



BUAP

BENEMÉRITA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE PUEBLA

Facultad de Ingeniería

Secretaría de Investigación Estudios de Posgrado

**Espectros transparentes de aceleración en roca para
Ciudad Serdán, Puebla.**

TESIS

Que para obtener el grado de

MAESTRO EN INGENIERÍA

CON OPCIÓN TERMINAL EN ESTRUCTURAS

Presenta:

Ing. Irvinne Uziel López Ramírez

Directora de tesis:

M.I. Ana Elena Posada Sánchez

Codirector de tesis:

M.I. Marcos Alfredo León Porquillo

Puebla, Pue.

Mayo 2025



Oficio No. SIEP/0778/2024

C. Irvinne Uziel López Ramírez

Matrícula 223470003

Alumno de la Maestría en Ingeniería
con opción terminal en Estructuras, 11ª. gen.
Facultad de Ingeniería, BUAP.
Presente

Por medio del presente, el suscrito M.I. Angel Cecilio Guerrero Zamora, Director de la Facultad de Ingeniería, de acuerdo a su solicitud de aprobación de Tema de Tesis, le autoriza desarrollar el tema titulado: **Espectros transparentes de aceleración en roca para Ciudad Serdán, Puebla.** Para obtener el grado de Maestro en Ingeniería con opción terminal en Estructuras. Asignándose como Director de tesis a la M.I. Ana Elena Posada Sánchez y Codirector M.I. Marcos Alfredo León Porquillo.

Sin otro particular de momento, reciba un cordial saludo.

Atentamente

"Pensar bien, para vivir mejor"

H. Puebla de Zaragoza, 25 de abril de 2024

M.I. Angel Cecilio Guerrero Zamora
Director



C.c.p. M.I. Ana Elena Posada Sánchez y M.I. Marcos Alfredo León Porquillo, Director y Codirector del tema de tesis.

C.c.p. Archivo
AEPS/JPHT/sco*

Facultad
de Ingeniería

Bvd. Valsequillo y Av. San Claudio
s/n, edif. ING - 4, Col. San Manuel,
Ciudad Universitaria,
Puebla, Pue. C.P. 72570
222 229 55 00 Ext. 7610



BUAP

Oficio No. SIEP/093/2025

Asunto: Carta de autorización de Impresión de Trabajo de Tesis.

Mtro. Alfredo Avendaño Arenaza
Director General de Bibliotecas
Presente

Por este medio me permito saludarle y, al mismo tiempo, me dirijo a usted para informarle que la tesis con título "Espectros transparentes de aceleración en roca para Ciudad Serdán, Puebla", ha sido avalada bajo los preceptos de integridad académica; por tanto, se autoriza la impresión de tesis del alumno:

Nombre del alumno: Irvinne Uziel López Ramírez
Matrícula: 223470003
Facultad de Ingeniería
Maestría en Ingeniería con Opción Terminal en Estructuras

Sin más por el momento, agradezco la atención al presente.

Atentamente
"Pensar bien, para vivir mejor"
H. Puebla de Z., a 12 de mayo de 2025

Mtro. José María Álvarez Alarcón
Secretario de Investigación y Estudios



Ana Elena Posada Sánchez
M.I. Ana Elena Posada Sánchez
Directora del Trabajo de Tesis

Facultad
de Ingeniería

Bld. Valsequillo y Av. San Claudio
s/n, edif. ING-4, Col. San Manuel,
Ciudad Universitaria,
Puebla, Pue. C.P. 72570
01 (222) 229 55 00 Ext. 7610

Dedicatorias

A Dios, ingeniero del cosmos, por infundirme la fuerza, el saber y abrir las sendas que me llevaron a coronar este trascendental episodio en el periplo de mi formación académica.

A mis padres, faros de luz en mi sendero, cuyos abrazos guardan secretos de amor y fortaleza. Por los sacrificios vertidos en el río del tiempo, por ser guías sabios en el laberinto de la vida.

A mi hermano, cómplice fiel en la danza de la vida, por los tesoros compartidos que han tejido lazos indelebles en nuestro ser.

A mis seres queridos, familiares y amigos, quienes han animado mis pasos con sus palabras.

Agradecimientos

El trayecto de todo profesionista tiene la dicha de cruzar caminos con personas que instruyen, guían y motivan; de esta manera otorgo agradecimientos especiales a quienes participaron e hicieron posible la realización de este trabajo.

A la maestra Ana Elena Posada Sánchez por compartirme un poco de su vasta experiencia y por extender su mano adoptándome como su asesorado.

Al maestro Marcos Alfredo León Porquillo por brindarme su punto de vista técnico en la ingeniería estructural.

Al doctor José Camargo Pérez por aclarar las dudas suscitadas durante el proceso de cálculo.

Al doctor Juan Pablo Hidalgo Toxqui por dirigirme hacia los profesionistas perfectos a mi situación e instar la realización de este trabajo.

Índice

Dedicatorias	IV
Agradecimientos.....	V
Índice	VI
Resumen.....	IX
Abstract.....	IX
INTRODUCCIÓN.....	X
1. MARCO GEOLÓGICO DE CIUDAD SERDÁN	12
1.1 Origen de los Sismos.....	12
1.2 Tectónica en la República Mexicana	14
1.3 Tipos de sismos en México	16
1.3.1 Sismos de Subducción.....	16
1.3.2 Sismos Corticales	17
1.3.3 Sismos de Interplaca.....	17
1.3.4 Sismos de Intraplaca.....	17
1.4 Geología Local	18
1.5 Edafología Local	19
1.6 Geomorfología local.....	19
1.7 Fallas y fracturas locales	24
1.8 Sismicidad Local.....	25
1.8.1 Regionalización sísmica de acuerdo con CFE.....	25
2. REGISTROS SÍSMICOS PARA INGENIERÍA ESTRUCTURAL	28
2.1 Instrumentación de medición	28
2.1.1 Sismógrafos.....	28
2.1.2 Acelerógrafos	29
2.2 Registros sísmicos.....	31

2.2.1 Sismos trasladados	32
2.3 Tratamiento de señales	32
2.3.1 DEGTRA.....	33
2.3.2 Corrección de línea base	33
2.3.3 Filtrado de señales.....	34
2.4 Intensidad de Arias.....	35
2.5 Espectros de Fourier.....	36
2.5.1 Transformada de Fourier	36
2.5.2 Magnitud y fase.....	37
2.5.3 Transformada Inversa de Fourier	38
2.6 Funciones de transferencia.....	39
2.7 Espectros de Respuesta	40
3. REGISTROS SÍSMICOS DE CIUDAD SERDÁN Y DE C.U. UNAM.....	42
3.1 Registros sísmicos de la RAII-UNAM	42
3.2 Estación Acelerográfica en Ciudad Serdán.....	42
3.3 Sismos representativos en Ciudad Serdán.....	43
3.4 Selección de la estación en Ciudad de México	46
3.5 Selección de registros de la estación CSER y CUPS	47
3.6 Sismos a trasladar de la estación CUP5 a la estación CSER.....	50
3.7 Acelerogramas de la estación CSER	51
3.7 Acelerogramas de la estación CUP5	56
3.8 Ajuste del intervalo de muestreo.....	60
3.9 Ajuste del número de puntos.....	62
3.9.1 Recorte del número de puntos.....	62
4. RESULTADOS OBTENIDOS	65
4.1 Espectros de Fourier para creación de FT	65
4.2 Cálculo de las Funciones de Transferencia.....	65

4.3 Generación de Envolventes.....	75
4.4 Espectros de Fourier Traslados	75
4.5 Acelerogramas trasladados.....	86
5. ESPECTROS PROPUESTOS	90
5.1 Espectros de respuesta de subducción.....	90
5.2 Espectros de respuesta de intraplaca	90
5.3 Espectros transparentes de diseño propuestos.....	90
5.4 Espectros del PRODISIS.....	95
5.5 Comparativa de espectros propuestos y del PRODISIS.....	100
Conclusiones	104
Recomendaciones	105
Bibliografía	106

Resumen

El sismo del 28 de agosto de 1973, cuyo epicentro se localizó cerca de la ciudad de Orizaba, Veracruz, ocasionó alrededor de 500 muertes y severos daños en Ciudad Serdán. Fue hasta después del sismo del 19 de septiembre de 1985 que se instaló una estación de monitoreo sísmico en la Ciudad Serdán (estación CSER), esta registró eventos sísmicos comprendidos entre el 15 de Julio de 1987 y el 20 de marzo de 2012, después fue retirada. En este trabajo se identificaron los acelerogramas de los sismos más intensos de la estación CSER y se buscaron estos mismos en una estación de monitoreo que coincidiera en sus registros con estos mismos eventos y que estuviese instalada en las mismas condiciones de suelo que la estación de Ciudad Serdán. En el dominio de la frecuencia se realizaron dos funciones de transferencia con los registros catalogados, una para sismos de subducción y otro para sismos de intraplaca; estas sirvieron como una herramienta para trasladar eventos importantes de los que no tenía registro la estación CSER. Al Final, con los eventos existentes y los trasladados se crearon espectros de respuesta y se compararon con los que calcula el software PRODISIS de la Comisión Federal de Electricidad (CFE).

Abstract

The earthquake of 28 August 1973, whose epicenter was located near the city of Orizaba, Veracruz, caused around 500 deaths and severe damage in Ciudad Serdán. It was not until after the earthquake of 19 September 1985 that a seismic monitoring station was installed in Ciudad Serdán (CSER station), which recorded seismic events between 15 July 1987 and 20 March 2012 but was subsequently removed. In this study, the accelerograms of the most intense earthquakes at the CSER station were identified and the same data were searched for at a monitoring station that had records matching these same events and was installed in the same soil conditions as the Ciudad Serdán station. In the frequency domain, two transfer functions were performed with the catalogued records, one for subduction earthquakes and the other for intraplate earthquakes; these served as a tool to transfer important events that were not recorded by the CSER station. Finally, response spectra were created using the existing and transferred events and compared with those calculated by the software PRODISIS of the “Comisión Federal de Electricidad (CFE)”,

INTRODUCCIÓN

A lo largo del tiempo han suscitado millones de sismos en la Tierra, los cuales son provocados por la interacción dinámica de las placas tectónicas; esta interacción libera energía y es propagada a través de las capas de la Tierra hacia la superficie terrestre mediante diferentes tipos de ondas, lo que a su vez provoca movimientos y vibraciones que afectan a las construcciones. Muchos de los desastres causados por la gran liberación de energía han pasado a la historia de la humanidad, como los sismos acontecidos en México CDMX (1985 y 2017) y Japón (1995 y 2011) han dejado huellas de devastación física en su infraestructura y geografía, afectando a la población de manera económica y emocional.

Ciudad Serdán es una localidad poblana perteneciente al municipio de Chalchicomula de Sesma, su historia se ha visto afectada por eventos sísmicos importantes. El más representativo en la región fue un sismo de intraplaca, aconteció el 28 de agosto de 1973, cuyo epicentro se localizó cerca de la ciudad de Orizaba, Veracruz y ocasionó alrededor de 500 muertes y severos daños en Ciudad Serdán. Fue consecuencia del sismo de CDMX en 1985 que se instala en Ciudad Serdán la estación sísmica CSER, durante su existencia logró registrar sismos comprendidos entre el 15 de Julio de 1987 y el 20 de marzo de 2012, después de esas fechas fue retirada.

De los sismos intensos que se logró registrar la estación CSER destaca el sismo del 15 de junio de 1999 conocido como Sismo de Tehuacán. Su epicentro fue en los límites de Puebla-Oaxaca. El evento produjo aceleraciones cercanas a 200 cm/s^2 . Ocasionó daños significativos en un amplio número de estructuras, en especial a iglesias. Además, el desastre causó la destrucción o daños graves en numerosas viviendas, escuelas, centros de salud y edificios públicos, siendo las casas de adobe las más afectadas.

La inexistencia de un reglamento de construcción no había sido problema hasta hace algunos años en los cuales el municipio de Chalchicomula de Sesma ha presentado un desarrollo considerable en su infraestructura. En Ciudad Serdán y cercanías se han asentado industrias y grupos comerciales como Altech, Cantabria, Elektra, Coppel, Oxxo y Soriana; además se han establecido sedes de universidades como la UGM el TECNM y la BUAP. Esto ha provocado una migración de familias en busca de oportunidades de trabajo y de desarrollo social. Todo esta migración ha conllevado a que aumente la construcción de viviendas y de

los primeros edificios residenciales y hoteleros. Es en este punto que surgen las interrogantes: todos estos proyectos ¿están siendo calculados y revisados de manera adecuada por ingenieros estructuristas? y ¿qué criterios están siendo considerados para el análisis sísmico?

El presente trabajo se enfoca en la obtención de espectros de respuesta en roca empleando sismos con aceleraciones pico mayores a 10 cm/s^2 que se tienen registrados en la estación CSER y sismos trasladados de la estación CUP5 en el Patio 5 de la UNAM. El criterio empleado para elegir la estación CUP5 radica en que es la estación que coincide con más registros en común con la estación CSER y que a su vez está situada en condiciones similares de suelo, que en este caso es roca. Para trasladar los sismos es fundamental la creación de funciones de transferencia, una para sismos con origen en la zona de subducción y otra de sismos de intraplaca. La función de transferencia es definida como el cociente de las ordenadas en el dominio de la frecuencia de la estación CSER entre la estación CUP5. La importancia de trabajar en el dominio de la frecuencia y no en el dominio del tiempo radica en que las operaciones a realizar se simplifican bastante.

Los sismos trasladados y los ya registrados son convertidos de regreso a ordenadas en el dominio del tiempo empleando la transformada inversa de Fourier. Las ordenadas son procesadas para obtener espectros de respuesta de cada evento, clasificándolos en grupos de acuerdo con su procedencia. Las familias de espectros de respuesta son empleadas para definir los espectros de diseño transparente empleando las ecuaciones establecidas por la CFE en el *Manual de Diseño de Obras Civiles: Diseño por Sismo del 2015*.

Se cuenta con el software PRODISIS de la CFE que funge como herramienta para comparar las ordenadas espectrales obtenidas por el procedimiento realizado en este trabajo y el que se emplea para realizar análisis sísmico en estructuras del sector energético en la República Mexicana.

1. MARCO GEOLÓGICO DE CIUDAD SERDÁN

1.1 Origen de los Sismos

Los sismos son fenómenos geológicos que ocurren como resultado de la liberación repentina de energía acumulada en la corteza terrestre. Este proceso se origina en primera instancia por la actividad tectónica en las placas litosféricas que componen la superficie de la Tierra. La corteza terrestre está dividida en varias placas que se mueven lento sobre el manto terrestre, en un proceso conocido como deriva continental.

El movimiento de las placas tectónicas es ocasionado por la actividad del manto terrestre, que es la capa semilíquida que se encuentra debajo de la corteza terrestre. Esta actividad se debe por la convección del material rocoso en el manto, causada por el calor interno del planeta.

La energía térmica generada por el núcleo de la Tierra calienta el material del manto, haciendo que se expanda y ascienda hacia la superficie. A medida que el material caliente asciende, se enfría y se vuelve más denso, lo que provoca que vuelva a descender hacia el núcleo. Este ciclo de ascenso y descenso del material del manto crea corrientes de convección que impulsan el movimiento de las placas tectónicas sobre la superficie de la Tierra. Este ciclo se ilustra en la Figura 1.

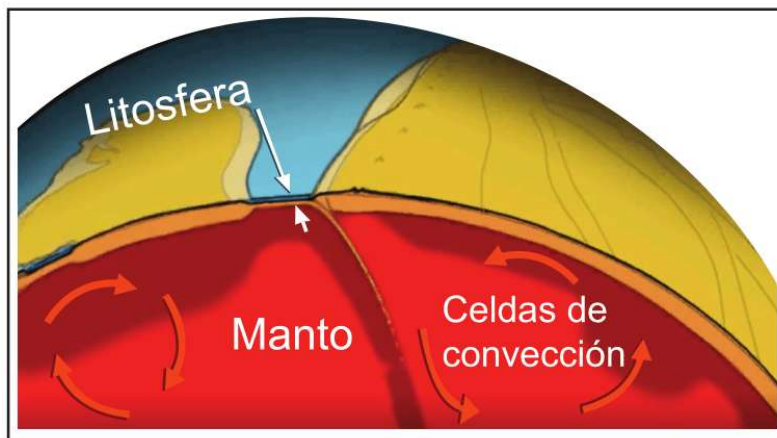


Figura 1. Sección transversal de la Tierra, donde se muestra la litósfera (roca sólida) y el manto (magma semilíquido). En el manto, la gran variación de la temperatura con la profundidad causa el flujo del magma, generando las celdas de convección. Fuente: (Gonzales-Huizar, 2019)

Cuando las placas colisionan o se separan entre sí pueden generar tres tipos de bordes o límites entre ellas, siendo el límite divergente, límite convergente y el límite transformante. En los límites de placas divergentes, las placas se separan y se crea nuevo material de la corteza terrestre a medida que el magma se eleva desde el manto hacia la superficie. En los límites de placas convergentes, las placas se mueven una hacia la otra y una de ellas se subduce debajo de la otra, creando zonas de actividad sísmica y volcánica. En los límites de placas transformantes, las placas se mueven de manera horizontal una al lado de la otra, lo que puede generar sismos a lo largo de fallas.

Los sismos pueden ocurrir en diferentes tipos de límites entre placas tectónicas. Por ejemplo, en los límites de placas convergentes, donde una placa se sumerge debajo de otra en un proceso llamado subducción, se pueden generar sismos debido a la fricción entre las placas y la liberación de energía acumulada en la zona de contacto. En los límites de placas divergentes, donde las placas se separan, la actividad sísmica puede estar asociada con la formación de nuevas crestas oceánicas y la liberación de magma desde el manto hacia la superficie. Algunos ejemplos de los límites que se pueden presentar entre las placas están representados en la Figura 2.

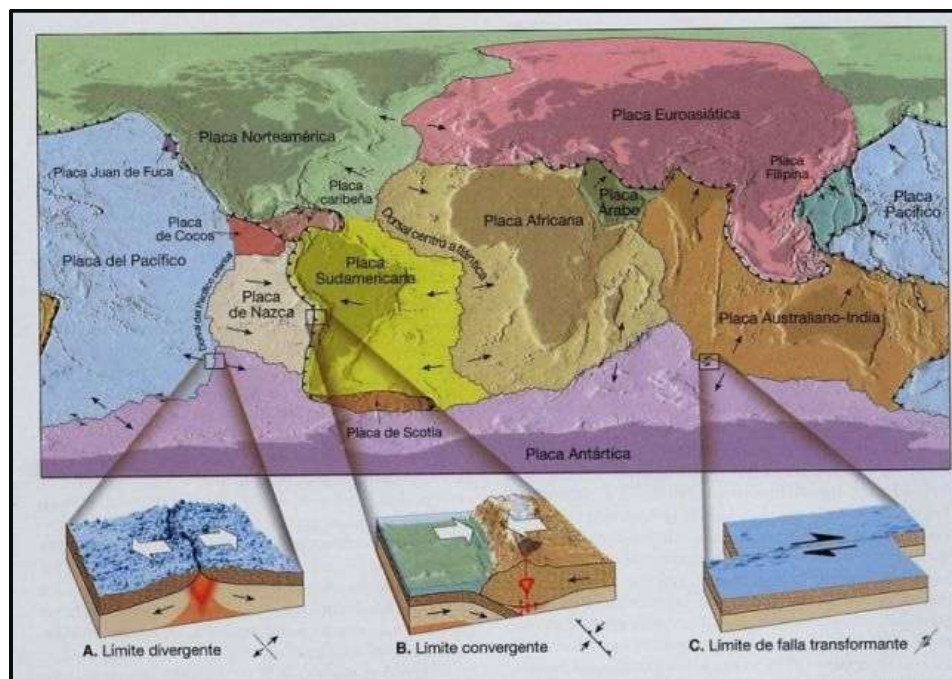


Figura 2. Placas tectónicas y límites entre ellas (Hamilton, 2015).

Además de los límites de placas, los sismos también pueden ocurrir en zonas de fallas, las cuales son planos de fractura o discontinuidades en un volumen de roca. Las fallas pueden ubicarse en los límites de las placas o entre ellas (intraplaca). Por su movimiento relativo pueden clasificarse en cuatro:

- La falla normal ocurre cuando la corteza terrestre se estira y se rompe, la pared colgante, o el bloque que está por encima del plano de la falla, se desplaza hacia abajo en relación con la pared inferior, o el bloque que está por debajo del plano de la falla.
- La falla inversa se crea cuando la compresión hace que las rocas se deslicen de forma horizontal unas sobre otras; la pared colgante se desplaza hacia arriba y sobre la pared inferior.
- La falla transversal se produce cuando dos bloques de roca se desplazan entre sí.
- La falla oblicua se puede explicar como una combinación de la falla normal y la falla transversal, es decir por esfuerzos de tensión y de corte entre los bloques.

Otros factores, como la actividad volcánica, la actividad humana (como la extracción de petróleo y gas o la construcción de represas), e incluso las explosiones atómicas, pueden desencadenar sismos en ciertas circunstancias.

1.2 Tectónica en la República Mexicana

De acuerdo con el Servicio Geológico Mexicano (2017) la República Mexicana se ubica sobre cinco placas litosféricas, las cuales están marcadas por trincheras, centros de expansión y fallas transformantes. La mayor porción del territorio continental pertenece a la placa Norteamericana, mientras que la península de Baja California forma parte de la placa del Pacífico. En el litoral del Pacífico se encuentra la microplaca de Rivera, la placa de Cocos y la del Caribe.

La placa Norteamericana, que incluye gran parte del territorio mexicano, abarca también parte del océano Atlántico y una porción de Asia. La placa del Pacífico comprende la península de Baja California, el oeste de California y el Océano Pacífico. Por su parte, la placa del Caribe se extiende por el sur de Chiapas, las islas caribeñas y los países de Centroamérica. Las otras dos placas, Cocos y Rivera, son oceánicas y se localizan en el océano Pacífico.

La península de Baja California y el sur de California, que se encuentran sobre la placa del Pacífico, se están desplazando hacia el noroeste con respecto a la placa Norteamericana a través de una serie de fallas transformantes, como la famosa falla de San Andrés. Este movimiento gradual está separando esta región del resto del país, a una velocidad de 3.5 cm por año, lo que podría convertirla en una isla en unos 10 millones de años. Las fallas oceánicas permiten también la salida del magma, lo que conduce a la expansión del fondo oceánico.

En la zona costera que abarca Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas, las placas Cocos y Rivera se desplazan hacia el noreste de México, lo que provoca que una parte de estas placas se sumerja bajo la región que se encuentra sobre la placa norteamericana, un fenómeno conocido como subducción. Esto ha dado lugar a grandes terremotos a lo largo de la historia, aunque no se puede determinar con certeza si fueron causados por el movimiento de la placa Rivera o Cocos.

Como se muestra en la Figura 3, la placa de Cocos se forma en la cordillera del Pacífico Oriental y se extiende desde la zona de fracturas de Rivera hasta el sistema de cordilleras de Galápagos. Esta placa se consume en la Trinchera Mesoamericana o Trinchera de Acapulco, que se extiende desde Nayarit hasta la frontera sur de Costa Rica. Al sureste de la Dorsal de Tehuantepec se encuentra un punto triple donde un sistema de fallas separa la placa Norteamérica de la Caribe, y donde la placa Cocos comienza a ser subducida bajo esta última. Esta situación representa un riesgo sísmico significativo para gran parte del centro y sur de México. La Península de Yucatán se desplaza en sentido de las manecillas del reloj, mientras que el Cinturón Volcánico Transmexicano sigue activo en términos de actividad volcánica.

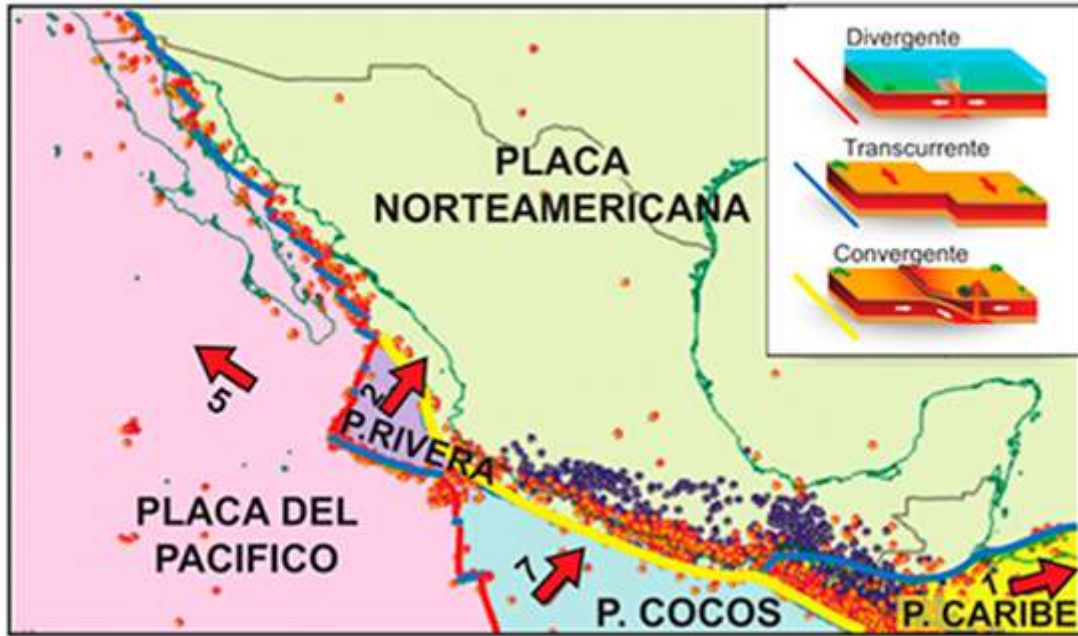


Figura 3. Mapa de las placas tectónicas que interactúan en México. Las flechas rojas representan la dirección de movimiento de cada placa con respecto a la placa de Norteamérica, y el número cerca de la flecha representa su velocidad en cm/año. Los colores de las fronteras entre placas corresponden al tipo de frontera (divergente, convergente o transcurrente) de acuerdo con los modelos en la esquina superior derecha. Los puntos representan epicentros de sismos. Fuente: (Gonzales-Huizar, 2019)

1.3 Tipos de sismos en México

1.3.1 Sismos de Subducción

Los sismos de subducción se originan debido al deslizamiento entre la placa Norteamericana y las placas oceánicas (Cocos y Rivera). La longitud de ruptura debido al rozamiento entre estas placas oscila entre 50 y 200 km. Las placas oceánicas se deforman al penetrar en el manto terrestre por debajo de regiones como Jalisco y Colima. La placa de Rivera desciende con un ángulo mayor de 45° debajo de Michoacán y Guerrero. La placa de Cocos se desplaza de manera horizontal antes de volver a descender a un ángulo mayor debajo de Oaxaca; por otro lado, bajo Chiapas, esta misma placa se sumerge con un ángulo superior a los 45°.

Los sismos representativos originados por el proceso de subducción incluyen el ocurrido el 3 de junio de 1932, en las costas de Jalisco, con una magnitud de 8.2 y una longitud de ruptura de 280 km. Otro acontecimiento sísmico importante fue el ocurrido en Michoacán el 19 de

septiembre de 1985, reportado con una magnitud de 8.1 y una ruptura que afectó 180 km de la costa del estado de Michoacán; a pesar de que su epicentro se ubicaba a 200 km de la ciudad de México, fue en esta área donde se produjo el mayor daño. El sismo de Colima-Jalisco en octubre de 1995 generó un maremoto con olas que alcanzaron más de 5 metros de altura en algunos lugares. Además, en esta franja de subducción se encuentra una región donde no hay evidencia de grandes sismos durante este siglo, ubicada en la costa Grande de Guerrero. Esta zona se conoce como brecha sísmica debido a la falta de ocurrencia de grandes sismos y porque aún no se ha liberado energía en esta área, a diferencia de otras regiones del Pacífico.

1.3.2 Sismos Corticales

Los sismos corticales son movimientos superficiales dentro de la placa Norteamericana, no superan los 35 km de profundidad. Son menos intensos que los sismos de subducción y ocurren a lo largo del Eje Volcánico Mexicano. El sismo de Acambay en 1912, con magnitud 7, causó daños en Acambay, Tixmadejé y Ciudad de México. En 1920, el sismo de Jalapa, con magnitud 6.4, provocó graves daños en la ciudad de Jalapa.

1.3.3 Sismos de Interplaca

Los sismos interplaca ocurren entre las placas de Norteamérica y Pacífico a lo largo de las fallas del Cerro Prieto hasta el Imperial al norte de Baja California. Estos sismos, que suelen tener magnitudes de hasta 7, son superficiales y han causado graves daños en poblaciones cercanas en eventos como los de 1915 y 1934. Ciudades como Tijuana, Tecate y Mexicali, situadas en la frontera entre placas, enfrentan riesgos similares a las de Los Ángeles y San Francisco debido a la conexión de las fallas de Baja California con el sistema de San Andrés. Los sismos interplaca son más frecuentes que los de intraplaca, pero igual de importantes ya que afectan a todo el territorio nacional. En el pasado los registros se limitaban a la zona de subducción en el sur de la República, pero con el tiempo se han registrado sismos corticales en regiones asísmicas.

1.3.4 Sismos de Intraplaca

Los sismos de intraplaca son aquellos que ocurren dentro de una placa tectónica, lejos de los límites entre placas. Su origen se debe a la acumulación de tensiones internas generadas por

deformaciones locales, fracturas o antiguas zonas de debilidad en la litosfera. Aunque son menos frecuentes que los sismos de interplaca pueden ser igual de devastadores debido a su carácter superficial, lo que amplifica los daños en áreas locales. Un ejemplo destacable es el acontecido entre los estados de Puebla-Morelos el 19 de septiembre de 2017, sismo de fallamiento normal que ocurrió debajo de la placa de Norteamérica con una magnitud de 7.1.

1.4 Geología Local

Conforme al Atlas de Riesgos del Municipio de Chalchicomula de Sesma (2011), la geología del municipio corresponde al Periodo Cuaternario, donde los flujos de lava basáltica Q(Igeb) cubren alrededor del 25.3% del área municipal (92.37 km²); los depósitos aluviales Q(s) ocupan el 27.7% del territorio (101 km²); las formaciones rocosas volcánicas del Terciario Ts(Igei) abarcan el 43% del área de estudio (156.88 km²) y en menor medida, las rocas marinas del Cretácico Ki(cz) cubren el 4% del municipio (14.6 km²). Al sureste del municipio afloran formaciones de caliza mezcladas con lutita del cretácico superior Ks(cz-lu), representando menos del 0.03% del área municipal.

Distribuidos por toda la superficie municipal, se encuentran los depósitos aluviales cuaternarios Q(s), que llenan los valles fluviales y forman llanuras, con espesores que varían desde unos pocos centímetros hasta 200 o 300 metros. Estos depósitos están compuestos por partículas de arcilla, limo, arena y grava, que tienen formas que van desde subangulares hasta muy redondeadas. La procedencia de estos fragmentos es diversa e incluye materiales como cuarzo, feldespatos, micas, arcillas y fragmentos de las rocas circundantes. Los restos de origen volcánico son frecuentes, en especial en la parte central y norte del municipio. Estos depósitos se superponen sobre la mayoría de las unidades preexistentes y, en ocasiones, se encuentran por debajo de flujos de lava basáltica muy recientes.

En relación con la cabecera municipal, al noroeste, sureste y suroeste, prevalece la presencia de roca ígnea extrusiva intermedia del Terciario superior Ts (Igei), que constituye la mayor parte de las formaciones volcánicas y se encuentra expuesta en esa parte del territorio municipal; al noroeste y sur se encuentran los depósitos aluviales del cuaternario (Qs). Hacia el norte y sur, predominan los flujos de lava basáltica del cuaternario Q (Igeb), que conforman numerosos conos volcánicos, depósitos de ceniza fina y escoria poco consolidada, y en algunas áreas están estratificados. En las zonas limítrofes con los municipios de Quecholac

y Palmar de Bravo, se encuentran depósitos de caliza del cretácico inferior Ki (cz) y del cretácico superior combinadas con lutitas Ks (cz-lu). La geología del municipio de Chalchicomula de Sesma se aprecia más adelante en la Figura 4.

1.5 Edafología Local

Como se observa en la Figura 5, los regosoles, que constituyen el 94.83% del área territorial (346 km²), representan suelos poco desarrollados en su perfil, marcando la etapa inicial en la formación de numerosos tipos de suelos. Estos son los más extendidos en el municipio y se caracterizan por su limitada capacidad de retención de agua. Los tipos más comunes incluyen los regosoles eutricos, con una saturación alta; los regosoles calcáricos, de naturaleza calcárea; y los regosoles dístricos, con una saturación baja.

En cuanto a los suelos del tipo Andosol Ótrico, que cubren el 4.93% del territorio (18 km²) y se encuentran entre los 3000 y 4000 metros de altitud al oeste del Pico de Orizaba, son derivados de cenizas volcánicas. Estos suelos son ligeros y esponjosos, con texturas que varían de migajón arenoso a arena migajosa y franca, lo que proporciona una alta permeabilidad y un drenaje rápido a moderado. Son poco ácidos y ricos en materia orgánica.

Por último, los Litosoles ocupan el 0.24% del territorio (0.87 km²) y se caracterizan por ser suelos delgados, con profundidades menores a los 10 cm, limitados por roca o tepetate. La escasa profundidad de estos suelos se debe, en gran medida, a las condiciones topográficas de las áreas donde se encuentran, ya que las pendientes pronunciadas impiden la acumulación de partículas del suelo conforme se forman.

1.6 Geomorfología local

El municipio de Chalchicomula de Sesma se encuentra en la región geográfica conocida como Provincia Fisiográfica X Eje Neovolcánico, que ha sido identificada como una franja volcánica que alberga una variedad de formaciones y rocas volcánicas asociadas a grandes fallas y fracturas. Esta área pertenece a la subprovincia 57 de Lagos y Volcanes de Anáhuac. Según el Atlas de Riesgos del Municipio de Chalchicomula de Sesma, se observa que el 0.27% del territorio municipal (1 km²) corresponde a la topoforma de sierra baja (100-0/03), ubicada en el sureste; el 9.32% (34 km²) se compone de sierra alta (100-0/01), ubicada al este

(en el cono del Citlaltépetl); el 29.05% (106 km²) consiste en mesetas con lomerío (302-0/02), y el 61.36% (223.85 km²) está conformado por llanuras aluviales (500-0/02).

En el centro del municipio, el relieve se caracteriza por ser una sierra volcánica con laderas suaves y mesetas, mientras que al sur es una sierra volcánica con laderas suaves y al norte se encuentran mesetas basálticas escalonadas con lomerío y llanuras aluviales. Las partes más elevadas del municipio son el Citlaltépetl y la Sierra Negra.

El relieve del volcán es muy pronunciado, con una altura máxima en la cumbre de 5747 metros, que desciende de manera brusca unos 2600 metros hasta la localidad de San Isidro Canoas Altas, donde comienza una meseta a una altitud de 3100 metros sobre el nivel del mar. Esta meseta desciende, en aproximado, 600 metros de altitud cerca de Ciudad Serdán, transformándose en una llanura que se sitúa a 2500 metros sobre el nivel del mar al avanzar hacia el oeste. Sin embargo, más allá de la comunidad de Tres Cruces Ocoatepec en el municipio de San Juan Atenco, y justo después de los límites con Quecholac y Palmar de Bravo, el relieve vuelve a ser montañoso. La geomorfología del municipio se puede observar en la Figura 6.

