|  |  |  |
| --- | --- | --- |
|  | | |
|  |  |  |
|  | Estudio de peligro sísmico (probabilístico) |  |
|  | Autoridad de reconstrucción con cambios ARCC |  |
|  | Plan de Trabajo de: Geología y Geomorfología Geotecnia, Suelos, Canteras y Fuentes de agua.   |  | | --- | | Paquete R-10 Río Chancay | |  |
|  | 126000593 - Rev. 01  12 de Enero de 2024 |  |
|  |  |  |

**Historial de revisiones**

|  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Rev. | Titulo | Revisado | Firma | Aprobado | Firma |
| 00 | Estudio de peligro sísmico (probabilístico) | H. Angles |  | R. Schmidt |  |
|  |  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |  |

CONTENIDO

[1 GENERALIDADES 7](#_Toc155950760)

[1.1 Introducción 7](#_Toc155950761)

[1.2 Objetivo 7](#_Toc155950762)

[1.3 Ubicación del proyecto 7](#_Toc155950763)

[1.4 Alcance 8](#_Toc155950764)

[2 MARCO TECTÓNICO REGIONAL 10](#_Toc155950765)

[2.1 Marco tectónico 10](#_Toc155950766)

[2.2 Sismicidad Histórica 11](#_Toc155950767)

[2.3 Sismotectónica Regional 13](#_Toc155950768)

[2.3.1 Zona de Subducción 13](#_Toc155950769)

[2.3.2 Características de la corteza superficial 13](#_Toc155950770)

[3 MODELO SISMOTECTÓNICO 15](#_Toc155950771)

[3.1 Caracterización de fuentes sísmicas 15](#_Toc155950772)

[3.1.1 Fuentes de zona de subducción de interfase – Fuentes F1, F2 y F3 16](#_Toc155950773)

[3.1.2 Fuentes de zona de subducción de intraplaca superficial – Fuentes F4, F5 y F6 16](#_Toc155950774)

[3.1.3 Fuentes de zona de subducción de intraplaca intermedia – Fuentes F7, F8, F9, F10, F11, F12 y F13 16](#_Toc155950775)

[3.1.4 Fallas sísmicas y fuentes de corteza superficial 17](#_Toc155950776)

[3.2 Análisis de recurrencia sísmica 18](#_Toc155950777)

[3.2.1 Catalogo sísmico 18](#_Toc155950778)

[3.2.2 Recurrencia sísmica y razones de actividad 23](#_Toc155950779)

[3.3 Ecuaciones de predicción de movimiento del terreno (GMPE) 24](#_Toc155950780)

[4 ECUACIONES DE PREDICCIÓN DE MOVIMIENTO DEL TERRENO (GMPE) 27](#_Toc155950781)

[4.1 Ecuaciones de movimiento para sismos de subducción 27](#_Toc155950782)

[4.1.1 Ecuación de atenuación de Abrahamson y Gulerce (2020) 27](#_Toc155950783)

[4.1.2 Ecuación de atenuación de Montalva *et al*. (2017) 31](#_Toc155950784)

[4.1.3 Ecuación de atenuación de Parker *et al*. (2020) 34](#_Toc155950785)

[4.1.4 Ecuación de atenuación de Kuehn *et al*. (2020) 37](#_Toc155950786)

[4.2 Ecuaciones de movimiento para sismos de corteza superficial 39](#_Toc155950787)

[4.2.1 Ecuación de atenuación de Chiou y Youngs (2014) 39](#_Toc155950788)

[4.2.2 Ecuación de atenuación de Abrahamson *et al*. (2014) 44](#_Toc155950789)

[4.2.3 Ecuación de atenuación de Campbell y Bozorgnia (2014) 49](#_Toc155950790)

[4.2.4 Ecuación de atenuación de Boore *et al*. (2014) 56](#_Toc155950791)

[4.2.5 Ecuación de atenuación de Idriss (2014) 57](#_Toc155950792)

[5 ANÁLISIS PROBABILÍSTICO DE PELIGRO SÍSMICO 61](#_Toc155950793)

[5.1 Ubicación del sitio del proyecto y clasificación de terreno 61](#_Toc155950794)

[5.2 Marco matemático y contexto probabilístico 61](#_Toc155950795)

[5.3 Parámetros para la estimación del peligro sísmico probabilístico. 62](#_Toc155950796)

[5.4 Evaluación epistémica. 64](#_Toc155950797)

[5.4.1 Eventos de subducción 64](#_Toc155950798)

[5.4.2 Eventos corticales 64](#_Toc155950799)

[5.4.3 Recurrencia sísmica – Parámetros β y λ 65](#_Toc155950800)

[5.4.4 Magnitudes máximas – Variación del Mw(máx) 65](#_Toc155950801)

[5.5 Definición de niveles de sismos. 66](#_Toc155950802)

[5.5.1 Sismo para diseño operacional 67](#_Toc155950803)

[5.5.2 Sismo máximo creíble (MCEDET) 67](#_Toc155950804)

[5.6 Resultado del análisis probabilístico de peligro sísmico. 67](#_Toc155950805)

[5.6.1 Curvas de peligro sísmico probabilístico 67](#_Toc155950806)

[5.6.2 Espectros de peligro sísmico uniforme 72](#_Toc155950807)

[5.6.3 Desagregación sísmica 79](#_Toc155950808)

[6 CONCLUSIONES 82](#_Toc155950809)

[7 REFERENCIAS 83](#_Toc155950810)

**Figuras**

[Figura 3‑1: Distribución de las magnitudes por agencia sísmica en el periodo del tiempo 20](#_Toc155950811)

[Figura 3‑2: Distribución de la frecuencia de magnitudes conforme el tiempo (años) 20](#_Toc155950812)

[Figura 3‑3: Distribución de magnitud-profundidad y de la frecuencia de profundidad. 21](#_Toc155950813)

[Figura 3‑4: Distribución de la frecuencia anual de sismos versus intervalo de tiempo (años) 22](#_Toc155950814)

[Figura 3‑5: Catálogo sísmico en el espacio magnitud-tiempo con los periodos de completitud. 23](#_Toc155950815)

[Figura 3‑6: Distribución de la Red Acelerométrica Nacional – Instituto Geofísico del Perú (IGP) 25](#_Toc155950816)

[Figura 5‑1: Árbol lógico para el análisis de peligro sísmico probabilístico 66](#_Toc155950817)

[Figura 5‑2: Curvas de probabilidad de excedencia en 50 años de exposición para Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P1 68](#_Toc155950818)

[Figura 5‑3: Curvas de probabilidad de excedencia en 50 años de exposición para Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P2 69](#_Toc155950819)

[Figura 5‑4: Curvas de probabilidad de excedencia en 50 años de exposición para Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P3 70](#_Toc155950820)

[Figura 5‑5: Curvas de probabilidad de excedencia en 50 años de exposición para Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P4 71](#_Toc155950821)

[Figura 5‑6: Espectros de peligro uniforme para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P1 73](#_Toc155950822)

[Figura 5‑7: Espectros de peligro uniforme para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P2 75](#_Toc155950823)

[Figura 5‑8: Espectros de peligro uniforme para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P3 77](#_Toc155950824)

[Figura 5‑9: Espectros de peligro uniforme para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P4 79](#_Toc155950825)

**Tablas**

[Tabla 3‑1: Principales sismos (Mw ≥ 7.5) en un radio de 500 km de la zona de estudio 12](#_Toc155950826)

[Tabla 4‑1: Coeficientes del modelo Abrahamson y Gulerce (2020) 30](#_Toc155950827)

[Tabla 4‑2: Coeficientes del modelo de Montalva et al. (2017) – Parte 1 33](#_Toc155950828)

[Tabla 4‑3: Coeficientes del modelo de Montalva et al. (2017) – Parte 2 33](#_Toc155950829)

[Tabla 4‑4: Coeficientes del modelo Ln(yref) dependientes del periodo espectral para el modelo de Chiou y Youngs (2014) – Parte 1 41](#_Toc155950830)

[Tabla 4‑5: Coeficientes del modelo Ln(yref) dependientes del periodo espectral para el modelo de Chiou y Youngs (2014) – Parte 2 42](#_Toc155950831)

[Tabla 4‑6: Coeficientes del modelo Ln(yref) dependientes del periodo espectral para el modelo de Chiou y Youngs (2014) – Parte 3 43](#_Toc155950832)

[Tabla 4‑7: Coeficientes del modelo Ln(yref) dependientes del periodo espectral para el modelo de Chiou y Youngs (2014) – Parte 4 44](#_Toc155950833)

[Tabla 4‑8: Coeficientes de respuesta media del modelo Abrahamson et al. (2014) – Parte 1 47](#_Toc155950834)

[Tabla 4‑9: Coeficientes de respuesta media del modelo Abrahamson et al. (2014) – Parte 2 48](#_Toc155950835)

[Tabla 4‑10: Coeficientes de respuesta media del modelo Abrahamson et al. (2014) – Parte 3 49](#_Toc155950836)

[Tabla 4‑11: Coeficientes de la mediana del modelo Campbell y Bozorgnia (2014) – Parte 1 53](#_Toc155950837)

[Tabla 4‑12: Coeficientes de la mediana del modelo Campbell y Bozorgnia (2014) – Parte 2 54](#_Toc155950838)

[Tabla 4‑13: Coeficientes de la mediana del modelo Campbell y Bozorgnia (2014) – Parte 3 54](#_Toc155950839)

[Tabla 4‑14: Coeficientes de la mediana del modelo Campbell y Bozorgnia (2014) – Parte 4 55](#_Toc155950840)

[Tabla 4‑15: Coeficientes derivados para sitios con Vs30 ≥ 450 m/s y M ≤ 6.75 del modelo de Idriss (2014) 59](#_Toc155950841)

[Tabla 4‑16: Coeficientes derivados para sitios con Vs30 ≥ 450 m/s y M ≥ 6.75 del modelo de Idriss (2014) 59](#_Toc155950842)

[Tabla 5‑1: Coordenadas de los puntos de análisis 61](#_Toc155950843)

[Tabla 5‑2: Caracterización de las fuentes sísmicas dentro de los 500 km del proyecto 63](#_Toc155950844)

[Tabla 5‑3: Evaluación epistémica de las ecuaciones de predicción de movimiento del terreno (GMPEs) para el análisis de peligro sísmico probabilístico 65](#_Toc155950845)

[Tabla 5‑4: Aceleraciones espectrales para diversos periodos de retorno y para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P1 72](#_Toc155950846)

[Tabla 5‑5: Aceleraciones espectrales para diversos periodos de retorno y para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P2 74](#_Toc155950847)

[Tabla 5‑6: Aceleraciones espectrales para diversos periodos de retorno y para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P3 76](#_Toc155950848)

[Tabla 5‑7: Aceleraciones espectrales para diversos periodos de retorno y para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P4 78](#_Toc155950849)

[Tabla 5‑8: Resumen de resultados del análisis de desagregación sísmica 81](#_Toc155950850)

[Tabla 6‑1: Resumen de aceleraciones máximas del terreno (PGA) obtenidas del análisis de peligro sísmico probabilístico – Vs30 = 760 m/s 82](#_Toc155950851)

# GENERALIDADES

## Introducción

Consorcio AFRY S.A. (en adelante AFRY) desarrolló el Estudio de Peligro Sísmico para la Cuenca del Río Chancay. AFRY llevó a cabo el análisis de peligro sísmico probabilístico para los sitios especificados, con la finalidad de proveer parámetros y criterios sismológicos para el desarrollo de movimientos sísmicos del terreno.

Los resultados presentados en este informe proveen parámetros y criterios sísmicos para sismos de diseño asociados a periodos de retorno (Tr) de 100, 475, 1000, 2475,   
5 000 y 10 000 años para un terreno con Vs30 igual a 760 m/s. Los movimientos sísmicos de terreno se caracterizaron en función de la aceleración máxima horizontal de terreno (amax) y aceleraciones espectrales horizontales (Sa) con 5 % de amortiguamiento. Los espectros se graficaron con periodos estructurales desde T=0.01 segundos, considerado este como la aceleración máxima del terreno (PGA), hasta un periodo de T=3.00 segundos.

## Objetivo

* El objetivo principal es cuantificar la amenaza sísmica, a través de la estimación de las aceleraciones máximas esperadas del terreno (PGA - por sus siglas en inglés) y de las aceleraciones de los espectros de peligro uniforme (UHS - por sus siglas en inglés).
* Recopilar y actualizar la información técnica disponible de los catálogos sísmicos de diferentes agencias de la región.
* Realizar la identificación de los sismos históricos en un radio de 300 km de los sitios de estudio para el estudio de peligro sísmico probabilístico.

## Ubicación del proyecto

El área del proyecto Plan integral para el control de inundaciones y movimientos de masa de la Cuenca del río Chancay –Lambayeque en los departamentos de Lambayeque y Cajamarca, los que comprenden dos zonas claramente diferenciadas dentro del valle: la zona costa en Lambayeque y la zona sierra en Cajamarca.

Por su ubicación política se extiende en doce (12) distritos de los departamentos de Lambayeque y Cajamarca: nueve (9) distritos en la provincia de Chiclayo, Lambayeque: Chongoyape, Pucalá, Tumán, Monsefú, Eten, Pátapo, Pomalca, Reque y Saña; y un (1) distrito en la provincia de Chota, Cajamarca: de Llama dentro del Perfil 1; dos (2) distritos en la provincia de Chiclayo, Lambayeque dentro del Perfil 2: Pátapo y Chongoyape; y dos (2) distritos en la provincia de Ferreñafe, Lambayeque en el Perfil 3: Ferreñafe y Manuel Antonio Mesones Muro.

La cuenca Chancay – Lambayeque pertenece a la jurisdicción de la Administración Local del Agua (ALA) de Chancay Lambayeque, que a su vez pertenece al ámbito administrativo de la Autoridad Administrativa del Agua (AAA) Jequetepeque-Zarumilla.

El río tiene una longitud aproximada de 170 km y verticalmente se divide en una zona baja del valle, desde el nivel del mar hasta los 500 msnm, al que le sigue la parte sierra entre los 500 msnm hasta los 3500 msnm.

La cuenca Chancay -Lambayeque limita al norte con las cuencas de los ríos Motupe y Chamaya; al sur con la intercuenca 137759, y las cuencas de Zaña y Jequetepeque; al este con la intercuenca Alto Marañon IV y por el oeste con el Océano Pacífico.

Mapa

Descripción generada automáticamente

Figura N° 1‑1: Mapa de la Cuenca del río Chancay mostrando las zonas de los tres perfiles del proyecto (ARCC)

## Alcance

AFRY realizó el análisis de peligro sísmico probabilístico para tres (3) sitios de estudio, con la finalidad de estimar las aceleraciones espectrales correspondientes a diferentes periodos de retorno, cuales podrían afectar las instalaciones proyectadas en los sitios específicos. El alcance del servicio incluye:

* Selección y procesamiento de catálogos sísmicos de diversas agencias nacionales e internacionales.
* Elaboración del modelo sismotectónico específico para el sitio del proyecto.
* Estimación de los parámetros sismológicos de las fuentes identificadas en el modelo sismotectónico.
* Desarrollo del árbol lógico para cuantificar las incertidumbres (evaluación espistémica).
* Selección y uso de ecuaciones de predicción del movimiento del terreno más recientes para zonas de subducción y de corteza superficial.
* Análisis del peligro sísmico probabilístico para periodos de retorno de 100, 475, 1 000, 2 475, 5 000 y 10 000 años.
* Desarrollo del reporte que contenga justificaciones de los parámetros usados; así como figuras y tablas que contengan los resultados del estudio para un perfil de sitio con Vs30 igual a 760 m/s.

# MARCO TECTÓNICO REGIONAL

El modelo sismotectónico para estimar los movimientos sísmicos de terreno esperados en el sitio de estudio se basó en una evaluación del marco geológico, tectónico y sismológico de la región central-norte del Perú. Esta región se ubica en una zona geológica y sísmica compleja y activa del oeste de América del Sur, donde las placas de Nazca y Sudamericana convergen. Esta convergencia de placas produce zonas de subducción al frente de la costa peruana, así como fallas normales, inversas, de rumbo y amplias zonas de deformación de corteza en la Cordillera Andina. La convergencia da origen a uno de los bordes de placa más activos de la Tierra, donde han ocurrido numerosos sismos destructivos.

Este estudio identifica elementos sismotectónicos que representan las fuentes sísmicas potenciales en la región. La identificación de los elementos sismotectónicos se basó en la revisión de datos obtenidos de literatura técnica, mapas geológicos, sismicidad instrumental e imágenes de satélites. En el **Mapa Densidades Sísmicas** se puede apreciar el nivel de densidades sísmicas de la región hasta un radio de 500 km de los sitios de estudio.

Una breve descripción de las características tectónicas de la zona del proyecto de la Cuenca del Río Chancay se presenta a continuación.

## Marco tectónico

En lo referente al marco tectónico, el Perú se ubica cerca de un borde de placa convergente entre la placa Sudamericana al este y la placa de Nazca al oeste. El borde entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana en esta región está marcado por la fosa marina, esta se encuentra ubicada aproximadamente entre 190-250 km al oeste de los sitios de estudio. La continua subducción de la placa de Nazca a lo largo de la fosa marina es la principal fuente de generación de grandes sismos (Mw > 7.0) y el fuerte movimiento sísmico experimentado usualmente en la costa peruana.

El margen oeste de la placa Sudamericana se caracteriza por su angosta planicie costera, las elevadas montañas de su cordillera oriental y occidental, y las numerosas fallas y pliegues que enmarcan el límite este de los Andes en Perú.

La geometría de subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana para la zona de estudio ha sido desarrollada mediante una sección transversal incluida en el **Mapa de Sección Transversal de Subducción**. Además, en este mapa se incluyó el modelo de subducción propuesto por Vergaray y Aguilar (2019).

El modelo de subducción de la placa de Nazca en la zona central-norte del Perú cerca al sitio de interés muestra que la placa de Nazca subduce debajo de la placa Sudamericana con un ángulo de 14° hasta una profundidad de 65 km, a partir de donde, conforme la placa subduce, esta empieza suavemente a aumentar su pendiente hasta un ángulo de 19°. A una profundidad de alrededor de 135 km, la placa que está subduciendo disminuye su pendiente cambiando su inclinación a una casi horizontal hacia el este por alrededor de 300 km, hasta que abruptamente empieza a descender a más de 500 km de profundidad.

La región “plana” de la placa de Nazca en la zona central del Perú se extiende por 1800 km aproximadamente desde los 2.5 grados latitud sur en Ecuador hasta los 15.5 grados de latitud sur en Perú, cerca al margen sur del límite de la dorsal de Nazca. La región plana de la placa de Nazca empezó a desarrollarse cerca de 5 millones de años atrás, basada en un detenimiento abrupto del vulcanismo cuaternario en la cordillera occidental de Sudamérica (adaptado de Jordan *et al*., 1983).

Cálculos de velocidad del movimiento de la placa de Nazca con respecto a la placa de Sudamericana, realizados por UNAVCO en la fosa Perú-Chile, sugieren valores alrededor de 60 mm/año. La convergencia entre placas ocurre oblicuamente en dirección N82E o alrededor de 29 grados en sentido horario a partir del azimut N53E normal a la fosa Perú-Chile y la línea de costa central del Perú.

## Sismicidad Histórica

Los registros sísmicos históricos revelan que la región de la Cuenca del Río Chancay ha experimentado altas tasas de sismicidad y varios sismos destructivos (Mw ≥ 7) que datan de 1471. En el **Mapa Sismotectónico** se muestra la distribución de sismos en espacio segregada por profundidad y magnitud momento del sismo, además, se distinguen sismos para las profundidades de 0-60 km y más de 60 km de profundidad.

Para el presente estudio, se utilizó la información sísmica que se encuentra recopilada de múltiples agencias internacionales, las cuales fueron complementadas con el catálogo nacional del IGP (Instituto Geofísico del Perú). La lista final de agencias utilizadas se indica a continuación:

* Catálogo sísmico del Instituto Geofísico Perú (IGP) – sismos históricos y recientes hasta diciembre 2023.
* Catálogo sísmico del proyecto SARA (South America Risk Assessment) – sismos hasta 2013.
* Centro Sismológico Nacional (CSN) de la Universidad de Chile - sismos hasta diciembre 2023.
* Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional de Ecuador (IGEPN) - sismos históricos y recientes hasta diciembre 2023.
* Catálogo sísmico del proyecto GCMT (Global Centroid-Moment-Tensor) – sismos hasta diciembre 2023.
* Catálogo sísmico de Weatherill, Pagani y García (WPG, 2015) – sismos hasta diciembre 2016.
* Catálogo sísmico del Centro Sismológico Internacional (ISC-GEM) – sismos hasta diciembre 2023.
* Sismos históricos globales (GEM Historic) – sismos hasta 1905.
* ANSS *Comprehensive Earthquake Catalog* o catálogo del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) – sismos hasta diciembre 2023.
* Catálogo de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) – sismos hasta diciembre 2023.

Los eventos sísmicos repetidos en los catálogos fueron eliminados al combinar un proceso manual y automatizado, este último aplicando una metodología de depuración de sismos. Los principales sismos que han afectado la Cuenca del Río Chancay en un radio de 500 km se muestran en la Tabla 3‑1.

Tabla 3‑1: Principales sismos (Mw ≥ 7.5) en un radio de 500 km de la zona de estudio

| Año | Mes | Día | Magnitud (Mw) | Profundidad (km) | Distancia (km) |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| 1619 | 2 | 14 | 8.7 | 40 | 162 |
| 1678 | 6 | 18 | 8.4 | 40 | 272 |
| 1725 | 1 | 7 | 7.5 | 60 | 285 |
| 1906 | 9 | 28 | 7.9 | 150 | 250 |
| 1953 | 12 | 12 | 7.8 | 30 | 319 |
| 1960 | 11 | 20 | 7.6 | 15 | 135 |
| 1966 | 10 | 17 | 8.0 | 37 | 478 |
| 1970 | 5 | 31 | 7.8 | 43 | 305 |
| 1996 | 2 | 21 | 7.5 | 25 | 344 |
| 2005 | 9 | 26 | 7.5 | 118 | 378 |
| 2019 | 5 | 26 | 8.0 | 135 | 470 |
| 2021 | 11 | 28 | 7.5 | 126 | 394 |

Basados en los eventos del catálogo sísmico depurarado, el evento sísmico más importante y cercano a la Cuenca del Rio Chancay (Mw 7.6) ocurrió en 1960 a una profundidad estimada de 15 km y a una distancia epicentral aproximada a la cuenca de 135 km. Otro evento importante (Mw 7.9) ocurrió en 1906 a 250 km al noreste de la Cuenca del Rio Chancay. En 1970 (Mw 7.8) ocurrió el gran sismo en Ancash a una distancia epicentral de 305 km. Luego, en el año 2005 (Mw 7.5) sucedió un sismo a   
378 km de distancia epicentral, en el año 2019 ocurrió un gran sismo (Mw 8.0) a 470 de distancia epicentral y en el año 2021 ocurrió otro gran sismo (Mw 7.5) a una distancia epicentral de 394 km respecto a la Cuenca del Rio Chancay. Estos tres últimos grandes sismos tienen una particularidad de ubicación, en una zona de mediana a alta intensidad sísmica, Z3 según la norma técnica peruana E.030.

## Sismotectónica Regional

El análisis de la información geológica y tectónica disponible muestra dos regímenes a lo largo de la fosa Perú-Chile y la placa Sudamericana que controlan la distribución y ocurrencia de sismos en los alrededores de la Cuenca del Rio Chancay:

* La zona de subducción.
* La región de corteza superficial de la placa Sudamericana.

### Zona de Subducción

La distribución espacial de sismos en los alrededores del sitio del proyecto y las características de los movimientos sísmicos medidos en regiones de subducción a nivel mundial sugieren que la zona de subducción puede ser agrupada en cuatro regiones (ver **Mapa de Fuentes Sismogénicas**) con propiedades particulares:

* La región de interfase o interplaca entre la placa de Nazca y Sudamericana ubicada al oeste del sitio del proyecto. Esta región tectónica es donde han ocurrido sismos poco profundos (menores a 50 km) y de gran magnitud (Mw hasta 8.6 ± 0.2) en los últimos 500 años, y se espera ocurran en el futuro.
* La región de intraplaca superficial o intraplaca superior que está debajo de nuestra zona de estudio y se extiende hacia el este de la región de interplaca. Esta región es donde ocurren sismos profundos (50-120 km) y de magnitudes considerables hasta magnitudes grandes (Mw de 6.5 a 7.0 ± 0,5) dentro de la placa de Nazca.
* La región de intraplaca intermedia que continúa la subducción adquiriendo mayor profundidad y por ende está debajo de la región de intraplaca superior. Esta región es donde ocurren sismos profundos (120-240 km) y de grandes magnitudes (Mw 7.0 a 8.0) dentro de la placa de Nazca.
* La región de intraplaca profunda que está al este de la región de intraplaca intermedia. Esta región es donde ocurren sismos profundos (>240 km) y de grandes magnitudes (Mw 7.0 a 7.5) dentro de la placa de Nazca, sin embargo, existe un notable silencio sísmico en esta zona dado que la ocurrencia de sismos a más de 200 km de profundidad es muy rara.

### Características de la corteza superficial

La región de corteza superficial de la placa Sudamericana representa la porción de la placa Sudamericana sujeta a deformaciones corticales debido a procesos tectónicos. La característica más resaltante de la región de corteza superficial en los alrededores del sitio es la presencia de la Cordillera de los Andes. Esta región contiene fallas sísmicas mapeadas y no mapeadas que pueden ser la fuente de sismos superficiales (< 40 km) y con magnitudes hasta de Mw 7.0.

La identificación de presencia de lineamientos y fallas sísmicas (aquellas que presentan desplazamiento sísmico asociado a estos en los últimos 35 000 años) se realizó por medio de una evaluación de imágenes satelitales (ver **Mapa Neotectónico**) en los alrededores del sitio (en radios de hasta 500 km) y una revisión de información técnica publicada por la USGS (2003) e INGEMMET (2008-2018).

El marco tectónico de la corteza superficial en la vecindad del sitio del proyecto parece estar influenciado por un sistema de fallas sísmicas activas asociadas al peligro sísmico de la zona de estudio y ubicadas a menos de 300 km a la redonda. Esta información se basa en la investigación de las mayores fallas activas del mundo, realizada como parte del Proyecto Internacional de la Litósfera del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, 2003).

El marco tectónico de la corteza superficial en los alrededores de la Cuenca del Río Chancay parece estar influenciado por un sistema de fallas sísmicas activas ubicadas a menos de 300 km a la redonda del sitio de análisis.

