



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ESTADO Y CLASIFICACIÓN DE LA MICROSISMICIDAD
EN LA PARTE CENTRAL DE LA
SIERRA MADRE ORIENTAL

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(Sismología)

PRESENTA:
RODRIGO ALEJANDRO LEÓN LOYA

TUTOR PRINCIPAL
Dr. Juan Martín Gómez González (Centro de Geociencias-UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR
Dr. Ángel Nieto Samaniego (Centro de Geociencias-UNAM)
Dr. Luis Quintanar Robles (Instituto de Geofísica- UNAM)
Dr. Luca Ferrari (Instituto de Geología-UNAM)
Dr. Carlos Mendoza (Centro de Geociencias-UNAM)

México, D.F. Enero 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca de manutención de nivel maestría. A los proyectos: **CONACYT-60363**: “Elaboración de metodologías sismológicas en el análisis rutinario de datos de banda ancha en México” y **PAPIIT-IN116410** “Monitoreo de Sismicidad en la Sierra Gorda de Querétaro” mediante los cuales fue posible realizar este trabajo de Tesis. Un agradecimiento muy especial a las autoridades de Protección Civil del estado de Querétaro por su valioso apoyo logístico y económico.

ÍNDICE

ÍNDICE	1
LISTA DE FIGURAS	2
LISTA DE TABLAS.....	8
RESUMEN	9
ABSTRACT	10
CAPÍTULO I. GENERALIDADES	11
JUSTIFICACIÓN	12
OBJETIVOS	13
METAS	13
PROCEDIMIENTO	14
MARCO GEOLÓGICO	14
MARCO GEODINÁMICO	20
SISMICIDAD INTRAPLACA.....	23
REGIONES SÍSMICAS DE MÉXICO	32
ANTECEDENTES DE SISMICIDAD.....	34
DOUBLETS.....	39
CAPÍTULO II METODOLOGÍA	43
MÉTODOS.....	44
CAPÍTULO III RESULTADOS	56
RESULTADOS.....	57
CAPÍTULO IV DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	72
DISCUSIÓN	73
CONCLUSIONES	85
REFERENCIAS	87
ANEXOS	94
ANEXO A. MODELO DE CORTEZA Y PARÁMETROS MODIFICADOS EN SEISAN	95
ANEXO B. CATÁLOGOS	100
ANEXO C. ANÁLISIS ESPECTRAL.....	108
ANEXO D. DISCUSIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE LOS ERRORES EN DISTANCIA.....	111

Lista de Figuras

FIGURA 1.1 DISTRIBUCIÓN DE LA POBLACIÓN. NÓTESE QUE LA MAYOR PARTE DE ELLA SE CONCENTRA EN EL CENTRO DEL PAÍS A LO LARGO LA PROVINCIA DE LA FVTM (TOMADO DE: HTTP://WWW.GEOMAPAPP.ORG).	13
FIGURA 1.2 ESQUEMA DE LA CORDILLERA DE NORTE AMÉRICA A) ORÓGENO SEVIER (OS), B) ORÓGENO LARAMIDE C) PLATEAU DEL COLORADO (OL), D) ZONA DE TRASLAPES (ZT) E) BLOQUE DE COAHUILA, F) SIERRA MADRE ORIENTAL (SMOR) Y G) PLATAFORMA GUERRERO-MORELOS. EL RECUADRO AZUL REPRESENTA EL ÁREA DE ESTUDIO (MODIFICADO DE FITZ ET AL., 2012).	15
FIGURA 1.3 ESQUEMA DE LA UBICACIÓN DE LAS PROVINCIAS GEOLÓGICAS. SMOC SIERRA OCCIDENTAL, SMOR SIERRA MADRE ORIENTAL, MC MESA CENTRAL, FVTM FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA.	16
FIGURA 1.4 . SECTORES QUE COMPONEN LA SMOR: 1) SAN PEDRO GALLO; 2) SECTOR TRANSVERSAL DE PARRAS; 3) SECTOR SALIENTE DE MONTERREY, 4) SECTOR VALLES; 5) SECTOR HUAYACOCOTLA. DEFINIDO POR EGUILUZ ET AL. (2000). LA ZONA DE ESTUDIO SE UBICA SOBRE LOS SECTORES DE HUAYACOCOTLA Y VALLES EN LA ZONA CENTRAL DE LA SMOR (RECUADRO AZUL).	17
FIGURA 1.5 MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO OBTENIDO A PARTIR DE LAS CARTAS GEOLÓGICAS DE CIUDAD VALLES F14-8 Y PACHUCA F14-11 (SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO 1997) SOBREPUESTO EL MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL (INEGI, 2012).	18
FIGURA 1.6 COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS GENERALIZADAS QUE SINTETIZAN LA INFORMACIÓN DE LOS ELEMENTOS PALEOGEOGRÁFICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO (MODIFICADO DE FITZ ET AL., 2012).	19
FIGURA 1.7 MAPA Y SECCIÓN GEOLÓGICA MODIFICADOS DE FITZ ET AL. (2012). SE MUESTRAN LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS, LA DISTRIBUCIÓN DE LA LITOLOGÍA DOMINADA POR ROCAS CARBONATADAS CRETÁICAS. LOS INCISOS A), B) Y C) SON LAS UBICACIONES DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS DE LA FIGURA 1.6	20
FIGURA 1.8 ESQUEMATIZACIÓN DE LAS CELDAS DE CONVECCIÓN EN EL MANTO. SE ASUME QUE LAS RUTAS DE DESCENSO SE RELACIONAN CON LOS SLABS, MIENTRAS QUE LAS RUTAS DE ASCENSO SE RELACIONAN CON ANOMALÍAS TÉRMICAS O PLUMAS (TOMADO DE DZIEWONSKI ET AL., 2010).	21
FIGURA 1.9 ESQUEMA DEL INTERIOR DE LA TIERRA (IZQUIERDA, SIN ESCALA), A LA DERECHA UN ACERCAMIENTO DE LOS RECUADROS A Y B. CUADROS AMARILLOS NUMERADOS REPRESENTAN LAS DIFERENTES ZONAS SISMOTECTÓNICAS MÁS REPRESENTATIVAS. 1) ZONA WADATI-BENIOFF, 2) ZONA SISMOGÉNICA CORTICAL GENERADA POR TRANSFERENCIA DE ESFUERZO DE LA PLACA SUBDUCIDA, 3) SISMICIDAD EN EDIFICIOS VOLCÁNICOS, 4) SISMICIDAD INTERMEDIA EN SLABS, 5) SISMOS PROFUNDOS RELACIONADOS A CAMBIOS EN LA MINERALOGÍA DEL SLAB, 6) AMBIENTES INTRAPLACA RELACIONADOS PRINCIPALMENTE A ZONAS PALEOTECTÓNICAS YA SEAN ANTIGUAS ZONAS DE RIFT, AULACÓGENOS Y ZONAS DE SUTURA QUE REGISTRAN FRAGMENTACIÓN Y ACRECIÓN CONTINENTAL (MODIFICADO DE STERN, 2002).	22
FIGURA 1.10 IMAGEN QUE MUESTRA LAS PLACAS TECTÓNICAS INVOLUCRADAS EN LA DEFORMACIÓN DE LA PARTE SW DE LA PLACA NORTEAMERICANA. EL CUADRO ROJO REPRESENTA EL ÁREA DE ESTUDIO.	23
FIGURA 1.11 SISMICIDAD INTRAPLACA CON EVENTOS HISTÓRICOS E INSTRUMENTALES EN EL PERÍODO DE 1926-2003. LOCALIZACIONES TOMADAS DEL CATÁLOGO DE SISMICIDAD INTRAPLACA DEL NATIONAL EARTHQUAKE INFORMATION CENTER (NEIC).	24
FIGURA 1.12 MODELOS GEODINÁMICOS PARA AMBIENTES DE SISMICIDAD INTRAPLACA A) ESTABLECE UNA DISTRIBUCIÓN ALEATORIA EN LA OCURRENCIA DE SISMICIDAD LIMITADA POR LA BAJA TASA DE DEFORMACIÓN, B) LA ZONA DEL LÍMITE DE PLACA CORRESPONDE A ZONAS DE DEBILIDAD DE ESCALA	

LITOSFÉRICA PERO CON UNA TASA DE DEFORMACIÓN MUY LENTA, C) LA SISMICIDAD TIENE LUGAR EN PEQUEÑAS ÁREAS RODEADAS DE CORTEZA MÁS RÍGIDA Y D) GRANDES ZONAS DE DEBILIDAD RELACIONADAS PRINCIPALMENTE A ESTRUCTURAS PALEOTECTÓNICAS QUE REGISTRARON ACRECIÓN O FRAGMENTACIÓN CONTINENTAL. (TOMADO DE MAZZOTTI., 2007).....	25
FIGURA 1.13 LOS INCISOS A), B) Y C) CORRESPONDEN A EL MODELO NUMÉRICO SIN PERTURBACIONES O ZONAS DE DEBILIDAD EN LA LITOSFERA. LOS INCISOS D), E) Y F) CORRESPONDEN AL MODELO NUMÉRICO CON TRES ZONAS DE DEBILIDAD PRE-EXISTENTES. NÓTESE QUE LA MIGRACIÓN DE LA SISMICIDAD NO SE LIMITA A ESTAS ZONAS, PERO LAS DIRECCIONES ESTÁN INFLUENCIADA POR LA ORIENTACIÓN ORIGINAL DE LAS ZONAS DE DEBILIDAD PRE-ESTABLECIDAS (MODIFICADO DE LI ET AL., 2009)	27
FIGURA 1.14 MAPA DE FLUJO DE CALOR EN LA CORTEZA, LA ZONA DE ESTUDIO EN EL RECUADRO ROJO SE ENCUENTRA EN VALORES ENTRE 50 Y 80 MW/M ² POR LO QUE SE LE PUEDE CONSIDERAR COMO UNA LITOSFERA TIBIA (IMAGEN OBTENIDA DE WWW.SMU.EDU/GEOTHERMAL , BLACKWELL Y RICHARDS, 2004)	28
FIGURA 1.15 MAPA DE ESPESOR CORTICAL DE NORTE AMÉRICA. (MAPA EXTRAÍDO DE CHULICK Y MOONEY, 2002)	29
FIGURA 1.16 MAPA DE LAS DIRECCIONES DE ESFUERZO HORIZONTALES S _H REALIZADAS POR MEDIO DE MEDICIONES EN POZOS, EL RÉGIMEN DE FALLAMIENTO PREDOMINANTE ES DESCONOCIDO. INFORMACIÓN OBTENIDA DE WWW.WORLD-STRESS-MAP.ORG/	30
FIGURA 1.17 SE MUESTRAN 4 EVOLVENTES DE RIGIDEZ, EL FLUJO DE CALOR VARIA DE FRIO (GRÁFICAS SUPERIORES) A UN FLUJO TIBIO (GRÁFICAS INFERIORES) A) Y C) CORRESPONDEN A UNA REOLOGÍA SECA, B) Y D) CORRESPONDEN A UNA REOLOGÍA HÚMEDA, LA CANTIDAD DE FLUIDOS ES EXPRESANDO EN TÉRMINOS DE LA PRESIÓN DE PORO λ Y EL VALOR DE RIGIDEZ S . LA TASA DE DEFORMACIÓN ($\dot{\epsilon}$) ES IGUAL A 10^{-11} AÑO ⁻¹ EN TODOS LOS CASOS. (MODIFICADO DE MAZZOTTI, 2007)	31
FIGURA 1.18 REGIONALIZACIÓN SÍSMICA DE MÉXICO (TOMADA DEL MANUAL DE DISEÑO DE OBRAS CIVILES, 2008). SE MUESTRA LAS CURVAS DE ACELERACIONES MÁXIMAS ESPERADAS, EL PERIODO DE RETORNO MÁS PEQUEÑO ES DE 350 AÑOS Y CORRESPONDE A LA ZONA CON MAYOR ACELERACIÓN ESPERADA, MIENTRAS QUE EN LA PARTE NE DEL PAÍS EL PERIODO DE RETORNO ES ESTIMADO EN 6500 AÑOS. ..	32
FIGURA 1.19 REGIONES SISMOTECTÓNICAS DE MÉXICO PROPUESTAS POR ZÚÑIGA ET AL., (1997). EL ÁREA DE ESTUDIO DE ESTE TRABAJO RECAE SOBRE LA REGIÓN BB (MODIFICADO DE MENDOZA, 2012).	34
FIGURA 1.20 SISMICIDAD REPORTADA EN EL TRABAJO DE SUTER ET AL., (1996). EL RECUADRO PUNTEADO ES EL ÁREA DE ESTUDIO.....	35
FIGURA 1.21 SISMICIDAD REPORTADA POR NEIC ENTRE 1976 Y 2012, ALGUNOS DE ESTOS EVENTOS RECAEN SOBRE LA FVTM, TAMBIÉN ES POSIBLE OBSERVAR UN CINTURÓN DE SISMICIDAD CON DIRECCIÓN PRÁCTICAMENTE N-S CORRESPONDIENTE A LA SISMICIDAD ANALIZADA EN ESTE TRABAJO. EL RECUADRO PUNTEADO ES EL ÁREA DE ESTUDIO.	36
FIGURA 1.22 MAPA QUE MUESTRA LA SISMICIDAD REPORTADA POR EL SSN, ENTRE ENERO DE 2006 A OCTUBRE DE 2012, LA MAYOR PARTE DE LOS EVENTOS TIENEN UNA PROFUNDIDAD SOMERA Y UNA MAGNITUD ENTRE 2.5 Y 4.4.	37
FIGURA 1.23 . ESQUEMA QUE REPRESENTA LA FASE DE NUCLEACIÓN DE UN SISMO A PARTIR DE LA CUAL EL FENÓMENO TOMA UN CAMINO, LA RUPTURA DINÁMICA NO SE PRODUCIRÁ HASTA QUE EL VALOR DE K EN LA PUNTA DEL CRACK SEA IGUAL O MAYOR AL VALOR DE COHESIÓN K_c DÓNDE X CORRESPONDE A LA LONGITUD DEL CRACK, U EL DESPLAZAMIENTO CORRESPONDIENTE, B ES LA VELOCIDAD DE UNA ONDA ELÁSTICA, EL CONTORNO NEGRO REPRESENTA RUPTURA SUBCRÍTICA, EL CONTORNO GRIS REPRESENTA RUPTURA DINÁMICA. LAS LÍNEAS EN ZIGZAG ESQUEMATIZAN LA PRESENCIA DE UNA	

BARRERA CON UN VALOR DEL MÓDULO DE COHESIÓN MÁS ALTO. (MODIFICADO DE DAS Y SCHOLZ, 1981).	40
FIGURA 1.24 ESQUEMA QUE REPRESENTA LAS FACETAS DEL CESE DE UN SISMO. EL SISMO SE DETENDRÁ EN LA BARRERA CUANDO LA COHESIÓN $K_d < K_c$ EN LA PUNTA DEL CRACK. SI LA BARRERA TIENE UNA RIGIDEZ UNIFORME LOS CASOS A), B), Y C) TIENEN LUGAR. SI LA RIGIDEZ EN EL MATERIAL AUMENTA CON LA DISTANCIA ENTONCES OCURRE EL CASO D) . EL CASO E) ES EL RESULTADO DE UN DESLIZAMIENTO NO UNIFORME EN LA FALLA (MODIFICADO DE DAS Y SCHOLZ, 1981).	41
FIGURA 1. 25 . A) SISMOGRAMA DE TRES COMPONENTES QUE MUESTRA UN DOUBLET. LA FIGURA B) CORRESPONDE A UN ZOOM SOBRE LAS COMPONENTES VERTICALES DE LAS SEÑALES INDICADAS EN EL PANEL SUPERIOR, EN LA PARTE INFERIOR DERECHA SE MUESTRAN SUS RESPECTIVOS ESPECTROS. 42	42
FIGURA 2. 1. DISTRIBUCIÓN DE LAS ESTACIONES DE LA RED TEMPORAL LANDA, EN EL NORESTE DEL ESTADO DE QUERÉTARO, EN LA PARTE CENTRAL DE LA SMOR. ESTA RED ESTA CONFOR.....	44
FIGURA 2. 2. ESQUEMA QUE MUESTRA LA POLARIDAD DEL PRIMER ARRIBO DE LA ONDA P EN EL TRAYECTO DEL FOCO A LA ESTACIÓN DE REGISTRO, EN EL PANEL DE LA IZQUIERDA SE ESQUEMATIZA LA POLARIDAD DE LOS PRIMEROS ARRIBOS EN LAS TRES COMPONENTES (MODIFICADO LAY Y WALLACE, 1995).	45
FIGURA 2. 3 . CORRELACIÓN DE LA VENTANA DE PRIMEROS ARRIBOS DE ONDA P EN EL MÉTODO MONO-ESTACIÓN. EN LA PARTE SUPERIOR SE MUESTRA LA COMPONENTE VERTICAL DE UN SISMOGRAMA, DENTRO DEL RECUADRO SE APRECIA LA VENTANA DE TIEMPO SELECCIONADA PARA REALIZAR LA CORRELACIÓN CON LAS COMPONENTES HORIZONTALES Y EN EL EXTREMO INFERIOR IZQUIERDO SE MUESTRA EL VALOR CALCULADO DEL AZIMUT, VELOCIDAD APARENTE E ÍNDICE DE CORRELACIÓN. ..	46
FIGURA 2. 4 EN LA IMAGEN SE MUESTRA UN SISMOGRAMA CON LAS TRES COMPONENTES Y LOS PRIMEROS ARRIBOS DE LAS ONDAS P Y S ASÍ COMO EL TIEMPO DE RETRASO ENTRE ELLAS.	47
FIGURA 2. 5 COMPARACIÓN DE LOCALIZACIONES MONO-ESTACIÓN CON DATOS DE LA RED LANDA (CÍRCULOS ROJOS) SE MUESTRA LAS ESTACIONES UTILIZADAS PARA REALIZAR LA LOCALIZACIÓN, PRIMERO CON DOS ESTACIONES (LG3 Y LD5) Y DESPUÉS INDIVIDUALMENTE. LA LOCALIZACIÓN REPORTADA POR NEIC (CÍRCULO NEGRO) PARA EL SISMO DE BARRENOS, SAN LUIS POTOSÍ (25/01/2008). ESTE SISMO SE ENCUENTRA AL NORTE DE LA RED LANDA.	48
FIGURA 2. 6 LOCALIZACIONES EPICENTRALES DEL SSN, NEIC Y LA RED LANDA PARA EL SISMO DE ACTOCPAN DEL 18/05/2010. LOS CÍRCULOS ROJOS REPRESENTAN LOS EPICENTROS LOCALIZADOS EN ESTE TRABAJO, SE MUESTRAN LAS SOLUCIONES CALCULADAS CON DOS ESTACIONES (LA4 Y LO8) Y TAMBIÉN DE MANERA INDIVIDUAL. EL CÍRCULO NEGRO CORRESPONDE AL EPICENTRO REPORTADO POR NEIC, MIENTRAS QUE EL CÍRCULO VERDE ES EL EPICENTRO REPORTADO POR EL SSN. ESTE EVENTO SE ENCUENTRA EN LOS LÍMITES DE DETECCIÓN DE LA RED, POR LO QUE TIENE UN PESO ESPECIAL AL CORROBORAR QUE LA METODOLOGÍA ARROJA SOLUCIONES COHERENTES INDEPENDIEMENTE DEL NÚMERO DE ESTACIONES UTILIZADAS.	49
FIGURA 2. 7 LOCALIZACIONES EPICENTRALES DEL SISMO DE LANDA, EL CIRCULO NEGRO ES EL EPICENTRO REPORTADO POR NEIC, LOS CÍRCULOS ROJOS SON LOS EPICENTROS CALCULADOS POR LA METODOLOGÍA MONOESTACIÓN CON DIFERENTES COMBINACIONES DE LAS ESTACIONES DISPONIBLES (LA4, LT9 Y LO8). TAMBIÉN SE MUESTRA LA UBICACIÓN DE LA ESTACIÓN LD5 (SÍMBOLO AMARILLO), QUE DEBIDO A PROBLEMAS DE INSTRUMENTACIÓN NO SE TIENE REGISTRO DE ESTE EVENTO EN ELLA.	50
FIGURA 2. 8 ZONA DE CONFIANZA PARA LA RED SISMOLÓGICA LANDA. LA DISTANCIA ENTRE LAS ESTACIONES LA4 Y LO8 SE TOMO COMO RADIO. EL CENTRO DE LA CIRCUNFERENCIA SE UBICA	

CERCANO A LA ESTACIÓN LZ4. ESTA ÁREA SE TOMO COMO BASE PARA REALIZAR UN ANÁLISIS DETALLADO DE LAS CONCENTRACIONES DE EPICENTROS DEL CATÁLOGO CDEPM.....	51
FIGURA 2. 9. PROCEDIMIENTO PREVIO Y NECESARIO PARA LA LOCALIZACIÓN Y CÁLCULO DE LA MAGNITUD M_L . SE MUESTRA LA VENTANA DE TIEMPO SELECCIONADA (PARTE SUPERIOR) A LA CUAL SE LE APLICA LA VENTANA WOOD-ANDERSON. EN LA PARTE INFERIOR SE MUESTRA LA VENTANA DE TIEMPO SIN LA RESPUESTA INSTRUMENTAL. EL CÍRCULO SEÑALA CÓMO SE MARCAN LAS AMPLITUDES MÁXIMAS. EL RECUADRO INFERIOR IZQUIERDO CONTIENE EL VALOR DE AMPLITUDES Y EL DESPLAZAMIENTO EN NANÓMETROS.	52
FIGURA 3. 1. EPICENTROS DEL CATÁLOGO CSD (CÍRCULOS AZULES), LAS ESTACIONES DE LA RED LANDA SE MUESTRAN EN TRIÁNGULOS ROJOS.....	58
FIGURA 3. 2. CATÁLOGO CDE, LOS CÍRCULOS AZULES REPRESENTAN LOS EPICENTROS Y LOS TRIÁNGULOS NEGROS LAS ESTACIONES DE LA RED LANDA. EL CÍRCULO NEGRO REPRESENTA AL ÁREA SOBRE LA CUAL SE REALIZÓ EL ANÁLISIS ESPACIAL. EL RECUADRO NEGRO INDICA UNA CONCENTRACIÓN DE EPICENTROS, SIN EMBARGO NO SE REALIZÓ RECONOCIMIENTO DE CAMPO EN ESTA ZONA, DEBIDO AL REMOTO ACCESO.	59
FIGURA 3. 3. . CATÁLOGO CDEP. EXISTE UNA DIFERENCIA EN LAS PROFUNDIDADES QUE SE LOCALIZAN EN EL SUR DE SAN LUIS POTOSÍ DONDE LOS HIPOCENTROS MÁS SOMEROS, EN EL ORDEN DE 1-4 KM DE PROFUNDIDAD. LA ZONA AL INTERIOR DE LA ZONA DE CONFIANZA POSEE UN RANGO DE PROFUNDIDADES ENTRE 3 Y 12 KM. EL RECUADRO PUNTEADO INDICA LA UBICACIÓN DE LA SIGUIENTE FIGURA.	59
FIGURA 3. 4. CONCENTRACIÓN DE EPICENTROS DEL CATÁLOGO CDEP EN EL SUR ORIENTE DEL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ. EN ESTA ZONA DE APRECIA QUE LOS EPICENTROS SE CONCENTRAN A LO LARGO DE UN RIO CON UNA INCISIÓN DESARROLLADA, LO QUE PUDIERA SER RESULTADO DE TECTÓNICA ACTIVA EN LA ZONA, A PESAR DE SER UNA CONCENTRACIÓN INTERESANTE Y CLARAMENTE RELACIONADA A UN RASGO GEOMORFOLÓGICO NO SE DESARROLLO TRABAJO DE CAMPO EN ESTA ZONA.	60
FIGURA 3. 5. EVENTOS QUE COMPONEN EL CATÁLOGO CDEPM. ESTOS EVENTOS SON UTILIZADOS PARA HACER UN ANÁLISIS ESPACIAL. LAS PROFUNDIDADES VARÍAN ENTRE 0 Y 30 KM MIENTRAS QUE LAS MAGNITUDES OSCILAN ENTRE $0 \leq M_L \leq 3.5$. EN GENERAL LAS CONCENTRACIONES SE UBICAN AL OESTE DE UN ALTO TOPOGRÁFICO RELACIONADO A UNA SERIE DE CABALGADURAS. EN LA IMAGEN ES POSIBLE NOTAR LA DIFERENCIA DE ALTURAS QUE VAN DE LOS 600 A LOS 1800 MSNM.	60
FIGURA 3.6. EVENTOS DE CATÁLOGO ESPECIAL DE MULTIPLETS (CÍRCULOS ROJOS); LAS ESTACIONES DE LA RED LANDA SE INDICAN EN TRIÁNGULOS NEGROS. CADA EPICENTRO REPRESENTA DOS O MÁS EVENTOS CON UNA REGIÓN EPICENTRAL SIMILAR. EN EL RECUADRO SE MUESTRA LA CONCENTRACIÓN DE PRINCIPAL INTERÉS ALREDEDOR DE LA ESTACIÓN LZ4. ESTA ESTACIÓN ES LA QUE TUVO MÁS REGISTROS DE ESTE TIPO, LO QUE PUEDE INDICAR QUE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS CON ESTE TIPO DE COMPORTAMIENTO SE UBICAN CERCANAS A LA POBLACIÓN DE ZOYAPILCA.....	61
FIGURA 3. 7. EJEMPLO DE UN DOUBLET, ESTOS SISMOS OCURRIERON EL 28 DE FEBRERO DE 2009 CON MAGNITUDES DE 0.1 M_L Y 0.7 M_L RESPECTIVAMENTE. EN EL PANEL SUPERIOR SE MUESTRAN LAS TRES COMPONENTES DE UN REGISTRO DE LA ESTACIÓN LA4, A) Y B) LOS RECUADROS AMARILLO Y AZUL CORRESPONDEN A LOS ACERCAMIENTOS DEL PANEL INFERIOR, AMBOS CORRESPONDEN A LA COMPONENTE VERTICAL DEL REGISTRO.	62
FIGURA 3. 8. HISTOGRAMA DE DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD DE NOVIEMBRE 2007 A NOVIEMBRE 2010. EL AÑO DE 2007 CONTIENE SÓLO DOS MESES DE REGISTRO. PARA ESTA GRÁFICA SE UTILIZÓ EL CATÁLOGO CSD	63

FIGURA 3. 9. DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD REGISTRADA POR LA RED SÍSMICA TEMPORAL LANDA, EL EJE HORIZONTAL INDICA EL MES DE REGISTRO, MIENTRAS QUE EL EJE VERTICAL CORRESPONDE AL NÚMERO ACUMULADO DE SISMOS EN CADA MES. PARA ESTA GRÁFICA SE UTILIZÓ EL CATÁLOGO CSD	64
FIGURA 3. 10 DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD REGISTRADA EN CADA DÍA DURANTE EL PERIODO ANALIZADO EN EL CATÁLOGO CSD	64
FIGURA 3.11 DISTRIBUCIÓN POR HORA DE LA ACTIVIDAD REGISTRADA POR LA RED LANDA EN EL PERIODO ANALIZADO. LA DISTRIBUCIÓN ES UNIFORME, POR LO QUE ES POSIBLE DESCARTAR FUENTES ANTROPOGÉNICAS, YA QUE POR LO GENERAL ESTAS FUENTES INDUCEN UNA ALZA EN LA TASA DE SISMICIDAD EN HORARIOS ESPECÍFICOS, POR LO TANTO AL NO ENCONTRAR ESTA DIFERENCIA SE PROPONE QUE LA ACTIVIDAD RESPONDE TOTALMENTE A LA TECTÓNICA DE LA ZONA.	65
FIGURA 3. 12. HISTOGRAMA CON LA CANTIDAD DE SEÑALES REGISTRADAS POR CADA ESTACIÓN DE LA RED LANDA PARA EL PERIODO ANALIZADO.	66
FIGURA 3. 13. RELACIÓN FRECUENCIA-MAGNITUD Y CÁLCULO DE LOS VALORES A Y B A PARTIR DEL CATÁLOGO CSD Y LA MAGNITUD M_L . LAS BARRAS SON EL NÚMERO DE EVENTOS Y LAS CRUCES EL NÚMERO ACUMULADO DE EVENTOS, LA LÍNEA ES EL AJUSTE DE LA PENDIENTE DE LA RELACIÓN FRECUENCIA-MAGNITUD. LA LÍNEA AZUL PUNTEADA REPRESENTA LA MAGNITUD DE CORTE IGUAL A 0.5 (M_c) DEL CATÁLOGO.	67
FIGURA 3. 14. A) RED DE DRENAJE DENDRÍTICO EN LAS INMEDIACIONES DE LA POBLACIÓN DE LA LAGUNITA B) Y C) REPRESENTAN EL DRENAJE KÁRSTICO D) RED ENREJADA AL W DE LA ZONA DE ESTUDIO DÓNDE SE PRESENTA UN MAYOR PORCENTAJE DE ACORTAMIENTO EXPRESADO EN PLEGAMIENTOS E) DISTRIBUCIÓN DE LAS ZONAS CON PRESENCIA DE DOLINAS Y SÓTANOS DESARROLLADOS RELACIONADOS CON EL FRENTE TECTÓNICO DEL ORÓGENO.	68
FIGURA 3. 15. GRIETA REPORTADA POR LOS POBLADORES DE LANDA DE MATAMOROS, DE APROXIMADAMENTE 600 M DE LARGO, ÉSTA SE FORMÓ POR LA EXPANSIÓN Y CONTRACCIÓN DEL SUELO DEBIDO A LA SATURACIÓN Y POSTERIOR PERDIDA DE AGUA Y NO COMO PRODUCTO DE ALGUNA FALLA ACTIVA.	69
FIGURA 3. 16. A) SE MUESTRA EL DAÑO DE UNA BARDA CAUSADO POR EL DESLIZAMIENTO EN MASA DEL SUELO SOBRE EL CUAL ESTÁ CONSTRUIDA B) DAÑOS A UNA CONSTRUCCIÓN TAMBIÉN OCASIONADOS POR EL DESLIZAMIENTO DEL SUELO, ESTA REPTACIÓN SE DEBE A UN HORIZONTE SATURADO EN AGUA.	69
FIGURA 3. 17. UBICACIÓN DE LA POSIBLE FALLA PRINCIPAL (FIGURA SUPERIOR) RELACIONADA CON LA MICROSISMICIDAD OCURRIDA. LOS EPICENTROS MOSTRADOS (CÍRCULOS ROJOS) SON LOS MULTIPLET CUYAS FORMAS DE ONDA SUGIEREN UNA PROFUNDIDAD MÁXIMA DE 10 KM. SI TOMAMOS LA PROFUNDIDAD MÁXIMA DE LOS EVENTOS ASÍ COMO LA DISTANCIA ENTRE LA CONCENTRACIÓN Y EL LINEAMIENTO, PODRÍAMOS ESPERAR UNA FALLA CON RUMBO NNW/SSE CON UN BUZAMIENTO MÁXIMO DE 42°.	71
FIGURA 4.1. MAPA GEOLÓGICO CON LOS EPICENTROS DEL CATÁLOGO CDE A UNA ESCALA REGIONAL. NÓTESE LA PRINCIPAL TENDENCIA DE LAS FALLAS Y CABALGADURAS ES NNW-SSE EN ESTE SECTOR. ESTAS FALLAS SON CONSIDERADAS COMO ESTRUCTURAS DE DEBILIDAD HEREDADA QUE CONDICIONAN LA UBICACIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD. LOS EPICENTROS SE CONCENTRAN PRINCIPALMENTE EN LA SMOR MIENTRAS QUE AL SUR DE LA ZONA DE ESTUDIO SE APRECIA LA FRONTERA ENTRE LAS ROCAS MESOZOICAS Y LA FVTM.	74

FIGURA 4.2. REGIONES SISMOTECTÓNICAS DE MÉXICO PROPUESTAS POR ZÚÑIGA ET AL. (1997), SE INCLUYE LA REGIÓN SMOR SUGERIDA EN ESTE TRABAJO (VER FIGURA 1.18).....	77
FIGURA 4.3 1) LÍNEAS DE FLUJO HIDROLÓGICO EN LA CORTEZA A TRAVÉS DE UN MATERIAL NATURALMENTE FRACTURADO Y PERMEABLE (MODIFICADO DE COSTAIN Y BOLLINGER, 2010). 2) SISMICIDAD CORRESPONDIENTE AL CATÁLOGO CDEPM DE ESTA TESIS Y LA UBICACIÓN DE LA SECCIÓN GEOLÓGICA A-B 3) SECCIÓN GEOLÓGICA CON UN ESQUEMA DE LAS POSIBLES LÍNEAS DE FLUJO EN LAS CALIZAS SOBRE LAS CUALES LOS EPICENTROS ESTÁN REPORTADOS (MODIFICADO DE SUTE, 1987).....	79
FIGURA 4. 4 COMPARACIÓN DEL PROMEDIO DE PRECIPITACIÓN EN EL NE DEL ESTADO DE QUERÉTARO CON DATOS OBTENIDOS DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS DE JALPAN DE SERRA, AYUTLA, TRES LAGUNAS Y LA LAGUNITA (ARRIBA), CONTRA LA SUMA DE LOS TRES AÑOS DE SISMICIDAD ANALIZADA EXPRESADOS EN DÍAS (ABAJO). EL RECUADRO ROJO SE CONSIDERA COMO LA TEMPORADA DE LLUVIAS, LOS DATOS PLUVIOMÉTRICOS SON EXTRAÍDOS DE WWW.SMN2.CNA.GOB.MX	80
FIGURA 4. 5 ESQUEMA DE LA CONFIGURACIÓN DE LA PLACA DE COCOS (LÍNEA AZUL) QUE SUBDUCE POR DEBAJO LA PLACA DE NORTEAMÉRICA. TAMBIÉN SE REPRESENTAN LAS REGIONES SISMOTECTÓNICAS. SE SOBREPUSO LA TOPOGRAFÍA DE UN PERFIL QUE VA DESDE LA TRINCHERA MESOAMERICANA HASTA LA COSTA DEL GOLFO DE MÉXICO. ES CLARO QUE LA ACTIVIDAD EN LA SMOR NO RESPONDE A UNA INFLUENCIA EN EL LÍMITE DE PLACAS Y QUE SE CLASIFICA COMO SISMICIDAD INTRAPLACA. SE MUESTRAN LA UBICACIÓN DE LAS CIUDADES DE ACAPULCO (ACA), DEL DISTRITO FEDERAL (DF), QUERÉTARO (QRO) Y TAMPICO (TAM), Y EL VOLCÁN POPOCATÉPETL (P) ASÍ COMO LOS LÍMITES DE LA FVTM Y LA SMOR (MODIFICADO DE PÉREZ ET AL., 2008). LAS LÍNEAS PUNTEADAS SUGIEREN ASENSO DE MATERIAL DEL MANTO, ESTO SE BASA EN UNA SERIE DE ROCAS VOLCÁNICAS INTRAPLACA CUATERNARIAS REPORTADAS EN DIFERENTES LOCALIDADES DE LA SMOR POR ARANDA ET AL., (2005).	82
FIGURA 4. 6 SISMICIDAD EN LA PARTE OESTE DE LA PLACA DE NORTE AMÉRICA. ESTA NO ESTÁ RELACIONADA DIRECTAMENTE CON LOS LÍMITES DE PLACAS. LOS EPICENTROS SON REPORTADOS POR NEIC PARA EL PERIODO 1973 A 2012. LA MAYOR PARTE DE LA SISMICIDAD CORRESPONDE A LOS ÚLTIMOS 10 AÑOS Y MAGNITUDES SUPERIORES A 2 M.....	84
FIGURA A 1 SE MUESTRA LA CARPETA PRINCIPAL SEÍSMO Y LAS SUBCARPETAS QUE CONTIENE.....	95
FIGURA A 2 GRÁFICA QUE REPRESENTA EL ARCHIVO DE LA RESPUESTA INSTRUMENTAL EN AMPLITUD.	98
FIGURA A 3 GRÁFICA QUE REPRESENTA EL ARCHIVO DE RESPUESTA INSTRUMENTAL OBTENIDA CON EL PROGRAMA SEISAN.	99
FIGURA C. 1 EN EL PANEL SUPERIOR SE MUESTRA LA FORMA DE ONDA DEL SISMO DEL 23/09/2009 CON LA VENTANA DE TIEMPO SELECCIONADA PARA CALCULAR EL ESPECTRO DE DESPLAZAMIENTO, EN ESTE CASO SE DECIDIÓ UTILIZAR LA FASE DE ONDA P. EN EL PANEL INFERIOR DE MUESTRA EL ESPECTRO DE DESPLAZAMIENTO, ASÍ COMO LA FRECUENCIA DE ESQUINA Y EL DESPLAZAMIENTO MÁXIMO, EL ESPECTRO INFERIOR CORRESPONDE AL ESPECTRO DE RUIDO.....	108
FIGURA C. 2. PROGRAMA DE MATLAB PARA CALCULAR ALGUNOS PARÁMETROS DE LA FUENTE.	110

Lista de Tablas

TABLA 1. 1 VALORES UTILIZADOS POR LI ET AL., (2009) PARA ESTABLECER LAS CONDICIONES DE UN AMBIENTE INTRAPLACA PROMEDIO.....	27
TABLA 1. 2. . SISMOS ESTUDIADOS POR SUTER ET AL., (1996) QUE REPRESENTAN LOS ANTECEDENTES DE SISMICIDAD EN LA PARTE CENTRO-ESTE DE MÉXICO.	36
TABLA 1.3 LOCALIZACIONES Y PARÁMETROS DE FUENTE CALCULADOS EN LOS TRABAJOS DE ZÚÑIGA ET AL. (2003) Y CLEMENTE ET AL. (2013).....	38
TABLA 1. 4. VARIABLES UTILIZADOS EN LOS ESQUEMAS DE LAS FIGURAS 1.22 Y 1.24.....	39
TABLA 2. 1. EVENTOS UTILIZADOS PARA CALIBRAR LA LOCALIZACIÓN MONO-ESTACIÓN, EL EVENTO DE LANDA FUE UTILIZADO ÚNICAMENTE PARA ESTE PROPÓSITO YA QUE NO CORRESPONDE AL PERIODO DE TIEMPO ANALIZADO EN ESTE TRABAJO DE TESIS.	47
TABLA 2. 2. VALORES DE ENTRADA DEL PROGRAMA BVALUE PARA REALIZAR EL CÁLCULO DE LA RELACIÓN FRECUENCIA-MAGNITUD.	53
TABLA 2. 3. LOCALIZACIONES Y PARÁMETROS DE FUENTE DE TRES SISMOS DEL CATÁLOGO CDEPM, DE LOS CUALES SE CALCULARON LOS PARÁMETROS DE FUENTE.....	54
TABLA 4. 1. COMPARACIÓN DE LOS VALORES B CALCULADOS POR DIFERENTES AUTORES Y CARACTERÍSTICAS DE LOS CATÁLOGOS UTILIZADOS POR ELLOS, ASÍ COMO LA REGIÓN SISMOTECTÓNICA Y LA DISTANCIA AL LÍMITE DE PLACAS MÁS CERCANO.	77
TABLA A. 1. MODELO DE CORTEZA UTILIZADO EN ESTE TRABAJO DE TESIS, LA INTERFAZ DE 30 KM SE CONSIDERA LA FRONTERA CORTEZA-MOHO.	96
TABLA A. 2. MODELO DE CORTEZA OBTENIDO DE RAMOS-ZUÑIGA (2007), CON LAS VELOCIDADES DE ONDA PARA LA LITOLÓGÍA REPRESENTATIVA DE LA SMO EN SU PARTE NORTE.	96
TABLA A. 3. PARÁMETROS MODIFICADOS EN EL ARCHIVO STATION0.HYP.	96
TABLA B. 1. CATÁLOGO CDEPM.....	100
TABLA B. 2. CATÁLOGO CM.	105

Resumen

Realizamos un monitoreo sísmico temporal en la parte central de la Sierra Madre Oriental (SMOr), se trata de la primera evidencia instrumental de sismicidad en esta región, ya que se encuentra operando desde noviembre de 2007. Utilizamos los primeros 37 meses de registros y localizamos la actividad mediante la técnica mono-estación. Revisamos más de 10575 señales y obtuvimos un total de 3525 eventos localizados. Llevamos a cabo una depuración de datos para generar diversos catálogos. Estos permitieron observar el fenómeno sísmico desde distintos puntos de vista. Los resultados indican que la sismicidad tiene una estrecha relación espacial con las estructuras contenidas en la SMOr y sugerimos tres zonas sismogénicas. Con base en dichas zonas, realizamos dos campañas de campo para buscar alguna posible evidencia en superficie de esta actividad, a partir de la cual proponemos un posible segmento de falla activo, con 17 km de traza en superficie en la localidad de Pinalillo de la Cruz, municipio de Landa de Matamoros. Realizamos una caracterización de la SMOr, con base en la paleoestructuras tectónicas, estado de esfuerzo en la corteza, espesor cortical, flujo de calor y presencia de fluidos. Consideramos que de manera regional la SMOr funciona como una zona de debilidad cortical, en la cual las paleoestructuras actúan como concentradores de esfuerzo tectónico. Calculamos un valor $b=0.91$ de la región y lo comparamos con valores típicos de zonas intraplaca. Además tomamos en consideración la distancia del límite de placas más cercano, con lo anterior, clasificamos a la SMOr como una *zona de deformación intraplaca*. Reportamos el hallazgo de eventos conocidos como *multiplets*, los cuales tienen formas de onda similares e indican una cercanía entre las fuentes sismogénicas, además representan la forma característica en la cual la corteza libera el esfuerzo acumulado en la zona. Proponemos un cambio en la nomenclatura de la regionalización sismotectónica que abarca el área de estudio de Cuenca de Burgos a Sierra Madre Oriental, considerando que refleja de mejor manera la provincia geológica asociada a la microsismicidad. Se atendieron reportes de afectaciones en la cabecera municipal de Landa de Matamoros, en campo se observó que los daños a en una casas y una barda son debidos al deslizamiento del suelo, mientras que la perdida de agua en represas, es causada por la infiltración de agua, debió a la zona kárstica que se ubica por debajo del terreno. Otro daño reportado por la población fue una fractura de 600 m aproximadamente y es causada por la expansión y contracción del suelo por cambios en la saturación de agua. Finalmente nuestros resultados justifican la instalación de una red sísmica permanente en el estado de Querétaro, misma que ha iniciado y actualmente se cuenta con tres estaciones de banda ancha.