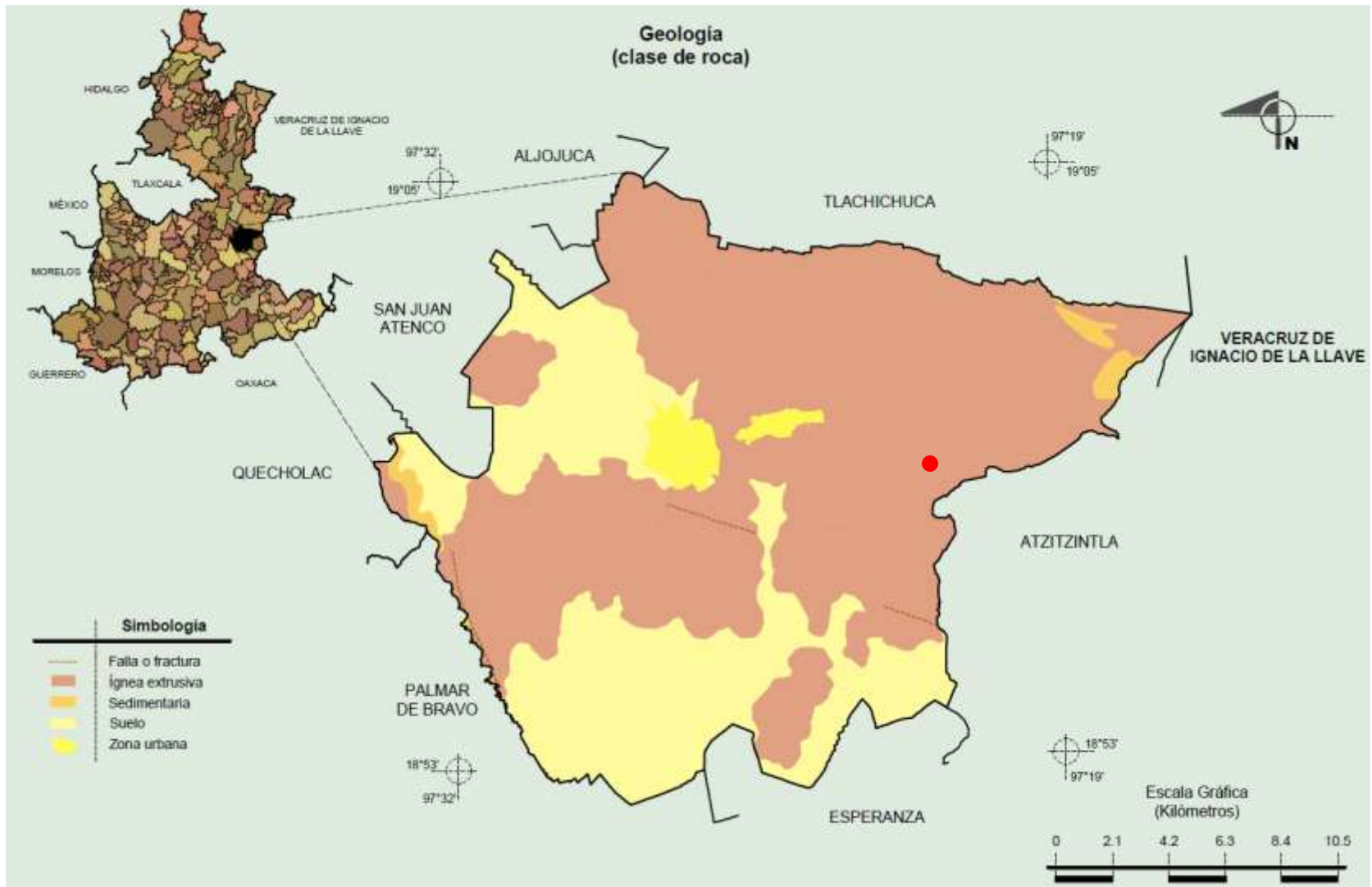


Figura 4. Geología del municipio de Chalchicomula de Sesma. Se representa con un punto rojo la ubicación de la estación sísmica CSER. (Fuente: INEGI 2010)

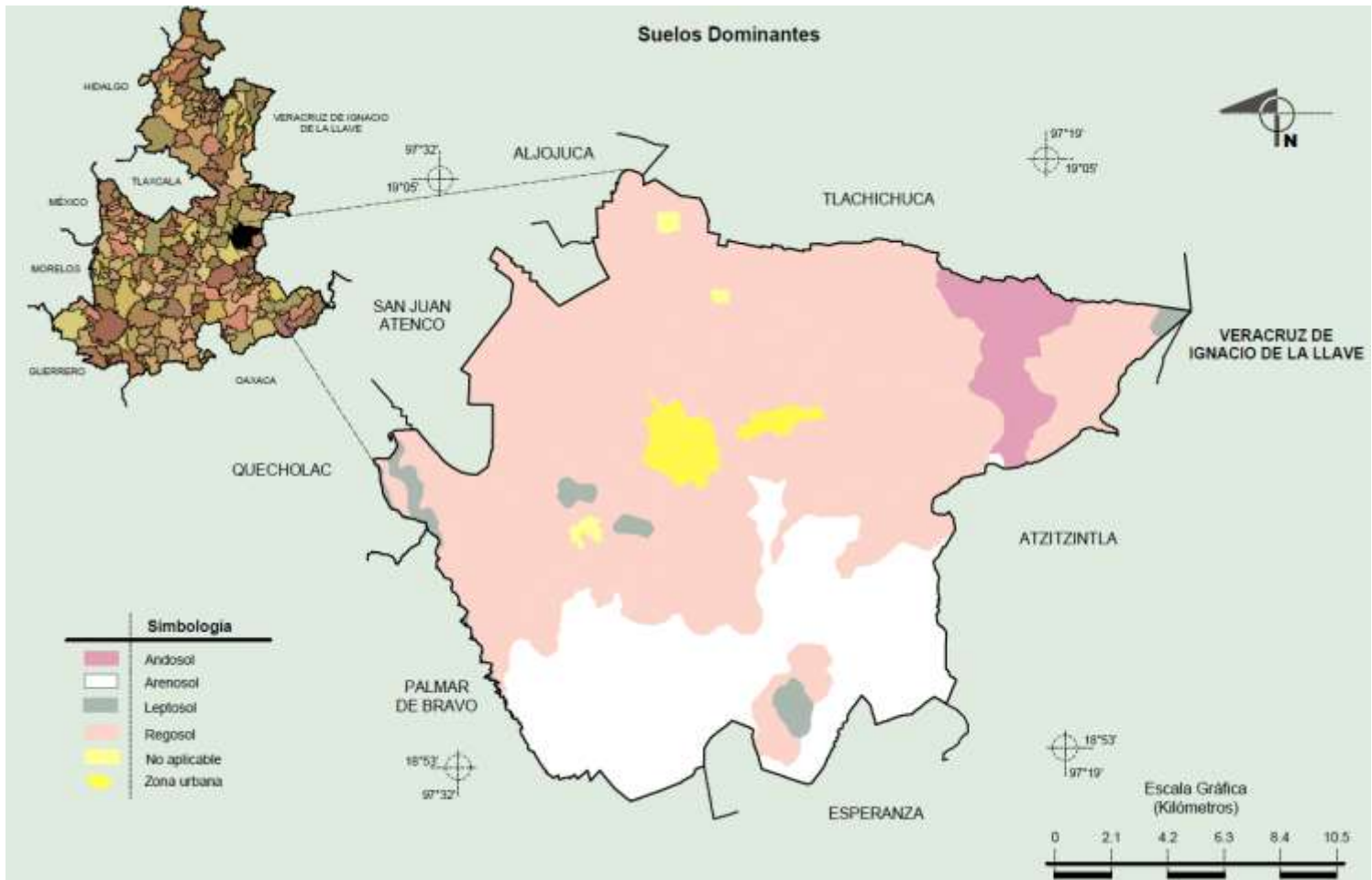


Figura 5. Suelos dominantes del municipio de Chalchicomula de Sesma. (Fuente: INEGI 2010)

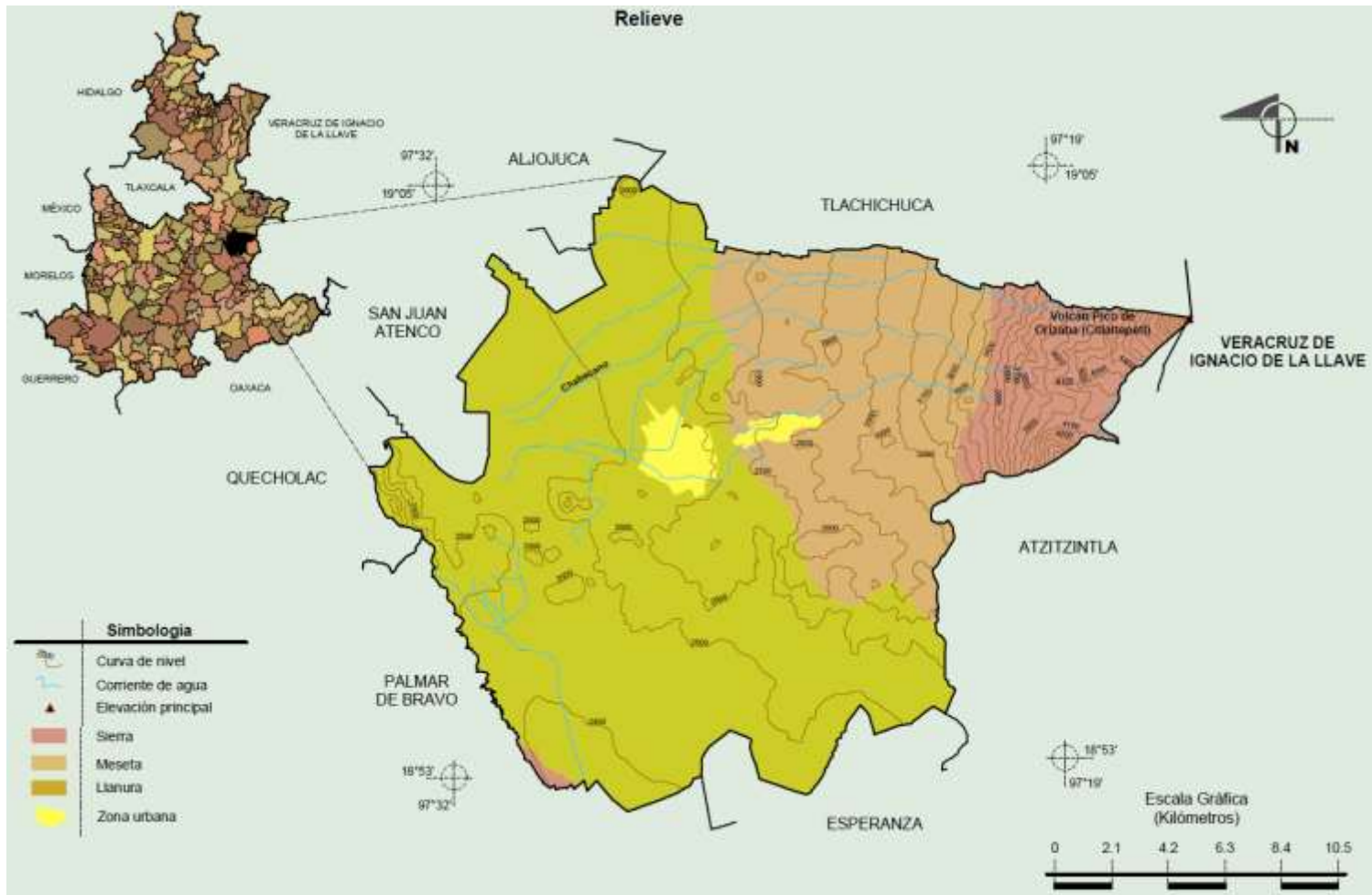


Figura 6. Relieve de Chalchicomula de Sesma. (Fuente: INEGI 2010)

1.7 Fallas y fracturas locales

De acuerdo con el Atlas de Riesgos Del Municipio de Chalchicomula de Sesma y datos proporcionados por el INEGI, representados en la Figura 7, se identifican algunos sistemas principales de fallas inactivas y fracturas en la zona:

- a) El sistema de fractura NE-SE, que se extiende entre las localidades de Ciudad Serdán y Santa María Techachalco, cerca de Guadalupe Los Pinos, tiene una longitud aproximada de 3,650 kilómetros. Inicia al noroeste en las coordenadas de Latitud -97.45621 y Longitud 18.97144, y finaliza al sureste en Latitud -97.42481 y Longitud 18.96141.
- b) El sistema de falla N-S se encuentra cerca de San Pedro Concepción Candelaria y tiene una longitud aproximada de 10 kilómetros. Comienza al norte en Latitud -97.49890 y Longitud 18.95870, y termina al sur en el municipio de Palmar de Bravo, en Latitud -97.49890 y Longitud 18.87909.
- c) En cuanto al sistema de falla NO-SE, se localiza cerca de Guadalupe Sabinal y tiene una longitud aproximada de 9 kilómetros. Inicia al noroeste en Latitud -97.37968 y Longitud 18.93494, finalizando al sureste en el municipio de Atzitzintla, en Latitud -97.30497 y Longitud 18.90642. Se destaca que más de 2 kilómetros de esta falla están dentro del polígono municipal de Chalchicomula de Sesma.
- d) En el municipio de Atzitzintla, se encuentran dos sistemas, uno de falla y otro de fractura, próximos a la población de Guadalupe Xochiloma en dicho municipio.

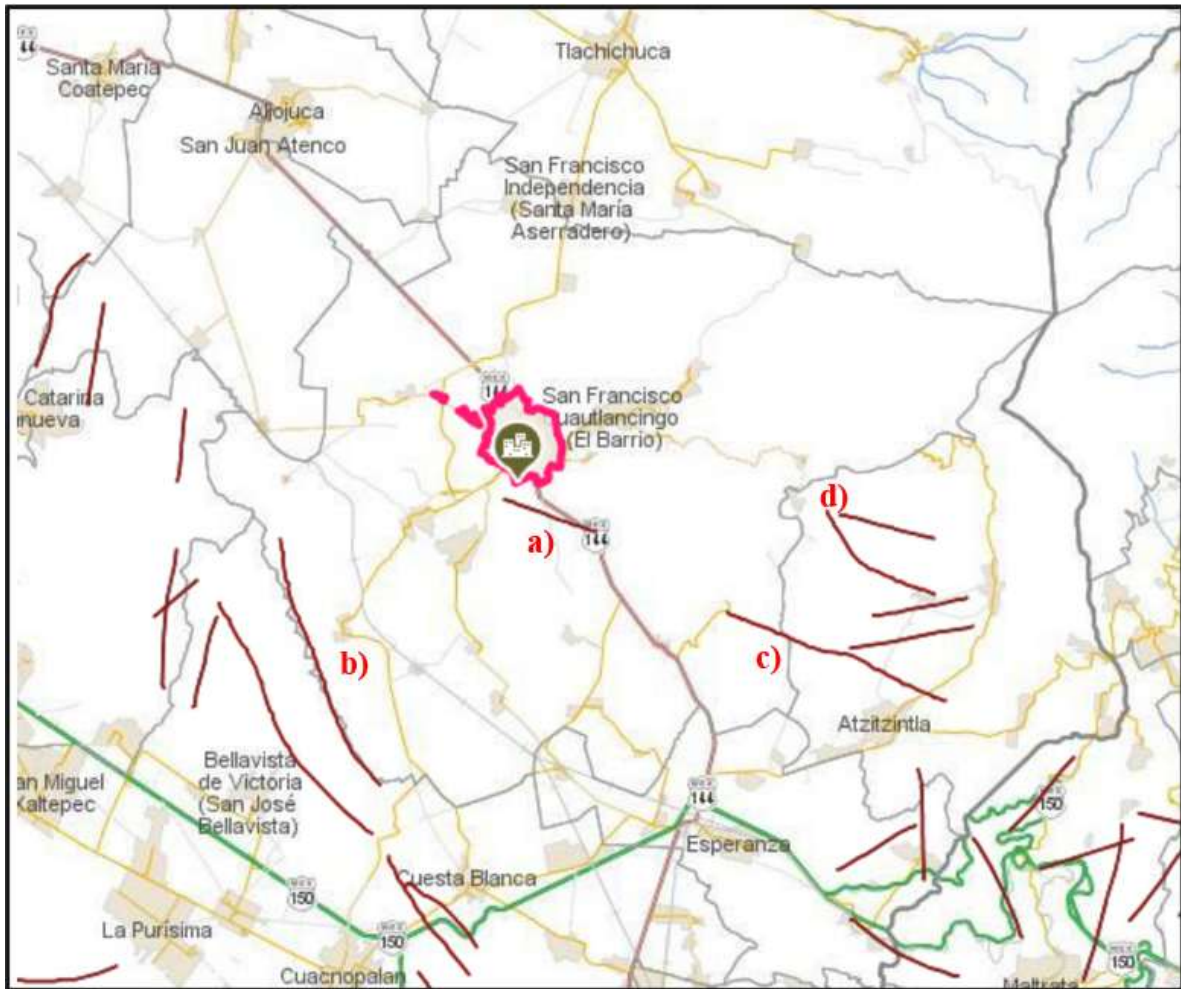


Figura 7. Fallas y fracturas en el municipio de Chalchicomula de Sesma y sus cercanías. La línea rosa representa los límites de Ciudad Serdán y las líneas rojas las fallas y fracturas. Fuente (INEGI, 2024).

1.8 Sismicidad Local

1.8.1 Regionalización sísmica de acuerdo con CFE

La Comisión Federal de Electricidad en el Manual de Diseño de Obras Civiles, Capítulo C.1.3 Diseño por Sismo (2015) propone una regionalización en la cual se consideran cuatro zonas: A y B correspondientes a zonas de baja sismicidad; C y D para zonas de alta sismicidad. Las zonas sísmicas son clasificadas de acuerdo con el valor de aceleración máxima en roca (a^r_0). En la Figura 8 se aprecia que las aceleraciones en roca a^r_0 que se pueden presentar en Ciudad Serdán son de entre 200 y 150 cm/s^2 .

A pesar de no existir estudios de microzonificación sísmica que nos permitan calcular la aceleración del suelo en lugares específicos de la región, se puede afirmar en la Figura 9 que

Ciudad Serdán se encuentra en zona sísmica C gracias a los datos proporcionados por el Manual de Diseño de Obras Civiles (2015). Otra manera de identificar la magnitud de las aceleraciones por zona sísmica es en la Tabla 1. Regionalización sísmica de acuerdo con el manual de diseño por sismo de CFE (2015).

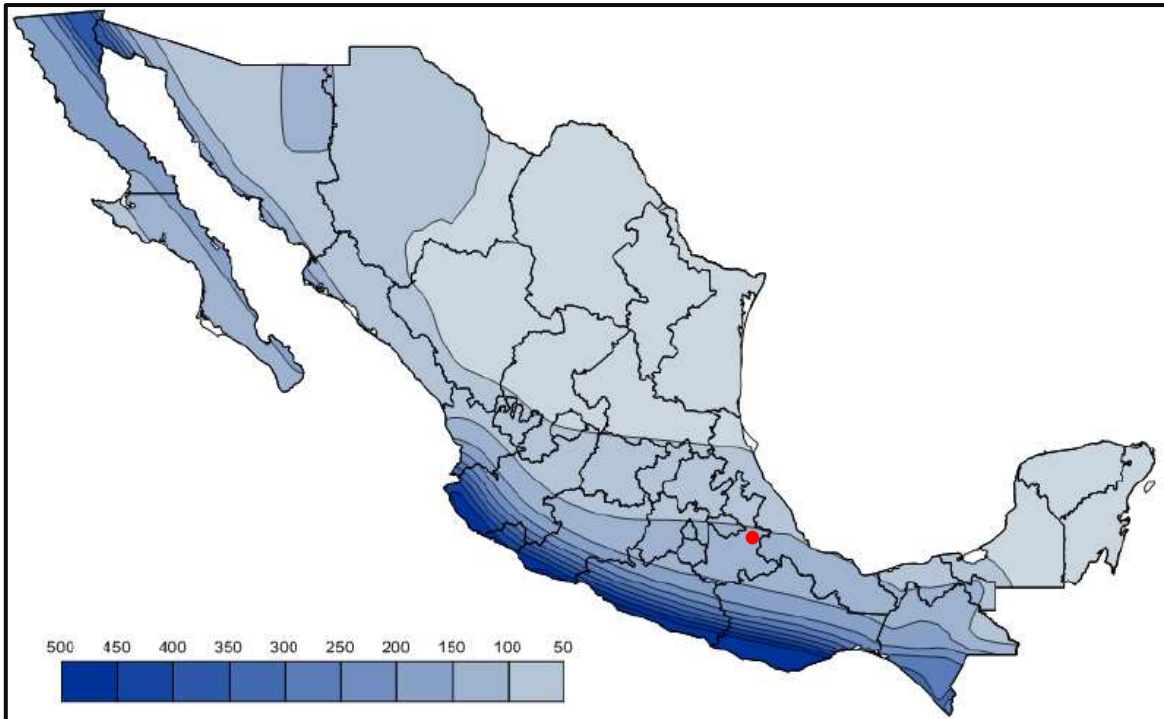


Figura 8. Aceleración máxima en roca para distintas zonas de la República Mexicana. El punto rojo representa la ubicación de Ciudad Serdán. Fuente (CFE, 2015)

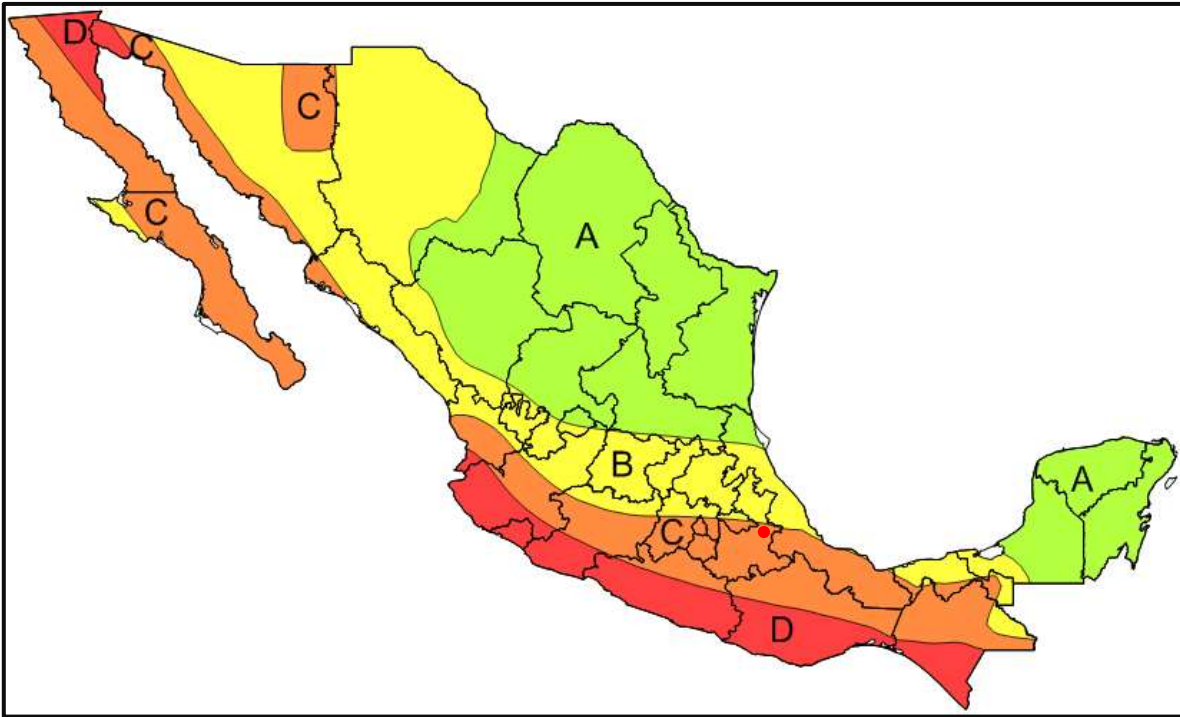


Figura 9. Regionalización sísmica de la República Mexicana. El punto rojo representa la ubicación de Ciudad Serdán. Fuente (CFE, 2015).

Tabla 1. Regionalización sísmica de acuerdo con el manual de diseño por sismo de CFE (2015).

Aceleración máxima en roca, a^r_o (cm/s^2), correspondiente al nivel de referencia ER	Zona	Intensidad Sísmica
$a^r_o \geq 200$	D	Muy alta
$100 < a^r_o \leq 200$	C	Alta
$50 < a^r_o \leq 100$	B	Moderada
$a^r_o < 50$	A	Baja

Gracias a la Figura 8 y la Figura 9 se pueden establecer rangos de aceleración máxima para las distintas zonas sísmicas de la República Mexicana, siendo la de principal interés para el caso de estudio, la zona sísmica C (de intensidades altas) con un rango de aceleraciones en roca de entre 100 cm/s^2 y 200 cm/s^2 .

2. REGISTROS SÍSMICOS PARA INGENIERÍA ESTRUCTURAL

Los registros sísmicos son fundamentales para la ingeniería estructural y la ingeniería sísmica, ya que proporcionan datos sobre el comportamiento del suelo y las estructuras durante los eventos sísmicos. Estos registros capturan las vibraciones del suelo causadas por los sismos, permitiendo a los ingenieros analizar la respuesta dinámica de las edificaciones e infraestructuras. La información obtenida de los registros sísmicos es esencial para el diseño sismorresistente, ya que ayuda a entender cómo responde un sistema ante diferentes tipos de movimiento. Además, los registros sísmicos permiten el desarrollo y la validación de modelos probabilísticos y analíticos que se utilizan para evaluar la vulnerabilidad y el riesgo sísmico, así como para mejorar los códigos y normas de construcción.

2.1 Instrumentación de medición

Los sismógrafos son instrumentos para la medición, registro y análisis de movimientos ocasionados por la actividad sísmica; por otra parte, los acelerógrafos pueden ser empleados no solo para registrar las aceleraciones producto de un evento sísmico, sino también pueden llegar a medir las vibraciones causadas por actividad volcánica, el paso de vehículos, e inclusive el caminar de las personas en un edificio. Estos equipos son sensibles a un amplio rango de frecuencias por lo cual son capaces de registrar movimientos que no podrían ser percibidos con facilidad por una persona (Havskov & Alguacil, 2010).

2.1.1 Sismógrafos

El sismógrafo es un instrumento que sirve para medir los movimientos del suelo, este registra la amplitud de las oscilaciones del terreno en su componente horizontal y vertical, lo que origina un registro de velocidad en función del tiempo transcurrido. En la actualidad estos instrumentos han alcanzado un alto grado de desarrollo electrónico, sin embargo, conserva el principio básico de funcionamiento (Figura 10). El mecanismo consta de una masa suspendida de un resorte de rigidez ligado a un soporte fijado al suelo; cuando el soporte se sacude al paso de las ondas sísmicas la inercia de la masa causa que permanezca por un momento en su lugar antes de empezar a oscilar. Sin embargo, el movimiento del péndulo no refleja de manera precisa el movimiento del suelo, por lo que se integra un dispositivo amortiguador, representado por una lámina sumergida en aceite, que permite al objeto volver

a su posición original. En este caso, la lámina sumergida proporciona un valor de amortiguación al sistema.

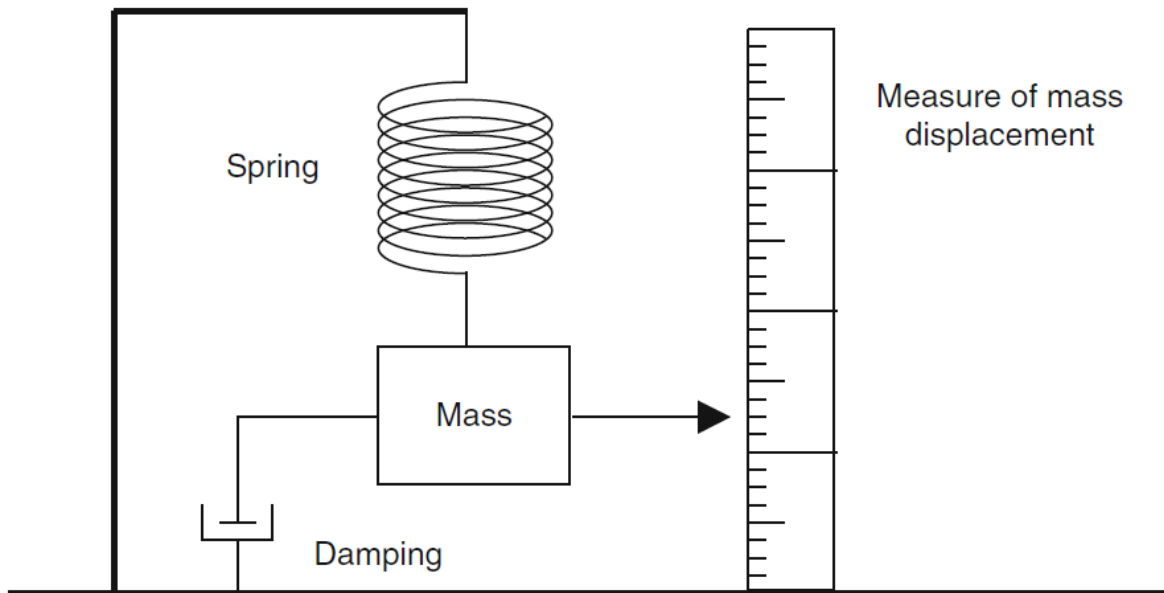


Figura 10. Principio del funcionamiento de un sismógrafo de inercia, el amortiguamiento puede ser mecánico, pero por lo regular es electromagnético. Fuente (Havskov & Alguacil, 2010)

2.1.2 Acelerógrafos

Los acelerógrafos son instrumentos que registran aceleraciones mediante sensores. Un acelerógrafo con sensores muy sensibles puede ser utilizado como sismógrafo ya que nos permitirá obtener la aceleración del suelo en función del tiempo.

Este instrumento posee una baja amplificación, para evitar la saturación. Como el movimiento sísmico en la proximidad de la fuente tiene un elevado contenido en altas frecuencias, el periodo natural del acelerógrafo puede estar comprendido entre 0.0 s y 0.1 s. Además, el amortiguamiento oscila entre el 50 y el 100% del amortiguamiento crítico, para conseguir que después de cada oscilación el acelerómetro quede preparado para recibir nuevos movimientos. Por tanto, el sensor con estas características tendrá una curva plana de sensibilidad en aceleración para el citado rango de frecuencias.

El funcionamiento del acelerógrafo se fundamenta en todo instrumento de registro de ondas sísmicas, para ello, el equipo consta de cuatro dispositivos:

1. *Sistema de disparo.* El registro del acelerógrafo no es continuo, por lo que se encuentra en espera de una excitación que active su funcionamiento. Cuenta con un sensor de bajo consumo que se dispara una vez que se hayan alcanzado el umbral de aceleraciones y frecuencias al que ha sido predispuesto.
Para evitar la pérdida de información antes de ser alcanzado el umbral establecido, los acelerógrafos digitales guardan datos en una memoria de pre-evento.
2. *Sensor y transductor.* Se encargan de convertir la energía de movimiento del suelo en energía mecánica, electromagnética o electrónica. Ambos dispositivos trabajan en un solo cuerpo.
3. *Sistema de registro.* Se encarga de albergar los eventos que suceden. El sistema puede ser mediante un registro gráfico directo (sobre película fotográfica), registro en cinta magnética o registro en memoria de estado sólido (más actualizado)
4. *Sistema de tiempo.* Permite registrar el tiempo de manera simultánea. Aparte de incluir un reloj interno de cristal de cuarzo independiente de cualquier referencia de tiempo absoluta, también puede sincronizarse con un receptor GPS para obtener una mayor precisión en la marca temporal.

De acuerdo con el tipo de sensores y transductores que emplee un acelerómetro para su funcionamiento, se tienen los siguientes tipos:

- a) *Acelerómetro de Sensores Microelectromecánicos (MEMS).* Es un dispositivo que utiliza pequeños componentes mecánicos y eléctricos integrados en un chip de silicio. Funciona midiendo la fuerza ejercida sobre una masa microscópica suspendida dentro del chip cuando el dispositivo se acelera.

El principio de funcionamiento se basa en la fuerza inercial que experimenta la masa cuando el acelerómetro se mueve. Cuando el dispositivo se acelera, la masa dentro del chip tiende a mantenerse quieta debido a su inercia, lo que provoca que se desplace en relación con el chip. Este desplazamiento se traduce en cambios en la capacitancia eléctrica o en la resistencia, dependiendo del diseño del acelerómetro. Estos cambios en la capacitancia o resistencia se detectan mediante circuitos eléctricos integrados en el chip, que convierten la señal física en una señal eléctrica

proporcional a la aceleración experimentada. Esta señal eléctrica puede ser procesada y utilizada para medir la aceleración en diferentes direcciones.

b) *Acelerómetro de Fuerza Balanceada*. Consiste en un acelerógrafo digital que, en lugar de emplear un sensor del tipo electromagnético convencional, lleva un sensor del tipo captador (servoacelerómetro o acelerómetro de equilibrio de fuerzas). Su diseño se basa en un sistema electromagnético como el de la Figura 11.

Utiliza una bobina de retroalimentación para contrarrestar la fuerza de inercia generada por la aceleración que se desea medir. Un transductor de desplazamiento envía una corriente a esta bobina, que está en un bucle de retroalimentación negativa; para ello utiliza un capacitor, cuya capacitancia varía con el desplazamiento de la masa. La corriente generada es proporcional a la aceleración del suelo, lo que otorga una medida directa de la aceleración. Este principio es fundamental para la mayoría de los sensores modernos de movimiento fuerte y de banda ancha.

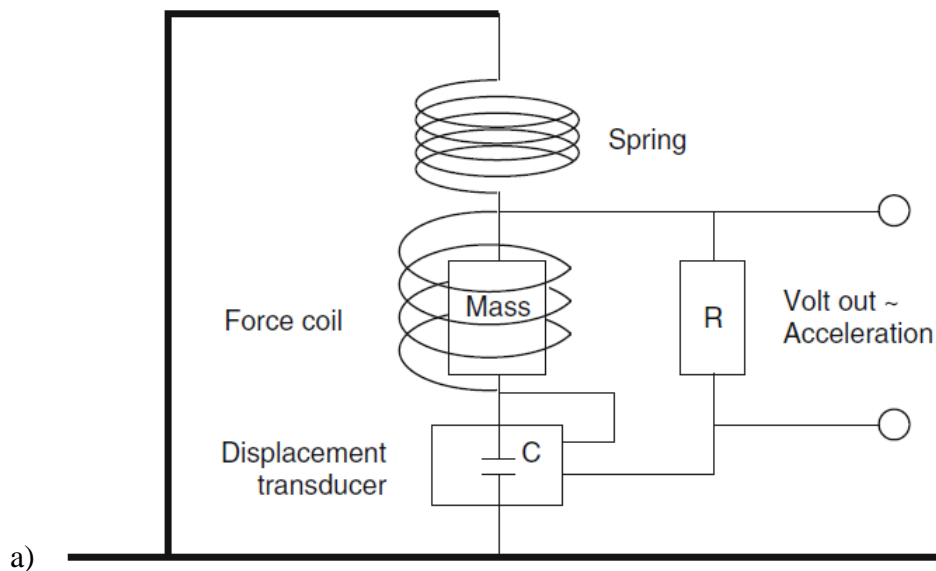


Figura 11. Principio simplificado de un acelerómetro de fuerza balanceada. Fuente (Havskov & Alguacil, 2010).

2.2 Registros sísmicos

Después o durante la ocurrencia de un evento sísmico se pueden medir magnitudes físicas como el desplazamiento, velocidad y aceleraciones causadas en un sistema por dicho

evento. Entre ellos, el parámetro de mayor interés es la aceleración del suelo. De acuerdo con lo afirmado por el National Research Council Committee on Earthquake Engineering Research (Housner, 1982)

“El registro del movimiento fuerte del suelo proporciona los datos básicos para la ingeniería sísmica. Sin conocimiento del temblor del suelo generado por los terremotos, no es posible evaluar los riesgos de manera racional o desarrollar métodos apropiados de diseño sísmico”

2.2.1 Sismos trasladados

Los sismos trasladados son registros de movimientos del suelo que, habiendo sido captados en una estación sismológica (en condiciones de suelo específicas), se “transfieren” o “ajustan” para representar las condiciones de otro sitio con diferentes características geológicas o geotécnicas; de manera usual esto se realiza mediante una función de transferencia. En otras palabras, se parte de un registro real obtenido en cierta ubicación, y se aplican técnicas de modelación, filtrado y/o análisis de propagación de ondas para generar un nuevo registro que refleje el comportamiento esperado del movimiento sísmico en un sitio distinto.

