



Nueva Estimación de la Amenaza Sísmica para Nicaragua.

New seismic hazard assessment for Nicaragua.

Álvarez, Leonardo¹ ✉

¹Ministerio de Transporte e Infraestructura, Nicaragua.

Recibido: 28/01/2021

Aceptado: 16/03/2022

© 2021-Revista Tierra (Earth Journal) IGG-CIGEO



Este trabajo está licenciado bajo una [Licencia Internacional Creative Commons 4.0 Atribución-NonCommercial-CompartirIgual](#).

Resumen

Se presenta una estimación de la amenaza sísmica de Nicaragua. Se partió de la confección de un nuevo catálogo de terremotos y de la determinación de los espectros de respuesta de aceleración (ERA) de acelerogramas registrados por estaciones nicaragüenses. Se usó el enfoque probabilístico de Esteva-Cornell, con el programa R-CRISIS. La sismicidad se analizó en 43 zonas fuentes, para las que se ajustó un modelo de ocurrencia de tipo Gutenberg-Richter modificado. Las zonas exteriores a Nicaragua (otras 37 según resultados de otros autores) tienen muy poca influencia en el país. Los ERA se usaron para determinar las relaciones de atenuación de las aceleraciones más cercanas a los valores registrados. Se normalizaron a un mismo valor de VS30 y se les aplicó una corrección determinada por ajuste de residuos. Se escogieron 5 relaciones corregidas. Se prepararon 24 variantes diferentes de combinaciones de sismicidad y atenuación que se procesaron con técnicas de árbol lógico de decisión en una malla de 0.1°×0.1°. Los resultados (frecuencia de ocurrencia de eventos de diferente ERA) se procesaron con estadística muestral y se seleccionó el percentil 84 para confeccionar los mapas para diferentes períodos de retorno (T_{ret}). Se hizo un análisis de desagregación para la ciudad de Managua.

Palabras clave: catálogo de terremotos, acelerogramas, espectros de respuesta, amenaza sísmica

Abstract

An estimation of seismic hazard of Nicaragua is presented. It started from new earthquake catalogue preparation and response acceleration spectra (RSA) determination from accelerograms registered by Nicaraguan stations. It was applied the Esteva-Cornell probabilistic approach by using R-CRISIS program. Seismicity was analyzed in 43 source zones by adjusting a modified Gutenberg-Richter model. Zones outside Nicaragua (another 37 as published by other authors) have little influence in the Nicaraguan territory. The RSA were used for determining the GMPE closest to recorded values. They were normalised to a common value of VS30 and a correction determined by residual analysis was applied to each one. They were selected 5 corrected GMPE. 24 variants of seismicity-GMPE combinations were processed by logic tree techniques in a grid of 0.1°×0.1°. The results (occurrence frequency of events with different RSA) were processed with sample statistics and percentil 84 was selected for making maps for different return periods (T_{ret}). A deaggregation analysis was done for the city of Managua.

Keywords: earthquake catalogue, accelerograms, response acceleration

1. INTRODUCCIÓN

Por amenaza sísmica (AS), también conocida como peligrosidad sísmica, se entiende el conocer cómo afectan a un lugar los terremotos que ocurren en la región que lo rodea. El planteamiento básico de su estimación parte de la respuesta a las preguntas: ¿Dónde ocurren los terremotos? ¿Cuándo y con que energía?, ¿Cómo se atenúan los efectos en función de la distancia? A esto se suma la selección de modelo de estimación de la amenaza sísmica. Cualquiera de tales modelos consistirá en el cálculo de un integral del tipo:

$$AS = \iiint f(x, y, z, M, \alpha) \cdot dx \cdot dy \cdot dz \quad (1)$$

donde "α" representa el parámetro en que se expresa la AS y "f" en general es una función de expresión bastante compleja que obliga a su resolución numérica, aunque algunos de los trabajos iniciales presentaban expresiones simples que permitían su solución analítica. Los distintos algoritmos de estimación de la amenaza sísmica se diferencian en la forma de esa función "f", y son bastante complicados, ya que incluyen el tratamiento de la atenuación de "α". La AS inicialmente se expresaba en términos de intensidad macrosísmica "I" (MSK, MMI, etc.). El desarrollo de la observación sismológica condujo a un estudio exhaustivo de la atenuación de la aceleración y la velocidad, y la AS se comenzó a expresar en términos de aceleraciones y velocidades pico (PGA y PGV por sus siglas en inglés). El uso posterior de acelerógrafos de banda ancha y registro digital condujo a la obtención de espectros de respuesta de aceleración confiables y al desarrollo de relaciones de atenuación para diferentes períodos dicho espectro. Por tanto, se pasó a determinar la AS en términos del espectro de respuesta esperado (ERA) y a ese tipo de estimación de la AS se le llamó "espectro uniforme de amenaza" (UHS por Uniform Hazard Spectrum). En este trabajo se usará el término UHS

solo para mencionar los períodos del espectro (TUHS), mientras que para el espectro esperado en sí se usará el ERA que también se aplicará a los espectros de respuesta de aceleración experimentales. El modelo de estimación de la amenaza sísmica tiene 2 grandes divisiones: determinista y probabilista. En la primera se considera que el fenómeno va a ocurrir (probabilidad 1) y en la segunda se considera que su ocurrencia depende del tiempo y se evalúa su probabilidad de ocurrencia. En el presente trabajo se usa el método probabilista expresado en términos de frecuencia de ocurrencia.

Finalmente, una problemática común en la selección de modelos de estimación de la AS está relacionado con la preparación de los datos iniciales; es decir, cómo se responde a las 3 preguntas mencionadas. La práctica sismológica enfrenta este problema a través de los llamados árboles lógicos de decisión. En ellos se calcula la AS para cada combinación posible de respuestas a las preguntas, se le asigna un peso a cada una y se procesan estadísticamente los resultados.

En el presente trabajo se parte de una revisión de los antecedentes del estudio de la AS en Nicaragua, se hace un análisis exhaustivo de los datos iniciales básicos (catálogo de terremotos y acelerogramas registrados), se discute la preparación de los datos para la estimación de la AS, y se realizan los estimados, que se presentan en forma de mapas y gráficos. El mismo fue realizado como parte del proyecto "Normativa sismorresistente para la ciudad de Managua" del Ministerio de Transporte e Infraestructura de Nicaragua.

El primer trabajo de amenaza sísmica para Nicaragua fue desarrollado por Shah et al., (1975). El resultado en lo que concierne a la amenaza sísmica está formado un mapa de PGA para diferentes períodos de retorno y gráficos de amenaza sísmica para 10 ciudades importantes de Nicaragua. Estos resultados fueron utilizados para preparar el primer Código de Construcciones en Zonas Sísmicas de Nicaragua (La Gaceta, 1983).

En los años 90 el Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER) comenzó a trabajar en un proyecto de “Estudio de la amenaza sísmica de Managua”. En él se definieron las principales zonas fuente de terremotos en Nicaragua, se analizó la sismicidad asociada a cada una y finalmente se pasó al cálculo de la amenaza sísmica para la ciudad de Managua (Segura y Rojas, 1996; Segura et al., 2000). Se obtuvieron mapas de PGA para diversos períodos de retorno. Por encargo de INETER, se realizó un “Estudio de la vulnerabilidad sísmica de Managua” (Reinoso et al., 2005), en el que se incluye un capítulo sobre la amenaza sísmica de Nicaragua. Los autores tomaron como base las zonas fuente determinadas por el INETER (Segura y Rojas, 1996) y añadieron otras. Para la atenuación usaron dos leyes diferentes (Climent et al., 1994; Spudich et al., 1996). Como resultados presentan un mapa de amenaza sísmica para 500 años, donde representan por isolíneas diferentes las que se obtienen con las dos relaciones de atenuación utilizadas, y algunos gráficos de amenaza sísmica para Managua.

En el año 2007 se publica la nueva versión del “Reglamento Nacional de Construcción” RNC-07” (MTI, 2007), en el que se divide el territorio nacional en tres zonas diferentes respecto a la amenaza sísmica y se fija un valor de a_0 (aceleración máxima del terreno) en cada una. Esa división es basada en un mapa que aparece bajo el nombre de “isoaceleraciones” (Fig. 1a) que debe corresponder a un mapa de amenaza sísmica para períodos de retorno de 475-500 años. Lamentablemente en ese documento no aparece ninguna referencia a como fue confeccionado dicho mapa. Sin embargo, el mapa tiene cierta similitud con el obtenido por Reinoso et al. (2005), por lo que se considera que el procedimiento seguido en su confección debe haber sido bastante parecido.

Un cambio cualitativo se produce con el proyecto RESIS-II (Molina et al., 2008); consiste en la estimación de la amenaza sísmica en términos de espectro uniforme de amenaza (UHS) para América Central. Conllevó la preparación de un catálogo regional y un estudio, también regional, del ajuste de relaciones atenuación de la aceleración espectral. Las zonas fuente utilizadas para Nicaragua son, con muy pocas variaciones, las de Segura y Rojas (2006). Sus resultados son, en primer lugar, mapas con valores de aceleración pico (PGA), y de componentes espectrales para períodos de 0.2 y 1.0 seg. para diferentes períodos de retorno (500, 1000 y 2500 años). En segundo lugar, para las capitales de los países centroamericanos, el espectro uniforme de amenaza y la curva de probabilidades anuales de la aceleración para diferentes períodos del espectro y gráficos de desagregación del tipo %AS = $f(\Delta, M)$. Para Nicaragua se particularizó (Talavera, 2008); en la Fig. 1b se presenta el mapa de PGA para un período de retorno de 500 años. Es de señalar que para Managua y otras ciudades ubicadas en la Depresión de Nicaragua los valores de amenaza (PGA para $T_{ret} = 500$ años) oscilan en el rango de 0.4 a 0.5 g, superiores a los que se habían obtenido hasta ese momento (0.3-0.4) incluyendo el código vigente (MTI, 2007). Esto motiva una interrogante: ¿Está sobrestimada la amenaza en ese trabajo?

La primera pista sobre este problema la da el propio informe del RESIS-II, donde se señala que hay elementos en el proceso de selección de las relaciones de atenuación que apuntan a una sobrestimación de la amenaza. Lo que sigue es una cita textual de ese informe:

“...Para las fuentes superficial de corteza e interplaca, se siguió un procedimiento similar al anterior, encontrándose que para la primera los modelos de ZH06, CLI94, SCH07 y SEA99, para PGA, presentan un sesgo

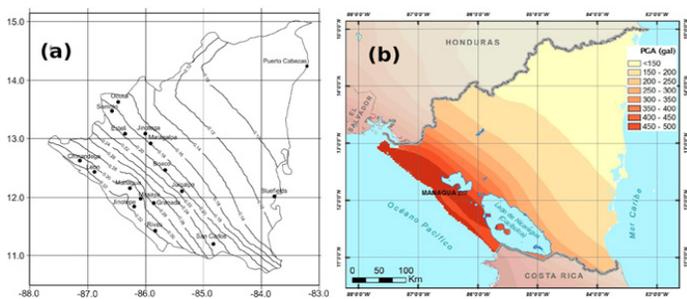


Figura 1. (a) Mapa de isoaceleraciones que aparece en el Reglamento Nacional de Construcción RNC-07 (MTI, 2007); (b) Mapa de AS para Nicaragua, PGA, $T_{ret} = 500$ años. Modificado de Talavera (2008).

negativo después de los límites de $-a_0$, por lo que su uso supone una sobrestimación de la amenaza a distancias menores a los 200 km...” (pág. 122).

Teniendo en cuenta la importancia relativa que tiene la sismicidad asociada a la Depresión de Nicaragua, es de esperar que para las ciudades ubicadas en ella se observe esa sobrestimación. Para analizar este problema en detalle se procesaron nuevamente los datos (incluidos en un vededé por Molina et al., 2008), intercalando dos valores de período del UHS para “suavizar” los gráficos, profundizando en la desagregación para varias ciudades.

El trabajo original considera un árbol de cuatro ramas que se diferencian solo en las relaciones de atenuación utilizadas. En dos de ellas se usa la relación de Zhao et al. (2016) para terremotos corticales y en otras dos la de Climent et al. (1994). Una prueba realizada en la desagregación por ramas para la ciudad de Managua muestra la mayor contribución del uso de la relación de Zhao et al. (2006) a los valores elevados de la amenaza sísmica (Fig. 2a). Profundizando en este análisis, se ve que las relaciones de Zhao et al. (2016) son dependientes del tipo de fallamiento y en el RESIS-II se seleccionó la correspondiente a fallas inversas. Sin embargo, el mecanismo focal de los terremotos fuertes en la cadena volcánica es de tipo transcurrente (Álvarez et al., 2018) por lo que la correspondiente a tipo de fallamiento “crystal-other” de esos autores es más adecuada en este caso. La comparación con la relación usada con la correspondiente a “crystal-other” de esos autores indica que la usada corresponde (con cierto margen de error) a una $VS_{30}=300$ m/seg., por lo que no se calculó para roca sino para suelo (Fig. 2b). Esto puede haber tenido como consecuencia la sobrestimación de la amenaza para la zona de la cadena volcánica.

Después de este trabajo se han realizado algunos estimados de amenaza sísmica que incluyen a Nicaragua, pero en trabajos de características globales o regionales, que no aportan mucho al tema que se discute.

2. CATALOGO DE TERREMOTOS

En el presente trabajo se decidió obtener un nuevo catálogo de terremotos para Nicaragua desde 1520 hasta 2018. El criterio fundamental en la confección de este catálogo fue utilizar el máximo posible de fuentes para cada terremoto, seleccionar coordenadas y tiempo de origen de la “más confiable” y recolectar la totalidad de estimaciones de magnitud realizadas en cada caso. En el caso de Nicaragua existen dos fuentes fundamentales de datos: los registros de la red sísmica desde 1975 y los datos de las redes mundiales. A estos se suman diversos trabajos de relocalización de epicentros, de estudios de sismos históricos, etc. El proceso de discriminación de los datos y confección de un registro único por terremoto conllevó a realizar un trabajo de recolección de fuentes primarias de datos, selección de un formato en que se pudiera incluir el máximo posible de información por terremoto y la confección de numerosos programas de conversión de formato, de comparación de datos, de manejo de información en una base de datos, de representación gráfica, etc.

2.1 Fuentes de datos locales

a) Catálogo del proyecto RESIS-II (Molina et al., 2008)

Es un catálogo en formato SEISAN compacto (Otermöller et al. 2018) para

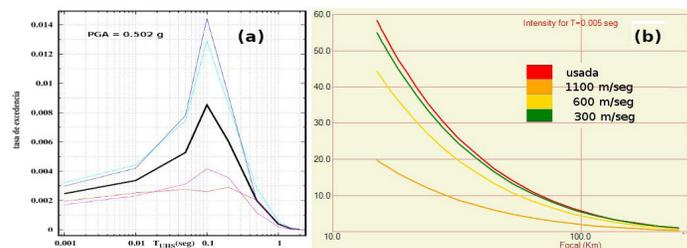


Figura 2. Influencia de las relaciones de atenuación sobre la amenaza sísmica en el RESIS-II. (a) AS promedio – la del mapa final (negro), contribución de las ramas que usan la atenuación de Climent et al. (1994) (rojo y morado) y de las que usan la fórmula de Zhao et al. (2016) (azul claro y oscuro); (b) Comparación de la atenuación usada con la relación de Zhao et al. (2016) para terremotos corticales y las que corresponden al caso de tipo de fallamiento “crystal-other”.

el período 1520-2007, donde la última columna de las magnitudes está dedicada a una magnitud, que denominan MW XXX, la cual corresponde a la convertida a Mw para su uso en amenaza sísmica. Cada terremoto presenta sus coordenadas y tiempo de origen con indicación de la fuente de donde fueron tomadas. Tiene la deficiencia de que no fue acompañado de una memoria descriptiva y no está clara la autoría de algunas de las magnitudes presentes, además de que para muchos terremotos se da una magnitud estimada M_w , para una época en que aún no se determinaba ese tipo de magnitud, sin existir una determinación de magnitud en otra escala que pudiera haber sido transformada a M_w .

b) Catálogo de la red nicaragüense 1975/04 – 2018 (INETER, 2019)

Datos en formato SEISAN no compacto. Para una buena parte de los datos están presentes las determinaciones de errores. Este catálogo se caracteriza por una variabilidad en el registro: estable en los primeros años, disminución paulatina a principios de los 80, y desaparición total desde 1983 hasta finales de 1992, en que se incrementa paulatinamente el nivel de detección. En julio de 2017 se cambió el sistema de registro de SEISAN a Seiscomp3 (SC3), lo que motivó una pérdida de calidad al suspenderse la determinación de magnitudes M_w , porque el SC3 no calcula las M_w directamente, ya que no calcula los espectros. Fue necesario convertir las bases de datos creadas por el Seiscomp3 a los archivos de datos que usa el SEISAN (Utheim y Havskov, 2017), y luego usar el SEISAN sobre los archivos convertidos para estimar M_w , lo que se hizo para el período 2017/07/11-2018/12/31.

c) Relocalizaciones de eventos recientes

Estudio de las réplicas de los terremotos de abril de 2014 en el volcán Momotombito y en la península de Chiltepe (Moreno et al., 2014) y de la serie de terremotos de octubre de 2015 en El Sauce (González et al., 2015), mediante relocalizaciones hechas con el programa hypoDD (Waldhauser, 2001) y determinaciones estándar usando el modelo de Matumoto et al. (1977) modificado. Estudio de las réplicas del terremoto de agosto de 2005 (French et al., 2010), relocalizaciones hechas también con el programa hypoDD (Waldhauser, 2001). Estudio de las réplicas de los terremotos de Puerto Morazán y El Hoyo en 2016 (Álvarez et al. 2018) realizadas con el paquete de programas MJHD (Hurokawa e Imoto, 1990, 1992).

d) Catálogos de estudios realizados en ocasión del terremoto de Managua de 1972.

Catálogo de terremotos históricos (Leeds, 1974), réplicas del evento principal (Ward et al., 1973), relocalizaciones de eventos anteriores (Dewey y Algermissen, 1974; Algermissen et al., 1974).

e) Otras fuentes

Catálogo de datos macrosísmicos de Nicaragua (Chuy, 1984).

2.2 Fuentes de datos globales

Para terremotos de los inicios del registro instrumental se usan las publicaciones clásicas de Gutenberg y Richter (1954) y Rothè (1969). Durante mucho tiempo los boletines y catálogos de los EE.UU. y Gran Bretaña fueron la fuente más confiable de datos de eventos fuertes y medianos. Sin embargo, nuevos métodos de procesamiento fueron introducidos en la práctica sismológica internacional en los últimos años. En primer lugar, el método conocido como EHB (Engdahl et al., 1998) con un tratamiento novedoso de las fases profundas y, en segundo lugar, un nuevo algoritmo de determinación automatizada de hipocentros (Bondár et al., 2015), que han permitido obtener hipocentros más precisos. Los resultados con esos métodos se publican en forma de relocalizaciones de hipocentros. Igualmente, en diferentes épocas se han utilizado modelos de estructura de La Tierra diferentes

a) Compilaciones globales de los EE.UU.

