



INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

Subdirección de Ciencias de la Tierra Sólida

Evaluación del Peligro Sísmico en Perú

**Hernando Tavera
Isabel Bernal
Cristóbal Condori
Mario Ordaz
Antonio Zevallos
Oscar Ishizawa**

Versión Preliminar

**Lima – Perú
2014**

Mapa de Peligro Sísmico para el Perú

**Hernando Tavera
Isabel Bernal
Cristóbal Condori
Mario Ordaz
Antonio Zevallos
Oscar Ishizawa**

**Lima – Perú
2014**

El presente estudio se realizó como parte del "Proyecto de Asistencia Técnica para la elaboración del Mapa de peligro Sísmico del Perú y Aplicaciones", el mismo que contó con el apoyo del Banco Mundial. Durante el desarrollo del proyecto participaron el Dr. Oscar Ishizawa, experto en el manejo del riesgo de desastres del Banco Mundial y del Dr. Mario Ordaz, asesor científico en estudios de Peligro Sísmico.

El proyecto tuvo como objetivos el actualizar la base de datos sísmicos, aplicar una metodología probabilista para el cálculo del peligro sísmico (CRISIS), proponer el mapa de Peligro Sísmico para el Perú, contribuir a la actualización del Reglamento de Construcción Sismorresistente, promover el uso de los resultados en las obras de ingeniería y desarrollar una metodología probabilista para la actualización continua del mapa de Peligro Sísmico.

RESUMEN

En la actualidad existe la disponibilidad de modelos y técnicas de cálculo más cuantitativas para la evaluación del peligro sísmico, así como la existencia de una mayor cantidad de registros de eventos sísmicos, gracias al incremento de las estaciones sísmicas que integran las redes de monitoreo local y regional. Esta información contenida en los catálogos sísmicos, más la disponibilidad de nuevas leyes de atenuación de la aceleración que describen mejor el esquema sismotectónico de las diversas regiones, han permitido realizar una actualización de los estudios de Peligro Sísmico a nivel nacional.

Este informe describe el uso de bases de datos sísmicos actualizados (catálogo sísmico 1960 - 2012), las leyes de atenuación propuestas por Young et al (1987) y Sadigh et al (1987) y nuevas metodologías para estimar diferentes valores de aceleración esperadas para el diseño y construcción de edificaciones y obras de ingeniería sismorresistente en el territorio peruano (CRISIS-2007). Los resultados se presentan para periodos de retorno de 50 y 100 años con el 10% de excedencia y ordenadas espectrales para diferentes periodos estructurales. Estos resultados son de utilidad para establecer los valores de diseño estructural, también como insumo necesario para la realización de estudios de microzonificación y de riesgo sísmico dentro del territorio nacional de la República de Perú.

ÍNDICE

RESÚMEN

1.- INTRODUCCIÓN

2.- CARACTERÍSTICAS SISMOTECTÓNICAS

3.- SISMICIDAD EN PERÚ

3.1.- Sismicidad Histórica

3.2.- Sismicidad Instrumental

4.- HOMOGENIZACIÓN DE LA BASE DE DATOS

4.1.- Homogenización

4.2.- Depuración

5.- FUENTES SISMOGÉNICAS Y PARÁMETROS SISMOLÓGICOS

5.1.- Recurrencia Sísmica

6.- PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO

6.1.- Leyes de Atenuación

7.- ALGORITMO CRISIS-2007

7.1.- Frecuencia Anual de Excedencia

8.- ISOACELERACIONES EN EL PERÚ

9.- ESPECTROS DE PELIGRO UNIFORME

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

BIBLIOGRAFÍA

1.- INTRODUCCIÓN

La República del Perú se encuentra ubicada en el borde occidental de América del Sur, región de mayor actividad sísmica en el mundo y por lo tanto, es necesario conocer el comportamiento probable de este peligro en un área determinada a fin de planificar y mitigar los efectos que podrían producirse en el futuro. La manera de conocer este comportamiento, es a través de la evaluación del peligro sísmico.

En el Perú, los estudios del peligro sísmico fueron iniciados por Casaverde y Vargas (1980) haciendo uso de datos de la United States Geological Survey (USGS) para el periodo 1913-1976, siendo el trabajo realizado por Castillo y Alva (1993) con datos de la USGS y CERESIS para el periodo 1900-1991, el que tuvo mayor aplicación en los estudios de ingeniería y en la Norma de Construcción Sismorresistente (Norma E-030). Otros estudios fueron hechos dentro del Proyecto "Pilot Project for regional Earthquakes Monitoring and seismic Hazard Assessment" (Giardini et al, 1999; Dimate et al, 1999), Bolaños y Monroy (2004), Gamarra y Aguilar (2009) y Ocola (2010). Sin embargo, en todos estos estudios se ha hecho uso de diversas leyes de atenuación de la aceleración provenientes básicamente de EEUU (McGuire, 1974), además de las propuestas por Casaverde y Vargas (1980) utilizando datos de sismos ocurridos y registrados en el Perú.

En general, el uso de diferentes bases de datos y leyes de atenuación, permitieron tener variados valores de aceleración para un mismo punto de interés, siendo necesario superar estas diferencias para el mejor conocimiento del peligro sísmico en el Perú.

En este estudio, el peligro sísmico para el Perú es calculado haciendo uso de datos sísmicos para el periodo 1960 - 2012 proveniente de la unificación de tres catálogos, el primero del Instituto Geofísico del Perú, el segundo de Engdahl y Villaseñor (2002) y el tercero de la USGS. El peligro sísmico probabilístico se obtiene siguiendo la metodología propuesta y desarrollada por Esteva (1968) y Cornell (1968), además del algoritmo CRISIS-2007, desarrollado y actualizado por Ordaz et al (2007). Para calcular el Peligro Sísmico se considera los siguientes pasos:

- Compilación de la base de datos sísmicos considerando la magnitud momento (M_w),

.- Proponer fuentes sismogénicas cuyo número y geometrías son coherentes con las características sismotectónicas en Perú,

.- Evaluar ocho de las leyes de atenuación utilizadas en los estudios de peligro sísmico en Perú y en América,

.- Se hace uso del algoritmo CRISIS-2007 para el cálculo de las aceleraciones del suelo para diferentes periodos de retorno de 50 y 100 años con el 10% de excedencia,

.- Se valida los resultados obtenidos en este estudio con la elaboración de espectros de respuesta de sismos ocurridos en los últimos 10 años.

Los resultados a obtenerse en este estudio representan un aporte importante para el desarrollo de la ingeniería y para la actualización del Reglamento de Construcción Sismorresistente en Perú.

2.- CARACTERÍSTICAS SISMOTECTÓNICAS

Las características de los principales elementos estructurales que intervienen en el proceso de deformación regional y local en el Perú son descritos a continuación (Figura 1).

.- **Proceso de Subducción:** Presente en el borde occidental de Perú y es originado por la convergencia de las placas de Nazca (oceánica) y Sudamericana (continental). Las características de este proceso han sido ampliamente descrito por Cahill y Isacks (1992), Tavera y Buforn (2001), Bernal y Tavera (2003). En el Perú se distingue dos modos de subducción, subhorizontal en las regiones norte y centro, y normal en la región sur. En la actualidad, estudios de GPS han permitido conocer que el proceso de subducción se realiza con velocidades del orden de 7 a 9 cm/año (DeMets et al, 1994, Norabuena et al, 1999).

.- **Placa de Nazca:** Su geometría es heterogénea, subhorizontal en las regiones norte y centro de Perú y normal en la región sur. En superficie, la placa sostiene a las Dorsales de Nazca, Sarmiento y Alvarado, y a las fracturas de Mendaña, Nazca y Virú; además de la depresión de Trujillo y la fosa peruano-chilena. Estas heterogeneidades aportan al comportamiento geodinámico presente en Perú.

.- **Placa Sudamericana:** A través del tiempo, el proceso de subducción ha modificado la morfología del Perú permitiendo el engrosamiento de la corteza y el plegamiento de sedimentos para dar origen a la formación de sistemas de fallas geológicas presentes en superficie. La Cordillera de los Andes es el principal resultado de esta deformación, se extiende paralela a la costa, desde Venezuela hasta Chile con anchos que oscilan entre 250 km en la región central hasta 500 km en la región sur de Perú. La configuración estructural de esta placa permite considerar las siguientes unidades: los Taludes inferior, medio y superior; la plataforma continental; la zona costanera; el pie de Monte Pacífico; la Cordillera Occidental, el Altiplano, la Cordillera Oriental, la zona Subandina y la Llanura Amazónica, Las características de estas unidades pueden discutirse en detalle en Macharé et al, (1986).

. - **Dorsal de Nazca:** Estructura montañosa sumergida en el fondo oceánico y ubicado a la altura de la latitud de 15 ° con una orientación NE-SO. Su eje principal incide perpendicular a la línea de costa a la altura de la ciudad de Nazca. La estructura de la dorsal es asimétrica y está básicamente constituida por rocas volcánicas de hace 5 a 10 Ma.

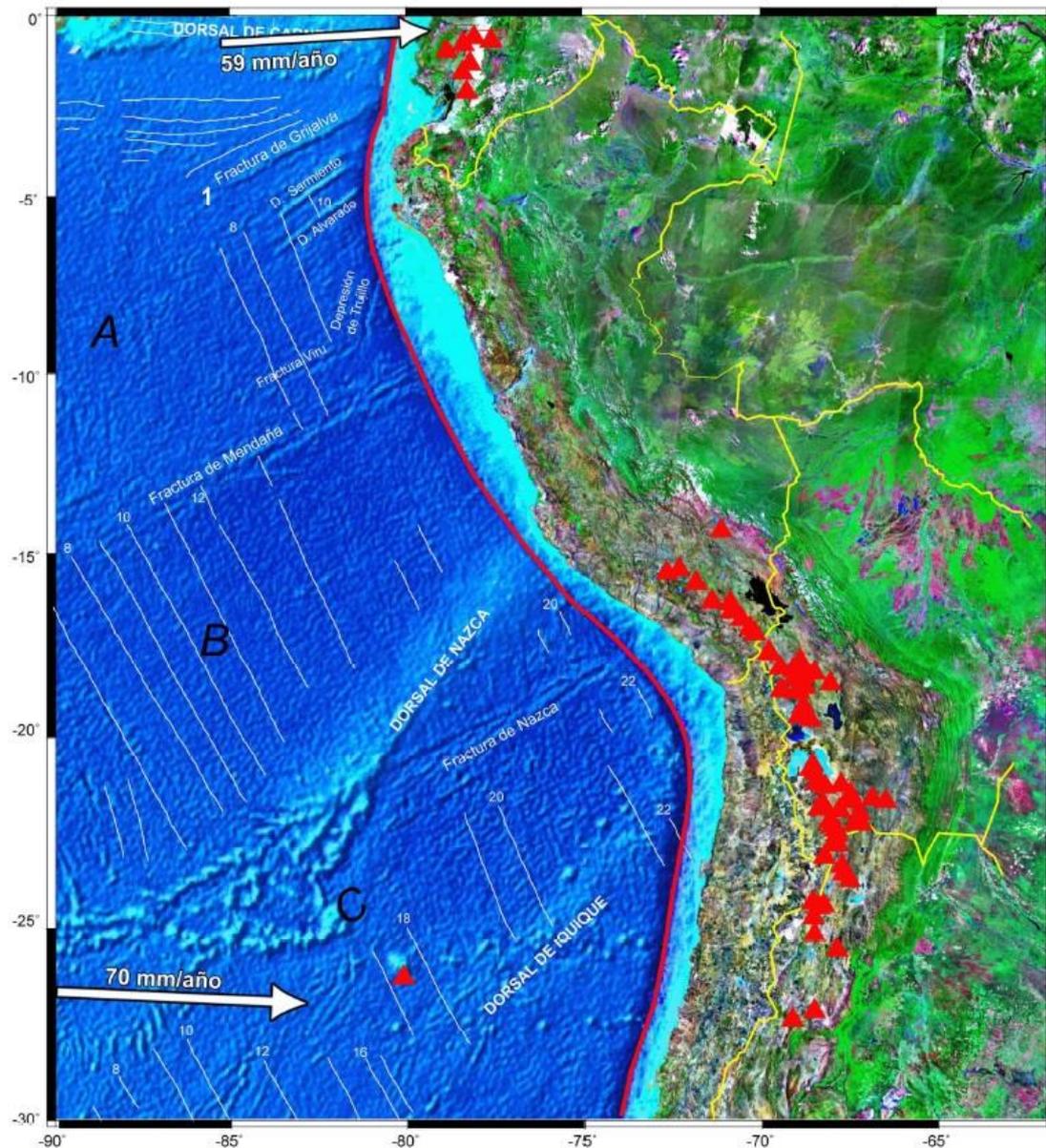


Figura 1.- Geometría de la placa de Nazca (estructuras lineales o rasgos tectónicos) y subducción generalizada de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. La línea roja representa la fosa Peru-Chile. Las flechas blancas indican la dirección del movimiento relativo de las placas y los triángulos rojos, la actividad volcánica activa.

. - **Dorsales de Sarmiento y Alvarado:** Ambas se encuentran frente al departamento de Piura con una orientación NE y longitud aproximada de 400

km con ejes paralelos entre sí. Están compuestas por lava del tipo basalto toleítico a alcalino (Castillo y Lonsdale, 2004).

. - **Fractura de Mendaña:** Ubicada en el extremo oeste del Perú, a la altura de la latitud de 11° con orientación NO perpendicular a la fosa. Su origen la asociada a una antigua zona de divergencia de placas (Yamano y Uyeda, 1990).

. - **Fractura de Nazca:** Ubicada frente al departamento de Arequipa, siendo la característica batimétrica más notable, junto a la fractura de Mendaña. La fractura se alinea en dirección NE-SO incidiendo perpendicular a la fosa con alturas del orden de 700 m sobre la superficie y profundidades de hasta 300 metros (Robinson et al, 2006).

. - **Fractura de Virú:** Se encuentra a 100 km al norte de la fractura de Mendaña y corresponde a una falla inversa con orientación N15°E (Krabbenhoft et al 2004).

. - **Depresión de Trujillo:** Estructura de aproximadamente 5 km de ancho en su punto más alto y de 500 metros en el más bajo. La depresión presenta una estructura muy accidentada y por ende muy áspera con una extensión de 270 km de longitud.

. - **Fosa peruano-chilena:** Rasgo fisiográfico que indica el inicio del proceso de subducción, tiene una longitud de 5000 km desde Colombia hasta Tierra del Fuego en Chile. La fosa sigue una orientación paralela a la costa con profundidades de hasta 6 km y distancias, desde la fosa, entre 80 y 150 km.

. - **Zona Sismogénica:** En Perú, los sismos de mayor magnitud tienen su origen en la superficie de fricción existente entre las placas de Nazca y Sudamericana, mejor conocida como "zona sismogénica". En esta superficie se generan todos los sismos interplaca, siendo la dimensión de sus áreas de ruptura proporcionales a la cantidad de energía liberada. Estas áreas se encuentran a niveles de profundidad variable dependiendo de cada región, pero en general se considera en promedio la profundidad de 60 km.

. - **Tectónica:** La sismicidad en Perú tiene su origen en la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana, y en los reajustes producidos en continente a consecuencia de dicho proceso. La unidad de mayor envergadura la constituye la Cordillera de los Andes, presente desde Colombia hasta Chile,

paralela a la línea de costa con anchos y alturas variables. Esta unidad alberga a las cadenas volcánicas más importantes del continente. La segunda fuente de origen de sismos la constituyen las fallas geológicas, formadas como efecto secundario de la colisión de placas que producen fracturas y plegamientos en la corteza terrestre. En Perú, los principales sistemas de fallas se encuentran en el Altiplano, zona Subandina, al pie de nevados, cordilleras y entre los límites de la Cordillera Occidental y zona costanera, ver Tabla 1.

Tabla 1. Principales Sistemas de Fallas activas en Perú (Macharé et al, 2003).

| Código | Nombre | Código | Nombre |
|---------------|----------------------|---------------|-----------------------|
| PE-01 | F. Amopate | PE-17 | F. Oeste Río Moquegua |
| PE-02 | F. Shitari | PE-18 | F. Chololo |
| PE-03 | F. Chalquibamba | PE-19 | F. Cerro Loreto |
| PE-04 | F. Limite Oriental | PE-20 | F. Chaspaya |
| PE-05 | F. Quiches | PE-21 | F. Cerro Chascoso |
| PE-06 | F. Cordillera Blanca | PE-22 | F. Altos los Chilenos |
| PE-07 | F. Cayech | PE-23 | F. Cerro Morito |
| PE-08 | F. Huaytapallana | PE-24 | F. Pampa Trapiche |
| PE-09 | F. Zona Cusco | PE-25 | F. Toquepala |
| PE-10 | F. Ocongate | PE-26 | F. Micalaco |
| PE-11 | F. Vilcanota | PE-27 | F. Pampa Purgatorio |
| PE-12 | F. Trigal | PE-28 | F. Villacollo |
| PE-13 | F. Solarpampa | PE-29 | F. Cerro Rocosó |
| PE-14 | F. Machado Chico | PE-30 | F. Cerro Caquilluco |
| PE-15 | F. Pampa Huanocollo | PE-31 | F. San Francisco |
| PE-16 | F. Cerro Cordilleras | | |

3.- SISMICIDAD EN PERÚ

La sismicidad en el territorio peruano es debida al proceso de subducción de placas y a la dinámica de cada una de las unidades tectónicas presentes en el interior del continente. En la Figura 2 se presenta el mapa de la actividad sísmica ocurrida en Perú entre 1960 al 2012 ($M_w > 4.0$). Los sismos han sido diferenciados por su rango de profundidad focal en superficiales ($h < 60$ km), intermedios ($61 < h < 350$ km) y profundos ($h > 351$ km).

Los sismos de foco superficial se encuentran distribuidos entre la línea de la fosa peruano-chilena y la costa, desde el departamento de Tumbes hasta Tacna (círculos de color rojo), y definen a la principal fuente sismogénica del país. La deformación cortical es considerada como la segunda fuente sismogénica al dar origen a sismos sobre los bordes de la Cordillera Andina (círculos rojos) y zona subandina, para luego desaparecer completamente sobre la Llanura Amazónica.

Los sismos de foco intermedio o intraplaca se distribuyen en tres sectores bien definidos (círculos verdes), el primero paralelo a la costa por debajo de 8° latitud Sur, el segundo sobre la zona subandina al NE de la región norte y el último, sobre toda la región sur de Perú. Los sismos de foco profundo (círculos azules), se encuentran, en su totalidad, alineados de Sur a Norte, en la frontera Perú con Brasil y en dirección Este-Oeste en la frontera de Perú con Bolivia. El origen de estos eventos aún sigue siendo tema de investigación.

3.1.- Sismicidad Histórica: Considera información sobre los grandes sismos que afectaron al territorio peruano en el pasado y ella es importante porque permite definir el real potencial sísmico de cada región. En Perú la información sobre la sismicidad histórica data del año 1500 y la calidad y veracidad de su información dependerá de la distribución y densidad poblacional en las regiones afectadas por los sismos. Para estos eventos se conoce la fecha de ocurrencia, entonces pueden ser utilizados para evaluar la tasa de recurrencia y la sismicidad de una determinada región. La recopilación de esta información fue hecha por Silgado (1978) y Dorbath et al (1990); siendo mayor para eventos ocurridos frente a la costa peruana con respecto a los que habrían ocurrido en el interior del país (Tabla 2).

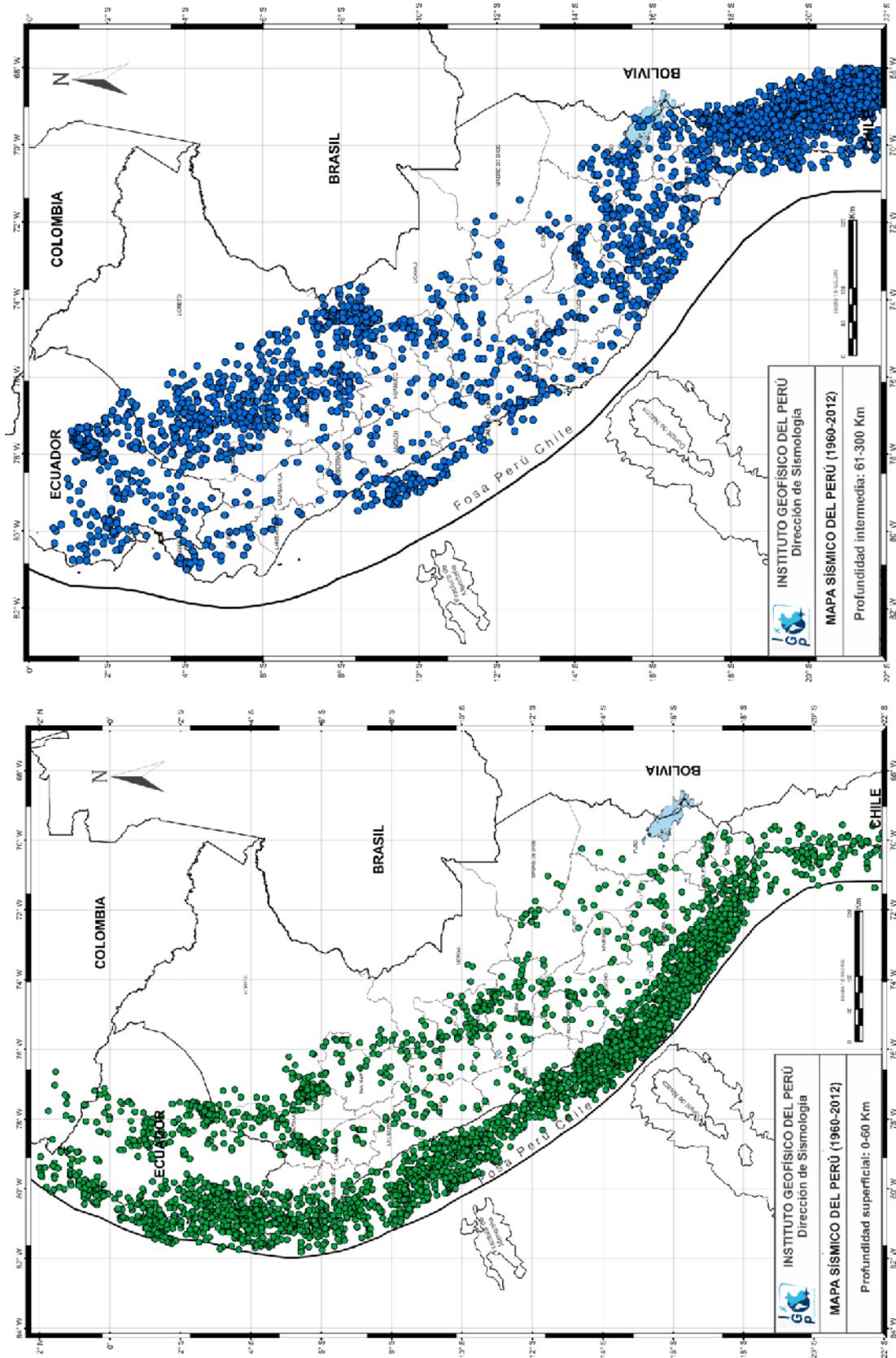


Figura 2.- Mapa de sismicidad para el Perú, periodo 1960 al 2012

Según estos autores, los terremotos de mayor magnitud ocurridos frente a la costa son el de 1586 (primer gran terremoto con documentación histórica), 1687 y 1746 que destruyeron en gran porcentaje a la ciudad de Lima, además de producir tsunamis con olas que posiblemente alcanzaron alturas de 15-20 metros. En la región sur, los terremotos más notables fueron los ocurridos en 1604, 1784 y 1868, siendo este último el mejor documentado y descrito en detalle por Montessus de Ballores (1911) y Vargas (1922). Estos eventos produjeron daños importantes en las ciudades de Arequipa, Moquegua y Tacna; además de Arica e Iquique en Chile. El terremoto de 1868 habría generado tsunami con olas 14 metros de altura afectando a los departamentos de Tacna (Perú), Arica e Iquique (Chile).

