

Estimación de la **peligrosidad sísmica** en Ecuador continental

Publicaciones científicas
Universidad de las Fuerzas Armadas ESPE

Humberto Aníbal Parra Cárdenas
María Belén Benito Oterino
Jorge Miguel Gaspar Escribano
Angie Fernández Lorenzo
Marco Patricio Luna Ludeña
Xavier Patricio Molina Simbaña



ESPE
UNIVERSIDAD DE LAS FUERZAS ARMADAS
INNOVACIÓN PARA LA EXCELENCIA



Créditos

Estimación de la peligrosidad sísmica en Ecuador continental

Humberto Aníbal Parra Cárdenas, María Belén Benito Oterino,
Jorge Miguel Gaspar Escribano, Angie Fernández Lorenzo,
Marco Patricio Luna Ludeña, Xavier Patricio Molina Simbaña

ISBN digital

978-9942-765-07-9

ISBN físico

978-9942-765-22-2

Pares revisión científica

Fernando Matos

Gustavo Barrantes

Universidad de las Fuerzas Armadas ESPE

Crnl. Ramiro Pazmiño (Rector)

Publicación autorizada por

Edición y producción

Corrección de estilos

Sandra Guerra

Diseño editorial

David Cabrera/Juan Carlos Acosta

Derechos reservados. Se prohíbe la reproducción de esta obra por cualquier medio impreso, reprográfico o electrónico.

El contenido, uso de fotografías, gráficos, cuadros, tablas y referencias es de exclusiva responsabilidad de los autores.

Universidad de las Fuerzas Armadas ESPE

Av. General Rumiñahui s/n, Sangolquí, Ecuador www.espe.edu.ec

Los derechos de esta edición electrónica son de la Universidad de las Fuerzas Armadas ESPE. Para consultas ingresar a:

www.repositorio.espe.edu.ec

Estimación de la peligrosidad sísmica en Ecuador continental

Humberto Aníbal Parra Cárdenas
María Belén Benito Oterino
Jorge Miguel Gaspar Escribano
Angie Fernández Lorenzo
Marco Patricio Luna Ludeña
Xavier Patricio Molina Simbaña

Índice

Capítulo I

Antecedentes de estudios de amenaza sísmica en Ecuador continental	13
Campo de velocidades de la corteza para Ecuador	17
Gestión del riesgo sísmico: un enfoque desde la vulnerabilidad social	20
Uso de sensores LiDAR aerotransportado para estudios de desastres naturales	22

Capítulo II

Marco tectónico y geológico	27
Introducción	28
Principales características y regiones tectónicas	29
Placa de Nazca	30
Cordillera submarina de Carnegie	32
Fosa de subducción	33
Bloque Norandino	40
Golfo de Guayaquil	41
Principales características y regiones geológicas	42
Región Costa o Llanura Costera	44
Región Montañosa o cordillera de los Andes	45
Cordillera Occidental	46
Valle interandino	47
Cordillera Oriental o Real	47
Región Oriental o Cuenca Alta del Amazonas	48

Capítulo III

Metodología de cálculo (aspectos técnicos)	49
Fundamentos y definiciones	50
Métodos de cálculo	51
Representación de resultados	56
Fases de cálculo	58
Catálogo del proyecto	58
Zonificación sísmica y caracterización de la sismicidad	61
Atenuación de las ondas sísmicas	65
Efecto local	66
Cuantificación de incertidumbres	67

Capítulo IV

Estimación de la amenaza sísmica	69
Introducción	70
Identificación de fuentes sísmicas	71
Preparación de inputs de cálculo	73
Elaboración del catálogo sísmico	73
Propuesta de zonas sismogénicas para el cálculo de la peligrosidad sísmica	90
Estimación de los parámetros de sismicidad	108
Selección de modelos de atenuación	115
Estimación de la peligrosidad sísmica en el Ecuador continental	116
Especificaciones de cálculo	117

Capítulo V

Resultados	119
Mapas de peligrosidad	120
Resultados específicos para cuatro capitales de provincia	123
Discusión	128

Resumen y conclusiones	130
-------------------------------	------------

Referencias	133
--------------------	------------

Linkografía	140
--------------------	------------

Anexos	141
---------------	------------

Índice de figuras

Capítulo I

Figura 1.1.	Ubicación regional del Ecuador	14
Figura 1.2.	Campo de velocidades horizontales para Ecuador con incertidumbres al 95% de confianza	17
Figura 1.3.	Campo de velocidad horizontal GNSS de las estaciones REGME/ IGS respecto al marco de referencia fijo en Suramérica (SOAM)	18
Figura 1.4:	Componentes del sistema de datos LiDAR aerotransportado.	23
Figura 1.5:	Modelo Digital del Terreno (2D) de un sector de la Amazonía Ecuatoriana / Modelo digital del terreno (MDT) en 3 dimensiones obtenidas a partir de datos LiDAR aerotransportado.	24
Figura 1.6:	Modelo Digital del Terreno (MDT) de un sector de la provincia de Manabí-Ecuador	26

Capítulo II

Figura 2.1.	Vectores de velocidad en la línea de costa colombo-ecuatoriana	29
Figura 2.2.	Representación de los territorios tectónicos	30
Figura 2.3.	Características tectónicas de la región de estudio	31
Figura 2.4.	Perfiles de la fosa de subducción frente a las costas del Ecuador	33
Figura 2.5.	Características dominantes en la fosa de subducción	35
Figura 2.6.	Esquema que muestra el ángulo de inclinación del slab de la placa oceánica en los segmentos norte y sur, según Guillier et al. (2001)	36
Figura 2.7.	Esquema que representa el buzamiento en dirección este de la placa oceánica propuesto por Trenkamp et al. (2002), en el corte transversal A-A'	37
Figura 2.8.	Esquema que representa el buzamiento en dirección este de la placa de Nazca, mostrado por Penington (1981)	37
Figura 2.9.	Esquema que representa la inclinación del slab planteada por Manchuel et al. (2009)	38
Figura 2.10.	Esquema que representa el ángulo de inclinación del techo de la placa oceánica expuesto por Pontoise y Manfret (2004)	38
Figura 2.11.	Esquema que representa la inmersión del plano de Benioff propuesto por Chunga et al. (2009)	39
Figura 2.12.	Modelo de la geometría de la zona de subducción realizada por Hayes et al. (2012)	39
Figura 2.13.	Representación del límite del Bloque Norandino y fallas cuaternarias activas	40
Figura 2.14.	Representación de las provincias geológicas	43
Figura 2.15.	Regiones naturales del Ecuador	43
Figura 2.16.	Características físicas dominantes de la región Costa	45
Figura 2.17.	Distribución de estratovolcanes cuaternarios	46

Capítulo III

Figura 3.1.	Factores que intervienen en la evaluación de la peligrosidad sísmica	51
Figura 3.2.	Esquema que representa el proceso de cálculo de la peligrosidad	55
Figura 3.3.	Determinación del espectro UHS, a partir de la probabilidad anual de excedencia	56
Figura 3.4.	Representación de la peligrosidad por medio de mapas de isolíneas	57
Figura 3.5.	Identificación del sismo de control	57
Figura 3.6.	Fases en la confección del Catálogo sísmico del proyecto	59
Figura 3.7.	Análisis de completitud y determinación del número teórico de sismos	60

Figura 3.8.	Envolventes propuestas por Gardner y Knopoff (1974) para el análisis de réplicas	61
Figura 3.9.	Recta de Gutenberg y Richter con doble truncamiento	63
Figura 3.10.	Esquema que representa la información geofísica y tectónica que se considera para la delimitación de zonas sismogénicas de corteza	64
Figura 3.11.	Distancia fuente-emplazamiento	65
Figura 3.12.	Esquema que representa la estimación del efecto local	67
Figura 3.13.	Esquema general de un árbol lógico para la estimación de la amenaza sísmica	68

Capítulo IV

Figura 4.1.	Fuentes de actividad sísmica identificadas	72
Figura 4.2.	Esquema de trabajo para la elaboración del Catálogo Sísmico de Proyecto	74
Figura 4.3.	Red sísmológica RENSIG perteneciente al IGEPN	75
Figura 4.4.	Representación de los registros sísmicos instrumentales consultados	77
Figura 4.5.	Relación entre Mw con mbISC y mbPDE	79
Figura 4.6.	Relación entre Mw con MsISC y MsPDE	80
Figura 4.7.	Representación del Catálogo Sísmico	83
Figura 4.8.	Distribución de la sismicidad del Catálogo Sísmico	84
Figura 4.9.	Límites superiores en Distancia y Tiempo para delimitar las ventanas en las cuales se localizan réplicas de un sismo principal, en función de la magnitud del mismo.	87
Figura 4.10.	Análisis de completitud de sismos corticales	88
Figura 4.11.	Análisis de completitud de sismos de subducción	89
Figura 4.12.	Esquema de trabajo para la propuesta de un modelo de zonas sismogénicas para el cálculo de la peligrosidad sísmica	90
Figura 4.13.	Propuestas de zonificaciones para régimen Cortical	92
Figura 4.14.	Propuestas de zonificaciones para subducción interfase	92
Figura 4.15.	Propuestas de zonificaciones para subducción intraplaca	93
Figura 4.16.	Zonificación cortical propuesta para el cálculo de la peligrosidad sísmica en el presente estudio	94
Figura 4.17.	Representación de la zonificación ubicada en la Región Costa	96
Figura 4.18.	Representación de la zonificación ubicada en la cordillera de los Andes	98
Figura 4.19.	Representación de la zonificación ubicada en la región Interandina	100
Figura 4.20.	Representación de la zonificación ubicada en la región Oriental	101
Figura 4.21.	Representación de la geometría de la zona de subducción propuesta en el presente estudio mediante el uso de curvas de nivel en profundidad	104
Figura 4.22.	Representación de la sismicidad del corte transversal AA' ubicado en la Figura 4.21	105
Figura 4.23.	Representación de la sismicidad del corte transversal BB', ubicado en la Figura 4.21	105
Figura 4.24.	Representación de las zonas sismogénicas de subducción	108
Figura 4.25.	Ajustes al modelo de Gutenberg-Richter, donde los parámetros α y β son obtenidos con la metodología de Máxima Verosimilitud	109
Figura 4.26.	Ejemplos de los procedimientos seguidos para la estimación de la magnitud máxima	112
Figura 4.27.	Ramas del nodo del árbol lógico para capturar la incertidumbre inherente a los modelos de atenuación y pesos asignados	117
Figura 4.28.	Esquema para la estimación de la peligrosidad	118

Capítulo V

Figura 5.1.	Mapas de peligrosidad sísmica del Ecuador en términos de PGA obtenidos en este estudio, para periodos de retorno de a) 475 años, b) 975 años y c) 2475 años	121
Figura 5.2.	Mapas de peligrosidad sísmica del Ecuador en términos de SA (1s) obtenidos en este estudio para periodos de retorno de a) 475 años, b) 975 años y c) 2475 años	122
Figura 5.3.	Curvas de peligrosidad para las ciudades de: a) Esmeraldas, b) Quito, c) Guayaquil y d) Loja, en términos de PGA y SA (T) en (g), para T = 0.1, 0.2, 0.5, 1 y 2 s	123
Figura 5.4.	Espectros de peligrosidad uniforme obtenidos en cuatro ciudades del Ecuador para periodos de retorno de 475, 975 y 2475 años	124
Figura 5.5.	Resultados de la desagregación de la peligrosidad en las ciudades de Esmeraldas, Quito, Guayaquil y Loja. Se representan las contribuciones de los pares (MW, R) al movimiento objeto dado por PGA para un período de retorno de 475 años	125
Figura 5.6.	Resultados de la desagregación de la peligrosidad en las ciudades de Esmeraldas, Quito, los pares (MW, R) al movimiento objeto dado por SA (1s) para un período de Guayaquil y Loja. Se representan las contribuciones de los pares (MW, R) al movimiento objeto dado por SA retorno de 475 años(1s) para un período de retorno de 475 años	126

Índice de tablas

Capítulo IV

Tabla 4.1.	Resumen de los eventos sísmicos consultados en los catálogos del IGEPN, RISCIB, ISCB y NEIC-PDE	77
Tabla 4.2.	Catálogo histórico del proyecto, generado a partir de estudios y reportes específicos	82
Tabla 4.3.	Resumen de eventos del Catálogo Sísmico agrupados por régimen tectónico	83
Tabla 4.4.	Porcentaje de réplicas y terremotos principales en el Catálogo sísmico	87
Tabla 4.5.	Años de referencia que establecen los periodos de completitud para diferentes intervalos de magnitud	89
Tabla 4.6.	Distribución de la Mmax para las fuentes sismogénicas	113
Tabla 4.7.	Parámetros de Sismicidad	114
Tabla 4.8.	Ecuaciones de predicción del movimiento del suelo	116

Capítulo V

Tabla 5.1.	Datos geográficos y poblacionales de las ciudades de estudio	123
Tabla 5.2.	Resultado de la desagregación/Terremotos de control	127
Tabla 5.3.	Valores de PGA (g) para las ciudades del estudio	129

Anexos

Anexo 1.	Capítulo 4: Ajuste y parámetros de sismicidad	141
Anexo 2.	Capítulo 4: Estimación de la magnitud máxima	147

Agradecimientos

Al Grupo de Investigación de Ingeniería Sísmica de la Universidad Politécnica de Madrid, España.

A la Universidad de las Fuerzas Armadas ESPE, Ecuador.

A la Universidad Politécnica de Madrid, España.

Dedicatoria

A la Chelita.

Resumen

En el presente trabajo se desarrolla un estudio de la peligrosidad sísmica en Ecuador continental, mediante una metodología probabilista zonificada. El estudio se plantea a escala regional y presenta como principales aportaciones: 1) La elaboración de un estado del arte sobre tectónica y geología del Ecuador, que concluye con la identificación de las principales fuentes sísmicas. 2) La confección de un catálogo sísmico para el estudio, mediante la recopilación de información de distintas agencias, el que ha sido homogeneizado a magnitud momento, M_w , depurado de réplicas y premonitores, y corregido por la falta de completitud para la estimación de tasas en diferentes rangos de magnitud. 3) La propuesta de una nueva zonificación sísmica; se definen las zonas sismogénicas en tres regímenes tectónicos: cortical, subducción interfase y subducción in-slab. 4) La caracterización sísmica de cada zona, se han estimado y precisado los parámetros de recurrencia y Magnitud Máxima (M_{max}), considerando para este último parámetro una distribución de valores posibles en función de la sismicidad y tectónica, tras un exhaustivo análisis de los datos existentes. 5) La generación de mapas de peligrosidad sísmica del Ecuador continental en términos de aceleración pico (PGA) y espectral SA ($T=1s$), en ambos casos para periodos de retorno (PR) de 475, 975 y 2475 años. 6) La estimación de espectros de peligrosidad uniforme (UHS) y sismos de control mediante desagregación de la peligrosidad, para PR de 475 y 2475 años en cuatro capitales de provincia: Quito, Esmeraldas, Guayaquil y Loja.

Palabras clave: peligrosidad sísmica Ecuador, sismicidad Ecuador, peligrosidad sísmica Esmeraldas

Abstract

This work develops a study of seismic hazard in mainland Ecuador, following a zoned, probabilistic methodology. The study considers a regional scale and presents as main contributions: 1) The development of a State of Art on the Tectonics and Geology of Ecuador, concluding with the identification of the main seismic sources. 2) The creation of a Seismic Catalog project, collecting information from different agencies, which has been homogenized to Moment magnitude, M_w , purged from aftershocks and premonitories and corrected for the lack of completeness to estimate rates in different magnitude ranges. 3) The proposal of a new seismic zoning, defining the seismogenic zones in three tectonic regimes: cortical, subduction interface and subduction in-slab. 4) The seismic characterization of each zone, estimating the parameters of recurrence and Maximum Magnitude (M_{max}), considering the latter as a distribution of possible values, depending on the seismicity and tectonics, and after a thorough analysis of the existing data. 5) Seismic hazard maps of continental Ecuador in terms of peak ground acceleration (PGA) and spectral SA ($T=1$), and return periods (PR) of 475, 975 and 2475 years. 6) Uniform hazard spectra (UHS) and control earthquakes obtained by hazard disaggregation, for PR 475 and 2475 years in four provincial capitals: Quito, Esmeraldas, Guayaquil and Loja.

Key words: Seismic hazard Ecuador, Seismicity Ecuador, Seismic hazard Esmeraldas

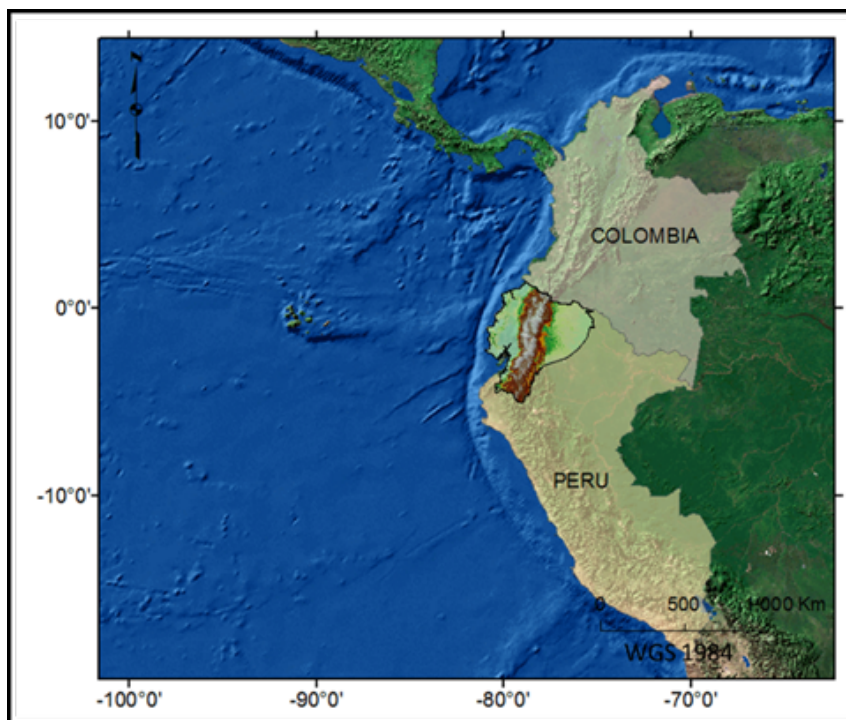


Antecedentes de estudios de amenaza sísmica en Ecuador continental

Ecuador se encuentra localizado en el cinturón de fuego del océano Pacífico, al noroccidente de Sudamérica (Figura 1.1). Al ser uno de los países más densamente poblados de la región, está afectado por una intensa actividad sísmica, causada principalmente por la subducción de la placa oceánica de Nazca y la presencia de un complejo sistema de fallas activas locales.

El evento de mayor magnitud, que ha sido registrado ya en época instrumental, ocurrió en 1906, con una magnitud estimada de Mw 8.8, localizado en la costa del país. En la cordillera de los Andes han ocurrido eventos superficiales, que siendo de menor magnitud, han causado muchas pérdidas humanas y materiales al localizarse sus epicentros cerca de grandes ciudades (INEC, 2015; IGM, 2013). Un patrón similar se observa en toda la parte oeste del continente centro y sudamericano, donde los eventos superficiales de corteza son generalmente más destructivos que los de subducción, si bien estos en ocasiones han venido acompañados de tsunamis que han causado enormes catástrofes. El último sismo catastrófico tuvo lugar el 16 de abril de 2016, en la zona de subducción con magnitud Mw 7.7. Produjo notables daños en Muisne y Pedernales, y tuvo importante impacto en la provincia de Esmeraldas.

Figura 1.1. Ubicación regional del Ecuador



Fuente: Elaboración propia sobre imagen satelital de Google Earth (2016)

Con el propósito de disminuir los efectos causados por la amenaza sísmica que afecta a Ecuador, en el año 1952 se publica, con el carácter de cumplimiento obligatorio, el Código Nacional de la Construcción, en el que se especifican las reglas

para el diseño sismorresistente. Posteriormente, en diciembre de 1976, se publica la Guía popular de construcciones sismorresistentes como un complemento del nuevo Código Ecuatoriano de la Construcción CEC 77, guía que está basada en el código anterior y en el documento ACI 318-71 (American Concrete Institute-Detroit-Michigan). En el año 2001, se publica una nueva versión del Código Ecuatoriano de la Construcción, cuyo objetivo principal es establecer especificaciones para el diseño de estructuras propensas a los efectos de terremotos en el transcurso de su vida útil, incluyendo, por primera vez, un mapa de zonificación sísmica para Ecuador. Dicho código también se establece como de cumplimiento obligatorio (CEC 2001).

El resultado de uno de los estudios más recientes de peligrosidad sísmica publicado en Ecuador corresponde al mapa de zonas sísmicas de la Norma Ecuatoriana de la Construcción (NEC-11, 2011), realizado con un enfoque probabilista reflejando el movimiento esperado con un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años o periodo de retorno de 475 años (Beauval et al., 2014). Este mapa presenta valores de aceleración pico (PGA) en roca y distingue, sobre la base de esos valores, seis zonas sísmicas en las que los valores de PGA abarcan un rango que oscila entre 0.15 g (en el nororiente del país), hasta valores superiores a 0.50 g (en el litoral ecuatoriano), siendo este su valor de saturación. Las poblaciones ecuatorianas que se encuentran en el litoral, aunque resultarían inicialmente con mayores aceleraciones, adoptan el valor de 0.50 g como aceleración de cálculo (NEC-11, 2011).

Los países limítrofes con Ecuador han elaborado y publicado sus mapas de peligrosidad sísmica en sus respectivas normas. Colombia dispone de una Norma Sismorresistente publicada en el año 2010 (NSR-10) y Perú se rige por la Norma Técnica de Edificación E.030 “Diseño Sismorresistente” contenida en el Reglamento Nacional de Edificaciones, publicado en 2006 (Norma E.30); sin embargo, a pesar de ser países limítrofes con Ecuador, no se observa una relativa continuidad en los valores de aceleración presentados en las tres normas.

En relación con los estudios realizados sobre modelización de zonas sismogénicas, Aguiar (2013, comunicación personal) propone una zonificación sismogénica para regímenes cortical y de subducción, actualizando el trabajo de Aguiar et al. (2009). Alvarado (2012) publica una propuesta de zonificación sísmica para los dos regímenes y finalmente Chunga (2010) plantea una zonificación del régimen cortical basada en la integración de datos geológicos, sismológicos y morfoestructurales.

Al no disponer de publicaciones sobre estudios de peligrosidad en los que se utilicen los mencionados modelos de zonas fuentes, no se ha podido realizar un análisis de los parámetros de sismicidad que las caracterizan, ni de la estimación de la magnitud máxima en cada una de ellas, con los correspondientes criterios para su delimitación.

El conocimiento de la ocurrencia de eventos sísmicos en Ecuador en época instrumental es reportado en los informes de agencias de monitoreo internacionales

y a nivel local por el Instituto Geofísico de la Politécnica Nacional de Quito, que inicia su trabajo en 1990. Este instituto publica, en agosto de 2013, el “Catálogo completo de los sismos ocurridos en el Ecuador” en su página institucional. Dicho catálogo corresponde al estudio realizado por Beauval et al. (2013) y cubre un periodo desde el año 1587 hasta 2009 (ambos inclusive).

En la actualidad, no se dispone de datos acelerométricos para el planteamiento de modelos de atenuación locales ni para la calibración de modelos foráneos. Por ello, para realizar un estudio de peligrosidad sísmica, se requerirá la selección de modelos de predicción del movimiento fuerte planteados para otras zonas del mundo, que se adapten de una mejor manera al ambiente geotectónico observado en el Ecuador.

En 1993 se publica el Mapa Geológico de la República del Ecuador, que durante los últimos años se encuentra en proceso de actualización. Una versión de esta actualización fue entregada para el presente estudio en marzo de 2014 por el Instituto Nacional de Investigación Geológica, Minero y Metalúrgico del Ecuador (INIGEMM).

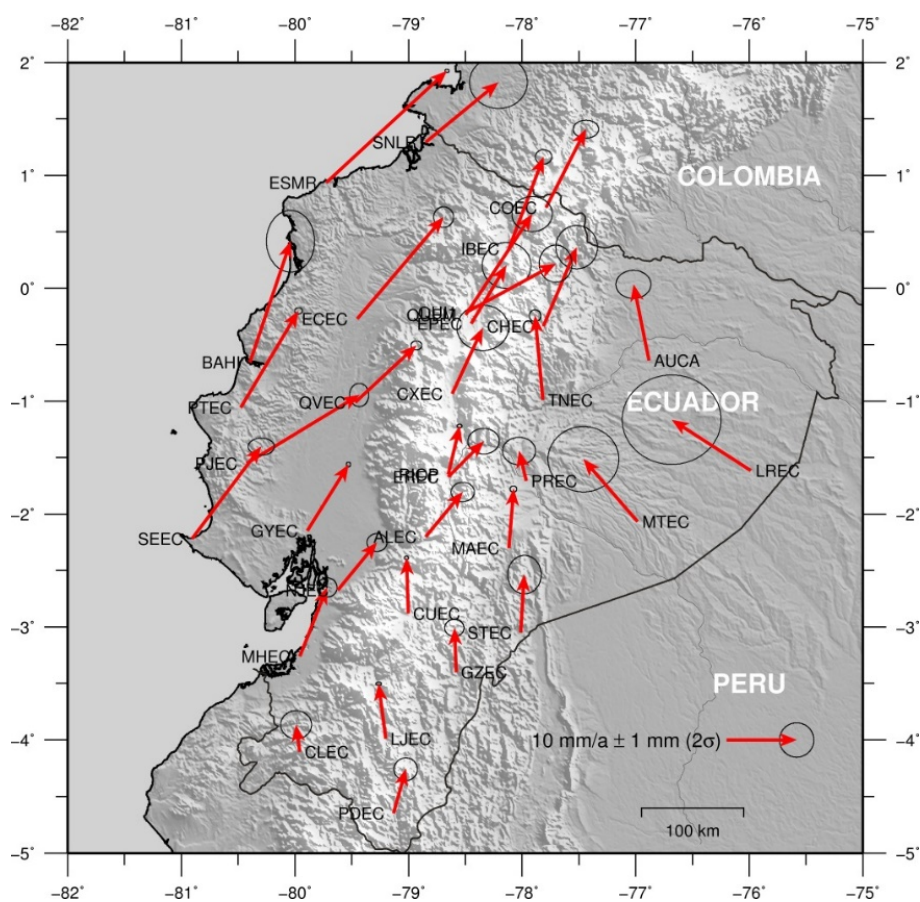
A nivel regional, el Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS) publica un mapa de peligrosidad sísmica para Sudamérica en 1981 (Shedlock y Tanner, 1999), que fue actualizado en 1995 en colaboración con el Instituto Panamericano de Geografía e Historia (Tanner y Shepherd, 1997). Cinco países andinos y cuatro europeos cooperaron en el programa PILOT alrededor de tres años (1995-1997), cuyos objetivos incluían la recopilación de información sísmica para la elaboración de un catálogo de terremotos y la publicación de un mapa de peligrosidad sísmica unificado para la región Andina (Dimaté et al., 1999). En 1999, el Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) publicó un mapa de peligrosidad sísmica mundial, como un compendio de trabajos en diferentes regiones (Grünthal et al., 1999). Más recientemente el proyecto SARA llevó a cabo una iniciativa para el desarrollo del cálculo de la peligrosidad y riesgo sísmico para el continente, liderado por la fundación GEM (Parra et al., 2016).

Una primera motivación del presente estudio es el análisis actualizado y la integración de los datos existentes y de los trabajos publicados, así como la generación de los inputs necesarios para el cálculo de la peligrosidad, que esencialmente son: un catálogo sísmico, una nueva zonificación y los parámetros que definen el patrón de sismicidad de cada zona. Con estas aportaciones, se desarrolla el cálculo de la peligrosidad en Ecuador, con el fin de contribuir a una mejora del conocimiento en este campo.

Campo de velocidades de la corteza para Ecuador

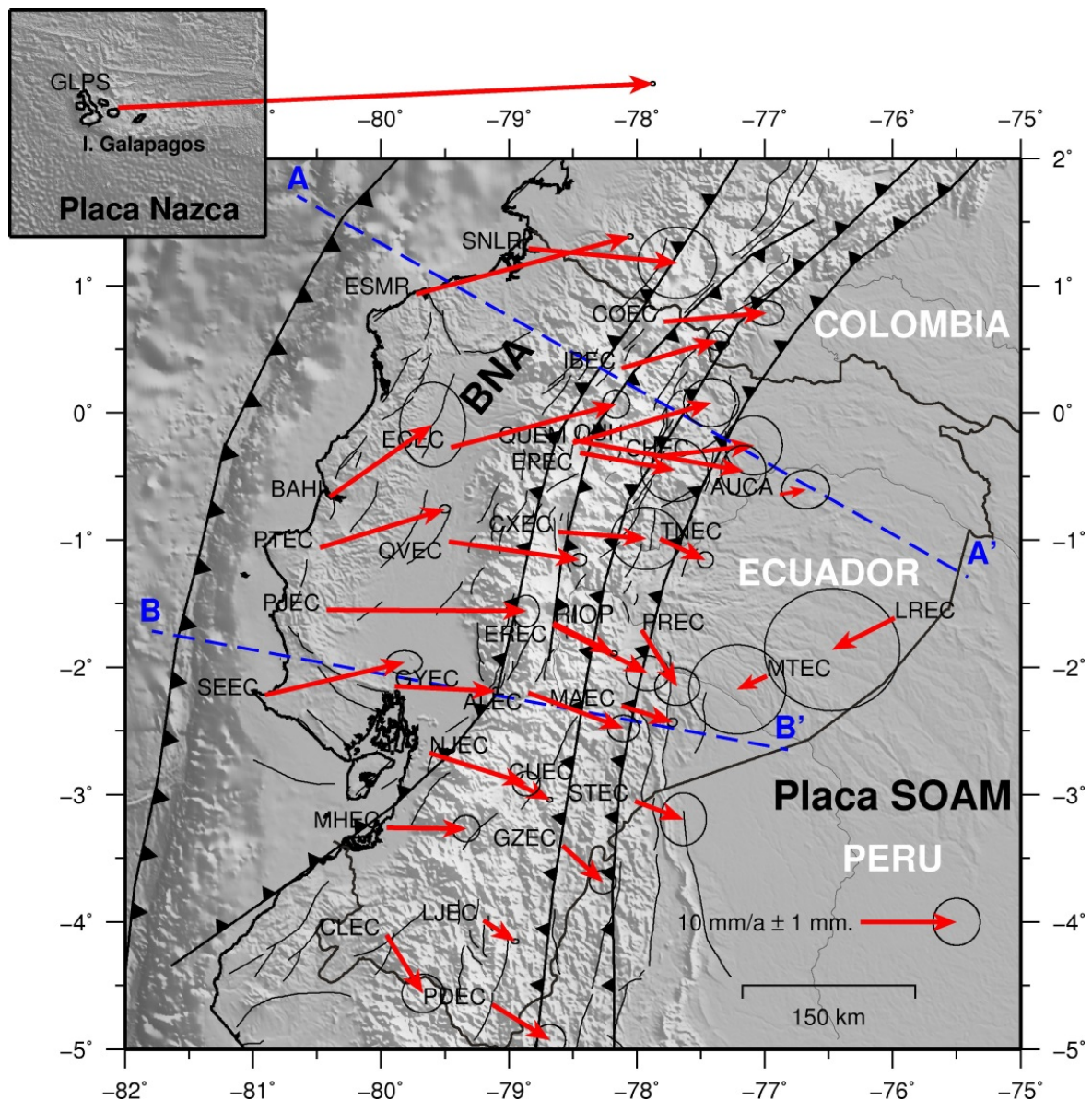
Se obtuvo un campo de velocidades absolutas con sus incertidumbres al 95% de confianza (Figura 1.2), donde se observa que la placa Sudamericana es subdividida en dos segmentos; uno en la parte septentrional denominado Bloque Norandino y otro en la parte meridional, la placa Sudamericana propiamente. Los lineamientos estructurales entre ambos segmentos, inician en el Golfo de Guayaquil atravesando la cuenca de ante-arco costera y entrando a través de las depresiones interandinas hacia el Norte a través de la Cordillera de los Andes (p. ej. Chunga et al., 2016; Nocquet et al., 2014; Trenkamp et al. 2002). Es importante indicar que no hay un lineamiento estructural bien definido entre estos dos segmentos, pero si se puede decir que corresponde a una franja de colisión de intraplaca, llamada por algunos autores Sistema Mayor Dextral (Chunga et al., 2016) y por otros mega-cizalla Guayaquil-Caracas (p.ej. Dumont et al., 2005).

Figura 1.2. Campo de velocidades horizontales para Ecuador con incertidumbres al 95% de confianza.



Para una mejor interpretación de las velocidades obtenidas en el apartado anterior, éstas fueron transformadas a un marco de referencia fijo en la placa Sudamérica (Figura 1.3)

Figura 1.3. Campo de velocidad horizontal GNSS (vectores rojos) de las estaciones REGME/IGS respecto al marco de referencia fijo en Suramérica (SOAM). Elipses de error al 95% de confianza. El recuadro superior muestra la velocidad horizontal de una estación localizada en la placa de Nazca. Las líneas negras delinean las principales estructuras tectónicas.



Nuestro campo de velocidades proporciona una evidencia clara de la deformación cortical que actualmente se está produciendo en Ecuador, lo que implica una actividad continua en la zona de subducción y sobre las fallas regionales. La dirección dominante (hacia el este) del movimiento de la convergencia de las placas de Nazca y América del Sur (Figura 2) proporciona la principal fuerza motriz responsable de la deformación cortical en Ecuador y se observa como la característica más destacada en nuestro campo de velocidad. Como era de esperar, las velocidades observadas alcanzan sus valores más altos a lo largo de la costa, con una velocidad máxima en Esmeraldas de aproximadamente 23 mm/año. Se observa una notable disminución de las velocidades hacia el este, alcanzando valores cercanos a cero (estadísticamente insignificante al nivel de confianza del 95%), al este del Sistema Mayor Dextral de los Andes. Destaca el cambio en las orientaciones de las velocidades, observando un giro de NE-ENE a SE de norte a sur.

La característica más predominante de nuestras velocidades, respecto al marco de referencia Sur América fijo, es el movimiento dominante hacia el este y el decrecimiento de las velocidades hacia el interior.

Se identificaron tres grupos principales de estaciones con comportamiento aproximadamente homogéneo (Figura 1.3):

1. El grupo de velocidades situadas en la zona oriental del país, al Este del Sistema Mayor Dextral de los Andes, caracterizado por velocidades pequeñas, entre 2.7 y 3.4 mm/año. Teniendo en cuenta la incertidumbre horizontal media de estas velocidades, podemos decir que su movimiento es prácticamente solidario con la placa Suramérica.
2. El grupo de estaciones situadas en el Bloque Norandino, tienen una velocidad media de 16.8 mm/año y una orientación media de $80^\circ \pm 12^\circ$ (E-ENE). Las estaciones de la costa muestran una componente este muy significativa, lo que sugiere que parte de la velocidad de la placa Nazca es transferida directamente a la placa continental superior. Este grupo de estaciones muestra claramente el escape del bloque Norandino hacia el NE (Trenkamp et al., 2002; Nocquet et al., 2014) debido, entre otros factores, a la oblicuidad de la convergencia de la placa de Nazca.
3. El grupo de estaciones situadas en la parte central del país, sobre la cordillera de los Andes y entorno al Sistema Mayor Dextral de los Andes, muestra velocidades intermedias, con valores que varían desde los 11 mm/año y orientación 75° (E-ENE), en las estaciones del norte, a los 4 mm/año y orientación 120° (ESE-SE), en las estaciones del sur. Estas estaciones están localizadas dentro una amplia zona de deformación que sirve de transición entre el movimiento del bloque Norandino y la placa Sudamérica (Trenkamp et al., 2002).

También se pueden identificar tres grupos de estaciones de acuerdo a la dirección de estas:

1. Las estaciones que se encuentran con acimuts hasta 90° , dirección NE-E aproximadamente, están ubicadas en la parte norte y occidental del país. Las estaciones que se encuentran cercanas a la zona de subducción les corresponden los valores más altos en magnitud. Las que se encuentran en la región amazónica tienen magnitudes de velocidades que van decreciendo conforme se alejan de la zona de subducción
2. Las estaciones con acimuts entre 90° y 180° , dirección ESE-SE, se encuentran en la región interandina y en las estribaciones de la cordillera de los Andes con velocidades medias de 10 mm/año, están ubicadas desde la parte central norte hasta la parte central del país. Desde la parte central del país hasta el sur se encuentran las que tienen menores valores de magnitud de velocidades y pertenecen al Bloque Inca con velocidades medias de 6 mm/año.
3. El tercer grupo corresponde a dos estaciones con acimuts entre 180° y 250° , dirección SO, ubicadas en la parte oriental del país, cercanas a la placa sudamericana estable con magnitud medias aproximadas de 5 mm/año.

Gestión del riesgo sísmico: un enfoque desde la vulnerabilidad social

La estimación de la peligrosidad sísmica en Ecuador reviste una gran importancia para la sostenibilidad del modelo socio-económico. Ecuador al ser un país continental, ubicado en una zona de alta peligrosidad sísmica, debe prestar toda la atención a la gestión de este tipo de riesgo en sus diferentes etapas, fundamentalmente en la planificación de actividades y acciones que contribuyan a un mejor aprovechamiento de sus recursos naturales y a minimizar los efectos de dichos fenómenos naturales, como base de los principios de seguridad nacional que se establecen en el Art. 393 de la Constitución de la República: “El Estado garantizará la seguridad humana a través de políticas y acciones integradas, para asegurar la convivencia pacífica

de las personas, promover una cultura de paz y prevenir las formas de violencia y discriminación y la comisión de infracciones y delitos. La planificación y aplicación de estas políticas se encargará a órganos especializados en los diferentes niveles de gobierno”.

Es así que en los ámbitos de infraestructura productiva, industrial y de vivienda, tanto pública como privada, deberá velarse porque se garantice en el diseño, construcción y mantenimiento de los bienes inmuebles la observancia de los principios que minimicen su “vulnerabilidad o la posibilidad de pérdida del contenido o funciones para las que han sido diseñados, determinando lo que se conoce como riesgo sísmico” (Romero, 2013, p. 68). Tómese en consideración que de acuerdo a esta autora, los principales factores que condicionan el riesgo sísmico en los bienes inmuebles son la ubicación geográfica y múltiples características de diseño y construcción.

Resulta necesario que para minimizar la vulnerabilidad ante amenazas naturales como los sismos, las políticas de estado asuman un enfoque antropocéntrico, que posibiliten en primer lugar, proteger las vidas humanas así como la infraestructura, disponer de planes para la reducción de efectos con costos y medidas claramente establecidas, las cuales deberán ser resultado de la interacción del gobierno, sector privado, inversionistas extranjeros, cooperación internacional y sociedad civil, tal como expone Batista (2006). Bajo un enfoque que concibe al desastre como un fenómeno socio-natural, es preciso que cada vez más se comprenda que la vulnerabilidad social es un factor que incide incluso en los efectos que el desastre provoca (Aledo y Sulaiman, 2015), por lo que es deber de los Estados reducir las históricas brechas de inequidad social que hace a los más pobres, precisamente los más vulnerables.

La historia reciente del Ecuador en relación a los fenómenos sísmicos no es precisamente una excepción de lo anterior. Es así que las provincias más afectadas por el terremoto de 16 de abril de 2016 (Esmeraldas, Manabí, Los Ríos, Santa Elena, Guayas y Santo Domingo de los Tsáchilas) tenían en 2014 un valor promedio de pobreza por consumo de 28,16%, por encima de la media nacional de 25.8%. Especialmente Esmeraldas –la región más afectada- presentaba un valor de pobreza de consumo de 43,2%, lo que la convierte en la tercera provincia más pobre del país (INEC, 2015).

Con actitudes reactivas ante este tipo de fenómenos, a los gobiernos solo les queda reaccionar luego del desastre y contabilizar costos, gastos y pérdidas; es así que, de acuerdo a lo publicado por INEC (2017, p. 3), debido al sismo de abril de 2016 en Ecuador, “el sector productivo sufrió daños en sus activos por US\$304 millones, pérdidas de ingresos por US\$354 millones, y gastos adicionales por US\$18 millones”. Y es que precisamente son los sectores económicos que más ocupan personas, los más afectados: agricultura, silvicultura, ganadería y pesca; comercio; industria

manufacturera, y actividades de alojamiento y comida; así como los activos que son la base del proceso productivo y de servicios: edificios e instalaciones; maquinaria y equipo; vehículos; mobiliario; materias primas, repuestos y accesorios; bienes terminados y mercadería. Todo ello con una afectación mucho mayor, de acuerdo a datos del INEC (2017) en las pequeñas y medianas empresas, respecto a las grandes. Estos y muchos otros datos son la muestra de la tradicional estrategia asumida por un país como Ecuador para la gestión de riesgos de desastres naturales.

Se considera, que si por otra parte, se asume un enfoque basado en la prevención, tomando al hombre como centro y optando por reconocer y minimizar la vulnerabilidad social, los Estados asumirán estrategias que ponderen el costo-oportunidad/costo-beneficio, estableciendo en sus presupuestos los fondos no para la “remediación y recuperación”, sino para la preparación y prevención. Sería el paso que permitiría a nuestros países eludir la histórica “*crónica de una muerte anunciada*”.

Uso de sensores LiDAR aerotransportado para estudios de desastres naturales

Introducción

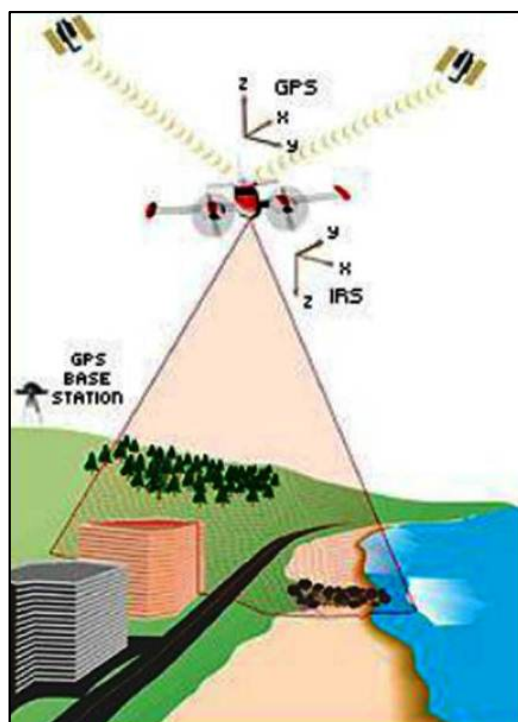
La superficie terrestre sufre cambios constantemente, es un entorno altamente dinámico con numerosos peligros recurrentes, que se producen a diferentes escalas espaciales y presentan importantes desafíos para las poblaciones y las infraestructuras existentes y futuras. En este ámbito, los datos adquiridos a través de sensores remotos permiten detectar, predecir y monitorear estos peligros y sus impactos sobre el entorno de una forma eficiente y rápida.

Dentro de los diferentes sistemas de captura de datos a través de sensores remotos, los sistemas LiDAR capturan rápidamente los datos espaciales con una suficiente resolución para realizar estudios simultáneos, que van desde pequeñas a grandes escalas, lo que nos permite visualizar los diferentes procesos terrestres a través de las escalas en las que estas ocurren.

Sistema LiDAR aerotransportado

El término LiDAR es un acrónimo utilizado para nombrar a Light Detection And Ranging; es una tecnología de detección activa que usa un sensor para emitir un pulso o haz de luz intenso y dirigido, y que mide el tiempo que tarda dicho pulso en reflejarse en un objeto y ser detectado de nuevo por el sensor. Esta información de tiempo, se usa para calcular rangos o distancias a los objetos. El escaneado láser aerotransportado (ALS - Airborne Laser Scanning) también conocido como altímetro láser o LiDAR, permite la medición de la forma/topografía de la superficie de la tierra y de las características referentes a la altura y la intensidad de reflejo de los materiales. El ALS está formado por un sistema de georreferenciación directa, que permite determinar con precisión la posición y orientación de la plataforma aérea, y de un sistema de escaneo láser que emite los pulsos de luz mencionados. Este equipo trabaja en combinación con un sistema de Posicionamiento Global Diferencial (DGPS) y un sistema inercial de navegación (INS), (figura 1.4):

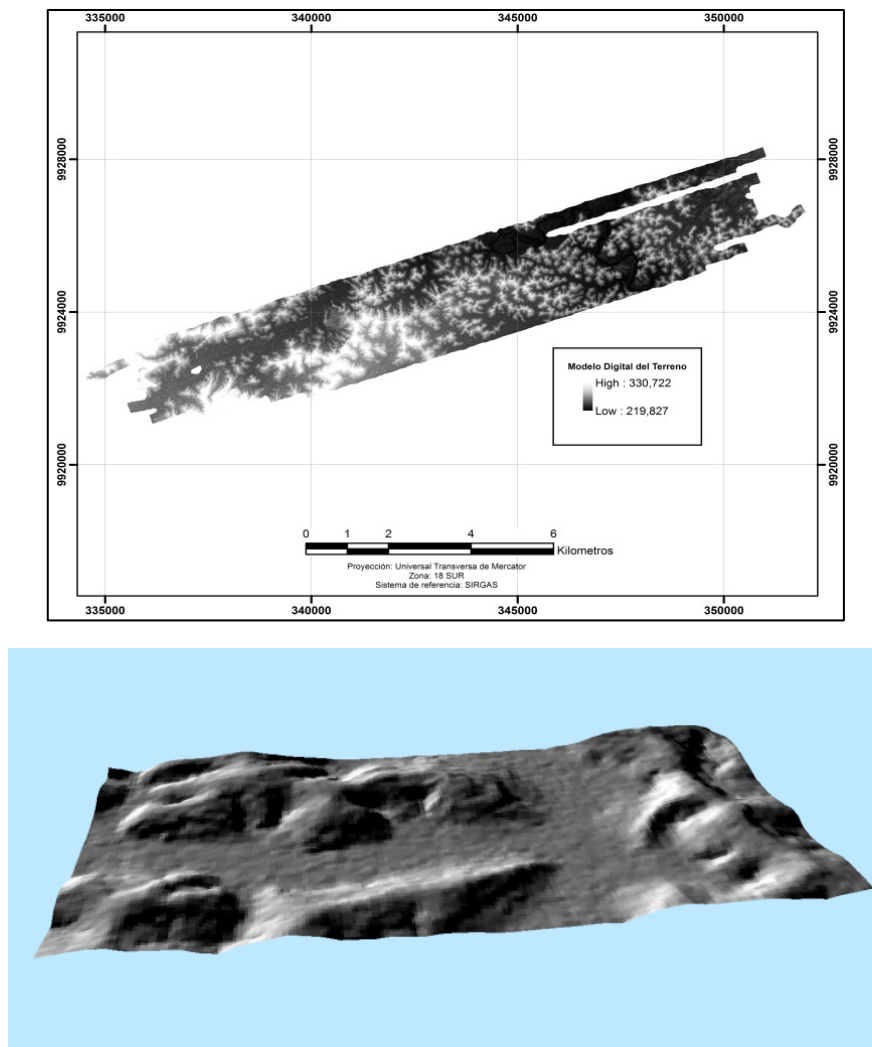
Figura 1.4: Componentes del sistema de datos LiDAR aerotransportado.



Fuente: Aaron Smith, Forest Resources Remote Sensing and GIS Lab.

Los sensores LiDAR suelen emplear un láser en el infrarrojo próximo, normalmente entre los 1000 a 1500 nanómetros, y proporciona información tridimensional de la superficie escaneada. El resultado de este escaneo es una nube de puntos de elevación georreferenciados con alta precisión que contiene información de posición (tripleta de coordenadas de los puntos de incidencia del láser), y valores de intensidad de la señal láser, valores que pueden ser usados para elaborar representaciones tridimensionales de la superficie terrestre y de sus características (figura 1.5). Las coordenadas tridimensionales (x, y, z) de los objetos reflejados se calculan a partir de: a) la diferencia de tiempo entre el haz emitido y reflejado, b) el ángulo de disparo del pulso y c) la posición absoluta del sensor sobre la superficie de la tierra.

Figura 1.5: Arriba: Modelo Digital del Terreno (2D) de un sector de la Amazonia Ecuatoriana; Abajo: Modelo digital del terreno (MDT) en 3 dimensiones obtenidas a partir de datos LiDAR aerotransportado.



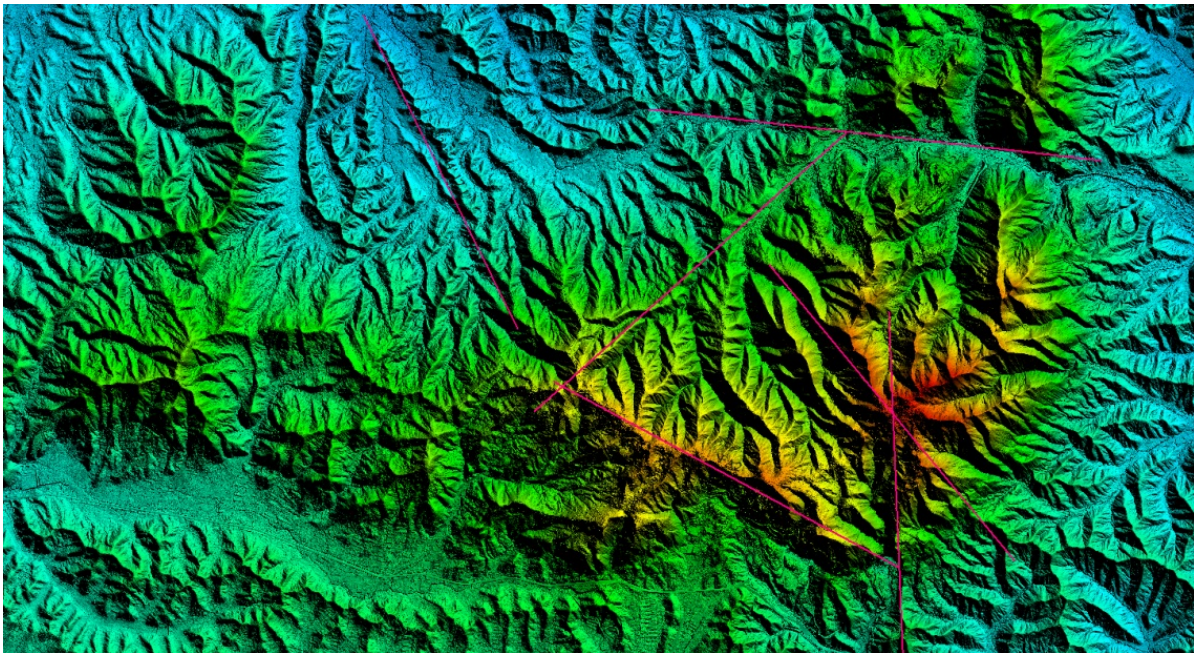
En la actualidad, los sistemas LiDAR son mucho más avanzados en comparación a versiones anteriores de sistemas de escaneo láser, que eran capaces de grabar solo un pulso a tasas de repetición bajas. Los fabricantes han desarrollado sensores que pueden grabar simultáneamente múltiples ecos o multi-retorno para cada pulso de láser transmitido y la intensidad reflejada para cada eco. En los últimos años, se han introducido sistemas que capturan la forma de onda completa, la digitalización completa de la forma de onda ofrece muchas opciones, ya que permite obtener muchos retornos múltiples con una separación corta con un solo disparo láser. El lado negativo de esta mejora es que, a más retornos recolectados, el almacenamiento de datos es mayor, y por lo tanto se requiere un procesamiento de datos más complejo.