Abstract

We conducted a temporary seismic monitoring in the central part of the SMOr (Sierra Madre Oriental), which documents the first instrumental evidence of seismicity in this region. Such monitoring has been in operation since November 2007 and, for this study we use the first 37 months of records. We use the single-station location technique to best exploit the data being able to locate a total of 3225 events. We apply certain criteria to generate various catalogs, which allowed us to observe the phenomenon from different perspectives. The results indicate that the seismicity has a close spatial relationship to the tectonic structures recognized in the SMOr, and define three seismogenic zones. Based on these seismogenic areas, we conducted two field campaigns to find any possible surface evidence in this area; we recognized a possible active fault segment, with a length of 17 km passing through the town of Pinalillo de la Cruz, municipality of Landa de Matamoros. We characterize the SMOr, according to the most important variables that determine the occurrence of intraplate seismicity. Regionally we consider that the SMOr functions as a weak crustal zone, in which paleostructures act as tectonic stress concentrators. We calculate a “b” value of 0.91 for the region and compared it with typical values of intraplate zones, taking into account the distance from the nearest plate boundary and with this, we classify the SMOr as an *intraplate deformation zone*. We reported the discovery of events known as *multiplsets*, which have similar waveforms and indicate proximity of seismic sources, and represent the characteristic way in which the crust releases the stress accumulated in the zone. We propose a change in the nomenclature of the seismotectonic regionalization covering the study area, considering that it better reflects the geological province associated with the microseismicity. Finally, our results justify the installation of a permanent seismic network in the state of Querétaro, which has been initiated and currently has three broadband stations.

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

Justificación

México es un país que ha experimentado sismos grandes en los cuales se han perdido miles de vidas, el ejemplo más notable es el sismo de 1985 que devastó una parte de la ciudad de México (Campillo *et al.*, 1989). Por sismos como este la zona sismogénica de la costa pacífica ha sido estudiada en detalle, sin embargo el entendimiento de la historia sísmica de cualquier región es necesario para la estimación del peligro sísmico y por consecuencia para tratar de reducir el riesgo asociado, especialmente en ambientes intraplaca.

En el caso del estado de Querétaro, la historia sísmica (paleosismicidad, sismicidad histórica y sismicidad instrumental) es muy pobre, ya que, la sismicidad histórica conocida es muy escasa (Suter *et al.*, 1996), la instrumentación sísmica se encuentra en los primeros años de operación (León-Loya, 2010) y no existen estudios de paleosismología. En este estado se ha presentado un crecimiento demográfico, económico, turístico e industrial bastante considerable en el último lustro, por lo tanto, el estudio del fenómeno sísmico representa una manera de mitigar posibles desastres y ayudar a la planificación de nueva infraestructura. De manera más regional la distribución de la población en México se concentra a lo largo de la provincia conocida como la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), donde en 1912 se experimentó un sismo de magnitud cercana a 7, en Acambay, Estado de México (Langridge *et al.*, 2000). En aquel tiempo los daños fueron pequeños básicamente por la baja densidad y distribución de la población, sin embargo, de presentarse actualmente un sismo de magnitud similar las posibles afectaciones a los centros urbanos podrían ser devastadoras.

A nivel global la mayor parte de los sismos ocurren a lo largo de los límites de placas, pero en el interior de ellas también ocurren sismos de magnitud considerables aunque con una frecuencia menor (Sykes, 1978). El monitoreo y estudio de la sismicidad intraplaca que se presenta en la parte central de la Sierra Madre Oriental (SMOr), tiene una vital importancia para la estimación del peligro sísmico para la región central del país. Hasta este momento se conoce de forma superficial el potencial sísmico con el que cuenta la FVTM, mientras que en la región de la SMOr se desconoce aún la magnitud máxima esperada, así como la tasa de deformación. Esta parte del país representa un laboratorio natural, en el cual se pueden obtener respuestas importantes acerca de los mecanismos involucrados detrás de los procesos de sismicidad intraplaca, ya que hasta hace poco se la consideraba como una zona asísmica, sin embargo nuestros resultados nos permiten proponerla como una de las zonas sismogénicas intraplaca más activas de México.

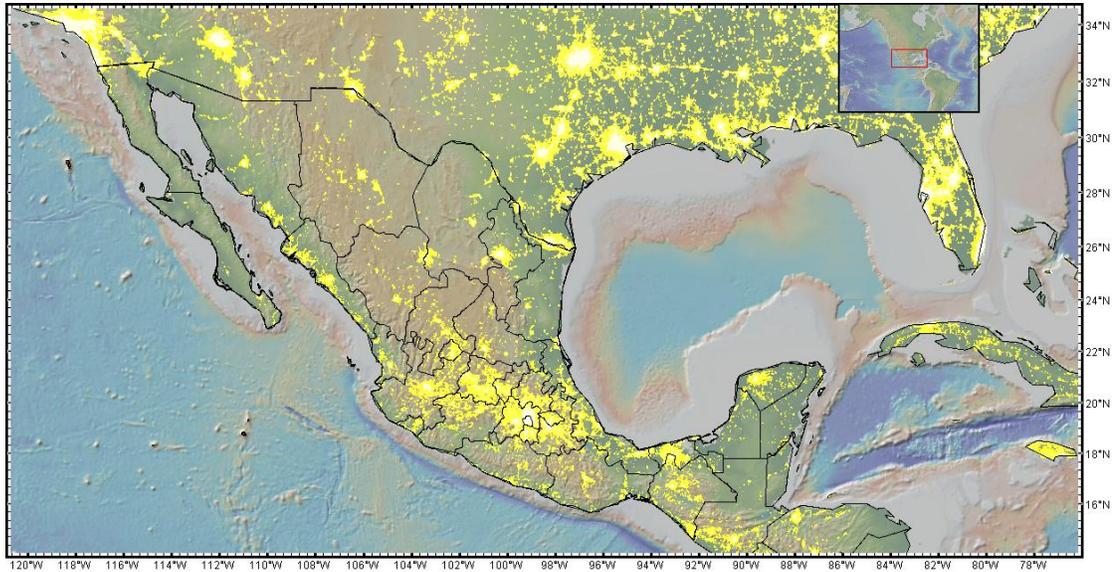


Figura 1.1 Distribución de la población. Nótese que la mayor parte de ella se concentra en el centro del país a lo largo la provincia de la FVTM (tomado de: <http://www.geomapapp.org>).

Objetivos

- Monitorear la microsismicidad e inferir sus causas en la parte central de la Sierra Madre Oriental (SMOr).
- Identificar las zonas sismogénicas asociadas y los factores que tienen mayor relevancia en esa actividad sísmica.
- Clasificar la sismicidad de la SMOr en alguna de las categorías existentes en la literatura.

Metas

Para cumplir con los objetivos se han trazado las siguientes metas:

- Caracterizar y clasificar la sismicidad registrada por la red sísmica Landa.
- Calibrar la localización de la sismicidad mediante la técnica monoestación.
- Elaborar un catálogo sísmico para la región.
- Realizar un reconocimiento neotectónico de algunas zonas con posible fallamiento activo.
- Proponer un modelo del motor principal de la sismicidad intraplaca presente en la región.
- Diseñar e iniciar la instalación de una red permanente en la región de monitoreo de sismicidad local, regional y telesísmica.

Procedimiento

El procedimiento seguido durante este trabajo de tesis es la siguiente:

- Instalación de la red sísmica temporal Landa en el noreste del estado de Querétaro para estudiar la actividad sísmica en la parte central de la SMOr
- Monitoreo de la sismicidad presente en el área de estudio.
- Conformación de una base de datos de la actividad sísmica registrada de noviembre de 2007 a diciembre de 2010.
- Procesar los datos y localizar los eventos registrados en dicho periodo.
- Implementación y calibración de la metodología de localización (monoestación contra multiestación)
- Documentación de las características de la sismicidad intraplaca a nivel global.
- Fotointerpretación mediante fotos aéreas de zonas con concentraciones importantes de epicentros.
- Caracterización geomorfológica del área de interés.
- Reconocimiento geológico para buscar posibles evidencias de la actividad sísmica y proponer posibles fallas activas.

Marco Geológico

La región de estudio se localiza en la parte central de la Sierra Madre Oriental (SMOr), que a su vez puede ser considerada como la parte sur de la Cordillera de Norte América, compuesta por el Orógeno Sevier (OS), el Orógeno Laramide (OL) y la zona de traslape (ZT) (Fitz *et al.*, 2012) (Figura 1.2). Estas cadenas montañosas se diferencian entre sí debido al tiempo de formación, así como al estilo de deformación involucrada, siendo aún un tema de debate los límites temporales de cada uno de ellos. La SMOr se compone principalmente de rocas sedimentarias marinas de edad Mesozoica que fueron deformadas y levantadas, incluyendo su basamento, durante un evento contractivo progresivo aproximadamente entre 62 Ma y 58 Ma (Cuéllar *et al.*, 2012), conocido como orogenia Laramide (Eguiluz *et al.*, 2000).

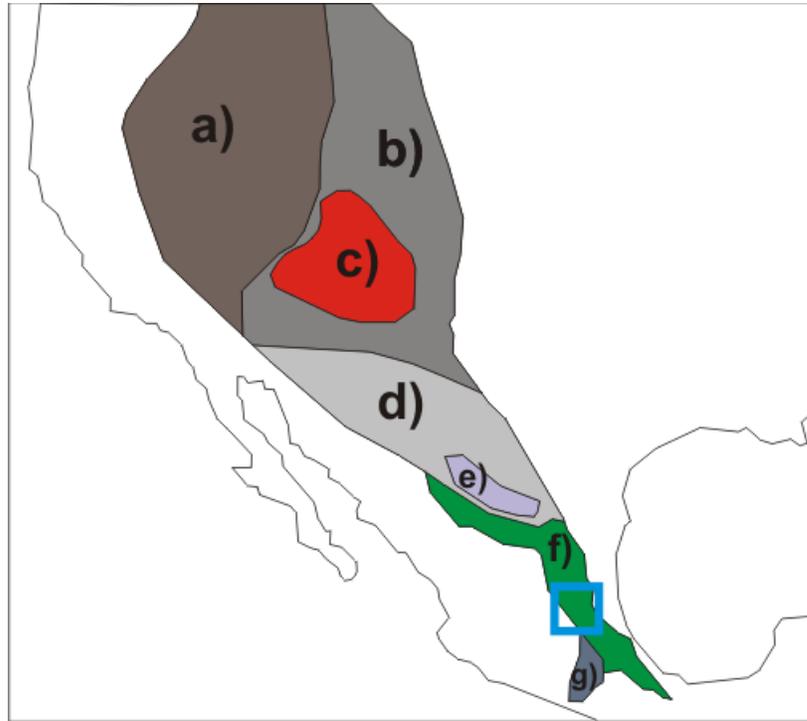


Figura 1.2 Esquema de la Cordillera de Norte América a) Orógeno Sevier (OS), b) Orógeno Laramide c) Plateau del Colorado (OL), d) Zona de Traslape (ZT) e) Bloque de Coahuila, f) Sierra Madre Oriental (SMOr) y g) Plataforma Guerrero-Morelos. El recuadro azul representa el área e estudio (modificado de Fitz et al., 2012).

La SMOr posee un frente tectónico bien definido hacia el oriente donde limita con la Planicie Costera del Golfo de México, sin embargo, hacia el occidente pierde claridad y es sepultada por las rocas la Mesa Central (MC). La MC (Figura 1.3) es una provincia fisiográfica ubicada en el centro-norte de México, que se caracteriza porque la mayoría de su superficie se encuentra por encima de los 2000 msnm., no tiene desniveles considerables y está afectada por una importante deformación extensional cenozoica (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El límite entre estas dos provincias fisiográficas ha sido propuesto por Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego (2005) como el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende.

Al sur del área de estudio se localiza otra provincia morfotectónica de gran importancia: la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Se trata de un arco volcánico que se desarrolló sobre el margen suroccidental de la placa norteamericana, como resultado de la subducción de las placas Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera Mesoamericana (Ferrari *et al.*, 2012). La FVTM constituye uno de los arcos volcánicos más complejos y variados de la región circumpacífico, entre sus rasgos están la gran variedad de estilos volcánicos y composiciones químicas a lo largo de éste, la presencia de un vulcanismo alcalino tipo intraplaca, la oblicuidad de su parte central y oriental respecto a la trinchera, la notable variación del ancho del arco y una transtensional intra-arco (Ferrari *et al.*, 2012;

Gómez-Tuena *et al.*, 2007, Ego y Ansan, 2005, Suter *et al.*, 2001; Langridge *et al.*, 2000; Suter *et al.*, 1995).

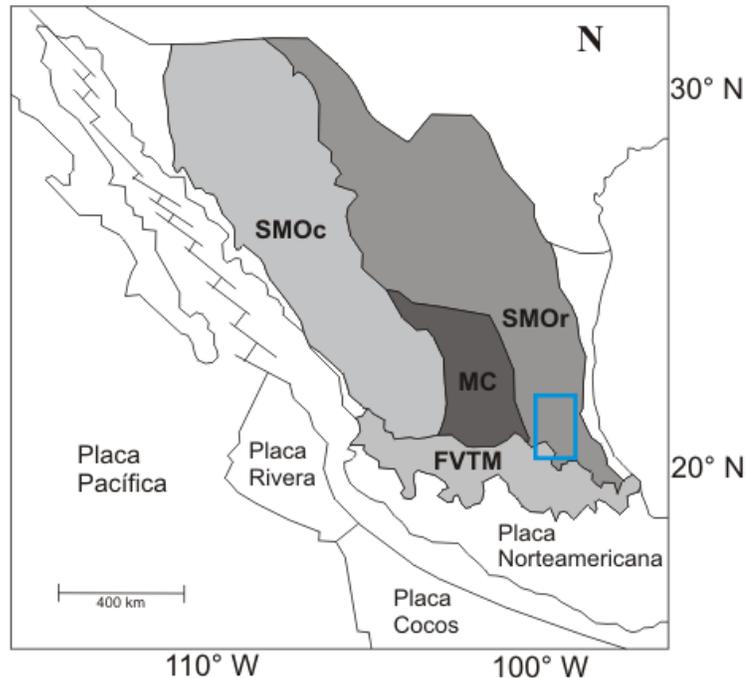


Figura 1.3 Esquema de la ubicación de las provincias geológicas. SMOc Sierra Occidental, SMOr Sierra Madre Oriental, MC Mesa Central, FVTM Faja Volcánica Transmexicana.

La SMOr se divide en cinco sectores de acuerdo a características morfoestructurales y estratigráficas (Figura 1.4) definidas por Eguluz *et al.* (2000):

- 1) San Pedro del Gallo, Durango que corresponde a la parte noroeste de la cadena montañosa, tiene una tendencia estructural orientada NW 30° SE.
- 2) Sector Transversal de Parras, localizado entre Jimulco y Saltillo, Coahuila es caracterizado por una gran cantidad de pliegues orientados NW 70° SE.
- 3) Sector Saliente de Monterrey, que se extiende desde la ciudad de Monterrey hasta Aramberri, Nuevo León y marca un cambio importante en la orientación de las estructuras mayores.
- 4) Sector Valles, que se ubica entre Ciudad Victoria, Tamaulipas y Ciudad Valles, San Luis Potosí, posee pequeñas variaciones en la tendencia de los pliegues, los cuales tienen en general una orientación NNW-SSE.
- 5) Sector Huayacocotla ubicado entre Tamazunchale, San Luis Potosí y Teziutlán, Puebla, el cual tiene gran cantidad de acortamiento (calculado en más de 47%), allí las estructuras tienen orientaciones NNW-SSE.

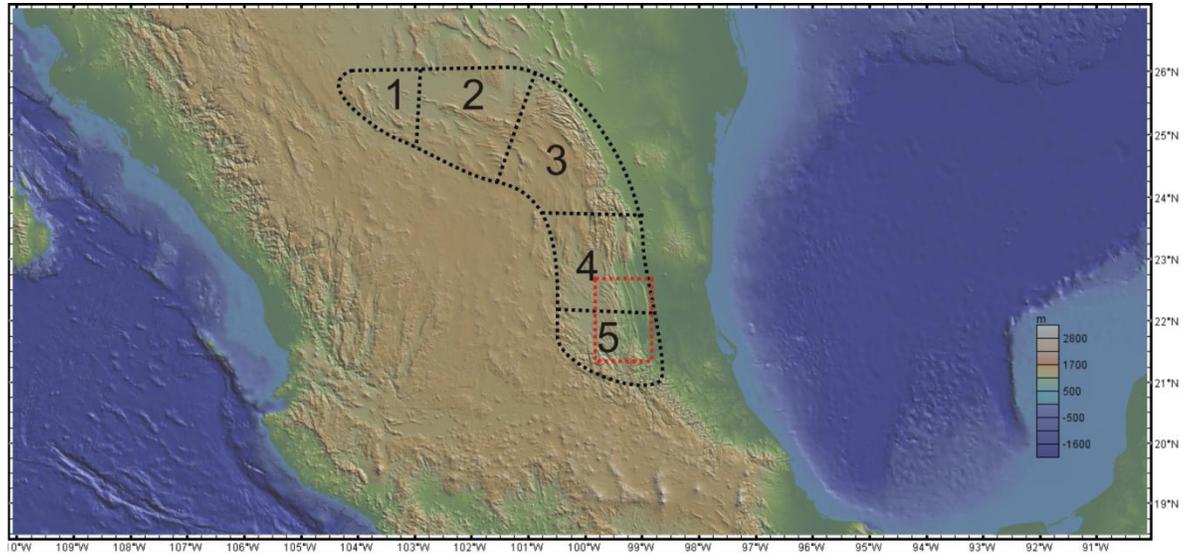


Figura 1.4 . Sectores que componen la SMOr: 1) San Pedro Gallo; 2) Sector Transversal de Parras; 3) Sector Saliente de Monterrey, 4) Sector Valles; 5) Sector Huayacocotla. Definido por Eguiluz et al. (2000). La zona de estudio se ubica sobre los sectores de Huayacocotla y Valles en la zona central de la SMOr (recuadro azul).

La zona de estudio tiene de litologías principales, hacia la parte sur-oeste predominan rocas volcánicas terciarias relacionadas a la FVTM, mientras que en la parte oriental se tienen rocas carbonatadas cretácicas y algunos valles con rellenos con sedimentos clásticos de edad cuaternaria. El acortamiento en esta zona está calculado entre 35% y 65% (Fitz et al., 2012) (Figura 1.5)

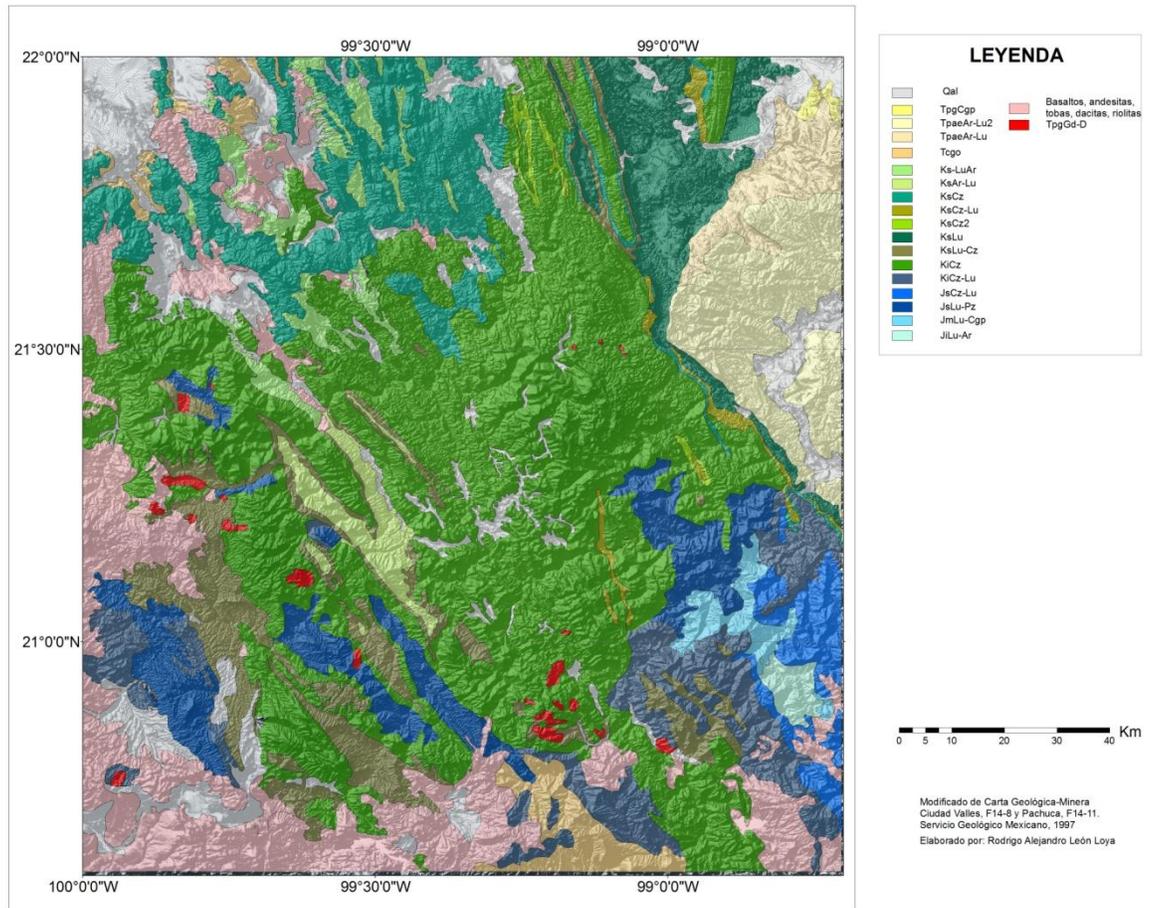


Figura 1.5 Mapa geológico del área de estudio obtenido a partir de las cartas geológicas de Ciudad Valles F14-8 y Pachuca F14-11 (Servicio Geológico Mexicano 1997) sobrepuesto el modelo de elevación digital (INEGI, 2012).

La zona de estudio, se conforma litológicamente (Figura 1.6) de un basamento metamórfico compuesto por gneises de edad Precámbrica. Que no afloran en el área de estudio, los afloramientos más cercanos se ubican, en el cañón Huizachal-Peregrina al norte (Eguiluz et al., 2000) y al sur del área en Molango, Hidalgo (Lawlor *et al.*, 1999, Ortega *et al.*, 1995). La cobertura sedimentaria de la SMOr está formada por lechos rojos, evaporitas y lutitas carbonosas jurásicas asociadas a la apertura del Golfo de México y a la posterior transgresión marina del Oxfordiano (Eguiluz *et al.*, 2000); esta secuencia es seguida por la depositación de rocas carbonatadas de edad cretácica cuya sedimentación es controlada por los altos de basamento, ocasionando cambios laterales de facies. Los rasgos paleogeográficos propiciaron el desarrollo de plataformas carbonatadas (El Doctor y Valles-San Luis Potosí) y cuencas (Tampico-Misantla y de Zimapán), cada una con diferentes características sedimentológicas, lo cual influye en la reología y el estilo de deformación (Fitz *et al.*, 2012; Eguiluz *et al.*, 2000).

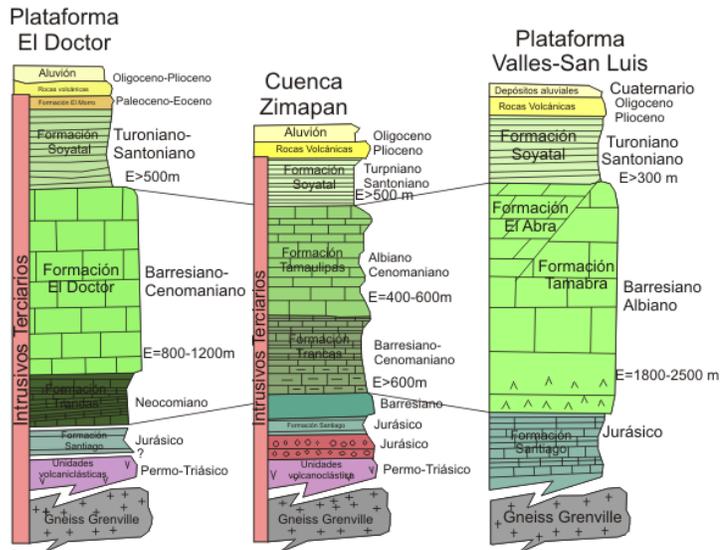


Figura 1.6 Columnas estratigráficas generalizadas que sintetizan la informaci3n de los elementos paleogeogr3ficos del 3rea de estudio (modificado de Fitz et al., 2012).

La litolog3a y estructuras principales usadas en esta tesis fueron tomadas del mapa de Fitz et al. (2012) y se muestran en la Figura 1.7. La secci3n geol3gica muestra el porcentaje de acortamiento. La Plataforma Valles-San Luis Potos3 muestra grandes cabalgamientos y retrocorrimientos, mientras que hacia los bordes de la plataforma la deformaci3n tiene un acortamiento mucho mayor, expresado en mayor cantidad de pliegues. Las cabalgaduras reportadas en el mapa son consideradas en este trabajo de tesis como zonas de debilidad, que jugar3n un rol importante en la sismicidad analizada.

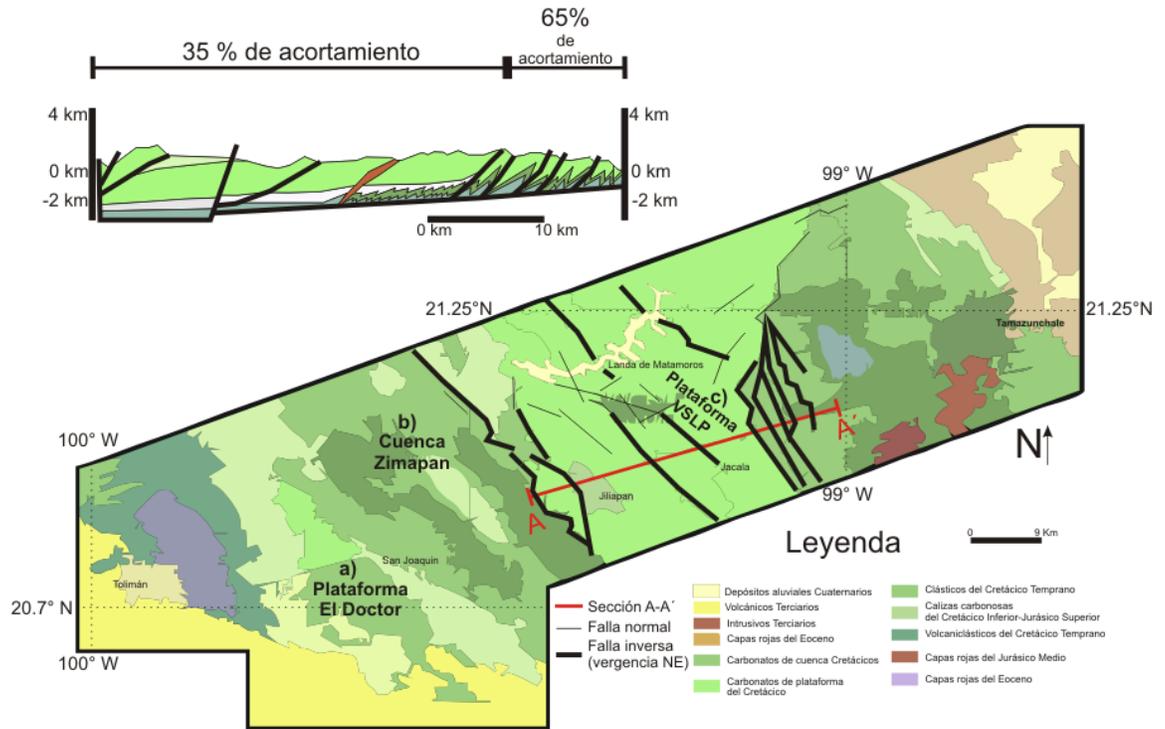


Figura 1.7 Mapa y sección geológica modificados de Fitz *et al.* (2012). Se muestran las principales estructuras geológicas, la distribución de la litología dominada por rocas carbonatadas cretácicas. Los incisos a), b) y c) son las ubicación de las columnas estratigráficas de la Figura 1.6

Marco Geodinámico

De acuerdo con Dziewonski *et al.* (2010) el motor del movimiento y configuración de las placas tectónicas tiene su origen en la dinámica de las celdas de convección del manto (Figura 1.8). La visión más simple de la tectónica de placas establece que la deformación disminuye desde los límites de placas hacia el interior de ellas, en algunas ocasiones se consideran sin deformación, cosa que en la naturaleza no sucede, prueba de esto es la ocurrencia de sismos en el interior de las placas. La deformación frágil y dúctil en la litósfera es el reflejo de la dinámica interna y se manifiesta en ambientes **interplaca** e **intraplaca** (Stein, 2007) (Figura 1.9).

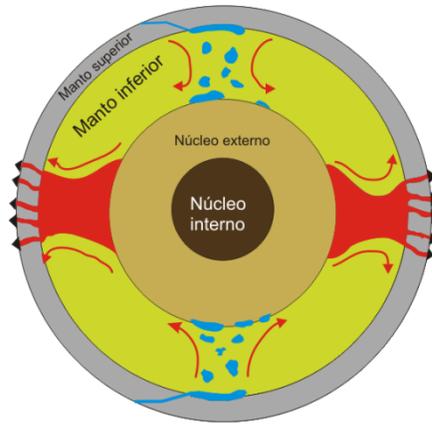


Figura 1.8 Esquematisación de las celdas de convección en el manto. Se asume que las rutas de descenso se relacionan con los slabs, mientras que las rutas de ascenso se relacionan con anomalías térmicas o plumas (tomado de Dziewonski et al., 2010).

Uno de los procesos naturales más importantes y con implicaciones de riesgo para las poblaciones humanas es el fenómeno sísmico. La mayoría de los grandes terremotos ($M > 8$) tienen una relación estrecha con los ambientes **interplaca**, en especial con las zonas de subducción (Stern, 2002). Estas se caracterizan por tener una zona de sismicidad somera a intermedia bien definida conocida como Wadati-Benioff, con grandes fallas inversas principalmente en el contacto entre las placas y fallas normales con una profundidad entre 20 km y 55 km dentro del slab. Este ambiente interplaca contiene la mayor parte de la sismicidad global, cerca del 92% del momento sísmico liberado ocurre en la región circumpacífica (Bufe y Perkins, 2005), en consecuencia es el ambiente con el mayor peligro sísmico.

Entre los 200 y 500 km de profundidad, la sismicidad está ausente en el interior del slab. Cuando la placa en subducción alcanza entre 500 y 700 km de profundidad, existe sismicidad dentro del slab (Anderson, 1995), probablemente provocado por un cambio mineralógico (Kirby et al., 1995). El proceso de eclogitización es fundamental para que la densidad del slab aumente y facilite el descenso al manto inferior.

En ambientes **intraplaca** también existe sismicidad, aunque la mayor parte de los terremotos en estas zonas presentan frecuencias y magnitudes mucho menores que su contraparte en los límites de placas (Li et al., 2009). Sin embargo, varios sismos intraplaca han ocasionado daños severos y pérdidas humanas, por ejemplo, los sismos de Nuevo Madrid, Estados Unidos, en 1811 y 1812 ambos con magnitud $M=7$, demostrando que se pueden producir sismos con magnitudes elevadas a más de 2000 km del límite de placa más cercano (Tuttle, 2005; Smalley et al., 2005). En la Figura 1.9 se esquematiza la división entre ambientes sismogénicos de tipo interplaca e intraplaca.

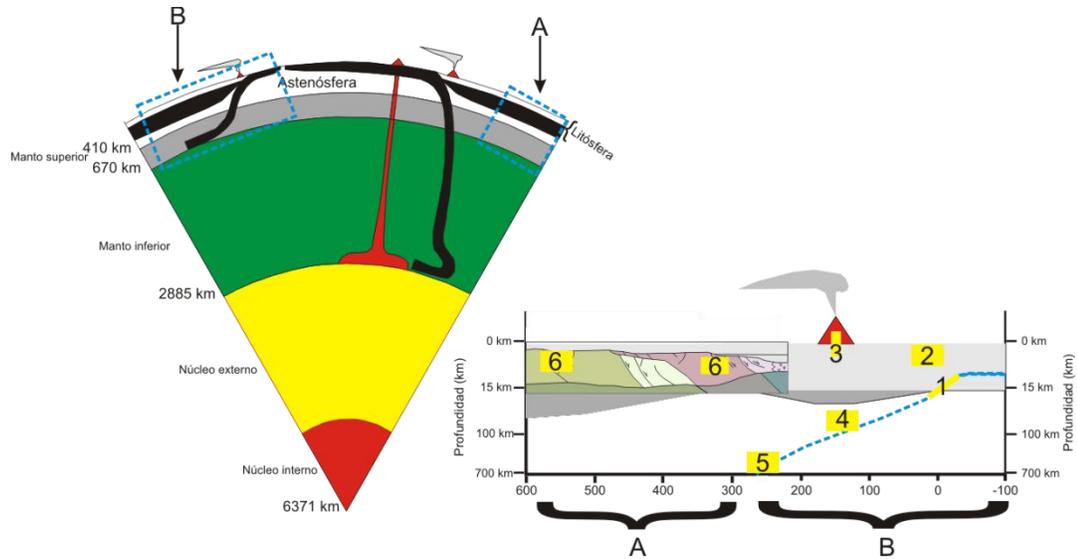


Figura 1.9 Esquema del interior de la Tierra (izquierda, sin escala), A la derecha un acercamiento de los recuadros A y B. Cuadros amarillos numerados representan las diferentes zonas sismotectónicas más representativas. 1) Zona Wadati-Benioff, 2) Zona sismogénica cortical generada por transferencia de esfuerzo de la placa subducida, 3) Sismicidad en edificios volcánicos, 4) Sismicidad intermedia en slabs, 5) Sismos profundos relacionados a cambios en la mineralogía del slab, 6) Ambientes intraplaca relacionados principalmente a zonas paleotectónicas ya sean antiguas zonas de rift, aulacógenos y zonas de sutura que registran fragmentación y acreción continental (Modificado de Stern, 2002).

La deformación en México está controlada por la interacción de cinco placas tectónicas (Norteamericana, Cocos, Rivera, Pacífica y Caribe) (Figura 1.10). La mayor actividad la encontramos en la subducción de las placas de Rivera y Cocos debajo de la placa de Norteamérica a lo largo de la Trincheras Mesoamericana (DeMets, 2001). Otra zona con actividad importante es el sur de México con una zona de deformación difusa relacionada con el sistema de fallas lateral izquierdo de Polochic-Motagua estableciendo el límite entre la Placa Norteamericana y la Placa Caribe (Guzmán *et al.*, 2000). En el noroeste de México la deformación producida por la interacción entre las placas Pacífico y Norteamericana se particiona entre las fallas transformantes del Golfo de California y un sistema transcurrente dextral localizado al occidente de la península de Baja California (Plattner *et al.*, 2009), estas interacciones establecen las condiciones para que la mayoría de la sismicidad en el país sea relacionada directamente con los límites de las placas.



Figura 1.10 Imagen que muestra las placas tectónicas involucradas en la deformación de la parte SW de la placa Norteamericana. El cuadro rojo representa el área de estudio.

Sismicidad Intraplaca

La actividad sísmica intraplaca en comparación con su contraparte de los bordes de placas, no posee una distribución espacial característica única (zona Wadatti-Benioff), sino una relación espacio- temporal concentrada difusamente en ciertos rasgos. Además, debido a las bajas tasas de deformación (menores a 10^{-10} año⁻¹) los tiempos de retorno son del orden de miles de años, por lo tanto el ciclo sísmico es poco o completamente desconocido (Stein, 2007; Mazzotti, 2007). El peligro sísmico que representa la sismicidad intraplaca es de consideración, ya que por los largos periodos de retorno las fallas sismogénicas tienden a ser desconocidas y por lo tanto el peligro sísmico está subestimado, con lo que estructuras antropogénicas son vulnerables a sismos de moderada-elevada magnitud (Li *et al.*, 2009).

Son pocas las zonas sismogénicas intraplaca que han podido ser caracterizadas, y pocos los modelos que describen las condiciones en la corteza para generar sismicidad intraplaca. Por ello éstas se convierten en laboratorios naturales a nivel global; tal es el caso del norte de China, el este de Canadá, el este de Estados Unidos, la Antártida, Australia, Europa e India (Figura 1.11).

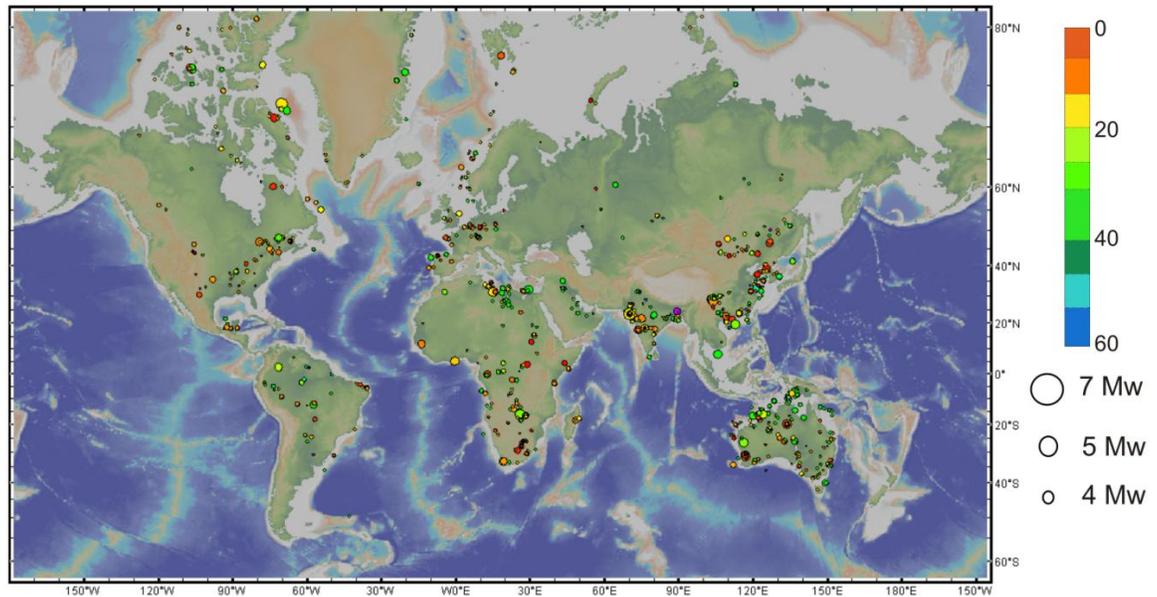


Figura 1.11 Sismicidad intraplaca con eventos históricos e instrumentales en el periodo de 1926-2003. Localizaciones tomadas del catálogo de sismicidad intraplaca del National Earthquake Information Center (NEIC).