El actual USGS (Servicio Geológico de los EE.UU.) ha preparado

compilaciones de terremotos en diferentes etapas. Estas se publicaban en papel y más tarde fueron digitalizadas y colocadas en un sitio web: <ftp://hazards.cr.usgs.gov/>. También existe una compilación de catálogos realizados por diferentes agencias, (NOAA, 1996). En los tiempos actuales lo más importante es la selección en línea. Permite fijar la región 5 - dimensional (tiempo, espacio, magnitud) para realizar una búsqueda, e incluye terremotos hasta la fecha. Se puede seleccionar el catálogo o usar uno que contiene un conjunto de catálogos recopilados (USGS, 2019). Los catálogos indistintamente se citan como (US, GS, USGS, NEIC, NEIS).

b) Compilaciones globales del ISC

El actual ISC (Centro Internacional de Sismología), radicado en Gran Bretaña, ha estado publicando datos de hipocentros de terremotos desde 1913 y de magnitudes desde 1964. Igualmente comenzó sus publicaciones en papel y actualmente todas están digitalizadas en línea (ISC, 2020), donde se permiten dos variantes de selección: "catálogo completo", y "catálogo revisado". El último incluye sólo lo que ellos llaman "revisiones" (reanálisis con mayor número de datos). Los terremotos en estos catálogos tienen un número único de identificación por el cual se puede acceder a otros datos disponibles, como las fases reportadas en las estaciones y los mecanismos focales. Es actualmente el más completo que se puede obtener, comienza en 1900 e incluye, para cada terremoto, una selección de datos de diversas fuentes. Por ello no es inmediato sino aparece con unos meses de retraso. Como referencia a estas compilaciones en línea se pueden dar 2: el sitio ftp <<ftp://www.isc.ac.uk/pub/>> con archivos y el sitio web <<http://www.isc.ac.uk/>> con diversas opciones de selección interactiva.

c) Relocalizaciones de epicentros globales

Con el algoritmo EHB mencionado se ha emprendido un proyecto de relocalización de hipocentros para el período 1960-presente, accesible en el sitio web-ftp del ISC, bajo el nombre de catálogo EHB. En una revisión de los algoritmos realizada en 2014 se comenzó la relocalización de los eventos de ese último catálogo, que actualmente abarca todo el período de estudio. Dentro del proyecto "ISC-GEM" (Storchack et al., 2015; Bondár et al., 2015) se ha emprendido una tarea de ir relocalizando y determinando las magnitudes de los terremotos en diferentes ventanas energía(M)-temporales. La versión usada del catálogo - No. 6 – abarca desde 1900 hasta 2015. El ISC realizó un trabajo de relocalización de todos los eventos de su "catálogo revisado" desde 1964, usando el modelo de estructura de La Tierra "ak135" (Kennet et al., 1995) y un algoritmo de cálculo mejorado.

d) Catálogo de centroides y tensores de momento

En estas compilaciones se da el valor del centroide, que no es igual al hipocentro, pero se presenta además un epicentro, generalmente del USGS. Son muy confiables los valores de profundidad y magnitud. Existen desde 1961 hasta la fecha (GCMT, 2019). Para comparar catálogos de terremotos entre sí es imprescindible que los mismos se encuentren expresados en el mismo formato, por lo que es necesario seleccionar un formato de trabajo. Se consideró como fundamental disponer del máximo posible de determinaciones de magnitud (12), así como de la precisión de las determinaciones hipocentrales. Se buscó considerar el máximo de elementos adicionales en el formato, excluyendo los de mecanismos focales que se tratarían aparte, dejando una referencia en el catálogo de que estos existían. Un elemento clave en este formato debería ser algún código único que permitiera su enlace con otra información en un tratamiento de bases de datos relacionales. El mejor resultó ser el identificador de terremoto del ISC, un código de 9 números que no se repite, complementado por un número consecutivo negativo para aquellos terremotos no incluidos en el catálogo de terremotos del ISC. También para realizar comparaciones entre diversos catálogos o entre registros de un mismo catálogo era necesario un código que englobase la información de fecha y hora de origen. Para ello se incluyó uno formado por "día juliano y fracción" que se calcula como una variable de doble precisión, con 7 cifras decimales, el cual permite una precisión de entre décima y centésima de segundo,

Tabla 1. Criterio de unión de datos de redes globales y regionales. Criterios semejantes se establecieron para los conjuntos de redes globales y regionales por separado.

0	Relocalizaciones de eventos
1	fuerza que da los menores errores
2	para determinaciones GEM o EHB preferir esta sobre las redes locales
3	para m_b , $M_s \geq 4.5$ preferir localizaciones del ISC o del NEIS sobre las redes locales
4	para terremotos con m_b , $M_s < 4.5$ preferir la red de Nicaragua
5	preferir la red de Nicaragua sobre otras redes regionales

mucho menos que el tiempo en que se puede diferenciar la ocurrencia de dos terremotos en el mismo lugar en cualquier catálogo. El formato seleccionado, que denominaremos “**CAT**”, corresponde a un fichero secuencial con una línea de 325 caracteres por terremoto. Para facilitar su uso en el marco del trabajo se preparó una versión en base de datos. Confeccionar el catálogo requirió la realización de diversas tareas de procesamiento, como son: conversión de formatos iniciales a formato CAT, intercalación de dos catálogos, análisis de presencia de tipos de magnitud en un catálogo, eliminación de duplicados, etc. La parte más compleja de ese proceso es la comparación entre catálogos y selección de registros resultantes. Ello implica tomar decisiones caso a caso. Se confeccionó un catálogo inicial que contenía varios registros por terremoto. Para estimar la “calidad” de los registros por fuente se usan los indicadores de la misma que proporcionan los autores, pero es necesario establecer a priori un orden de selección entre fuentes en dependencia del conocimiento que se tenga del método de cálculo utilizado. En primer lugar, deben estar siempre las relocalizaciones realizadas por diferentes métodos, y en segundo lugar las localizaciones efectuadas usando un gran número de estaciones. Esto es válido tanto para terremotos determinados por redes locales como por redes globales. En el caso de los terremotos más fuertes predominarán los resultados de las redes globales, aunque pueden ser mejores los estimados de profundidad de las locales (Tabla 1).

La inmensa mayoría de los eventos con registros duplicados pudo ser analizada de forma semiautomática, y se encontraba dentro de umbrales $\delta t = 20$ seg y $\delta \Delta = 40$ km. Sin embargo, un número no despreciable se encontraba muy alejado espacialmente. Incluso en muchos casos de terremotos fuertes la diferencia entre el USGS y el ISC podía alcanzar $\delta \Delta > 100$ km. Se notó también que las localizaciones del ISC son más cercanas a las de la red nicaragüense que las del USGS. La diferencia resulta muy grande también entre las diferentes redes de países centroamericanos. Se prefirió siempre en este último caso la de la red nicaragüense, a no ser que los errores reportados fueran excesivos. En el proceso se unieron registros de eventos que en algunos casos podrían tener diferencias $\delta \Delta > 200$ km; esto se hizo luego de valorar la cercanía en tiempo y la presencia de magnitudes comparables entre las 2 fuentes. También había no pocos casos de 3 registros de un solo terremoto. Se puede decir que la inmensa mayoría de los eventos tiene coordenadas y tiempo de origen determinados por la red nicaragüense (1975-2017), y que gran parte de ellos tienen estimaciones de los errores. Se fijó el límite de 12 magnitudes en el formato seleccionado, que en muy pocas ocasiones fue excedido y hubo que eliminar algunas (siempre las menos confiables).

Los tipos de magnitud presentes en el catálogo son: m_b , M_s , M_w , M_c (o M_d) y M_L . La m_b en su inmensa mayoría corresponde a determinaciones con ondas de corto período, las llamadas m_b y m_{pv} . Puede haber otros tipos de magnitud, pero en menor cuantía dentro del catálogo. Entre ellas debe destacarse la M_b determinada con registros de período medio, que está apareciendo en el catálogo de la red nicaragüense desde que se introdujo el sistema Seiscomp3. Para evitar confusiones, esas magnitudes se renombraron a M_x . Las fuentes más confiables de las m_b y M_s , son del ISC y de la red global operada por los EE.UU. Otras determinaciones muy confiables son la M_w del proyecto CMT de la Universidad de Harvard - GCGMT y la del EHB del ISC. El GEM presenta solo magnitudes M_w , que se indican como (p = proxy-convertida de otras, d = directa). La M_w aparece en los últimos tiempos también en las redes locales. Un caso especial es el de las magnitudes del catálogo del proyecto RESIS-II (Molina et al.,

2008). Aunque se ha podido dejar claro el origen de la mayoría de ellas, en los casos en que existía algún otro valor de magnitud, no se tomó el de M_w XXX (forma de representarla en ese catálogo).

2.3 Preparación de versión del catálogo para uso de AS

2.3.1 Conversión de las magnitudes a M_w

Un catálogo para AS debe tener una sola magnitud, en este caso M_w , lo que obliga a convertir todas las magnitudes a M_w , y hay que establecer las relaciones entre ellas. Esta magnitud se determina tanto por agencias globales como por redes locales, siendo más estable la determinada por las primeras. En el catálogo confeccionado, las agencias globales que determinan M_w son: NEIC, ISC, GEM y HRV-GCMT.

Se usa un promedio de esas magnitudes en cada terremoto al que se le llama M_w (media). Para convertir las magnitudes presentes en el catálogo a la M_w se realizaron trabajos de regresión lineal entre 2 tipos de magnitud del tipo:

$$M_2(\text{final}) = a + b \cdot M_1(\text{inicial}) \quad (2)$$

usando preferentemente el método de máxima verosimilitud (MMV) con parámetros (a , σ_a , b , σ_b) así como el coeficiente de correlación “r”. Se calcularon igualmente los parámetros con el método del eje principal reducido (EPR), y aunque se prefiere el MMV, en algunos casos se toma el EPR (Fig. 3). Cuando no aparecían poblaciones de tipo [M_i , M_w] se buscó una conversión doble $M_i \rightarrow M_T \rightarrow M_w$, (M_T es una magnitud de tránsito), menos confiable que la conversión directa:

$$M_w(\text{Media}) = c + d \cdot M_i \quad (3)$$

donde $c = b_2 \cdot a_1 + a_2$, $d = b_2 \cdot b_1$, el subíndice “1” corresponde a la regresión (M_i, M_T) y el “2” a la (M_T, M_w).

Para las magnitudes m_b y M_s , las más comunes en los catálogos sismológicos, Scordilis (2006) determinó unas relaciones de conversión a M_w de validez global y un alto nivel de confiabilidad, las que fueron adoptadas en este trabajo. Esas magnitudes se procesaron promediadas en la búsqueda de regresiones: m_b (media) y M_s (media).

Un caso importante es el de las magnitudes por longitud de registro determinadas en los trabajos de campo que se hicieron después del terremoto de Managua de 1972 (Ward et al., 1973).

De un total de 170 terremotos, hay 168 que solo tienen ese tipo de magnitud. Según Ward (1974) se usó la relación de Lee et al. (1972) para obtener la magnitud por duración de coda, y para tales magnitudes Bakun (1984) determinó una conversión al momento sísmico M_0 , lo que permite hacer una transformación doble $M_c \rightarrow M_0 \rightarrow M_w$, usando la relación de conversión $M_0 \rightarrow M_w$ de Hanks y Kanamori (1979). En la Tabla 2 se presentan los resultados de las regresiones $M_1 \rightarrow M_2$ obtenidas. A más del 90% de los terremotos pudo aplicársele una transformación de magnitud directa. Cuando no existían relaciones directas a M_w se usó la relación (3).

De los 76,935 terremotos del catálogo, 74,500 tienen al menos una determinación de magnitud. De ellos, únicamente a 24 no se les pudo transformar la magnitud a M_w . El nuevo catálogo con magnitudes transformadas usa las 4 primeras posiciones de magnitud para M_w , M_L (no convertida), M_c , M_b (no convertidas), M_0 (otro tipo, no convertida). Las magnitudes M_w presentes tienen una clave de agencia que indica el proceso de su conversión. De tal forma se obtuvo un catálogo unificado en M_w , primer paso para obtener un catálogo con fines de amenaza sísmica. Debe señalarse que este catálogo solo debe usarse para valoraciones estadísticas, y para búsqueda de datos sobre un terremoto hay que remitirse al catálogo original.

2.3.2 Eliminación de eventos relacionados

La estimación probabilista de la peligrosidad sísmica requiere que el catálogo de terremotos no contenga eventos relacionados, ya que se asume que la ocurrencia de eventos en cualquier región tiene carácter poissoniano. Por tanto, los procesos premonitores - terremoto principal - réplicas y las series de terremotos deben considerarse como eventos

Tabla 2. Relaciones directas $M_1 \rightarrow M_2$ entre las magnitudes. Para el caso de $M_2 = (M_b, M_s)$, "media" corresponde al promedio entre NEIS e ISC, para M_w , al promedio entre las fuentes fundamentales. Se sigue el convenio usado en el cuerpo del catálogo, donde m_b corresponde a (m_b, m_{pv}) y M_x a M_b . En la segunda columna se pone entre paréntesis la agencia que determinó la magnitud inicial.

M_2	M_1	r	puntos	a	σ_a	B	σ_b	$\sigma_b/b\%$	M_2	M_1	r	puntos	a	σ_a	B	σ_b	$\sigma_b/b\%$
Mc(NIC)	ML(NIC)	0.827	5000	0.886	0.032	0.757	0.010	1.3	mb(media)	MD(CAC2)	0.553	3234	-3.834	0.092	1.871	0.022	1.1
Mw(NIC)	ML(NIC)	0.766	384	0.811	0.126	0.791	0.044	5.6	Ms(media)	MD(CAC2)	0.604	670	-7.015	0.174	2.490	0.039	1.5
ML(NIC)	MC(NIC)	0.827	5000	-1.171	0.032	1.322	0.009	0.7	Mw(media)	MD(CAC2)	0.625	186	-3.218	0.372	1.792	0.079	4.4
ML(NIC)	MW(NIC)	0.766	384	-1.026	0.132	1.265	0.042	3.3	Ms(media)	MD(UCR)	0.414	190	-1.893	0.639	1.289	0.147	11.4
Ms(media)	MW(NIC)	0.883	59	-1.079	0.333	1.159	0.070	6	Mw(NIC)	MD(UCR)	0.566	53	-7.401	0.673	2.713	0.166	6.1
mb(media)	MW(NIC)	0.692	453	2.479	0.209	0.489	0.051	10.4	mb(media)	ML(CASC)	0.583	1287	1.156	0.711	0.711	0.041	5.7
Mw(media)	MW(NIC)	0.850	72	0.685	0.370	0.893	0.074	8.3	Ms(media)	ML(CASC)	0.467	271	-0.044	0.502	0.918	0.118	12.8
mb(media)	MC(NIC)	0.594	2580	1.465	0.116	0.653	0.028	4.3	Mw(media)	ML(CASC)	0.557	100	1.112	0.746	0.823	0.156	18.9
Ms(media)	MC(NIC)	0.421	466	-5.383	0.306	2.197	0.072	3.3	mb(media)	ML(SC3)	0.676	267	2.176	0.317	0.518	0.070	13.5
Mw(HRV)	MC(NIC)	0.678	56	2.898	0.699	0.542	0.155	28.6	Mw(media)	ML(SC3)	0.755	59	0.683	0.611	0.838	0.118	14.1
mb(media)	ML(NIC)	0.594	2580	1.465	0.116	0.653	0.028	4.3	Mw(NIC)	ML(SC3)	0.547	1625	0.654	0.121	0.822	0.039	4.7
Ms(media)	ML(NIC)	0.644	691	-0.071	0.200	0.914	0.046	5	mb(media)	MD(SSS)	0.567	301	1.495	0.362	0.616	0.090	14.6
Mw(media)	ML(NIC)	0.689	296	1.412	0.321	0.756	0.063	8.3	Ms(media)	MD(SSS)	0.624	54	-1.246	0.750	1.164	0.168	14.4
mb(media)	MW(UCR)	0.496	294	-0.809	0.429	1.165	0.098	8.4	mb(media)	MD(SNET)	0.729	442	0.401	0.200	0.893	0.045	5.0
Ms(media)	MW(UCR)	0.699	42	-2.804	0.708	1.431	0.151	10.6	Ms(media)	MD(SNET)	0.843	69	-2.228	0.360	1.327	0.076	5.7
Mw(NIC)	MW(UCR)	0.748	244	-1.771	0.226	1.329	0.055	4.1	Mw(media)	MD(SNET)	0.832	54	1.223	0.474	0.780	0.094	12.0
Mw(media)	MW(UCR)	0.736	41	0.835	0.737	0.875	0.150	17.1	mb(media)	MD(GCG)	0.626	189	-3.864	0.336	1.866	0.078	4.1
mb(media)	ML(UCR)	0.527	577	0.925	0.281	0.819	0.070	8.5	Ms(media)	MD(GCG)	0.783	35	-3.129	0.581	1.553	0.130	8.3
Ms(media)	ML(UCR)	0.567	107	-0.706	0.573	1.074	0.139	12.9	Mw(media)	MD(GCG)	0.602	15	-3.134	1.545	1.713	0.319	18.6
Mw(NIC)	ML(UCR)	0.615	217	-2.228	0.309	1.523	0.079	5.2	mb(media)	MD(SJS)	0.568	99	-1.106	0.610	1.265	0.139	10.9
Mw(media)	ML(UCR)	0.707	57	2.353	0.659	0.577	0.141	24.4	Ms(media)	MD(SJS)	0.581	32	-5.976	0.916	2.296	0.200	8.7
mb(media)	ML(SNET)	0.631	294	1.237	0.305	0.756	0.075	9.9	Mw(media)	MD(SJS)	0.669	12	-1.120	1.660	1.355	0.330	24.3
Ms(media)	ML(SNET)	0.813	41	-1.847	0.507	1.304	0.111	8.5	mb(media)	MD(HDC)	0.618	135	-1.220	0.486	1.216	0.106	8.7
Mw(NIC)	ML(SNET)	0.577	271	0.590	0.296	0.822	0.089	10.8	Ms(media)	MD(HDC)	0.622	42	-5.226	0.807	1.988	0.166	8.3
Mw(media)	ML(SNET)	0.801	41	0.395	0.575	0.960	0.120	8.5	Mw(media)	MD(HDC)	0.734	26	0.280	0.969	1.009	0.189	18.7
mb(media)	MC(CAM)	0.638	843	1.392	0.184	0.696	0.044	6.3	Mc(CAM)	MD(WHI)	0.619	373	-0.222	0.225	1.091	0.065	5.9
Ms(media)	MC(CAM)	0.665	278	-0.963	0.294	1.117	0.066	5.9	Mw(NIC)	ML(SSS)	0.766	19	0.110	0.670	0.984	0.204	20.7
Mw(media)	MC(CAM)	0.576	109	1.773	0.733	0.694	0.145	20.8	mb(media)	M?(SJS)	0.607	93	1.070	0.669	0.742	0.143	19.2
mb(media)	MD(CADCG)	0.323	559	-4.675	0.388	2.033	0.089	4.3	mb(media)	ML(SJS)	0.739	16	-1.576	1.020	1.372	0.231	16.8
Ms(media)	MD(CADCG)	0.491	109	-7.913	0.549	2.673	0.119	4.4	mb(media)	mB(SC3)	0.523	63	0.310	1.187	0.806	0.218	27.0
Mw(media)	MD(CADCG)	0.521	19	3.190	2.130	0.502	0.430	85.6	Mw(media)	mB(SC3)	0.705	31	-1.543	1.023	1.178	0.182	15.4
mb(media)	MD(CASC)	0.622	2675	-4.027	0.086	1.924	0.020	1.0	mb(media)	MX(SC3)	0.589	71	1.220	0.891	0.674	0.175	25.9
Ms(media)	MD(CASC)	0.592	561	-7.072	0.192	2.505	0.044	1.7	Mw(media)	MX(SC3)	0.519	31	-1.472	1.569	1.209	0.390	32.2
Mw(media)	MD(CASC)	0.603	167	-3.991	0.398	1.958	0.086	4.3	Mw(media)	MX(SC3)	0.604	49	-0.345	0.916	0.866	0.198	22.9