# MODELO SISMOTECTÓNICO

La sismicidad en el Perú es principalmente producto del proceso de subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana a través de todo el litoral peruano, como consecuencia, el modelo sísmico espacial para todo el Perú es relativamente regular, distinguiéndose en general la ocurrencia de dos tipos de sismos, con diferentes características de generación y atenuación. El primer tipo de sismo está directamente relacionado con el proceso de subducción, que a su vez se clasifica en dos subgrupos de sismos (interfase e intraplaca), por generarse en la zona de contacto entre las placas y a profundidades mayores en la placa Sudamericana, respectivamente. El segundo tipo de sismos son los denominados corticales o sismos de corteza producidos por esfuerzos generados debido al repliegue de la placa Sudamericana (indirectamente relacionado al proceso de subducción) y generalmente están asociados a fallas geológicas y/o actividades volcánicas.

La actividad sísmica de la zona del proyecto está predominantemente gobernada por sismos de interfase (subducción), estas se caracterizan por su alta recurrencia (corto periodo de retorno), poca profundidad y eventos de gran magnitud. La segunda fuente sismogénica con mayor incidencia a la zona del proyecto son la de subducción de intraplaca con profundidades superficiales a intermedias (40 km - 299 km), mediana recurrencia sísmica y moderada a elevada magnitud.

Finalmente, las de menor influencia corresponden a sismos corticales (<40 km de profundidad) representados por regiones y fallas (líneas) en un radio de 300 km de influencia, que podrían ocurrir más cercanos a la zona del proyecto, pero presentan una recurrencia sísmica baja (mayor periodo de retorno) y eventos de moderada magnitud.

El modelo sismotectónico para la Cuenca del Rio Chancay se basa en información geológica, tectónica y sismológica disponible. Las fuentes que conforman el modelo sismotectónico están definidas en función de la ubicación, geometría, tipo de falla, magnitudes máximas, probabilidad de excedencia, razones promedio de desplazamiento y modelos de recurrencia sísmica.

El modelo sismotectónico incluye la zona de subducción de interfase (fosa Perú-Chile) y la zona de subducción de intraplaca (superficial e intermedia). Asimismo, se incluyen las fallas sísmicas activas de corteza superficial que han sido mapeadas y otras áreas de corteza superficial no mapeadas.

## Caracterización de fuentes sísmicas

Se han identificado veinte (20) fuentes sísmicas potenciales en un radio de 500 km desde la Cuenca del Río Chancay (ver **Mapa Fuentes Sismogénicas**). La identificación de las fuentes está basada en una revisión de la literatura disponible, datos, reportes y mapas que describen la tectónica, fallas, sismicidad histórica y peligro sísmico para las regiones adyacentes al sitio de análisis. De las veinte (20) fuentes sísmicas, trece (13) son fuentes asociadas con la zona de subducción (interfase e intraplaca) y siete (7) son fuentes asociadas a la sismicidad de la corteza superficial de fallas geológicas mapeadas y no mapeadas.

### Fuentes de zona de subducción de interfase – Fuentes F1, F2 y F3

Las fuentes de interfase poco profunda, que empiezan en la fosa Perú-Chile, representan la región de la placa de Nazca inicialmente en contacto y subduciendo debajo de la placa Sudamericana (ver **Mapa Fuentes Sismogénicas**). El contacto entre estas placas impone una “restricción” al desplazamiento de estas y, por lo tanto, produce acumulación de energía de deformación entre las placas. Debido a que una parte el desplazamiento relativo entre las placas es muy alto y en otra el movimiento es “restringido”, la energía de deformación acumulada es muy alta y la resistencia de las placas se vence frecuentemente. Este continuo mecanismo es la causa de la ocurrencia de los grandes sismos registrados en estas fuentes.

Los sismos de interfase están asociados con mecanismos de desplazamiento reverso y están limitados a una profundidad máxima de 60 km. En este estudio, se consideraron tres (3) fuentes sísmicas asociadas a la región sísmica de interfase: F1, F2 y F3.

La distribución de sismos se muestra en el **Mapa Fuentes Sismogénicas**, así también, se muestra el modelo de subducción propuesto por Vergaray y Aguilar (2019) para la Cuenca del Río Mala. En esta sección se puede ver que la subducción inicia con un ángulo de 19° ligeramente hacia el noreste.

### Fuentes de zona de subducción de intraplaca superficial – Fuentes F4, F5 y F6

La zona de subducción de intraplaca superior o intraplaca superficial está representada por las fuentes F4, F5, y F6. En esta región generalmente ocurren sismos con mecanismo focal normal. En esta región, se han registrado históricamente magnitudes máximas de Mw 7.0 a 7.5 ± 0.5.

La geometría inferida de la región de intraplaca superficial de la placa de Nazca en los alrededores de la Cuenca de Chancay (Vergaray y Aguilar, 2019) muestra que esta región subduce con una inclinación de 20° con rumbo este-noreste hasta una profundidad de 100 km aproximadamente.

### Fuentes de zona de subducción de intraplaca intermedia – Fuentes F7, F8, F9, F10, F11, F12 y F13

La región de intraplaca intermedia representa los sismos que ocurren debajo de la zona de intraplaca superficial de la placa de Nazca. Esta región está definida por las fuentes sísmicas de intraplaca F7, F8, F9, F10, F11, F12 y F13, donde generalmente ocurren sismos con mecanismo focal normal, similar a los sismos de intraplaca superficial.

La geometría inferida de la región de intraplaca intermedia de la placa de Nazca en los alrededores de la Cuenca del Río Chancay (Vergaray y Aguilar, 2019) muestra que las fuentes sísmicas de intraplaca F7, F8 y F9 subducen con una inclinación de 19° con rumbo oeste-noreste hasta una profundidad de 135 km aproximadamente, y, además, las fuentes sísmicas de intraplaca F10, F11, F12 y F13 subducen casi subhorizontal por casi 330 km con rumbo oeste-noreste a una profundidad de 145 km aproximadamente para luego aumentar su inclinación conforme se aproximan a los 500 km de profundidad.

### Fallas sísmicas y fuentes de corteza superficial

El sistema de fallas sísmicas activas que parece influenciar más para la ocurrencia de sismos en la corteza superficial de la placa Sudamericana y asociadas al peligro sísmico de la zona de estudio se encuentran a más de 100 km de la ubicación de la Cuenca del Rio de Chancay.

La magnitud máxima para cada falla se calcula usando rangos de magnitudes de sismos históricos y relaciones entre longitudes de áreas de ruptura y magnitudes sísmicas propuestas por Wells & Coppersmith (1994). Las propiedades y parámetros de las fuentes necesarias para calcular magnitudes máximas incluyen:

* Tipo de falla.
* Rumbo y buzamiento de la falla.
* Longitud total de la falla
* Longitud de ruptura o segmento de falla
* Razón de desplazamiento o intervalo de recurrencia

Cada una de estas características de las fuentes se emplea en las relaciones entre longitudes de ruptura y magnitudes con la finalidad de incluir posibles rangos de magnitudes máximas de sismos que puedan ocurrir en cada fuente evaluada. El valor de magnitud máxima o su rango es de gran importancia en los análisis de peligro sísmico probabilístico.

AFRY no tomó en cuenta las fallas sísmicas activas ya que conforme al mapa neotectónico del INGEMMET (2018), solo se proyectan (no confirmadas) fallas a más de 100 km de distancia entre el punto de análisis más cercano y estas fallas, sin embargo, estas fallas al no ser aún mapeadas se consideraron dentro del grupo de fuentes de corteza superficial como estructuras geológicas proyectadas.

## Análisis de recurrencia sísmica

Luego de caracterizar las fuentes sísmicas en función de sus geometrías, características geológicas, niveles de actividad y edades, estas características fueron usadas para evaluar parámetros para modelar la distribución de sismos en función de magnitudes y tiempo. Estos parámetros adicionales son usados para evaluar relaciones de recurrencia sísmica, o la frecuencia de ocurrencia de sismos. Estos parámetros son evaluados de catálogos sísmicos con base en métodos estadísticos.

### Catalogo sísmico

Para este estudio, se ha compilado un catálogo sísmico con eventos registrados instrumentalmente al combinar diferentes catálogos existentes. El catálogo sísmico tiene eventos registrados hasta el 23 de diciembre de 2023.

Para priorizar los eventos sísmicos provenientes de los catálogos sísmicos que contribuyen al catálogo del proyecto, se utilizaron diferentes criterios con la finalidad de seleccionar los eventos más confiables en términos de ubicación, tiempo de ocurrencia y magnitud de los eventos. El catálogo final para el proyecto contiene eventos mayores a Mw 5.0 desde el 29 de octubre de 1746 al 23 de diciembre de 2023.

El tamaño o magnitud del evento sísmico reportado por las agencias sísmicas está en función de una variedad de escalas. La magnitud momento (Mw) es la escala preferente para análisis y reportes sísmicos en la práctica actual de ingeniería sísmica debido a que la medida del tamaño del sismo no se satura y puede ser relacionada a parámetros físicos como la cantidad de desplazamiento de la falla y la energía liberada por las ondas sísmicas. Otras magnitudes (Ms, mb) tienen usualmente una relación empírica con algún proceso físico debido a que estas están basadas en las amplitudes de ondas registradas en un sismómetro (McGuire, 2004).

En este estudio sísmico se ha dado el siguiente orden de preferencia para representar un evento sísmico:

* Magnitud momento (Mw).
* Magnitud de ondas de superficie (Ms).
* Magnitud de ondas de cuerpo (mb)
* Magnitud local (ML) o desconocida

Debido a la gran importancia de tener un parámetro uniforme y homogéneo para comparar el tamaño de los sismos en la evaluación del peligro sísmico, el catálogo sísmico compilado fue examinado minuciosamente, homogenizando las magnitudes a Mw y eliminando los eventos registrados con magnitud cero o sin magnitud.

Para este fin, se ha considerado los valores de magnitud de ondas de cuerpo (mb) equivalentes a Mw si las magnitudes mb se encuentran dentro del intervalo de 4.0 a 6.0; los valores de magnitud de ondas de superficie (Ms) equivalentes a Mw si las magnitudes Ms se encuentran dentro del intervalo Ms de 5.0 a 8.0; y los valores de magnitud local (ML) equivalentes a Mw si las magnitudes ML se encuentran dentro del intervalo de 4.0 a 7.0 (Boore y Joyner, 1982). Para magnitudes reportadas fuera de estos intervalos, el proceso de conversión de magnitudes de diferentes escalas a magnitud momento (Mw) fue empleando las siguientes relaciones:

Para eventos con magnitudes mb (ondas de cuerpo) reportadas, Ms es calculado usando las expresiones dadas por el GSHAP (Global Seismic Hazard Assessment Program):

Para eventos con magnitudes Ms (ondas de superficie) reportadas y obtenidas, Mw es calculado usando las expresiones dadas por el ISC (International Seismological Center; Scordilis, 2006):

Definidas las fuentes sismogénicas (véase **Mapa Fuentes Sismogénicas y Mapa Neotectónico**) se dividió el catálogo sísmico en función del número de fuentes sismogénicas, determinándose de esta manera los eventos delimitados en cada fuente. Dado que el proceso de Poisson postula la utilización de datos mutuamente independientes, se procedió a eliminar los eventos sísmicos catalogados como réplicas y los eventos antecesores al evento principal. El catálogo sísmico empleado fue depurado (eliminación de réplicas y premonitores) mediante las metodologías propuestas Gruenthal (Van Stiphout, 2012) y finalmente se realizó un análisis exhaustivo espacial – temporal con el propósito de eliminar aquellos eventos sísmicos del catálogo que refieren al mismo sismo.

En el **Mapa Máximas Intensidades** se muestra la distribución de máximas intensidades en la escala de Mercalli en un radio alrededor de la zona del proyecto. Se obtuvieron intensidades hasta un valor extremo (VI-VII) de carácter local.

En el Figura 3‑1 se muestra la distribución de las magnitudes conforme a la agencia sísmica que la reporta en el rango de años analizado. Para analizar en forma congruente la información sísmica presentada en estas figuras, es necesario convertir las múltiples escalas de magnitud a una escala de magnitud común, es decir, homogenizar el catálogo sísmico a una magnitud (e.g. Mw). De acuerdo con las recomendaciones de Boore y Joyner (1982), los valores de las magnitudes mb pueden considerarse equivalentes a valores de magnitud momento (Mw) si las magnitudes están dentro de los rangos esperados mb 4-6.

A screen shot of a graph

Description automatically generated

Figura 3‑1: Distribución de las magnitudes por agencia sísmica en el periodo del tiempo

En el catálogo sísmico completo se obtuvieron 180 145 eventos sísmicos entre   
Mw 1.1 a 9.4 y filtrando las Mw 3+ se obtuvo 143 280 eventos sísmicos. La distribución espacial de la magnitud (Mw) a lo largo de los años se puede ver en la Figura 3‑2.

A graph showing a number of data

Description automatically generated with medium confidence

Figura 3‑2: Distribución de la frecuencia de magnitudes conforme el tiempo (años)

Además, también se ha evaluado el catálogo sísmico completo con la distribución espacial de magnitud (Mw)-profundidad y su frecuencia de profundidades. En la   
Figura 3‑3 se puede ver la distribución de la magnitud (Mw) versus con la profundidad y el histograma de profundidades del catálogo sísmico.

A chart of a number of colored dots

Description automatically generated with medium confidenceA graph of a height

Description automatically generated with medium confidence

Figura 3‑3: Distribución de magnitud-profundidad y de la frecuencia de profundidad.

La metodología para determinar el peligro sísmico está basada en asumir que los eventos sísmicos son independientes. Debido a esto, el catálogo usado para determinar la futura actividad sísmica debe estar libre de eventos sísmicos que son consecuencia del evento sísmico principal (replicas y premonitores). Con esta finalidad, el catálogo del proyecto fue depurado usando el método de Gruenthal (Van Stiphout, 2012). El propósito del proceso de depurado es eliminar todas las réplicas y premonitores del catálogo completo del estudio. El catálogo sísmico completo de 143 280 eventos sísmicos con Mw 3+ pasó a ser un catálogo depurado con 73 097 eventos sísmicos.

Con base en la distribución de la frecuencia de sismos por años y empleando la metodología de Stepp *et al*. (1972), se realizó el análisis de completitud de todos los sismos con rangos de 0.50 para el tipo de magnitud momento (Mw). La Figura 3‑4 muestra la distribución de la frecuencia anual de los sismos versus el intervalo de tiempo y/o los años.

A graph of numbers and lines

Description automatically generated

Figura 3‑4: Distribución de la frecuencia anual de sismos versus intervalo de tiempo (años)

Finalmente, obtuvimos un catálogo sísmico homogenizado, filtrado, depurado y con sus periodos de completitud. En la Figura 3‑5 se muestra el catálogo sísmico completo con los periodos de completitud y se puede diferenciar el conjunto de eventos sísmicos que no serán considerados.

A graph showing the time and time

Description automatically generated with medium confidence

Figura 3‑5: Catálogo sísmico en el espacio magnitud-tiempo con los periodos de completitud.

### Recurrencia sísmica y razones de actividad

Las relaciones de recurrencia sísmica representan la frecuencia de ocurrencia de sismos en una fuente. Estas relaciones son parámetros de entrada muy importantes para un análisis de peligro sísmico probabilístico. Para este estudio, se usaron el modelo exponencial truncado a una magnitud máxima y el modelo característico.

El modelo exponencial truncado obedece a la relación logarítmica lineal entre la frecuencia de sismos y sus magnitudes, propuesta por Gutenberg y Richter (1954) y expresada como.

Donde N es el número acumulativo de sismos mayores o iguales a la magnitud M, y "a" y "b" son constantes obtenidas del ajuste. El valor de "a" representa la actividad sísmica anual, o el número de sismos observados a partir de alguna magnitud mínima. El valor de "b" es la pendiente de la relación logarítmica lineal de la frecuencia de sismos y sus magnitudes y controla la frecuencia de ocurrencia de sismos con diferentes magnitudes. Menores valores de "b" suelen indicar una frecuencia de ocurrencia de sismos grandes alta y por lo tanto mayor peligro sísmico.

Para cada intervalo de tiempo y fuente sísmica, se realizaron cálculos de frecuencia sísmica anual y análisis de regresión logarítmica lineal para determinar valores de b, razones de actividad sísmica (tasa) y relaciones de recurrencia (Gutenberg y Richter, 1954). Todos los cálculos fueron desarrollados con los eventos principales y fueron cuantificados usando el método de máxima verosimilitud (Weichert, 1980).

## Ecuaciones de predicción de movimiento del terreno (GMPE)

Las ecuaciones de predicción del movimiento sísmico (GMPE - *Ground Motion Prediction Equation*, del inglés) usadas en este estudio están basadas en sismos que ocurrieron en regiones tectónicas muy similares a la región del sitio del proyecto. Por lo tanto, la mayor incertidumbre en los análisis de peligro sísmico está relacionada con las relaciones empíricas de predicción del movimiento sísmico. La selección de las relaciones de predicción es usualmente la base de discusiones y discrepancias entre consultores y requiere considerable criterio y experiencia con movimientos y diseño sísmico de estructuras.

Diversas GMPEs deben ser seleccionados provenientes de modelos robustos a modo de representar la incertidumbre epistémica (Stewart *et al*., 2015). A pesar de que las GMPEs desarrolladas para eventos corticales son numerosos, existen pocas GMPE para subducción de interfase e intraplaca (Douglas y Edwards, 2016). Cuando los registros tiempo-historia están disponibles, las GMPEs que mejor se adaptan a la data deben de ser seleccionados. Sin embargo, para que la selección sea confiable, la data acelerométrica debe estar bien distribuida sobre un amplio rango de magnitud (desde magnitudes moderadas hasta próximas a la máxima magnitud) y amplio rango de distancias (incluyendo el campo cercano).

La Figura 3‑6 muestra la distribución actual de la Red Acelerométrica Nacional administrada por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), de la cual cerca del 80 % de las estaciones registran los datos *in-situ*, para luego ser recolectados de manera trimestral.

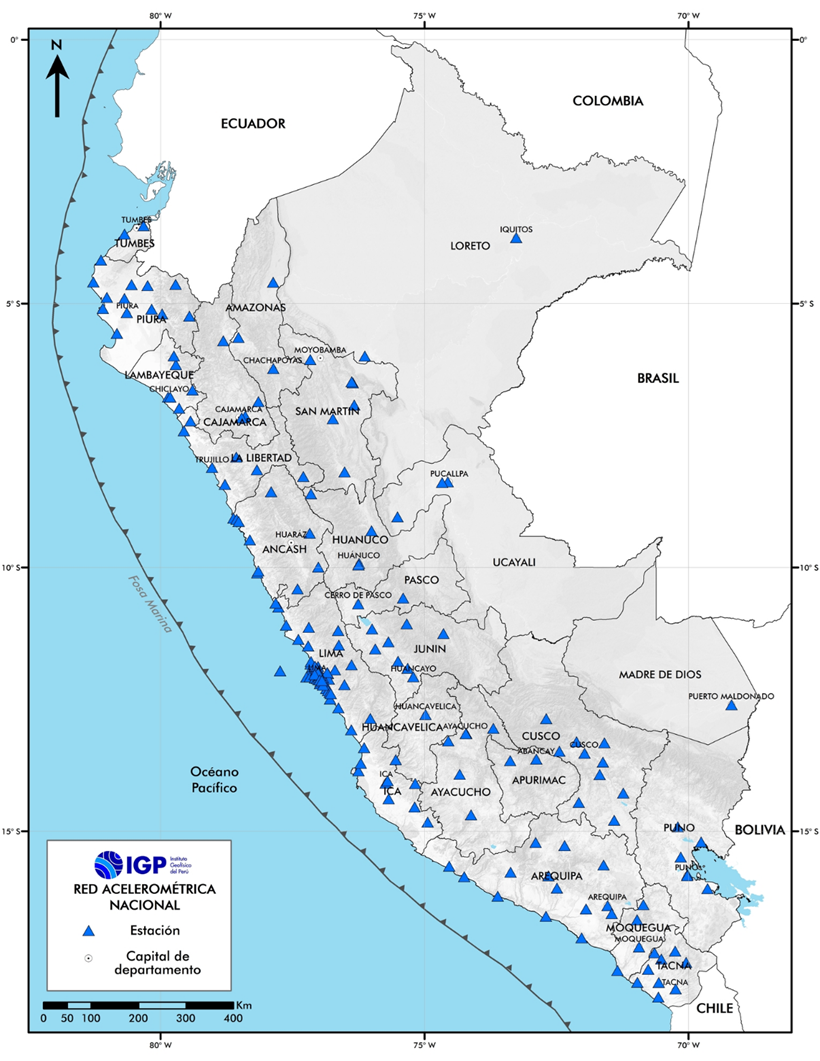


Figura 3‑6: Distribución de la Red Acelerométrica Nacional – Instituto Geofísico del Perú (IGP)

Se utilizaron cuatro robustas GPMEs para los sismos de subducción: El modelo global de Abrahamson y Gulerce (2020), el modelo global de Kuehn *et al*. (2020), el modelo global de Parker *et al*. (2020) y el modelo chileno de Montalva *et al*. (2017).

El modelo de Abrahamson y Gulerce (2020) se basa en data sísmica mundial y emplea la base de datos de la NGA-SUB sobre más de 70 mil registros de tres componentes. Por otro lado, la GMPE de Montalva *et al*. (2017) considera la actividad sísmica de la zona de subducción chilena y tiene una base de datos de 3774 registros sísmicos. Esta GMPE emplea la forma funcional propuesta por Abrahamson *et al*. (2016) para el modelo mediano. Si bien el modelo de Parker *et al*. (2020) y el de Kuehn *et al*. (2020) tienen parámetros regionales de Sudamérica, no se recomienda emplearlos ya que presentan inestabilidad en los cálculos y se propone emplear los parámetros globales para estas GMPEs.

Adicionalmente, como parte del proyecto NGA-Sub (Next Generation Attenuation Subduction), Parker *et al*. (2020) desarrolla una exhaustiva evaluación de terremotos de interfase e intraplaca para magnitudes válidas desde 4.5 a 8.5 Mw y para distancias desde los 0 hasta los 1000 km.

Así pues, con base en los sustentos descritos, las cuatro GMPEs de subducción han sido incluidas en el árbol lógico de decisiones y/o de evaluación epistémica.

Respecto a la evaluación de la sismicidad cortical, para los fines del estudio, se consideró cinco GMPEs pertenecientes a la NGA West-2 tales como: Campbell & Bozorgnia (2014), Chiou & Youngs (2014), Abrahamson *et al*. (2014), Boore *et al*. (2014), e   
Idriss *et al*. (2014).

# ECUACIONES DE PREDICCIÓN DE MOVIMIENTO DEL TERRENO (GMPE)

## Ecuaciones de movimiento para sismos de subducción

Para este análisis, los movimientos de interfase e intraplaca se modelaron utilizando las relaciones desarrolladas por Abrahamson y Gulerce (2020), Kuehn *et al*. (2020),   
Parker *et al*. (2020) y Montalva *et al*. (2017). Estas GMPEs se seleccionaron con base en su aplicabilidad en el área del proyecto, dado que dichas leyes son válidas para un amplio rango de periodos estructurales.

### Ecuación de atenuación de Abrahamson y Gulerce (2020)

Se han desarrollado nuevos modelos de movimiento del suelo (GMMs) para los terremotos en la zona de subducción basados en un subconjunto de la base de datos compilada por el proyecto de Atenuación de Próxima Generación - Subducción   
(NGA-SUB) del Pacific Earthquake Engineering Research Center (PEER), el cual incluye más de 71 000 registros de 1 880 movimientos sísmicos, se consideran los resultados de las simulaciones de fallas finitas para restringir la extrapolación del modelo fuera del rango restringido por datos empíricos.

Muchos de los GMMs que se usan en zonas de subducción para estudios de riesgo sísmico son totalmente ergódicos debido a que combinan datos de terremotos de subducción en todo el mundo en un solo modelo (Abrahamson *et al*., 2016). El enfoque ergódico supone que la variabilidad del modelo central que se estimó a partir del conjunto combinado de datos mundiales es aplicable a cualquier sitio del mundo. A medida que crecieron los conjuntos de datos del movimiento del suelo, se hizo evidente que la suposición ergódica no funciona bien debido a diferencias sistemáticas significativas en la escala del movimiento del suelo para diferentes regiones (Atkinson, 2006; Morikawa *et al*., 2008; Lin *et al*., 2011; Anderson y Uchiyama, 2011; Villani y Abrahamson, 2015; Lanzano *et al*., 2017). En la última década, hubo un cambio de GMMs ergódicos a GMMs parcial o totalmente no ergódicos para hacer frente a estas diferencias.

Para el desarrollo del GMM de subducción, se utilizó el enfoque parcialmente no ergódico que incluye términos región-específico que explican las diferencias en el movimiento del suelo medio entre regiones amplias. Este GMM tiene términos constantes región-específico, ampliación del sitio lineal, largas distancias (R lineal) y escala de profundidad de cuenca para las siete regiones: Alaska, Cascadia, Centroamérica, Japón, Nueva Zelanda, Sudamérica y Taiwán. Se tiene una versión global del GMM que es aplicable a las zonas de subducción de todo el mundo que no se encuentran en una de las siete regiones modeladas en este estudio.

Para la selección de datos se utilizó la versión del 18 de octubre del 2018 del conjunto de datos NGA-SUB. La selección de datos para el desarrollo de GMM es un proceso iterativo. Después de realizar la selección inicial, se realizan análisis de regresión preliminares y, mediante inspección visual de los residuos, se identifican y evalúan los datos atípicos. Sobre la base de la evaluación de los datos atípicos, se modifican los criterios de selección de datos y se repite el proceso.

La forma funcional del modelo propuesto se basa en la forma funcional utilizada en el BCHydro GMM de 2016 (Abrahamson *et al*., 2016) con modificaciones para incluir la regionalización para la constante, escala R lineal, escala VS30 y escala Z2.5. El término escala de ante-arco/tras-arco incluido en el modelo BCHydro 2016 se eliminó porque el conjunto de datos seleccionado excluyó las estaciones ubicadas en la región de ante-arco/tras-arco, a excepción de Cascadia.

El modelo base viene dado por:

Donde:

* = RotD50 de la aceleración espectral amortiguada al 5%.
* M = magnitud del momento.
* = distancia de ruptura (km)
* F = tipo de evento (0 para interfase y 1 para intraplaca)
* = profundidad hasta la parte superior de la ruptura (km)
* = velocidad de onda transversal promediada en el tiempo sobre los 30 m superiores (m/s)
* = aceleración pico mediana (g) para 𝑉𝑠30 = 1000 m/s
* = profundidad hasta =2.5 km/s (m)
* = 0 para terremoto Clase 1 (sismo principal) y F\_AS=1 para terremoto Clase 2 (replica).