Estas zonas de sismicidad intraplaca a su vez se pueden dividir de acuerdo a ciertas características (Okal y Sweet, 2007; Bird, 2003) de la siguiente manera:

1.-**Zonas verdaderamente intraplaca:** sismos que ocurren a más de 400 km del límite de placas más cercano (costa este de Estados Unidos, este de Canadá, parte central de India, Antártida y Australia)

2.-**Zonas de deformación intraplaca:** se definen como zonas principalmente continentales bajo régimen compresivo donde la influencia del límite de placas se extiende centenas de km al interior de la placa continental (sismicidad reportada en unos cinturones orogénicos que se encuentran en Europa y Asia, las Montañas Rocallosas y algunas partes de Sur América)

3.-**Límite de placa incipiente:** principalmente zonas donde el proceso de fragmentación continental está ocurriendo (rift africano).

Mazzotti (2007) propone cuatro modelos generales (Figura 1.12) que pueden dar una idea general acerca del por qué los sismos intraplaca tienen una relación espacial con las paleo-estructuras. Estos modelos están controlados por tres parámetros principales:

1. La debilidad cortical/litosférica concentrada en estructuras geológicas.
2. La tasa de deformación a largo plazo.
3. La distribución espacio-temporal de la sismicidad.

En estos modelos se considera como parámetros de segundo orden, la intersección de sistemas de fallas y la topografía local en la ocurrencia de terremotos en zonas con debilidad pre-existente dentro de la corteza.

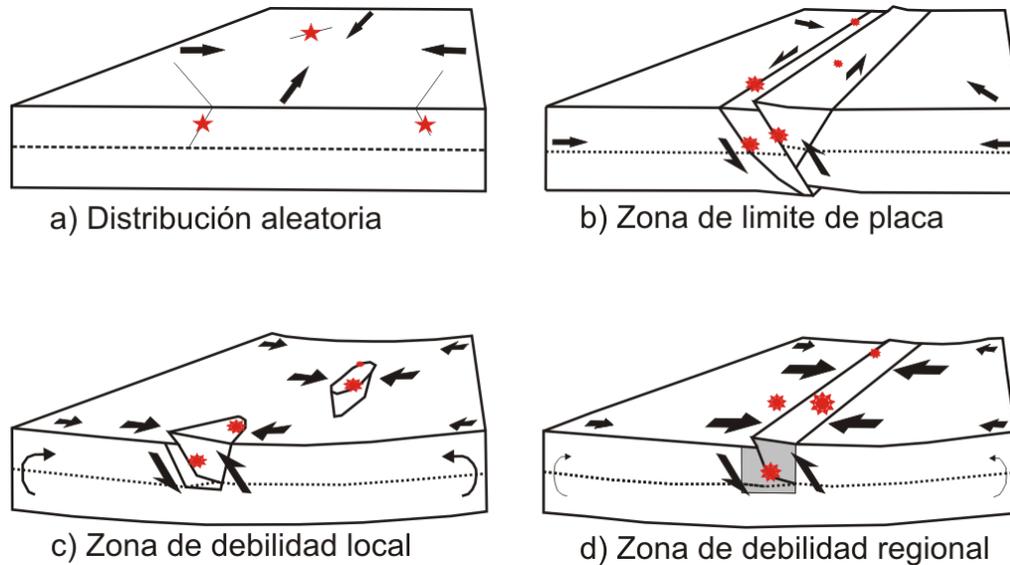


Figura 1.12 Modelos geodinámicos para ambientes de sismicidad intraplaca a) establece una distribución aleatoria en la ocurrencia de sismicidad limitada por la baja tasa de deformación, b) la zona del límite de placa corresponde a zonas de debilidad de escala litosférica pero con una tasa de deformación muy lenta, c) la sismicidad tiene lugar en pequeñas áreas rodeadas de corteza más rígida y d) grandes zonas de debilidad relacionadas principalmente a estructuras paleotectónicas que registraron acreción o fragmentación continental. (tomado de Mazzotti., 2007).

En el modelo de *distribución aleatoria* (Figura 1.12a) no se presentan zonas de debilidad paleotectónicas y está sometido a tasas lentas de deformación, por lo que los terremotos pueden ocurrir en cualquier lugar. Es aplicable para terremotos que tienen lugar en antiguos cratones precámbricos.

En el modelo de la *zona de límite de placas* (Figura 1.12b) los sismos están asociados a estructuras y deformación de escala litosférica. La diferencia con un límite de placas normal es la baja tasa de deformación. Además la distribución espacial resulta más o menos uniforme en un lapso de tiempo de largo plazo, mientras que observaciones instrumentales parecen un tanto aleatorias.

En el modelo de *zonas de debilidad local* (Figura 1.12c), la sismicidad se concentra a lo largo de zonas de debilidad rodeadas de una corteza con mayor rigidez. Las estructuras tectónicas asociadas a este modelo llegan a miles de kilómetros de manera horizontal y decenas de kilómetros de manera vertical. La zona de Nuevo Madrid, Estados Unidos, está catalogada en este apartado, lo que implica que este modelo tiene la probabilidad de tener sismos de elevada magnitud y una distribución espacial reducida.

El modelo de *zonas de debilidad regional* (Figura 1.12d), representa una visión a gran escala del modelo anterior y establece que los sismos ocurren a lo largo de zonas de debilidad de escala litosférica, las estructuras geológicas tienen extensiones de miles de kilómetros y corresponden principalmente a zonas paleotectónicas como rifts o aulacógenos con edades del Paleozoico al Mesozoico, teniendo tasas típicas de deformación en el orden de 10^{-8} - 10^{-9} años⁻¹. En los últimos dos modelos la distribución espacial de los sismos se relaciona a estructuras paleotectónicas bien definidas, pero desde el punto de vista temporal las variaciones espaciales son aún poco entendidas.

Por su parte, Li *et al.* (2009) apoyan la idea de que las zonas de debilidad pre-existentes determinan la ocurrencia espacial de los sismos. Para sustentar lo anterior ellos realizaron dos modelos numéricos (Figura 1.13), en los cuales analizan la sismicidad generada por una carga tectónica inducida en los bordes de una litósfera con ciertas características elásticas, los sismos generados equivalen a $M \approx 6$ (Tabla 1.1). En el primer modelo no se tienen zonas de debilidad pre-existentes y la sismicidad se comportó con una influencia principal de las direcciones preferenciales del tensor de esfuerzo y una distribución extendida. Mientras que en el segundo modelo se añaden tres zonas de debilidad, las cuales influyen totalmente en la distribución espacial, además la actividad resultaba en pequeñas agrupaciones que migraban en espacio y en tiempo, la sismicidad migró con las direcciones de las zonas pre-existentes y no se restringió a estas. Li y sus colaboradores también notaron la presencia de **multiplets**. Se trata de fuentes, tan cercanas espacialmente, que los eventos están relacionados a un acoplamiento mecánico en el sistema de fallas.

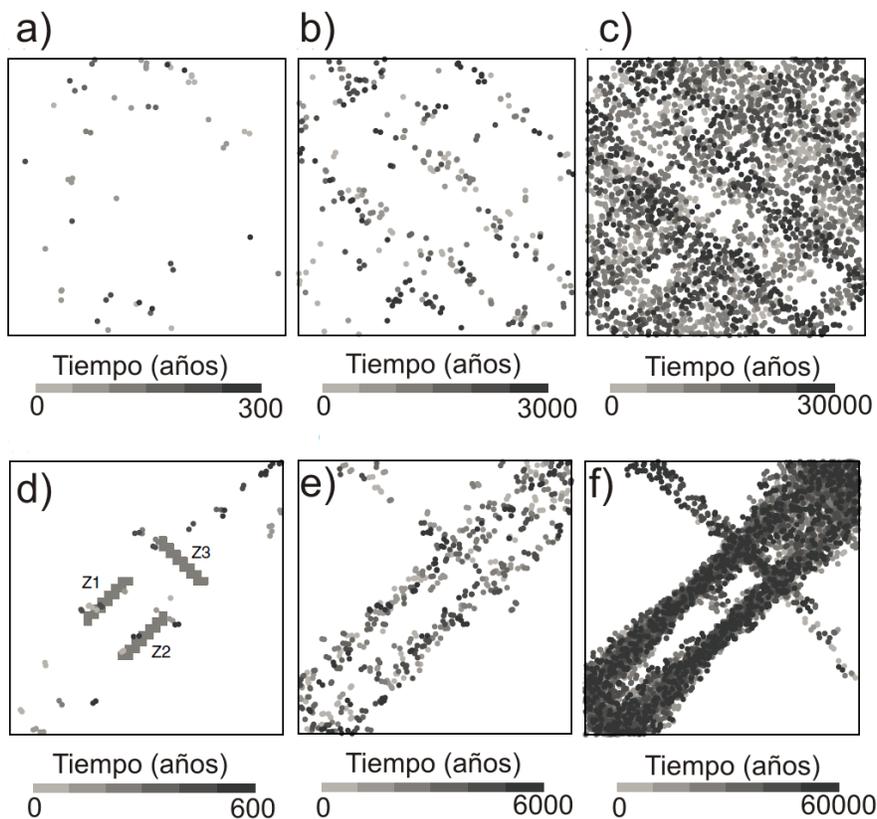


Figura 1.13 Los incisos a), b) y c) Corresponden a el modelo numérico sin perturbaciones o zonas de debilidad en la litosfera. Los incisos d), e) y f) corresponden al modelo numérico con tres zonas de debilidad pre-existentes. Nótese que la migración de la sismicidad no se limita a estas zonas, pero las direcciones están influenciada por la orientación original de las zonas de debilidad pre-establecidas (modificado de Li et al., 2009)

Tabla 1. 1 Valores utilizados por Li et al., (2009) para establecer las condiciones de un ambiente intraplaca promedio

Variable	Valor
Largo	2000 x 2000 km
Espesor de Litósfera	60 km
Corteza frágil	20 km
Corteza inferior y manto litosférico	40 km
Tasa de Deformación	$5 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$
Módulo de Young	$8.75 \times 10^{10} \text{ Pa}$
Razón de Poison	0.25
Viscosidad	$1 \times 10^{20} \text{ Pa s}$
Cohesión	50 MPa
Coefficiente de Fricción interna	0.4
Caída de esfuerzo	1 MPa

Los valores de la Tabla 1.1 describen las propiedades elásticas y reológicas que se pueden esperar en ambientes intraplaca, además de estos, algunos parámetros que influyen directamente en la rigidez de la litósfera son: el flujo de calor, la tasa de deformación, la presencia de fluidos y la composición de las rocas. Estableciendo estas condiciones es posible caracterizar la zona de estudio y estimar la magnitud de los esfuerzos que se encuentran operando en la región (Figuras 1.14-1.17).

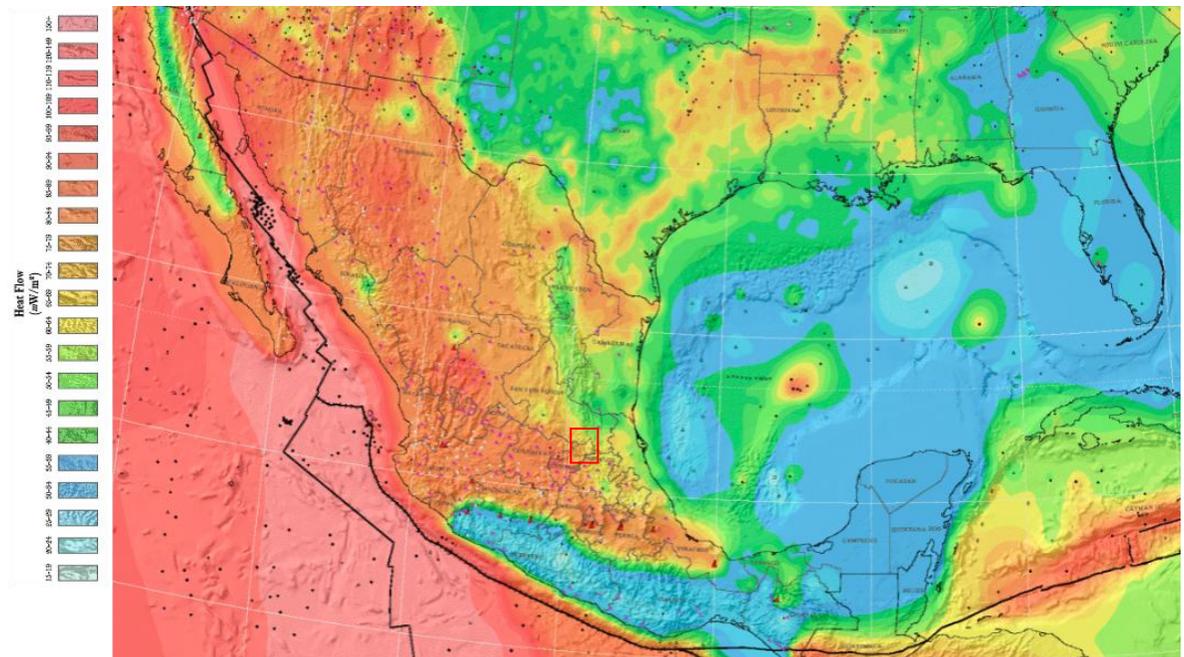


Figura 1.14 Mapa de flujo de calor en la corteza, la zona de estudio en el recuadro rojo se encuentra en valores entre 50 y 80 mW/m^2 por lo que se le puede considerar como una litósfera tibia (imagen obtenida de www.smu.edu/geothermal, Blackwell y Richards, 2004).

Aunque los valores del flujo de calor en el área de estudio coinciden con un posible debilitamiento térmico que condicionaría la sismicidad presente, existe sismicidad reportada a lo largo de la SMO donde los valores de flujo de calor son bajos, lo que sugiere que el estado térmico de la litósfera de manera regional no tiene un rol importante en el proceso de sismicidad.

Chulick y Mooney (2002) publicaron un mapa del espesor cortical de Norteamérica, calculado mediante tomografía sísmica en ondas S. La parte continental tiene claramente una raíz cratónica rodeada por corteza menos gruesa y joven. El área de estudio recae en la parte suroccidental de la placa Norteamericana y tiene un promedio de 35 km de espesor cortical. (Figura 1.15)

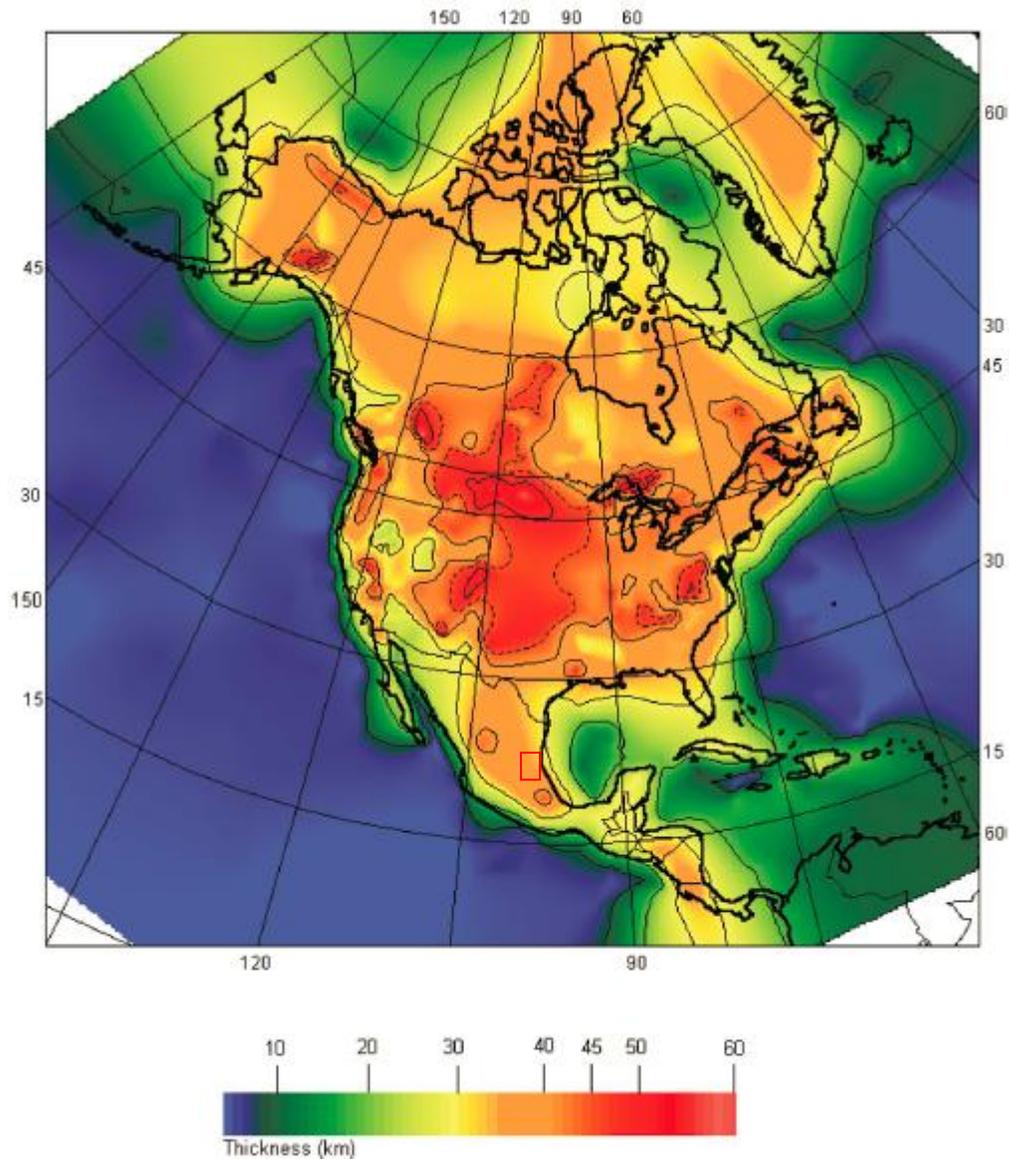


Figura 1.15 Mapa de espesor cortical de Norte América. (Mapa extraído de Chulick y Mooney, 2002).

Con respecto al estado de esfuerzos en la zona de estudio se tiene poca información (Figura 1.16), la base de datos del Word Stress Map contiene sólo 9 mediciones realizadas en pozos, todas ellas del trabajo de Suter (1987). La orientación de los esfuerzos compresivos máximos horizontales (S_H) tiene 7 mediciones con direcciones N/S a NE/SW, con dos mediciones no concordantes, una con dirección NW-SE y otra con dirección casi W-E (Suter, 1987).

La información recopilada por el Word Stress Map se obtiene a partir de mediciones *in situ* de pozos, mecanismos focales y observaciones de actividad tectónica cuaternaria. En el área de estudio no se tiene mayor información debido a que no se cuenta con un

monitoreo sísmico permanente, por lo tanto no se han calculado mecanismos focales y tampoco se han realizado estudios de neotectónica (Figura 1.16).

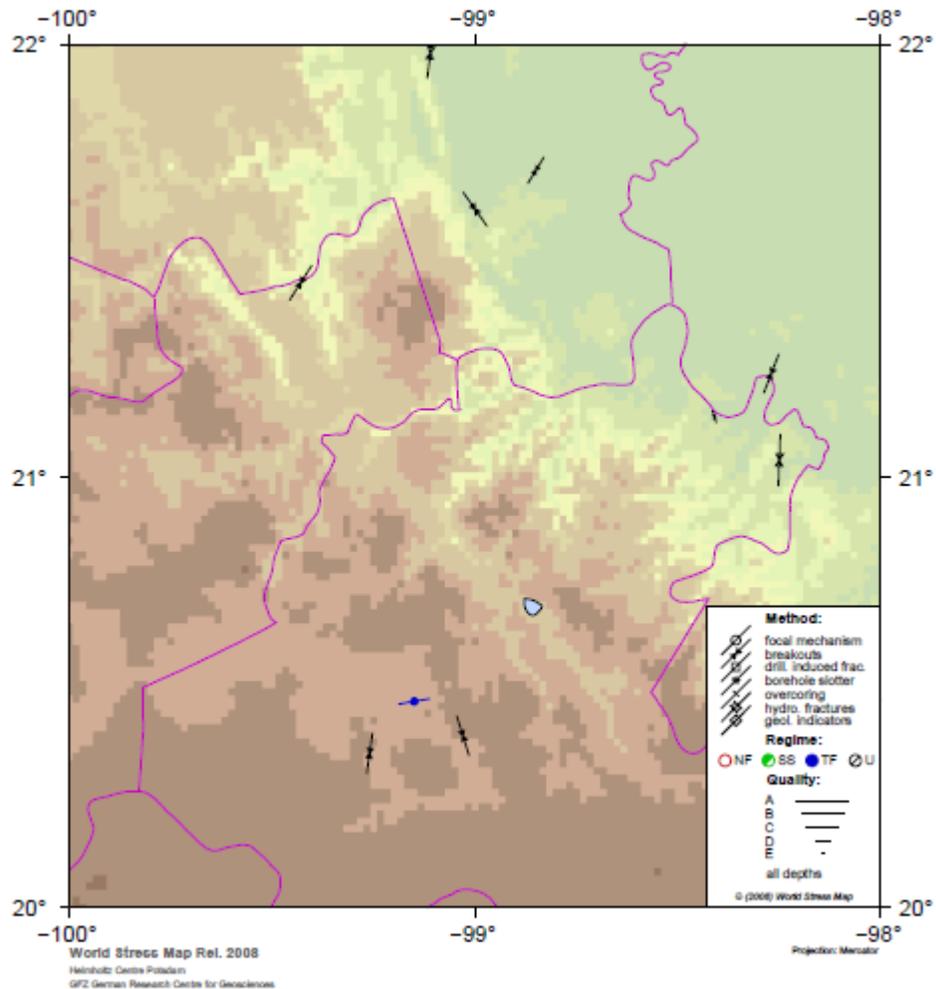


Figura 1.16 Mapa de las direcciones de esfuerzo horizontal S_H realizadas por medio de mediciones en pozos, el régimen de fallamiento predominante es desconocido. Información obtenida de www.world-stress-map.org/.

Zoback y Townend (2001) presentan envolventes de rigidez en ambientes intraplaca y evalúan el rol que tiene la presión de poro en la rigidez de la corteza frágil, Mazzotti (2007) extiende estos estudios y propone cuatro envolventes de ruptura que simulan cuatro posibles litósferas, sometidas a la misma tasa de deformación y variando la rigidez de las rocas, el flujo de calor y el contenido de fluidos (Figura 1.17).

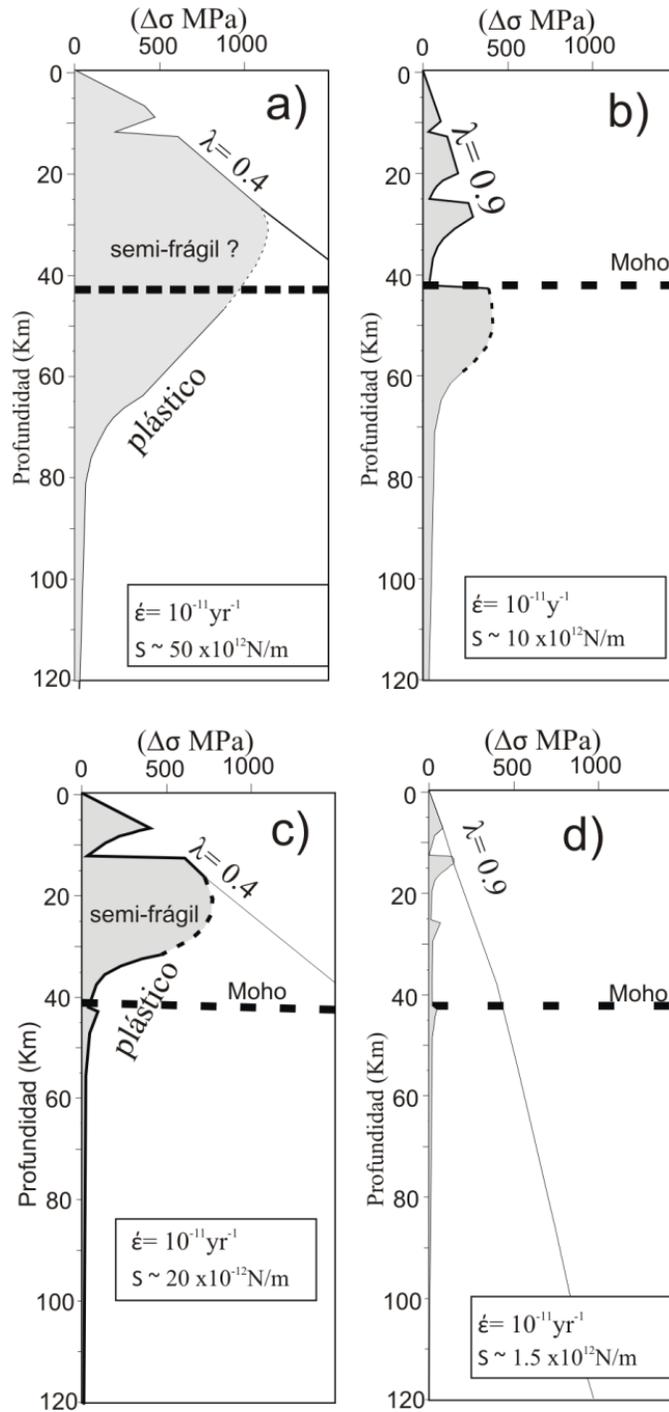


Figura 1.17 Se muestran 4 evolventes de rigidez, el flujo de calor varía de frío (gráficas superiores) a un flujo tibio (gráficas inferiores) **a**) y **c**) corresponden a una reología seca, **b**) y **d**) corresponden a una reología húmeda, la cantidad de fluidos es expresando en términos de la presión de poro λ y el valor de rigidez S . La tasa de deformación ($\dot{\epsilon}$) es igual a $10^{-11} \text{ año}^{-1}$ en todos los casos. (modificado de Mazzoti, 2007).

Regiones sísmicas de México

La regionalización sísmica de México propuesta por la Comisión Federal de Electricidad con fines de construcción antisísmica (Manual de diseño de obras civiles, 2008), dividen el territorio nacional en 8 regiones, basándose en las aceleraciones máximas esperadas en terrenos rocosos. Este mapa considera que el mayor peligro sísmico se encuentra en la costa Pacífica, donde se presentan los sismos de mayor magnitud y frecuencia en el territorio nacional (Figura 1.18).



Figura 1.18 Regionalización sísmica de México (tomada del Manual de diseño de obras civiles, 2008). Se muestra las curvas de aceleraciones máximas esperadas, el periodo de retorno más pequeño es de 350 años y corresponde a la zona con mayor aceleración esperada, mientras que en la parte NE del país el periodo de retorno es estimado en 6500 años.

Desde el punto de vista sismotectónico Zúñiga *et al* (1997) presentan una división realizada a partir de una compilación de catálogos con datos instrumentales e históricos. Las zonas propuestas se presentan como una herramienta de primer orden en la zonificación del peligro sísmico (Figura 1.19).

Las regiones que se asocian a la sismicidad generada en la interface de las placas Cocos-Norteamérica y Rivera-Norteamérica se les asignó la nomenclatura de SUB_R, SUB₁, SUB₂ y SUB₃, todas ellas con fallamiento predominantemente inverso y característico de zonas de subducción, por lo tanto son las zonas con mayor peligro sísmico. La continuación en profundidad de estas zonas con fallamiento normal se localiza en el interior de la placa subducida con la nomenclatura IN₁, IN₂ e IN₃ (Zúñiga *et al.*, 1997).

Para la región de Baja California la región se divide en dos sectores; BC1 que define la parte continental de la península y BC2 que corresponde al sistema de fallamiento lateral y transforme con la interacción de las placas Pacífico y Norteamericana en el Golfo de California (Zúñiga *et al.*, 1997). Al sur de esta región se dividen dos sectores más que se refieren a la sismicidad asociada a la dorsal del Pacífico marcando el límite de las placas Pacífico y Rivera, RIV₁ con mecanismos focales principalmente normales y RIV₂ con mecanismos focales principalmente de rumbo (Zúñiga *et al.*, 1997).

Para el resto del territorio los sectores intraplaca se dividen en; MBV que corresponde a la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana, donde se ha presentado un sismo de magnitud 7 en tiempos históricos con fallamiento normal con pequeñas componentes de rumbo, SMO corresponde a la Sierra Madre Occidental que es una región con baja productividad sísmica, BA corresponde a una zona en los estados de Chihuahua, Sonora y Durango donde se han presentado sismos históricos con magnitudes elevadas, podría corresponder a la continuación sur de la provincia Cuencas y Sierras (Nataly y Sbar, 1992, Suter, 1987). La región NAM tiene una actividad sísmica somera (hipocentros menores a 15 km) y se localiza al sur de la FVTM con fallamiento predominantemente normal. La región GMX se encuentra en el Golfo de México donde los hipocentros tienen profundidades menores a los 15 km con mecanismos focales normales con una importante componente lateral. Finalmente el NE de México se engloba en la región BB y abarca los estados de Coahuila, Nuevo León, San Luis Potosí y Querétaro, la sismicidad es somera menor a 15 km, no se cuenta con información de mecanismos focales, pero se observa una tendencia general de epicentros Norte-Sur (Zúñiga *et al.*, 1997).

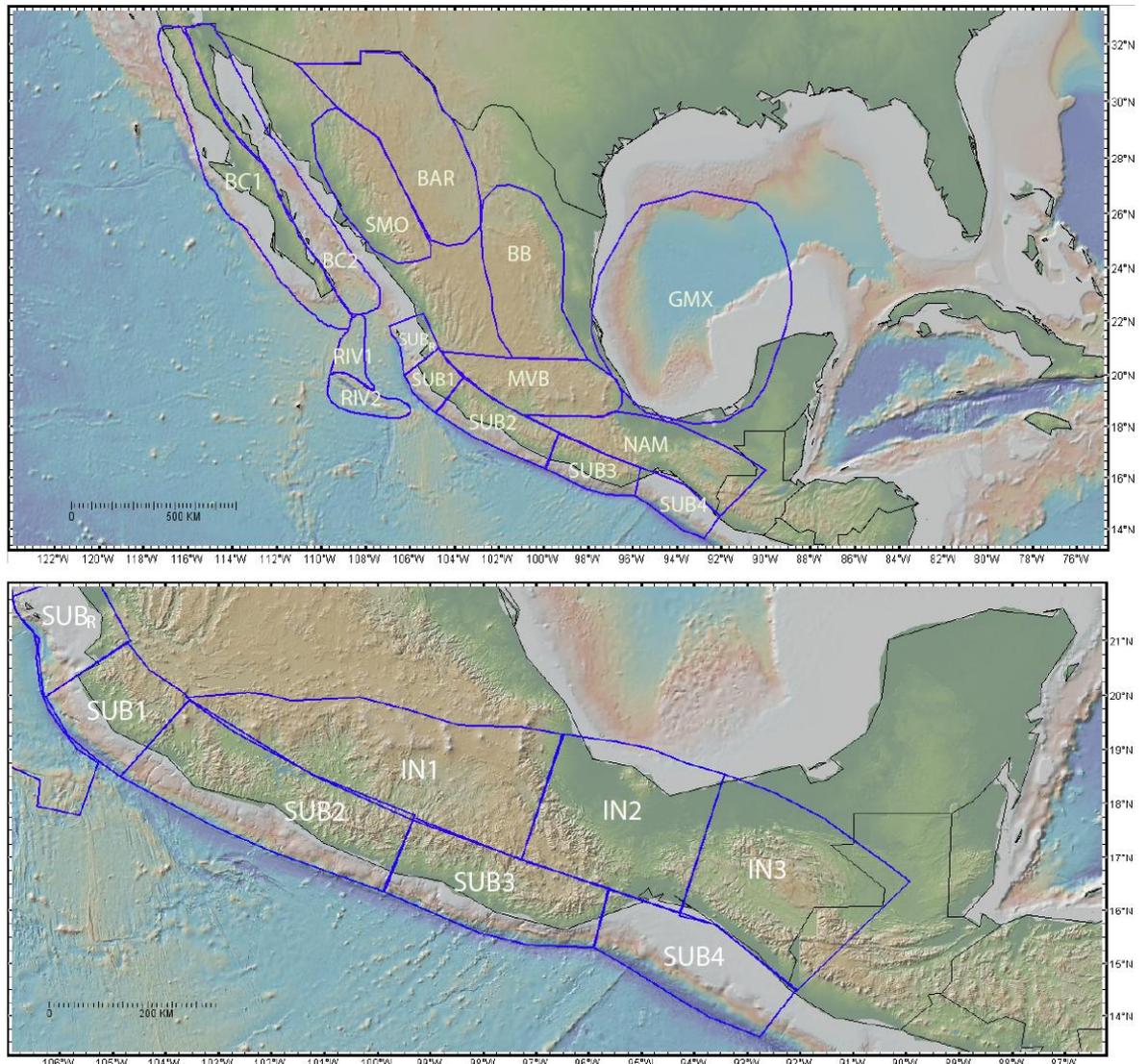


Figura 1.19 Regiones sismotectónicas de México propuestas por Zúñiga et al., (1997). El área de estudio de este trabajo recae sobre la región BB (modificado de Mendoza, 2012).

Antecedentes de sismicidad

En el centro de México han ocurrido varios sismos de magnitud considerable. Uno de los eventos más importantes es el sismo de Acambay, Estado de México en 1912 con una magnitud m_b de 6.9 (Abe, 1981) y a tan sólo 100 km al noroeste de la Ciudad de México. El sismo representa el potencial sísmico de la parte central de FVMT. La falla sismogénica tuvo aproximadamente 41 km de largo y 50 cm de desplazamiento vertical (Urbina y Camacho, 1913). El sismo fue sentido en ciudades como Santa María del Río,

San Luis Potosí; Chilpancingo, Guerrero; Ozotlán, Jalisco y Puebla, Puebla; y causó la muerte de 164 personas (Landgridge *et al.*, 2000).

Por su parte Suter *et al.* (1996) describen 8 sismos someros ocurridos en la parte central del país (Tabla 1.2). En Querétaro están los sismos de Pinal de Amoles en 1887 (M 5.3) y Landa de Matamoros 1989 (M=4.6). Estos sismos representan los únicos registros históricos en la zona de estudio (Figura 1.20).

En el caso del sismo de Pinal de Amoles (m_b 5.3), ocurrido el 26 de noviembre de 1887, su magnitud fue estimada a partir de una relación magnitud-intensidad realizada por Suter *et al.* (1996). Se reporta que este sismo tuvo una intensidad de VIII en Pinal de Amoles (Orozco y Berra, 1887), causando fracturas en todas las casas. El sismo fue sentido en Lagos de Moreno, Jalisco; Ozuluama y Tantoyuca, Veracruz; Tepeji, Hidalgo; Morelia, Michoacán; y Peutillos y Ciudad del Maíz, San Luis Potosí (Suter *et al.*, 1996).

Por otro lado el 10 de septiembre de 1989, aproximadamente a 15 km al sureste de Landa de Matamoros, Querétaro ocurrió un sismo de magnitud 4.6 (m_b), causando el deslizamiento de bloques rocosos al sur de dicho municipio (Suter *et al.*, 1996).

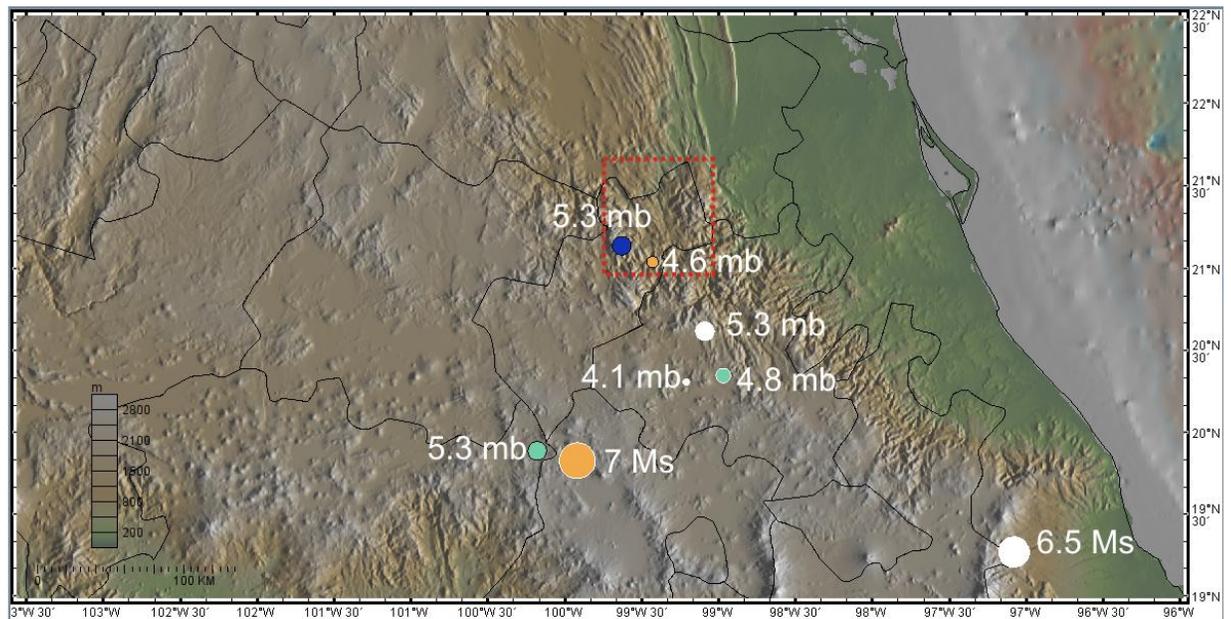


Figura 1.20 Sismicidad reportada en el trabajo de Suter *et al.*, (1996). El recuadro punteado es el área de estudio.

Tabla 1. 2. . Sismos estudiados por Suter et al., (1996) que representan los antecedentes de sismicidad en la parte centro-este de México.

Lugar	Fecha	Latitud N	Longitud W	Magnitud M_s/m_b	Profundidad Km
Pinal de Amoles, Querétaro	26/11/1887	21.14	-99.63	/5.3	0
Acambay, Estado de México	19/11/1912	19.83	-99.92	7/	10
Xalapa, Veracruz	4/01/1920	19.27	-97.08	6.5/	15
Ixmiquilpan, Hidalgo	11/03/1950	20.35	-99.97	/4.9	5
Cardonal, Hidalgo	25/03/1976	20.62	-99.09	/5.3	15
Maravatío, Michoacán	22/02/1979	19.89	-100.18	/5.3	5
Actopan, Hidalgo	27/01/1987	20.31	-99.21	/4.1	15
Landa de Matamoros. Querétaro	10/09/1989	21.04	-99.43	/4.6	10

De los sismos descritos en el trabajo de Suter *et al.* (1996), seis de ellos se relacionan con la tectónica extensional intra-arco de la FVTM (Suter *et al.*, 1995; Suter *et al.*, 2001; Ego y Ansan, 2002; Ferrari *et al.*, 2011) mientras que los sismos ocurridos al norte de la FVTM aparentemente carecen de una relación directa con algún mecanismo regional principal.

Para la parte central de la SMO_r, el NEIC (National Earthquake Information Center) reporta 90 sismos de 1976 a 2012 (Figura 1.21). Con una tendencia en su concentración principalmente N-S, con profundidades someras y magnitudes entre 3 y 4.5.