simples, con una magnitud determinada a partir de la energía liberada en el proceso, que acostumbra a denominarse "equivalente". Existen diversos algoritmos que realizan este proceso, y fue seleccionado el desarrollado por Reasenberg (1985), para el cual está accesible el programa cluster2000x (Reasenberg, 2000), que fue modificado de acuerdo a los requerimientos del presente trabajo. El método busca la construcción de una ventana espacio temporal $[\tau(M), \Delta(M)]$ en la que se encuentran los eventos relacionados, y τ se calcula como:

$$\tau = [-\lg(1 - P)]^2 \cdot t / 10 \wedge [2/3 \cdot (\Delta M - 1)] \quad (4)$$

con $\Delta M = M_{pri} - M_{min}$ (M_{pri} es la magnitud del terremoto principal, M_{min} depende de las observaciones), P - probabilidad de que en un tiempo t (días) ocurra una réplica (se fija en el programa en 0.99); t - tiempo entre dos eventos sucesivos. Δ , denominada distancia de interacción, viene

dada por:

$$\Delta = r_{fact} \cdot a(M, \Delta\sigma), \lg(a) = 0.4 \cdot M_{pri} - (\lg(\Delta\sigma)) / 3 - 1.45 \quad (5)$$

donde $a(M, \Delta\sigma)$ es el radio de una falla circular (Kanamori y Anderson, 1975) correspondiente a un terremoto de magnitud M y caída de esfuerzos ("stress drop") $\Delta\sigma$. Para $\Delta\sigma = 30 \text{ bars}$ (fijado en el programa), los dos últimos términos de la expresión para $\lg(a)$ equivalen a 0.11. El resultado de este programa es un nuevo catálogo, sin los eventos relacionados, con el mismo formato que el original, solo que en la posición 12 de las magnitudes (caso de formato CAT) y 3 (caso de formato SEISAN) se pone el valor de magnitud equivalente para el terremoto principal del grupo de eventos, y para los eventos no relacionados se copia la M_w de la primera posición. Para un catálogo de entrada con 76935 terremotos, tras una corrida del programa "cluster2000x" (usando los valores de r_{fact} y T_{max} implícitos, una

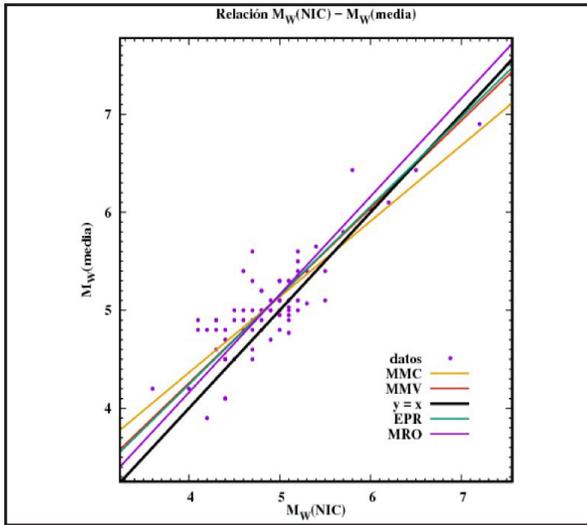


Figura 3. Ejemplo de análisis de regresión para conversión de magnitudes.

M_{min} de 0 e ignorando los errores) se obtuvo un catálogo “limpio”, para uso en estimados de amenaza sísmica, con 65,116 terremotos.

2.4 Sismicidad

Se seleccionó una región que engloba Nicaragua y sus inmediaciones. Se confeccionaron numerosos mapas de epicentros con variaciones de intervalos de tiempo y magnitud. En el período pre-instrumental (1519-1899) la mayoría de los epicentros se ubican en tierra. Ya cuando comienza la determinación de epicentros a partir de datos medidos en los sismogramas el patrón cambia, y la mayoría de los epicentros se desplaza hacia el mar, lo que se intensifica a partir de 1993 donde paulatinamente va creciendo la red de estaciones sismológicas de Nicaragua, a la vez que disminuye el umbral de magnitud detectada (Fig. 4).

El comportamiento en profundidad de la ocurrencia de terremotos se analiza con perfiles. Se usó un solo perfil de 460 km de longitud, perpendicular a la costa, y se proyectó sobre el la inmensa mayoría de los eventos ocurridos en Nicaragua a partir de ciertos umbrales de magnitud, hasta 230 km de distancia del trazo del perfil. El intervalo de profundidad usado es de [0, 300) km y el de magnitud varía, en la Fig. 5 corresponde a $M \geq 5.0$. A la izquierda aparece un perfil clásico (epicentros clasificados por profundidad y magnitud) y a la derecha un perfil con epicentros; sin diferenciar al que se le superpone una línea que resulta de un ajuste de media deslizante. En dicha figura se observa que la mayoría de los terremotos que no pertenecen a la zona de subducción son superficiales. Es muy poco probable que en esas zonas ocurran terremotos profundos, por lo que en versiones posteriores del catálogo se deben revisar dichos terremotos. Puede ser que algunos pertenezcan a la zona de subducción, pero el error en las coordenadas es muy grande, o que otros se hayan determinado con profundidades erróneas.

Los mapas de densidad de epicentros contienen isolíneas que representan la cantidad de epicentros por unidad de área sin diferenciación por magnitud. Son de utilidad para delinear zonas fuente de terremotos. Una versión del algoritmo, útil para evidenciar fallas, divide el área en celdas de un ancho fijo y calcula la densidad (zonas rectangulares) como:

$$D_{ij} = (\delta N_{ij} + \sum_{(k=j-m)}^{(j+m)} \sum_{(i=i-m)}^{(i+m)} N_{kl}) / [(2m+1)^2 + \delta] \quad (6)$$

donde D_{ij} es la densidad de epicentros en la celda (i,j) , m es el número de celdas a cada lado que se usan para promediar y δ toma valores 0 (la celda (i,j) se considera una sola vez) y 1 (la celda (i,i) se considera 2 veces. Para delimitar fallas sobre un fondo difuso de epicentros de terremotos se aplica de forma recurrente (la más eficiente por lo general es la 3ra. iteración con $\delta = 1$). Con el objetivo de precisar la geometría de la zona de Benioff en toda Nicaragua se confeccionaron los mapas de densidad de epicentros para todo el rango de magnitudes presentes en el catálogo en intervalos de profundidad de 10 km. El procedimiento fue trazar sobre estos mapas una línea que siguiera los máximos de densidad

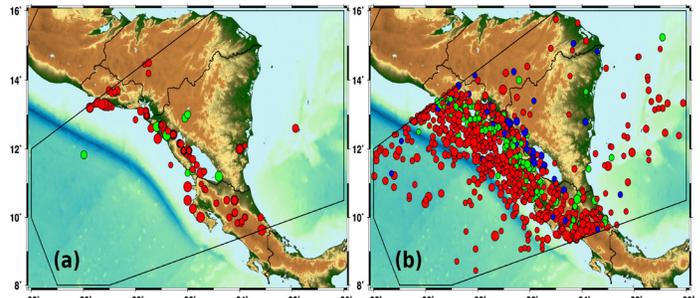


Figura 4. Epicentros de terremotos con $MW > 5.25$ para diferentes períodos. La línea negra continua indica el límite de la región para la que se confeccionó el catálogo. (a) 1519-1899, (b) 1900-2018.

usando qGIS (2020) y al final se superpusieron dichas líneas en un mapa, que indica la geometría aproximada de la zona de Benioff (Fig. 6).

2.4.1 Elementos de la sismotectónica de Nicaragua

Nicaragua está en la placa del Caribe, bajo la que subduce la placa de Cocos. La interacción geodinámica entre estas placas determina sus principales características sismotectónicas. En menor medida, también influyen la placa Norteamericana y la microplaca de Panamá (Fig. 7). La velocidad de convergencia de la placa de Cocos con respecto a la del Caribe en esta zona se encuentra, según diferentes autores entre 65-85 mm/año en una dirección aproximada NE-SO; pero a su vez, la placa del Caribe se mueve hacia el este con una velocidad de aproximadamente 20 mm/año. Esto ha contribuido a la configuración del relieve, como es el caso de la depresión detrás del denominado “back-arc”, que es característica del tipo de subducción “Marianas” (Uyeda y Kanamori, 1979, Uyeda 1983). Dicho proceso de subducción se caracteriza por varios fenómenos, como una fosa profunda, una abrupta zona de Benioff y terremotos de magnitudes relativamente bajas, aunque las características y condiciones de Nicaragua no son exactamente las que corresponden al tipo de subducción antes mencionado. Aquí la velocidad de la placa que se separa es mucho menor y los volcanes activos no se generan en el “back-arc”, sino en la depresión. Por otra parte, Uyeda (1983) usa este esquema para explicar las diferencias entre la subducción en México y Guatemala. Las mismas se acentúan hacia Nicaragua (ISC, 2020).

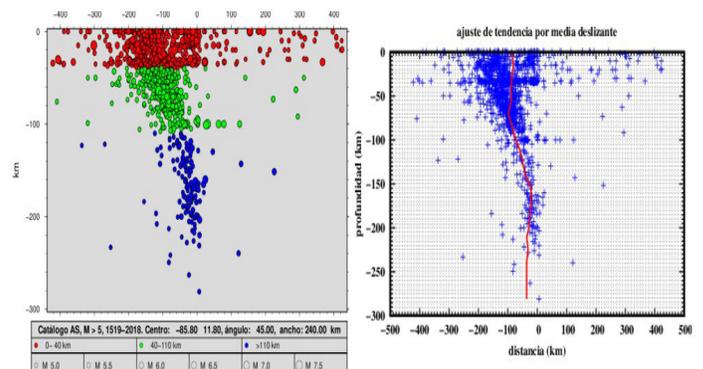


Figura 5. Perfil perpendicular a la costa del Pacífico. Catálogo completo y $M \geq 5$.

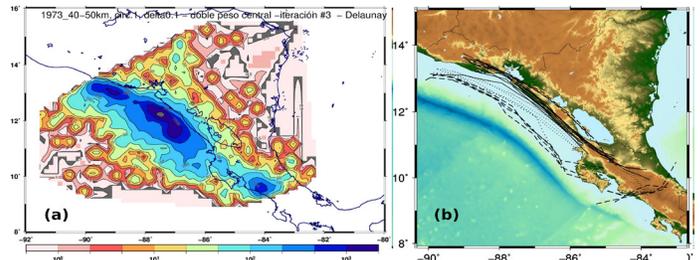


Figura 6. Densidad de epicentros. (a) ejemplo de mapa para la profundidad 40-50 km; (b) ejes de los máximos en el rango 0-200 km con incremento de 10 km. Líneas discontinuas (0-50 km), líneas de puntos (50-110 km) y líneas continuas (110-200) km.

La forma de la Depresión de Nicaragua es de cuña asimétrica, con menor ancho hacia el Golfo de Fonseca y mayor hacia la frontera con Costa Rica. Esta diferencia morfométrica y morfológica se explica por la acción de los movimientos neotectónicos y recientes. Los movimientos de la placa de Cocos tienen una marcada dirección SO-NE frente a Nicaragua (correspondiente a una corteza oceánica generada en la Cresta del Pacífico Este) y se modifican al SSO-NNE en la parte al sur de Costa Rica-Panamá (corteza oceánica generada en el Centro de Generación de Cocos-Nazca). Este último proceso favorece la compresión desde el sur, producto del desplazamiento hacia el norte de la Microplaca de Panamá, que resulta en una mayor apertura de la Depresión de Nicaragua en su parte sur. En la parte de Costa Rica, donde finaliza esta microplaca, se observan fallas con desplazamiento vertical, predominantemente de tipo inverso (Montero, 2001).

Otro aspecto se ha revelado a partir de las mediciones geodésicas (con GPS) realizadas desde hace más de 30 años. Se ha determinado que en América Central la cuña de antearco ("fore-arc sliver") se desplaza al NW con velocidad 11-17 mm/año entre Costa Rica y Guatemala (Kobayashi et al., 2014). Desde el Golfo de Fonseca hasta Guatemala el movimiento se distribuye entre varias fallas paralelas a la costa con un mecanismo de tipo transcurrente diestro. En Nicaragua el movimiento se realiza dentro de la Depresión de Nicaragua con fallas NE-SO y desplazamiento transcurrente siniestro. LaFemina et al. (2002) explican ese movimiento con un modelo que denominan de "bookshelf faulting", con bloques que se desplazan y a la vez giran a favor de reloj (Fig. 8a). Posterior a la publicación de ese trabajo, se mantuvo la ocurrencia de terremotos fuertes en la Depresión de Nicaragua (2005, 2014, 2015, 2016) con movimiento transcurrente siniestro. Estos eventos además de llenar los vacíos del mapa de mecanismos focales en el mapa de LaFemina et al. (2002) le permitieron a Álvarez et al. (2018) formular una interpretación diferente. En su modelo, que se puede denominar de "juego de naipes", hay un amplio conjunto de fallas paralelas escalonadas, con dirección NE-SO, que se deslizan sucesivamente para acomodar el desplazamiento relativo del antearco ("fore-arc") respecto al trasarco ("back-arc"), y sin la ocurrencia de eventos fuertes del tipo transcurrente diestro entre las fronteras de ambos con la Depresión de Nicaragua (Fig. 8b), ni la presencia de bloques rotantes. Igualmente sostienen que ocurre una rotación de los esfuerzos compresivos que se modifican de verticales en los extremos de las fallas, a horizontales en el centro; mientras que los esfuerzos extensionales se mantienen orientados en la dirección E-O.

En la parte continental de América Central coinciden dos grandes bloques, Chortis y Chorotega, ambos con distinta estratigrafía, edad y naturaleza del basamento, y que se encuentran a la altura de Nicaragua. Después del trabajo de Venable (1994), que definió el Bloque Siuna como parte del Bloque Chortis, pero con características que lo distinguen del resto del bloque, se considera que toda Nicaragua pertenece al bloque Chortis. El límite entre los Bloques de Chortis y Chorotega no está bien definido y consecuentemente hay varias interpretaciones (Linkimer et al., 2014). Entre ellas prevalece que el límite se extiende al Caribe con el denominado Escarpe de Hess.

En un trabajo de prospección sísmica, realizado por Whalter et al. (2000)

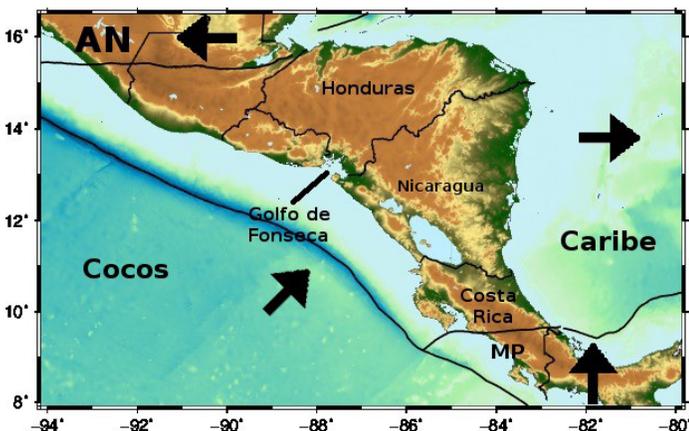


Figura 7. Marco geodinámico de Nicaragua. Se indican las placas de Cocos y Norteamericana (AN), y las microplacas Caribe y Panamá (MP).

se trazó un perfil perpendicular a la costa, desde la placa de Cocos hasta algo después de la Depresión de Nicaragua, a la altura del volcán Momotombo. En el perfil se identifican, muy bien, la diferenciación de la cuña del antearco, la depresión de Nicaragua y el trasarco (Bloque Chortis). La profundidad de penetración del estudio fue diferente. En la parte marina se limitó hasta la base de la corteza oceánica de la placa de Cocos (10-15 km), para la cuña de antearco la profundidad aumenta significativamente hasta un máximo de 42 km en la línea de costa; luego disminuye gradualmente hasta 17 km al final de la Depresión de Nicaragua. Al final, en la zona trasarco la profundidad de penetración disminuye a 5 km. En una buena parte del perfil se identifica la discontinuidad de Mohorovicic. Por otra parte, Moreno et al. (2014) realizaron una inversión lineal con funciones receptoras calculadas para terremotos registrados en las estaciones sismológicas CRIN (volcán San Cristóbal), MGAN (Managua), MATN (Matagalpa) y SIUN (Siuna) de la red nicaragüense, las dos primeras en la Depresión de Nicaragua y las otras 2 en el bloque Chortis. Las velocidades de onda P máximas determinadas para lo que se puede considerar el manto superior oscilan de 7.6-7.8 km/seg. Para el caso del Bloque Chortis se alcanzan a unos 40 km de profundidad, mientras que para la Depresión de Nicaragua a unos 30 km. De González et al. (2012) se obtiene, para la zona del Caribe nicaragüense, que la profundidad de la corteza es de unos 25 km, mientras que para la frontera terrestre Costa Rica-Nicaragua esa profundidad es de unos 30 km.

En Nicaragua no existen estudios de fallamiento profundo. Todo lo que se conoce, con mayor o menor detalle es de carácter superficial. La zona con mayor grado de estudio es el Graben de Managua (Cowan et al. (2000), INETER (2015)). A nivel nacional hay dos estudios, ambos realizados con fines mineros (Lilljequist y Hodgson, 1983; INETER, 1998). Finalmente, para la zona de la Depresión de Nicaragua, van Wyk de Vries (1993) señala la existencia de estudios detallados del fallamiento superficial en zonas limitadas (La Pelona, La Paz Centro y Ochomogo).