En el campo de los estudios de desastres naturales, Olsen et al. (2012), enunciaron que existen varios desafíos que se deben afrontar cuando se realiza un escaneo láser para evaluar el peligro y el daño después de un desastre:

- Debido a que el LiDAR es una tecnología relativamente nueva, los conjuntos de datos solo están disponibles para estudios a corto plazo, mientras que muchos procesos geológicos ocurren en escalas de tiempo muy grandes.
- La información básica generalmente no está disponible en la misma resolución que los datos recolectados después de un desastre; por lo tanto, muchos estudios deben inferir las condiciones previas al análisis de daños. Para remediar esto, los datos de línea de base deben recopilarse continuamente a resoluciones más altas para identificar áreas de riesgo de modo que se puedan priorizar los esfuerzos de mitigación.
- El tiempo y los recursos limitados son una desventaja al momento de recopilar datos inmediatamente después de un desastre. Si bien estos datos pueden ser muy útiles para proporcionar información valiosa para los esfuerzos de rescate, los tiempos que requiere el procesamiento de los datos LiDAR limitan el alcance de estos análisis. El desarrollo continuo de técnicas de análisis de cambio en tiempo casi real ayudarían a solventar en cierta forma este problema.
- Debido a que las zonas susceptibles a peligros son dinámicas, estas requieren de un monitoreo continuo. Dado el número limitado de compañías y agencias que se dedican a la adquisición de datos LiDAR debido principalmente a los costos altos que esto representa, esta actividad puede ser una tarea difícil lo que no permitiría disponer de datos de manera periódica. Sin embargo, los avances en la tecnología posibilitará una adquisición y procesamiento de datos más rápida utilizando plataformas aéreas no tripuladas y sistemas LiDAR más robustos y pequeños.

El sistema LiDAR aerotransportado se puede utilizar para cartografiar la ruptura de la superficie terrestre (figura 1.6), zonas de inundación, deslizamientos de tierra, etc. Esta información es vital para validar modelos numéricos y teorías que nos permitan cuantificar y comprender las fuerzas generadas por los terremotos y tsunamis, formas y estructura de las fallas y la respuesta estructural a detalles sin precedentes debido a su alta resolución.

Figura 1.6: Modelo Digital del Terreno (MDT) de un sector de la provincia de Manabí-Ecuador donde se identifican posibles lineamientos estructurales que pueden ser fallas geológicas y requieren ser validadas en campo.





Marco tectónico y geológico

Introducción

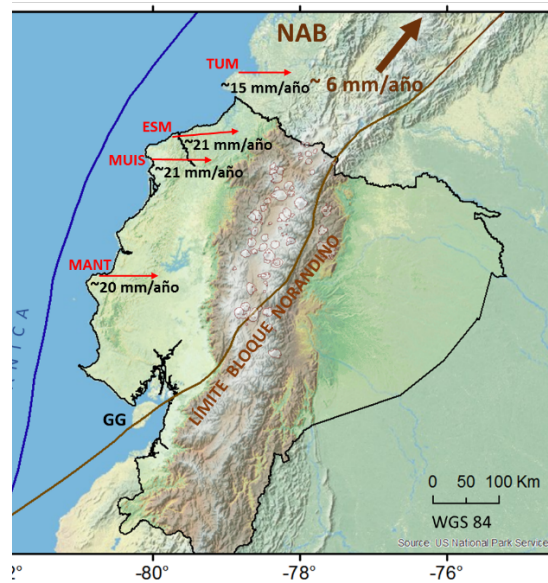
En este capítulo se describen las características de las principales unidades tectónicas y geológicas que se encuentran en la zona de estudio, a partir de las cuales se identifican las fuentes sísmicas existentes. Para ello se ha hecho una exhaustiva revisión del estado del arte, recopilando y analizando todos los trabajos publicados acerca de la tectónica y geología de Ecuador, así como sobre la zona de subducción en esta región geográfica. Se han identificado, además, las principales unidades existentes, que se describen en sucesivos apartados de este capítulo, sintetizando en cada uno los aspectos dominantes tectónicos y geológicos de cada unidad definida.

A nivel general, se puede afirmar que la dinámica de las características tectónicas presentes en la región ha influido en la evolución de las estructuras geológicas identificables en Ecuador

Se observa un límite de placas convergente que conforma la trinchera o fosa, a partir del cual se considera el inicio de la subducción de la placa de Nazca y de la cordillera de Carnegie. El contacto de esta última con la fosa de subducción podría haber contribuido a la formación de un arco volcánico activo en la corteza continental, ocasionando además, el incremento de la tensión al inicio de la subducción (Egbue y Kellogg, 2010; Witt et al., 2006).

Se identifica la transferencia parcial de movimiento hacia la placa continental, con orientación este, que se confirmaría con los vectores de velocidad en la línea de costa colombo-ecuatoriana, consistentes con la dirección de la subducción (Figura 2.1). Además, el desplazamiento del Bloque Norandino (NAB), que podría ser la consecuencia del incremento en el acoplamiento interplaca ocasionado por la presencia de la cordillera de Carnegie (Nocket et al., 2014; Chunga et al., 2009; Trenkamp et al., 2002; Gutscher et al., 1999), que originaría la subsidencia del golfo de Guayaquil (Witt et al., 2006).

Finalmente, la acreción de la placa continental con dirección este se corroboraría con la deformación transpresional de la placa superior, donde se identifican fallas activas a las que se podría asociar la ocurrencia de terremotos superficiales con una profundidad menor o igual a 40 km (Chunga et al., 2009), así como con el levantamiento de la cordillera costera y de los Andes ecuatorianos, que probablemente empezaría durante o antes del Mesozoico (Égüez et al., 2003).

Figura 2.1. Vectores de velocidad en la línea de costa colombo-ecuatoriana

Fuente: modificado de Trenkamp et al. (2002)

Notación

TUM: Tumaco; **ESM:** Esmeraldas; **MUIS:** Muisne; **MANT:** Manta; **NAB:** Bloque Norandino; **GG:** golfo de Guayaquil

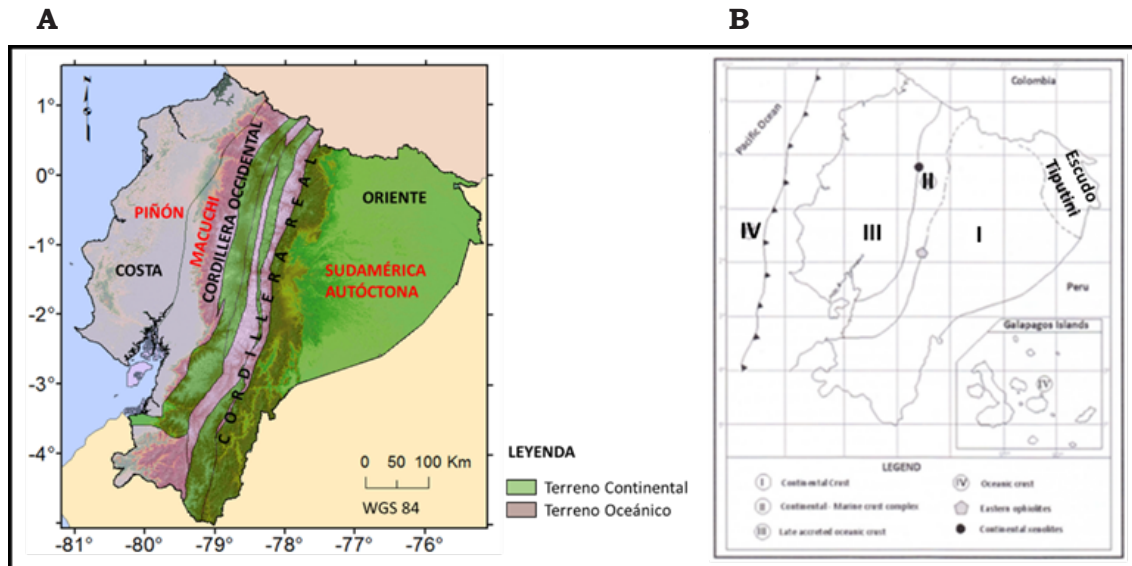
Principales características tectónicas

A gran escala, Vera (2013) plantea que la evolución geológica, que contribuyó a la formación de los Andes ecuatorianos, permite diferenciar cuatro territorios tectónicos (Figura 2.2):

- I. Corteza continental.** Localizada entre el Escudo Tiputini y el sistema de subducción Paleo-Cretácico en la cordillera Real, compuesta por cinturones acrecionados precámbricos paleozoicos.
- II. Complejo de corteza continental-marina.** Formado por cinturones continentales triásicos, jurásicos, cretácicos y lozas oceánicas acretadas, que se ubican sobre rocas más antiguas.
- III. Corteza oceánica acretada tardía.** Localizada en gran parte de la cordillera Occidental, extendiéndose hasta la actual ubicación de la trinchera.
- IV. Corteza oceánica.** Donde se localizan las islas Galápagos.

Dentro de estos grandes territorios tectónicos, se identifican, a menor escala, las unidades que se describen a continuación.

Figura 2.2. Representación de los territorios tectónicos. A) Mapa provisional que muestra los terrenos tectono estratigráficos (tomado de Zamora y Litherland, 1993); B) Representación de los territorios tectónicos



Fuente: Modificada de Vera (2013)

Placa de Nazca

Hace 25 millones de años (Ma), en la época del Oligoceno, la corteza oceánica Cretácica conocida como placa Farallón se dividió en dos placas tectónicas contiguas (Vera, 2013; Gutscher et al., 1999).

Posteriormente, hace aproximadamente 23 Ma, esfuerzos divergentes entre la placa del Coco (direccionándose hacia el noreste) y la placa de Nazca (direccionándose hacia el este) permiten identificar la Dorsal Galápagos, que se ubicaría próxima al hotspot Galápagos, con una expansión N-S de 60 mm/año (Geología y Física Marina y Terrestre del Ecuador, 2009; Pazmiño y Michaud, 2009; Gutscher et al., 1999).

Los análisis de anomalías magnéticas sugieren una edad para Nazca de aproximadamente 20 a 12 Ma (Marcaillou et al., 2009) y una evolución de la orientación de la Dorsal Galápagos hasta alcanzar su actual dirección general E-O, desde hace aproximadamente 14.5 Ma (Sallarés et al., 2009).

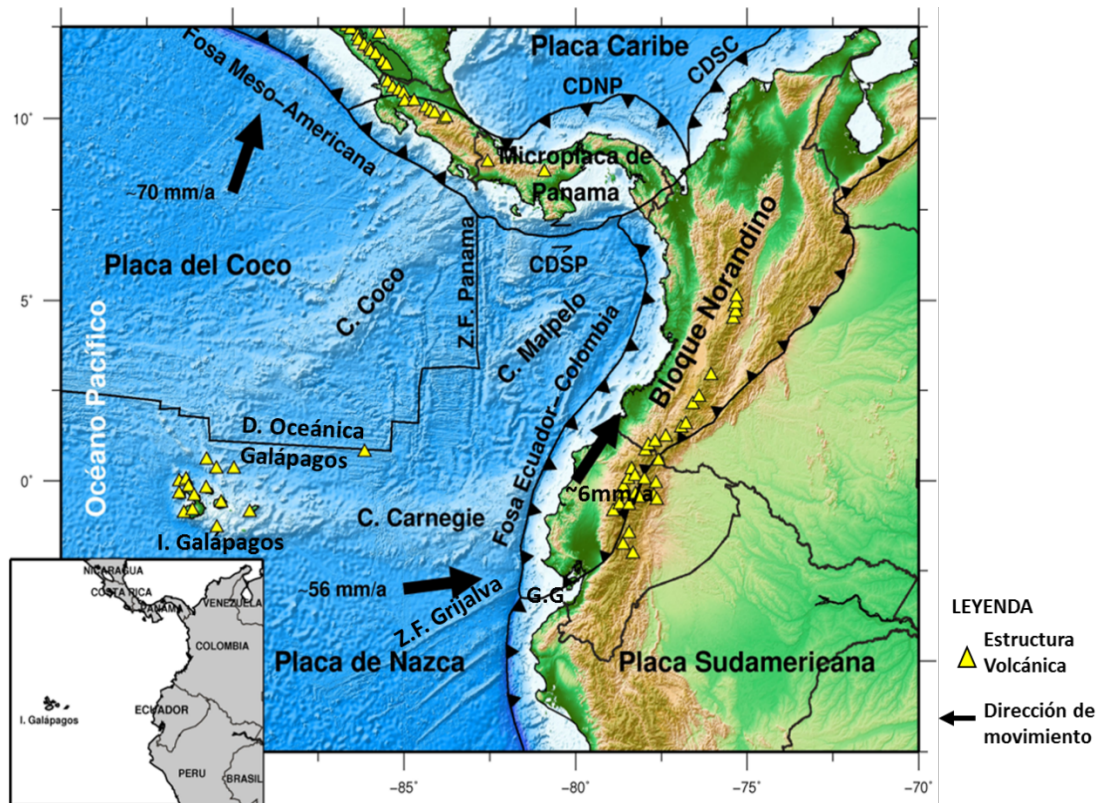
De la interacción a partir del Mioceno entre la placa del Coco, la placa de Nazca, el Punto Caliente Galápagos y la Dorsal Galápagos, resultarían las cordilleras de Carnegie, Cocos y Malpelo (Michaud et al., 2009; Gutscher et al., 1999).

Al norte de Carnegie, Nazca estaría cortada por segmentos extintos del rift Malpelo que tienen una orientación N85°E y que en su parte oriental toman contacto

con el graben Yaquina. Este último ha sido interpretado como una falla transformante con una orientación N25°E (Collot et al., 2009).

Al sur de Carnegie, se localiza el escarpe de Grijalva, que sería una antigua zona de fractura en la placa Farallón, con orientación N60°E y ligeramente cóncavo al sur. Comienza a subducir frente al golfo de Guayaquil y se constituye en el límite entre la corteza neógena de Nazca, con una profundidad inferior a 3000 m al norte, y la corteza oceánica más antigua del Oligoceno, con una profundidad superior a 3000 m al Sur (Pazmiño y Michaud., 2009; Pedoja et al., 2009; Collot et al., 2009; Goyes, 2009; Gutscher et al., 1999) (Figura 2.3).

Figura 2.3. Características tectónicas de la región de estudio



Fuente: Elaboración propia

Notación

C., cordillera; **D.**, dorsal; **I.**, islas; **G.G.**, Golfo de Guayaquil;
Z. F., Zona de Fractura

Para caracterizar la cinemática relativa de Nazca en relación con la placa estable de Sudamérica, se han realizado varios estudios que proponen velocidades y orientaciones respecto al movimiento de la placa oceánica. Entre ellos cabe citar los realizados por: Nocquet et al. (2009) que, basados en medidas geodésicas, indican que

la placa de Nazca converge a lo largo del margen ecuatoriano a una velocidad de 55-58 mm/año en dirección N83°E; Collot et al. (2009), mencionan que el movimiento relativo entre Nazca y Sudamérica es de aproximadamente 56 mm/año en una dirección N83°E y Trenkamp et al. (2002) indican que medidas GPS muestran una subducción activa rápida de la placa de Nazca frente a la costa ecuatoriana de 58 ± 2 mm/año.

Cordillera submarina de Carnegie

Estudios hidrográficos, geológicos y geofísicos sugieren el origen común de las islas Galápagos y de la cordillera de Carnegie en el Punto Caliente de Galápagos. Se estima que el paso de la placa de Nazca sobre el hotspot dio origen a la formación de Carnegie hace aproximadamente 20 a 23 Ma (Egbue y Kellog, 2010; Goyes, 2009; Sallarés et al., 2009; Pazmiño y Michaud, 2009; Geología y Física Marina y Terrestre del Ecuador, 2009).

La cordillera tiene una forma alargada en dirección Oeste-Este (Figura 2.3), pudiendo extenderse bajo los Andes a 500 km de la trinchera. En su parte oceánica, desde las islas Galápagos hasta la fosa de subducción, alcanza una longitud de 1350 km, con un ancho de 280 km en la zona de subducción y una elevación de 2000 m sobre la base oceánica de Nazca, es decir, a 657 m de profundidad (Michaud et al., 2009; Goyes, 2009).

Posee coberturas sedimentarias que comprenden principalmente carbonatos, mostrando, además, varias irregularidades que influyen en su grado de acoplamiento. En su flanco sur se encuentra una serie de montes submarinos de forma cónica y con cima plana, mientras que en su flanco norte presenta una morfología más inclinada.

Su área puede ser dividida en tres regiones:

1. La cordillera Oeste, que es parte de la plataforma volcánica Galápagos y estaría caracterizada por una actividad volcánica reciente.
2. La depresión central, que es un bajo topográfico de 2300 m de profundidad y muestra una reducción de material volcánico.
3. La cordillera Este, que es una región de colinas con profundidades que varían desde los 960 m a los 2300 m, donde se puede encontrar la corteza más antigua de la cordillera (Vaca et al., 2009; Michaud et al., 2009; Pazmiño y Michaud, 2009).

Numerosos estudios se han dirigido a estimar la llegada de la cordillera de Carnegie a la trinchera, tales como: análisis de basamento levantado, volcanismo adakítico en el arco ecuatoriano o relación con la deriva hacia el NE del Bloque Norandino. La principal conclusión de esos estudios es el inicio de la subducción de Carnegie al menos hace 1.8 Ma (Egbue y Kellogg, 2010; Collot et al., 2009; Gutscher et al., 1999).

Fosa de subducción

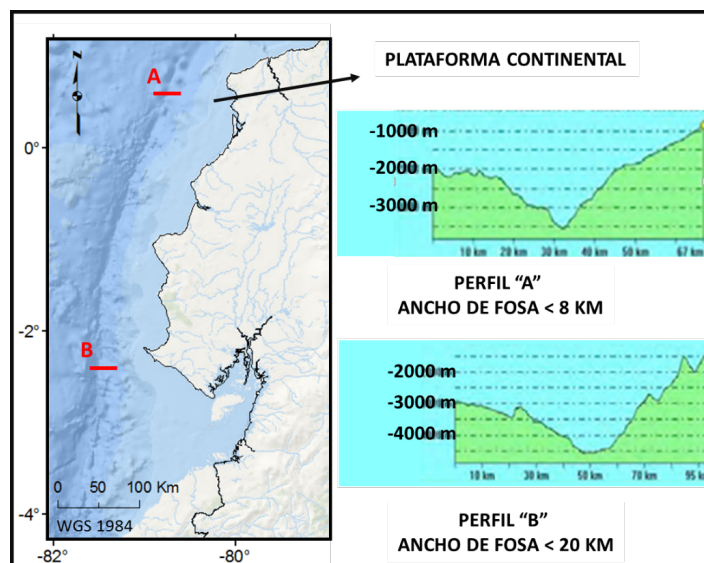
La parte de la fosa oceánica ubicada frente a las costas ecuatorianas representa el inicio de la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo el segmento continental, conformado por el Bloque Norandino y la placa Sudamericana.

Desde el golfo de Guayaquil hasta el cabo San Lorenzo, el eje de la fosa presenta una orientación general N10°E. A partir de este sector, frente a la provincia de Esmeraldas, el eje va cambiando su dirección hacia el este, hasta una orientación general N38°E (Chunga et al., 2009; Zamora y Litherland, 1993).

Se han observado diferentes profundidades a lo largo de la fosa oceánica ecuatoriana (Figura 2.4) distribuidas de la siguiente manera: frente al golfo de Guayaquil, al sur de la zona de fractura Grijalva, la fosa alcanzaría una profundidad superior a 4700 m; continuando su recorrido hacia el norte, entre 1°37'S y 0°2'N, la fosa se estrecharía y su profundidad disminuiría progresivamente hasta alcanzar los 2800 m frente a cabo Pasado, aumentando nuevamente su profundidad hacia el norte, hasta que alcanzaría los 3900 m frente a la provincia de Esmeraldas. Probablemente esta diferencia de profundidades se deba al efecto de la subducción de Carnegie (Goyes, 2009; Collot et al., 2009).

La mayor cantidad de sedimentos que recibe la fosa son depositados al norte y sur del área de colisión de Carnegie y se estancan en mayor medida en los segmentos más profundos de la misma y en menor cantidad en la zona donde los montes submarinos colisionan con el margen continental (Goyes, 2009; Collot et al., 2009).

Figura 2.4. Perfiles de la fosa de subducción frente a las costas del Ecuador



Fuente: Modificada de Goyes (2009)

En la parte occidental de la fosa, se encuentra la placa de Nazca, donde se destacan las siguientes características (Collot et al., 2009; Ratzov et al., 2009) (Figura 2.5):

- Presencia de la cordillera de Carnegie.
- Presencia de los montes submarinos Galera, Atacames y Salinas.
- Pendientes pronunciadas de la pared de la fosa en la zona de confluencia con la Fractura Grijalva, probablemente relacionadas con la deformación de las placas al inicio de la subducción.

En la parte oriental de la fosa se encuentra el margen continental, cuyo basamento está conformado por terrenos oceánicos acrecionados (Collot et al., 2009; Ratzov et al., 2009). En él se destacan de norte a Sur las siguientes particularidades (Figura 2.5):

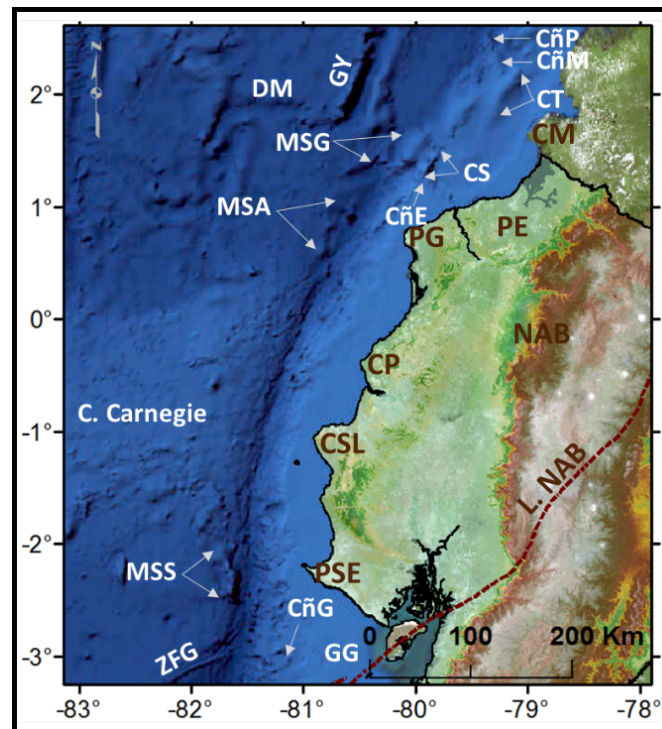
- **El cañón de Paita:** tiene forma de U en su corte transversal y toma contacto con el cañón de Mira.
- **El cañón de Mira:** corta el margen continental hasta la fosa y es menos activo que el cañón Esmeraldas.
- **La cordillera de Tumaco:** estaría formada por cordilleras unidas por compresión tectónica, formando una zona de pliegues y cabalgamientos.
- **La cordillera de Same:** tiene una elevación considerable, alcanzando un nivel menor a 150 m de profundidad.
- **El cañón de Esmeraldas:** recibe gran cantidad de sedimentos que vienen transportados desde los Andes hasta la desembocadura del río Esmeraldas.
- **El cañón de Guayaquil:** recibe sedimentos que son transportados desde los Andes por medio de los afluentes del río Guayas.

La plataforma continental está cubierta por depósitos sedimentarios, siendo más ancha en el golfo de Guayaquil, donde alcanza una extensión de 110 km y más angosta frente a la zona de subducción de Carnegie, donde el talud de la plataforma llega a la fosa a profundidades superiores a 1.500 metros. Esto sucede a pocos kilómetros de distancia de la línea de costa, siendo además notorio la presencia de penínsulas en la zona de costa más próxima a la trinchera (Figura 2.5), tales como: península de Santa Elena, cabo San Lorenzo, cabo Pasado, punta Galera y cabo Manglares, que se encuentran separadas por áreas de bahías (Collot et al., 2009).

Al iniciar la subducción, una parte del movimiento de Nazca queda bloqueado bajo el margen continental, acumulando tensión que posteriormente se libera mediante eventos sísmicos. Estos eventos tendrían lugar dentro de un rango de profundidad que se extendería hasta, aproximadamente 40-50 km (Nocquet et al., 2009; Marcaillou et al., 2009). Este intervalo de profundidad se podría considerar como un límite entre zonas sismogénicas (Marcaillou et al., 2009).

En cuanto al sector donde colisiona Carnegie, entre 1°N en el sector de punta Galera y 2°S en el sector de la península de Santa Elena (Witt et al., 2006; Goyes, 2009), la subducción se acomodaría de manera diferente (Trenkamp et al., 2002), ya que la presencia de una elevación submarina sería un factor influyente en el incremento del acoplamiento interplaca. Aumenta así la tensión en la placa continental (Witt et al. 2006; Gutscher et al., 1999) y deforma su topografía, como se puede observar en la morfología elevada de la zona costera y en la presencia de afloramientos de terrazas marinas cuaternarias (Collot et al., 2009).

Figura 2.5. Características dominantes en la fosa de subducción



Fuente: elaboración propia

Notación

GY, Graben Yaquina; **DM**, Dorsal Malpelo; **MSG**, montes submarinos Galera; **MSA**, montes submarinos Atacames; **MSS**, montes submarinos Salinas; **ZFG**, zona de fractura Grijalva; **CñP**, cañón Paita; **CñM**, cañón Mira; **CT**, cordillera submarina Tumaco; **CS**, cordillera submarina Same; **CñE**, cañón Esmeraldas; **CñG**, cañón Guayaquil; **GG**, golfo de Guayaquil; **PSE**, península de Santa Elena; **CSL**, cabo San Lorenzo; **CP**, cabo Pasado; **PG**, península Galera; **PE**, provincia de Esmeraldas; **CM**, cabo Manglares; **NAB**, Bloque Norandino; **L. NAB**, límite del Bloque Norandino (Alvarado, 2012). Representados sobre un modelo digital del terreno (MDT) de 30 m

Geometría de la subducción

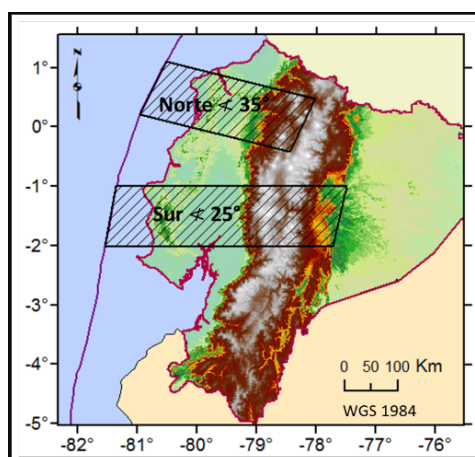
La placa oceánica más densa subduce bajo la placa continental, que es menos densa y de mayor espesor (Goyes, 2009). A pesar de que la convergencia oblicua de la placa de Nazca permanecería constante por al menos 5 Ma (Witt et al., 2006), existe heterogeneidad en su ángulo de inclinación.

Frente a las costas ecuatorianas la subducción parece estar altamente influenciada por la presencia de la cordillera de Carnegie, cuya prolongación bajo la litósfera continental se podría extender bajo los Andes ecuatorianos, distinguiéndose sobre la corteza continental un amplio arco volcánico adakítico (Gutscher et al., 1999).

Existen numerosos trabajos relacionados con el buzamiento de la placa de Nazca bajo el territorio continental ecuatoriano, cuyos planteamientos han sido considerados en la zonificación que más adelante se propone. Las conclusiones de estos trabajos se resumen a continuación.

Guillier et al. (2001): exponen que la distribución espacial de la sismicidad de la placa oceánica, muestra un slab sumergiéndose hasta una profundidad de aproximadamente 200 km, con un ángulo de 35° en el norte y 25° en el Sur; en un área de análisis que va desde 1°N a 2°S (Figura 2.6).

Figura 2.6. Esquema que muestra el ángulo de inclinación del slab de la placa oceánica en los segmentos norte y sur, según Guillier et al. (2001)

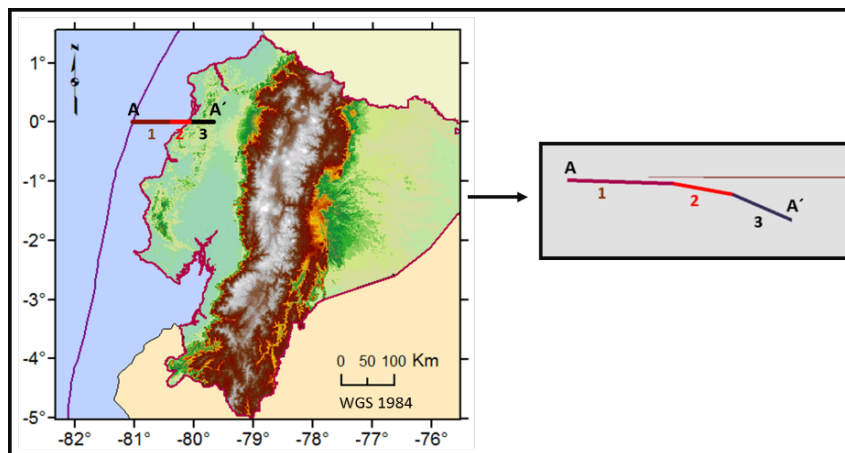


Fuente: Elaboración propia

Trenkamp et al. (2002): proponen un buzamiento de la placa oceánica en dirección Este, diferenciado en un corte transversal realizado en lat. 0° , mostrando 3 segmentos, como se refleja en la Figura 2.7.

- **Segmento 1:** 6° hasta 6.9 km de profundidad.
- **Segmento 2:** 17° hasta 19.2 km de profundidad.
- **Segmento 3:** 35° hasta 50 km de profundidad.

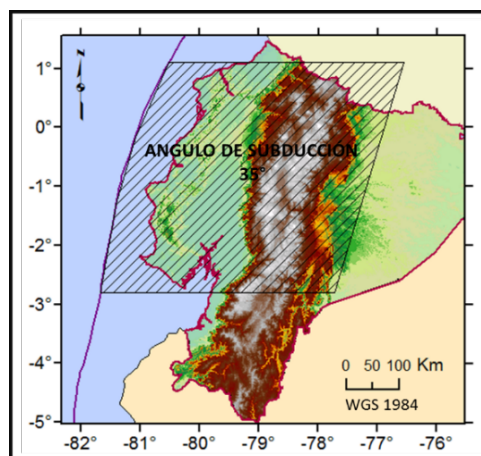
Figura 2.7. Esquema que representa el buzamiento en dirección Este de la placa oceánica propuesto por Trenkamp et al. (2002); en el corte transversal A-A'



Fuente: Elaboración propia

Penington (1981): muestra que la placa de Nazca buza con un ángulo de 35° en dirección Este, bajo una porción de los Andes, en el sector ecuatorial (Figura 2.8).

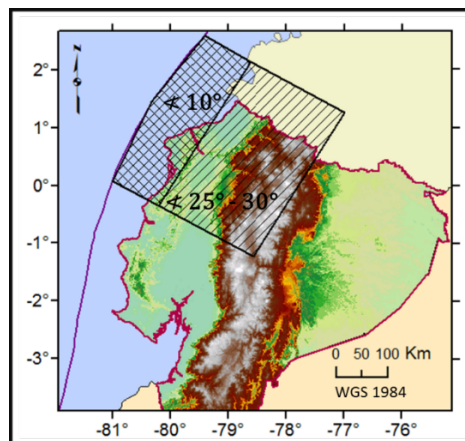
Figura 2.8. Esquema que representa el buzamiento en dirección Este de la placa de Nazca, mostrado por Penington (1981)



Fuente: Elaboración propia

Manchuel et al. (2009): plantean que en la región de Esmeraldas, al norte de Ecuador, la inclinación del slab es de 10° al inicio de la subducción y se mantiene constante hasta 100 Km al Este de la fosa, para luego aumentar el ángulo de inclinación (25° - 30°) hasta una distancia entre 300 a 400 km al Este de la trinchera, esto es, a 120 km de profundidad por debajo de la cordillera occidental de los Andes ecuatorianos (Figura 2.9).

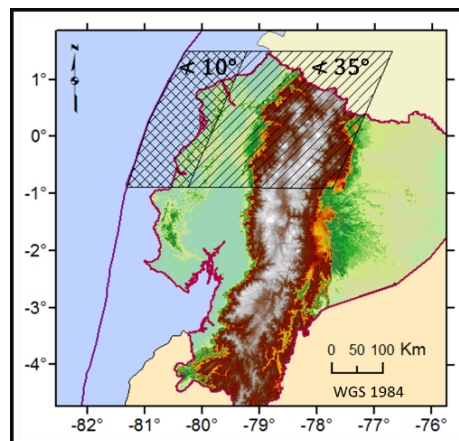
Figura 2.9. Esquema que representa la inclinación del slab planteada por Manchuel et al. (2009)



Fuente: Elaboración propia

Pontoise y Manfret (2004): exponen un modelo de la geometría de la zona de Benioff, en el sector comprendido entre el norte de Manta y la frontera de Ecuador con Colombia, con dos ángulos de inclinación, el primero de 10° hasta aproximadamente 120 km al Este de la fosa y el segundo de 35° hasta las estribaciones orientales de la cordillera de los Andes (Figura 2.10).

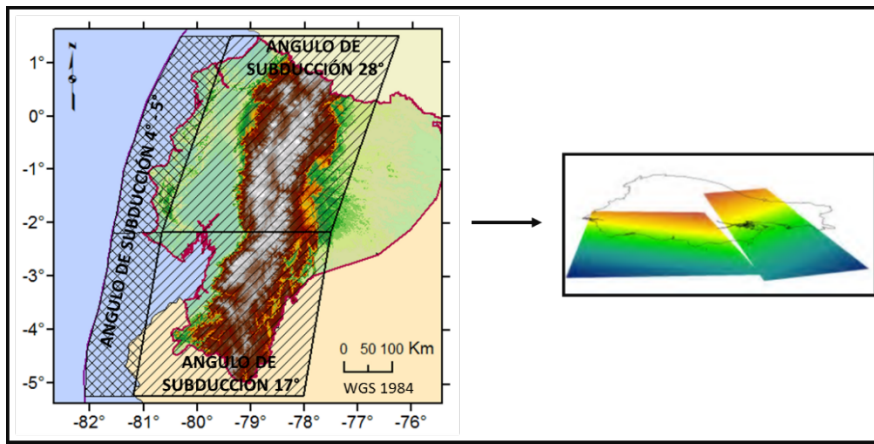
Figura 2.10. Esquema que representa el ángulo de inclinación del techo de la placa oceánica expuesto por Pontoise y Manfret (2004)



Fuente: Elaboración propia

Chunga et al. (2009): proponen que la inmersión del plano de Benioff muestra un ángulo de 4°-5°, que se extiende desde la fosa oceánica hasta alcanzar una profundidad de 40-70 km, aumentando la inclinación más hacia el este de esa profundidad, hasta alcanzar un ángulo de 17° en la zona sur del país. Por otra parte, desde la punta de Santa Elena hacia el norte, hasta la frontera con Colombia, se observa un ángulo de 28°, que se extiende hasta bajo las estribaciones orientales de los Andes ecuatorianos (Figura 2.11).

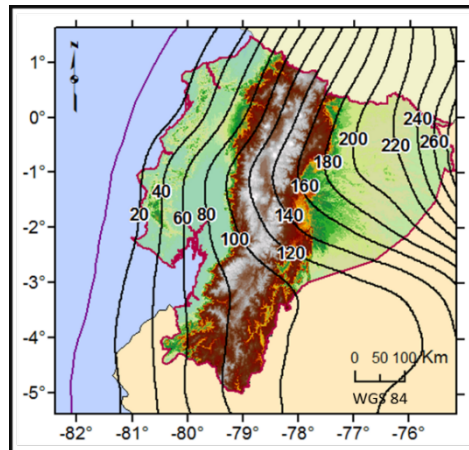
Figura 2.11. Esquema que representa la inmersión del plano de Benioff propuesto por Chunga et al. (2009)



Fuente: Elaboración propia

Hayes et al. (2012): presentan un modelo de la geometría de la zona subducción, utilizando curvas de nivel en profundidad, donde se observa que en la parte sur del Ecuador, el techo de la placa oceánica tiene un ángulo de inmersión menor que en el centro y norte del país (Figura 2.12).

Figura 2.12. Modelo de la geometría de la zona de subducción realizada por Hayes et al. (2012), mediante el uso de curvas de nivel en profundidad, equiespaciadas en intervalos de 20 km de profundidad



Fuente: Elaboración propia

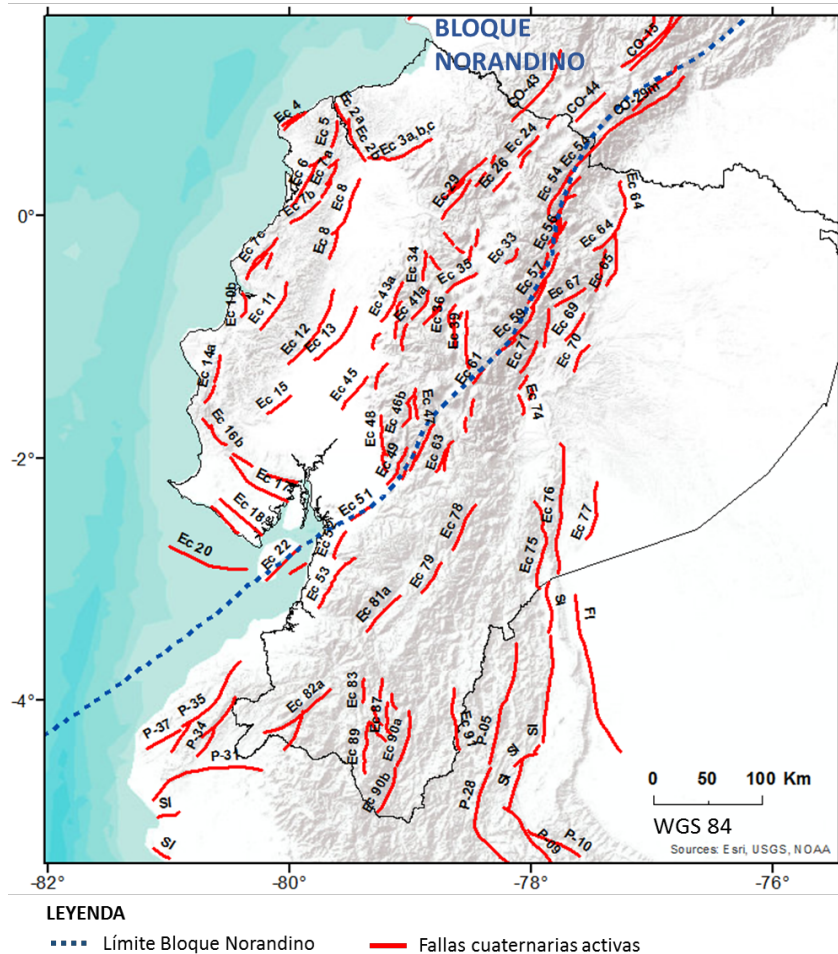
Bloque norandino

El movimiento como un bloque de los Andes Norte (NAB) en el sector ecuatoriano, sería el resultado de la conjunción de varios factores, tales como: la subducción oblicua de la placa de Nazca, el acoplamiento generado en la subducción, la competencia de la placa superior y el inicio en el proceso de subducción de la cordillera de Carnegie (Beauval et al., 2010; Witt y Bourgois, 2009).

Se interpreta que la principal época de reorganización de los límites del NAB se encontraría entre el límite del Plioceno y Pleistoceno temprano (Witt et al., 2006).

El movimiento del NAB tendría una dirección NE, a través de un sistema de fallas activo, que acomodaría su movimiento en relación con la estable Sudamérica (Figura 2.13).

Figura 2.13. Representación del límite del Bloque Norandino y fallas cuaternarias activas



Fuente: Elaboración propia, localización del Bloque Norandino tomada de Alvarado 2012 y de las fallas cuaternarias activas tomada de Egüez et al. 2003

Nota: El desarrollo de los códigos identificativos de los nombres de las fallas se encuentra en el Anexo 2

Su límite Este comprendería una longitud de aproximadamente 1400 km, que iniciaría al sur en el golfo de Guayaquil, para luego cruzar la cordillera Occidental por medio del sistema de fallas Pallatanga (Ec 50 secciones a, b y c de la Figura 2.13), en dirección al Valle Interandino. Más hacia el norte, en la frontera con Colombia, su límite se vuelve a identificar con el sistema de fallas Chingual-La Sofia (Ec 54 de la Figura 2.13) (Beauval et al., 2010; Segovia y Alvarado, 2009; Witt et al. 2006), continuando por el costado Este de los Andes colombianos hacia el norte (Figura 2.3), a través de las fallas de Boconó, San Sebastián y el Pilar, hasta alcanzar la Placa Caribe (Segovia y Alvarado, 2009; Egüez et al., 2003; Trenkamp et al., 2002).

La orientación del movimiento del NAB se propone en N35°E (Nocquet et al., 2009; Chunga et al., 2009). Considerando las estimaciones de diferentes autores, se puede apreciar una velocidad de movimiento en el rango de 6 a 10 mm/año (Egbue y Kellog, 2010; Segovia y Alvarado, 2009; Witt y Bourgois, 2009; Nocquet et al., 2009; Trenkamp et al., 2002).

Golfo de Guayaquil

El movimiento hacia el NE del NAB, especialmente durante el Plioceno-Pleistoceno temprano, daría origen a una reorganización tectónica y crearía espacio para la subsidencia del Golfo de Guayaquil (Figuras 2.3 y 2.5), siendo una zona de importante deformación en el ante arco ecuatoriano (Witt y Bourgois, 2009; Goyes, 2009; Collot et al., 2009; Witt et al., 2006).

El golfo de Guayaquil evolucionaría a lo largo de la plataforma continental en dos períodos extensionales (Witt y Bourgois, 2009; Chunga et al., 2009):

- **Primer período.** Durante el Mioceno-Plioceno, que estaría caracterizado por bajas tasas de subsidencia y sedimentación y que podría ser la consecuencia del posible inicio de la subducción de Carnegie y su probable influencia en el NAB.
- **Segundo período.** Durante el Cuaternario, que estaría caracterizado por un incremento de la subsidencia y acumulación de sedimentos transportados principalmente por el río Guayas desde la cordillera de los Andes.

En el golfo de Guayaquil se observan sistemas distensivos en la corteza continental a través de fallamientos del tipo normal, como es el caso de las zonas de Posorja y Tumbes (Ec20 y Ec 21 de la Figura 3.13), donde se visualizan fallas normales de bajo ángulo, menores a 30°, que mostrarían un período principal de actividad en el Pleistoceno temprano (Chunga et al., 2009; Witt y Bourgois, 2009).

Principales características y regiones geológicas

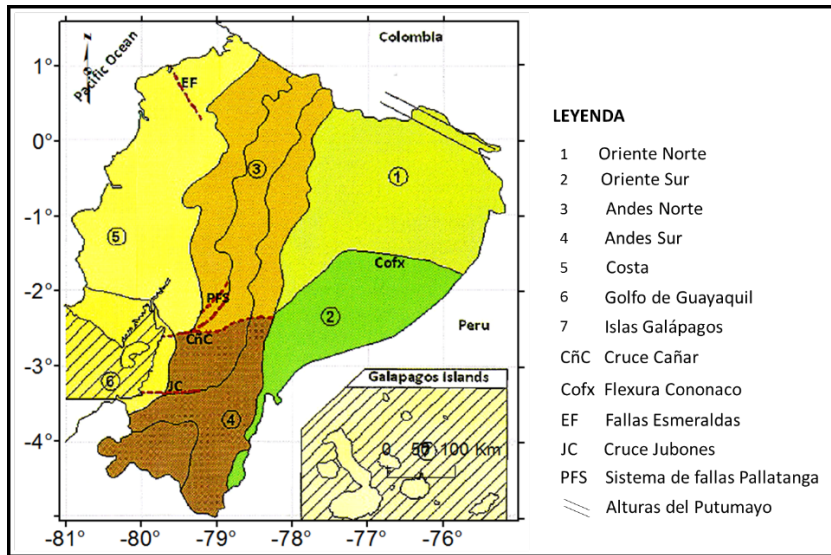
La delimitación de los accidentes naturales y su relación con la evolución y actual configuración de las estructuras geológicas en Ecuador, estaría influenciada mayormente por la dinámica de las características tectónicas presentes en la región.

Como se ha mencionado, Vera (2013) plantea que la evolución geológica que contribuyó a la formación de los Andes ecuatorianos permite diferenciar 4 territorios tectónicos y 7 provincias geológicas.

Las provincias geológicas propuestas por Vera (2013) corresponden a la siguiente descripción (Figura 2.14):

- **Provincia 1:** Cuenca del Oriente Norte conformada por corteza continental, cuya principal acumulación de sedimentación ocurriría desde el Cretáceo. Se extiende hacia el oeste hasta los ramales orientales de la cordillera Real, mientras su límite sur con la Provincia 2 se materializa mediante el pliegue de Cononaco.
- **Provincia 2:** Cuenca Oriente Sur ubicada sobre corteza continental, que forma la parte más elevada de la cuenca del río Marañón y cuenta con importantes pliegues ubicados cerca de la cordillera Real.
- **Provincia 3:** Andes Norte, ubicada sobre un complejo de corteza continental-marina, que se extiende hacia el sur hasta el Cruce de Cañar, comprende en su interior al Sistema de fallas Pallatanga, a las cuencas de Quito-Latacunga-Ambato-Riobamba y al arco marino Macuchi.
- **Provincia 4:** Andes Sur, ubicada sobre corteza continental y un complejo de corteza continental-marina, en sus cuencas intramontanas se pueden encontrar depósitos marinos que podrían pertenecer a la Era Terciaria.
- **Provincia 5:** Plataforma Costera, ubicada sobre corteza oceánica acretada.
- **Provincia 6:** Golfo de Guayaquil, ubicado sobre corteza oceánica acretada. Su apertura limita entre el sistema Chongón-Colonche que forma parte de la corteza oceánica acretada y el extremo oeste del macizo Molleturo.
- **Provincia 7:** comprende la plataforma de las islas Galápagos.

Figura 2.14. Representación de las Provincias Geológicas

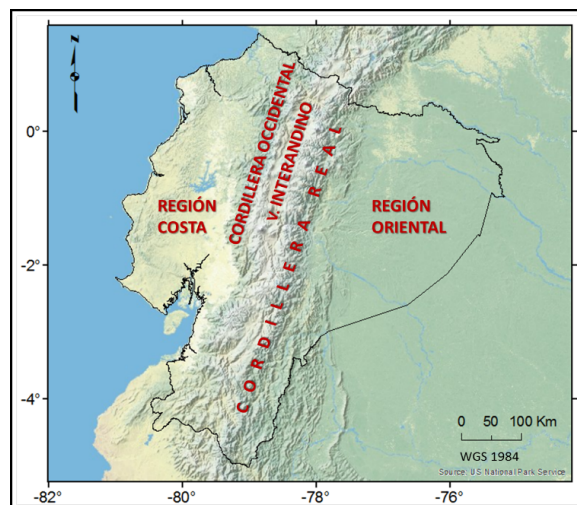


Fuente: Modificada de Vera (2013)

Por otra parte, Egüez et al., (2003) y SNGR (2013) reagrupan las provincias anteriores e identifican 3 regiones con características morfoestructurales diferentes (Figura 2.15):

1. Región costa o llanura costera.
2. Región montañosa o Cordillera de los Andes.
 - a. Cordillera Occidental.
 - b. Valle Interandino.
 - c. Cordillera Oriental o Real.
3. Región Oriental o Cuenca alta del Amazonas.

Figura 2.15. Regiones naturales del Ecuador



Fuente: Elaboración propia

A continuación, se describe con mayor detalle cada una de estas regiones.

Región Costa o Llanura Costera

Formada sobre la corteza oceánica acretada, representa la zona de ante-arco o fore-arc (Egüez et al., 2003) y se extiende desde la línea de costa hasta una altura aproximada de 1200 m en la vertiente occidental de la cordillera de los Andes. Su mayor anchura se presenta en la franja comprendida entre las latitudes 1° S y 2° 12' S, estrechándose progresivamente hasta la frontera con Perú.

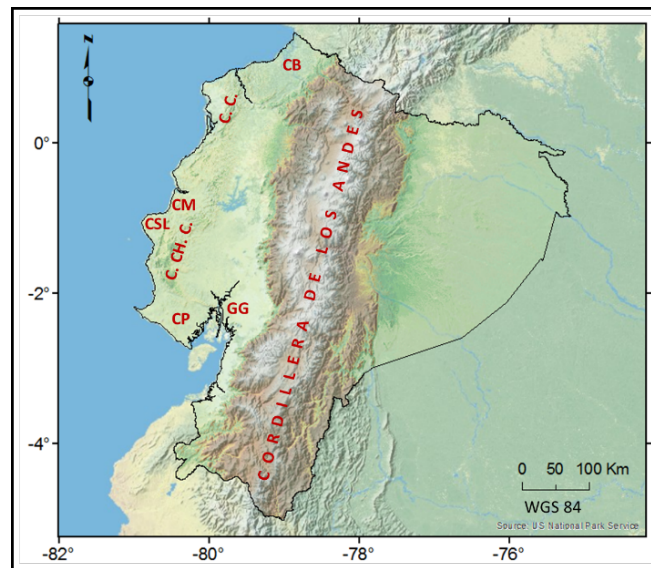
Debido a la presión de la placa de Nazca durante el Mioceno-Plioceno tardío, el Arco Insular Macuchi, que se habría formado ya en el Paleoceno-Mioceno (Vera, 2013) sería sobre empujado hacia el continente como parte de la corteza oceánica de la antigua placa Farallón, acretando y levantando a la región costera hacia el interior del continente, por lo cual, la corteza marina del período Cretácico formaría el basamento de las plataformas costeras (Witt et al., 2006).