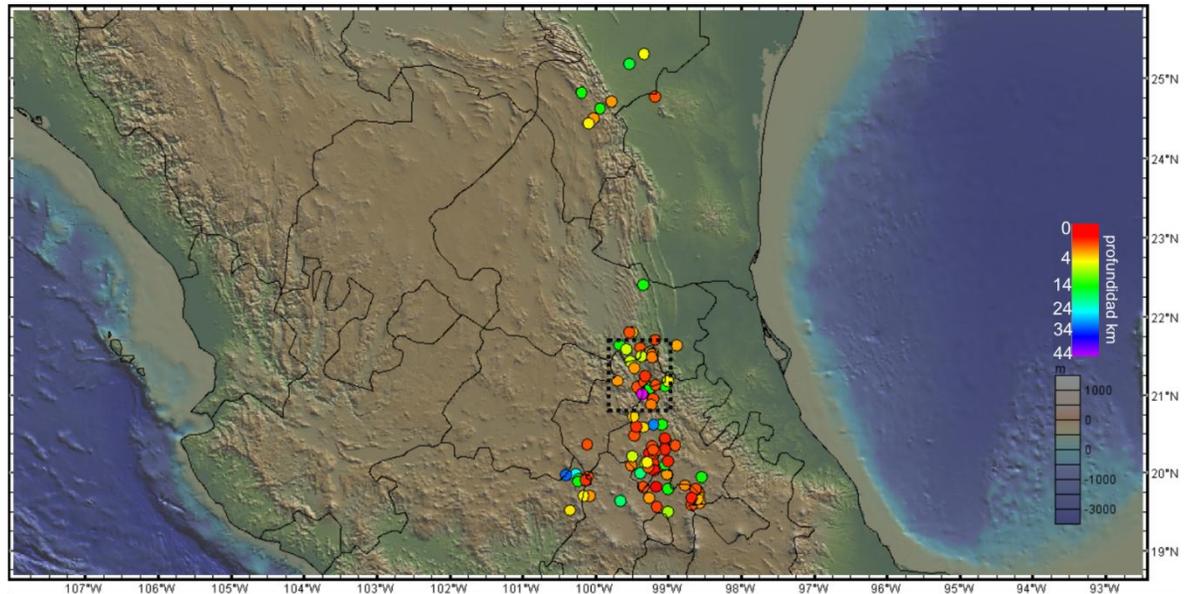


Figura 1.21 Sismicidad reportada por NEIC entre 1976 y 2012, algunos de estos eventos recaen sobre la FVTM, también es posible observar un cinturón de sismicidad con dirección prácticamente N-S correspondiente a la sismicidad analizada en este trabajo. El recuadro punteado es el área de estudio.

El Servicio Sismológico Nacional (SSN) de México reporta 154 eventos someros entre enero de 2006 y octubre de 2012 (Figura 1.22). La gran mayoría de ellos reportados en años recientes, probablemente debido al aumento de estaciones sísmicas hacia el centro y norte del país. Esto se puede observar principalmente en Nuevo León, donde en 2006 se instaló la estación sísmica de Linares, por ello que en la Figura 1.22 se aprecia una importante concentración de eventos alrededor de la estación. En Querétaro se cuenta desde septiembre de 2010 con la estación Juriquilla (JRQG), la cual pertenece al Centro de Geociencias y se encuentra en el Campus de la UNAM. Es claro que la parte central de la SMO aún carece de un monitoreo permanente que permita un seguimiento fiel de la sismicidad. Esta situación seguramente cambiaría la percepción que se tiene sobre el potencial y tasa de sismicidad de este cinturón.

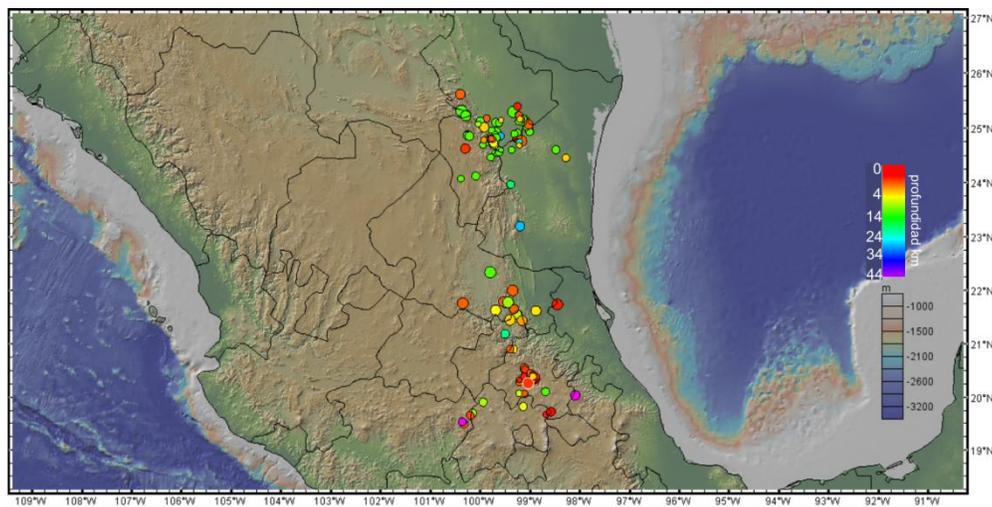


Figura 1.22 Mapa que muestra la sismicidad reportada por el SSN, entre enero de 2006 a octubre de 2012, la mayor parte de los eventos tienen una profundidad somera y una magnitud entre 2.5 y 4.4.

A partir de los datos de la red sismológica Landa, se ha analizado la distribución espacial de la sismicidad presente en la parte central de la SMO (Gómez *et al.*, 2013, León-Loya, 2010, Gómez *et al.*, 2008, Gómez, 2007). Para dar mayor solidez a estas observaciones se ha buscado una vinculación con otros trabajos reportados sobre geología (Fitz *et al.*, 2012, Suter *et al.*, 1996, Suter, 1987). Incluso se han llevado a cabo mediciones tanto de gravimetría como de magnetometría (López-Valdivia, 2014). Este monitoreo ha sido realizado de forma continua y sistemática desde finales de 2007. La base de datos generada a partir de dicho monitoreo es una evidencia de la persistencia en el tiempo de la actividad sísmica en esta parte del país.

También se ha registrado sismicidad en los municipios de Huimilpan, Querétaro (Dávalos *et al.*, 2005) y Sanfandila, Querétaro (Zúñiga *et al.*, 2003). En particular Zúñiga *et al.* (2003) estudiaron una secuencia sísmica ocurrida en los primeros meses de 1998, mediante el cálculo de mecanismos focales, sugieren que las fallas sismogénicas (Tabla

1.3) tienen una dirección casi N-S con desplazamiento normal y que pueden estar relacionadas al sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende. A finales de 2010 y los primeros meses de 2011 se presentó una secuencia sísmica en el municipio de Peñamiller, Querétaro, estudiada por Clemente *et al.* (2013), en este trabajo se reportan 8 mecanismos focales, el promedio de los parámetros de la fuente refleja que las fallas sismogénicas tienen una dirección de 136° con un buzamiento de 61° y un rake de -103. Estas secuencias sísmicas pueden reflejar la frontera sur-este de la provincia de Cuencas y Sierras con la SMO_r, reflejando una extensión activa con dirección aproximada E-W (Clemente *et al.*, 2013, Aguirre *et al.*, 2005, Zúñiga *et al.*, 2003).

Tabla 1.3 Localizaciones y parámetros de fuente calculados en los trabajos de Zúñiga *et al.* (2003) y Clemente *et al.* (2013).

Autor	Evento	Fecha	Latitud °N	Longitud °W	Profundidad (km)	Magnitud (Mw)	Strike	Dip	Rake
Clemente <i>et al.</i> (2013)	1	30/01/2011	21.034	-99.756	5.7	2.1	154	61	-116
Clemente <i>et al.</i> (2013)	2	30/01/2011	21.034	-99.756	5.6	3	108	45	-149
Clemente <i>et al.</i> (2013)	3	07/02/2011	21.039	-99.754	5.5	2.9	41	57	-162
Clemente <i>et al.</i> (2013)	4	07/02/2011	21.024	-99.725	2	2.5	268	86	-5
Clemente <i>et al.</i> (2013)	5	08/02/2011	21.039	-99.752	5.6	3.5	174	77	-85
Clemente <i>et al.</i> (2013)	6	01/03/2011	21.031	-99.759	6.1	3.2	85	67	-152
Clemente <i>et al.</i> (2013)	7	01/03/2011	21.033	-99.758	6.1	2.7	133	64	-143
Clemente <i>et al.</i> (2013)	8	26/03/2011	21.015	-99.806	4.3	2.9	124	34	-14
Zúñiga <i>et al.</i> (2003)	1	23/01/1998	20.525	-100.19	4.8	2.9	333	89	-108
Zúñiga <i>et al.</i> (2003)	2	23/01/1998	20.526	-100.19	4.8	2.2	338	76	-91
Zúñiga <i>et al.</i> (2003)	3	23/01/1998	20.526	-100.192	4.8	2	331	87	-98
Zúñiga <i>et al.</i> (2003)	4	25/01/1998	20.515	-100.188	5.2	3	332	79	-89
Zúñiga <i>et al.</i> (2003)	5	05/02/1998	20.515	-100.187	5.6	2.5	334	80	-87

Se debe tomar con reserva algunos de los mecanismos. En especial el trabajo de Clemente *et al.* (2013) donde se proporcionan varios mecanismos, los cuales fueron calculados con menos de 3 estaciones y algunas de las señales tienen un ajuste precario, además de que no se proporciona una estimación de los errores. Si bien dichos mecanismos son una de las primeras propuestas que se hacen en la zona, éstos deben tomarse con reserva, hasta no contar con datos suficientes y de calidad que permitan calcularlos con el rigor que exige la estimación del TRMS (tensor regional de momento sísmico), de lo contrario se corre el riesgo de sobre interpretar los parámetros de la fuente. Se ha decidido reportarlos en este trabajo de tesis debido a que no existe información de este tipo reportada por agencias como Global CMT (Harvard), USGS (servicio geológico de Estados Unidos) ó CMT Mexican Project (Servicio Sismológico Nacional).

Doublets

Durante el procesamiento de las señales sísmicas de la red Landa, realizado en este estudio, se detectó la presencia de una cantidad importante de sismos conocidos como **doublets**, este tipo de eventos no se tenía contemplado estudiarlos dentro de los objetivos del trabajo de investigación ya que se desconocía de la presencia de estos en el área de estudio. Sin embargo consideramos que este hallazgo debía ser reportado. A continuación se presenta una descripción acerca de la generación de estos eventos.

Los sismos multiplets o doublets, son eventos con hipocentros tan cercanos que las formas de onda son muy similares probablemente por pertenecer a la misma falla. Lay y Kanamori (1980) proponen que una particular distribución de esfuerzo en el plano de falla, facilita el comportamiento de tipo doublet. Das y Scholz (1981) proponen una teoría dentro de la mecánica de los sismos, donde se observa el fenómeno a partir de la nucleación del esfuerzo en la punta de un crack (grieta microscópica) en un medio elástico y homogéneo, cuando el factor k supera a K_c la punta del crack se vuelve dinámica, es decir, inicia la ruptura (Figura 1.23). Cuando el proceso de ruptura está por terminar pueden pasar varios casos, que dependerán de las condiciones del medio y del esfuerzo en la frontera entre el área con desplazamiento y el medio. La manera en la que el sismo se detiene pueden ser: los sismos lentos, las réplicas, multiplets y doublets. Todas estas variantes entonces se consideran facetas de un mismo fenómeno sísmico (Figura 1.24). En la Tabla 1.3 se enumeran las variables involucradas en el proceso de ruptura modelado por Das y Scholz (1981):

Tabla 1. 4. Variables utilizados en los esquemas de las figuras 1.22 y 1.24.

Variable	Significado
k	factor de intensidad de esfuerzo
K_c	módulo de cohesión
K_o	límite de corrosión por esfuerzo
k_s	factor estático de intensidad de esfuerzo
K_D	factor dinámico de intensidad de esfuerzo
\dot{x}	velocidad de ruptura
β	velocidad de onda elástica
t_D	tiempo de retraso entre eventos
t_R	máximo tiempo de ascenso individual en una secuencia de eventos múltiples
m	frecuencia de la secuencia de réplicas

n	índice de corrosión por esfuerzo
t	tiempo desde la ocurrencia del sismo principal

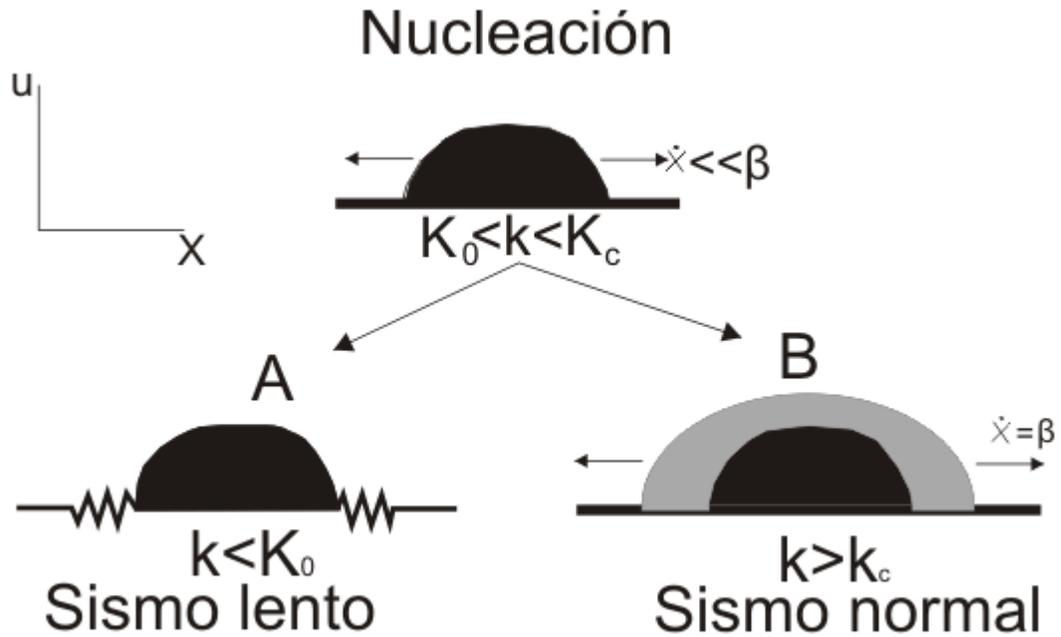


Figura 1.23 . Esquema que representa la fase de nucleación de un sismo a partir de la cual el fenómeno toma un camino, la ruptura dinámica no se producirá hasta que el valor de k en la punta del crack sea igual o mayor al valor de cohesión K_c donde x corresponde a la longitud del crack, u el desplazamiento correspondiente, β es la velocidad de una onda elástica, el contorno negro representa ruptura subcrítica, el contorno gris representa ruptura dinámica. Las líneas en zigzag esquematizan la presencia de una barrera con un valor del módulo de cohesión más alto. (modificado de Das y Scholz, 1981).

Después de la fase de nucleación en la punta del crack, la ruptura se vuelve dinámica. Aquí el factor de incremento de esfuerzo k se convierte en un valor dinámico K_D . Cuando el valor $K_D < k$ en la periferia del plano de falla, la ruptura no se propagará más allá de la barrera, pero el deslizamiento dentro del plano de falla seguirá hasta encontrar equilibrio estático. A partir de este punto las propiedades de la barrera dictarán el camino a seguir en la fase de frenado (*Stopping*).

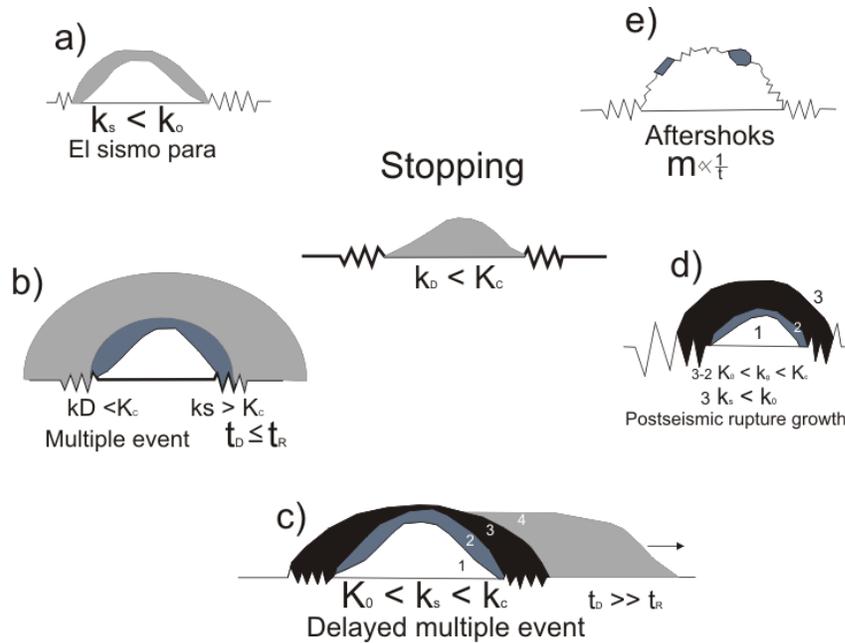


Figura 1.24 Esquema que representa las facetas del cese de un sismo. El sismo se detendrá en la barrera cuando la cohesión $K_D < K_C$ en la punta del crack. Si la barrera tiene una rigidez uniforme los casos a), b), y c) tienen lugar. Si la rigidez en el material aumenta con la distancia entonces ocurre el caso d). El caso e) es el resultado de un deslizamiento no uniforme en la falla (modificado de Das y Scholz, 1981).

En el caso que nos interesa (*multiple delayed events*) la condición para que ocurra esta secuencia de sismos es que $K_0 < k_s < K_c$ con un tiempo de retraso interevento $t_D \gg t_R$ apareciendo después del primer sismo un segundo evento justamente adyacente al primero, lo que se refleja en los sismogramas como dos sismos con una forma de onda muy similar (Figura 1.25). Esto implica que las rupturas están relacionadas a un área ó estructura pre-existente de características geométricas comunes y estar mecánicamente acopladas mediante asperidades sobre el plano de falla (Das y Scholz, 1981, Frankel, 1982)

En la literatura existen trabajos que utilizan los multiplets en diversos temas y aplicaciones algunas de ellas son: indagar acerca de la estructura interna de la Tierra (Li *et al.*, 2011, Zhang *et al.*, 2008, Isacks *et al.*, 1967, Poupinet *et al.*, 1984), reconocimiento de precursores y cambios en la manera característica de liberación de esfuerzos (Frankel, 1982), mapeo y monitoreo de fallas (Schaff y Waldhauser, 2005, Wiens y Snider, 2001, Nadeau y Johnson, 1998, Nadeau y McEvelly, 1997, Nadeau *et al.*, 1994), monitoreo de actividad volcánica (Poupinet *et al.*, 1996). Incluso plantean paradigmas en cuanto a los periodos de recurrencia de sismos someros y magnitudes $M_w \geq 7.5$ (Kagan y Jackson, 1999).

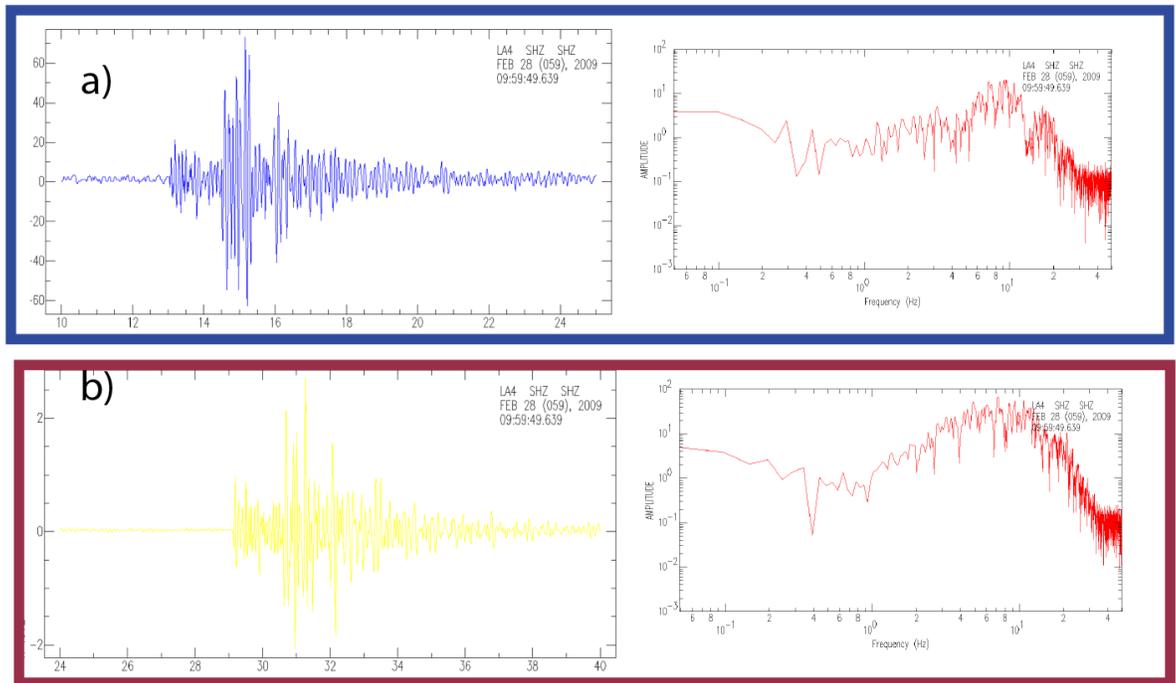
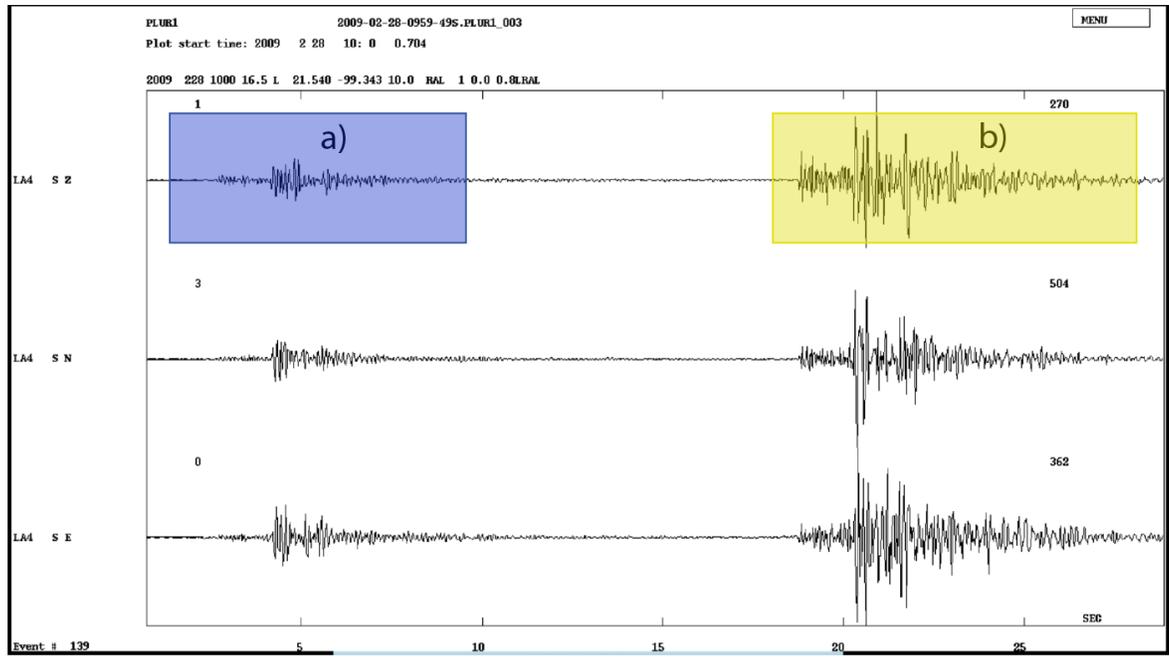


Figura 1. 25 . a) Sismograma de tres componentes que muestra un doublet. La figura b) corresponde a un zoom sobre las componentes verticales de las señales indicadas en el panel superior, en la parte inferior derecha se muestran sus respectivos espectros.

CAPÍTULO II METODOLOGÍA

Métodos

Los datos sismológicos utilizados en este estudio se obtuvieron mediante el monitoreo realizado con la red sísmica temporal Landa, instalada desde noviembre de 2007. Se trata de sismógrafos digitales triaxiales de velocidad de periodo corto, con geófonos de 4.5 Hz (modelo GBV-316 de la marca GeoSig). El monitoreo de la zona continúa hasta la fecha por parte del Centro de Geociencias de la UNAM; sin embargo, para la elaboración de esta tesis se analizó la microsismicidad registrada entre noviembre de 2007 y diciembre de 2010. Los detalles y criterios de instalación, así como los parámetros de disparo pueden ser consultarse con detalle en León (2010).

Las estaciones se encuentran ubicadas en las localidades de Landa de Matamoros (LD5), Otates (LO8), El Aguacate (LG3), Zoyapilca (LZ4), Tancoyol (LT9) y San Antonio Tancoyol (LA4), todas en el estado de Querétaro (Figura 2.1). Esta distribución permite una cobertura ideal para monitorear micro-sismicidad en el noreste del estado. Debido a que no se cuenta con comunicación en tiempo real con las estaciones se realizan varias campañas de mantenimiento y recolección de datos aproximadamente cada tres meses. La mayoría de las estaciones se encuentran alimentadas mediante energía solar por lo que cuentan con una autonomía total.



Figura 2. 1. Distribución de las estaciones de la red temporal Landa, en el noreste del estado de Querétaro, en la parte central de la SMOr. Esta red esta confor

La principal limitante de este trabajo es la instrumentación. Se trató de optimizar la distribución de las estaciones, sin embargo, estas no son suficientes para registrar toda la actividad, especialmente porque se trata de microsismos, cuyas magnitudes son mayormente de 1.5 a 2.5. El hecho de que no toda la actividad es registrada en todas las

estaciones, sugiere que la atenuación del medio en esta zona es alta. Por ello el grueso de los registros sólo corresponde a una y dos estaciones. Ante esta dificultad las técnicas de localización tradicionales no pueden ser utilizadas, ya que estas requieren de un mínimo de tres o cuatro estaciones para ofrecer localizaciones aceptables, pero sin un gran control sobre la profundidad. Para resolver esta dificultad y trabajar con los datos disponibles, recurrimos a la técnica de localización mono-estación (Bath, 1979, Lay y Wallace, 1995). Esta técnica se basa en la optimización del uso de los primeros arribos de las ondas P, las cuales son polarizadas en el trayecto del foco a la estación (Bath, 1979). Al realizar una correlación entre las tres componentes del sismograma, es posible estimar el azimut de la fuente, es decir la dirección de propagación de las ondas sísmicas desde el foco a la estación de registro (Figura 2.2).

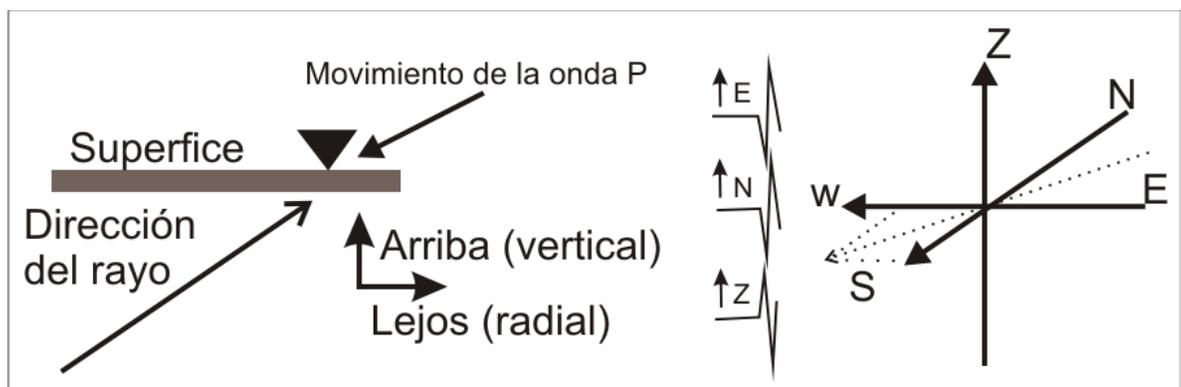


Figura 2. 2. Esquema que muestra la polaridad del primer arribo de la onda P en el trayecto del foco a la estación de registro, en el panel de la izquierda se esquematiza la polaridad de los primeros arribos en las tres componentes (modificado Lay y Wallace, 1995).

Para realizar el procesamiento de los sismogramas es necesario depurar la información registrada y organizar los eventos en una base de datos. La depuración se realizó observando meticulosamente cada registro y clasificándolo acorde a las distancias relativas de los eventos; los eventos locales menores a 100 km y regionales mayores a 100 km.

Para localizar los eventos se utilizó una versión modificada del programa *HYPOCENTER* (Lienert y Havskov, 1995). Este programa así como otras herramientas se manipularon bajo la paquetería *SEISAN* (Haskov y Otemoller, 2008). El modelo de corteza utilizado y los parámetros modificados para realizar las localizaciones se pueden consultar en el Anexo A.

El primer paso para localizar un evento es hacer una estimación de su azimut, para ello se selecciona una ventana de tiempo en la componente vertical del registro (Haskov y Otemoller, 2008), tomando como centro el arribo de la onda P, que después se correlaciona con ventanas de tiempo similares en las componentes horizontales. Este paso es de vital importancia ya que de ellos depende una solución físicamente aceptable. Dos parámetros

fueron rigurosamente cuidados; el índice de correlación y la velocidad aparente, (Figura 2.3).

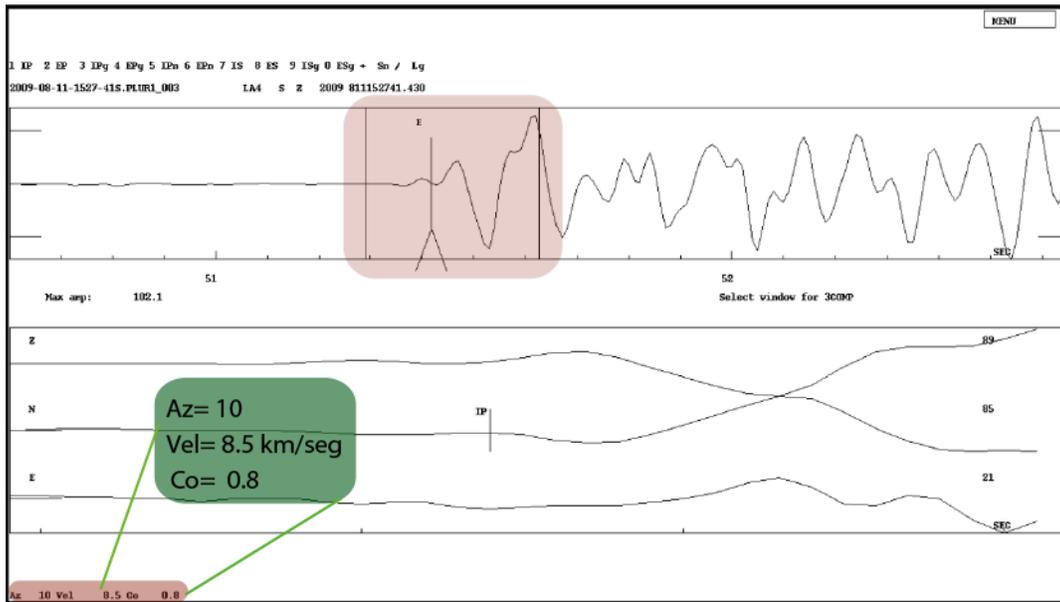


Figura 2. 3 . Correlación de la ventana de primeros arribos de onda P en el método mono-estación. En la parte superior se muestra la componente vertical de un sismograma, dentro del recuadro se aprecia la ventana de tiempo seleccionada para realizar la correlación con las componentes horizontales y en el extremo inferior izquierdo se muestra el valor calculado del azimuth, velocidad aparente e índice de correlación.

Después de estimar el azimuth del evento se marca los primeros arribos de las fases P y S. Esto se hace en las componentes N-S y E-W, respectivamente (Figura 2.4). Entonces a partir de la diferencia de tiempo S-P y las velocidades de onda se calcula la distancia del evento a la estación de registro (Lienert y Havskov, 1995, Haskov y Otemoller, 2008).

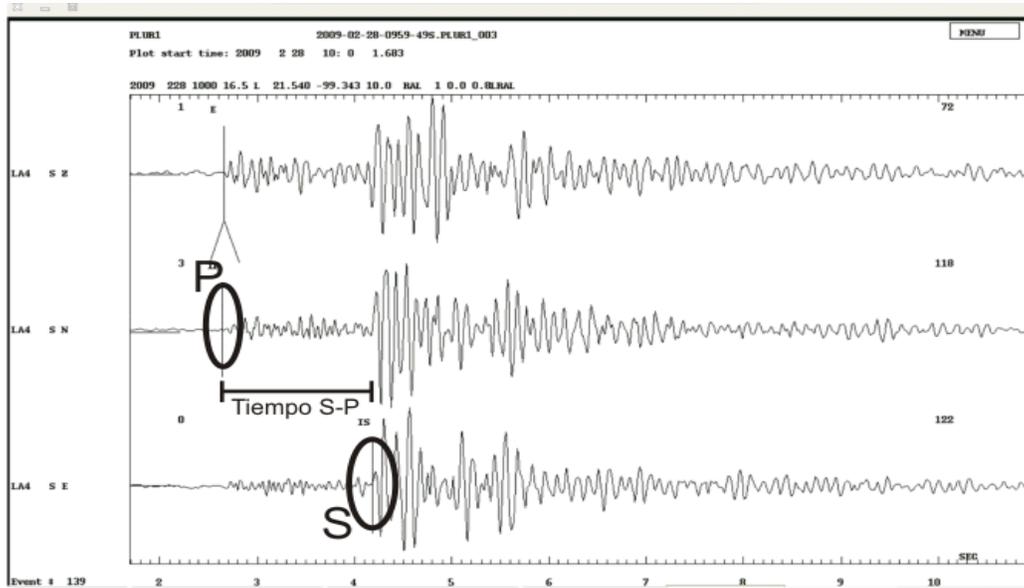


Figura 2. 4 En la imagen se muestra un sismograma con las tres componentes y los primeros arribos de las ondas P y S así como el tiempo de retraso entre ellas.

Para calibrar y validar las soluciones obtenidas por el método monoestación, se seleccionaron algunos eventos reportados por el SSN y NEIC y se compararon con nuestras soluciones. Cabe señalar que por parte del SSN no se reportan valores de errores, por lo que sólo se puede hacer una comparación con las posiciones geográfica de los epicentros mientras que por parte de NEIC las localizaciones tienen un error aproximado entre 5 y 10 km. La magnitud de los errores en kilómetros por parte de la red Landa es grande, por lo que se considera que las localizaciones reportadas por NEIC tienen la magnitud de error menor. En el Anexo D se discute el comportamiento de los errores en kilómetros para los catálogos obtenidos en esta tesis.

Tabla 2. 1. Eventos utilizados para calibrar la localización mono-estación, el evento de Landa fue utilizado únicamente para este propósito ya que no corresponde al periodo de tiempo analizado en este trabajo de tesis.

Sismo	Fecha
Barrenos, SLP	25/01/2008
Actopan, Hgo	18/05/2010
Landa, Qro*	27/06/2011*

Estos sismos fueron seleccionados para la calibración de la red por la distribución que tienen respecto a la red Landa. El sismo de Barrenos, en San Luis Potosí se localiza al norte de la red, el sismo de Actopan al sur de la red y el sismo de Landa en el centro de ella. Con esto se corrobora que la técnica mono-estación provee localizaciones físicamente acertadas a cualquier dirección de azimut posible.

Para el sismo de Barrenos, SLP, comparamos nuestra localización con la reportada por NEIC. Para la técnica mono-estación localizamos primero de forma individual, usando la estación LG3 y luego LD5, posteriormente lo hicimos con ambas estaciones, la diferencia entre los epicentros es de entre 14 y 15 km. Observamos que la variación entre epicentros es muy susceptible a la cantidad de estaciones utilizadas para este evento. (Figura 2.5).



Figura 2. 5 Comparación de localizaciones mono-estación con datos de la red Landa (círculos rojos) se muestra las estaciones utilizadas para realizar la localización, primero con dos estaciones (LG3 y LD5) y después individualmente. La localización reportada por NEIC (círculo negro) para el sismo de Barrenos, San Luis Potosí (25/01/2008). Este sismo se encuentra al norte de la red Landa.

En el caso del sismo de Actopan, Hidalgo (Figura 2.6) comparamos nuestra localización con las reportadas por el SNN y NEIC. Con el método de mono-estación utilizamos individualmente y conjuntamente las estaciones (LA4 y LO8). Este evento es de los más lejanos que se pudieron localizar mediante la red Landa. La mayor diferencia entre las ubicaciones de los epicentros se presentó con la localización reportada por NEIC, la cual fue de 18 km aproximadamente. En el caso del SSN fue de 5 km aproximadamente, quienes disponen de al menos dos estaciones permanentes cerca del epicentro. Para este sismo en particular, la variación epicentral es de menos de 10 km, por lo que se puede confirmar que la metodología arroja resultados favorables.



Figura 2. 6 Localizaciones epicentrales del SSN, NEIC y la red Landa para el sismo de Actopan del 18/05/2010. Los círculos rojos representan los epicentros localizados en este trabajo, se muestran las soluciones calculadas con dos estaciones (LA4 y LO8) y también de manera individual. El círculo negro corresponde al epicentro reportado por NEIC, mientras que el círculo verde es el epicentro reportado por el SSN. Este evento se encuentra en los límites de detección de la red, por lo que tiene un peso especial al corroborar que la metodología arroja soluciones coherentes independientemente del número de estaciones utilizadas.

El sismo de Landa es el evento en el que las localizaciones entre el evento de calibración y el reportado por otras redes son más similares (Figura 2.7). Se utilizaron las estaciones LA4, LT9 y LO8. El epicentro es similar al obtenido por NEIC, la diferencia entre ellas es de 4 km aproximadamente. Se observó la variación del epicentro utilizando las diversas combinaciones de estaciones de la red Landa, la diferencia es de entre 2 y 4 km.



Figura 2. 7 Localizaciones epicentrales del sismo de Landa, el círculo negro es el epicentro reportado por NEIC, los círculos rojos son los epicentros calculados por la metodología monoestación con diferentes combinaciones de las estaciones disponibles (LA4, LT9 y LO8). También se muestra la ubicación de la estación LD5 (símbolo amarillo), que debido a problemas de instrumentación no se tiene registro de este evento en ella.

La disminución de las diferencias entre los eventos de Actopan y Barrenos (al sur y norte del área de cobertura) con respecto al sismo de Landa, permite proponer que la calidad de las localizaciones es mejor al tener los eventos más cercanos a las estaciones. Con base en esto se trazó una zona de confianza, tomando la distancia máxima entre estaciones (LO8 y LA4) como radio y tomando un punto cercano a la estación LZ4 como centro. (Figura 2.8). Los sismos del catálogo **CDEPM** que se ubican dentro de la zona de confianza, fueron utilizados para realizar un análisis de su distribución espacial y planear un reconocimiento neotectónico descrito más adelante en este capítulo.



Figura 2. 8 Zona de confianza para la red sísmológica Landa. La distancia entre las estaciones LA4 y LO8 se tomo como radio. El centro de la circunferencia se ubica cercano a la estación LZ4. Esta área se tomo como base para realizar un análisis detallado de las concentraciones de epicentros del catálogo CDEPM.

Otro parámetro sísmico importante es la magnitud de los eventos. Para calcular la magnitud de la microsismicidad utilizamos la magnitud Local M_L , que se basa en una relación entre la amplitud máxima en el sismograma y la distancia entre el foco y la estación. Ello se hace de acuerdo a la ecuación:

$$M_L = \log(A) + a * \log(D) - b$$

dónde A es la amplitud máxima medida en micrómetros en la componente vertical del registro, D es la distancia al evento en kilómetros y **a** y **b** representan constantes relacionadas con la atenuación con respecto a la distancia (ver anexo A sobre los valores utilizados).