El término de falla finita, , se adopta del modelo BCHydro 2016 y viene dado por:

Para tener en cuenta la ruptura en la escala de magnitud, se utiliza una forma funcional bilineal con una escala de magnitud pequeña a moderada diferente para eventos intraplaca y de interfase, pero con la misma escala de gran magnitud:

Donde es el punto de quiebre en la escala de magnitud. Para permitir que el punto de quiebre para la escala de gran magnitud difiera para los eventos de interfase e intraplaca, el término está dado por:

En el que es el punto de ruptura para eventos dentro de la placa y es el punto de ruptura para eventos de interfase.

Además de la diferencia en la escala de magnitud, el modelo para eventos dentro de la placa incluye una diferencia en la dispersión geométrica y los términos constantes en comparación con los términos para eventos de interfase:

Los términos y representan las diferencias en el término constante y la dispersión geométrica para eventos dentro de la placa y eventos de interfase, respectivamente. El es la diferencia entre el específico de la región y el global de 7.5. El término es una constante adicional que conduce a una función continua por encima y por debajo de .

Debido a que la escala de profundidad a poca profundidad puede reflejar la clasificación errónea de eventos, así como un efecto de profundidad, se modeló la escala de profundidad con dos pendientes: una para profundidades inferiores a 50 km y otra para profundidades superiores a 50 km. La escala de profundidad se modela usando un modelo trilineal con una ruptura en la pendiente en y una segunda ruptura en más allá de la cual no hay escala de profundidad adicional.

|  |  |
| --- | --- |
|  |  |

También se evaluó el caso donde se usa 100 km para el segundo punto de quiebre; aunque esta opción mejoró el ajuste a los términos de eventos para , resultó en términos de eventos negativos más grandes para profundidades superiores a 100 km. El uso del límite en la escala de profundidad de 200 km condujo a un equilibrio del ajuste a los términos del evento para profundidades inferiores a 100 km y los términos del evento para profundidades superiores a 100 km.

Para los efectos de respuesta del sitio no lineal, se adaptó la escala de amplificación del sitio no lineal en el modelo BCHydro 2016, que utiliza el como parámetro de fuerza de agitación. El término denota la velocidad de la onda transversal por encima de la cual la respuesta del sitio se vuelve lineal, y el término establece el límite de la extrapolación de la escala lineal .

Los términos de respuesta del sitio no lineal, , y , se toman directamente del   
BC Hydro GMM de 2016.

La profundidad a , (en m), se usa para el parámetro de profundidad de la cuenca. En el GMM, la escala de la profundidad de la cuenca utiliza el parámetro de profundidad de la cuenca normalizado, , definido por:

Donde (en m) es la mediana para un dado. Este parámetro normalizado se utiliza para tener en cuenta la correlación entre y . El término centra la escala de profundidad de la cuenca para que se aborde la escala de la cuenca que está implícita en la escala . Los coeficientes empleados para el modelo global se muestran en la Tabla 4‑1.

Tabla 4‑1: Coeficientes del modelo Abrahamson y Gulerce (2020)

| Periodo (s) | a1 | a2 | a6 | a7 | a11 | a12 | a13 | a14 |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| 0.010 | 4.5960 | -1.4500 | -0.0043 | 3.2100 | 0.0070 | 0.9000 | 0.0000 | -0.4600 |
| 0.020 | 4.6780 | -1.4500 | -0.0043 | 3.2100 | 0.0070 | 1.0080 | 0.0000 | -0.4600 |
| 0.030 | 4.7730 | -1.4500 | -0.0044 | 3.2100 | 0.0070 | 1.1270 | 0.0000 | -0.4600 |
| 0.050 | 5.0290 | -1.4500 | -0.0046 | 3.2100 | 0.0070 | 1.3330 | 0.0000 | -0.4600 |
| 0.075 | 5.3340 | -1.4500 | -0.0047 | 3.2100 | 0.0070 | 1.5650 | 0.0000 | -0.4600 |
| 0.100 | 5.4550 | -1.4500 | -0.0048 | 3.2100 | 0.0070 | 1.6790 | 0.0000 | -0.4600 |
| 0.150 | 5.3760 | -1.4250 | -0.0047 | 3.2100 | 0.0070 | 1.8530 | 0.0000 | -0.4600 |
| 0.200 | 4.9360 | -1.3350 | -0.0045 | 3.2100 | 0.0062 | 2.0220 | 0.0000 | -0.4600 |
| 0.250 | 4.6360 | -1.2750 | -0.0043 | 3.2100 | 0.0056 | 2.1810 | 0.0000 | -0.4600 |
| 0.300 | 4.4230 | -1.2310 | -0.0042 | 3.2100 | 0.0051 | 2.2810 | -0.0020 | -0.4600 |
| 0.400 | 4.1240 | -1.1650 | -0.0040 | 3.2100 | 0.0043 | 2.3790 | -0.0070 | -0.4700 |
| 0.500 | 3.8380 | -1.1150 | -0.0037 | 3.2100 | 0.0037 | 2.3390 | -0.0110 | -0.4800 |
| 0.600 | 3.5620 | -1.0710 | -0.0035 | 3.2100 | 0.0033 | 2.2170 | -0.0150 | -0.4900 |
| 0.750 | 3.1520 | -1.0200 | -0.0032 | 3.2100 | 0.0027 | 1.9460 | -0.0210 | -0.5000 |
| 1.000 | 2.5440 | -0.9500 | -0.0029 | 3.2100 | 0.0019 | 1.4160 | -0.0280 | -0.5100 |
| 1.500 | 1.6360 | -0.8600 | -0.0026 | 3.2100 | 0.0008 | 0.3940 | -0.0410 | -0.5200 |
| 2.000 | 1.0760 | -0.8200 | -0.0024 | 3.2100 | 0.0000 | -0.4170 | -0.0500 | -0.5300 |
| 2.500 | 0.6580 | -0.7980 | -0.0022 | 3.2100 | 0.0000 | -0.7250 | -0.0570 | -0.5400 |
| 3.000 | 0.4240 | -0.7930 | -0.0021 | 3.1300 | 0.0000 | -0.6950 | -0.0650 | -0.5400 |
| 4.000 | 0.0930 | -0.7930 | -0.0020 | 2.9850 | 0.0000 | -0.6380 | -0.0770 | -0.5400 |
| 5.000 | -0.1450 | -0.7930 | -0.0020 | 2.8180 | 0.0000 | -0.5970 | -0.0880 | -0.5400 |
| 6.000 | -0.3200 | -0.7930 | -0.0020 | 2.6820 | 0.0000 | -0.5610 | -0.0980 | -0.5400 |
| 7.500 | -0.5560 | -0.7930 | -0.0020 | 2.5150 | 0.0000 | -0.5300 | -0.1100 | -0.5400 |
| 10.000 | -0.8600 | -0.7930 | -0.0020 | 2.3000 | 0.0000 | -0.4860 | -0.1270 | -0.5400 |

*Fuente: Tomado de Abrahamson y Gulerce (2020)*

*Nota: Solo se muestras los parámetros más importantes del modelo.*

### Ecuación de atenuación de Montalva *et al*. (2017)

Montalva *et al*. (2017) desarrolló un modelo de predicción para la máxima aceleración (PGA) y aceleraciones espectrales de respuesta horizontal (5 % de amortiguamiento) para sismos de subducción.

Los datos iniciales utilizados para realizar la regresión incluyen 3 774 registros de 473 terremotos. Esto incluye 2 461 registros de 281 eventos de interfase y 1 313 registros de 192 eventos intraplaca. Esta gran base de datos permite una adecuada caracterización de los parámetros de atenuación, magnitud escalamiento y respuesta del sitio. Por otro lado, el subconjunto HQ incluye 520 registros de 208 sismos, incluidos 411 registros de 151 eventos de interfase y 109 registros de 57 eventos de intraplaca.

El rango de validez del GMPE propuesto es de hasta 300 km de profundidad; sin embargo, distancias de hasta 1 000 km muestran un comportamiento razonable del modelo. Para magnitudes, el rango en el que se encuentra la mayor cantidad de datos analizados es de 5.0 a 8.0 Mw. Sin embargo, los eventos en el grupo de 8.0 - 9.0 Mw son algunos de los eventos mejor caracterizados. Para , el rango de validez se encuentra entre 100 y 1000 m/s.

Los efectos del sitio del modelo se estiman con base en los valores de empleando la forma funcional propuesta por Abrahamson *et al*. (2016).

Donde:

* = Aceleración espectral en unidades de g.
* = magnitud del momento.
* = Profundidad hipocentral (km)
* = Distancia de la fuente al sitio.
* = Valor medio de PGA para un sitio con Vs30 igual a 1000 m/s.
* = 0 para eventos de interfase, 1 para eventos de intraplaca.
* = 0 para ante-arco o sitios desconocidos, 1 para tras-arco.
* = constante igual a 1.18.
* = constante igual a 1.88.
* = constante igual a 10.00.
* = constante igual a 7.2

Los coeficientes empleados en el modelo se muestran en la Tabla 4‑2 y Tabla 4‑3.

Tabla 4‑2: Coeficientes del modelo de Montalva et al. (2017) – Parte 1

| Periodo (s) |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| PGA | 5.8750 | 0.8028 | -0.3349 | -1.7536 | 0.1313 | -0.0004 | -0.7308 | 4.5314 | 0.0057 |
| 0.020 | 5.9763 | 0.8413 | -0.2806 | -1.7701 | 0.1225 | -0.0004 | -0.7387 | 4.5742 | 0.0057 |
| 0.050 | 7.4530 | 1.0313 | -0.0395 | -2.0334 | 0.0833 | 0.0000 | -0.6985 | 4.5607 | 0.0085 |
| 0.075 | 8.0476 | 1.0344 | -0.0130 | -2.1061 | 0.0801 | -0.0001 | -0.6534 | 4.3664 | 0.0092 |
| 0.100 | 7.7609 | 1.0757 | 0.0076 | -1.9937 | 0.0730 | -0.0008 | -0.5505 | 3.9092 | 0.0063 |
| 0.150 | 6.1719 | 1.1706 | 0.1049 | -1.5865 | 0.0548 | -0.0027 | -0.4300 | 3.0624 | 0.0056 |
| 0.200 | 4.8340 | 1.2053 | 0.1797 | -1.2971 | 0.0525 | -0.0034 | -0.5309 | 3.5011 | 0.0032 |
| 0.250 | 4.4269 | 1.3761 | 0.2291 | -1.1877 | 0.0300 | -0.0036 | -0.5809 | 3.6282 | 0.0018 |
| 0.300 | 4.5701 | 1.3499 | 0.1559 | -1.2490 | 0.0387 | -0.0025 | -0.6628 | 3.8763 | 0.0021 |
| 0.400 | 3.9831 | 1.3795 | 0.1167 | -1.1338 | 0.0468 | -0.0021 | -0.7224 | 4.0339 | 0.0007 |
| 0.500 | 4.8603 | 1.5195 | 0.1835 | -1.3802 | 0.0382 | 0.0000 | -0.7964 | 4.3142 | 0.0007 |
| 0.600 | 4.6751 | 1.6666 | 0.2197 | -1.3536 | 0.0252 | 0.0000 | -0.9012 | 4.7520 | 0.0009 |
| 0.750 | 4.3086 | 1.8563 | 0.2978 | -1.3080 | 0.0100 | 0.0000 | -0.8983 | 4.7045 | -0.0003 |
| 1.000 | 3.5734 | 1.8122 | 0.2437 | -1.2308 | 0.0361 | 0.0000 | -0.8733 | 4.5602 | -0.0010 |
| 1.500 | 2.9222 | 2.0347 | 0.2252 | -1.1875 | 0.0277 | -0.0001 | -0.9469 | 4.8334 | 0.0001 |
| 2.000 | 2.3978 | 2.0434 | 0.2738 | -1.1632 | 0.0401 | -0.0003 | -0.9085 | 4.5903 | 0.0011 |
| 2.500 | 1.6415 | 1.8899 | 0.1874 | -1.0654 | 0.0831 | -0.0012 | -0.8052 | 4.1342 | 0.0004 |
| 3.000 | 1.6648 | 1.9050 | 0.1327 | -1.1268 | 0.0940 | -0.0009 | -0.8169 | 4.1898 | 0.0007 |
| 4.000 | 0.9057 | 1.7118 | 0.0138 | -1.0762 | 0.1384 | -0.0006 | -0.8733 | 4.5091 | 0.0008 |
| 5.000 | 0.6123 | 1.5936 | 0.0647 | -1.1308 | 0.1526 | 0.0000 | -0.8780 | 4.5639 | 0.0007 |
| 6.000 | 0.3267 | 1.6918 | 0.3237 | -1.1573 | 0.1242 | 0.0000 | -0.8844 | 4.5584 | 0.0014 |
| 7.500 | -0.2414 | 1.7113 | 0.6025 | -1.1407 | 0.1095 | 0.0000 | -0.9880 | 5.0828 | 0.0017 |
| 10.000 | -0.9631 | 1.6716 | 0.7762 | -1.0930 | 0.1134 | 0.0000 | -1.0501 | 5.4969 | -0.0007 |

*Fuente: Tomado de Montalva et al. (2017)*

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

Tabla 4‑3: Coeficientes del modelo de Montalva et al. (2017) – Parte 2

| Periodo (s) |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| PGA | 1.0150 | 1.0988 | -1.420 | 0.9969 | -1.0000 | 0.2000 | -0.3000 | 865.10 |
| 0.020 | 1.0374 | 1.0988 | -1.420 | 0.9969 | -1.0000 | 0.2000 | -0.3000 | 865.10 |
| 0.050 | 1.3103 | 1.2536 | -1.650 | 1.1030 | -1.1800 | 0.2000 | -0.3000 | 1053.50 |
| 0.075 | 1.4816 | 1.4175 | -1.800 | 1.2732 | -1.3600 | 0.2000 | -0.3000 | 1085.70 |
| 0.100 | 1.6562 | 1.3997 | -1.800 | 1.3042 | -1.3600 | 0.2000 | -0.3000 | 1032.50 |
| 0.150 | 1.9394 | 1.3582 | -1.690 | 1.2600 | -1.3000 | 0.2000 | -0.3000 | 877.60 |
| 0.200 | 2.0890 | 1.1648 | -1.490 | 1.2230 | -1.2500 | 0.2000 | -0.3000 | 748.20 |
| 0.250 | 2.2500 | 0.9940 | -1.300 | 1.1600 | -1.1700 | 0.2000 | -0.3000 | 654.300 |
| 0.300 | 2.2834 | 0.8821 | -1.180 | 1.0500 | -1.0600 | 0.2000 | -0.3000 | 587.100 |
| 0.400 | 2.3141 | 0.7046 | -0.980 | 0.8000 | -0.7800 | 0.1440 | -0.3000 | 503.000 |
| 0.500 | 2.3333 | 0.5799 | -0.820 | 0.6620 | -0.6200 | 0.1000 | -0.3000 | 456.600 |
| 0.600 | 2.2342 | 0.5021 | -0.700 | 0.5800 | -0.5000 | 0.0740 | -0.3000 | 430.300 |
| 0.750 | 2.0522 | 0.3687 | -0.540 | 0.4800 | -0.3400 | 0.0420 | -0.3000 | 410.50 |
| 1.000 | 1.6351 | 0.1746 | -0.340 | 0.3300 | -0.1400 | 0.0000 | -0.3000 | 400.00 |
| 1.500 | 0.6934 | -0.0820 | -0.050 | 0.3100 | 0.0000 | -0.0580 | -0.3000 | 400.00 |
| 2.000 | -0.0976 | -0.2821 | 0.120 | 0.3000 | 0.0000 | -0.1000 | -0.3000 | 400.00 |
| 2.500 | -0.3493 | -0.4108 | 0.250 | 0.3000 | 0.0000 | -0.1550 | -0.3000 | 400.00 |
| 3.000 | -0.3327 | -0.4466 | 0.300 | 0.3000 | 0.0000 | -0.2000 | -0.3000 | 400.00 |
| 4.000 | -0.4132 | -0.4344 | 0.300 | 0.3000 | 0.0000 | -0.2000 | -0.3000 | 400.00 |
| 5.000 | -0.4240 | -0.4368 | 0.300 | 0.3000 | 0.0000 | -0.2000 | -0.3000 | 400.00 |
| 6.000 | -0.3876 | -0.4586 | 0.300 | 0.3000 | 0.0000 | -0.2000 | -0.3000 | 400.00 |
| 7.500 | -0.3264 | -0.4433 | 0.300 | 0.3000 | 0.0000 | -0.2000 | -0.3000 | 400.00 |

*Fuente: Tomado de Montalva et al. (2017)*

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

### Ecuación de atenuación de Parker *et al*. (2020)

Parker *et al*. (2020) describe el desarrollo de un modelo de movimiento del terreno (GMMs) aplicable a las regiones de la zona de subducción en todo el mundo y un modelo de amplificación del sitio que lo acompaña que considera la velocidad de onda de corte superficial (VS30) y la profundidad. Estos modelos están formulados con factores de ajuste regional que se pueden usar para personalizar los modelos para las condiciones regionales. Para ubicaciones donde los factores regionales no están definidos, se puede aplicar una versión global del modelo, aunque con mayor incertidumbre epistémica.

Se usó una combinación de la inspección de la data, técnicas de regresión, simulaciones y geometrías constantes para desarrollar modelos regionales para determinar el PGA, PGV y la aceleración espectral en 26 periodos oscilantes entre 0.01 y 10 segundos. Se observó una diferencia entre los modelos de interfase e intraplaca por lo que estos modelos se trabajan de forma separada

No se observaron diferencias en los efectos de sitio entre los tipos de eventos; por lo tanto, se desarrolla un término de sitio combinado que se toma como la suma (en unidades logarítmicas naturales) de un término lineal condicionado a la velocidad de onda transversal promediada en el tiempo en los 30 m superiores (VS30) y un término no lineal restringido empíricamente. Se desarrollan términos de profundidad de sedimentos de cuenca para Cascadia y Japón que están condicionados a la profundidad hasta el horizonte de velocidad de onda de corte de 2.5 km/s (Z2.5).

Debido a las diferencias en los atributos de escala de la fuente y la ruta, se proporcionan GMM globales separados para los terremotos de interfase e intraplaca. Ambos modelos comparten una forma funcional común, con algunos coeficientes iguales para ambos tipos de eventos, mientras que otros coeficientes varían.

Donde es una constante, es el término de trayectoria, es el término de escala de magnitud, es el termino de escala de profundidad de fuente y es el término de amplificación de sitio.

Término de trayectoria:

Término de escala de magnitud:

Término de escala de profundidad de fuente:

Término de amplificación de sitio:

Donde:

* = Distancia del sitio a la fuente.
* = Termino de saturación de fuente cercana.
* = Magnitud del sismo (km)
* = “Corner Magnitude”.
* = Distancia hipocentral.
* = Velocidad de ondas de corte en 30 m.
* = Igual a 760 m/s

Los coeficientes de este modelo pueden ser encontrados en la Tabla E1 del suplemento electrónico del informe “*NGA-Subduction Global Ground-Motion Models with Regional Adjustment Factors*”.

Este GMM se puede usar para predecir PGA, PGV y PSA en 24 periodos osciladores entre 0.01 y 10.0 segundos para eventos de subducción de interfase e intraplaca. El modelo de interfase es válido para M 4.5–9.5, RRUP = 20–1000 km, Zhyp≤40 km y   
VS30 = 150–2000 m/s. El modelo intraplaca es válido sobre M4.5–8.5,   
RRUP = 35–1000 km, Zhyp = 0–200 km y VS30 = 150–2000 m/s. Ambos modelos son aplicables solo a sitios en la región del ante-arco de las zonas de subducción.

### Ecuación de atenuación de Kuehn *et al*. (2020)

El modelo de movimiento del suelo (GMM) denominado Kuehn-Bozorgnia-Campbell-Gregor (KBCG20), fue desarrollado por el equipo del programa de investigación de atenuación de próxima generación para terremotos de subducción (NGA-Sub). En el modelo KBCG20, se ha prestado especial atención en distinguir los GMMs para siete regiones de subducción diferentes, incluidos Japón y el noroeste del Pacífico (Cascadia). El GMM se desarrolla como un modelo parcialmente no ergódico (Stafford, 2014), lo que significa que hay diferentes valores de coeficientes, para diferentes regiones.

La base de datos NGA-Subduction (NGA-Sub) contiene 1880 eventos de subducción con magnitudes de momento que van desde 4.0 a 9.1 que han ocurrido en Japón, Taiwán, el noroeste del Pacífico (Cascadia), Alaska, Nueva Zelanda, México, y el sur y centro de América (Kishida *et al*., 2018; Bozorgnia *et al*., 2020). La base de datos contiene 71 340 series temporales de tres componentes (214020 componentes individuales) de unas 6000 estaciones de registro compiladas a partir de varias fuentes de datos.

El modelo de regresión general se define como:

La forma funcional del modelo de base mediana es similar a la GMM de BC Hydro (Abrahamson *et al*., 2016) y su actualización de 2018 (Abrahamson *et al*., 2018). Las diferencias con el modelo de BC Hydro incluyen: (1) reemplazar los puntos de corte definidos en los términos bilineales de magnitud y profundidad de la fuente con una función de transición más suave; (2) agregar un término de profundidad de fuente para eventos de interfase; (3) reemplazar el término de atenuación anelástica con un nuevo término que no depende de la ubicación del sitio para definir la atenuación de ante-arco y de tras-arco, sino que depende de las longitudes de la ruta de viaje al sitio dentro de las regiones de ante-arco y de tras-arco; y (4) incorporar más áreas geográficas en el modelo regionalizado.

El modelo de mediana base en esa ecuación tiene la siguiente forma:

Donde:

* = {M, , , , , , }.es el vector de variables predictoras y donde la barra vertical en Z\_1.0 | Z\_2.5 significa que en el modelo se incluye un parámetro de profundidad u otro. Los eventos de interfase e intraplaca se distinguen por el indicador FS, que es FS = 1 para eventos intraplaca y 0 en caso contrario.
* Los coeficientes de regresión . solas constantes para los eventos de interfaz y los eventos dentro de la placa, respectivamente y estos varían según la región geográfica. Los subíndices “if” y “slab” indican parámetros y coeficientes que representan eventos de interfaz y eventos intraslab (intraplaca), respectivamente.
* = es el término de magnitud y viene dado por la siguiente función bilineal.

,*,,*, , )

En donde M es la magnitud momento, es la magnitud de referencia al centro y es un parámetro de suavidad de tracción.

* = es el término de atenuación geométrica (dispersión geométrica) y está modelado por la siguiente función:

Donde (km) es la distancia más corta entre el sitio y la superficie de ruptura de la falla, (km) es un término de falla finita dependiente de la magnitud (también conocida como profundidad ficticia), y son coeficientes de regresión independientes de la magnitud.

* = es el término fuente – profundidad y viene dado por la función bilineal.

Donde la profundidad (km) hasta la parte superior de la superficie de ruptura de la falla y son las profundidades de referencia (km) y es el parámetro de transición suave entre los dos regímenes lineales.

La escala de profundidad bilineal tiene puntos de ruptura en  
.

* = es el término de atenuación anelástica (arc-crossing), varía según la región geográfica y en algunos casos según las subregiones.
* = es el término de ampliación de sitio y viene dado por la función:

Donde es la velocidad de onda de corte promediada en el tiempo en los 30 m superiores al sitio y es el valor medio previsto de PGA (g) para un sitio rocoso con =1100m/s.

Para garantizar un espectro físicamente significativo, no se permite que la mediana de PSA pronosticada en períodos cortos sea más pequeña que PGA:

Donde es el conjunto de coeficientes para el periodo T, y es la predicción mediana (logarítmica) de PGA para el escenario .

## Ecuaciones de movimiento para sismos de corteza superficial

Para los eventos corticales, se emplearon los modelos la NGA (Nueva Generación de relaciones de Atenuación), los que fueron usados son: Chiou y Youngs (2014), Abrahamson *et al*. (2014), Bozorgnia y Campbell (2014), Boore *et al*. (2014), e   
Idriss (2014).

### Ecuación de atenuación de Chiou y Youngs (2014)

Chiou y Youngs han desarrollado una actualización de su modelo realizado el 2008 para la máxima aceleración del suelo (PGA) y aceleraciones espectrales de respuesta horizontal (5 % de amortiguamiento) causados por sismos continentales. La evaluación preliminar de la data de NGA-West2 indica la necesidad de incluir la regionalización para el reporte de diferencias regionales en la atenuación por distancia y respuesta del suelo de la fuente distante. La base de datos para la actualización del modelo fue restringida principalmente para movimientos de campos libres de sismos corticales en California. La data de 18 buenos registros de sismos M ≥ 6 que ocurrieron fuera de California se añadió para complementar la data de California.

Anteriormente, desarrollaron el compilado de las ecuaciones usando la data para distancias de 70 km o menos. Esta restricción de la data pretendía eludir las consecuencias no deseadas del muestreo en la amplitud del movimiento causado por el truncamiento de datos a amplitudes bajas y grandes distancias. En esta actualización, en vez de aplicar un truncamiento uniforme de distancia para todos los sismos, se usó la distancia máxima empleable (Rmáx) para cada sismo para tomar ventaja de la data empleable a distancias mayores a 70 km.

Las ecuaciones de atenuación del 2008 no modelan explícitamente los efectos de directividad. En cambio, fueron aplicados como un factor posterior, pues incorporar el efecto de directividad como parte de la actualización fue el objetivo principal de estas nuevas ecuaciones. Entre las cinco parametrizaciones de directividad discutido en Spudich *et al*. (2013), escogieron el parámetro de punto directo (DPP) como el vaticinador del efecto de directividad.

La formulación revisada de la ecuación de predicción de movimiento está dada por las ecuaciones siguientes:

Además, las variables de predicción de las ecuaciones presentadas son:

* = Magnitud momento.
* = Distancia más cercana (km) al plano de ruptura.
* = Distancia más cercana (km) a la proyección de la superficie del plano de ruptura
* = Coordenada de sitio (km) medida perpendicularmente al origen del evento desde la línea de falla.
* = Muro colgante: 1 para: y 0 para .
* δ = Ángulo de inclinación de la falla.
* = Profundidad (km) a la parte superior del plano de ruptura.
* centrado en el promedio, dependientes de M.
* Fallamiento inverso: 1 para 30° ≤ λ ≤ 150° (combinación de inverso e inverso oblicuo), 0 para el resto; λ es el ángulo de ataque.
* Fallamiento normal: 1 para -120° ≤ λ ≤ -60° (excluyendo normal oblicuo), 0 para el resto
* Tiempo de viaje promedio para las velocidades de ondas de corte (m/s) de los primeros 30 m de suelo.
* Profundidad (m) hasta la velocidad de onda de corte de 1.0 km/s.
* Z1.0 centrado en el promedio de Z\_1.0 dependientes de .
* Parámetro de punto directo para el efecto de directividad.
* centrado en el promedio del sitio y sismo específico.