La introducción de la determinación del centroide - tensor de momento (CMT) en la práctica sismológica permitió contar con una herramienta poderosa para el análisis geodinámico. El proyecto Global CMT (Ekström et al., 2012) mantiene en línea una base de datos de determinaciones del CMT, que abarca desde 1962, y con más regularidad desde 1976 hasta la fecha, para terremotos con MW>5.5, aunque para algunas regiones el umbral baja hasta MW=5 y menores. En este trabajo se hizo una selección de las soluciones existentes (componentes del tensor de momento y orientación de los planos correspondientes al mejor doble par de fuerzas) para los tres intervalos de profundidad que se han estudiado en los capítulos anteriores [0, 40), [40, 110) y [110, 250) km. En la Fig. 9a se presentan los resultados obtenidos para el intervalo de profundidad [0, 40) km de la base de datos de GCMT, y en la 9b los correspondientes a la depresión de Nicaragua, compilados por Álvarez et al. (2018).

Las características del comportamiento de los tensores de momento en esta región indican que (1) la zona de la cuña de acreción del antearco se caracteriza por mecanismos inversos, con ejes de distensión que varían de horizontales a verticales según se avanza hacia el continente, mientras que los ejes de compresión manifiestan un comportamiento contrario, lo que indica muy bien la curvatura pronunciada de la placa que subduce, (2) la Depresión de Nicaragua se caracteriza por eventos transcurrentes, (3) en la parte del Caribe, hay poca actividad, que se concentra en el Escarpe de Hess con movimientos transcurrentes, (4) en la zona de Costa Rica, donde se encuentra el contacto en los Bloques

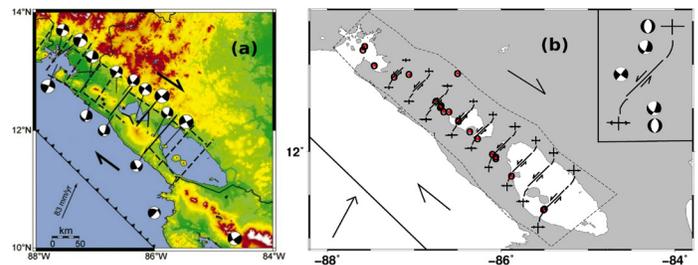


Figura 8. Modelos sismotectónicos para la cadena volcánica de Nicaragua. (a) Propuesta de LaFemina et al. (2002) del modelo tipo "bookshelf"; (b) Propuesta de Álvarez et al. (2018) con fallas escalonadas de dirección NE-SO. Con círculos rojos se muestran los eventos ocurridos, y en las 2 líneas sin eventos sus autores pronostican la ocurrencia de eventos en el futuro mediato.

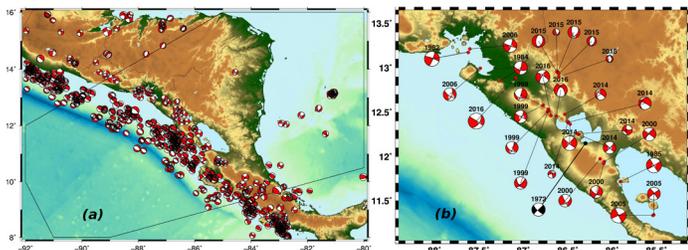


Figura 9. Tensores de momento de terremotos superficiales en Nicaragua [0, 40] km. La línea continua indica el área de estudio de este trabajo. (a) base de datos del GCMT, (b) eventos discutidos por Alvarez et al (2018)

Chorotega y Chortis, hay una actividad predominante con movimientos transcurrentes, aunque con presencia de casos normal e inverso.

A resultados del análisis anterior se determinaron diversas unidades sismotectónicas:

Placa Cocos hasta la fosa Mesoamericana = sismicidad relativamente baja, donde no ocurren terremotos fuertes. La corteza es de 8-10 km

Cuña de acreción del antearco = desde la Fosa Mesoamericana hasta 2-5 km después de la costa = zona muy compleja y lugar donde ocurren los terremotos más fuertes, relacionados con el inicio de la subducción de la placa Cocos bajo la placa Caribe. Terremotos con mecanismo inverso, profundidad de corteza desde 15 km (antes del inicio de la subducción) hasta unos 30 km (pasando la losa que subduce).

Losa que subduce = tiene una orientación cercana a la vertical. Los terremotos ocurren con cierta regularidad hasta los 250 km de profundidad; hay escasa determinaciones con profundidades mayores que pudieran ser erróneas. Mecanismos inversos con ejes P y T buzando alrededor de 45°. Magnitudes máximas menores que en la cuña de acreción del antearco.

Depresión de Nicaragua = región de unos 50-70 km de ancho caracterizada por volcanes y eventos transcurrentes siniestros sobre fallas de dirección NE-SO. Existen interpretaciones diferentes sobre un modelo que explique ese fenómeno. Las magnitudes máximas no deben exceder el valor MW = 6.5; profundidad de la corteza de alrededor de 30 km. Comprende la cadena volcánica de Nicaragua y los lagos Cocibolca y Xolotlán.

Bloque Chortis = zona continental estable de Nicaragua, con muy baja sismicidad. Profundidad de la corteza de unos 40 km. Se divide en dos subbloques, el Bloque Chortis del este al norte (que incluye parte de Honduras) y el Bloque Siuna al sur. El fallamiento superficial es mucho mayor en el primero.

Prolongación del Bloque Chortis hacia el Caribe = zona de baja actividad sísmica. Profundidad de la corteza de unos 25 km. Su zona más importante es el Escarpe de Hess con eventos de magnitud del orden de MW = 5.5, caracterizados por un desplazamiento predominantemente transcurrente.

Zona fronteriza Costa Rica-Nicaragua = corresponde a la frontera entre los Bloques de Chortis y de Chorotega. Eventos bastante frecuentes, de magnitudes no muy altas y movimiento predominantemente transcurrente. Profundidad de la corteza del orden de 30 km.

2.4.2 Delimitación de zonas fuente

Se desarrolló para tres intervalos de profundidad: [0, 40), [40, 110) y [110, 250) km. El método utilizado, poco formalizado, incluyó: preparar mapas de epicentros con distintos umbrales de magnitud haciendo hincapié en los terremotos débiles; buscar en los mapas de epicentros zonas de agrupamiento de terremotos; utilizar los mapas de densidad de epicentros confeccionados a intervalos de profundidad de 10 km; usar los ejes trazados en todos los mapas de densidad de epicentros para los intervalos de profundidad analizados trazando zonas que rodeen a estos conjuntos de ejes alrededor de 10 km de cada borde; combinar las zonas inferidas de la sismicidad y el conocimiento sismotectónico y considerar el error de los epicentros y la indeterminación de las características sismotectónicas evitando que queden espacios en blanco (sismicidad de fondo) para el proceso de cálculo. El intervalo de [0, 40) km es el que resultó con más zonas fuente (Fig. 10), que abarcan toda el área de

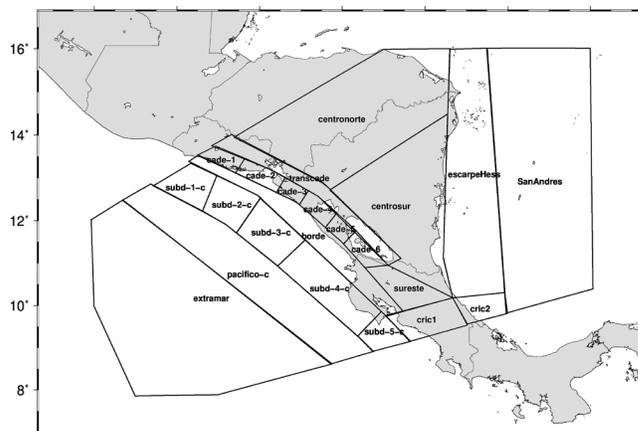


Figura 10. Zonas fuente para el intervalo de profundidad [0, 40) km

estudio.

Los otros dos intervalos [40, 110) km y [110, 250) km tienen zonas importantes concentradas alrededor del centro de la zona de subducción con dos zonas extensas (hacia el Caribe y el Pacífico con sismicidad casi nula (Fig. 11).

El tratamiento de las zonas que caen en Costa Rica fue formal. La geología y tectónica de esa zona es bastante compleja y se decidió no profundizar en ella, por lo que se delimitaron las zonas solo con base en la distribución de epicentros. No es necesario que los mapas finales fuera de los límites geográficos de Nicaragua sean precisos ya que su influencia es muy baja. Esta zona debe ser estudiada en detalle por los otros participantes del proyecto "Elaboración Colaborativa del Código Modelo de Diseño Sísmico para América Latina y El Caribe", y se acordó realizar un trabajo de compatibilización de resultados en la frontera. Igualmente, dada la baja cantidad de eventos en el bloque de Chortis y el Caribe nicaraguense, se tuvo que generalizar las zonas. En la medida en que aumente la información que sobre ellas se disponga, será factible profundizar en sus características sismotectónicas.

2.4.3 Parámetros del régimen sísmico

Entre las diferentes formas que existen para representar los gráficos magnitud-frecuencia, se escogió uno (Álvarez et al., 2017) que fue desarrollado tomando algunas ideas de Utsu (publicadas en los años 1969-1972) y de Ruzhichenko (publicadas en los años 1960-1970). La forma general de la ley magnitud-frecuencia es:

$$n(M) = 10^{(a-bM)}, \lg [n(M)] = a - b \cdot M \quad (7)$$

donde $n(M) \cdot dM$ - cantidad de terremotos en el intervalo e/ M y $M+dM$ y en el intervalo de tiempo t . Aquí la magnitud $n(M)$ es continua y representa la densidad de la frecuencia de ocurrencia de los terremotos. Esta generalización matemática es muy cómoda para el desarrollo posterior de la teoría. En la práctica no se trabaja con tales funciones continuas, sino que se determina la cantidad de terremotos dentro de intervalos de magnitud. Por tanto, de forma general debemos resolver una integral de esa densidad dentro de límites concretos (M_1, M_2). La escuela soviética

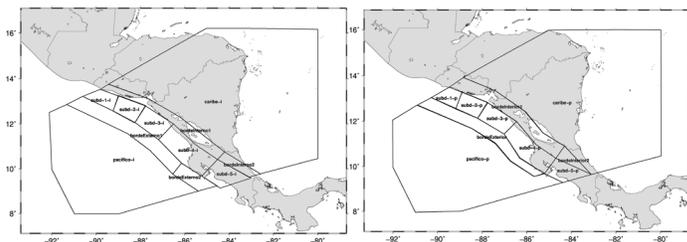


Figura 11. Zonas fuente para los intervalos de profundidad [40, 110) km y [110, 250) km.

normaliza $n(M)$ también en el área S_0 (o el volumen V_0).

Los gráficos magnitud frecuencia “distributivos” se confeccionan a partir del número de terremotos en intervalos de ancho ΔM . En otras palabras, se determinan los valores (N_i, M_i) , donde N_i -número de terremotos que caen dentro del intervalo de longitud ΔM , con valor central M_i , normalizado en el espacio y el tiempo. Se simbolizan por $N(M_i)$, y corresponden a $N(M_i - \Delta M/2, M_i + \Delta M/2)$. Su expresión analítica es:

$$N(M_i) = 10^{(a-b \cdot M_i)} \cdot [10^{(b \cdot \Delta M/2)} - 10^{(-b \cdot \Delta M/2)}] / (b \cdot \ln 10) = 10^{(a-b \cdot M_i)} \cdot F(b, \Delta M) \tag{8}$$

Se puede demostrar que para pequeños valores de ΔM (por desarrollo en series de Taylor en ΔM) $F(b, \Delta M) \approx \Delta M$ y se obtiene

Se divide el rango de magnitudes presente en el catálogo en intervalos de ancho ΔM_i , se cuentan los eventos en cada intervalo y se ajusta el gráfico a los valores $N(M_i)/\Delta M_i$. Si se quiere más precisión, se usa el valor de “b” que se obtiene de ese ajuste, se calcula entonces $F(b, \Delta M_i)$ y se vuelven a calcular “a” y “b”

$$N(M_i)/\Delta M_i = 10^{(a-b \cdot M_i)} / F(b, \Delta M_i), \lg [N(M_i) / \Delta M_i] = a - b \cdot M_i \tag{9}$$

con una precisión mayor.

El llamado gráfico acumulativo, corresponde al caso en que se calcula el número de terremotos en el intervalo $(M - \delta, M'_{max})$, donde $\delta = \Delta M/2$ y $M'_{max} = M_{max} + \delta M_{max}$.

$$N_z(M) = (n(M) / (b \cdot \ln 10)) \cdot 10^{(b \cdot \delta)} \cdot \{1 - 10^{(-b \cdot (M'_{max} - M + \delta))}\} \tag{10}$$

En el caso práctico, en la división en intervalos, el último puede tener una longitud diferente que los anteriores para ocupar todo el rango de existencia de la magnitud. En la formulación común de la amenaza sísmica probabilística se determina un parámetro “ λ ” $\{\lambda = N_z(M_{ref} + \delta)\}$, donde M_{ref} es una magnitud a partir de la cual se considera que los terremotos influyen en la amenaza sísmica a calcular; que por lo general se selecciona como $M_w = 4.5$. El tratamiento de amenaza sísmica probabilística se realiza considerando la expresión de los gráficos magnitud-frecuencia, no en términos de potencias de base 10, sino mediante exponenciales, por lo que usa la conversión: $\{\beta = b \cdot \ln 10\}$.

Es común, cuando se tiene un conjunto de zonas, cada una de las cuales no tiene el número suficiente de terremotos para realizar estimados confiables de (a, b), el unir varias de ellas en un grupo y estimar dichos valores de (a, b) para el grupo como un todo. A esto sigue el considerar que el valor de “b” (β) es constante en todas ellas y luego normalizar el valor de “a” (λ) en función del número de eventos que hay en cada una de las zonas. El parámetro “a” (λ) para cada zona se obtiene por la fórmula:

$$a^{zona} = a^{grupo} + \lg \{N^{zona} / N^{grupo}\}, \lambda^{zona} = \lambda^{grupo} \cdot N^{zona} / N^{grupo} \tag{11}$$

donde N_z corresponde al valor de la frecuencia acumulativa de terremotos para un intervalo cualquiera de magnitud representativa (fórmula 10). En general este valor se mide en uno de los intervalos de magnitud más bajos en dependencia del comportamiento de la curva de N_z en cada zona.

Un problema fundamental en la relación magnitud-frecuencia es el que concierne al establecimiento del nivel de representatividad de los datos. Bajo este concepto se entiende determinar, para cada intervalo de magnitud, a partir de qué momento se tiene un registro sin omisiones de todos los terremotos. Para la estimación de la representatividad para los terremotos durante largos intervalos temporales se puede usar el método gráfico del número acumulativo (en tiempo) de eventos para cada rango de magnitud por separado, con el chequeo posterior, con respecto al gráfico magnitud-frecuencia de la región de estudio, de los sectores que se pueden aproximar por líneas rectas. Otro método consiste en el análisis de la distribución del número de eventos en cortos intervalos temporales para todos los intervalos de magnitud que se desee. En las tablas formadas [matrices $N(\Delta M, \Delta T)$], cuando la razón entre el número de eventos de un intervalo a otro (comenzando desde los mayores intervalos de magnitud) se mantiene, se considera registro representativo. Esto permite el trazado de barras horizontales

que separan datos representativos de no representativos en forma de una escalera. Este último método fue utilizado preferentemente, con apoyo a veces en el primero y otras veces en gráficos M vs. T para todo el catálogo. Se procedió de la forma siguiente:

- » El catálogo de 1519-2018 se dividió en 3 intervalos temporales: T = 1519-2018, T = 1999-2018 y T = 1974-2018 años.
- » Se estudió el comportamiento del número de eventos en intervalos de tiempo magnitud $N(\Delta T, \Delta M)$. El intervalo de magnitud se fijó uniforme en $\Delta M = 0.5$.
- » Para cada una de las partes del catálogo se fijó un valor de ΔT diferente, 40 años para el primero, 10 años para el segundo y 1 año para el último
- » Cuando estas tablas no permitían determinar bien el inicio de los intervalos de representatividad se recurrió a gráficos auxiliares.

Solo para el intervalo de profundidad [0, 40] km se pudieron determinar con un margen aceptable de confiabilidad los valores del inicio de la representatividad en función de la magnitud, y fue necesario tomar algunas decisiones sobre cómo se formarían estos valores para los dos intervalos restantes de profundidad (Tabla 3). Los criterios usados fueron: (1) en ningún intervalo el inicio de la representatividad puede ser menor al del intervalo [0, 40] km, (2) si el inicio de representatividad en un intervalo es > 5 años que el del intervalo [0, 40] km, se mantiene; si no, se pone el del intervalo [0, 40] km, (3) - los terremotos históricos solo se consideran para el intervalo [0, 40] km.

Con la representatividad de los datos determinada por intervalo de profundidad, se tomó la decisión de construir los gráficos magnitud-frecuencia de dos formas diferentes:

- 1) se confeccionó un gráfico general para todo el intervalo, para el que se determinó un parámetro β (b) único, mientras que λ (a) varía de zona a zona;
- 2) se subdividió el intervalo de profundidad en bloques que agrupan varias zonas; para cada bloque se construyó un gráfico magnitud-frecuencia y se determinó un parámetro β (b) de bloque, dejando que λ (a) varíe de zona a zona dentro del bloque.

En la Tabla 4 se presenta la división en bloques de los intervalos de profundidad.

Los valores de (a, b) se determinan por ajuste de datos experimentales a la fórmula (9). Esto es lo que se conoce como construcción del gráfico magnitud-frecuencia distributivo. Con esos parámetros y el valor de M_{max} se calcula λ evaluando (12) en $M_{ref} + \delta$ (se usó $M_{ref}=4.5$). Usando (10) se construye el llamado gráfico magnitud-frecuencia acumulativo. Los datos experimentales para ambos gráficos parten del número anual de terremotos calculados como:

- 1) distributivo – valores de “ $N(M_i - \Delta M_i/2, M_i + \Delta M_i/2) / \Delta M_i$ ” para cada valor de M_i
- 2) acumulativo – suma de los valores “ $N(M_i - \Delta M_i/2, M_i + \Delta M_i/2)$ ” desde el intervalo correspondiente a M_i hasta el último (que finaliza en $M_{max} + \delta M_{max}$)

En la Fig. 12 se presenta un ejemplo de ambos tipos de gráfico. Nótese que el primero se usa para estimar parámetros y el segundo para calcular el número acumulativo de terremotos. Los parámetros en el primero se estiman con su error asociado, mientras que en el segundo no se estiman errores directamente. Se decidió usar los valores de (a, b) determinados por el método de máxima verosimilitud. Los cálculos se realizaron para cada uno de (i) intervalos completos y (ii) bloques en cada intervalo. En

Tabla 3. Valores de los tiempos de inicio del registro representativo para los diferentes intervalos.