Para utilizar la expresión anterior se escoge en las señales una ventana de tiempo, donde se localicen las amplitudes máximas y se aplica un filtro de tipo Wood-Anderson para deconvolucionar la respuesta instrumental. Posteriormente se marcan las máximas amplitudes de onda S en la ventana libre de la respuesta instrumental en la componente vertical (Figura 2.9).

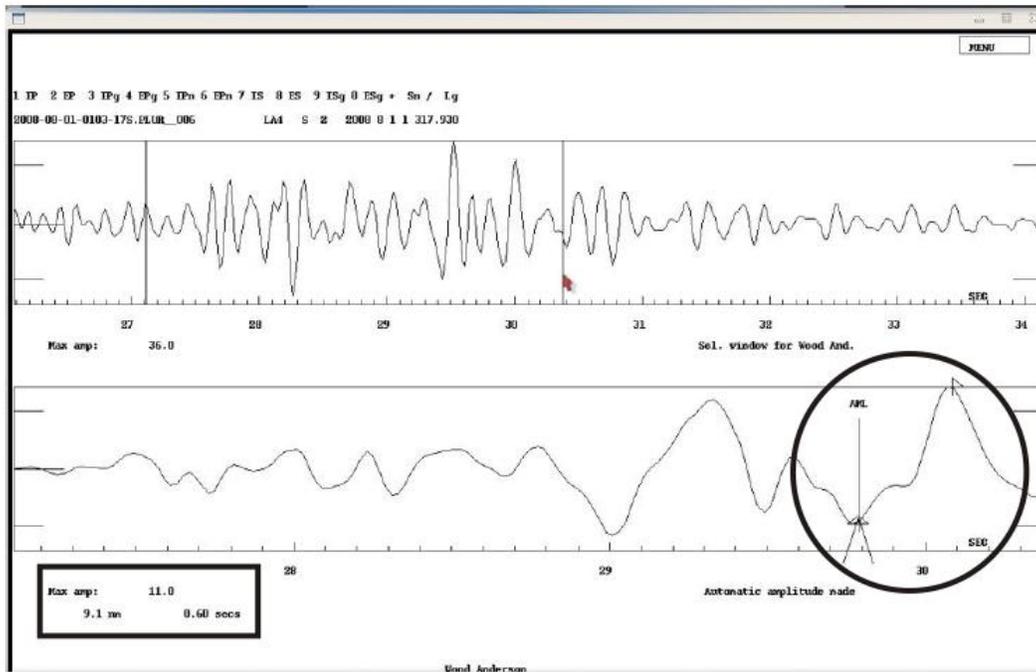


Figura 2. 9. Procedimiento previo y necesario para la localización y cálculo de la magnitud M_L . Se muestra la ventana de tiempo seleccionada (parte superior) a la cual se le aplica la ventana Wood-Anderson. En la parte inferior se muestra la ventana de tiempo sin la respuesta instrumental. El círculo señala cómo se marcan las amplitudes máximas. El recuadro inferior izquierdo contiene el valor de amplitudes y el desplazamiento en nanómetros.

Se localizaron 3525 eventos registrados de noviembre de 2007 a diciembre 2010. Con el total de ellos llevamos a cabo un *análisis temporal* y el cálculo de la relación Gutenberg-Richter. Sin embargo, para el *análisis espacial* se consideraron algunos criterios adicionales de depuración:

1. Los eventos con un valor de error *root mean square* (RMS) igual a 0 ó mayor a 1.5 no fueron utilizados. Este criterio se basa en que el error 0 no puede existir físicamente.
2. Los eventos con profundidades iguales a 0 y 10 km tampoco fueron utilizados debido a que son valores asignados en el algoritmo de localización, por lo que no reflejan soluciones físicamente correctas.

Una vez conformado el catálogo se calculó la relación frecuencia magnitud de Gutenberg-Richter (1954) mediante la expresión:

$$\log_{10}N = a - bM,$$

dónde N es el número de eventos en el catálogo con una magnitud igual o mayor a l magnitud M. El valor **a** se relaciona con el número de eventos, es decir la productividad sísmica de una región en particular. El valor **b** describe la pendiente de la relación

frecuencia-magnitud de los eventos y se relaciona inversamente con la magnitud del campo de esfuerzo dominante. Esto es posible al ver la pendiente que toma el ajuste con este valor, a menor pendiente la región estudiada tendrá mayor cantidad de sismos grandes. Mientras que una pendiente mayor significa una menor cantidad de sismos grandes (Wiemer y Wyss, 2002).

Este procedimiento se realizó mediante el programa BVALUE contenido en SEISAN (Haskov and Otemoller, 2008). Los parámetros de entrada necesarios para ello se enlistan en la Tabla 2.2.

Tabla 2. 2. Valores de entrada del programa BVALUE para realizar el cálculo de la relación frecuencia-magnitud.

Parámetro	Valor utilizado
Tipo de magnitud reportada	M_L
Paso de magnitud	$0.1 M_L$
M_{Lmin}	$0.1 M_L$
M_{Lmax}	$5 M_L$

El error estimado en las localizaciones se reporta en términos de RMS (*root mean square*). Para el catálogo depurado por error, la mayoría de las localizaciones tienen valores inferiores a 0.5, con un promedio general de 0.3. Con valores bajos de RMS y buena concordancia de los eventos de calibración sugerimos que las localizaciones son aceptables de manera epicentral, sin embargo la profundidad en este catálogo es deficiente, ya que los errores en profundidad son de centenas de kilómetros (Figura 2.10).

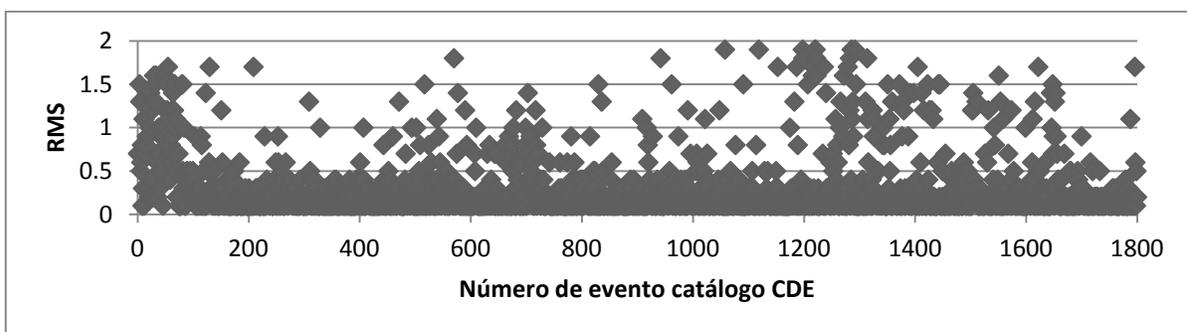


Figura 2.10. RMS contra número de evento.

Con base en la calibración de la técnica mono-estación es posible decir, que las soluciones obtenidas son físicamente correctas. Pero carece de un buen control en la estimación de la profundidad del foco. Para tener una idea acerca de las profundidades dominantes en la actividad registrada, tomamos los eventos que se encuentran dentro de la zona de confianza (Figura 2.8). Tomando la forma de onda y la distancia calculada se

puede inferir las profundidades máximas de estos eventos, ya que el evento no se puede localizar a una profundidad mayor que la distancia calculada mediante la diferencia en los tiempos de los primeros arribo de las ondas P y S observados en los sismogramas. La mayor parte de estos eventos tienen profundidades entre 3 y 8 km. En la Figura 2.11 se muestra la distribución de las profundidades con el catálogo **CDEP**, estas localizaciones sólo aportan una idea de la probable distribución de la sismicidad sin tomar en cuenta la zona de confianza, además que el catálogo no incluye los eventos con profundidades estimadas de 10 y 0 km ya que son valores asignados en el algoritmo de localización.

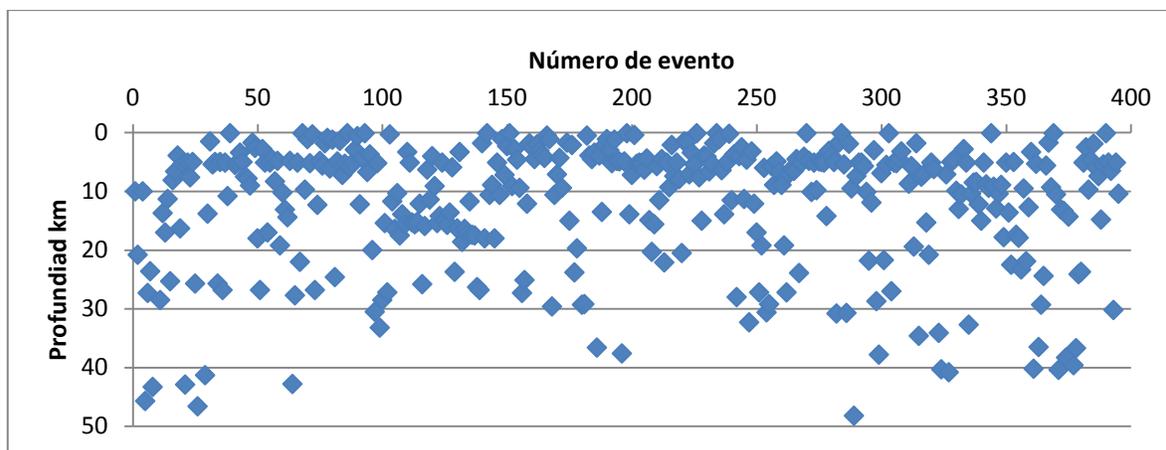


Figura 2.11. Profundidades de los micro-sismos reportados en el catálogo CDEP.

Para poder calcular algunos parámetros de la fuente, como la caída de esfuerzo. Realizamos un análisis espectral de los sismos de mayor magnitud del catálogo **CDEPM**, el análisis se realizó a 44 sismos, sin embargo debido a las bajas magnitudes la relación señal-ruido no fue favorable para poder leer la frecuencia de esquina de manera adecuada en todos los sismos. El procedimiento se muestra en el Anexo C.

Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 2.3: Los valores muestran caídas de esfuerzo pequeñas, lo que resulta consistente para el nivel de magnitud analizado. Con respecto a los demás parámetros, el momento sísmico calculado se encuentra en el mismo orden de magnitud, mientras que la comparación entre la M_L y M_W es consistente al menos para dos sismos.

Tabla 2. 3. Localizaciones y parámetros de fuente de tres sismos del catálogo CDEPM, de los cuales se calcularon los parámetros de fuente.

Fecha	Latitud (N)	Longitud (W)	Magnitud M_L	M_0 (dyn cm)	M_W	Caída de esfuerzo (bar)	Radio de la fuente (m)
23/09/2008	22.481	-99.475	3.1	3.7E+13	2.9	1.19	514
14/01/2009	19.027	-98.753	3	2.2E+13	2.8	0.5	609
17/04/2010	21.278	-99.272	3	1.05E+13	1.9	0.8	175

Revisando detalladamente las señales sísmicas se llegó a un hallazgo, la presencia de eventos conocidos como “doublets”, los cuales muestran una persistencia en el tiempo por lo que podría representar una característica más de la sismicidad en la región. Esta condición se tomó en cuenta para elaborar un catálogo y un mapa epicentral para este tipo de eventos, que sirvieron como guía en la búsqueda de evidencias en superficie, ya que representan zonas con mayor actividad dentro de las concentraciones identificadas.

Una vez que se identificaron zonas de interés con base en la concentración espacial de sismos y multiplets, además de tomar en cuenta los reportes sobre la actividad de las poblaciones cercanas, se realizó una fotointerpretación para reconocer estructuras geológicas que pudieran estar asociadas con esta actividad, así como lineamientos y caracterizar morfológicamente el área. Se utilizaron fotografías aéreas del INEGI del año 1996 a una escala 1:40000.

También se realizó un análisis de la red hidrográfica que pudiera reflejar el efecto de fallas geológicas y se elaboró un mapa con los modelos de elevación digital y red hidrográfica con información del INEGI.

Posteriormente se realizaron dos campañas de reconocimiento geológico para buscar evidencias en superficie de la actividad sísmica registrada, así como buscar posibles fallas activas. Estas campañas se realizaron en las poblaciones de Landa de Matamoros, Zoyapilca, Tres Lagunas y Pinalillo de la Cruz todas en el estado de Querétaro.

Estos análisis se llevaron a cabo con el objetivo de poder encontrar más información acerca de la sismicidad registrada.

Por otro lado, un elemento muy útil para establecer de manera clara el estilo de fallamiento dominante serían los mecanismos focales, sin embargo, por el momento la distribución de la red no nos permite tener ese tipo de elementos tan necesarios. Ya que para poder calcular una solución confiable es necesario que el evento tenga una cobertura en los cuatro cuadrantes. Pero la rápida atenuación de la energía en el medio causa que los eventos no sean registrados en todas las estaciones, limitando su cobertura. Se calculó el mecanismo focal a los eventos que presentaban registro en más de tres estaciones, mediante la versión del programa FOCMEC (Snoke *et al.*, 1984) contenida en SEISAN (Haskov and Otemoller, 2008). Sin embargo la cobertura de los eventos resultó deficiente y las soluciones poco confiables.

CAPÍTULO III

RESULTADOS

Resultados

Como ya se mencionó el total de localizaciones realizadas fue de 3525 eventos, las cuales se utilizaron en su totalidad para analizar la distribución temporal de la actividad. Mientras que para analizar los datos espacialmente el catálogo base se depuró, con los criterios descritos en el capítulo anterior, con lo cual se elaboraron varios catálogos, cada uno en función del criterio de análisis, tomando la siguiente nomenclatura:

CSD: Catálogo 3525 eventos, el total de la sismicidad localizada (Figura 3.1).

CDE: Corresponde al catálogo depurado con base en el error medio cuadrático ó RMS. Los eventos con un valor RMS igual a 0 y mayores a 2 fueron descartados. La razón es que un error con valor cero no existe físicamente, mientras que un valor mayor a 2 considera una estimación epicentral deficiente. El número de eventos es de 1802. (Figura 3.2)

CDEP: Catálogo CDE con una depuración adicional con base en las profundidades. Los eventos con profundidades puntuales de 0 y 10 km no fueron utilizados debido a que son valores de arranque asignados en el algoritmo de localización. Este catálogo lo conforman un total de 398 eventos (Figura 3.3).

CDEPM. Catálogo CDEP depurado con base en las magnitudes. Los eventos con una magnitud $M_L < 1$ no fueron utilizados, ya que se observó que su distribución es difusa sobre toda el área de estudio. El total de eventos es de 188. Para visualizar los eventos de este catálogo se utilizó la zona de confianza definida en este trabajo (Figura 3.4)

Además de estos catálogos también se elaboró un catálogo especial, sólo con eventos conocidos como multiplets (**CM**) compuesto por 95 epicentros (Figura 3.5). Estos eventos muestran un punto epicentral similar, esta similitud se observa también en los espectros y formas de onda. Generalmente encontramos dos o más eventos en un periodo de tiempo relativamente corto en varios registros.

Al graficar los catálogos, se observa una cierta tendencia de distribución espacial preferentemente NS. Los epicentros en general se concentran a partir de los límites de los estados de Hidalgo y Querétaro hasta San Luis Potosí, la tendencia se restringe principalmente a la provincia de la SMOr.

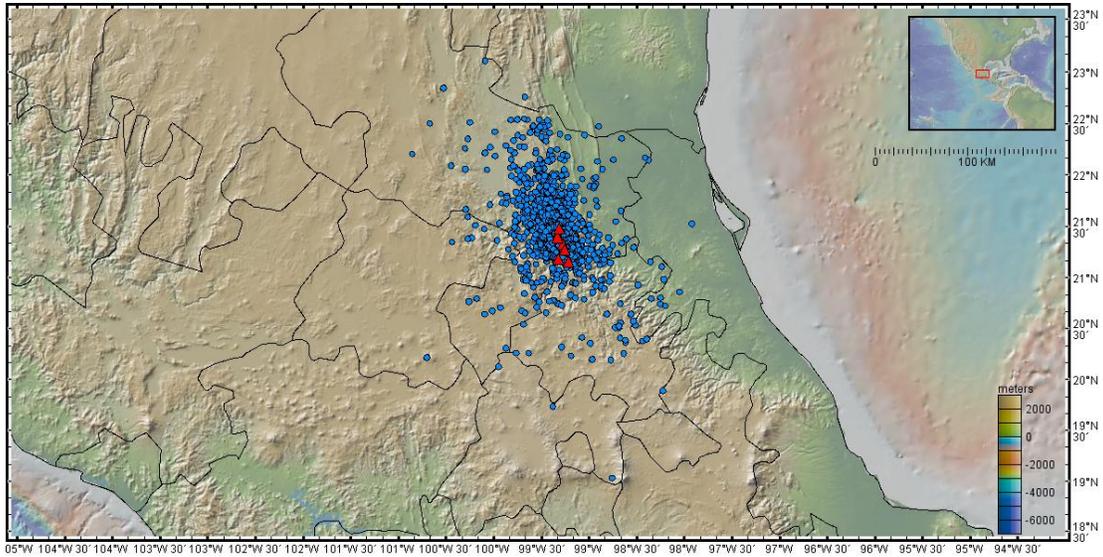


Figura 3. 1. Epicentros del catálogo CSD (círculos azules), las estaciones de la red Landa se muestran en triángulos rojos.

Los eventos del catálogo CSD (Figura 3.1) permiten tener una idea del comportamiento espacial de la sismicidad. Se observó una distribución homogénea en el área de estudio sin presentar concentraciones persistentes en el tiempo y con dos incrementos de la actividad sin poder asociarla a eventos principales. Sin embargo, la densidad de epicentros no permite realizar un análisis espacial a una escala más detallada, debido a que estos eventos contienen un error en las localizaciones ya que no es un catálogo depurado. Regionalmente la tendencia principal N-S es bastante clara y representa los límites del monitoreo, ya que contiene los eventos más lejanos que se pudieron registrar. Para realizar los análisis espaciales se depuro el catálogo base y generamos diferentes mapas epicentrales (Figuras 3.2-3.6).

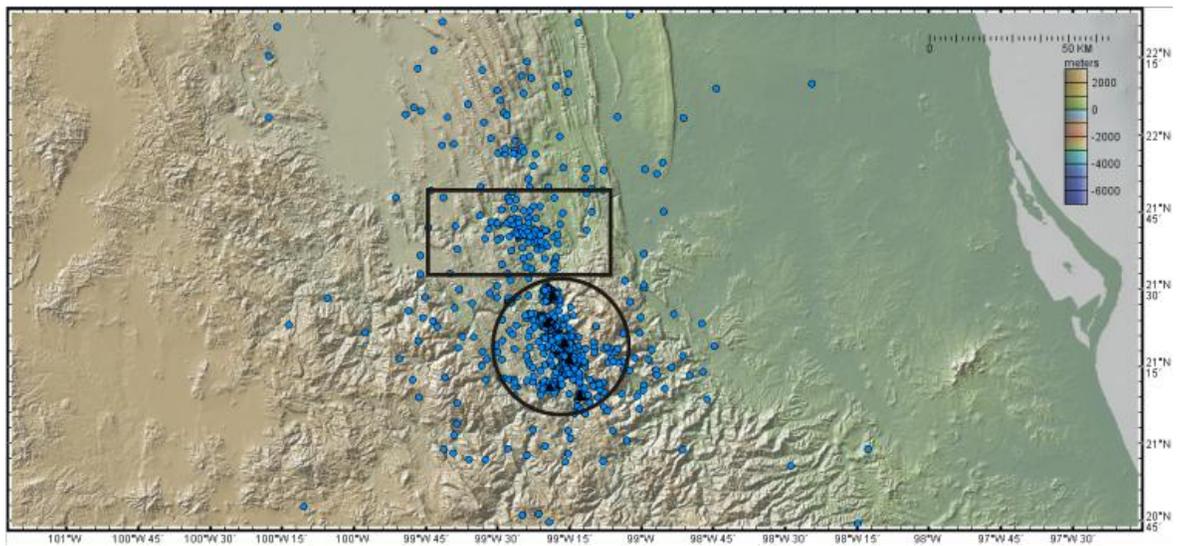


Figura 3. 2. Catálogo CDE, los círculos azules representan los epicentros y los triángulos negros las estaciones de la red Landa. El círculo negro representa al área sobre la cual se realizó el análisis espacial. El recuadro negro indica una concentración de epicentros, sin embargo no se realizó reconocimiento de campo en esta zona, debido al remoto acceso.

Con los datos del catálogo CDE se aprecian dos concentraciones principales de epicentros, en la Figura 3.2. se indica la ubicación de estas, la de mayor cantidad de epicentros se ubica en el NE de Querétaro, con una tendencia N-S, mientras que la segunda concentración está en el estado de San Luis Potosí, con una tendencia W-E. La gran densidad de epicentros no permite poder establecer lineamientos que sugieran alguna estructura relacionada. Cabe mencionar que la zona ubicada al norte se encuentra afuera de la zona de confianza y aún carece de reconocimiento de campo.

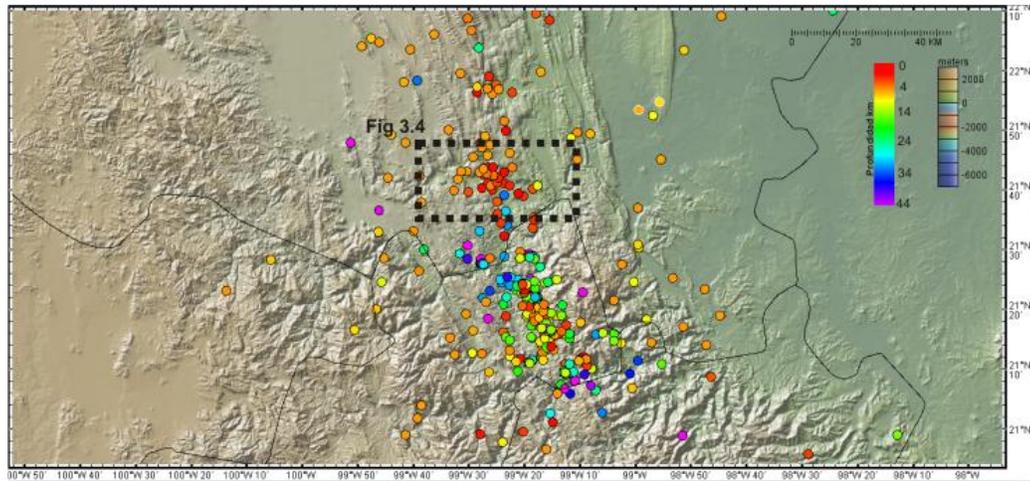


Figura 3. 3. . Catálogo CDEP. Existe una diferencia en las profundidades que se localizan en el sur de San Luis Potosí donde los hipocentros más someros, en el orden de 1-4 km de profundidad. La zona al interior de la zona de confianza posee un rango de profundidades entre 3 y 12 km. El recuadro punteado indica la ubicación de la siguiente figura.

Con los datos del catálogo CDEP (Figura 3.3) se observa una diferencia en las profundidades de las dos concentraciones principales, la agrupación en el NE de Querétaro con fuentes entre 3 y 12 km, mientras que la concentración al Sur de San Luis Potosí oscila entre 1 y 4 km. La concentración de sismicidad al sur del estado de San Luis Potosí, se correlaciona espacialmente con la trayectoria de un río con dirección W-E que muestra una importante incisión, posiblemente exhibiendo un control tectónico. Para este trabajo no se realizó ningún reconocimiento de campo y al encontrarse fuera de la zona de confianza no se realizó un análisis geomorfológico detallado (Figura 3.4).

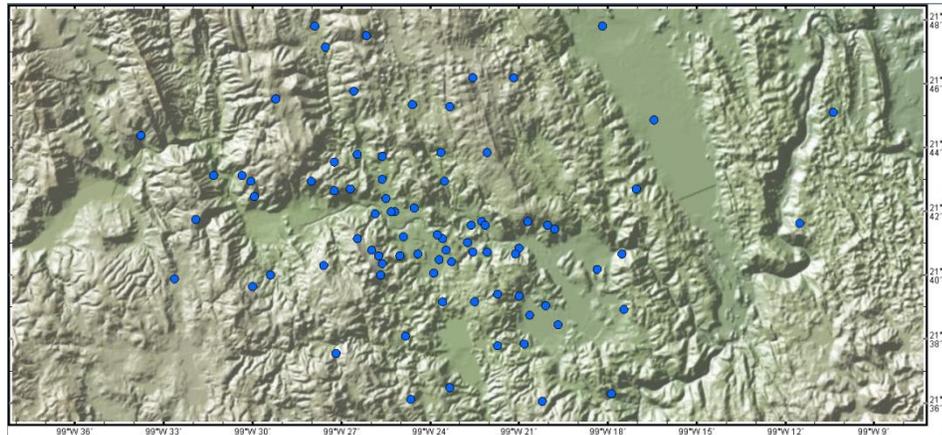


Figura 3. 4. Concentración de epicentros del catálogo **CDEP** en el sur oriente del estado de San Luis Potosí. En esta zona se aprecia que los epicentros se concentran a lo largo de un río con una incisión desarrollada, lo que pudiera ser resultado de tectónica activa en la zona, a pesar de ser una concentración interesante y claramente relacionada a un rasgo geomorfológico no desarrollado trabajo de campo en esta zona.

Con base en catálogo **CDEPM** se observa que los eventos más cercanos a las estaciones LZ4 y LA4 tienen formas de onda que sugieren fuentes someras, ya que los registros presentan altas frecuencias y diferencias de arribo S-P pequeñas, predominantemente entre 3 y 8 km de profundidad. La ocurrencia espacial a esta escala se relaciona con un alto topográfico al este de la concentración (Figura 3.5).

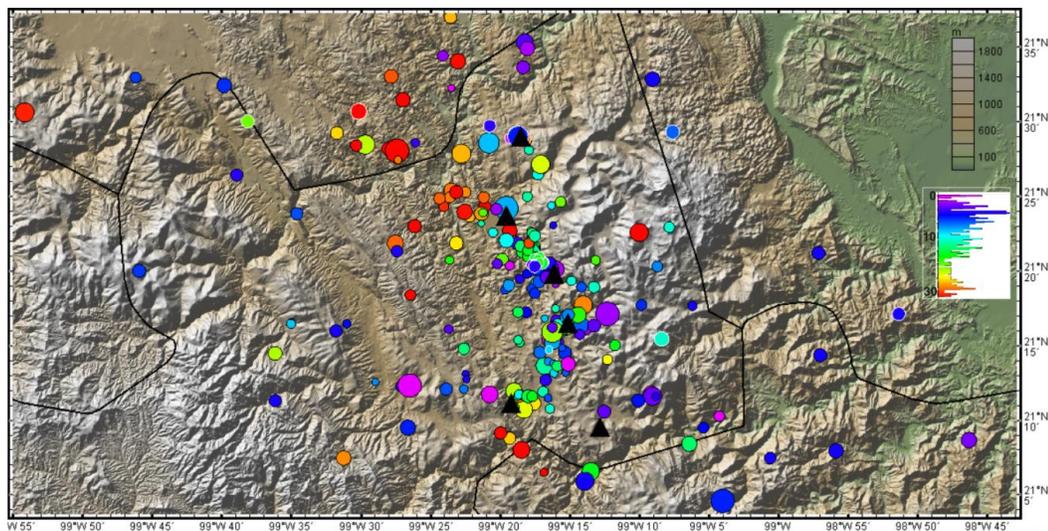


Figura 3. 5. Eventos que componen el catálogo **CDEPM**. Estos eventos son utilizados para hacer un análisis espacial. Las profundidades varían entre 0 y 30 km mientras que las magnitudes oscilan entre $0 \leq M_L \leq 3.5$. En general las concentraciones se ubican al oeste de un alto topográfico relacionado a una serie de cabalgaduras. En la imagen es posible notar la diferencia de alturas que van de los 600 a los 1800 msnm.

Por su parte los eventos perteneciente al catálogo **CM** (catálogo con multiplets) podrían señalar las fallas sismogénicas más activas de la región monitoreada. La presencia

de multiplets refleja la manera en la que los esfuerzos son liberados, en este caso quizá la actividad sísmica está asociada a fallas mecánicamente acopladas, incluso a la misma falla rompiendo en áreas pequeñas contenidas en la estructura heredada principal.

Las concentraciones de estos eventos se utilizaron como guía para buscar evidencias en superficie de esta actividad sísmica, por que representan las fallas con mayor actividad y es factible pensar que si existe algún tipo de evidencia en superficie se podría encontrar en las cercanías de dichas concentraciones. En especial resalta la actividad cercana a la estación LZ4 en algunos registros se aprecian secuencias de más de 5 sismos con diferencias entre ellos de unos pocos segundos (Figura 3.6).

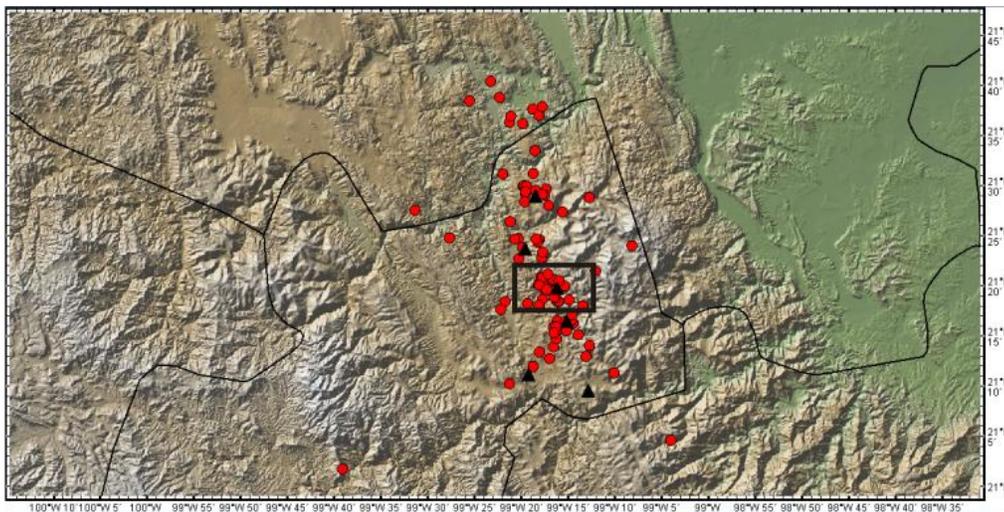


Figura 3.6. Eventos de catálogo especial de multiplets (círculos rojos); las estaciones de la red Landa se indican en triángulos negros. Cada epicentro representa dos o más eventos con una región epicentral similar. En el recuadro se muestra la concentración de principal interés alrededor de la estación LZ4. Esta estación es la que tuvo más registros de este tipo, lo que puede indicar que las fuentes sismogénicas con este tipo de comportamiento se ubican cercanas a la población de Zoyapilca.

En la Figura 3.7 se muestra un ejemplo de multiplets en las inmediaciones de la estación LA4. La mayor parte de los eventos multiplets son registrados en las estaciones LA4 y LZ4. Para este caso se observa que el primer sismo es de magnitud menor al segundo, sin embargo no siempre ocurre de esta manera, por lo que no resulta claro poder establecer una relación directa entre el fenómeno y la magnitud de los eventos. Para el caso de la Figura 3.7 el registro tiene una duración de 40 segundos.

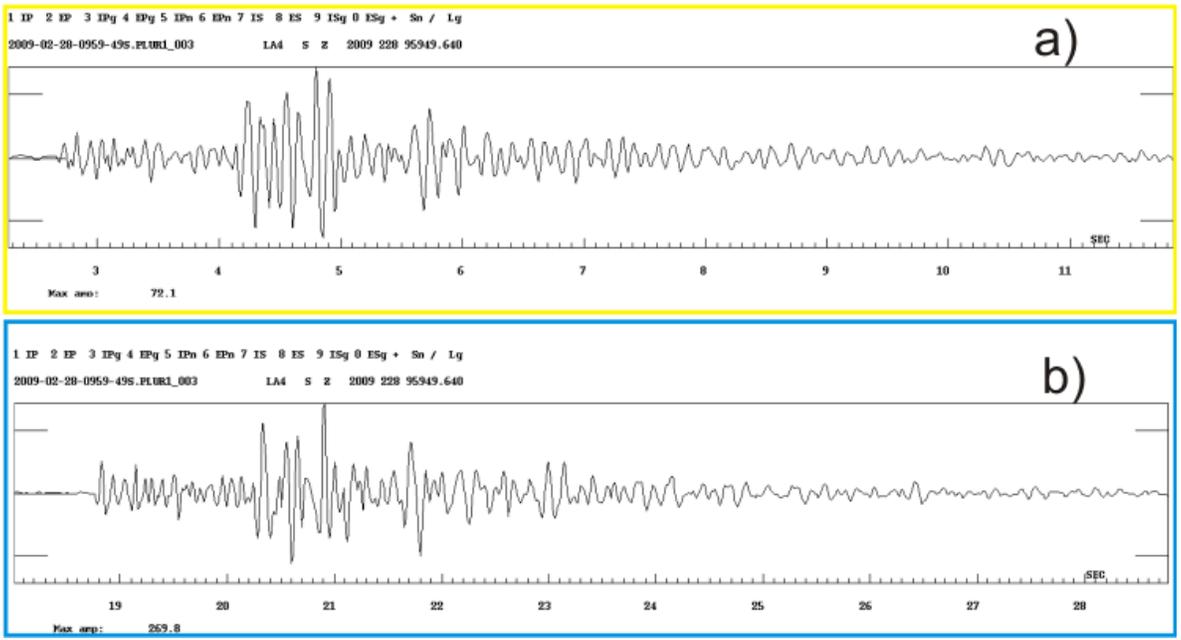
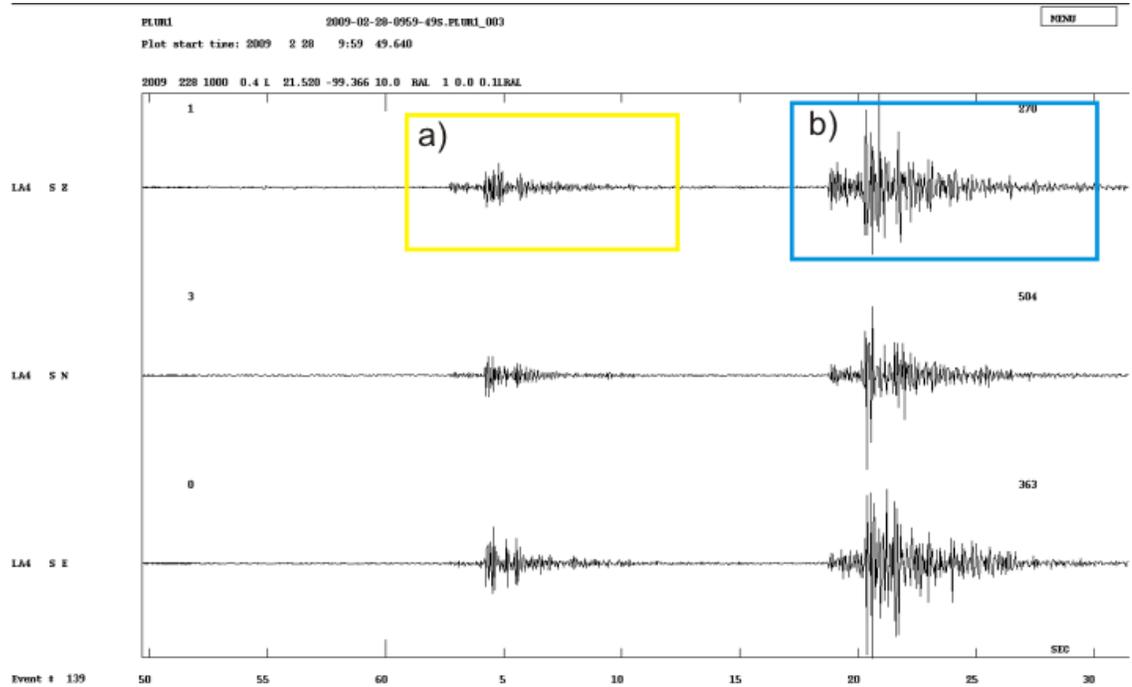


Figura 3. 7. Ejemplo de un doublet, estos sismos ocurrieron el 28 de febrero de 2009 con magnitudes de $0.1 M_L$ y $0.7 M_L$ respectivamente. En el panel superior se muestran las tres componentes de un registro de la estación LA4, **a)** y **b)** los recuadros amarillo y azul corresponden a los acercamientos del panel inferior, ambos corresponden a la componente vertical del registro.

En el análisis temporal se considera el número de sismos ocurrido por cada año, mes y día de manera independiente, para analizar la variación del comportamiento de la actividad sísmica (Figuras 3.8, 3.9 y 3.10). También se graficó el número acumulado de

sismos que ocurrieron a cierta hora del día, con el fin de discriminar si ocurrió alguna fuente antropogénica que se mezclara con la actividad sísmica (Figura 3.11).

La distribución anual de la sismicidad denota que en el periodo analizado, 2009 fue el año en el que ocurrió la mayor cantidad de sismos, mientras que en 2007 la información está incompleta porque la red se instaló a partir de noviembre de ese año. Para los tres años completos de registros el promedio de sismos ocurridos es de 1189 eventos por año (Figura 3.8). Estas consideraciones son un tanto subjetivas, ya que es una ventana de tiempo reducida, considerando el tiempo en el que el fenómeno de desarrolla, también los problemas técnicos de la instrumentación inducen una pérdida ya sea por saturación de memoria o por lo vulnerables de éstos ante las condiciones meteorológicas en la región. A pesar de ello, la descripción de la sismicidad reportada en este trabajo es una de las contribuciones más importantes al fenómeno sísmico en la SMO, ya que nunca se había dado un seguimiento objetivo de la actividad, ni tratado de cuantificarla y encontrar una asociación con sus respectivas estructuras sismogénicas.

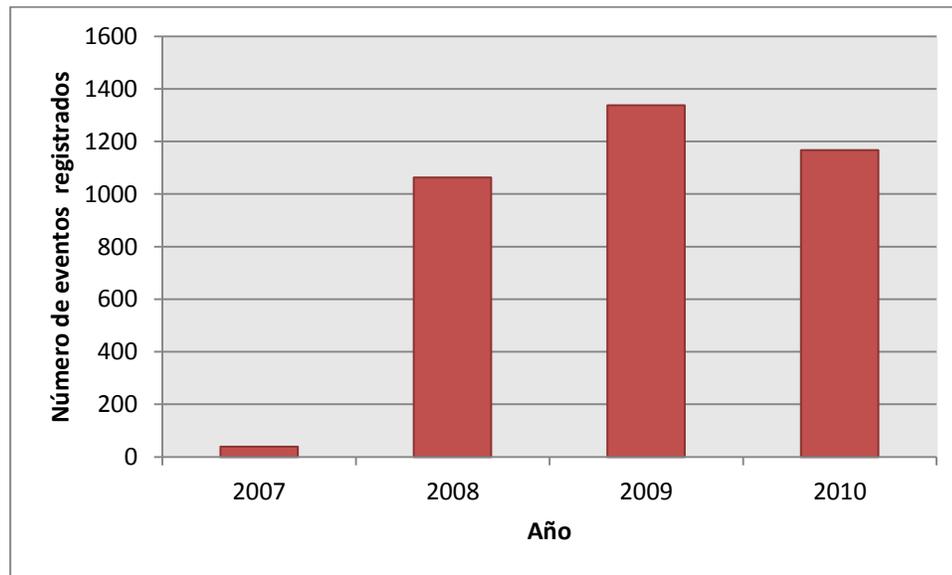


Figura 3. 8. Histograma de distribución de la sismicidad de noviembre 2007 a noviembre 2010. El año de 2007 contiene sólo dos meses de registro. Para esta gráfica se utilizó el catálogo CSD.

En el periodo analizado se identifican dos picos en la actividad sísmica (Figura 3.9), el mayor fue entre agosto de 2008 y julio de 2009. En este periodo se registraron un total de 2157 microsismos con un promedio de 157 eventos por mes, siendo el mes de octubre de 2008 el de mayor cantidad con un total de 488 eventos.