Estos sismos son importantes para la creación de espectros de respuesta porque permiten contar con registros sintéticos que representan el movimiento del suelo en condiciones específicas para las cuales no se poseen datos reales. A partir de estos registros trasladados, se pueden obtener espectros de respuesta que reflejen con mayor fidelidad el comportamiento dinámico del suelo y las estructuras en el sitio objetivo. Esto resulta útil en zonas con escasez de datos fuertes, ya que facilita el diseño sismorresistente, la evaluación de la demanda sísmica, la calibración de modelos numéricos y la realización de estudios de peligrosidad y riesgo sísmico más precisos.

2.3 Tratamiento de señales

El tratamiento de señales sísmicas es un proceso esencial en el análisis y la interpretación de los datos obtenidos de registros sísmicos. Este proceso incluye varias técnicas y métodos para mejorar la calidad de las señales registradas, eliminar el ruido, corregir errores y extraer información significativa para su análisis. Las principales etapas del tratamiento de señales sísmicas incluyen la corrección de la línea base, el filtrado de

señales, la transformación al dominio de la frecuencia mediante la transformada de Fourier y la transformación inversa, entre otros.

2.3.1 DEGTRA

Existen herramientas especializadas para realizar el tratamiento de señales, como correcciones de línea base, filtrado, integración, y conversión de señales en diferentes formatos. Ejemplos destacados son programas como SeismoSignal, y DEGTRA, este último desarrollado por la UNAM, para atender las necesidades de los profesionales en el campo de la sismología y la ingeniería estructural en México.

La versión DEGTRA A4 está diseñada para facilitar el manejo de datos acelerográficos y sismológicos, permitiendo a los usuarios realizar diversas operaciones como:

- **Procesamiento de señales:** Permite la corrección de línea base, filtrado y otras técnicas esenciales para el análisis de registros sísmicos.
- **Análisis espectral:** Ofrece herramientas para generar espectros de respuesta y espectros de Fourier, útiles en la evaluación de la respuesta dinámica de estructuras.

2.3.2 Corrección de línea base

La corrección de línea base es una técnica empleada en el procesamiento de datos sísmicos para eliminar el desplazamiento no físico que puede aparecer en los registros de aceleración. Este desplazamiento no deseado, conocido como "drift" o deriva de la línea base, puede ser causado por varios factores, incluyendo el ruido instrumental, errores de calibración, y otros artefactos.

Las razones por las que se debe aplicar una corrección de línea base a un registro sísmico antes de empezar a procesarlo son:

- **Ruido instrumental:** Los sensores pueden registrar pequeñas desviaciones debido a su sensibilidad y a las condiciones ambientales, como cambios de temperatura o vibraciones no relacionadas con el sismo.
- **Errores de Calibración:** Desajustes en la calibración del equipo pueden introducir una deriva en los datos registrados.

- **Movimientos de Largo Periodo:** Los movimientos de muy largo periodo, que no están relacionados con la respuesta real del suelo, pueden inducir desplazamientos en los registros.

El proceso de corrección de línea base implica varias etapas para asegurar que los datos representen de manera precisa el movimiento del suelo debido al evento sísmico:

1. **Identificación de Deriva:** Analizar los registros de aceleración para identificar cualquier tendencia no física en la línea base.
2. **Ajuste de Línea Base:** Aplicar métodos matemáticos para ajustar la línea base a un nivel cero. Esto puede implicar el ajuste de una línea recta o una curva polinómica a la deriva observada.

2.3.3 Filtrado de señales

De acuerdo con las notas de lectura del Profesor Brad Osgood en su libro *The Fourier Transform and its Applications* el "filtrado" es un término genérico para casi cualquier operación que uno pueda querer aplicar a una señal. Esto se realiza cuando hay alguna característica de la señal que se desea mejorar o eliminar, y se espera que algo de la señal original sea reconocible o recuperable después de haber sido filtrada.

Tipos de filtrado:

- **Filtro de Paso Bajo (Low-Pass Filter):** Permite el paso de las frecuencias bajas y atenúa las frecuencias altas. Es útil para eliminar el ruido de alta frecuencia que no es relevante para el análisis sísmico.
- **Filtro de Paso Alto (High-Pass Filter):** Permite el paso de las frecuencias altas y atenúa las frecuencias bajas. Se utiliza para eliminar tendencias de baja frecuencia o componentes de muy largo periodo que pueden introducir errores en el análisis.
- **Filtro de Paso de Banda (Band-Pass Filter):** Permite el paso de una banda específica de frecuencias y atenúa las frecuencias fuera de esa banda. Es ideal para enfocarse en una gama particular de frecuencias de interés.
- **Filtro de Rechazo de Banda (Band-Stop Filter):** Atenúa una banda específica de frecuencias y permite el paso de todas las demás. Es útil para eliminar frecuencias específicas no deseadas, como las frecuencias de ruido conocidas.

La implementación del filtrado puede realizarse tanto en el dominio del tiempo como en el dominio de la frecuencia. La transformada de Fourier es una herramienta utilizada para convertir señales del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia, facilitando la aplicación de filtros.

- **Filtrado en el Dominio del Tiempo:**

- Filtros FIR (Finite Impulse Response): Tienen una respuesta finita en el tiempo. Son estables y tienen una fase lineal, lo que significa que no distorsionan la forma de la onda.
- Filtros IIR (Infinite Impulse Response): Tienen una respuesta infinita en el tiempo. En un ordenador son más eficientes que los FIR, pero pueden introducir distorsiones de fase.

- **Filtrado en el Dominio de la Frecuencia:**

- Transformada de Fourier: Convierte la señal del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia, permitiendo la aplicación de filtros de paso bajo, paso alto, paso de banda o rechazo de banda.
- Filtrado y Transformada Inversa de Fourier: Una vez aplicada la transformación y el filtrado, se utiliza la transformada inversa de Fourier para convertir la señal filtrada de vuelta al dominio del tiempo.

2.4 Intensidad de Arias

La intensidad de Arias (IA) es un parámetro para cuantificar la cantidad del movimiento del suelo a lo largo de la duración completa de un sismo. Propuesta por Arias en 1970, esta métrica permite una mejor representación de la energía que el registro sísmico puede inducir en estructuras o en el terreno, superando la limitación de parámetros puntuales como la aceleración pico.

Definición:

$$I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^T a(t)^2 dt$$

Donde:

a(t) es la aceleración del suelo.

g es la aceleración de la gravedad.

T es la duración total considerada del registro.

La IA, refleja la energía acumulada del movimiento del suelo. De esta forma, valores elevados de IA están asociados a mayor daño.

La intensidad de Arias también se emplea con frecuencia para determinar los intervalos de tiempo relevantes en los registros sísmicos, es decir, para “recortar” la señal y enfocarse en la parte más significativa del evento. A medida que se integra la aceleración al cuadrado del registro, la intensidad de Arias va incrementándose y permite identificar el momento en que el movimiento comienza a ser relevante y cuándo su aporte energético disminuye. De esta forma, se pueden definir ventanas temporales que aíslan el segmento principal de energía del sismo, lo cual facilita el análisis, comparación y posterior procesamiento de los datos. La duración significativa del evento queda representada por el tiempo transcurrido entre los instantes que se alcanza el 5% y el 95% del valor de la intensidad de Arias.

2.5 Espectros de Fourier

El espectro de Fourier (EF) es la representación de una señal en el dominio de la frecuencia, obtenida a través de la transformada de Fourier. En el contexto de los registros sísmicos, los espectros de Fourier permiten analizar las características frecuenciales de las ondas sísmicas, facilitan la comprensión del comportamiento del suelo y las estructuras durante un sismo.

2.5.1 Transformada de Fourier

La transformada de Fourier es una herramienta matemática utilizada para convertir una señal del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia. Esta transformación permite descomponer una señal compleja en una serie de senos y cosenos de diferentes frecuencias, proporcionando una representación frecuencial de la señal. La capacidad de analizar las componentes frecuenciales es fundamental en el procesamiento de registros sísmicos, ya que facilita la identificación y eliminación de ruido, así como la mejora de la interpretación de datos.

Para una señal continua $x(t)$, la transformada de Fourier $X(f)$ se define como:

$$F[x(t)] = X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-j2\pi ft} dt$$

Donde:

$X(f)$ es la transformada de Fourier de $x(t)$

$x(t)$ es la señal en el dominio del tiempo

f es la frecuencia

j es la unidad imaginaria ($j^2 = -1$)

Existen softwares matemáticos como MATLAB que incluyen en su librería la Transformada Rápida de Fourier (FFT, por sus siglas en inglés), el cual es un algoritmo eficiente para calcular la transformada discreta de Fourier (DFT) de un conjunto de datos discretos, permitiendo pasar del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia. En MATLAB, la función `fft` implementa la FFT, ofreciendo una manera rápida y directa de obtener el espectro de frecuencia de una señal.

2.5.2 Magnitud y fase

De acuerdo con la interpretación presentada por Alan V. Oppenheim y Alan S. Willsky (1997) en *Signals & Systems*, la transformada de Fourier de una señal contiene información tanto sobre las componentes en frecuencia como su distribución temporal.

La magnitud (o módulo) del espectro de Fourier indica cuánta energía o potencia relativa de la señal está concentrada en cada frecuencia. En otras palabras, el valor absoluto de la transformada de Fourier muestra la “fuerza” o “intensidad” con la que cada frecuencia está presente en la señal original. Este componente describe el contenido de frecuencia sin considerar el momento en que dichas componentes ocurren en el tiempo.

La fase proporciona información sobre el retardo o desplazamiento temporal de cada componente de frecuencia con respecto a un origen temporal de referencia. Si bien la magnitud describe “cuánto” de cada frecuencia existe, la fase describe “cómo” se alinea cada frecuencia dentro de la señal. La fase es esencial para la reconstrucción fiel de la forma de onda en el tiempo, ya que determina la posición temporal relativa de las componentes frecuenciales.

En conjunto, la magnitud y la fase definen la totalidad de la señal en el dominio de la frecuencia. Su conocimiento permite, por ejemplo, reconstruir la señal original a través de la transformada inversa de Fourier.

La representación matemática de magnitud-fase de la transformada continua de Fourier $X(j\omega)$ es:

$$X(j\omega) = |X(j\omega)|e^{j\angle X(j\omega)}$$

Donde:

$X(j\omega)$ es la descomposición de una señal $x(t)$ como una “suma” de exponenciales complejas a diferentes frecuencias.

$|X(j\omega)|$ es la magnitud, la cual describe el contenido frecuencial.

$\angle X(j\omega)$ es el ángulo de fase, el cual proporciona información de las fases relativas de las exponenciales.

De manera similar, para una señal discreta de tiempo, la representación de magnitud-fase en la transformada de Fourier resulta:

$$X(e^{j\omega}) = |X(e^{j\omega})|e^{j\angle X(e^{j\omega})}$$

En Matlab, para obtener la magnitud de la transformada de Fourier de una señal basta con emplear la función **abs**. Para determinar la fase, **angle** devuelve el ángulo en radianes (normalizado respecto a π) correspondiente a cada componente compleja.

2.5.3 Transformada Inversa de Fourier

La transformada inversa de Fourier es una herramienta que permite regresar datos muestreados en el dominio de la frecuencia a el dominio del tiempo. Esta operación matemática se define como:

$$F^{-1}[X(f)] = x(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} X(f)e^{j2\pi ft} df$$

Donde:

$x(t)$ es la transformada inversa de Fourier de $X(f)$

$X(f)$ es la señal en el dominio de la frecuencia

f es la frecuencia

j es la unidad imaginaria ($j^2 = -1$)

De manera similar a la FFT, MATLAB cuenta con la función inversa `ifft`, siendo la Transformada Rápida de Fourier Inversa (IFFT) que recupera la señal original en el dominio del tiempo a partir del espectro en el dominio de la frecuencia.

2.6 Funciones de transferencia

Una función de transferencia es una herramienta empleada para describir la relación entre la entrada y la salida de un sistema lineal e invariante en el tiempo. En el contexto de la sismología y la ingeniería estructural, una función de transferencia caracteriza cómo un sistema (como una estructura o una capa de suelo) responde a un movimiento sísmico.

La función de transferencia $H(s)$ se define en matemáticas como la relación entre la transformada de Laplace de la salida $Y(s)$ y la transformada de Laplace de la entrada $X(s)$:

$$H(s) = \frac{Y(s)}{X(s)}$$

Donde:

s es una variable compleja que representa la frecuencia compleja ($s = \omega$ en el caso de la transformada de Fourier)

Cuando se emplea la transformada de Fourier, la función de transferencia $H(\omega)$ se define como la razón entre la transformada de Fourier de la salida $Y(\omega)$ y la transformada de Fourier de la entrada $X(\omega)$:

$$H(\omega) = \frac{Y(\omega)}{X(\omega)}$$

Donde:

ω es la frecuencia angular.

$Y(\omega)$ es la transformada de Fourier de la señal de salida $y(t)$.

$X(\omega)$ es la transformada de Fourier de la señal de entrada $x(t)$.

2.7 Espectros de Respuesta

El espectro de respuesta muestra la máxima respuesta (en términos de desplazamiento, velocidad o aceleración) de una serie de osciladores simples de un solo grado de libertad (1GDL), cada uno con una frecuencia natural diferente pero sujetos a la misma excitación.

Chopra, A. K. (2017) confirma en *Dynamics of Structures: Theory and Applications to Earthquake Engineering* que los espectros de respuesta se representan graficando el valor máximo de una cantidad de respuesta en función algún parámetro relacionado con la frecuencia circular ω_n , como el periodo natural T_n del sistema o la frecuencia cíclica f_n (Figura 12). Cada una de las gráficas tienen un valor de fracción de amortiguamiento ζ fijo, entonces, con el fin de cubrir un intervalo de valores de amortiguamiento de las estructuras reales es necesario calcular estas respuestas para diferentes valores de ζ .

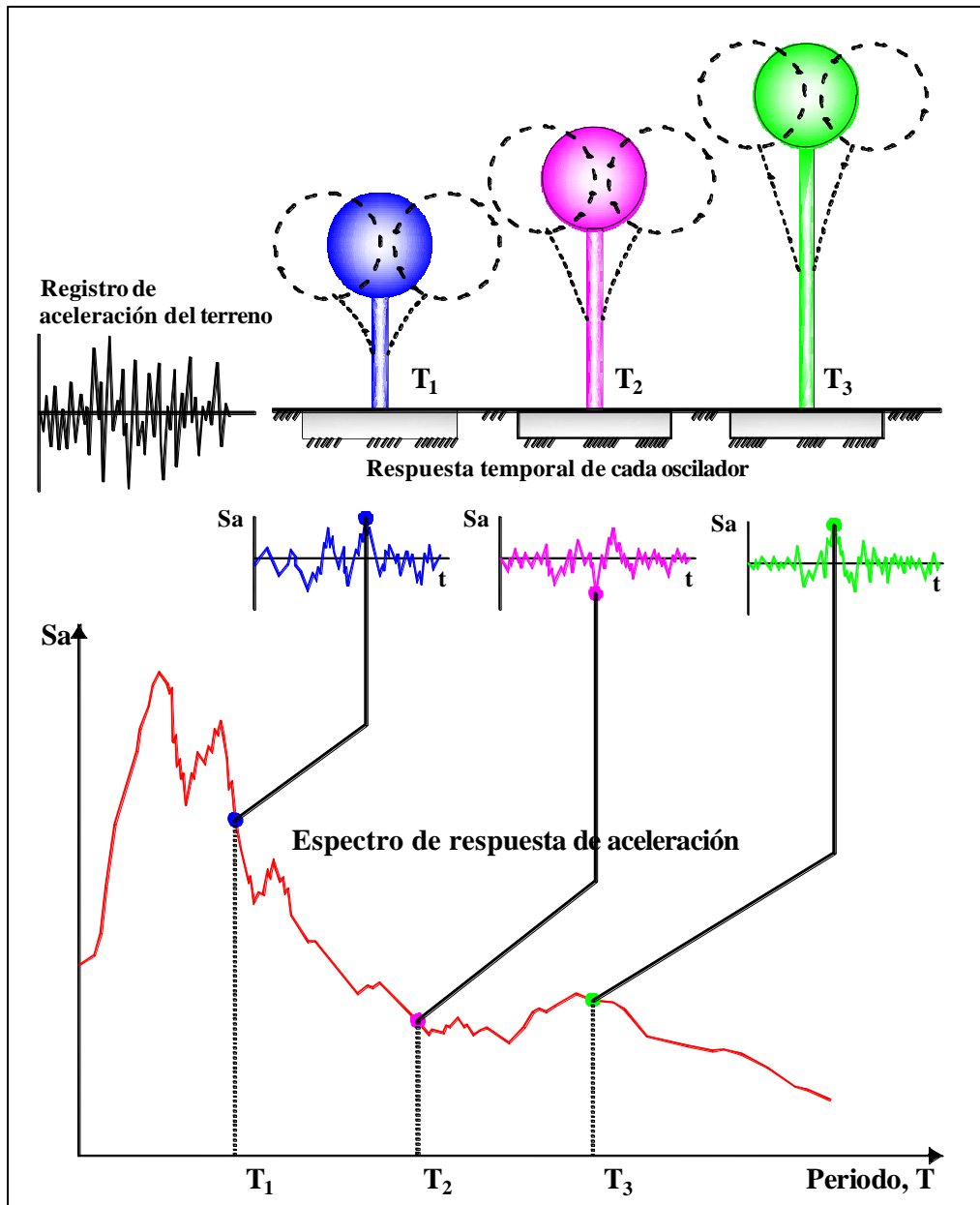


Figura 12. Representación gráfica de la obtención de espectros de respuesta. (Fuente: autoría propia).

3. REGISTROS SÍSMICOS DE CIUDAD SERDÁN Y DE C.U. UNAM.

Bien se sabe que para generar espectros de respuesta es crucial contar con registros sísmicos de magnitudes e intensidades tan altas que pudiesen generar daños en edificaciones. Existen instituciones que guardan registros sísmicos significativos en una base de datos de libre acceso al público, lo que facilita el análisis, estudio y comprensión de estos acontecimientos para actualizar reglamentos, normativas y herramientas en construcción y en ingeniería sísmica.

3.1 Registros sísmicos de la RAII-UNAM

La Red Acelerográfica del Instituto de Ingeniería de la UNAM (RAII-UNAM), dedicada al registro de movimientos fuertes, ofrece un catálogo que contiene alrededor de 21,774 acelerogramas de tres componentes. Estos provienen de 8,359 sismos identificados entre 1964 y 2021, con magnitudes que van desde $M=1.5$ hasta $M=8.2$. Por ello, es importante señalar que los registros acelerográficos analizados han sido producto de las labores de instrumentación y procesamiento de la Unidad de Instrumentación Sísmica del Instituto de Ingeniería de la UNAM.

3.2 Estación Acelerográfica en Ciudad Serdán

En el municipio de Chalchicomula de Sesma solía estar activa la estación CSER (CIUDAD SERDAN). Se ubicaba en el Cerro Lomatel, a 7.4 km del centro de Ciudad Serdán (coordenadas latitud 18.98907 y longitud -97.3774) a una altitud de 2956 m (Figura 1Figura 13). El tipo de instrumentación era de terreno libre y registraba aceleraciones en roca. De acuerdo con la Base de Datos de Registros Acelerográficos de la RAII-UNAM fue retirada en abril del 2014. Esta estación registró eventos sísmicos comprendidos entre el 15 de Julio de 1987 y el 20 de marzo de 2012.



Figura 13. Google Earth. (2024, 14 diciembre). Imagen satelital de ubicación de la estación CSER
Recuperado de <https://earth.google.com/>

3.3 Sismos representativos en Ciudad Serdán

La sismicidad en Chalchicomula de Sesma se ha visto afectada por eventos sísmicos importantes. El más representativo en la región fue un sismo de intraplaca, aconteció el 28 de agosto de 1973, cuyo epicentro se localizó cerca de la ciudad de Orizaba, Veracruz y ocasionó alrededor de 500 muertes y severos daños en Ciudad Serdán. No obstante, no se tienen registros acelerográficos de dicho sismo en la estación CSER debido a que no había iniciado su funcionamiento.

Por otra parte, existe un sismo significativo que sí logró ser registrado por la estación CSER, se trata del sismo del 15 de junio de 1999 conocido como Sismo de Tehuacán. Su epicentro fue en los límites de Puebla-Oaxaca. El evento produjo aceleraciones cercanas a 200 cm/s^2 . Ocasionó daños significativos en un amplio número de estructuras, en especial a iglesias. Además, el desastre causó la destrucción o daños graves en numerosas viviendas, escuelas, centros de salud y edificios públicos, siendo las casas de adobe las más afectadas.

Los eventos sísmicos de los que se tienen registros con aceleraciones máximas de más de 10 cm/s^2 son catalogados en la Tabla 2 y su ubicación en mapa se muestra en la Figura 14.

Tabla 2. Eventos sísmicos con aceleraciones mayores a 10.0 cm/s² que fueron registrados mientras la estación CSER se encontraba activa.

Fecha Sismo	Archivo	Magnitud	Acel. máxima (cm/s ²)	Coordenadas del evento sísmico	Ubicación	Origen
15/07/1987	CSER8707.151	Mc= 5.7, Mb= 6	15.88	17.390 LAT. N -97.260 LONG. W	46 km al Noreste de Tlaxiaco, Oaxaca	Intraplaca
25/04/1989	CSER8904.251	Ms= 6.9, Mc= 6.5, Mb= 6.3	14.84	16.603 LAT. N -99.400 LONG. W	12 km al Este de San Marcos, Guerrero.	Subducción
25/07/1991	CSER9107.251	Mc= 5.2, Mb= 5.3	18.18	17.810 LAT N -95.090 LONG W	Tizamar, Veracruz.	Intraplaca
15/05/1993	CSER9305.151	Ms= 5.9, Mc= 6, Mb= 5.9	11.48	16.470 LAT. N -98.720 LONG. W	Cerca de Tierra Colorada, Guerrero.	Subducción
24/10/1993	CSER9310.242	Ms= 6.6, Mc= 6.5, Mb= 6.2	11.48	16.540 LAT. N -98.980 LONG. W	40 km al Oeste de Ometepec, Guerrero.	Subducción
23/02/1994	CSER9402.231	Mc= 5, Mb= 5.4	23.93	17.820 LAT. N -97.300 LONG. W	Buena Vista, Oaxaca.	Intraplaca
14/03/1994	CSER9403.141	Mc= 6.5	10.53	15.670 LAT. N -93.010 LONG. W	42 km al Sureste de Venustiano Carranza, Chiapas.	Subducción
06/05/1994	CSER9405.061	Mb= 4.9	13.4	18.170 LAT. N -98.160 LONG. W	Ahuehuetitla, Puebla.	Intraplaca
15/06/1999	CSER9906.151	Ms= 6.5, Mb= 6.4, Ma= 6.3, Me= 7	199.13	18.18 LAT. N -97.51 LONG. W	29 km al Suroeste de San Gabriel Chilac, Puebla.	Intraplaca
30/09/1999	CSER9909.301	Ms= 7.5, Mc= 5.2, Mb= 6.5, Ma= 7.1, Me= 7.6	43.37	15.95 LAT. N -97.03 LONG. W	22 km al Noreste de Puerto Escondido, Oaxaca.	Subducción
30/06/2010	CSE21006.301	M= 6	10.73	16.22 LAT. N -98.03 LONG. W	13 km al Sureste de Pinotepa	Subducción

					Nacional, Oaxaca.	
25/02/2011	CSER1102.251	M= 6	24.61	17.73 LAT. N -95.21 LONG. W	34 km al Suroeste de Sayula de Aleman, Veracruz	Intraplaca
07/04/2011	CSER1104.071	M= 6.7	16.65	17.20 LAT N -94.34 LONG W	80 km al Suroeste de Las Choapas, Veracruz.	Intraplaca
20/03/2012	CSER1203.201	M= 7.4	25.43	16.251 LAT. N -98.521 LONG. W	46 km al Sur de Ometepec, Guerrero.	Subducción



Figura 14. Google Earth. (2024, 14 diciembre). Ubicación de los sismos registrados con aceleraciones mayores a 10 cm/s^2 en la estación CSER. Recuperado de <https://earth.google.com/>

3.4 Selección de la estación en Ciudad de México

La estación de referencia seleccionada es la CUP5, ubicada a una distancia de 193.5 km de la estación CSER, en la Caseta del Patio del Instituto de Ingeniería de la UNAM, Ciudad Universitaria, Ciudad de México. Se optó por esta estación ya se encuentra activa y en operación continua, lo que garantiza la disponibilidad de datos sísmicos recientes como el sismo del 17 de septiembre de 2017.

Una de las características primordiales de la selección de la estación CUP5 es su ubicación geológica. La RAI-UNAM, establece que esta estación se encuentra en una formación de roca basáltica, similar a la estación CSER ubicada en Ciudad Serdán. La homogeneidad en el tipo de roca entre ambas estaciones permite que las funciones de transferencia calculadas reflejen de mejor manera la respuesta sísmica del suelo, eliminando las variaciones que podrían surgir de diferencias en las características del subsuelo.



Figura 15. Google Earth. (2024, 14 diciembre). Imagen satelital de ubicación de la estación CUP5
Recuperado de <https://earth.google.com/>

La estación CUP5, al estar en una zona de roca basáltica, proporciona registros que representan de manera fidedigna el comportamiento sísmico en este tipo de formación geológica. Esto es fundamental para la extrapolación de datos y el análisis probabilístico del comportamiento de sismos no registrados en la estación CSER. Al utilizar una estación con condiciones geológicas similares, se asegura que las diferencias en los registros se deban a las características del evento sísmico y no a variaciones en el suelo.

3.5 Selección de registros de la estación CSER y CUPS

Al haber establecido los eventos sísmicos con aceleraciones mayores a 10 cm/s^2 que se registraron en la estación CSER (Tabla 2), se busca en CUP5 los mismos registros. Los archivos que contienen los sismos que comparten la estación CSER y CUP5 se catalogan en la Tabla 3 y su ubicación se ilustra en la Figura 16.



Figura 16. Google Earth. (2024, 14 diciembre). Imagen satelital de los epicentros de los sismos catalogados en la Tabla 3. Recuperado de <https://earth.google.com/>

Tabla 3. Eventos sísmicos con aceleraciones mayores a 10.0 cm/s² que fueron registrados en la estación CSER y la estación de referencia CUP5.

Fecha Sismo	Hora Sismo (UTC)	Magnitud	Acel. max. CSER (cm/s ²)	Archivo estación CSER	Acel. max. CUP5 (cm/s ²)	Archivo estación CUP5	Epicentro	Coordenadas del evento sísmico	Origen
15/06/1999	20:42:07	Ms= 6.5, Mb= 6.4, Ma= 6.3, Me= 7	199.13	CSER9906.151	11.85	CUP59906.151	29 km al Suroeste de San Gabriel Chilac, Puebla	18.18 LAT. N -97.51 LONG. W	Intraplaca
30/09/1999	16:31:14	Ms= 7.5, Mc= 5.2, Mb= 6.5, Ma= 7.1, Me= 7.6	43.37	CSER9909.301	7.8	CUP59909.301	22 km al Noreste de Puerto Escondido, Oaxaca	15.95 LAT. N -97.03 LONG. W	Subducción
30/06/2010	07:22:27	M= 6	10.73	CSE21006.301	2.57	CUP51006.301	13 km al Sureste de Pinotepa Nacional, Oaxaca.	16.22 LAT N -98.03 LONG W	Subducción
20/03/2012	18:02:47	M= 7.4	25.43	CSER1203.201	13.98	CUP51203.201	46 km al Sur de Ometepec, Guerrero.	16.251 LAT. N -98.521 LONG. W	Subducción

3.6 Sismos a trasladar de la estación CUP5 a la estación CSER

Debido a que la estación CSER no posee archivos de sismos posteriores al 2012, se deben trasladar registros desde la estación CUP5 mediante una función de transferencia (FT). Los eventos por trasladar se catalogan en la Tabla 4 y se identifica la ubicación del epicentro en la Figura 17.

Tabla 4. Eventos sísmicos por trasladar desde estación CUP5 a estación CSER.

Fecha Sismo	Archivo estación CUP5	Magnitud	Aceleración max. CUP5 (cm/s ²)	Coordenadas del evento sísmico	Ubicación	Origen
16/06/2013	CUP51306.161	M= 5.8	21.33	18.04 LAT. N - 99.25 LONG. W	24 km al sureste de Huitzoco, Guerrero.	Intraplaca
18/04/2014	CUP51404.181	M= 7.2	14.87	17.18 LAT. N -101.19 LONG. W	61 km al Suroeste de Petatlán, Guerrero.	Subducción
08/05/2014	CUP51405.081	M= 6.4	18.08	17.11 LAT. N - 100.87 LONG. W	40 km al Suroeste de Tecpan, Guerrero.	Subducción
08/09/2017	CUP51709.081	M= 8.2	8.9	14.761 LAT. N -94.103 LONG. W	140 km al Suroeste de Pijijiapan, Chiapas.	Subducción
19/09/2017	CUP51709.191	M= 7.1	58.84	18.3353 LAT. N -98.6763 LONG. W	8km al Noroeste de Chiautla de Tapia, Puebla.	Intraplaca
16/02/2018	CUP51802.161	M= 7.2	6.68	16.218 LAT. N -98.0135 LONG. W	14 km al Sureste de Pinotepa Nacional, Oaxaca.	Subducción
23/06/2020	CUP52006.231	M= 7.4	8.06	15.8033 LAT. N -96.1337 LONG. W	4 km al Norte de Crucecita, Oaxaca.	Subducción



Figura 17. Google Earth. (2024, 14 diciembre). Imagen satelital de los epicentros de los sismos catalogados en la Tabla 4. Recuperado de <https://earth.google.com/>

3.7 Acelerogramas de la estación CSER

Antes de pasar al análisis de los registros de Ciudad Serdán, es fundamental realizar un tratamiento de dichas señales; esto se hace mediante el software DEGTRA A4. Se aplica una corrección de línea base del tipo normal y un filtro PasaBanda para frecuencias menores 0.1 Hz y 10 Hz (sin recortar el tiempo de muestreo). Este proceso se lleva a cabo para cada registro en sus componentes Norte-Sur (N00E) y Este-Oeste (N90E o N90W). En las figuras Figura 18, Figura 19, Figura 20, Figura 21 y Figura 22 se muestran gráficas de los registros tratados que se emplearán para elaborar el espectro de respuesta en roca para Ciudad Serdán.

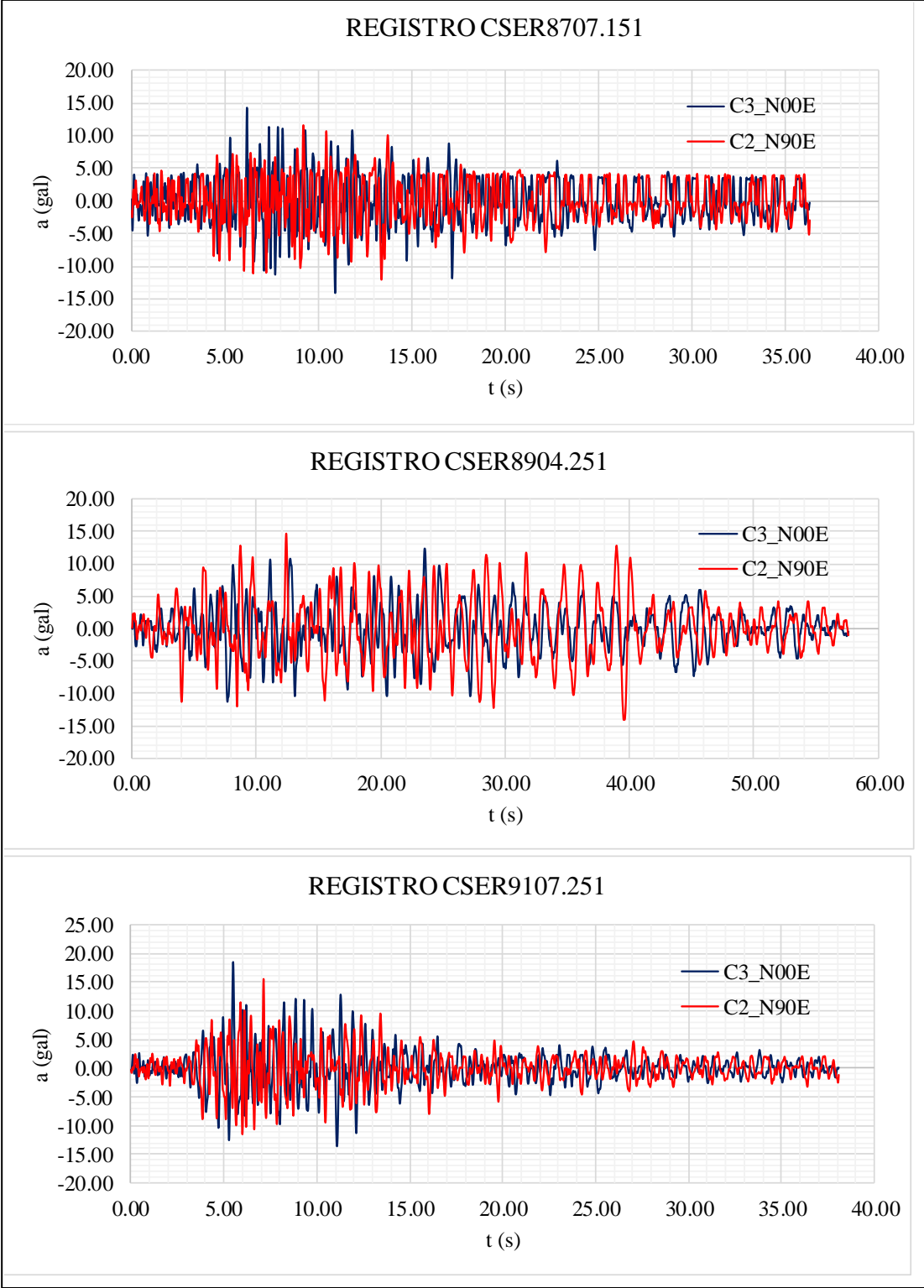


Figura 18. Señales corregidas de los archivos CSER8707.151, CSER8904.251 y CSER9107.251; se muestran las componentes norte-sur en color azul y este-oeste en rojo.

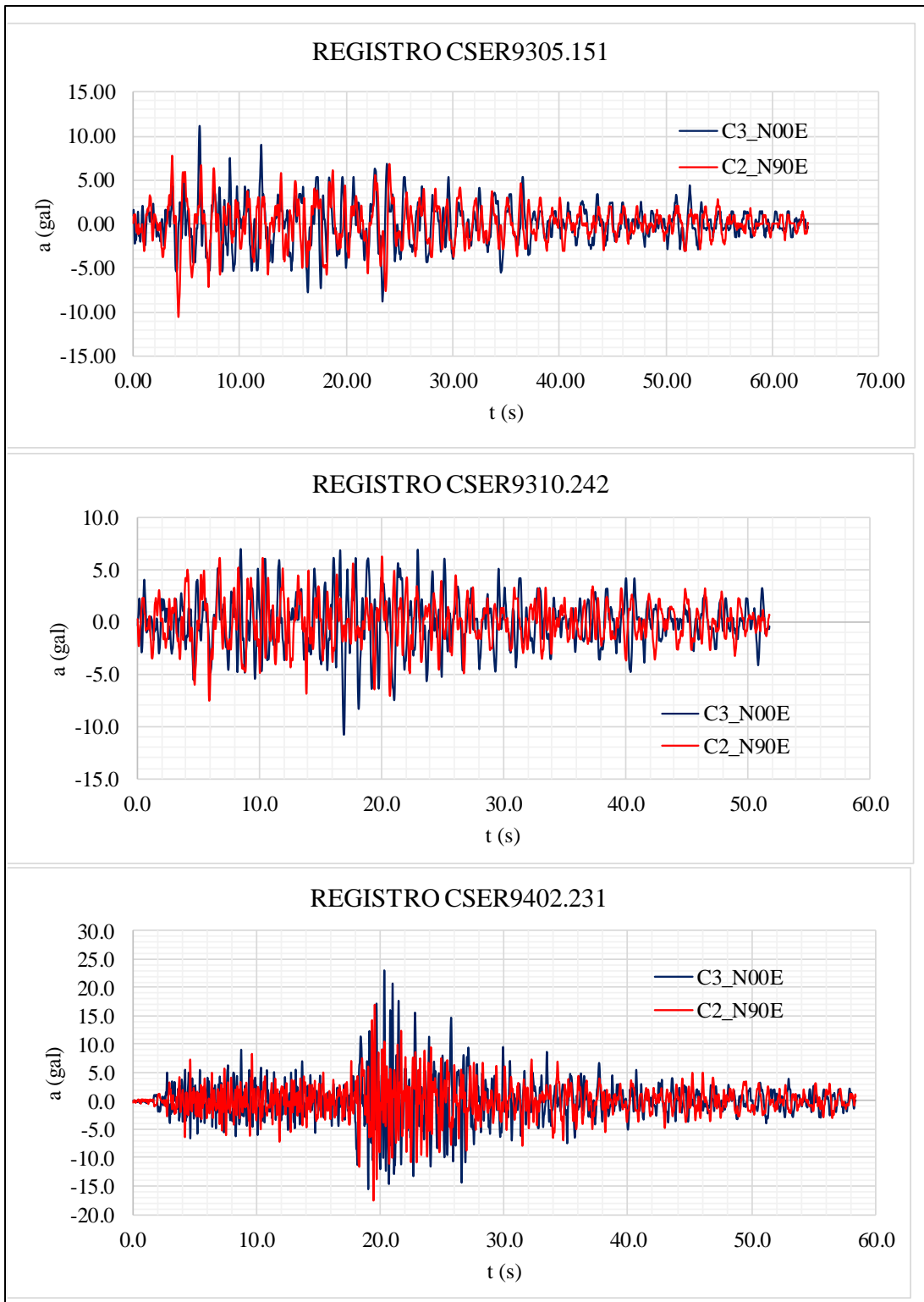


Figura 19. Señales corregidas de los archivos CSER9305.151, CSER9310.242 y CSER9402.231; se muestran las componentes norte-sur en color azul y este-oeste en rojo.