Su evolución estaría marcada por el desarrollo de cuatro cuencas de ante-arco principales, de norte a sur (Figura 2.16): Borbón, Manabí, el Progreso y golfo de Guayaquil; la subsidencia de las tres primeras iniciaría aproximadamente en el Mioceno temprano y éstas se localizan al norte de la cuenca Pleistocénica del golfo de Guayaquil (Witt et al., 2006).

El proceso de subducción daría origen a la formación de colinas que forman la cordillera de Cojimíes al norte y la cordillera de Chongón-Colonche (Figura 2.16), que se extiende en forma de arco paralela a la línea de costa, desde las inmediaciones de la ciudad de Guayaquil en dirección norte hacia la provincia de Esmeraldas; su altitud máxima es de 850 m en la región del cabo San Lorenzo, donde se observa la presencia de suelos molisoles (SNGR, 2013; IGM, 2013; Chunga et al., 2009; Pedoja et al., 2009; Witt et al., 2006).

En los sectores cercanos al mar se observan depósitos marinos que han dado lugar a la formación de playas, manglares y salitres; aquí se localiza la formación Tablazo que se encuentra compuesta por secuencias de terrazas marinas del Plioceno tardío y alcanzan una altura de 300 m, lo que evidencia un levantamiento tectónico que podría ser en parte la consecuencia del empuje de Carnegie y posterior subducción bajo el segmento continental (IGM, 2013; Chunga et al., 2009; Gutscher et al., 1999; Zamora y Litherland, 1993).

En el plano costero también se encuentran evidencias de la formación Piñón, relacionadas con las cuencas de ante-arco de Borbón, Manabí y Progreso (Collot et al., 2009; Zamora y Litherland, 1993).

Figura 2.16. Características físicas dominantes de la Región Costa

Fuente: Elaboración propia

Notación

CB; cuenca de Borbón; **CM,** cuenca de Manabí; **CP,** cuenca de Progreso; **GG,** golfo de Guayaquil; **C. CH. C.,** cordillera de Chongón Colonche; **C. C.,** cordillera de Cojimies

Región Montañosa o cordillera de los Andes

Tiene una longitud de aproximadamente 600 km de largo y un ancho aproximado de 175 km, con una altura media de 4000 m; la altura y el volumen de sus montañas decrece en dirección N-S (Figura 3.17).

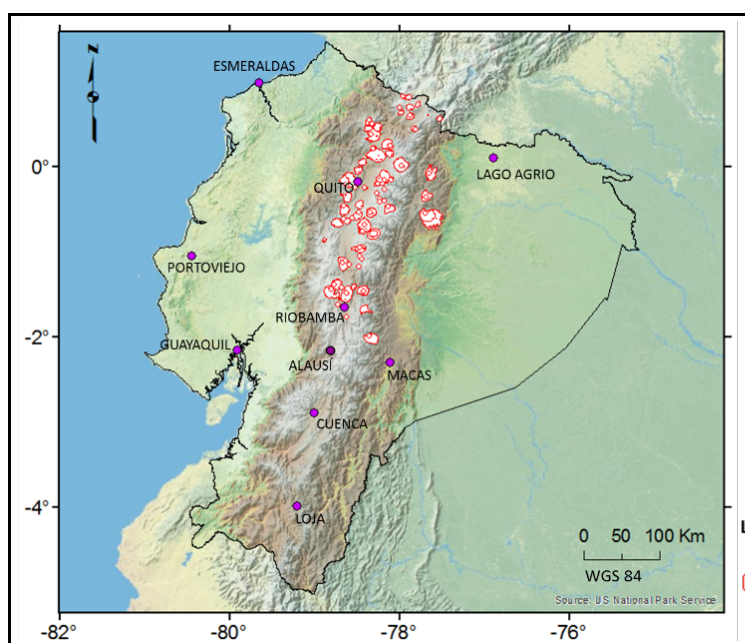
Su levantamiento y actual distribución geológica estarían relacionadas con una subducción activa y acreciones sucesivas, empezando a formarse probablemente en el Mesozoico o tal vez mucho antes (Pedoja et al., 2009; Egüez et al., 2003).

Las eras Precámbrico, Paleozoico y los períodos Triásico y Jurásico del Mesozoico, serían el núcleo de las provincias geológicas andinas, donde existen vestigios de corteza oceánica que corresponderían a una subducción más antigua, posiblemente perteneciente al período Jurásico (Vera, 2013).

Es una región de intensa deformación de corteza, donde se observa la presencia de sistemas de fallas que serían las responsables de los principales terremotos históricos en Ecuador (Beauval et al., 2010; Egüez et al., 2003). Se sugiere un espesor de la corteza bajo los Andes de 50 a 75 km (Guillier et al., 2001).

Desde el límite con Colombia hasta las inmediaciones de la población de Alausí, se distingue la presencia de materiales piroclásticos que cubren grandes extensiones de terreno y de 55 estructuras volcánicas Plio-Cuaternarias, posiblemente menores a dos millones de años (Figura 2.17). Entre ellas, al menos 25 han presentado erupciones durante los últimos 10 mil años y 7 han registrado erupciones recurrentes posteriores a la época de la conquista española desde 1534. Sin embargo, desde Alausí hacia el sur, el relieve es de menor altura con la presencia de planicies altas (SNGR, 2013; IGM, 2013; Beauval et al., 2010; Rivadeneira et al., 2007; Zamora y Litherrland, 1993).

Figura 2.17. Distribución de estratovolcanes cuaternarios en un MDT de 30m



Fuente: Elaboración propia, ubicación de estratovolcanes tomado de Zamora y Litherrland (1993)

Cordillera Occidental

Constituida por rocas antiguas volcano-sedimentarias, su inicio se ubica al sur a la altura del golfo de Guayaquil y se proyecta hacia el norte. Está conformada por terrazas oceánicas probablemente acretadas desde el Jurásico tardío y el Arco Insular Macuchi que empujaría hacia el este a la parte continental costera ecuatoriana, desde posiblemente el Mioceno-Plioceno. La elevación y actual configuración de los Andes sería completada con la formación de volcanes Plioceno-Cuaternarios, en cuyas proximidades se pueden encontrar depósitos terciarios marinos (Vera, 2013; Egüez et al., 2003; Guillier et al., 2001).

Valle interandino

Son depresiones geomorfológicas o valles, también denominadas hoyas o nudos que se forman entre las cadenas montañosas, creando una morfología en forma de escalera. Generalmente llevan el nombre del río principal que contienen, con un ancho no mayor a 30 km y una elevación comprendida entre 2200 y 3000 m. Este conjunto de hoyas forma el callejón interandino conocido también como Avenida de los volcanes (Vera, 2013; IGM, 2013).

Los valles ubicados desde la población de Alausí hacia el norte, se encuentran cubiertos con depósitos piroclásticos y volcanoclásticos Cuaternarios, mientras hacia el sur se observan amplias cuencas entre montañas con rellenos sedimentarios (SNGR, 2013; Beauval et al., 2010).

Se sugiere que el movimiento del NAB durante los pasados 5-6 Ma, fue un factor influyente en el desarrollo de las cuencas interandinas que evolucionarían en un régimen tectónico transpresivo que probablemente inició en el Mioceno tardío (Witt et al., 2006).

Cordillera Oriental o Real

Formada por rocas antiguas que se habrían acretaando desde el Precámbrico en dirección E-W (Figura 3.15), esta cordillera incluye secuencias metamórficas, granitoides Triásicos y conjuntos sedimentarios y volcánicos Jurásicos. Esta acreción iniciaría en el Escudo de Tiputini localizado en el extremo occidental del escudo de Guayana, que ocasionaría que cada nuevo terreno haya ido cubriendo y deformando a los anteriores (Vera, 2013; Egüez et al., 2003).

En su pendiente occidental se pueden apreciar afloraciones que involucran a terrenos continentales, placa oceánica y arcos de isla acretaados posiblemente durante el inicio de la era Terciaria, desde hace aproximadamente 58 a 38 Ma (Guillier et al., 2001).

La principal orogénesis de esta cordillera ocurriría desde el final del Cretácico por la presión de la corteza marina que colisionó, emergió y empujó a la corteza continental, por lo cual es más antigua y más alta que la cordillera Occidental. Al sur del cruce del Cañar ($-2^{\circ} 30'$ de Latitud Sur) (Figura 2.14), la Cordillera Real es mucho más baja porque están ausentes las estructuras volcánicas Cuaternarias (Egüez et al., 2003).

Región Oriental o Cuenca Alta del Amazonas

Representa la zona de tras-arco o back-arc, se extiende desde el pie de la vertiente oriental de los Andes hacia el este y ocupa un área de aproximadamente 131.000 km². Las rocas Precámbricas y Paleozoicas constituirían la base de estos territorios, que además estarían conformados por rocas sedimentarias Mesozoicas (Egüez et al., 2003).

Al norte se encuentra el Levantamiento Napo, donde se identifica un ramal de los Andes o una tercera cordillera, que parte desde el límite fronterizo Ecuador-Colombia en dirección sur hasta el río Pastaza. Aquí se ubican los volcanes Pan de Azúcar, Sumaco y el volcán Reventador (Figura 2.17), que es el volcán andesítico más activo de la región Oriental (Vera, 2013; SNGR, 2012; Beauval et al., 2010; Egüez et al., 2003).

Al sur se ubican la cordillera del Cutucú, que se extiende desde el río Pastaza al norte y la cordillera del Cóndor, que se extiende desde el río Santiago (Figura 3.37).

Un sistema de fallas transpresional de tendencia NE-SW a lo largo de la vertiente oriental de los Andes parece acomodar parcialmente la compresión E-W ocasionada por la subducción (Egüez et al., 2003), observándose además sismicidad que se extiende hacia el este del Arco Volcánico (Gutscher et al., 1999).



Metodología de cálculo (Aspectos técnicos)

Fundamento y definiciones

Desde una perspectiva amplia, la peligrosidad o amenaza sísmica se podría definir como el movimiento esperado en el futuro en un emplazamiento dado, a causa de los terremotos que ocurren en su entorno o zona de influencia.

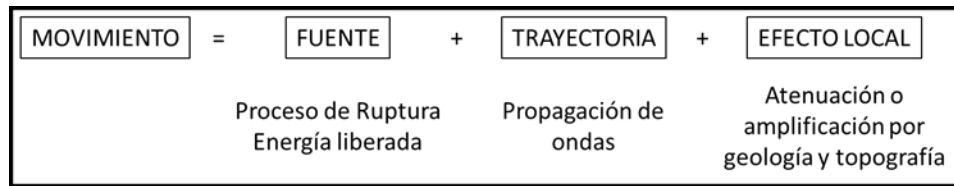
La estimación de la peligrosidad requiere caracterizar los factores que intervienen en el movimiento sísmico, que se pueden resumir en:

- Factor temporal, que indica la frecuencia con la que ocurren los terremotos en cada fuente sísmica.
- Factor de tamaño, que se relaciona con la energía que se puede liberar en cada fuente.
- Factor de distancia fuente-emplazamiento, que representa la probabilidad de que un terremoto se produzca en un rango de distancias dado, asumida su ocurrencia en una fuente sísmica.
- Factor de trayectoria fuente-emplazamiento, que representa la atenuación del movimiento sísmico en dicho recorrido.
- Factor de sitio, que depende de las características topográficas, litológicas y estructurales del emplazamiento de estudio.

Los dos primeros factores están estrechamente ligados a través del modelo de recurrencia de la sismicidad de cada fuente, que representa la distribución de terremotos en función de su magnitud y se incluye en el cálculo de la peligrosidad mediante una función de densidad de probabilidad en magnitudes $f(m)$. A este respecto el modelo más comúnmente empleado es el conocido como Ley de Gutenberg-Richter.

Los factores de distancia y magnitud intervienen en el modelo de atenuación, también conocido como modelo de predicción del movimiento fuerte (GMPE, del inglés Ground Motion Prediction Equation). Este se expresa matemáticamente por una ecuación que permite predecir la variable del movimiento, usualmente aceleración máxima (PGA, del inglés Peak Ground Acceleration) o aceleraciones espectrales SA(T), en función de la magnitud y la distancia.

Las fases en la estimación de la peligrosidad sísmica, por lo tanto, pueden expresarse de forma simplificada como suma de tres factores determinantes (Figura 3.1): la fuente sísmica, la atenuación de la onda sísmica (o propagación del movimiento fuerte) y el efecto local o de sitio.

Figura 3.1. Factores que intervienen en la evaluación de la peligrosidad sísmica**Fuente: Elaboración propia**

En la mayor parte de las aplicaciones, la peligrosidad sísmica se calcula primero en unas condiciones de suelo genéricas, tipo roca, sin incluir el factor de sitio y posteriormente se añade este factor mediante coeficientes de amplificación, dependiendo del tipo de terreno en el emplazamiento a estudiar.

En el caso de no considerar el efecto local del suelo, se asume que el movimiento se encuentra caracterizado en roca o suelo duro, que es el procedimiento generalmente aceptado para estudios de peligrosidad a nivel regional. Sin embargo, para estudios en emplazamientos específicos, será necesario estimar la amplificación local para obtener intensidades de movimiento que incluyan este efecto.

Métodos de cálculo

Los métodos de estimación de la peligrosidad sísmica se pueden clasificar en dos grandes grupos: deterministas y probabilistas.

Los métodos deterministas consideran valores específicos de los factores antes mencionados, es decir, un único terremoto de un tamaño dado, situado en una determinada fuente a una distancia definida del emplazamiento a estudiar. Estos métodos estiman el movimiento correspondiente a un cierto escenario sísmico y generalmente se adopta el más desfavorable siguiendo un criterio conservador, es decir, aquel que genera el mayor movimiento posible en el emplazamiento de estudio. La ventaja de estos métodos es que proporcionan el movimiento de un escenario conocido, es decir de un terremoto de cierta magnitud a cierta distancia y esto tiene ciertas ventajas de cara al diseño sismorresistente de estructuras. La principal desventaja es que no estiman la probabilidad de que se produzca dicho movimiento, es decir, éste puede generarse una vez cada 100 años, cada 1000 años, etc., algo que tiene implicaciones negativas en regulaciones de diseño.

Los métodos probabilistas representan los factores antes citados mediante funciones de probabilidad. La peligrosidad total en un emplazamiento se formula como la probabilidad de excedencia de un cierto nivel de movimiento, a causa de los terremotos que se producen en fuentes contenidas en la zona de influencia, teniendo en

cuenta a su vez la probabilidad de ocurrencia de dichos terremotos en cada fuente, durante un periodo de exposición determinado. La peligrosidad total, es la suma de las contribuciones al movimiento debido a la sismicidad de las distintas fuentes y por tanto no se asocia a un terremoto concreto. En esta concepción probabilista se pierde la idea de escenario sísmico. A pesar de ello, la mayor parte de las normativas se basan en mapas de peligrosidad probabilistas, que representan la aceleración esperada en el territorio de interés para un cierto nivel de probabilidad de excedencia y periodo de tiempo. Por ejemplo, para viviendas convencionales es habitual considerar el movimiento con un 10 % de probabilidad de excedencia en 50 años.

En su concepción probabilista, la peligrosidad sísmica (H , del inglés Hazard) se define como la probabilidad (P) de que se iguale o supere un nivel de movimiento predeterminado (x_0) dentro de un periodo de tiempo dado o periodo de exposición (t), a consecuencia de los terremotos ocurridos en el entorno del emplazamiento de cálculo:

$$H = P [x (s) \geq x_0; t] \quad (3.1)$$

Siendo $x (s)$, el parámetro que representa el movimiento, que habitualmente se identifica con la aceleración pico del mismo (PGA) o con alguna aceleración espectral (SA (T)).

Este cálculo probabilista de la peligrosidad, considera que la probabilidad de excedencia del movimiento es función de, al menos, tres variables: distancia r , magnitud m y Σ , que se toman como variables independientes. El parámetro Σ está relacionado con la variabilidad del modelo de predicción del movimiento fuerte y representa el número de desviaciones típicas que se consideran en la predicción sobre el valor medio que proporciona el modelo (Benito y Jiménez, 1999).

La peligrosidad se estima como el producto de la probabilidad de excedencia del movimiento, condicionada a los valores que toman las variables r , m y Σ por las probabilidades individuales de cada variable (o funciones de densidad de probabilidad, $f_{x_i}(x_i)$). Precisamente los términos $f_{r_i}(r_i)$ y $f_{m_i}(m_i)$, que dan cuenta respectivamente de la probabilidad de que un sismo ocurra a una distancia r_i y con determinada magnitud m_i , son particulares de cada zona sismogénica. La suma (o integral) de estas probabilidades condicionadas para todas las zonas fuente, extendidas a todos sus rangos de variación, proporciona la estimación de la probabilidad de excedencia del movimiento en el emplazamiento $P (x (s) \geq x_0)$ y el producto de ésta por la tasa anual de ocurrencia de sismos en las respectivas zonas, v_i , proporciona la tasa anual de excedencia del movimiento o peligrosidad sísmica expresada en términos anuales (Kramer, 1996):

$$\begin{aligned} \lambda(a > A) &= \sum_{i \text{ zonas}} v_i P_i[a > A] = \sum_{i \text{ zonas}} v_i P_i[a > A | m, r, \varepsilon] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{\varepsilon_i}(\varepsilon) = \\ &= \sum_{i \text{ zonas}} v_i \int_{M_o}^{Mm} \int_{R \text{ min}}^{R \text{ max}} \int_{\varepsilon_{\text{min}}}^{\varepsilon_{\text{max}}} P_i[a > A | m, r, \varepsilon] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{\varepsilon_i}(\varepsilon) dm dr d\varepsilon \end{aligned} \quad (3.2)$$

El término $f_{R_i}(r)$, la densidad de probabilidad en distancias de la fuente considerada, se debe calcular numéricamente y varía para cada fuente. El término $f_{M_i}(m)$, la densidad de probabilidad en magnitudes, depende del modelo de recurrencia adoptado para modelizar la sismicidad de la fuente. Finalmente, el término $f_{\Sigma_i}(\Sigma)$ expresa la probabilidad de que la excedencia del movimiento del terreno se produzca cuando se utiliza la media más un determinado número (Σ) de desviaciones estándar del modelo de movimiento empleado. La función de probabilidad en este caso es una distribución normal estándar normalizada, cuyos valores vienen tabulados. Un valor de $\Sigma=0$ supone calcular el valor medio del parámetro de movimiento en cuestión.

Considerando que la sismicidad es distribuida aleatoriamente en tiempo y espacio dentro de una determinada zona, se puede asumir un modelo de Poisson para su representación, y en consecuencia se puede identificar la amenaza como la probabilidad de excedencia del movimiento en un periodo de exposición de t años mediante la siguiente expresión:

$$P(x > x_0 \text{ en } t \text{ años}) = 1 - e^{-\square(x > x_0) t} = 1 - e^{-t/T} \quad (3.3)$$

Siendo \square la tasa anual media de excedencia del nivel de movimiento y T el período de retorno, definido también como el valor inverso de la probabilidad anual de excedencia.

Las normativas sismorresistentes de manera general adoptan un tiempo de exposición (t) de 50 años, variando la probabilidad de excedencia (P) en función de la importancia de la estructura. Por ejemplo, se considera una probabilidad de excedencia del 10% en un período de exposición de 50 años, que equivale a considerar un período de retorno de 475 años para estructuras de importancia normal, como viviendas convencionales. Para estructuras de importancia especial, como hospitales o escuelas, se considera un período de retorno de 975 años en un período de exposición de 50 años, que corresponde a una probabilidad de excedencia del 5%. De manera análoga, estructuras más críticas consideran un período de retorno de 2475 años, asumiendo una probabilidad de excedencia del 2% en 50 años.

Los primeros métodos probabilistas fueron propuestos durante los años sesenta (Esteva, 1968; Cornell, 1968) y permitieron estimar, por primera vez, probabilidades de excedencia para el parámetro de movimiento elegido, generalmente la aceleración pico, PGA.

La aplicación del método probabilista requiere asumir ciertas hipótesis y ciertos modelos para cuantificar la influencia de la fuente y de la propagación de ondas en la evaluación de la peligrosidad, dando como resultado la probabilidad de excedencia de ciertos valores de la amplitud del movimiento en el sitio (prefijado), como consecuencia de los terremotos que puedan ocurrir en cualquier punto del área de influencia.

El proceso global de cálculo conlleva numerosas incertidumbres, que hacen que los resultados se puedan ver afectados de un alto grado de dispersión. La subjetividad en la definición de fuentes sísmicas, o de modelos de movimiento del terreno, son por ejemplo, dos de los factores más determinantes en la incertidumbre final de los resultados.

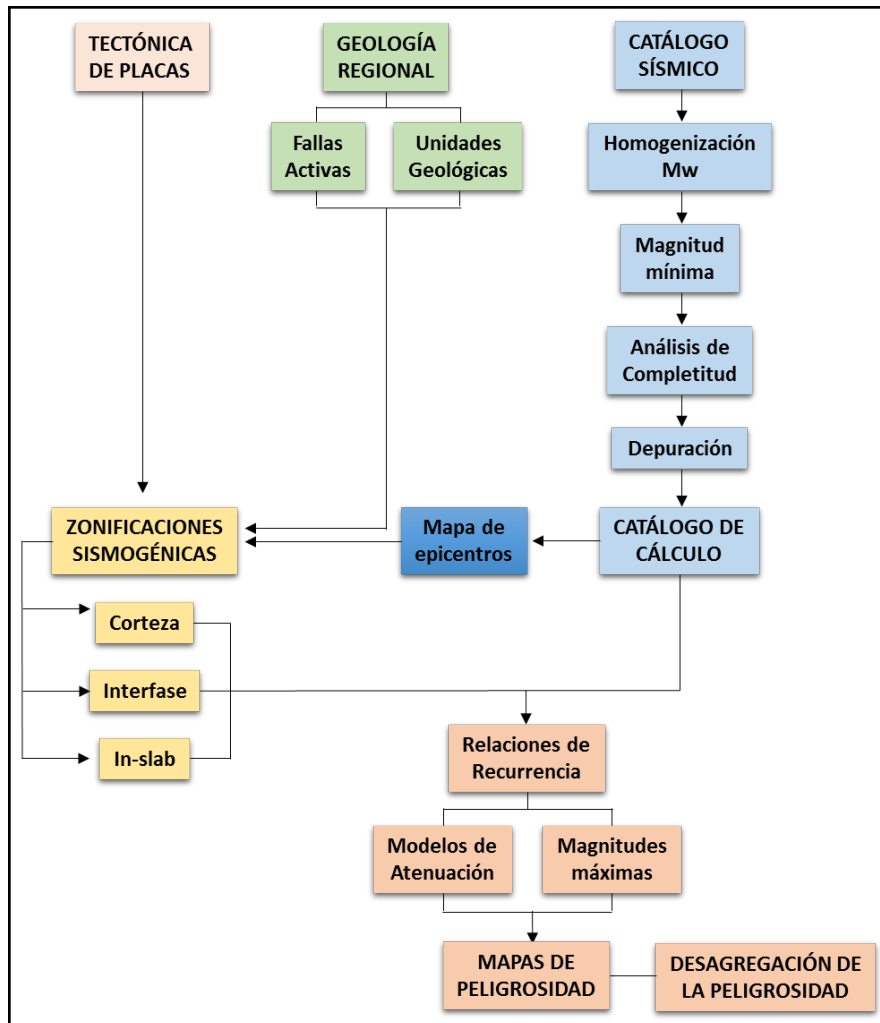
Ante el desconocimiento de los modelos reales de fuente y propagación, en las dos últimas décadas se ha impulsado la línea PSHA (del inglés, Probabilistic Seismic Hazard Assessment) que pone especial énfasis en la consideración de distintas hipótesis sobre la información básica y lleva a cabo un análisis de las incertidumbres asociadas (Bernreuter et al., 1989; Budnitz et al., 1997).

Existen esencialmente dos tipos de incertidumbres (Epistemológicas y Aleatorias) que se presentan en las diferentes fases de cálculo de la amenaza: definición de zonas sismogénicas y relaciones de recurrencia, leyes de atenuación (o modelos de predicción del movimiento) y efecto de las condiciones locales del emplazamiento. Para cuantificar y calibrar dichas incertidumbres se ha propuesto la metodología de árbol lógico, que permite considerar distintos nodos, correspondientes a distintos estados del proceso (p. e. zonificación, elección de modelo de atenuación, etc.) y ramas en cada nodo que corresponden a opciones del mismo.

Finalmente y como complemento a los estudios probabilistas, se recurre a la técnica de desagregación de la peligrosidad, cuyo propósito es definir las características (usualmente, distancia fuente-emplazamiento y magnitud) del sismo de control, o sismo que aporta mayor contribución a la peligrosidad en un emplazamiento dado.

El estudio de peligrosidad completo consta de varias tareas representadas en la Figura 3.2, cuya descripción se desarrolla más adelante:

- Análisis de la sismicidad y de la tectónica del área de estudio.
- Elaboración del catálogo de proyecto.
- Definición y caracterización de fuentes sísmicas.
- Elección del modelo del movimiento fuerte del terreno o de atenuación.
- Cálculo de la peligrosidad propiamente dicho, resolviendo la ecuación de probabilidad.
- Desagregación e identificación de los sismos de control.

Figura 3.2. Esquema que representa el proceso de cálculo de la peligrosidad

Fuente: Elaboración propia

En cuanto al parámetro de cálculo, inicialmente era habitual considerar la intensidad macrosísmica (sentida en un punto), como parámetro representativo del movimiento, debido a la escasez de acelerogramas antes de los años 80. Después comenzó a generalizarse el cálculo de la peligrosidad en términos de la PGA y los valores resultantes se combinaban con formas espectrales, para deducir los espectros de respuesta a introducir en el diseño sismorresistente de estructuras.

Posteriormente, con el desarrollo de los modelos de predicción del movimiento fuerte del suelo, se hizo posible el cálculo de curvas de peligrosidad para todas las ordenadas espectrales de interés, lo que a su vez permitió la definición de espectros de peligrosidad uniforme UHS (del inglés Uniform Hazard Spectrum). Estos se construyen “punto a punto”, fijando una probabilidad común para todas las ordenadas espectrales SA (T) y teniendo en cuenta, además, que la PGA representa la SA(T) para periodo T=0.

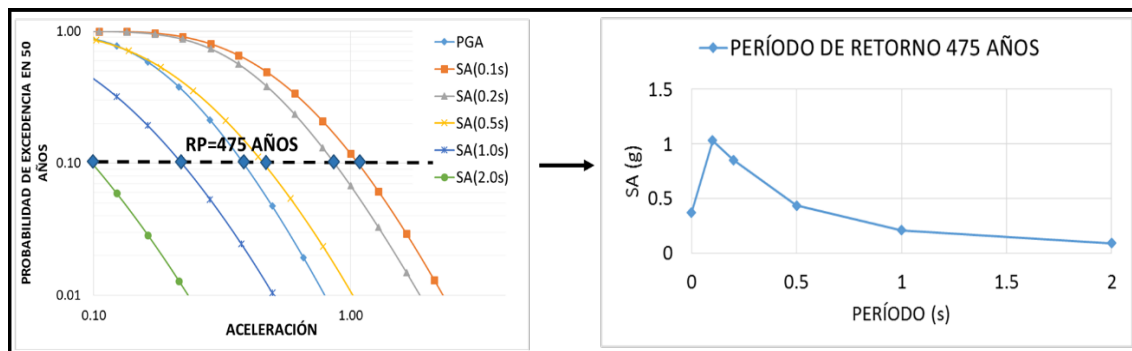
Representación de resultados

De esta manera, los resultados de peligrosidad en un cierto emplazamiento se pueden representar, esencialmente, de dos formas:

- Curvas de peligrosidad, que expresan la probabilidad de excedencia de distintos niveles de movimiento del parámetro elegido, que pueden obtenerse tanto para la PGA como para diferentes SA(T).
- Espectros UHS para los periodos de retorno que se fijan, elegidos generalmente en función de la importancia de la estructura. Para un cierto periodo de retorno, el correspondiente UHS se deriva cortando las curvas de peligrosidad de las diferentes ordenadas espectrales SA(T) a una misma probabilidad, y deduciendo así los valores que permiten construir el espectro “punto a punto”.

La Figura 3.3 muestra un ejemplo de ambos tipos de resultados.

Figura 3.3. Determinación del espectro UHS (B), a partir de la probabilidad anual de excedencia (A)



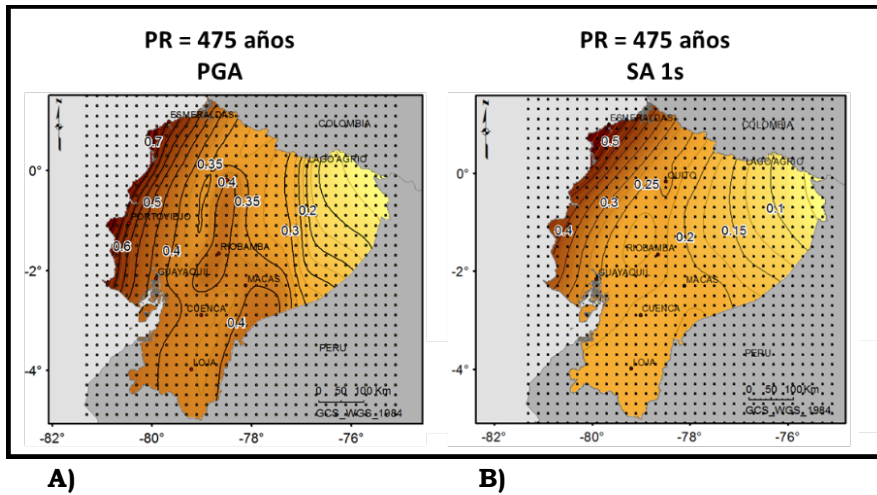
A)

B)

Fuente: Elaboración propia

La representación de la amenaza sísmica a nivel regional, se efectúa normalmente por medio de mapas de isocintas, que muestran la variabilidad del parámetro considerado para un periodo de retorno dado. Para ello, se realiza el cálculo en una malla de puntos equidistantes que cubren el área de estudio y se ejecuta una interpolación de los valores obtenidos en cada punto, Figura 3.4.

Figura 3.4. Representación de la peligrosidad por medio de mapas de isolíneas, A) en términos de aceleración pico PGA y B) SA 1s, considerando un período de retorno de 475 años



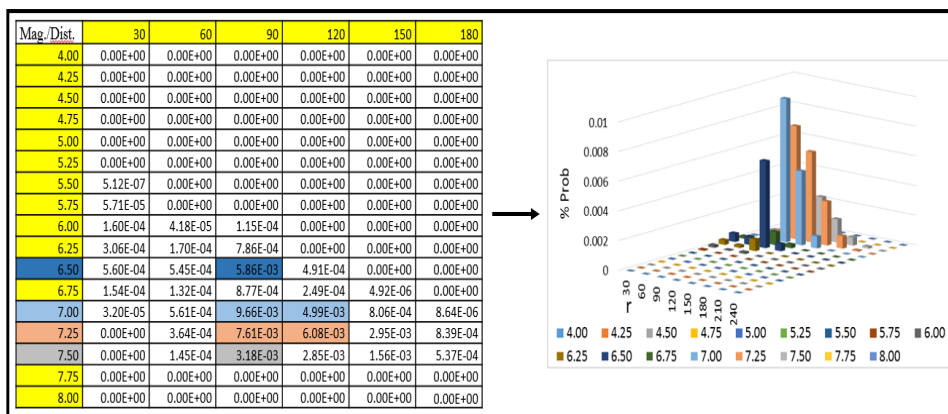
Fuente: Elaboración propia

Un análisis adicional se puede realizar con el objetivo de delimitar las características del sismo que más contribuye a la peligrosidad sísmica en el emplazamiento, dado un período de retorno y frecuencia espectral, proceso que se conoce como la desagregación de la amenaza y que tiene por finalidad identificar los escenarios que más contribuyen a la misma.

El proceso de desagregación consiste en una descomposición de la peligrosidad total en contribuciones parciales, identificando la combinación magnitud-distancia-épsilon, que más contribuye a la excedencia del movimiento en un cierto emplazamiento. Dicha combinación o terna se identifica con el denominado sismo de control.

A modo de ejemplo, en la Figura 3.5, la desagregación se lleva a cabo descomponiendo la peligrosidad en contribuciones de intervalos de magnitud ($\Delta m = 0.25$), intervalos de distancia ($\Delta r = 30$ km) y valor de épsilon ($=2$). Como se puede observar, el sismo que más contribuye a la peligrosidad corresponde a uno de magnitud 7.0 ubicado en un rango de distancia de 60-90 km.

Figura 3.5. Delimitación del sismo de control



Fuente: Elaboración propia

Fases de cálculo

Catálogo de proyecto

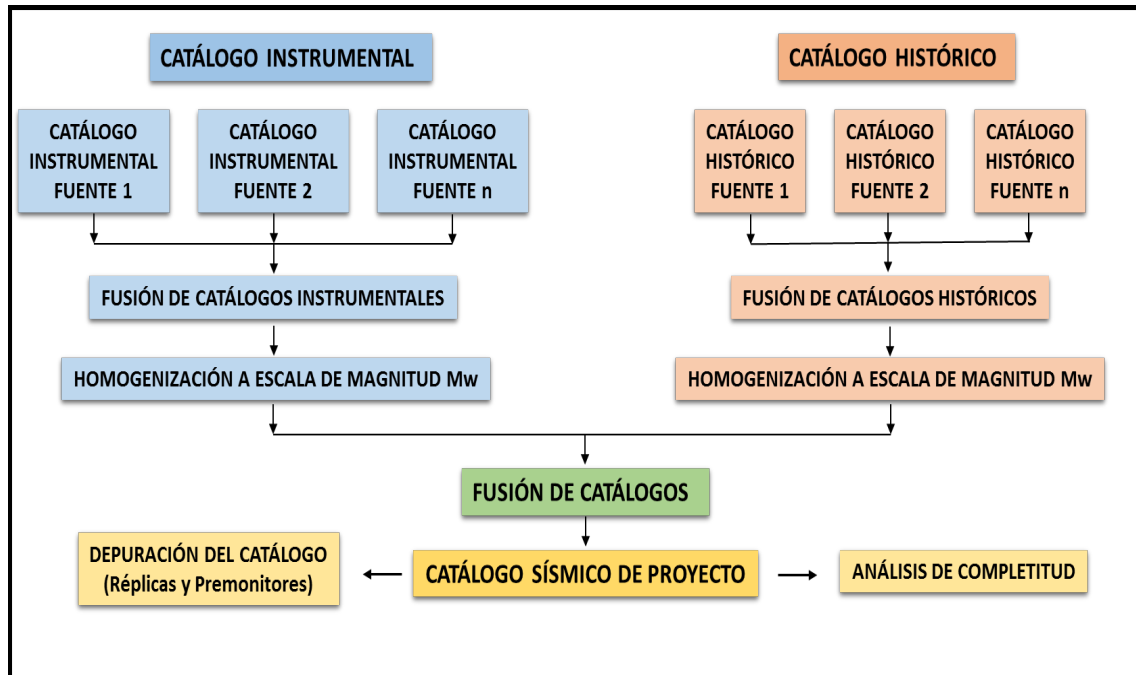
El conocimiento de la sismicidad en la región de estudio es el primer paso a seguir en un estudio de peligrosidad, ya que es necesario conocer la ocurrencia de terremotos en el pasado para establecer un patrón de sismicidad y extrapolarlo al futuro. Para ello se hace necesaria la recopilación de información de terremotos ocurridos en época preinstrumental o histórica y de eventos registrados instrumentalmente.

Los registros instrumentales incluyen información bastante completa de los terremotos ocurridos desde el siglo XX. Sin embargo, existe falta de homogeneidad en el establecimiento de su magnitud y localización epicentral, debido a la evolución de las redes sísmicas y a la intervención de diferentes agencias en el cálculo de los parámetros focales.

Los terremotos históricos o preinstrumentales son determinados a partir de información macrosísmica, especialmente derivada del estudio de la distribución de daños e intensidades. Su localización se determina generalmente en el centro del área de mayor daño, o isosista de mayor intensidad, por lo que su ubicación es bastante imprecisa y subjetiva.

La integración de la sismicidad previamente analizada, que incluya todos los terremotos que potencialmente pueden afectar al emplazamiento de estudio, permite configurar un Catálogo Sísmico de Proyecto (Figura 3.6). Sobre este deben realizarse procesos de:

- Homogenización del parámetro de tamaño a una escala común de magnitud.
- Corrección por falta de completitud, para la correcta estimación de la tasa de sismicidad.
- Cuando se adopta un método probabilista zonificado, debe depurarse también de réplicas y premonitores, para verificar la hipótesis asumida de independencia entre eventos.

Figura 3.6. Fases en la confección del Catálogo Sísmico de Proyecto

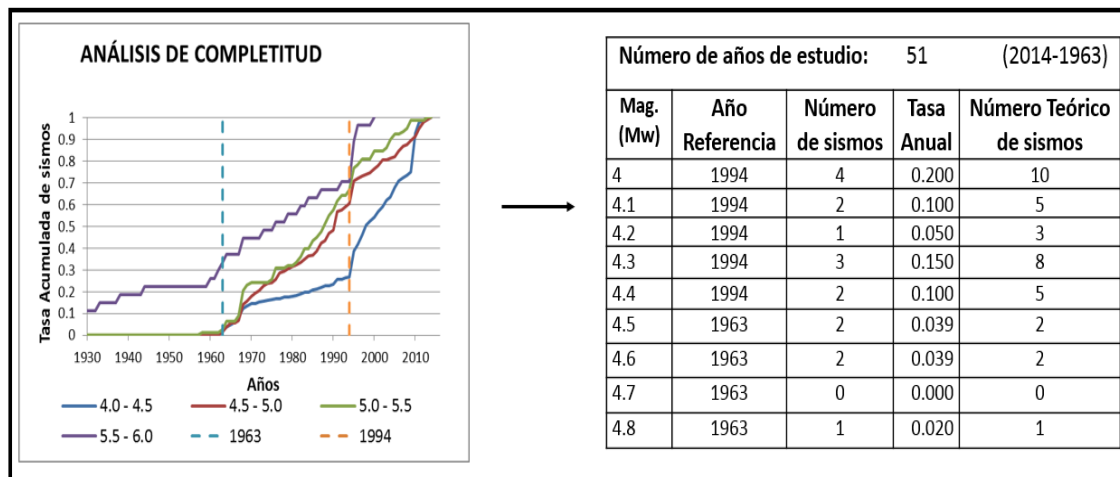
Fuente: Elaboración propia

Un catálogo sísmico se considera completo en un determinado rango de magnitud, si contiene todos los sismos que presumiblemente hayan ocurrido en ese rango. El problema es que a medida que disminuye la magnitud se pierde información al remontarnos en el tiempo, por lo que, para magnitudes moderadas o bajas, el catálogo solo suele ser completo en las épocas más recientes. Para efectuar la corrección por falta de completitud se adopta en este trabajo la metodología planteada por Stepp (1973), que consiste en analizar la variación temporal de cada intervalo de magnitud y establecer un año de referencia a partir del cual puede considerarse que el registro de sismos de ese intervalo es completo.

La tasa de sismos para cada rango de magnitud, se calcula a partir del correspondiente año de referencia y se considera constante, extrapolándose a todo el período del estudio.

En la Figura 3.7, se representan las tasas acumuladas de sismos provenientes del catálogo de proyecto en diferentes rangos de magnitud, pudiendo observarse su evolución temporal. Para cada rango se identifican cambios de pendiente que reflejan cambios de tasa, situación que puede asociarse generalmente a mejoras en el nivel de detección de las redes y no a cambios reales en la sismicidad. Se identifica así para cada rango de magnitud, el año de referencia a partir del cual se considera el registro completo de sismos y se estima la tasa correspondiente a partir de dicho año.

Figura 3.7. Análisis de completitud y determinación del número teórico de sismos para cada rango de magnitud



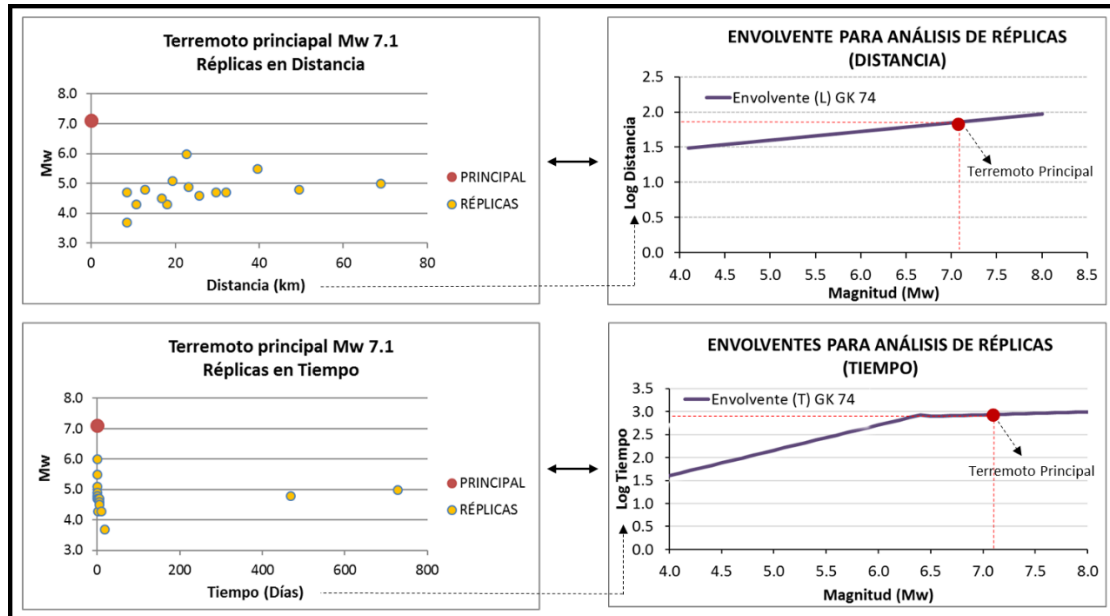
Fuente: Elaboración propia

El catálogo inicial de proyecto será uno de los inputs para delimitar las zonas sísmogenéticas o zonas capaces de generar terremotos de similares características, distribuidos de manera uniforme y ajustados a un modelo de Poisson, lo que implica asumir la independencia temporal y espacial entre los sismos pertenecientes a una misma fuente.

Para cumplir con esta premisa, se hace necesario identificar en el catálogo los premonitores y réplicas de un terremoto principal, para lo cual se han propuesto diferentes metodologías, siendo las más generalizadas la de Reasenberg (1985) y la de Gardner y Knopoff (1974). Esta última propone funciones logarítmicas, con el fin de acotar las ventanas espaciales y temporales que contienen a las réplicas y premonitores de un evento principal, permitiendo así identificar series sísmica. Estas son luego eliminadas en el proceso de depuración, dejando solamente el sismo principal.

En la Figura 3.8 se representan las réplicas para un terremoto de magnitud Mw 7.1, determinadas a partir de las relaciones logarítmicas en Tiempo y Distancia propuestas por Gardner y Knopoff (1974). En donde se verifica que todos los terremotos de magnitud Mw > 7.1, ubicados a una distancia menor a 73 km ($\text{Log } 10= 1.9$) y en un tiempo menor a 863 días ($\text{Log } 863 = 2.9$) son considerados réplicas.

Figura 3.8. Envoltentes propuestas por Gardner y Knopoff (1974) para el análisis y depuración de réplicas



Fuente: Elaboración propia

Zonificación sísmica y caracterización de la sismicidad

En el cálculo probabilista de la peligrosidad sísmica, las fuentes sísmicas son modeladas como zonas sismogénicas o sismogénicas, asumiendo que cada una de ellas se identifica por una tasa de actividad sísmica constante en el tiempo, de forma que los terremotos son sucesos aleatorios independientes, con igual probabilidad de ocurrencia en toda la zona y cuya frecuencia y tamaño se relacionan por una ley logarítmica debidamente limitada a un valor máximo. La importancia de la demarcación de las zonas sismogénicas, se verá reflejada en la forma de las isocintas del parámetro de cálculo (p. e. PGA) para un determinado período de retorno.

La delimitación de cada zona, sin dejar de ser un proceso subjetivo, tiene un efecto significativo en la evaluación de la peligrosidad, ya que a partir de su delimitación se estimarán los máximos sismos potenciales asociados a cada una de ellas y las leyes de recurrencia que gobiernan su sismicidad. Estos datos caracterizan el término “fuente” en la estimación de peligrosidad.

El máximo sismo potencial, es el mayor que puede esperarse en la fuente y para determinarlo debe conocerse tanto la sismicidad ocurrida en el pasado, como la capacidad de las fallas geológicas existentes para generar sismos de una cierta magnitud.

Un problema que se presenta a menudo, es que el tiempo de registro histórico es más corto que el intervalo de recurrencia en ciertas fallas, y el máximo sismo observado no tiene por qué coincidir con el máximo posible. Este problema se puede solventar, al menos en parte, si se dispone de información obtenida por estudios de paleosismicidad de las principales estructuras activas.

Cuando dicha información no está disponible, deben adoptarse otras soluciones, como mayorar el máximo histórico, estimar magnitudes máximas a partir de la longitud de las fallas, observar la tendencia hacia las magnitudes altas en el modelo de recurrencia, etc. Este es uno de los datos más complicados de estimar para cada fuente sísmica, al que se dedica buena atención en este estudio.

No obstante, en los métodos probabilistas no se consideran únicamente las magnitudes máximas en representación de cada zona. La sismicidad de la misma se compone tanto de sismos grandes como pequeños, siendo éstos últimos más frecuentes que los anteriores, por lo que debe especificarse la frecuencia de ocurrencia de sismos en función de su magnitud, por medio de un modelo de recurrencia.

El potencial sísmico es entonces descrito mediante el uso de modelos matemáticos o leyes de recurrencia que utilizan parámetros como: tasa de sismos de determinada magnitud (\dot{n}) o tasa acumulada de sismos de una magnitud mayor o igual a una magnitud dada (\dot{N}) y la proporción de sismos grandes frente a pequeños definida como β o b , dependiendo del tipo de logaritmo que se utilice.

Gutenberg y Richter (1944) mostraron que en una determinada zona y en un determinado intervalo de tiempo, existe una proporción constante entre el número de sismos grandes frente al número de sismos pequeños, asumiendo que la relación entre $\log N$ y m debía ser lineal; donde m representa la magnitud y N representa el número acumulado de sismos con magnitud $\geq m$; definiendo así la ley de Gutenberg Richter con la siguiente relación:

$$\log N(m) = a - b * m \quad (3.4)$$

donde,

b : es la pendiente de la relación, que representa la proporción entre el número de sismos grandes y el número de sismos pequeños en cada zona.

a : es la ordenada al origen, a partir de la cual se puede estimar la tasa anual de terremotos que supera una magnitud de referencia.

Los valores de a y b se estiman mediante análisis de regresión, ajustando los datos de sismicidad de la zona a la expresión indicada.

La relación puede expresarse también en términos de logaritmo neperiano, como:

$$\ln N(m) = \alpha - \beta m \quad (3.5)$$

donde,

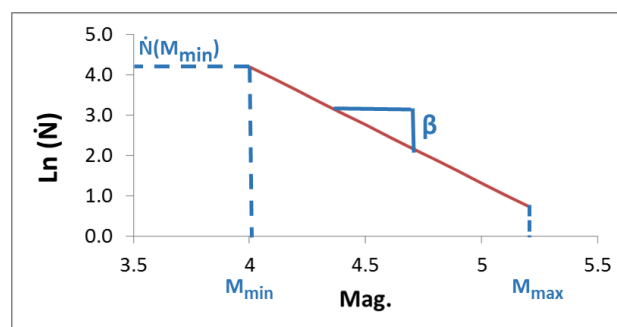
$$\alpha = a * \ln 10 \quad (3.6)$$

$$\beta = b * \ln 10 \quad (3.7)$$

En el análisis PSHA, se asume que la recurrencia de terremotos obtenida para el pasado es extrapolable para la predicción de la sismicidad en el futuro, por lo que es importante disponer de observaciones que cubran un amplio intervalo de tiempo, con la finalidad de considerar la información relacionada a los sismos de tamaño grande que son menos frecuentes.

El modelo de Gutenberg y Richter (1944) suele aplicarse con un doble truncamiento en magnitud propuesto por Cosentino et al. (1977), limitándolo a un rango entre una magnitud mínima y una magnitud máxima (M_{\min} , M_{\max}), siendo la tasa el número de sismos de magnitud igual o superior a la mínima establecida ($\dot{N}(M_{\min})$) (Figura 3.9).

Figura 3.9. Recta de Gutenberg y Richter con doble truncamiento



Fuente: Elaboración propia

Finalmente, los parámetros que definen la sismicidad de cada zona son:

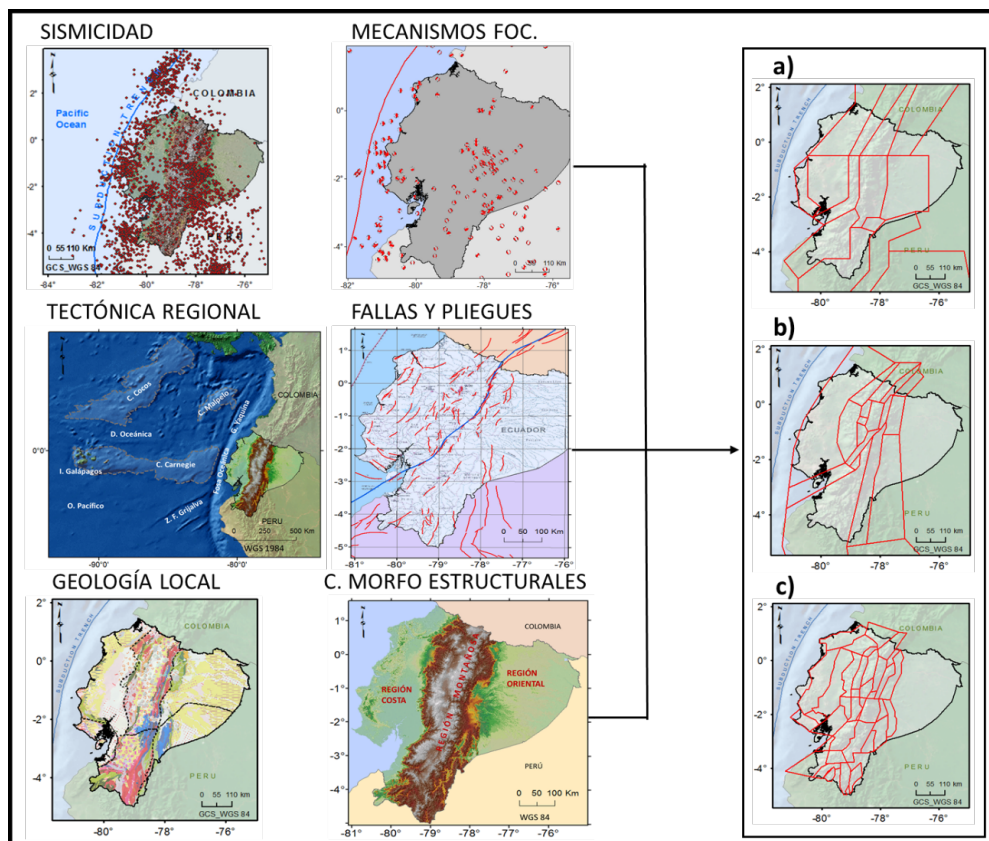
- Magnitud máxima (M_{\max}) correspondiente al máximo sismo potencial.
- Magnitud mínima (M_{\min}) a partir de la cual se evalúa la excedencia de un cierto nivel de movimiento.
- Tasa de sismos de magnitud superior a la magnitud mínima ($\dot{N}(M_{\min})$).