Tabla 2. Parámetros de los principales terremotos históricos que ocurrieron en el Perú entre los años 1513 y 1959.

| Fecha (dd-mm-aa) | Latitud | Longitud | Intensidad (MM) | Magnitud |
|---------------------|---------|----------|--------------------|----------|
| 22-01-1582 | -16.3 | -73.3 | X | 7.9 |
| 09-07-1586 | -12.2 | -77.7 | IX | 8.1 |
| 24-11-1604 | -18.0 | -71.5 | IX | 8.4 |
| 14-02-1619 | -8.0 | -79.2 | IX | 7.8 |
| 31-05-1650 | -13.8 | -72.0 | X | 7.2 |
| 13-11-1655 | -12.0 | -77.4 | IX | 7.4 |
| 12-05-1664 | -14.0 | -76.0 | X | 7.8 |
| 20-10-1687 | -13.0 | -77.5 | IX | 8.2 |
| 28-10-1746 | -11.6 | -77.5 | X | 8.4 |
| 13-05-1784 | -16.5 | -72.0 | X | 8.0 |
| 07-12-1806 | -12.0 | -78.0 | VIII | 7.5 |
| 10-07-1821 | -16.0 | -73.0 | VIII | 7.9 |
| 13-08-1868 | -18.5 | -71.2 | X | 8.6 |
| 09-05-1877 | -19.5 | -71.0 | VIII | 7.5 |
| 28-07-1913 | -17.0 | -73.0 | IX | 7.0 |
| 06-08-1913 | -17.0 | -74.0 | X | 7.7 |
| 24-05-1940 | -10.5 | -77.6 | VIII | 8.2 |
| 24-08-1942 | -15.0 | -76.0 | IX | 8.4 |
| 10-11-1946 | -8.3 | -77.8 | X | 7.2 |
| 01-11-1947 | -11.0 | -75.0 | IX | 7.5 |
| 21-05-1950 | -14.4 | -72.1 | VII | 6.0 |
| 12-12-1953 | -3.6 | -80.5 | VIII | 7.7 |

3.2.- Sismicidad Instrumental: La información instrumental contenida en un catálogo sísmico permite identificar y evaluar las características de las fuentes sísmogénicas que caracterizan a una región. Desde inicios del siglo XX, esta información cuantitativa ha sido mejorada en paralelo con la evolución de la

sismometría y con el incremento del número de estaciones sísmicas. En general, se considera que a partir del año 1960 se disponía, a nivel mundial y regional de un número aceptable de estaciones sísmicas cuya información permitió reducir los errores en el cálculo de los parámetros que caracterizan a un sismo. En el caso del Perú, la base de datos sísmicos para la década de los años 60 proviene del catálogo de la red sísmica mundial (USGS) y a partir de los años 80, con el incremento de estaciones sísmicas operativas en el país permitiendo que la calidad de la información mejore considerablemente. Para el presente estudio, se considera la siguiente data sísmica:

- Antes del año 1900: se dispone de datos históricos descriptivos de sismos destructores (Silgado, 1980; Dorbath et al, 1990).
- Entre 1900 y 1960: se dispone de datos instrumentales que permitieron estimar de manera aproximada los parámetros sísmicos (USGS, Engdahl y Villaseñor, 2002).
- Entre 1960 y 2012: se dispone de datos instrumentales más precisos y por ende, permite la mejora de la base de datos sísmicos (Engdahl y Villaseñor, 2002; IGP).

4.- HOMOGENIZACIÓN DE LA BASE DE DATOS

Para evaluar la consistencia de la base de datos sísmicos a utilizarse en este estudio se hizo uso del software ZMAP V6.0 (Wiemer, 2001), llegándose a obtener data estadística y gráfica para los parámetros de tiempo, profundidad y magnitud de los eventos sísmicos. Por ejemplo, en la Figura 3 se muestra la distribución del número acumulado de eventos en función del tiempo para periodos históricos e instrumentales, llegándose a concluir que a partir del año 1960, se incrementa la capacidad de detección, lo cual mejora eficientemente el cálculo de los parámetros hipocentrales de los sismos ocurridos en Perú.

Por otro lado, en la Figura 4a se muestra el histograma de niveles de profundidad para el periodo de datos utilizados en este estudio, lográndose observar que la data es mayor para sismos con foco superficial; mientras que, en la Figura 4b, se observa que el mayor número de eventos presentan magnitudes entre 4.2 y 4.7 Mw, siendo los sismos de mayor magnitud, menor en número. En general, este tipo de análisis permitió calificar a la base de datos utilizada en este estudio.

4.1.- Homogenización

Los eventos sísmicos compilados de los catálogos antes indicados presentan valores de magnitud en escalas mb, Ms y solo para sismos mayores en la escala Mw. Para este estudio los valores de magnitud han sido normalizadas a la escala momento (Mw) y para ello se ha hecho uso de las relaciones propuestas en el proyecto piloto "Seismic Hazard assessment in the Northern Andes" (GSHAP) y las definidas por Scordilis (2006) del ISC:

| | |
|----------------------------|-------------------|
| $M_s = 1.644 m_b - 3.753$ | $m_b < 5.9$ |
| $M_s = 2.763 m_b - 10.301$ | $m_b > 5.9$ |
| $M_w = 0.67 M_s + 2.07$ | $3.0 < M_s < 6.1$ |
| $M_w = 0.99 M_s + 0.08$ | $6.2 < M_s < 8.2$ |

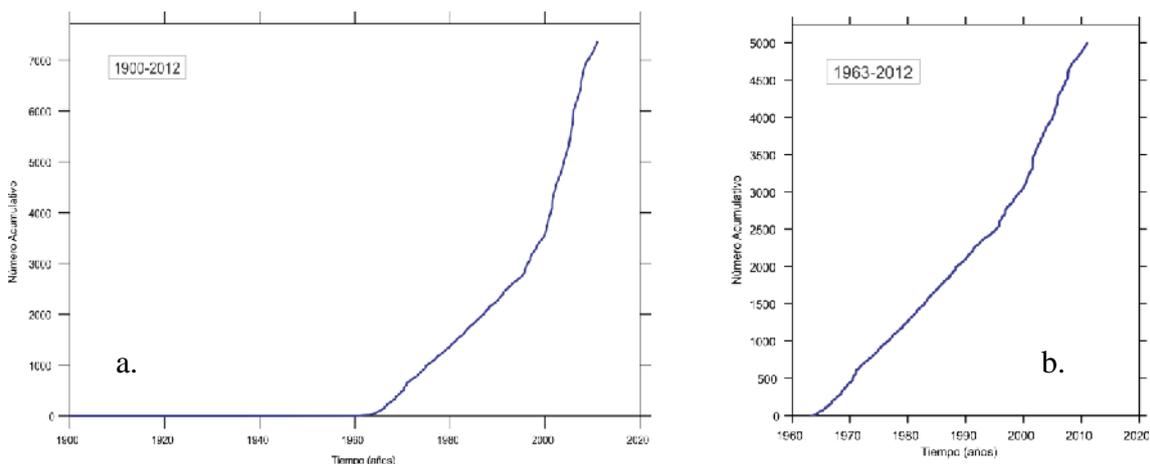


Figura 3.- Distribución temporal de eventos sísmicos considerados en el catálogo sísmico. .a.) Periodo 1900 a 2012, y .b.) Periodo 1963 a 2012.

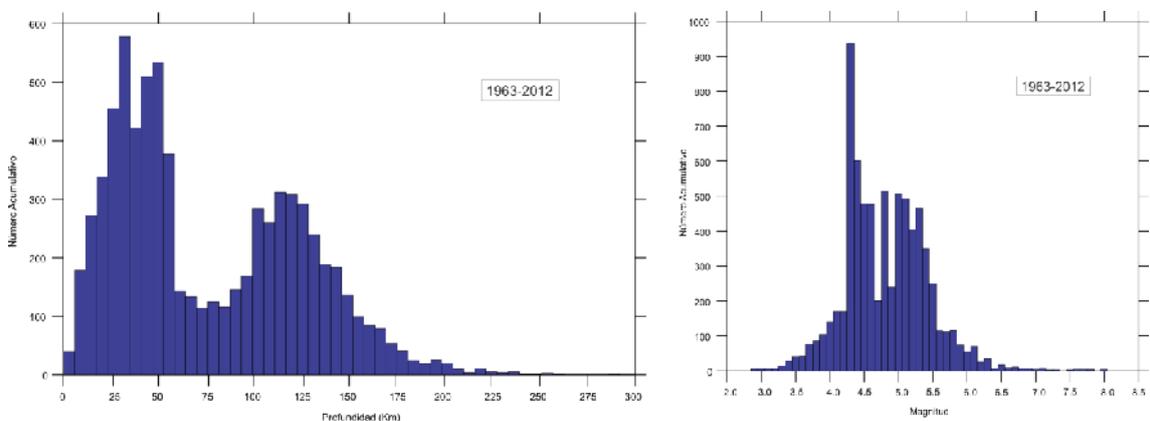


Figura 4.- .a.) Histograma de frecuencia de sismos en función de la profundidad de los focos sísmicos. .b.) Histograma de frecuencia de sismos en función de los rangos de magnitud.

4.2.- Depuración

Para que la frecuencia de los datos, contenidos en el catálogo sísmico, conserve una distribución de Poisson, fue necesario depurar las réplicas asociadas a eventos de gran magnitud y para ello se ha utilizado las relaciones propuestas por Utsu (1970) y Maeda (1996):

.- Considerando la distancia:

$$L \leq 10^{(0.5Mm - 1.8)}$$

.- Considerando el tiempo:

$$t \leq 10^{(0.17 + 0.85(Mm - 4.0))/1.3} - 0.3$$

.- Considerando la magnitud.

$$Ma < Mm - 1.0$$

Donde, L, t, Mm y Ma indican la distancia epicentral respecto al evento principal, el tiempo en días respecto al momento de ocurrencia del sismo, la magnitud del evento principal y la magnitud de una réplica.

5. - FUENTES SISMOGÉNICAS Y PARÁMETROS SISMOLÓGICOS

La fuente sismogénica es aquella línea, área o volumen geográfico que presenta similitudes geológicas, geofísicas y sísmicas, a tal punto que puede asegurarse que su potencial sísmico es homogéneo en toda la fuente; es decir, que el (los) proceso de generación y recurrencia de sismos es espacial y temporalmente homogéneo. Definir la geometría de la fuente sismogénica es fundamental para la evaluación del peligro sísmico, debido a que proporcionan los principales parámetros físicos que controlan la sismotectónica de la región en estudio.

Para la delimitación de estas fuentes, se ha analizado y evaluado la distribución espacial de la sismicidad asociada al proceso de la subducción (sismos interface), teniendo en cuenta la ubicación geográfica de los grandes sismos y los cambios en el patrón de distribución espacial de la sismicidad de acuerdo a Tavera y Buforn (2001), Bernal y Tavera (2002), Quispe y Tavera (2003), Condori y Tavera (2010), Guardia y Tavera (2012). Para fuentes sismogénicas continentales asociadas a las deformaciones corticales, se ha considerado la distribución espacial de los diversos sistemas de fallas geológicas propuestas por Macharé et al (2003) y Bernal y Tavera (2002). En este caso, a pesar que para algunas zonas la sismicidad se encuentra dispersa, ha sido posible reagruparlas en fuentes sismogénicas de manera adecuada.

En este estudio se propone 33 nuevas fuentes sismogénicas en base a la distribución espacial de la sismicidad asociada al proceso de subducción (interface), a los principales sistemas de fallas (corticales) y a la geometría de la placa de Nazca por debajo del continente (intraplaca). Por ejemplo, a diferencia de estudios anteriores, la sismicidad intraplaca que se agrupa entorno a la ciudad de Pucallpa y que ha dado origen a sismos importantes con magnitudes de 7.2Mw con efectos secundarios en superficie (deslizamientos y licuación de suelos), ha sido considerada de manera independiente como una fuente sismogénica. Finalmente, las fuentes sismogénicas se distribuyen de la siguiente manera: F-1 a F-8 para la sismicidad interface (Figura 5), F-9 a F-19 para la sismicidad asociada a la deformación cortical (Figura 5) y F-20 a F-33 para la sismicidad intraplaca (Figura 6). Las coordenadas de las fuentes sismogénicas se presentan en la Tabla 3.

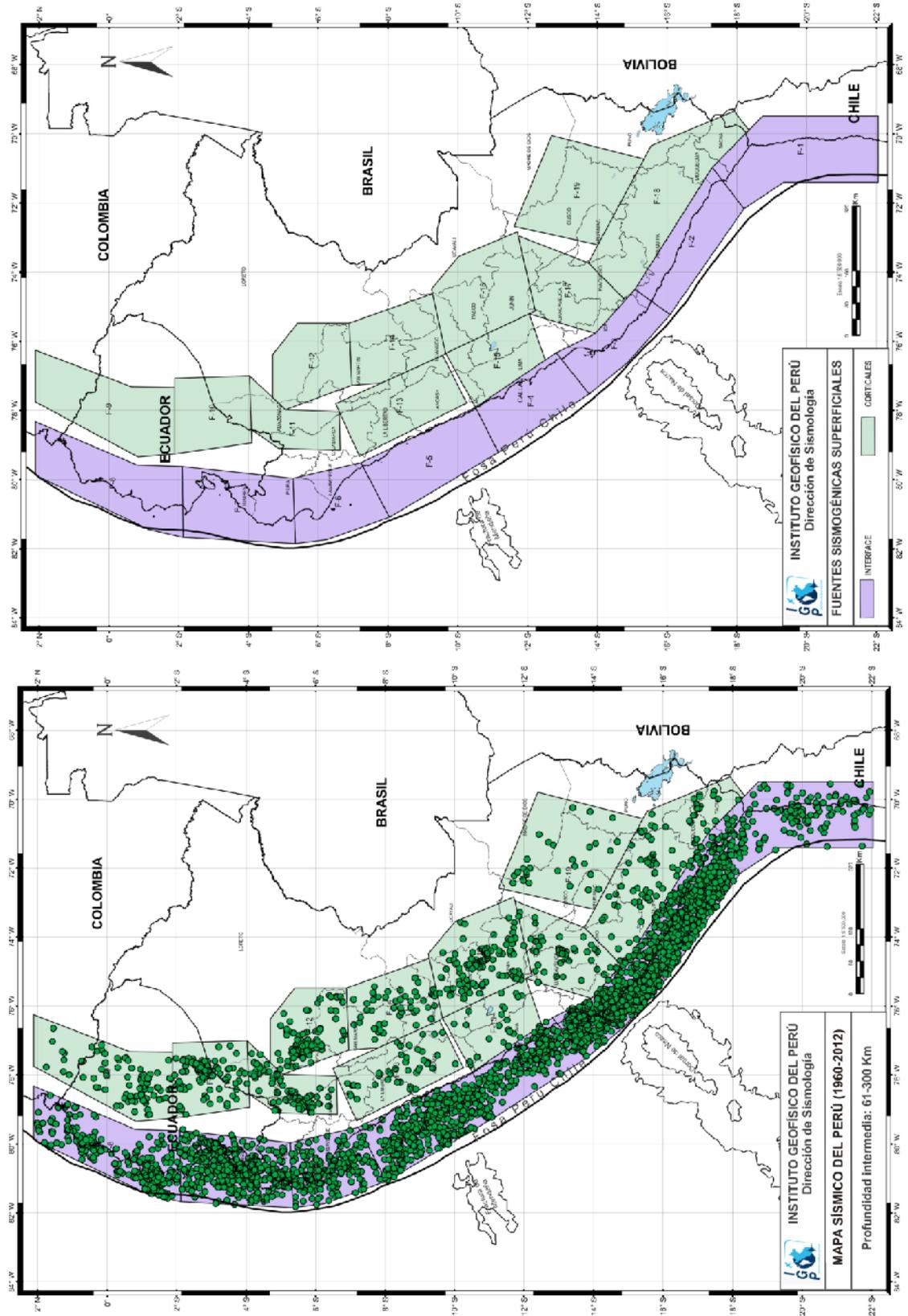


Figura 5.- Sismicidad de foco superficial: distribución y geometría de las fuentes de subducción y corticales.

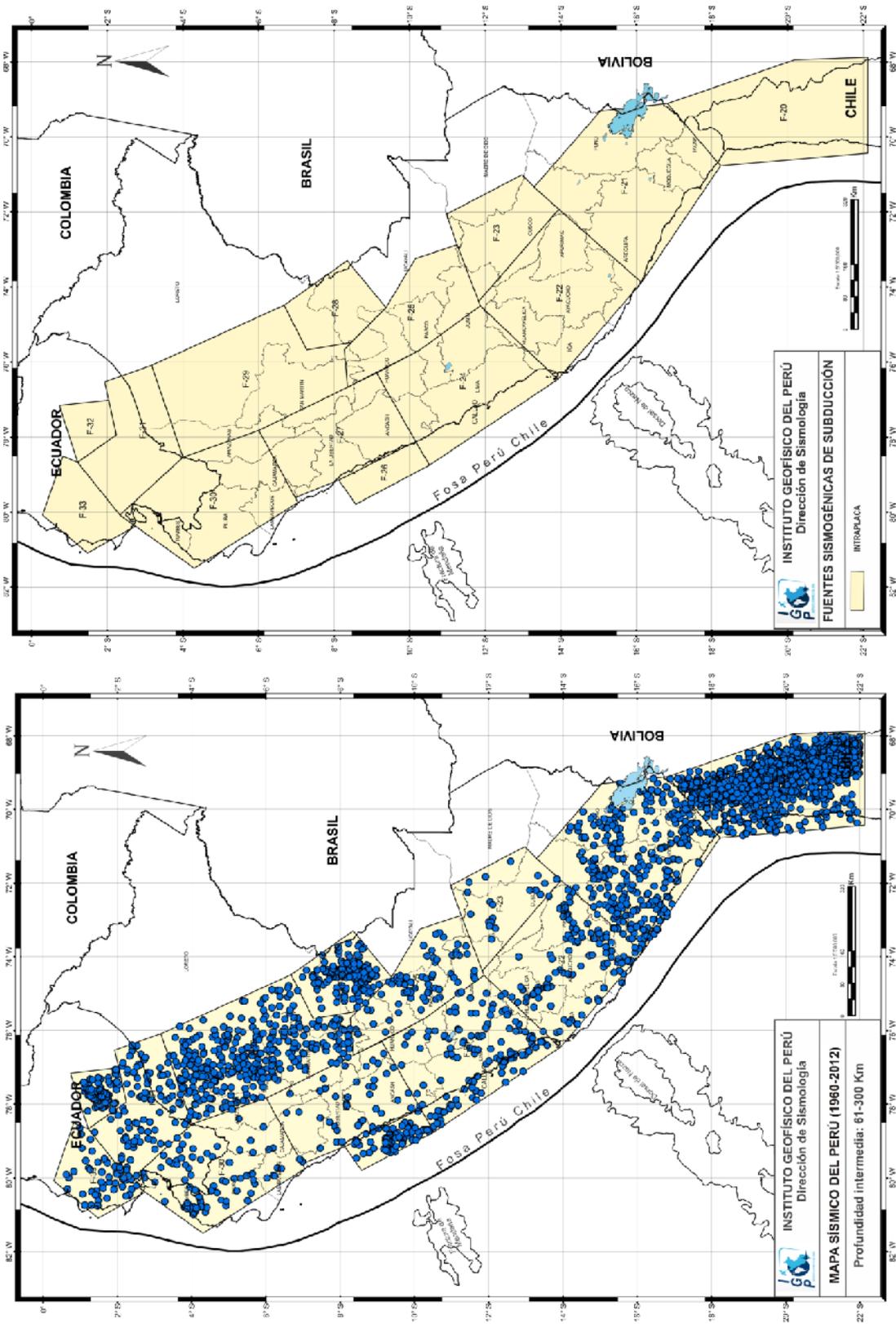


Figura 6.- Sismicidad de foco intermedio: distribución y geometría de las fuentes intraplaca

