2006-07-30	0739	45.94	18	05.32	99	27.05	31.64	0.60	13.06	5.50	16
2006-08-01	1259	31.79	17	33.86	99	33.62	42.45	0.43	4.10	1.95	16
2006-08-07	0359	32.82	17	40.54	99	53.31	21.19	1.45	13.51	8.49	15
2006-08-07	1129	35.77	17	43.64	99	23.88	48.16	0.53	9.34	5.11	13
2006-08-07	1419	47.39	18	24.47	99	37.31	39.57	0.43	14.55	5.29	12
2006-08-08	0759	42.80	18	20.94	99	57.98	25.27	0.45	22.11	22.71	15
2006-08-08	0859	39.76	18	22.74	100	0.62	45.19	0.42	26.49	13.35	15
2006-08-09	0529	34.29	17	38.05	99	20.25	14.59	0.47	3.99	6.78	13
2006-08-09	0659	34.14	17	39.50	99	13.68	07.39	0.52	3.91	32.13	15
2006-08-10	0159	47.35	18	11.74	99	33.86	33.94	0.31	9.51	2.47	15
2006-08-10	0229	48.60	18	08.88	99	28.87	20.38	0.72	15.19	11.24	11
2006-08-11	0859	33.81	17	38.98	99	30.11	27.01	0.64	5.43	2.55	15
2006-08-13	0659	33.77	17	38.37	99	29.49	27.94	0.65	5.74	2.87	14
2006-08-15	0059	46.39	18	07.86	99	23.93	31.10	0.37	8.00	7.14	13
2006-08-15	0259	45.55	18	12.52	99	45.52	30.05	0.69	25.13	6.27	15
2006-08-15	0459	42.75	17	58.27	99	12.74	15.09	0.41	8.17	27.67	12
2006-08-15	0529	46.26	18	06.94	99	33.51	31.40	0.70	17.59	5.64	14
2006-08-15	0529	47.54	18	09.28	99	27.56	27.64	0.29	11.42	7.78	14
2006-08-15	0959	46.38	18	12.40	99	22.61	41.05	0.47	13.14	9.76	13
2006-08-15	1159	45.02	18	13.76	99	29.42	49.48	0.22	13.41	6.53	12
2006-08-18	0629	32.19	17	34.52	99	32.28	32.75	0.49	3.96	1.58	14
2006-08-19	1559	50.16	18	19.33	99	38.13	19.62	0.30	10.09	2.69	14
2006-08-20	1659	46.33	18	13.13	99	31.88	40.43	0.26	10.47	2.89	14
2006-08-20	1729	43.50	18	20.65	99	53.13	32.46	0.48	25.64	15.12	15

2006-08-21	0659	48.10	18 08.71	99	19.67	10.59	0.53	10.11	33.95	14
2006-08-21	1059	47.01	18 14.20	99	36.76	35.08	0.18	9.34	2.52	15
2006-08-25	0259	42.73	18 19.99	99	56.42	25.67	0.26	14.00	12.29	15
2006-09-01	0429	30.27	17 33.23	99	32.50	43.90	0.89	8.68	4.37	13
2006-09-03	0759	36.82	17 59.62	98	50.44	14.86	1.06	10.80	83.40	13
2006-09-03	1759	49.56	18 12.37	99	35.78	15.91	0.56	14.48	5.77	12
2006-09-03	1859	49.32	18 12.61	99	33.12	23.69	0.64	18.52	4.00	14

* Tiempo de Origen, Latitud, Longitud, profundidad, RMS, Errores horizontales, Errores verticales (en profundidad) y Número de fases (lecturas) utilizadas en la localización.

APÉNDICE C

Lista de coordenadas para todos los sensores del proyecto GGAP.

Nombre/num.	longitud(W)	latitud(N)	H(m)
amac_00/678	-99.3843858	18.6059579	926.4122
amac_01/04	-99.3849051	18.6057704	926.4129
amac_02/05	-99.3846413	18.6062430	931.8247
amac_03/00	-99.3843134	18.6066216	937.7674
amac_04/01	-99.3839375	18.6062000	925.5362
amac_05/02	-99.3836882	18.6056518	920.1822
amac_06/03	-99.3843393	18.6055691	921.5532
apax_678/678	-99.9490367	18.0913126	1345.1411
apax_00/00	-99.9490087	18.0917550	1337.9862
apax_01/01	-99.9484339	18.0916729	1337.3131
apax_02/02	-99.9486764	18.0910717	1344.3989
apax_03/03	-99.9491980	18.0906171	1341.2708
apax_04/04	-99.9494428	18.0911401	1336.9959
apax_05/05	-99.9495850	18.0918148	1332.2866
atli_01/00	-99.6852436	18.1969964	655.3453
atli_02/01	-99.6849426	18.1963964	648.7817
atli_03/02	-99.6847659	18.1959068	641.5533
atli_04/03	-99.6853992	18.1959206	648.7545
atli_05/04	-99.6860216	18.1961236	658.1900
atli_06/05	-99.6856759	18.1965007	659.9919
atli_00/678	-99.6853456	18.1963139	652.7949
caca_00/00	-99.3422144	18.2146876	1104.8354
caca_01/01	-99.3418716	18.2142286	1109.7205
caca_02/02	-99.3416454	18.2136308	1102.3557
caca_03/03	-99.3423142	18.2135969	1101.8463
caca_04/04	-99.3429298	18.2138213	1095.6171
caca_05/05	-99.3425673	18.2142805	1100.7143
caca_06/678	-99.3422457	18.2140100	1104.5690
coac_00/0	-99.1891869	18.1378555	948.0633
coac_01/1	-99.1885259	18.1377217	940.4852
coac_02/2	-99.1889444	18.1372699	956.2202
coac_03/3	-99.1892822	18.1367671	956.5039
coac_04/4	-99.1895458	18.1372983	942.6608
coac_05/5	-99.1897567	18.1378369	934.8597
coac_678	-99.1891869	18.1374432	948.0633
huiz_00/0	-99.4797162	17.8119387	1369.8767
huiz_01/1	-99.4791189	17.8117631	1370.1770

huiz_02/2	-99.4793545	17.8112263	1369.5590
huiz_03/3	-99.4800171	17.8106746	1369.4165
huiz_04/4	-99.4801973	17.8113481	1369.6022
huiz_05/5	-99.4803253	17.8118836	1369.7513
huiz_567/678	-99.4797860	17.8114920	1369.7173
xali_00/678	-99.5471425	17.9829524	522.1225
xali_01/00	-99.5473955	17.9835437	527.6057
xali_02/01	-99.5469186	17.9833113	522.0868
xali_03/02	-99.5464772	17.9829755	519.9536
xali_04/03	-99.5469668	17.9825595	521.6222
xali_05/04	-99.5475973	17.9824800	524.5873
xali_06/05	-99.5475730	17.9830434	523.9554
telo_01	-99.8392741	18.3499853	1618.8029
telo_02	-99.8389877	18.3507027	1624.4225
telo_03	-99.8398832	18.3508136	1618.8408
toma_01	-99.4927791	18.3265908	773.2048
toma_02	-99.4933471	18.3271180	773.1505
toma_03	-99.4939967	18.3264392	775.3693
aten_01	-99.1156465	18.1174637	639.8436
aten_02	-99.1162373	18.1180673	630.5539
aten_03	-99.1164472	18.1172846	639.8303