Los coeficientes empleados en el modelo se muestran en la Tabla 4‑4, Tabla 4‑5, Tabla 4‑6 y Tabla 4‑7.

Tabla 4‑4: Coeficientes del modelo Ln(yref) dependientes del periodo espectral para el modelo de Chiou y Youngs (2014) – Parte 1

| Periodo (s) | c1 | c1a | c1b | c1c | c1d | cn | cM | c3 |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| PGA | -1.5065 | 0.1650 | -0.2550 | 0.1650 | 0.2550 | 16.0875 | 4.9993 | 1.9636 |
| 0.020 | -1.4798 | 0.1650 | -0.2550 | 0.1650 | 0.2550 | 15.7118 | 4.9993 | 1.9636 |
| 0.030 | -1.2972 | 0.1650 | -0.2550 | 0.1650 | 0.2550 | 15.8819 | 4.9993 | 1.9636 |
| 0.040 | -1.1007 | 0.1650 | -0.2550 | 0.1650 | 0.2550 | 16.4556 | 4.9993 | 1.9636 |
| 0.050 | -0.9292 | 0.1650 | -0.2550 | 0.1650 | 0.2550 | 17.6453 | 4.9993 | 1.9636 |
| 0.075 | -0.6580 | 0.1650 | -0.2540 | 0.1650 | 0.2540 | 20.1772 | 5.0031 | 1.9636 |
| 0.100 | -0.5613 | 0.1650 | -0.2530 | 0.1650 | 0.2530 | 19.9992 | 5.0172 | 1.9636 |
| 0.120 | -0.5342 | 0.1650 | -0.2520 | 0.1650 | 0.2520 | 18.7106 | 5.0315 | 1.9795 |
| 0.150 | -0.5462 | 0.1650 | -0.2500 | 0.1650 | 0.2500 | 16.6246 | 5.0547 | 2.0362 |
| 0.170 | -0.5858 | 0.1650 | -0.2480 | 0.1650 | 0.2480 | 15.3709 | 5.0704 | 2.0823 |
| 0.200 | -0.6798 | 0.1650 | -0.2449 | 0.1650 | 0.2449 | 13.7012 | 5.0939 | 2.1521 |
| 0.250 | -0.8663 | 0.1650 | -0.2382 | 0.1650 | 0.2382 | 11.2667 | 5.1315 | 2.2574 |
| 0.300 | -1.0514 | 0.1650 | -0.2313 | 0.1650 | 0.2313 | 9.1908 | 5.1670 | 2.3440 |
| 0.400 | -1.3794 | 0.1650 | -0.2146 | 0.1650 | 0.2146 | 6.5459 | 5.2317 | 2.4709 |
| 0.500 | -1.6508 | 0.1650 | -0.1972 | 0.1650 | 0.1972 | 5.2305 | 5.2893 | 2.5567 |
| 0.750 | -2.1511 | 0.1650 | -0.1620 | 0.1650 | 0.1620 | 3.7896 | 5.4109 | 2.6812 |
| 1.000 | -2.5365 | 0.1650 | -0.1400 | 0.1650 | 0.1400 | 3.3024 | 5.5106 | 2.7474 |
| 1.500 | -3.0686 | 0.1650 | -0.1184 | 0.1650 | 0.1184 | 2.8498 | 5.6705 | 2.8161 |
| 2.000 | -3.4148 | 0.1645 | -0.1100 | 0.1645 | 0.1100 | 2.5417 | 5.7981 | 2.8514 |
| 3.000 | -3.9013 | 0.1168 | -0.1040 | 0.1168 | 0.1040 | 2.1488 | 5.9983 | 2.8875 |
| 4.000 | -4.2466 | 0.0732 | -0.1020 | 0.0732 | 0.1020 | 1.8957 | 6.1552 | 2.9058 |
| 5.000 | -4.5143 | 0.0484 | -0.1010 | 0.0484 | 0.1010 | 1.7228 | 6.2856 | 2.9169 |
| 7.500 | -5.0009 | 0.0220 | -0.1010 | 0.0220 | 0.1010 | 1.5737 | 6.5428 | 2.9320 |
| 10.000 | -5.3461 | 0.0124 | -0.1000 | 0.0124 | 0.1000 | 1.5265 | 6.7415 | 2.9396 |

*Fuente: Tomado de Chiou & Youngs (2014)*

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T=0.01 s.*

Tabla 4‑5: Coeficientes del modelo Ln(yref) dependientes del periodo espectral para el modelo de Chiou y Youngs (2014) – Parte 2

| Periodo (s) | c5 | cHM | c6 | c7 | c7b | c8 | c8b |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| PGA | 6.4551 | 3.0956 | 0.4908 | 0.0352 | 0.0462 | 0.0000 | 0.4833 |
| 0.020 | 6.4551 | 3.0963 | 0.4925 | 0.0352 | 0.0472 | 0.0000 | 1.2144 |
| 0.030 | 6.4551 | 3.0974 | 0.4992 | 0.0352 | 0.0533 | 0.0000 | 1.6421 |
| 0.040 | 6.4551 | 3.0988 | 0.5037 | 0.0352 | 0.0596 | 0.0000 | 1.9456 |
| 0.050 | 6.4551 | 3.1011 | 0.5048 | 0.0352 | 0.0639 | 0.0000 | 2.1810 |
| 0.075 | 6.4551 | 3.1094 | 0.5048 | 0.0352 | 0.0630 | 0.0000 | 2.6087 |
| 0.100 | 6.8305 | 3.2381 | 0.5048 | 0.0352 | 0.0532 | 0.0000 | 2.9122 |
| 0.120 | 7.1333 | 3.3407 | 0.5048 | 0.0352 | 0.0452 | 0.0000 | 3.1045 |
| 0.150 | 7.3621 | 3.4300 | 0.5045 | 0.0352 | 0.0345 | 0.0000 | 3.3399 |
| 0.170 | 7.4365 | 3.4688 | 0.5036 | 0.0352 | 0.0283 | 0.0000 | 3.4719 |
| 0.200 | 7.4972 | 3.5146 | 0.5016 | 0.0352 | 0.0202 | 0.0000 | 3.6434 |
| 0.250 | 7.5416 | 3.5746 | 0.4971 | 0.0352 | 0.0090 | 0.0000 | 3.8787 |
| 0.300 | 7.5600 | 3.6232 | 0.4919 | 0.0352 | -0.0004 | 0.0000 | 4.0711 |
| 0.400 | 7.5735 | 3.6945 | 0.4807 | 0.0352 | -0.0155 | 0.0000 | 4.3745 |
| 0.500 | 7.5778 | 3.7401 | 0.4707 | 0.0352 | -0.0278 | 0.0991 | 4.6099 |
| 0.750 | 7.5808 | 3.7941 | 0.4575 | 0.0352 | -0.0477 | 0.1982 | 5.0376 |
| 1.000 | 7.5814 | 3.8144 | 0.4522 | 0.0352 | -0.0559 | 0.2154 | 5.3411 |
| 1.500 | 7.5817 | 3.8284 | 0.4501 | 0.0352 | -0.0630 | 0.2154 | 5.7688 |
| 2.000 | 7.5818 | 3.8330 | 0.4500 | 0.0352 | -0.0665 | 0.2154 | 6.0723 |
| 3.000 | 7.5818 | 3.8361 | 0.4500 | 0.0160 | -0.0516 | 0.2154 | 6.5000 |
| 4.000 | 7.5818 | 3.8369 | 0.4500 | 0.0062 | -0.0448 | 0.2154 | 6.8035 |
| 5.000 | 7.5818 | 3.8376 | 0.4500 | 0.0029 | -0.0424 | 0.2154 | 7.0389 |
| 7.500 | 7.5818 | 3.8380 | 0.4500 | 0.0007 | -0.0348 | 0.2154 | 7.4666 |
| 10.000 | 7.5818 | 3.8380 | 0.4500 | 0.0003 | -0.0253 | 0.2154 | 7.7700 |

*Fuente: Tomado de Chiou & Youngs (2014)*

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T=0.01 s.*

Tabla 4‑6: Coeficientes del modelo Ln(yref) dependientes del periodo espectral para el modelo de Chiou y Youngs (2014) – Parte 3

| Periodo (s) | c9 | c9a | c9b | c11b | cg1 | cg2 | cg3 |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| PGA | 0.9228 | 0.1202 | 6.8607 | -0.4536 | -0.0071 | -0.0068 | 4.2542 |
| 0.020 | 0.9296 | 0.1217 | 6.8697 | -0.4536 | -0.0072 | -0.0068 | 4.2386 |
| 0.030 | 0.9396 | 0.1194 | 6.9113 | -0.4536 | -0.0079 | -0.0068 | 4.2519 |
| 0.040 | 0.9661 | 0.1166 | 7.0271 | -0.4536 | -0.0083 | -0.0068 | 4.2960 |
| 0.050 | 0.9794 | 0.1176 | 7.0959 | -0.4536 | -0.0087 | -0.0068 | 4.3578 |
| 0.075 | 1.0260 | 0.1171 | 7.3298 | -0.4536 | -0.0095 | -0.0062 | 4.5455 |
| 0.100 | 1.0177 | 0.1146 | 7.2588 | -0.4536 | -0.0098 | -0.0053 | 4.7603 |
| 0.120 | 1.0008 | 0.1128 | 7.2372 | -0.4536 | -0.0099 | -0.0047 | 4.8963 |
| 0.150 | 0.9801 | 0.1106 | 7.2109 | -0.4536 | -0.0099 | -0.0038 | 5.0644 |
| 0.170 | 0.9652 | 0.1150 | 7.2491 | -0.4536 | -0.0098 | -0.0033 | 5.1371 |
| 0.200 | 0.9459 | 0.1208 | 7.2988 | -0.4440 | -0.0095 | -0.0027 | 5.1880 |
| 0.250 | 0.9196 | 0.1208 | 7.3691 | -0.3539 | -0.0089 | -0.0021 | 5.2164 |
| 0.300 | 0.8829 | 0.1175 | 6.8789 | -0.2688 | -0.0083 | -0.0018 | 5.1954 |
| 0.400 | 0.8302 | 0.1060 | 6.5334 | -0.1793 | -0.0073 | -0.0013 | 5.0899 |
| 0.500 | 0.7884 | 0.1061 | 6.5260 | -0.1428 | -0.0065 | -0.0011 | 4.7854 |
| 0.750 | 0.6754 | 0.1000 | 6.5000 | -0.1138 | -0.0051 | -0.0011 | 4.3304 |
| 1.000 | 0.6196 | 0.1000 | 6.5000 | -0.1062 | -0.0043 | -0.0012 | 4.1667 |
| 1.500 | 0.5101 | 0.1000 | 6.5000 | -0.1020 | -0.0030 | -0.0017 | 4.0029 |
| 2.000 | 0.3917 | 0.1000 | 6.5000 | -0.1009 | -0.0023 | -0.0023 | 3.8949 |
| 3.000 | 0.1244 | 0.1000 | 6.5000 | -0.1003 | -0.0013 | -0.0033 | 3.7928 |
| 4.000 | 0.0086 | 0.1000 | 6.5000 | -0.1001 | -0.0011 | -0.0036 | 3.7443 |
| 5.000 | 0.0000 | 0.1000 | 6.5000 | -0.1001 | -0.0010 | -0.0036 | 3.7090 |
| 7.500 | 0.0000 | 0.1000 | 6.5000 | -0.1000 | -0.0010 | -0.0037 | 3.6632 |
| 10.000 | 0.0000 | 0.1000 | 6.5000 | -0.1000 | -0.0010 | -0.0037 | 3.6230 |

*Fuente: Tomado de Chiou & Youngs (2014)*

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T=0.01 s.*

Tabla 4‑7: Coeficientes del modelo Ln(yref) dependientes del periodo espectral para el modelo de Chiou y Youngs (2014) – Parte 4

| Periodo (s) | c9 | c9a | c9b | c11b | cg1 | cg2 | cg3 |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| PGA | -0.5210 | -0.1417 | -0.0070 | 0.1022 | 0.0000 | 300.0000 | -0.5210 |
| 0.020 | -0.5055 | -0.1364 | -0.0073 | 0.1084 | 0.0000 | 300.0000 | -0.5055 |
| 0.030 | -0.4368 | -0.1403 | -0.0074 | 0.1199 | 0.0000 | 300.0000 | -0.4368 |
| 0.040 | -0.3752 | -0.1591 | -0.0070 | 0.1336 | 0.0000 | 300.0000 | -0.3752 |
| 0.050 | -0.3469 | -0.1862 | -0.0065 | 0.1489 | 0.0000 | 300.0000 | -0.3469 |
| 0.075 | -0.3747 | -0.2538 | -0.0057 | 0.1906 | 0.0000 | 300.0000 | -0.3747 |
| 0.100 | -0.4440 | -0.2943 | -0.0056 | 0.2307 | 0.0000 | 300.0000 | -0.4440 |
| 0.120 | -0.4895 | -0.3077 | -0.0057 | 0.2532 | 0.0000 | 300.0000 | -0.4895 |
| 0.150 | -0.5477 | -0.3113 | -0.0058 | 0.2665 | 0.0000 | 300.0000 | -0.5477 |
| 0.170 | -0.5922 | -0.3062 | -0.0060 | 0.2651 | 0.0000 | 300.0000 | -0.5922 |
| 0.200 | -0.6693 | -0.2927 | -0.0061 | 0.2553 | 0.0000 | 300.0000 | -0.6693 |
| 0.250 | -0.7766 | -0.2662 | -0.0064 | 0.2315 | 0.0000 | 300.0000 | -0.7766 |
| 0.300 | -0.8501 | -0.2405 | -0.0067 | 0.2073 | 0.0010 | 300.0000 | -0.8501 |
| 0.400 | -0.9431 | -0.1975 | -0.0071 | 0.1655 | 0.0040 | 300.0000 | -0.9431 |
| 0.500 | -10.0440 | -0.1633 | -0.0074 | 0.1338 | 0.0100 | 300.0000 | -10.0440 |
| 0.750 | -10.6020 | -0.1028 | -0.0081 | 0.0852 | 0.0340 | 300.0000 | -10.6020 |
| 1.000 | -10.9410 | -0.0699 | -0.0084 | 0.0586 | 0.0670 | 300.0000 | -10.9410 |
| 1.500 | -11.1420 | -0.0425 | -0.0077 | 0.0318 | 0.1430 | 300.0000 | -11.1420 |
| 2.000 | -11.1540 | -0.0302 | -0.0048 | 0.0197 | 0.2030 | 300.0000 | -11.1540 |
| 3.000 | -11.0810 | -0.0129 | -0.0018 | 0.0096 | 0.2770 | 300.0000 | -11.0810 |
| 4.000 | -10.6030 | -0.0016 | -0.0015 | 0.0054 | 0.3090 | 300.0000 | -10.6030 |
| 5.000 | -0.9872 | 0.0000 | -0.0014 | 0.0032 | 0.3210 | 300.0000 | -0.9872 |
| 7.500 | -0.8274 | 0.0000 | -0.0014 | 0.0011 | 0.3290 | 300.0000 | -0.8274 |
| 10.000 | -0.7053 | 0.0000 | -0.0014 | 0.0005 | 0.3300 | 300.0000 | -0.7053 |

*Fuente: Tomado de Chiou & Youngs (2014)*

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T=0.01 s.*

### Ecuación de atenuación de Abrahamson *et al*. (2014)

Los modelos empíricos de predicción de movimiento para el componente horizontal promedio de sismos corticales en regiones tectónicas activas son derivadas usando la base de datos PEER NGA-West2. Este modelo es aplicable a magnitudes entre 3.0 a 8.5 Mw, distancias entre 0 a 300 km, y periodos espectrales de 0 a 10 s. Los parámetros de ingreso del modelo son los mismos usados por Abrahamson y Silva (2008), con las siguientes excepciones: el nivel de ingreso de datos para efectos no lineales está basado en la aceleración espectral en el periodo de interés en vez del PGA; y el escalamiento de la distancia para el efecto de Hanging Wall (HW - bloque de roca que descansa sobre una falla inclinada) de los extremos de la ruptura incluye una dependencia en el azimut de la fuente de sitio. Las diferencias regionales en la atenuación de distancia y longitud y escalamiento Vs30 entre California, Japón, China y Taiwán son incluidos.

El escalamiento para el efecto HW es mejorado usando restricciones de simulaciones numéricas. La desviación estándar es dependiente de la magnitud, con magnitudes más pequeñas que conducen a desviaciones estándar más grandes en periodos cortos, pero desviaciones estándar más pequeñas a largos periodos. Los efectos de directividad no son incluidos mediante parámetros explícitos, pero son capturados por la variabilidad de los datos empíricos.

La data final consiste en 15750 registros de 329 sismos, de los cuales 221 son eventos de desgarre o rumbo (Strike-slip), 79 de los cuales son eventos inversos (ambos cubriendo el rango entero de magnitudes) y 29 son eventos normales, mayormente entre 4.6 < M < 6.0.

Existen cuatro diferencias fundamentales en la forma de funcionamiento de las ecuaciones comparadas con las realizadas el 2008: (1) el modelo está extendido para magnitudes pequeñas; (2) el escalado del HW está mejor sintetizado por las simulaciones; (3) se ha incluido las diferencias regionales en la atenuación de largas distancias; y (4) las diferencias regionales en el escalado de Vs30 han sido incluida.

El modelo para ecuación de predicción de movimiento está dado por:

Las definiciones de los parámetros usados en el análisis de regresión son:

* = Magnitud momento.
* = Centroide RJB.
* = Profundidad hasta la parte superior de la ruptura (km).
* = Indicador para sismos de falla inversa.
* = Indicador para sismos de falla normal.
* =Indicador para réplicas.
* Distancia de la ruptura (km).
* Velocidad de ondas de corte para los 30 m superficiales (m/s)
* Profundidad hasta la = 1.0 km/s en el sitio (m).
* Mediana del pico de aceleración espectral (g) para = 1180 m/s.
* Indicador para sitios de ‘Hanging Wall’.
* Distancia Joyner-Boore (km)
* Distancia horizontal (km) desde el límite superior de ruptura.
* Distancia horizontal hasta el final de la ruptura medida en forma paralela a la fuente.
* Inclinación de la falla en grados.
* = Ancho de la ruptura de buzamiento (km).

La forma básica de la dependencia de magnitud y distancia para sismos corticales se presenta a continuación.

Donde:

El término que ha sido añadido a RRUP dentro de la raíz cuadrada se refiere típicamente como “profundidad ficticia”, debido a la forma en que afecta al término distancia.

Gracias al modelo de estilo de fallamiento (SOF) se encontró que el factor de la diferencia entre movimiento del suelo para diferentes estilos de fallas no fue visto para largos grupos de magnitudes pequeñas de la data de California.

El modelo para la dependencia de Vs30 de la amplificación de sitio es similar a los realizado en el 2008, pero ahora se usa la aceleración espectral media en roca dura  en vez de PGA para definir la fuerza de la sacudida.

Los coeficientes empleados en el modelo se muestran en la Tabla 4‑8, Tabla 4‑9 y Tabla 4‑10.

Tabla 4‑8: Coeficientes de respuesta media del modelo Abrahamson et al. (2014) – Parte 1

| Periodo (s) | c4 | M1 | M2 | a1 | a2 | a3 | a4 | a5 |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| PGA | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 0.5870 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 0.020 | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 0.5980 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 0.030 | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 0.6020 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 0.050 | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 0.7070 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 0.075 | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 0.9730 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 0.100 | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 1.1690 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 0.150 | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 1.4420 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 0.200 | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 1.6370 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 0.250 | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 1.7010 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 0.300 | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 1.7120 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 0.400 | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 1.6620 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 0.500 | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 1.5710 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 0.750 | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 1.2990 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 1.000 | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 1.0430 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 1.500 | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 0.6650 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 2.000 | 4.5000 | 6.7500 | 5.0000 | 0.3290 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 3.000 | 4.5000 | 6.8200 | 5.0000 | -0.0600 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 4.000 | 4.5000 | 6.9200 | 5.0000 | -0.2990 | -0.7900 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 5.000 | 4.5000 | 7.0000 | 5.0000 | -0.5620 | -0.7650 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 6.000 | 4.5000 | 7.0600 | 5.0000 | -0.8750 | -0.7110 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 7.500 | 4.5000 | 7.1500 | 5.0000 | -1.3030 | -0.6340 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |
| 10.000 | 4.5000 | 7.2500 | 5.0000 | -1.9280 | -0.5290 | 0.2750 | -0.1000 | -0.4100 |

*Fuente: Tomado de Chiou & Youngs (2014)*

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

Tabla 4‑9: Coeficientes de respuesta media del modelo Abrahamson et al. (2014) – Parte 2

| Periodo (s) | a6 | a8 | a11 | a12 | a13 |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| PGA | 2.1540 | -0.0150 | 0.0000 | -0.1000 | 0.6000 |
| 0.020 | 2.1460 | -0.0150 | 0.0000 | -0.1000 | 0.6000 |
| 0.030 | 2.1570 | -0.0150 | 0.0000 | -0.1000 | 0.6000 |
| 0.050 | 2.0850 | -0.0150 | 0.0000 | -0.1000 | 0.6000 |
| 0.075 | 2.0290 | -0.0150 | 0.0000 | -0.1000 | 0.6000 |
| 0.100 | 2.0410 | -0.0150 | 0.0000 | -0.1000 | 0.6000 |
| 0.150 | 2.1210 | -0.0220 | 0.0000 | -0.1000 | 0.6000 |
| 0.200 | 2.2240 | -0.0300 | 0.0000 | -0.1000 | 0.6000 |
| 0.250 | 2.3120 | -0.0380 | 0.0000 | -0.1000 | 0.6000 |
| 0.300 | 2.3380 | -0.0450 | 0.0000 | -0.1000 | 0.6000 |
| 0.400 | 2.4690 | -0.0550 | 0.0000 | -0.1000 | 0.5800 |
| 0.500 | 2.5590 | -0.0650 | 0.0000 | -0.1000 | 0.5600 |
| 0.750 | 2.6820 | -0.0950 | 0.0000 | -0.1000 | 0.5300 |
| 1.000 | 2.7630 | -0.1100 | 0.0000 | -0.1000 | 0.5000 |
| 1.500 | 2.8360 | -0.1240 | 0.0000 | -0.1000 | 0.4200 |
| 2.000 | 2.8970 | -0.1380 | 0.0000 | -0.1000 | 0.3500 |
| 3.000 | 2.9060 | -0.1720 | 0.0000 | -0.1000 | 0.2000 |
| 4.000 | 2.8890 | -0.1970 | 0.0000 | -0.1000 | 0.0000 |
| 5.000 | 2.8980 | -0.2180 | 0.0000 | -0.1000 | 0.0000 |
| 6.000 | 2.8960 | -0.2350 | 0.0000 | -0.1000 | 0.0000 |
| 7.500 | 2.8700 | -0.2550 | 0.0000 | -0.1000 | 0.0000 |
| 10.000 | 2.8430 | -0.2850 | 0.0000 | -0.1000 | 0.0000 |

*Fuente: Tomado de Chiou & Youngs (2014)*

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

Tabla 4‑10: Coeficientes de respuesta media del modelo Abrahamson et al. (2014) – Parte 3

| Periodo (s) | a14 | a15 | a17 | a10 | VLin | b | n | c | a43 |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| PGA | -0.3000 | 1.1000 | -0.0072 | 1.7350 | 660.0000 | -1.4700 | 1.5000 | 2.4000 | 0.1000 |
| 0.020 | -0.3000 | 1.1000 | -0.0073 | 1.7180 | 680.0000 | -1.4600 | 1.5000 | 2.4000 | 0.1000 |
| 0.030 | -0.3000 | 1.1000 | -0.0075 | 1.6150 | 770.0000 | -1.3900 | 1.5000 | 2.4000 | 0.1000 |
| 0.050 | -0.3000 | 1.1000 | -0.0080 | 1.3580 | 915.0000 | -1.2200 | 1.5000 | 2.4000 | 0.1000 |
| 0.075 | -0.3000 | 1.1000 | -0.0089 | 1.2580 | 960.0000 | -1.1500 | 1.5000 | 2.4000 | 0.1000 |
| 0.100 | -0.3000 | 1.1000 | -0.0095 | 1.3100 | 910.0000 | -1.2300 | 1.5000 | 2.4000 | 0.1000 |
| 0.150 | -0.3000 | 1.1000 | -0.0095 | 1.6600 | 740.0000 | -1.5900 | 1.5000 | 2.4000 | 0.1000 |
| 0.200 | -0.3000 | 1.1000 | -0.0086 | 2.2200 | 590.0000 | -2.0100 | 1.5000 | 2.4000 | 0.1000 |
| 0.250 | -0.2400 | 1.1000 | -0.0074 | 2.7700 | 495.0000 | -2.4100 | 1.5000 | 2.4000 | 0.1000 |
| 0.300 | -0.1900 | 1.0300 | -0.0064 | 3.2500 | 430.0000 | -2.7600 | 1.5000 | 2.4000 | 0.1000 |
| 0.400 | -0.1100 | 0.9200 | -0.0043 | 3.9900 | 360.0000 | -3.2800 | 1.5000 | 2.4000 | 0.1000 |
| 0.500 | -0.0400 | 0.8400 | -0.0032 | 4.4500 | 340.0000 | -3.6000 | 1.5000 | 2.4000 | 0.1000 |
| 0.750 | 0.0700 | 0.6800 | -0.0025 | 4.7500 | 330.0000 | -3.8000 | 1.5000 | 2.4000 | 0.1400 |
| 1.000 | 0.1500 | 0.5700 | -0.0025 | 4.3000 | 330.0000 | -3.5000 | 1.5000 | 2.4000 | 0.1700 |
| 1.500 | 0.2700 | 0.4200 | -0.0022 | 2.6000 | 330.0000 | -2.4000 | 1.5000 | 2.4000 | 0.2200 |
| 2.000 | 0.3500 | 0.3100 | -0.0019 | 0.5500 | 330.0000 | -1.0000 | 1.5000 | 2.4000 | 0.2600 |
| 3.000 | 0.4600 | 0.1600 | -0.0015 | -0.9500 | 330.0000 | 0.0000 | 1.5000 | 2.4000 | 0.3400 |
| 4.000 | 0.5400 | 0.0500 | -0.0010 | -0.9500 | 330.0000 | 0.0000 | 1.5000 | 2.4000 | 0.4100 |
| 5.000 | 0.6100 | -0.0400 | -0.0010 | -0.9300 | 330.0000 | 0.0000 | 1.5000 | 2.4000 | 0.5100 |
| 6.000 | 0.6500 | -0.1100 | -0.0010 | -0.9100 | 330.0000 | 0.0000 | 1.5000 | 2.4000 | 0.5500 |
| 7.500 | 0.7200 | -0.1900 | -0.0010 | -0.8700 | 330.0000 | 0.0000 | 1.5000 | 2.4000 | 0.4900 |
| 10.000 | 0.8000 | -0.3000 | -0.0010 | -0.8000 | 330.0000 | 0.0000 | 1.5000 | 2.4000 | 0.4200 |

*Fuente: Tomado de Chiou & Youngs (2014)*

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

### Ecuación de atenuación de Campbell y Bozorgnia (2014)

El desarrollo de este modelo empírico de movimiento NGA-West2 Campbell-Bozorgnia analizado para la componente vertical del PGA, PGV, y amortiguamiento elástico de 5% de respuesta de aceleración espectral (PSA) en rangos de periodos verticales de 0.01 a 10.00 segundos. En el desarrollo se usó la extensa base de datos mundial PEER NGA-West2. Para el nuevo GMM (Ground Motion Model) vertical se consideró válido para sismos corticales en regiones tectónicas activas para rangos de magnitud de 3.3 a 8.5 Mw, dependiendo del tipo de falla, y distancias tan lejanas como 300 km de la falla.