Tabla 3: Coordenadas geográficas de las fuentes de subducción (Interface)

| FUENTES | COORDENAS GEOGRAFICAS | | |
|---------|-----------------------|---------|------------------|
| | Longitud | Latitud | Profundidad (Km) |
| F-1 | -71.41 | -19.345 | 30 |
| | -71.411 | -22.049 | 30 |
| | -69.498 | -22.049 | 75 |
| | -69.497 | -18.743 | 75 |
| | -70.983 | -17.299 | 75 |
| | -72.171 | -18.202 | 30 |
| F-2 | -72.171 | -18.202 | 30 |
| | -70.983 | -17.299 | 75 |
| | -74.502 | -15.081 | 75 |
| | -75.236 | -16.088 | 30 |
| F-3 | -76.609 | -14.878 | 30 |
| | -75.236 | -16.088 | 30 |
| | -74.502 | -15.081 | 75 |
| | -75.779 | -13.943 | 75 |
| | -76.334 | -12.818 | 75 |
| | -77.526 | -13.767 | 30 |
| F-4 | -77.526 | -13.767 | 30 |
| | -76.334 | -12.818 | 60 |
| | -77.915 | -10.509 | 60 |
| | -79.214 | -11.167 | 30 |
| F-5 | -79.214 | -11.167 | 30 |
| | -77.915 | -10.509 | 60 |
| | -79.509 | -7.226 | 60 |
| | -81.085 | -8.035 | 30 |
| F-6 | -81.736 | -6.249 | 30 |
| | -81.085 | -8.035 | 30 |
| | -79.509 | -7.226 | 60 |
| | -79.961 | -5.274 | 60 |
| | -81.844 | -5.343 | 30 |
| F-7 | -81.844 | -5.343 | 30 |
| | -79.961 | -5.274 | 60 |
| | -79.618 | -2.098 | 60 |
| | -81.671 | -2.121 | 30 |
| F-8 | -81.442 | -1.142 | 25 |
| | -81.671 | -2.121 | 25 |
| | -79.618 | -2.098 | 60 |
| | -79.573 | -0.806 | 60 |
| | -78.325 | 2.111 | 60 |
| | -79.873 | 2.111 | 25 |
| F-9 | -79.341 | -0.829 | 30 |
| | -79.258 | -1.884 | 30 |
| | -77.334 | -1.884 | 30 |
| | -77.317 | -0.646 | 30 |
| | -76.257 | 2.111 | 30 |
| | -77.752 | 2.111 | 30 |

Tabla 3: /// Continuación. Coordenadas geográficas de las fuentes corticales

| FUENTES | COORDENAS GEOGRAFICAS | | |
|---------|-----------------------|---------|------------------|
| | Longitud | Latitud | Profundidad (Km) |
| F-10 | -78.935 | -4.101 | 30 |
| | -78.554 | -4.085 | 30 |
| | -77.001 | -4.032 | 30 |
| | -77.072 | -1.884 | 30 |
| | -77.334 | -1.884 | 30 |
| | -79.258 | -1.884 | 30 |
| F-11 | -79.095 | -4.867 | 30 |
| | -79.145 | -6.625 | 30 |
| | -78.038 | -6.605 | 30 |
| | -77.982 | -5.058 | 30 |
| | -77.628 | -4.693 | 30 |
| | -77.001 | -4.032 | 30 |
| | -78.554 | -4.085 | 30 |
| F-12 | -77.982 | -5.058 | 30 |
| | -77.278 | -6.96 | 30 |
| | -75.476 | -6.889 | 30 |
| | -75.479 | -5.407 | 30 |
| | -76.383 | -4.693 | 30 |
| | -77.628 | -4.693 | 30 |
| F-13 | -77.787 | -10.26 | 30 |
| | -76.41 | -9.571 | 30 |
| | -77.207 | -7.813 | 30 |
| | -77.805 | -6.499 | 30 |
| | -78.038 | -6.605 | 30 |
| | -79.327 | -7.181 | 30 |
| F-14 | -77.207 | -7.813 | 30 |
| | -76.41 | -9.571 | 30 |
| | -76.346 | -9.655 | 30 |
| | -74.627 | -9.275 | 30 |
| | -75.476 | -6.889 | 30 |
| | -77.278 | -6.96 | 30 |
| F-15 | -76.549 | -12.512 | 30 |
| | -75.205 | -12.049 | 30 |
| | -76.346 | -9.655 | 30 |
| | -77.915 | -10.509 | 30 |
| F-16 | -75.205 | -12.049 | 30 |
| | -75.126 | -12.226 | 30 |
| | -72.954 | -11.734 | 30 |
| | -72.841 | -11.707 | 30 |
| | -73.562 | -10.009 | 30 |
| | -74.482 | -9.247 | 30 |
| | -74.627 | -9.275 | 30 |
| | -76.346 | -9.655 | 30 |

Tabla 3: /// Continuación. Coordenadas geográficas de las fuentes corticales

| FUENTES | COORDENAS GEOGRAFICAS | | |
|---------|-----------------------|---------|------------------|
| | Longitud | Latitud | Profundidad (Km) |
| F-17 | -75.779 | -13.943 | 30 |
| | -74.812 | -14.802 | 30 |
| | -73.733 | -13.741 | 30 |
| | -72.954 | -11.734 | 30 |
| | -75.126 | -12.226 | 30 |
| | -75.205 | -12.049 | 30 |
| F-18 | -74.502 | -15.081 | 30 |
| | -70.983 | -17.299 | 30 |
| | -69.904 | -18.347 | 30 |
| | -69.497 | -18.036 | 30 |
| | -69.354 | -17.937 | 30 |
| | -70.352 | -15.541 | 30 |
| | -70.575 | -15.422 | 30 |
| | -73.194 | -14.027 | 30 |
| | -73.733 | -13.741 | 30 |
| | -74.812 | -14.802 | 30 |
| F-19 | -70.575 | -15.422 | 30 |
| | -69.801 | -12.399 | 30 |
| | -72.582 | -11.26 | 30 |
| | -73.194 | -14.027 | 30 |

Tabla 3: /// Continuación. Coordenadas geográficas de las fuentes de Subducción - Intraplaca

| FUENTES | COORDENAS GEOGRAFICAS | | |
|---------|-----------------------|---------|------------------|
| | Longitud | Latitud | Profundidad (Km) |
| F-20 | -70.436 | -22.128 | 85 |
| | -67.88 | -22.128 | 200 |
| | -67.951 | -20.193 | 200 |
| | -69.114 | -16.825 | 200 |
| | -70.771 | -18.23 | 85 |
| F-21 | -70.771 | -18.23 | 85 |
| | -69.114 | -16.825 | 200 |
| | -69.31 | -15.051 | 200 |
| | -71.342 | -13.296 | 200 |
| | -71.926 | -13.951 | 200 |
| | -73.879 | -16.142 | 85 |
| F-22 | -73.879 | -16.142 | 95 |
| | -71.926 | -13.951 | 120 |
| | -74.423 | -11.798 | 120 |
| | -74.502 | -11.872 | 120 |
| | -76.46 | -13.924 | 80 |
| F-23 | -71.926 | -13.951 | 120 |
| | -71.342 | -13.296 | 150 |
| | -71.009 | -12.98 | 150 |
| | -72.064 | -10.979 | 150 |
| | -72.876 | -11.261 | 150 |
| | -74.423 | -11.798 | 120 |
| F-24 | -76.46 | -13.924 | 90 |
| | -74.502 | -11.872 | 120 |
| | -75.688 | -10.259 | 120 |
| | -76.295 | -9.127 | 120 |
| | -78.118 | -10.165 | 120 |
| | -78.75 | -10.525 | 80 |
| F-25 | -75.688 | -10.259 | 120 |
| | -74.502 | -11.872 | 120 |
| | -72.876 | -11.261 | 140 |
| | -73.243 | -10.157 | 140 |
| | -74.548 | -9.38 | 140 |
| | -75.482 | -8.455 | 140 |
| | -75.666 | -8.275 | 140 |
| | -76.674 | -8.355 | 120 |
| F-26 | -78.75 | -10.525 | 80 |
| | -78.118 | -10.165 | 100 |
| | -79.147 | -8.121 | 100 |
| | -79.794 | -8.578 | 80 |
| F-27 | -79.147 | -8.121 | 100 |
| | -78.118 | -10.165 | 100 |
| | -76.295 | -9.127 | 120 |
| | -76.674 | -8.355 | 120 |
| | -77.827 | -6.009 | 120 |
| | -79.613 | -6.977 | 100 |

Tabla 3: /// Continuación. Coordenadas geográficas de las fuentes de Subducción - Intraplaca

| ENTES | COORDENAS GEOGRAFICAS | | |
|-------|-----------------------|---------|------------------|
| | Longitud | Latitud | Profundidad (Km) |
| F-28 | -74.548 | -9.38 | 150 |
| | -73.299 | -8.35 | 180 |
| | -74.486 | -6.677 | 180 |
| | -75.68 | -7.275 | 180 |
| | -75.482 | -8.455 | 150 |
| F-29 | -77.827 | -6.009 | 120 |
| | -76.674 | -8.355 | 120 |
| | -75.666 | -8.275 | 150 |
| | -75.482 | -8.455 | 150 |
| | -75.68 | -7.275 | 150 |
| | -74.486 | -6.677 | 150 |
| | -76.091 | -3.168 | 150 |
| | -78.538 | -4.004 | 120 |
| F-30 | -79.747 | -7.047 | 80 |
| | -79.613 | -6.977 | 100 |
| | -77.827 | -6.009 | 120 |
| | -78.538 | -4.004 | 120 |
| | -80.081 | -2.332 | 120 |
| | -80.375 | -2.741 | 120 |
| | -81.496 | -4.303 | 80 |
| F-31 | -78.538 | -4.004 | 120 |
| | -76.091 | -3.168 | 150 |
| | -76.531 | -1.928 | 150 |
| | -77.011 | -2.034 | 150 |
| | -77.941 | -2.242 | 150 |
| | -78.67 | -1.212 | 150 |
| | -80.081 | -2.332 | 120 |
| F-32 | -77.941 | -2.242 | 150 |
| | -77.011 | -2.034 | 150 |
| | -77.157 | -0.734 | 150 |
| | -78.67 | -1.212 | 150 |
| F-33 | -80.375 | -2.741 | 80 |
| | -80.081 | -2.332 | 120 |
| | -78.67 | -1.212 | 120 |
| | -78.509 | -0.823 | 120 |
| | -80.077 | -0.286 | 120 |
| | -81.089 | -1.48 | 80 |

5.1.- Recurrencia Sísmica

La recurrencia sísmica en una fuente, $\text{Log } N = a - bM$, cuantifica al número de eventos mayores o iguales a una determinada magnitud, definida por la pendiente (b) de la curva (Gutenberg y Richter, 1956). La relación permite conocer la tasa media anual de actividad sísmica (λ_0) y la magnitud mínima y máxima (M_0, M_{max}). Considerando estas constantes, la relación de recurrencia sísmica puede ser expresada como sigue:

$$N = \Gamma_0 e^{-\beta M}$$

.donde, $\Gamma_0 = 10^a$, número de sismos x unidad de tiempo con $M > 0$

$$\beta = b \cdot \text{Ln } 10$$

Para las curvas de recurrencia sísmica, la base de datos para sismos históricos de magnitud menor, ha sido completada considerando el promedio estadístico anual de la sismicidad instrumental (Reiter, 1990; Kramer, 1996). Este procedimiento permite incorporar la información histórica a un catálogo limitado y no ampliar el periodo de completitud del catálogo.

Para el control del parámetro magnitud, la magnitud mínima corresponde a la mayor magnitud registrada; mientras que, el valor medio y el extremo mayor corresponden a valores mayores propuestos en base a publicaciones sobre zonas acoplamiento sísmico y probabilidad de ocurrencia de grandes sismos en el borde occidental de Perú (Chlieh et al 2011; Pulido et al 2012; Condori y Tavera, 2012; Flores y Tavera, 2012). En relación a la magnitud de sismos históricos, se consideró el aporte de Dorbath et al (1990). Para definir los niveles mínimo y máximo de profundidad de cada fuente, fue necesario evaluar la distribución de la sismicidad en profundidad de acuerdo al criterio establecido por Cahill e Isacks (1990), Tavera y Buforn (2001), Condori y Tavera (2012); Guardia y Tavera, (2012). En la Tabla 4 se presenta los parámetros de recurrencia estimados para cada fuente sismogénica y en la Figura 7 un ejemplo del cálculo para las curvas de recurrencia sísmica.

Tabla 4. Parámetros sismológicos de las fuentes sismogénicas definidas en el presente estudio

| FUENTES | Mw | | | |
|---------|------|------|---------|-------|
| | Mmin | Mmax | β | Tasa |
| F-1 | 5.2 | 8.8 | 1.84 | 2.03 |
| F-2 | 4.3 | 8.2 | 1.66 | 11.54 |
| F-3 | 4.3 | 8 | 1.78 | 12.83 |
| F-4 | 4.3 | 8.6 | 1.69 | 4.24 |
| F-5 | 4.3 | 7.7 | 1.60 | 9.09 |
| F-6 | 4.3 | 7 | 2.07 | 4.48 |
| F-7 | 4.3 | 7 | 2.35 | 9.16 |
| F-8 | 4.3 | 8 | 1.48 | 4.20 |
| F-9 | 4.8 | 6.8 | 1.70 | 1.08 |
| F-10 | 5.2 | 6.8 | 2.49 | 0.78 |
| F-11 | 4.3 | 5.8 | 2.86 | 1.72 |
| F-12 | 5.2 | 6.5 | 2.81 | 1.74 |
| F-13 | 4.3 | 7.2 | 1.94 | 0.84 |
| F-14 | 4.8 | 5.5 | 2.35 | 0.76 |
| F-15 | 4.4 | 5.5 | 4.74 | 0.36 |
| F-16 | 5.2 | 5.5 | 2.74 | 1.60 |
| F-17 | 5.2 | 5.5 | 4.01 | 0.44 |
| F-18 | 4.8 | 5.5 | 2.83 | 1.48 |
| F-19 | 5 | 6 | 2.29 | 0.30 |
| F-20 | 4.4 | 7 | 1.88 | 22.14 |
| F-21 | 5.2 | 6.8 | 2.60 | 4.32 |
| F-22 | 5.1 | 6 | 2.00 | 2.02 |
| F-23 | 4.6 | 6 | 0.95 | 0.18 |
| F-24 | 5.2 | 6.8 | 2.37 | 1.06 |
| F-25 | 5 | 6 | 2.79 | 1.38 |
| F-26 | 5.3 | 6 | 3.38 | 0.74 |
| F-27 | 4.3 | 6 | 2.06 | 0.86 |
| F-28 | 5.1 | 7 | 2.67 | 3.00 |
| F-29 | 4.3 | 7.2 | 1.69 | 6.78 |
| F-30 | 5.1 | 7.5 | 3.41 | 1.32 |
| F-31 | 5.3 | 7 | 2.62 | 1.14 |
| F-32 | 4.3 | 6 | 2.25 | 0.96 |
| F-33 | 4.8 | 6 | 1.94 | 1.60 |

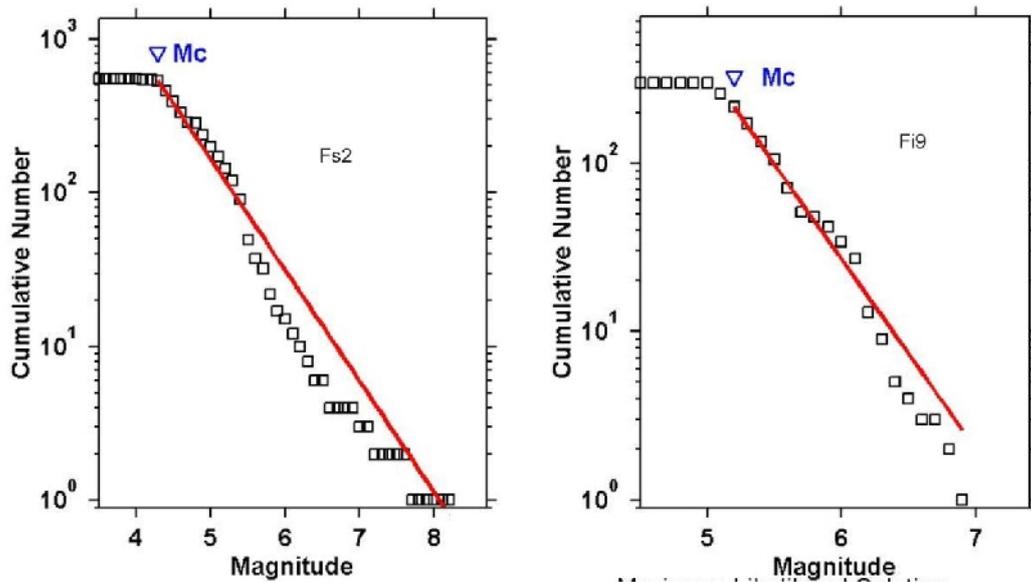


Figura 7.- Gráficos de recurrencia sísmica para fuentes superficiales e intermedios

6.- PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO

En términos de probabilidad, el Peligro Sísmico puede ser evaluado con el método propuesto por Esteva (1968), Cornell (1968) y Cornell & Van Marcke (1969). La teoría indica que el peligro sísmico corresponde a la probabilidad de que ocurra un sismo de determinada magnitud que genere, en un punto específico, una aceleración igual o mayor a un valor dado para un periodo de tiempo determinado. Considerando que la ocurrencia de sismos obedece a una distribución de Poisson, debe tenerse en cuenta lo siguiente:

- El número de eventos que ocurren en un intervalo de tiempo es independiente de los que ocurren en otro,
- La probabilidad de ocurrencia durante un periodo de tiempo muy corto es proporcional a la longitud del intervalo de tiempo,
- La probabilidad de que ocurra más de un evento sísmico durante un intervalo de tiempo muy corto es insignificante

Por otro lado, la intensidad (I) de un sismo en un lugar determinado, es considerado como dependiente del tamaño del sismo (magnitud y/o intensidad) y de la distancia al lugar de interés. El tamaño del sismo (s) y su ubicación (r) son considerados como variables aleatorias continuas y definidas por sus funciones de densidad de probabilidad, $f_s(s)$ y $f_r(r)$, entonces el peligro sísmico definido por la probabilidad que la intensidad I sea igual o mayor que un intensidad dada, será $P(I \geq i)$ y está definida por (Esteva, 1968):

$$P(I \geq i) = \iint P \left[\frac{I}{s,r} \right] f_s(s) \cdot f_r(r) ds dr$$

6.2.- Leyes de Atenuación

En Perú, se han utilizado diversas leyes de atenuación y en su mayoría provenientes de otros entornos Sismotectónicos, como por ejemplo las propuestas por Casaverde y Vargas (1980), Huaco (1979), Ruiz (1999), Chavez (2009) en el caso de leyes elaboradas con sismos ocurridos en Perú y las de McGuire (1974), Boore y Joyner (1993), Campbell (1981), Crouse et al (1987), Joyner y Boore

(1988), Ordaz (1992), Idriss (1993), Sadigh et al (1993), Dahle et al (1995), Atkinson y Boore (1997), Zhao et al (1997), Sadigh et al (1997), Schmidt et al (1997), Youngs et al (1997), Abrahamson y Silva (2007) y Arroyo et al (2010) para el caso de leyes propuestas para otros países. Las leyes peruanas de aceleración fueron construidas utilizando datos provenientes de estaciones acelerométricas que operaron en la ciudad de Lima y que registraron los sismos de gran magnitud ocurridos entre los años 1940 y 1974, únicamente Chavez (2010) hace uso de un mayor número de datos provenientes de registros de sismos de magnitud moderada registrados en un mayor número de estaciones acelerométricas. Del resto de leyes, solo la propuesta por Young et al (1997) hace uso de datos de 11 sismos de subducción ocurridos en Perú y de otros 154 datos provenientes de las diversas zonas de subducción existentes en el mundo.

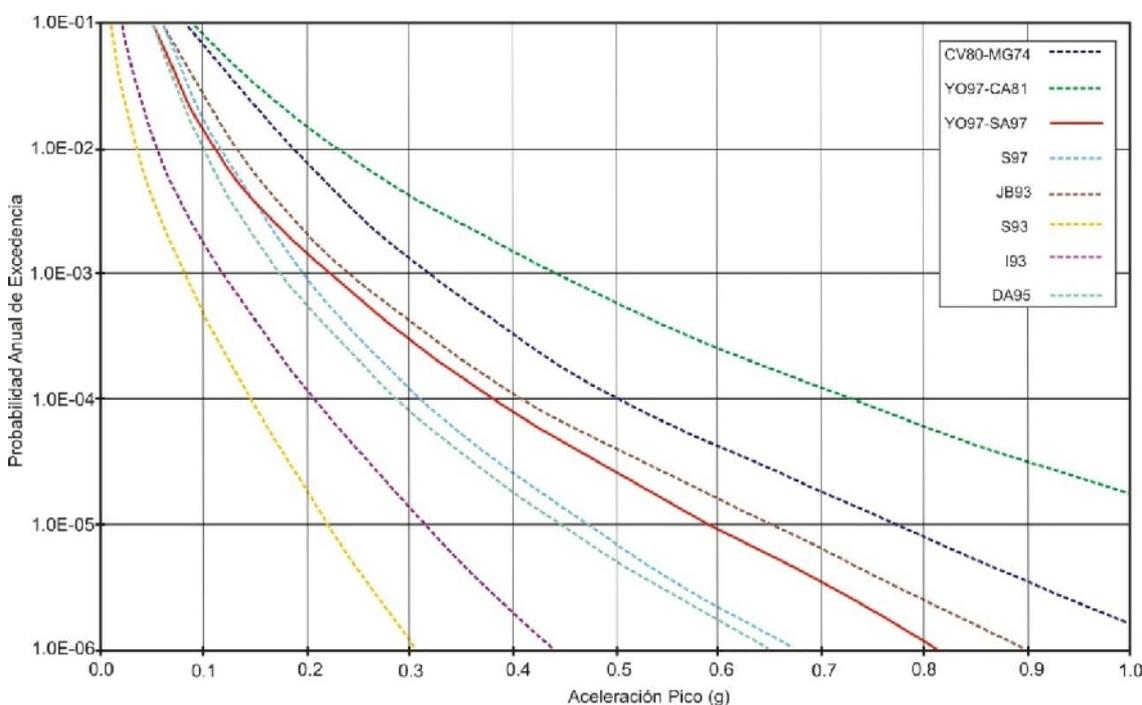


Figura 8.- Comparación y correlación entre los valores de aceleración estimados para diferentes periodos de retorno para el punto -15° y -71° (Alva, 2011).