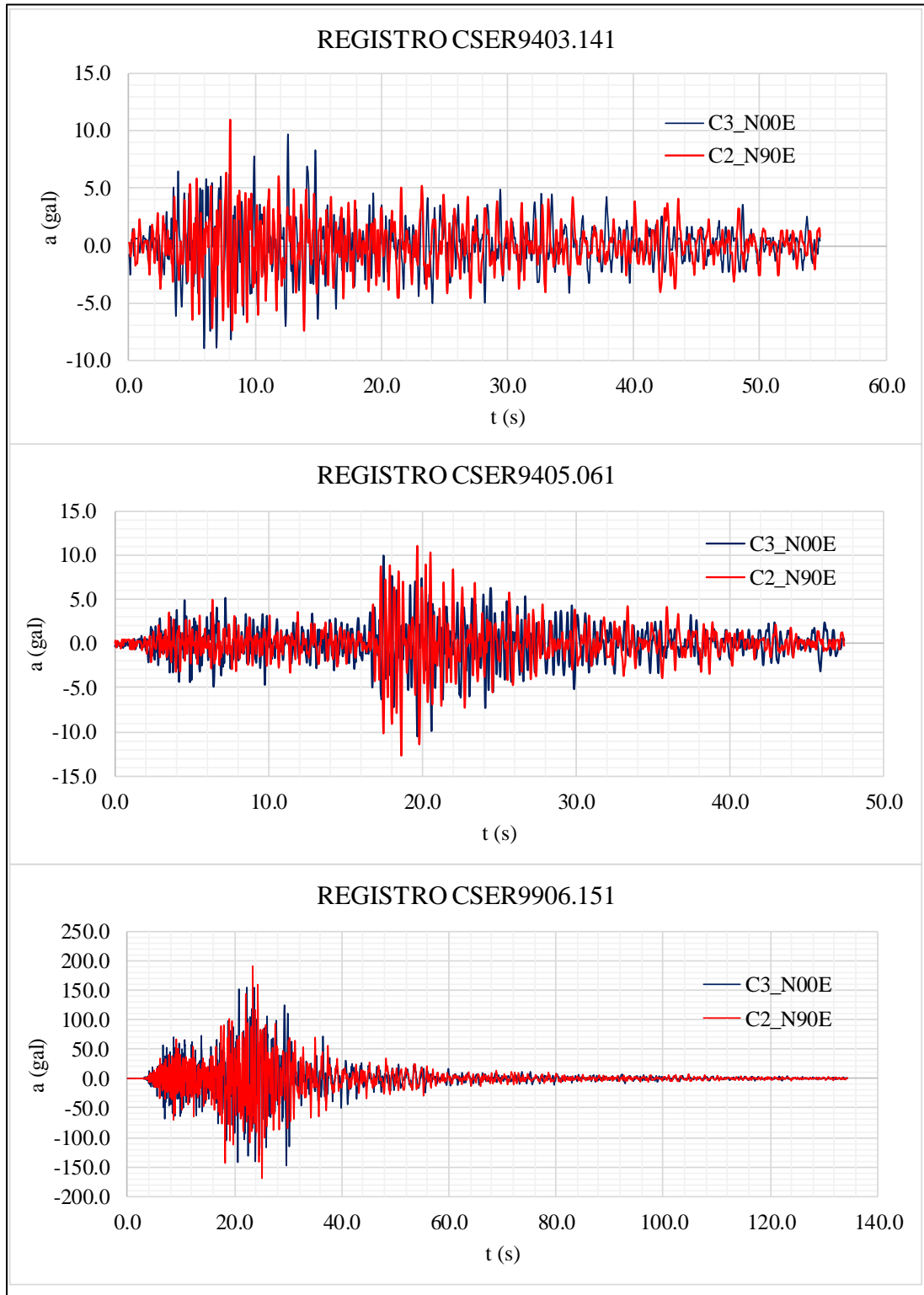


Figura 20. Señales corregidas de los archivos CSER9403.141, CSER9405.061 y CSER9906.151; se muestran las componentes norte-sur en color azul y este-oeste en rojo.

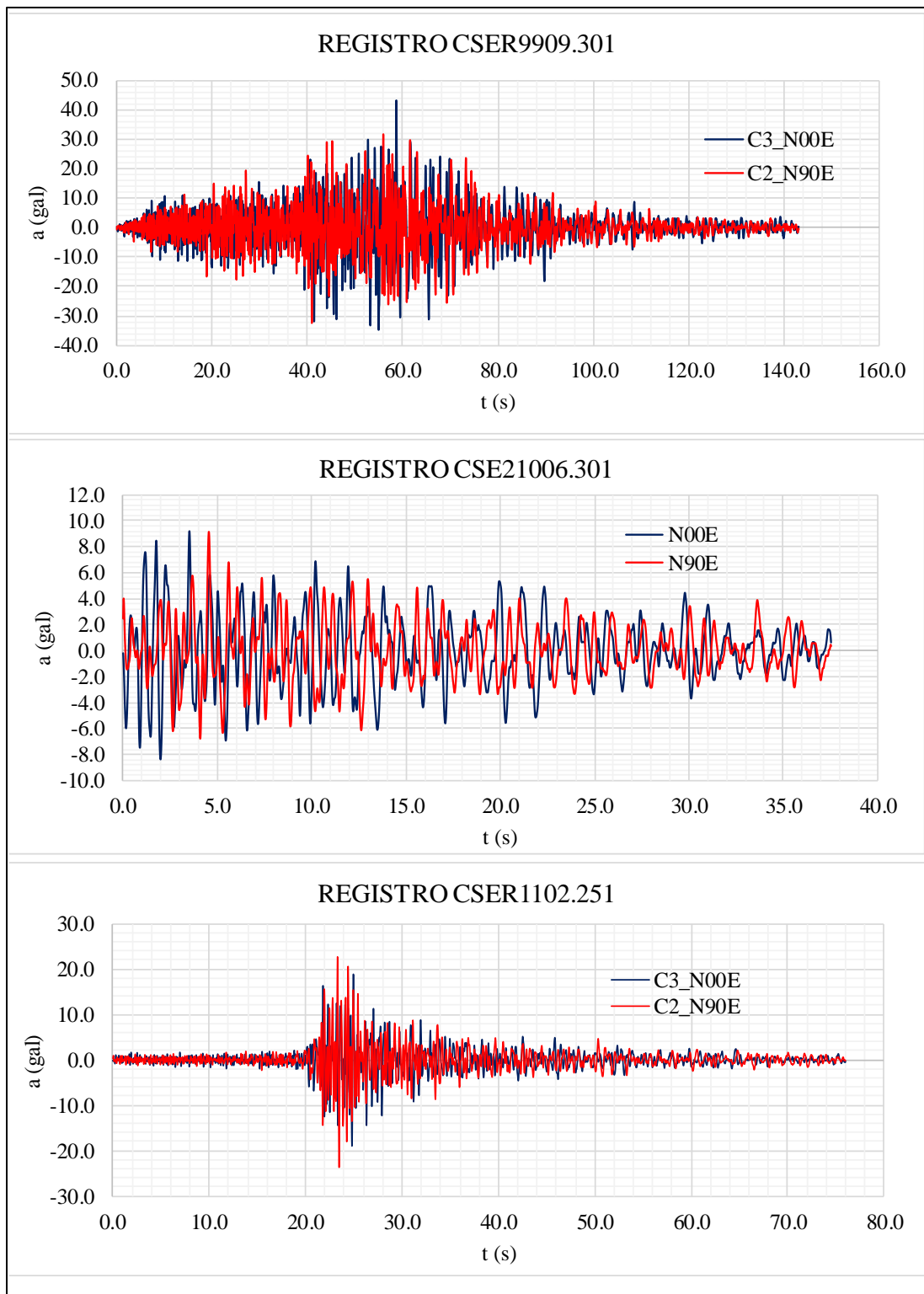


Figura 21. Señales corregidas de los archivos CSER9909.301, CSE21006.301 y CSER1102.251; se muestran las componentes norte-sur en color azul y este-oeste en rojo.

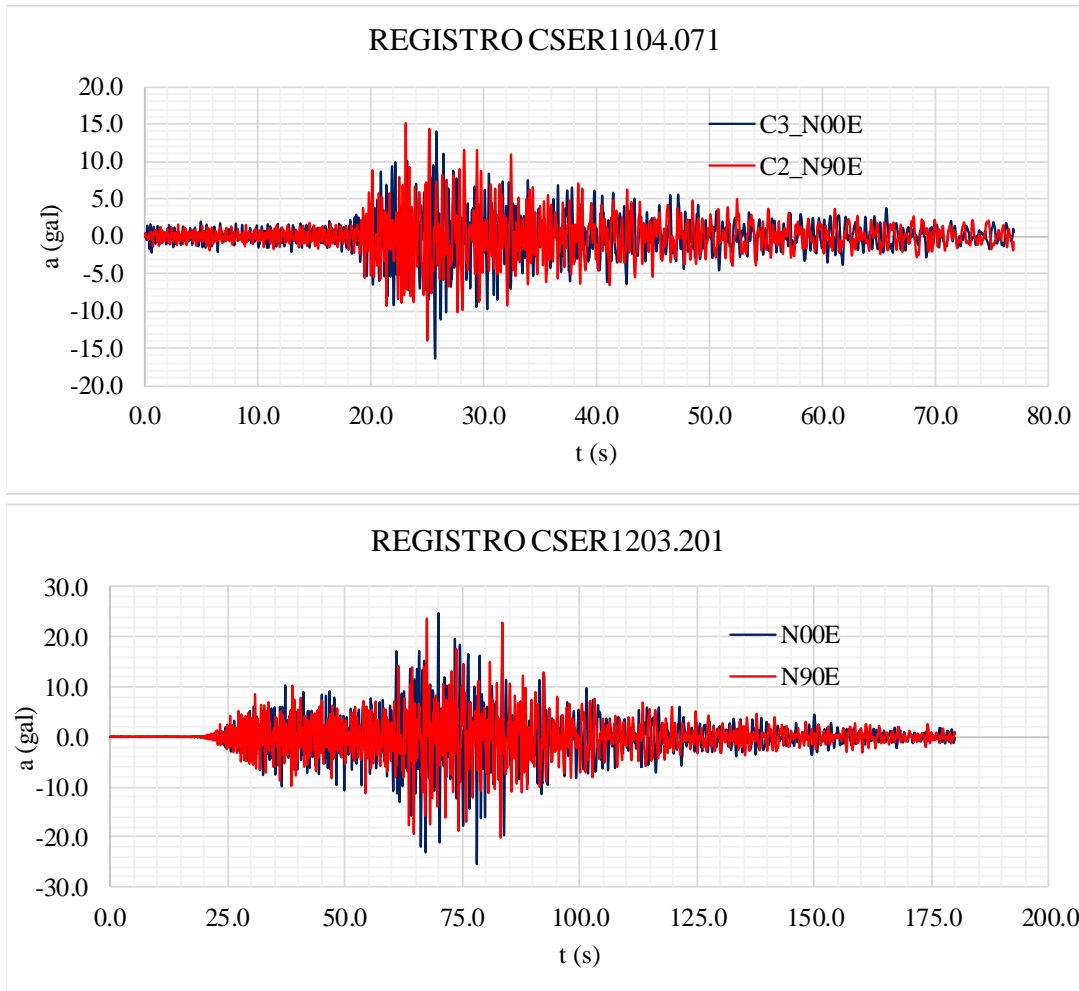


Figura 22. Señales corregidas de los archivos CSER1104.071 y CSER1203.201; se muestran las componentes norte-sur en color azul y este-oeste en rojo.

3.7 Acelerogramas de la estación CUP5

Como se mencionó con anterioridad, algunos los registros sísmicos de la estación CUP5 permitirán realizar una FT que será la herramienta empleada para trasladar sismos de esta misma estación hacia la estación CSER. Previo a ello se realiza un tratamiento de señales como el que se hizo para los archivos de la estación CSER. En las figuras Figura 23, Figura 24 y Figura 25 y Figura 26 se muestran gráficas de los registros tratados de la estación CUP5.

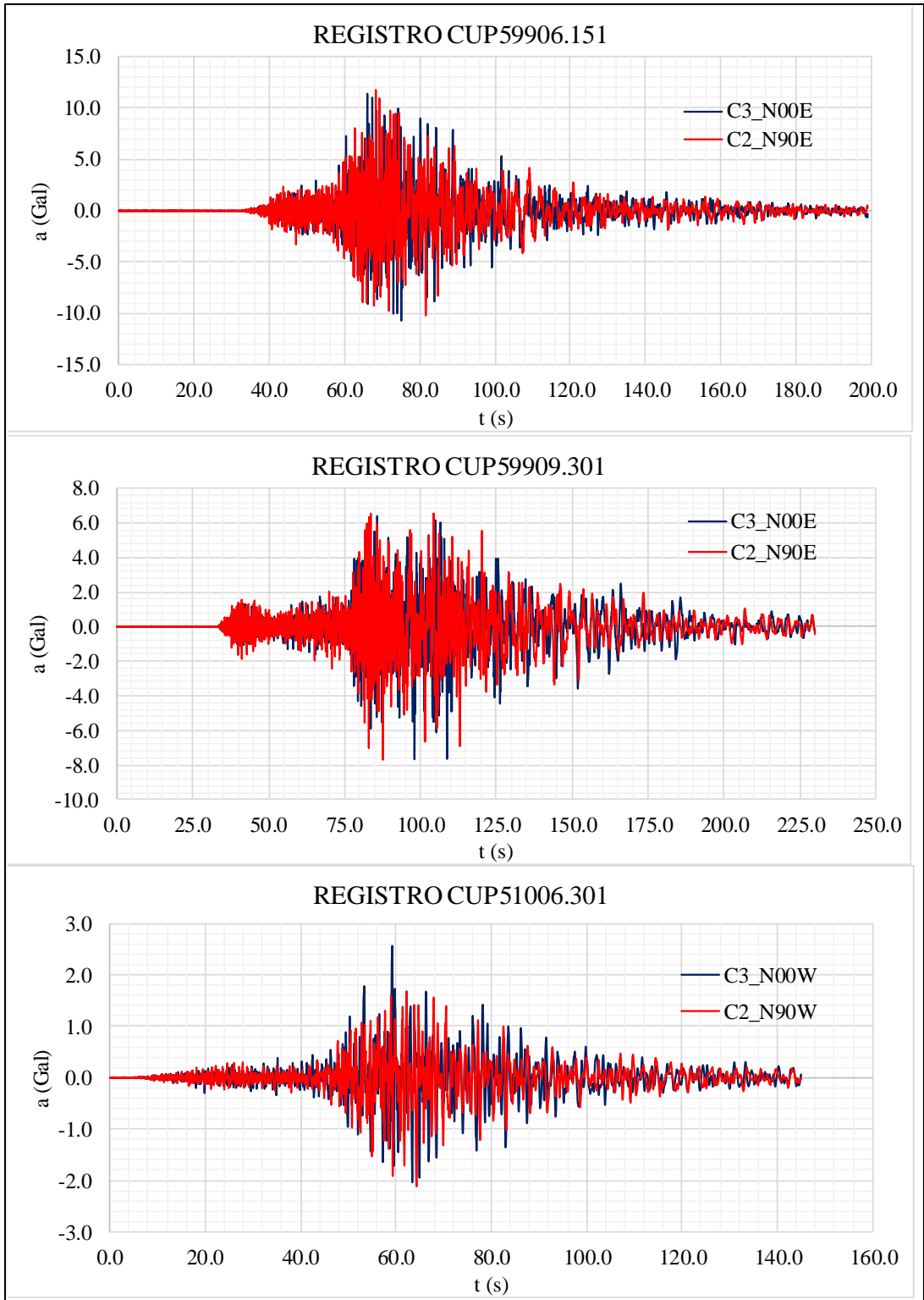


Figura 23. Señales corregidas de los archivos CUP59906.151, CUP59909.301 y CUP51006.301; se muestran las componentes norte-sur en color azul y este-oeste en rojo.

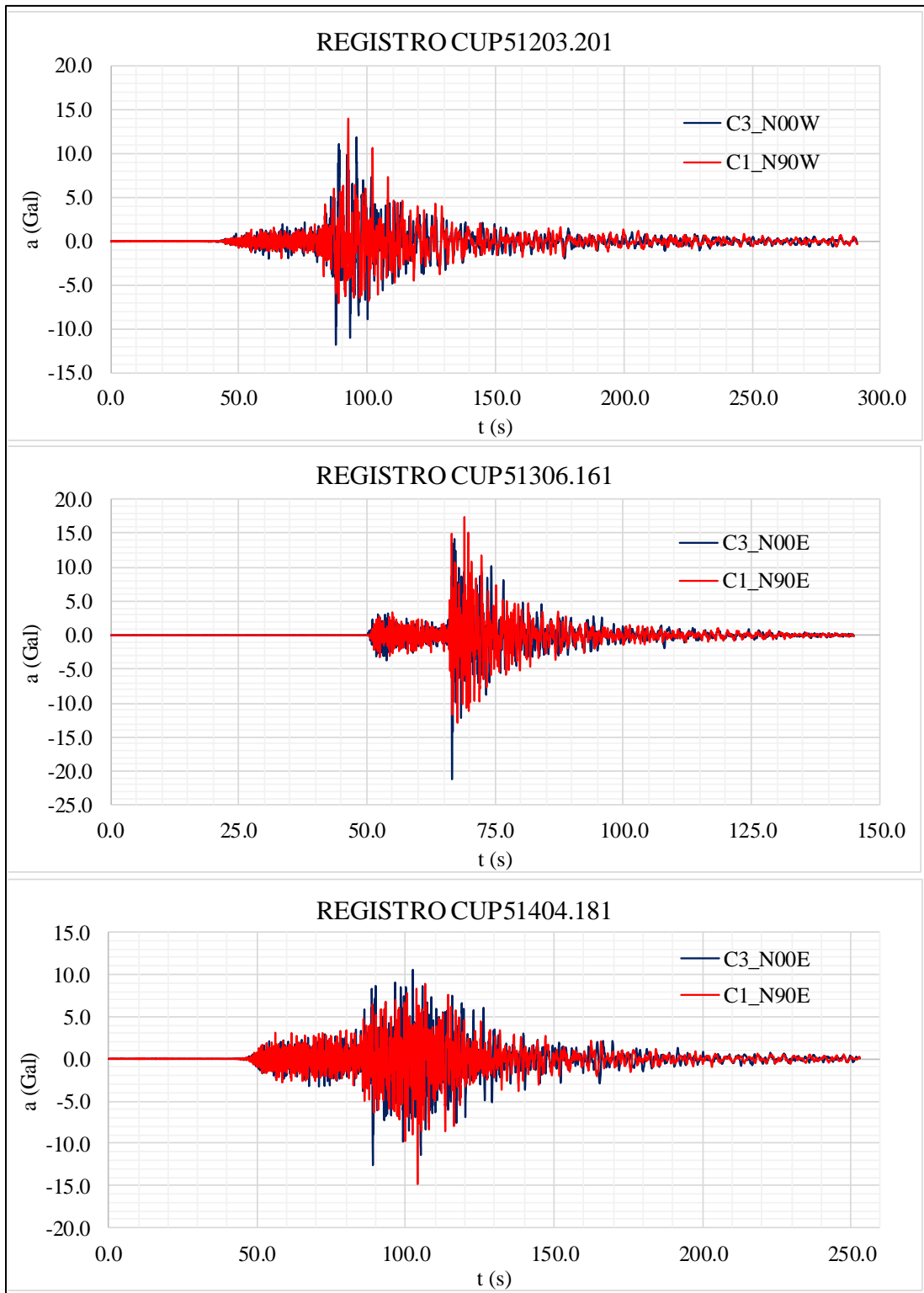


Figura 24. Señales corregidas de los archivos CUP51203.201, CUP51306.161 y CUP51404.181; se muestran las componentes norte-sur en color azul y este-oeste en rojo.

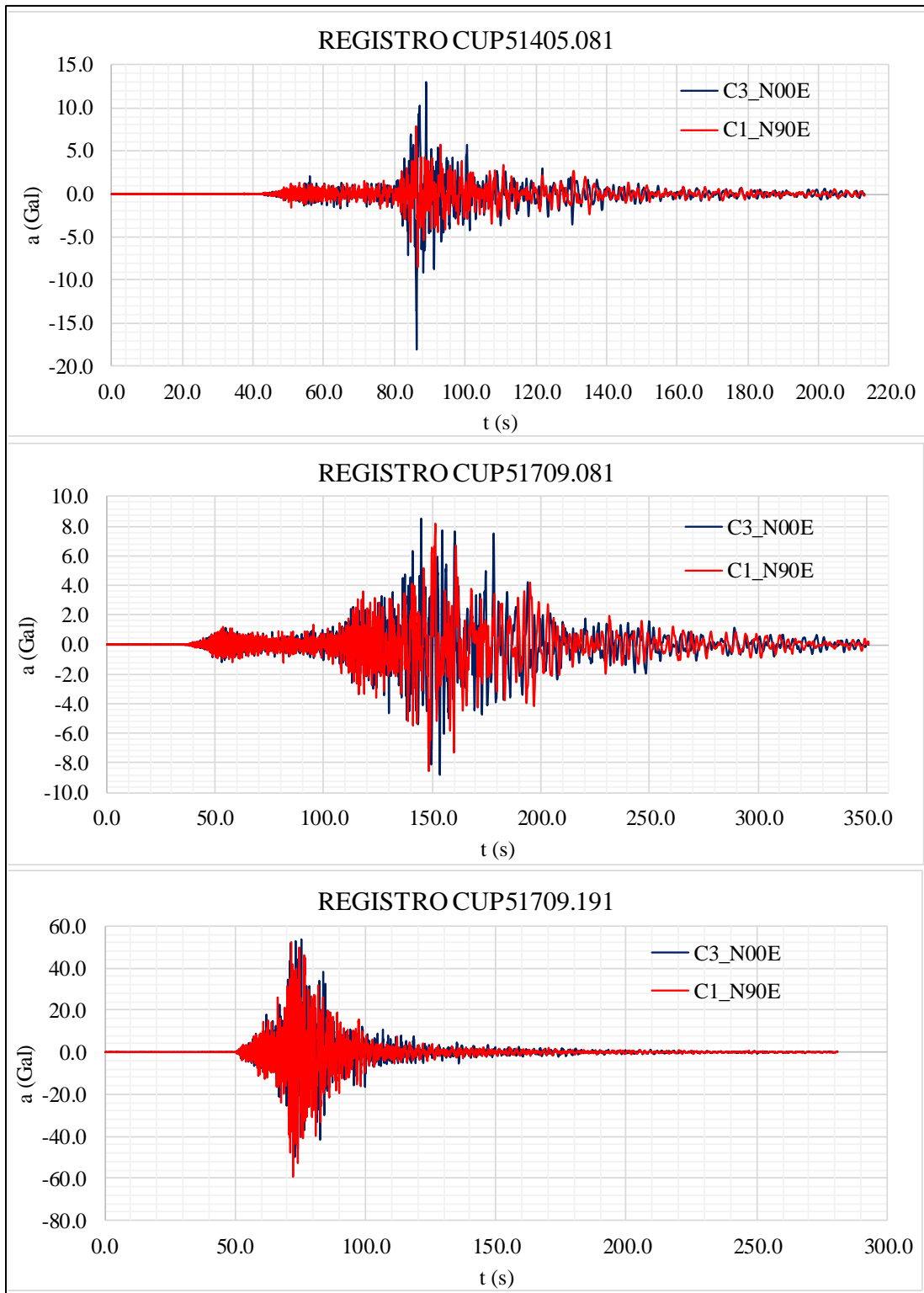


Figura 25. Señales corregidas de los archivos CUP51405.081, CUP51709.081 y CUP51709.191; se muestran las componentes norte-sur en color azul y este-oeste en rojo.

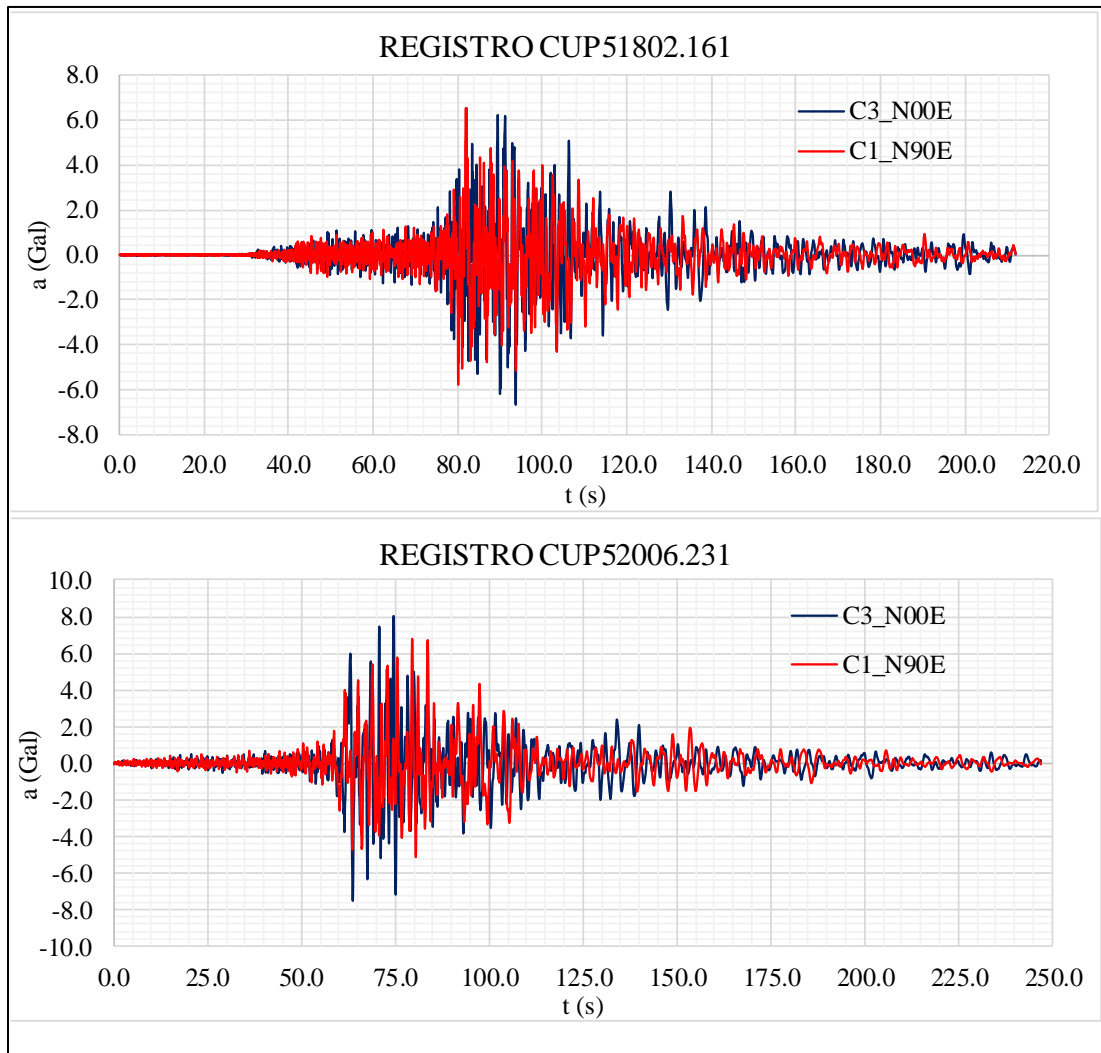


Figura 26. Señales corregidas de los archivos CUP51802.161 y CUP52006.231; se muestran las componentes norte-sur en color azul y este-oeste en rojo.

3.8 Ajuste del intervalo de muestreo

Durante la recopilación de los registros sísmicos se identifica el inconveniente que el intervalo de muestreo (dt) no coincide entre los archivos, debido a la diferencia de modelos entre los acelerómetros de las estaciones CSER y CUP5; inclusive en la misma estación existen registros con variados dt . Esto presenta un problema pues para generar la FT y trasladar los sismos, se requiere que los espectros de Fourier posean el mismo intervalo de frecuencias.

La solución planteada en algunos casos es emplear factores de diezmado, en otros realizar una interpolación lineal (generando un dato entre cada par de muestras) y en otros más efectuar ambas operaciones con los registros. Para ello se determina como objetivo que todos los dt debían ser igual a 0.01 s. Los intervalos originales de los registros para crear la FT y los ajustes realizados se muestran en la Tabla 5. Por otra parte, en lo que corresponde a los sismos a trasladar, se identifica que los intervalos de muestreo de los registros originales ya cumplen con el $dt=0.01$ s (Tabla 6).

Tabla 5. Ajuste de intervalo de muestreo dt de los registros sísmicos para generar la FT.

Fecha Sismo	Archivo	Intervalo original dt (s)	Numero original de muestras N	Factor de diezmado empleado	Valor interpolado entre cada par de muestras	Intervalo ajustado dt^* (s)	Numero ajustado de muestras N^*
15/06/1999	CSER9906.151	0.01	13442	0	-	0.01	13442
30/09/1999	CSER9909.301	0.01	14301	0	-	0.01	14301
30/06/2010	CSE21006.301	0.005	7508	2	-	0.01	3754
20/03/2012	CSER1203.201	0.004	45000	5	1	0.01	18000
15/06/1999	CUP59906.151	0.004	49751	5	1	0.01	19901
30/09/1999	CUP59909.301	0.004	59251	5	1	0.01	23701
30/06/2010	CUP51006.301	0.01	14502	0	-	0.01	14502
20/03/2012	CUP51203.201	0.01	29100	0	-	0.01	29100

Tabla 6. Intervalo de muestreo original para los sismos a trasladar, se aprecia que todos ya cumplen con el $dt=0.01s$.

Fecha Sismo	Archivo	Intervalo original dt (s)	Numero original de muestras N
16/06/2013	CUP51306.161	0.01	18000
18/04/2014	CUP51404.181	0.01	25300
08/05/2014	CUP51405.081	0.01	21300
08/09/2017	CUP51709.081	0.01	35100
19/09/2017	CUP51709.191	0.01	28100
16/02/2018	CUP51802.161	0.01	21200
23/06/2020	CUP52006.231	0.01	24700

3.9 Ajuste del número de puntos

Para cumplir con la frecuencia de Nyquist se procede a ajustar las señales que no cumplan con un número de puntos N igual a una potencia de dos, por ello se establece que los registros deben cumplir con un $N=32,768$.

Las señales que requieren más puntos se rellenan con ceros y las que excedan (como las componentes del registro CUP51709.081) las 32,768 muestras se recortan empleando la intensidad de Arias para no afectar la fase intensa del sismo.

3.9.1 Recorte del número de puntos.

Tras haber establecido que el número de muestras deberá ser de 32,768, se observa que el CUP51709.081 las excede, ya que cuenta con 35,100; por ello se establece que se deben eliminar 2,332 puntos. Después se emplea DEGTRA para obtener IA acumulada para las componentes N00E y N90E del registro. Con ello se identifica el 5% y el 95% de la energía acumulada para que al momento de realizar el ajuste no se pierdan datos relevantes

del sismo. En la Figura 27 se observa que el recorte de puntos realizados no llega siquiera el 1% de la IA, por lo cual no se afectó la fase intensa; tal cual se analiza en la Figura 28 que es el registro CUP51709.081 pero ajustado a $N=32,768$.

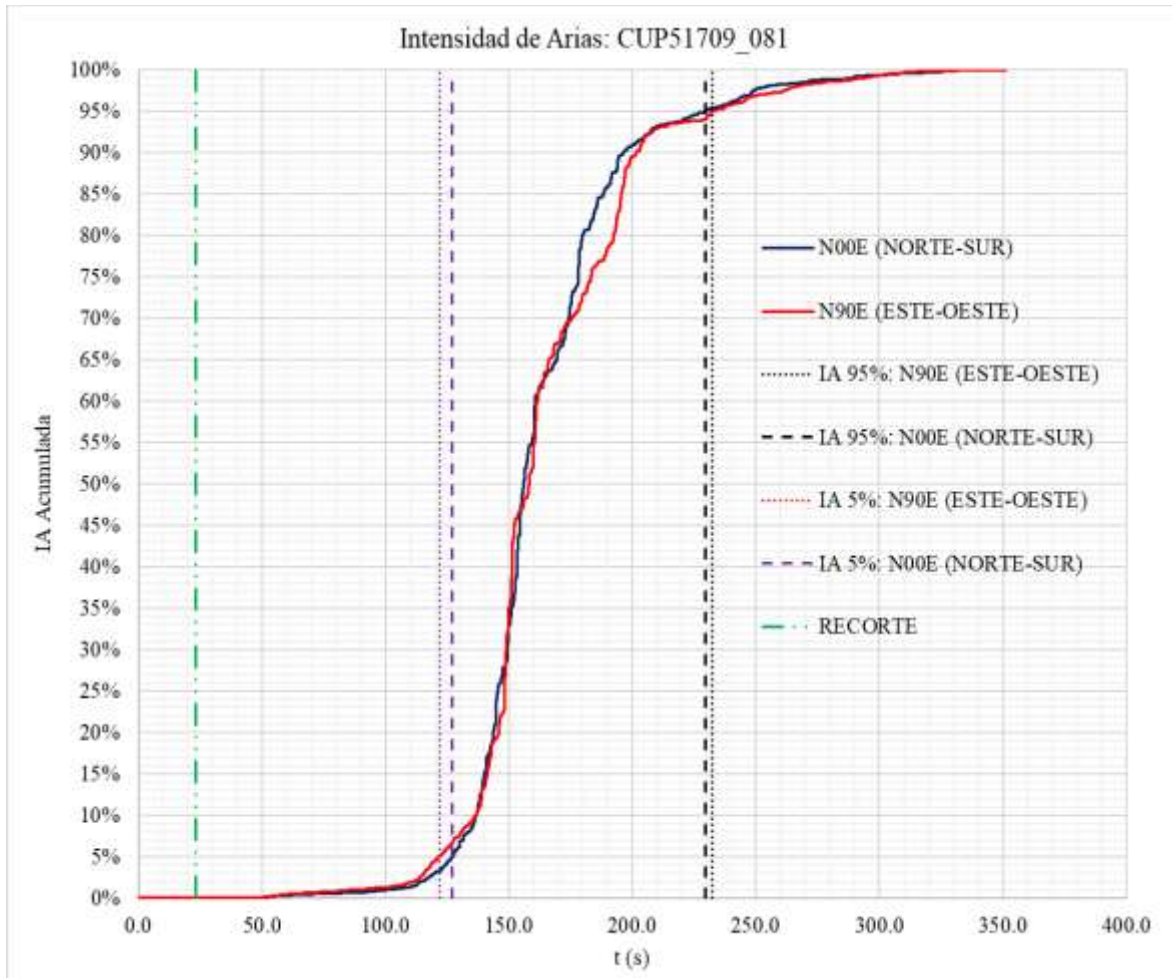


Figura 27. Intensidad de Arias acumulada del registro CUP51709.081. Se muestra en qué instantes se alcanza el 5% y el 95% de la IA y en qué parte se realiza el recorte.