- Pendiente de la relación: b o β , dependiendo de si ésta se plantea en términos de logaritmo decimal o neperiano, respectivamente.

En resumen, el proceso de modelización de las fuentes como áreas o zonas sísmogenéticas, implica dividir la región de influencia en polígonos independientes entre sí, que presentan en el interior de cada uno de ellos un potencial sísmico uniforme. Ello supone que todos los puntos en el interior de una fuente llevan asociados un mismo modelo de recurrencia y los mismos parámetros de sismicidad descritos anteriormente.

Siendo la sismicidad un elemento clave en la delimitación de las áreas sísmogenéticas, no es el único factor a considerar, ya que es necesario apoyarse en otros elementos de análisis tales como: el conocimiento de las estructuras geológicas identificadas en la corteza de la superficie terrestre, la distribución geográfica y evolución de las características tectónicas tanto en planta como en profundidad o la presencia de características físicas dominantes en la región de influencia. Un esquema con los distintos tipos de datos a considerar en la definición de fuentes sísmicas es mostrado en la Figura 3.10.

Figura 3.10. Esquema que representa la información geofísica y tectónica que se considera para la delimitación de zonas sísmogenéticas de corteza. En la parte derecha se presentan propuestas realizadas por: a) Aguiar (2013, comunicación personal); b) Alvarado (2012); c) Chunga (2010)



Fuente: Elaboración propia

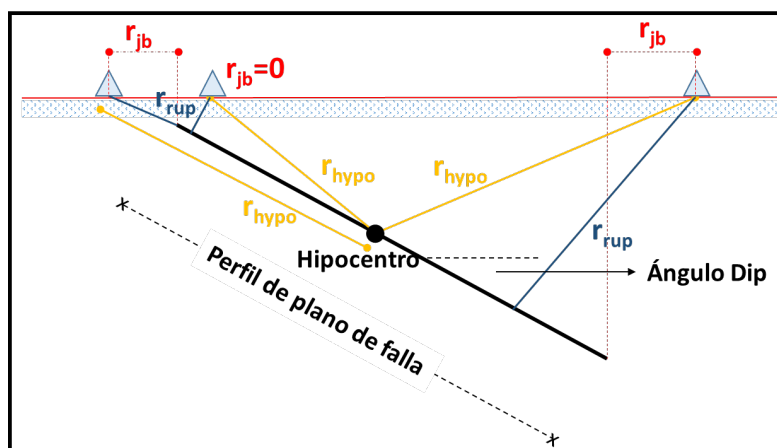
Es deseable que el análisis de los aspectos enunciados, entre otros, converjan hacia una misma solución, permitiendo así la compartimentación de la región de estudio y dando como resultado una zonificación sismogénica confiable. Sin embargo, es habitual encontrar diferentes propuestas siguiendo diferentes criterios, por lo que el proceso de zonificación conlleva un grado de subjetividad importante.

Atenuación de ondas sísmicas

El efecto de la propagación de las ondas sísmicas a través del medio, desde la fuente hasta el emplazamiento, se incluye en el cálculo de la peligrosidad mediante modelos de atenuación del movimiento del suelo, también llamados ecuaciones de predicción del movimiento.

La amplitud de las ondas se atenúa como consecuencia de la expansión geográfica del frente de ondas y de la anelasticidad del medio. Para abordar este efecto se necesitaría un conocimiento detallado de la estructura que separa la fuente del emplazamiento, algo que normalmente no se tiene. Por ello, habitualmente el efecto se aborda mediante el uso de modelos empíricos que relacionan el parámetro representativo del movimiento en un punto (generalmente la aceleración pico o espectral) con los parámetros que establecen el tamaño del sismo en la fuente (generalmente la magnitud), la distancia fuente-emplazamiento (en alguna de sus variantes) y la desviación típica de los datos respecto al modelo (σ), entre otros. La Figura 3.11 muestra diferentes tipos de distancia que se manejan habitualmente en las ecuaciones de atenuación.

Figura 3.11. Distancia Fuente-Emplazamiento



Fuente: Elaboración propia

Notación

r_{hypo} : Distancia desde el sitio al hipocentro del terremoto

r_{jb} : Distancia desde el sitio a la proyección vertical en superficie del plano de ruptura.

r_{rup} : Distancia mínima desde el sitio al plano de ruptura.

En la literatura especializada se han propuesto modelos de atenuación del movimiento o ecuaciones de predicción del movimiento del suelo GMPE, que se plantean ajustando las observaciones disponibles, como valores registrados de PGA o SA (T), a expresiones matemáticas cuyos coeficientes se determinan por análisis de regresión. Estos modelos suelen ser clasificados de acuerdo al régimen tectónico al que pertenece la zona, distinguiéndose entre modelos de corteza, de subducción superficial o profunda y de zonas volcánicas, esencialmente.

De acuerdo a la cantidad y diversidad geográfica de la procedencia de los registros acelerométricos empleados para desarrollar el modelo, se pueden distinguir entre modelos locales, regionales y globales, siendo éstos últimos de aplicación generalizada.

El uso de un modelo viene también condicionado por rangos de magnitud y de distancia fuente emplazamiento, delimitados a partir de la base de datos considerada para su formulación, por lo que no se recomienda la extrapolación fuera de los rangos recomendados.

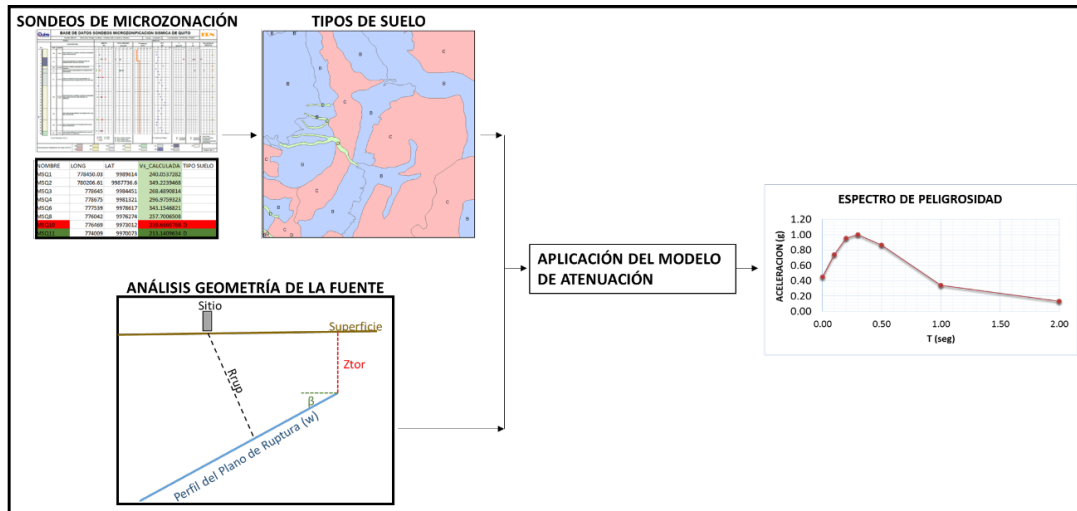
Además de las variables de magnitud, distancia y ϵ , los modelos actuales incluyen también variables dependientes del tipo de suelo, mecanismo focal y otros parámetros, que acotan la incertidumbre de cálculo del movimiento para escenarios definidos.

En regiones donde no se dispone de los datos necesarios para plantear o realizar una calibración de los modelos de atenuación, es necesario realizar un análisis que permita identificar las ecuaciones que han sido planteadas para regiones con similares características sismotectónicas.

Efecto Local

Finalmente, para cuantificar el efecto local debido al tipo de suelo en el emplazamiento, se utiliza esencialmente la información procedente de estudios de geología superficial, que permitan determinar la composición del suelo, la velocidad de las ondas de corte, etc.

En la Figura 3.12 se representan el espectro de peligrosidad resultante de la aplicación del modelo de atenuación, considerando el tipo de suelo presente en el sitio de interés y la geometría de la Fuente.

Figura 3.12. Esquema que representa la estimación del efecto local

Fuente: Elaboración propia

Cuantificación de incertidumbres

Por lo expuesto, la utilización de modelos de atenuación conlleva una incertidumbre que se encuentra también presente en las diferentes fases de cálculo, como la delimitación de las zonas sismogénicas, sus relaciones de recurrencia o las características físicas locales del emplazamiento, que finalmente influyen en los resultados de la peligrosidad.

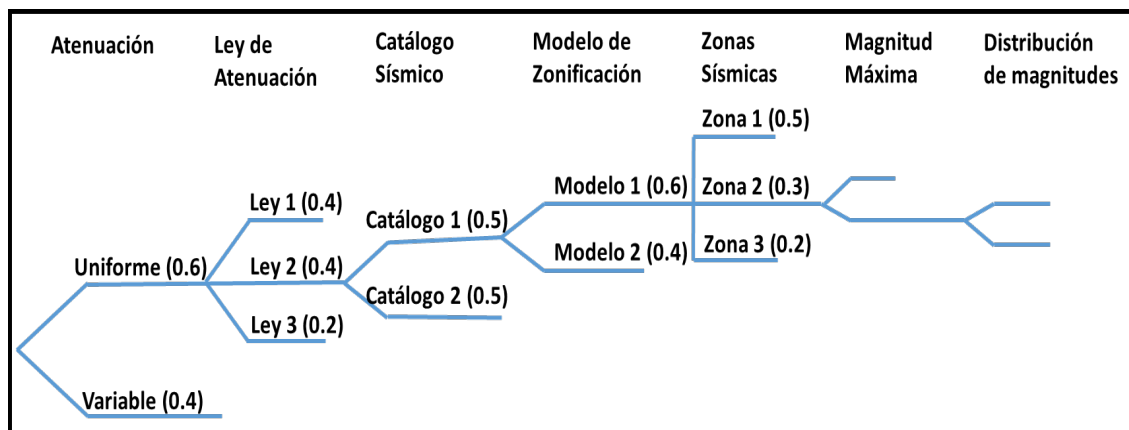
Existen básicamente dos tipos de incertidumbres:

- **Epistémicas:** vinculadas a la diferencia existente entre el modelo teórico propuesto y el modelo funcional real. Por ejemplo, en el cálculo probabilista de la peligrosidad sísmica, la falta de conocimiento de la geometría y actividad sísmica de las fuentes, o del modelo de propagación de ondas, se considera tomando en cuenta diferentes zonificaciones sismogénicas o relaciones de atenuación, mediante el uso del árbol lógico, en donde varias opciones pueden ser consideradas en el cálculo.
- **Aleatorias:** debidas a la aparente aleatoriedad de los datos respecto a un cierto modelo. En análisis PSHA se consideran tomando en cuenta la desviación estándar de la relación que describe los modelos. Por ejemplo, la aleatoriedad en la propagación de las ondas sísmicas es considerada mediante la desviación estándar de la relación de atenuación usada. También pueden considerarse las desviaciones inherentes a otros parámetros, como la magnitud máxima (M_{max}), el parámetro b , etc.

Un método para dar cuenta de las incertidumbres en estudios de peligrosidad, siguiendo el tipo de análisis conocido como PSHA, es el denominado árbol lógico, en el que se integra el juicio de expertos para llegar a un consenso sobre la verosimilitud de las opciones alternativas.

El árbol lógico está compuesto por una serie de nodos y ramas (Figura 3.13). Cada nodo representa la estimación de una opción de cálculo o un estado del proceso que debe ser ejecutado en el estudio, cuya incertidumbre se desea cuantificar. Cada rama que parte de un nodo representa una posible alternativa y lleva asignada un peso o valor de probabilidad que indica el grado de credibilidad de que la rama represente el modelo correcto. Se asume que entre todas las ramas que conducen a un nodo se encuentra el modelo real, por lo que la suma de todos los pesos debe ser la unidad (Benito et al., 2012).

Figura 3.13. Esquema general de un árbol lógico para la estimación de la amenaza sísmica. En paréntesis se identifican los pesos asignados a cada rama



Fuente: Modificada de Benito et al., 2010



Estimación de la peligrosidad sísmica

Introducción

El capítulo inicia con la identificación de las fuentes de actividad sísmica, considerando para ello el análisis de las características geológicas y tectónicas realizado anteriormente, lo que permitirá posteriormente relacionar la información de eventos sísmicos con su pertenencia a cada una de ellas.

Posteriormente se elaborará un catálogo sísmico, que compendie información de estudios específicos sobre terremotos históricos y eventos registrados instrumentalmente por diferentes agencias en la región de estudio.

En el catálogo así obtenido se homogenizará su parámetro de tamaño a magnitud momento, para posteriormente depurarlo de réplicas y premonitores mediante el uso de ventanas espacio-temporales calibradas propiamente para el estudio, finalmente se realizará un análisis de completitud, para estimar los años a partir de los cuales se considera que la información en cada rango de magnitud es completa.

A continuación se realizará una propuesta de zonas sismogenéticas para el cálculo de la peligrosidad sísmica, a partir de la información generada, de propuestas de zonificaciones anteriores y de la aportación del criterio de expertos. De esta manera se obtendrá un modelo de zonas para cada régimen tectónico (cortical, subducción interfase y subducción profunda), considerando particularmente el planteamiento de la geometría de la subducción realizado en este estudio y su consistencia con la información sísmica generada.

Seguidamente se caracterizará la actividad sísmica presente en cada zona, para ello se ajustará la sismicidad localizada en cada una de ellas a un modelo de recurrencia, para posteriormente obtener los parámetros de sismicidad mediante el método de máxima verosimilitud, utilizando la propuesta publicada por Weichert (1980).

Se ha dedicado una especial atención en la estimación de la magnitud máxima en cada zona, teniendo en cuenta la incertidumbre de este parámetro, por lo que la magnitud máxima no se considerará como un valor único, sino que se modelizará mediante una distribución de probabilidad uniforme entre un límite inferior y un umbral superior.

Para las zonas corticales se utilizará la información de las fallas existentes, con el fin de estimar magnitudes con criterio geológico, como consecuencia de la ruptura de las mismas, mientras que para las zonas de subducción interfase e in-slab, se ha analizado la tendencia que sigue la sismicidad hacia sus valores máximos.

Al no disponer de acelerogramas registrados en Ecuador como para desarrollar un modelo local o para una hacer una calibración de modelos foráneos con datos locales, se realizará un análisis de publicaciones relacionadas, con la finalidad de elegir las

ecuaciones de predicción de movimiento fuerte formuladas para subducción y corteza en el mundo que mejor se ajusten al ambiente tectónico que se observa en Ecuador.

Tomando como input los parámetros característicos de las zonas y las leyes de atenuación seleccionadas, se procederá al cálculo de la peligrosidad sísmica, siguiendo un planteamiento probabilista PSHA zonificado, el uso del programa CRISIS 2012 v5.5 para el cálculo y el uso de programa ArcGIS 10.1 para la edición de los resultados.

Finalmente se obtendrán mapas de peligrosidad en términos de PGA y SA (1s), para periodos de retorno de 475, 975 y 2475 años y resultados específicos para cuatro capitales de provincia, expresados por curvas de peligrosidad para 6 parámetros representativos del movimiento fuerte (PGA, SA (0.1, 0.2, 0.5, 1 y 2s)), espectros de peligrosidad uniforme, para tres periodos de retorno (475, 975 y 2475 años) y la desagregación de la peligrosidad para los movimientos objeto dados por la PGA y SA (1s), para los periodos de retorno de 475 y 2475 años, obteniendo así los terremotos de control que más contribuyen a la peligrosidad en cada ciudad, para cortos y largos periodos estructurales y probabilidades de excedencia del 10 y 2 % en 50 años.

Identificación de fuentes sísmicas

Del análisis de las principales características tectónicas, geológicas y físicas en la región de estudio, descrito anteriormente, junto con el aporte de expertos en reuniones mantenidas en el Centro de Investigaciones Científicas de la Universidad de Fuerzas Armadas ESPE Quito-Ecuador, el Instituto Oceanográfico de la Armada Guayaquil-Ecuador, el Instituto de Estudios Espaciales Ecuatorianos Quito-Ecuador y en la Universidad Politécnica de Madrid-España, se han definido las siguientes fuentes generadoras de sismos (Figura 4.1):

1. **Fuente sísmica de interfase:** se encuentra al inicio de la subducción, diferenciándose de la subducción más profunda en los siguientes aspectos:
 - a) Es en ésta zona donde se bloquea parte del movimiento de Nazca, lo que ocasionaría la deformación de la placa más densa que subduce, acreción del margen continental y acumulación de tensión (Egbue y Kellog, 2010).
 - b) El ángulo de inmersión del techo de la placa oceánica (4° - 10°) es menor al de la subducción más profunda, extendiéndose hasta una distancia de 100-120 km al Este de la fosa (Manchuel et al., 2009; Chunga et al., 2009; Trenkamp et al., 2002), que marcaría el inicio de la fuente sísmica in-slab.

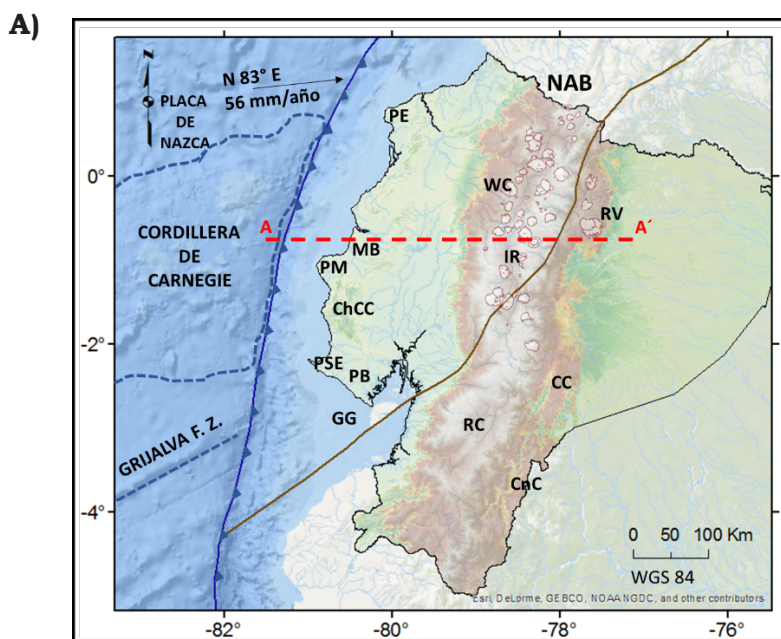
Se estima que la profundidad de ésta fuente sísmica alcanzaría desde unos pocos kilómetros, hasta aproximadamente 40-70 km (Marcaillou et al., 2009; Chunga et al., 2009; Collot et al., 2009; Michaud et al., 2009; Goyes, 2009; Pazmiño y Michaud, 2009).

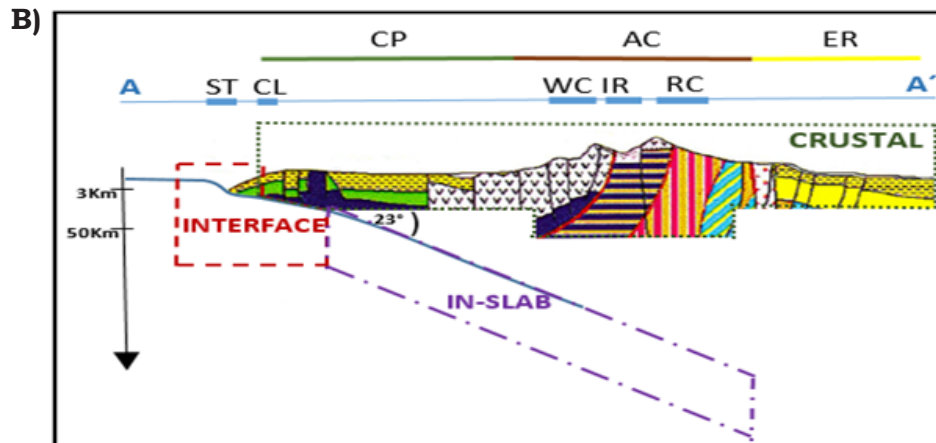
2. **Fuente sísmica in-slab:** se extendería desde el límite de la fuente sísmica de interfase hasta 400-500 km al Este de la trinchera y a una profundidad aproximada de 200 km (Michaud et al., 2009; Goyes, 2009, Guillier et al., 2001).

Su dinámica se observaría por la ocurrencia de sismicidad a diferentes niveles de profundidad y la presencia de un amplio arco volcánico adakítico en los Andes ecuatorianos (Collot et al., 2009; Pedoja, 2009; Gutscher et al., 1999). La pendiente del slab presentaría una mayor inclinación que la subducción interfase, cuyo ángulo variaría en el rango de 17°-35°, siendo más superficial al sur del Ecuador y más inclinada y profunda al centro y norte del país (Manchuel et al., 2009; Chunga et al., 2009; Trenkamp et al., 2002; Guillier et al., 2001).

3. **Corteza continental:** su inicio al oeste se localiza en el margen continental y se encuentra constituida por la placa continental y el NAB, que tendría una dirección de movimiento NE, posiblemente a través de un sistema de fallas activo (Chunga et al., 2009; Egüez et al., 2003; Trenkamp et al., 2002). Se considera que el proceso de subducción es un factor influyente en la geomorfología de la corteza, en la que se identifica: una zona costera que alcanzaría una profundidad de 40 km (Alvarado, 2012; Chunga et al., 2009), una zona de Cordillera cuyo espesor alcanzaría los 50 a 75 km de profundidad (Egüez et al., 2003; Guillier et al., 2001) y una zona oriental que conforma la cuenca alta del Amazonas.

Figura 4.1. Fuentes de actividad sísmica identificadas





Fuente: Elaboración propia

Notación

A) Esquema de la Tectónica y principales fuentes sísmicas identificadas en la región de estudio. **NAB:** Bloque Norandino; **NABL:** Límite del Bloque Norandino (tomado de Alvarado 2012); **A - A':** Corte transversal en latitud -1° ; **Grijalva F. Z.:** Zona de Fractura Grijalva; **PE:** península de Esmeraldas; **PM:** península de Manabí; **PSE:** península de Santa Elena; **GG:** golfo de Guayaquil; **BB:** cuenca de Borbón; **MB:** cuenca de Manabí; **PB:** cuenca de Progreso; **ChCC:** cordillera Chongón Colonche; **WC:** cordillera Occidental; **IR:** región Interandina; **RC:** cordillera Real; **RV:** volcán Reventador; **CC:** cordillera de Cutucú; **CnC:** cordillera del Cóndor.

B) Esquema de las zonas generadoras de sismos Interface, In-slab y Cortical, representado en el corte transversal A - A'; se presenta un esquema de las principales unidades geológicas según Vera (2013); **CP:** plano Costero; **AC:** cordillera de los Andes; **ER:** región Oriental; **ST:** trincheras de subducción; **CL:** línea de costa; **WC:** cordillera Occidental; **IR:** región Interandina; **RC:** cordillera Real.

Preparación de inputs de cálculo

Elaboración del catálogo sísmico

Se ha elaborado un catálogo sísmico actualizado, con información procedente de estudios específicos sobre terremotos históricos y de eventos registrados instrumentalmente por diferentes agencias.

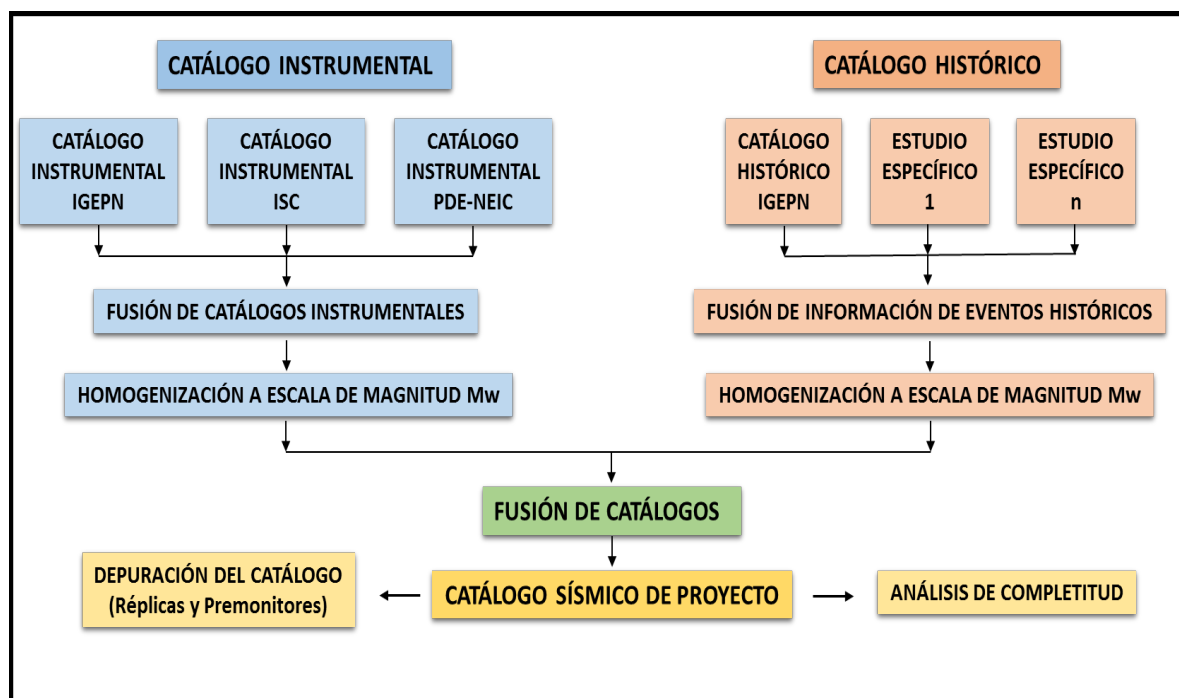
Después de fusionar la información consultada en una base de datos, se ha realizado una primera revisión con la finalidad de evitar la duplicidad de los registros, para posteriormente homogenizar el parámetro de tamaño a magnitud momento Mw.

A continuación, se ha desarrollado la depuración de réplicas y premonitores identificados por medio de ventanas espacio temporales calibradas propiamente para el estudio, basándose en la metodología propuesta por Gardner y Knopoff (1974).

Finalmente se ha realizado un análisis de completitud, para estimar los años a partir de los cuales la información en cada rango de magnitud puede considerarse completa.

El esquema de trabajo que se ha seguido para la elaboración del catálogo de proyecto es mostrado en la Figura 4.2:

Figura 4.2: Esquema de trabajo para la elaboración del Catálogo Sísmico de Proyecto



Fuente: Elaboración propia

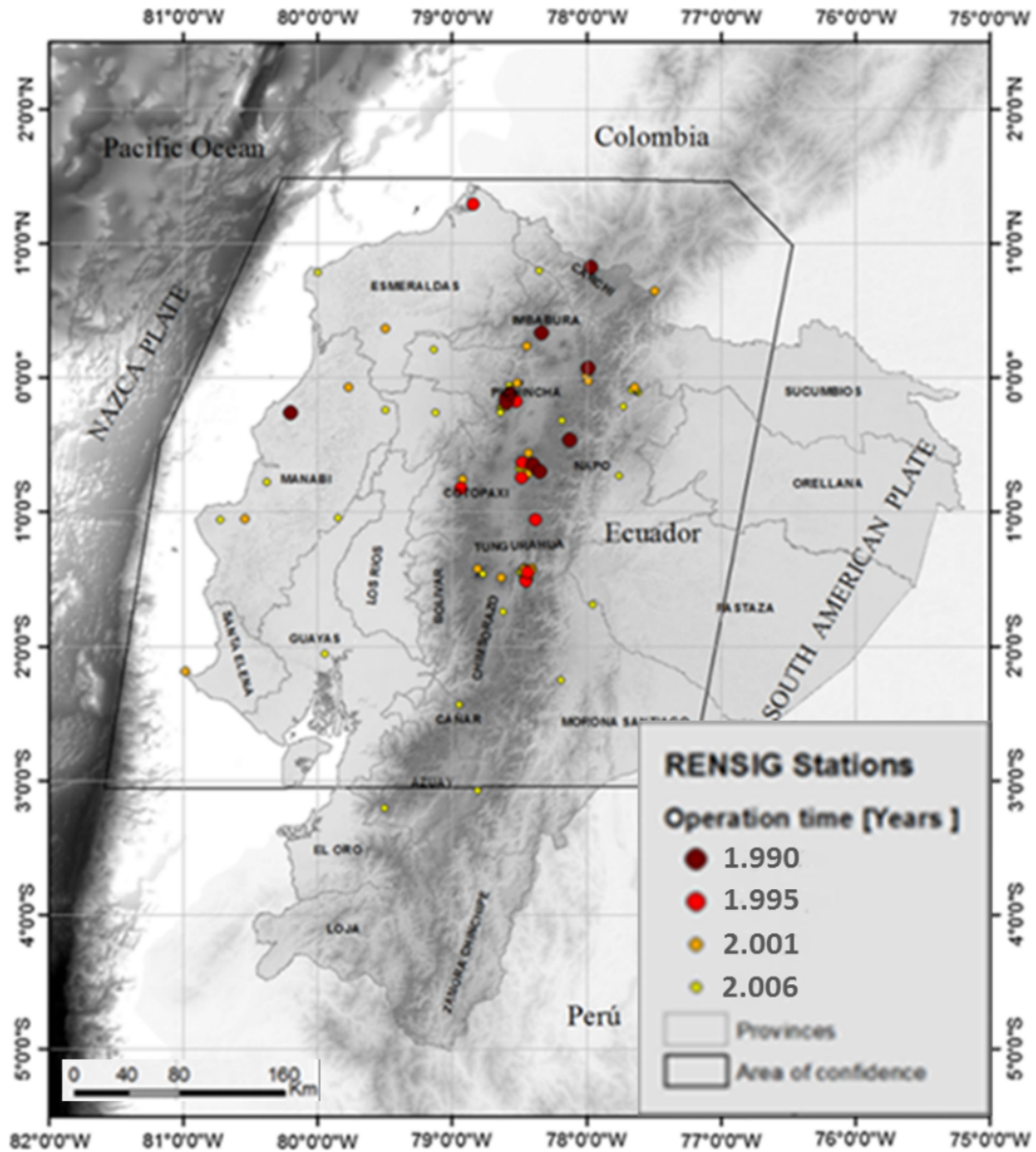
Catálogo instrumental

Para la elaboración del Catálogo Instrumental, que corresponde a la colección de registros de eventos sísmicos publicados por diferentes agencias, se han consultado las siguientes fuentes:

- **Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional de Quito-Ecuador (IGEPE):** es un centro de investigación gubernamental dedicado al diagnóstico y a la vigilancia de peligros sísmicos y volcánicos en Ecuador.

Dispone de una red de monitoreo denominada RENSIG, que proporciona información sobre eventos sísmicos a partir de 1990. La escala de magnitud adoptada es magnitud duración (MD) y los sismos detectados generalmente son de MD < 3.5. Esta red garantiza soluciones confiables en una ventana espacial delimitada por el polígono que se muestra en la Figura 4.3 (Beauval et al., 2013).

Figura 4.3. Red sísmológica RENSIG perteneciente al IGEPN. Los círculos corresponden a estaciones, cuyos años iniciales de operación se indican en la leyenda. El polígono interior representa su área de cobertura confiable



Fuente: Modificada de: Beauval et al., 2013

En agosto de 2013, publica en su página institucional el “Catálogo completo de sismos ocurridos en el Ecuador”, que corresponde a la publicación realizada por Beauval et al. (2013) y contiene información de eventos sísmicos en el periodo comprendido desde enero de 1901 hasta diciembre de 2009 (ambos inclusive), ubicados en un área rectangular comprendida entre las latitudes (4°; -7°) y longitudes (-74°; -84°).

- Con el objetivo de actualizar el catálogo proporcionado por el IGEPN, se ha realizado la consulta de eventos sísmicos localizados en la misma área rectangular propuesta por el IGEPN, en el International Seismological Centre (ISC), éste centro reúne información de varias agencias sísmicas, que reportan soluciones para eventos en diferentes escalas de magnitud y precisión de localización. No obstante, el ISC determina como primera opción la que tras su análisis resulta más confiable, por lo que no siempre es la misma agencia la proveedora de los datos de magnitud y tamaño.

Pone a disposición dos opciones para la obtención de información:

1. **ISC Bulletin:** que contiene datos desde 1.904 hasta la actualidad.
2. **Reviewed ISC Bulletin:** que parte de la base de datos del ISC Bulletin, pero sus eventos son revisados automática y manualmente y en caso necesario son relocalizados.

En las dos opciones enunciadas anteriormente, se han obtenido los siguientes resultados:

1. **Reviewed ISC Bulletin (RISCB):** se han obteniendo soluciones para 356 eventos, en el período comprendido desde enero de 2010 hasta noviembre (inclusive) de 2011.
 2. **ISC Bulletin (ISCB):** se han obtenido soluciones para 434 eventos, en el período comprendido desde diciembre de 2011 hasta junio (inclusive) de 2014.
- Finalmente, con el objetivo de complementar la información sísmica en el área especificada, se han consultado las soluciones de sismos incluidas en el National Earthquake Information Center Preliminary Determination of Epicenters (NEIC-PDE) del US Geological Survey, esta agencia determina la localización y tamaño de terremotos alrededor del mundo y difunde la información de manera pública. Se ha obtenido así, información sísmica en el período comprendido desde enero de 2010 hasta abril (inclusive) de 2014.

Un resumen del contenido de los tres boletines, donde se muestra el período de cobertura, rango de magnitud y número de eventos por escala de magnitud utilizada se incluye en la Tabla 4.1.

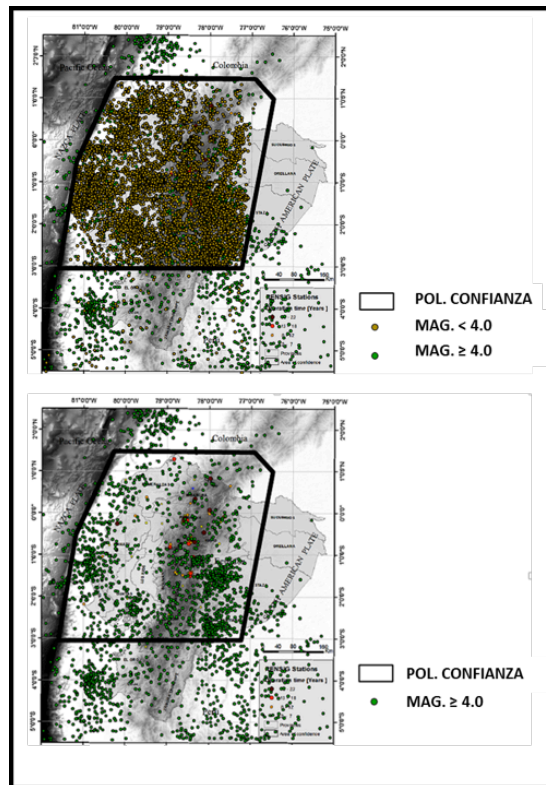
Tabla 4.1. Resumen de los datos de eventos sísmicos extraídos de los catálogos del IGEPN, RISC B, ISCB Y NEIC-PDE

AGENCIA	FECHA INICIAL	FECHA FINAL	Mmin	Mmax	N° eventos	N° por escala de magnitud
IGEPN	07/01/1901	30/12/2009	3.0	8.8	10823	M (1), mB (2), mb (2946), MD (7541), MS (58), Mw (253) y UK (22)
RISC B	02/01/2010	30/11/2011	3.0	6.3	356	mb (354) y ML (2)
ISCB	03/12/2011	16/06/2014	3.0	7.0	434	mb (109), mbtmp (9), ML (57), Mw (259)
NEIC-PDE	03/12/2011	07/02/2013	4.0	7.3	70	mb (66), mwb (1) mwc (1) y mww (2)

Fuente: Elaboración propia

Al graficar los eventos sísmicos consultados (Figura 4.4), se observa que en el área de cobertura confiable para soluciones estimadas por la red sismológica RENSIG (Figura 4.3), existe una evidente concentración de eventos cuya magnitud es inferior a 4.0. Esta particularidad se debe a que, en la elaboración del catálogo proporcionado por el IGEPN, las soluciones de eventos sísmicos de magnitudes bajas, que se ubican fuera de ésta ventana espacial, no son fiables y por lo tanto no son incluidas en su catálogo (Beauval et al., 2013).

Figura 4.4. Representación de los registros sísmicos instrumentales consultados



Fuente: Modificada de: Beauval et al., 2013

Para el cálculo de la peligrosidad sísmica se hace necesario delimitar el catálogo a una cierta zona de influencia, considerando que los sismos dentro de ella puedan ser representativos en la peligrosidad de la zona de estudio. Además, se debe fijar una magnitud mínima, por debajo de la cual se considera que los sismos no contribuyen al nivel de movimiento cuya excedencia se evalúa. En nuestro caso se considera una magnitud mínima de 4.0.

Un primer análisis de la base de datos con la información integrada de las diversas agencias ha llevado a la necesidad de realizar una depuración de eventos, eliminando aquellos repetidos, aunque con diferentes soluciones reportadas por las distintas agencias. Para ello se han revisado los eventos contenidos en ventanas temporales de 2 minutos y espaciales de 100 km en distancia.

El 98% de los eventos reportados por el NEIC-PDE se repiten en el catálogo del ISC Bulletin. Dado que el ISC para determinar sus soluciones usa información proporcionada por una mayor cantidad de estaciones (Beauval et al., 2013), se ha decidido seleccionar los eventos reportados por ISC con prioridad a los del NEIC-PDE, a excepción de 17 eventos, cuya información se encuentra incompleta en el parámetro de “profundidad”. En estos casos se ha optado por seleccionar las soluciones proporcionadas por NEIC-PDE.

Debido a la variabilidad de agencias que reportan los eventos, la información obtenida se presenta en diversas escalas de magnitud, por lo que, una vez fusionada la información instrumental en un solo catálogo y eliminadas las soluciones repetidas, se ha procedido a homogenizar el parámetro de tamaño a magnitud momento (M_w). Se ha escogido este tipo de escala ya que no se satura para eventos sísmicos grandes como los que se encuentran en la región (Hanks y Kanamori, 1979) y además es la escala empleada en la mayoría de los actuales modelos de predicción del movimiento, GMPE's.

Para el proceso de homogenización se han aplicado diferentes correlaciones. Engdahl y Villaseñor (2002) proponen los siguientes criterios:

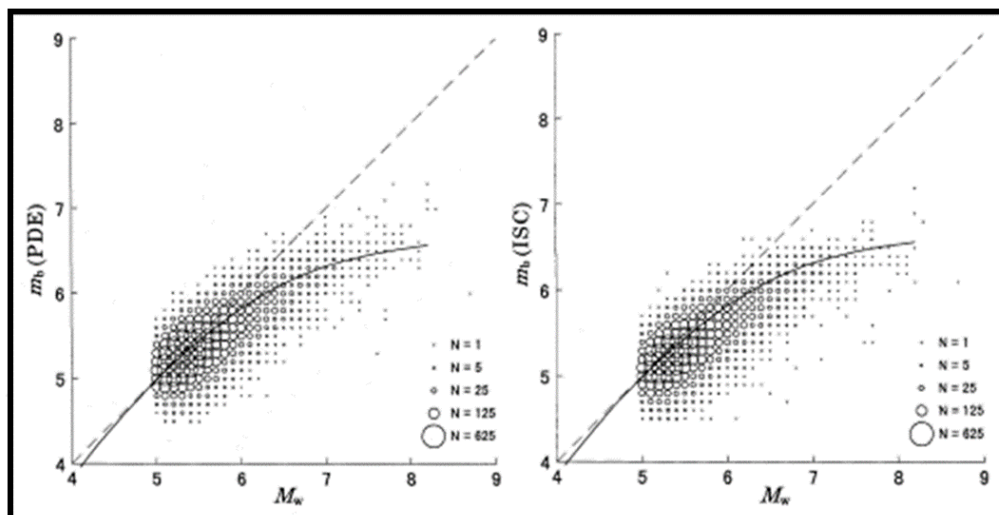
- Para terremotos profundos las magnitudes reportadas en M_s son equivalentes a M_w , m_B y m_b (en orden de preferencia).
- Las estimaciones de magnitud listadas por Abe, (1981, 1984) (Catálogo de grandes terremotos, mayormente de magnitud 6.8 y superiores; 1897 a 1980) y por Pacheco y Sykes, (1992) (catálogo completo y uniforme de terremotos del mundo con magnitudes M_s de 7.0 y superiores a profundidades menores o iguales a 70 km; 1900-1989) son consistentes con las estimaciones en M_w de Harvard.
- Los eventos tomados del libro de Gutenberg y Richter, *Seismicity of the Earth*, (1954), Rothé, (1969), (Catálogo de terremotos del mundo con magnitudes 5.5 o superiores en un período de 1953 – 1965) y Pasadena

antes de 1960 (Magnitudes reportadas por el California Institute of Technology, Pasadena, USA), son 0.2 unidades de magnitud más grandes que las correspondientes de Abe (1981, 1984).

- Verifica la correspondencia existente entre eventos comunes reportados en M_w por Pacheco y Sykes (1992) y M_s por Abe (1981) para magnitudes superiores a 7.0.

Utsu (2002) realiza el análisis entre varios tipos de escalas y su correspondencia con la escala M_w . En la Figura 4.5 se representa la relación entre M_w con m_b ISC y m_b PDE, utilizando datos publicados por ISC y NEIC PDE en un periodo temporal desde 1964 hasta 1995 a diferentes profundidades. De su análisis concluye que m_b da valores ligeramente más grandes a partir de $M_w > 7$; por lo tanto, se estima una equivalencia entre M_w con m_b ISC y m_b PDE hasta una magnitud m_b de 6.5.

Figura 4.5. Relación entre M_w con m_b ISC y m_b PDE

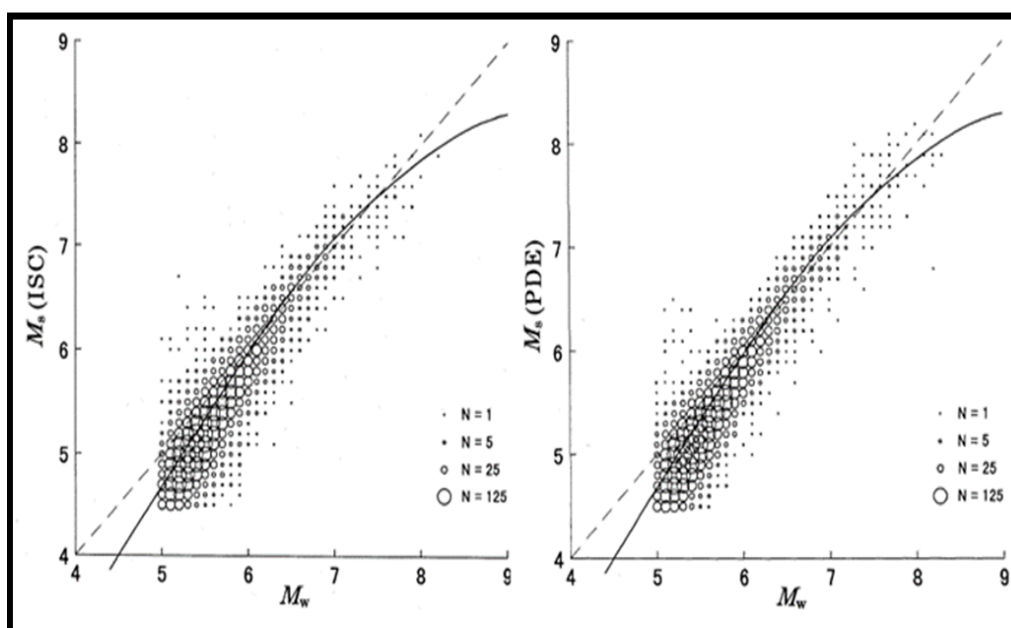


Fuente: Tomado de Utsu, 2002

Beauval et al. (2013) realizan una comparación entre eventos comunes reportados con magnitud MD y m_b ISC, concluyendo su equivalencia. Por tanto, ambas magnitudes serían equivalentes a M_w para valores menores a 6.5.

Para la relación entre M_s ISC, M_s PDE, y M_w , Utsu (2002) concluye que los datos ajustan generalmente bien (Figura 4.6), por lo que se puede deducir su equivalencia considerando que para valores menores a aproximadamente M_s 6.2 su correspondiente M_w es algo más grande. Lo mismo sucede de una manera más notoria con valores superiores a aproximadamente M_s 7.8. Beauval et al. (2013) consideran una equivalencia entre M_w y M_s hasta una magnitud de 8.0. Por lo anteriormente enunciado se podría estimar una equivalencia entre M_s y M_w hasta un valor de M_s 7.8.

Figura 4.6. Relación entre M_w con M_s ISC y M_s PDE



Fuente: Tomado de Utso, 2002

Existen 9 eventos cuya escala de magnitud desconocida (identificados en el catálogo como UK), en un rango de 5.8-6.9. Al no disponer de soluciones publicadas por otras agencias que permitan identificar sus escalas de magnitud, se ha asumido que esos valores corresponden a magnitud momento (M_w).

Para el evento ocurrido el 31/01/1906, se ha asignado un valor de M_w 8.8, según datos de un estudio específico publicado por Beauval et al. (2013).

Para 6 eventos descritos en escala de magnitud local (ML), en un rango de tamaño de 4.0-4.3, se ha aplicado la correlación propuesta en Benito et al. (2010) al analizar el Catálogo Sísmico de El Salvador, donde la principal causa de sismicidad es ocasionada por la subducción de la placa de Cocos bajo la del Caribe:

$$M_w = 0.821M_L + 0.8975 \quad (4.1)$$

El efecto de la aplicación de la correlación en los eventos enunciados, implica un aumento de 0.1 de unidad en sus valores originales.

Catálogo Histórico

Con la finalidad de que el catálogo sísmico agrupe la mayor cantidad de información disponible para el área de interés, se ha procedido a elaborar un catálogo histórico que comprende eventos reportados que no han sido registrados instrumentalmente.

Este trabajo se ha realizado mediante la recopilación y análisis de estudios específicos publicados sobre determinados sismos que se indican a continuación.

Rivadeneira et al. (2007) hacen mención a 17 terremotos históricos, dando referencias de ubicación, fecha e intensidad máxima alcanzada.

Beauval et al. (2010) enfocan su estudio en los terremotos corticales históricos ocurridos en la Cordillera de los Andes ecuatorianos, en un periodo comprendido entre 1587-1976 y presentan los resultados obtenidos de 16 de ellos, asignando valores de magnitud momento equivalentes a sus Intensidades.

Alvarado (2012) hace referencia a 13 de los 16 eventos determinados en Beauval et al. (2010) e igualmente determina una aproximación a M_w a partir de los resultados publicados en Beauval et al. (2010).

Beauval et al. (2013) realizan un análisis de terremotos históricos estimando localizaciones epicentrales y rangos de M_w para cada evento.

El Catálogo Histórico proporcionado por el IGEPN incluye información de 29 eventos sísmicos que abarcan un periodo de 1587 a 1976. Los valores de magnitud asignados a cada terremoto son coincidentes con los valores de M_w estimados en Beauval et al. (2010) y Alvarado (2012).

Finalmente, de manera similar al proceso de elaboración del catálogo instrumental, se ha realizado la fusión de la información de eventos históricos consultados, evitando la duplicidad de eventos y considerando que ninguno de los catalogados como históricos sea repetido en la información instrumental.

En los casos en que se han identificado eventos repetidos, la prioridad de selección de la información se ha realizado en base a la fecha de publicación del estudio, priorizando los reportes más recientes.

En la Tabla 4.2 se presenta el resultado del proceso de confección del catálogo histórico. Cabe recalcar, que no ha sido necesario aplicar una relación de equivalencia entre valores de Intensidad y Magnitud, dado que en los trabajos descritos anteriormente se presentan estimaciones en M_w . Existen cuatro eventos que no tienen asignado hora de ocurrencia.