CV80-MG74, Casaverde y Vargas (1980), McGuire (1974). YO97-CA81, Young et al (1980), Campbell (1981); YO97-SA97: Young et al (1997), Sadigh et al (1997); S97, Schmidt et al (1997); JB93, Boore et al (1993); S93, Sadigh et al (1993); I93, Idriss (1993); DA95, Dahle et al (1995).

La evaluación de estas leyes de atenuación fue realizada por Alva (2005), Alva (2011) y Aguilar (2011), y los resultados obtenidos para el punto -15° S y 71° O son mostrados en la Figura 8 y Tabla 5. El autor remarca las notables diferencias existentes en los valores de aceleración para un mismo punto y periodo de tiempo, sobre todo cuando se trata de periodos de retorno mayores a los 100 años. Según estos resultados, con las leyes de atenuación de Young et al (1997) y Sadigh et al

(1997) se obtienen valores promedios de aceleración, siendo estos coherentes con la tectónica y sisnotectónica en Perú; por lo tanto, en este estudio se procede a utilizar ambas leyes.

Tabla 5. Leyes de atenuación y valores de aceleración estimados para el punto -15° y -71° considerando diversos periodos de retorno. Obsérvese las diferencias existentes en los valores de aceleración para los mismos periodos de retorno (Alva, 2005)

| LEY DE ATENUACIÓN | PERIODO DE RETORNO (AÑOS) | | | | | | | |
|--|---------------------------|------|------|------|------|------|------|-------|
| | 100 | 200 | 500 | 1000 | 2000 | 3000 | 5000 | 10000 |
| Idriss, I. M. (1993) I 93 | 0.05 | 0.07 | 0.10 | 0.13 | 0.15 | 0.16 | 0.19 | 0.21 |
| Sadigh, K. et al. (1993) S 93 | 0.04 | 0.05 | 0.07 | 0.08 | 0.10 | 0.11 | 0.14 | 0.15 |
| Boore, Joyner y Fumal (1993,4): JB 93 | 0.23 | 0.29 | 0.38 | 0.46 | 0.53 | 0.57 | 0.66 | 0.76 |
| Dahle, A. et al (1995) DA 95 | 0.10 | 0.13 | 0.15 | 0.18 | 0.20 | 0.22 | 0.25 | 0.29 |
| Schmidt, et al. (1997): S 97 | 0.13 | 0.14 | 0.18 | 0.20 | 0.23 | 0.25 | 0.28 | 0.32 |
| Youngs, et al, (1997) y Campbell, K. (1981) YO97 + CA81 | 0.13 | 0.16 | 0.20 | 0.24 | 0.29 | 0.31 | 0.35 | 0.41 |
| Casaverde y Vargas(1980) y R.McGuire (1974) CV80+M74 | 0.19 | 0.22 | 0.27 | 0.32 | 0.37 | 0.39 | 0.44 | 0.50 |
| Youngs, et al, (1997) y Sadigh, et al. (1997) YO97 + SA 97 | 0.11 | 0.14 | 0.18 | 0.23 | 0.27 | 0.31 | 0.33 | 0.38 |

Ley de Atenuación para aceleraciones espectrales de Young et al (1997): La ley considera relaciones espectrales de respuesta horizontal al 5% de amortiguamiento para sismos de subducción; es decir, interplaca e intraplaca. La data utilizada corresponde a registros de aceleración de sismos ocurridos en Alaska, Chile, Cascadia, Japón, México, Peru e Islas Salomón. La ley permite que los movimientos máximos se incrementen con la profundidad; es decir, a los sismos de tipo intraplaca les corresponde un 50% más de sacudimiento que los sismos interplaca, ambos con la misma magnitud y distancia. Las ecuaciones que definen la ley de Young et al (1997) fueron dadas para roca y suelo:

.- Ley de Atenuación para roca:

$$\ln(y)=0.2418+1.414M+C_1+C_2(10-M)^3+C_3\ln(r_{up}+1.7818e^{0.554M})+ 0.00607H+0.3846Z_T$$

.- Ley de Atenuación para suelo:

$$\ln(y)=-0.6687+1.438M+C_1+C_2(10-M)^3+C_3\ln(R+1.097e^{0.617M})+ 0.00648H+0.3643Z_T$$

La Desviación estándar = C_4+C_5M (para $M_w>8.0$, se considera el de $M_w=8.0$)

Donde, y es la aceleración espectral (g), M la magnitud momento (M_w), r_{rup} la distancia al área de ruptura (km), H la profundidad (H) y Z_T el tipo de fuente (0 para interplaca, 1 para intraplaca).

Ley de Atenuación para aceleraciones espectrales de Sadigh et al (1997): La ley considera relaciones espectrales de respuesta horizontal al 5% de amortiguamiento para sismos corticales. La data utilizada corresponde a registros de aceleración de sismos ocurridos en California (EEUU), Gazli (Rusia, 1976), Tabas (Irán 1978), URRS e Irán. Las leyes de atenuación obtenidas son para roca y depósitos de suelos firmes profundos.

.- Ley de Atenuación para roca:

$$\ln(y) = C_1 + C_2 M + C_3 (8.5 - M)^{2.5} + C_4 \ln(r_{rup} + \exp(C_5 + C_6 M)) + C_7 \ln(r_{rup} + 2)$$

.- Ley de Atenuación para depósitos de suelos firmes profundos:

$$\ln(y) = C_1 + C_2 M - C_3 \ln(r_{rup} + C_4 e^{\frac{C_5}{5} M}) + C_6 + C_7 (8.5 - M)^{2.5}$$

.donde, y es la aceleración espectral (g), M la magnitud momento (M_w) y r_{rup} la distancia más cercana al área de ruptura (km).

7.- ALGORITMO CRISIS-2007

El peligro sísmico en Perú es calculado considerando la suma de los efectos de la totalidad de las fuentes sismogénicas, la distancia entre cada fuente y los puntos de interés que se van a evaluar, y para ello se hace uso del algoritmo CRISIS-2007), siendo sus características las siguientes (Figura 9):

- .- **Algoritmo CRISIS:** Hace uso del método probabilístico para calcular el peligro sísmico conociendo la geometría y parámetros de cada fuente sísmica, y las leyes de atenuación. El peligro sísmico se calcula para varios puntos de una malla definida de acuerdo al área de estudio. CRISIS estima el tamaño de los futuros movimientos sísmicos.

- .- **Fuentes Sismogénicas:** Definen áreas de geometrías determinadas que pueden presentar diversas inclinaciones para una mejor definición de la sismicidad que caracterizan a una región.

- .- **Parámetros Sísmicos:** Consideran a los valores físicos que caracterizan a una fuente sismogénica, todos definidos a partir de la curva de recurrencia sísmica de cada fuente sismogénica (Gutenberg y Richter, 1956) de acuerdo al proceso de Poisson.

- .- **Ley de Atenuación:** Se requiere construir y/o disponer de una o varias leyes de atenuación de la aceleración en función de la distancia. Esta será utilizada para calcular las aceleraciones probabilísticas para diversos periodos de retorno. Las leyes de atenuación pueden ser construidas considerando espectros de respuesta.

- .- **Grillado:** El cálculo de la aceleración probabilística es para cada nodo de un grillado construido sobre el área de estudio. La densidad de la grilla dependerá de los objetivos del estudio, a mayor grillado, mayor tiempo de cálculo.

- .- **Aceleraciones:** La intensidad del sacudimiento del suelo se calcula en términos de aceleración con un espectro de respuesta para el 5% del amortiguamiento crítico.

CRISIS-2007 cuenta con entorno gráfico, que con ayuda de ventanas de dialogo, facilita el procesamiento de los datos y el cálculo de los valores de peligro sísmico. Como resultados, CRISIS-2007 proporciona los siguientes archivos en formato ASCII:

- Archivo *.res: contiene la información de los datos utilizados para el cálculo del peligro sísmico.
- Archivo *.gra: contiene las tasas de excedencia totales de las aceleraciones para punto y para cada periodo estructural.
- Archivo *.map: contiene las aceleraciones para periodos de retorno fijos para cada sitio y cada periodo estructural.
- archivo *.fue: contiene las tasas de excedencia de las aceleraciones debidas a cada fuente sísmica, punto y periodo estructural.

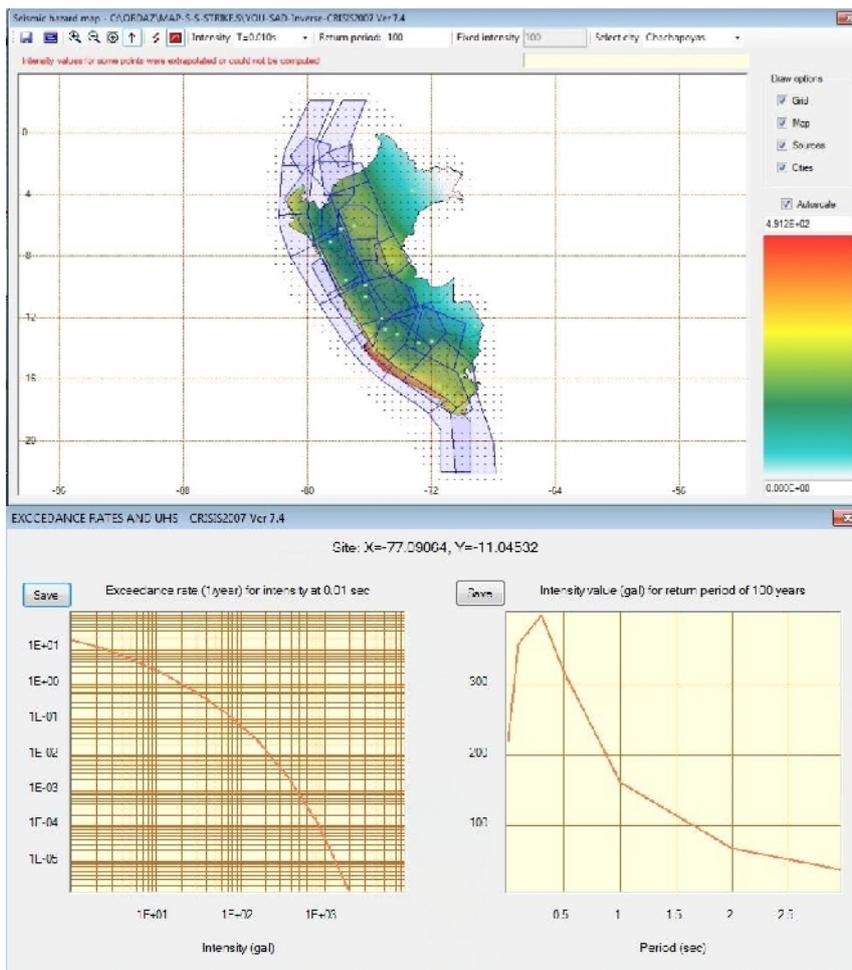


Figura 9.- Pantalla de CRISIS-2007 que muestra el mapa de peligro sísmico para el Perú; además de la curva de la tasa de excedencia y espectro uniforme para un punto cualquiera

Para el Perú, CRISIS-2007 ha permitido obtener mapas de peligro sísmico que muestran las aceleraciones esperadas para diferentes periodos de retorno y periodos estructurales, así como distintos espectros de peligro uniforme, tal como se muestra en la Figura 9. Los valores de aceleración estimados para cada capital de departamento de Perú (referencia, Plaza de Armas) se presentan en la Tabla 6.

Tabla 6. Valores de máximas aceleraciones esperadas (PGA) para las capitales de departamento de Perú

| Ciudad | Coordenadas Geograficas | | Aceleraciones Maximas PGA (gals) por periodo de retorno en años Tr | | | |
|--------------|-------------------------|----------|--|----------|----------|----------|
| | Latitud | Longitud | Tr = 50 | Tr = 100 | Tr = 475 | Tr = 975 |
| Tumbes | -3.56 | -80.45 | 181.72 | 228.43 | 409.05 | 494.84 |
| Piura | -5.2 | -80.63 | 181.32 | 228.89 | 412.19 | 499.87 |
| Chiclayo | -6.77 | -79.84 | 166.02 | 201.69 | 366.46 | 437.97 |
| Trujillo | -8.11 | -79.03 | 181.79 | 230.20 | 413.56 | 498.62 |
| Huaraz | -9.53 | -77.53 | 102.48 | 158.22 | 253.80 | 312.68 |
| Lima | -12.05 | -77.05 | 188.66 | 246.28 | 444.23 | 541.15 |
| Ica | -14.07 | -75.73 | 206.92 | 279.28 | 473.32 | 569.62 |
| Arequipa | -16.4 | -71.54 | 175.97 | 218.77 | 382.99 | 452.52 |
| Moquegua | -16.93 | -70.98 | 188.69 | 238.96 | 426.17 | 499.97 |
| Tacna | -17.99 | -70.24 | 198.93 | 260.60 | 445.10 | 543.08 |
| Cajamarca | -7.17 | -78.52 | 88.29 | 120.23 | 214.97 | 265.05 |
| Chachapoyas | -6.21 | -77.85 | 101.34 | 155.27 | 249.55 | 314.96 |
| Moyobamba | -6.05 | -76.97 | 160.98 | 192.42 | 321.88 | 399.27 |
| Huanuco | -9.93 | -76.24 | 94.63 | 135.73 | 228.31 | 283.42 |
| C. Pasco | -10.43 | -75.15 | 97.65 | 145.38 | 242.28 | 305.37 |
| Huancayo | -12.07 | -75.23 | 100.84 | 153.50 | 244.94 | 306.88 |
| Huancavelica | -12.76 | -74.98 | 108.30 | 164.01 | 255.14 | 318.98 |
| Ayacucho | -13.16 | -74.22 | 99.17 | 149.89 | 235.34 | 292.69 |
| Abancay | -13.63 | -72.88 | 92.59 | 129.96 | 222.82 | 271.12 |
| Puno | -15.83 | -70.03 | 109.45 | 164.54 | 250.60 | 309.96 |
| Cusco | -13.52 | -71.98 | 84.89 | 111.43 | 196.00 | 238.01 |
| P. Maldonado | -12.61 | -69.18 | 33.11 | 41.72 | 75.39 | 91.40 |
| Pucallpa | -8.38 | -74.54 | 136.61 | 180.17 | 285.73 | 360.72 |
| Iquitos | -3.75 | -73.25 | 25.37 | 34.18 | 57.95 | 74.68 |

7.1.- Frecuencia Anual de Excedencia: Las curvas de peligro sísmico son obtenidas de la evaluación de la frecuencia anual de excedencia para diferentes niveles de aceleración (PGA), siendo combinada con la curva de Poisson para estimar la probabilidad de excedencia anual en intervalos de tiempo finitos (Kramer, 1996; Gamarra, 2009). La probabilidad de excedencia de una determinada aceleración "y" para un periodo de tiempo "T" puede ser definido como:

$$P[Y_T > y] = 1 - e^{-\lambda y T}$$

.donde λy es la frecuencia anual de excedencia

En el Anexo 1 se presenta la frecuencia anual de excedencia correspondiente a los puntos indicados en la Tabla 6.

8. - ISOACELERACIONES EN EL PERÚ

El mapa de peligro sísmico o isoaceleraciones para el Perú corresponde a las máximas horizontales del suelo o PGA obtenidos utilizando los parámetros definidos en anteriores capítulos, una malla de nodos espaciados cada 0.1° y el algoritmo CRISIS-2007. Los valores de PGA para periodos de 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia se muestran en la Figura 10. En general, las curvas de iso-aceleraciones siguen las mismas tendencias observadas en estudios realizados por Castillo y Alva (1993) y Gamarra y Aguilar (2009), siendo sus características más resaltantes las siguientes:

.- Las curvas de iso-aceleraciones máximas se distribuyen paralelas a la línea de costa coincidiendo con la dirección en la cual se produce el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana.

.- Los valores de aceleración disminuyen paulatinamente conforme se tiende hacia el interior del país.

.- Los valores de aceleración, próximos a la línea de costa, son menores en la región norte para incrementarse hacia la región sur, coherente con las zonas de mayor ocurrencia de sismos, tanto en frecuencia como de los grandes sismos ocurridos en el pasado. Por ejemplo, los altos valores observados en Ica y Arequipa tienen relación con los sismos ocurridos en los años 1942 (8.0Mw), 1996 (7.7Mw), 2001 (8.0Mw) y 2007 (8.0Mw).

.- En la región nor-oriental, las curvas de isoaceleraciones se concentran en la región del Alto Mayo (departamento de San Martín) y es debido a la presencia del sistema de fallas Rioja-Moyobamba y que dieron origen a los sismos de 1990 (6.2Mw) y 1991 (6.5Mw).

.- Las curvas de iso-aceleraciones se concentran en el extremo norte del departamento de Ucayali y corresponden al nido de sismicidad intermedia que se produce por debajo de la ciudad de Pucallpa a niveles de 100-150 km de profundidad. Los valores de aceleración están asociados a sismos con magnitudes de hasta 7.2Mw ocurridos en esta zona, por ejemplo el sismo de Contamán del 2011 (7.0Mw), (Tavera, 2012).

.- En todo el territorio peruano se observa que los valores de aceleración son menores a lo largo de la Cordillera de los Andes, coincidiendo con el índice o frecuencia de sismos; es decir, menor número de sismos y sobretodo de magnitudes moderadas (<6.0Mw). Similar situación se presenta en la zona del llano amazónico, departamento de Loreto, en donde los valores de aceleración disminuyen considerablemente al igual que la frecuencia de sismicidad.

.- Los valores de aceleraciones máximas deben ser considerados como valores medios esperados en suelo firme (PGA), sin considerar los efectos de sitio y la interacción suelo-estructura.

.- Para estudios puntuales, en los cuales se consideran obras de gran importancia, es recomendable realizar estudios específicos para el peligro sísmico a fin de que sean representativos de la envergadura y los altos costos de las obras.

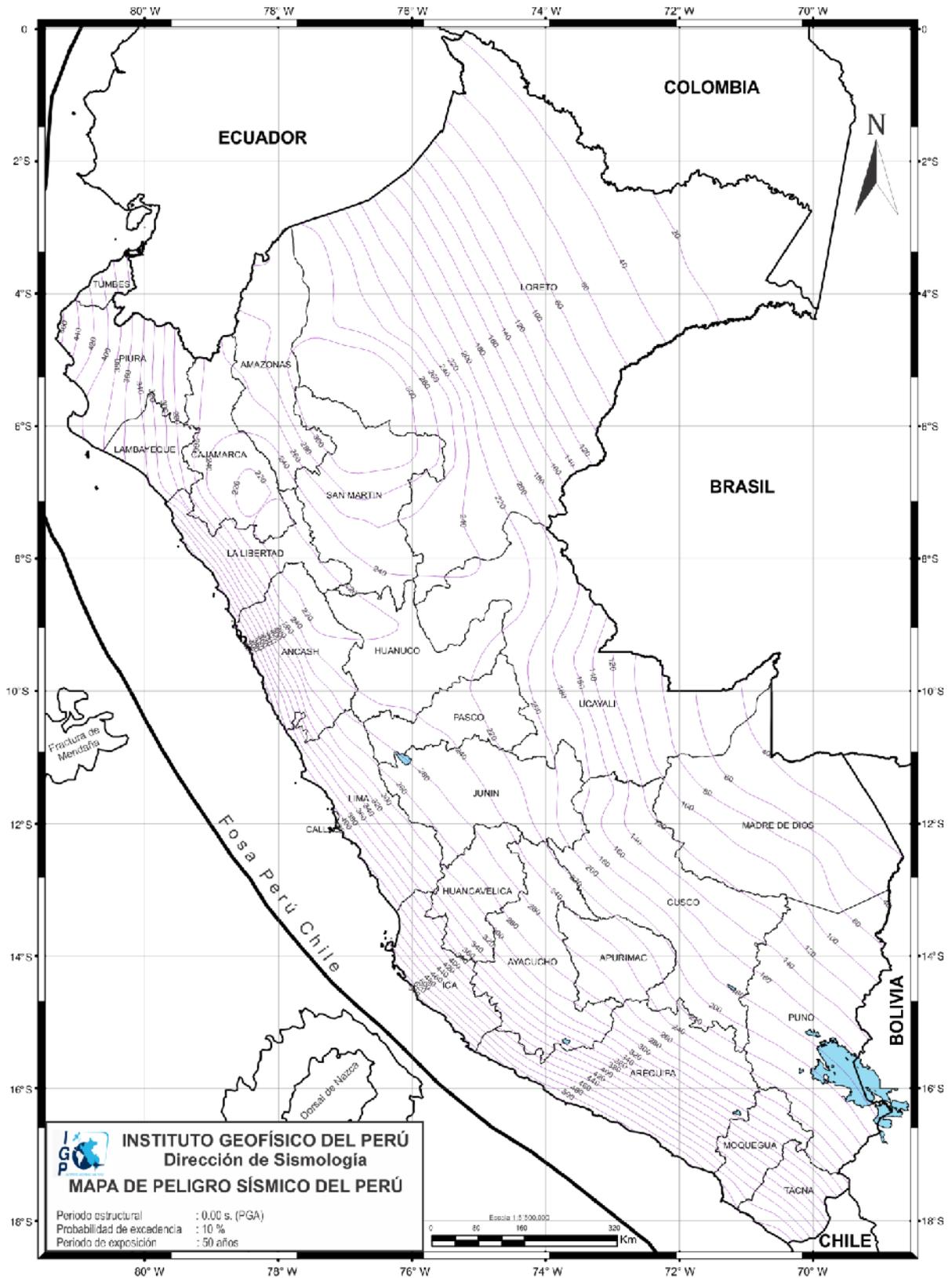


Figura 10.- Mapa de peligro sísmico para el Perú considerando un periodo de retorno de 50 años con el 10% de excedencia. Los valores de aceleración están expresados en unidades de gals.