M \ Δh	[0,40)	[40,110)	[110,250)
4.0	1993	1993	1993
4.5	1992	1992	1992
5.0	1963	1963	1974
5.5	1951	1952	1953
6.0	1929	1929	1929
6.5	1908	1908	1908
7.0	1869	1908	1908
7.5	1663	-	-

Tabla 4. División en bloques de los intervalos de profundidad. Los nombres de las zonas corresponden a los que aparecen en las Fig. 10-11.

intervalo	Bloque	zonas que lo componen
[0, 40) km	Cadena	cade-1, cade-2, cade-3, cade-4, cade-5, cade-6
	Cascara	borde, cric1, cric2, transcade, sureste
	Este	centroNorte, centroSur, escarpeHess, sanAndres
	Oeste	extramar, pacifico-c
	Subdu	subd-1-c, subd-2-c, subd-3-c, subd-4-c, subd-5-c,
[40, 110) km	borde100	bordeExterno1, bordeExterno2, bordeInterno1, bordeInterno2
	resto	caribe-i, pacifico-i
[110, 250) km	subuc100	subd-1-i, subd-2-i, subd-3-i, subd-4-i, subd-5-i
	borde200	bordeExterior2, bordeInterior1, bordeInterior2
	extra200	caribe-p, pacifico-p
	subd200	subd-1-p, subd-2-p, subd-3-p, subd-4-p, subd-5-p

la Tabla 5 se presentan los resultados. Los valores de M_{max} se toman del catálogo. En las fuentes menos confiables se ha notado la presencia de valores bastante altos de magnitud, y es muy raro que las fuentes más confiables no hayan registrado nada. Se debe evitar una sobrestimación por uso de magnitudes poco confiables, y para más, convertidas de la original a M_w . Es por ello que la confiabilidad baja "0" corresponde a la sospecha de que el original esté sobrevaluado; a las fuentes de confiabilidad media se le asigna un valor "1", mientras que los casos de fuentes más confiables se les asigna un valor "2". Los valores de M_{max} y confiabilidad(M_{max}) se estiman para todo el intervalo de profundidad y para cada uno de los bloques por separado. Los resultados se muestran también en la Tabla 5.

Una vez estimados (a, b, M_{max}) para cada intervalo de profundidad o bloque dentro de intervalo, se procede a calcular los parámetros para cada una de las zonas que lo componen. (b, M_{max}) serán comunes para todas las zonas dentro de intervalo o bloque, según el caso, mientras que el valor de λ se estima aplicando la fórmula (11). En lugar de "b" se pone directamente β , y el valor $\delta\beta$ es calculado como " $\delta b \cdot \ln 10$ ", siendo δb el valor del σ_b calculado en el ajuste por máxima verosimilitud del gráfico magnitud-frecuencia distributivo. Por motivos de espacio no se presentan esos valores.

2.4.4 Acelerogramas registrados en Nicaragua

En Nicaragua se han realizado registros acelerográficos en tres períodos. El primero corresponde a registros analógicos del período 1968-1983. Dichos registros han sido procesados en mayor o menor grado por diferentes autores. Una nueva red, esta vez de acelerógrafos digitales se comenzó a instalar en 1996 y se fueron deteriorando los equipos hasta que en 2009 se retiró el último. Finalmente, en 2014 se inició un proceso de instalación de acelerógrafos triaxiales de banda ancha en diferentes lugares del del área del Pacífico de Nicaragua hasta un total de 24. En este trabajo pudieron procesarse los acelerogramas del primer y tercer períodos (hasta 2018), ya que los del período 1997-2009 no pudieron ser obtenidos en el transcurso del mismo. Los registros de las estaciones en el período 2014-2018 mayoritariamente se incorporan al sistema de adquisición de datos y aparecen mezclados con los de otras estaciones, no acelerográficas, en los archivos "WAV" que crea el SEISAN. Los mismos tienen un muestreo de 200 hz. Las características

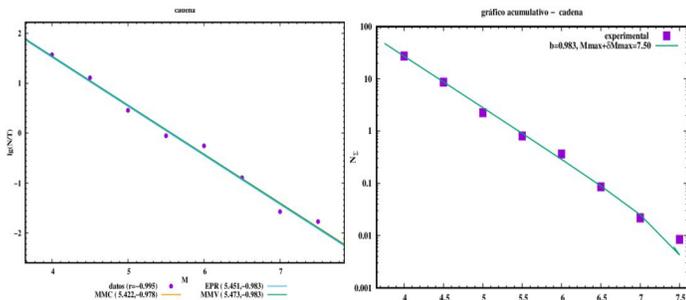


Figura 12. Ejemplo de gráficos magnitud-frecuencia.

Tabla 5. Valores obtenidos de (a,b) por el MMV, de M_{max} tomados del catálogo y de estimados de confiabilidad de M_{max} según la fuente de la fuente, para intervalos de h y para los bloques dentro de ellos.

Intervalo de h	bloque	a	b	M_{max} (observada)	confiabilidad (M_{max})
[0,40)		7.501	1.115	7.6	2
	cadena	5.473	983	7.4	1
	cascara	5.991	987	7.6	2
	este	6.190	1.131	7.4	1
	oeste	6.387	1.139	7.3	2
[40-110)	subdu	7.903	1.187	7.6	2
		7.355	1.208	7.7	1
	borde100	5.956	1.083	7.4	1
	resto	4.340	8.84	6.8	0
	subduc100	7.562	1.277	7.7	1
[110,250)		7.182	1.261	7.2	1
	borde200	6.8.92	1.240	7.2	1
	extra200	5.248	1.096	6.6	1
	subd200	7.409	1.418	6.4	2

de frecuencia de los equipos son prácticamente planas en el rango de frecuencias de 0.0001 a 200 hz, dadas por una función de dos polos reales. La amplitud de los registros acelerográficos se mide en unidades convencionales, dadas por el fabricante, que denomina "counts". Estos registros deben ser convertidos a unidades de aceleración, que en este trabajo se seleccionaron como "m/seg²" y "g"; a la vez que debe eliminarse la influencia del equipamiento sobre ellas. Los registros del primer período fueron obtenidos de una colección de acelerogramas para América Central (Douglas et al. 2004), en un devedé que contiene los sismogramas (escalados a m/seg²). El trabajo consistió en la selección de los datos, un cambio de formato para que pudiesen ser procesados de la misma forma de los de la red actual, pero en el caso de la deconvolución del equipamiento no se usaron las características de frecuencia de los equipos, sino que se aplicó un filtro Buterworth con cuatro polos y límites de frecuencia 0.25-25 Hz, similar a la que se usa por una herramienta de selección y procesamiento incluida en el devedé.

Una vez extraído el acelerograma deseado, se realizó un procesamiento estándar. Primeramente, la deconvolución de la señal para eliminar el efecto del equipamiento, lo que se hace usando los archivos de calibración que da el fabricante, uno por cada estación y componente, luego selección de una ventana temporal para la señal deseada y finalmente el ajuste del 0 y la eliminación de la tendencia. A partir de aquí se realiza un filtrado. Este debe eliminar señales no deseadas mediante filtros pasa alta, pasa baja y pasa banda en el dominio de las frecuencias y "Notch" en el dominio del tiempo (filtro llamado de rechazo, que elimina una banda muy estrecha de frecuencias).

El estudio de los acelerogramas ha estado fuertemente motivado por las necesidades de la ingeniería civil de obtener información útil para el diseño de estructuras sismorresistentes. El más conocido de estos parámetros es el espectro de respuesta (Hudson, 1979). Se parte de un esquema consistente en un edificio situado sobre una base que está sometida a una aceleración temporal debida a un terremoto que corresponde a un sistema lineal amortiguado con un grado de libertad que responde a:

$$m \cdot \ddot{x}(t) + c \cdot \dot{x}(t) + k \cdot x(t) = -m \cdot a(t) \tag{12}$$

$$\ddot{x} + 2\omega_n \cdot \zeta \cdot \dot{x} + \omega_n^2 \cdot x = -a(t)$$

donde a(t) es la aceleración del terreno debida al terremoto, "k" es la rigidez de la estructura, "c" es la amortiguación, m es la masa del edificio y $x(t)$ es el movimiento del edificio respecto al terreno. Además $\omega_n = (k/m)^{1/2}$ es la frecuencia natural de oscilación [solución para el caso $c=a(t)=0$] y $\zeta = c / (2m \cdot \omega_n)$ es una fracción de amortiguamiento crítico. Esta ecuación tiene la solución general:

$$x(t) = (-1) / (\omega_n \cdot \sqrt{1 - \zeta^2}) \cdot \int_0^t a(\tau) \cdot e^{-\omega_n \cdot \zeta \cdot (t - \tau)} \cdot \text{sen}(\omega_n \cdot \sqrt{1 - \zeta^2} \cdot (t - \tau)) \cdot d\tau \tag{13}$$

A partir de ella se calculan mediante derivación los valores relativos de velocidad y aceleración. El espectro de respuesta de aceleración (ERA) se define como:

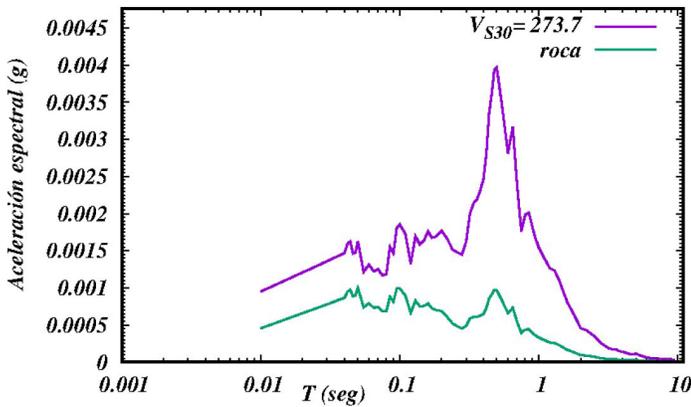


Figura 13. Ejemplo de conversión de un espectro de respuesta registrado en suelo ($V_{S30}=273.7$ m/seg) a roca con $V_{S30} = 1130$ m/seg.

$$S_a(\omega, \zeta) = | \ddot{x}(t) + a(t) |_{max} \tag{14}$$

El procesamiento básico es a través del cálculo de los espectros de Fourier y de respuesta, a los que se añade el tratamiento del efecto de sitio. Para ello se usa el programa "fft", obtenido por cortesía del Departamento de Ciencias de La Tierra de la Universidad de Trieste, que fue modificado para incluirle diversas opciones. El filtrado "Notch" se realiza aparte usando una subrutina tomada del paquete TSPP (Boore, 2018).

Existe una relación para convertir el espectro de respuesta registrado en roca a su equivalente en suelo, si conocemos el valor de V_{S30} que caracteriza a este último (Chiou y Youngs, 2014). Esto se hace mediante la fórmula:

$$ERA_{suelo} = ERA_{roca_referencia} \cdot exp(AF) \tag{15}$$

donde ERA - espectro de respuesta de aceleración y AF es un factor de amplificación que se calcula como:

$$AF = \varphi_1 \cdot \min[\ln(V_{S30} / 1130); 0] + \varphi_2 \cdot [e^{(\varphi_3 \cdot (\min(V_{S30}; 1130) - 360))} - e^{(\varphi_3 \cdot (1130-360))}] \cdot \ln((y_{ref} + \varphi_4) / \varphi_4) \tag{16}$$

AF se estima en términos de [g]. De la relación (16) se ve que el valor de V_{S30} de referencia (y_{ref}) es 1130 m/seg, cuestión muy importante a tener en cuenta cada vez que se use esta conversión. Otra cosa a considerar es el valor de 360 que aparece en dos términos de la fórmula. Lo mismo que el 1130 puede ser un umbral superior, el 360 puede ser uno inferior. Si bien en la literatura se habla de que por encima de $V_{S30}=1130$ m/seg no hay diferencias apreciables en los valores de la aceleración, del $V_{S30}=360$ m/seg no se dice nada, y el segundo factor de la fórmula toma el mismo valor para cualquier $V_{S30}<360$ m/seg.

La relación (16) fue desarrollada para convertir ERA_{roca} en ERA_{suelo} , pero podría usarse para obtener el valor de ERA_{roca} que equivale a un

valor de ERA_{suelo} medido de los acelerogramas. El proceso consiste en solucionar una ecuación trascendente, hallando ERA_{roca} para un valor dado de ERA_{suelo} . Se usa el algoritmo de Brent (1973) a través de la subrutina "zeroin" de Netlib (2020). Un ejemplo de la conversión suelo-roca usando esta relación se presenta en la Fig. 13.

2.4.5 Selección de relaciones de atenuación

Un aspecto fundamental de todo trabajo de estimación de la amenaza sísmica es la selección de relaciones de atenuación a utilizar. Se conocen dos variantes del cálculo de los espectros de respuesta de aceleración, los de cálculo directo del ERA (denominado "SA" en inglés) y los del espectro de pseudo-aceleración (conocida por su sigla en inglés PSA). La definición del ERA se presentó anteriormente (fórmulas 12-14). En el segundo caso, para la ecuación de movimiento (13), la definición de espectro de pseudo-aceleración (PSA) es $PSA = \omega^2 S_d$, donde $S_d = |x(t)_{max}|$ es el espectro de respuesta de desplazamiento. Se usan los parámetros $\omega_n = (k/m)^{1/2}$ (frecuencia natural de oscilación) y $\zeta = c / (2m \cdot \omega_n)$ que es una fracción de amortiguamiento crítico. Para los efectos de amenaza sísmica, donde los espectros de respuesta se calculan para una amortiguación crítica del 5%, ambos pueden considerarse equivalentes (Papagiannopoulos et al., 2013). Por tanto, para el análisis de las relaciones de atenuación a emplear en cálculos de la amenaza sísmica, se usan indistintamente las expresadas en ERA y PSA. En nuestro caso se usaron como datos experimentales los valores del ERA. Los mayores valores de aceleración se registran en las componentes horizontales. Pero al registrar las aceleraciones en dos componentes, generalmente perpendiculares entre sí, en la inmensa mayoría de los casos en una se registran mayores amplitudes que en otra. La solución más simple es calcular la media geométrica entre las componentes. Boore et al. (2006) comparan distintos métodos de enfrentar ese problema, y al final concluyen que la media geométrica simple es solo alrededor de un 3% menor que cuando se usan métodos más sofisticados. Para este trabajo se optó por usar la media geométrica, no de las aceleraciones registradas, sino de los ERA calculados para cada componente garantizando que ambas hayan sido procesadas de la misma forma (iguales parámetros de ajuste, corte y filtrado). En la Fig. 14a se presenta un ejemplo de cálculo de media geométrica de los ERA.

Se prepararon finalmente de 739 espectros de respuesta de aceleración ($ERA_{i,j}$) correspondientes a 163 terremotos. Algunos de ellos con registros en muchas estaciones, la mayoría en tres o menos estaciones. Ninguna de las estaciones acelerográficas está ubicada sobre roca, por lo que solo tenemos aceleraciones en suelos de diferentes categorías. Para realizar el ajuste de relaciones de atenuación (GMPE – "Ground Motion Prediction Equation") todos los registros deben estar en el mismo tipo de suelo, o si se dispone de una gran cantidad de registros, ajustar una fórmula, que entre sus variables incluya el tipo de suelo. Se decidió trabajar en la primera variante. Para ello, era imprescindible convertir las aceleraciones registradas en suelo a roca y trabajar con tales valores convertidos, lo que se hizo con la relación de Chiou y Youngs (2014), presentada anteriormente. De esa forma, dado el valor de V_{S30} para el lugar de registro, se puede calcular un registro equivalente en roca. Esta

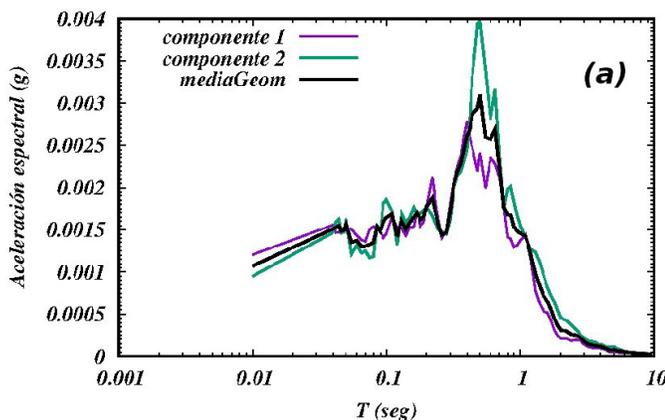
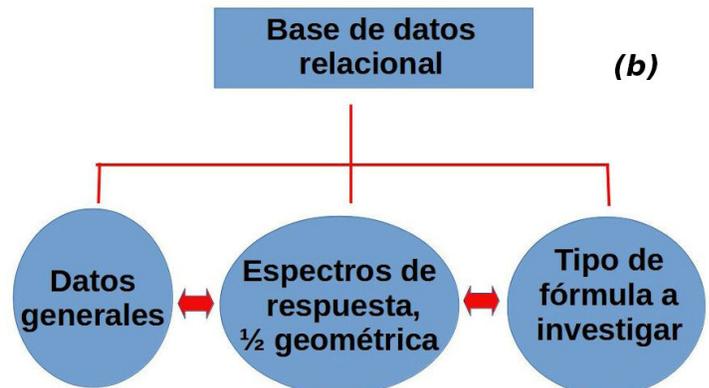


Figura 14. Base de datos de aceleraciones. (a) medición básica de la media geométrica de los ERA. (b) Esquema de la base de datos relacional.