Tabla 4.2. Catálogo histórico de proyecto, generado a partir de estudios y reportes específicos

ID	CAT.	FECHA	HORA	LAT.	LON.	DEPTH	SRCLOC.	Mw	SRCMAG.
1H	IGEPN	1587/08/31	1:30	0.05	-78.3	10	IGEPN	6.4	Beauval et al. (2010)
2H	IGEPN	1645/03/15	x	-1.73	-78.8	10	IGEPN	7.0	IGEPN
3H	IGEPN	1674/08/29	x	-1.67	-79.1	10	IGEPN	6.4	IGEPN
4H	IGEPN	1687/11/22	x	-1.25	-78.4	10	IGEPN	6.2	IGEPN
5H	IGEPN	1698/06/20	06:00	-1.65	-78.8	10	IGEPN	7.3	Alvarado (2012)
6H	IGEPN	1736/12/06	08:00	-0.75	-78.8	10	IGEPN	5.9	IGEPN
7H	IGEPN	1757/02/22	x	-0.92	-78.6	10	IGEPN	6.1	IGEPN
8H	IGEPN	1786/05/10	15:00	-1.68	-78.8	10	IGEPN	5.8	IGEPN
9H	IGEPN	1797/02/04	12:45	-1.5	-78.6	10	IGEPN	7.6	Beauval et al. (2010)
10H	IGEPN	1834/01/20	01:45	1.12	-77.0	10	IGEPN	7.4	IGEPN
11H	IGEPN	1859/03/22	13:30	0.02	-78.8	10	IGEPN	7.2	Beauval et al. (2010)
12H	IGEPN	1868/05/17	18:00	-1.25	-78.4	10	IGEPN	6.1	IGEPN
13H	IGEPN	1868/08/15	19:30	0.7	-77.9	10	IGEPN	6.6	Beauval et al. (2010)
14H	IGEPN	1868/08/16	06:40	0.25	-78.3	10	IGEPN	7.3	Alvarado (2012)
15H	IGEPN	1911/09/23	04:10	-1.73	-78.8	10	IGEPN	6.2	Alvarado (2012)
16H	IGEPN	1914/05/31	13:27	-0.6	-78.4	10	IGEPN	6.4	Alvarado (2012)
17H	IGEPN	1923/02/05	12:22	-0.55	-78.6	10	IGEPN	6.1	IGEPN
18H	IGEPN	1923/12/14	10:31	0.88	-77.8	10	IGEPN	6.1	IGEPN
19H	IGEPN	1926/12/18	18:05	0.87	-77.8	10	IGEPN	6.0	IGEPN
20H	IGEPN	1929/07/25	08:39	-0.5	-78.5	10	IGEPN	5.9	Alvarado (2012)
21H	IGEPN	1938/08/10	02:02	-0.4	-78.4	10	IGEPN	5.8	Beauval et al. (2010)
22H	IGEPN	1944/09/15	19:20	-0.71	-78.7	10	IGEPN	5.7	Alvarado (2012)
23H	IGEPN	1953/12/23	04:45	1.05	-77.4	10	IGEPN	6.0	IGEPN
24H	IGEPN	1955/07/20	21:00	0.28	-78.4	10	IGEPN	6.1	Alvarado (2012)
25H	IGEPN	1958/01/24	13:50	-0.98	-78.6	10	IGEPN	5.0	Beauval et al. (2010)
26H	IGEPN	1960/07/30	02:04	-1.2	-78.7	10	IGEPN	5.7	Alvarado (2012)
27H	IGEPN	1961/04/08	09:03	-2.089	-79.0	10	IGEPN	6.3	IGEPN
28H	IGEPN	1962/11/16	06:39	-1.16	-78.7	10	IGEPN	5.9	Alvarado (2012)
29H	IGEPN	1976/11/29	23:20	-0.52	-78.6	10	IGEPN	5.0	Beauval et al. (2010)

Fuente: Elaboración propia

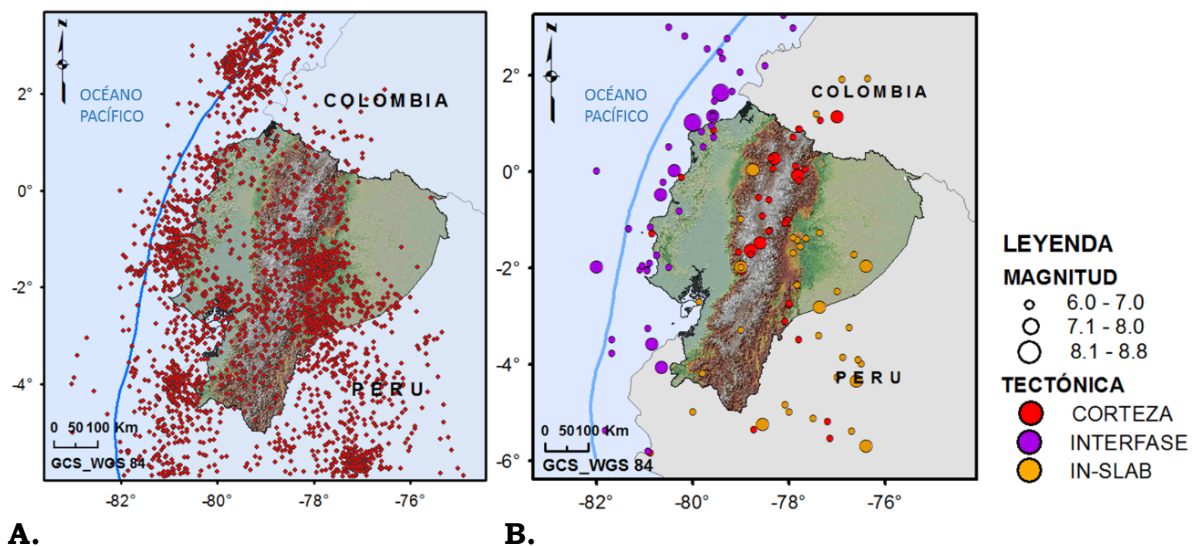
Notación

CAT., catálogo; **LAT.**, latitud; **LON.**, longitud; **SRCLOC.**, fuente de localización; **SRCMAG.**, fuente de magnitud.

Catálogo Sísmico de proyecto

El catálogo sísmico elaborado para este estudio cubre un espacio temporal que comienza en 1587 y se extiende hasta junio de 2014. Contiene 2879 eventos que se han agrupado en tres bases de datos asociadas a los tres regímenes tectónicos definidos en este estudio: cortical, subducción interfase y subducción profunda o in-slab. Para ésta asociación se ha tomado en cuenta la ubicación de cada evento. Su distribución gráfica se muestra en la Figura 4.7 y el número de eventos que queda englobado en cada régimen tectónico se indica en la Tabla 4.3.

Figura 4.7. Representación del Catálogo Sísmico. A) Epicentros del Catálogo confeccionado en el presente estudio, con $MW \geq 4.0$; B) Epicentros de los sismos con $MW \geq 6.0$. El color asignado simboliza el régimen tectónico al que se asocia cada evento



Fuente: Elaboración propia

Tabla 4.3. Resumen de eventos del Catálogo Sísmico agrupados por régimen tectónico

FUENTE SÍSMICA	CANTIDAD DE EVENTOS
CORTICAL	970
IN-SLAB	769
INTERFASE	1140
TOTAL	2879

Fuente: Elaboración propia

De un primer análisis se ha podido observar que la mayoría de los eventos (93%) corresponden a una magnitud $Mw \leq 5.5$, mientras que el 0.9% corresponde a magnitudes $Mw \geq 7.0$.

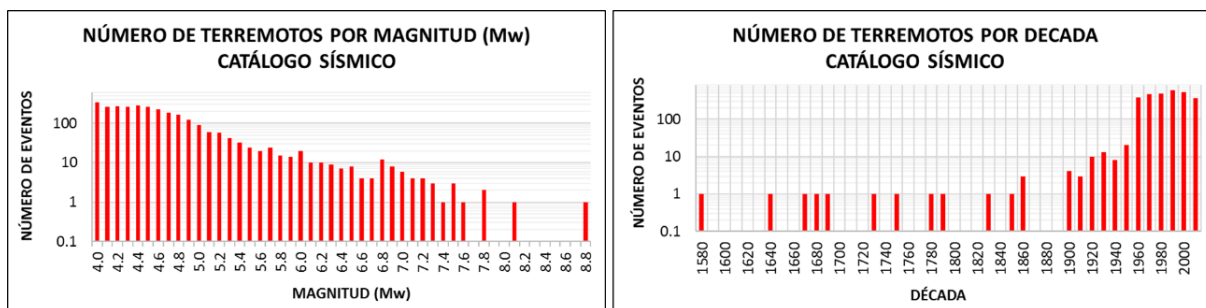
La gran mayoría de los registros (97%) se refieren a los eventos ocurridos desde la década de 1960, Figura 4.8, coincidiendo con una significativa expansión de las redes sismológicas internacionales.

El rango de magnitud que abarca el catálogo oscila entre Mw 4.0 y 8.8, siendo esta última la mayor magnitud estimada en época instrumental, correspondiente a un sismo ocurrido en enero de 1906 y localizado entre la línea de costa y la trinchera de subducción.

Existen 14 eventos anteriores a 1900 en el rango de magnitudes de Mw 6.1-7.6. Desde 1900 hasta la actualidad, los eventos más grandes están asociados con las fuentes de subducción y se localizan a lo largo del plano costero noroccidental del país.

La distribución de la sismicidad muestra dos fuentes principales, una relacionada con la subducción de la placa de Nazca y otra relacionada con el fallamiento presente en la corteza, que es la fuente de terremotos históricos localizados en la cordillera de los Andes, donde se ubican importantes ciudades ecuatorianas (p. e. Quito, Riobamba, Cuenca).

Figura 4.8. Distribución de la sismicidad del Catálogo Sísmico



Fuente: Elaboración propia

Depuración del catálogo

Dado que la estimación de la peligrosidad se realizará con un enfoque probabilista zonificado, se asume que la sismicidad en cada zona se ajusta a un modelo de Poisson, es decir que la probabilidad de ocurrencia de terremotos en un período dado sigue una distribución aleatoria. Esto implica que los eventos sean independientes unos de otros, por lo que es necesario identificar series sísmicas y eliminar del catálogo las réplicas y premonitores asociados a cada evento principal.

Entre las propuestas más utilizadas para realizar esta depuración, se pueden mencionar las de Reasenberg (1985) y Gardner y Knopoff (1974) (en adelante GK 74), siendo esta última la que se aplicará en el presente estudio.

El método de GK 74 fija límites espaciales y temporales en función de la magnitud del terremoto principal de una serie sísmica. De ésta manera todos los terremotos de magnitud menor o igual a la del principal y en un rango temporal y espacial prefijado, son considerados dependientes del mismo y por lo tanto deberán eliminarse.

Los rangos espaciales y temporales se establecen por medio de funciones logarítmicas relacionadas a la magnitud del terremoto principal, cuya forma es la siguiente:

$$\log T = a_1 M + b_1 \quad (4.2)$$

$$\log L = a_2 M + b_2 \quad (4.3)$$

donde,

L: es la distancia (km).

T: es el tiempo (días).

M: es la magnitud del terremoto principal (M_w).

a_1 , b_1 , a_2 y b_2 : son constantes numéricas que se determina por análisis de regresión a partir de series conocidas.

Aplicando estas funciones sobre catálogos concretos, se establecen ventanas espacio-temporales que constituyen límites de tiempo y distancia, bajo los cuales los eventos son considerados réplicas en el análisis de una secuencia sísmica (Figura 4.9).

En el caso del límite relacionado con el tiempo, los autores proponen dos pendientes distintas, asignando una pendiente menor a partir de la magnitud 6.4.

En el presente estudio, considerando el análisis descrito, se ha realizado un ajuste a las ventanas propuestas por GK 74 utilizando la información generada en el Catálogo Sísmico.

El proceso se ha iniciado con la detección de posibles series sísmicas, utilizando como referencia inicial las ventanas espacio-temporales propuestas por GK 74. A continuación, con la utilización de la aplicación ArcMap del programa ArcGIS 10.1, se ha realizado un análisis detallado, en cada régimen tectónico por separado (Tabla 4.3), de la secuencia de ocurrencia de cada uno de los eventos. Se han revisado de manera particular aquellos eventos que en un tiempo T y en una distancia L, se encuentran asociados al sismo de mayor tamaño, con las siguientes consideraciones:

- Tamaño de cada sismo dado en Mw.
- Tiempo T y distancia L referenciales, determinados a partir del tamaño del terremoto más grande y las envolventes propuestas por GK74.
- Identificación del tiempo transcurrido máximo desde la ocurrencia del sismo principal hasta la ocurrencia de su última réplica.
- Identificación de la distancia máxima alcanzada desde la ubicación geográfica del sismo principal, hasta la ubicación de su réplica más lejana.

Como resultado de éste proceso se han identificado series sísmicas, a partir de las cuales se ha obtenido un registro en cada una de ellas, de la distancia más grande alcanzada entre las réplicas y el evento principal, así como del tiempo máximo transcurrido desde la ocurrencia del terremoto principal hasta la última réplica.

Con éstos datos se ha podido estimar el valor de las constantes numéricas en las formas propuestas por GK 74, obteniendo las siguientes relaciones:

$$\log T = 0.68 M - 1.57 \quad (4.4)$$

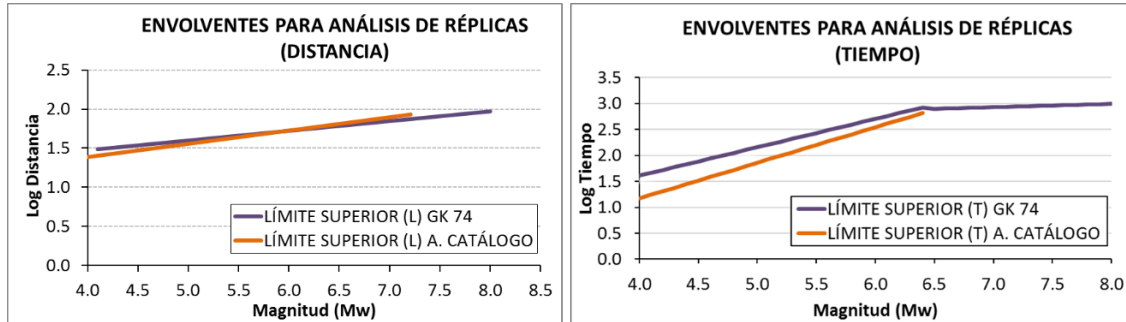
$$\log L = 0.17 M + 0.70 \quad (4.5)$$

El resultado de la aplicación de las relaciones estimadas en el presente estudio y de las relaciones propuestas en GK 74 se muestra en la Figura 4.9.

Como se puede observar, el límite superior en distancia propuesto por GK 74 y el estimado por análisis del Catálogo Sísmico es bastante similar, tanto en magnitudes bajas como en magnitudes altas.

Una situación algo diferente se muestra en los límites de temporales, donde para magnitudes bajas el límite de GK 74 es algo superior, pero a medida que la magnitud alcanza valores más grandes los límites van aproximándose.

Figura 4.9. Límites superiores en Distancia y Tiempo para delimitar las ventanas en las cuales se localizan réplicas de un sismo principal, en función de la magnitud del mismo. En azul se representan los límites propuestos por GK 74 y en naranja los resultantes de la calibración a partir del catálogo sísmico confeccionado en este estudio



Fuente: Elaboración propia

Dado que GK 74 plantea un valor menor de la pendiente para magnitudes mayores a 6.4, en base a estimaciones mejoradas de la forma del límite superior. Dado que en el catálogo sísmico no se dispone de suficiente información de series sísmicas cuyos terremotos principales tengan una $M_w \geq 6.4$, que permitan realizar un ajuste mejorado para las magnitudes mayores, se ha optado por adoptar el valor de la pendiente propuesta por GK 74 a partir de la magnitud indicada y se ha realizado la depuración del Catálogo Sísmico, obteniendo los siguientes resultados (Tabla 4.4):

Tabla 4.4. Porcentaje de réplicas y terremotos principales en el Catálogo Sísmico

RÉGIMEN	Envolventes por análisis del CS.					Envolventes GK 74				
	PRIN.	REP.	TOT.	PRIN. %	REP. %	PRIN.	REP.	TOT.	PRIN. %	REP. %
CORTICAL	665	305	970	68.6	31.4	634	336	970	65.4	34.6
INTERFASE	722	418	1140	63.3	36.7	658	482	1140	57.7	42.3
IN-SLAB	675	94	769	87.8	12.2	631	138	769	82.1	17.9
TOTAL	2062	817	2879	71.6	28.4	1923	956	2879	66.8	33.2

Fuente: Elaboración propia

Notación

PRIN.: principales; **REP.:** réplicas; **CS.:** catalogo sísmico

Un trabajo similar de depuración de réplicas y premonitores es presentado en Beauval et al. (2013), utilizando los algoritmos propuestos por Reasenberg (1985), con variantes en tiempo y distancia, obteniendo como resultado un porcentaje total de réplicas en el rango del 21 al 32%.

Considerando los resultados obtenidos al aplicar las envolventes deducidas por análisis del catálogo sísmico, las envolventes propuestas por GK 74 y las estimaciones alcanzadas por Beauval et al. (2013), se ha decidido continuar el proceso de cálculo con las ventanas espacio-temporales estimadas por el análisis del catálogo del presente estudio.

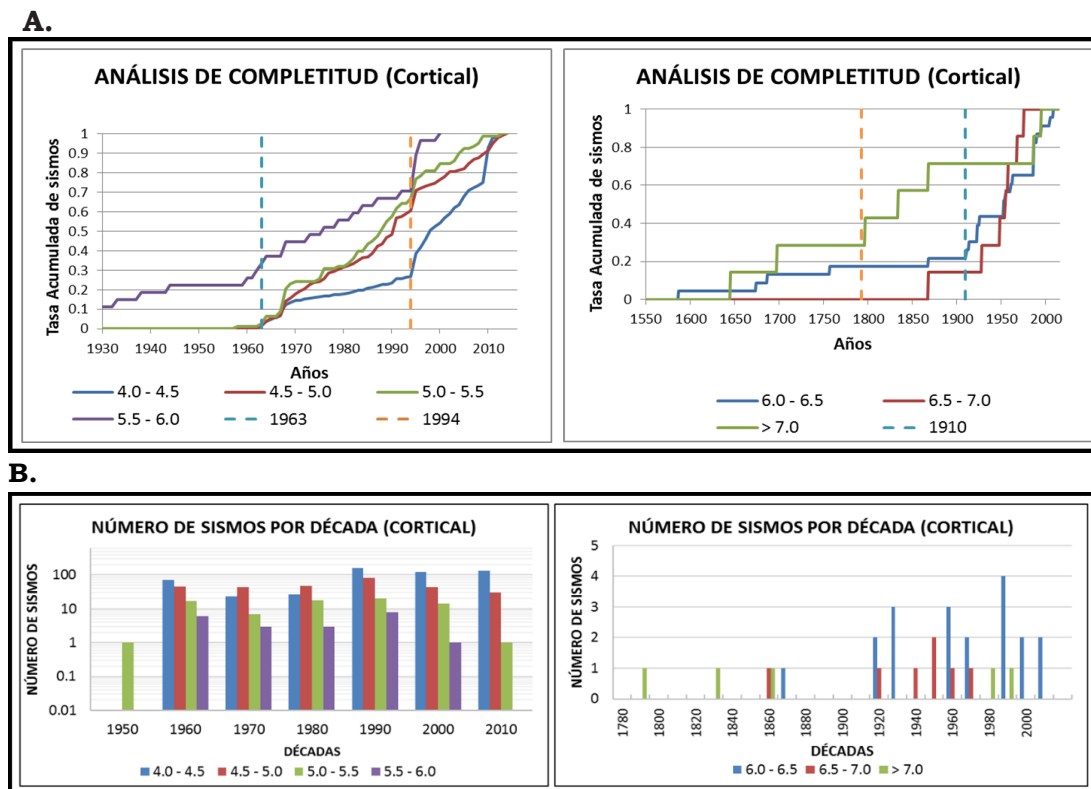
Análisis de completitud del catálogo

Como se había mencionado en el capítulo anterior, es necesario estimar el año de referencia a partir del cual es razonable suponer que los sismos de un determinado intervalo de magnitud han sido registrados completamente. De esta manera se podrá realizar la corrección por falta de completitud de la información contenida en el Catálogo Sísmico, teniendo en cuenta la pérdida de registros de los sismos de menor magnitud a medida que nos remontamos en el tiempo.

Para éste proceso se ha empleado el método propuesto por Stepp (1973), que consiste en representar acumulativamente el número de sismos de diferentes rangos de magnitud en función del tiempo, con el fin de identificar el año a partir del cual la pendiente de la curva resultante es aproximadamente constante. Esta pendiente refleja la tasa que puede considerarse completa para cada intervalo de magnitud.

Un primer análisis se ha realizado utilizando los eventos sísmicos corticales, agrupados en intervalos de medio grado de magnitud, obteniendo las siguientes representaciones (Figura 4.10):

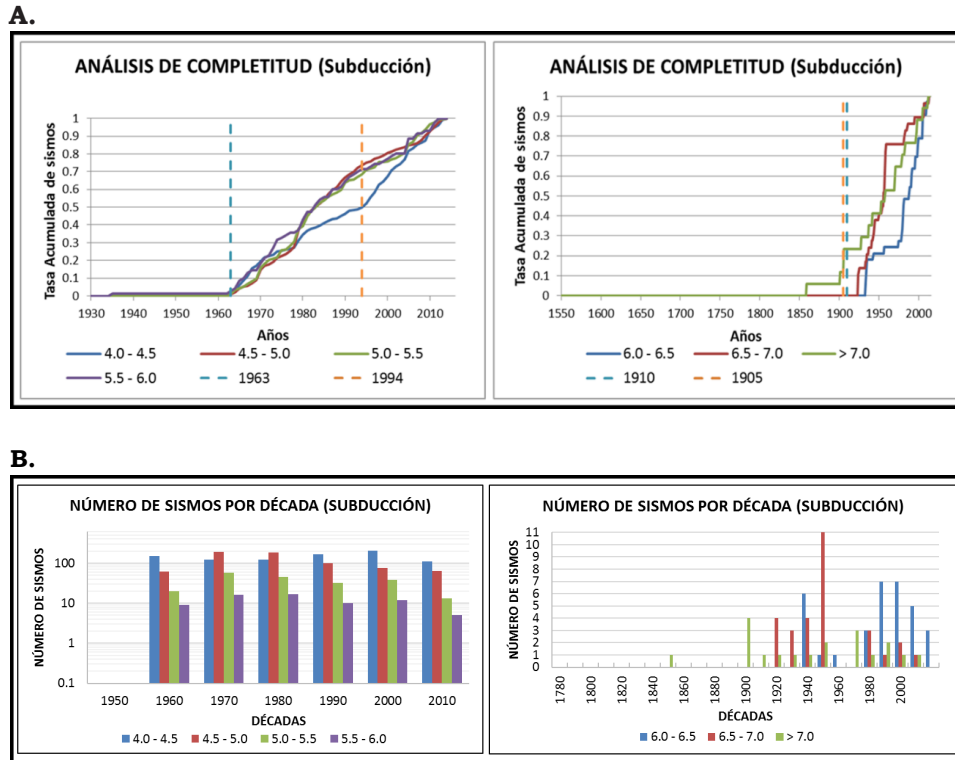
Figura 4.10. A) Análisis de completitud de sismos corticales. Se representa la tasa acumulada de sismos, para cada intervalo de magnitud (de 0.5) en función del tiempo; B) Representación de la cantidad de registros sísmicos y periodo de ocurrencia por década, agrupados por intervalos de medio grado de magnitud.



Fuente: Elaboración propia

Un segundo análisis se ha realizado utilizando los eventos sísmicos localizados en subducción, agrupados también en intervalos de medio grado de magnitud, obteniendo las siguientes representaciones (Figura 4.11):

Figura 4.11. A) Análisis de completitud de sismos de subducción. Se representa la tasa acumulada de sismos, para cada intervalo de magnitud (de 0.5) en función del tiempo; B) Representación de la cantidad de registros sísmicos y tiempo de ocurrencia por década, agrupados por intervalos de medio grado de magnitud



Fuente: Elaboración propia

Del análisis de las representaciones realizadas, se han identificado los años de referencia desde los cuales se considera que el registro de la sismicidad es completo, para cada intervalo de magnitud (Tabla 4.5).

Tabla 4.5. Años de referencia que establecen los periodos de completitud para diferentes intervalos de magnitud

Intervalos de Magnitud (M_w)	Años de referencia	
	Corteza	Subducción
4.0 - 4.5	1994	1994
4.5 - 5.0	1963	1963
5.0 - 5.5	1963	1963
5.5 - 6.0	1963	1963
6.0 - 6.5	1910	1910
6.5 - 7.0	1910	1910
> 7.0	1793	1905

Fuente: Elaboración propia

El año de referencia para magnitudes $M_w \leq 4.5$, tiene relación con la época en que la red sísmica del Instituto Geofísico del Ecuador, provee soluciones para terremotos de magnitudes bajas, que complementarían la información publicada por otras agencias.

El año de referencia de 1963 para los registros sísmicos comprendidos en el intervalo de magnitud 4.5-6.0, coincide con el inicio de la distribución de información de eventos sísmicos recopilados en el mundo por parte de las redes sismológicas de agencias internacionales.

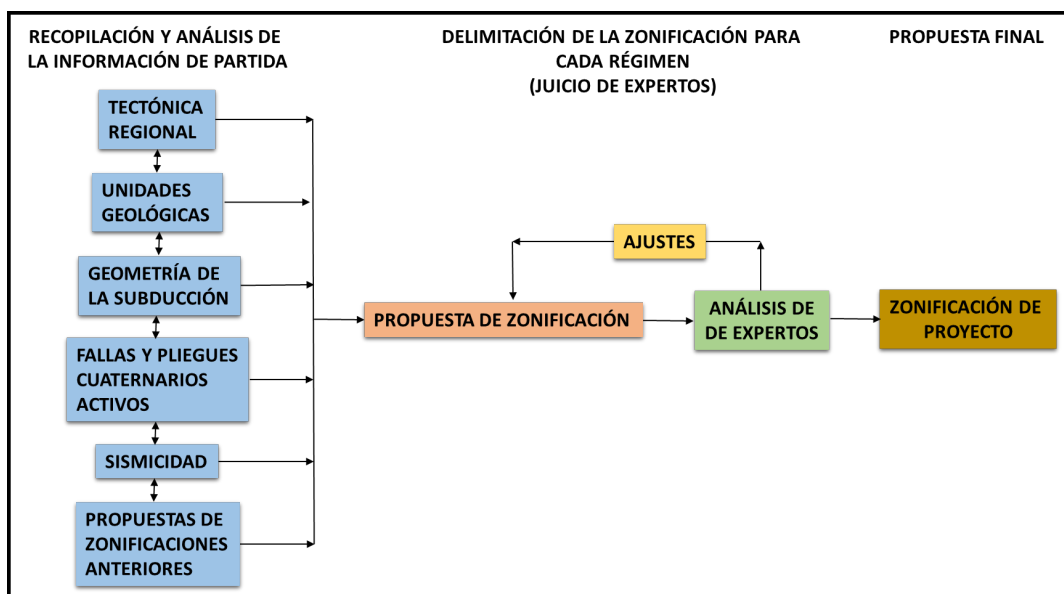
En el intervalo de magnitud 6.0-7.0, el análisis muestra un cambio de pendiente de la curva que representa el número de sismos acumulado a partir de 1910.

Para magnitudes mayores a 7.0, el análisis muestra el año de completitud en 1905 para el régimen de subducción, mientras que para el régimen cortical se marca un año de completitud anterior, 1793. La diferencia es debida a que se dispone de información más antigua para sismos corticales.

Propuesta de zonas sismogénicas para el cálculo de la peligrosidad sísmica

Uno de los objetivos de este estudio es la propuesta de una zonificación sismogénica para el cálculo de la peligrosidad sísmica en Ecuador, para lo cual se ha seguido el siguiente esquema de trabajo (Figura 4.12):

Figura 4.12. Esquema de trabajo para la propuesta de un modelo de zonas sismogénicas para el cálculo de la peligrosidad sísmica

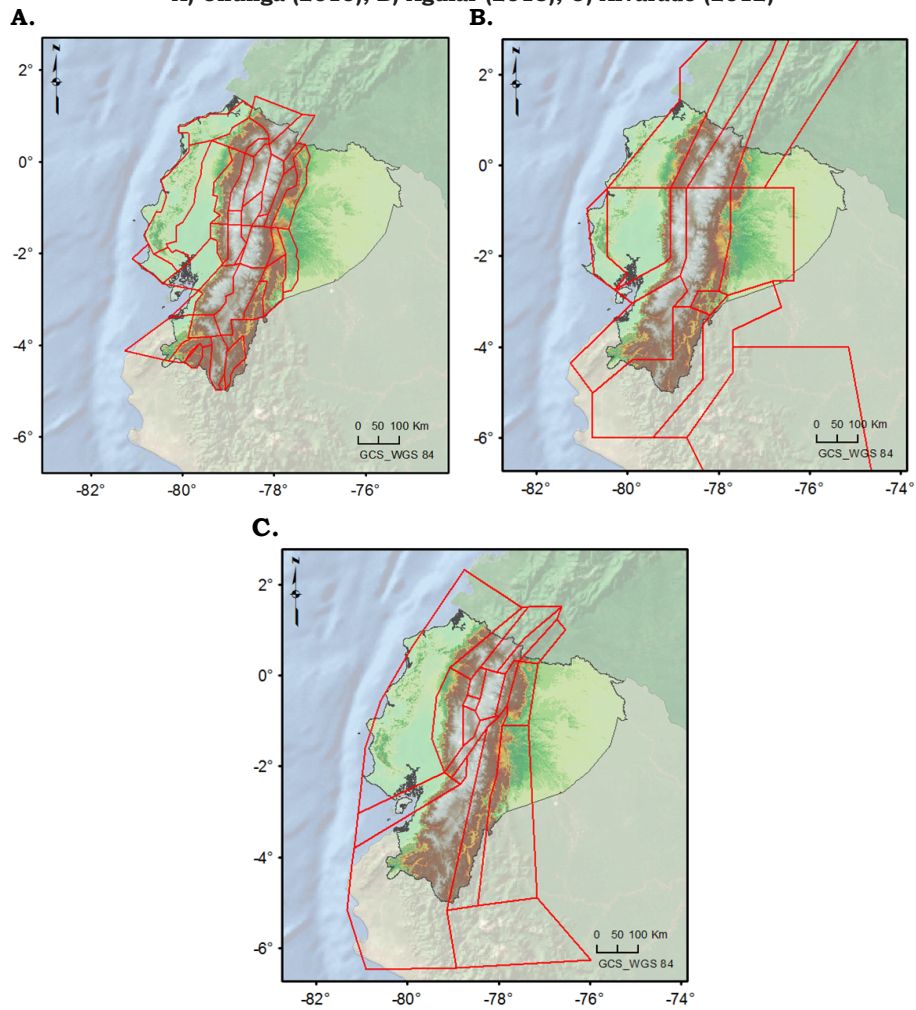


Fuente: Elaboración propia

La primera fase del trabajo de propuesta de zonificación ha consistido en la recopilación y análisis de la siguiente información de partida:

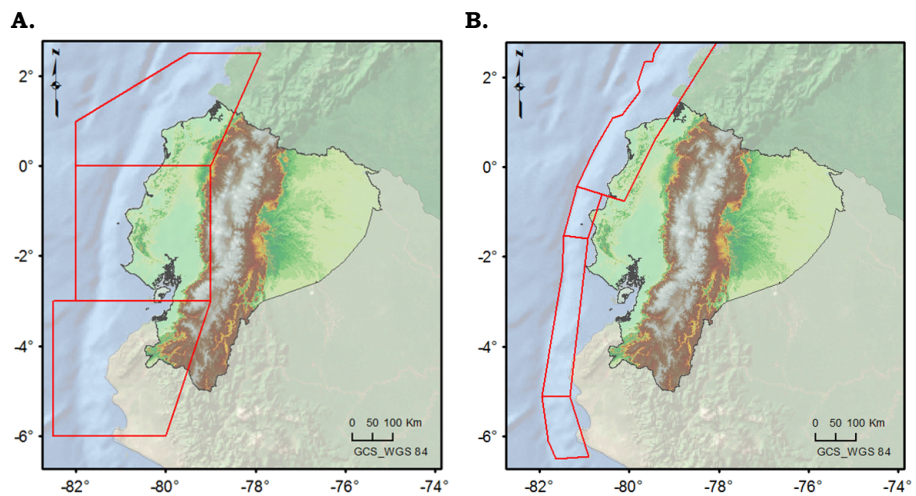
- **Tectónica regional:** descrita en el Capítulo II.
- **Geología:** se ha utilizado la información geológica en proceso de actualización proporcionada para este estudio por el Instituto Nacional de Investigación Geológico, Minero, Metalúrgico del Ecuador (INIGEMM) en marzo del 2014 y se ha complementado con el análisis de publicaciones recientes. Esta información ha sido descrita en el Capítulo II.
- **Geometría de la subducción:** ha integrado el análisis realizado en el Capítulo II y al inicio de este Capítulo, junto con información del Catálogo Sísmico.
- **Fallas y pliegues cuaternarios activos:** se han considerado los trabajos realizados por Baize et al. (2014), que hacen un análisis de la falla Pallatanga y su segmentación; Alvarado et al. (2014) que realizan el análisis del sistema de fallas Quito y Chunga (2010), quien recopila información de fallas y pliegues publicados por diferentes autores. Estos trabajos complementan la información presentada en la base de datos gráfica y alfanumérica de fallas y pliegues cuaternarios para Ecuador, elaborada por Egüez et al. (2003).
- **Sismicidad:** mediante análisis de los datos del Catálogo Sísmico del presente estudio.
- **Propuestas de zonificaciones anteriores:** considerando trabajos realizados para la zona de estudio por:
 1. Chunga (2010), quien propone una zonificación sísmica para corteza en Ecuador a través de la integración de datos geológicos, sismológicos y morfoestructurales (Figura 4.13 a).
 2. Aguiar (2013, comunicación personal), que propone zonificaciones para los regímenes de corteza, subducción interfase y subducción in-slab (información proporcionada por comunicación personal) y corresponden a una actualización de su trabajo Aguiar et al. (2009) (Figuras 4.13 b, 4.14 a y 4.15 a).
 3. Alvarado (2012), que propone una caracterización e identificación de zonas sismogénicas para corteza y subducción considerando conjuntos de fallas con propiedades similares, además de información sísmica y geológica del sector (Figuras 4.13 c, 4.14 b y 4.15 b).

Figura 4.13. Propuestas de zonificaciones para régimen Cortical:
A) Chunga (2010); B) Aguiar (2013); C) Alvarado (2012)



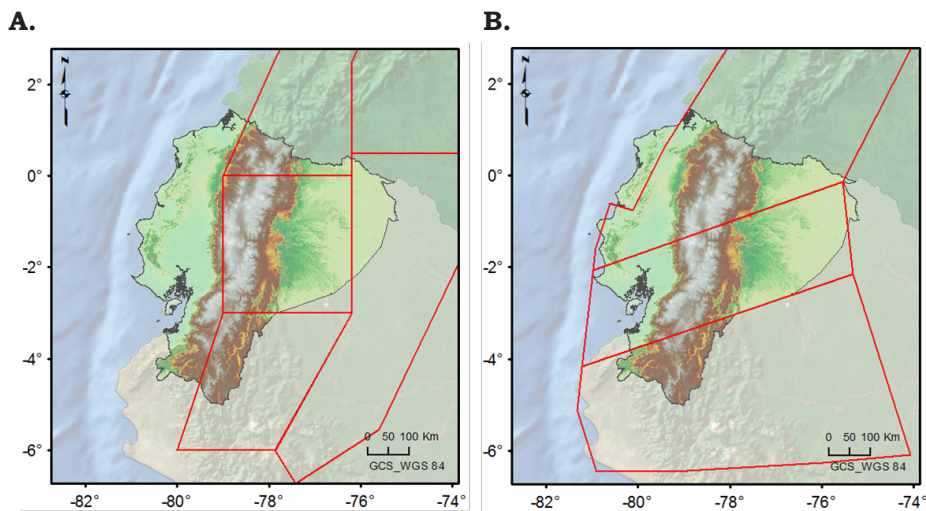
Fuente: Elaboración propia

Figura 4.14. Propuestas de zonificaciones para subducción interfase:
A) Aguiar (2013); B) Alvarado (2012)



Fuente: Elaboración propia

Figura 4.15. Propuestas de zonificaciones para subducción intraplaca A) Aguiar (2013); B) Alvarado (2012)



Fuente: Elaboración propia

Dada la importancia de la zonificación sismogenética en el resultado de la peligrosidad, en su planteamiento se han tratado de seguir criterios que no se basen exclusivamente en la distribución de la sismicidad o únicamente en la localización de dominios o estructuras geológicas.

Con esta premisa se ha integrado el conocimiento disponible sobre datos de diversa índole indicados en la Figura 4.12.

Con la finalidad de reunir el máximo consenso sobre los aspectos claves en la propuesta de una nueva zonificación, se ha seguido un procedimiento de juicio de expertos. Así, se han realizado reuniones de trabajo, tanto en Ecuador como en España, con miembros pertenecientes al Centro de Investigaciones Científicas de la Universidad de Fuerzas Armadas ESPE-Ecuador, Instituto Oceanográfico de la Armada del Ecuador e Instituto Espacial Ecuatoriano, para finalmente realizar la integración del trabajo y el planteamiento final en el Grupo de Investigación de Ingeniería Sísmica de la Universidad Politécnica de Madrid.

Como resultado final del proceso, se han definido zonas sismogenéticas para tres regímenes tectónicos: cortical, subducción interfase y subducción in-slab. Su descripción se presenta a continuación.

Zonificación cortical.

Para la definición de la zonificación cortical se ha buscado inicialmente dar continuidad a las estructuras geológicas de la región, considerando como referencia adicional el trabajo de Vera (2013), donde propone los límites de las provincias

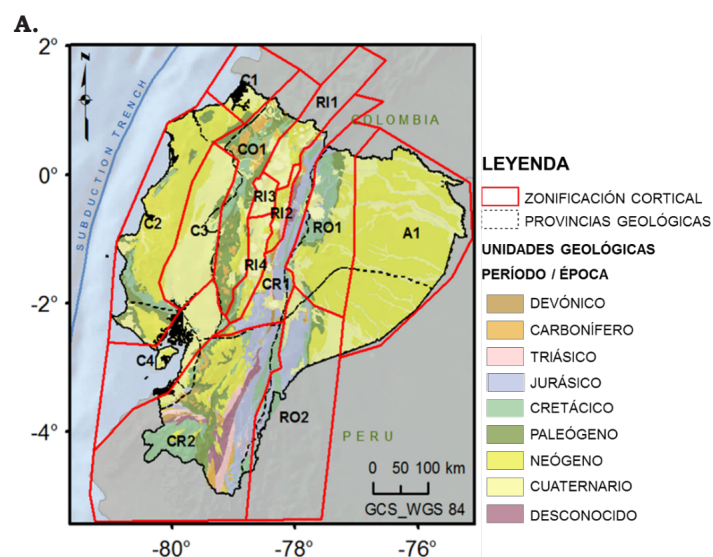
geológicas y territorios tectónicos, así como información de las características morfoestructurales presentes.

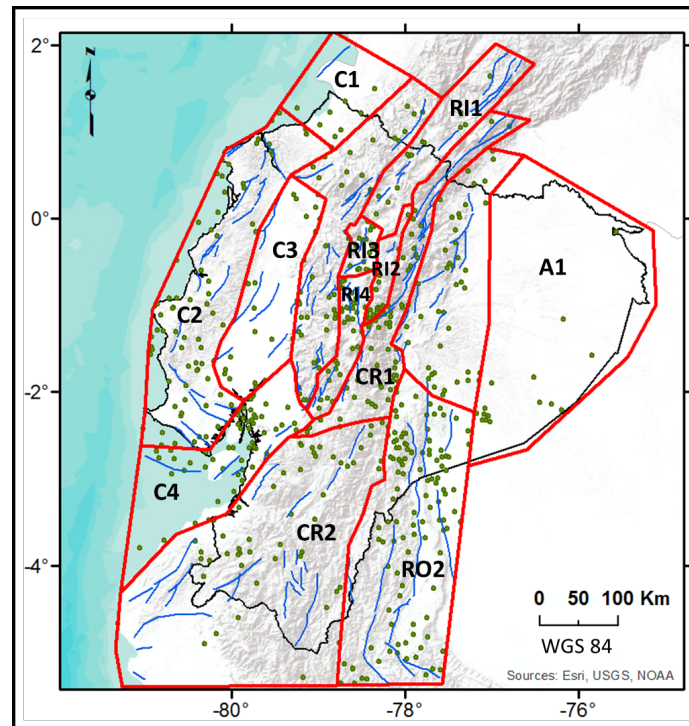
Simultáneamente se han realizado ajustes en base a los datos de fallamiento y pliegues cuaternarios e información de la sismicidad procedente del Catálogo Sísmico, buscando una definición de límites que permita que cada zona planteada tenga una distribución espacial homogénea de la sismicidad, con información suficiente para realizar un ajuste de dicha sismicidad a un modelo de recurrencia.

Las zonas corticales propuestas en este trabajo se muestran en la Figura 4.16. Dentro de este conjunto, en base a su ubicación en las regiones naturales del Ecuador, se realiza la siguiente agrupación:

1. **Región Costa:** en esta región se identifican 4 zonas nominadas con un número correlativo C1, C2, C3 y C4.
2. **Cordillera de los Andes:** en la cordillera Occidental se ubica la zona CO1, mientras en la cordillera Real se localizan las zonas CR1 al norte y CR2 al Sur.
3. **Región Interandina:** se encuentra cubierta de norte a sur por las zonas RI1, RI2, RI3 y RI4.
4. **Región Oriental:** las zonas RO1 y RO2 se localizan en las estribaciones orientales de la cordillera Real (conocidas también como tercera cordillera), mientras la zona A1 cubre la región que conforma la cuenca alta del Amazonas.

Figura 4.16. Zonificación cortical propuesta para el cálculo de la peligrosidad sísmica en el presente estudio (Líneas rojas continuas). Las zonas definidas aparecen superpuestas a: A) Unidades Geológicas identificadas por Zamora y Litherland (1993) y Provincias Geológicas identificadas por Vera (2013) (trazo negro discontinuo). B) Modelo Digital de Elevación (30 m), fallas y pliegues cuaternarios (Egüez et al., 2003) y sismicidad superficial según el Catálogo Sísmico



B.

Fuente: Elaboración propia

Zonas de la región costa

Esta región se encuentra localizada en la llanura costera que representa la zona de ante-arco, extendiéndose hacia el este hasta las estribaciones occidentales de la cordillera de los Andes.

Comprende el territorio tectónico denominado Corteza Oceánica Acretada Tardía y la provincia geológica denominada Plataforma Costera (Vera, 2013).

Debido a la deformación de la placa superior, se identifican áreas de fallamiento y sismicidad superficial activa hasta una profundidad menor o igual a 40 km (Chunga et al., 2009).

Se identifican cuatro zonas con las siguientes características (Figura 4.17):

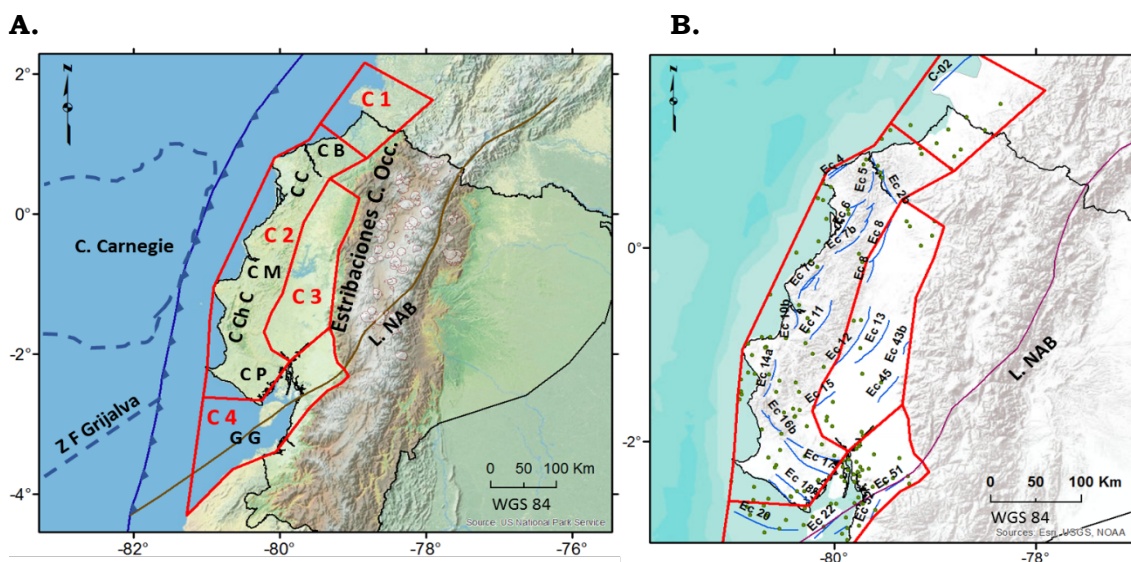
- **Zona C1.** Se encuentra ubicada en el límite fronterizo con Colombia, muestra sismicidad escasa y el máximo sismo registrado en la zona tiene una magnitud M_w 4.6.
- **Zona C2.** Ubicada frente al inicio de la subducción de la cordillera de Carnegie, incluye colinas próximas a la línea de costa que conforman las cordilleras de Cojimíes y de Chongón-Colonche, que se originarían

como consecuencia de la subducción de la cordillera de Carnegie (Egbue y Kellog, 2010). Entre las zonas de la región Costa, esta zona es la que más sismicidad presenta, distribuida de manera homogénea, siendo el máximo sismo registrado de magnitud Mw 6.6. Los mayores eventos registrados ya en época instrumental se ubican cerca de la línea de costa.

- **Zona C3.** Constituida por corteza formada por la acreción ocasionada por la subducción, cuyo basamento estaría conformado por corteza marina del período Cretácico (Witt et al., 2006). Se extiende en dirección este hasta una altura próxima a los 1200 m y su sismicidad se encuentra en un rango de magnitud Mw 4.0-4.8.
- **Zona C4.** Es una zona de importante actividad sísmica, donde se localiza el Golfo de Guayaquil, que constituye una zona de deformación del ante-arco ecuatoriano, cuya subsidencia se daría principalmente durante el Cuaternario. En ella se observan áreas de fallamiento de tipo normal de bajo ángulo y el límite sur-este del NAB (Goyes, 2009). El 82% de su sismicidad es registrada a partir de la década de 1990, siendo el mayor sismo registrado en la zona de magnitud 5.6.

Las zonas C1, C2 y C3 incluyen a las tres principales cuencas del ante arco ecuatoriano (Borbón, Manabí y El Progreso), cuya subsidencia se iniciaría con anterioridad a la del Golfo de Guayaquil (Witt et al., 2006).

Figura 4.17. Representación de la zonificación ubicada en la Región Costa, graficada sobre una imagen de relieve, donde se distingue: A) Representación de los límites de las zonas y las características físicas y tectónicas dominantes. B) Representación de los límites de la zonificación, fallas y pliegues cuaternarios (tomados de Egüez et al., 2003), sismicidad y límite del NAB (tomado de Alvarado, 2012)



Fuente: Elaboración propia

Notación

C. Carnegie, cordillera de Carnegie; **Z F Grijalva**, zona de fractura Grijalva; **CB**, cuenca de Borbón; **CC**, cordillera de Cojimies; **CM**, cuenca de Manabí; **C Ch C**, cordillera de Chongón Colonche; **CP**, cuenca del Progreso; **GG**, golfo de Guayaquil; **Estribaciones C Occ**, sstribaciones de la cordillera Occidental; **L. NAB**, límite del bloque Norandino.

Zonas en la cordillera de los Andes

La cordillera de los Andes se encuentra localizada en la región montañosa que constituye la estructura dominante en el territorio continental, cuyo levantamiento y distribución geológica serían la consecuencia de acreciones sucesivas, existiendo vestigios de corteza oceánica (Vera, 2013).

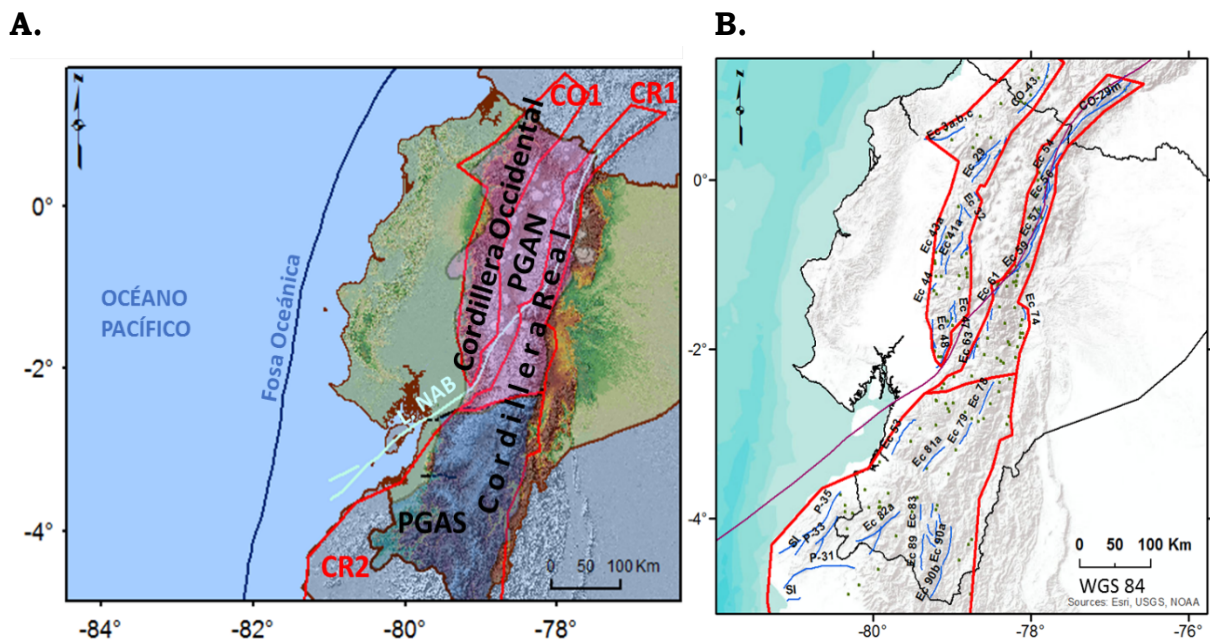
Comprende las provincias geológicas de los Andes norte y sur y el territorio tectónico denominado Complejo de Corteza Continental-Marina (Vera, 2013). En esta región se localiza la zona del arco volcánico, donde se observan sistemas de fallamiento activo, alcanzando la corteza un espesor de hasta 75 km de profundidad (Guillier et al., 2001).

En las cordilleras Occidental y Oriental, se identifican tres zonas sismogénicas con las siguientes características (Figura 4.18):

- **Zona CO1.** Ubicada en la cordillera Occidental, su límite sur se encuentra en las proximidades al golfo de Guayaquil. Forma parte del territorio tectónico Corteza Oceánica Acretada Tardía y la provincia geológica de los Andes norte (Vera, 2013). Está conformada principalmente por terrazas oceánicas acretadas, el Arco Insular Macuchi y volcanes activos Plioceno-Cuaternarios (Vera, 2013; Egüez et al., 2003; Guillier et al., 2001). Aquí se localizan fallas inversas distribuidas a lo largo de la zona, con un terremoto histórico de magnitud 6.4, aunque la magnitud máxima que se podría alcanzar por estimación geológica, como consecuencia de posibles rupturas de las fallas (aplicando las relaciones propuestas por Stirling et al., 2002) sería de Mw 7.2.
- **Zonas CR1, y CR2.** Localizadas en la cordillera Oriental o Real, que es más antigua y más alta que la cordillera Occidental, conformada principalmente por rocas antiguas que posiblemente se habrían acretado en dirección este-oeste, ocasionando que cada nuevo terreno haya ido deformando y cubriendo a los anteriores (Vera, 2013).
- **Zona CR1.** Se encuentra ubicada en la Provincia Geológica de los Andes norte, corresponde a la zona más alta de la cordillera Real, donde se observan estructuras volcánicas cuaternarias activas. Aquí se localizan sistemas de fallas que acomodarían el movimiento del NAB hacia el noreste (Egüez et al., 2003; Trenkamp et al., 2002), lo que posiblemente sea la causa de que en esta zona se localice la mayor cantidad de sismos entre las zonas de cordillera, en un rango de magnitud Mw de 4.0-7.4, identificándose además tres terremotos históricos de magnitudes Mw 6.1, 6.2 y 7.4.