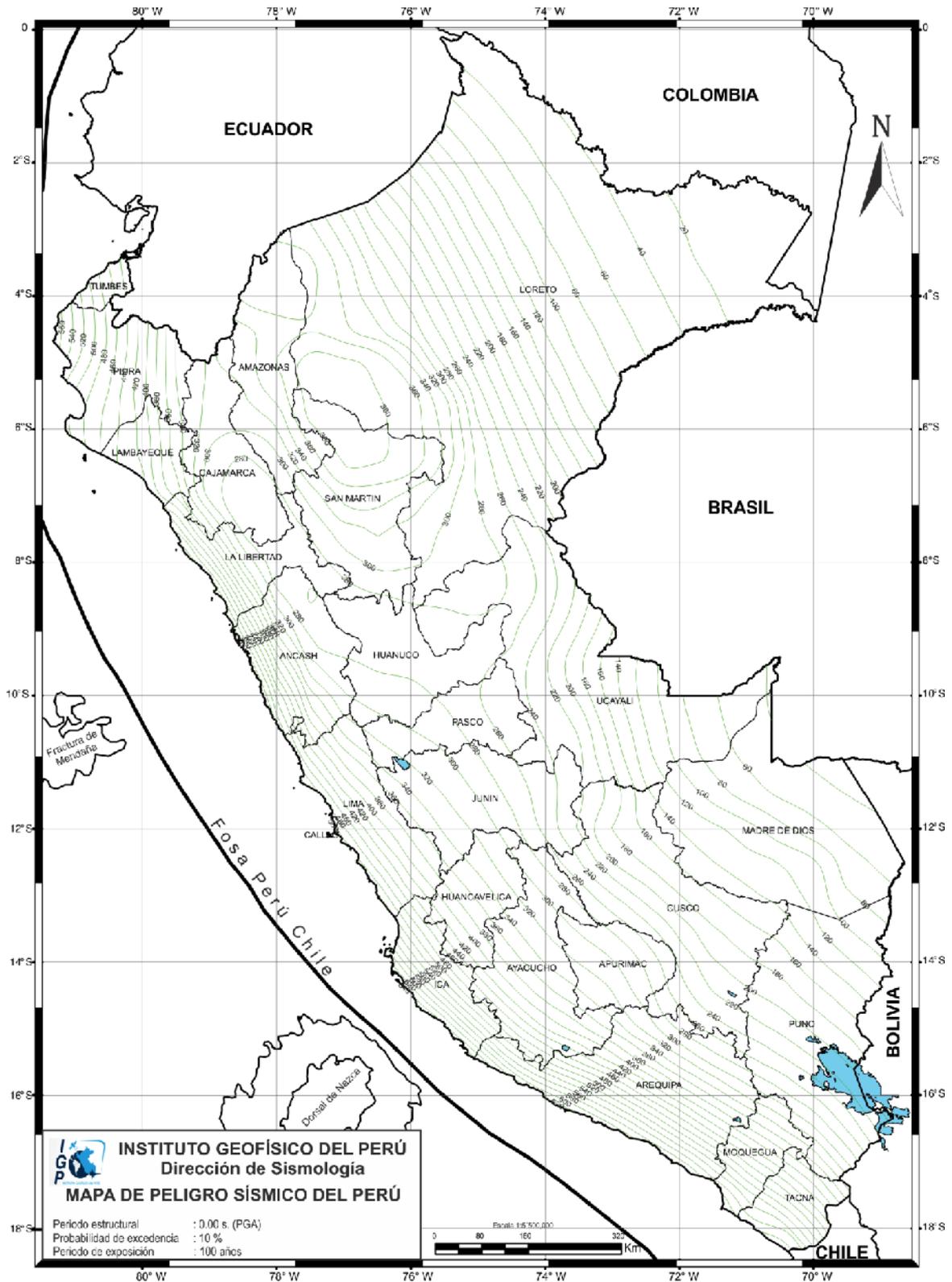


Figura 10.- /// Continuación. Mapa de peligro sísmico para el Perú considerando un periodo de retorno de 100 años con el 10% de excedencia. Los valores de aceleración están expresados en unidades de gals.

9.- ESPECTROS DE PELIGRO UNIFORME

El espectro de peligro uniforme define al espectro que posee la misma probabilidad de ser excedida en un periodo dado en todo el rango de ordenadas espectrales. Este espectro toma en cuenta las posibles combinaciones entre la magnitud y la distancia del sismo al punto de interés; por lo tanto, puede ser usado en un análisis espectral de respuesta estructural. Asimismo, los espectros explican el desarrollo de los movimientos tiempo-historia del suelo a partir de las amplitudes del movimiento del suelo y posiblemente también con el contenido de frecuencias, ambos parámetros escalados de modo que el espectro del movimiento se ajuste al espectro de peligro uniforme.

Para el Perú, los espectros de peligro uniforme fueron elaborados considerando una serie de curvas de peligro sísmico para un rango de diversos periodos espectrales (0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 1.0, 2.0, 3.0, etc), todos con valores de aceleración obtenidos para una misma probabilidad de excedencia y para un mismo periodo dado. En el Anexo 2 se presenta los espectros de peligro uniforme obtenidos para cada capital de departamento considerando un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones:

- .- El análisis y evaluación de las diversas fuentes de datos sísmicos existentes para el Perú, ha permitido construir una base de datos sísmico homogénea en cuanto al umbral mínimo de magnitud y escala de magnitud M_w .
- .- El análisis espacial de la sismicidad y la evaluación sismotectónica del Perú, han permitido identificar y definir el número y la geometría de 33 fuentes sismogénicas asociadas a la sismicidad interface, deformación cortical y sismicidad intraplaca. Para estas fuentes, los parámetros sismológicos han sido determinados a partir de la curva de recurrencia sísmica.
- .- Para la evaluación de las diversas leyes de atenuación se ha seguido el procedimiento de Alva (2005). Finalmente, se hace uso de las leyes propuestas por Young et al (1997) y Sadigh et al (1997).
- .- Los mapas de peligro sísmico (PGA) propuestos en este estudio pueden ser considerados como insumo base para la elaboración de proyectos de ingeniería y/ obras de gran envergadura.
- .- Los espectros de peligro uniforme deben ser integrados de manera adecuada en los procesos del diseño estructural.

Recomendaciones:

- .- Se debe buscar procedimientos prácticos para integrar los espectros de peligro uniforme en el proceso de diseño estructural, debido a que estos contienen información consistente que permite una mejor descripción del problema sísmico.
- .- Deben realizarse estudios de microzonificación de las principales ciudades del país a fin de lograr mayor comprensión de este tema en zonas ampliamente pobladas.

- .- En el Perú, la mayor población e industrias se encuentra ubicadas en zonas de peligro sísmico alta a intermedia, entonces es de importancia hacer uso de estudios de peligro sísmico para realizar las evaluaciones del riesgo de desastre con fines de reducción del mismo. Se entiende que el peligro puede ser constante en el tiempo, pero la exposición y la vulnerabilidad de la población están en continuo aumento.

- .- Deben realizarse esfuerzos para lograr integrar a los profesionales de ciencias de la tierra, la ingeniería y la política para incrementar y mejorar la información disponible y necesaria para cumplir y mejorar los estudios de gestión de riesgos.

BIBLIOGRAFIA

- Abrahamson, N. y J. Silva (2007): Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes, *Seismological Research Letters*, Vol. 68, No. 1, 94-127.
- Aguilar, Z. (2011): Evaluación del peligro sísmico. I Simposio Internacional, ACI, Tacna.
- Alva, J. (2005): Actualización de los parámetros sismológicos en la evaluación del peligro sísmico en el Perú. *Revista Ingeniería Sísmica*, N-3.
- Alva, J. (2011): Actualización de los parámetros sismológicos en la evaluación del peligro sísmico en el Perú. I Simposio Internacional ACI, Tacna.
- Atkinson, M. y D. Boore (1997): Some comparisons between recent ground-motion relations, *Seismol. Research Letters* **68**, pp.24-40
- Bernal, I., Tavera, H. (2002): *Geodinámica, sismicidad y energía sísmica en Perú*, Monografía IGP, CNDG, pp64.
- Bolaños y Monroy (2004): Espectros de Peligro Sísmico Uniforme - programa MRiesgo, Tesis para optar el grado de Magister en Ingeniería Civil, PUCP, Lima, Perú.
- Boore, D. y W. Joyner (1993): Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: an Interim Report. U.S.G.S. Open File Report 93-509.
- Cahill, T. and Isacks, B. (1992): Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate, *J. Geophys. Res.* P7, 17.503-17.529.
- Casaverde L. y Vargas J. (1980): Zonificación Sísmica del Perú, II Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismorresistente, OEA y PUCP Lima, Perú.
- Campbell, K. (1981): Near-source attenuation of peak horizontal acceleration. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(6), 2039-2070.
- Campbell, K. (1997): Empirical near-source attenuation relationship for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity and pseudo-absolute acceleration response spectra. *Seism. Res. Lett.*, V-68, N-1, pp. 154-179.
- Castillo, J. y J. Alva (1993): peligro Sísmico en el Perú. Tesis para optar el título profesional de Ingeniero Civil - UNI, Lima, Perú.

- Castillo, P. y P. Lonsdale (2004): A Geochemistry of Alvarado and Samaniego ridge suggests widespread Galapagos plume-upper Mantle interaction in the Mioceno Eastern Pacific, American Geophysical Union, Fall Meeting 2004, V33G-03.
- Chavez, J. (2006). Leyes de atenuacion para aceleraciones espectrales en el Peru. Tesis de grado UNI, Lima, Peru.
- Condori y Tavera (2010). Evaluación del parámetro "b" en el borde occidental del Perú. Boletín de la Soc. Geol. Perú.
- Cornell, A. (1968): Engineering Seismic Risk Analysis. Bull. Of the Seismological Society of America., Vol-58, N°5, pp.1538-1606.
- Cornell, C.A. and Van Marcke, E.H. (1969) The major influences on seismic risk: in Proceedings of the Third World Conference on Earthquake Engineering, Santiago, Chile, v. A-1, p. 69-93.
- Crouse, C. B., Vyas, Y. K., & Schell, B. A. 1988. Ground motion from subduction-zone earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(1), 1-25.
- Dahle, A., Climent, A., Taylor, W., Bungum, H., Santos, P., Ciudad Real, M., Linholm, C., Strauch, W., & Segura, F. (1995): New spectral strong motion attenuation models for Central America. *Pages 1005-1012 of: Proceedings of the Fifth International Conference on Seismic Zonation*, vol. II.
- Dimaté, C., Drake, L., Yopez, H., Ocola, L. (1999): Seismic hazard assessment in the northern Andes (Pilot Project), *Annali di Geofísica*, V42, N6, pp1039-1055.
- DeMets C., R. Gordon D.F., Argus and Stein S. (1994): Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191-2194.
- Dorbath, L., A. Cisternas, C. Dorbath (1990): Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol-80, N°3, pp. 551-576.
- Engdahl, E.R., and A. Villaseñor (2002): Global Seismicity: 1900-1999, in W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger (editors), *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Part A, Chapter 41, pp. 665-690, Academic Press.
- Esteva, L (1968), "Bases para la formulación de decisiones de diseño sísmico", *Tesis doctoral*, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.

- Gamarra, C. y Z. Aguilar (2009): Nuevas fuentes sismogénicas para la evaluación del peligro sísmico y generación de espectros de peligro uniforme en el Perú. CISMID, UNI, Lima, Perú.
- Gamarra, C. (2009): Nuevas fuentes sismogénicas para la evaluación del peligro sísmico y generación de espectros de peligro uniforme en el Perú. Tesis de grado Ingeniero Civil, UNI, Lima, Perú.
- Giardini, D., Dimaté, C., Hanka, W. (1999): Pilot Project for Regional Earthquake Monitoring and Seismic HAZard Assessment, Final Report, EC DGXII CII*-CT94-0103.
- Guardia y Tavera (2011). Inferencias de la superficie de contacto sismogénica en el borde occidental del Perú. Bol. Soc. Geol. Perú.
- Gutenberg, B. y C. Richter (1956). Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. Bulletin of the Seismological Society of America., Vol-46, pp. 104-145.
- Heras, H. (2002). Análisis de la distribución del valor de "b" en la zona de subducción de Peru., Tesis de Grado UNSA, 115 p.
- Huaco D. (1980): Análisis de los parámetros que interviene en la evaluación del Peligro Sísmico. Instituto geofísico el Perú. Lima, Perú.
- Hyndman, R., M. Yamano y D. Oleskevich (1997). The seismogenic zone of subduction thrust faults. The Island arc. 6:244-260.
- Idriss, I. (1993): *Procedures for selecting earthquake ground motions at rock sites*. Tech. rept. NIST GCR 93-625. National Institute of Standards and Technology.
- Joyner, W. y D. Boore (1988). Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion, in *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II, Proc. Am. Soc. Civil Eng. Geotech. Eng. Div. Specialty Conf.*, June 27--30, 1988, Park City, Utah, 43--102.
- Krabbenhof, A., J. Bialas, H. Koop, N. Kukowski, C. Hubscher (2004): Crustal structure of the Peruvian continental margin from wider-angle seismic studies. *Geophysical Journal International*, doi:10-1111/j.1365-2406x.
- Kramer, S. (1996): *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall. EEUU, 653pp.
- Macharé, J., M. Sebrier, D. Huaman, J. Mercier (1986): Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. *Boletín de la Sociedad Geológica del Peru*. V-76, 45-77.

- Macharé J., Fenton C.H., Machette M.N., Lavenu A., Costa C. & Richard L. Dart R.L. (2003).- Database and Map of Quaternary Faults and Folds in Perú and its Offshore Region. *U.S. Geological Survey Open-File Report* 03-451, 74 p.
- Macharé, J. C. Benavente (2008). Síntesis descriptiva del Mapa Neotectónico 2007, INGEMMET, Lima, Perú.
- Maeda, K. (1996): The use of foreshocks in probabilistic prediction along the Japan and Kuril Trenches. *Bulletin of the seismological Society of America*, 86(1A), 242-254.
- McGuire, R. (1974): Seismic structural response Risk Analysis incorporating Peak Response Regression on Earthquake Magnitude and Distance. MIT Report R74-51., Cambridge Mass. USA.
- McGuire R. (1976): Fortran Computer Program for Seismic Risk Analysis, Open-File Report 76-67, U.S. Geological Survey.
- McGuire, R. (2004): Seismic Hazard and Risk Analysis, Earthquake Engineering Research Institute (EERI), Oakland CA, EEUU, EERI, 221pp.
- Bolaños L. y M. Monroy (2004): Espectros de Peligro Sísmico Uniforme - programa MRiesgo, Tesis para optar el grado de Magister en Ingeniería Civil, PUCP, Lima, Perú.
- Montessus de Ballore, F. (1911) Historia sísmica de los Andes Meridionales, 1ra parte, 345 p., Santiago de Chile.
- Norabuena, E., Dixon, T., Stein, S., Harrison, C.G.A. (1999): Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific motions. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3405-3408.
- Ocola, L. (2010): Mapa Preliminar de Peligro Sísmico: Aceleraciones Sísmicas. Atlas de Peligros Naturales 2010, INDECI, pp210-211.
- Ordaz (1992): Estimación de movimientos Fuertes ante temblores de subduccion. Tesis Doctoral, UNAM, Mexico.
- Mario Ordaz. (1994): Sismicidad y movimientos fuertes en México: Una visión actual. Cuadernos de investigación No xx. II, UNM. Mexico.
- Ordaz, M., Singh, S. K., y Arciniega, A. (1994), Bayesian Attenuation Regressions: An Application to Mexico City, *Geophys. J. Int.* 117(2), 335-344.
- Ordaz, M., A. Aguilar, J. Arboleda (2007): Program for computing seismic hazard: CRISIS-2007 V1.1., Institute of Engineering, UNAM, Mexico.

- Reiter, L. (1990): earthquake hazard analysis: Issues and insights. Columbia University Press., New York.
- Robinson, D., S. Das, A. Watts (2006): Earthquake ruptures stalled by a subduction fracture zone. *Science*, 312: 1203-1205.
- Ruiz R. (1999): La Atenuación en los Andes y la Evaluación Probabilística del Peligro Sísmico, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas. U.N.F.V. Lima, Perú.
- Sadigh, K., C. Chang, J. Egan, F. Makdisi, R. Young (1997): Attenuation relationship for shallow crustal earthquakes based on California Strong Motion Data, *Seis. Res. Lett.*, V-68, N-1, January/February.
- Scordilis, E. (2006): Empirical global relations converting Ms and mb to Moment Magnitude. *J. Seismol.*, 10, 225-236.
- Shimamoto, T., T. Seno, S. Uyeda (1993): A simple rheological framework for comparative subductology. In Akai y R. Dmowska eds. *Relating Geophysical Structure and Process: The Jeffreys Volume, Geophysical Monograph series 76:39-52, AGU Washington Dc.*
- Silgado, E. (1978): Historia de los sismos más notables ocurridos en Peru (1513-1974). Instituto de Geología y Minería, Boletín 3, serie C. Geodinámica e Ingeniería Geológica, Lima, Peru.
- Tavera, H. y Buforn, E. 2001. "Source mechanism of earthquake in Peru", *Journal of Seismology* 5:519-539.
- Tavera; H. (2011): Mapa Sísmico del Perú, 1960 -2011. Dirección de Sismología, Instituto Geofísico del Perú.
- Utsu, T. (1970): Aftershocks and earthquakes statistic (2) - further investigation of aftershocks and other earthquakes sequences based on a new classification of earthquake sequences. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 7(3)*, 197-266 in K. Maeda (1996).
- Vargas, G. (1922): Monografía de Arica, *Bol. Soc. Geog. Lima*, Tomo XXXVI, Trim. 2-3, 1920, p.175, Tomo XXXIV Trim. 1-2. P.63.
- Wiemer, S. (2001): A software package to analysis seismicity: Z-map. *Seis. Res. Lett.*, V-72, N-2, 373-382.

Yamano, M., S. Uyeda (1990): Heat-Flow studies in the Peru Trench Subduction Zone.,
Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results., Vol-112, 653-661.

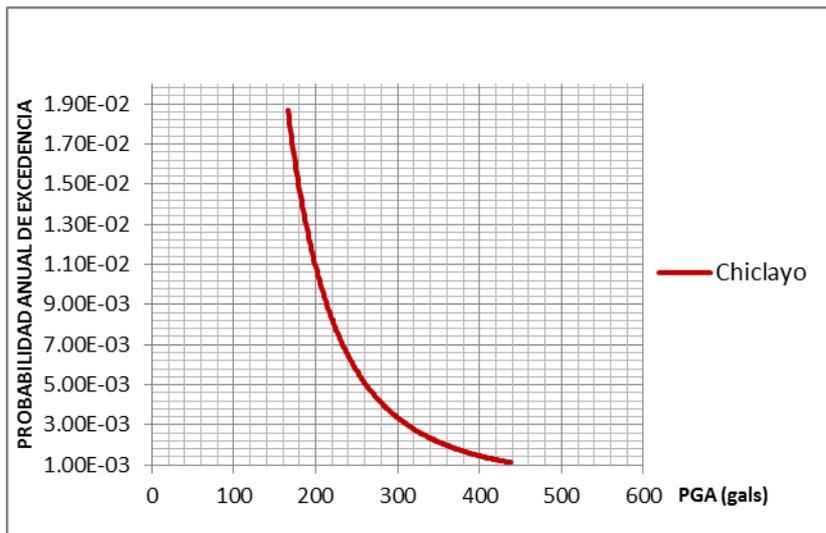
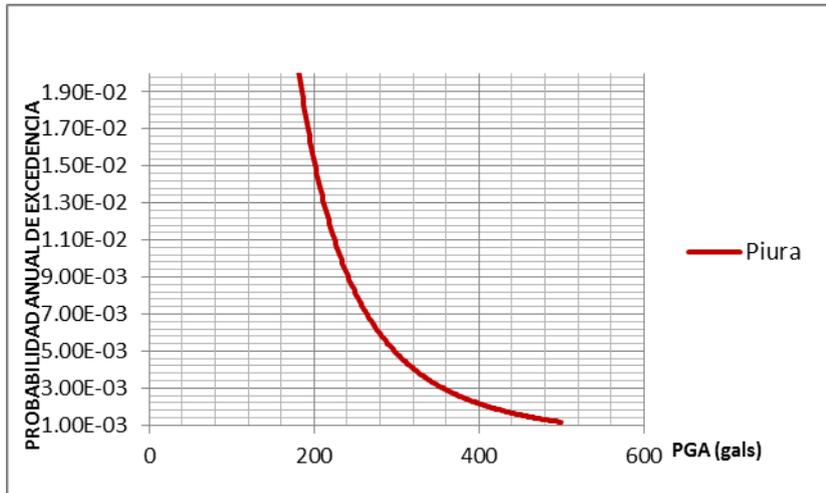
Young, R., S. Chiou, W. Silva, J. Humphrey (1997): Strong Ground Motion Attenuation
Relationship for subduction zone earthquakes. *Seism. Res. Lett.*, V-68, N-1,
January/February.

Zhao, J. X., Dowrick, D. J., & McVerry, G. H. (1997): Attenuation of peak ground
acceleration in New Zealand earthquakes. *Bulletin of the New Zealand National
Society for Earthquake Engineering*, 30(2), 133-158.