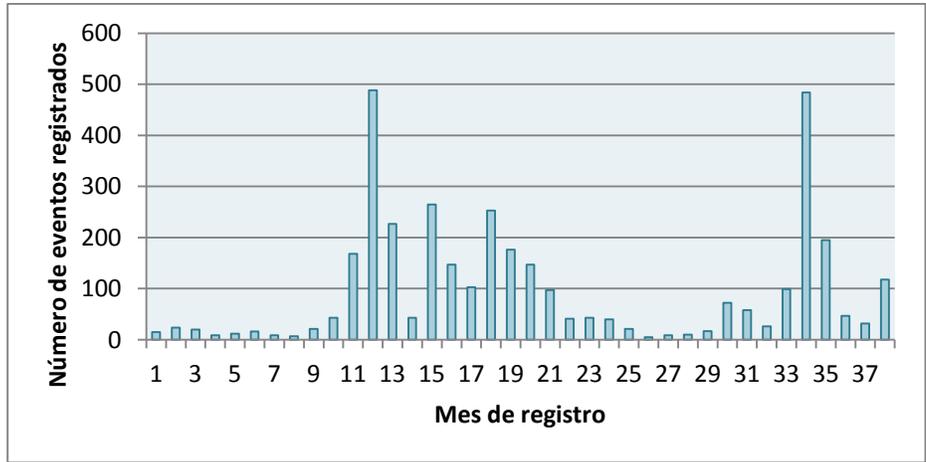


Figura 3. 9. Distribución de la sismicidad registrada por la red sísmica temporal Landa, el eje horizontal indica el mes de registro, mientras que el eje vertical corresponde al número acumulado de sismos en cada mes. Para esta gráfica se utilizó el catálogo **CSD**.

La distribución de la sismicidad en cada día de registro refleja dos picos importantes y después de ellos una disminución en su frecuencia (Figura 3.10). El primero entre agosto y diciembre de 2008, con un máximo de 40 sismos en un solo día. El segundo pico se encuentra en agosto de 2010 donde se presentaron hasta 70 sismos en un mismo día (Figura 3.10). En estos picos no se observa ningún sismo principal, por lo que no es posible relacionar la disminución paulatina de la actividad a un proceso de réplicas.

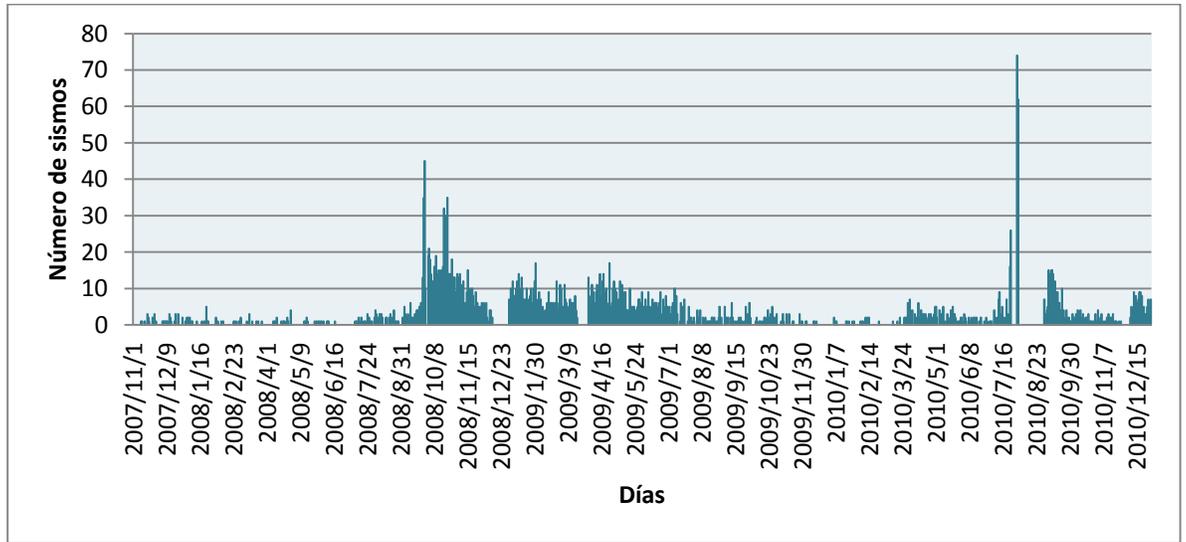


Figura 3. 10 Distribución de la sismicidad registrada en cada día durante el periodo analizado en el catálogo **CSD**.

Del catálogo **CSD** se analizó el tiempo de origen de los sismos, sin tomar en cuenta su ubicación espacial, con el objetivo de tener una idea si los eventos tenían horas

preferenciales y así apreciar una posible fuente antropogénica, en este caso son sismos de origen tectónico (Figura 3.11).

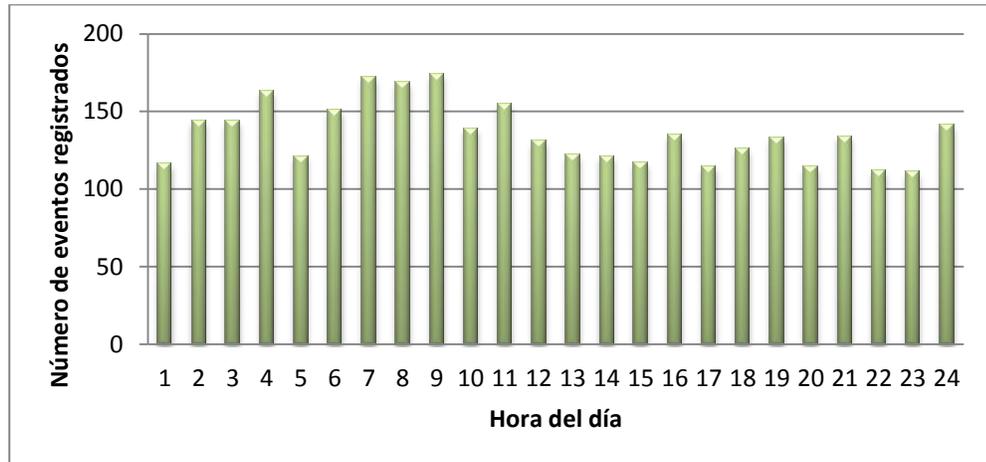


Figura 3.11 Distribución por hora de la actividad registrada por la red Landa en el periodo analizado. La distribución es uniforme, por lo que es posible descartar fuentes antropogénicas, ya que por lo general estas fuentes inducen una alza en la tasa de sismicidad en horarios específicos, por lo tanto al no encontrar esta diferencia se propone que la actividad responde totalmente a la tectónica de la zona.

Las estaciones de la red Landa no registraron la misma cantidad de sismicidad (Figura 3.12), esto puede ser debido a dos cosas, los problemas en la instrumentación y de saturación de la memoria limitando la cantidad de registros presentes y la segunda es una posible zona sismogénica cercana a las estaciones con mayor número de eventos (LZ4 y LA4). Se debe de tener en cuenta que la energía se atenúa con respecto a la distancia, y el hecho de que la distancia promedio entre estaciones es de 15 km, sugiere que el medio presenta una alta atenuación. Por otro lado las concentraciones de eventos alrededor de determinadas estaciones indican que existe una fuente sismogénica cercana a dichas estaciones.

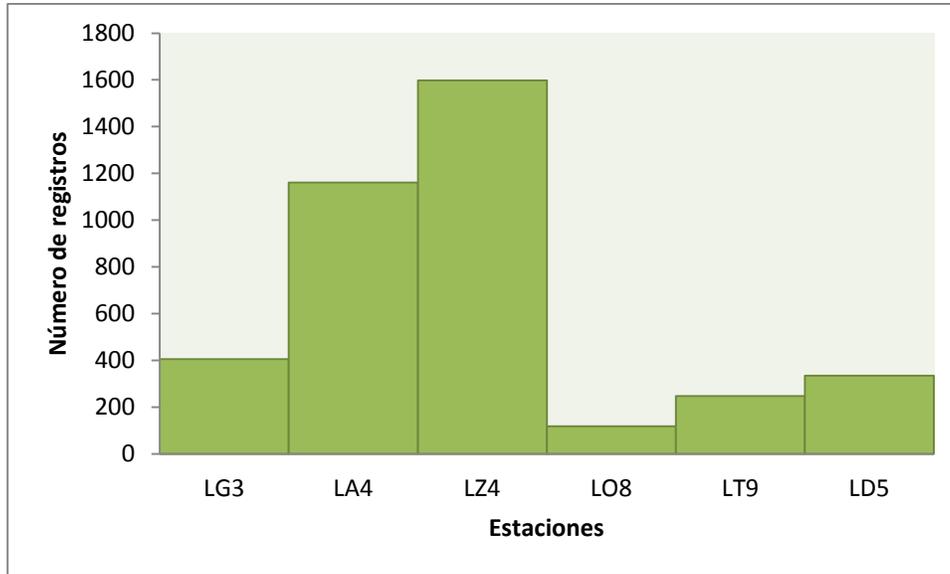


Figura 3. 12. Histograma con la cantidad de señales registradas por cada estación de la red Landa para el periodo analizado.

Las estaciones LA4 y LZ4 poseen la mayor cantidad de eventos registrados durante el monitoreo sísmico. Con las agrupaciones de eventos localizados, se reconocieron las áreas de interés que se caracterizaron geomorfológicamente. En la población de Zoyapilca (donde se encuentra la estación LZ4) los habitantes han comentado haber podido escuchar los sismos, incluso indicando la dirección probable de propagación de las ondas sísmicas. Además la corta duración del tiempo S-P de los sismogramas sitúa a las fuentes muy cercanas a esta población.

Por otro lado, para establecer la relación entre la frecuencia de los sismos y su magnitud, nos basamos en el catálogo CSD, ya que éste contiene la muestra más representativa en tiempo de la actividad registrada (Figura 3.13). Con esta relación obtuvo la M_c (magnitud de corte) del catalogo CSD.

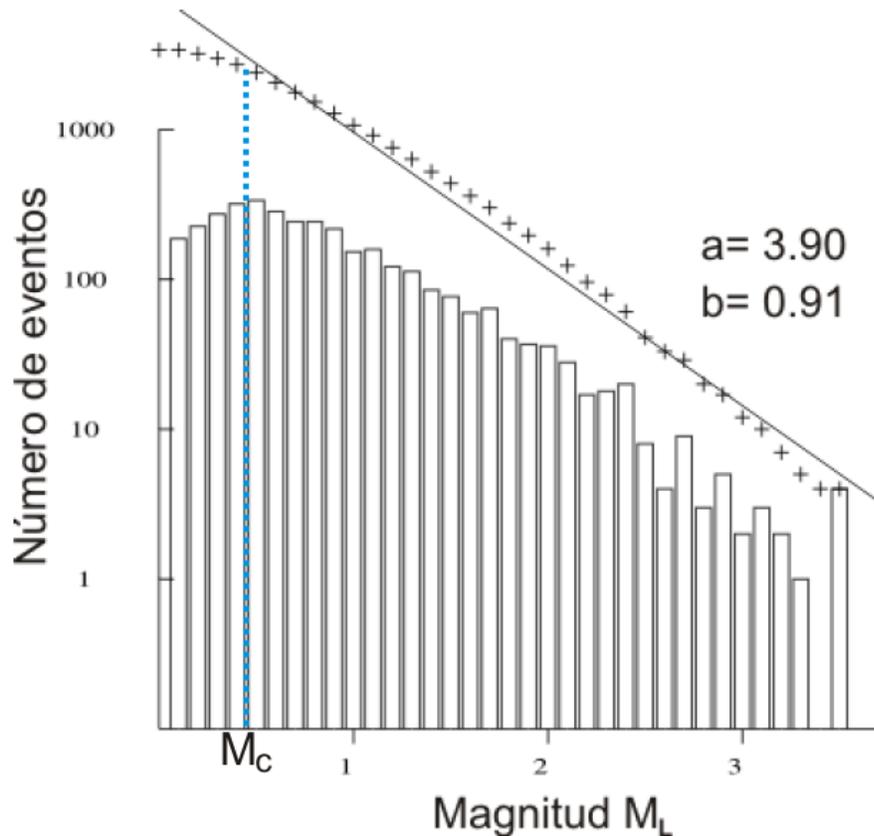


Figura 3. 13. Relación frecuencia-magnitud y cálculo de los valores a y b a partir del catálogo CSD y la magnitud M_L . Las barras son el número de eventos y las cruces el número acumulado de eventos, la línea es el ajuste de la pendiente de la relación frecuencia-magnitud. La línea azul punteada representa la magnitud de corte igual a 0.5 (M_c) del catálogo.

Por el momento los resultados del cálculo del valor “b” en este trabajo deben tomarse con reserva. Ellos son una estimación que aún podrá mejorarse con el tiempo, ya que este catálogo carece de robustez al contar tan sólo con tres años de registro. Sin embargo refleja un valor b similar a los obtenidos en otros trabajos como los de Okal y Sweets, (2007) y Mendoza, (2012) aunque estas estimaciones se hicieron para zonas intraplaca, no es posible compararlos directamente debido a que la magnitud de corte utilizada en ellos es más grande que la mayoría de la sismicidad reportada en nuestro trabajo. (Figura 3.13). Sin embargo, la comparación está basada exclusivamente en los valores “b” y no en la ventana de magnitud observada por este trabajo y los autores previos.

Con base en las observaciones de la distribución espacial de los epicentros calculados a partir de los catálogos **CDEPM** y **CM**, se establecieron tres poblaciones de microsismicidad en las cuales se realizó una caracterización de la geomorfología y se buscaron evidencias en superficie de la actividad sísmica así como posibles fallas activas.

La primera fase consistió en la caracterización de la red hidrográfica, con el fin de establecer anomalías a causa de actividad tectónica. La zona NE de Querétaro cuenta con tres clases de red hidrográfica. Hacia el W del área de estudio predomina una red de tipo enrejado lo que refleja la influencia de grandes plegamientos, por lo que los drenajes principales se localizan en las partes bajas entre ellos y reciben aportes de las partes altas (Figura 3.14).

Al este de la población de Jalpan la red hidrográfica es de tipo dendrítica, debido principalmente a una topografía más suave. En la parte más oriental del estado de Querétaro la red es dominada por drenajes radiales y de tipo nido de golondrina, reflejando un ambiente kárstico. Las dolinas y sótanos en la región tienen una influencia de control estructural concentrándose en las cercanías de los cabalgamientos con dirección NW/SE (Figura 3.14).

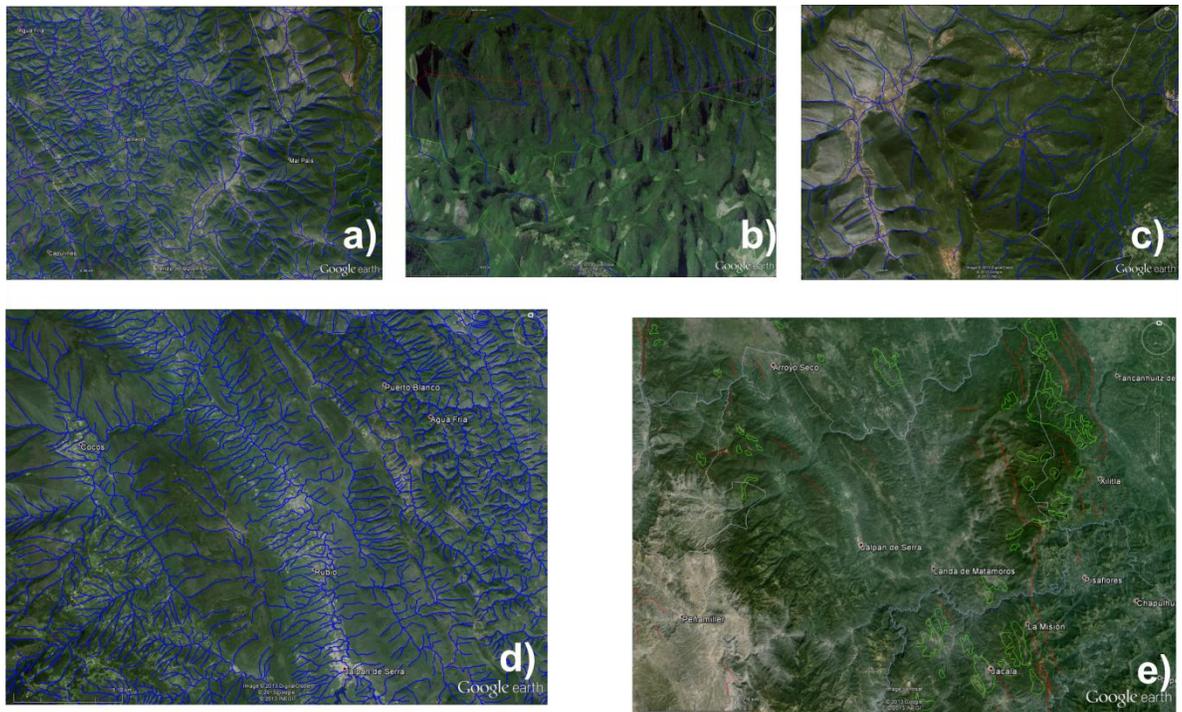


Figura 3. 14. a) Red de drenaje dendrítico en las inmediaciones de la población de La Lagunita b) y c) Representan el drenaje kárstico d) Red enrejada al W de la zona de estudio dónde se presenta un mayor porcentaje de acortamiento expresado en plegamientos e) Distribución de las zonas con presencia de dolinas y sótanos desarrollados relacionados con el frente tectónico del orógeno.

La primera campaña de campo con fines de reconocimiento se realizó en la cabecera municipal de Landa de Matamoros, Querétaro, dónde se han reportado daños estructurales en construcciones habitacionales y comerciales, así como perdida de agua en pequeñas represas. La pérdida de agua está relacionada a infiltración del agua en el karst presente en el área y el fracturamiento observado es debido a la expansión y contracción de las arcillas por las variaciones en la disponibilidad de agua. (Figuras 3.15).

Nuestras observaciones de campo muestran que los daños a una casa habitación y a una barda, no son resultado de la actividad sísmica sino por deslizamiento en masa de los suelos (Figura 3.16). Se observó la reptación del suelo, favorecida por la pendiente del terreno hacia el este.

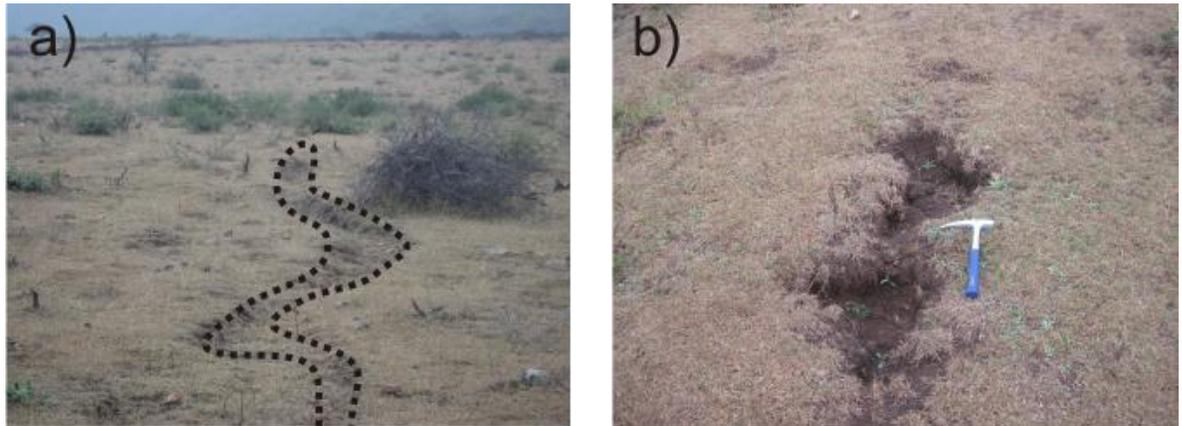


Figura 3. 15. Grieta reportada por los pobladores de Landa de Matamoros, de aproximadamente 600 m de largo, ésta se formó por la expansión y contracción del suelo debido a la saturación y posterior pérdida de agua y no como producto de alguna falla activa.



Figura 3. 16. a) Se muestra el daño de una barda causado por el deslizamiento en masa del suelo sobre el cual está construida b) Daños a una construcción también ocasionados por el deslizamiento del suelo, esta reptación se debe a un horizonte saturado en agua.

La segunda campaña se realizó en la población de Pinalillo de la Cruz, Querétaro. Allí se reconoció una falla con posible actividad reciente, de aproximadamente 13 km de

longitud. Coincidentemente ocurrió un grupo de micro-sismos, en especial de multiplets, localizados aproximadamente a 11 km al oeste con una profundidad máxima de 10 km. Tomando como referencia una geometría plana y de existir una relación entre la actividad sísmica con esta falla con rumbo N-S y buzamiento al oeste de 42° (Figura 3.17), podríamos relacionar toda la sismicidad registrada a estructuras contenidas en la SMOr (fallas y cabalgaduras de origen Laramídico). La geometría de esta falla principal es desconocida en profundidad, está podría ser de carácter lístrico. Así mismo la sismicidad podría estar relacionada a estructuras más pequeñas, pero contenidas en la cobertura sedimentaria. Sin embargo, existe otra posibilidad, que la estructura relacionada con esta sismicidad fuera una falla sepultada o ciega con otro rumbo y buzamiento.

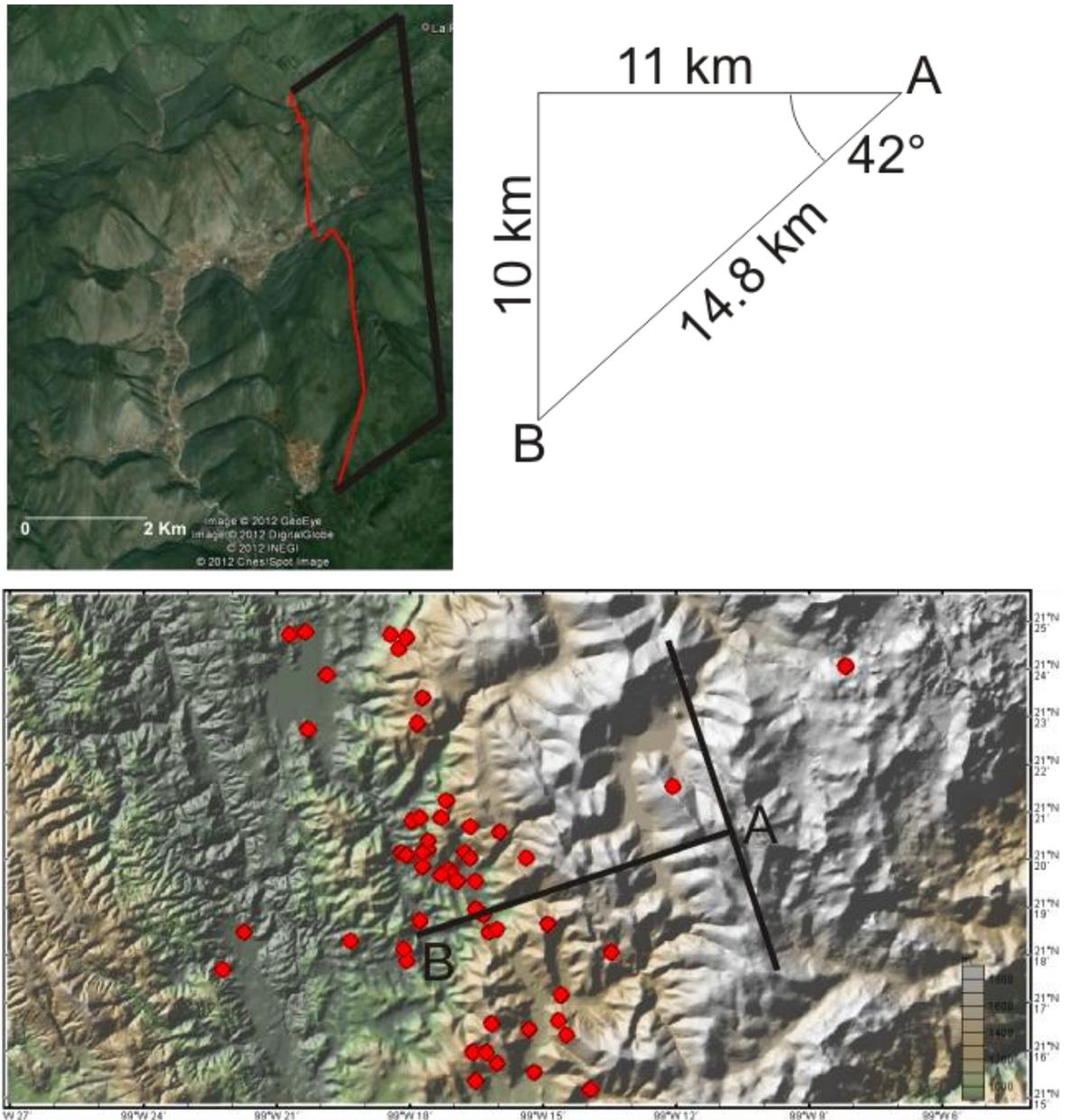


Figura 3. 17. Ubicación de la posible falla principal (figura superior) relacionada con la microsismicidad ocurrida. Los epicentros mostrados (círculos rojos) son los multiplet cuyas formas de onda sugieren una profundidad máxima de 10 km. Si tomamos la profundidad máxima de los eventos así como la distancia entre la concentración y el lineamiento, podríamos esperar una falla con rumbo NNW/SSE con un buzamiento máximo de 42°.

CAPÍTULO IV DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Discusión

El objetivo de nuestra investigación fue monitorear la sismicidad presente en la parte central de la Sierra Madre Oriental, mediante una red local. Estos datos son los primeros en adquirirse instrumentalmente de forma sistemática. Para aprovechar al máximo la gran cantidad de datos registrados, utilizamos la técnica de localización mono-estación y calibramos nuestras soluciones con las de otras redes. Para visualizar de diversas maneras nuestros datos elaboramos varios catálogos con diferentes criterios de depuración. Nuestras localizaciones representan información nueva y valiosa, acerca de una zona considerada hasta hace poco como asísmica.

De los distintos catálogos elaborados el **CDEPM** (catálogo depurado con base en el error RMS, profundidad y magnitud) tuvo la mejor precisión, porque sus localizaciones tienen la distribución espacial “más confiable”, con un valor promedio de $\text{error}_{\text{rms}}$ de 0.6. El catálogo refleja de buena manera la distribución espacial de la micro-sismicidad. Sin embargo, para comprender mejor su comportamiento temporal se requiere de un periodo de tiempo más grande. De esta forma el catálogo adquirirá mayor “relevancia”, ya que el proceso sísmico intraplaca responde a ordenes de tiempo desde centenas hasta miles de años (Stein, 2007).

Para caracterizar adecuadamente la zona de estudio, consultamos en la literatura algunos de los parámetros más relevantes que condicionan la ocurrencia de la sismicidad intraplaca, entre ellos la ubicación de paleoestructuras, el espesor cortical, la disponibilidad de fluidos, la tasa de deformación y la rigidez de las rocas. También tomamos en cuenta la distancia entre dicha zona y el límite de placas más cercano, así como los valores “b” típicos de ambientes intraplaca.

Las paleoestructuras están representadas por cabalgamientos y fallas inversas contenidos en el paquete sedimentario de la SMOr, formados durante la orogenia Laramide. Observamos una correlación visual entre estas y la tendencia principal de la micro-sismicidad analizada, cuya dirección es casi N-S (Figura4.1). Estas estructuras pre-existentes son las más viables para funcionar actualmente como zonas de debilidad cortical de escala local y regional como lo propone Mazzotti (2007). Este comportamiento de la sismicidad no puede interpretarse de la misma forma que la sismicidad presente en la FVTM, debido a que las fallas en la SMOr son más antiguas, con direcciones preferenciales NS y actualmente una extensión aproximada EW. Mientras que en la FVTM se encuentra operando una extensión intra-arco NS con sistemas de fallas predominantemente EW (Ferrari *et al.*, 2012; Suter *et al.*, 2001; Langridge *et al.*, 2000; Suter *et al.*, 1995; Ego y Ansan 2002, Aguirre *et al.*, 2005; Zúñiga *et al.*, 2003; Dávalos *et al.*, 2005).

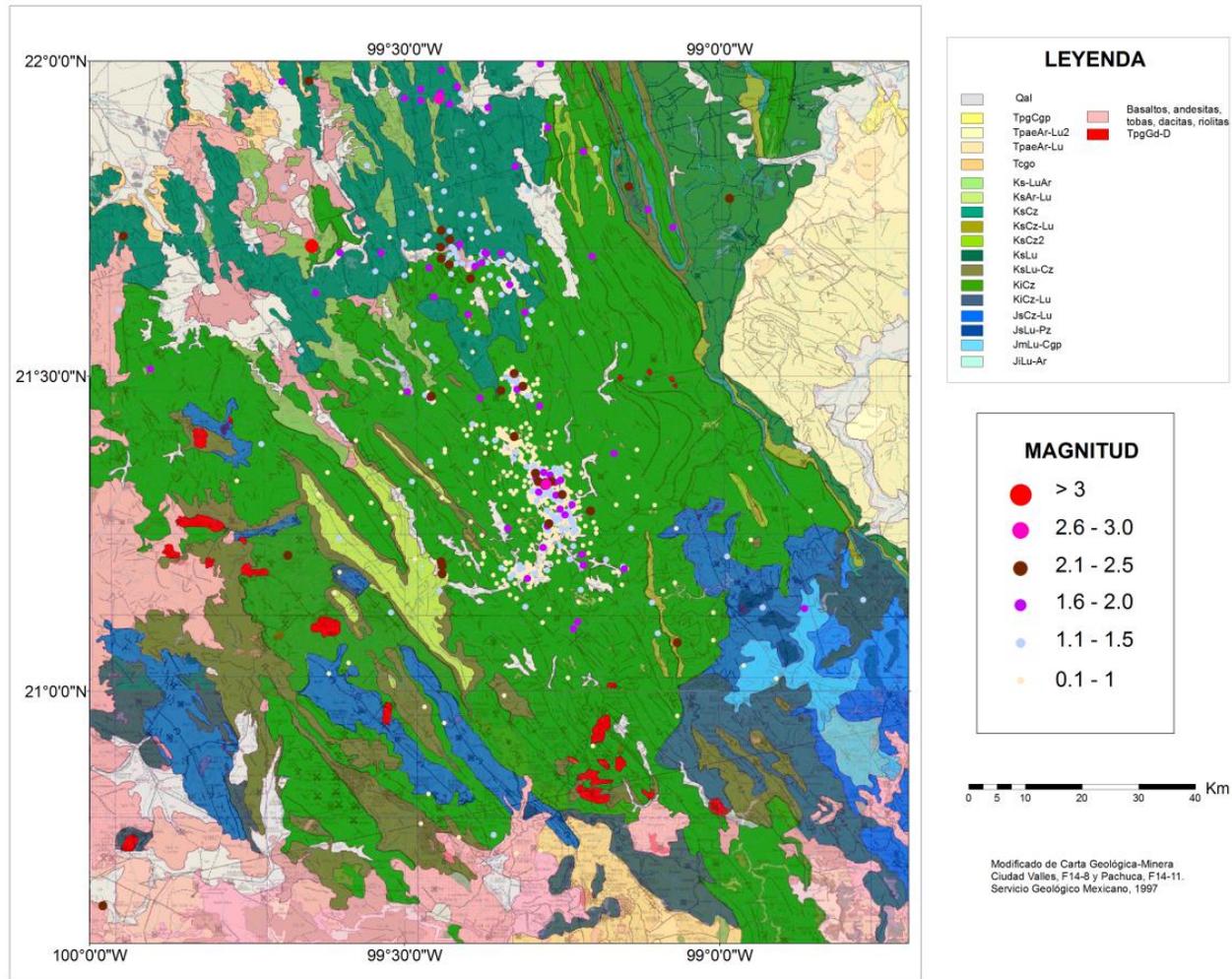


Figura 4.1. Mapa geológico con los epicentros del catálogo CDE a una escala regional. Nótese la principal tendencia de las fallas y cabalgaduras es NNW-SSE en este sector. Estas fallas son consideradas como estructuras de debilidad heredada que condicionan la ubicación espacial de la sismicidad. Los epicentros se concentran principalmente en la SMOr mientras que al sur de la zona de estudio se aprecia la frontera entre las rocas mesozoicas y la FVTM.

La microsismicidad analizada se concentra a *grosso modo* entre 3 y 8 km de profundidad. En este intervalo el esfuerzo tectónico mínimo necesario para producir sismicidad lo estimamos en aproximadamente 50 MPa. Este valor lo concluimos considerando que en la SMOr se tiene un paquete de rocas sedimentarias fracturadas (porosidad secundaria), donde la presión de poro debe ser alta. Además, el flujo de calor en la región se encuentra en una zona de transición entre 50 y 80 mW/m² (Figura 1.14), lo que corresponde a una corteza tibia. Con base en estas características la estimación del esfuerzo se obtiene con las tablas elaboradas por Mazzoti, (2007) (Capítulo I, Figura 1.17, p.31), quien considera que el gradiente geotérmico y la presión de poro, son los factores más importantes en la modificación de la envolvente de ruptura en la corteza. Con base en un análisis espectral, calculamos la caída de esfuerzo de un sismo con 3 M_L en 1.19 bar.

El motor de la sismicidad registrada no puede ser propuesto con total contundencia, debido a que no se pudieron calcular mecanismos focales confiables, sin embargo, los estudios de sismicidad instrumental previos en regiones cercanas al área de estudio (Clemente *et al.*, 2013, Zúñiga *et al.*, 2003, Dávalos *et al.*, 2001) así como el estado de esfuerzo propuesto por Suter (1987), apuntan a una extensión W-E operante al norte de la FVTM. La distribución espacial de la sismicidad analizada es una evidencia de esta extensión.

Con el catálogo **CSD** obtuvimos un valor de $b=0.91$, este valor podría indicar que la de la SMOr, refleja un comportamiento tipo *zona verdaderamente intraplaca* según la nomenclatura de zonas sismogénicas intraplaca propuesta Okal y Sweets (2007) (ver Capítulo I, p. 24, de esta tesis). Nuestro resultado es congruente con el valor $b=0.99$ calculado por Mendoza (2012) para esta zona. Por otro lado, Okal y Sweets (2007) calculan el valor b para algunas *zonas deformadas intraplaca*, las cuales incluyen la Cordillera de Norte América, con $b=1.16$, y para *zonas verdaderamente intraplaca*, como el este de los Estados Unidos, con $b=0.84$. El valor “ b ” calculado con nuestro catálogo corresponde aparentemente al de una *zona verdaderamente intraplaca*, sin embargo, si tomamos en cuenta la distancia de 570 km al límite de placas más cercano, la zona de estudio correspondería a una *zona de deformación intraplaca*. Esta última clasificación es la más adecuada, ya que las *zonas verdaderamente intraplaca* se encuentran típicamente a más de 1000 km de los límites de placas.

Por otro lado, las magnitudes de nuestro catálogo están entre $0.1 \leq M_L \leq 3.5$, con un periodo tan solo de 37 meses. Mientras que las utilizadas en el trabajo de Okal y Sweets (2007) son superiores a M 4 y analizan a un periodo de observación entre 1963 a 2002, extraído de los reportes de NEIC. Del total de este catálogo, 8614 sismos corresponden a *zonas deformadas*, mientras que 2737 eventos son *verdaderamente intraplaca*. Por su parte Mendoza (2012) utiliza magnitudes superiores a M 4, con una ventana de tiempo de 1970 a 2005. En este sentido, aunque nuestra estimación es relativamente buena, se requieren periodos de observación más amplios, de hecho se trata de una aproximación que aún no

puede utilizarse como referencia para la estimación del peligro sísmico. En la Tabla 4.1 se condensan estos datos para poder comparar las diferentes regiones en las que se calculó el valor b .

Tabla 4. 1. Comparación de los valores *b* calculados por diferentes autores y características de los catálogos utilizados por ellos, así como la región sismotectónica y la distancia al límite de placas más cercano.

Autor	Clasificación	Valor <i>b</i>	Número de Sismos en el catálogo	Ventana de tiempo del catálogo	Región	Distancia al límite de placas más cercano
Okal y Sweets (2007)	Zona de deformación intraplaca	1.16	8614	1963-2002	Cinturón Orogénico de Tetis, Cordillera de Norteamérica y Sur América	400 km
Okal y Sweets (2007)	Zonas verdaderamente intraplaca	0.84	2737	1963-202	Este de Estados Unidos, India, Rift africano y Australia	1000 km
Mendoza (2012)	Zona de deformación intraplaca	0.99	No especificado	1970-2005	Cuenca de Burgos	570 km
Este trabajo de tesis	Zona de deformación intraplaca	0.91	3525	37 meses	Parte central de la SMOr	570 km

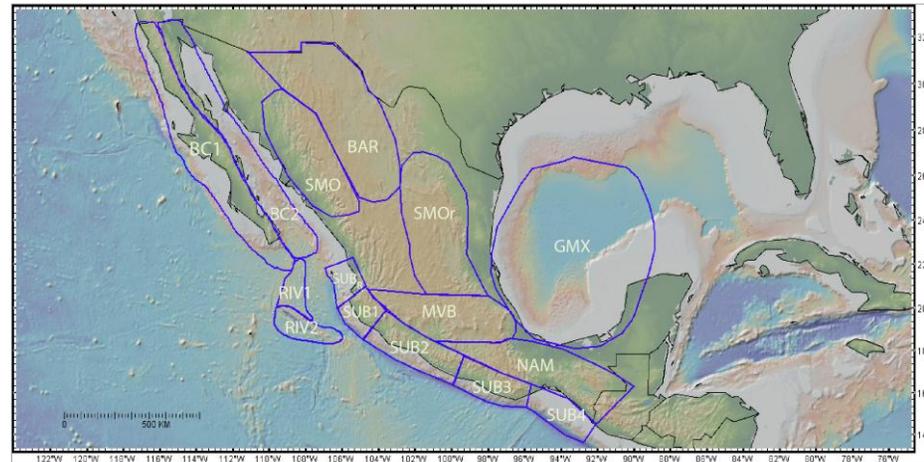


Figura 4.2. Regiones sismotectónicas de México propuestas por Zúñiga et al. (1997), se incluye la región SMOr sugerida en este trabajo (ver Figura 1.18).

Por otro lado, con base en las características geológicas de la parte central de la SMOr, el tipo de deformación y la ubicación de la sismicidad estudiada en este trabajo y reportada por otras redes (SSN, NEIC, IRIS), proponemos realizar una modificación al nombre de la **región sismotectónica BB** (cuenca de Burgos) propuesta por Zuñiga *et al.* (1997). Ello se debe a que la Cuenca de Burgos se localiza en la Planicie Costera del Golfo de México, y no se encuentra espacialmente relacionada a la SMOr. Además, la Cuenca de Burgos se caracteriza por una estratigrafía con ciclos de depósitos transgresivos y regresivos con discordancias que limitan varias secuencias. Esta registra diferentes eventos tectónicos, el tipo de deformación Laramídica es diferente al de la SMOr (en estilo y tiempo). Este está representado por un nivel de desprendimiento superior, pliegues suaves, fallas de crecimiento y superficies de erosión. La Cuenca de Burgos tiene un relieve suave y sin montañas con cinco franjas sedimentarias que afloran de W-E con edades que van del paleoceno al mioceno y además no se ha reportado actividad sísmica en tiempos recientes (Eguiluz, 2011). La nomenclatura que proponemos, es la de **región sismotectónica SMOr**, con lo cual se reflejaría la influencia de las paleoestructuras y la ubicación espacial de la sismicidad (Figura 4.2).

Dentro de las variables involucradas en la ocurrencia de la sismicidad, la presencia de fluidos en la corteza tiene un rol importante dentro del fenómeno sísmico. Costain y Bollinger. (2010) evalúan el rol del ciclo hidrológico dentro del ciclo sísmico, ellos concluyen que existe una relación entre la temporada de lluvias y eventos meteorológicos, como tormentas y huracanes, que conllevan a un aumento drástico en la disponibilidad de agua y al aumento en la frecuencia de micro-sismicidad. Bajo este punto de vista, la presencia de fluidos en la corteza es un disparador de la sismicidad. También argumentan que ésta influencia puede alcanzar profundidades hipocentrales mayores a 15 km (Figura 4.3).

Para observar si en el área de estudio existe alguna relación de este tipo, graficamos un promedio de 5 años de mediciones de precipitación expresado en días (www.smn2.cna.gob.mx) contra el número acumulado de sismos por día durante el periodo analizado. La temporada de lluvias ocurre típicamente entre mayo y junio, se observa un notable aumento de disponibilidad de agua durante estos meses (Figura 4.4). En cuanto a la actividad sísmica su comportamiento parece influenciado entre septiembre y octubre. Observamos que entre el 1 y 2 de agosto de 2010 se registraron 148 eventos, de ellos 70 ocurrieron en un solo día, después de este episodio la actividad descendió de manera paulatina (Figura 4.4).