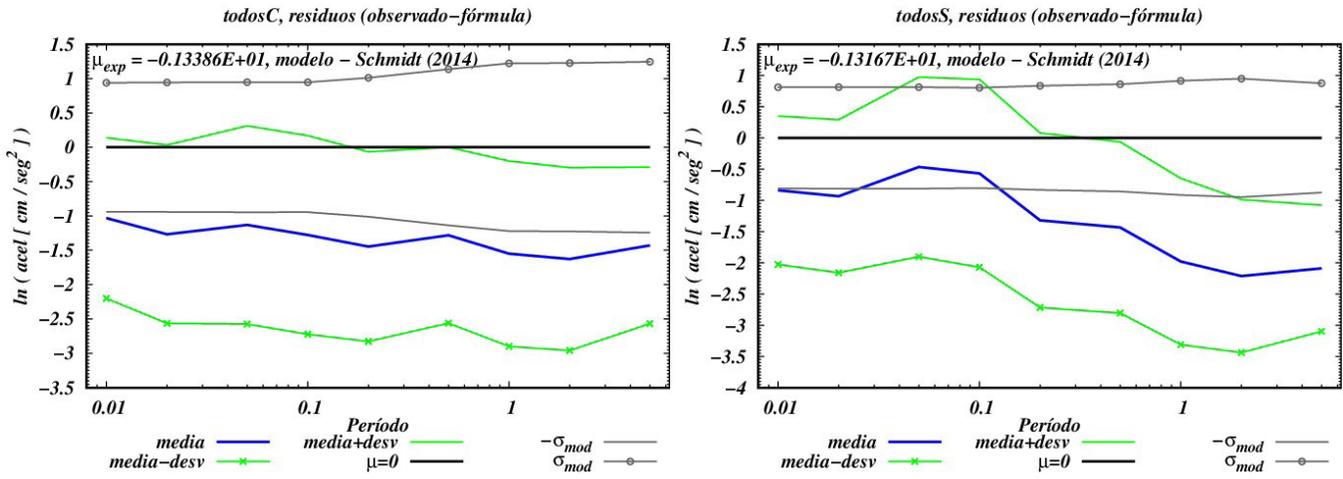


Figura 15. Ajuste de datos observados a una relación publicada. En negro y gris se presentan los datos de la relación (μ , σ), azul y verde los residuos reales (μ_0 , σ_0). (a) corticales, (b) interfase y subducción.

es la parte más débil del procedimiento, pues se le debe suministrar al programa el valor de V_{S30} para cada estación. No existen estimaciones directas de este parámetro, por lo que se usa un valor aproximado determinado globalmente por el USGS (2020) usando un método basado en el gradiente del relieve.

Se creó una base de datos relacional, formada por tres tablas, una con datos del terremoto, otra con los valores del ERA para diferentes períodos del UHS y la última con tipo de relación a investigar, distancias y otros parámetros, lo que se hizo usando postgresql. En la Fig. 14b se presenta el diseño de esa base, cuyas tablas contienen: (erdat) – datos primarios: fecha-hora, coordenadas, estación, distancia epicentral y filtrado realizado; (erval) – valores del espectro de respuesta en períodos comprendidos entre 0.01 y 10 segundos; (erzon) – tipo de relación de atenuación a buscar (cortical, interfase y subducción) y distancias.

El llenado de las tablas de datos se hizo por importación de ficheros “.csv” que son generados por programas confeccionados al efecto. Aquí es necesario volver sobre un asunto tratado antes, y es sobre la imprecisión de los valores de V_{S30} con que se calcula la corrección suelo-roca. Aparte de los valores de suelo y roca convertidos se decidió calcular también la media geométrica entre ellos como una variante alternativa que toma en consideración una posible subestimación de los valores de roca en la conversión. En la Tabla “erval” esos valores se simbolizan por las letras (r,m,s - roca, medio, suelo). Los períodos seleccionados fueron: (0.01, 0.02, 0.05, 0.1, 0.2, 0.5, 1, 1.5, 2, 5, 10) seg. Para la Tabla “erzon” se requirió de la clasificación de los epicentros de los terremotos por tipo de zona y el cálculo de las distancias auxiliares. La clasificación del tipo de zona se apoyó en los resultados obtenidos en la etapa anterior para el análisis de la sismicidad. Se delimitaron 7 zonas corticales [0, 40) km, 1 de interfase [40, 110) km y 1 de subducción profunda [110, 250) km.

Esta diferenciación se buscó porque muchas relaciones de atenuación globales tienen parámetros diferentes en diferentes entornos tectónicos, fundamentalmente asociados a un tipo de mecanismo focal. En esta Tabla también está el problema de las distancias: hipocentral (r_{hipo}), de Joyner y Boore (r_{JB}) y de ruptura (r_{RUP}). La distancia hipocentral se calcula directamente. La forma de medir las últimas dos requiere conocimientos sobre el foco del terremoto, información que no se obtuvo desde el inicio, por lo que se incluyeron solo la hipocentral y una versión aproximada de la de ruptura, dejando la r_{JB} como “ausencia de información”. La aproximación mencionada aparece en (Cauzzi et al., 2014) y está basada en una estadística global. El valor de r_{RUP} se estima, a partir de la distancia hipocentral “r” y la magnitud M_w , por la fórmula:

$$r = 1.38 + r_{RUP} + 0.0145 \cdot \exp(M_w) + \sigma(M_w), \sigma = 209 - 69.6 M_w + 5.9 M_w^2 \quad (17)$$

para $5.5 \leq M_w \leq 7.6$ y $r_{RUP} \leq 150$ km. Para $M_w < 5.7$, $r_{RUP} = r_{hipo}$.

La cantidad de ERA obtenidos no es grande, y no permiten la obtención de relaciones particulares, máxime que las distancias evento-estación no abarcan un diapasón amplio y el poblamiento por magnitudes está sesgado al intervalo $M_w = (4, 5)$. Se debía seleccionar entonces, entre relaciones publicadas, aquellas que más se adaptaran a los datos disponibles para “ajustarlas” a ellos. El método de análisis para ajustar otras relaciones a los datos disponibles fue el estudio de los residuos $\{lgERA_{observado}(T) - lgERA_{relación}(T)\}$ para los que se calcula una estadística normal (μ, σ) para cada valor del período. Aparte de ello, como se convirtieron los acelerogramas registrados en suelo al equivalente en roca usando la relación de Chiou y Youngs (2014), que considera una

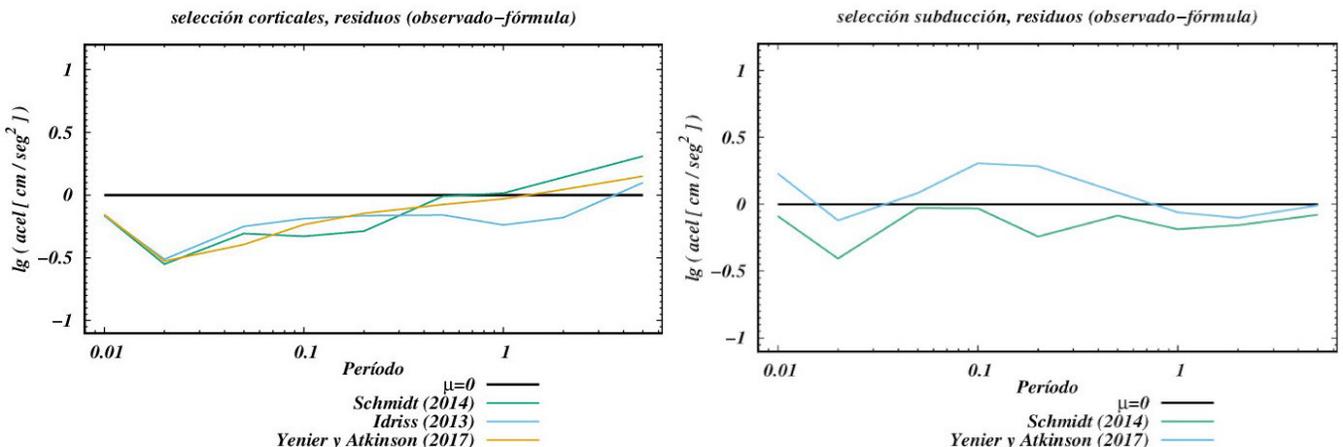


Figura 16. Relaciones de atenuación seleccionadas.

Tabla 6. Relaciones de atenuación estudiadas.

No.	Referencia	corticales	intermedios-profundos
1	Schmidt (2014)	X	X
2	Akkar et al. (2014)	X	
3	Cauzzi et al. (2015)	X	
4	Idriss (2013)	X	
5	Montalva et al. (2017)	X	X
6	Yenier y Atkinson (2017)	X	X
7	Youngs(1997)		X
8	Zhao et al. (2006)	X	X

roca rígida ($V_{s30} = 1130$ m/seg), casi siempre va a existir un sesgo en la relación a comparar, a lo que se suma la variación asociada a los datos experimentales. Por tanto, para una relación $ERA_{original} = f(M, \Delta, h, T_{UHS}, X_i)$ se buscó una corrección $Q(T_{UHS})$ de forma tal que se tendrá una relación corregida:

$$ERA_{corregida} = ERA_{original} + Q(T_{UHS}) = f(M, \Delta, h, T_{UHS}, X_i) + Q(T_{UHS}) \quad (18)$$

donde X_i representa otros parámetros que entren en la fórmula. El sesgo "Q" contiene los valores (μ, σ) correspondientes al ajuste de los datos experimentales: $Q(T_{UHS}) = \{\mu(T_{UHS}), \sigma(T_{UHS})\}$.

La selección de datos para realizar esos ajustes se hizo a partir de la base de datos. Se tuvo especial cuidado que para cada período T_{UHS} bajo análisis no se seleccionaran acelerogramas que producto del filtrado no hubiesen incorporado esos períodos en el cálculo del ERA. Con la muestra de datos disponibles no fue posible obtener resultados confiables para subdivisiones de eventos corticales, aunque se probó para distintas variantes, ni entre terremotos de interfase y de subducción profunda. En la Fig. 15 se muestra un caso de ajuste de datos experimentales a fórmulas publicadas.

Se realizó la búsqueda de relaciones de atenuación para zonas de subducción y corteza continental. Muchas fueron eliminadas desde el principio porque pedían definir diversos parámetros de los que no se disponía. Otras estaban expresadas en términos de $r_{j,b}$, un tipo de distancia de que tampoco se disponía. En total fueron analizadas 12 relaciones, 7 para corticales y 5 para $h \geq 40$ km (ver Tabla 6)

Para todos los casos se realizó el análisis indicado en la Fig. 15. De las 7 relaciones para terremotos corticales analizadas se seleccionaron solo 3, y de las 5 de terremotos con $h \geq 40$ km, solo 2. Los criterios de discriminación fueron que abarcaran el rango completo 0.01-5 seg y que

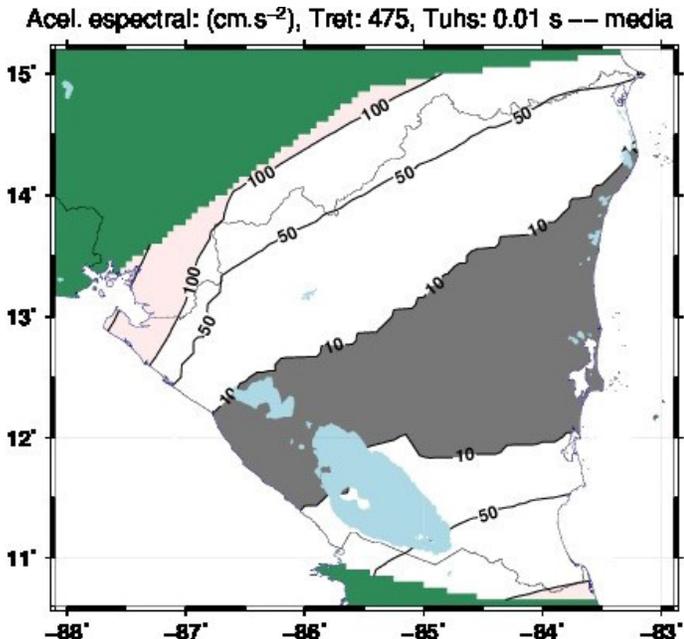


Figura 17. Influencia de las zonas exteriores a la región que cubre el catálogo (según datos de Alvarado et al. (2017), para una distancia de búsqueda de 300 km.

Tabla 7. Combinaciones de relaciones de atenuación a usar con el R-CRISIS. Los números de las relaciones corresponden a: 1 – Schmidt (2014) – corticales, 2 – Schmidt (2014) – $h \geq 40$ km, 3 – Idriss (2013), 4 – Yenier y Atkinson (2017) – corticales, 5 - Yenier y Atkinson (2017) – $h \geq 40$ km.

Tipo	Relaciones					
Corticales	1	1	3	3	4	4
$h \geq 40$ km	2	5	2	5	2	5

presentasen la dispersión mínima de los residuos. El primer requisito era difícil de cumplir en todos los casos, pues las relaciones obtenidas hace años llegan hasta un valor del T_{UHS} de 2-4 seg. Una cosa que salió en claro del análisis es que no vale la pena dividir la muestra de eventos corticales en los grupos en que se planificó inicialmente. Cuando esto se hace no hay variaciones significativa en μ_{ij} (respecto al μ total), y lo que se hace es aumentar el σ_{ij} respecto a σ de la muestra como un todo [i – período del T_{UHS} , j – zona de características sismotectónicas].

Los casos eliminados en terremotos corticales son [Cauzzi et al. (2015), Montalva et al. (2017) y Zhao et al. (2016)] por dispersión y [Akkar et al. (2015) y Youngs (1997)] por no cubrir todo el período. En el caso de los terremotos con $h \geq 40$ km fueron eliminados [Montalva et al. (2017), Youngs (1997) y Zhao et al. (2016)] por los mismos motivos que en el caso anterior. Resumiendo, se seleccionaron para el análisis las relaciones siguientes (Figura 16): corticales – Schmidt (2014), Idriss (2013), Yenier y Atkinson (2017), intermedios y profundos – Schmidt (2014), Yenier y Atkinson (2017).

Como se dijo anteriormente, en la base de datos están los valores del ERA originales en suelo (caso "s"), los convertidos a roca (caso "m") y la media geométrica entre ambos espectros de respuesta (caso "m"). Se decidió analizar la atenuación en los casos "m" y "r", por lo que se obtuvieron dos funciones de corrección distintas para cada fórmula de atenuación: $Q^r(T_{UHS})$ y $Q^m(T_{UHS})$. Con ambas correcciones se evaluaron las relaciones de atenuación iniciales, por lo que para c/u de ellas se obtuvieron dos variantes corregidas. R-CRISIS (Ordaz y Salgado-Gálvez, 2019).

2.4.6 Decisiones para el cálculo de la amenaza sísmica

Se seleccionó como programa para calcular la AS el R-CRISIS (Ordaz y Salgado Gálvez, 2019). Este es un programa sobre Windows de larga data en la práctica sismológica, usado anteriormente en Nicaragua. Es habitual que los trabajos de estimación de la amenaza sísmica obtengan sus resultados para roca (con una velocidad V_{s30} de 760 m/seg, 850 m/seg, o algo parecido, de acuerdo con los requerimientos de los códigos constructivos vigentes. Lo que determina para qué valor de V_{s30} se obtendrán los resultados son las relaciones de atenuación. En nuestro caso los valores registrados en suelo se convirtieron a un equivalente en roca con V_{s30} de 1130 m/seg, por lo que los resultados finales fueron calculados para ese valor. El mismo no es habitual en códigos sísmicos por lo que los resultados que se obtengan deben ser convertidos nuevamente, esta vez en sentido contrario, al valor de V_{s30} deseado. Hasta aquí se ha analizado la AS provocada por la sismicidad de la región comprendida dentro del área cubierta por el catálogo que se preparó para

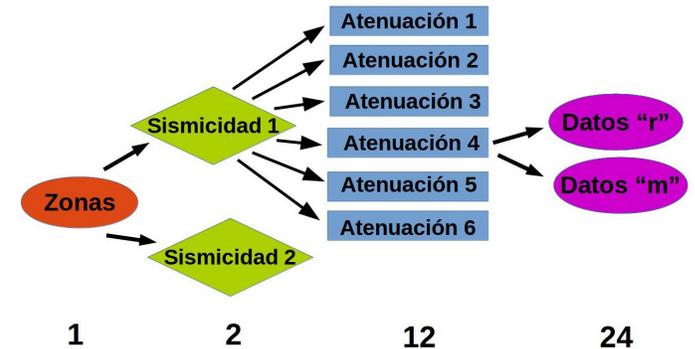


Figura 18. Árbol lógico formado con 2 variantes de evaluación de la sismicidad, 6 combinaciones de relaciones de atenuación, y las dos variantes de corrección, para un total de 24 ramas.

Nicaragua. Sin embargo, para el cálculo de la AS es necesario considerar una región mucho más amplia. En la VI reunión del proyecto internacional "Elaboración Colaborativa del Código Modelo de Diseño Sísmico para América Latina y El Caribe", realizado en Panamá en agosto de 2019 (ECCDSAL, 2019), Nicaragua informó que iba a realizar su propio mapa de AS, y luego trabajaría en la compatibilización de su mapa, para las zonas fronterizas, con el que se pretende realizar por el proyecto para el resto de América Latina. En función de esa disposición se decidió no trabajar fuera del área que cubre el catálogo de Nicaragua y tomar como buenos los estudios realizados por los países vecinos en sus territorios. En tal sentido se usaron los resultados de Alvarado et al. (2017) de delimitación de zonas fuente y estimación de sus parámetros para América Central, en lo que respecta a las zonas fuente ubicadas fuera del límite de cobertura de nuestro catálogo. Se analizó la influencia de estas zonas sobre la AS en Nicaragua, que resultó baja para las zonas fronterizas y prácticamente nula para la zona central (Fig. 17). En lo que sigue, se referirá a esas zonas fuente como "zonas externas". Se considera que cualquier variación que tengan los datos que finalmente se preparen para esas regiones tendrá muy poca influencia en sus efectos para Nicaragua.

Las relaciones de atenuación pueden ser combinadas en 6 variantes corticales-profundos, según se expresa en la Tabla 7. Como se usaron dos variantes de conversión suelo-roca se tiene un total de 12 ramas en lo que concierne a atenuación. El régimen sísmico consta de dos partes, una correspondiente a los parámetros (a,b) y otra correspondiente a M_{max} . Se usaron 2 variantes de determinación de (a,b) y una sola de M_{max} , por lo que se tienen 2 ramas en este caso. Las zonas externas van con una determinación única de todos los parámetros tomada del trabajo de (Alvarado et al., 2017).

El R-CRISIS requiere que se le dé un valor de ΔM_{max} para realizar los cálculos. Los valores de M_{max} se tomaron de la Tabla 5 y se estimó un ΔM_{max} por el método de "un intervalo adelante" (one step beyond) (Slejko et al., 1998) de la forma siguiente:

- caso de gráfico magnitud-frecuencia único para el intervalo de profundidad, $\Delta M_{max} = 0.5$ para el intervalo [0, 40) km y $\Delta M_{max} = 0.4$ para los otros dos intervalos de profundidad, a lo que se añade $\Delta M_{max} = 0.25$ para las zonas externas
- caso de gráfico magnitud-frecuencia para bloques independientes dentro de cada intervalo de profundidad, $\Delta M_{max} = (0.3, 0.4, 0.5)$ variable de una zona a otra (según confiabilidad de la M_{max} - Tabla 5), a lo que se añade $\Delta M_{max} = 0.25$ para las zonas externas

Debe señalarse que el método "un intervalo adelante" (one step beyond) es una estimación subjetiva. En su versión inicial (Slejko et al. 1998), se consideraba que ΔM_{max} era el ancho ΔM (0.3 en su caso) de los intervalos usados en los gráficos magnitud-frecuencia, si para el valor de $M_{max} + \Delta M_{max}$ se tenía un período de recurrencia entre 1000 y 3000 años. García et al. (2003) fijaron ese período de recurrencia entre 500 y 1500 años y $\Delta M_{max} = 0.5$. En nuestro caso lo que se ha hecho es seleccionar un valor entre 0.3 y 0.5, sin tener en cuenta el período de recurrencia, lo que se aproxima más a lo que se ha dado en llamar "evaluación de experto". Considerando estas dos variantes de parámetros del régimen sísmico se tendrá un total de 24 ramas para el árbol lógico, tal como se muestra en la Fig. 18.