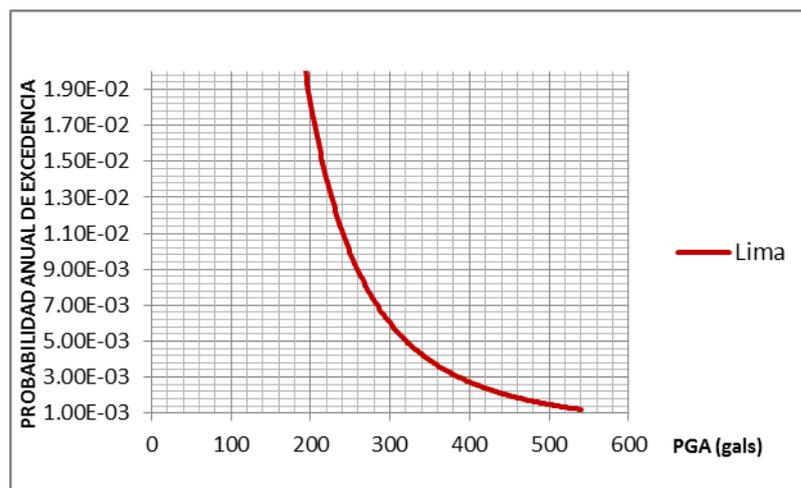
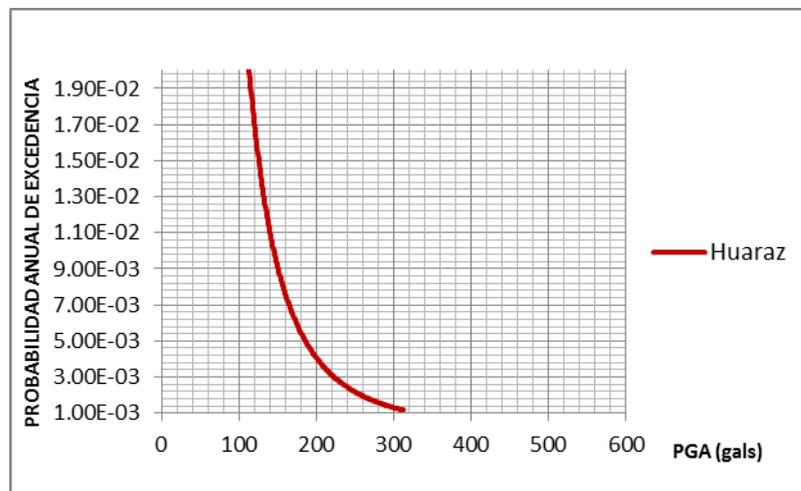
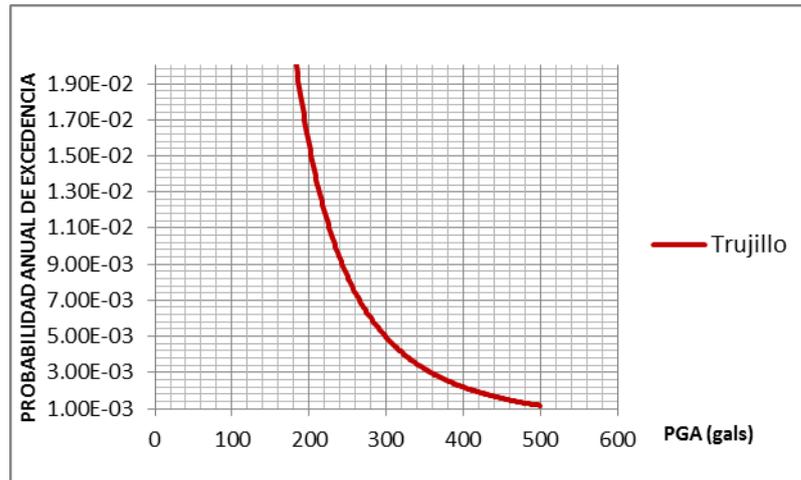
Zuñiga, F. y M. Wyss (2001): Most and least likely locations of large to great earthquakes
along the Pacific coast of Mexico, estimated from local recurrence times based on
b-values, *Bull. Seis. Soc. Am.* V-91, N-6, pp. 1717-1728.

ANEXO 1

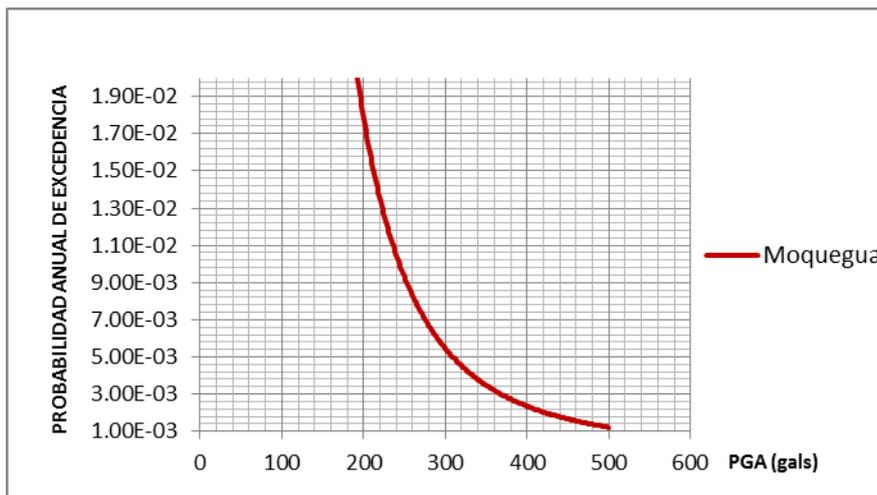
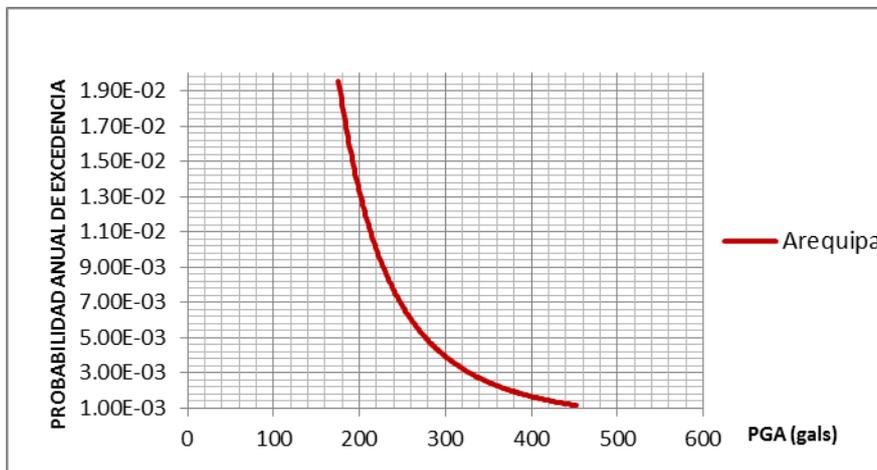
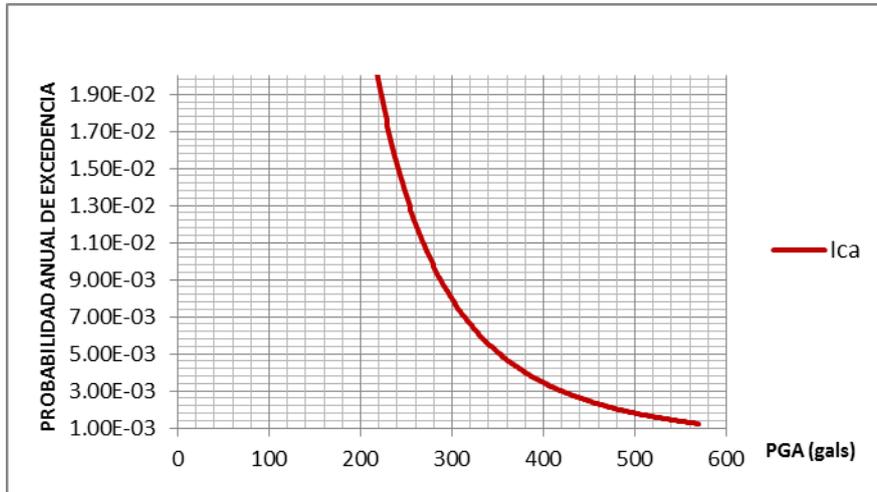
Curvas de Probabilidad de Exedencia para los puntos de la Tabla 6



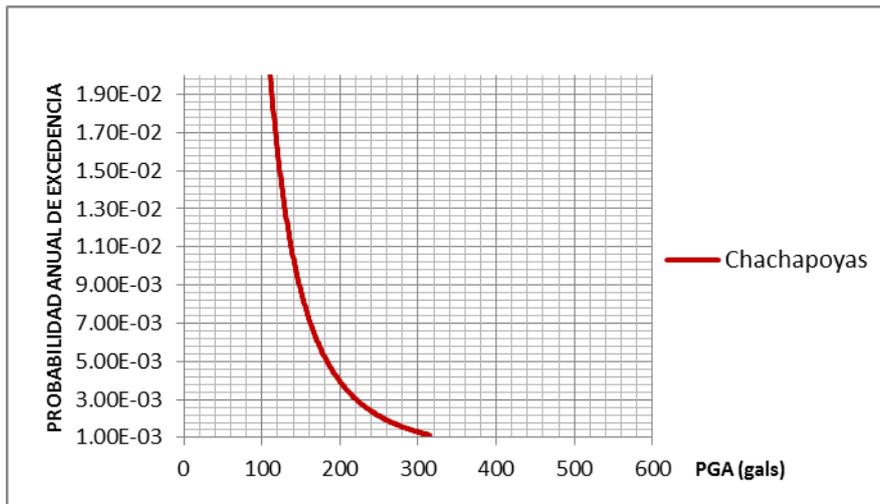
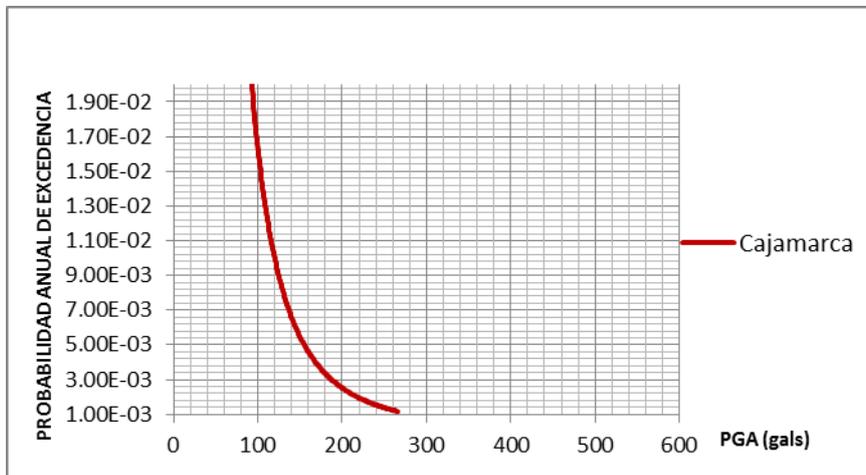
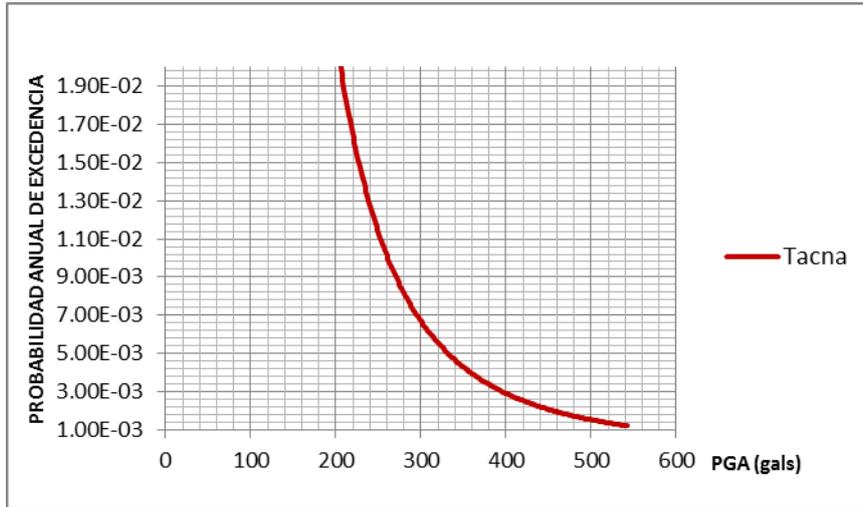
Tasa de excedencia para las ciudades de Tumbes, Piura y Chiclayo



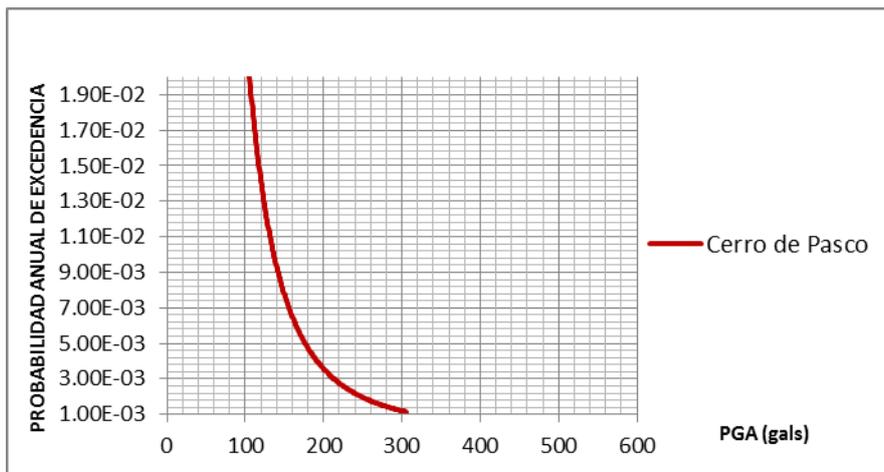
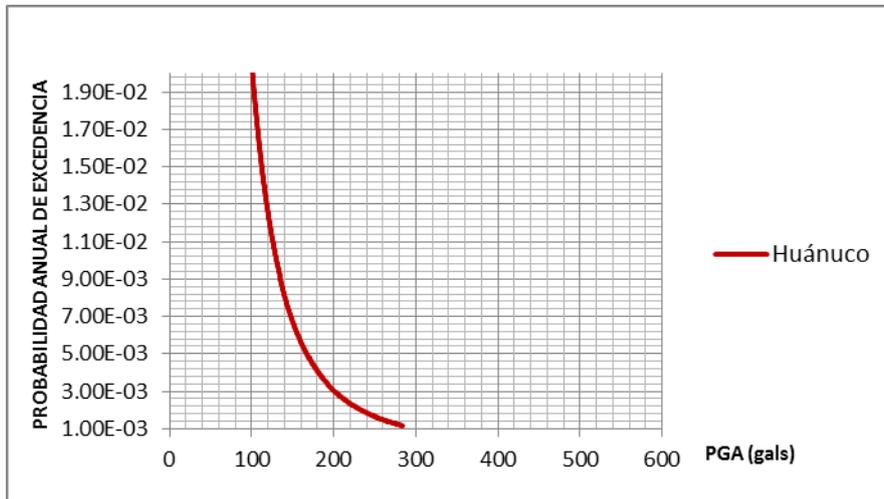
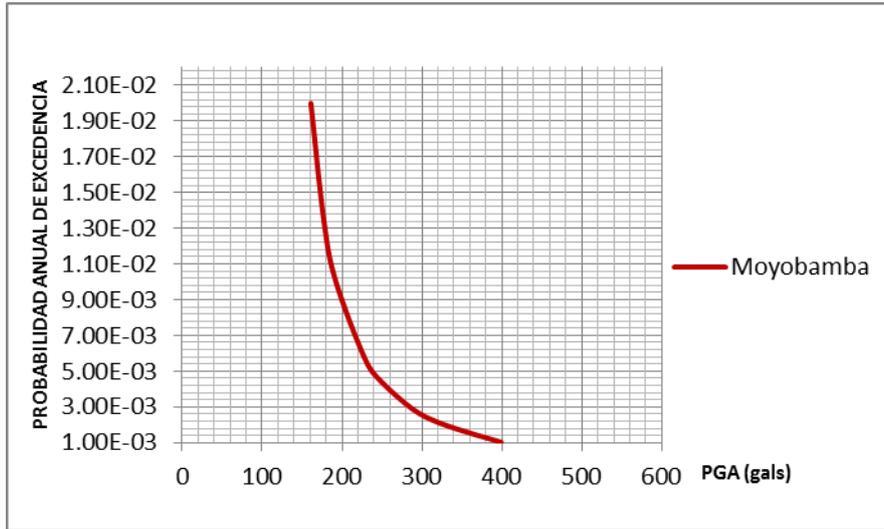
Tasa de excedencia para las ciudades de Trujillo, Huaraz y Lima



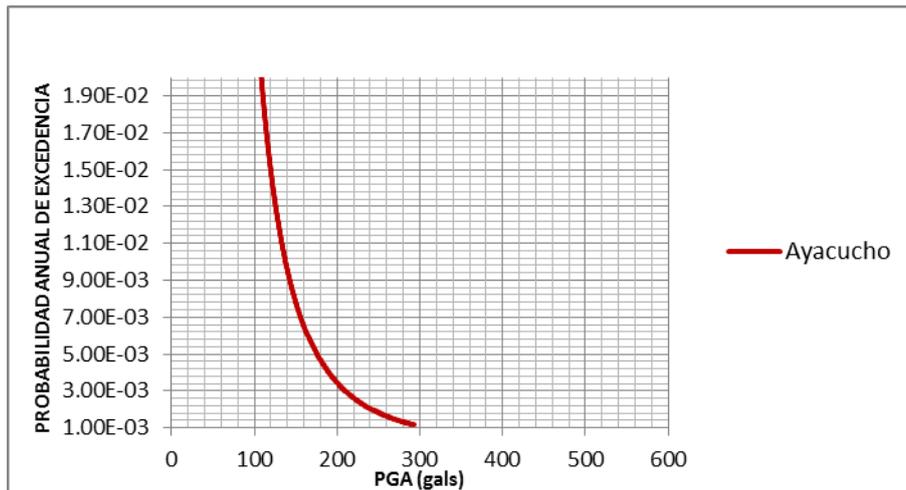
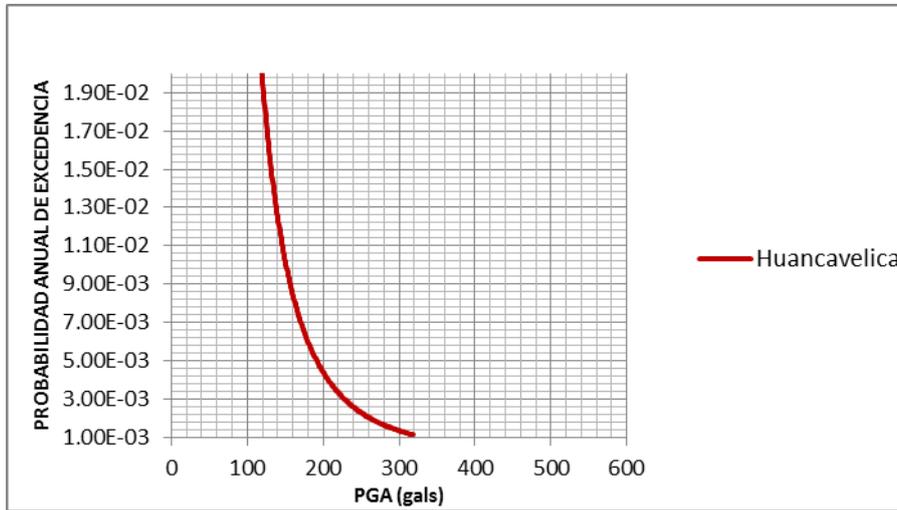
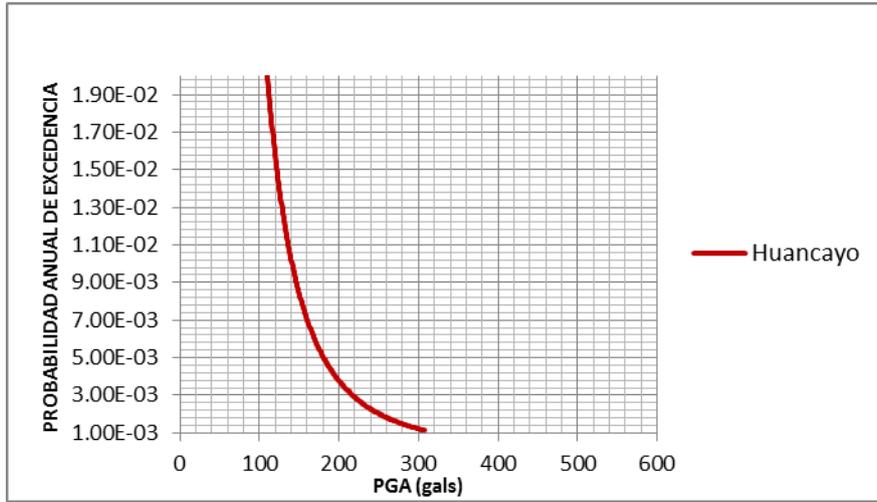
Tasa de excedencia para las ciudades de Ica, Arequipa y Moquegua