Se extiende desde el Cruce Cañar hacia el sur. A diferencia de la zona CR1 comprende a la Provincia Geológica de los Andes sur, que corresponde a la parte más baja de la cordillera Real, donde se verifica la existencia de planicies elevadas y ausencia de estructuras volcánicas cuaternarias (Vera, 2013; Guillier et al., 2001). Muestra abundante sismicidad, aunque su distribución no es completamente homogénea. Su máximo terremoto alcanza una magnitud Mw de 5.1 y el inicio de sus registros sísmicos corresponde a la década de 1960.

Figura 4.18. Representación de la zonificación ubicada en la cordillera de los Andes, donde se distingue: A) Representación de los límites de las zonas junto a las Provincias Geológicas según Vera (2013), graficadas sobre un MDT de 30m. B) Representación de los límites de las zonas, fallas y pliegues cuaternarios (tomado de Egúez et al., 2003), sismicidad a partir del Catálogo Sísmico y límite del NAB (tomado de Alvarado, 2012), graficados sobre una imagen de relieve



Fuente: Elaboración propia

Notación

PGAN, Provincia Geológica de los Andes Norte; **PGAS**, Provincia Geológica de los Andes Sur; **L. NAB**, límite del Bloque Norandino

Zonas en la región interandina

Localizadas en el valle interandino, con una elevación comprendida entre 2200 y 3000 m, esta región está constituida por depresiones geomorfológicas ubicadas entre cadenas montañosas en forma de escalera que unen secuencialmente a las cordilleras Occidental y Oriental. Se sugiere que el movimiento del NAB fue uno de los factores influyentes en su formación y desarrollo (Witt et al., 2006).

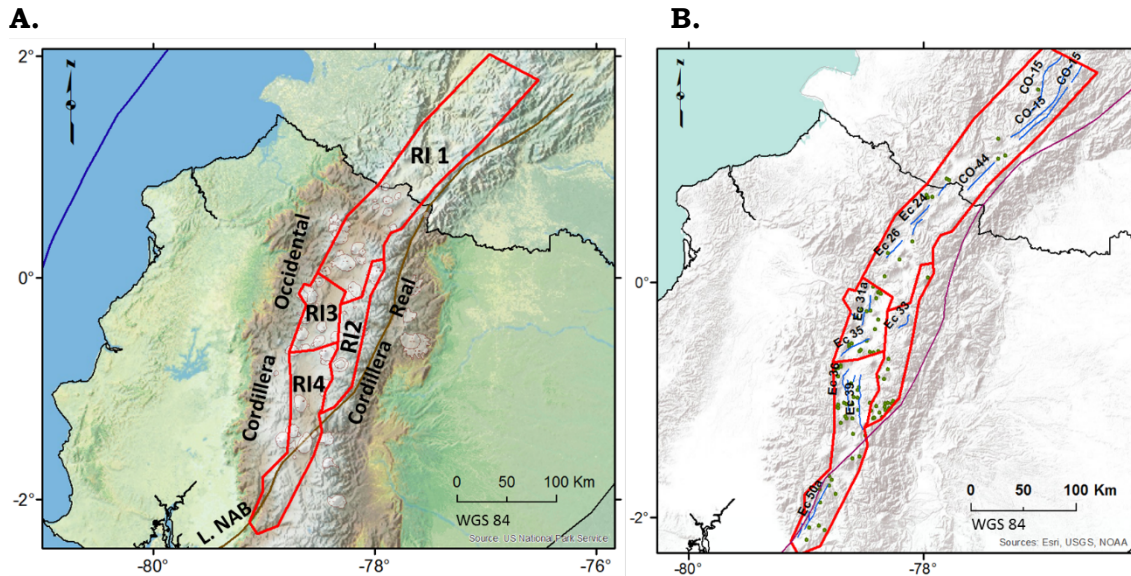
Comprenden la provincia geológica de los Andes norte y el territorio tectónico denominado Complejo de Corteza Continental-Marina, formado por cinturones continentales y lozas oceánicas acretadas (Vera, 2013).

Su composición se caracteriza por la presencia de sedimentos detríticos y volcano-detríticos que serían el producto de erosiones y erupciones volcánicas (IGM, 2013; Egüez et al., 2003). En ésta región se sugiere un espesor de la corteza de hasta 75 km de profundidad (Guillier et al., 2001).

Se identifican cuatro zonas, con las siguientes características (Figura 4.19):

- **Zona RI1.** Ubicada al norte, en el límite de la frontera Ecuador-Colombia, donde se localizan fallas que podrían generar terremotos estimados con criterio geológico (como consecuencia de ruptura de fallas) en el rango de magnitud Mw 6.5-7.1. Muestra escasa sismicidad, con una distribución poco homogénea, aunque aquí se ubican dos terremotos históricos con magnitudes Mw de 7.3 y 6.4.
- **Zona RI2.** Localizada al este de las zonas sismogénicas interandinas, donde se ubica una única falla que podría generar un sismo (estimado con criterio geológico como consecuencia de su ruptura) de magnitud Mw 6.6. Posee escasa sismicidad distribuida de manera heterogénea en un rango de magnitud Mw de 4.0-5.0. Sus registros sísmicos inician a partir de 1967.
- **Zona RI3.** Localizada al centro de la región interandina, donde se localiza el sistema de fallas Quito que cruza el parque inmobiliario de la capital de Ecuador y que pueden generar terremotos en un rango de magnitud de Mw 5.7-6.4 (Alvarado et al., 2014). La distribución de su sismicidad se muestra de manera homogénea, donde se ubican cuatro terremotos históricos en un rango de magnitud Mw de 5.8-6.4.
- **Zona RI4.** Localizada al sur de la región interandina, donde se ubica el sistema de fallas Pallatanga que acomodaría el movimiento del Bloque Norandino. Es en éste sector donde se han localizado seis terremotos históricos de considerable magnitud (Mw 5.8-7.6).

Figura 4.19. Representación de la zonificación ubicada en la región Interandina, donde se distingue: A) Representación de los límites de las zonas, graficadas sobre un MDT de 30m. B) Representación de los límites de la zonificación, fallas y pliegues cuaternarios (tomados de Egüez et al., 2003), sismicidad a partir del Catálogo Sísmico y límite del NAB (tomado de Alvarado, 2012), graficados sobre una imagen de relieve



Fuente: Elaboración propia

Notación

L. NAB, límite del Bloque Norandino

Zonas en la región oriental

Esta región representa la zona de back-arc, que se extiende desde el pie de la vertiente oriental de la cordillera de los Andes hacia el este, formando la cuenca alta del Amazonas.

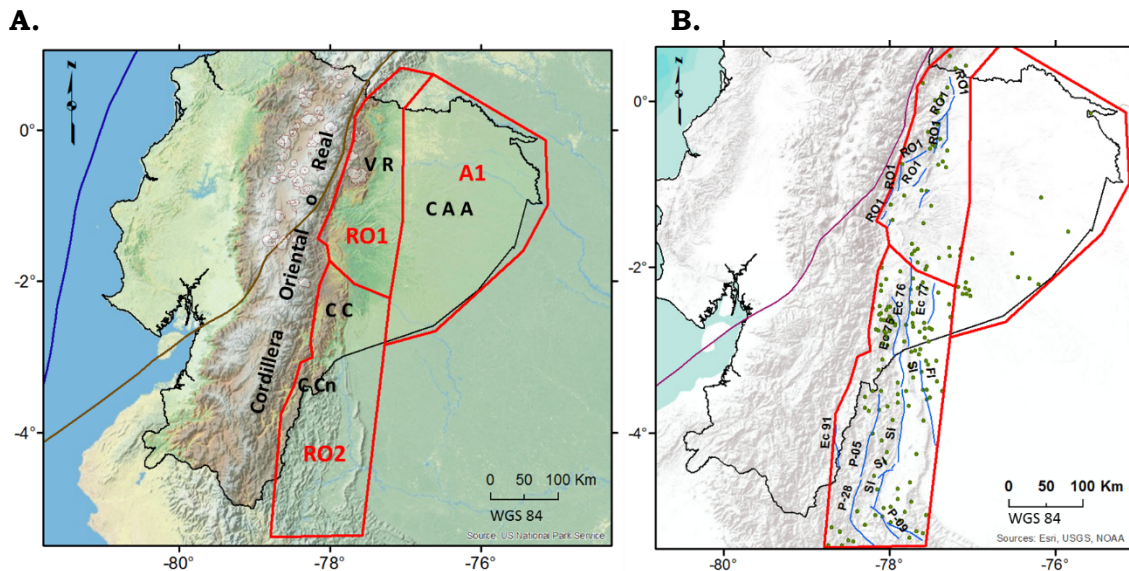
Aquí se localiza el territorio tectónico denominado Corteza Continental y las provincias geológicas Oriente norte y Oriente sur. Se encuentra constituida principalmente por rocas sedimentarias (Vera, 2013; Egüez et al., 2003).

Se diferencian tres zonas con las siguientes características (Figura 4.20):

- **Zona RO1.** Ubicada en la provincia geológica denominada Cuenca del Oriente norte, que está constituida principalmente por corteza continental (Vera, 2013), donde se localiza un ramal de los Andes (conocida también como una tercera cordillera), que se encuentra conformado por volcanes andesíticos, siendo el volcán Reventador el más antiguo y activo de éste sector. Aquí se muestran sistemas de fallas situados principalmente en las estribaciones orientales de la cordillera de los Andes. Su sismicidad se encuentra distribuida de manera bastante homogénea, en un rango de magnitud Mw de 4.0-5.4, con registros sísmicos desde 1964.

- Zona RO2.** Ubicada en la provincia geológica denominada Cuenca del Oriente sur (Vera, 2013), que conforma la parte más elevada de la cuenca del río Marañón, donde se localizan además las cordilleras del Cutucú y del Cóndor. En su interior se observan importantes pliegues, cercanos y en dirección paralela a la cordillera Real. Aunque es la zona que contiene la mayor cantidad de eventos sísmicos entre todas las zonas de corteza, su distribución no es completamente homogénea, ya que en su parte norte se aprecia una mayor concentración de los mismos. La mayor parte de los sismos se registran a partir de la década de 1960, siendo los terremotos de magnitud Mw 7.0 y 6.9 los más grandes ocurridos en la zona, ya en época instrumental.
- Zona A1.** Forma parte de la cuenca alta del río Amazonas y cubre la región de menor elevación del oriente ecuatoriano. Las rocas Precámbricas y Paleozoicas son la base de estos territorios (Vera, 2013). Hasta el momento no se han realizado estudios que permitan identificar las fallas presentes en esta zona, siendo la sismicidad distribuida de manera heterogénea hasta una magnitud máxima Mw de 4.8.

Figura 4.20. Representación de la zonificación ubicada en la región Oriental, graficada sobre una imagen de relieve, donde se distingue: A) Representación de los límites de las zonas y las principales características morfoestructurales, B) Representación de los límites de las zonas, fallas y pliegues cuaternarios (tomado de Egüez et al., 2003) y sismicidad del Catálogo Sísmico



Fuente: Elaboración propia

Notación

VR, volcán Reventador; **CC,** cordillera del Cutucú; **C Cn,** cordillera del Cóndor; **CAA,** cuenca alta del Amazonas

Planteamiento de la geometría de la subducción

A partir de los análisis de las características tectónicas descritas en el Capítulo 2 y de la delimitación de las fuentes de actividad sísmica descrita al inicio del presente Capítulo, se ha incorporado la información del Catálogo Sísmico, atendiendo a la ubicación geográfica y profundidad hipocentral de los eventos, con el objetivo de plantear un modelo de subducción con dos fuentes diferenciadas:

- a) Subducción Interfase.
- b) Subducción Profunda (In-slab).

Numerosos estudios evidencian las características diferenciables de ambas zonas, que se detallan a continuación.

Subducción Interfase

Las estimaciones realizadas por diferentes autores permiten apreciar variabilidad en el ángulo de subducción de la placa oceánica, siendo esta más superficial desde el golfo de Guayaquil hacia el sur y más pronunciada desde el golfo de Guayaquil hacia el Norte (Figura 4.21).

Un primer análisis ha permitido diferenciar tres regiones en la zona de estudio próxima a la fosa de subducción:

- **Región sur.** Se extiende desde el golfo de Guayaquil hacia el Sur. En ésta región se plantea un ángulo de buzamiento en dirección este de la placa oceánica, en el rango de 4°-5°, hasta una profundidad de 40 a 70 km Chunga et al. (2009). El análisis de la geometría de la zona de subducción propuesto por Hayes et al. (2012), para esta misma región, permite estimar un ángulo aproximado de inclinación del techo de la placa oceánica de 13°, considerando la curva de nivel ubicada a una profundidad de 40km y su distancia hasta la fosa.
- **Región centro.** Se extiende desde el golfo de Guayaquil hasta la península de Esmeraldas. Bajo esta región subduce la cordillera submarina de Carnegie, observándose, además, una menor profundidad de la fosa de subducción.

En latitud 0°, Trenkamp et al. (2002) proponen un buzamiento de la placa oceánica en dirección este en el intervalo de 6° a 17°, mientras Manchuel et al. (2009) plantean una inclinación del slab con un ángulo de 10°, entre la península de Manabí y la frontera con Colombia. Hayes et al. (2012),

considerando la curva de nivel a una profundidad de 40 km y su distancia hasta la fosa, estiman un ángulo aproximado de 19°.

- **Región norte.** Se extiende desde la península de Esmeraldas hacia el norte. En éste sector el eje de la fosa de subducción cambia de una dirección N10°E, hasta una orientación N38°E (Chunga et al., 2009; Zamora y Litherland, 1993). La fosa llega a alcanzar una profundidad de 3900 m frente a la provincia de Esmeraldas (Goyes, 2009; Collot et al., 2009).

Chunga et al. (2009) plantean que la inmersión del plano de Benioff muestra un ángulo de 4° a 5°, mientras Manchuel et al. (2009) proponen una inclinación del slab con un ángulo de 10° frente a la provincia de Esmeraldas. Hayes et al. (2012) estiman un ángulo de inclinación del techo de la placa oceánica de 16° a una profundidad de 40km

Subducción profunda (in-slab)

El análisis de la sismicidad a diferentes niveles de profundidad y la progresión de la subducción de la placa oceánica y la cordillera de Carnegie, ha permitido diferenciar un menor ángulo de inclinación del techo de la placa oceánica al Sur de la región de estudio y un mayor ángulo al Norte (Figura 4.21).

Para el análisis de la subducción profunda se ha dividido el área de interés en dos regiones:

- **Región sur.** Se extiende desde el golfo de Guayaquil hacia el sur. Es la región donde se presenta la subducción de una corteza oceánica más profunda, localizada al sur de la zona de fractura Grijalva (Pedoja et al., 2009; Collot et al., 2009; Goyes, 2009; Egüez et al., 2003; Gutscher et al., 1999).

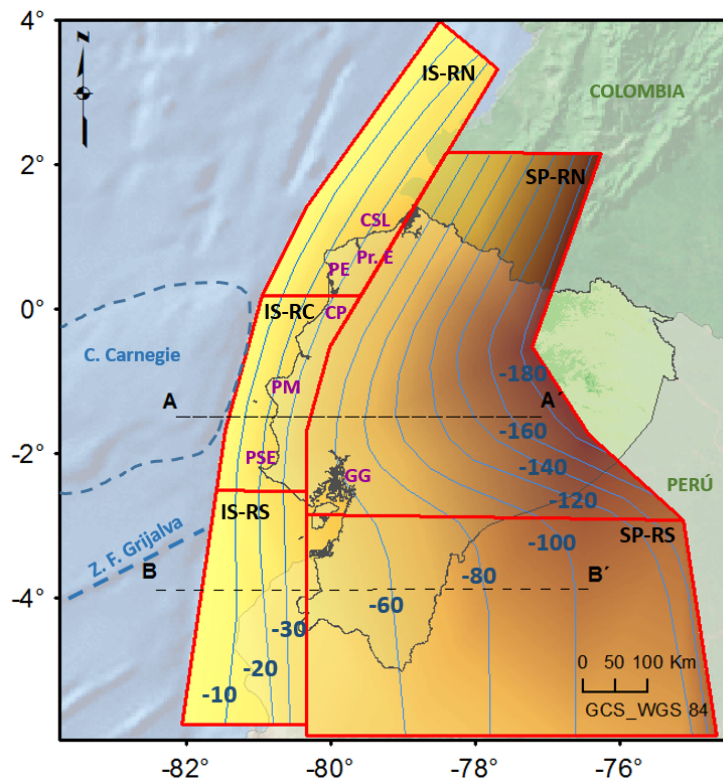
Chunga et al. (2009) proponen un ángulo de inclinación del slab de 17° desde la punta de Santa Elena hacia el Sur, mientras el análisis de la geometría de la zona de subducción realizado por Hayes et al. (2012), considerando la curva de nivel ubicada a una profundidad de 40 km y su distancia horizontal hasta la curva de nivel a profundidad de 120 km, permite estimar un ángulo de inclinación aproximado de 8°.

- **Región norte.** Se extiende desde el golfo de Guayaquil hacia el norte. El ángulo de buzamiento en dirección este de la placa de Nazca podría estar influenciado por la presencia de la cordillera de Carnegie (Goyes, 2009; Collot et al., 2009; Trenkamp et al., 2002).

Guillier et al. (2001) plantean un ángulo de inclinación del slab en un rango de 25°-30° hasta una profundidad 200 km. Manchuel et al. (2009) proponen un ángulo de 25°-30°, extendiéndose hasta 300-400 km al este de la trinchera y Chunga et al. (2009) plantean que la inmersión del plano de Benioff se desarrolla con un ángulo en ésta región de 28°. Hayes et al. (2012) sitúan el límite de la subducción, a una distancia de 340 km al este de la fosa, a las siguientes profundidades: 120 km, 150 km y 140 km para latitudes de 2° 8', 1° 0', 0° 45', respectivamente. Ello confirmaría la variabilidad del ángulo de inclinación del techo de la placa oceánica.

Integrando el conjunto de datos derivados de las referencias anteriores, se ha hecho una propuesta de la geometría de la subducción (Figuras 4.21), mostrando la inclinación del techo de la placa oceánica mediante curvas de nivel en profundidad, consecuente con las características tectónicas y sísmicas de la región de estudio (Figuras 4.22-4.23).

Figura 4.21. Representación de la geometría de la zona de subducción propuesta en el presente estudio mediante el uso de curvas de nivel en profundidad (unidades en km). Se representan además dos perfiles para el análisis de la sismicidad a lo largo de los mismos en las figuras posteriores: AA', corte transversal a -1° 45'; BB', corte transversal a -3° 55'

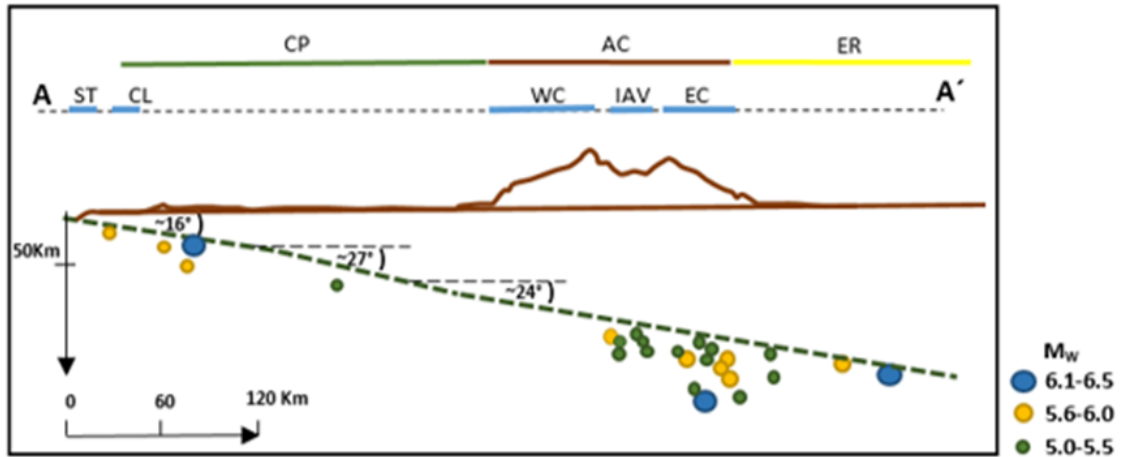


Fuente: Elaboración propia

Notación

IS-RN, Subducción Interfase-Región Norte; **IS-RC**, Subducción Interfase-Región Centro; **IS-RS**, Subducción Interfase-Región Sur; **SP-RN**, Subducción Profunda-Región Norte; **SP-RS**, Subducción Profunda-Región Sur; **CSL**, cabo San Lorenzo; **Pr. E**, provincia de Esmeraldas; **PE**, península de Esmeraldas; **CP**, cabo Pasado; **PM**, península de Manabí; **PSE**, península de Santa Elena; **GG**, golfo de Guayaquil; **AA'**, corte transversal a -1° 45'; **BB'**, corte transversal a -3° 55'

Figura 4.22. Representación de la sismicidad del corte transversal AA' ubicado en la Figura 4.21 a una latitud de -1° 45'

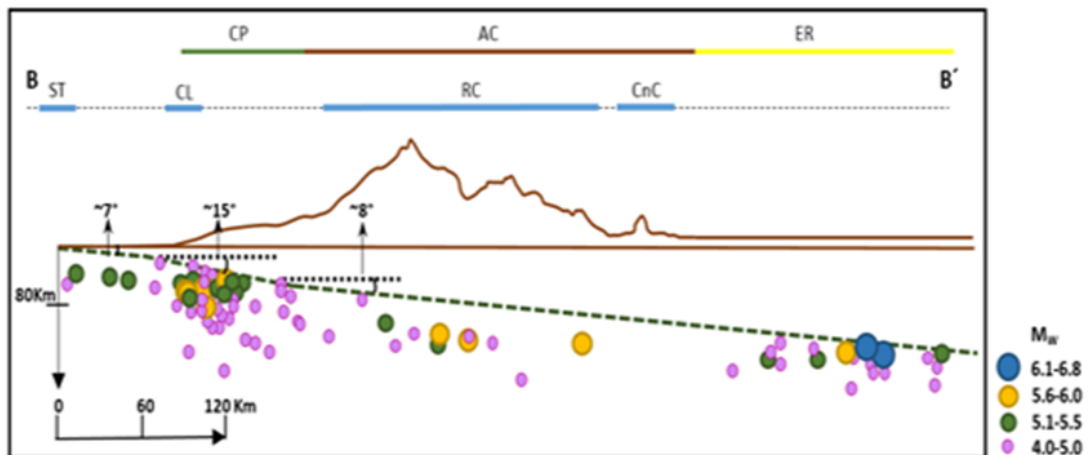


Fuente: Elaboración propia

Notación

CP, plano de costa; **AC**, cordillera de los Andes; **ER**, región Oriental; **ST**, trinchera de subducción; **CL**, línea de costa; **WC**, cordillera Occidental; **IAV**, valle Interandino; **EC**, cordillera Oriental o Real. (coordenadas verticales exageradas del perfil topográfico)

Figura 4.23. Representación de la sismicidad del corte transversal BB' ubicado en la Figura 4.21 a una latitud de -3° 55'



Fuente: Elaboración propia

Notación

CP, plano de costa; **AC**, cordillera de los Andes; **ER**, región Oriental; **ST**, trinchera de subducción; **CL**, línea de costa; **RC**, cordillera Real; **CnC**, cordillera del Cóndor. (coordenadas verticales exageradas del perfil topográfico)

Zonificación de la subducción

Para modelizar la subducción se han propuesto dos tipos de zonificaciones: una denominada de interfase, cercana a la trinchera y donde comienza la subducción, y otra denominada in-slab que corresponde a la subducción más profunda.

Zonificación Interfase

Se ha propuesto un inicio de subducción de baja pendiente, que sería la causa de acumulación de tensión y generación de sismicidad hasta una profundidad de 40 a 50 km (Chunga et al., 2009; Marcaillou et al., 2009). Atendiendo al análisis realizado anteriormente, se han planteado tres zonas de interfase con las siguientes características (Figura 4.24):

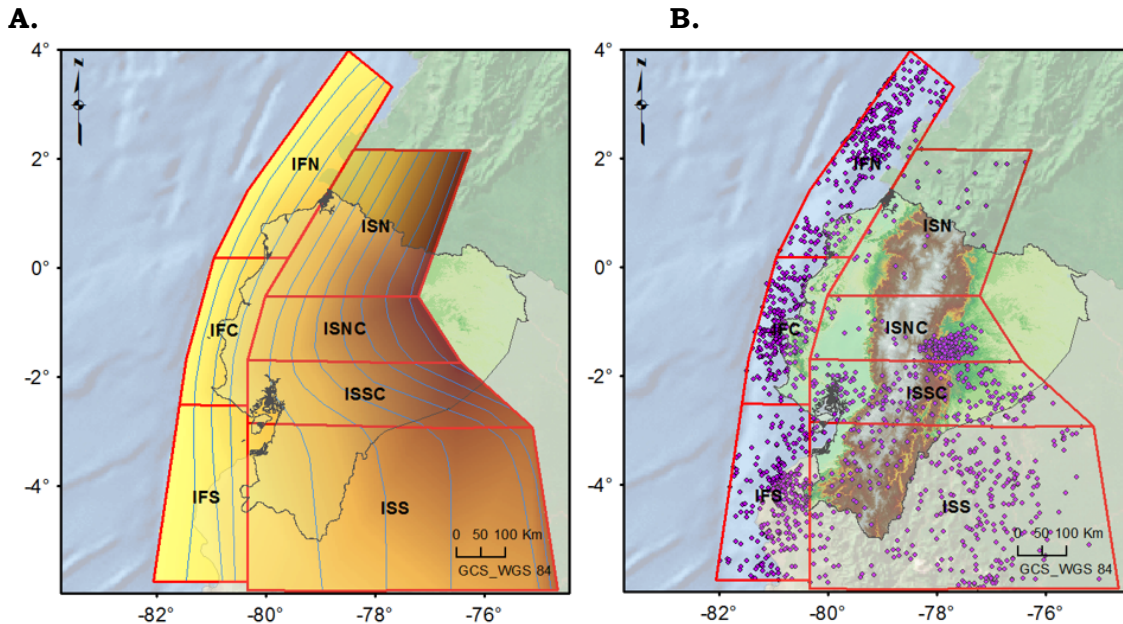
- **Zona Interfase Sur (IFS):** se extiende desde el golfo de Guayaquil hacia el sur. Es en esta zona donde inicia la subducción de una placa oceánica más antigua y más profunda, limitada al norte por el escarpe de Grijalva, cuya inmersión presentaría una pendiente de bajo ángulo, aproximadamente 7°. Su sismicidad muestra una distribución homogénea en un rango de magnitud Mw de 4.0-7.5.
- **Zona Interfase Centro (IFC):** se extiende desde el golfo de Guayaquil hasta las proximidades de la península de Esmeraldas. El comienzo de la subducción en esta zona se identifica con la presencia de la cordillera submarina de Carnegie, observándose una mayor inclinación en la inmersión de la placa oceánica (aproximadamente 16°). Su sismicidad se distribuye de manera homogénea en toda la zona, existiendo registros sísmicos a partir de 1901, aunque el 96% de ellos son reportados a partir de la década de 1960.
- **Zona de Interfase Norte (IFN):** ubicada desde las proximidades de la península de Esmeraldas hacia el norte, se extiende desde la trinchera hasta una distancia aproximada de 120 km al este de la Fosa. A pesar de que en esta zona se ubican la mayor parte de los sismos de interfase, su distribución es heterogénea, observándose una mayor concentración al centro y norte de la misma. Es aquí donde se ubican los sismos más grandes de la región de estudio, con magnitudes Mw de 8.8 y 8.1 registradas en 1906 y 1979 y focos localizados entre la línea de costa y la fosa de subducción.

Zonificación In-Slab

Se ha propuesto una subducción en profundidad, que comenzaría en el límite este de la zonificación de interfase y se extendería hasta más allá del este de la cordillera de los Andes. Atendiendo al análisis realizado anteriormente se han planteado cuatro zonas in-slab, que responden a las siguientes características (Figura 4.24):

- **Zona In-slab Sur (ISS).** Muestra una pendiente de subducción más plana que el resto de zonas in-slab, extendiéndose bajo la provincia geológica de los Andes sur. Presenta la mayor sismicidad de todas las zonas de subducción, distribuida homogéneamente en toda su área. El sismo de mayor tamaño registrado en esta zona corresponde a una magnitud Mw 7.5 con una profundidad estimada de 130 km.
- **Zona In-Slab Sur Centro (ISSC).** Localizada al norte de la zona anterior, pero con un ángulo de buzamiento mayor. Aunque la cantidad de sismos ubicados en esta zona es menor que en la zona ISS, se localizan siete sismos en un rango de magnitud Mw de 6.0-7.5, a una profundidad ≥ 130 km, cuatro de ellos registrados instrumentalmente entre 1906-1943. La distribución de sismicidad es bastante homogénea.
- **In-Slab Norte Centro (ISNC).** Localizada frente al inicio de la subducción de la cordillera de Carnegie, alcanza mayores profundidades que el resto de zonas in-slab a menor distancia de la fosa. Sobre ésta zona se ubica la cordillera de los Andes, donde se observa la presencia de estructuras volcánicas plio-cuaternarias que han presentado erupciones durante los últimos 10.000 años. Presenta una menor sismicidad que las anteriores, que se distribuye de manera heterogénea, observándose una mayor concentración de sismicidad en su parte Sur. El 99% de sus eventos han sido registrados a partir de la década de 1960, en un rango de magnitud Mw de 4.0-6.5.
- **Zona In-Slab Norte (ISN).** Se extiende bajo el centro norte de la cordillera de los Andes, en su área correspondiente al sector ecuatoriano, en cuyas cumbres, al igual que en la zona anterior (ISNC), se observa la presencia de volcanismo activo cuaternario. En comparación con las zonas ISSC e ISS, esta zona alcanza mayores profundidades a menores distancias de la fosa de subducción. Presenta una menor sismicidad que el resto de zonas in-slab, pero su distribución es bastante homogénea. El 93% de sus sismos son registrados a partir de la década de 1960, en un rango de magnitud Mw de 4.0-7.2.

Figura 4.24. Representación de las zonas sísmogénicas de subducción, graficadas sobre una imagen de relieve, donde se distingue: A) Límites de las zonas y curvas de nivel en profundidad que representan la profundidad del techo de la placa oceánica. B) Límites de las zonas y sismicidad asociada a la subducción



Fuente: Elaboración propia

Notación.

IFN, Interfase Norte; **IFC**, Interfase Centro; **IFS**, Interfase Sur; **ISN**, In-slab Norte; **ISNC**, In-slab Norte Centro; **ISSC**, In-slab Sur Centro; **ISS**, In-slab Sur

Estimación de los parámetros de sismicidad

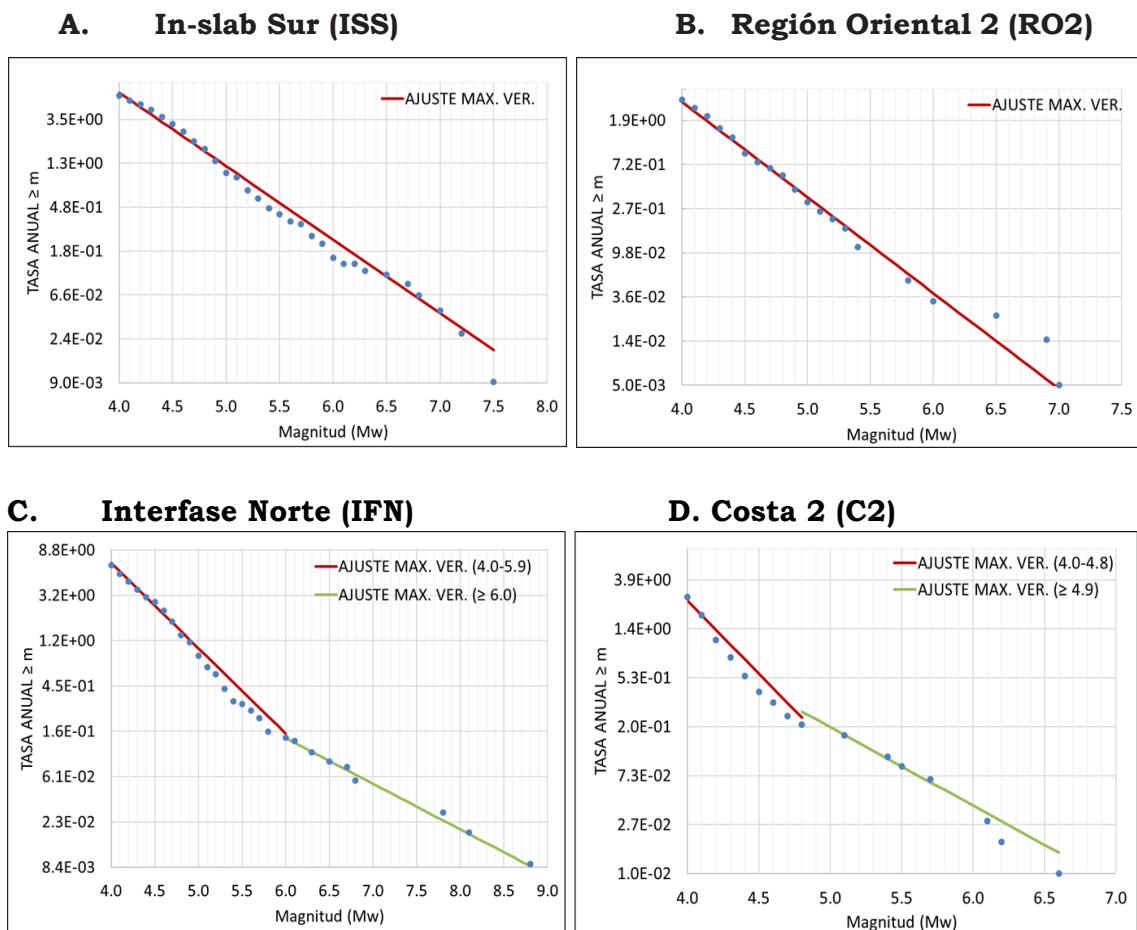
De acuerdo al método adoptado para el cálculo de la peligrosidad, se asume que en cada zona la sismicidad es equiprobable en toda su área. Ello implica que los eventos sísmicos dentro de cada zona son sucesos aleatorios independientes, cuyos tamaños están asociados con sus frecuencias mediante una ley logarítmica, acotada a una magnitud mínima y una magnitud máxima y con una tasa de actividad sísmica constante en el tiempo. La parte metodológica de esta fase de cálculo fue descrita en el Capítulo III.

Así, para caracterizar la sismicidad de cada zona, el primer paso adoptado en el proceso ha consistido en agrupar los eventos sísmicos de acuerdo a su pertenencia a cada zona, para lo cual se ha utilizado el Catálogo Sísmico homogenizado a magnitud M_w y depurado de réplicas y premonitores. Dicho de otra forma, se ha explotado el catálogo sísmico por zonas, cuyas características de sismicidad han sido descritas anteriormente.

La sismicidad de cada zona se ha ajustado a un modelo de Gutenberg-Richter, según la expresión $\ln N = \alpha - \beta (m)$, truncado a una magnitud mínima m_0 de 4.0 (MW). El ajuste de la recta de Gutenberg-Richter para obtener los parámetros de sismicidad se ha realizado mediante el método de máxima verosimilitud, utilizando la propuesta publicada por Weichert (1980), que permite tener en cuenta diferentes períodos de completitud dependiendo de la magnitud, llegando a obtener una aproximación del parámetro β , de su incertidumbre y de la tasa de eventos de una magnitud $\geq m_0$:

De las estimaciones realizadas, se ha observado un claro cambio de pendiente en las zonas de Interfase Norte, (IFN) Interfase Centro, (IFC), Costa 2 (C2) y Costa 4 (C4), donde se observa una pendiente menor para sismos grandes. En la Tabla 4.7 se muestran las magnitudes a partir de las cuales la pendiente de las correspondientes rectas es menor. Algunos ejemplos de los mencionados ajustes encontrados se muestran en la Figura 4.25, mientras los ajustes de todas las zonas se encuentran en el Anexo.1.

Figura 4.25. Ajustes al modelo de Gutenberg-Richter, donde los parámetros α y β son obtenidos con la metodología de Máxima Verosimilitud. A) y B) ejemplos de ajustes simples; C) y D) ejemplos de ajustes dobles



Fuente: Elaboración propia

Por otra parte, se ha dedicado especial atención, en este trabajo, a la estimación de la magnitud máxima esperada (M_{\max}) en cada una de las zonas. Teniendo en cuenta la incertidumbre de este parámetro, con el fin de introducirla posteriormente en los cálculos de peligrosidad, por lo que, la M_{\max} no se ha considerado como un valor único, sino que se ha modelizado mediante una distribución de probabilidad uniforme entre un umbral inferior, denominado ML, y otro umbral superior, denominado Mu. Así se trata de capturar la incertidumbre aleatoria inherente a la M_{\max} considerando todos los valores que puede tomar este parámetro entre los dos valores umbrales [ML, Mu]. La semi anchura del intervalo es una medida de la dispersión entorno a la M_{\max} , ($Mu-ML/2 = \Delta$), situándose la M_{\max} en el centro del intervalo, pero considerando su desviación, de modo que:

$$ML = M_{\max} - \Delta \quad (4.6)$$

$$Mu = M_{\max} + \Delta \quad (4.7)$$

En la mayor parte de las zonas no es trivial la determinación de posibles valores de M_{\max} y de su distribución, por lo que ha sido necesario hacer una serie de consideraciones y ajustes basados en la sismicidad observada y en los datos disponibles de las fallas existentes, que permiten una estimación de la M_{\max} con criterios geológicos. Una problemática diferente que a continuación se detalla se encuentra en las zonas corticales y en las de subducción.

Para la determinación de la M_{\max} en las zonas corticales se ha aplicado la correlación propuesta por Stirling et al. (2002), que relaciona la longitud de las fallas consideradas activas (L) y la M_w que se puede esperar como consecuencia de su ruptura. La forma funcional de dicha correlación es $M_w = a + b \log(L)$, siendo a y b constantes numéricas derivadas empíricamente a partir del análisis de regresión de 167 terremotos registrados en época instrumental, quedando finalmente la relación planteada de la siguiente manera:

$$M_w = 5.45 + 0.95 \log(L) \quad (4.8)$$

Denominamos a esta magnitud estimada con criterio geológico, M_G . Para su cálculo se ha considerado la base de datos de fallas cuaternarias de Egüez et al. (2003), junto con información complementaria de Chunga (2010). Dependiendo del número de fallas existentes en cada zona se hacen diferentes aproximaciones:

- En la mayor parte de las zonas corticales se tiene conocimiento de la presencia de fallas en número suficiente como para ajustar los valores resultantes de M_v (en función de la longitud de las fallas) a una distribución de frecuencias (Figura 4.26). Se ha identificado entonces la M_{\max} como la magnitud media de la distribución (M_G) y el valor de Δ como la diferencia entre la M_{\max} y el valor extremo de la distribución ($M_{\max \text{ ext}}$). En este caso $Mu = M_{\max \text{ ext}}$:

$$M_{\max} = \overline{M_G} \quad (4.9)$$

$$\Delta = M_{\max \text{ ext}} - M_{\max} \quad (4.10)$$

- En las zonas C1 y RI2, que contienen una sola falla cada una, se ha estimado M_G a partir de la longitud de dicha falla y el valor resultante de M_G se identifica con M_u . La magnitud máxima observada ($M_{\max \text{ obs}}$) se identifica con M_L (Figura 4.26). Entonces, M_{\max} y Δ corresponden a:

$$M_{\max} = (M_{\max \text{ obs}} + M_G)/2; \quad (4.11)$$

$$\Delta = (M_G - M_{\max \text{ obs}}) / 2 \quad (4.12)$$

- En las zonas RI1, RI4 y CR1, donde la magnitud máxima observada ($M_{\max \text{ obs}}$) procede de terremotos históricos de magnitud M_w 7.3, 7.6 y 7.4 respectivamente, cuyos valores son más altos que los estimados con criterio geológico (M_G), se ha considerado la M_{\max} como la magnitud media de la distribución M_G y el valor de Δ como la diferencia entre M_{\max} y $M_{\max \text{ obs}}$.

$$M_{\max} = \overline{M_G} \quad (4.13)$$

$$\Delta = M_{\max \text{ obs}} - \overline{M_G} \quad (4.14)$$

Cabe indicar que usualmente la M_{\max} no debe ser menor que la $M_{\max \text{ obs}}$. Sin embargo, se considera que en estas tres zonas la $M_{\max \text{ obs}}$ está sobreestimada, ya que los valores estimados por geología (M_G) nos son compatibles con los altos valores observados. Estas zonas (RI1, RI4 y CR1) están localizadas en la cordillera de los Andes, donde los valores de $M_{\max \text{ obs}}$ corresponden a terremotos históricos que fueron estimados a partir de la intensidad macrosísmica, lo que conlleva grandes incertidumbres. Hay que tener en cuenta la escasa presencia de asentamientos humanos en esa época y la dificultad de asignar intensidades a partir de efectos en la naturaleza. Tomando esto en consideración, se ha decidido dar mayor credibilidad a la M_{\max} estimada por geología (M_G), pero asumiendo una desviación Δ que cubra todo el rango entre la magnitud histórica observada ($M_{\max \text{ obs}}$) y la derivada de criterios geológicos (M_G).

Los valores así estimados de M_{\max} para las zonas corticales se muestran en la Tabla 4.6, y su proceso detallado de cálculo se describe e ilustra en el Anexo 2.

Para las zonas de subducción interfase e in-slab, se ha partido del ajuste al modelo de Gutenberg-Richter y se ha analizado la tendencia que sigue la sismicidad hacia sus valores máximos, que resulta en el punto de corte de la recta con el eje X, ($\ln(N) = 0$), donde N representa el número teórico acumulado de sismos en su período de completitud. La magnitud que se obtiene en el punto de corte se denomina M_{GR} . En éste proceso se han identificado los siguientes casos:

- Cuando la magnitud $M_{GR} > M_{max\ obs}$ se identifican $M_L = M_{max\ obs}$ y $M_u = M_{GR}$. Se considera la M_{max} como el valor medio, y Δ como la semidiferencia entre ambas.

$$M_{max} = (M_{GR} + M_{max\ obs})/2 \quad (4.15)$$

$$\Delta = (M_{GR} - M_{max\ obs})/2 \quad (4.16)$$

- Si $M_{GR} < M_{max\ obs}$, la M_{max} se identifica con el valor de $M_{max\ obs}$, y Δ con la diferencia entre ambas magnitudes:

$$M_{max} = M_{max\ obs} \quad (4.17)$$

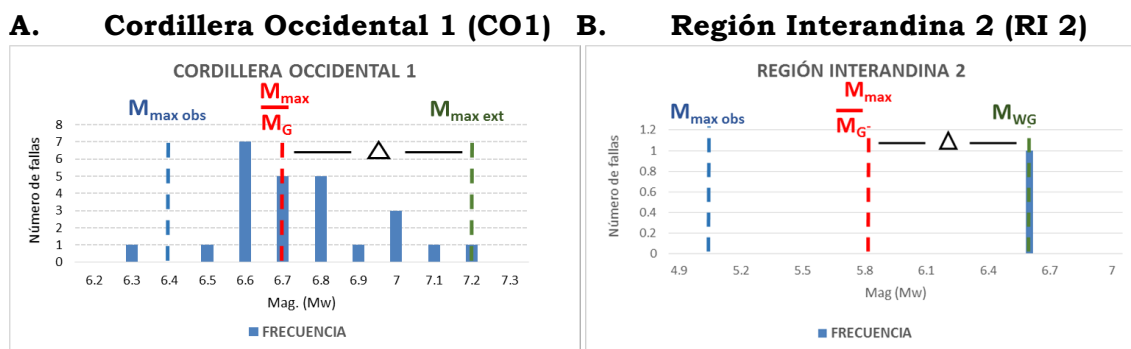
$$\Delta = M_{max} - M_{GR} \quad (4.18)$$

- Por último, cuando $M_{GR} = M_{max\ obs}$, la M_{max} corresponderá a este valor, y el valor de Δ se identifica con la diferencia entre las dos magnitudes de mayor valor observadas en la zona; estos son los casos de Interfase Norte B e Interfase Sur.

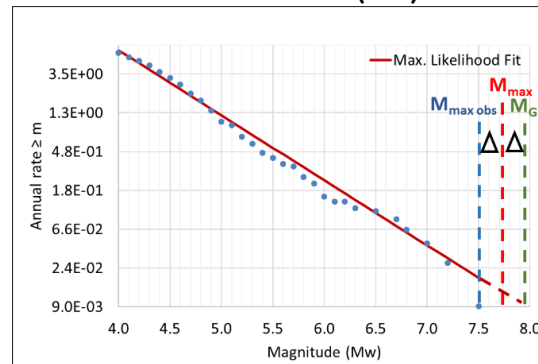
Los resultados de M_{max} y Δ obtenidos con las diferentes aproximaciones para las zonas de subducción se muestran en la Tabla 4.6.

La Figura 4.26 muestra algunos casos, a modo de ejemplo, de la diferente problemática encontrada, según la zona. El proceso seguido en todas las zonas definidas en los regímenes cortical, subducción interfase y subducción in-slab se incluyen en el Anexo 2.

Figura 4.26: Ejemplos de los procedimientos seguidos para la estimación de la magnitud máxima dependiendo de la problemática de las distintas zonas. A) Zonas corticales con un número suficiente de fallas activas como para poder ajustar las magnitudes derivadas con criterio geológico en función de la longitud (MG) a una distribución de frecuencias. B) Zonas corticales con una única falla en su interior. C) Zonas de subducción, caso en que $M_{GR} > M_{max\ obs}$.



C. In-Slab Sur (ISS)



Fuente: Elaboración propia

Tabla 4.6. Distribución de la Mmax para las fuentes sismogénicas

ÁREA-FUENTE	COD.	M _{max obs}	M̄ _G	M _G	M _{max ext}	M _{GR}	M _{max}	Δ
Sismicidad Cortical								
Costa 1	C1	4.6	5.9	7.1			5.9	1.2
Costa 2A *	C2A	4.8				4.8	4.8	0.0
Costa 2B *	C2B	6.6	6.8		7.2		6.8	0.4
Costa 3	C3	4.8	7.0		7.2		7.0	0.2
Costa 4A *	C4A	4.6				4.6	4.6	0.0
Costa 4B *	C4B	5.6	6.9		7.2		6.9	0.3
Cordillera Occidental	CO1	6.4	6.7		7.2		6.7	0.5
Región Interandina 1	RI1	7.3	6.9		7.3		6.9	0.4
Región Interandina 2	RI2	5.0	5.8	6.6			5.8	0.8
Región Interandina 3	RI3	6.4	6.6		6.9		6.6	0.3
Región Interandina 4	RI4	7.6	6.7		7.1		6.7	0.9
Cordillera Real 1	CR1	7.4	6.8		7.4		6.8	0.6
Cordillera Real 2	CR2	5.1	6.9		7.3		6.9	0.4
Región Oriental 1	RO1	5.4	6.8		7.1		6.8	0.3
Región Oriental 2	RO2	7.0	7.1		7.5		7.1	0.4
Región Amazónica	A1	4.8	5.0			5.2	5.0	0.2
Sismicidad Interfase								
Interfase Norte A *	IFN_A	5.9				5.9	5.9	0.0
Interfase Norte B *	IFN_B	8.8				8.8	8.8	0.7
		8.1						
Interfase Centro A *	IFC_A	5.3				5.3	5.3	0.0
Interfase Centro B *	IFC_B	7.8				7.9	7.9	0.1
Interfase Sur	IFS	7.5				7.5	7.5	0.4
		7.1						
Sismicidad In-Slab								
In-slab Norte	ISN	7.2				6.8	7.2	0.4
In-slab Norte Centro	ISNC	6.5				7.5	7.0	0.5
In-slab Sur Centro	ISSC	7.5				7.4	7.5	0.1
In-slab Sur	ISS	7.5				7.9	7.7	0.2

Fuente: Elaboración propia

Notación

*, zonas con ajustes dobles; **COD**: Código identificador de cada zona; **M_{max obs}**: magnitud máxima observada en la zona; **M̄_G**: magnitud media de la distribución; **M_G**: Mw estimada con criterio geológico aplicando la correlación de Stirling et al. (2002); **M_{max ext}**: MW extrema de la distribución de M_G; **M_{GR}**: Mw observada por tendencia de la sismicidad en la curva de Gutenberg Richter; **M_{max}**: Mw máxima esperada; Δ: medida de dispersión, estimada por los criterios anteriormente descritos

Los parámetros de sismicidad resultantes, que constituyen uno de los inputs de cálculo de la peligrosidad, se resumen en la Tabla 4.7.

Es de destacar que en las zonas que se muestran con (*), se han realizado dobles ajustes, por lo que se tienen dos juegos de parámetros que se identifican con la nomenclatura A y B en el código de la zona. La magnitud mínima m_0 en los tramos A es de 4.0, coincidiendo con la m_0 asumida para todas las zonas. Sin embargo, el valor de m_0 para los tramos B es superior, marcando el umbral de las rectas de menor pendiente encontradas en los ajustes (Anexo 1).