La data entera de NGA-West2 incluye más de 21 000 registros de tres componentes de sismos continentales en regiones tectónicas activas con magnitudes de rangos de 3.0 a 7.9 Mw. Además, la base de datos incluye registros de distancias mayores de 100 km, el límite práctico que se usó para este estudio fue de 500 km en términos de distancia más cercana al plano de la falla de ruptura (RRUP).

La forma general de funcionamiento para el GMM vertical está dado por la expresión:

Donde lnYV es el logaritmo natural de la predicción media de la GMIM (Ground Motion Intensity Measures) vertical de interés, definido como PGA (g), PGV (cm/s), y PSA (g), y los términos ‘f’ representa el escalamiento de los GMIM con la magnitud del sismo, atenuación geométrica, tipo de fallamiento, geometría del ‘hanging wall’ (bloque techo de la falla), respuesta de sitio, respuesta de área, profundidad hipocentral, inclinación de falla y atenuación inelástica, respectivamente.

Magnitud:

Atenuación geométrica:

Tipo de fallamiento:

Hanging-Wall:

Respuesta de sitio superficial:

Respuesta de área:

Profundidad hipocentral:

Inclinación de falla:

Atenuación inelástica:

Las definiciones de las variables de predicción aparecen en las ecuaciones dadas en las secciones anteriores como sigue:

* = Magnitud momento.
* Distancia (km) más cercana al plano de la falla de ruptura cosísmica.

* Distancia (km) más cercana a la proyección de la superficie del plano de la falla de ruptura cosísmica.
* Distancia (km) más cercana a la proyección de la superficie vertical al límite superior la falla de ruptura cosísmica medida perpendicularmente a su promedio de fuente
* W= Ancho (km) de la inclinación inferior al plano de ruptura de la falla.
* *λ*Ángulo (°) de ataque definido por el promedio de ángulos de medida de deslizamiento en el plano de ruptura entre la dirección de golpe al vector de deslizamiento.
* Indicador variable que representa la falla inversa e inversa oblicua, donde para para el resto.
* Indicador variable que representa la falla normal y normal oblicua, donde para para el resto.
* Profundidad (km) a la parte superior del plano de ruptura de la falla.
* Ángulo (°) promedio de inclinación del plano de ruptura de la falla medido desde un plano horizontal.
* Velocidad promedio (m/s) de ondas de corte en los primeros 30 m del sitio.
* Es el PGA (g) vertical estimado medio en roca con m.
* Indicador variable de los efectos de sitio regional representativo, donde  
   para sitios localizados en Japón y para el resto.
* Profundidad (km) a los 2.5 km/s de velocidad de ondas de corte debajo del sitio
* Profundidad (km) hipocentral del sismo medido desde el nivel del mar

Los coeficientes empleados en el modelo Campbell y Bozorgnia (2014) se muestran en las Tabla 4‑11, Tabla 4‑12, Tabla 4‑13 y Tabla 4‑14.

Tabla 4‑11: Coeficientes de la mediana del modelo Campbell y Bozorgnia (2014) – Parte 1

| Periodo (s) | c0 | c1 | c2 | c3 | c4 | c5 | c6 | c7 | c8 |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| PGA | -4.7290 | 0.9840 | 0.5370 | -1.4990 | -0.4430 | -2.6660 | 0.2140 | 7.1660 | 0.0000 |
| 0.010 | -4.6740 | 0.9770 | 0.5330 | -1.4850 | -0.4450 | -2.6650 | 0.2140 | 7.1360 | 0.0000 |
| 0.020 | -4.5480 | 0.9760 | 0.5490 | -1.4880 | -0.4530 | -2.6990 | 0.2150 | 6.9360 | 0.0000 |
| 0.030 | -4.0500 | 0.9310 | 0.6280 | -1.4940 | -0.4640 | -2.7720 | 0.2160 | 7.2350 | 0.0000 |
| 0.050 | -3.4350 | 0.8870 | 0.6740 | -1.3880 | -0.5520 | -2.7600 | 0.2020 | 8.3340 | 0.0000 |
| 0.075 | -3.4350 | 0.9020 | 0.7260 | -1.4690 | -0.5430 | -2.5750 | 0.1770 | 8.7610 | 0.0000 |
| 0.100 | -3.9300 | 0.9930 | 0.6980 | -1.5720 | -0.4700 | -2.4610 | 0.1660 | 9.0490 | 0.0000 |
| 0.150 | -5.5050 | 1.2670 | 0.5100 | -1.6690 | -0.4520 | -2.3490 | 0.1640 | 8.6330 | 0.0000 |
| 0.200 | -6.2800 | 1.3660 | 0.4470 | -1.7500 | -0.4350 | -2.3350 | 0.1750 | 8.7420 | 0.0000 |
| 0.250 | -6.7890 | 1.4580 | 0.2740 | -1.7110 | -0.4100 | -2.3320 | 0.1830 | 8.4000 | 0.0000 |
| 0.300 | -7.4000 | 1.5280 | 0.1930 | -1.7700 | -0.3050 | -2.2970 | 0.1900 | 7.6430 | 0.0000 |
| 0.400 | -8.7500 | 1.7390 | -0.0200 | -1.5940 | -0.4460 | -2.2190 | 0.1850 | 7.0590 | 0.0000 |
| 0.500 | -9.7400 | 1.8720 | -0.1210 | -1.5770 | -0.4890 | -2.2050 | 0.1910 | 6.3750 | 0.0000 |
| 0.750 | -11.0500 | 2.0210 | -0.0420 | -1.7570 | -0.5300 | -2.1430 | 0.1880 | 5.1660 | 0.0160 |
| 1.000 | -12.1840 | 2.1800 | -0.0690 | -1.7070 | -0.6240 | -2.0920 | 0.1760 | 5.6420 | 0.0320 |
| 1.500 | -13.4510 | 2.2700 | 0.0470 | -1.6210 | -0.6860 | -1.9130 | 0.1440 | 5.9630 | 0.1280 |
| 2.000 | -13.7000 | 2.2710 | 0.1490 | -1.5120 | -0.8400 | -1.8820 | 0.1260 | 7.5840 | 0.2550 |
| 3.000 | -13.9000 | 2.1500 | 0.3680 | -1.3150 | -0.8900 | -1.7890 | 0.1050 | 8.6450 | 0.2840 |
| 4.000 | -14.5940 | 2.1320 | 0.7260 | -1.5060 | -0.8850 | -1.7810 | 0.1000 | 10.204 | 0.2610 |
| 5.000 | -15.6340 | 2.1160 | 1.0270 | -1.7210 | -0.8780 | -1.6900 | 0.0980 | 8.3860 | 0.2820 |
| 7.500 | -17.1290 | 2.2230 | 0.1690 | -0.7560 | -1.0770 | -1.7210 | 0.1250 | 5.7790 | 0.3870 |
| 10.000 | -17.6570 | 2.1320 | 0.3670 | -0.8000 | -1.2820 | -1.9480 | 0.1630 | 4.1350 | 0.3220 |

*Fuente: Tomado de Campbell & Bozorgnia (2014)*

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

Tabla 4‑12: Coeficientes de la mediana del modelo Campbell y Bozorgnia (2014) – Parte 2

| c9 | c10 | c11 | c12 | c13 | c14 | c15 |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| -0.2300 | 0.7590 | -0.3560 | 1.0190 | 0.3730 | -0.1170 | -0.0970 |
| -0.2290 | 0.7590 | -0.3540 | 1.0150 | 0.3720 | -0.1190 | -0.0940 |
| -0.2700 | 0.7680 | -0.3440 | 0.9500 | 0.4000 | -0.1450 | -0.0810 |
| -0.3150 | 0.7660 | -0.2970 | 1.0560 | 0.3940 | -0.1960 | -0.0910 |
| -0.3290 | 0.7640 | -0.3630 | 1.3160 | 0.4220 | -0.1870 | -0.2900 |
| -0.2900 | 0.7950 | -0.4270 | 1.7580 | 0.3360 | -0.0950 | -0.2610 |
| -0.2030 | 0.8420 | -0.4290 | 1.4110 | 0.3140 | -0.1000 | -0.0910 |
| -0.2030 | 0.7360 | -0.4210 | 1.2270 | 0.2890 | 0.0020 | -0.0920 |
| -0.2030 | 0.8010 | -0.4290 | 0.9870 | 0.2900 | 0.0400 | -0.0810 |
| -0.2030 | 0.7150 | -0.4380 | 0.5770 | 0.3030 | 0.0470 | 0.0110 |
| -0.2030 | 0.7080 | -0.4210 | 0.2790 | 0.3360 | 0.0260 | 0.0920 |
| -0.2030 | 0.6830 | -0.4010 | 0.3580 | 0.3580 | 0.0610 | 0.1220 |
| -0.2030 | 0.7040 | -0.4170 | 0.2290 | 0.4320 | 0.0900 | 0.2870 |
| -0.2030 | 0.6020 | -0.4900 | 0.5740 | 0.4590 | 0.1780 | 0.2920 |
| -0.1150 | 0.3940 | -0.5390 | 0.9800 | 0.4420 | 0.2390 | 0.3160 |
| -0.0050 | 0.3280 | -0.6110 | 0.8190 | 0.5200 | 0.2760 | 0.4500 |
| 0.1200 | 0.1120 | -0.6300 | 0.0440 | 0.5660 | 0.3050 | 0.4240 |
| 0.1700 | 0.0110 | -0.5620 | -0.3960 | 0.5620 | 0.3480 | 0.3000 |
| 0.1700 | 0.0000 | -0.5370 | 0.0010 | 0.5150 | 0.3530 | 0.2570 |
| 0.1770 | 0.0000 | -0.4420 | -0.5920 | 0.5110 | 0.3040 | 0.1700 |
| 0.3830 | 0.0000 | -0.3430 | -1.1380 | 0.5750 | 0.1680 | 0.2190 |
| 0.3340 | 0.0000 | -0.1990 | -0.3250 | 0.3240 | 0.1690 | 0.1270 |

*Fuente: Tomado de Campbell & Bozorgnia (2014)*

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

Tabla 4‑13: Coeficientes de la mediana del modelo Campbell y Bozorgnia (2014) – Parte 3

| Periodo (s) | c16 | c17 | c18 | c19 | c20 | Δc20(JI) | Δc20(CH) | k1 |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| PGA | -4.7290 | 0.9840 | 0.5370 | -1.4990 | -0.4430 | -2.6660 | 0.2140 | 7.1660 |
| 0.010 | -4.6740 | 0.9770 | 0.5330 | -1.4850 | -0.4450 | -2.6650 | 0.2140 | 7.1360 |
| 0.020 | -4.5480 | 0.9760 | 0.5490 | -1.4880 | -0.4530 | -2.6990 | 0.2150 | 6.9360 |
| 0.030 | -4.0500 | 0.9310 | 0.6280 | -1.4940 | -0.4640 | -2.7720 | 0.2160 | 7.2350 |
| 0.050 | -3.4350 | 0.8870 | 0.6740 | -1.3880 | -0.5520 | -2.7600 | 0.2020 | 8.3340 |
| 0.075 | -3.4350 | 0.9020 | 0.7260 | -1.4690 | -0.5430 | -2.5750 | 0.1770 | 8.7610 |
| 0.100 | -3.9300 | 0.9930 | 0.6980 | -1.5720 | -0.4700 | -2.4610 | 0.1660 | 9.0490 |
| 0.150 | -5.5050 | 1.2670 | 0.5100 | -1.6690 | -0.4520 | -2.3490 | 0.1640 | 8.6330 |
| 0.200 | -6.2800 | 1.3660 | 0.4470 | -1.7500 | -0.4350 | -2.3350 | 0.1750 | 8.7420 |
| 0.250 | -6.7890 | 1.4580 | 0.2740 | -1.7110 | -0.4100 | -2.3320 | 0.1830 | 8.4000 |
| 0.300 | -7.4000 | 1.5280 | 0.1930 | -1.7700 | -0.3050 | -2.2970 | 0.1900 | 7.6430 |
| 0.400 | -8.7500 | 1.7390 | -0.0200 | -1.5940 | -0.4460 | -2.2190 | 0.1850 | 7.0590 |
| 0.500 | -9.7400 | 1.8720 | -0.1210 | -1.5770 | -0.4890 | -2.2050 | 0.1910 | 6.3750 |
| 0.750 | -11.0500 | 2.0210 | -0.0420 | -1.7570 | -0.5300 | -2.1430 | 0.1880 | 5.1660 |
| 1.000 | -12.1840 | 2.1800 | -0.0690 | -1.7070 | -0.6240 | -2.0920 | 0.1760 | 5.6420 |
| 1.500 | -13.4510 | 2.2700 | 0.0470 | -1.6210 | -0.6860 | -1.9130 | 0.1440 | 5.9630 |
| 2.000 | -13.7000 | 2.2710 | 0.1490 | -1.5120 | -0.8400 | -1.8820 | 0.1260 | 7.5840 |
| 3.000 | -13.9000 | 2.1500 | 0.3680 | -1.3150 | -0.8900 | -1.7890 | 0.1050 | 8.6450 |
| 4.000 | -14.5940 | 2.1320 | 0.7260 | -1.5060 | -0.8850 | -1.7810 | 0.1000 | 10.2040 |
| 5.000 | -15.6340 | 2.1160 | 1.0270 | -1.7210 | -0.8780 | -1.6900 | 0.0980 | 8.3860 |
| 7.500 | -17.1290 | 2.2230 | 0.1690 | -0.7560 | -1.0770 | -1.7210 | 0.1250 | 5.7790 |
| 10.000 | -17.6570 | 2.1320 | 0.3670 | -0.8000 | -1.2820 | -1.9480 | 0.1630 | 4.1350 |

*Fuente: Tomado de Campbell & Bozorgnia (2014)*

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

Tabla 4‑14: Coeficientes de la mediana del modelo Campbell y Bozorgnia (2014) – Parte 4

| Periodo (s) | k2 | k3 | a2 | h1 | h2 | h3 | h5 | h6 |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| PGA | 0.0000 | -0.2300 | 0.7590 | -0.3560 | 1.0190 | 0.3730 | -0.1170 | -0.0970 |
| 0.010 | 0.0000 | -0.2290 | 0.7590 | -0.3540 | 1.0150 | 0.3720 | -0.1190 | -0.0940 |
| 0.020 | 0.0000 | -0.2700 | 0.7680 | -0.3440 | 0.9500 | 0.4000 | -0.1450 | -0.0810 |
| 0.030 | 0.0000 | -0.3150 | 0.7660 | -0.2970 | 1.0560 | 0.3940 | -0.1960 | -0.0910 |
| 0.050 | 0.0000 | -0.3290 | 0.7640 | -0.3630 | 1.3160 | 0.4220 | -0.1870 | -0.2900 |
| 0.075 | 0.0000 | -0.2900 | 0.7950 | -0.4270 | 1.7580 | 0.3360 | -0.0950 | -0.2610 |
| 0.100 | 0.0000 | -0.2030 | 0.8420 | -0.4290 | 1.4110 | 0.3140 | -0.1000 | -0.0910 |
| 0.150 | 0.0000 | -0.2030 | 0.7360 | -0.4210 | 1.2270 | 0.2890 | 0.0020 | -0.0920 |
| 0.200 | 0.0000 | -0.2030 | 0.8010 | -0.4290 | 0.9870 | 0.2900 | 0.0400 | -0.0810 |
| 0.250 | 0.0000 | -0.2030 | 0.7150 | -0.4380 | 0.5770 | 0.3030 | 0.0470 | 0.0110 |
| 0.300 | 0.0000 | -0.2030 | 0.7080 | -0.4210 | 0.2790 | 0.3360 | 0.0260 | 0.0920 |
| 0.400 | 0.0000 | -0.2030 | 0.6830 | -0.4010 | 0.3580 | 0.3580 | 0.0610 | 0.1220 |
| 0.500 | 0.0000 | -0.2030 | 0.7040 | -0.4170 | 0.2290 | 0.4320 | 0.0900 | 0.2870 |
| 0.750 | 0.0160 | -0.2030 | 0.6020 | -0.4900 | 0.5740 | 0.4590 | 0.1780 | 0.2920 |
| 1.000 | 0.0320 | -0.1150 | 0.3940 | -0.5390 | 0.9800 | 0.4420 | 0.2390 | 0.3160 |
| 1.500 | 0.1280 | -0.0050 | 0.3280 | -0.6110 | 0.8190 | 0.5200 | 0.2760 | 0.4500 |
| 2.000 | 0.2550 | 0.1200 | 0.1120 | -0.6300 | 0.0440 | 0.5660 | 0.3050 | 0.4240 |
| 3.000 | 0.2840 | 0.1700 | 0.0110 | -0.5620 | -0.3960 | 0.5620 | 0.3480 | 0.3000 |
| 4.000 | 0.2610 | 0.1700 | 0.0000 | -0.5370 | 0.0010 | 0.5150 | 0.3530 | 0.2570 |
| 5.000 | 0.2820 | 0.1770 | 0.0000 | -0.4420 | -0.5920 | 0.5110 | 0.3040 | 0.1700 |
| 7.500 | 0.3870 | 0.3830 | 0.0000 | -0.3430 | -1.1380 | 0.5750 | 0.1680 | 0.2190 |
| 10.000 | 0.3220 | 0.3340 | 0.0000 | -0.1990 | -0.3250 | 0.3240 | 0.1690 | 0.1270 |

*Fuente: Tomado de Campbell & Bozorgnia (2014)*

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

### Ecuación de atenuación de Boore *et al*. (2014)

Se presentaron ecuaciones de predicción del movimiento del suelo (GMPEs) desarrolladas como parte del proyecto NGA-West2 (Bozorgnia *et al*. 2014), con base de datos descrita por Ancheta *et al*. (2014) en el que los movimientos del suelo se toman como el componente horizontal promedio (tal como lo define Boore 2010) y las medidas de intensidad (IMs) consisten en la aceleración y velocidad máxima del suelo (PGA, PGV), así como un 5 % de amortiguamiento pseudoespectral. Aceleración (PSA) para periodos que van desde 0.01 a 10 s.

Se utilizó modelos de tres fases que logra un equilibrio entre la precisión de la predicción y la simplicidad de la forma y la aplicación. Los GMPEs propuesto por Boore son generalmente aplicables para terremotos de M 3.0 a M 8.5 (excepto por la falta de restricción para M > 7 eventos de deslizamiento normal), a distancias de 0 a 400 km, en sitios con VS30 en el rango de 150 a 1 500 m/s, y para periodos espectrales (T) de 0.01–10 s. Se consideró la variabilidad regional en los efectos de fuente, trayectoria y sitio, pero no se abordaron los efectos de directividad.

Para la base de datos se usó el archivo NGA-West2 que contiene información del sitio y la fuente, junto con parámetros de distancia y medidas de intensidad de movimiento del suelo calculadas (IMs; Ancheta *et al*. 2014). Se utilizaron varias versiones del archivo durante el desarrollo de los GMPEs a medida que evolucionaba el archivo (detalles en Boore *et al*. 2013; en adelante BSSA13). Se utilizaron subconjuntos variables de los datos para diferentes fases de análisis.

Las medidas de intensidad (Ims) de movimiento del suelo que comprenden las variables dependientes de los GMPEs incluyen el componente horizontal PGA, PGV y 5% de PSA amortiguado. Estos Ims se calcularon utilizando el parámetro RotD50 (Boore, 2010), que es el movimiento del suelo horizontal de un solo componente mediano en todos los acimuts no redundantes. No se incluyó ecuaciones para el desplazamiento máximo del suelo (PGD), que creemos que es demasiado sensible a los filtros de corte bajo utilizados en el procesamiento de datos para ser una medida estable del movimiento del suelo (detalles en Boore y Atkinson, 2007).

Las principales variables de predicción utilizadas en el análisis de regresión son la magnitud del momento M, la distancia RJB (distancia más cercana a la proyección de la superficie del plano de falla), el parámetro del sitio y el tipo de falla. El tipo de falla representa la clasificación de eventos como deslizamiento de rumbo (SS), deslizamiento normal (NS) o deslizamiento inverso (RS), en función de la caída de los ejes P y T.

La ecuación de predicción del movimiento del suelo está dada por:

Donde:

* logaritmo natural del movimiento de tierra IM (PGA, PGV, o PSA).
* ,y representan funciones de origen (“E” para “52vento”), recorrido (“P”), y efectos de sitio (“S”).
* número fraccionario de desviaciones estándar de un solo valor pronosticado de lnY lejos del promedio.
* = desviación estándar total del modelo.

### Ecuación de atenuación de Idriss (2014)

Como parte del Proyecto NGA-West2, se creó un archivo con la información de 21 539 registros obtenidos durante sismos con magnitudes que van desde 3 a 7.9. Las ordenadas espectrales proporcionadas en este archivo comprendían los valores espectrales de RotD50 (amortiguación del cinco por ciento) obtenidos al rotar los dos componentes horizontales registrados como se describe en Boore (2010). De estos registros, 10 943 se obtuvieron de terremotos con magnitudes que oscilan entre 4.5 y 7.9, que se consideran el conjunto de datos de “gran magnitud”. Eliminando entradas que no tenían magnitud enumerada (M), mecanismo, distancia más cercana a la fuente (RRUP), velocidad de onda de corte promedio en los 30 m superiores (Vs30), aceleración máxima del suelo (PGA), velocidad máxima del suelo (PGV), desplazamiento máximo del suelo (PGD) y los valores espectrales para T = 0.01 a 20 s, dieron como resultado la reducción del número de entradas a 10 819. De estos, 6463 registros están en sitios de campo libre (designación de la primera letra de Geomatrix: A, A-B, B, F, I, I-F, K, L y M) y 4 097 registros están en sitios donde no se incluyó ninguna designación de Geomatrix en el archivo. Se consideró que los últimos registros habían estado en sitios de campo libre. Por lo tanto, el número total de registros de “campo libre” contenidos en el conjunto de datos de “gran magnitud” es 10 560.

El análisis de los registros de varios terremotos muestra un cambio significativo en la pendiente de PGA (y los valores espectrales) frente a Rrup para Rrup que superan los 150 a 175 km. En consecuencia, solo se seleccionaron para este estudio las grabaciones obtenidas en Rrup ≤ 175 km. Además, se excluyeron los sismos con menos de tres registros. En consecuencia, los registros restantes totalizaron 7 135 y cubrieron los siguientes rangos: M = 4.5 a 7.9, Rrup = 0.2 a 175 km, y Vs30 = 100 a 2000 m/s.

Estos 7 135 registros fueron generados por 160 sismos, los cuales se pueden resumir de la siguiente manera: 79 sismos en California; tres en: otras partes de los EE. UU (Alaska, Idaho y Nevada); seis terremotos en Taiwán: el terremoto principal de Chi-Chi y cinco réplicas; y setenta y dos terremotos en Canadá, China, Grecia, Irán, Italia, Japón, México, Nueva Zelanda y Turquía. La lista completa de estos terremotos se proporciona en el Informe PEER (Idriss, 2013) y no se incluye debido a limitaciones de longitud.

Con base en las consideraciones resumidas, se desarrolla un modelo empírico para estimar los valores horizontales promedio de PSA (amortiguación espectral del 5%) utilizando solo las grabaciones descritas anteriormente como parte de los “sitios casi lineales” Vs30 (es decir, Vs30 = 450 a 2000 m/s). Estos registros, que suman 2 353, se obtuvieron durante 151 terremotos, 74 de los cuales ocurrieron en California, uno en Nevada, uno en Idaho, las 5 réplicas posteriores al terremoto de Chi-Chi de 1 999 en Taiwán, 5 en Japón, el terremoto principal de Wenchuan y sus 54 réplicas en China, 2 en Nueva Zelanda y 15 en otros países (Canadá, México, Italia, Turquía e Irán). Estos terremotos se enumeran en el Informe PEER (Idriss 2013).

La forma general del modelo adoptado en este estudio es la siguiente:

Las variables incluidas en la ecuación se definen de la siguiente manera: PSA en g es la aceleración espectral pseudoabsoluta amortiguada al 5%; M es la magnitud del momento; Rrup en km es la distancia más cercana a la superficie de ruptura;   
Vs30 en m/s es la velocidad media de la onda de corte sobre los 30 m superiores por debajo de la superficie del suelo; y F se refiere al mecanismo fuente, con F = 0 refiriéndose a los mecanismos de deslizamiento normales y F = 1 refiriéndose a los mecanismos inversos y oblicuos.

Tenga en cuenta que la base de datos del mecanismo inverso utilizada en este estudio incluye todos los datos de eventos con mecanismo igual a 2, 3 y 4, y la base de datos de todos los mecanismos de deslizamiento incluye todos los datos de eventos con mecanismo 0 y 1. La escasez de datos para el mecanismo 1 (falla normal) impidió separar sus datos de la base de datos de strike-slip. Los coeficientes de regresión , , , , , , y ) se determinaron a partir de los resultados de la regresión.

Los coeficientes derivados del modelo de Idriss (2014) se enumeran en la Tabla 4‑15 y en la Tabla 4‑16. Para Vs30 > 1200 m/s, se utilizan los valores de PSA calculados con Vs30 = 1200 m/s.