Los datos para hacer un cálculo de AS con R-CRISIS deben prepararse en un fichero ".dat" por cada rama, y un fichero ".LTC" para el árbol. Los cálculos por rama requieren algunas definiciones, que son las que van a determinar el carácter del resultado final:

- tipo de resultado a obtener (probabilidad de excedencia, probabilidad de no excedencia o frecuencia equivalente) – frecuencia equivalente;
- unidad de los ERA – [cm/seg²];
- valores de los períodos del UHS y rango de búsqueda del ERA correspondiente a cada uno - $T_{UHS} = (0.01, 0.02, 0.05, 0.1, 0.2, 0.5, 1, 2, 5)$ seg, rango desde 10 hasta 1500-3000 cm/seg²;
- número de intervalos en que se divide el rango de búsqueda (el R-CRISIS fija un valor del ERA y calcula la probabilidad de excedencia para el - 10;
- distancia máxima de integración – 300 km;
- tiempo de espera para el cálculo de las probabilidades – 50 años; esto equivale, para un 90 % de no excedencia, a un período de retorno de 475 años;

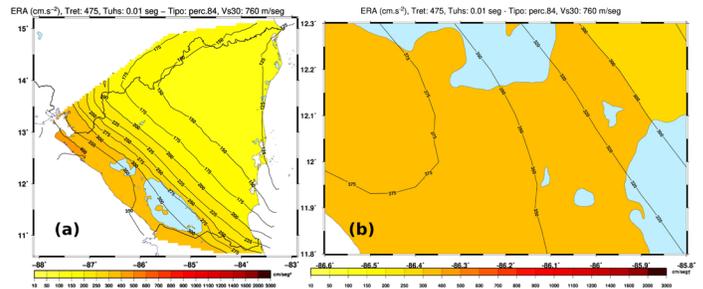


Figura 19. Mapa recomendado para incluir en la norma. $T_{ret} = 475$ años, $T_{UHS} = 0.01$ seg, percentil 84, $V_{S30} = 760$ m/seg. (a) Toda Nicaragua, (b) región de Managua y sus alrededores.

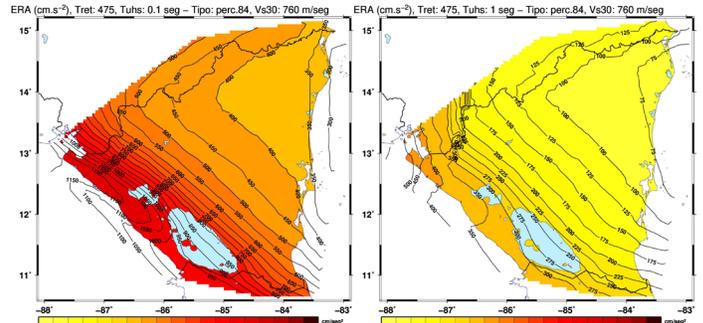


Figura 20. AS por estadística muestral (mediana, perc. 84) para $T_{UHS} = (0.1, 1)$ seg y $T_{ret} = 475$ años.

- definición de una región rectangular para los cálculos y dentro de esta un polígono que determine donde se realizarán realmente (fuera de ella se obviarán);
 - dimensiones de la malla (espaciamento entre los nodos donde se calcula la AS - $0.1^\circ \times 0.1^\circ$;
 - información sobre desagregación solicitada (solo para puntos aislados).
- mientras que el fichero de árbol solo contiene:
- ubicación en la computadora de cada uno de los ficheros ".dat" de rama;
 - peso que se le asigna a la rama.

Igualmente, se prepararon ficheros de atenuación correspondientes a las 10 variantes de relaciones de atenuación con el formato específico requerido por el programa, que los lee como datos. Todos los ficheros de rama están confeccionados con los mismos parámetros. Finalmente el programa R-CRISIS tiene una forma particular de definición de los pesos. A cada rama se le asigna un valor creciente en orden de importancia (1, 2, 3.5, ...). Se suman todos esos valores y el peso se calcula como "ese_valor/suma". En nuestro caso, de los factores que diferencian las ramas hay dos que se tienen que tomar en consideración al asignar pesos: el tipo de datos de aceleración (T_1, T_2) usados para corregir las relaciones de atenuación y el procedimiento para determinar los parámetros de la sismicidad (S_1, S_2). No se consideraron pesos diferentes para las variantes de combinación de relaciones de atenuación, pues todas las relaciones fueron "corregidas" de la misma forma y no hay elementos para diferenciarlas. Una rama "k" cualquiera se caracterizará por el valor de importancia $\{S_i, T_i\}_k$. El peso de una rama

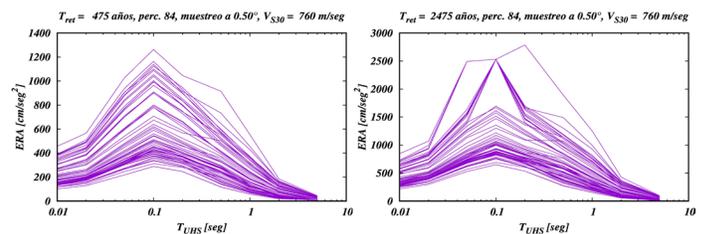


Figura 21. Muestra de espectros de respuesta de aceleración seleccionados para una malla a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, calculados para los T_{ret} 475 y 2475 años.

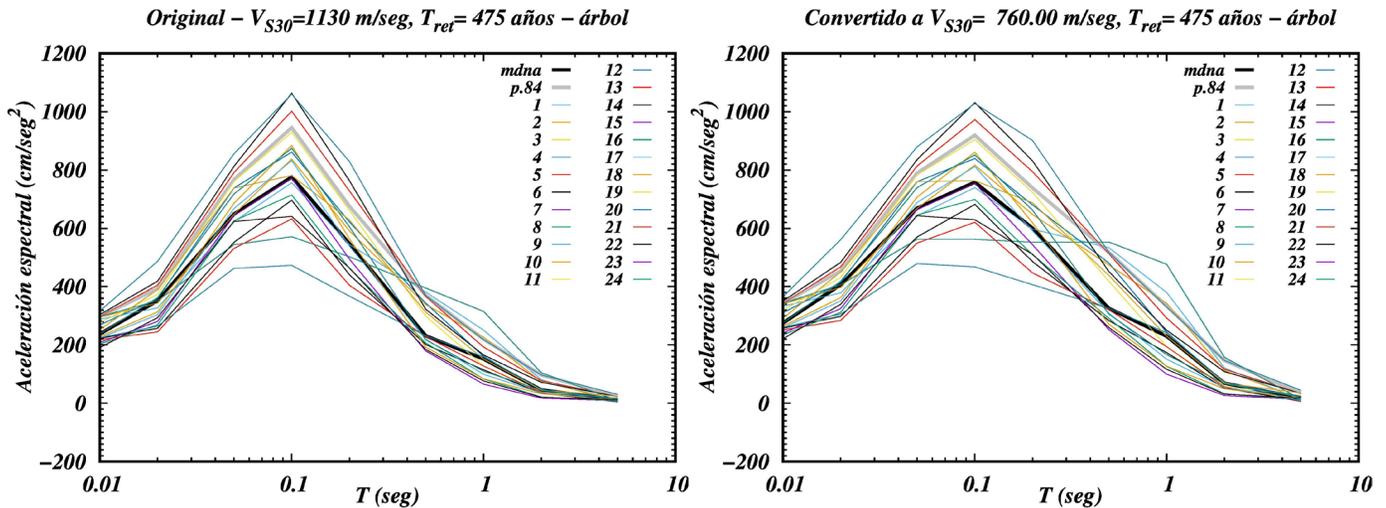


Figura 22. Espectros de respuesta esperados (UHS) en Managua con un período de retorno de 475 años. Resultado final y contribución por ramas. A la izquierda para roca firme, a la derecha para $V_{S30}=760\text{m/seg}$.

será:

$$w_k = [S_i \cdot T_j]_k / (\sum_k [S_i \cdot T_j]_k) \tag{19}$$

3. RESULTADOS

En (Ordaz y Salgado-Gálvez, 2019) viene una descripción muy detallada de todos los aspectos teóricos y prácticos del uso del programa R-CRISIS (CRISIS 18.2.2) que no tiene sentido repetir. Solo debe señalar que la salida es lo mismo gráfica que en ficheros texto, y en este trabajo se decidió usar las últimas para realizar un procesamiento externo al programa. Se realizaron los cálculos para todas las ramas y una vez concluida esta etapa se continuó con el procesamiento del árbol fuera del R-CRISIS. Con los pesos definidos se procesan con estadística muestral los ficheros con los resultados $AS(T_{UHS}, Int)[año^{-1}]$ de los directorios de rama, creando un fichero con la mediana y diversos percentiles de los mismos. Se prepararon mapas usando el GMT (Wessel y Smith, 1998) y gráficos usando el gnuplot (Williams y Kelly, 2017) con más calidad que los que se preparan dentro del programa. Debe señalarse que los resultados primarios del R-CRISIS permiten obtener estimados de AS para cualquier período de retorno, y pueden combinarse fácilmente para hacer el procesamiento de árbol lógico.

Se probaron diferentes combinaciones de pesos para la formación del árbol lógico, y al final se decidió que lo más conveniente para calcular el peso de las ramas (fórmula 19) era:

- sismicidad (1 para gráfico magnitud-frecuencia único por intervalo de profundidad, 2 para gráficos magnitud-frecuencia diferentes por

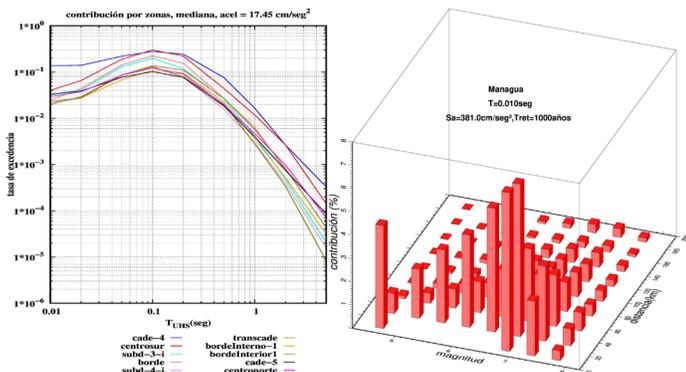


Figura 23. Gráficos de desagregación. Izquierda - zonas fuente que más influyen en la AS de Managua (los nombres de las zonas corresponden a los de las Fig. 10-11, a las zonas "subd" se le añadió al final la letra "i" para indicar que son del intervalo de profundidad de interfase). Derecha - influencia relativa de las fuentes sobre la AS de Managua en función de la distancia y la magnitud.

bloques de zonas)

- atenuación (1 para datos tipo "r", 1 para datos tipo "m")
- Igualmente se seleccionó un valor de V_{S30} de 760 m/seg para el escalado roca firme – suelo. El resultado básico de la AS está formado por un espectro UHS para cada punto de la malla usada en los cálculos. A partir de ellos se calcularon los mapas para $T_{UHS} = (0.01, 0.02, 0.05, 0.1, 0.2, 0.5, 1, 2, 5)$ seg, obtenidos con estadística muestral. Esto hace que se tengan 18 mapas diferentes para el período de retorno que se desee (mediana y percentil 84 para cada uno de los períodos del UHS), que pueden ser usados para requerimientos diversos. En la práctica esos períodos, para fines de diseño de construcción se fijan en alguno de (224, 475, 1642, 2475 y 4745 años). El método utilizado para preparar estos mapas admite el uso de cualquiera de los períodos del UHS con que se realizó el procesamiento con el R-CRISIS, y en principio para cualquier valor del período de retorno, siempre que este se encuentre en los rangos de definición del mismo para el T_{UHS} necesario. Considerando la incertidumbre existente en los datos usados para corregir las relaciones de atenuación, se tomó la decisión de, a diferencia de otros estudios donde se seleccionan los estimados medios (media o mediana de acuerdo a la estadística usada), se debía tomar en consideración la dispersión epistémica y seleccionar entonces el percentil 84. Las normas hasta ahora siempre han incluido como básico el mapa de PGA para $T_{ret} = 475$ años. Este corresponde al calculado para $T_{UHS} = 0.01$ seg, ya que es comúnmente aceptado que $ERA(0.01) \approx PGA$. En la Fig. 19a se presenta el mapa que se recomienda usar en la nueva norma (percentil 84, $T_{UHS}=0.1$ seg, $T_{ret}=475$ años, $V_{S30}=760$ m/seg) y en la Fig. 19b un detalle para la ciudad de Managua y sus alrededores. En la Fig. 20 se muestran otros 2 mapas para $T_{ret}=475$ años y períodos del UHS de 0.1 y 1 seg. Para tener una idea de los espectros UHS obtenidos, la fig. 21 se presenta un montaje de todos los espectros para una malla espaciada a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, realizando los cálculos para dos períodos de retorno.

Para estudiar las particularidades de la formación de la amenaza se aplica el método de desagregación. Este no es más que la separación de diversas contribuciones al cálculo de la integral de la AS, que en su forma computacional está formada por sumatorias (en coordenadas espaciales y magnitud). Otra forma muy usada de desagregación, favorecida por la forma en que funcionan los algoritmos de cálculo, es la correspondiente a las fuentes; esto es, la contribución de cada una de las zonas fuentes a la amenaza en un punto. En el R-CRISIS la desagregación está limitada al cálculo de la misma por ramas, por lo cual, para el caso de árbol lógico, debe ser calculada aparte, usando como datos los resultados para dichas ramas. Por las características de este proceso, se realiza normalmente para puntos aislados, ya que los archivos que se formarían si se hiciese para todos los puntos de una malla serían demasiado extensos y difíciles de procesar. Se seleccionó un punto en la zona de Managua ($-86.28^\circ, 12.17^\circ$). En la Fig. 22 se presentan el UHS para ese punto, formado por las contribuciones por rama más el procesado estadístico (mediana y

percentil 84), tanto para roca firme como para $V_{S30}=760$ m/seg, mientras que en la Fig. 23 se presentan dos casos de desagregación (por fuente y por Δ , M).

Estos resultados se utilizaron en la preparación de una nueva norma de construcción sismorresistente para la ciudad de Managua (MTI, 2022).

4. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

El trabajo consistió en tres etapas: selección de datos básicos, preparación de los datos para el cálculo y realización de los estimados de amenaza sísmica. Los datos básicos fueron el catálogo de terremotos y la base de datos de los espectros de respuesta de aceleración experimentales. El primero de ellos, si bien bastante completo, aún no se puede considerar totalmente finalizado. Periódicamente aparecen predeterminaciones de coordenadas y magnitud de terremotos realizadas en proyectos internacionales globales, que en general contienen nuevos datos para nuestra región, lo que implica la necesidad de actualizarlo. Además, el análisis de terremotos aislados o fenómenos agrupados (terremoto-principal réplicas) siempre pueden aportar nuevos datos sobre dichos terremotos. Cuando se preparó la primera versión del catálogo se decidió realizar una actualización anual. La última realizada fue en junio de 2019. La base de datos de espectros de respuesta experimentales no incluye los eventos del período 1998-2008. Por problemas técnicos no se pudo acceder a los mismos y su uso queda para el futuro. Otra cosa importante es que los acelerogramas usados corresponden a registros en suelo y era necesario convertirlos a su equivalente en roca, a través de funciones de transferencia suelo-roca o en su defecto, usando valores locales de V_{S30} para evaluar una relación empírica de conversión. No disponíamos ni de las funciones de transferencia ni de los valores de V_{S30} medidos in-situ. Esto es la parte más débil de esta estimación de la amenaza sísmica. Se tomó la decisión de usar los valores de V_{S30} que publica el USGS en un mapa global obtenido a partir del gradiente del relieve, que es una aproximación empírica que adolece de tener una gran dispersión. Para poder estar a cubierto de posibles errores de tipo "pérdida de objetivo" (predicciones inferiores a lo que puede ocurrir) se decidió usar dos estimaciones diferentes de los espectros (el convertido directamente y la media geométrica entre este último y el original). En este caso pudiéramos estar en presencia de un error del tipo "falsa alarma" (predicciones superiores a lo que puede ocurrir), pero esto se puede gestionar a través de los pesos relativos que se le den al uso de las dos variantes de espectros experimentales en el árbol lógico.

La preparación de los datos para el cálculo fue un proceso complejo. Se tomó la decisión de usar solo un modelo de zonas fuentes de tipo zonificado, que es la misma decisión que se ha tomado históricamente en la mayoría de los trabajos de AS hechos para Nicaragua hasta la fecha. La estimación de los parámetros del régimen sísmico fue unívoca. Si bien el uso de diferentes procedimientos de ajuste del gráfico magnitud-frecuencia arrojan resultados muy próximos que no influyen mucho en los estimados de AS, no ocurre lo mismo con la M_{max} , que si puede tener una gran influencia. Partiendo del máximo observado se usó una sola estimación de ΔM_{max} , intermedia entre las denominadas "un intervalo adelante" y "estimación de experto", con un valor de $\Delta M_{max} = 0.3 - 0.5$. Sería conveniente en el futuro probar con otros métodos de estimación de M_{max} .

Por otra parte, cuando se procesan datos de zonas grandes, unas partes son más activas que otras, y las partes menos activas no permiten construir un gráfico magnitud-frecuencia. Para una subdivisión general en tres intervalos de profundidad, cada intervalo se consideró (1) como una sola zona, (2) como un conjunto de bloques de zonas, en c/u de los cuales se podía construir un gráfico magnitud-frecuencia, con el mismo criterio sobre las estimaciones de (a,b) . Este es un procedimiento habitual en los trabajos de estimación de la AS.