Tabla 4.7. Parámetros de Sismicidad

ÁREA FUENTE	CÓD.	ÁREA	m_0	M_{max}	Δ	α	β	$\sigma \beta$	$\dot{N}(m_0)$	$\dot{N}(m_0)/\text{ÁREA}$
Sismicidad Cortical										
Costa 1	C1	12950	4.0	5.9	1.2	10.74	1.99	1.65	0.32	2.47E-05
Costa 2A *	C2A	41619	4.0	4.8	0.0	17.42	2.96	0.29	2.54	6.10E-05
Costa 2B *	C2B	41619	4.9	6.8	0.4	10.96	1.59	0.70	0.27	6.44E-06
Costa 3	C3	19402	4.0	7.0	0.2	15.65	3.03	0.95	0.68	3.49E-05
Costa 4A *	C4A	24492	4.0	4.6	0.0	17.85	3.33	0.43	1.82	7.44E-05
Costa 4B *	C4B	24492	4.7	6.9	0.3	13.29	2.30	1.14	0.24	9.60E-06
Western Cordillera	CO1	24433	4.0	6.7	0.5	15.72	2.88	0.52	1.31	5.35E-05
Región Interandina 1	RI1	14389	4.0	6.9	0.4	7.96	0.98	0.31	0.26	1.79E-05
Región Interandina 2	RI2	3035	4.0	5.8	0.8	18.52	3.77	0.95	0.62	2.04E-04
Región Interandina 3	RI3	2778	4.0	6.6	0.3	9.41	1.47	0.47	0.34	1.20E-04
Región Interandina 4	RI4	6200	4.0	6.7	0.9	11.29	1.60	0.27	0.60	9.71E-05
Cordillera Real 1	CR1	18107	4.0	6.8	0.6	13.25	1.86	0.21	1.51	8.36E-05
Cordillera Real 2	CR2	74991	4.0	6.9	0.4	18.16	3.45	0.54	1.55	2.07E-05
Región Oriental 1	RO1	27569	4.0	6.8	0.3	15.59	2.83	0.46	1.40	5.07E-05
Región Oriental 2	RO2	47101	4.0	7.1	0.4	15.09	2.15	0.19	2.95	6.25E-05
Región Amazónica	A1	60682	4.0	5.0	0.2	12.68	2.43	1.21	0.38	6.23E-06
Sismicidad Interfase										
Interfase Norte A *	IFN_A	59914	4.0	5.9	0.0	14.06	1.87	0.10	6.61	1.10E-04
Interfase Norte B *	IFN_B	59914	6.0	8.8	0.7	8.74	1.00	0.37	0.14	2.37E-06
Interfase Centro A *	IFC_A	39396	4.0	5.3	0.0	14.55	2.09	0.14	4.48	1.14E-04
Interfase Centro B *	IFC_B	39396	5.4	7.9	0.1	10.29	1.30	0.39	0.24	6.12E-06
Interfase Sur	IFS	59122	4.0	7.5	0.4	13.99	1.87	0.11	6.21	1.05E-04
Sismicidad In-Slab										
In-slab Norte	ISN	81870	4.0	7.2	0.4	10.49	1.54	0.29	0.69	8.43E-06
In-slab Norte Centro	ISNC	49806	4.0	7.0	0.5	12.18	1.64	0.17	2.65	5.33E-05
In-slab Sur Centro	ISSC	66315	4.0	7.5	0.1	13.47	1.82	0.12	4.44	6.70E-05
In-slab Sur	ISS	202155	4.0	7.7	0.2	13.21	1.67	0.09	6.41	3.17E-05

Fuente: Elaboración propia

Notación

*, Zonas con ajustes dobles; **ÁREA**: área de la zona fuente (km²); **m_0** : magnitud mínima para la tasa; **M_{max}** : M_w máxima esperada; **α y β** : parámetros de la relación Gutenberg-Richter; **$\sigma \beta$** : sigma de Beta; **$\dot{N}(m_0)$** : tasa de eventos con $M_w \geq m_0$; **$\dot{N}(m_0)/\text{ÁREA}$** : tasa de eventos con $M_w \geq m_0$ dividido entre el área de la zona fuente

Selección de modelos de atenuación

Desafortunadamente no se dispone de acelerogramas registrados en Ecuador como para desarrollar un modelo local o para hacer una calibración de modelos foráneos con datos locales. Por éste motivo, se ha desarrollado un análisis con la finalidad de elegir las ecuaciones de predicción de movimiento fuerte (GMPE) formuladas para subducción y corteza en el mundo que mejor se ajusten al ambiente tectónico que se observa en Ecuador.

En la publicación de Arango et al. (2012) se analiza la aplicabilidad de GMPEs para zonas de subducción de Sudamérica (Perú-Chile) y Centroamérica, utilizando bases de datos de ambas regiones. Entre las conclusiones de este trabajo se presenta el modelo de Youngs et al. (1997), como un modelo que, aunque antiguo, sigue siendo vigente y adecuado para eventos de subducción interfase e in-slab de Chile y Perú. Para zonas corticales el modelo de McVerry et al. (2006), desarrollado con datos de sismos de Nueva Zelanda, parece ajustar aceptablemente a los datos disponibles de Sudamérica, especialmente para periodos espectrales intermedios y largos. Finalmente, el modelo de Zhao et al (2006), desarrollado tanto para zonas corticales como de subducción, a partir de registros de Japón, resulta capaz de predecir el movimiento en la región de Sudamérica, según resultados de calibraciones.

Otro criterio, es el publicado en la NEC-11, que menciona la utilización de ecuaciones de predicción válidas para las fuentes de subducción, destacando entre otras, las propuestas por Youngs et al. (1997), y Zhao et al. (2006). El trabajo de Beauval et al. (2014), desarrollado para el cálculo de la peligrosidad sísmica en Quito, considera la utilización de Zhao et al. (2006) para los tres regímenes tectónicos y de Youngs et al. (1997) para los regímenes tectónicos de subducción, mostrando la robustez y estabilidad del primero para todos los rangos de frecuencia en régimen cortical.

Aguiar et al. (2014a) utilizan el modelo de Zhao et al. (2006) para el cálculo de las aceleraciones tras el sismo superficial ocurrido el 12/08/2014, en las cercanías de la ciudad de Quito, obteniendo resultados aceptables al compararlos con las aceleraciones registradas de manera instrumental.

Al no disponer de información adicional que aporte algún criterio para la selección de otros modelos, se ha optado por hacer uso de los resultados del trabajo de Arango et al. (2012) y elegir los modelos que se incluyen en la Tabla 4.8, junto con sus principales características y rangos de aplicabilidad.

Tabla 4.8. Ecuaciones de predicción del movimiento del suelo

Modelo	Código	Área	Reg. Tec.	N. Reg.	M _{min}	M _{max}	R _{min}	R _{max}	Tipo de R
Zhao et al. 2006	ZH06	Japón	CR, IT, IS	2763	5.0	8.3	0	300	Rrup
McVerry et al 2006	McV06	Nueva Zelanda	CR, IT, IS	435	5.0	7.0	6	400	Rrup
Youngs et al. 1997	Youngs97	Mundo	IT, IS	476	5.0	8.2	8.5	550	Rrup

Fuente: Elaboración propia

Notación

Reg. Tec: régimen tectónico; **CR:** cortical; **IT:** interfase; **IS:** in-slab; **M_{min}:** magnitud mínima. **M_{max}:** magnitud máxima. **R_{min}:** distancia mínima. **R_{max}:** distancia máxima. **Tipo de R:** tipo de distancia

Estimación de la peligrosidad sísmica en Ecuador continental

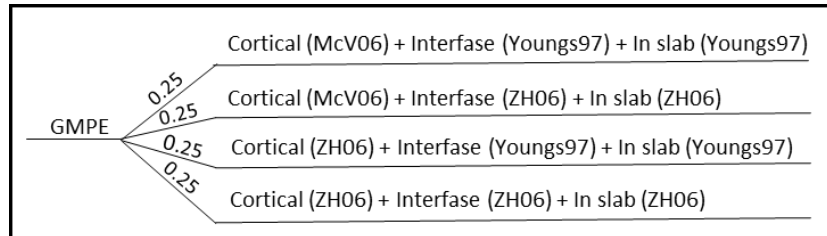
Tomando como input los parámetros característicos de las zonas y las leyes de atenuación seleccionadas se ha procedido al cálculo de la peligrosidad sísmica siguiendo un planteamiento Probabilista PSHA.

Como ya se ha indicado, la aplicación de la metodología PSHA requiere la toma de decisiones para la cuantificación de las incertidumbres, tanto epistemológicas como aleatorias. En nuestro caso, se ha formulado un árbol lógico con un nodo, destinado a contemplar la variabilidad inherente a las posibles combinaciones de los modelos de atenuación seleccionados para los tres regímenes tectónicos identificados.

El nodo de atenuación se compone así de 4 ramas correspondientes a 4 combinaciones de los GMPEs elegidos. Cada rama combina modelos para zonas corticales, interface e in-slab.

Todas las ramas se ponderan con un mismo peso (0.25), porque no se ha encontrado ningún criterio para considerar una rama más probable que otra, siendo la suma de los pesos igual a 1. Este nodo de atenuación con sus correspondientes ramas se muestra esquemáticamente en la Figura 4.27.

Figura 4.27. Ramas del nodo del arbol lógico para capturar la incertidumbre inherente a los modelos de atenuación y pesos asignados



Fuente: Elaboración propia

Es de destacar que cada rama del árbol lógico no corresponde a un único GMPE, sino a una combinación de tres de ellos, uno por cada régimen tectónico.

Especificaciones de cálculo

El cálculo de la peligrosidad propiamente dicho se ha realizado con el programa CRISIS 2012 v5.5 (Ordaz et al., 2013) en términos de aceleración pico PGA y aceleraciones espectrales SA(T) para varios periodos de interés ingenieril $T = 0.1, 0.2, 0.5, 1, \text{ y } 2$ s. Todos los valores de aceleración se expresan en unidades de g. (aceleración de la gravedad, $1g = 970 \text{ cm/s}^2$). Estas aceleraciones se han calculado para probabilidades de excedencia del 10, 5, y 2 % en 50 años, lo que corresponde a periodos de retorno de 475, 975 y 2475 años respectivamente.

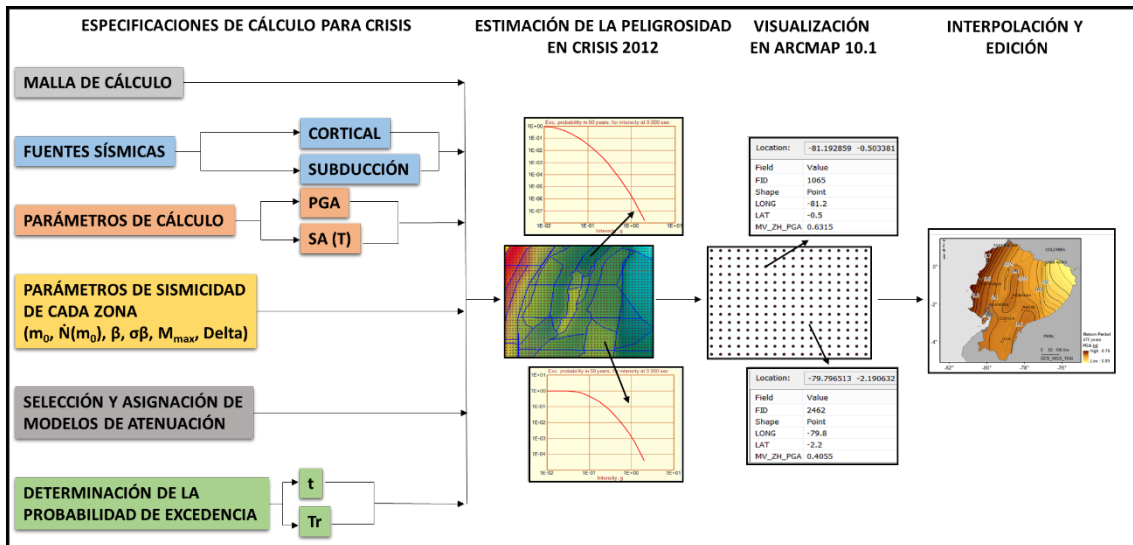
La peligrosidad sísmica se ha estimado en puntos pertenecientes a una malla que cubre el Ecuador continental con una separación de 0.1° tanto en longitud como en latitud, comprendiendo 68 filas y 62 columnas.

La geometría de las fuentes se ha modelizado en el programa con forma poligonal. En el caso de la zonificación cortical, se han considerado los vértices de cada zona con una profundidad de 10 km. Para las zonas interfase e in-slab se adopta para cada vértice la profundidad correspondiente, según el modelo propuesto en este estudio (ver Figuras 4.21 y 4.24).

Tras estimar la peligrosidad en cada punto de la malla para el período de retorno y el parámetro de aceleración definido, se ha hecho uso de la aplicación ArcMap, disponible en el software ArcGIS 10.1, con la finalidad de generar una superficie continua que muestre la variación de la aceleración en el área de interés, para cada conjunto de resultados. Para el trazado de isolíneas se han empleado técnicas de interpolación geostatística kriging.

La Figura 4.28. muestra el proceso completo, desde la estimación de valores puntuales de aceleración PGA o SA (T) en cada punto de la malla definida hasta el trazado de isolíneas.

Figura 4.28. Esquema para la estimación de la peligrosidad



Fuente: Elaboración propia

CAPÍTULO

V



Resultados

Mapas de peligrosidad

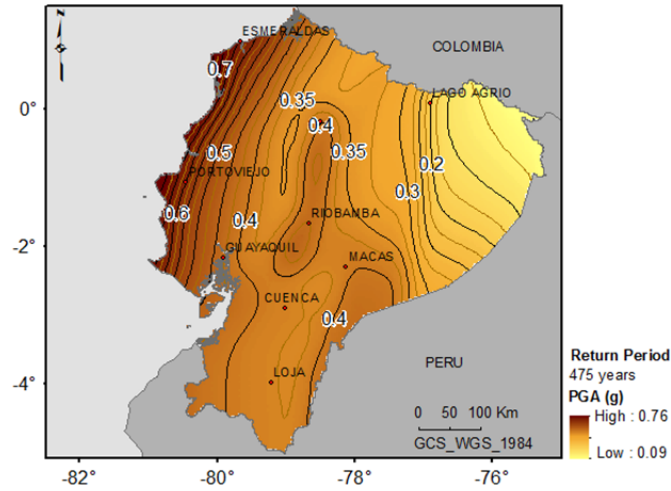
Los primeros resultados obtenidos del cálculo de peligrosidad han sido los mapas expresados en términos de PGA y SA (1s) para tres períodos de retorno: 475, 975 y 2475 años.

Estos mapas representan valores medios obtenidos con las cuatro combinaciones de modelos de atenuación y las distribuciones adoptadas para cuantificar la incertidumbre aleatoria de los parámetros de sismicidad. La Figura 5.1 muestra los mapas de PGA para los tres períodos de retorno y la Figura 5.2 muestra resultados similares en términos de SA (1s). El análisis de estos mapas permite resumir los siguientes resultados:

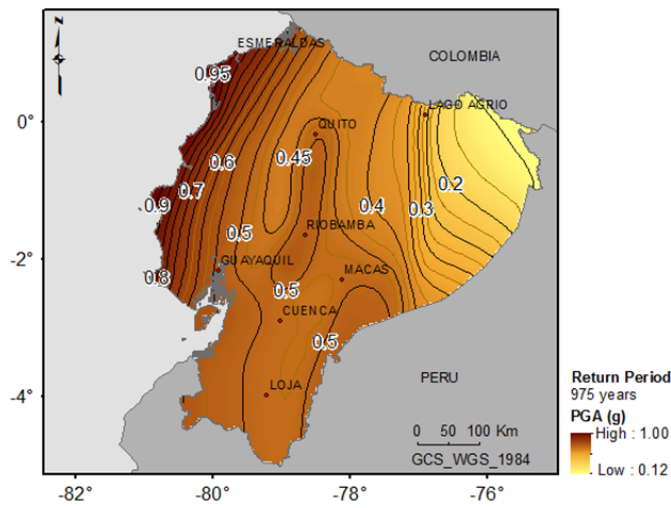
- Los mayores valores de PGA se presentan para los tres períodos de retorno en las zonas cercanas a la línea de costa ecuatoriana, especialmente en la península de Santa Elena, península de Manabí y península de Esmeraldas. Se obtienen también valores altos en la región interandina y al sureste del territorio continental ecuatoriano, concretamente en la región de la cordillera del Cóndor, donde además del fallamiento local se añade el efecto de la subducción.
- Para un período de retorno de 475 años, la PGA alcanza valores máximos de 0.76 g en la zona de la península de Esmeraldas y 0.4 g en la región Interandina y al sureste ecuatoriano. Al avanzar hacia el oriente la PGA decrece hasta valores menores a 0.15 g.
- La forma de las isolíneas de PGA para períodos de retorno de 975 y 2475 años son bastante similares, aunque los valores son mayores al aumentar el periodo de retorno. Se obtienen máximos de 1.0 y 1.37 g respectivamente en las zonas con mayor peligrosidad.
- En los mapas de peligrosidad en términos de SA (1s), los mayores valores son observados en la costa, haciendo evidente la gran influencia de la actividad de la subducción para el período estructural de 1s. Se observan valores máximos de 0.61 g, 0.87 g y 1.28 g para períodos de retorno de 475, 975 y 2475 años respectivamente.

Figura 5.1. Mapas de peligrosidad sísmica del Ecuador en términos de PGA obtenidos en éste estudio para períodos de retorno de: A) 475 años, B) 975 años y C) 2475 años

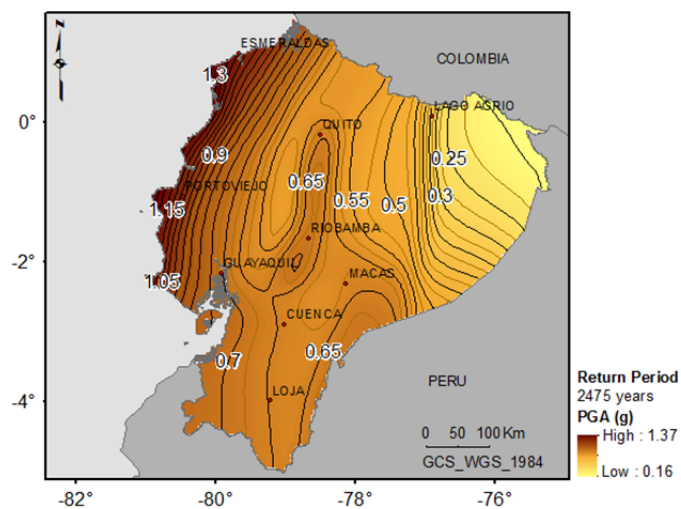
A.



B.



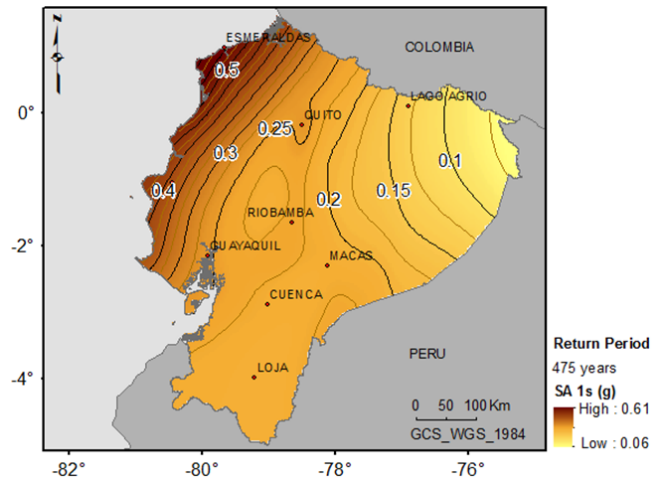
C.



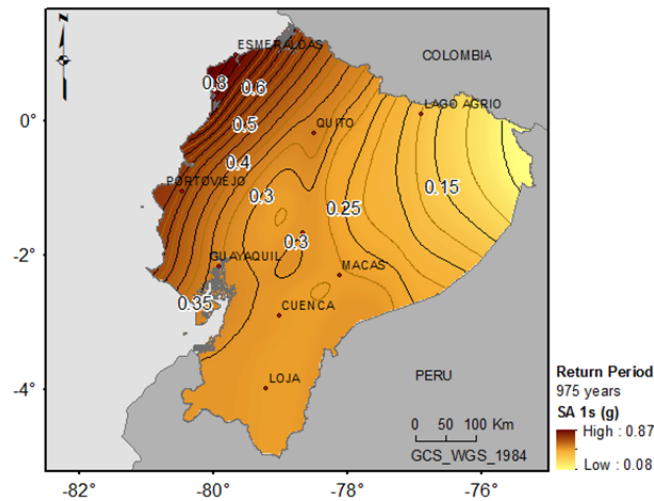
Fuente: Elaboración propia

Figura 5.2. Mapas de peligrosidad sísmica del Ecuador en términos de SA (1s) obtenidos en éste estudio para períodos de retorno de: A) 475 años, B) 975 años y C) 2475 años

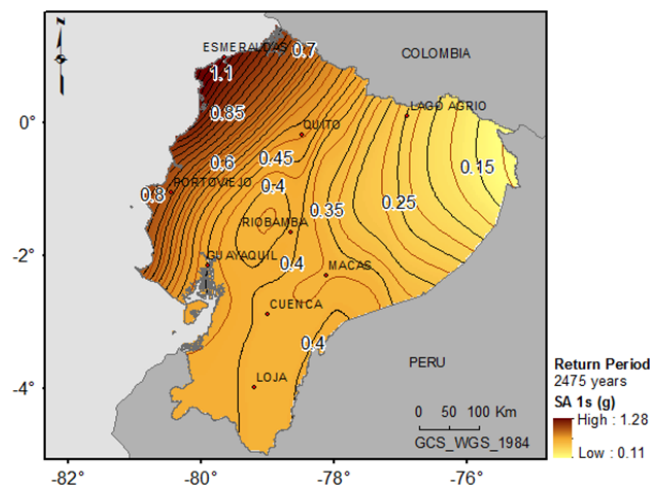
A.



B.



C.



Fuente: Elaboración propia

Resultados específicos para cuatro capitales de provincia

Se han seleccionado 4 ciudades para la obtención de resultados específicos de peligrosidad. Para ésta selección se han considerado factores como: 1) la ubicación geográfica, tratando de representar zonas con diferentes características físicas, geológicas y tectónicas del país, así como diferentes niveles de peligrosidad, 2) su densidad poblacional. Las cuatro capitales seleccionadas son incluidas, junto con sus principales datos geográficos y poblacionales, en la Tabla 5.1:

Tabla 5.1. Datos geográficos y poblacionales de las ciudades de estudio

NOMBRE	LATITUD	LONGITUD	UBICACIÓN	POBLACIÓN (INEC)
Esmeraldas	0.9871	-79.6558	Costa Noroccidental	189.504
Quito	-0.1799	-78.4914	Cordillera de los Andes Norte	2.239.191
Guayaquil	-2.1629	-79.9115	Golfo de Guayaquil	2.350.915
Loja	-3.9878	-79.2058	Cordillera de los Andes Sur	214.855

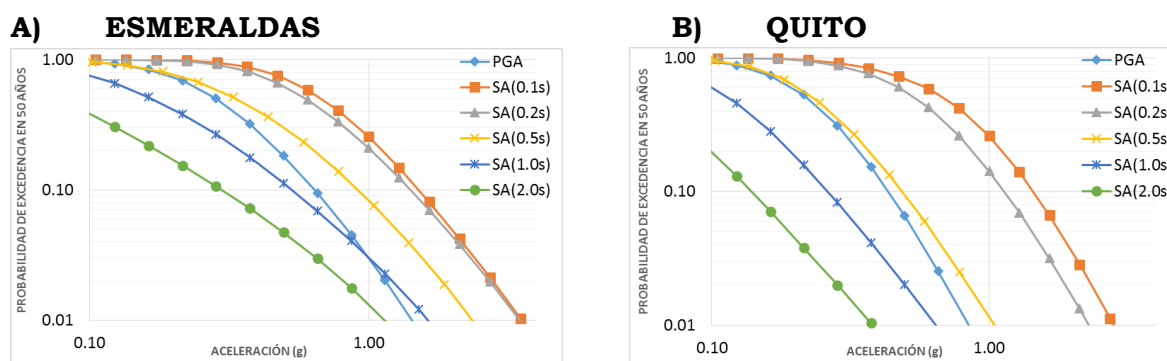
Fuente: Elaboración propia

Notación

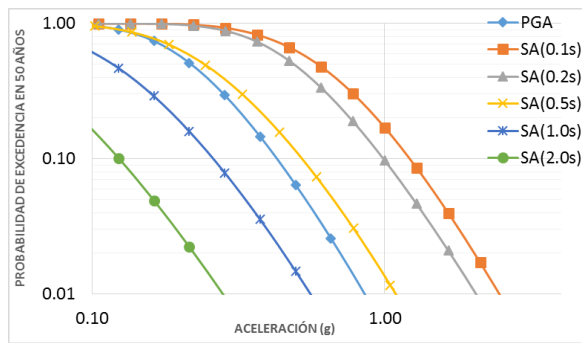
INEC, Instituto Nacional de Estadística y Censos del Ecuador

En cada ciudad se han representado las curvas de peligrosidad para 6 parámetros representativos del movimiento fuerte: PGA, SA (0.1s), SA (0.2s), SA (0.5s), SA (1s) y SA (2s). Estos resultados se muestran en la Figura 5.3.

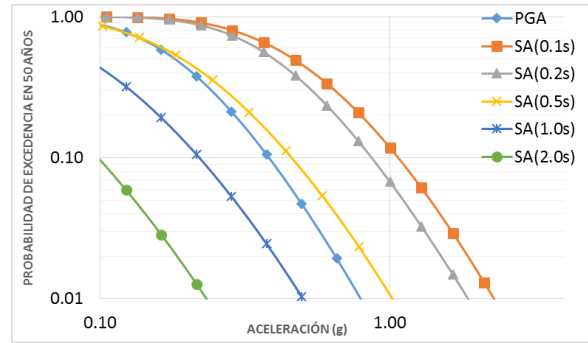
Figura 5.3. Curvas de peligrosidad para las ciudades de A) Esmeraldas, B) Quito, C) Guayaquil y D) Loja en términos de PGA y SA (T) en (g), para T = 0.1, 0.2, 0.5, 1 y 2 s



C) GUAYAQUIL



D) LOJA

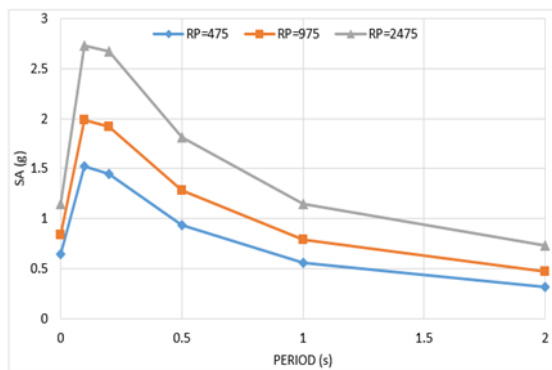


Fuente: Elaboración propia

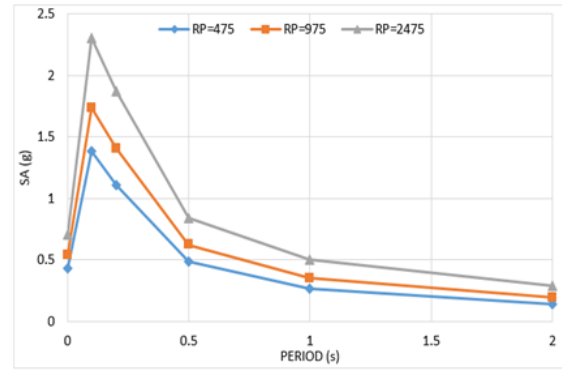
Además, para cada una de esas ciudades se han obtenido los espectros de peligrosidad uniforme (UHS), para los tres periodos de retorno 475, 975 y 2475 años, que se muestran en la Figura 5.4.

Figura 5.4. Espectros de peligrosidad uniforme obtenidos en cuatro ciudades del Ecuador para periodos de retorno de 475, 975 y 2475 años

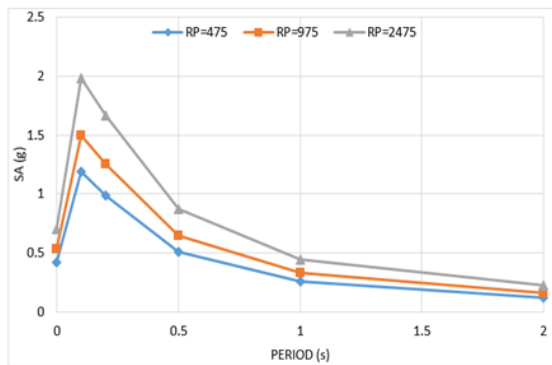
A) ESMERALDAS



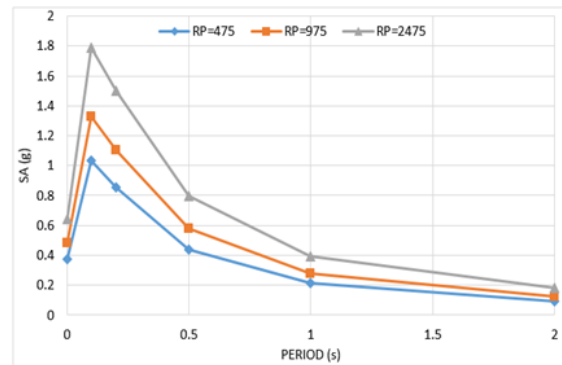
B) QUITO



C) GUAYAQUIL



D) LOJA

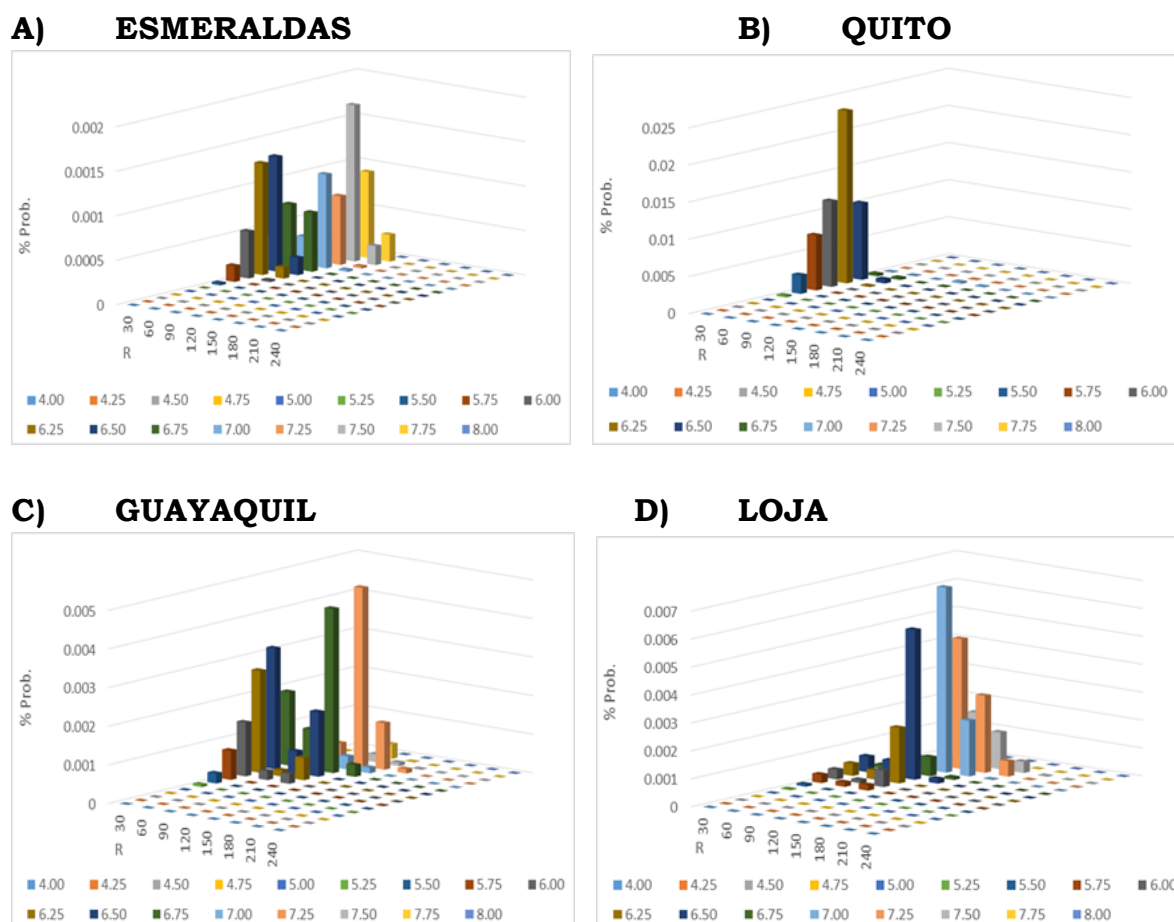


Fuente: Elaboración propia

Para completar el estudio en cada ciudad, se ha efectuado en cada caso la desagregación de la peligrosidad para los movimientos objeto dados por la PGA y SA (1s), para los periodos de retorno de 475 y 2475 años. Se obtienen así los terremotos de control que más contribuyen a la peligrosidad en cada ciudad, para cortos y largos periodos estructurales y probabilidades de excedencia del 10 y 2 % en 50 años. Cada sismo de control se identifica como un par de magnitud y rango de distancia (Mw-R).

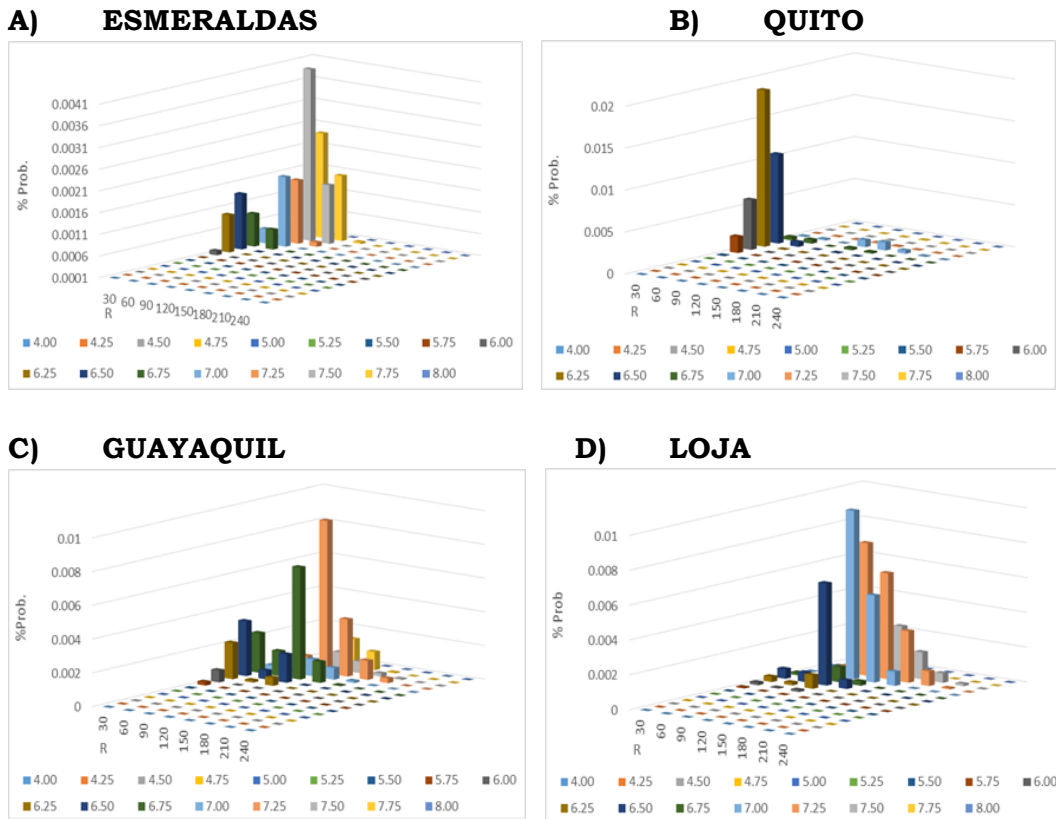
En la Figura 5.5 se muestra como resultado de la desagregación las contribuciones de diferentes intervalos de Mw y R al movimiento objeto dado por la PGA, para el período de retorno de 475 años en las cuatro ciudades. Similares resultados para SA (1s) son mostrados en la Figura 5.6.

Figura 5.5. Resultados de la desagregación de la peligrosidad en las ciudades de Esmeraldas, Quito, Guayaquil y Loja. Se representan las contribuciones de los pares (Mw, R) al movimiento objeto dado por PGA para un período de retorno de 475 años



Fuente: Elaboración propia

Figura 5.6. Resultados de la desagregación de la peligrosidad en las ciudades de Esmeraldas, Quito, Guayaquil y Loja. Se representan las contribuciones de los pares (MW, R) al movimiento objeto dado por SA (1s) para un periodo de retorno de 475 años



Fuente: Elaboración propia

Un resumen de los terremotos de control que más contribuyen en períodos estructurales cortos y largos para períodos de retorno de 475 y 2475 años es mostrado en la Tabla 5.2.

Es interesante señalar los cambios que se observan dependiendo del período de retorno y/o el período estructural, poniendo de manifiesto la sensibilidad del sismo de control a ambos tipos de periodos.

También se observa que, en el caso de la ciudad de Guayaquil, se identifican dos modos, que pueden asociarse a dos sismos de control, uno de magnitud moderada próximo y otro de mayor magnitud más distante.

Tabla 5.2. Resultado de la Desagregación / Terremotos de Control

CIUDAD	TERREMOTO DE CONTROL	PERÍODO DE RETORNO 475				PERÍODO DE RETORNO 2475			
		PGA		SA(1s)		PGA		SA(1s)	
		Mw	R (km)	Mw	R(km)	Mw	R(km)	Mw	R(km)
Esmeraldas	CE1	7.50	30-60	7.50	30-60	6.50	0-30	6.50	0-30
Quito	CE1	6.25	0-30	6.25	0-30	6.25	0-30	6.25	0-30
Guayaquil	CE1	7.25	60-90	7.25	60-90	6.50	0-30	7.25	60-90
	CE2	-	-	6.75	60-90	-	-	6.50	0-30
Loja	CE1	7.00	60-90	7.00	60-90	7.25	60-90	7.25	60-90

Fuente: Elaboración propia

Una vez revisados los resultados para cada una de las ciudades, se han podido destacar los siguientes aspectos:

- En la ciudad de Esmeraldas, para un periodo de retorno de 475 años se identifica un claro sismo de control caracterizado por el par (MW 7.50, R= 30-60 km), tanto para el movimiento dado por la PGA como para SA (1s), es decir para cortos y largos periodos estructurales. Para TR= 2475 años el terremoto de control se identifica con el par (MW 6.50, R= 0-30 km). Debido a que las fuentes de corteza y subducción están localizadas a cortas distancias en Esmeraldas, no se podría identificar con claridad la fuente responsable para estos terremotos de control.
- En Quito, el par (MW 6.25, R= 0-30 km) representa un claro terremoto de control, tanto para PGA como para el periodo estructural SA (1s), en los dos periodos de retorno. Estos eventos evidencian que la peligrosidad de Quito podría estar dominada por fallas ubicadas en la zona fuente RI 3. Alvarado et al., (2014), realizó un estudio del sistema de fallas Quito, localizando segmentos de fallas cuyas longitudes de ruptura podrían relacionarse a magnitudes en el rango de Mw 6.0-6.4.
- En Guayaquil resulta un claro sismo de control para los dos periodos de retorno analizados, dado por el par (Mw 7.25 y R= 60-90 km), que podría ser identificado con un terremoto en la zona In-slab Sur Centro (ISSC). Un interesante caso es observado para un TR= 2475 años y SA(1s), cuyo sismo de control resulta dado por el par (Mw 6.50, R= 0-30 km), que podría ser asociado con la actividad de fallamiento local, posiblemente debido a las fallas Carrisal o Colonche, localizadas en la zona de corteza C2. Esto

podría ocurrir debido a que la tasa de sismicidad de la zona de corteza (C2), es más baja que la tasa de sismicidad de la zona de subducción (ISSC). Por ello su contribución a la peligrosidad será notoria en éste período de retorno. Para SA(1s) y TRs de 475 y 2475 años, resultan otros dos pares, aunque con menor densidad de probabilidad: (Mw 6.75, R= 60-90 km) y (Mw 6.50, R= 0-30 km). Estos podrían ser asociados con la subducción interfase y la actividad de corteza.

- En la ciudad de Loja para TRs de 475 y 2475 años, resulta un terremoto de control asociado al par (MW 7.00-7.25, R= 60-90 km), para ambos períodos estructurales, que podría identificarse con la zona fuente In-slab Sur (ISS).

Discusión

El resultado del estudio de peligrosidad sísmica publicado en Ecuador correspondiente al mapa de zonas sísmicas fue publicado en la Norma Ecuatoriana de la Construcción (NEC-11), realizado con un enfoque probabilista, para un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años (período de retorno de 475 años). Este mapa determina 6 zonas sísmicas en las que la aceleración en roca abarca un rango desde $PGA = 0.15$ g en el nor-oriental hasta $PGA \geq 0.50$ g en la Zona VI, correspondiente al litoral ecuatoriano. No obstante, la NEC-11 establece un valor de saturación de 0.50 g, por lo que las poblaciones ecuatorianas que se encuentran en el litoral, aunque resultarían inicialmente con mayores aceleraciones, adoptan el valor de 0.50 g como aceleración de cálculo.

Al analizar los resultados de PGA para un período de retorno de 475 años en roca, obtenidos en el presente estudio y los publicados en la NEC-11, se observan valores similares tanto en el oriente ecuatoriano como en la sierra central. Sin embargo, en la zona sur del país los valores de PGA aquí obtenidos son más altos que los dados en la NEC-11, coincidiendo mejor con las aceleraciones expuestas en la Norma Peruana de Diseño Sismorresistente (Norma E.30, Diseño Sismorresistente). En el norte del Ecuador las PGA aquí obtenidas son algo más bajas que las de NEC-11, pero más consistentes con las de la Norma Sismorresistente de Colombia (NSR-10, Reglamento Colombiano de Construcción Sismorresistente).

En la Tabla 5.3 se presentan los valores de PGA obtenidos puntualmente en cuatro capitales de provincia para un período de retorno de 475 años comparados con los del NEC-11. Las menores diferencias se observan en las ciudades de Guayaquil y Quito, donde este estudio estima valores ligeramente más altos, con diferencias de 0.02-0.03 g. Esta diferencia se acentúa en Loja, con valores también mayores, incrementando la PGA de la NEC-11 en aproximadamente 0.13 g. El valor de 0.38

g dado en el presente estudio es más congruente con los valores presentados en la frontera norte de la Norma E.30. Finalmente, en la ciudad de Esmeraldas no se podría realizar un balance, debido al valor de saturación de 0.50 g adoptado por la NEC-11, aunque se indica que el valor de la aceleración para esa región es ≥ 0.50 g.

Tabla 5.3. Valores de PGA (g) para las ciudades del estudio

	ESMERALDAS	QUITO	GUAYAQUIL	LOJA
ÉSTE ESTUDIO	0.65	0.43	0.42	0.38
NEC 2011	≥ 0.50	0.40	0.40	0.25

La determinación de la magnitud máxima esperada en cada zona, influye directamente en la variabilidad de los niveles de aceleración que se obtienen posteriormente en los cálculos de la peligrosidad. En el presente trabajo se presenta una propuesta para su determinación, considerando todos los datos geológicos y sísmológicos disponibles y su incertidumbre asociada.

La selección de modelos foráneos para la predicción del movimiento del suelo con límites de aplicabilidad tanto en magnitudes bajas como altas, todavía constituye una de las principales fuentes de incertidumbre en el análisis de la peligrosidad sísmica. Por ello la generación de más datos acelerométricos locales contribuiría a un mejor control de ésta incertidumbre en futuros estudios.

Como resultados adicionales a los presentados en la NEC-11, en éste documento se presentan mapas de peligrosidad en términos de PGA para períodos de retorno de 975 y 2475 años, mapas de peligrosidad en términos de SA (1s) para períodos de retorno de 475, 975 y 2475 años, espectros uniformes de peligrosidad y desagregación de la peligrosidad en las ciudades mencionadas para diferentes períodos de retorno y períodos estructurales.

Resumen y Conclusiones

Este trabajo se ha iniciado con el cálculo de la peligrosidad sísmica siguiendo un modelo probabilista zonificado (PSHA), en todo el territorio de Ecuador continental. Para la realización del estudio se han desarrollado específicamente dos de los inputs necesarios para el cálculo de la peligrosidad: un catálogo sísmico de proyecto y un modelo de zonas sismogénicas. El tercer input, modelo de movimiento fuerte o GMPE's, se ha seleccionado entre los existentes en la literatura especializada, teniendo en cuenta las características de atenuación de Ecuador.

El catálogo sísmico confeccionado, considerando datos de diferentes agencias, cubre el periodo de 1584 a 2014. El parámetro de tamaño se ha homogenizado a magnitud momento (M_w) y se ha efectuado la corrección por falta de completitud de las menores magnitudes al remontarnos en el tiempo. Además, se ha depurado de réplicas y premonitores, para verificar la hipótesis de independencia de sismos requerida por el método zonificado. El catálogo final resultante contiene 2062 registros en un rango de magnitudes M_w de 4.0 a 8.8. Esta última es la mayor magnitud registrada, correspondiente a un sismo ocurrido en enero de 1906 y localizado entre la línea de costa y la trinchera de subducción. La mayor parte de los eventos (93%) corresponden a magnitudes $M_w \leq 5.5$, mientras que el 0.9% corresponde a magnitudes $M_w \geq 7.0$.

El modelo de zonas sismogénicas se ha definido combinado distintos tipos de información geofísica e identificando los límites de zonas agrupadas en tres regímenes tectónicos: cortical, subducción interfase y subducción in-slab. Se ha analizado particularmente el buzamiento de la subducción, resultando una propuesta de zonas coherente con el conocimiento físico, geológico y tectónico de la región de estudio. El modelo propuesto contiene 14 zonas corticales, 3 de subducción interfase y 4 de subducción in-slab. Las zonas definidas se muestran en las Figuras 4.16 (cortical) y 4.24 (subducción) con su correspondiente descripción.

La sismicidad de cada zona se ha ajustado a un modelo de Gutenberg-Richter truncado a una magnitud mínima m_0 de 4.0 (M_w). El ajuste de la recta de Gutenberg-Richter para obtener los parámetros de sismicidad se ha realizado mediante el método de máxima verosimilitud, utilizando la propuesta de Weichert (1980). En algunos casos de zonas costeras se ha observado que el patrón de sismicidad requería un doble ajuste, reflejando menor pendiente en el rango de las mayores magnitudes. (Anexo 1.).

A falta de acelerogramas locales disponibles para el desarrollo de ecuaciones de predicción de movimiento fuerte propias, se han seleccionado GMPEs foráneas, formuladas para regímenes de subducción y de corteza en otras zonas del mundo, para lo cual se han identificado las que mejor se ajustan al ambiente tectónico que se observa en Ecuador. Siendo conscientes de las limitaciones que implica su aplicabilidad, se ha tratado de cuantificar la incertidumbre epistémica, introduciendo

un nodo del árbol lógico, en cuyas ramas se consideran combinaciones de modelos para los tres regímenes tectónicos enunciados anteriormente.

Se ha calculado la peligrosidad sísmica en términos de cinco aceleraciones espectrales SA(T) para periodos estructurales T de 0.1, 0.2, 0.5, 1.0, y 2.0 s, además de la PGA. Se han representado mapas de peligrosidad expresados en términos de PGA y SA (1s) para tres períodos de retorno: 475, 975 y 2475 años, que corresponden a los movimientos esperados con probabilidad de excedencia del 10, 5 y 2% en 50 años, respectivamente. Las Figuras 5.1 y 5.2 muestran los mapas resultantes, que representan valores medios obtenidos con las cuatro combinaciones de modelos de atenuación y las distribuciones adoptadas para cuantificar la incertidumbre aleatoria inherente a los parámetros de sismicidad. Los mayores valores de PGA se presentan para los tres períodos de retorno en las zonas cercanas a la línea de costa ecuatoriana, especialmente en la península de Santa Elena, península de Manabí y península de Esmeraldas. Se obtienen también valores altos en la región interandina y en el sureste del territorio continental ecuatoriano, concretamente en la región de la cordillera del Cóndor, donde además del fallamiento local se añade el efecto de la subducción.

Concretamente, para un período de retorno de 475 años, la PGA alcanza valores máximos de 0.76 g en la zona de la península de Esmeraldas y 0.4 g en la región Interandina y el sureste ecuatoriano. Al avanzar hacia el oriente la PGA decrece hasta valores menores a 0.15 g. Para periodos de retorno de 975 y 2475 años las isolíneas de PGA son bastante similares, aunque los valores son mayores al aumentar el periodo de retorno, con máximos de 1.0 y 1.37 g respectivamente en las zonas con mayor peligrosidad.

En los mapas de peligrosidad en términos de SA (1s), los mayores valores son observados en la costa, haciendo evidente la gran influencia de la actividad de la subducción para el período estructural de 1s. Se observan valores máximos de 0.61 g, 0.87 g y 1.28 g para períodos de retorno de 475, 975 y 2475 años respectivamente.

Además, se han estimado las curvas de peligrosidad y los espectros de peligrosidad uniforme para cuatro capitales de provincia: Quito, Esmeraldas, Guayaquil y Loja. En todos los casos, se han considerado emplazamientos genéricos localizados en roca (Figuras 5.3 y 5.4).

Como una nueva contribución, se han obtenido también resultados de desagregación de la peligrosidad para las cuatro ciudades indicadas, proveyendo pares (M_w , R) que más contribuyen a la peligrosidad y que se identifican con los terremotos de control. (Figuras 5.5 y 5.6; Tabla 5.2).

Del análisis de los resultados específicos para las capitales (curvas de peligrosidad, UHS y sismos de control) se concluye que la mayor peligrosidad se esperaría en la ciudad de Esmeraldas, que sería la consecuencia del proceso de subducción interface; seguida por las ciudades de Quito, donde la peligrosidad estaría dominada por la

actividad cortical; Guayaquil que estaría influenciada mayormente por la fuente de subducción in-slab y finalmente la ciudad de Loja, donde la peligrosidad estaría dominada por la actividad in-slab.

Los resultados de este estudio pueden tener distintas aplicaciones, como: definición directa de la acción sísmica (y no a través de formas espectrales) para el diseño sismorresistente, tanto de estructuras de importancia normal, como de importancia especial. Además, los terremotos de control obtenidos por desagregación permiten el cálculo de espectros específicos de respuesta para estructuras singulares, como presas, puentes, etc.

Por último, estos resultados pueden servir de input para futuros estudios de riesgo sísmico, de aplicación en la elaboración de planes de emergencia, acciones post-evento y medidas de mitigación.

Referencias

Aguiar R. (2013). *Microzonificación sísmica de Quito* (primera edición), CEINCI-ESPE, Quito-Ecuador. 212 pp. ISBN-13: 978-9942-9927-3-4

Aguiar R., Castro C., Garzón Ch., Yanchatuña W., et al. (2009). Magnitud máxima en zonas fuentes para estudios de peligrosidad sísmica del Ecuador. *Centro de Investigaciones Científicas, CEINCI-ESPE, Revista Ciencia*. 12 (2): 109-121.

Aguiar R., Rivas A., Benito M. A., Gaspar J., Trujillo S., Arciniegas S., Villalva P., Parra H., (2014). Aceleraciones Registradas y Calculadas del Sismo del 12 de agosto de 2014 en Quito. *Centro de Investigaciones Científicas. CEINCI-ESPE. Revista Ciencia*. 16 (2): 139-153.

Aledo, A. y Sulaiman, S. (2015). La incuestionabilidad del riesgo: vulnerabilidad social y riesgo sísmico en municipios turísticos. *Cuadernos de Turismo* (36), 17-37.

Alvarado A. (2012). *Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur*. Thèse de doctorat (PhD), Université de Grenoble, France. 259 pp.

Alvarado A., Audin L., Nocquet J. M., Lagreulet S., et al., (2014). Active tectonics in Quito, Ecuador, assessed by geomorphological studies, GPS data, and crustal seismicity. *Tectonics*. 33(2): 67-83. doi: 10.1002/2012TC003224.