Tabla 4‑15: Coeficientes derivados para sitios con Vs30 ≥ 450 m/s y M ≤ 6.75 del modelo de Idriss (2014)

| Periodo (s) |  | , |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| PGA | 9.0138 | -0.0794 | 0.0589 | 2.9935 | -0.2287 | -0.8540 | -0.0027 | 0.0800 |
| 0.020 | 9.0408 | -0.0794 | 0.0589 | 2.9935 | -0.2287 | -0.8540 | -0.0027 | 0.0800 |
| 0.030 | 9.1338 | -0.0794 | 0.0589 | 2.9935 | -0.2287 | -0.8540 | -0.0027 | 0.0800 |
| 0.040 | 9.2538 | -0.0794 | 0.0589 | 2.9935 | -0.2287 | -0.8540 | -0.0027 | 0.0800 |
| 0.050 | 7.9837 | -0.1923 | 0.0417 | 2.7995 | -0.2319 | -0.6310 | -0.0061 | 0.0800 |
| 0.075 | 7.7560 | -0.1614 | 0.0527 | 2.8143 | -0.2326 | -0.5910 | -0.0056 | 0.0800 |
| 0.100 | 9.4252 | -0.1887 | 0.0442 | 2.8131 | -0.2211 | -0.7570 | -0.0042 | 0.0800 |
| 0.150 | 9.6242 | -0.0665 | 0.0329 | 2.4091 | -0.1676 | -0.9110 | -0.0046 | 0.0800 |
| 0.200 | 11.1300 | -0.1698 | 0.0188 | 2.4938 | -0.1685 | -0.9980 | -0.0030 | 0.0800 |
| 0.250 | 11.3629 | -0.1766 | 0.0095 | 2.3773 | -0.1531 | -1.0420 | -0.0028 | 0.0800 |
| 0.300 | 11.7818 | -0.2798 | -0.0039 | 2.3772 | -0.1595 | -1.0300 | -0.0029 | 0.0800 |
| 0.400 | 11.6097 | -0.3048 | -0.0133 | 2.3413 | -0.1594 | -1.0190 | -0.0028 | 0.0800 |
| 0.500 | 11.4484 | -0.2911 | -0.0224 | 2.3477 | -0.1584 | -1.0230 | -0.0021 | 0.0800 |
| 0.750 | 10.9065 | -0.3097 | -0.0267 | 2.2042 | -0.1577 | -1.0560 | -0.0029 | 0.0800 |
| 1.000 | 9.8565 | -0.2565 | -0.0198 | 2.1493 | -0.1532 | -1.0090 | -0.0032 | 0.0600 |
| 1.500 | 8.3363 | -0.2320 | -0.0367 | 2.0408 | -0.1470 | -0.8980 | -0.0033 | 0.0400 |
| 2.000 | 6.8656 | -0.1226 | -0.0291 | 2.0013 | -0.1439 | -0.8510 | -0.0032 | 0.0200 |
| 3.000 | 4.1178 | 0.1724 | -0.0214 | 1.9408 | -0.1278 | -0.7610 | -0.0031 | 0.0200 |
| 4.000 | 1.8102 | 0.3001 | -0.0240 | 1.7763 | -0.1326 | -0.6750 | -0.0051 | 0.0000 |
| 5.000 | 0.0977 | 0.4609 | -0.0202 | 1.7030 | -0.1291 | -0.6290 | -0.0059 | 0.0000 |
| 7.500 | -3.0563 | 0.6948 | -0.0219 | 1.5212 | -0.1220 | -0.5310 | -0.0057 | 0.0000 |
| 10.000 | -4.4387 | 0.8393 | -0.0035 | 1.4195 | -0.1145 | -0.5860 | -0.0061 | 0.0000 |

*Fuente: Tomado de Idriss (2014)*

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

Tabla 4‑16: Coeficientes derivados para sitios con Vs30 ≥ 450 m/s y M ≥ 6.75 del modelo de Idriss (2014)

| Periodo (s) |  | , |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| PGA | 9.0138 | -0.0794 | 0.0589 | 2.9935 | -0.2287 | -0.8540 | -0.0027 | 0.0800 |
| 0.020 | 9.0408 | -0.0794 | 0.0589 | 2.9935 | -0.2287 | -0.8540 | -0.0027 | 0.0800 |
| 0.030 | 9.1338 | -0.0794 | 0.0589 | 2.9935 | -0.2287 | -0.8540 | -0.0027 | 0.0800 |
| 0.040 | 9.2538 | -0.0794 | 0.0589 | 2.9935 | -0.2287 | -0.8540 | -0.0027 | 0.0800 |
| 0.050 | 7.9837 | -0.1923 | 0.0417 | 2.7995 | -0.2319 | -0.6310 | -0.0061 | 0.0800 |
| 0.075 | 7.7560 | -0.1614 | 0.0527 | 2.8143 | -0.2326 | -0.5910 | -0.0056 | 0.0800 |
| 0.100 | 9.4252 | -0.1887 | 0.0442 | 2.8131 | -0.2211 | -0.7570 | -0.0042 | 0.0800 |
| 0.150 | 9.6242 | -0.0665 | 0.0329 | 2.4091 | -0.1676 | -0.9110 | -0.0046 | 0.0800 |
| 0.200 | 11.1300 | -0.1698 | 0.0188 | 2.4938 | -0.1685 | -0.9980 | -0.0030 | 0.0800 |
| 0.250 | 11.3629 | -0.1766 | 0.0095 | 2.3773 | -0.1531 | -1.0420 | -0.0028 | 0.0800 |
| 0.300 | 11.7818 | -0.2798 | -0.0039 | 2.3772 | -0.1595 | -1.0300 | -0.0029 | 0.0800 |
| 0.400 | 11.6097 | -0.3048 | -0.0133 | 2.3413 | -0.1594 | -1.0190 | -0.0028 | 0.0800 |
| 0.500 | 11.4484 | -0.2911 | -0.0224 | 2.3477 | -0.1584 | -1.0230 | -0.0021 | 0.0800 |
| 0.750 | 10.9065 | -0.3097 | -0.0267 | 2.2042 | -0.1577 | -1.0560 | -0.0029 | 0.0800 |
| 1.000 | 9.8565 | -0.2565 | -0.0198 | 2.1493 | -0.1532 | -1.0090 | -0.0032 | 0.0600 |
| 1.500 | 8.3363 | -0.2320 | -0.0367 | 2.0408 | -0.1470 | -0.8980 | -0.0033 | 0.0400 |
| 2.000 | 6.8656 | -0.1226 | -0.0291 | 2.0013 | -0.1439 | -0.8510 | -0.0032 | 0.0200 |
| 3.000 | 4.1178 | 0.1724 | -0.0214 | 1.9408 | -0.1278 | -0.7610 | -0.0031 | 0.0200 |
| 4.000 | 1.8102 | 0.3001 | -0.0240 | 1.7763 | -0.1326 | -0.6750 | -0.0051 | 0.0000 |
| 5.000 | 0.0977 | 0.4609 | -0.0202 | 1.7030 | -0.1291 | -0.6290 | -0.0059 | 0.0000 |
| 7.500 | -3.0563 | 0.6948 | -0.0219 | 1.5212 | -0.1220 | -0.5310 | -0.0057 | 0.0000 |
| 10.000 | -4.4387 | 0.8393 | -0.0035 | 1.4195 | -0.1145 | -0.5860 | -0.0061 | 0.0000 |

*Fuente: Tomado de Idriss (2014)*

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

# ANÁLISIS PROBABILÍSTICO DE PELIGRO SÍSMICO

## Ubicación del sitio del proyecto y clasificación de terreno

El análisis de peligro sísmico para el sitio de estudio se realizó en cuatro (04) puntos de análisis específicos, según se muestra en la Tabla 5‑1. Los cálculos de las aceleraciones espectrales para la Cuenca del Río Chancay se realizaron para una clasificación de sitio con velocidad de ondas de corte Vs30 = 760 m/s.

Tabla 5‑1: Coordenadas de los puntos de análisis

| Punto de análisis | Coordenadas UTM (m) | | Coordenadas geográficas | |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| Este | Norte | Longitud (°) | Latitud (°) |
| Punto 1 – P1 | 631 736 | 9 243 058 | -79.8078 | -6.8465 |
| Punto 2 – P2 | 659 749 | 9 252 304 | -79.5545 | -6.7622 |
| Punto 3 – P3 | 686 018 | 9 266 177 | -79.3173 | -6.6360 |
| Punto 4 – P4 | 645 256 | 9 268 003 | -79.686 | -6.6206 |

## Marco matemático y contexto probabilístico

El análisis probabilístico del peligro sísmico (PSHA) tiene en cuenta la contribución espacial y temporal de los pares magnitud / distancia, desde un umbral mínimo de magnitud a una magnitud máxima. La magnitud mínima podría definirse como la magnitud mínima capaz de producir daños en las estructuras y componentes de la estructura; y la magnitud máxima ( la magnitud máxima probable que puede ser liberada como energía sísmica (McGuire, 1976), para determinar ( se utiliza el evento sísmico más grande ocurrido en la fuente en el pasado, o se puede establecer como el sismo máximo creíble que pueda ocurrir en la zona por sus características neotectónicas.

Para una sola fuente, cuando la integral de riesgo se formula en términos de las tasas de excedencia de las aceleraciones, tenemos la siguiente relación:

Donde es la tasa de excedencia de la aceleración (a), y son densidades de magnitud (M) y de distancia (R) respectivamente, y λ es la tasa de excedencia de los sismos con en la fuente sísmica.

Un valor típico para adoptado en estudios de riesgo sísmico es 5 (valor utilizado en este documento). Sin embargo, como se indica en el EPRI (2006), como alternativa al uso de la magnitud del sismo para determinar los sismos no dañinos, se propone utilizar la medida del movimiento del terreno denotada como Velocidad Absoluta Acumulativa (), dada por la integral del valor absoluto de un registro de aceleración de movimiento del terreno. Para hacer representativo el valor de CAV de un fuerte sismo en el terreno en lugar de ondas de coda la definición de CAV se restringió más tarde al desarrollo del durante 1 segundo que son ventanas de tiempo que tienen amplitudes de al menos 0.025 g.

Aunque la lógica detrás del uso del filtro CAV es relativamente compleja (EPRI, 2006), la idea general en pocas palabras es que los únicos movimientos de terreno que deben contribuir a las estimaciones de riesgo son aquellos con la capacidad de producir daños a las estructuras. Además, hay cierto acuerdo en el hecho de que los movimientos dañinos son aquellos con CAV > 0.16 g-seg. En vista de esto, el método de filtración CAV establece que las probabilidades de excedencia de valores dados de intensidad a deben ponderarse (filtrarse) por la probabilidad de que dado que se produjo un movimiento en tierra con ese nivel de intensidad.

El software OpenQuake v.3.16.3 utiliza la siguiente estrategia de filtrado CAV:

Donde es la tasa de excedencia filtrada y es la probabilidad de que el CAV sea mayor que el valor umbral (tomado como 0.16 g-seg) dado que un sismo con magnitud (M) tuvo lugar en una distancia (R). En otras palabras, la probabilidad de tener un movimiento del terreno dañino debido a que ocurrió un sismo de estas características.

Esta probabilidad se calcula mediante un tipo especial de relación de atenuación que relacionan CAV con la magnitud (M) y la distancia (R). Los parámetros de caracterización de las fuentes sísmicas utilizadas son presentados en la Tabla 5‑2.

## Parámetros para la estimación del peligro sísmico probabilístico.

Un resumen de los parámetros sísmicos y sus correspondientes incertidumbres usadas en el análisis probabilístico de peligro sísmico se muestran en la Tabla 5‑2.

Tabla 5‑2: Caracterización de las fuentes sísmicas dentro de los 500 km del proyecto

| Fuente sísmica | Mmáx-0.5 – Mmáx  – Mmáx+0.5 | Valor de “b” | Razón de sismos mayores a Mw = 5.0 |
| --- | --- | --- | --- |
| b (coeficiente variación) | l (coeficiente variación) |
| F1- Subducción interfase | 7.3 - 7.8 - 8.3 | 1.2175 (0.0630) | 5.5170 (0.1323) |
| F2- Subducción interfase | 7.3 - 7.8 - 8.3 | 1.2434 (0.0566) | 7.2181 (0.1325) |
| F3- Subducción interfase | 8.1 - 8.6 - 9.1 | 1.3553 (0.0432) | 15.1651 (0.1332) |
| F4 – Subducción intraplaca superficial | 7.2 - 7.7 - 8.2 | 1.2005 (0.1020) | 2.0279 (0.1322) |
| F5 – Subducción intraplaca superficial | 6.5 - 7.0 - 7.5 | 1.4332 (0.1243) | 2.2491 (0.1336) |
| F6 – Subducción intraplaca superficial | 7.2 - 7.7 - 8.2 | 1.1827 (0.0602) | 5.6177 (0.1321) |
| F7 – Subducción intraplaca intermedia | 6.0 - 6.5 – 7.0 | 1.3144 (0.1726) | 1.0458 (0.1331) |
| F8 – Subducción intraplaca intermedia | 6.0 - 6.5 – 7.0 | 1.3260 (0.2574) | 0.4790 (0.1332) |
| F9 – Subducción intraplaca intermedia | 7.1 - 7.6 - 8.1 | 1.2897 (0.0803) | 3.9340 (0.1328) |
| F10 – Subducción intraplaca intermedia | 6.9 - 7.4 - 7.9 | 1.0898 (0.0655) | 4.2845 (0.1314) |
| F11 – Subducción intraplaca intermedia | 7.4 - 7.9 - 8.4 | 1.0684 (0.0623) | 4.1069 (0.1311) |
| F12 – Subducción intraplaca intermedia | 7.5 - 8.0 - 8.5 | 1.3161 (0.1673) | 0.9370 (0.1330) |
| F13 – Subducción intraplaca intermedia | 6.5 – 7.0 - 7.5 | 1.3944 (0.0619) | 8.4562 (0.1334) |
| F14 – Corteza superficial | 6.3 - 6.8 - 7.3 | 0.9242 (0.1291) | 1.019 (0.1303) |
| F15 – Corteza superficial | 6.1 - 6.6 - 7.1 | 1.3094 (0.1459) | 1.453 (0.1331) |
| F16 – Corteza superficial | 6.0 - 6.5 - 7.0 | 1.1142 (0.2432) | 0.3829 (0.1319) |
| F17 – Corteza superficial | 5.7 - 6.2 - 6.7 | 1.5911 (0.2293) | 1.1207 (0.1344) |
| F18 – Corteza superficial | 6.4 - 6.9 - 7.4 | 1.3664 (0.0952) | 3.7365 (0.1334) |
| F19 – Corteza superficial | 6.3 - 6.8 - 7.3 | 0.987 (0.1609) | 0.7197 (0.1309) |
| F20 – Corteza superficial | 6.4 - 6.9 - 7.4 | 1.3421 (0.2065) | 0.7638 (0.1333) |

En el **Anexo A** se muestra las salidas de los parámetros de recurrencia sísmica obtenidas para las fuentes sismogénicas de subducción y de corteza superficial. El modelo exponencial de Gutenberg y Richter (1944) y/o modelo truncado fue empleado para obtener los parámetros sismológicos de cada fuente sísmica.

## Evaluación epistémica.

La incertidumbre epistémica es la incertidumbre científica en el modelo simplificado de un proceso y parametrizada por modelos alternativos (Abrahamson, 2006). La incertidumbre epistémica es usualmente tomada en cuenta utilizando la metodología de árboles lógicos. En este estudio, el manejo de la incertidumbre epistémica se muestra es considerada con respecto a los siguientes parámetros:

* Relaciones empíricas de predicción del movimiento sísmico.
* Recurrencias sísmicas.
* Magnitudes máximas.

### Eventos de subducción

La ponderación asignada para cada GMPE otorga más peso o porcentaje de participación al modelo de Abrahamson y Gulerce (2020) considerando el buen ajuste en la predicción de las aceleraciones espectrales en diversos estudios comparativos de predicción con registros de Sudamérica (e.g. Arango *et al*., 2012; Beauval, Cotton, *et al*., 2012).

La forma funcional del modelo de base mediana de Kuehn *et al*. (2020) es similar a la GMPE de Abrahamson y Gulerce (2020) con un nuevo término que no depende de la ubicación del sitio para definir la atenuación de ante-arco y de tras-arco. Adicionalmente, como parte del proyecto NGA-Sub (Next Generation Attenuation Subduction), Parker *et al*. (2020) desarrolla una exhaustiva evaluación de terremotos de interfase e intraplaca para magnitudes válidas desde 4.5 a 8.5 Mw y para distancias desde los 0 hasta los 1000 km. Este es un modelo que resulta muy prometedor dado que se espera que las fuentes sismogénicas de subducción tengan un aporte significativo en la sismicidad de la región.

Finalmente, se ha considerado el GMPE de Montalva *et al*. (2017) por ser un modelo que toma en cuenta la sismicidad chilena, país que se encuentra principalmente influenciado por la subducción de la placa de Nazca bajo la sudamericana, similar a la subducción de la zona de estudio del proyecto.

### Eventos corticales

Para los fines del proyecto, se consideran cinco GMPEs pertenecientes a la NGA West-2 tales como Campbell y Bozorgnia (2014), Chiou y Youngs (2014),   
Abrahamson *et al*. (2014), Boore *et al*. (2014), e Idriss *et al*. (2014); estos modelos de predicción del movimiento del terreno han sido ponderados equitativamente.

A continuación, en la Tabla 5‑3 se resumen las ponderaciones asociadas a cada modelo de predicción de movimiento del suelo, tanto para sismos de subducción (interfase e intraplaca) como para sismos corticales.

Tabla 5‑3: Evaluación epistémica de las ecuaciones de predicción de movimiento del terreno (GMPEs) para el análisis de peligro sísmico probabilístico

| Modelo de predicción – GMPE | Interfase | Intraplaca | Corteza superficial |
| --- | --- | --- | --- |
| Valor de ponderación asociado | | |
| Abrahamson y Gulerce (2020) | 0.35 | 0.29 | - |
| Kuehn *et al*. (2020) | 0.30 | 0.28 | - |
| Parker *et al*. (2020) | 0.25 | 0.28 |  |
| Montalva *et al*. (2017) | 0.10 | 0.15 | - |
| Campbell y Bozorgnia (2014) | - | - | 0.20 |
| Chiou y Youngs (2014) | - | - | 0.20 |
| Abrahamson *et al*. (2014) | - | - | 0.20 |
| Boore *et al*. (2014) | - | - | 0.20 |
| Idriss *et al*. (2014) | - | - | 0.20 |

### Recurrencia sísmica – Parámetros β y λ

Una vez definida la geometría de cada fuente sismogénica con sus profundidades medias representativas y alineadas el modelo propuesto por Vergaray y Aguilar (2019), se consideró en promedio un espesor de la subducción de 50 km por encima y por debajo de la geometría media de subducción. Para el caso de las fuentes corticales cuya geometría se basó en las propuestas por Beauval *et al*. (2018), una estimación de ocurrencia de los sismos desde los 0 km hasta los 40 km de profundidad.

Así también, una vez definidos los espesores de influencia de cada fuente sismogénica, se procedió a realizar el análisis de recurrencia sísmica considerando el método de ajuste de máxima verosimilitud (Weichert, 1980); el cual permite estimar el coeficiente de variación del parámetro “b”. La variación de este parámetro “b” fluctúa desde 2.4601 hasta 3.3001 para las fuentes de subducción; y desde 2.1280 hasta 3.6636 para las fuentes corticales. Asimismo, el parámetro l fluctúa desde 0.3829 hasta 15.1651.

### Magnitudes máximas – Variación del Mw(máx)

Con base al análisis del catálogo sísmico proveniente de la sismicidad histórica e instrumental, se contó con data sismológica desde el 29 de octubre de 1746 al 23 de diciembre de 2023 con magnitudes momento que fluctúan desde 5.0 Mw hasta 8.8 Mw. Para fines de considerar las incertidumbres epistémicas respecto a la magnitud máxima, se consideró definir al máximo sismo obtenido del catálogo con una variación de +0.2 Mw(máx) con un 50 % de ponderación; y, además, una variación de +0.5 Mw(máx) con un 50 % de ponderación.

De este modo el árbol lógico se desarrolla tal como se muestra en la Figura 5‑1.

A diagram of a group of people

Description automatically generated

Figura 5‑1: Árbol lógico para el análisis de peligro sísmico probabilístico

## Definición de niveles de sismos.

Se recomiendan los siguientes niveles de movimiento sísmico para los diseños de las estructuras que se proyectan en la Cuenca del Rio Chancay.

### Sismo para diseño operacional

Movimientos sísmicos estimados probabilísticamente y asociados a un periodo de retorno de 475 años. Este periodo de retorno es consistente con los actuales códigos de diseño sísmico de estructuras mineras (MEM, 1995) y de edificaciones (E.030, 2020) en Perú. Este nivel de movimiento sísmico es un evento probable al que estarán sujetas las nuevas instalaciones durante su vida útil de diseño. El objetivo del sismo operacional es el de diseñar los diferentes elementos en las instalaciones para soportar estos movimientos sísmicos de acuerdo con diferentes criterios y procedimientos aceptados en la práctica de ingeniería.

### Sismo máximo creíble (MCEDET)

La aceleración horizontal máxima para el Sismo Máximo Creíble (MCEDET) puede ser definida de acuerdo con los criterios establecidos por códigos o normas internacionales. Según el *International Commission on Large Dams* (ICOLD, 2010) y el *National Earthquake Hazard Reductor Program* (NEHRP, 2010), el MCE se determina como el valor de aceleración correspondiente al percentil 84 (valores medios (P.50) más una desviación estándar de las aceleraciones generadas por los eventos sísmicos dominantes); movimientos sísmicos evaluados de forma determinista y asociados al percentil 84 (media más una desviación estándar) de los movimientos sísmicos esperados en la Cuenca del Rio Chancay.

El MCEDET corresponde a un evento sísmico raro y asociado al sismo más grande que parezca posible de ocurrir en las fuentes sísmicas identificadas para el sitio del proyecto. El objetivo de utilizar el MCE para el diseño de presas y otras estructuras importantes, es que dichas estructuras puedan soportar este movimiento sísmico severo sin colapso y proveer un nivel de seguridad pública mínima. Luego de este evento se espera que las instalaciones del proyecto sean inspeccionadas y reparadas, si se requiere. Los movimientos de terreno de este sismo raro y poco frecuente podrían ser limitados a los movimientos de terreno asociados a un periodo de retorno entre 2 475 y 5 000 años.

## Resultado del análisis probabilístico de peligro sísmico.

### Curvas de peligro sísmico probabilístico

En la Figura 5‑2, Figura 5‑3, Figura 5‑4 y Figura 5‑5 se muestra las curvas de peligro sísmico obtenidas por el método probabilístico para los puntos de análisis, considerando 5 % de amortiguamiento y para una velocidad de ondas de corte estimadas Vs30 = 760. Estos resultados están en términos de la aceleración máxima del terreno (PGA para un periodo de 0.01 s) y aceleraciones espectrales para 0.20 s, 0.50 s, 1.00 s y 2.00 s.

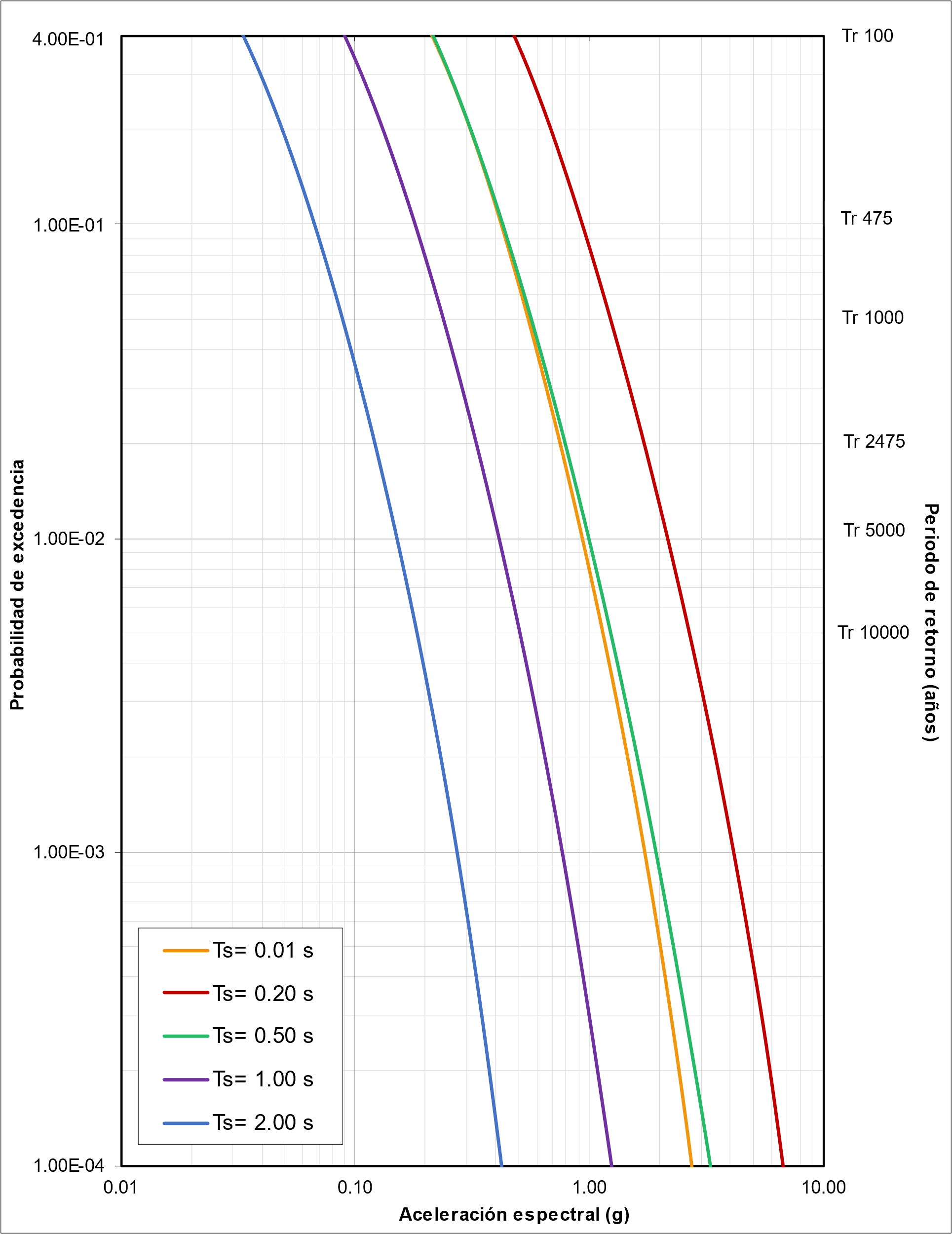


Figura 5‑2: Curvas de probabilidad de excedencia en 50 años de exposición para Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P1