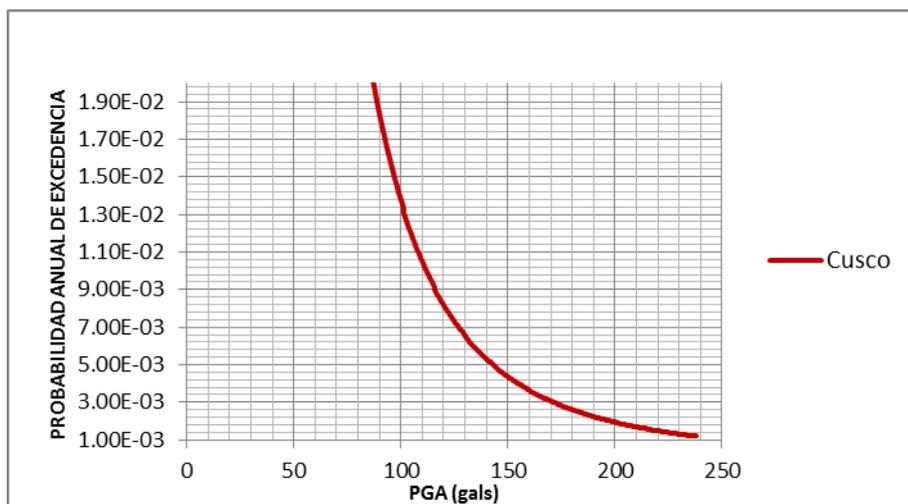
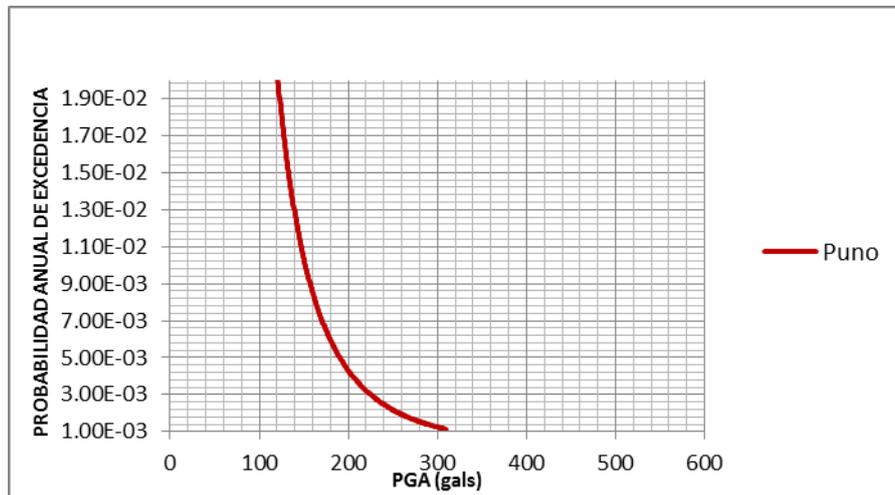
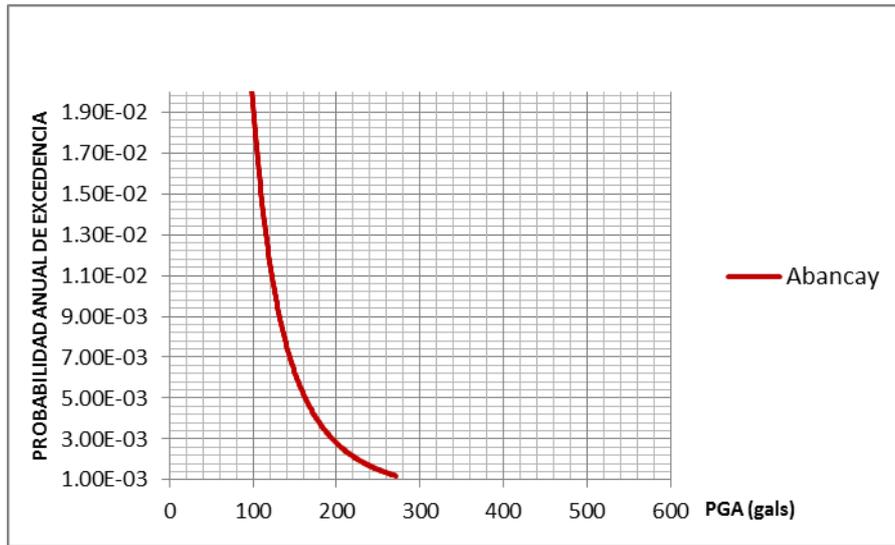
Tasa de excedencia para las ciudades de Tacna, Cajamarca y Chachapoyas



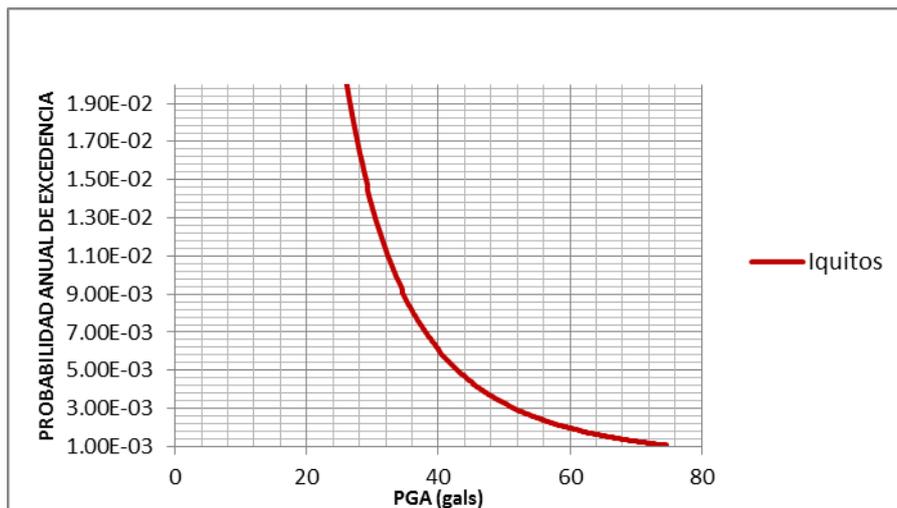
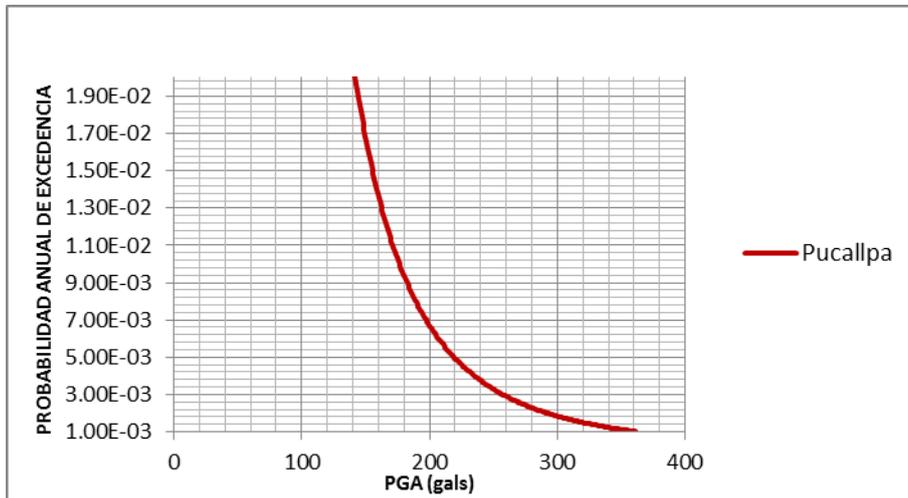
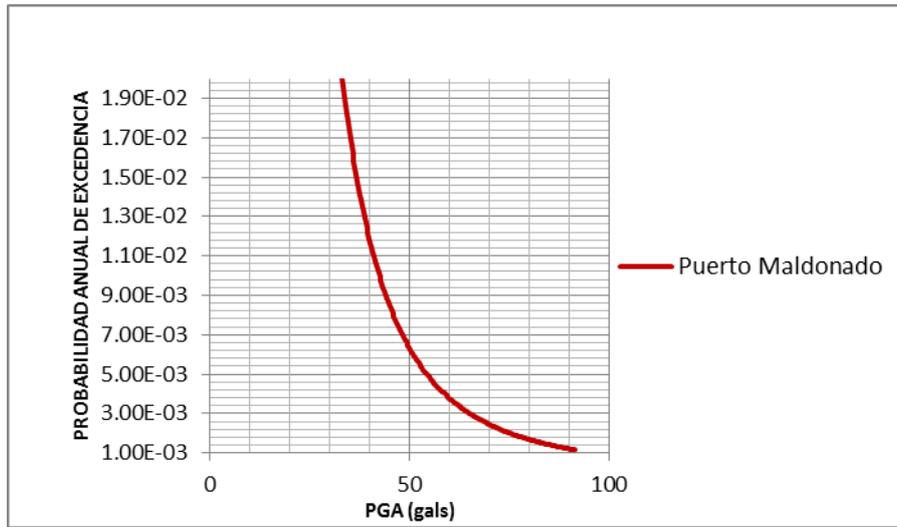
Tasa de excedencia para las ciudades de Moyobamba, Huánuco y Cerro de Pasco



Tasa de excedencia para las ciudades de Huancayo, Huancavelica y Ayacucho



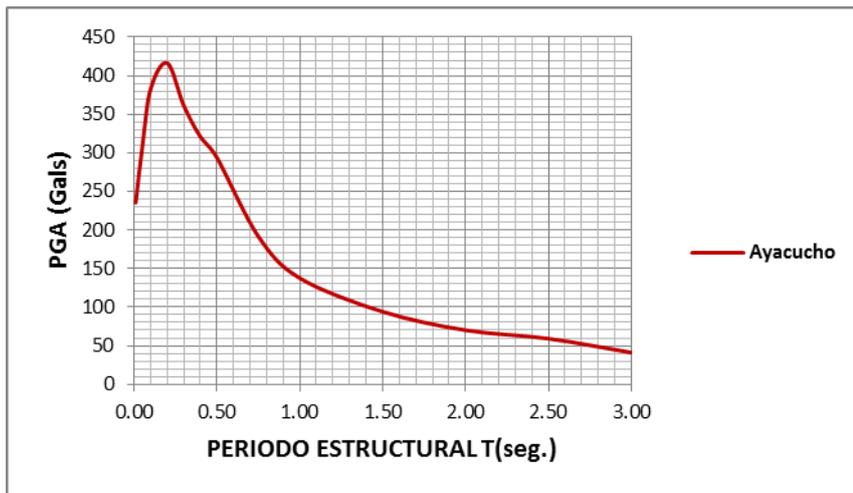
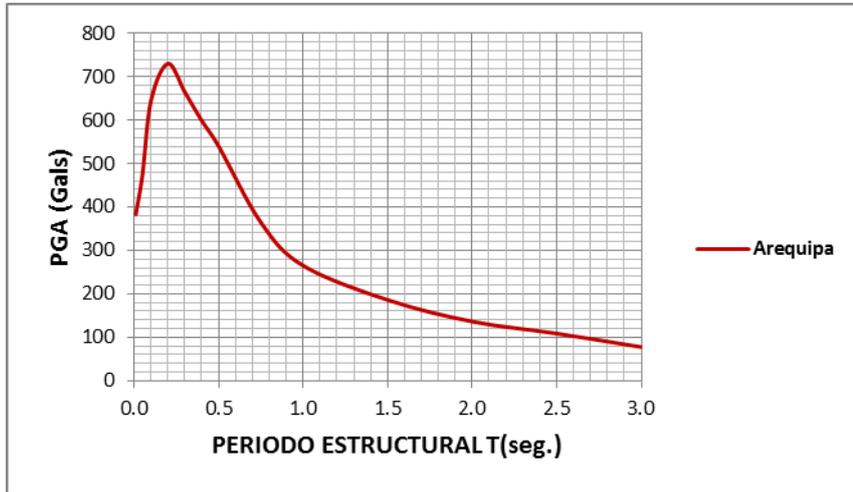
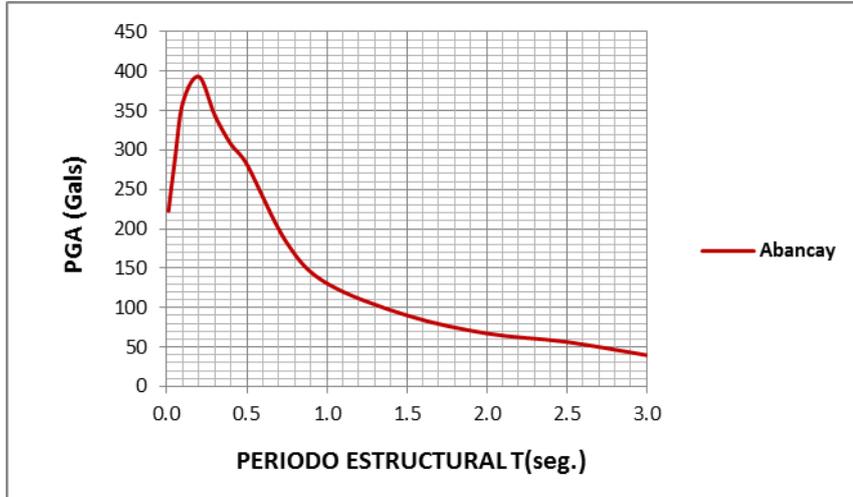
Tasa de excedencia para las ciudades de Abancay, Puno y Cusco



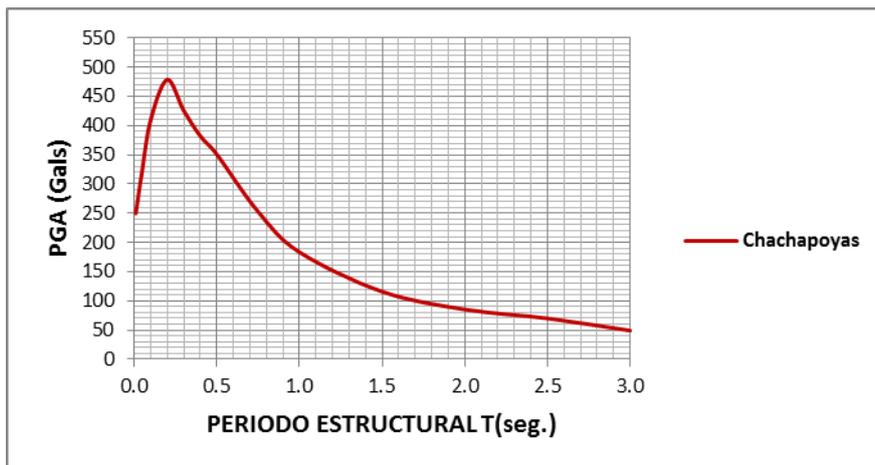
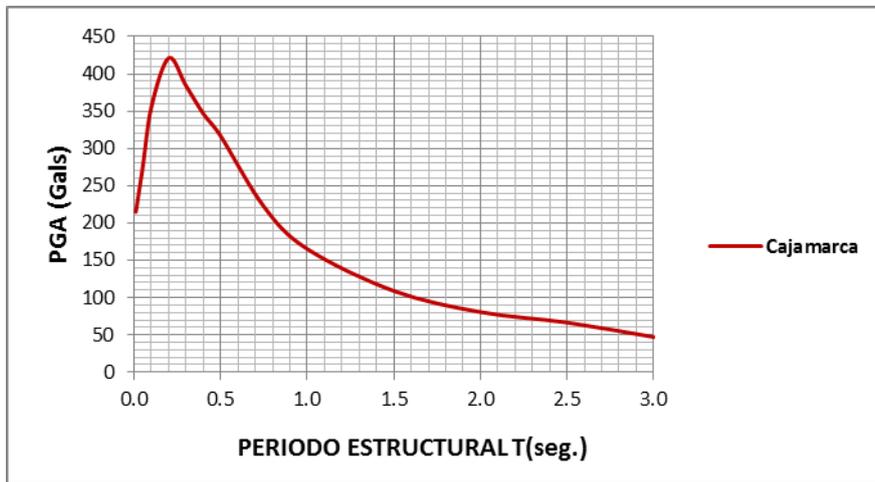
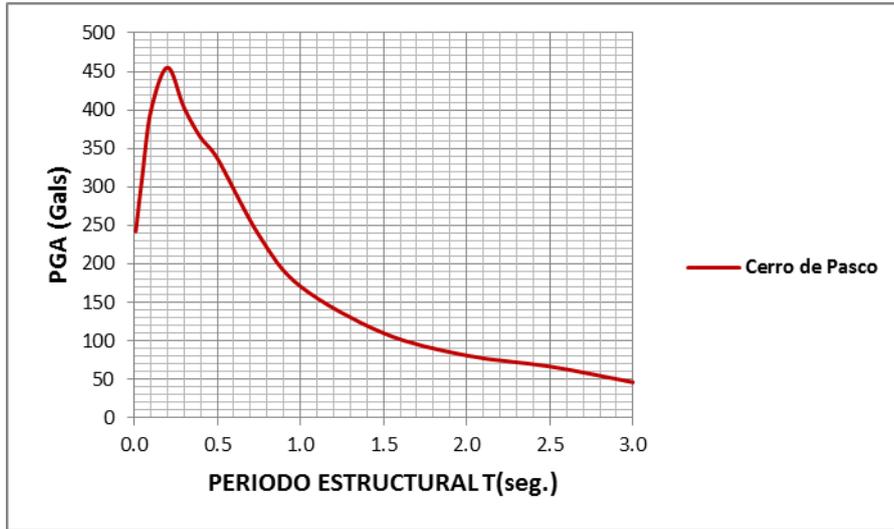
Tasa de excedencia para las ciudades de Puerto Maldonado, Pucallpa y Iquitos

ANEXO 2

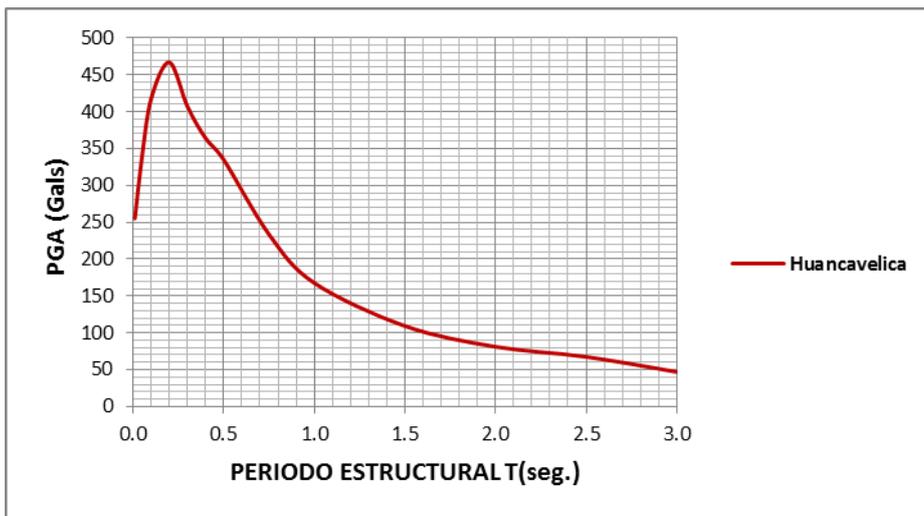
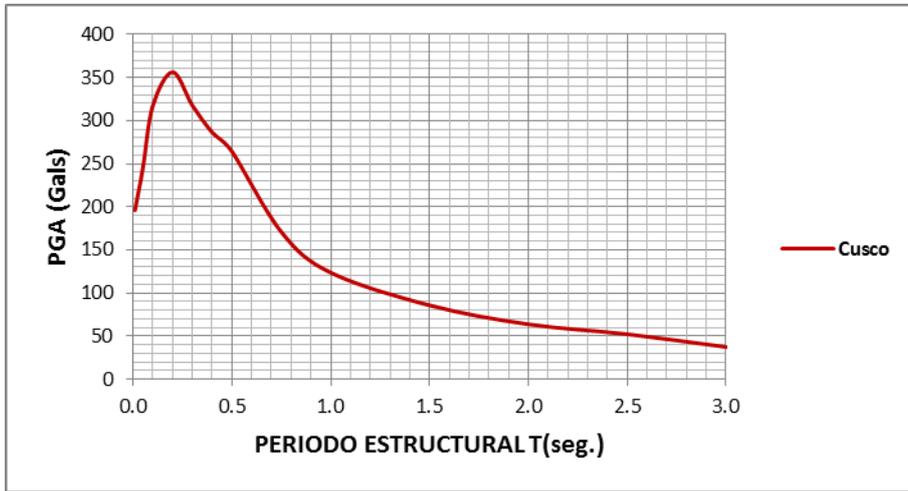
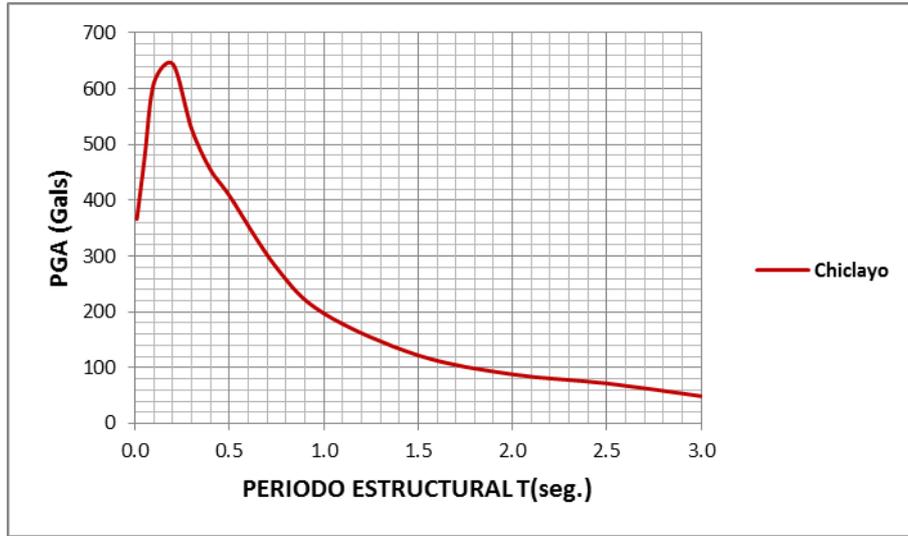
Espectros de peligro uniforme para cada capital de departamento