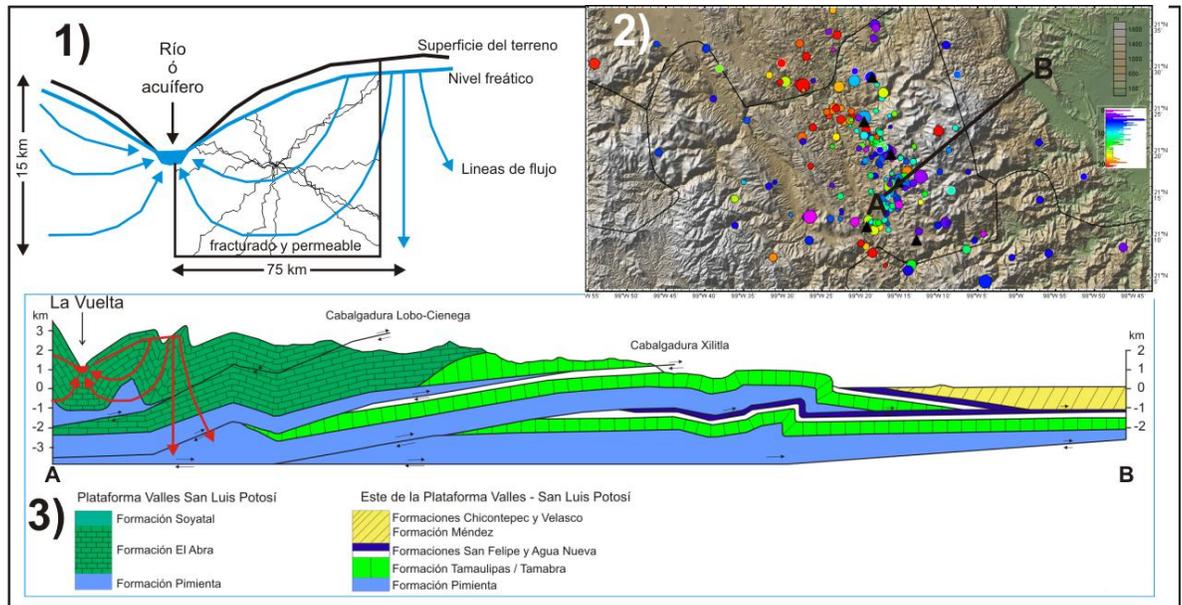


Figura 4.3 1) Líneas de flujo hidrológico en la corteza a través de un material naturalmente fracturado y permeable (modificado de Costain y Bollinger, 2010). 2) Sismicidad correspondiente al catálogo CDEPM de esta tesis y la ubicación de la sección geológica A-B 3) Sección geológica con un esquema de las posibles líneas de flujo en las calizas sobre las cuales los epicentros están reportados (modificado de Sute, 1987).

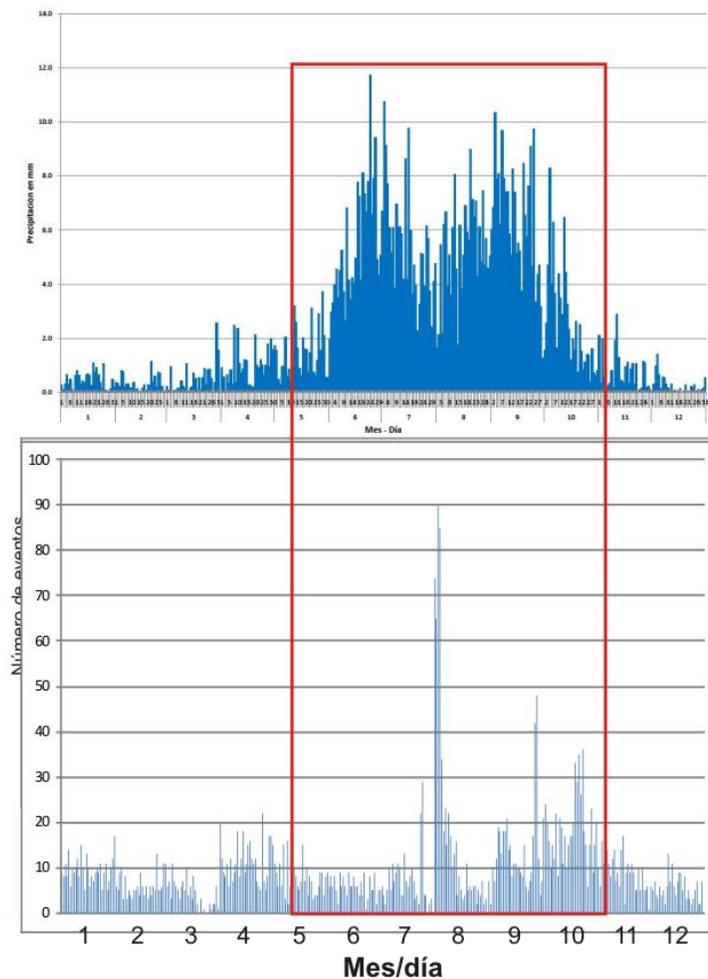


Figura 4. 4 Comparación del promedio de precipitación en el NE del estado de Querétaro con datos obtenidos de las estaciones meteorológicas de Jalpan de Serra, Ayutla, Tres Lagunas y La Lagunita (arriba), contra la suma de los tres años de sismicidad analizada expresados en días (abajo). El recuadro rojo se considera como la temporada de lluvias, los datos pluviométricos son extraídos de www.smn2.cna.gob.mx

En la ventana de tiempo analizada parece existir una sutil relación entre los meses de lluvia y la cantidad de sismicidad registrada. Sin embargo, los incrementos aparentes en la frecuencia ocurrieron únicamente en el 2008, por lo que no hay evidencia de algún carácter cíclico (Figura 3.10). Al graficar el promedio de precipitación observamos si en el 2008 existió alguna temporada de lluvias con mayor intensidad que se relacione al aumento de eventos. Sin embargo no observamos un exceso de disponibilidad de agua, por lo que con esta cantidad de datos no tenemos certeza de que exista una correlación directa entre ambos fenómenos.

Durante la revisión de la enorme cantidad de señales que analizamos en este trabajo, encontramos algunas con características similares en su forma de onda, denominadas “multiplets”. Este hallazgo es importante porque la existencia de estas señales refleja una actividad persistente en la liberación de esfuerzos en la falla. La corteza “acomoda” la deformación frágil en forma de sismos pequeños y constantes, probablemente ligados a una falla pre-existente más grande. Esta microsismicidad tiene áreas de ruptura acopladas mecánicamente por las asperezas presentes a lo largo del plano principal.

En el mapa generado mediante el catálogo **CM**, cada círculo representa al menos dos eventos que coinciden epicentralmente (Figura 3.6). De entre ellos identificamos una población importante de multiplets en las inmediaciones de la estación LZ4, en la cual el nivel de microsismicidad es alto, lo que la define como una de las zonas de mayor actividad (ver recuadro en Figura 3.7).

A partir de la concentración de sismicidad, planificamos dos reconocimientos de campo para buscar algún tipo de evidencia en superficie acerca de la actividad sísmica. La primera campaña incluyó la zona alrededor de la estación LZ4 y algunos puntos denunciados por la población, como posibles afectaciones a causa de la sismicidad. Sin embargo, no encontramos una relación directa entre la sismicidad y dichas afectaciones. Hallamos que los fenómenos responsables de estas son el movimiento en masa del terreno y la filtración de agua en la zona kárstica, ubicada debajo del relleno cuaternario. (Figuras 3.15-3.16). En cuanto a alguna posible falla activa, existe una estructura en las inmediaciones de Landa de Matamoros rodeada de una cantidad importante de sismos con profundidades de entre 3 a 8 km, misma que está siendo estudiada mediante otros métodos geofísicos por López-Valdivia (2013).

La segunda campaña se realizó en una zona aproximadamente 15 km al este de la estación LZ4 (Figura 3.17). Mediante fotos aéreas se identificó un escarpe de falla, reportada como falla inversa con una traza en superficie de 57 km (INEGI). En la población de Pinalillo de la Cruz, municipio de Landa se observó una modificación de la red de drenaje a causa de esta estructura, además la morfología es consistente con la posible actividad cuaternaria de esta falla. El segmento que proponemos como activo, debido a su morfología y captura de un drenaje reciente, corresponde a la terminación N de la estructura con 17 km de longitud. La estimación del potencial sísmico de esta falla queda fuera de los alcances de esta tesis.

Tomando como referencia el transecto estudiado por Pérez *et al.* (2008) mediante el experimento MASE, y extendiéndolo esquemáticamente hasta la ciudad de Tampico, Tamaulipas se muestran las regiones sismotectónicas que atraviesa el perfil. (Figura 4.5). Bajo este esquema se refuerza la clasificación de la SMOr como una *zona de deformación intraplaca*. Tomando en cuenta la distribución de esfuerzos calculada por Suter (1987), así como los mecanismos focales reportados Zúñiga *et al.* (2003) y Clemente *et al.* (2013) el

motor de la extensión W-E operante al norte de la FVTM que da como una pregunta abierta. ¿Podría ser el reflejo de un esfuerzo inducido desde el manto? ó ¿podría ser el reflejo de la interacción del límite de placas?

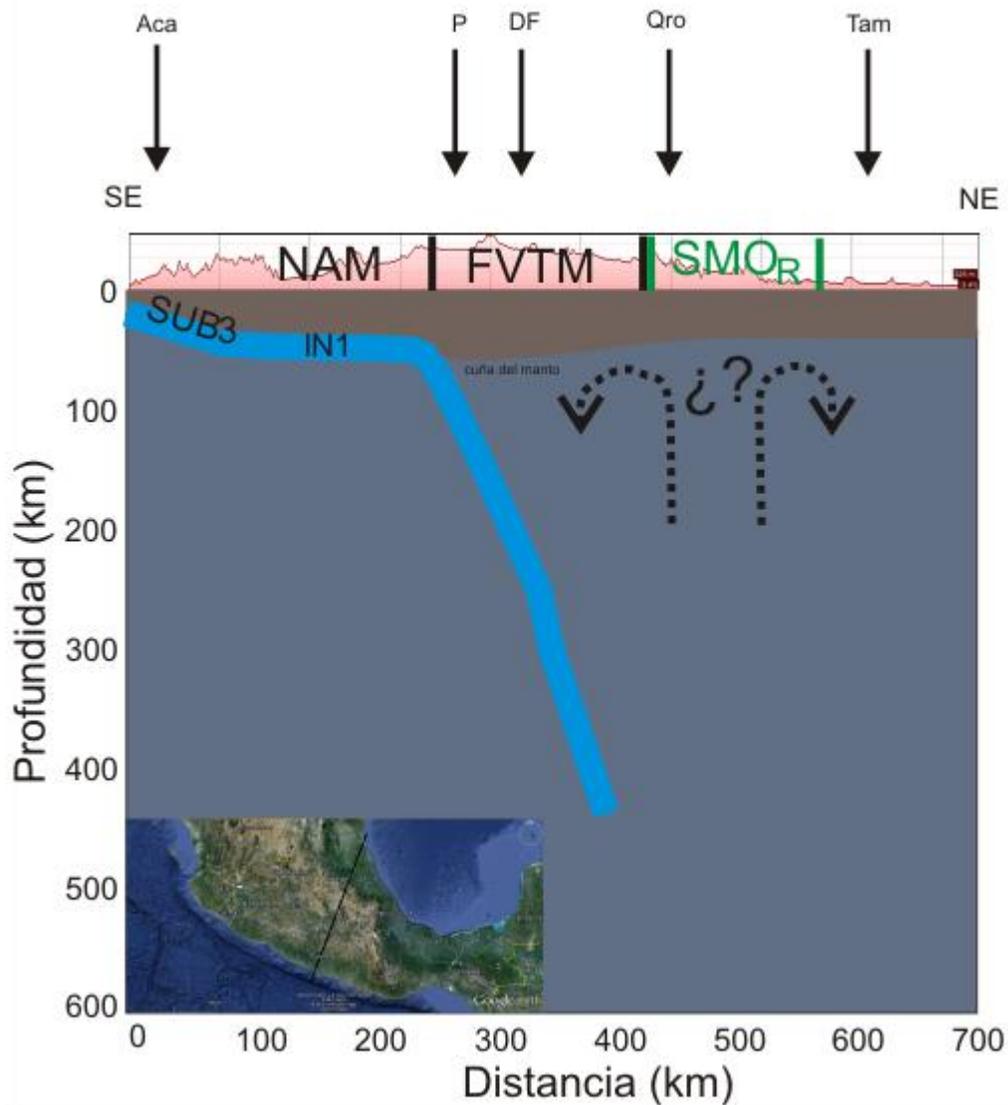


Figura 4. 5 Esquema de la configuración de la placa de Cocos (línea azul) que subduce por debajo la placa de Norteamérica. También se representan las regiones sismotectónicas. Se superpuso la topografía de un perfil que va desde la trinchera mesoamericana hasta la costa del Golfo de México. Es claro que la actividad en la SMOR no responde a una influencia en el límite de placas y que se clasifica como sismicidad intraplaca. Se muestran la ubicación de las ciudades de Acapulco (Aca), del Distrito Federal (DF), Querétaro (Qro) y Tampico (Tam), y el volcán Popocatépetl (P) así como los límites de la FVTM y la SMOR (modificado de Pérez et al., 2008). Las líneas punteadas sugieren ascenso de material del manto, esto se basa en una serie de rocas volcánicas intraplaca cuaternarias reportadas en diferentes localidades de la SMOR por Aranda et al., (2005).

La placa norteamericana presenta zonas de sismicidad intraplaca en la costa este de Estados Unidos y Canadá claramente alejadas de la influencia de los límites de placas, que representan *zonas verdaderamente intraplaca* (Sykes, 1978; Baird *et al.*, 2010; Mazzoti y Townend, 2011; Tuttle, 2005; Smalley *et al.*, 2005; Li *et al.*, 2005, McKenna *et al.*, 2007). Hacia el margen oeste de la placa de Norte América se encuentra un cinturón de sismicidad intraplaca de tipo *zona de deformación* (Bird, 2003; Mazzoti, 2007; Okal y Sweets 2007) que se encuentra asociado con la Cordillera de Norte América alejado del límite de placas por al menos 400 km, por lo que la sismicidad presente en la parte central de la SMOr reportada en este trabajo así como la reportada por otras redes hacia el norte del área de estudio (NEIC y SSN) podrían representar la parte sur de este cinturón sismogénico (Figura 4.6).

De la sismicidad presente a lo largo de la Cordillera de Norte América (Figura 4.6), la gran cantidad de epicentros en la parte correspondiente a Estados Unidos se debe a la buena cobertura de estaciones sismológicas. En el territorio mexicano aparentemente existe una menor cantidad de microsismicidad, pero ello se debe a la falta de estaciones sísmicas en el NE del país. El monitoreo temporal que hicimos en la parte central de la SMOr deja en claro que existe un nivel de microsismicidad elevado y muestra la necesidad de implementar un monitoreo permanente a lo largo del NE de México.

Finalmente, conforme se cuente con tiempos más largos de observación y el establecimiento de una red sísmica permanente, se tendrá una mejor cobertura y localizaciones más precisas, además de poder calcular otros parámetros sísmicos como mecanismos focales, con lo que se podría tener una idea del tipo de fallamiento. Actualmente ya se cuenta con estaciones en el campus Juriquilla de la UNAM y en las poblaciones de San Joaquín, Querétaro y Arroyo Seco, Querétaro.

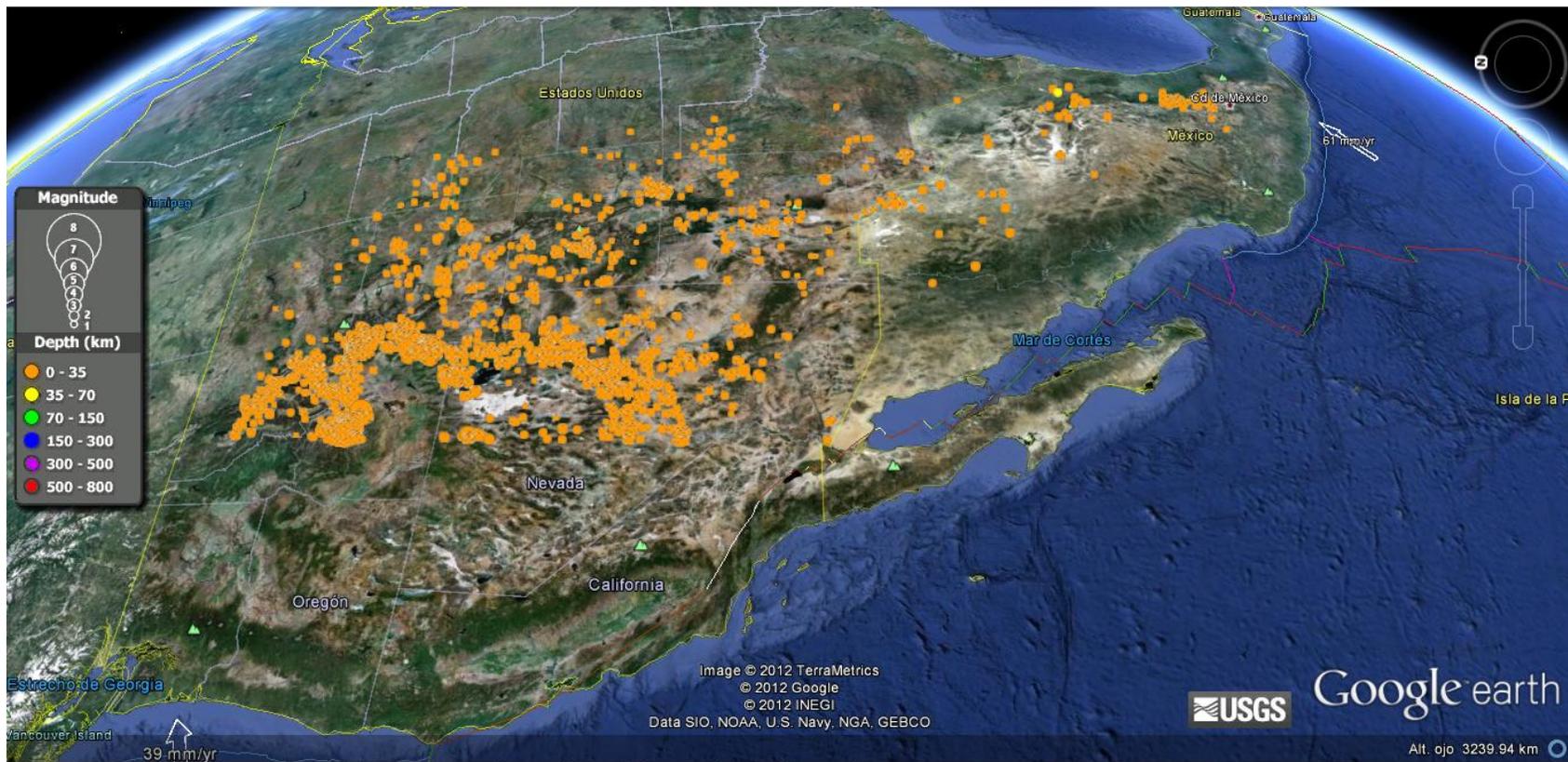


Figura 4. 6 Sismicidad en la parte oeste de la Placa de Norte América. Esta no está relacionada directamente con los límites de placas. Los epicentros son reportados por NEIC para el periodo 1973 a 2012. La mayor parte de la sismicidad corresponde a los últimos 10 años y magnitudes superiores a 2 M

Conclusiones

El monitoreo sísmico que llevamos a cabo en la parte central de la SMOr, es la primera evidencia instrumental que se tiene sobre la microsismicidad en la región. Este tipo de estudios son la base para la construcción de la historia sísmica de cualquier área de interés. Esto es especialmente importante en los ambientes intraplaca debido a lo escaso de los registros históricos.

Recurrimos a la técnica de localización mono-estación para aprovechar al máximo los datos de microsismicidad que registramos durante tres años, que de otra forma sólo servirían como indicativo de la actividad, ya que su baja magnitud y la reducida cantidad de estaciones de la red temporal, han sido una severa limitante en el cálculo de la localización espacio-temporal de dicha sismicidad. Con los datos de este periodo, proponemos tres probables zonas sismogénicas, una alrededor de la estación LZ4 (Zoyapilca), otra en las inmediaciones de la estación LA4 (San Antonio Tancoyol) y la última al norte de la red (en San Luis Potosí). Los epicentros que reportamos representan una cantidad menor del total de sismicidad registrada, ya que en muchas señales las fases P y S se mezclaban con el ruido ambiental, lo que implicó desechar muchos eventos.

El estudio geomorfológico y las observaciones de campo que realizamos nos permiten proponer la ocurrencia de actividad cuaternaria en un segmento de falla, que se encuentra en la localidad de Pinalillo de la Cruz, municipio de Landa de Matamoros. Dicho segmento lo estimamos con una longitud de 17 km, con una traza en superficie bastante clara. Por ello, para obtener información acerca del ciclo sísmico en la zona, sugerimos realizar un estudio paleosismológico en la falla de Pinalillo de la Cruz.

Consideramos que la SMOr funciona como una zona de debilidad regional, donde las estructuras paleotectónicas actúan como concentradores de esfuerzo, condicionando espacialmente la ocurrencia de microsismicidad. Con base en la distribución espacial de la sismicidad, el valor “b” que calculamos, y la distancia de la zona al límite de placas más cercano, proponemos que la zona de estudio se clasifique como zona de *deformación intraplaca*. Además, es importante señalar que por el momento el valor “b” calculado es una estimación general, que requiere de periodos más largos de observación para utilizarlo con fines de estimación de peligro sísmico.

Si bien el potencial sísmico de la región aún es desconocido, se debe seguir trabajando en la identificación de zonas con actividad sísmica constante, las cuales servirán de base para diseñar y llevar a cabo estudios en detalle. Entre los estudios que se deben llevar a cabo están la aplicación de métodos geofísicos, geomorfológicos y paleosismológicos. Sugerimos prestar especial atención a la zona en los alrededores de la estación LZ4, que representa un laboratorio natural donde la microsismicidad se caracteriza

por la presencia constante de multiplets, los cuales representan una forma característica en la que la zona sismogénica libera el esfuerzo tectónico acumulado.

En lo que se refiere a la regionalización sismotectónica, proponemos realizar una modificación a la nomenclatura propuesta por Zúñiga *et al.* (1997) para la **región sismotectónica BB** (cuenca de Burgos). Con base en las características geológicas de la parte central de la SMOr, el tipo de deformación involucrada en su formación, así como por la ubicación de la sismicidad estudiada en este trabajo y la reportada por otras redes (SSN, NEIC, IRIS), consideramos que es más adecuado utilizar el nombre de **región sismotectónica SMOr**, ya que esta refleja mejor la relación entre la provincia tectónica con la sismicidad.

Por otro lado, los daños que los pobladores han reportado en su comunidad (agrietamiento a casas y bardas, pérdida de agua en represas), no parecen ser ocasionados por la actividad sísmica, sino por movimiento en masa de los suelos y la filtración del agua en la zona kárstica, ubicada por debajo del relleno cuaternario.

Finalmente, nuestros resultados justifican la instalación de una red sísmica permanente en el estado de Querétaro. De hecho ya se ha iniciado su despliegado durante el desarrollo de este proyecto y actualmente cuenta con tres estaciones de banda ancha. Con los datos de alta calidad registrados será posible responder preguntas acerca de la génesis del fenómeno sísmico, mejorar el entendimiento de la estructura cortical en esta parte del país, hacer estudio de trayectoria de energía y fuente, así como ayudar a mejorar la estimación del peligro sísmico, esta última de vital importancia para las autoridades de Protección Civil y para la población.

REFERENCIAS

- Abe, K., 1981, Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980: Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 27, p. 72–92, doi: 10.1016/0031-9201(81)90088-1.
- Aguirre-Díaz, G.J., Nieto-Obregón, J., and Zúñiga, F.R., 2005, Seismogenic basin and range and intra-arc normal faulting in the central Mexican Volcanic Belt, Querétaro, México: Geological Journal, v. 40, p. 215–243, doi: 10.1002/gj.1004.
- Alaniz-Álvarez, S.A., y Nieto-Samaniego, Á.F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 67, p. 65–82.
- Anderson, D.L., 1995, Lithosphere, Asthenosphere, and Perisphere: Reviews of Geophysics, v. 33, p. 125–149.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-moreno, G., and Chávez-cabello, G., 2005, El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México : una revisión: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 57, p. 187–225.
- Baird, A.F., McKinnon, S.D., y Godin, L., 2010, Relationship between structures, stress and seismicity in the Charlevoix seismic zone revealed by 3-D geomechanical models: Implications for the seismotectonics of continental interiors: Journal of Geophysical Research, v. 115, doi: 10.1029/2010JB007521.
- Bird, P., 2003, An updated digital model of plate boundaries: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 4, p. n/a–n/a, doi: 10.1029/2001GC000252.
- Blackwell, D.D., y Richards, M., 2004, Geothermal Map of North America: American Assoc. Petroleum Geologist, 1 sheet, scale 1:6,500,000.
- Bufe, C.G., y Perkins, D.M., 2005, Evidence for a Global Seismic-Moment Release Sequence: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 95, p. 833–843, doi: 10.1785/0120040110.
- Campillo, M., Gariel, J.C., Aki, K., y Sánchez-Sesma, F.J., 1989, Destructive strong ground motion in Mexico City: source, path, and site effects during great 1985 Michoacán earthquake: bu, v. 79, p. 1718–1735.
- Chulick, G.S., y Mooney, W.D., 2002, Seismic Structure of the Crust and Uppermost Mantle of North America and Adjacent Oceanic Basins: A Synthesis: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 92, p. 2478–2492.

- Clemente-Chavez, A., Figueroa-Soto, A., Zúñiga, F.R., Arroyo, M., Montiel, M., y Chavez, O., 2013, Seismicity in northeast edge of the Mexican Volcanic Belt (MVB), activation of an undocumented fault: the Peñamiller earthquake sequence of 2011, Queretaro, Mexico: *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, v. 1, p. 323–352, doi: 10.5194/nhessd-1-323-2013.
- Costain, J.K., y Bollinger, G.A., 2010, Review: Research Results in Hydroseismicity from 1987 to 2009: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 100, p. 1841–1858, doi: 10.1785/0120090288.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, L., y López-Martínez, M.O.C., 2012, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 29, p. 179–203.
- Das, S., y Scholz, H., 1981, Theory of Time-Dependent Rupture in the Earth: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 6039–6051.
- Dávalos-Álvarez, O.G., Nieto-samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., y Gómez-González, J.M., 2005, Las fases de deformación cenozoica en la región de Huimilpan, Querétaro, y su relación con la sismicidad local: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, p. 129–147.
- DeMets, C., 2001, A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American Volcanic Arc: *Geophysical Research Letters*, v. 28, p. 4043–4046.
- Dziewonski, A.M., Lekic, V., y Romanowicz, B. a., 2010, Mantle Anchor Structure: An argument for bottom up tectonics: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 299, p. 69–79, doi: 10.1016/j.epsl.2010.08.013.
- Ego, F., y Ansan, V.D. a N., 2002, Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°–99°W) in transtensive deformation?: *Tectonophysics*, v. 359, p. 189–208.
- Eguiluz De Antuñano, S., 2011, Sinopsis geológica de la Cuenca de Burgos , noreste de México : producción y recursos petroleros: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63, p. 323–332.
- Eguiluz De Antuñano, S., Aranda-García, M., y Randall, M., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53, p. 1–26.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., y Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, v. 522-523, p. 122–149, doi: 10.1016/j.tecto.2011.09.018.

- Fitz-Diaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolanos-Rodriguez, D., Ortega-Flores, B., y Serrano, A. V., 2012, The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt: *Geosphere*, v. 8, p. 931–949, doi: 10.1130/GES00759.1.
- Frankel, A., 1982, Precursors to a Magnitude 4.8 earthquake, anomalous focal mechanisms, and earthquake doublets: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 72, p. 1277–1294.
- Gutenberg, B. y Richter, C.F., 1954, *Seismicity of the Earth (and associated phenomena)*: Princeton University Press, Princeton, NJ, EUA.
- Gómez-González, J.M., 2007, Descripción preliminar de la actividad sísmica ocurrida en noviembre de 2007 en el Municipio de Landa de Matamoros, Qro. Entregado a Protección Civil del Estado y al Gobierno Municipalidad de Landa de Matamoros, Qro. P. 6.
- Gómez-González, J.M., Barboza Gudiño, R., Luque Vergara N.A. y Figueroa Soto. A.G., 2008 Segundo Reporte sobre la sismicidad en los Municipios de Landa de Matamoros y Jalpan de Serra, Querétaro. Entregado a Protección Civil del Estado y al Gobierno Municipalidad de Landa de Matamoros, Qro. P. 15.
- Gómez-González, J.M., León-Loya, R.A. y López-Valdivia. E.N., 2013, Reporte sobre la sismicidad en el Municipio de Peñamiller, Querétaro. Entregado a Protección Civil del Estado de Querétaro. P. 12.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., y Ferrari, L., 2007, Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America*, v. Special Paper, doi: 10.1130/2007.2422(05).
- Guzmán-Speziale, M., y Meneses-Rocha, J.J., 2000, The North America–Caribbean plate boundary west of the Motagua–Poloichic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 459–468, doi: 10.1016/S0895-9811(00)00036-5.
- Havskov, J., Otemöller, L., 2008, *SEISAN: the Earthquake analysis software. Manual*, Institute of Solid Earth Physics. University of Bergen Norway.
- Isacks, B.Y.B.L., Sykes, L.R., y Oliver, J., 1967, Spatial and temporal clustering of deep and shallow earthquakes in the Fiji-Tonga-Kermadec region: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 57, p. 935–958.
- Kagan, Y.Y., y Jackson, D.D., 1999, Worldwide Doublets of Large Shallow Earthquakes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 89, p. 1147–1155.

- Kirby, S.H., Okal, E.A., y Engdahl, E.R., 1995, The 9 June 94 Bolivian deep earthquake: An exceptional event in an extraordinary subduction zone: *Geophysical Research Letters*, v. 22, p. 2233–2236.
- Langridge, R.M., Weldon II, R.J., Moya, J.C., y Suárez, G., 2000, Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 3019–3037, doi: 10.1029/199JB900239.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R. y Sampson, D.E., 1999, U–Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico: *Precambrian Research*, v. 94, p. 73–99, doi: 10.1016/S0301-9268(98)00108-9.
- Lay, T. y Wallace, F. C., 1995, *Modern Global Seismology*. Academic Press, Inc. 217 pp.
- León-Loya, R. A., 2010, Estudio de sismicidad en la Sierra Gorda de Querétaro y sus implicaciones tectónicas. Universidad Autónoma de Nuevo León. Tesis de Licenciatura.
- Li, Q., Liu, M., y Stein, S., 2009, Spatiotemporal Complexity of Continental Intraplate Seismicity: Insights from Geodynamic Modeling and Implications for Seismic Hazard Estimation: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 99, p. 52–60, doi: 10.1785/0120080005.
- Li, X., Wei, D., Yuan, X., Kind, R., Kumar, P., y Zhou, H., 2011, Details of the Doublet Moho Structure beneath Lhasa, Tibet, Obtained by Comparison of P and S Receiver Functions: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 101, p. 1259–1269, doi: 10.1785/0120100163.
- Lienert, B. R. E. y Havskov, J., 1995, A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters*. v. 66:26–36.
- Mazzotti, S., 2007, Geodynamic models for earthquakes studies in intraplate North America. *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues*. GSA Special Paper. v. 425. pp. 17-33, doi:10.1130/2007.2425(2).
- Mazzotti, S., y Townend, J., 2010, State of stress in central and eastern North American seismic zones: *Lithosphere*, v. 2, p. 76–83, doi: 10.1130/L65.1.
- Mckenna, J., Stein, S., Stein, C.A., 2007. *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues*. GSA Special Paper. v.425, pp.167-175 doi:10.1130/2007.2425(12).

- Mendoza Ponce, A. del R., 2012, Estudio de la estabilidad del valor b para regiones sismotectónicas de México: Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría.
- Nadeau, R.M., Antolik, M., Johnson, P.A., Foxall, W., and McEvelly, T. V., 1994, Seismological Studies at Parkfield III: Microearthquake Clusters in the Study of Fault-Zone Dynamics: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 84, p. 247–263.
- Nadeau, R.M., y Johnson, L.R., 1998, Seismological Studies at Parkfield VI : Moment Release Rates and Estimates of Source Parameters for Small Repeating Earthquakes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 88, p. 790–814.
- Nadeau, R.M., y McEvelly, T. V., 1997, Seismological Studies at Parkfield V: Characteristic Microearthquake Sequences as Fault-Zone Drilling Targets: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 87, p. 1463–1472.
- Natali, S.G., y Sbar, M.L., 1982, Seismicity in the epicentral region of the 1887 northeastern Sonoroan earthquake, México: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 72, p. 181–196.
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Ávarez, S.A., y Camprubí, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía , estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 57, p. 285–318.
- Okal, E. y Sweets, J. R., 2007, Frequency-size distribution for intraplate earthquakes. *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues*. GSA Special Paper. v. 425. p. 59-71 doi: 10.1130/2007.2425(05).
- Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., y Centeno-Garcia, E., 1995, Oaxaquia , a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, v. 23, p. 1127–1130, doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<1127.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., y Gurnis, M., 2008, Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico: *Geophysical Research Letters*, v. 35, p. L18303, doi: 10.1029/2008GL035127.
- Plattner, C., Malservisi, R., y Govers, R., 2009, On the plate boundary forces that drive and resist Baja California motion: *Geology*, v. 37, p. 359–362, doi: 10.1130/G25360A.1.
- Poupinet, G., Ellsworth, W.L., y Frechet, J., 1984, Monitoring velocity variations in the crust using earthquakes doublets: An application to the Calaveras Fault, California: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 5719–5731.

- Poupinet, G., Ratdomopurbo, A., y Coutant, O., 1996, On the use of earthquakes multiplets to study fractures and the temporal evolution of an active volcano: *Annali di Geofisica*, v. 39, p. 253–264.
- Ranalli, G., 2003, How soft is the crust?: *Tectonophysics*, v. 361, p. 319–320, doi: 10.1016/S0040-1951(02)00607-8.
- Schaff, D.P., y Waldhauser, F., 2005, Waveform Cross-Correlation-Based Differential Travel-Time Measurements at the Northern California Seismic Network: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 95, p. 2446–2461, doi: 10.1785/0120040221.
- Ryan, W.B.F., S.M. Carbotte, J.O. Coplan, S. O'Hara, A. Melkonian, R. Arko, R.A. Weissel, V. Ferrini, A. Goodwillie, F. Nitsche, J. Bonczkowski, y R. Zemsky., 2009. Global Multi-Resolution Topography synthesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.* v. 10, Q03014, doi:[10.1029/2008GC002332](https://doi.org/10.1029/2008GC002332).
- Silverstone, J., 2005, Are the Alps Collapsing?: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 33, p. 113–132, doi: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122535.
- Smalley Jr, R., Ellis, M. a, Paul, J., y Van Arsdale, R.B., 2005, Space geodetic evidence for rapid strain rates in the New Madrid seismic zone of central USA.: *Nature*, v. 435, p. 1088–90, doi: 10.1038/nature03642.
- Snoke, J., A., Munsey, J. W., Teague, A.G. y Bollinger, G. A. 1984, A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P ratio data. *Earthquake notes.* v.55.
- Stein, S., 2007, Approaches to continental intraplate earthquakes issues. *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues.* GSA Special Paper. v. 425, p. 1-16, doi: 10.1130/2007.2425(1)
- Stern, R.J., 2002, Subduction zones: *Reviews of Geophysics*, v. 40, p. 1012, doi: 10.1029/2001RG000108.
- Suter, Max, 1987, Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 98, p. 249–265, doi: 10.1130/0016-7606
- Suter, M., 1987, Orientational Data on the State of Stress in Northeastern Mexico as Inferred From Stress-Induced Borehole Elongations: *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 2617–2626.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., y Quintero-Legorreta, O., 1996, Macroseismic Study of Shallow Earthquakes in the Central and Eastern Parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt , Mexico: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 86, p. 1952–1963.

- Suter, M., López-Martínez, M., y Quintero-Legorreta, O., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt: *GSA Bulletin*, v. 113, p. 693–703.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G.J., y Farrar, E., 1995, The Acambay graben: Active intraarc extension in the trans-Mexican volcanic belt. *México: Tectonics*, v. 14, p. 1245–1262.
- Sykes, L.R., 1978, Intraplate Seismicity , Reactivation of Preexisting Zones of Weakness , Alkaline M agmatism , and Other Tectonism Postdating Continental Fragmentation: *Reviews of Geophysics and Space Physics*, v. 16, p. 621–688.
- Tuttle, M.P., 2005, New Madrid in motion: *Nature*, v. 435, p. 1037–1039.
- Urbina, F., y Camacho H., 1913. La Zona Mega sísmica Acambay-Tixmadejé, Estado de México: *Bol. Inst. Geol. Mex.* v. 32.
- Wiemer, S., y Wyss, M., 2002, Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes: *Advances in Geophysics*, v. 44, p. 259–302.
- Wiens, D.A., y Snider, N.O., 2001, Reactivation at Great Depth Repeating Deep Earthquakes : Evidence for Fault Reactivation at Great Depth: *Science*, v. 293, p. 1463–1466, doi: 10.1126/science.1063042.
- Zhang, J., Richards, P.G., y Schaff, D.P., 2008, Wide-scale detection of earthquake waveform doublets and further evidence for inner core super-rotation: *Geophysical Journal International*, v. 174, p. 993–1006, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03856.x.
- Zoback, M.D., y Townend, J., 2001, Implications of hydrostatic pore pressures and high crustal strength for the deformation of intraplate lithosphere: *Tectonophysics*, v. 336, p. 19–30.
- Zúñiga, F.R., Pacheco, J.F., Guzmán-Speziale, M., Aguirre-Díaz, G.J., Espíndola, V.H., y Nava, E., 2003, The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Querétaro, México: activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, v. 361, p. 229–238, doi: 10.1016/S0040-1951(02)00606-6.
- Zuñiga, F.R., Suárez, G., Ordaz, M., y García-Acosta, V., 1997, Proyecto: Peligro sísmico en Latinoamérica y el Caribe: Instituto Panamericano de Geografía e Historia.

Anexos

Anexo A. Modelo de corteza y parámetros modificados en SEISAN

La mayoría de las rutinas utilizadas en este trabajo se encuentran contenidas en la paquetería SEISAN (Haskov and Otemoller, 2008). Esta serie de sub-rutinas se ordenan en una serie de subcarpetas (Figura A.1).

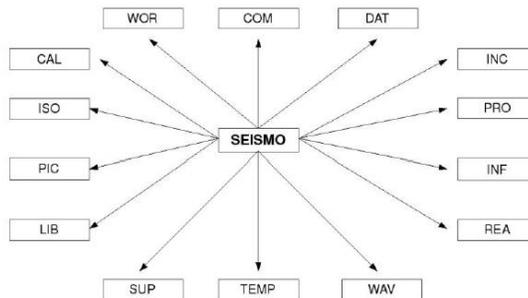


Figura A 1 Se muestra la carpeta principal seísmo y las subcarpetas que contiene

Las carpetas más utilizadas son: REA que contiene la base de datos, PRO que contiene los programas, WAV contiene las formas de onda, CAL contiene los archivos de calibración, TEMP contiene los archivos temporales, INF contiene manuales y documentación, LIB contiene librerías y subrutinas, DAT contiene los archivos de arranque como el archivo STATION0.HYP (donde se declara la ubicación espacial de las estaciones, el modelo de corteza y una serie de parámetros modificables acorde al tipo de estudio) y WOR que contiene el directorio de trabajo del usuario.

Para el cálculo de la magnitud es muy importante conocer las respuestas instrumentales de todas y cada una de las estaciones, además de crear un archivo en el formato adecuado. Después se debe de modificar el modelo de corteza y los parámetros de arranque el archivo STATION0.HYP.