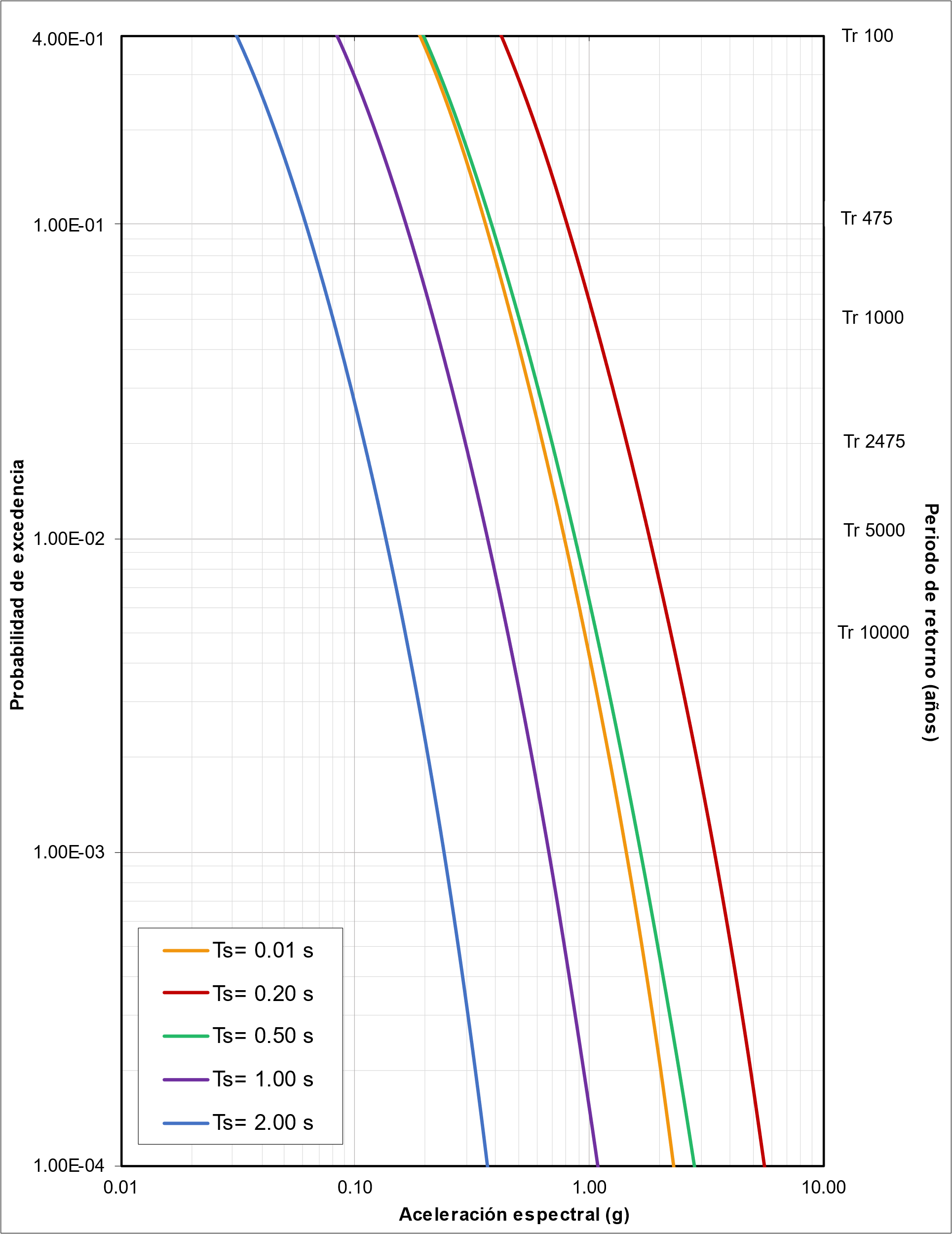


Figura 5‑3: Curvas de probabilidad de excedencia en 50 años de exposición para Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P2

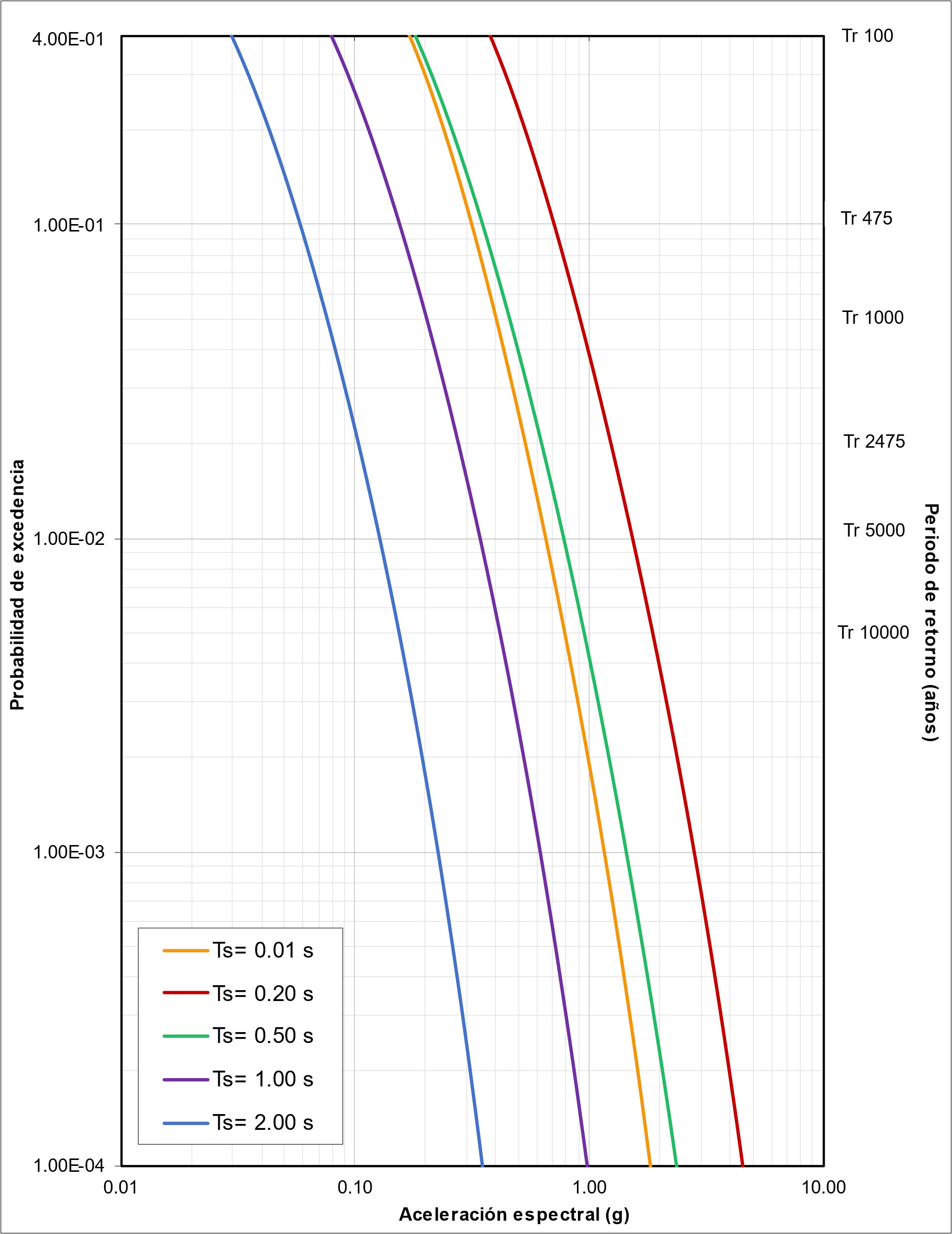


Figura 5‑4: Curvas de probabilidad de excedencia en 50 años de exposición para Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P3

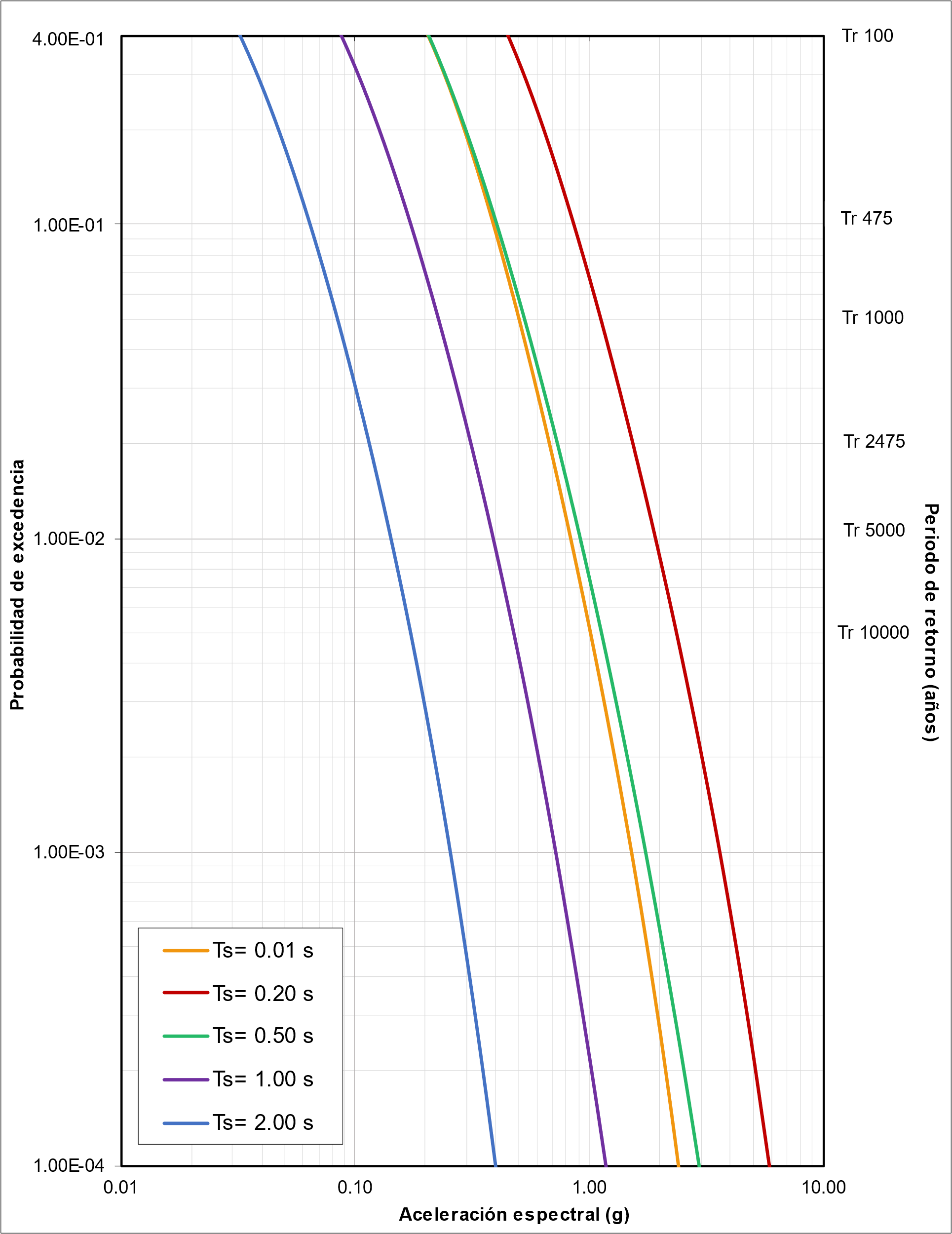


Figura 5‑5: Curvas de probabilidad de excedencia en 50 años de exposición para Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P4

### Espectros de peligro sísmico uniforme

La Tabla 5‑4, Tabla 5‑5, Tabla 5‑6 y Tabla 5‑7 presentan el detalle de las aceleraciones espectrales para diversos periodos de retorno para una velocidad de ondas de corte estimada Vs30 = 760 m/s y para los cuatro (04) puntos de análisis, respectivamente. Además, en la Figura 5‑6, Figura 5‑7, Figura 5‑8 y Figura 5‑9 se muestran los espectros de peligro uniforme obtenidos en un perfil de sitio Vs30 = 760 m/s para los cuatro (04) puntos de análisis, respectivamente.

El término espectro de peligro sísmico uniforme se emplea porque los movimientos sísmicos tienen la misma probabilidad de excedencia en cualquier periodo estructural del espectro (Abrahamson, 2006). La aceleración máxima del terreno se da cuando el valor de periodo es cero o un valor muy cercano tal como corresponde en el presente estudio PGA (T=0.01 s).

Tabla 5‑4: Aceleraciones espectrales para diversos periodos de retorno y para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P1

| Periodo estructural (s) | Aceleración espectral (g) para diversos años de periodo de retorno | | | | | |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| 100 | 475 | 1 000 | 2 475 | 5 000 | 10 000 |
| 0.010 | 0.213 | 0.420 | 0.547 | 0.750 | 0.932 | 1.140 |
| 0.020 | 0.224 | 0.444 | 0.578 | 0.795 | 0.988 | 1.209 |
| 0.050 | 0.350 | 0.726 | 0.954 | 1.316 | 1.645 | 2.026 |
| 0.075 | 0.460 | 0.977 | 1.288 | 1.778 | 2.227 | 2.749 |
| 0.100 | 0.525 | 1.112 | 1.468 | 2.035 | 2.551 | 3.153 |
| 0.150 | 0.531 | 1.050 | 1.378 | 1.913 | 2.401 | 2.965 |
| 0.200 | 0.476 | 0.933 | 1.230 | 1.711 | 2.152 | 2.663 |
| 0.250 | 0.421 | 0.827 | 1.092 | 1.527 | 1.926 | 2.387 |
| 0.300 | 0.358 | 0.704 | 0.931 | 1.304 | 1.645 | 2.042 |
| 0.400 | 0.275 | 0.543 | 0.719 | 1.008 | 1.272 | 1.579 |
| 0.500 | 0.215 | 0.426 | 0.564 | 0.787 | 0.991 | 1.228 |
| 0.750 | 0.134 | 0.267 | 0.354 | 0.493 | 0.619 | 0.764 |
| 1.000 | 0.090 | 0.180 | 0.238 | 0.329 | 0.411 | 0.505 |
| 1.500 | 0.051 | 0.102 | 0.134 | 0.184 | 0.228 | 0.278 |
| 2.000 | 0.033 | 0.068 | 0.089 | 0.122 | 0.152 | 0.185 |
| 3.000 | 0.017 | 0.035 | 0.046 | 0.063 | 0.078 | 0.095 |
| 4.000 | 0.011 | 0.022 | 0.028 | 0.039 | 0.049 | 0.059 |
| 5.000 | 0.007 | 0.015 | 0.020 | 0.028 | 0.035 | 0.043 |
| 7.500 | 0.004 | 0.008 | 0.011 | 0.016 | 0.020 | 0.025 |
| 10.000 | 0.002 | 0.006 | 0.007 | 0.011 | 0.014 | 0.017 |

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

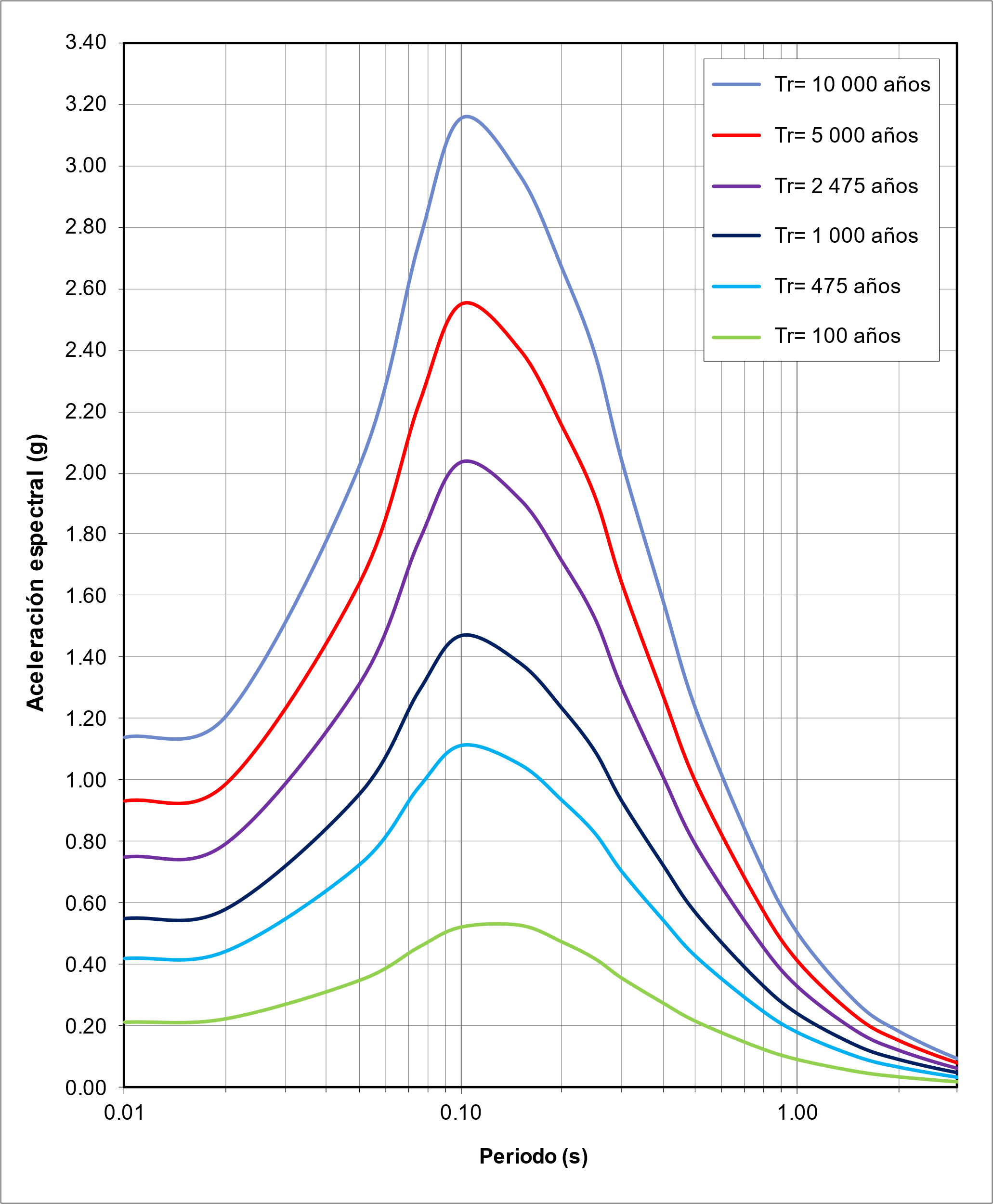


Figura 5‑6: Espectros de peligro uniforme para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P1

Tabla 5‑5: Aceleraciones espectrales para diversos periodos de retorno y para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P2

| Periodo estructural (s) | Aceleración espectral (g) para diversos años de periodo de retorno | | | | | |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| 100 | 475 | 1 000 | 2 475 | 5 000 | 10 000 |
| 0.010 | 0.188 | 0.360 | 0.465 | 0.631 | 0.780 | 0.951 |
| 0.020 | 0.198 | 0.379 | 0.490 | 0.666 | 0.825 | 1.008 |
| 0.050 | 0.309 | 0.619 | 0.807 | 1.103 | 1.374 | 1.688 |
| 0.075 | 0.406 | 0.832 | 1.087 | 1.495 | 1.867 | 2.300 |
| 0.100 | 0.459 | 0.943 | 1.237 | 1.703 | 2.130 | 2.627 |
| 0.150 | 0.466 | 0.903 | 1.176 | 1.618 | 2.021 | 2.488 |
| 0.200 | 0.422 | 0.809 | 1.054 | 1.452 | 1.815 | 2.234 |
| 0.250 | 0.374 | 0.720 | 0.943 | 1.305 | 1.633 | 2.015 |
| 0.300 | 0.321 | 0.619 | 0.812 | 1.121 | 1.405 | 1.734 |
| 0.400 | 0.248 | 0.482 | 0.634 | 0.876 | 1.098 | 1.355 |
| 0.500 | 0.195 | 0.382 | 0.501 | 0.692 | 0.866 | 1.066 |
| 0.750 | 0.122 | 0.242 | 0.318 | 0.438 | 0.546 | 0.670 |
| 1.000 | 0.084 | 0.165 | 0.216 | 0.296 | 0.367 | 0.447 |
| 1.500 | 0.048 | 0.093 | 0.122 | 0.166 | 0.204 | 0.247 |
| 2.000 | 0.031 | 0.062 | 0.081 | 0.110 | 0.136 | 0.165 |
| 3.000 | 0.016 | 0.032 | 0.042 | 0.057 | 0.070 | 0.085 |
| 4.000 | 0.010 | 0.020 | 0.026 | 0.035 | 0.043 | 0.053 |
| 5.000 | 0.007 | 0.014 | 0.018 | 0.025 | 0.031 | 0.038 |
| 7.500 | 0.004 | 0.008 | 0.010 | 0.014 | 0.018 | 0.022 |
| 10.000 | 0.002 | 0.005 | 0.007 | 0.009 | 0.012 | 0.015 |

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

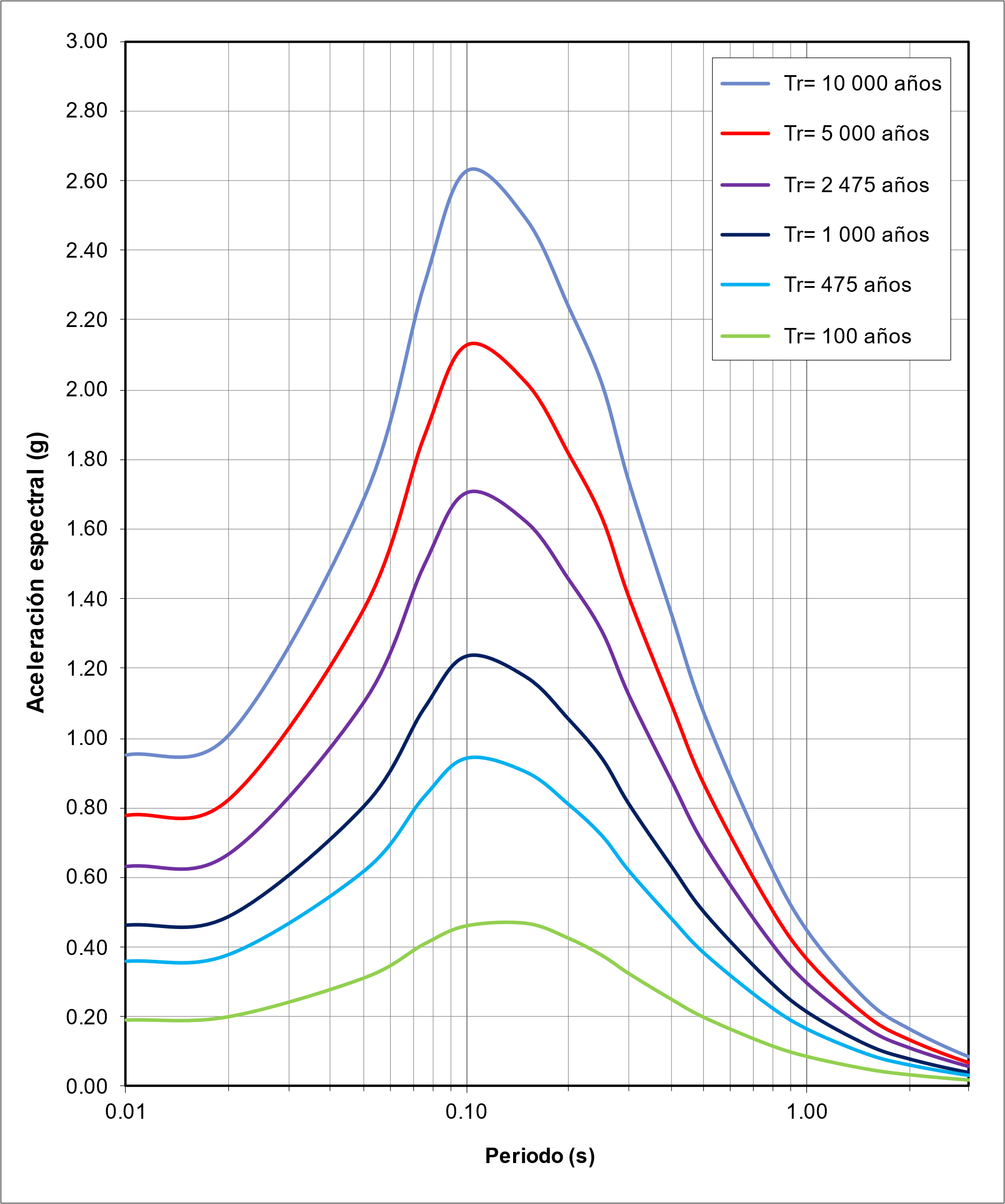


Figura 5‑7: Espectros de peligro uniforme para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P2

Tabla 5‑6: Aceleraciones espectrales para diversos periodos de retorno y para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P3

| Periodo estructural (s) | Aceleración espectral (g) para diversos años de periodo de retorno | | | | | |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| 100 | 475 | 1 000 | 2 475 | 5 000 | 10 000 |
| 0.010 | 0.171 | 0.315 | 0.400 | 0.533 | 0.650 | 0.783 |
| 0.020 | 0.179 | 0.332 | 0.422 | 0.562 | 0.686 | 0.829 |
| 0.050 | 0.279 | 0.537 | 0.688 | 0.924 | 1.136 | 1.379 |
| 0.075 | 0.364 | 0.715 | 0.922 | 1.249 | 1.540 | 1.877 |
| 0.100 | 0.412 | 0.808 | 1.042 | 1.412 | 1.747 | 2.135 |
| 0.150 | 0.419 | 0.790 | 1.016 | 1.371 | 1.691 | 2.060 |
| 0.200 | 0.378 | 0.711 | 0.917 | 1.245 | 1.537 | 1.871 |
| 0.250 | 0.339 | 0.640 | 0.828 | 1.126 | 1.394 | 1.702 |
| 0.300 | 0.291 | 0.555 | 0.719 | 0.983 | 1.218 | 1.488 |
| 0.400 | 0.227 | 0.437 | 0.568 | 0.779 | 0.967 | 1.181 |
| 0.500 | 0.180 | 0.350 | 0.456 | 0.624 | 0.775 | 0.947 |
| 0.750 | 0.115 | 0.225 | 0.294 | 0.403 | 0.499 | 0.609 |
| 1.000 | 0.079 | 0.155 | 0.203 | 0.276 | 0.341 | 0.415 |
| 1.500 | 0.045 | 0.088 | 0.115 | 0.155 | 0.191 | 0.230 |
| 2.000 | 0.030 | 0.059 | 0.076 | 0.104 | 0.128 | 0.155 |
| 3.000 | 0.015 | 0.030 | 0.039 | 0.053 | 0.066 | 0.079 |
| 4.000 | 0.009 | 0.019 | 0.024 | 0.033 | 0.041 | 0.049 |
| 5.000 | 0.007 | 0.013 | 0.017 | 0.023 | 0.029 | 0.035 |
| 7.500 | 0.003 | 0.007 | 0.009 | 0.013 | 0.016 | 0.020 |
| 10.000 | 0.002 | 0.005 | 0.006 | 0.008 | 0.011 | 0.013 |