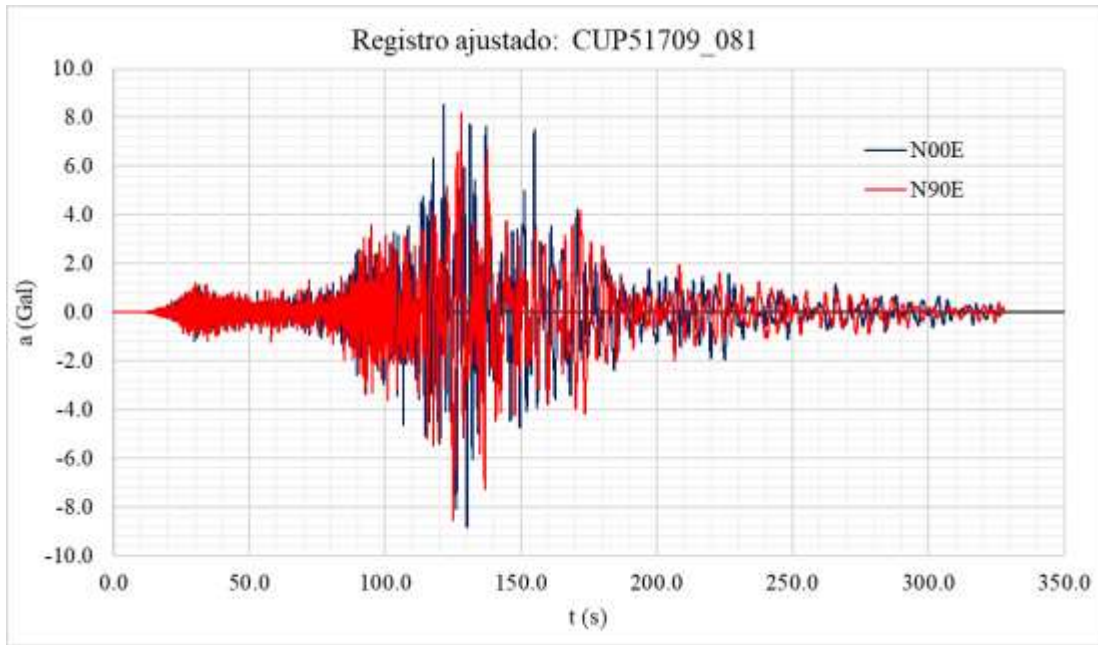


Figura 28. Registro CUP51709.081 ajustado a $N=3268$ muestras.

4. RESULTADOS OBTENIDOS

Tras buscar, ordenar y tratar los acelerogramas es posible proceder al manejo de las señales en el dominio de la frecuencia. El dominio de la frecuencia permite que las operaciones a realizar sean multiplicaciones, divisiones, sumas y restas; a diferencia de resolver ecuaciones diferenciales si se desearan trabajar en el dominio del tiempo. Si bien pareciera complicado convertir una señal en el dominio del tiempo al dominio de la frecuencia, existen herramientas con funciones y algoritmos predefinidos que facilitan este trabajo.

4.1 Espectros de Fourier para creación de FT

Los espectros de Fourier para generar la FT (figurasFigura 29Figura 30Figura 31Figura 32) son obtenidos tras realizar el tratamiento de señales y ajustarlas a un $dt=0.01$ s y $N=32,768$. Se emplea MATLAB pues permite obtener la magnitud y la fase del EF, mientras que *DEGTRA* solo calcula la magnitud del EF.

4.2 Cálculo de las Funciones de Transferencia

Una vez calculados los EF, se exportan los datos a *Excel* para crear las FT (figuras Figura 33, Figura 34, Figura 35 y Figura 36). Estas son definidas como un cociente de las ordenadas en el dominio de la frecuencia de la estación CSER entre la estación CUP5. Las operaciones se realizan tanto para la parte real (magnitud) como para la imaginaria (fase); repitiendo el proceso entre las mismas componentes de cada estación y para cada evento sísmico señalado de la Tabla 3.

$$F_T(\omega) = \frac{CSEER(\omega)}{CUP5(\omega)}$$

Donde:

ω es la frecuencia angular.

$CSEER(\omega)$ es la transformada de Fourier de una señal de la estación CSER en el dominio del tiempo $CSEER(t)$.

$CUP5(\omega)$ es la transformada de Fourier de una señal de la estación CSER en el dominio del tiempo $CUP5(t)$.

Es importante destacar que las FT son clasificadas como Funciones de Transferencia de Subducción (FTS) y Funciones de transferencia de intraplaca (FTI); esto debido a la procedencia de los sismos. Para sismos de subducción se obtienen seis FT, las cuales corresponden a las dos componentes de los eventos de Septiembre de 1999, Junio de 2010 y Marzo de 2012. En lo que respecta a las FT de intraplaca se tienen solo dos, correspondientes a las componentes N00E y N90E del evento del 15 de Junio de 1999.

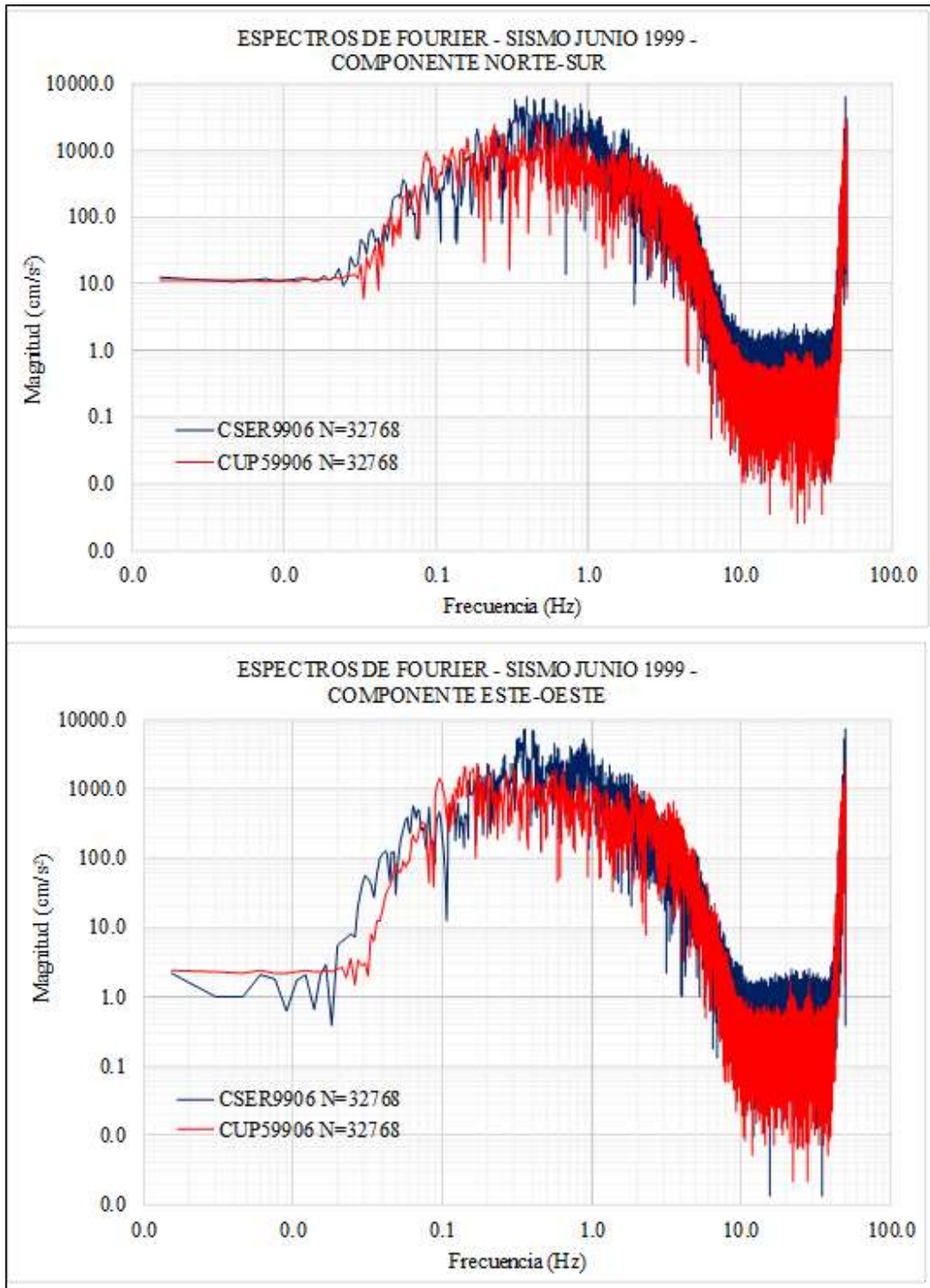


Figura 29. Espectros de Fourier del sismo del 15 de Junio de 1999. Se comparan las mismas componentes entre estación CSER (línea azul) y CUP5 (línea roja). Escala logarítmica para el eje de las ordenadas y de las abscisas. Se visualiza solo la parte real de los EF.

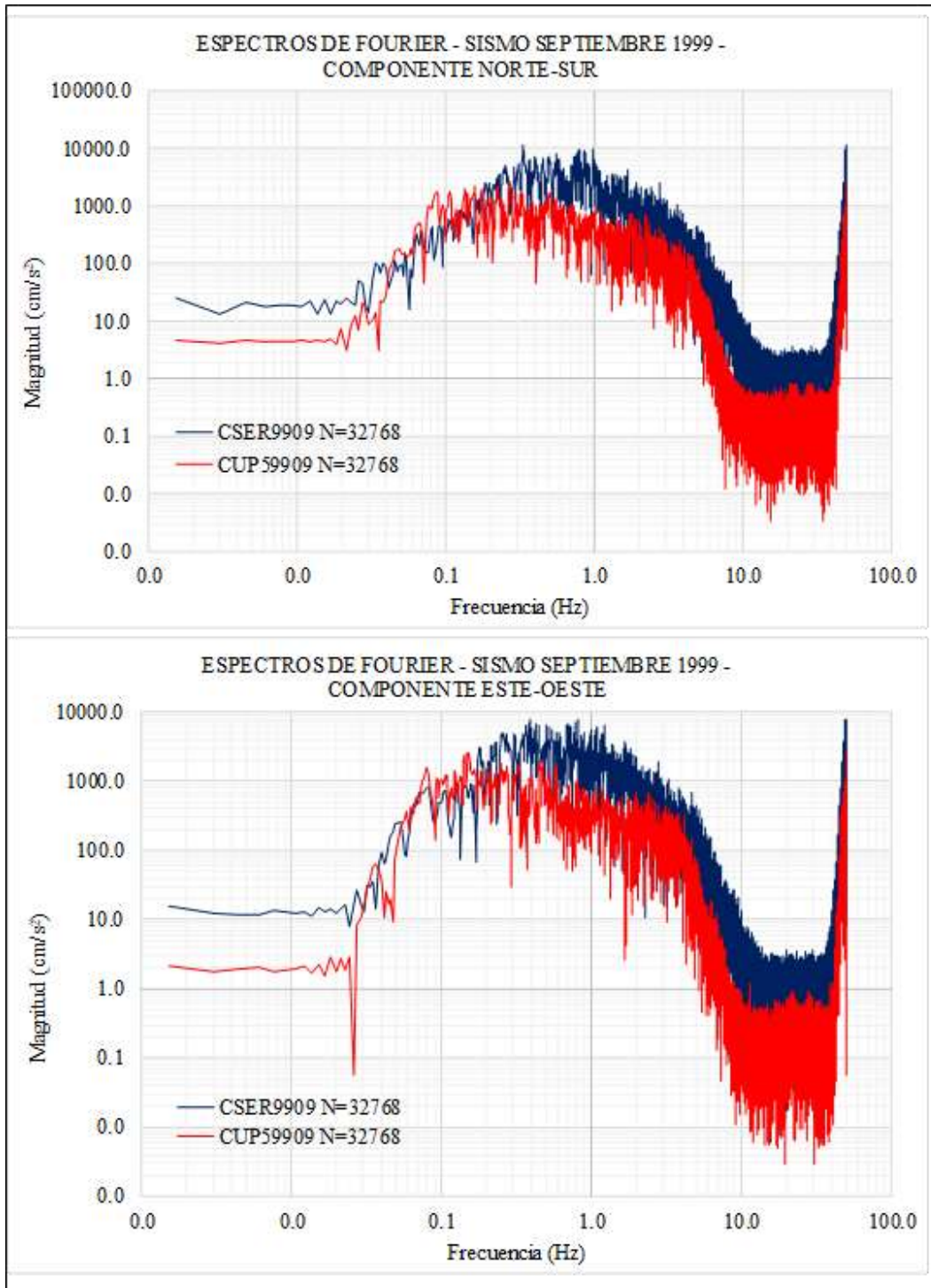


Figura 30. Espectros de Fourier del sismo del 30 de Septiembre de 1999. Se comparan las mismas componentes entre estación CSER (línea azul) y CUP5 (línea roja). Escala logarítmica para el eje de las ordenadas y de las abscisas. Se visualiza solo la parte real de los EF.

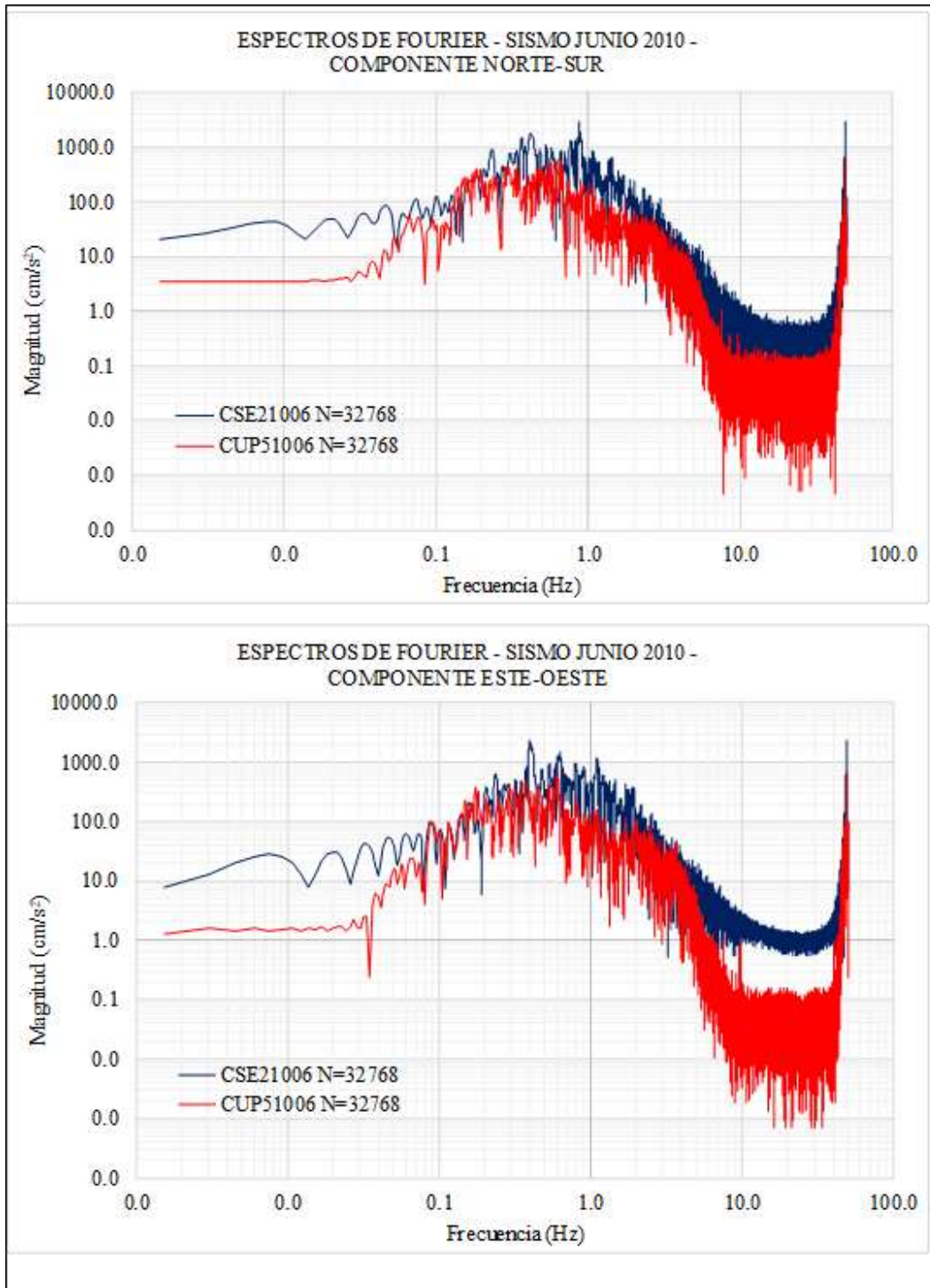


Figura 31. Espectros de Fourier del sismo del 30 de Junio de 2010. Se comparan las mismas componentes entre estación CSER (línea azul) y CUP5 (línea roja). Escala logarítmica para el eje de las ordenadas y de las abscisas. Se visualiza solo la parte real de los EF.

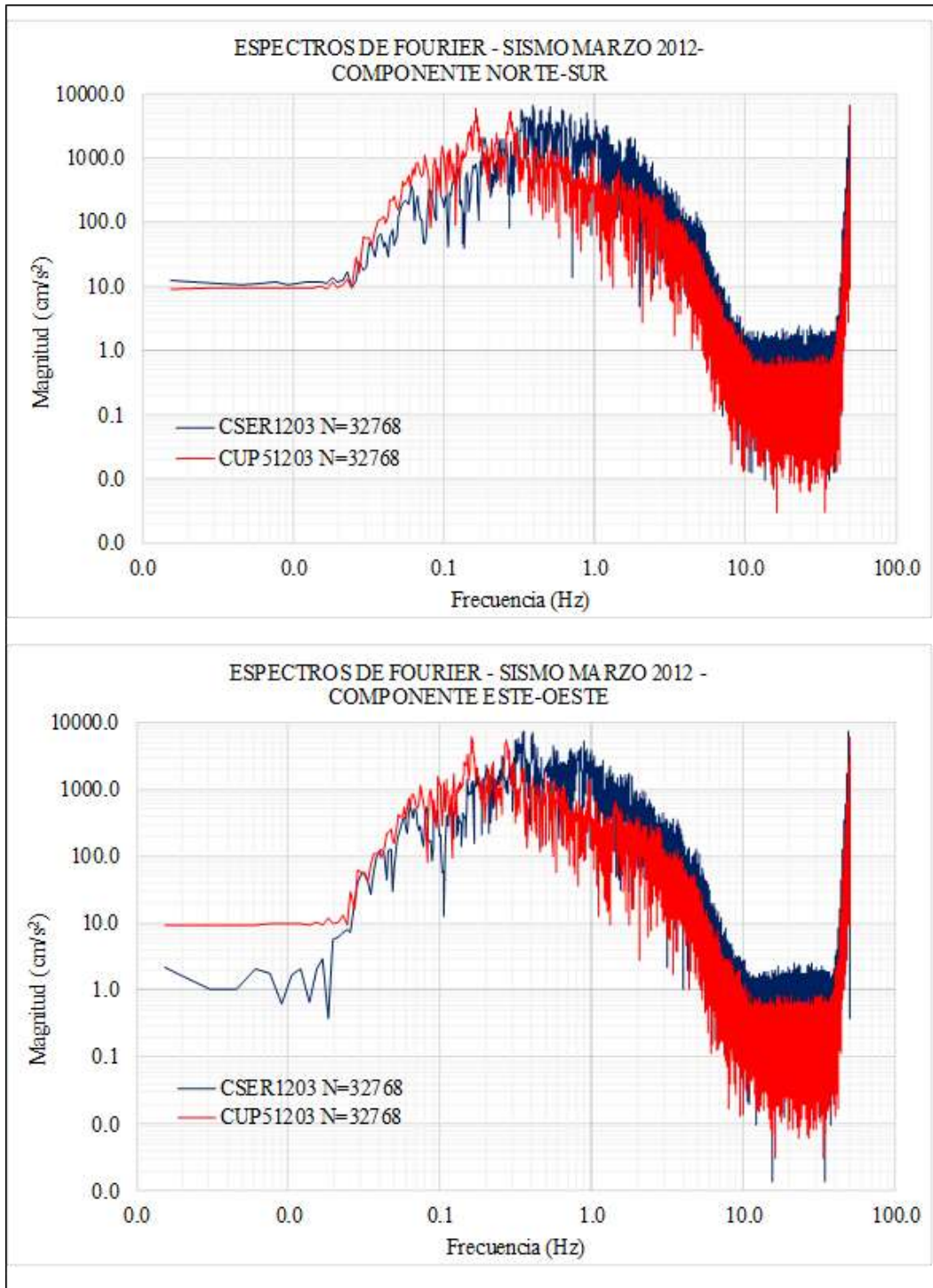


Figura 32. Espectros de Fourier del sismo del 20 de Marzo de 2012. Se comparan las mismas componentes entre estación CSER (línea azul) y CUP5 (línea roja). Escala logarítmica para el eje de las ordenadas y de las abscisas. Se visualiza solo la parte real de los EF.

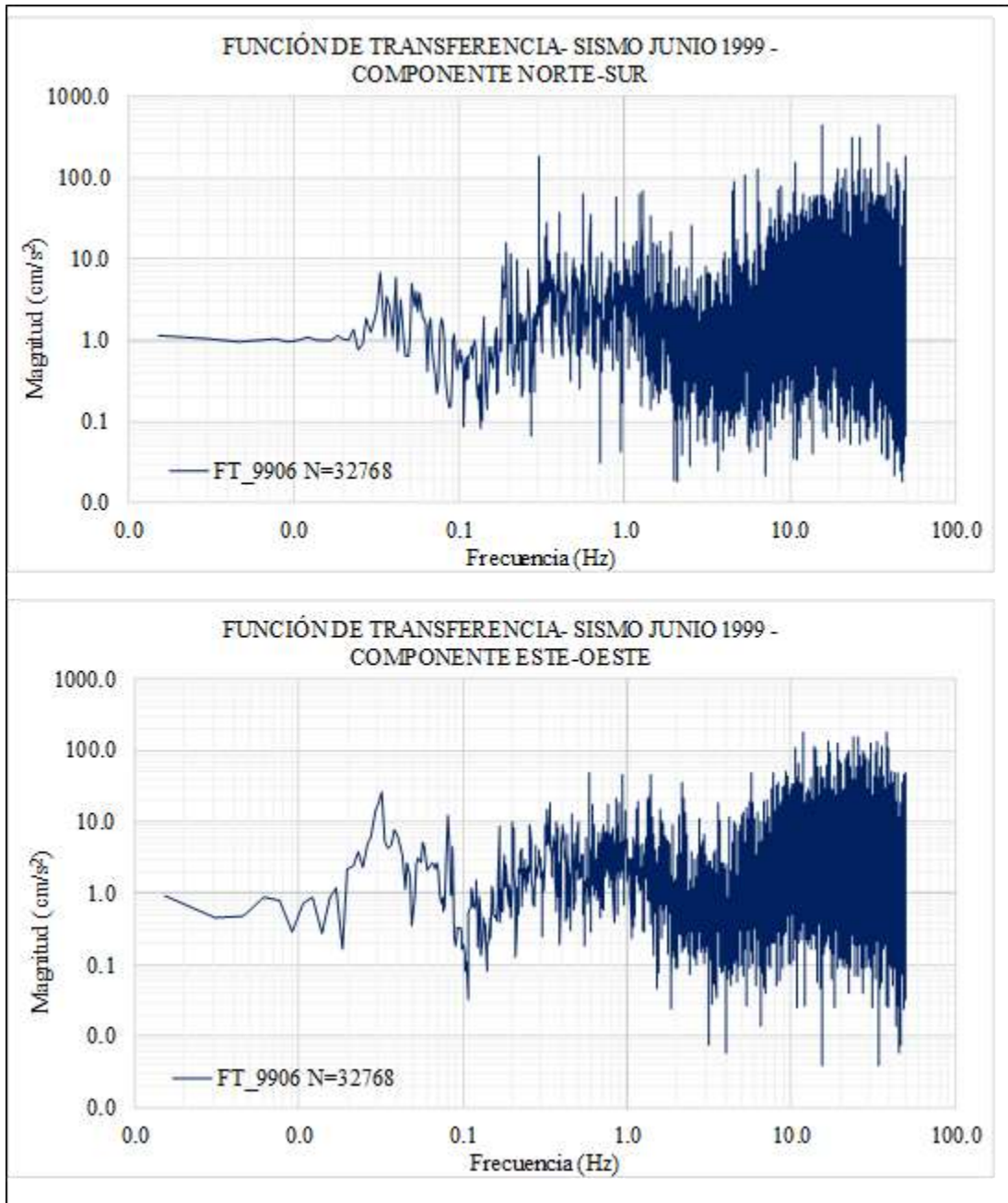


Figura 33. Funciones de Transferencia CSER/CUP5 para el sismo del 15 de Junio de 1999. Se muestran las FT de la parte real para las componentes Norte-Sur (N00E) y Este-Oeste (N90E).

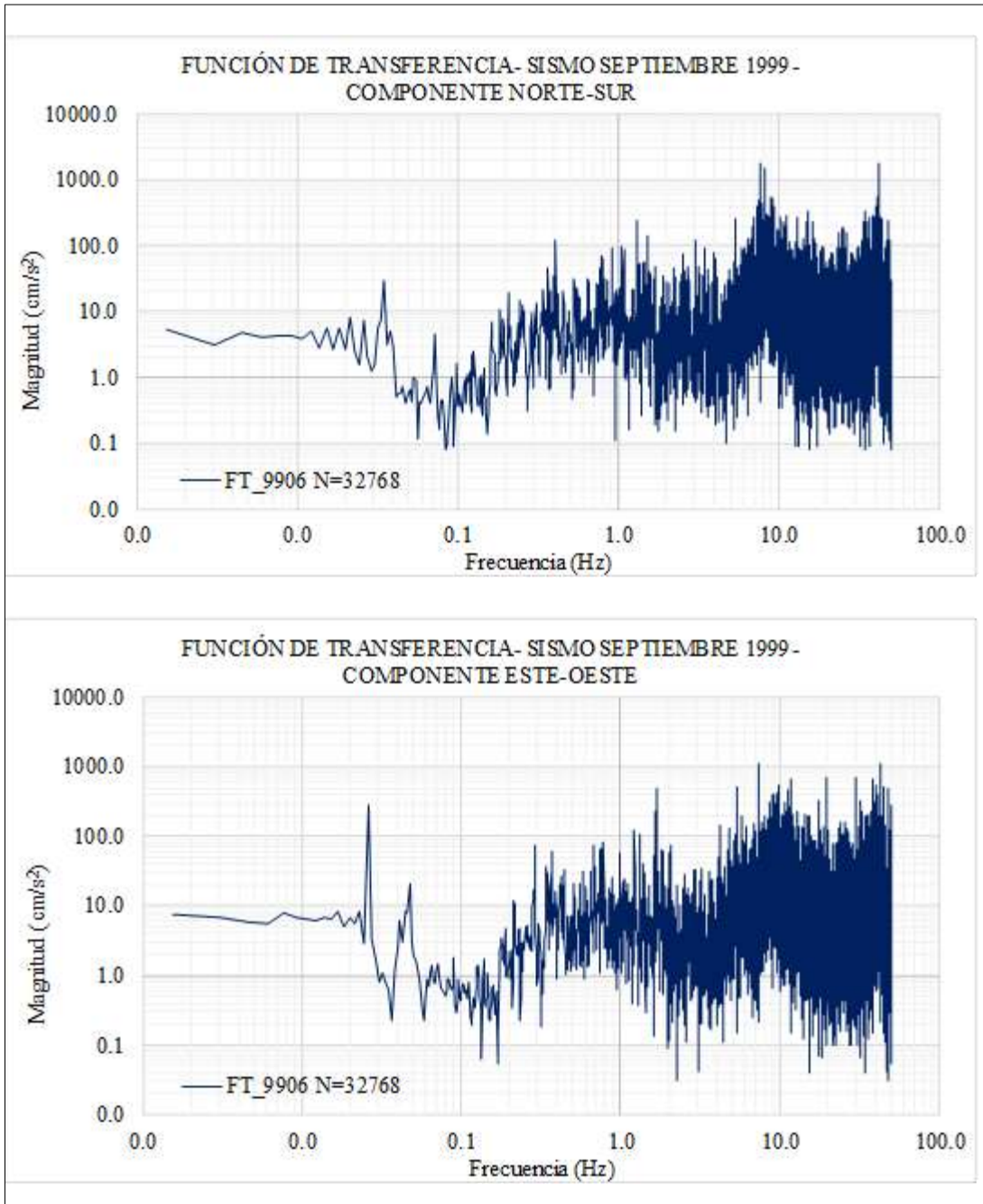


Figura 34. Funciones de Transferencia CSER/CUP5 para el sismo del 30 de Septiembre de 1999. Se muestran las FT de la parte real para las componentes Norte-Sur (N00E) y Este-Oeste (N90E).

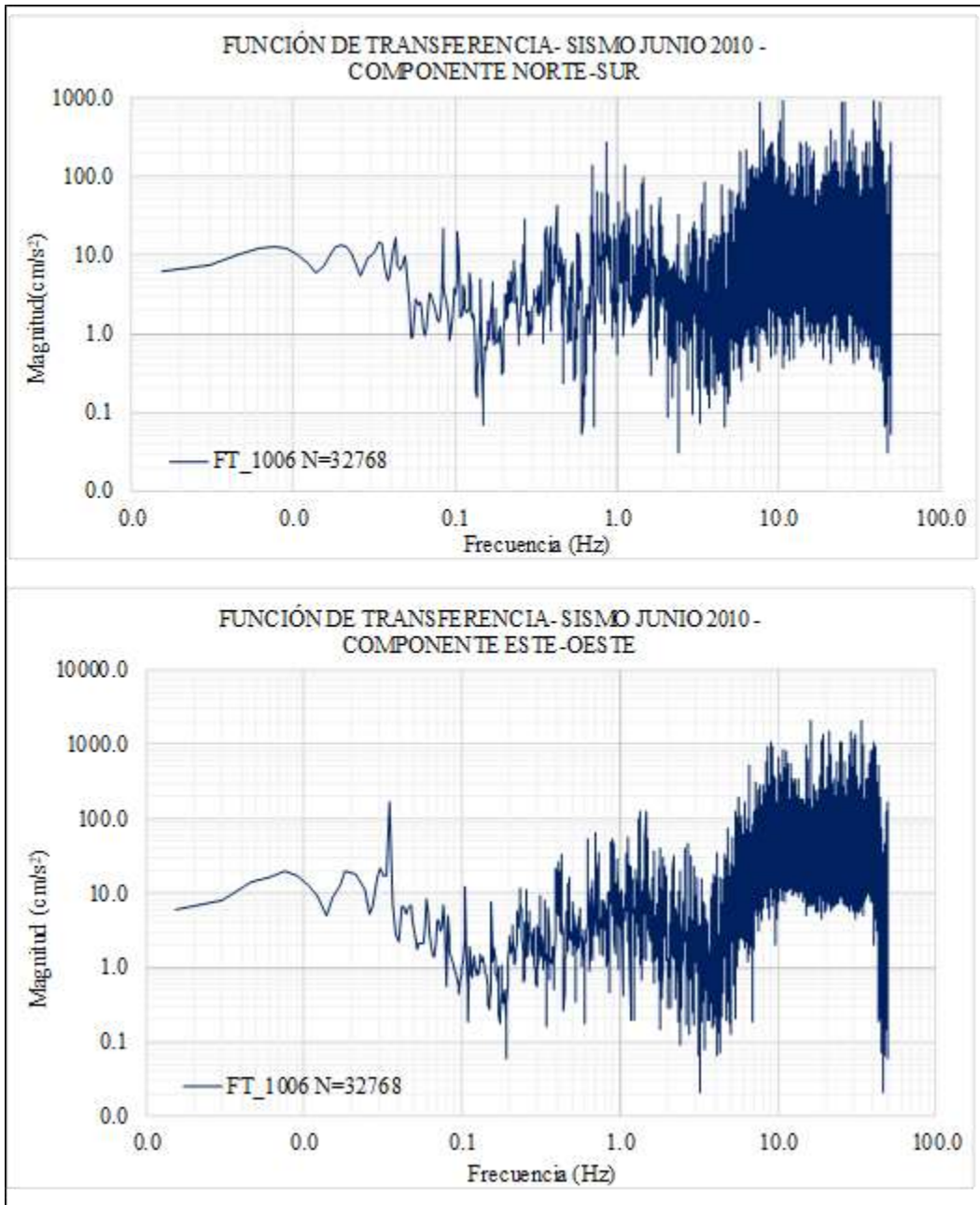


Figura 35. Funciones de Transferencia CSER/CUP5 para el sismo del 30 de Junio de 2010. Se muestran las FT de la parte real para las componentes Norte-Sur (N00E) y Este-Oeste (N90E).

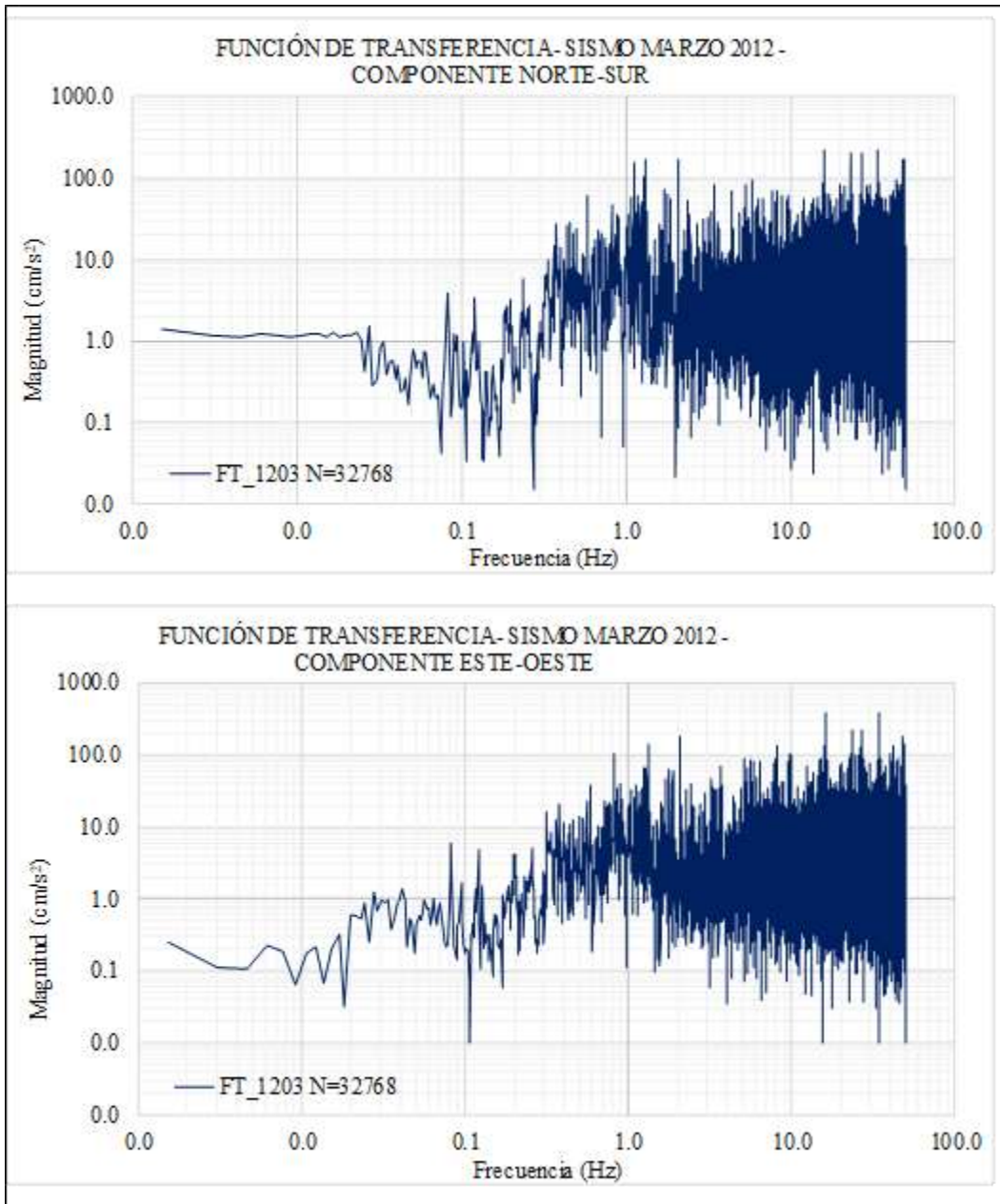


Figura 36. Funciones de Transferencia CSER/CUP5 para el sismo del 20 de Marzo de 2012. Se muestran las FT de la parte real para las componentes Norte-Sur (N00E) y Este-Oeste (N90E).