El modelo de corteza utilizado está compuesto de 4 capas y un semi-espacio (Tabla A.1). Este se ha adaptado de Nieto *et al.* (2005). Este modelo fue comparado con otro obtenido de Ramos-Zuñiga (2007) que es más complejo (Tabla A.2) y aunque determina las velocidades de onda para la columna sedimentaria representativa de la parte norte de la SMOr, las localizaciones no son sensibles a los cambios de dicho modelo, por ello se optó por el modelo más simple de Nieto *et al.* (2005), que además refleja de mejor manera la estructura cortical del área de estudio.

Tabla A. 1. Modelo de corteza utilizado en este trabajo de tesis, la interfaz de 30 km se considera la frontera corteza-moho.

Profundidad (km)	Velocidad V_p (km/s)
0	5.72
5	6.44
20	6.86
30*	8.21*
80	8.50

Tabla A. 2. Modelo de corteza obtenido de Ramos-Zuñiga (2007), con las velocidades de onda para la litología representativa de la SMO en su parte norte.

Profundidad (km)	Velocidad V_p (km/seg)
0	1.6
0.09	3
0.34	3.03
3	4.07
5	5.72
7	6.44
20	6.86
30	8.21
80	8.5

Algunos de los valores contenidos dentro del archivo STATION0.HYP fueron modificados para llevar a cabo la localización mono-estación, así como el cálculo de la magnitud local. Estos valores se muestran en la Tabla A.3 y son los más apropiados para el tipo de monitoreo, localizaciones y cálculo de magnitud que se llevaron a cabo en la parte central de la SMO.

Tabla A. 3. Parámetros modificados en el archivo STATION0.HYP.

Parámetro y valor	Parámetro modificado
RESET TEST(02)=500.0	Longitud de control de muestreo
RESET TEST(07)=-3.0	Coefficientes de magnitud, para calcular magnitud coda
RESET TEST(08)=2.6	Coefficientes de magnitud, para calcular magnitud coda

RESET TEST(09)=0.001	Coeficientes de magnitud, para calcular magnitud coda
RESET TEST(11)=99.0	Número máximo de iteraciones realizadas en los mínimos cuadrados
RESET TEST(13)=5.0	Incremento auxiliar para calcular RMS
RESET TEST(34)=0.1	Mínima extensión para normalizar los residuales
RESET TEST(35)=4.685	Bisquare weighting widht
RESET TEST(36)=0.0	Límite inferior residual para el rms
RESET TEST(40)=0.0	Profundidad origen del sistema de coordenadas
RESET TEST(41)=1000.0	Distancia máxima (km) desde la estación más cercana a la cual se generara una solución hipocentral
RESET TEST(50)=1.0	Indicador para usar fases azimut
RESET TEST(51)=3.5	Velocidad de la fase Lg en km/seg
RESET TEST(56)=1.0	Permite empezar el logaritmo de localización
RESET TEST(58)=100.0	Velocidad aparente máxima para los datos fase que son usados.
RESET TEST(60)=5.0	Segundos para los cuales la diferencia del tiempo de arribo entre dos estaciones adyacentes pueden exceder el tiempo de viaje entre estas
RESET TEST(71)=1.0	Salida en distancia
RESET TEST(75)=1.0	Coeficiente de magnitud MI
RESET TEST(76)=0.910	Coeficiente de magnitud MI
RESET TEST(77)=0.00087	Coeficiente de magnitud MI
RESET TEST(78)=-1.67	Coeficiente de magnitud MI
RESET TEST(79)=1.0	Mínimo de estaciones para intentar una solución
RESET TEST(80)=2.0	Número mínimo de fases para dar una solución
RESET TEST(85)=0.1	Error en segundos de eventos locales
RESET TEST(88)=1.0	Residuales RMS (segundos)
RESET TEST(91)=0.1	Error en segundos de eventos regionales

Para crear la respuesta instrumental de cada sismógrafo se utilizaron los valores indicados en la Tabla A.4. Estos archivos se elaboran individualmente para cada una de las componentes de cada sismógrafo mediante el programa *resp*. Una vez creados se guardan en la carpeta CAL.

Tabla A.4. Valores necesarios para crear las respuestas instrumentales de los sismógrafos GBV-316 de periodo corto.

Parámetro	Valor
Natural period	22 segundos
Damping constant	0.7
Loaded generator constant	28
Amplifier gain	0
Recording media gain	12800000

Los archivos de respuesta de amplitud y fase se muestran de la siguiente manera:

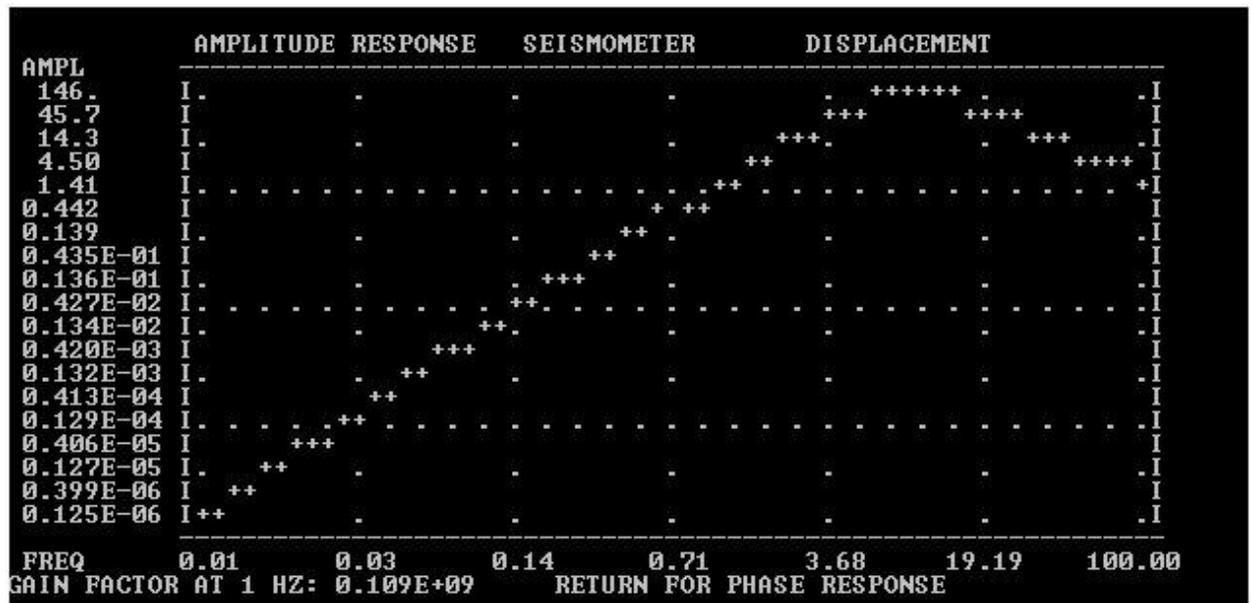


Figura A 2 Gráfica que representa el archivo de la respuesta instrumental en amplitud.

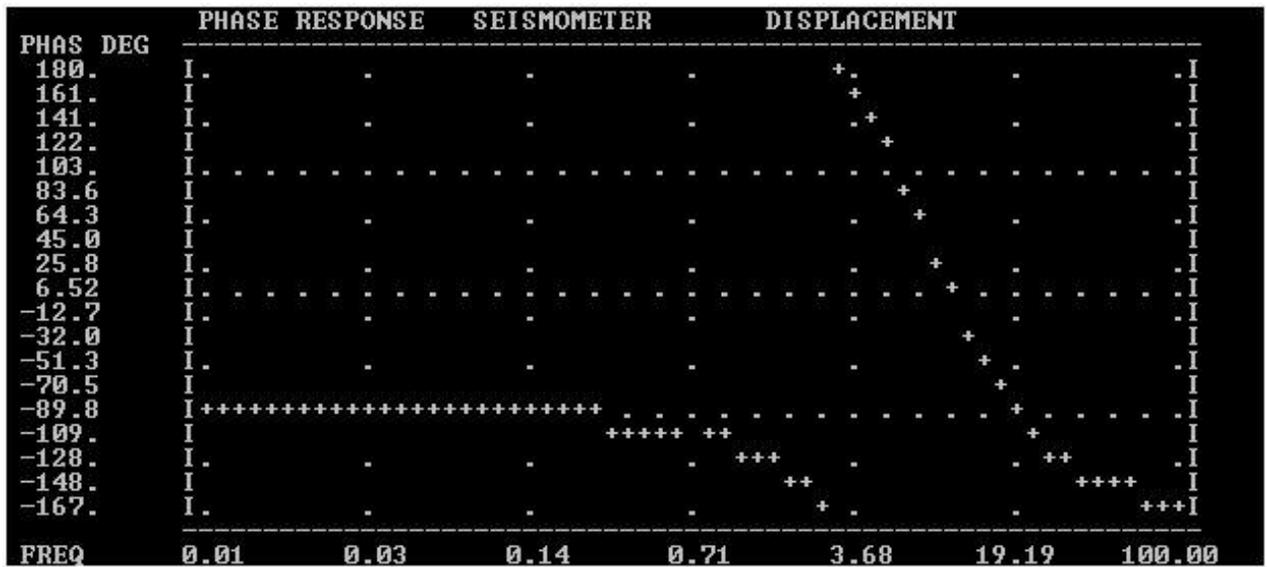


Figura A 3 Gráfica que representa el archivo de respuesta instrumental obtenida con el programa SEISAN.

Anexo B. Catálogos

A continuación se muestran los catálogos:

1. **CDEPM:** Catálogo depurado con base en el factor $\text{error}_{\text{RMS}}$, profundidad y magnitud.
2. **CM:** Catálogo especial de multiplets.

Tabla B. 1. Catálogo CDEPM

Fecha	Tipo	Latitud	Longitud	Profundidad km	N. Estaciones	RMS	Magnitud
2007 1110 2054 28.1	L	21.464	-99.462	10	3	0.7	1.7
2007 1114 1122 27.7	L	21.469	-99.46	100	3	0.7	2
2007 1117 1549 51.3	L	21.409	-99.76	10	3	1.5	1.2
2007 1118 0454 37.4	L	21.462	-99.465	45.7	3	0.5	1.1
2007 1123 1814 2.0	L	21.462	-99.458	23.6	2	0.8	1.1
2007 1125 0626 8.4	L	21.466	-99.459	66.9	2	0.3	1.6
2007 1125 1821 52.8	L	21.512	-99.503	65.2	2	0.1	1.4
2007 1212 0440 3.4	L	21.187	-99.319	11.3	3	0.9	1.4
2007 1212 1854 7.5	L	21.192	-99.31	25.3	3	0.9	1
2007 1222 1304 57.0	L	21.476	-99.753	5.3	3	1.2	1.3
2007 1222 1326 58.0	L	21.611	-99.769	42.9	3	1.3	1.9
2008 1 1 1930 32.6	L	21.32	-99.507	5.1	3	1.6	1.5
2008 1 2 1054 17.6	L	21.276	-99.842	7.6	3	1.5	1.1
2008 122 0250 16.2	L	21.463	-99.458	100	2	0.7	1.2
2008 2 5 1747 15.1	L	21.065	-99.642	5.4	3	0.9	1.2
2008 224 1501 22.4	L	21.386	-100.226	5	3	1.5	1.3
2008 226 1219 48.1	L	21.043	-99.255	25.7	3	1.2	1
2008 312 1222 8.0	L	21.799	-99.854	100	3	0.6	2.3
2008 312 1446 13.9	L	21.753	-98.923	5.5	3	1.2	1.9
2008 315 1823 23.0	L	20.982	-99.688	5.1	2	1.4	1
2008 4 8 0117 2.6	L	21.286	-98.856	5	2	1.2	1
2008 4 9 2040 17.6	L	21.506	-98.99	7.5	3	1.5	2.2
2008 412 1903 37.3	L	21.305	-98.965	9	4	1.1	1.1
2008 420 2031 38.3	L	22.535	-99.645	1.7	2	0.2	2.3
2008 424 1933 37.1	L	21.145	-98.772	2.6	2	0.2	1.3
2008 425 1929 8.4	L	21.424	-99.392	26.8	2	0.1	1.2
2008 428 2039 36.6	L	21.635	-99.414	2.8	2	0.1	1.1
2008 516 1650 48.0	L	21.752	-99.173	5.1	3	1.5	1.6
2008 527 1436 56.7	L	21.11	-99.225	17	2	0.3	1.6
2008 529 0502 57.9	L	21.24	-98.95	5.1	2	1	1

2008 714 1559 12.6	R	22.473	-99.584	13.1	2	0.5	1.6
2008 717 1621 51.4	L	21.933	-99.428	4.8	2	0.2	1.6
2008 724 1037 59.7	L	21.553	-99.466	27.7	2	0.4	1.1
2008 725 2234 47.1	L	22.078	-99.767	5.1	2	0.3	1.7
2008 726 1514 40.1	L	22.063	-99.469	22	2	0.1	1.9
2008 726 2311 37.7	R	22.192	-99.417	0.1	2	0.2	1.6
2008 8 2 0140 24.7	L	21.667	-99.428	1.1	2	0.1	1.3
2008 8 2 0834 48.8	L	21.719	-99.506	5.2	2	0.3	1.1
2008 8 3 0121 57.2	L	22.401	-99.54	0.3	2	0.3	2.1
2008 8 4 0149 3.4	R	22.483	-99.421	12.3	2	0.1	2.3
2008 8 6 2047 53.0	L	22.067	-99.821	5.6	2	0.2	1.6
2008 8 7 0343 24.4	L	21.602	-99.411	1.8	3	0.5	1.8
2008 8 8 1825 16.9	L	21.823	-99.134	6.1	4	1.4	2.2
2008 8 9 0009 51.9	L	21.686	-99.441	1.2	2	0.1	2
2008 8 9 1328 12.6	L	21.489	-99.527	24.6	2	0.2	1
2008 8 9 1402 42.7	L	22.363	-99.22	4.9	2	0.5	1.8
2008 810 1339 55.2	L	22.139	-99.256	1.4	2	0.2	2.4
2008 814 2247 34.8	L	21.515	-98.992	7.2	3	1.7	1.9
2008 815 2137 10.2	L	22.1	-99.603	5.3	2	0.3	2
2008 818 0937 58.4	L	21.73	-99.441	0.1	2	0.2	2.2
2008 818 1539 37.7	L	21.967	-99.694	5.8	2	0.2	1.8
2008 819 2213 47.7	L	22.184	-99.384	5.2	2	0.2	2.7
2008 819 2224 43.8	L	22.158	-99.297	2.9	2	0.3	1.8
2008 823 0336 54.0	L	22.215	-99.778	4.4	2	0.2	1.9
2008 825 1503 57.6	L	21.832	-99.389	0.1	2	0.3	1.5
2008 826 0029 37.7	L	22.09	-99.791	6.7	2	0.2	1.1
2008 827 0013 18.7	L	22.237	-99.398	3.7	2	0.3	1.9
2008 9 5 2229 51.8	L	21.792	-99.436	5.2	2	0.2	1.2
2008 911 0014 38.1	L	21.381	-99.321	33.2	2	0.2	1.2
2008 923 1924 44.6	R	22.198	-99.254	0.3	3	0.4	2.1
2008 923 2346 3.6	R	22.481	-99.475	11.7	2	0.1	3.1
2008 926 0351 42.6	L	21.358	-99.305	16.4	2	0.2	1.1
2008 927 1919 46.1	L	21.234	-98.786	5.1	2	1.7	1.2
2008 927 2026 19.6	L	21.393	-99.299	15.3	2	0.2	1
2008 928 0041 34.9	L	21.4	-99.355	25.8	2	0.1	1.1
2008 10 1 0145 54.3	L	21.244	-99.255	6.3	3	0.2	1
2008 10 2 0950 42.4	L	21.345	-99.284	15.4	3	0.4	1.4
2008 10 2 1230 14.5	L	21.696	-99.532	5.1	2	0.3	1.7
2008 10 3 1844 50.4	R	21.816	-99.451	5.9	2	0.2	1.3
2008 10 3 1859 57.6	L	21.158	-99.214	23.7	4	0.6	1.2
2008 10 4 0349 19.3	L	21.589	-99.304	3.3	2	0.2	1.5

2008 10 5 0246 51.1	L	21.37	-99.325	11.7	3	0.2	1.2
2008 10 8 2145 27.6	L	21.348	-99.292	18	2	0.2	1
2008 10 8 2350 8.7	L	21.729	-99.427	0.1	2	0.1	1.2
2008 1010 0330 26.6	L	21.701	-99.741	5.1	2	1.3	1.2
2008 1010 1527 49.5	L	21.686	-99.393	1.1	2	0.2	1
2008 1011 1039 12.5	L	21.562	-99.306	2.3	2	0.2	1
2008 1011 2051 4.3	L	21.672	-99.46	0.1	2	0.2	1.8
2008 1012 0620 25.6	L	21.665	-99.544	4.6	2	0.2	1.5
2008 1018 2017 46.9	L	21.67	-99.306	2.5	2	0.3	1.2
2008 1018 2126 16.9	L	21.68	-99.433	4.5	2	0.3	1.3
2008 1019 0501 51.7	L	21.711	-99.454	0.5	2	0.2	1.2
2008 1019 0619 55.2	L	21.583	-99.301	1.1	2	0.1	1.2
2008 1019 1211 40.8	L	21.567	-99.383	29.6	2	0.4	1.3
2008 1020 0337 57.4	L	21.731	-99.368	4.3	2	0.4	1.2
2008 1020 0501 51.5	R	20.542	-99.684	100	2	0.3	3.1
2008 1020 1415 9.1	L	21.939	-99.368	2.1	2	0.6	1.6
2008 1020 1520 44.8	L	21.367	-99.386	23.8	3	0.4	1.1
2008 1021 0145 3.6	L	21.419	-99.314	56	2	1	1.6
2008 1021 0241 38.1	L	21.366	-99.458	29.3	3	0.4	1.4
2008 1021 0250 20.8	L	21.401	-99.375	29.2	2	0.1	1.3
2008 1021 2052 24.9	L	21.423	-99.384	36.6	2	0.2	1
2008 1022 2346 30.7	L	21.687	-99.415	2.2	2	0.1	1.1
2008 1023 1154 34.0	L	21.702	-99.409	1.1	3	0.2	1.7
2008 1023 1709 30.9	L	21.96	-99.416	3	3	0.4	1.9
2008 1023 2321 18.9	L	21.947	-99.41	5.2	3	0.3	1.4
2008 1023 2332 7.2	L	21.982	-99.439	1.2	3	0.5	1.9
2008 1024 0607 20.0	L	21.95	-99.443	4.9	3	0.4	1.6
2008 1025 0807 17.7	L	21.938	-99.474	0.1	3	0.3	1.7
2008 1027 1719 52.4	L	21.256	-99.388	13.9	4	1.3	1
2008 1030 0909 48.0	L	21.822	-99.733	6.3	2	0.2	1.5
2008 11 4 2106 49.2	L	21.89	-98.988	5.7	3	1.5	1.7
2008 11 6 0557 52.6	L	21.452	-99.285	22.1	2	0.8	1.7
2008 11 6 0738 53.5	L	21.759	-99.487	5.1	3	0.4	1.4
2008 11 9 1036 17.8	L	21.786	-99.459	5.1	2	0.4	1.3
2008 1113 0824 16.7	L	21.502	-99.634	20.5	2	0.1	1
2008 1115 0407 50.1	L	21.651	-99.335	1.6	2	0.3	1.9
2008 1117 0318 5.5	L	21.716	-99.392	0.1	2	0.4	1
2008 1121 1523 24.2	L	20.773	-99.358	5.3	2	0.2	1.1
2008 1129 0208 9.9	L	21.656	-99.35	0.1	2	0.3	1.3
2008 12 2 0546 7.5	L	21.679	-99.376	1.1	3	0.2	1.7
2008 12 4 0157 39.3	L	21.339	-99.289	6.4	3	0.3	1.3

2009 1 3 0416 2.3	L	21.798	-99.689	5.1	2	0.2	1.1
2009 1 3 1245 29.5	L	21.196	-99.346	0.2	2	0.2	1.5
2009 1 5 0156 1.1	L	21.276	-99.252	11.5	2	0.5	1.4
2009 1 5 0215 30.6	L	21.707	-99.425	3.7	2	0.2	1.4
2009 1 9 0134 9.7	L	21.712	-99.445	4	2	0.3	2.4
2009 1 9 1644 37.8	L	21.661	-99.5	2.5	2	0.2	1.1
2009 110 2311 30.6	L	21.385	-99.435	32.3	3	0.3	1
2009 114 1704 48.3	R	19.027	-98.753	30.6	4	0.2	3
2009 118 0536 50.3	R	21.335	-99.777	6.6	2	1.2	1
2009 121 1015 56.1	R	22.256	-100.297	19.2	2	1	2.1
2009 125 0439 25.3	L	21.159	-99.439	6.2	2	0.9	1.3
2009 127 0026 17.5	L	22.112	-99.491	4.5	2	0.4	1.7
2009 127 0637 57.0	R	22.349	-100.267	23.9	3	1.2	2
2009 128 1227 56.2	R	22.145	-99.503	4.1	2	0.3	1.8
2009 129 1549 2.0	R	22.461	-99.466	0.1	2	0.2	2.9
2009 129 1618 3.7	R	22.544	-99.677	4.8	2	0.3	2.1
2009 131 2155 54.1	L	21.477	-99.345	10.1	2	0.2	2
2009 2 8 1822 30.7	R	22.474	-99.581	9.8	2	0.3	2.3
2009 215 0249 51.5	Ll	21.328	-99.276	4.9	2	0.3	2.3
2009 216 1049 54.7	L	22.057	-99.675	5	2	0.4	1.7
2009 216 1956 25.1	R	21.991	-99.525	5.1	2	0.3	2.3
2009 223 2013 28.4	L	21.181	-99.209	3.1	2	0.4	1
2009 224 1023 3.9	L	21.719	-99.522	5	2	0.2	1
2009 224 1039 29.9	R	21.972	-99.652	30.8	2	0.2	2.3
2009 224 1609 28.7	L	21.289	-99.206	1.7	2	0.2	2.4
2009 224 1615 41.3	L	21.2	-99.153	0.1	2	0.2	1.1
2009 3 1 0647 55.5	L	21.653	-99.393	30.7	2	0.5	2.3
2009 3 2 0136 50.4	Ly	21.252	-99.271	9.5	2	0.2	1.4
2009 3 2 0539 26.2	L	21.381	-99.157	48.2	3	1.5	1.7
2009 3 3 1635 29.9	L	21.273	-99.234	7.4	2	0.2	1.3
2009 3 4 1024 6.2	L	21.553	-99.666	5.1	3	1.3	1.2
2009 3 6 1044 40.2	R	22.21	-99.554	5.1	2	0.1	2.1
2009 414 1532 14.3	L	21.194	-99.151	3	2	0.1	1.7
2009 416 0023 19.9	L	21.481	-99.393	28.7	3	1.8	1.9
2009 429 0738 11.8	L	21.107	-99.118	21.7	3	0.7	2.4
2009 5 5 0741 42.4	L	21.632	-99.641	5.5	2	1.1	1.6
2009 5 6 0504 30.3	L	20.724	-98.194	0.1	2	0.7	2.7
2009 518 1744 59.9	L	21.706	-99.647	5.1	2	1.2	3.5
2009 527 2222 52.5	L	22.15	-98.74	5.2	2	1.9	2.4
2009 613 1332 17.9	L	21.272	-99.22	3.2	2	0.4	1
2009 616 2129 24.8	L	21.134	-99.181	64.3	2	1.5	2

2009 7 5 1952 20.3	L	20.981	-98.858	100	2	0.2	2.4
2009 7 8 1907 16.3	L	21.875	-98.946	8.7	2	1.9	2.3
2009 726 1847 24.1	L	21.995	-99.284	5.7	2	0.2	1.7
2009 927 0854 56.6	L	20.929	-98.481	1.8	2	1	2
2009 1022 1509 11.4	L	21.911	-98.926	7.5	2	1.9	1.4
2009 1022 1634 29.7	L	22.055	-98.854	7.1	2	1.8	1.4
2009 1129 1622 45.9	L	22.166	-98.407	20.8	2	1.7	1.8
2010 2 7 1346 9.5	L	21.359	-99.064	5.1	2	1.6	1.5
2010 4 7 1901 27.5	R	20.796	-100.174	6.2	3	1.7	2.1
2010 417 0703 27.7	R	21.278	-99.272	100	2	0.7	3
2010 423 1807 28.5	L	21.155	-99.015	34.1	4	1.1	1.7
2010 428 0335 24.3	R	21.279	-99.263	100	2	0.6	2.5
2010 5 5 2000 4.6	L	21.955	-99.474	7.1	2	0.3	1.7
2010 5 9 1644 48.8	L	21.121	-99.133	40.8	4	0.9	1.5
2010 5 9 2150 51.4	L	21.828	-99.173	5	3	1.6	1.8
2010 520 1649 16.8	R	21.858	-99.393	4.6	2	0.2	1.3
2010 521 1204 30.7	L	21.417	-99.236	9.9	2	1.2	1.2
2010 521 1356 37.3	L	20.983	-98.212	13	2	1.8	2
2010 523 1248 16.1	R	20.641	-100.091	2.8	2	1.9	2.3
2010 526 0138 46.6	L	21.46	-99.04	5.1	2	1.1	1.3
2010 528 2104 50.4	L	21.19	-98.991	32.7	4	1.3	1.3
2010 721 0626 57.3	R	21.813	-99.191	8.8	3	0.9	1.2
2010 725 1130 39.4	L	21.678	-99.292	9.4	3	0.8	1.3
2010 8 2 0556 39.4	L	21.122	-99.223	17.8	3	1.4	1.1
2010 8 2 1456 8.5	L	21.421	-98.887	5.1	2	1.2	1.1
2010 815 0716 20.8	L	21.268	-99.097	10.5	3	1.4	1.8
2010 819 0435 45.3	L	21.157	-99.21	38.3	3	0.9	1.5
2010 819 0554 26.8	L	21.18	-98.919	14.3	3	1.3	2.1
2010 830 2334 32.9	L	21.726	-99.454	5.1	2	0.4	1
2010 9 6 1604 2.0	L	21.404	-99.326	9.7	2	0.5	2.4
2010 9 8 2134 21.7	L	21.189	-99.168	5.9	2	0.4	1
2010 1217 0820 17.6	L	21.23	-99.252	0.1	2	0.3	1.2
2010 1220 1251 8.8	L	21.834	-99.559	5.1	2	0.2	1.3
2010 1223 1821 39.8	L	21.044	-99.1	30.2	3	1.1	1.4
2010 1227 0810 47.1	L	21.099	-99.232	5.1	2	0.2	1.7

Tabla B. 2. Catálogo CM.

Fecha	Latitud	Longitud	Profundidad km	Magnitud	RMS
2008 3 2 0503	21.029	-99.652	5.1	0.7	0.77
2008 924 1748	21.334	-99.256	10	0.5	0.09
2008 925 1739	21.33	-99.285	10	0.8	0.11
2008 926 1321	21.46	-99.523	10	0.8	0.01
2008 926 1708	21.628	-99.313	10	1.1	0.01
2008 926 2330	21.487	-99.326	10	0.3	0.15
2008 927 0508	21.5	-99.33	10	0.3	0.15
2008 927 0652	21.521	-99.312	10	0.3	0.01
2008 927 1745	21.34	-99.293	10	0.4	0.11
2008 927 1914	21.336	-99.279	10	1.5	0.33
2008 927 1948	21.606	-99.354	10	0.7	0
2008 928 0527	21.411	-99.301	10	0.6	0.1
2008 10 3 1518	21.308	-99.362	10	0.5	0
2008 10 5 0828	21.348	-99.288	17.5	0.5	0.2
2008 10 6 1743	21.334	-99.277	10	0.5	0.3
2008 10 7 0333	21.616	-99.352	10	0.8	0
2008 10 9 2204	21.233	-99.276	9.1	0.7	0.12
2008 1013 1451	21.331	-99.295	10	0.7	0.05
2008 1013 1653	21.604	-99.331	10	1	0
2008 1015 1643	21.336	-99.303	10	0.4	0.01
2008 1016 0249	21.337	-99.293	10	0.4	0.08
2008 1018 1948	21.276	-99.269	10	0.4	0
2008 1020 1517	21.34	-99.293	10	0.9	0.1
2008 1022 0702	21.647	-99.372	10	0.7	0
2008 1028 1721	21.298	-99.301	10	0.5	0.4
2008 1118 0106	21.618	-99.302	10	2.1	0.01
2008 12 6 1743	21.2	-99.312	23.6	2.4	1.21
2009 110 1918	21.347	-99.299	10	0.7	0.08
2009 130 1202	21.272	-99.241	10	0.3	0.22
2009 2 1 0231	21.262	-99.267	10	0.9	0.22
2009 213 0326	21.259	-99.253	10	0.7	0.01
2009 222 0631	21.495	-99.289	10	0.1	0.19
2009 228 1000	21.52	-99.366	10	0.1	0.01
2009 228 2009	21.457	-99.26	10	0.4	0.01
2009 3 1 0618	21.485	-99.292	10	0.4	0.01
2009 3 1 1734	21.493	-99.308	10	0.1	0.11
2009 3 4 1655	21.401	-99.136	10	0.6	0
2009 4 1 0812	21.326	-99.275	10	0.2	0.72
2009 412 1315	21.501	-99.329	10	0.5	0.18
2009 429 0738	21.077	-99.067	6.3	3.2	0.55
2009 429 1158	21.311	-99.248	10	0.3	1.16

2009 5 2 0335	21.312	-99.296	10	0.1	0.1
2009 5 3 1337	21.474	-99.327	10	0.3	0.16
2009 5 5 1815	21.407	-99.304	10	0.1	0
2009 5 23 1855	21.632	-99.296	10	0.3	0.01
2009 6 3 0644	21.413	-99.339	10	0.5	0.01
2009 7 17 0509	21.253	-99.232	10	0.8	0.12
2009 9 4 0643	21.235	-99.212	10	0.1	0.01
2009 9 10 0059	21.246	-99.271	10	0.2	0.06
2009 11 1 0546	21.277	-99.244	10	0.1	0.17
2010 3 29 0235	21.481	-99.212	10	0.4	0
2010 3 29 0453	21.468	-99.285	10	0.4	0.1
2010 4 3 2150	21.302	-99.302	10	0.2	0.05
2010 4 3 2201	21.486	-99.296	10	0.3	0.14
2010 4 15 2159	21.414	-99.461	10	0.6	0
2010 4 29 1934	21.295	-99.37	10	0.4	0
2010 5 20 2049	21.171	-99.354	0	0.3	
2010 7 25 0810	21.398	-99.331	10	0.3	1.04
2010 8 1 0539	21.274	-99.255	10	0.1	0.76
2010 8 1 0645	21.308	-99.27	10	0.4	0.1
2010 8 1 0704	21.286	-99.243	10	0.9	0.02
2010 8 1 0716	21.224	-99.301	10	0.8	
2010 8 1 0832	21.301	-99.224	10	0.7	0.07
2010 8 1 0845	21.381	-99.297	0	0.1	0.1
2010 8 1 1052	21.213	-99.283	2.8	1.2	0.97
2010 8 1 1107	21.328	-99.284	10	0.9	0.11
2010 8 1 1116	21.266	-99.276	6.6	0.8	0.05
2010 8 1 1121	21.39	-99.295	10	1.1	0.01
2010 8 1 1154	21.412	-99.307	10	0.8	0
2010 8 1 2005	21.5	-99.324	10	0.1	0.15
2010 8 2 0322	21.345	-99.277	10	1.2	0.16
2010 8 2 0526	21.266	-99.271	10	1.2	0.16
2010 8 2 0652	21.256	-99.275	10	0.1	0.12
2010 8 2 1348	21.326	-99.282	10	0.6	0.13
2010 8 2 1410	21.309	-99.267	10	1.1	0.06
2010 8 2 1649	21.336	-99.295	10	0.9	0.28
2010 8 2 1820	21.314	-99.272	10	0.4	0.25
2010 8 2 1846	21.359	-99.201	10	1.7	0.01
2010 9 6 0829	21.348	-99.296	10	0.5	0.01
2010 9 7 1103	21.412	-99.345	10	0.5	0.13
2010 9 8 2134	21.189	-99.168	5.9	1.3	0.41
2010 9 9 1006	21.674	-99.388	0	2.3	0.46
2010 9 9 1945	21.217	-99.218	0	1.9	0.3
2010 9 10 1609	21.379	-99.338	10	0.6	0.17
2010 9 11 1640	21.335	-99.301	10	0.5	0.01

2010 915 1228	21.316	-99.275	10	0.4	0
2010 915 1708	21.328	-99.288	10	0.4	0.01
2010 918 2113	21.559	-99.309	10	0.8	0
2010 921 0002	21.354	-99.286	10	0.1	0.02
2010 926 0156	21.642	-99.426	10	2	0.02
2010 926 0423	21.491	-99.326	10	0.4	0.19
2010 929 1558	21.305	-99.322	10	1.1	0.01
2010 12 8 1328	21.441	-99.353	10	0.2	0.02
2010 1218 0844	21.343	-99.266	10	0.2	0.13

Anexo C. Análisis espectral

Para poder calcular la caída de esfuerzo de algunos sismos, se realizó un análisis espectral. Para lo cual se recurrió a leer la frecuencia de esquina (f_0) y el desplazamiento máximo del espectro directamente en Seisan mediante la función Spec en el modo de traza sencilla (Figura C.1)

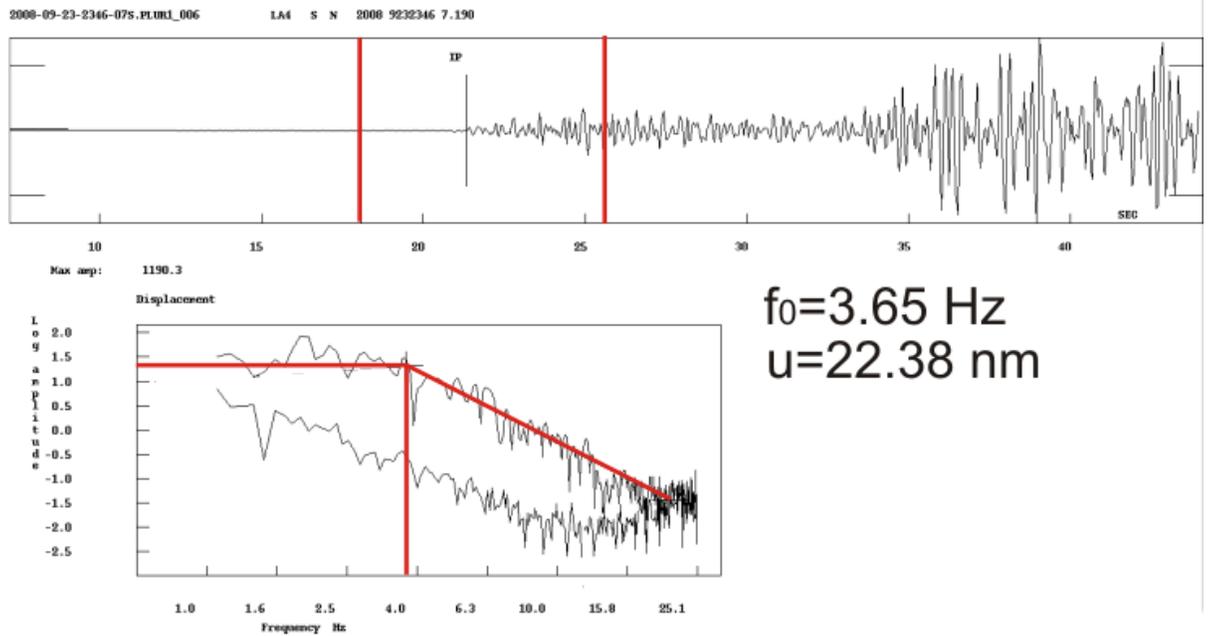


Figura C. 1 En el panel superior se muestra la forma de onda del sismo del 23/09/2009 con la ventana de tiempo seleccionada para calcular el espectro de desplazamiento, en este caso se decidió utilizar la fase de onda P. En el panel inferior se muestra el espectro de desplazamiento, así como la frecuencia de esquina y el desplazamiento máximo, el espectro inferior corresponde al espectro de ruido.

Se elaboró un programa en Matlab (Figura C.2) para resolver las siguientes ecuaciones:

$$G = \frac{1}{r}$$

$$M_0 = \frac{u * 4\pi * \rho * v_p^3}{0.6 * 2G}$$

$$a = \frac{0.32 * v_p}{f_0}$$

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} * M_0 * \frac{1}{a^3} * 10^{-14}$$

$$M_w = \frac{\log_{10} * M_0}{1.5} - 6.07$$

Dónde:

G=Expansión geométrica

u= Desplazamiento máximo del espectro

r= Distancia hipocentral

ρ = Densidad

a= Radio de la fuente

f_0 = Frecuencias de esquina

v_p = Velocidad de onda P

Anexo D. Discusión del comportamiento de los errores en distancia

La técnica de localización monoestación arroja soluciones con un error considerable, tanto en las componentes horizontales (Latitud y Longitud) como en la componente vertical (profundidad del hipocentro). Sin embargo, acorde a los ejercicios de calibración realizados en este trabajo las soluciones son aceptables, ya que al compararlas con las reportadas por otras redes y ubicarse cercanas a ellas, refleja que el método aunque limitado, ofrece una estimación epicentral coherente. Es importante tener en cuenta que por parte del SSN no se reporta ningún valor de error, mientras que las soluciones de NEIC tienen un error aproximado de entre 5 y 10 km.

A continuación se realiza un desglose del comportamiento de los errores de acuerdo a los criterios de depuración establecidos (ver capítulo II, página 52).

En el catálogo **CSD** se presenta la mayor incertidumbre en las localizaciones, por lo tanto este catálogo sólo puede ser usado con precaución en el análisis temporal de la sismicidad. Un análisis temporal no depende directamente de la localización de los eventos, pero ofrece el nivel de la tasa de sismicidad presente en un área determinada. Con respecto a la magnitud de los errores en distancia, este llega a tener valores de 900 km. Se presentó una gran cantidad de eventos con un $\text{error}_{\text{RMS}}=0$, lo cual no es físicamente posible, esto se refleja en que la mayoría de los eventos con este valor tienen un error vertical (hipocentral) igual a 0 km. Por lo que depurando los valores de $\text{error}_{\text{RMS}}$ iguales a 0 se eliminan soluciones que no reflejen una localización física posible. En cuanto a los errores en las componentes horizontales se observan valores de entre 2 y 10 km para la gran mayoría, pero también se presentan valores de error de más de 200 km.

En el catálogo **CDE** se depuraron 1724 eventos con un valor de $\text{error}_{\text{RMS}}=0$ lo que implica una disminución en la incertidumbre de los valores de error en km. En general para este catálogo los valores de error en distancia son grandes. El principal problema en este catálogo se encuentra en los eventos que tienen un valor puntual de 10 y 0 km de profundidad hipocentral, ya que son valores de inicio en el algoritmo de localización. Con valores de 0 km de profundidad, el error en km adquiere valores de centenas de kilómetros en la componente vertical, mientras que con el valor inicial de 10 km de profundidad el error en la componente vertical es de 0 km y en las componentes horizontales de centenas de kilómetros.

En el catálogo **CDEP** se depuraron 99 eventos con una profundidad de 0 km y 1311 eventos con profundidad de 10 km. En general en este catálogo los valores de error en las tres componentes sigue siendo grande y los valores más grandes en los errores en kilómetros se relacionan al número de estaciones utilizadas en la localización de los eventos. Los valores más bajos de error están entre los 2 y 5 kilómetros mientras que los más grandes superan los 20 kilómetros.

Se decidió reportar y analizar la sismicidad con base en el $error_{RMS}$, esto se fundamenta en que los valores de error en kilómetros están altamente condicionados por la cantidad de estaciones utilizadas y pueden no reflejar un error verdadero. Esto se pudo observar con ciertos valores que se tienen controlados, por ejemplo, las profundidades de arranque en el algoritmo de localización. Si bien es cierto que estos errores son sumamente altos, la similitud de los epicentros de algunos sismos reportados por otras redes y las obtenidas por la metodología monoestación permitió observar el buen funcionamiento de esta metodología.