Finalmente, para la determinación de las relaciones de atenuación a utilizar, ante la imposibilidad de determinar alguna específica para Nicaragua por la distribución insuficiente de la muestra en distancia y magnitud, fue necesario seleccionar entre las relaciones publicadas por otros autores las que se adecuaban mejor a los datos disponibles. Como se había decidido usar la transformación suelo-roca de los datos experimentales, había que buscar relaciones para la velocidad V_{S30} de referencia en la relación (1130 m/seg), que no abundan. Cualquier otra

ya viene con un sesgo. Por tanto, la decisión fue ajustar a relaciones para roca sin preocuparse por el valor de V_{S30} que usaran y analizar el sesgo junto con la desviación de los datos experimentales. A diferencia de los trabajos habituales, en AS que escogen entre varias relaciones, aquellas que se ajusten mejor a los datos, se decidió "corregir" cada relación mediante el añadido de un factor, dependiente del período T_{UHS} , compuesto por el ajuste de una distribución normal de los residuos (observado-fórmula). Aquí no se tuvo en consideración ni la magnitud del terremoto, ni la distancia a que se registraron las aceleraciones. Un análisis más profundo lo hubiera requerido. Para obviar esa insuficiencia se incluyeron varias relaciones de atenuación "corregidas" en los cálculos posteriores, de forma que se "compensaran" los efectos posibles de falta de ajuste por distancia y magnitud. En total se hicieron 6 combinaciones diferentes de relaciones para los 2 intervalos de profundidad analizados, una entre 0 y 40 km y otra entre 40 y 250 km. La Fig. 21 muestra la variabilidad de las estimaciones por rama, que en buena parte es debida a la diversidad de relaciones de atenuación usadas.

La etapa final de preparación de datos fue el diseño del árbol lógico, que al final resultó de 24 ramas. Se diseñó un método de estimación de los pesos que considerara las dos variantes de datos de atenuación y los dos métodos de estimación de (a,b) , ya que se decidió que el peso de las seis combinaciones posibles de relaciones de atenuación corregidas fuera igual.

Por las limitaciones en la representación gráfica de los resultados que se obtienen dentro del R-CRISIS, se decidió realizar el proceso de obtención de los resultados finales aparte, usando como datos los resultados básicos generados por el R-CRISIS para cada rama. Esto se hizo, tanto para los mapas y gráficos para toda Nicaragua como para los gráficos de desagregación para Managua. En este último caso debe destacarse que los resultados de la desagregación se procesaron para el árbol lógico como un todo, algo que no se realiza dentro del R-CRISIS.

Se puede concluir que:

- 1) Se preparó un catálogo de Nicaragua para el período 1520-2018 con la característica de que para cada evento se seleccionaron las coordenadas más confiables y el máximo posible de magnitudes.
- 2) Se realizó la selección y el procesamiento de los acelerogramas registrados en Nicaragua en los períodos 1968-1983 y 2014-2018.
- 3) Se seleccionaron 637 casos epicentro-estación a los que se le preparó el espectro de respuesta (ERA) de aceleración horizontal (media geométrica entre las 2 componentes). Los ERA seleccionados fueron incorporados a una base de datos confeccionada al efecto.
- 4) Se procesó la información del catálogo de terremotos, que en conjunto con la información sismotectónica existente, permitió preparar un mapa de zonas fuentes para tres intervalos de profundidad y estimar sus parámetros fundamentales.
- 5) Se realizó un ajuste de los datos observados del ERA y se seleccionaron 5 relaciones de atenuación, las cuales fueron "corregidas" con los resultados del ajuste de los residuos (observado-relación), lo que incluye el sesgo por V_{S30} .
- 6) Se preparó la información para ser procesada con el R-CRISIS en forma de árbol lógico de 24 ramas. Se realizó el estimado de la amenaza sísmica para Nicaragua. En total se obtuvieron 18 mapas de AS (T_{UHS} ; mediana y percentil 84) para cada T_{ret} deseado.
- 7) Se seleccionó el mapa que se recomienda incluir en la norma de construcciones sismorresistentes de Nicaragua (a0 con $T_{ret}=475$ años para el percentil 84).
- 8) Se procesó la amenaza sísmica para un punto aislado en la ciudad de Managua y se analizó en detalle la desagregación de esta que lo caracteriza.

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento especial al Ing. Andy Álvarez Fernández, del Banco BBVA Argentina SA, por el diseño de la base de datos que se usó para el procesamiento de los acelerogramas. Igualmente se agradece al Ing. Milton Espinoza, del INETER, por su ayuda en el procesamiento de información en un SIG. Se agradece a los colegas participantes en el proyecto, así como al Dr. Mario O. Cotilla Rodríguez, de la Universidad Complutense de Madrid, por las fructíferas discusiones y las recomendaciones realizadas para mejorar la calidad de los resultados

obtenidos. Durante los años 2016-2020/02 las actividades fueron financiadas por el INETER. En el período 2020/03-2021/03 se recibió financiamiento del MTI a través del proyecto 2017DEA014 de la AACID.

REFERENCIAS

- Akkar S., Sandikkaya, M.A. y Bommer J.J. (2014). "Empirical ground-motion models for point- and extended-source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East". *Bulletin of Earthq. Eng.* 12, 359-387.
- Algermissen, S.T., Dewey, J.W., Langer, C.J. y Dillinger, W.H. (1974). "The Managua, Nicaragua, earthquake of December 23, 1972: Location, focal mechanism, and intensity distribution". *Bull. Seism. Soc. Am.* 64: 993-1004.
- Alvarado, G.E., Benito, B., Stallerb, A., Climent, A., Camacho, E., Rojas, W., Marroquín, G., Molina, E., Talavera, E., Martínez-Cuevas, S. y Lindholm, C. (2017). "The new Central American seismic hazard zonation: Mutual consensus based on up to day seismotectonic framework". *Tectonophysics*, 721: 462-476.
- Álvarez L., Lindholm, C. y Villalón, M. (2017). "Seismic Hazard for Cuba: A New Approach". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 107: 229-239.
- Alvarez, L., Rodríguez, A.M., González, O., Moreno, B. y Cabrera, A. (2018). "Seismotectonics of the Nicaraguan Depression from Recent Seismicity". *J. Geol. Geophys.* 7: Iss. 5:1000446.
- Bakun, W.H. (1984). "Seismic moments, local magnitudes, and coda-duration magnitudes for earthquakes in central California". *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74: 439-485.
- Bondár, I., Engdahl, E.R., Villaseñor, A., Harris, J. y Storchak, D.A. (2015). "ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009): II. Location and seismicity patterns". *Phys. Earth Plan. Int.*, 239: 2-13.
- Boore, D.M.; Watson-Lamprey, J. y Abrahamson, N.A. (2006). "Orientation-Independent Measures of Ground Motion". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96:1502-1511.
- Boore, D. (2018). "TSPP---A Collection of FORTRAN Programs for Processing and Manipulating Time Series". U.S. Geol. Sur. Open-File Rep. 2008-1111, 50 pp, revised version.
- Brent, R. (1973). "Algorithms for minimization without derivatives". Prentice - Hall, inc.: 206 pp.
- Cauzzi C., Faccioli E., Vanini M. y Bianchini A. (2015). "Updated predictive equations for broadband (0.01-10 s) horizontal response spectra and peak ground motions, based on a global dataset of digital acceleration records". *Bull. of Earthq. Eng.* 13: 1587-1612.
- Chiou, B. y Youngs, R. (2014). "Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra". *Earthq. Spec.*, 30: 1117-1153.
- Chuy, T. (1984). "Datos macrosísmicos de la República de Nicaragua". *Inv. Sismológicas en Cuba*, 5: 95-142.
- Climent, A., W. Taylor, M., Ciudad Real, M., Strauch, W., Villagran, M., Dahle, A. y Bungum, H. (1994). "Spectral strong motion attenuation in Central America". Technical Report 2:17 from the project Reduction Natural Disasters in Central America, NORSAR: 49 pp.
- Cowan, H., Machette, M.N., Amador, X, Morgan, K.S., Dart, R.L. y Bradley, L. A. (2000). "Map and database of Quaternary faults in the vicinity of Managua, Nicaragua". US Geolog Survey: 15pp.
- Dewey, J.W. y Algermissen, S.T. (1974). "Seismicity of the Middle America arc-trench system near Managua, Nicaragua". *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 64: 1033-1048.
- Douglas, J., Bungum, H., Dahle, A., Lindholm, C., Climent, A., Taylor Castillo, Santos Lopez, P., Schmidt, V. y Strauch, W. (2004). "Dissemination of Central American strong-motion data using Strong-Motion Datascape Navigator". CD-ROM collection.
- ECCDSAL (2019). "4a Jornada del proyecto "Elaboración Colaborativa del Código Modelo de Diseño Sísmico para América Latina y El Caribe, Panamá, 28-30 agosto de 2019. Conclusiones y acuerdos": 15 pp.
- Ekström, G., Nettles, M. y Dziewonski, A.M. (2012). "The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes". *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200-201: 1-9.
- Engdahl, E.R., van der Hilst, R. y Buland, R. (1998). "Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88: 722-743.
- French, S.W., Warren, L.M., Fischer, K.M., Abers, G.A., Strauch, W., Protti, J.M. y Gonzalez, V. (2010). "Constraints on upper plate deformation in the Nicaraguan subduction zone from earthquake relocation and directivity analysis". *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11: Q03S20
- García, J., Slejko, D., Alvarez, L., Peruzza, L. y Rebez, A. (2003). "Seismic hazard maps for Cuba and surrounding areas". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93: 2563-2590.
- GCMT (2020). "The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project. Global CMT Catalog Search". <https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.
- González, O., Moreno, B. y Álvarez, L. (2015). "La serie de terremotos de El Saucé, septiembre - octubre de 2015". Informe. Fondos de INETER: 40 pp.
- Gutenberg, B. y Richter, C. (1979). "Seismicity of the Earth and Associated Phenomena", Princeton University Press: 295 pp.
- Hanks, T.C. y Kanamori, H. (1979). "A moment magnitude scale". *J. Geop. Res.*, 84: 2348-2350.
- Hudson, D.E. (1979). "Reading and interpreting strong motion accelerograms". Earthquake Engineering Research Institute: 112 pp.
- Hurukawa, N. e Imoto, M. (1990). "Fine structure of an underground boundary between the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto district, Japan" (en japonés con resumen en inglés). *Zisin (J. Seismol. Soc. Jap.)*, 43: 413-429.
- Hurukawa, N. e Imoto, M. (1992). "Subducting oceanic crusts of the Philippine Sea and Pacific plates and weak-zone normal compression in the Kanto district Japan". *Geophys. J. Int.*, 109: 639-652.
- Idriss I. (2014). "An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthakes". *Earthq. Spectra*, 30: 1155-1177.
- INETER (1995). "Mapa geológico-minero de la República de Nicaragua. 1:500,000".
- INETER (2015). "Mapa de las fallas geológicas de Managua". Dirección de Geología Aplicada, Dirección General de Geología y Geofísica (DGGG).
- INETER (2019). "Archivos de datos de la red de estaciones de Nicaragua". Fondos de INETER.
- ISC (2020), "Boletines ISC-EHB, ISC-GEM, boletín en línea, mapas y perfiles". <http://www.isc.ac.uk/>.
- Kanamori, H. y Anderson, D.L. (1975). "Theoretical basis of some empirical relations in seismology". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65: 1073-1095.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R. y Buland, R. (1995). "Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes". *Geophysical J. Intern.*, 122: 108-124.
- Kobayashi, D., LaFemina, P., Geirsson, H., Chichaco, E., Abrego, A., Hector Mora, H. y Camacho, E. (2014). "Kinematics of the Western Caribbean: Collision of the cocos ridge and upper plate deformation". *Geochem, Geophys & Geosys*, 15: 1671-1683.
- La Gaceta (1983). "Reglamento de construcción que regirá en el territorio Nacional". La Gaceta - Diario Oficial, 180: 8 pp.
- Lee, W.H.K., Bennett, R.E. y Meagher, K.L. (1972). "A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration". USGS Open-File Report 72-223: 28 pp.
- Leeds, D. (1974). "Catalogue of Nicaraguan earthquakes". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 64: 1135-1158.
- Lillequist, R. y Hodgson, G. (1983). "Desplazamiento de actividades volcánicas durante el Terciario y la relación entre los paleoarcos volcánicos y depósitos de minerales en Nicaragua". Swedish Geological (SGAB), INMINE e INETER. Managua, Nicaragua: 87 pp.
- Linkimer, L., Arroyo, I. y Montero, W. (2014). "Enjambres sísmicos en la placa Caribe y la microplaca de Panamá disparados por el terremoto de Nicoya (7,6 MW) del 5 de septiembre del 2012". *Revista En Torno a la Prevención*, 12: 23-31.
- Matumoto, T., Ohtake, M., Latham, G. y Umana, J. (1977). "Crustal structure in Southern Central America". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 64: 121-134.
- Molina, E., Marroquín, G., Escobar, J., Talavera, E., Rojas, W., Climent,

- A., Camacho, E., Benito, B. y Lindholm, C. (2008). "Proyecto RESIS-II. Evaluación de la amenaza sísmica en Centroamérica. Informe": 237 pp.
- Montalva, G.A., Bastías, N. y Rodríguez-Marek, A. (2017). "Ground-motion prediction equation for the Chilean Subduction Zone". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 107: pp. 901-911.
- Montero, W. (2001). "Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá". *Revista Geológica de América Central*, 24: 29-56.
- Moreno, B.; González, O., Alvarez, L. y Palma, M. (2014). "Informe del trabajo realizado sobre el terremoto del 10/4/2014 y sus réplicas". Fondos de INETER,: 55 pp.
- MTI (2007). "Reglamento Nacional de Construcción RNC-07". Dirección general de Normas de Construcción y Desarrollo Urbano. Managua, Nicaragua: 154 pp.
- Netlib. (2020). "Netlib Repository at UTK and ORNL (<http://www.netlib.org>)".
- NOAA (1996). "The Seismicity Catalog", CD-ROM Collection, vol. 1": https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/data/cdroms/Seismicity_v1/
- Ordaz M. y Salgado-Gálvez, M.A. (2019). "R-CRISIS Validation and Verification Document". ERN Technical Report. Mexico City, Mexico: 310 pp.
- Ottmøller, L., Voss, P. y Havskov, J. (2018). "SEISAN earthquake analysis software for Windows, Solaris, Linux and MacOSX. Version 11.0". <http://seisan.info>: 566 pp.
- Papagiannopoulos, G.A., Hatzigeorgiou, G.D. y Beskos, D.E. (2013). "Recovery of spectral absolute acceleration and spectral relative velocity from their pseudo-spectral counterparts". *Earthq and Structures*, 4: 489-508.
- qGIS (2020). "Quantum GIS. Un Sistema de Información Geográfica libre y de Código Abierto". <https://www.qgis.org>:
- Reasenber, P. (1985). "Second-Order Moment of Central California Seismicity 1969-1982". *J. Geophys. Res.*, 90(B7): 5479-5495
- Reasenber, P. (2000). Program cluster2000x". <https://earthquake.usgs.gov/research/software/#CLUSTER>.
- Reinoso, E., Zeballos, A., Hernández, O., Moore, F., Chávez, G., Hernández, J.J., Arredondo, R., Hammer, J. y Luna, J. (2005). "Estudio de la vulnerabilidad sísmica de Managua. Informe final". INETER,: 254 pp.
- Rothé J.P. (1969). "The Seismicity of the Earth 1953-1965". United National Educational, Scientific, and Cultural Organization (UNESCO), Paris, France: 334 pp.
- Schmidt, V. (2014). "Ecuaciones predictivas del movimiento del suelo para América Central, con datos de 1972 a 2010". *Rev. Geológica Am. Central*, 50: 7-37.
- Scordilis, E.M. (2006). "Empirical global relations converting MS and mb to moment magnitude". *J. Seismology*, 10: 225-236.
- Segura, F., Bungum, H., Lindholm, C. y Hernández, Z. (2000). "Estudio de Amenaza sísmica de Managua, Nicaragua, Fase II 1996-2000". Informe, INETER: 32 pp.
- Segura, F. y Rojas, W. (1996). "Amenaza sísmica para el centro de la ciudad de Managua. Informe". INETER: 65 pp.
- Shah, H.T., Mortgat, C.P., Kiremidjian, A.S. y Zsutty, T.C. (1975). A study of seismic risk for Nicaragua, Parts I-II". Technical Reports No. 11, 12A, 12B, The John A. Blume Earthquake Engineering Center, Department of Civil Engineering, Stanford University.
- Slejko, D., Peruzza, L. y Rebez, A. (1998). "Seismic hazard maps of Italy". *Annali di Geofisica*, 41: 183-214.
- Storchak, D.A., Di Giacomo, D., Engdahl, E.R., Harris, J., Bondár, I., Lee, W.H.K, Bormann, P., y Villaseñor, A. (2015). "The ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009): Introduction". *Phys. Earth Planet. Int.*, 239: 48-63.
- Talavera, E. (2008). "Evaluación de la Amenaza Sísmica en Nicaragua". Informe: 157 pp.
- USGS(2019). "Earthquake Hazards Program. Search Earthquake Catalogue". <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>,
- USGS (2020). "Vs30 Models and Data (<https://earthquake.usgs.gov/data/vs30/>)".
- Utheim, T. y Havskov, J. (2017). "SC2SEI. Automatic transfer of phase readings and waveforms from a SeisComp3 data base to a SEISAN data base, Version 1.16". 33 pp. ftp://ftp.geo.uib.no/pub/seismo/SOFTWARE/SC2SEI/sc2sei_v1.00.pdf
- Uyeda S. (1983). "Comparative subductology". *Episodes*, 5: 19-24
- Uyeda, S. y Kanamori, H. (1979). "Back-Arc opening and the mode of subduction", *J. Geophys. Res.*, 84(B3): 1049-1061.
- Venable, M. (1994). "A geological tectonic, and metallogenetic evaluation of the Siuna terrane (Nicaragua)". Ph.D. dissertation, Tucson, University of Arizona, 154 pp.
- Yenier E. y Atkinson, G.M. (2015). "Regionally adjustable generic ground-motion prediction equation based on equivalent point-source simulations: application to Central and Eastern North America". *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 105: 1989-2009.
- Youngs R.R., Chiou S.J., Silva W.J. y Humphrey, J.R. (1997). "Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes". *Seism. Res. Lett.*, 68: 58-73.
- Waldhauser, F. (2001). "hypoDD – A program to compute double-difference hypocenter locations". Technical report, U.S. Geol. Survey, Menlo Park, CA. 25 pp.
- Ward, P. L., Harlow, J.D., Gibbs, K. y Aburto, Q. (1973). "Location of the main fault as determined from locations of some aftershocks". *Proc. Conf. Managua Earthquake*, (C. Rojahn, Editor), Earthquake Engineering Research Institute: 89-104.
- Wessel, P. y Smith, W.H.F. (1998). "New improved version of generic mapping tools released". *EOS*, 79(47): 579.
- Williams, T. y Kelley, C. "Gnuplot 5.0: An interactive plotting program, manual". (2017): 259 pp.
- Zhao, J. X., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., Ogawa, H., Irikura, K., Thio, H.K., Somerville, P.G. y Fukushima, Y. (2006). "Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96: 898-913.
- MTI. Norma sismorresistente para la ciudad de Managua (2022). 155 pp. <https://www.mti.gob.ni/download/norma-sismorresistente-para-la-ciudad-de-managua-mti-2022/?wpdmdl=4767&refresh=62c5af01ad5271657122561>.