4.3 Generación de Envolventes

La definición de una función envolvente (FE) permitirá trasladar los espectros de Fourier de los sismos definidos en la Tabla 4. Para los eventos sísmicos de subducción se generaron tres pares (correspondientes a las componentes Norte-Sur y Este-Oeste) de envolventes en el dominio de la frecuencia, el primer par definido como los mínimos de las FT (Figura 37 y Figura 38), la segunda como un promedio (Figura 39 y Figura 40) y la tercera como los máximos (Figura 41 y Figura 42). Por otra parte, al tener solo un evento sísmico de intraplaca, se usará esa FT (Figura 33) para trasladar dicho tipo de eventos desde la estación CUP5 a la estación CSER.

Se determina que las funciones envolventes a emplear para trasladar los sismos de subducción serán las caracterizadas como el promedio, esto ya que se busca que la función envolvente sea aquella que represente de mejor manera el contenido frecuencial que se pueda presentar en la estación CSER y no la máxima amplificación posible que resultase al emplear FE de los máximos o la mínima amplificación probable como resultado de emplear las FE de los mínimos.

4.4 Espectros de Fourier Traslados

Para obtener las señales en el dominio del tiempo primero se deben trasladar sus correspondientes espectros de Fourier. Para ello se multiplican los EF que se desean trasladar de la estación CUP5 a la estación CSER por la función envolvente del promedio; esta operación se realiza tanto para la parte real como para la parte imaginaria de los espectros. De igual manera se catalogan según su procedencia, EF trasladados de subducción (Figura 43 y Figura 44) y EF trasladados de intraplaca (Figura 45 y Figura 46).

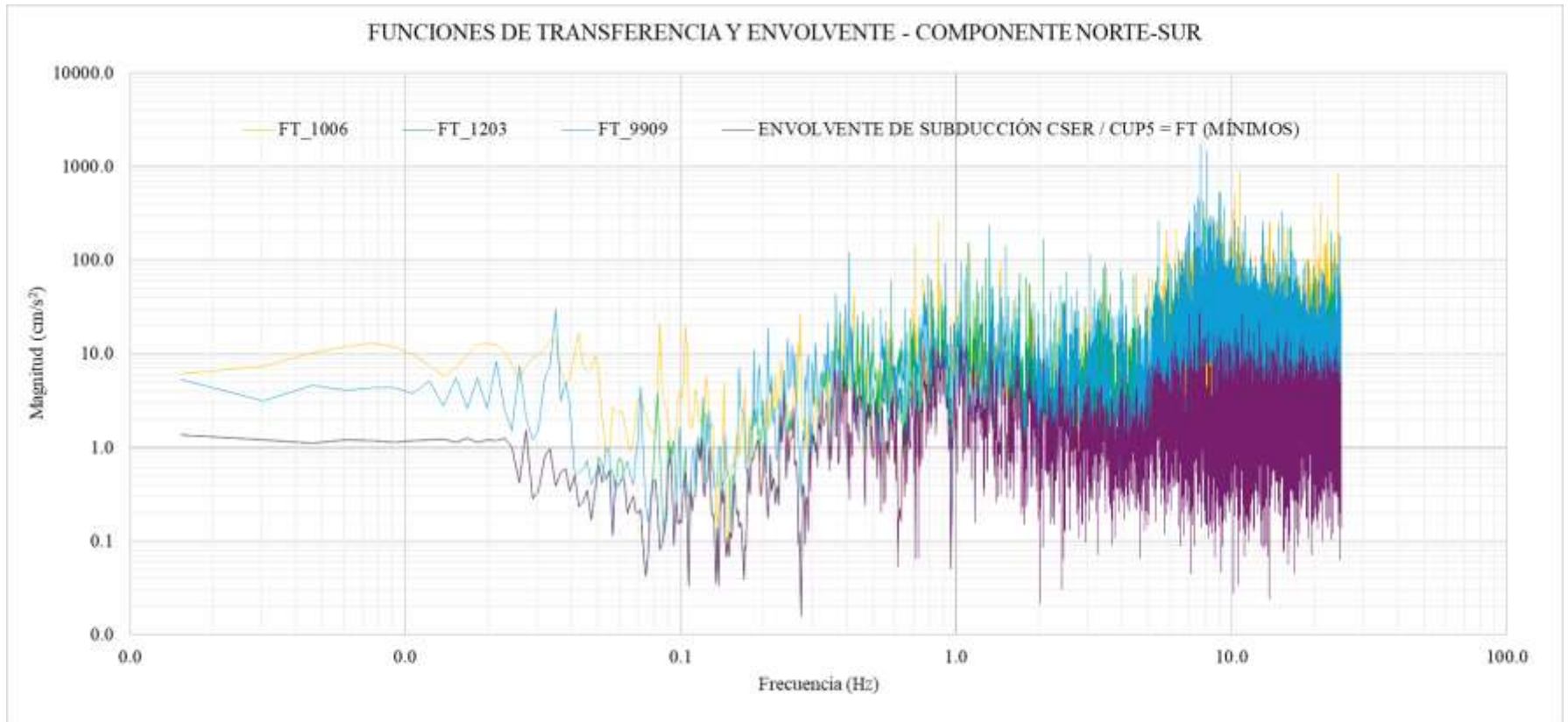


Figura 37. Función envolvente de la componente Norte-Sur caracterizada como los mínimos de las funciones de transferencia.

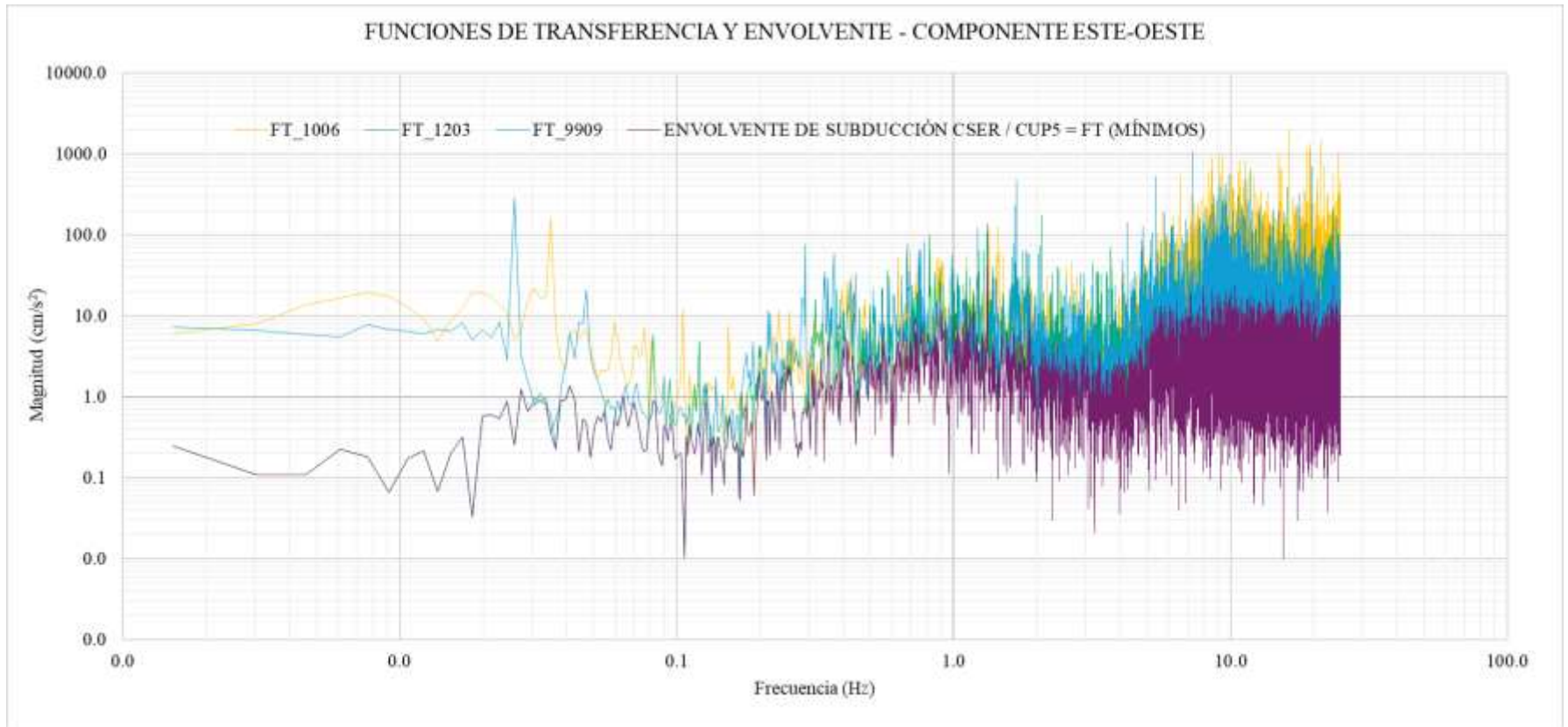


Figura 38. Función envolvente de la componente Este-Oeste caracterizada como los mínimos de las funciones de transferencia.

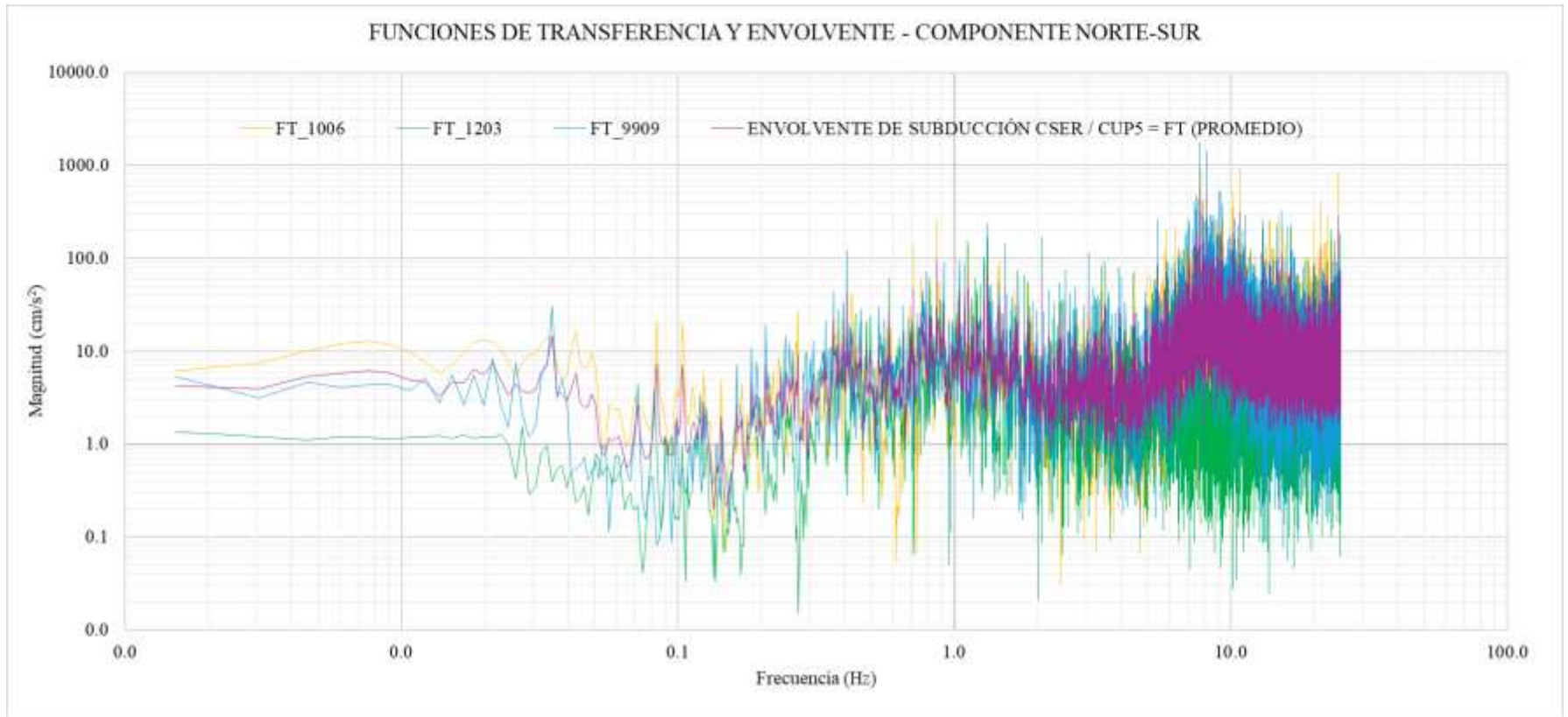


Figura 39. Función envolvente de la componente Norte-Sur caracterizada como el promedio de las funciones de transferencia.

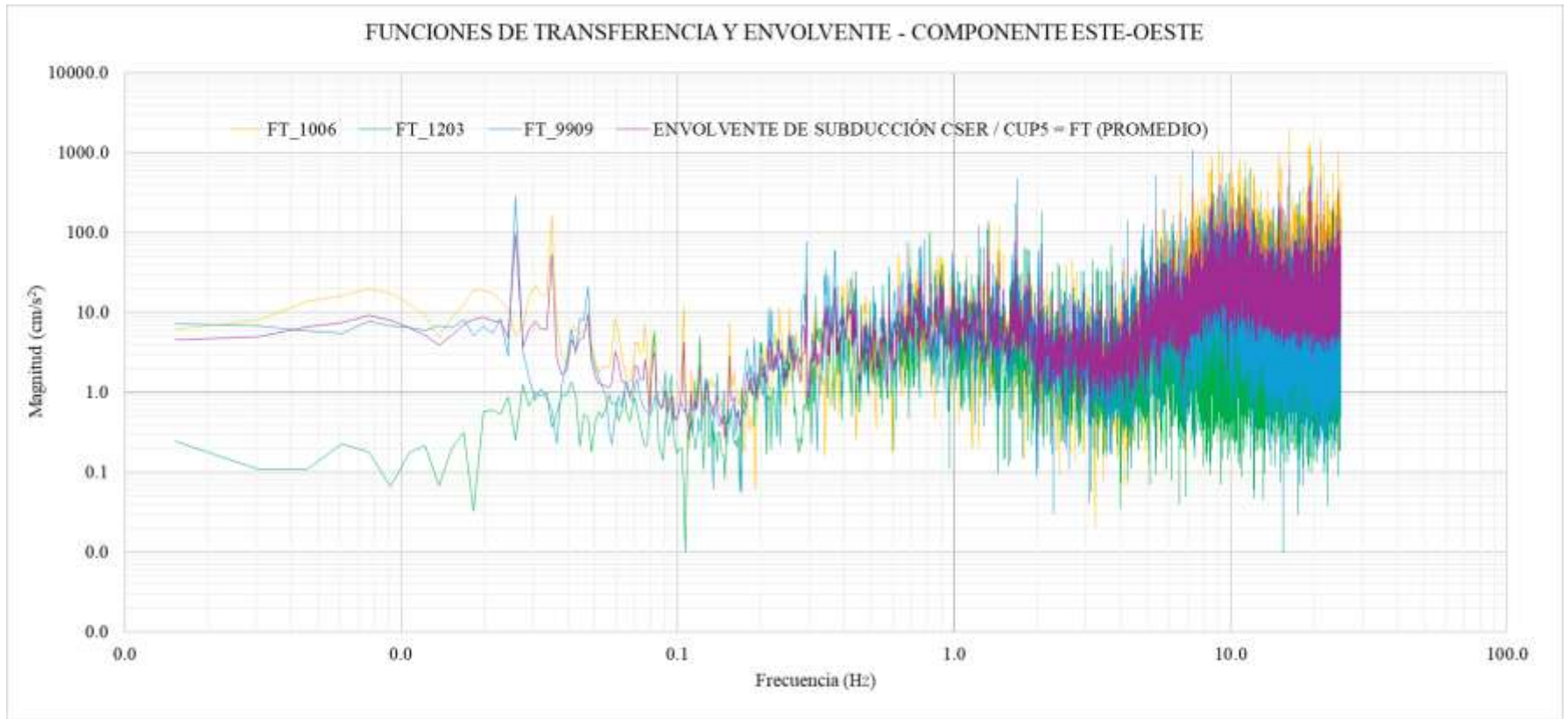


Figura 40. Función envolvente de la componente Este-Oeste caracterizada como el promedio de las funciones de transferencia.

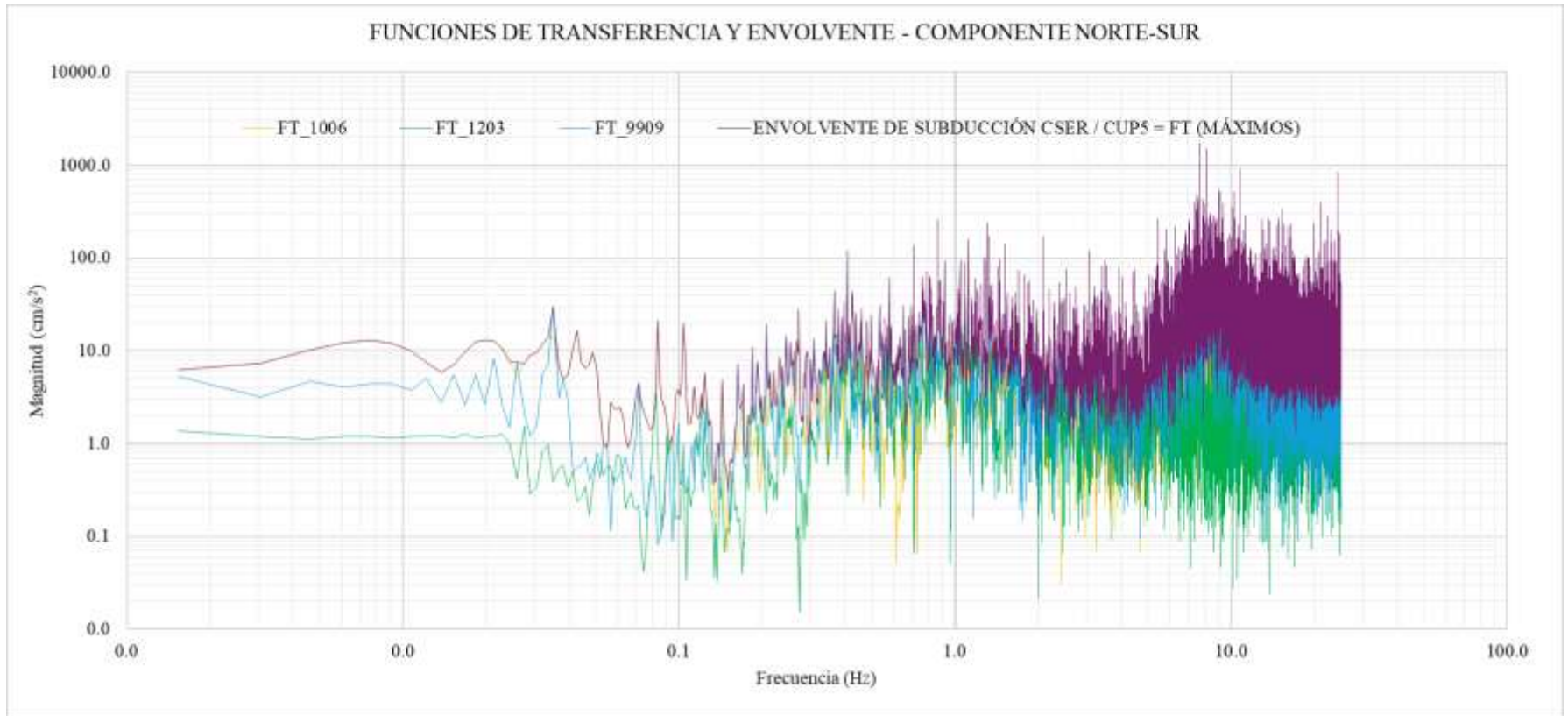


Figura 41. Función envolvente de la componente Norte-Sur caracterizada como los máximos de las funciones de transferencia.

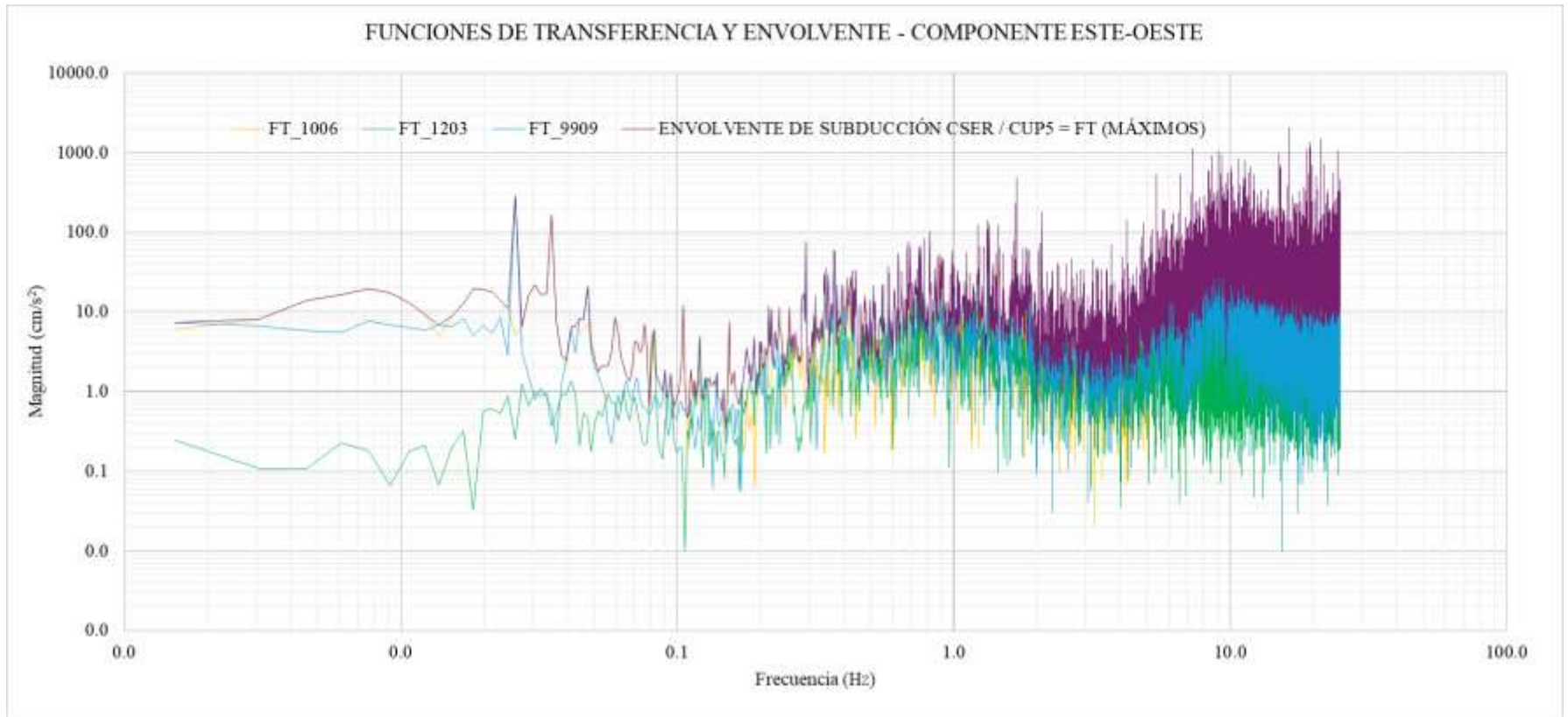


Figura 42. Función envolvente de la componente Este-Oeste caracterizada como los máximos de las funciones de transferencia.

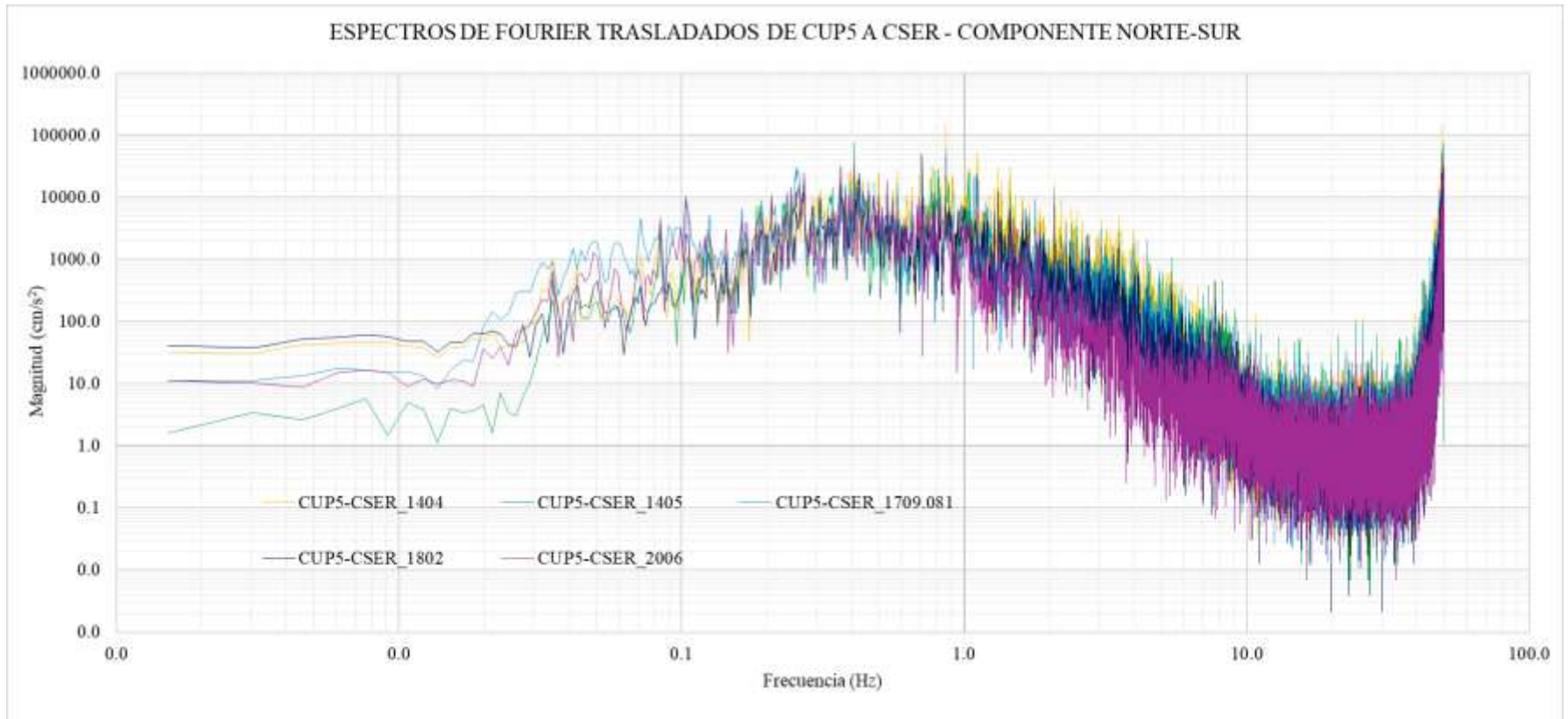


Figura 43. Espectros de Fourier de subducción, trasladados de estación CUP5 a CSER en la componente Norte-Sur.

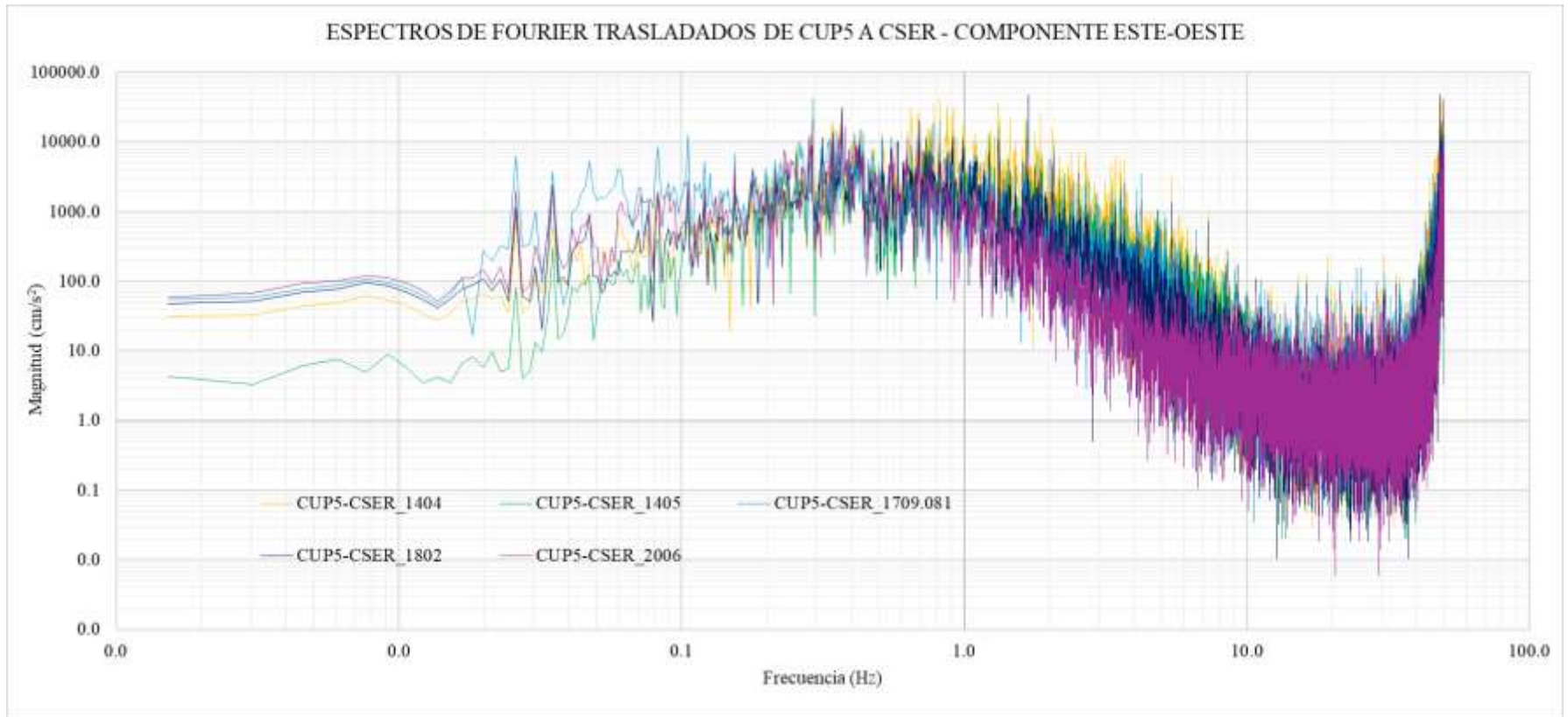


Figura 44. Espectros de Fourier de subducción, trasladados de estación CUP5 a CSER en la componente Este-Oeste.

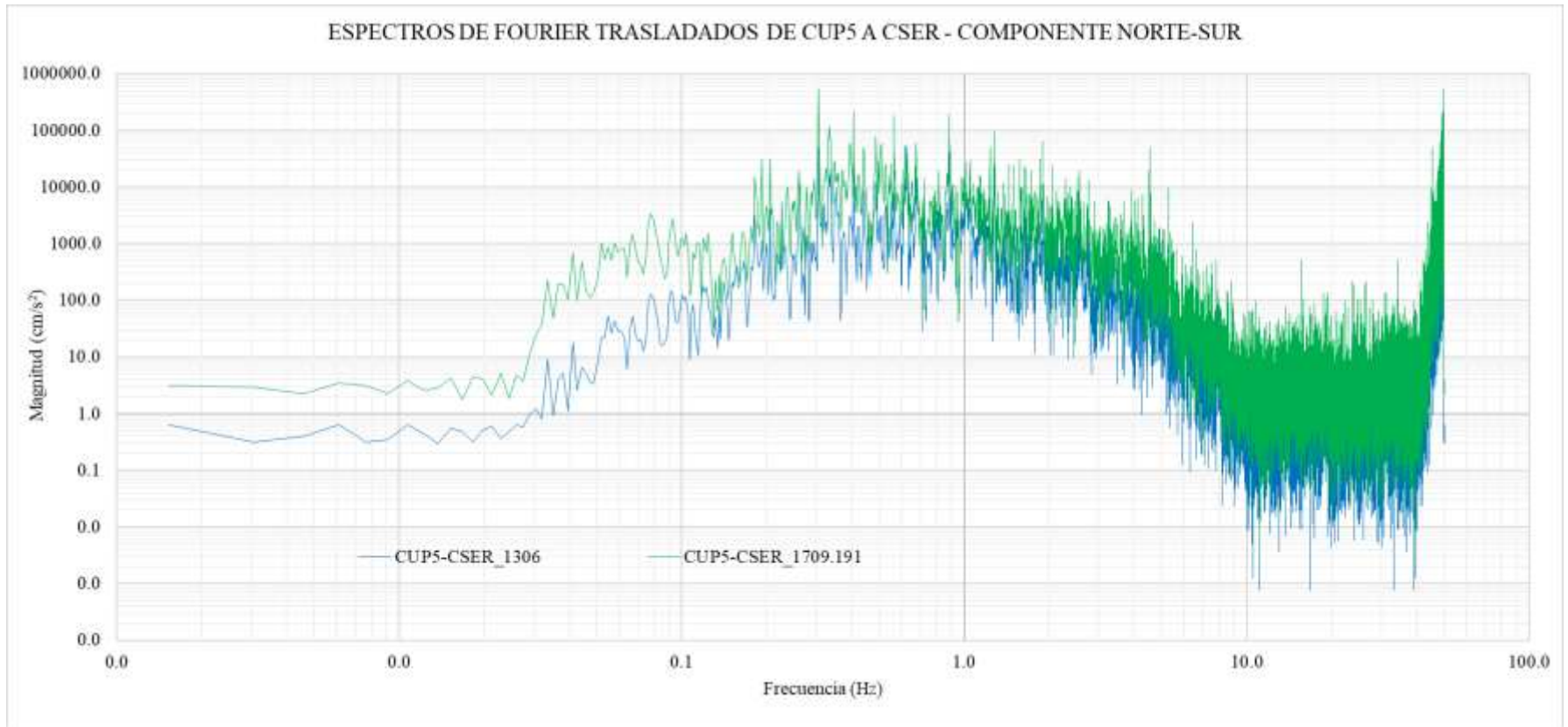


Figura 45. Espectros de Fourier de Intraplaca, trasladados de estación CUP5 a CSER en la componente Norte-Sur.