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

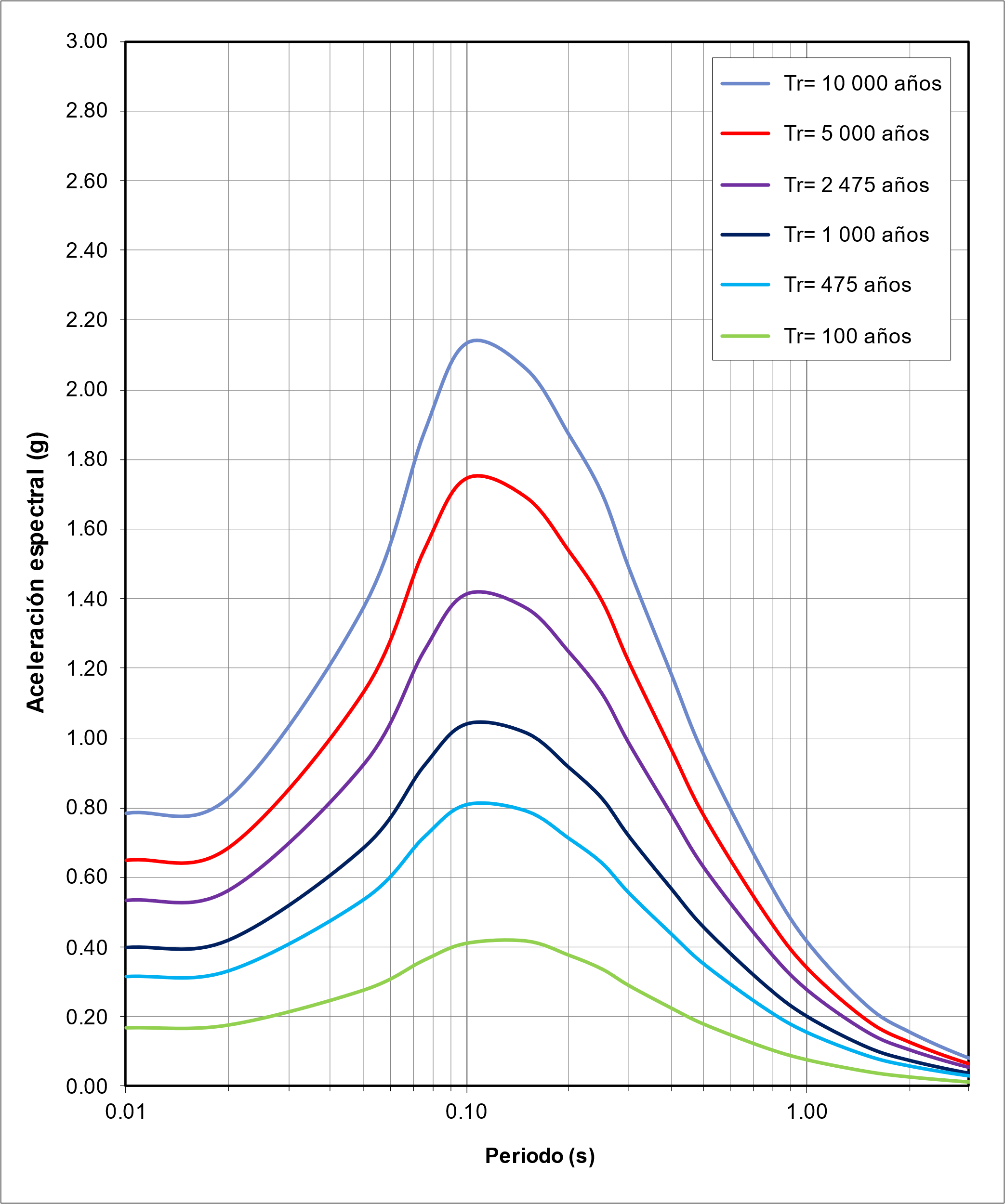


Figura 5‑8: Espectros de peligro uniforme para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P3

Tabla 5‑7: Aceleraciones espectrales para diversos periodos de retorno y para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P4

| Periodo estructural (s) | Aceleración espectral (g) para diversos años de periodo de retorno | | | | | |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| 100 | 475 | 1 000 | 2 475 | 5 000 | 10 000 |
| 0.010 | 0.205 | 0.389 | 0.500 | 0.673 | 0.829 | 1.006 |
| 0.020 | 0.215 | 0.410 | 0.527 | 0.710 | 0.875 | 1.065 |
| 0.050 | 0.338 | 0.669 | 0.866 | 1.178 | 1.459 | 1.784 |
| 0.075 | 0.441 | 0.894 | 1.164 | 1.593 | 1.980 | 2.431 |
| 0.100 | 0.499 | 1.014 | 1.320 | 1.808 | 2.254 | 2.771 |
| 0.150 | 0.503 | 0.969 | 1.260 | 1.720 | 2.141 | 2.628 |
| 0.200 | 0.451 | 0.863 | 1.124 | 1.545 | 1.926 | 2.365 |
| 0.250 | 0.399 | 0.767 | 1.004 | 1.380 | 1.725 | 2.123 |
| 0.300 | 0.342 | 0.658 | 0.860 | 1.188 | 1.486 | 1.831 |
| 0.400 | 0.263 | 0.510 | 0.668 | 0.923 | 1.156 | 1.425 |
| 0.500 | 0.206 | 0.402 | 0.527 | 0.730 | 0.913 | 1.124 |
| 0.750 | 0.128 | 0.255 | 0.334 | 0.462 | 0.577 | 0.709 |
| 1.000 | 0.088 | 0.173 | 0.227 | 0.313 | 0.389 | 0.476 |
| 1.500 | 0.049 | 0.098 | 0.128 | 0.174 | 0.215 | 0.262 |
| 2.000 | 0.032 | 0.065 | 0.085 | 0.115 | 0.143 | 0.173 |
| 3.000 | 0.017 | 0.033 | 0.044 | 0.060 | 0.074 | 0.090 |
| 4.000 | 0.010 | 0.021 | 0.027 | 0.037 | 0.046 | 0.056 |
| 5.000 | 0.007 | 0.015 | 0.019 | 0.027 | 0.033 | 0.041 |
| 7.500 | 0.004 | 0.008 | 0.011 | 0.015 | 0.019 | 0.023 |
| 10.000 | 0.002 | 0.005 | 0.007 | 0.010 | 0.012 | 0.015 |

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

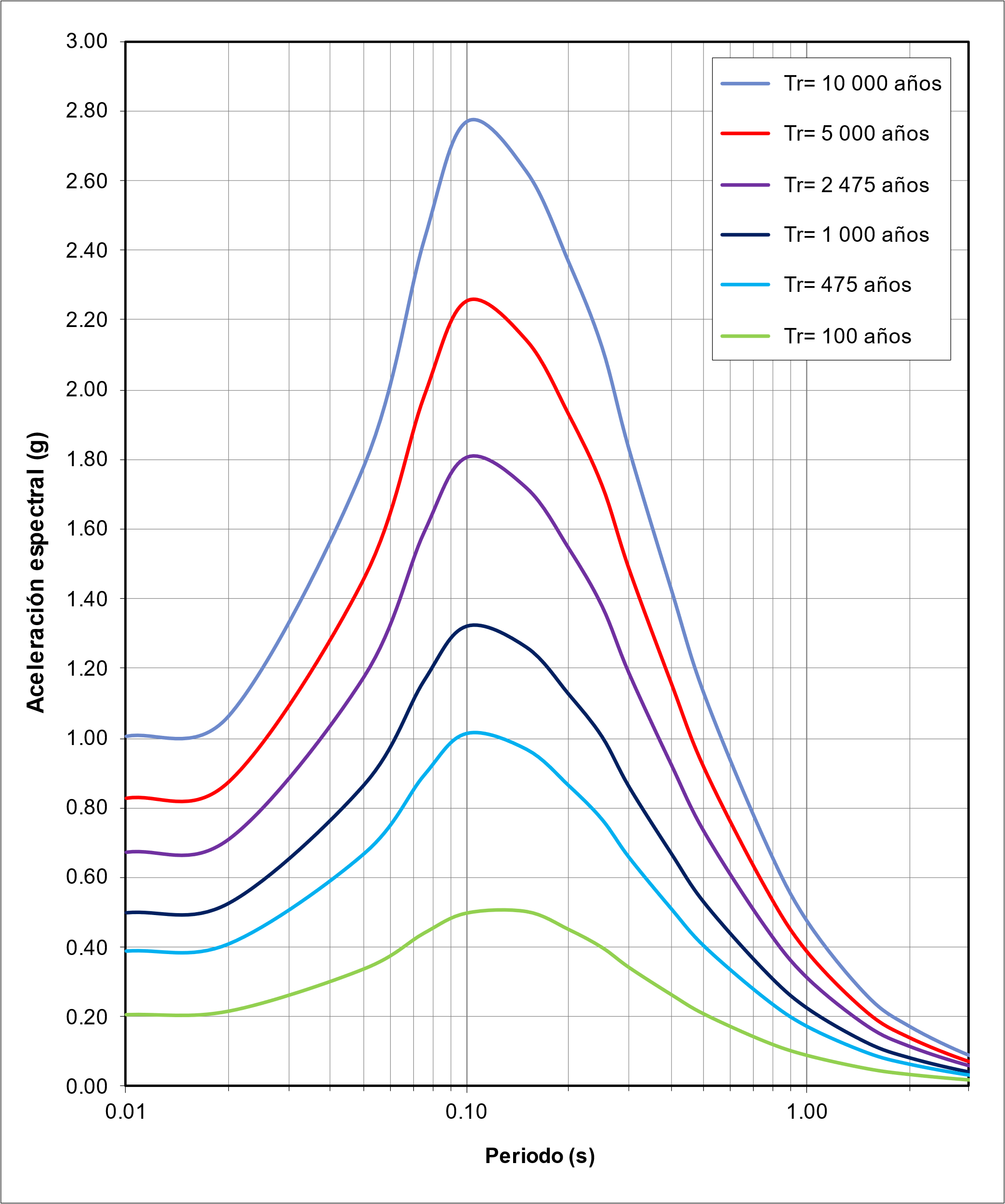


Figura 5‑9: Espectros de peligro uniforme para un Vs30= 760 m/s – Punto de análisis P4

### Desagregación sísmica

Una de las principales ventajas del análisis de peligro sísmico probabilístico es el hecho de incluir una contribución de cada fuente dentro de un área de influencia para el cálculo de las intensidades de movimiento en la zona de estudio, sin embargo, no nos permite conocer el escenario más probable que cause una aceleración mayor que cierto valor (Sa>X), para ello se realiza un análisis conocido como la desagregación del peligro sísmico probabilístico (Bazzurro y Cornell, 1999, McGuire, 1995).

Las curvas de peligro sísmico incluyen el efecto combinado de las magnitudes y distancias de cada fuente sísmica en la probabilidad de excedencia de un determinado movimiento sísmico. En este estudio, los resultados del análisis de desagregación se presentan en función de pares bidimensionales de magnitud y distancia más cercana al área de ruptura.

Los pares definen el rango en el que la contribución al peligro es calculada. Por ejemplo, un par unidimensional de 6.0 a 6.5 es la contribución al peligro de sismos con magnitudes entre 6.0 y 6.5 Mw. Bidimensionalmente, este par representa la contribución al peligro de sismos con una magnitud entre 6.0 y 6.5 Mw ubicados a cierto rango de distancias del sitio de análisis.

Para este estudio, los pares bidimensionales (Mw-RJB) para los sitios están dados para el valor promedio y la moda (más frecuente) del resultado de desagregación. Al desarrollar la desagregación de esta manera, el valor promedio o la moda pueden utilizarse para desarrollar posteriores análisis sísmicos como selección y modificación de registros de aceleraciones sísmicas, análisis de licuación y desplazamientos permanentes.

Los resultados de la desagregación sísmica aplicables para el sitio de estudio del proyecto son presentados para la velocidad de ondas de corte considerada   
Vs30 = 760 m/s en el **Anexo B**. El eje vertical (probabilidad de excedencia) muestra las contribuciones a la sismicidad representando el par magnitud-distancia más contribuyente al peligro sísmico para determinado periodo estructural T(s). Como puede ser visto en el **Anexo B**, los sitios de análisis están gobernados por sismos de subducción de interfase.

El peligro en el lugar fue desagregado para evaluar las combinaciones de magnitud y distancia que más contribuyen al peligro en un periodo de retorno y de oscilación en particular. Se llevó a cabo una desagregación en el PGA (0.01 s) y en los periodos de 0.10, 0.20, 0.50 y 1.00 s para los siguientes periodos de retorno: 475, 1 000, 2 475,   
5 000 y 10 000 años.

La Tabla 5‑8 muestra el resumen del par Mw-RJB que da mayores contribuciones a la aceleración espectral para un periodo dado. Cabe indicar que los aportes de la sismicidad de las fuentes sismogénicas varían dependiendo del periodo estructural T (s) y del periodo de retorno Tr (años).

Tabla 5‑8: Resumen de resultados del análisis de desagregación sísmica

| Punto de análisis | Vs30  (m/s) | Periodo de retorno (años) | Sa (0.01 s) (g) | | Sa (0.20 s) (g) | | Sa (1.00 s) (g) | | Sa (2.00 s) (g) | |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Mw | RJB | Mw | RJB | Mw | RJB | Mw | RJB |
| P1 | 760 | 475 | 7.1 | 75 | 7.1 | 75 | 7.1 | 75 | 7.3 | 75 |
| 1 000 | 7.3 | 75 | 7.3 | 75 | 7.3 | 75 | 8.1 | 75 |
| 2 475 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 8.1 | 75 |
| 5 000 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 8.1 | 75 |
| 10 000 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 8.1 | 75 |
| P2 | 475 | 7.1 | 75 | 7.1 | 75 | 7.1 | 75 | 7.3 | 75 |
| 1 000 | 7.3 | 75 | 7.3 | 75 | 7.3 | 75 | 8.1 | 75 |
| 2 475 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 8.1 | 75 |
| 5 000 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 8.1 | 75 |
| 10 000 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 8.1 | 75 |
| P3 | 475 | 7.1 | 75 | 7.1 | 75 | 7.1 | 75 | 7.3 | 75 |
| 1 000 | 7.3 | 75 | 7.3 | 75 | 7.3 | 75 | 8.1 | 75 |
| 2 475 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 8.1 | 75 |
| 5 000 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 8.1 | 75 |
| 10 000 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 8.1 | 75 |
| P4 | 475 | 7.1 | 75 | 7.1 | 75 | 7.1 | 75 | 7.3 | 75 |
| 1 000 | 7.3 | 75 | 7.3 | 75 | 7.3 | 75 | 8.1 | 75 |
| 2 475 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 8.1 | 75 |
| 5 000 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 8.1 | 75 |
| 10 000 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 7.3 | 65 | 8.1 | 75 |

En el Anexo B.1 se presenta las salidas de los análisis de desagregación sísmica con un Vs30 = 760 m/s para el Punto 1 (P1), mientras que, en el Anexo B.2 se presentan los resultados de la desagregación sísmica para el Punto 2 (P2). El Anexo B.3 muestra los resultados del Punto 3 (P3) y, finalmente, el Anexo B.4 muestra los resultados del Punto 4 (P4).

# CONCLUSIONES

El presente estudio evaluó el peligro sísmico probabilístico para la Cuenca del Río Chancay, considerando el tipo de perfil de suelo con Vs30 = 760 m/s. Los espectros de respuesta obtenidos pueden ser usados de manera referencial según las condiciones locales del terreno de fundación.

En función de la descripción geotectónica del área, se realizó el modelamiento de las fuentes sísmicas que contribuyen con el peligro sísmico en la zona, las cuales comprendieron tres (3) fuentes de subducción interfase, diez (10) fuentes de subducción intraplaca y siete (7) fuentes corticales.

Las características tectónicas del proyecto indican que la sismicidad en esta zona es principalmente producto de las fuentes de zonas de subducción, como es el caso de las fuentes de subducción de interfase F2.

De la evaluación del análisis de peligro sísmico probabilístico, se obtuvieron las siguientes aceleraciones máximas del terreno (PGA) para distintos periodos estructurales y periodos de retorno para la clasificación de sitio con Vs30 = 760 m/s. La Tabla 6‑1 muestra el resumen de los resultados obtenidos para los puntos de análisis.

Tabla 6‑1: Resumen de aceleraciones máximas del terreno (PGA) obtenidas del análisis de peligro sísmico probabilístico – Vs30 = 760 m/s

| Punto de análisis | 100 | 475 | 1 000 | 2 475 | 5 000 | 10 000 |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| P1 | 0.213 | 0.420 | 0.547 | 0.750 | 0.932 | 1.140 |
| P2 | 0.188 | 0.360 | 0.465 | 0.631 | 0.780 | 0.951 |
| P3 | 0.171 | 0.315 | 0.400 | 0.533 | 0.650 | 0.783 |
| P4 | 0.205 | 0.389 | 0.500 | 0.673 | 0.829 | 1.006 |

*Nota: PGA considerado para un periodo estructural T(s)=0.01 s.*

La evaluación de peligro sísmico específica de sitio y la ingeniería geotécnica sísmica son campos de la investigación y de la ingeniería aplicada con características altamente dinámicas y que sufren una rápida evolución en forma continua y permanente. Consecuentemente, los estándares de práctica en esta área en particular continúan en desarrollo. Por ello, los resultados presentados en este documento deberán ser revisados por lo menos cada cinco años, al momento en que nueva información sísmica esté disponible o cuando una teoría científica más reciente surja, relacionada con los mecanismos sismogénicos aquí tratados para adecuarse con nuevas regulaciones y estándares.

# REFERENCIAS

Abrahamson, N. A., Silva, W. & Kamai, R. (2014). Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions, Earthquake Spectra, 30 (3), 1025-1055.

Abrahamson, N. & Gulerce, Z. (2020). BC Hydro Regionalized Ground-Motion Models for Subduction Earthquakes Based on the NGA-SUB Database. PEER Report No. 2020/25: December 2020.

Abrahamson, N. A. (2006). Seismic Hazard Assessment: Problems with Current Practice and Future Developments. First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (a joint event of the 13th ECEE & 30th General Assembly of the ESC), Geneva, Switzerland, 3-8 September 2006, keynote.

American Society of Civil Engineers - Structural Engineering Institute (2017). ASCE/SEI 7-22 Minimum Design Loads for Buildings and Other Structures.

Anderson, J., Wesnousky, S., Stirling, M. (1996). Earthquake size as a function of fault slip. Bulletin of the Seismological Society of America, 86, 683-690.

Arango, M. C., Strasser, F.O., Bommer, J. J., Cepda, J. M., Boroschek, R., Hernandez, D. A. & Tavera, H. (2012). An Evaluation of the Applicability of Current Ground Motion Models to the South and Central American Subduction Zones. Bulletin of the Seismological Society of America, 102(1), 143-168.

Barazangi, M. & Isacks, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America: Geology, 4, 686-692.

Barazangi, M. & Isacks, B.L. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 57, 537-555.

Bastías, N., Montalva, G., Leyton, F., Saez, E., Ruz, F. & Troncoso, P. (2015). Evaluation of Ground Motion Prediction Equations (GMPEs) for Chile Subduction Zone. En D. Manzanal y A. O. Sfriso (eds.), From Fundamentals to Applications in Geotechnics Proceedings of the 15th Pan-American Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, 15-18 November 2015, Buenos Aires, Argentina (pp. 2965-2972). IOS Press.

Bommer, J. J. (2002). Deterministic vs. Probabilistic Seismic Hazard Assessment: An Exaggerated and Obstructive Dichotomy. Journal of Earthquake Engineering, 6, Special Issue 1, 43-73.

Boore, D., Stewart, J., Seyhan, E. & Atkinson, G. (2014). NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes. Earthquake Spectra, 30(3), 1057-1085.

Boore, D. M. & Joyner, W. B. (1982). The empirical prediction of ground motion, Bulletin of the Seismological Society of America, 2(6), 843-860.

Cahill, T. & Isacks, B.L. (1992). Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. Journal of Geophysical Research. 97 (B12), 17,503-17,529.

Campbell, K.W. & Bozorgnia, Y. (2013). NGA-West2 Campbell & Bozorgnia Ground Motion Model for the Horizontal Components of PGA, PGV, and 5%-Damped Elastic Pseudo-Acceleration Response Spectra for Periods Ranging from 0.01 to 10 sec, PEER Report 2013/06.

Carena, S. (2011). Subducting-plate Topography and Nucleation of Great and Giant Earthquakes along the South American Trench. Seismological Research Letters, 82(5).

Chiou, B. & Youngs, R. (2014). Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra. Earthquake Spectra, 30(3), 1117-1153.

Cornell, C. A. (1968). Engineering Seismic Risk Analysis. Bulletin of Seismological Society of America, 58(5), 1583-1606.

Delouis, B., Monfret, T., Dorbath, L, Pardo, M., Rivera, L., Comte, D., Haessler, H., Caminade, J., Ponce, L., Kausel & E., Cisternas, A. (1997). The Mw = 8.0 Antofagasta (Northern Perú) earthquake of 30 July 1995: A precursor to the end of the large 1877 gap. Bulletin of the Seismological Society of America, 87, 427-445.

Douglas, J. & Edwards, B. (2016). Recent and future developments in earthquake ground motion estimation, Earth-Science Reviews, 160(1), 203-219.

Gregor, N., Abrahamson, N. A., Atkinson, G. M., Boore, D. M., Bozorgnia, Y., Campbell, K. W., Chiou, B., Idriss, I. M., Kamai, R., Seyhan, E., Silva, W., Stewart, J. P. & Youngs, R. (2014). Comparison of NGA-West2 GMPEs. Earthquake Spectra, 30(3), 1179-1197.

Gutenberg, B. & Richter, C. F. (1954). Frequency of Earthquakes in California. Bulletin of the Seismological Society of America. 34(4), 1985-1988.

Hanks, T. C. & Bakun, W. H. (2002). A bilinear source-scaling model for M-log A Observations of continental earthquakes, Bull. Seismol. Soc. Amer., 92, 1841-1846.

Hayes, G. P., Wald, D. J. & Johnson, R. L. (2012). Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, J. Geophys. Res., 117, B01302, doi:10.1029/2011JB008524

Hayes, G. (2018). Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model: U.S. Geological Survey data release. https://doi.org/10.5066/F7PV6JNV.

Idriss, M. (2014). An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes. Earthquake Spectra, 30(3), 1155-1177.

Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. & Ando, C.J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. Geological Society of America. Bulletin 94: 341-361.

Kelleher, J. A. (1972). Rupture Zones of Large South American Earthquakes and Some Predictions. Journal of Geophysical Research, 77(1).

Kuehn, N., Bozorgnia, Y., Campbell, K. & Gregor N. (2020). Partially Non-Ergodic Ground-Motion Model for Subduction Regions using the NGA-Subduction Database. PEER Report No. 2020/04: September 2020.

Langer, C. J. & Spence, W. (1995). The 1974 Peru Earthquake Series. Bull. of the Seismological Society of America. 85(3), 665-687.

McGuire, R. (2004). Seismic Hazard and Risk Analysis. Earthquake Engineering Research Institute, MNO-10.

Mora-Páez, H., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., Mencin, D., Fernandes, R. M. S., Diederix, H., *et al*. (2019). Crustal Deformation in the Northern Andes - A New GPS Velocity Field. J. South Am. Earth Sci. 89, 76–91. doi:10.1016/j.jsames.2018.11.002

Parker, G., Stewart, J., Boore, D., Atkinson, G. & Hassani, B. (2020). NGA-Subduction Global Ground-Motion Models with Regional Adjustment Factors. PEER Report 2020/03: August 2020.

Scherbaum, F., F. Cotton & P. Smit (2004). On the Use of Response Spectral-reference Data for the Selection and Ranking of Ground-Motion Models for Seismic Hazard Analysis in Regions of Moderate Seismicity: The case of Rock Motion. Bulletin of the Seismological Society of America, 94, 2164-2185.

Schwartz, D. P., Coppersmith, K. J. & Swan, F. H. (1984). Methods for estimating maximum earthquake magnitude. Eighth World Conference on Earthquake Engineering Proceedings 1, 279- 286.

South America Risk Assessment (SARA) Project (2015). https://sara.openquake.org/

Stepp, J. C. (1972). Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard. Proceedings of the International Conference on Microzonation for Safer Construction Research and Application, 2, 897-909.

Stewart, J. P., Douglas, J., Javanbarg, M., Abrahamson, N. A., Bozorgnia, Y., Boore, D. M., Campbell, K. W., Delavaud, E., Erdik, M. & Stafford P. J. (2015). Selection of ground motion prediction equations for the global earthquake model. Earthquake Spectra, 31(1), 19-45. doi: 10.1193/013013EQS017M.

Stirling, M. W., Goded, T., Berryman, K. & Litchfield, N. (2013). Selection of Earthquake Scaling Relationships for Seismic-Hazard Analysis. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.103, No.6, pp.2993-3011.

Suarez, G., Molnar, P. & Burchfiel, B. C. (1983). Seismicity, Fault Plane Solutions, Depth of Faulting, and Active Tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and Southern Colombia: Journal of Geophysical Research, 88(B12), 10,403 10,428.

Tavera, H. & Buforn, E. (1998). Sismicidad y sismotectónica de Perú. Universidad Complutense de Madrid.

Tavera, H. (2020). Análisis y evaluación de los patrones de sismicidad y escenarios sísmicos en el borde occidental del Perú. Informe Técnico N° 004-2020/IGP.

USGS, 2002, Frankel, A.D., Petersen, M.D., Mueller, C.S., Haller, K.M., Wheeler, R.L., Leyendecker, E.V., Wesson, R.L., Harmsen, S.C., Cramer, C.H., Perkins, D.M. & Rukstales, K.S. (2002). Documentation for the 2002 update of the National Seismic Hazard Maps: U.S. Geological Survey Open-File Report 2002–420, 39.

Veloza, G., Styron, R., Taylor, M. (2012). Open-source archive of active faults for northwest South America. GSA Today. 22(10). 4-10.

Vergaray, L. & Aguilar, Z. (2019). Superficie de subducción para los cálculos de peligro sísmico en el Perú. XXVII Congreso Nacional de Ingeniería Civil, Lima, Perú.

Weichert, D. H. (1980). Estimation of earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. Bulletin of the Seismological Society of America. 70, 1337-1346.

Wells, D. & Coppersmith, K. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bulletin of the Seismological Society of America, 84, 974-1002.

Wyss, M. (1979). Estimating Maximum Expected Magnitude of Earthquakes from Fault Dimensions. Geology 7, 336-340.