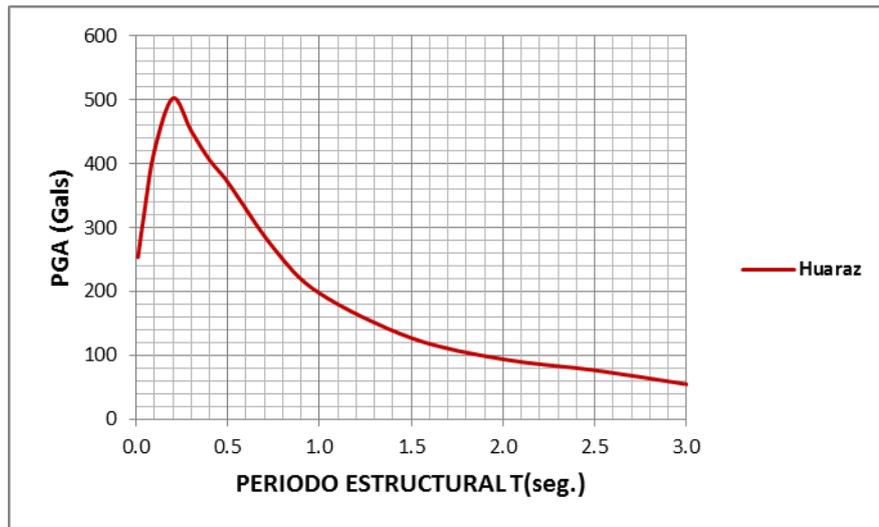
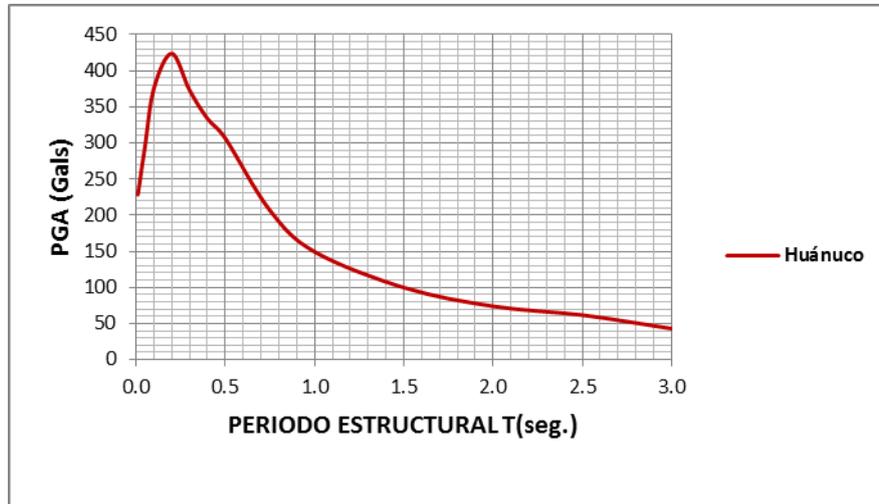
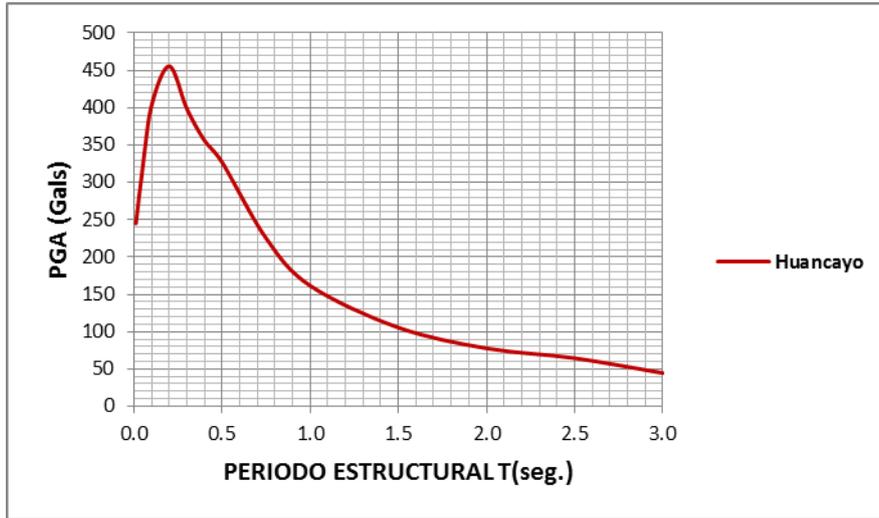
Espectros de peligro uniforme para Abancay, Arequipa y Ayacucho



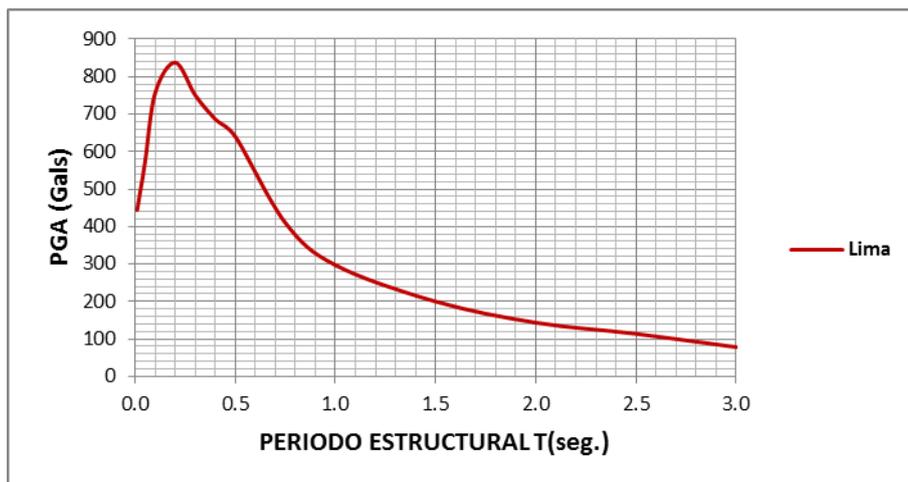
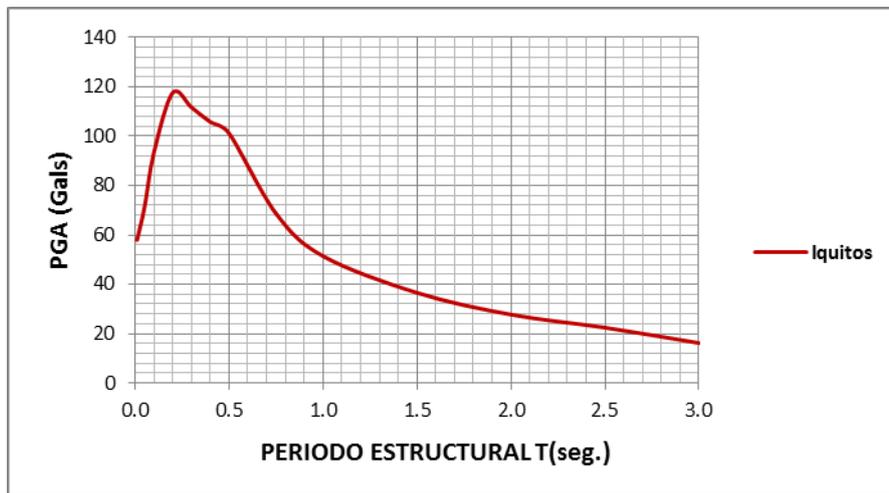
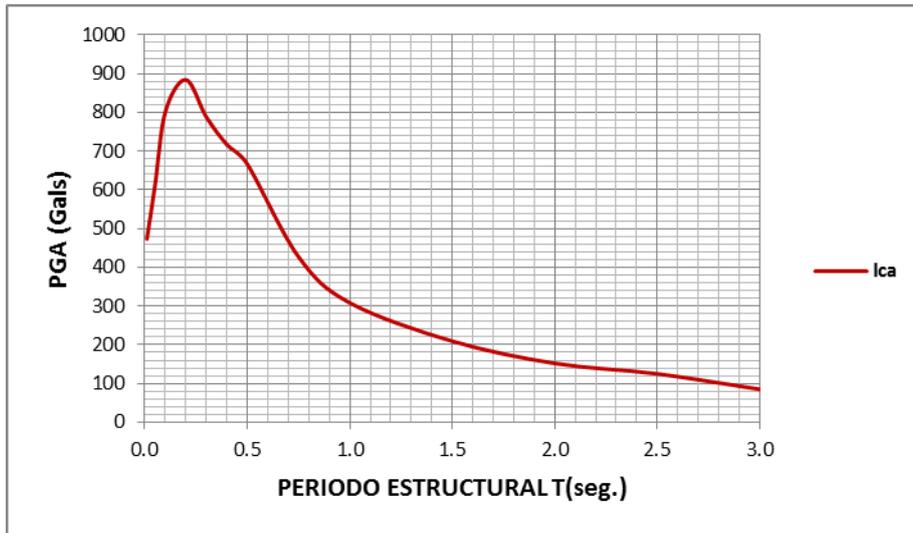
Espectros de peligro uniforme para Abancay, Arequipa y Ayacucho



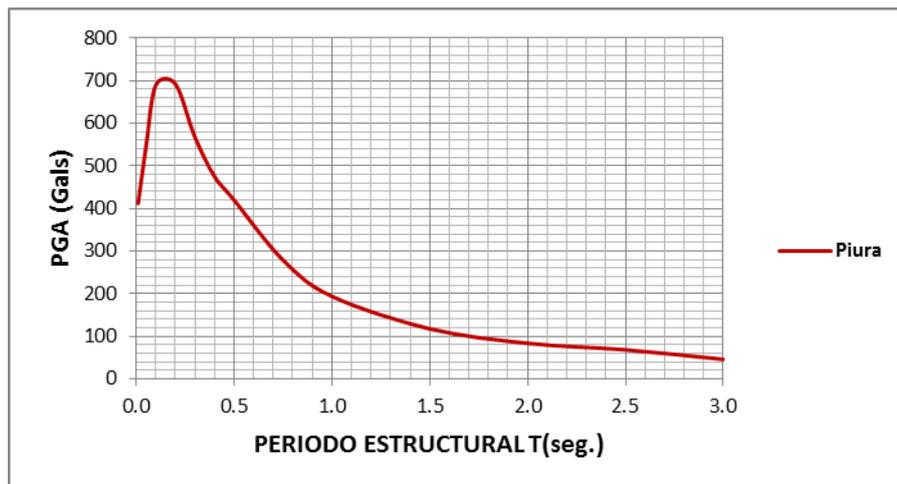
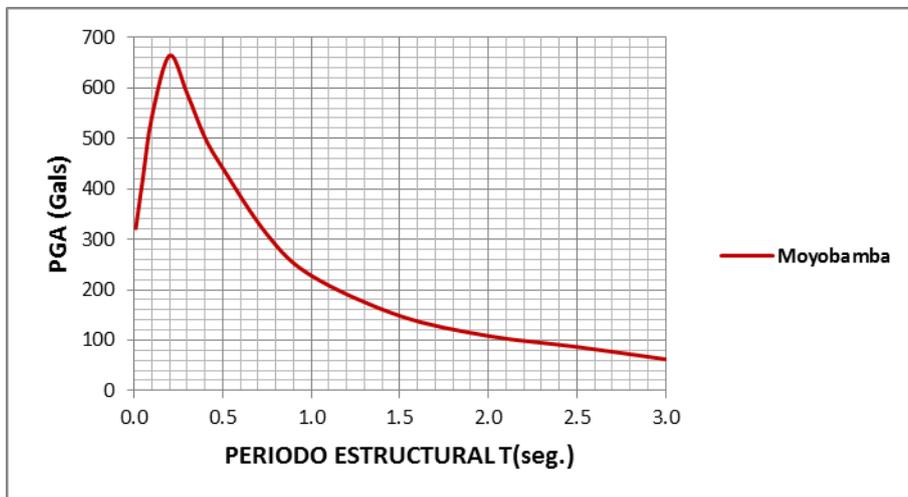
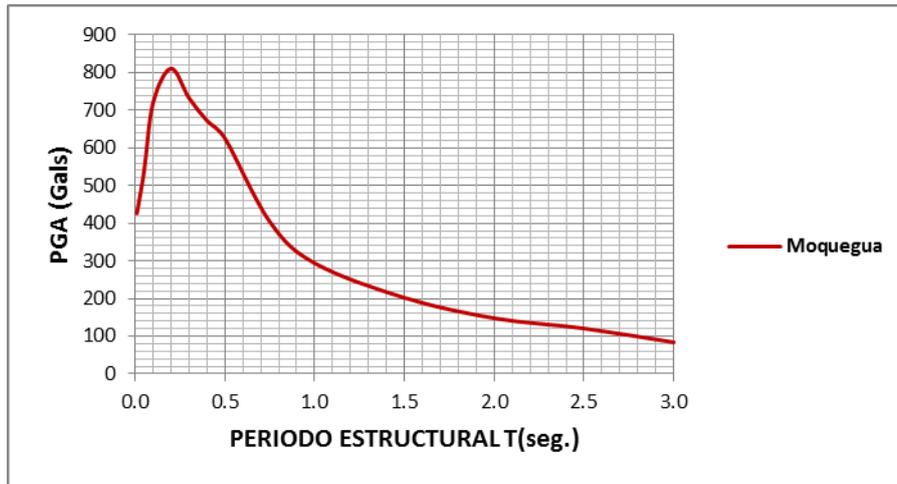
Espectros de peligro uniforme para Chiclayo, Cusco y Huancavelica



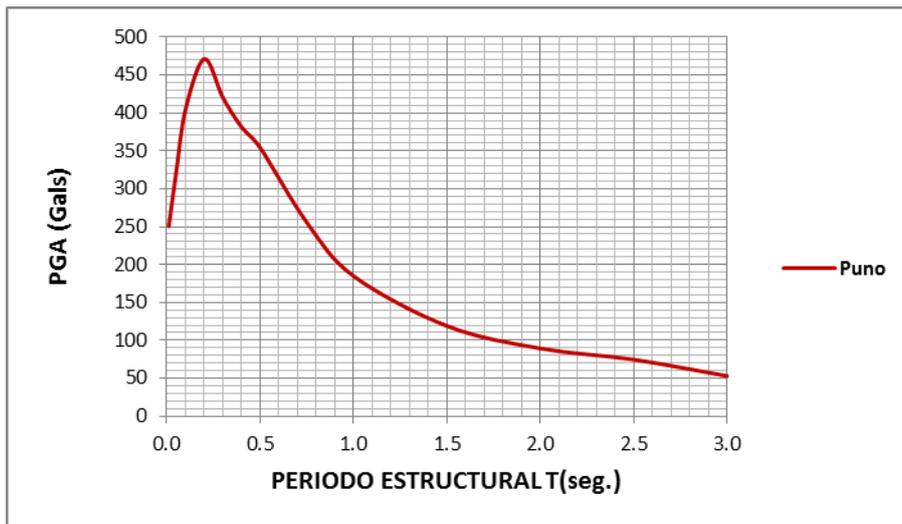
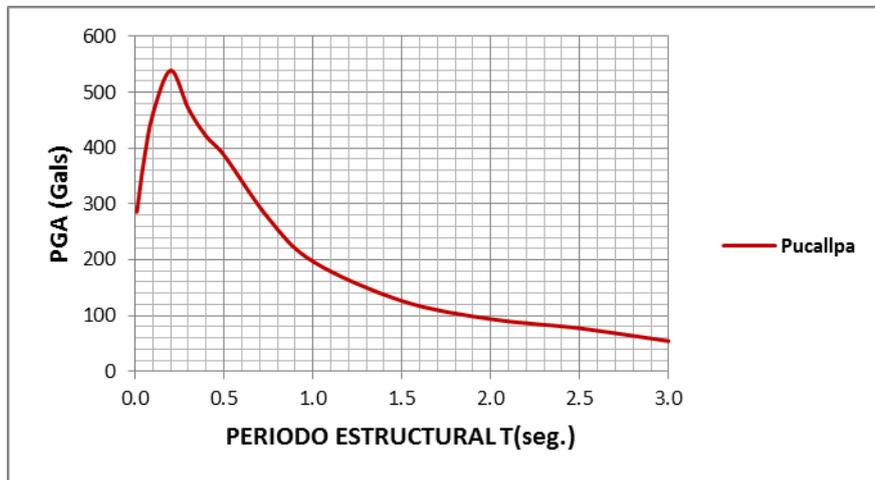
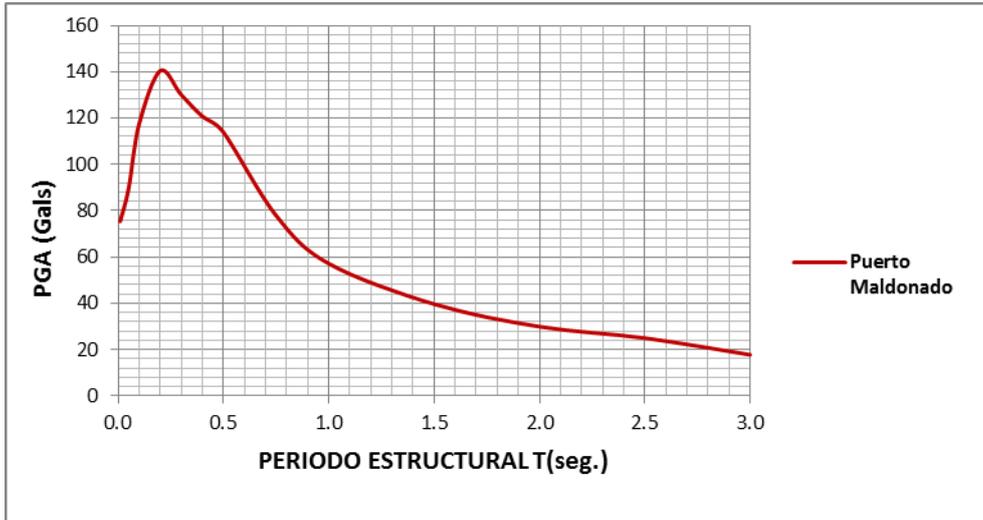
Espectros de peligro uniforme para Huancayo, Huánuco y Huaraz



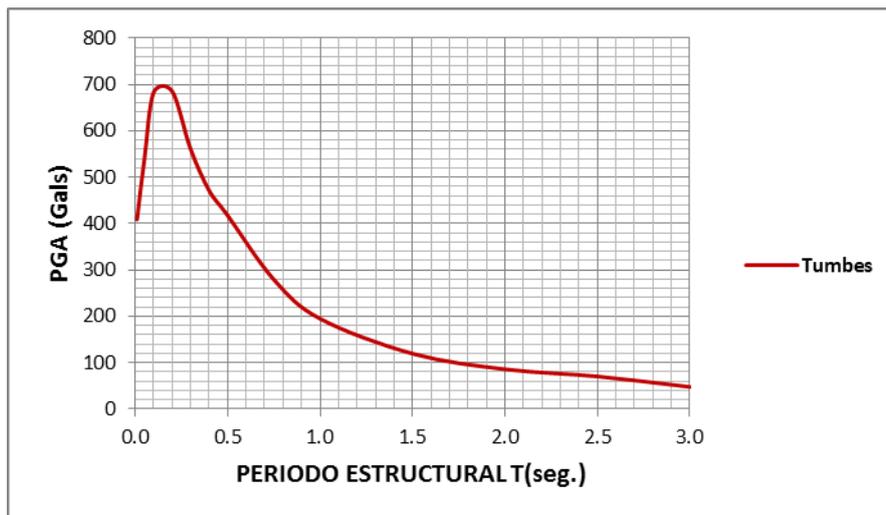
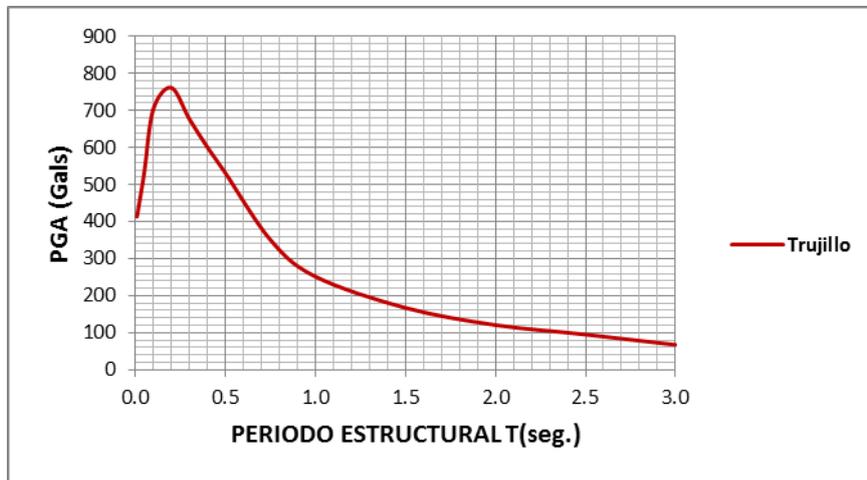
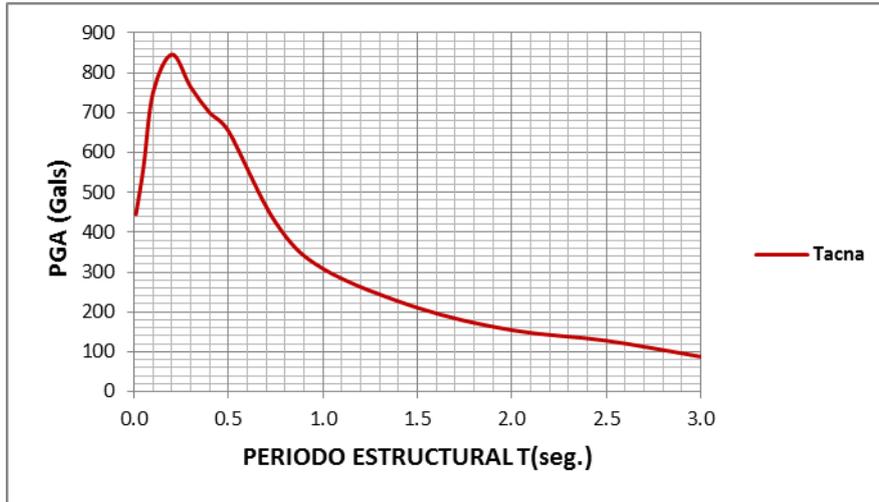
Espectros de peligro uniforme para Ica, Iquitos y Lima



Espectros de peligro uniforme para Moquegua, Moyobamba y Piura



Espectros de peligro uniforme para P. Maldonado, Pucallpa y Puno



Espectros de peligro uniforme para Tacna, Trujillo y Tumbes