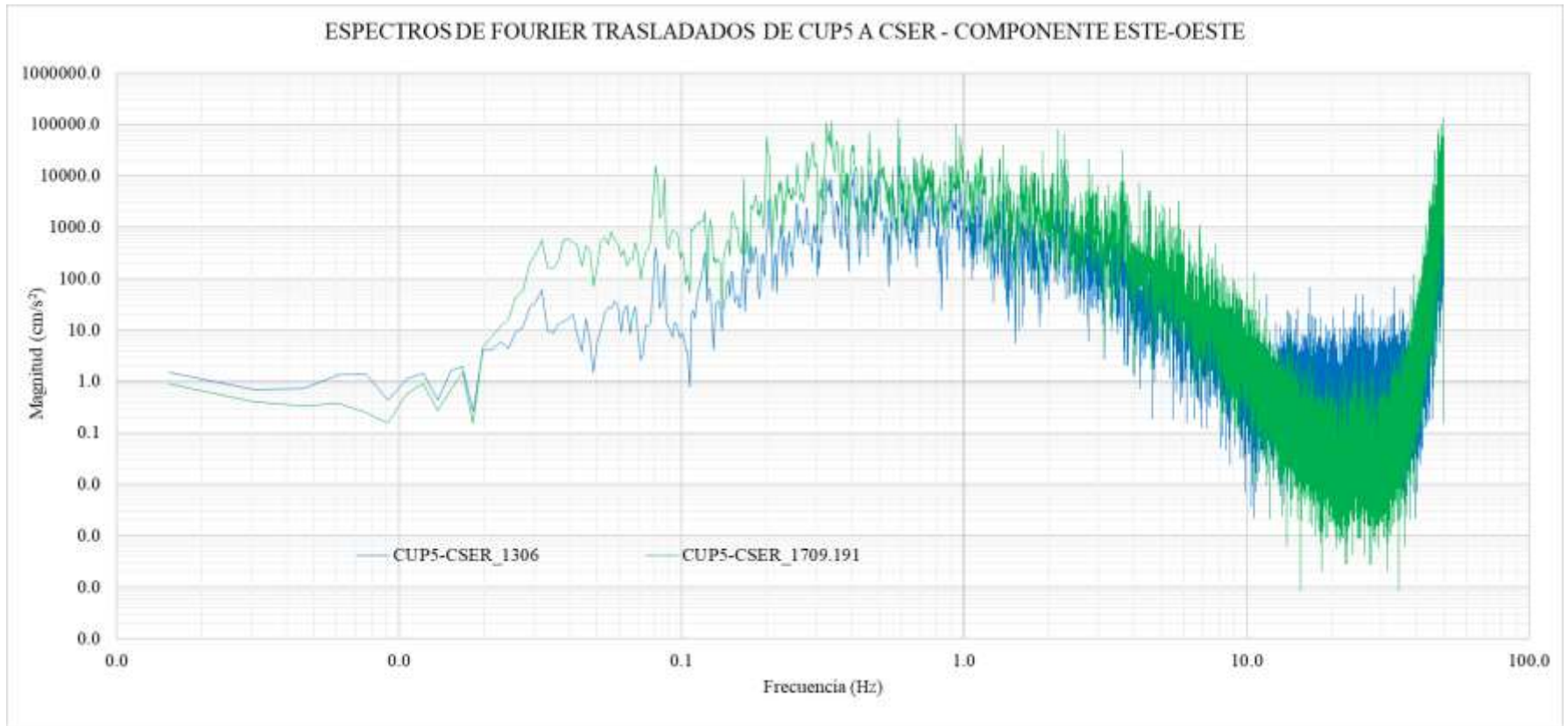


Figura 46. Espectros de Fourier de Intraplaca, trasladados de estación CUP5 a CSER en la componente Este-Oeste.

4.5 Acelerogramas trasladados

Después de haber trasladado los espectros de Fourier de la estación CUP5 a la estación CSER es posible obtener las señales en el dominio del tiempo. Estos acelerogramas se obtienen empleando la función *IFFT* de Matlab a los EF trasladados. Para efectuar de manera correcta dicha operación es fundamental contar tanto con la parte real como con la parte imaginaria de una señal en el dominio de la frecuencia, por esa razón se debieron afectar tanto la parte real como la parte imaginaria de las funciones de transferencia.

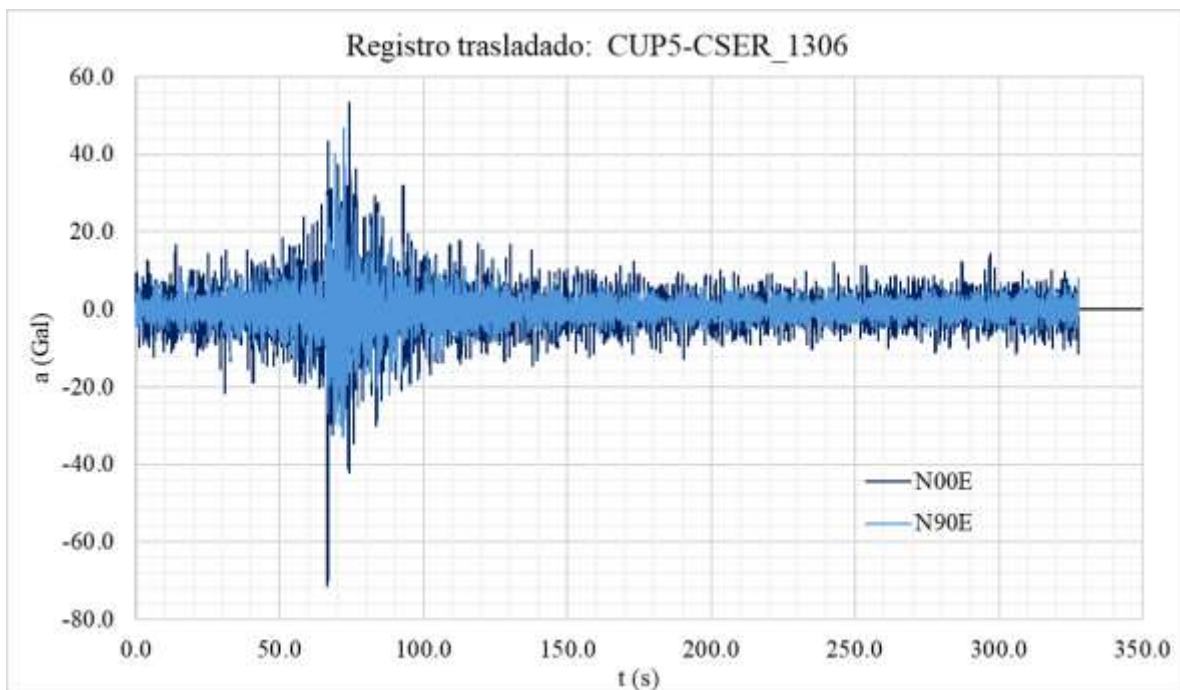


Figura 47. Sismo del 16 de Junio de 2013 trasladado de estación CUP5 a estación CSER (origen de intraplaca).

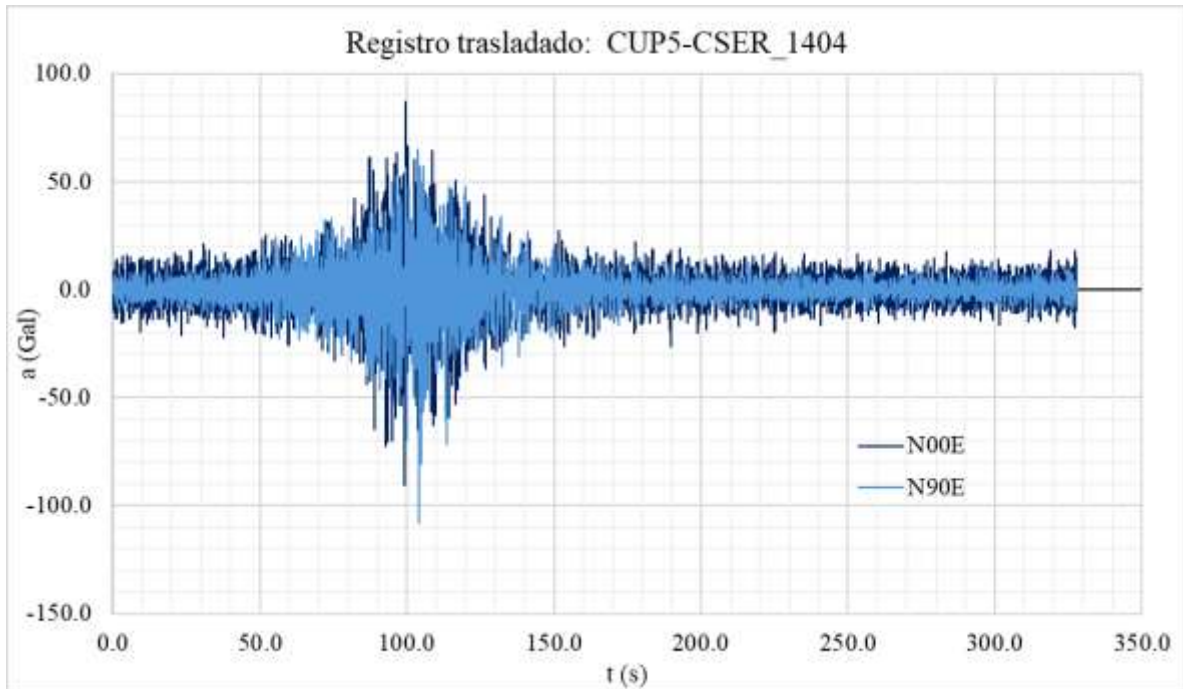


Figura 48. Sismo del 18 de Abril de 2014 trasladado de estación CUP5 a estación CSER (origen de subducción).

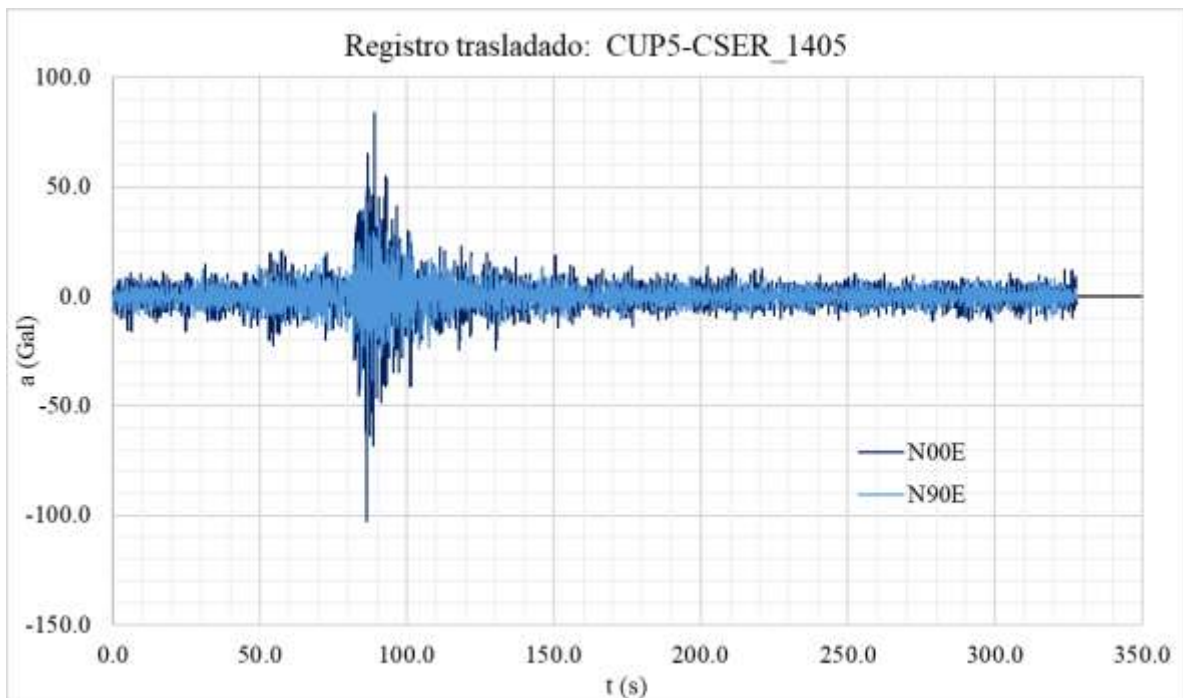


Figura 49. Sismo del 8 de Mayo de 2014 trasladado de estación CUP5 a estación CSER (origen de subducción).

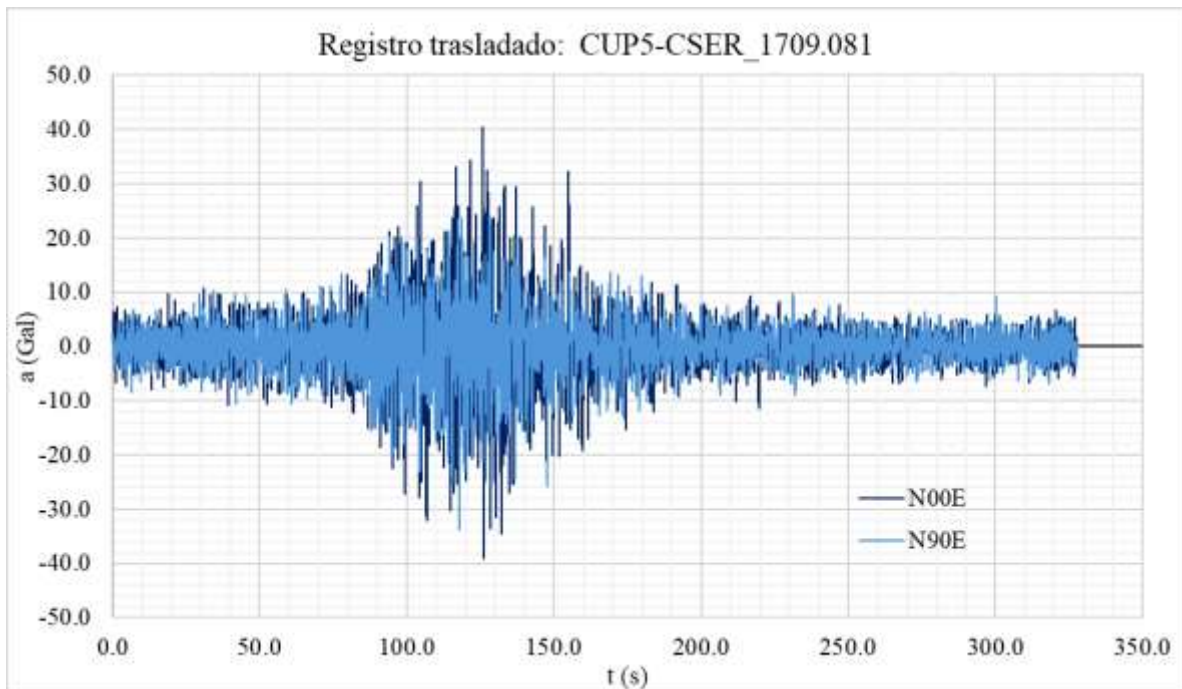


Figura 50. Sismo del 8 de Septiembre de 2017 trasladado de estación CUP5 a estación CSER (origen de subducción).

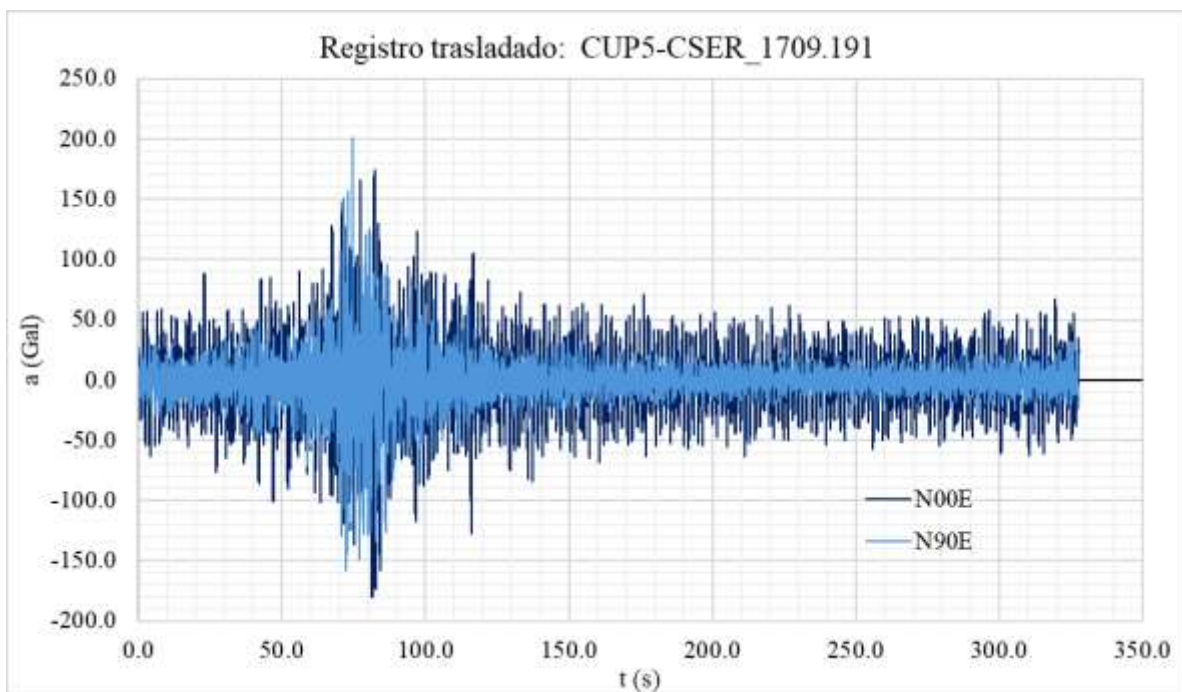


Figura 51. Sismo del 17 de Septiembre de 2017 trasladado de estación CUP5 a estación CSER (origen de intraplaca).

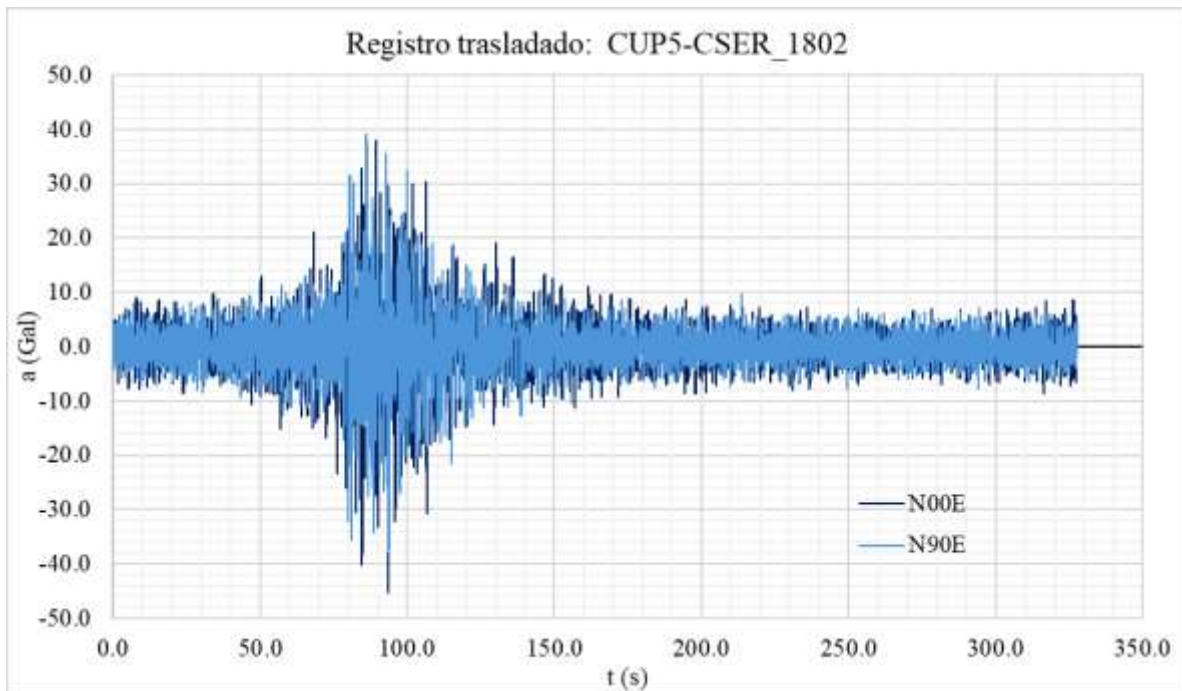


Figura 52. Sismo del 12 de Febrero de 2018 trasladado de estación CUP5 a estación CSER (origen de subducción).

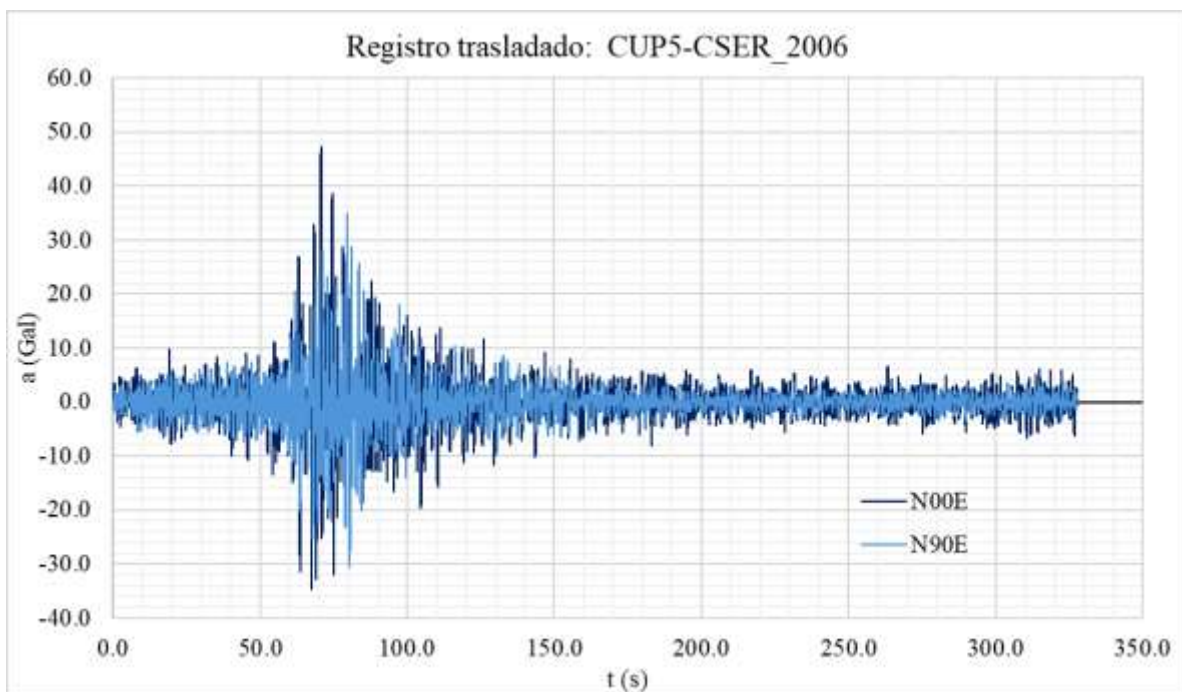


Figura 53. Sismo del 23 de Junio de 2020 trasladado de estación CUP5 a estación CSER (origen de subducción).

5. ESPECTROS PROPUESTOS

Con las señales en el dominio del tiempo es posible generar los espectros de respuesta, se plantean cuatro familias de ER de acuerdo con las fuentes de los sismos: a) sismos de subducción, b) sismos de subducción trasladados, c) sismos de intraplaca y d) sismos de intraplaca trasladados. Una vez creados es posible compararlos con ER obtenidos con softwares de ingeniería sísmica como el PRODISIS de CFE que permite obtener espectros de respuesta en roca y espectros de diseño transparentes.

5.1 Espectros de respuesta de subducción

Los espectros de respuesta de subducción corresponden a los eventos sísmicos con aceleraciones mayores a 10 Gal de los cuales la estación CSER ya tenía registros (a) y además aquellos sismos que fueron trasladados desde la estación CUP5 (b). Se presentan estas dos familias de ER en la Figura 54. Se establece que la aceleración máxima de los ER de subducción resultaría de 292.08 cm/s^2 para estructuras con un periodo de $T = 0.58 \text{ s}$ y la aceleración máxima en roca sería de 69.72 cm/s^2 , ambas causadas por el evento del 18 de Abril del 2014.

5.2 Espectros de respuesta de intraplaca

De manera similar a los sismos de subducción, en la Figura 55 se ilustran los espectros de respuesta de los sismos de intraplaca que contaba con registros la estación CSER (c) y los sismos de intraplaca trasladados (d). En esta ocasión las ordenadas más grandes alcanzadas son de 777.68 cm/s^2 para estructuras de periodo $T = 0.49 \text{ s}$, con una aceleración máxima en roca de 190.70 cm/s^2 , estas causadas por el evento del 15 de Junio de 1999 del cual sí tiene registro la estación CSER. Por otro lado, el sismo trasladado del 19 de septiembre de 2017 provocaría una aceleración máxima de 550.07 cm/s^2 para estructuras con $T = 1.61 \text{ s}$.

5.3 Espectros transparentes de diseño propuestos

El *Manual de Diseño de Obras Civiles: Diseño por Sismo del 2015* plantea en la sección 3.1.6 las ecuaciones 1.8 y 1.9, las cuales permiten la construcción del espectro de diseño transparente en función del periodo estructural y del amortiguamiento. Estas mismas ecuaciones son empleadas para proponer los espectros transparentes de diseño en la estación CSER para los eventos de subducción y los eventos de intraplaca a fin de que cubran las

ordenadas espectrales calculadas con anterioridad. Los valores empleados para la construcción de los espectros de diseño transparentes se presentan en la Tabla 7 y en la Tabla 8; las gráficas de dichos espectros se muestran en la Figura 54 y Figura 55.

Tabla 7. Variables para la construcción del espectro de diseño transparente para sismos de subducción.

ESPECTROS DE DISEÑO SISMICO TRANSPARENTE		
SISMOS DE SUBDUCCIÓN		
a0	69.72	cm/s ²
c	292.08	cm/s ²
$\hat{\sigma}$	1.00	
r	0.67	
k	1.50	
T _a	0.20	s
T _b	0.60	s
T _c	2.00	s

Tabla 8. Variables para la construcción del espectro de diseño transparente para sismos de intraplaca.

ESPECTROS DE DISEÑO SISMICO TRANSPARENTE		
SISMOS DE INTRAPLACA		
a0	190.70	cm/s ²
c	777.68	cm/s ²
$\hat{\sigma}$	1.00	
r	0.33	
k	0.50	
T _a	0.30	s
T _b	0.60	s
T _c	1.70	s

Donde:

a0 = Aceleración máxima del terreno (cm/s²)

c = Aceleración máxima espectral (cm/s²)

$\beta < T_e, \xi_e > =$ Factor de amortiguamiento. Para un amortiguamiento estructural $\xi = 5\%$ el valor de $\beta < T_e, 0.05 > = 1$.

- $r =$ Parámetro de caída de las ordenadas espectrales para $T_b \leq T_e < T_c$
- $k =$ Parámetro que controla la caída de las ordenadas espectrales para $T_e \geq T_c$
- $T_a =$ Es el límite inferior de la meseta del espectro de diseño (s)
- $T_b =$ Es el límite superior de la meseta del espectro de diseño (s)
- $T_c =$ Es periodo de inicio de la rama descendente en que los desplazamientos espectrales tienden al desplazamiento del terreno (s)
- $T_e =$ Es periodo estructural en la dirección del análisis (s)

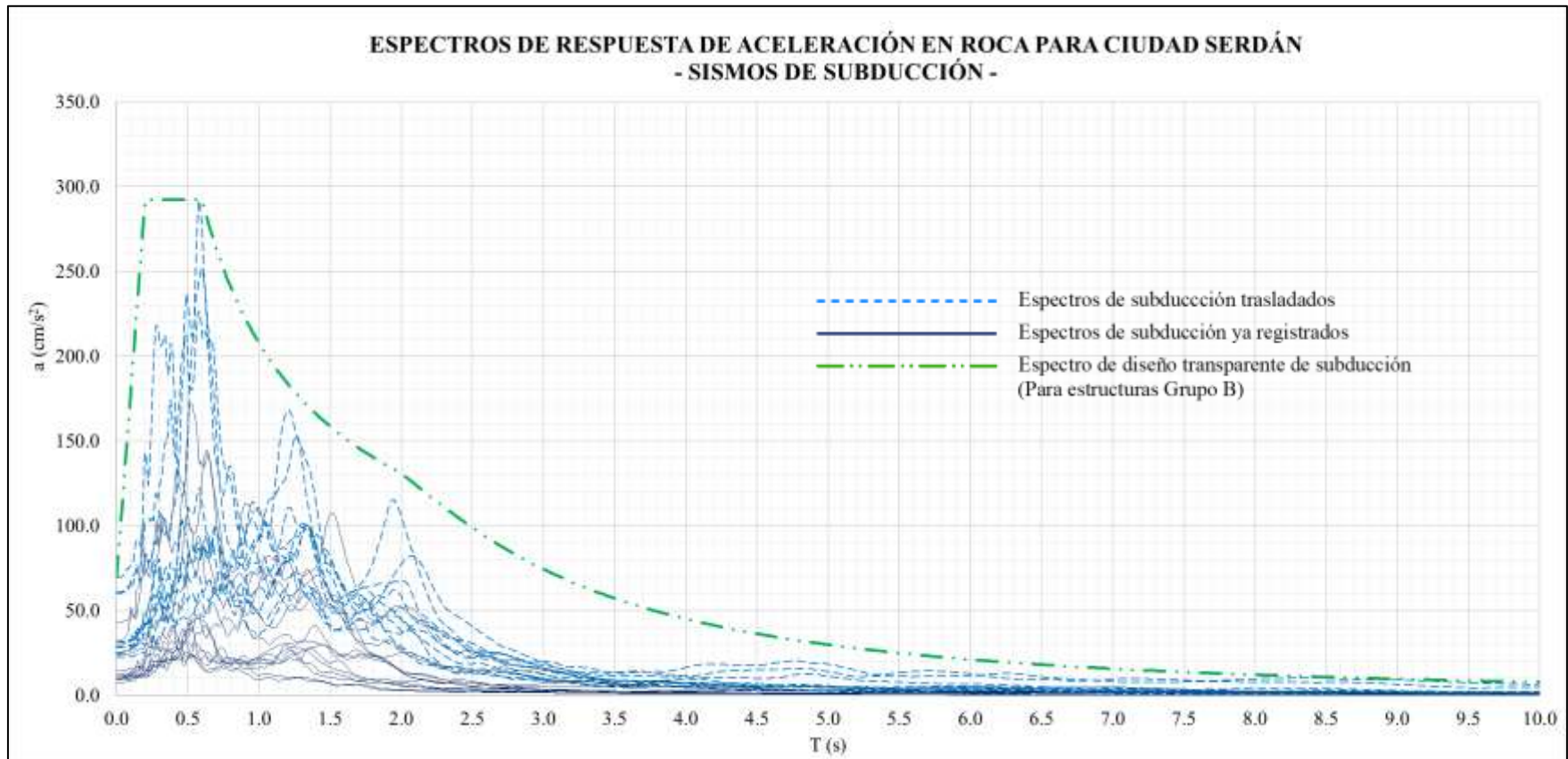


Figura 54. Espectros de respuesta en roca para sismos de subducción en la estación CSER. Se muestran dos familias de ER, para los eventos que la estación CSER ya tenía registros se muestran en líneas continuas de color azul marino, para los sismos que se trasladaron de la estación CUP5 a la estación CSER se muestran en líneas punteadas color azul cielo.

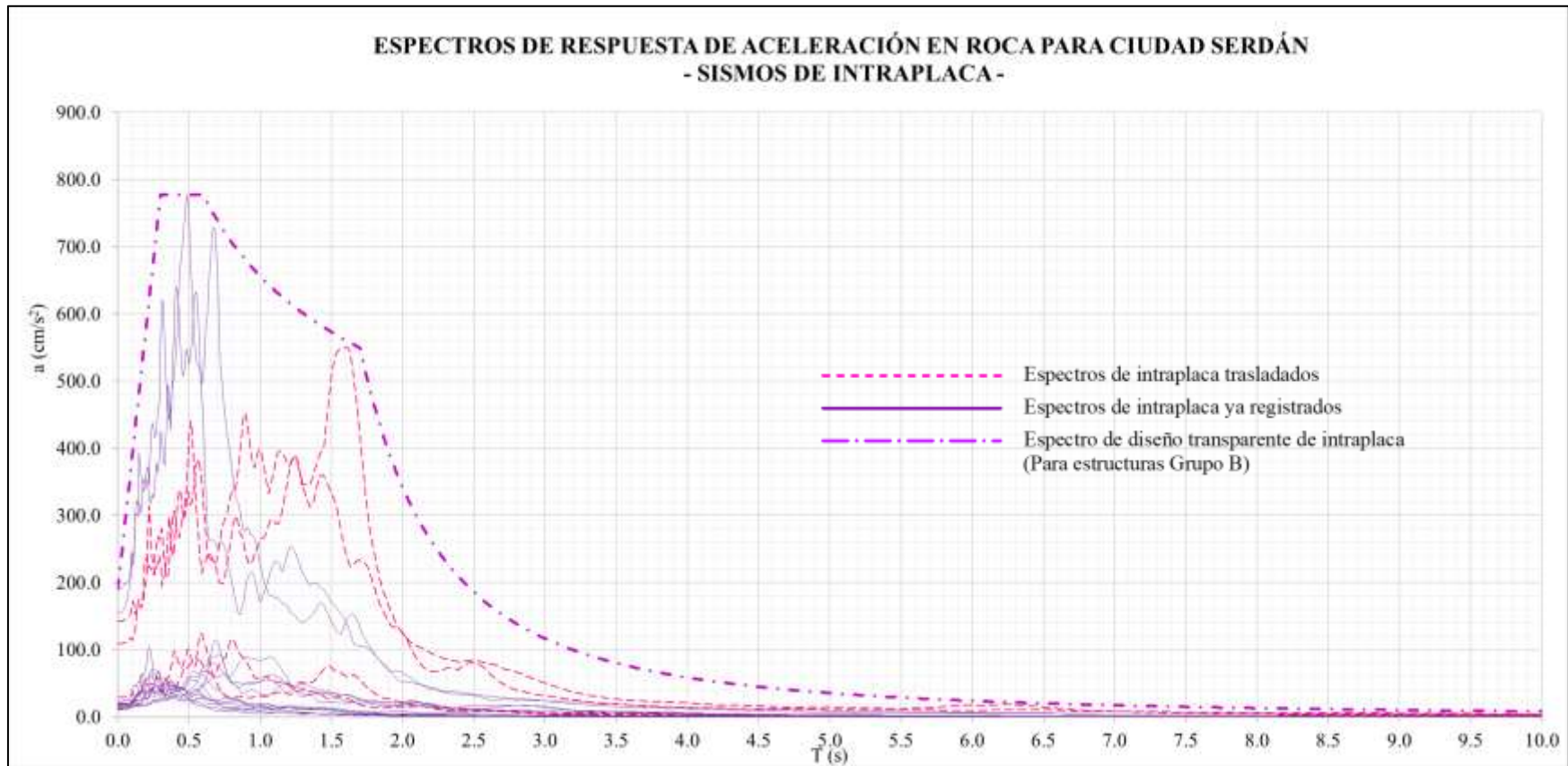


Figura 55. Espectros de respuesta en roca para sismos de intraplaca en la estación CSER. Se muestran dos familias de ER, para los eventos que la estación CSER ya tenía registros se muestran en líneas continuas de color morado, para los sismos que se trasladaron de la estación CUP5 a la estación CSER se muestran en líneas punteadas color rosa.

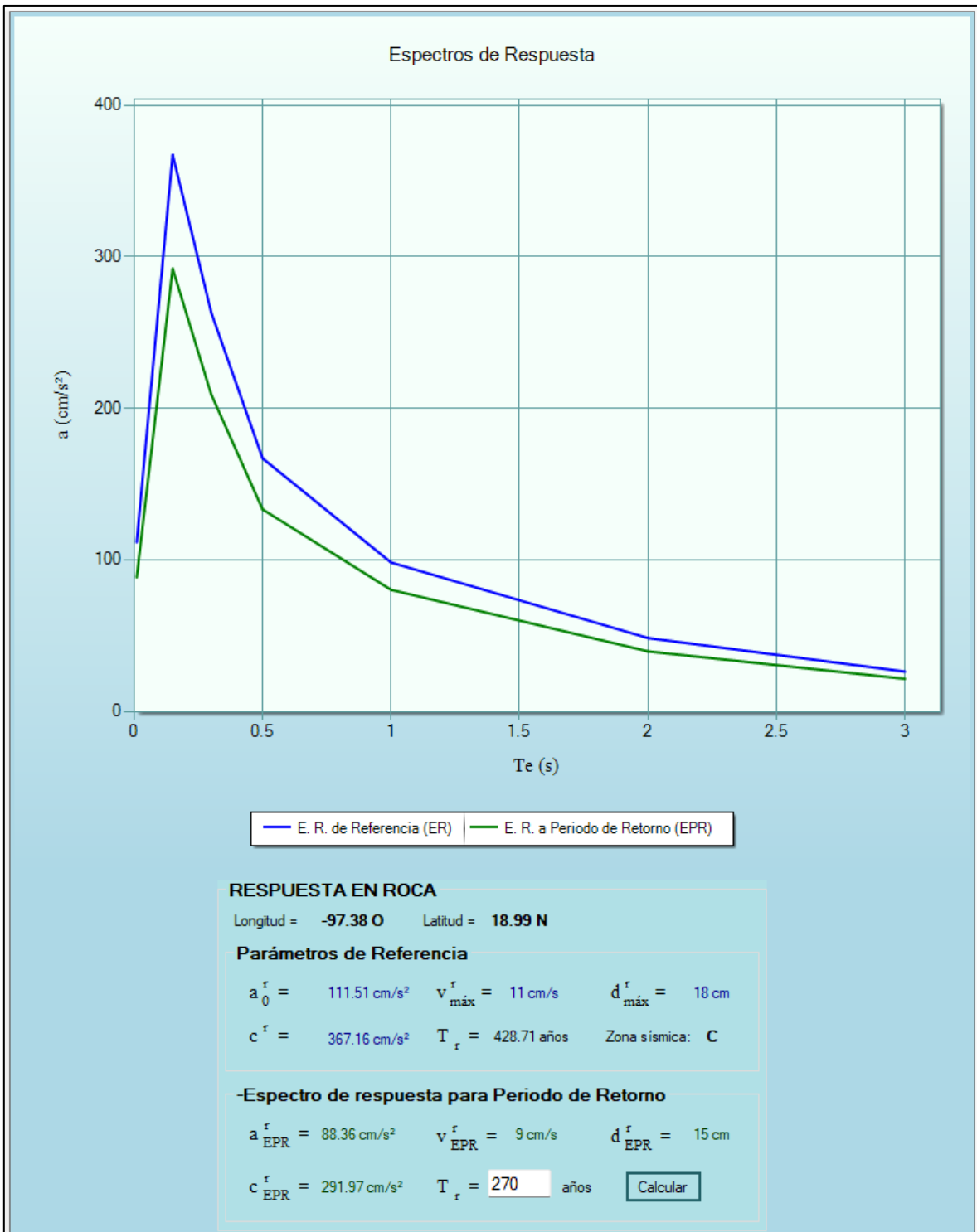


Figura 57. Espectro de respuesta ajustado a un T_r de 270 años para los sismos de subducción.

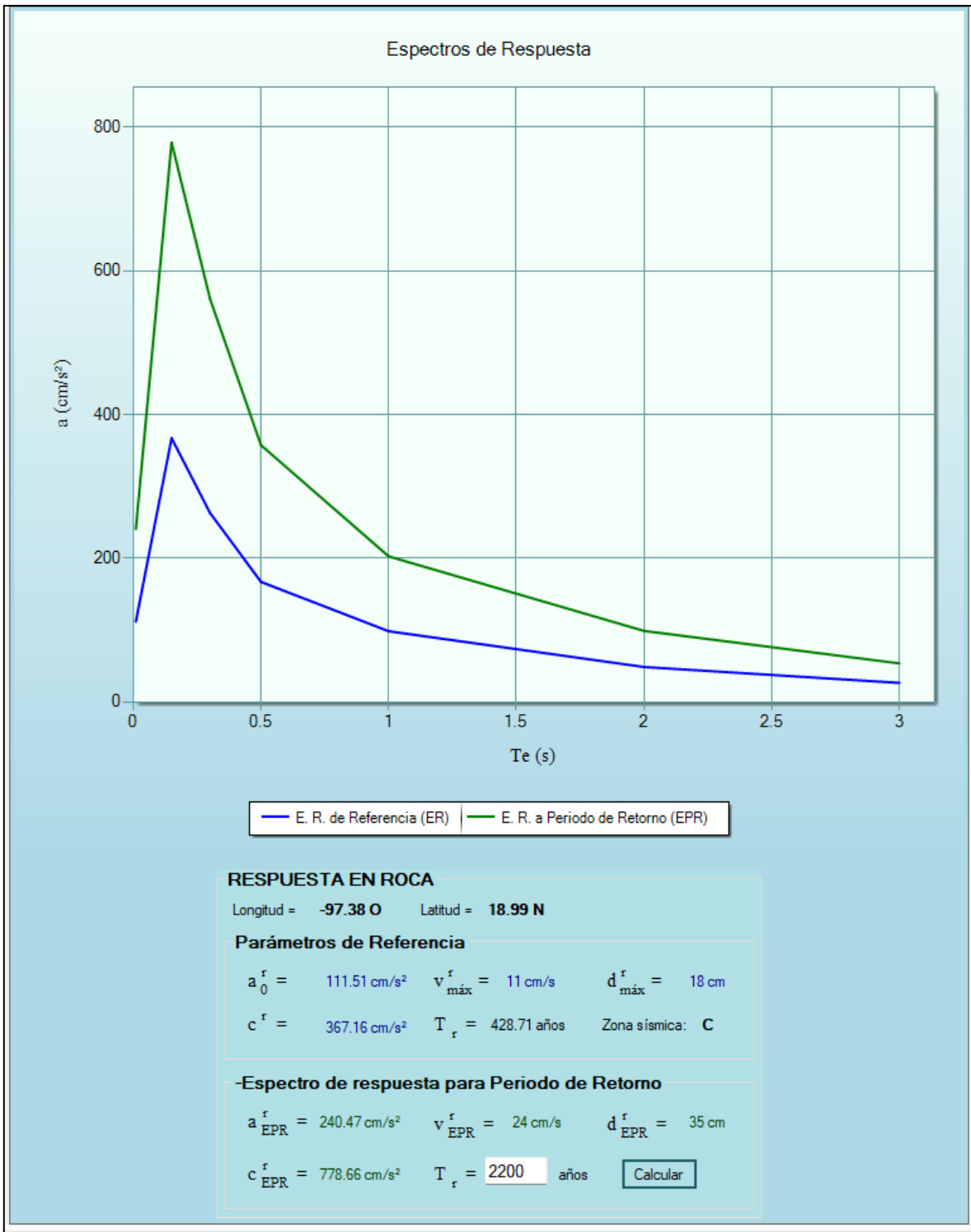


Figura 58. Espectro de respuesta ajustado a un T_r de 2200 años para los sismos de intraplaca.

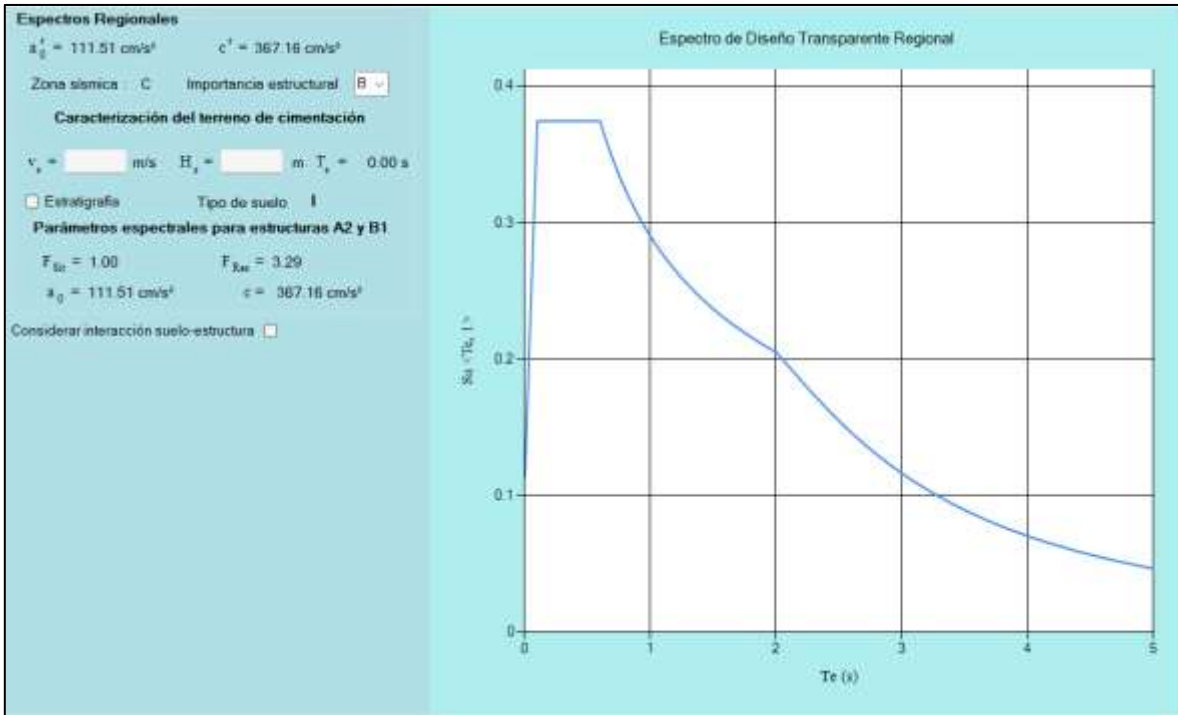


Figura 59. Espectro de diseño transparente regional calculado del PRODISIS para estructuras del grupo B.

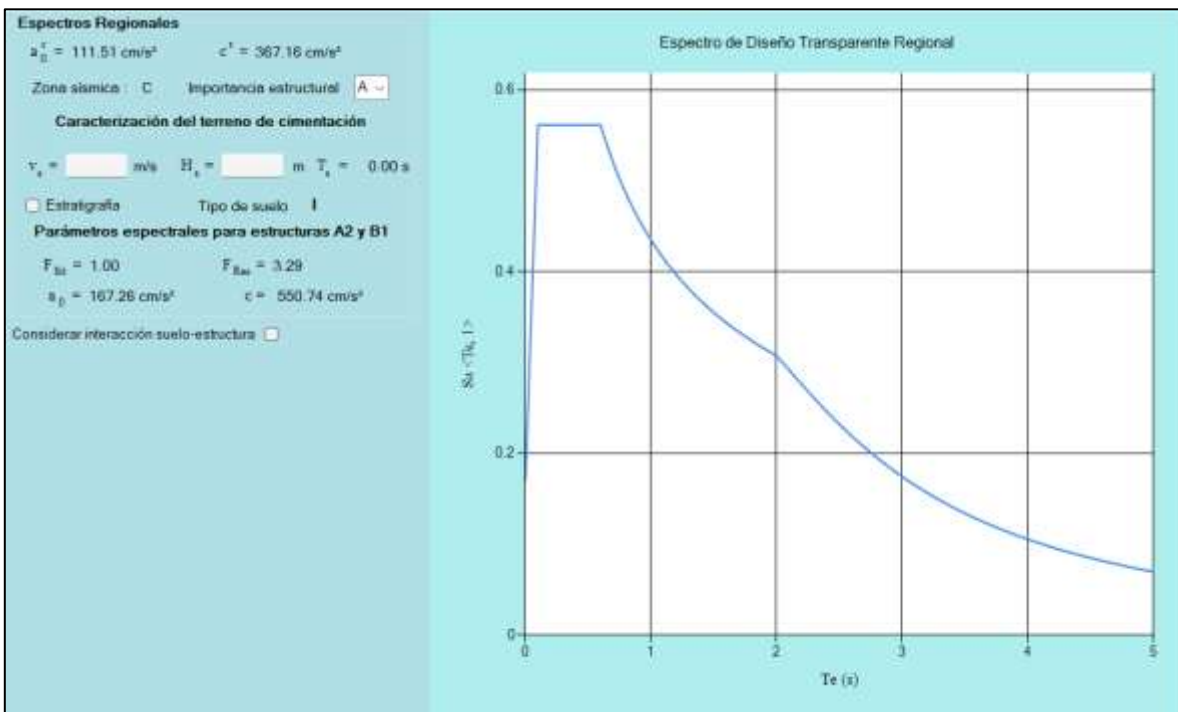


Figura 60. Espectro de diseño transparente regional calculado del PRODISIS para estructuras del grupo A.

Una de las herramientas que presenta el software PRODISIS es la creación de acelerogramas sintéticos. Con esta opción se realiza una simulación que se ajuste al periodo de retorno de 2,200 años (Figura 61). Después, con el acelerograma sintético se calcula su espectro de respuesta (Figura 62), este representaría un evento de intraplaca con aceleraciones similares a las del sismo del 15 de junio de 1999.

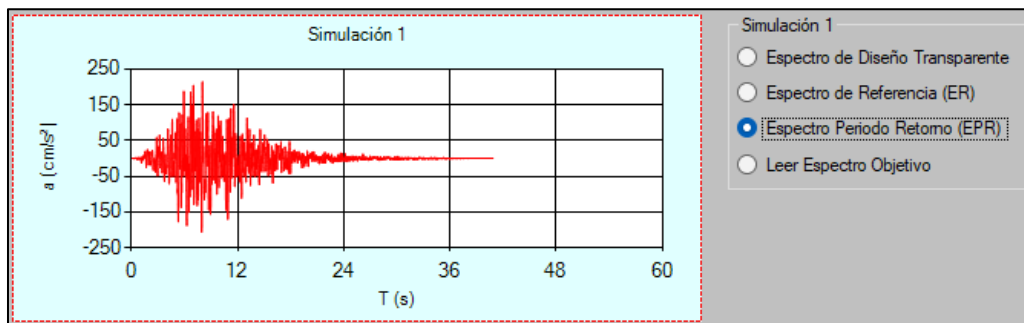


Figura 61. Acelerograma sintético ajustado a un periodo de retorno de 2,200 años con ubicación de la estación CSER.

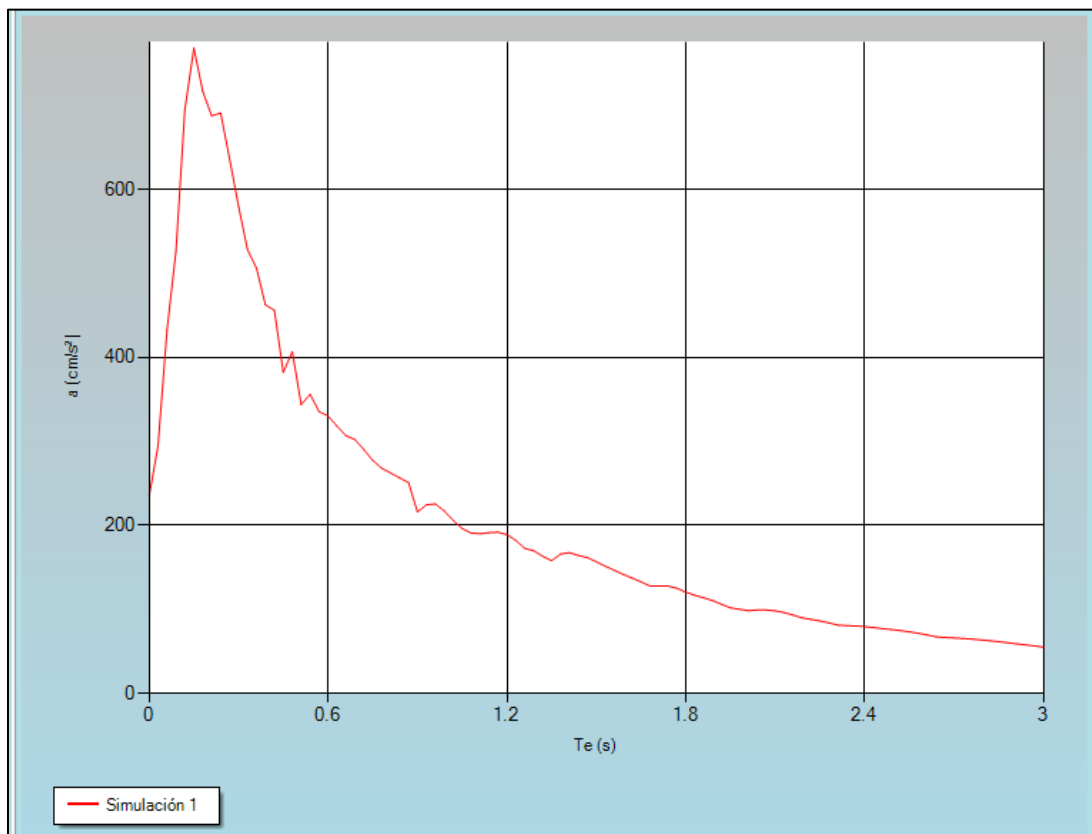


Figura 62. Espectro de respuesta del acelerograma sintético ajustado al periodo de retorno de 2,200 años con ubicación en la estación CSER.

5.5 Comparativa de espectros propuestos y del PRODISIS

A continuación, se muestra una comparación entre los espectros planteados y los que se obtuvieron mediante el PRODISIS. La Figura 63 ilustra los espectros de subducción, se aprecia que las ordenadas del espectro de diseño transparente que calcula el PRODISIS son mayores a las del espectro propuesto; la meseta del ER propuesto se define para periodos entre los 0.20 s y 0.60 s con aceleraciones de 292.08 cm/s^2 , mientras que el ER del PRODISIS alcanza aceleraciones de 367.34 cm/s^2 para periodos de entre 0.10 s y 0.60 s. Además, se nota que la forma del espectro propuesto está definida por los eventos sísmicos trasladados, señalando que de ajustarse solo con los eventos registrados en la estación CSER se obtendría un espectro transparente con ordenadas mucho menores. También, de acuerdo con el PRODISIS, se determina que las aceleraciones en la meseta se ajustan a un periodo de retorno de 270 años para el ER propuesto para eventos de subducción.

En lo que respecta a los espectros de intraplaca (Figura 64), las ordenadas del ER propuesto sobrepasan por mucho a las del espectro de diseño del PRODISIS; esto es de esperarse pues como se señaló, los espectros transparentes en roca calculados con el PRODISIS no toman en cuenta eventos sísmicos de intraplaca. En cuanto a la forma del ER propuesto se observa que la meseta es determinada por el sismo del 15 de junio de 1999 con aceleraciones de 777.68 cm/s^2 para periodos de entre 0.30 s y 0.60 s; mientras que la rama descendente es controlada por el sismo del 19 de septiembre de 2017 en la componente Norte-Sur con aceleraciones de 549.59 cm/s^2 para periodos de 1.70 s. Por parte del ER del acelerograma sintético a un Tr de 2,200 años se calcula una aceleración pico de 772 cm/s^2 en periodos de 0.17 s; si bien las aceleraciones mayores son similares al sismo del 15 de junio de 1999, corresponden a periodos diferentes.

Al final, en la Figura 65, se muestran todos los espectros para tener un panorama más amplio y realizar una comparativa más profunda, sin olvidar que se están comparando espectros de los eventos de subducción contra eventos de intraplaca. En este punto es importante notar que el ER propuesto para sismos de intraplaca envuelve a los espectros de diseño, a excepción de los espectros del PRODISIS ajustados al periodo de retorno de 2,200 años; esto es importante ya que indica que las aceleraciones en roca más demandantes para la región de Ciudad Serdán son ocasionadas por eventos de intraplaca.

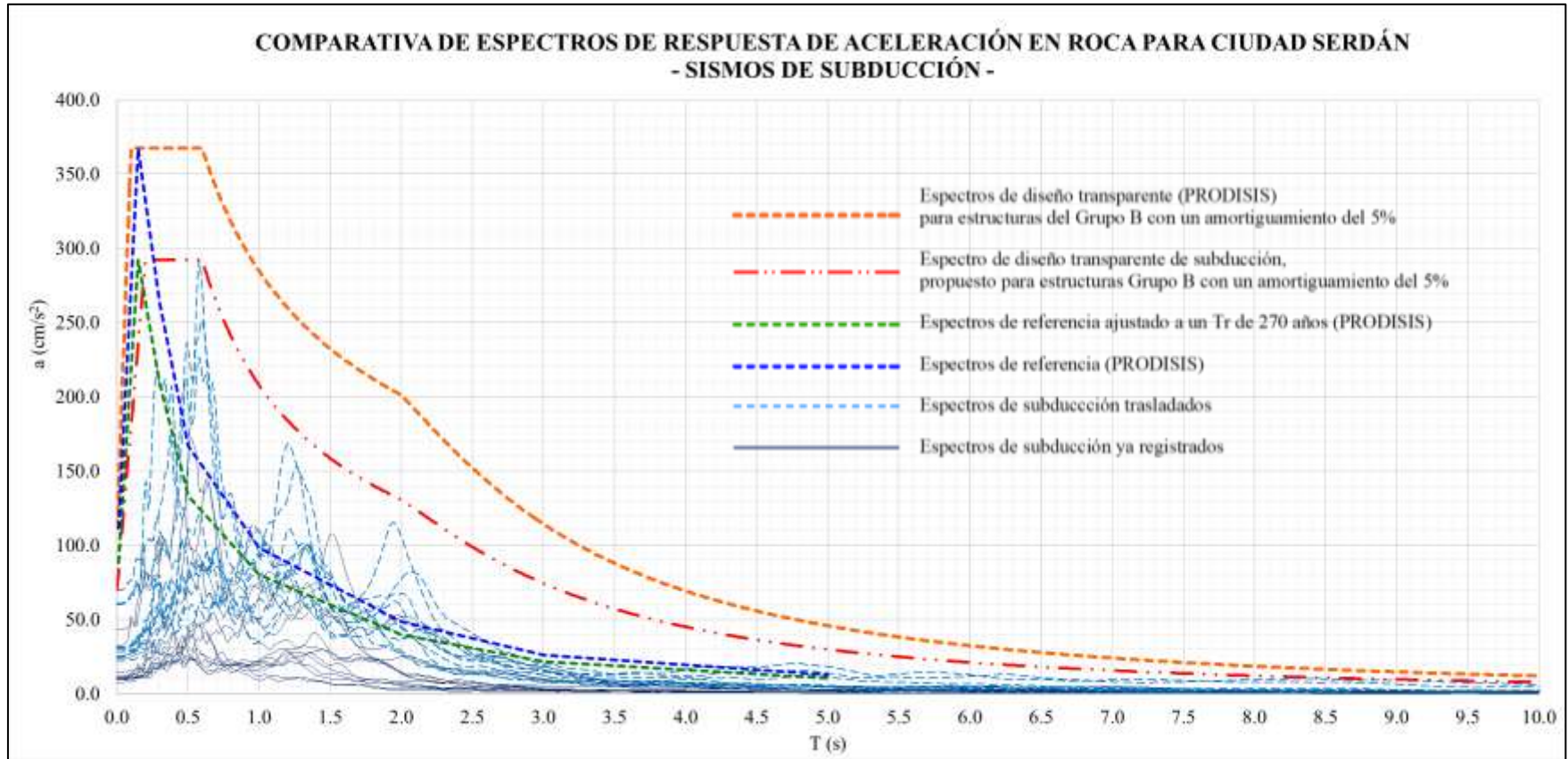


Figura 63. Comparativa entre los espectros de respuesta propuestos y los calculados con el PRODISIS para eventos de subducción.

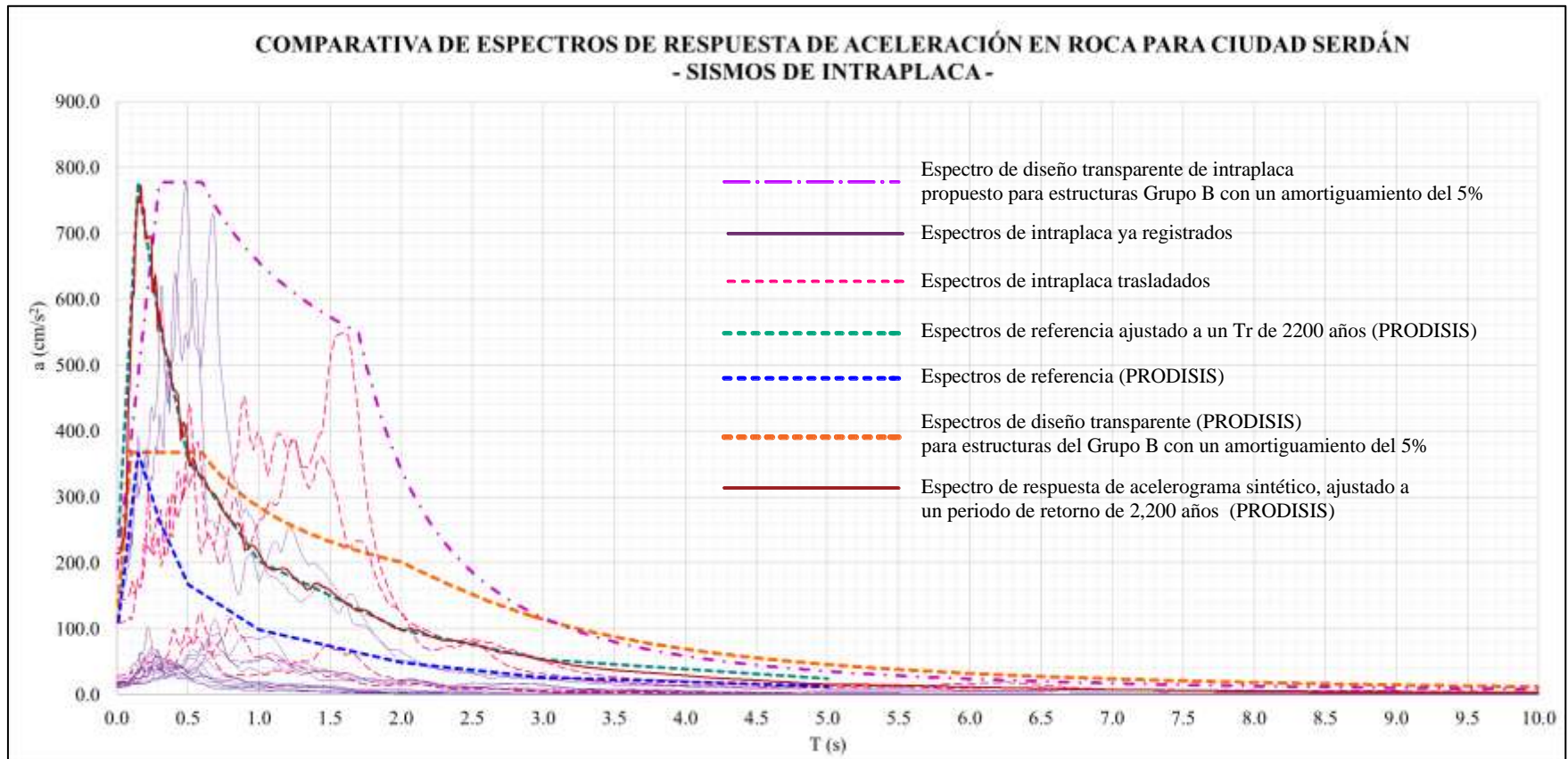


Figura 64. Comparativa entre los espectros de respuesta propuestos y los calculados con el PRODISIS para eventos de intraplaca.

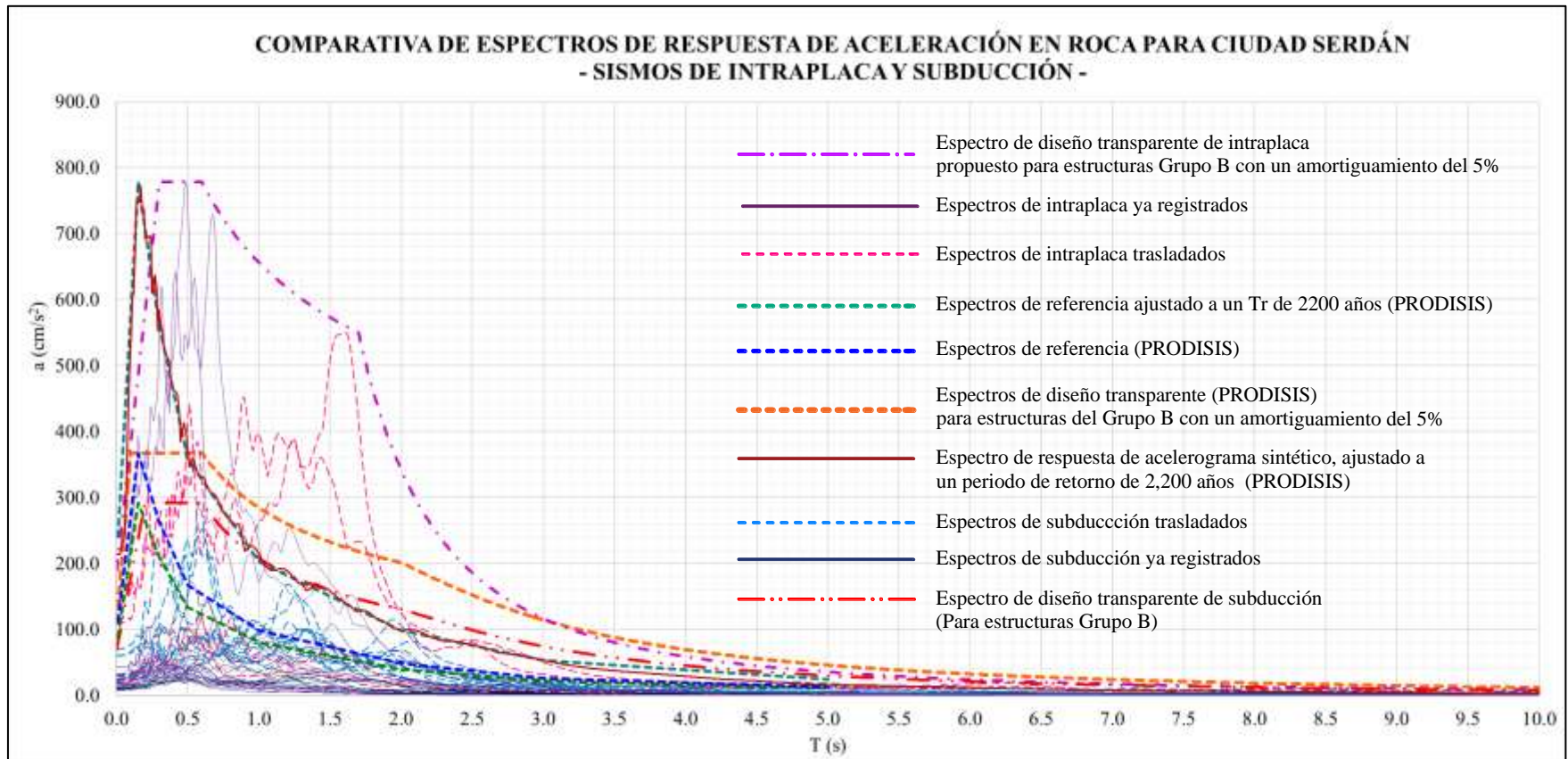


Figura 65. Comparativa entre los espectros de respuesta propuestos y los calculados con el PRODISIS para eventos de subducción e intraplaca.

Conclusiones

El presente estudio permitió comprobar la viabilidad del uso de espectros transparentes generados mediante funciones de transferencia para estimar la respuesta sísmica en roca en la localidad de Ciudad Serdán, Puebla. A través del traslado de registros obtenidos en Ciudad de México y el análisis espectral correspondiente, se lograron construir espectros representativos del sitio, ajustados a sus condiciones locales.

Resulta importante enfatizar que, de no ser por el registro del 15 de junio de 1999, la región de Ciudad Serdán no contaría con algún evento sísmico importante para el diseño y análisis sísmico de estructuras civiles. De no haber sido desactivada la estación CSER en abril del 2014, se pudieron haber registrado los sismos de septiembre de 2017, eventos significativos que dieron paso a la actualización de códigos reglamentarios de diseño en la zona centro de México.

Debido a la falta de registros sísmicos de origen de intraplaca en la estación CSER la función de transferencia creada para eventos de este tipo no representa en su totalidad una herramienta matemática fidedigna para para trasladar sismos de intraplaca de otras estaciones de monitoreo.

La base de datos de la estación CSER cuenta con una cantidad significativa de eventos de subducción, por lo que la función de transferencia creada como el promedio de todos los espectros de Fourier de sismos de subducción sí representa de mejor manera el contenido frecuencial que se puede presentar en la región de Ciudad Serdán para un medio rocoso. No obstante, se ha visto que las ordenadas espectrales más altas en la región son ocasionadas por sismos de intraplaca.

Los espectros propuestos para el sitio de estudio poseen ordenadas espectrales menores, en comparación con los espectros provistos por el software PRODISIS, los cuales tienden a generalizar condiciones sin considerar las particularidades geotécnicas locales. De esta manera, los espectros obtenidos no solo permitirán diseños estructurales más eficientes, sino también podrán ser parteaguas para la implementación de un código reglamentario municipal.

Recomendaciones

Como se mencionó con anterioridad para crear una función de transferencia que sea capaz de reflejar de la mejor manera el contenido frecuencial de los sismos en Ciudad Serdán, es necesario contar con una cantidad considerable de registros sísmicos tanto para eventos de intraplaca como de subducción. Por ello se torna indispensable que las autoridades municipales realicen la gestión de la instalación de centros de monitoreo sísmico en el municipio de Chalchicomula de Sesma con el objetivo de registrar las aceleraciones de los próximos eventos sísmicos que sean acontecidos.

Se recomienda la instalación de al menos una estación acelerográfica en Ciudad Serdán, tanto en roca como en suelo blando. Esto permitiría registrar eventos reales y realizar estudios de amplificación entre pares roca-suelo, fortaleciendo las bases del diseño sísmico local.

Es aconsejable complementar los espectros obtenidos con estudios de vibración ambiental, con el fin de estimar los periodos predominantes del sitio y validar de forma indirecta las características dinámicas del terreno. Esta información puede enriquecer el análisis espectral realizado.

Por último, se recomienda que, si se van a contemplar los espectros propuestos para un análisis sísmico, primero se realicen estudios de mecánica de suelos que determinen la velocidad de onda de corte en el estrato resistente para calcular la amplificación dinámica del suelo, esto en caso de que el estrato donde se va a desplantar la estructura no sea roca.

Bibliografía

- Arias, A. (1970). A Measure of Earthquake Intensity. En R. Hansen, *Seismic Design for Nuclear Power Plants* (págs. 438-483). Cambridge, Massachusetts: Mass. Massachusetts Inst. of Tech. Press.
- B., O. (s.f.). *Lecture Notes for EE 261 The Fourier Transform and its Applications*. Stanford University.
- CENAPRED. (2011). *Atlas de Riesgos del Municipio de Chalchicomula de Sesma, Puebla*.
- CFE. (2015). *Manual de Diseño de Obras Civiles: Capítulo C.1.3 Diseño por Sismo*. México.
- Chopra, A. K. (2017). *Dynamics of Structures: Theory and Applications to Earthquake Engineering (5th ed.)*. Pearson.
- Gonzales-Huizar, H. (2019). Los Grandes Terremotos en México. *GEOS*.
- Hamilton, W. (10 de 03 de 2015). *RSN*. Obtenido de <https://rsn.ucr.ac.cr/documentos/educativos/geologia/618-tipos-de-bordes-de-placas#>
- Havskov, J., & Alguacil, G. (2010). *Instrumentation in Earthquake Seismology*. Springer.
- INEGI. (2010). *Compendio de información geográfica municipal 2010: Chalchicomula de Sesma Puebla*.
- INEGI. (28 de Marzo de 2024). *INEGI*. Obtenido de <https://www.inegi.org.mx/temas/geologia/>
- Oppenheim, A. V., Willsky, A. S., & Nawab, S. H. (1997). *Signals & Systems*. Upper Saddle River: Prentice Hall.
- Servicio Geológico Mexicano. (22 de Marzo de 2017). *sgm*. Obtenido de <https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Riesgos-geologicos/Evolucion-tectonica-Mexico.html>