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

Asamblea Constituyente (2008). *Constitución de la República del Ecuador*. Quito: Asamblea Constituyente, 1-136.

Baize S., Audin L., Winter T., Alvarado A., Moreno L. P., Taipei M., Yepes H. (2014). Paleoseismology and tectonic geomorphology of the Pallatanga fault (Central Ecuador), a major structure of the South-American crust. *Geomorphology*.

Batista, R. (2006). Vulnerabilidad ante las amenazas naturales. *Cub@: Medio ambiente y Desarrollo; Revista electrónica de la Agencia de Medio Ambiente* 6 (10), 1-10.

Beauval C., Yepes H., Audin L., Alvarado A., Nocquet J. M., Monelli D., Danciu L. (2014). Probabilistic Seismic Hazard Assessment in Quito, Estimates and Uncertainties. *Seismological Research Letters*. 85(6): 1316-1327.

Beauval C., Yepes H., Bakun W. H., Egred J., Alvarado A., Singaicho J. C. (2010). Locations and magnitudes of historical earthquakes in the Sierra of Ecuador (1587–1996). *Geophysical Journal International*. 181(3): 1613-1633. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04569.x.

Beauval C., Yepes H., Palacios P., Segovia M., Alvarado A., Font Y., Aguilar J., Troncoso L., Vaca S. (2013). An earthquake catalog for seismic hazard assessment in Ecuador. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 103: 773-786. doi: 10.1785/0120120270.

Benito M. B. y Jiménez M. (1999). Peligrosidad Sísmica. *Física de la Tierra*. 11: 13-47. ISSN: 0214-4557.

Benito M. B., Lindholm C., Camacho E., Climent A., Marroquín G., Molina E., Rojas W., Torres Y., (2010). Amenaza sísmica en América Central. *Entinema*, 28004 Madrid. pp. 141-271. ISBN 978-84-8319-474-4.

Benito M. B., Lindholm C., Camacho E., et al. (2012). A New Evaluation of Seismic Hazard for the Central America Region. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 102 (2): 504-523. doi: 10.1785/0120110015.

Bernreuter D., Savy J., Mensing R., Chen C. (1989). Seismic Hazard Characterization of 69 Nuclear Power Plant Sites East of the Rocky Mountains. Lawrence Livermore National Laboratory. Report UCRL-JC-111964, Livermore California.

Budnitz R., Apostolakis G., Boore D., Cluff L., Coppersmith K., Cornell C., Morris P. (1997). Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance of Uncertainty and Use of Experts. Senior Seismic Hazard Analysis Committee. United States Nuclear Regulatory Commission, NUREG/CR-6372.

CEC (2001). Código Ecuatoriano de la Construcción. Requisitos generales de diseño: peligro sísmico, espectros de diseño y requisitos mínimos de cálculos para diseño sísmico resistente. Registro Oficial No. 382 de 2 de agosto de 2001.

Chunga K. (2010). Terremoti crostali e zonazione sísmica dell'Ecuador attraverso l'integrazione dei dati geologici, sismologici e morfostrutturali. Tesis Doctoral, Università degli Studi dell'Insubria, Dipartimento di Scienze Chimiche ed Ambientali, Italia. 165 pp.

Chunga K., Michetti A. M., Pazmiño N., Martillo C., Romero A., Quiñonez M. (2009). Estimación de máximos niveles de sismicidad para el litoral ecuatoriano a través de la integración de datos geológicos, sismológicos y sismotectónicos. *Revista Internacional: Oro y Petróleo*. 19: 46-57.

Coburn A. and Spence R., (1992). *Earthquake Protection*. Ed.: Wiley. 355pp.

Collot J. Y., Michaud F., Alvarado A., Marcaillou B., Sosson M., Ratzov G., Pazmino A. (2009). Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: Implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie. En: *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos*. Editores: Collot J. Y., Sallares V., Pazmiño N. Impreso: Argudo & Asociados, Guayaquil-Ecuador. pp. 47-74. ISBN-978-9978-92-737-3.

Collot J., Sallares V., Pazmiño N. (Eds.) (2009). Geología y física marina y terrestre del Ecuador. Guayaquil: Argudo & Asociados. 281 pp.

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

Cosentino P., Ficarra V., Luzio D. (1977). Truncated Exponential Frequency-Magnitude Relationship in Earthquake Statistics. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 67: 1615-1623.

Dimaté C., Drake L., Yepes H., Ocola L., Rendon H., Grünthal G., Giardini D. (1999) Seismic Hazard Assessment in the North Andes (PILOTO Project). *Ann Geofis* 42(6): 1039-1055.

Egbue O. and Kellogg J. (2010). Pleistocene to Present North Andean “escape”. *Tectonophysics*. 489: 248-257. doi: 10.1016/j.tecto.2010.04.021.

Egüez A., Alvarado A., Yepes H., Machette M., Costa C., Dart R. (2003). Database and Map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions, Open-File report 03-289. Sp. pub. USGS-International Lithosphere program. <http://www.usgs.gov>, (último acceso: enero 2015).

Engdahl E. R. and Villaseñor A. (2002). Global Seismicity: 1900–1999. In: *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology*. Parte A. Editors: Lee W., Kanamori H., Jennings P., Kisslinger C. An Imprint of: Elsevier Science, USA. pp. 665-690. ISBN: 0-12-440652-1.

Gardner J. K. and Knopoff L. (1974). Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian?. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 64 (5): 1363-1367.

Goyes P. (2009). Fondos Marinos de Soberanía y Jurisdicción del Ecuador. En: *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos*. Editores: Collot J. Y., Sallares V., Pazmiño N. Impreso: Argudo & Asociados, Guayaquil-Ecuador. pp. 131-149. ISBN: 978-9978-92-737-3.

Grünthal G., Bosse Ch., Sellami S., Mayer-Rosa D., Giardini D. (1999). Compilation of the GSHAP regional seismic hazard for Europe, Africa and the Middle East. *Ann Geofis* 42(6): 1215-1223.

Guillier B., Chatelain J. L., Jaillard E., Yepes H., Poupinet G., Fels J. F. (2001). Seismological evidence on the geometry of the Orogenic System in central-northern Ecuador (South America). *Geophysical Research Letters*. 28 (19): 3749-3752.

Gutenberg B., Richter C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 34: 185-188. PII: S0012-821X(99)00060-6.

Gutscher M. A., Malavielli J., Lallemand S., Collot J. Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*. 168: 255-270.

Hanks T. C. and Kanamori H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*. 84: 23480-23500. doi: 10.1029/2011JB008524.

Hayes G. P., Wald D. J., Johnson R. L. (2012). Slab1. 0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research*. 117: 1-15, doi: 10.1029/2011JB008524.

INEC (2015). Presentación de Resultados. Encuesta de Condiciones de Vida (ECV) 2013-2014. Quito: INEC. Recuperado de: <http://www.ecuadorencifras.gob.ec/pobreza-por-consumo/>

M.J. Olsen., I. Madin., A. Chin., J. Conner, 2012. Applications of LiDAR data. In M. Renslow (Ed.), *Manual of airborne topographic LiDAR* (First ed., pp. 407-419). United States of America: American Society for Photogrammetry and Remote Sensing.

Manchuel K., Pontoise B., Béthoux N., Régnier M., Font Y., Sallares V., et al. (2009). Sismicidad e implicaciones estructurales en el área de Esmeraldas (Norte de Ecuador): a partir de los experimentos Sublime y Esmeraldas. En: *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos*. Editores: Collot J. Y., Sallares V., Pazmiño N. Impreso: Argudo & Asociados, Guayaquil-Ecuador. pp. 167-179. ISBN-978-9978-92-737-3.

Marcaillou B., Spence G., Collot J. Y., Wang K., Ribodetti A. (2009). Segmentación térmica del margen del Norte del Ecuador y del Sur de Colombia (1-4 N): su relación con la ubicación de la zona sismogénica. En: *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos*. Editores: Collot J. Y., Sallares V., Pazmiño N. Impreso: Argudo & Asociados, Guayaquil-Ecuador. pp. 180-202. ISBN-978-9978-92-737-3.

McVerry G., Zhao J., Abrahamson N., Somerville P. (2006). New Zealand Acceleration Response Spectrum Attenuation Relations for Crustal and Subduction Zone Earthquakes. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering*. 39 (81): 1-58.

Michaud F., Pazmiño N., Collot J. Y. (2009). El karst submarino de mega depresiones circulares de la Cordillera de Carnegie (Ecuador): posible origen por disolución submarina. En: *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos*. Editores: Collot J. Y., Sallares V., Pazmiño N. Impreso: Argudo & Asociados, Guayaquil-Ecuador. pp. 29-45. ISBN-978-9978-92-737-3.

Nocquet J. M., Villegas-Lanza J. C., Chlieh M., Mothes P. A., Rolandone F., Jarrin P., Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*. 7: 287-291. doi: 10.1038/NGEO2099.

Nocquet J., Mothes P., Alvarado A. (2009). Geodesia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador. En: Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos. Editores: Collot J. Y., Sallares V., Pazmiño N. Impreso: Argudo & Asociados, Guayaquil-Ecuador. pp. 29-45. ISBN-978-9978-92-737-3.

Ordaz M., Martinelli F., D'Amico V., Meletti C. (2013). CRISIS2008: A Flexible Tool to Perform Probabilistic Seismic Hazard Assessment. *Seismological Research Letters*. 84 (3): 495-504. doi: 10.17851/0220120067.

Parra H., M. B. Benito, J. M. Gaspar-Escribano (2016). Seismic Hazard Assessment in continental Ecuador. *Bull Earthquake Eng.* 14: 2129-2159. Doi: 10.1007/s10518-016-9906-7.

Pazmiño N. y Michaud F. (2009). Descripción de los Sedimentos Marinos en la Cordillera Submarina de Carnegie. En: Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos. Editores: Collot J. Y., Sallares V., Pazmiño N. Impreso: Argudo & Asociados, Guayaquil-Ecuador. pp. 239-269. ISBN-978-9978-92-737-3.

Pedoja K., Dumont J. F., Ortlieb L. (2009). Levantamiento Cuaternario costero del Arco de Talara (Ecuador y norte del Perú): cuantificaciones con las secuencias de terrazas marinas. En: Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos. Editores: Collot J. Y., Sallares V., Pazmiño N. Impreso: Argudo & Asociados, Guayaquil-Ecuador. pp. 107-129. ISBN-978-9978-92-737-3.

Penington W. D. (1981). Subduction of the Eastern-Panama basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*. 86: 10753-10770.

Pontoise B. y Monfret T. (2004). Shallow seismogenic zone detected from an offshore-onshore temporary seismic network in the Esmeraldas area (Northern Ecuador). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 5 (Q0209): 1-22. doi: 10.1029/2003Gc000561.

Ratzov G., Sosson M., Collot J. Y., Migeon S., Michaud F., López E., Le Gonidec Y. (2009). Deslizamientos submarinos a lo largo del Margen Convergente del Norte de Ecuador-Sur de Colombia. Posible control tectónico. En: Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos. Editores: Collot J. Y., Sallares V., Pazmiño N. Impreso: Argudo & Asociados, Guayaquil-Ecuador. pp. 75-82. ISBN-978-9978-92-737-3.

Reasenber P. (1985). Second Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982. *Journal of Geophysical Research*. 90: 5479-5495.

Rivadeneira F., Segovia M., Alvarado A., Egred J., Troncoso L., Vaca S., et al. (2007). Breves fundamentos sobre los terremotos en el Ecuador. Instituto Geofísico Escuela Politécnica Nacional, Quito - Ecuador. Corporación Editora Nacional, Ecuador. pp. 33-45. ISBN: 978-9978-84-460-1.

Romero, O.D. (2013). Valuación de inmuebles ubicados en zonas de peligro sísmico. *Arquitectura y Urbanismo* XXXIV (3), 67-76.

Sallarés V., Charvis P., Calahorrano A. (2009). Naturaleza y formación de la Provincia Volcánica de Galápagos. En: *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos*. Editores: Collot J. Y., Sallares V., Pazmiño N. Impreso: Argudo & Asociados, Guayaquil-Ecuador. pp. 203-220. ISBN-978-9978-92-737-3.

Segovia M. y Alvarado A. (2009). Breve análisis de la sismicidad y del campo de esfuerzos en el Ecuador. En: *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos*. Editores: Collot J. Y., Sallares V., Pazmiño N. Impreso: Argudo & Asociados, Guayaquil-Ecuador. pp. 131-149. ISBN-978-9978-92-737-3.

Shedlock K y Tanner J. (1999) Seismic hazard map of the western hemisphere. *Ann Geofis* 42(6): 1199-1214.

SNGR (2013). Secretaría Nacional de gestión del riesgo. Ecuador: Referencias Básicas para la Gestión de Riesgos. Secretaría Nacional de Gestión de Riesgos/ Departamento de Ayuda Humanitaria y Protección Civil de la Unión Europea/ Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres. <http://riesgos.gob.ec> (último acceso septiembre de 2015). 236 pp.

Stepp J. C. (1973). Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effects on statistical estimates of earthquake hazard. En S. T. Harding (Editor). *Contributions to Seismic zoning, U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration Technical Report ERL 267-ESL 30*, Washington, D.C. pp. 16-28.

Stirling M., Rhoades D., Berryman K. (2002). Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 92 (2): 812-830.

Tanner J. y Shepherd J. (1997). *Seismic Hazard in Latin America and the Caribbean*. Pan American Institute of Geography and History, Final report vol. 1: 1-140.

Trenkamp R., Kellogg J. N., Freymuller J. T., Mora H. P. (2002). Wide plate margin deformation, South Central America and Northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*. 15: 157-171. PII: S0895-9811(02)00018-4.

Utsu T. (2002). Relationships between magnitude scales. In: *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology. Part A*. Editors: Lee W., Kanamori H., Jennings P., Kisslinger C. An Imprint of: Elsevier Science, USA. pp. 733-746. ISBN: 0-12-440652-1.

Vaca S., Régnier M., Bethoux N., Álvarez V., Pontoise B. (2009). Sismicidad de la región de Manta: Enjambre sísmico de Manta-2005. En: *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos*. Editores: Collot J. Y., Sallares V., Pazmiño N. Impreso: Argudo & Asociados, Guayaquil-Ecuador. pp. 151-166. ISBN-978-9978-92-737-3.

Vera R. (2013). *Geology of Ecuador*. Gráficas Iberia, Quito-Ecuador. ISBN 978-9942-11-865-3.

Weichert D. (1980). Estimation of the Earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 70 (4): 1337-1346.

Witt C. y Bourgois J. (2009). Relaciones entre la evolución de la cuenca del Golfo de Guayaquil-Tumbes y el escape del Bloque Nor-Andino. En: *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos*. Editores: Collot J. Y., Sallares V., Pazmiño N. Impreso: Argudo & Asociados, Guayaquil-Ecuador. pp. 95-106. ISBN-978-9978-92-737-3.

Witt C., Bourgois J., Michaud F., Ordoñez M., Jiménez N., Sasson M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the Nort Andan block tectonic escape. *Tectonics*. 25 (TC3017): 1-22. doi: 10.1029/2004TC001723.

Youngs R., Chiou S., Silva W., Humphrey J. (1997). Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes. *Seismological Research Letters*. 68 (1): 58-73.

Zamora A. y Litherland M. (1993). *Mapa Geológico de la República del Ecuador; Esc. 1:1'000.000*. Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero-Metalúrgico y Misión Geológica Británica-British Geological Survey. En proceso de actualización, entregado para este estudio por el Instituto Nacional Geológico Minero Metalúrgico del Ecuador, el 21 de marzo del 2014.

Zhao J., Zhang J., Asano A., et al. (2006). Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Base don Predominant Period. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 96 (3): 898-913. doi: 10.1785/0120050122.

Linkografía

IGM (2013). Instituto Geográfico Militar. Atlas del Ecuador. <http://www.igm.gob.ec> (último acceso septiembre de 2015). 319 pp.

IGEPN. Instituto Geofísico de la Politécnica Nacional de Quito-Ecuador. <http://www.igepn.edu.ec> (último acceso septiembre de 2015).

INEC. Instituto Nacional de Estadística y Censos. <http://www.ecuadorencifras.gob.ec> (último acceso julio 2015).

INIGEMM. Instituto Nacional de Investigación Geológico, Minero, Metalúrgico del Ecuador. <http://www.inigemmm.gob.ec> (último acceso septiembre de 2015).

INOCAR. Instituto Oceanográfico de la Armada. <http://www.inocar.mil.ec> (último acceso agosto de 2015).

ISC. International Seismological Centre. On-line Bulletin. Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom. <http://www.isc.ac.uk> (último acceso julio de 2014).

NEC (2011). Norma Ecuatoriana de la Construcción. Registro Oficial N.º 413 del 10 de enero de 2015. <http://www.normaconstruccion.ec> (último acceso julio de 2015).

NEIC-PDE. National Earthquake Information Center Preliminary Determination of Epicenters. Epicenters (PDE) Bulletin. <http://earthquake.usgs.gov> (último acceso julio de 2014).

Norma E.030. "Diseño sismorresistente". Contendida en el Reglamento Nacional de Edificaciones publicado con Decreto Supremo 011 de 2006. Servicio Nacional de Capacitación para la Industria de la Construcción del Gobierno del Perú. <http://www.sencico.gob.pe> (último acceso enero de 2015).

NSR-10. Reglamento Colombiano de la Construcción Sismorresistente, Cámara Colombiana de la Construcción. Decreto 926 del 19 de marzo de 2010. <http://www.camacol.co> (último acceso enero de 2015).

Anexos

Anexo 1

(Capítulo 4: Ajustes y parámetros de sismicidad)

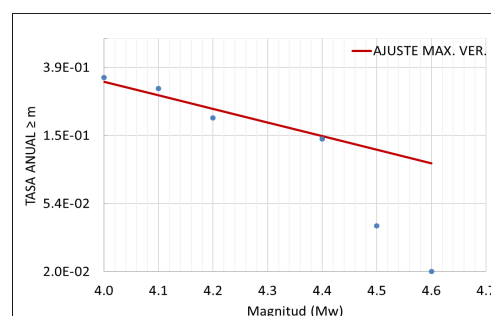
Simbología:

- AJUSTE MAX. VER.: Ajuste de máxima verosimilitud.

Zonas Cortical:

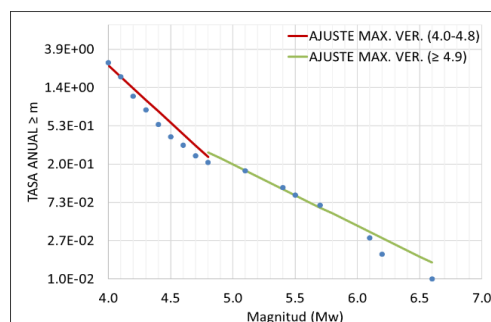
Costa 1 (c1):

Alfa	10.744
Beta	-1.988
Sigma(Alfa)	0.000
Sigma(Beta)	1.645
TASA 4.0	0.320



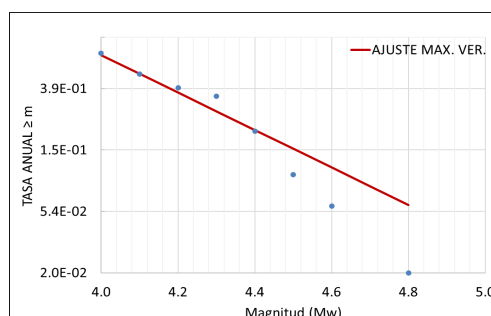
Costa 2 (C2):

AJUSTE (4.0-4.8)		AJUSTE (≥ 4.9)	
Alfa	17.416	Alfa	10.958
Beta	-2.960	Beta	-1.590
Sigma (Beta)	0.291	Sigma (Beta)	0.704
Na (4.0)	2.539	Na (4.9)	0.268



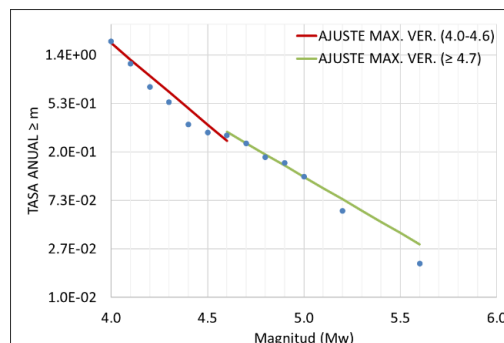
Costa 3 (C3):

Alfa	15.648
Beta	-3.027
Sigma(Beta)	0.949
TASA 4.0	0.677



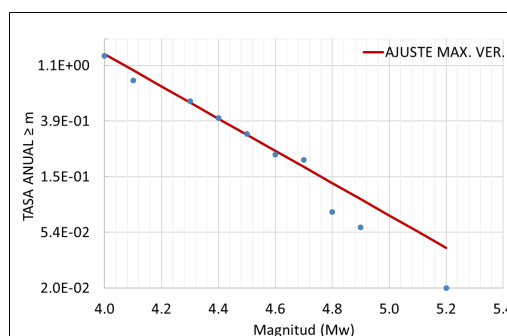
Costa 4 (C4):

AJUSTE (4.0-4.6)		AJUSTE (≥ 4.7)	
Alfa	17.853	Alfa	13.295
Beta	-3.330	Beta	-2.300
Sigma (Beta)	0.428	Sigma (Beta)	1.138
Na (4.0)	1.823	Na (4.7)	0.235



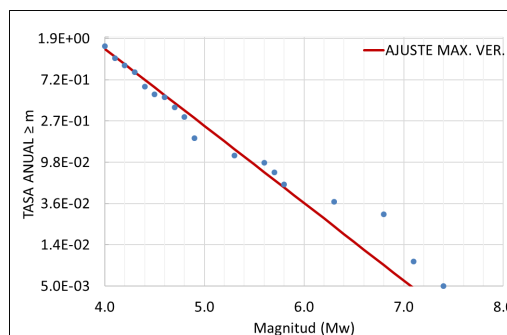
Cordillera Occidental (CO1):

Alfa	15.720
Beta	-2.881
Sigma(Alfa)	0.000
Sigma(Beta)	0.520
TASA 4.0	1.308



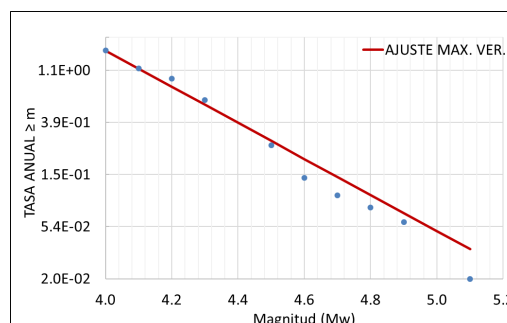
Cordillera Real 1 (CR1):

Alfa	13.250
Beta	-1.859
Sigma(Alfa)	0.000
Sigma(Beta)	0.206
TASA 4.0	1.514



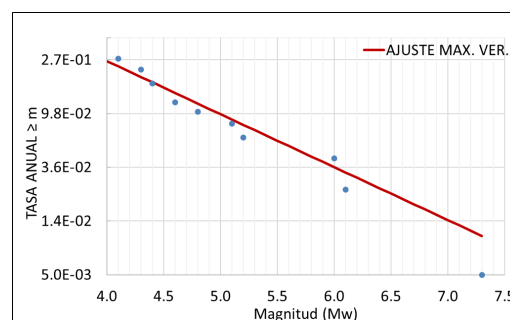
Cordillera Real 2 (CR2):

Alfa	18.156
Beta	-3.446
Sigma(Beta)	0.544
TASA 4.0	1.553

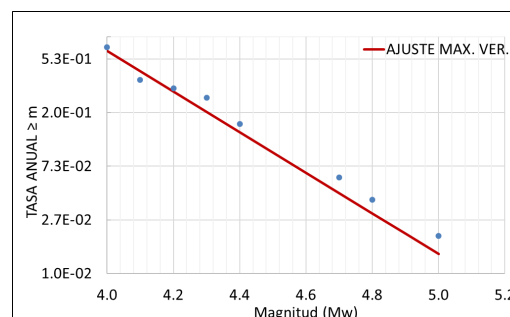


Región Interandina 1 (RI1):

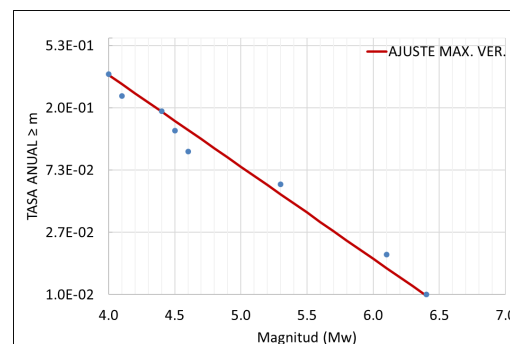
Alfa	7.959
Beta	-0.978
Sigma(Alfa)	0.000
Sigma(Beta)	0.306
TASA 4.0	0.258

**Región Interandina 2:**

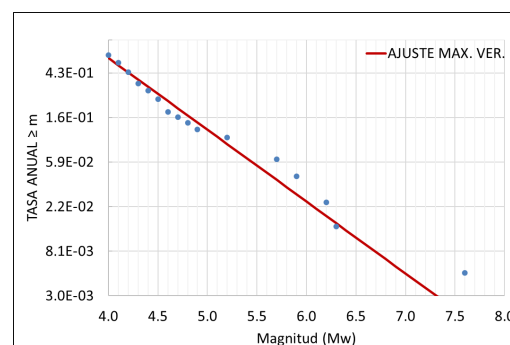
Alfa	18.516
Beta	-3.766
Sigma(Beta)	0.948
TASA 4.0	0.618

**Región Interandina 3 (RI3):**

Alfa	9.414
Beta	-1.467
Sigma(Beta)	0.466
TASA 4.0	0.334

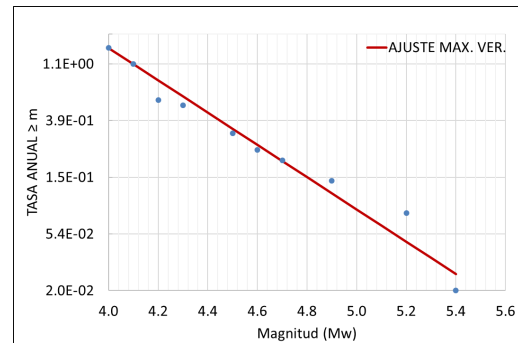
**Región Interandina 4 (RI4):**

Alfa	11.293
Beta	-1.601
Sigma(Beta)	0.269
TASA 4.0	0.602



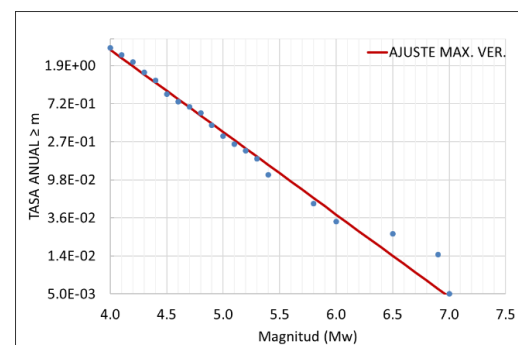
Región Oriental 1 (RO1):

Alfa	15.588
Beta	-2.830
Sigma(Beta)	0.463
TASA 4.0	1.398



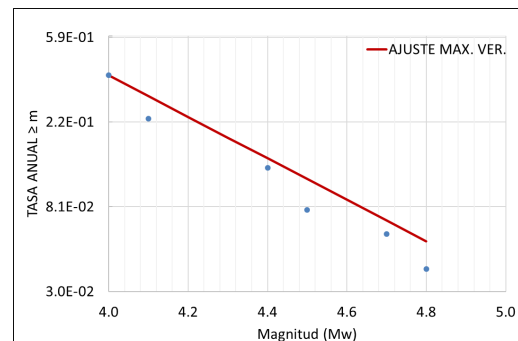
Región Oriental 2 (RO2):

Alfa	15.086
Beta	-2.152
Sigma(Beta)	0.185
TASA 4.0	2.946



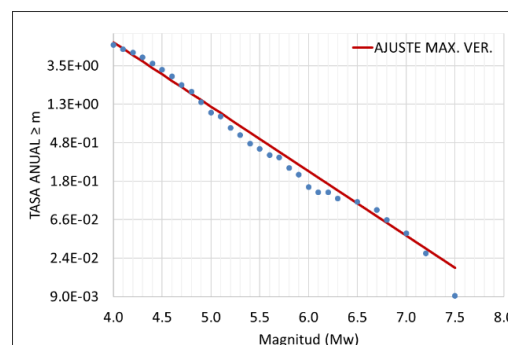
Región Amazónica 1 (A1):

Alfa	12.678
Beta	-2.430
Sigma(Beta)	1.209
TASA 4.0	0.378

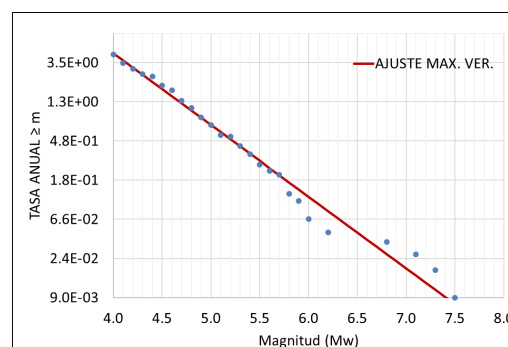


Zonas in-slab:**In-Slab Sur (ISS):**

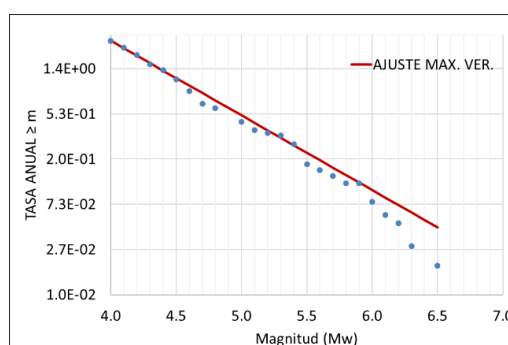
Alfa	13.209
Beta	-1.665
Sigma(Beta)	0.094
TASA 4.0	6.414

**In-Slab Sur Centro (ISSC):**

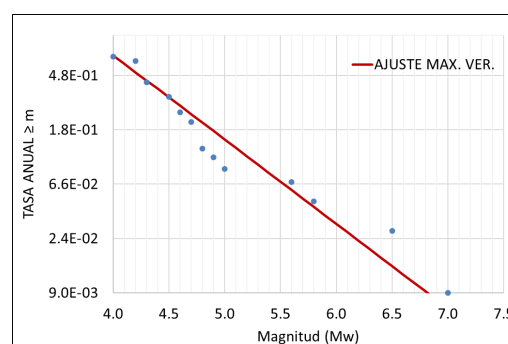
Alfa	13.465
Beta	-1.821
Sigma(Beta)	0.123
TASA:	4.441

**In-Slab Norte Centro (ISNC):**

Alfa	12.179
Beta	-1.640
Sigma(Beta)	0.171
TASA 4.0:	2.653

**In-Slab Norte (ISN):**

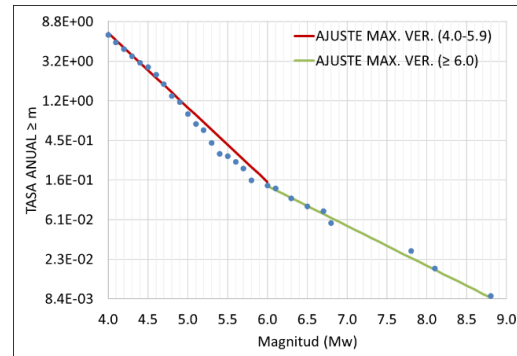
Alfa	10.487
Beta	-1.541
Sigma(Beta)	0.286
TASA 4.0:	0.690



Zonas interfase:

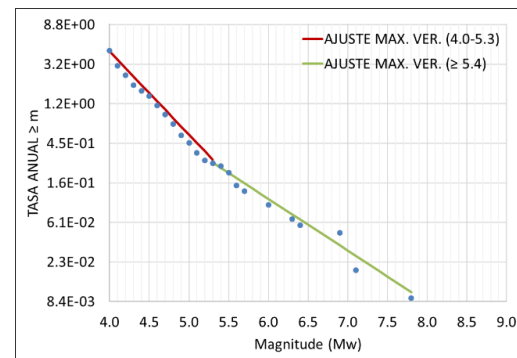
Zona Interfase Norte (IFN):

AJUSTE (4.0-5.9)		AJUSTE (≥ 6.0)	
ALFA	14.059	ALFA	8.739
BETA	-1.87	BETA	-1.000
SIGMA	0.099	SIGMA	0.370
(BETA)		(BETA)	
TASA 4.0	6.609	TASA 6.0	0.142



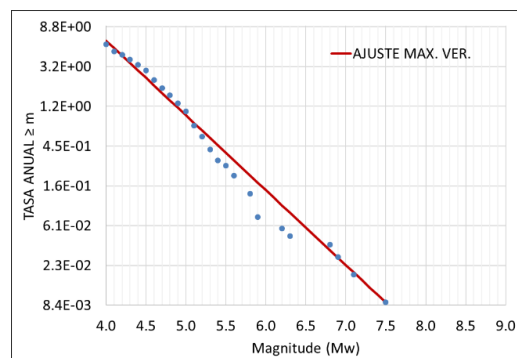
Zona Interfase Centro (IFC):

AJUSTE (4.0-5.3)		AJUSTE (≥ 5.4)	
TASA 4.0:	4.479	TASA	0.2413
		5.4:	
ALFA	14.55	ALFA	10.289
BETA	-2.09	BETA	-1.3
SIGMA	0.141	SIGMA	0.392
(BETA)		(BETA)	



Interfase Sur (IFS):

Alfa	13.994
Beta	-1.869
Sigma(Beta)	0.107
TASA 4.0	6.205



Anexo 2

(Capítulo 4: Estimación de la magnitud máxima)

a) En zonas corticales por geología

Fuente de información:

Fallas: Egüez et al., (2003); Chunga K., (2010).

Simbología:

ID.: Identificador de la Falla

ZONA: Zona a la que pertenece la estructura

Mmax. Obs. ZONA (Mw): magnitud máxima observada en la zona; el parámetro de medida es magnitud momento.

LONGITUD (km): longitud del segmento de falla en kilómetros.

STIRLING 2001: resultado de la estimación de la Mw, que se puede esperar como consecuencia de la ruptura de la estructura, aplicando las correlaciones propuestas por Stirling et al., (2002) ($M_w = 5.45 + 0.95 \log(L)$).

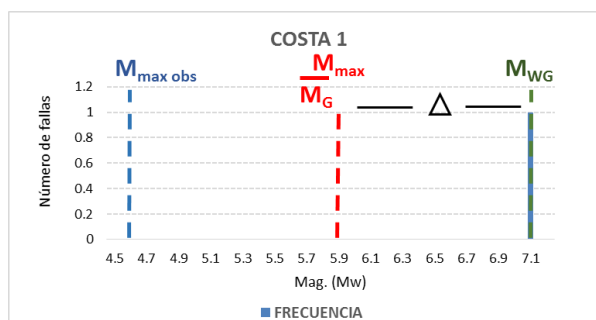
Mmed: magnitud media

Costa 1 (C1):

ID.	FALLA NÚMERO	NOMBRE ESTRUCTURA	ZONA	Mmax. Obs. ZONA (Mw)	LONGITUD (km)	STIRLING 2002
9	CO-42	C-02	C1	4.6	58.2	7.1

Mmed 5.9

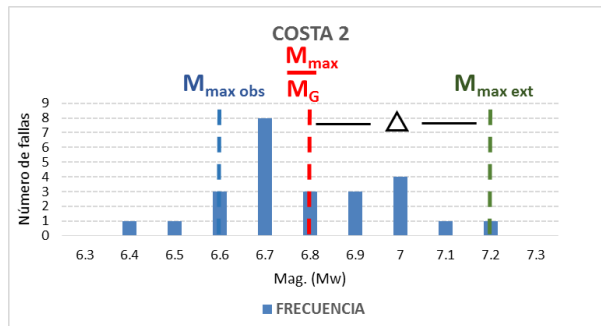
DELTA 1.2



Costa 2 (C2):

ID.	FALLA NÚMERO	NOMBRE ESTRUCTURA	ZONA	Mmax. Obs. ZONA (Mw)	LONGITUD (km)	STIRLING 2002
55	Ec 7b	Falla Cañaveral (Sección central)	C2	6.6	34.2	6.9
59	Ec 2b	Falla Esmeraldas (Secc Sur)	C2	6.6	41.1	7.0
104	Ec 16d	Falla Colonche (Secc Sureste)	C2	6.6	32.1	6.9
105	Ec 16b	Falla Colonche (Secc Norte)	C2	6.6	22.8	6.7
60	Ec 2a	Falla Esmeraldas (Secc Norte)	C2	6.6	21.3	6.7
103	Ec 16c	Falla Colonche (Secc Centro)	C2	6.6	20.9	6.7
110	Ec 11	Falla Calceta	C2	6.6	50.3	7.1
112	Ec 7c	Falla Cañaveral (Secc Jama)	C2	6.6	46.7	7.0
113	Ec 7c	Falla Cañaveral (Secc Jama)	C2	6.6	22.7	6.7
50	Ec 6	Lineamiento Mache S1	C2	6.6	22.1	6.7
47	Ec 4	Falla Galera	C2	6.6	17.3	6.6
48	Ec 4	Falla Galera	C2	6.6	25.1	6.8
51	Ec 6	Lineamiento Mache S2	C2	6.6	45.0	7.0
100	Ec 18	Falla La Cruz	C2	6.6	47.8	7.0
101	Ec 19	Falla Chanduy	C2	6.6	34.4	6.9
106	Ec 16a	Falla Colonche (Secc Noroeste)	C2	6.6	10.3	6.4
102	Ec 17	Falla Carrisal	C2	6.6	66.0	7.2
49	Ec 5	Falla Buga	C2	6.6	24.6	6.8
52	Ec 7a	Falla Cañaveral (Sección norte)	C2	6.6	11.4	6.5
53	Ec 7a	Falla Cañaveral (Sección norte)	C2	6.6	22.3	6.7
54	Ec 7a	Falla Cañaveral (Sección norte)	C2	6.6	19.0	6.7
108	Ec 14b	Falla Jipijapa (Secc Julcuy)	C2	6.6	15.9	6.6
109	Ec 14a	Falla Jipijapa (Secc Jipijapa)	C2	6.6	23.6	6.8
111	Ec 10b	Falla Bahía (Secc Sur)	C2	6.6	22.2	6.7
114	Ec 7d	Falla Cañaveral (Secc San Isidro)	C2	6.6	15.1	6.6

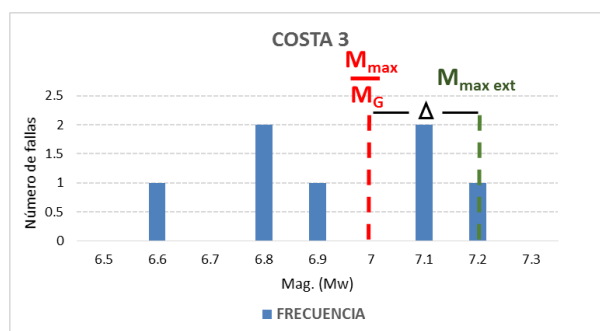
Mmed	6.8
DELTA	0.4



Costa 3 (C3):

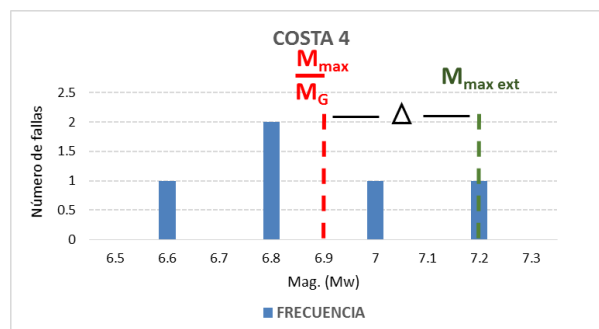
ID.	FALLA NÚMERO	NOMBRE ESTRUCTURA	ZONA	Mmax. Obs. ZONA (Mw)	LONGITUD (km)	STIRLING 2002
70	Ec 43b	Falla Valencia-La Maná (Secc La Maná)	C3	4.8	15.0	6.6
65	Ec 12	Falla Daule	C3	4.8	77.9	7.2
66	Ec 13	Falla Buena Fe	C3	4.8	61.1	7.1
72	Ec 45	Falla Calabí	C3	4.8	37.5	6.9
107	Ec 15	Falla Río Colimes	C3	4.8	27.2	6.8
56	Ec 8	Falla Quinindé	C3	4.8	57.8	7.1
57	Ec 8	Falla Quinindé	C3	4.8	28.2	6.8

Mmed 7
DELTA 0.2

**Costa 4 (C4):**

ID.	FALLA NÚMERO	NOMBRE ESTRUCTURA	ZONA	Mmax. Obs. ZONA (Mw)	LONGITUD (km)	STIRLING 2002
85	Ec 21	Falla Jambelí	C4	5.6	16.9	6.6
83	Ec 52	Falla Naranjal	C4	5.6	25.9	6.8
79	Ec 51	Falla Pancho Negro	C4	5.6	24.0	6.8
86	Ec 22	Falla Puná	C4	5.6	43.9	7.0
11	Ec 20	Falla Posorja	C4	5.6	73.5	7.2

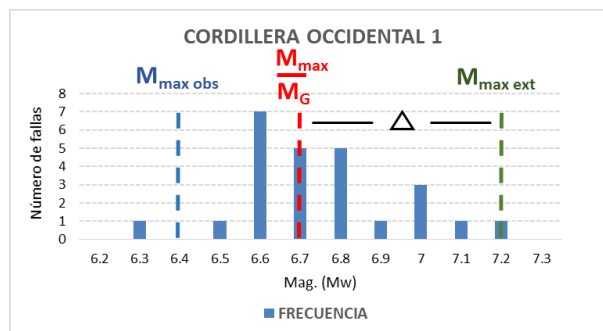
Mmed 6.9
DELTA 0.3



Cordillera Occidental 1 (CO1):

ID.	FALLA NÚMERO	NOMBRE ESTRUCTURA	ZONA	Mmax. Obs. ZONA (Mw)	LONGITUD (km)	STIRLING 2002
62	Ec 34	Falla Río Baba	CO1	6.4	27.0	6.8
67	Ec 42	Falla Pucayacu	CO1	6.4	15.8	6.6
68	Ec 42	Falla Pucayacu	CO1	6.4	16.6	6.6
69	Ec 41b	Falla Chugchilán-Sigchos (Secc Chugchilán)	CO1	6.4	23.0	6.7
71	Ec 44	Falla Quinsaloma	CO1	6.4	24.3	6.8
73	Ec 48	Falla Montalvo	CO1	6.4	38.1	7.0
77	Ec 48	Falla Montalvo	CO1	6.4	20.6	6.7
119	Ec 27a	Falla Billecocha - Huayrapungo (S Billecocha)	CO1	6.4	7.0	6.3
63	Ec 32	Falla Tandapi	CO1	6.4	15.9	6.6
75	Ec 46a	Falla Río Salinas (Secc Salinas)	CO1	6.4	15.7	6.6
115	Ec 28a	Falla Apuela (Sección Norte)	CO1	6.4	25.4	6.8
116	Ec 28c	Falla Apuela (Sección Sur)	CO1	6.4	28.4	6.8
124	CO-43	C_01 (Chunga 2010)	CO1	6.4	72.0	7.2
131	Ec 40	Falla Guangaje	CO1	6.4	17.1	6.6
58	Ec 3a,b,c	Falla Río Canandé (Secc Oeste)	CO1	6.4	59.6	7.1
132	Ec 40	Falla Guangaje	CO1	6.4	16.2	6.6
0	Ec 28b	Falla Apuela (Secc central)	CO1	6.4	20.4	6.7
117	Ec 29	Falla Zona Nanegalito	CO1	6.4	43.6	7.0
118	Ec 27b	Falla Billecocha-Huayrapungo (S Huayrapungo)	CO1	6.4	14.9	6.6
125	Ec 30a	Falla El Cinto (Secc Guayacán)	CO1	6.4	12.2	6.5
61	Ec 43a	Falla Valencia-La Maná (Secc Valencia)	CO1	6.4	40.3	7.0
74	Ec 46b	Falla Río Salinas (Secc Sur)	CO1	6.4	19.8	6.7
76	Ec 47	Falla Guaranda	CO1	6.4	21.9	6.7
130	Ec 41a	Falla Chugchilán-Sigchos (Secc Sigchos)	CO1	6.4	29.2	6.8
78	Ec 49	Falla Chillanes	CO1	6.4	36.4	6.9

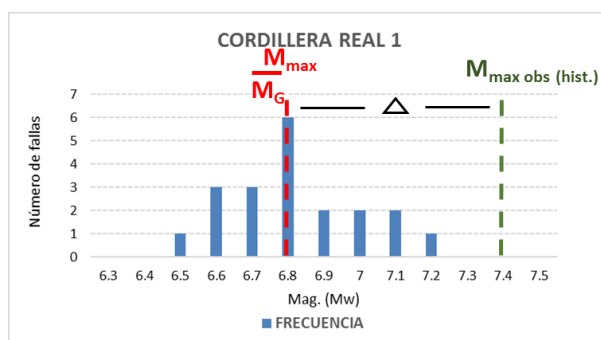
Mmed	6.7
DELTA	0.5



Cordillera Real 1 (CR1):

ID.	FALLA NÚMERO	NOMBRE ESTRUCTURA	ZONA	Mmax. Obs. ZONA (Mw)	LONGITUD (km)	STIRLING 2002
163	Ec 56	Falla Salado	CR1	7.4	19.8	6.7
169	Ec 55a	Falla Reventador (Secc Norte)	CR1	7.4	25.0	6.8
81	Ec 63	Falla Guamote	CR1	7.4	29.1	6.8
82	Ec 63	Falla Guamote	CR1	7.4	22.4	6.7
142	Ec 74	Falla Pastaza	CR1	7.4	17.8	6.6
144	Ec 62	Falla Candelaria	CR1	7.4	14.4	6.6
145	Ec 62	Falla Candelaria	CR1	7.4	12.3	6.5
171	Ec 54	Falla Chingual	CR1	7.4	46.0	7.0
172	Ec 54	Falla Chingual	CR1	7.4	32.0	6.9
140	Ec 61	Falla Patate	CR1	7.4	14.4	6.6
170	Ec 55b	Falla Reventador (Secc Sur)	CR1	7.4	26.4	6.8
138	Ec 60	Falla Pisayambo	CR1	7.4	23.5	6.8
174	CO-291	Falla CO_291	CR1	7.4	57.5	7.1
137	Ec 59	Falla Huacamayos	CR1	7.4	39.6	7.0
161	Ec 57	Falla Baeza-Chaco	CR1	7.4	54.4	7.1
162	Ec 58	Falla Cosanga	CR1	7.4	29.7	6.8
164	Ec 56	Falla Salado	CR1	7.4	26.8	6.8
165	Ec 56	Falla Salado	CR1	7.4	36.1	6.9
168	Ec 56	Falla Salado	CR1	7.4	21.1	6.7
173	CO-29m	Falla CO_29	CR1	7.4	78.0	7.2

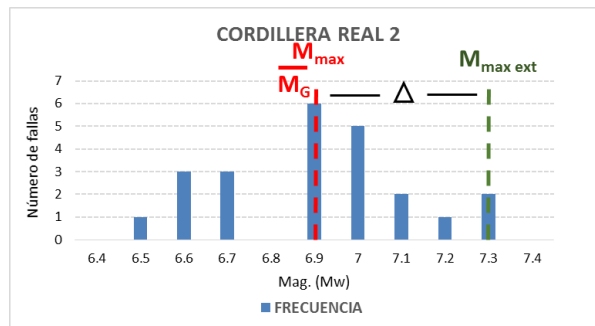
Mmed	6.8
DELTA	0.6



Cordillera Real 2 (CR2):

ID.	FALLA NÚMERO	NOMBRE ESTRUCTURA	ZONA	Mmax. Obs. ZONA (Mw)	LONGITUD (km)	STIRLING 2002
16	P-34	P34 Chunga 2010	CR2	5.1	31.7	6.9
84	Ec 53	Falla Ponce Enriquez	CR2	5.1	56.9	7.1
88	Ec 79	Falla Gualaceo	CR2	5.1	32.6	6.9
91	Ec 85	Falla Las Pitás	CR2	5.1	11.5	6.5
92	Ec 86	Falla El Tambo	CR2	5.1	17.9	6.6
93	Ec 87	Falla Loja	CR2	5.1	34.7	6.9
96	Ec 89	Falla Las Aradas	CR2	5.1	47.5	7.0
12	P-35	P35 Chunga 2010	CR2	5.1	34.5	6.9
13	SI	P36 Chunga 2010	CR2	5.1	33.3	6.9
15	P-33	P33 Chunga 2010	CR2	5.1	46.9	7.0
17	P-31	P31 Chunga 2010	CR2	5.1	85.7	7.3
87	Ec 81a	Falla Girón (Secc Noreste)	CR2	5.1	44.7	7.0
14	P-37	P37 Chunga 2010	CR2	5.1	55.8	7.1
19	SI		CR2	5.1	17.7	6.6
99	Ec 82a	Falla Celica-Macará (Secc Celica)	CR2	5.1	73.3	7.2
148	Ec 78	Falla Paute	CR2	5.1	46.5	7.0
18	SI		CR2	5.1	20.5	6.7
89	Ec 83	Falla La Toma	CR2	5.1	21.4	6.7
90	Ec 84	Falla Catamayo	CR2	5.1	18.2	6.6
94	Ec 90a	Falla Numbala (Secc Norte)	CR2	5.1	97.1	7.3
95	Ec 90b	Falla Numbala (Secc Sur)	CR2	5.1	42.9	7.0
97	Ec 88	Falla Solanda	CR2	5.1	21.0	6.7
98	Ec 82b	Falla Celica-Macará (Secc Macará)	CR2	5.1	35.3	6.9

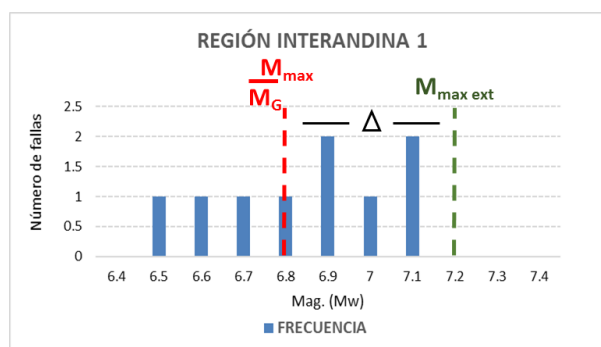
Mmed	6.9
DELTA	0.4



Región Interandina 1 (RI1):

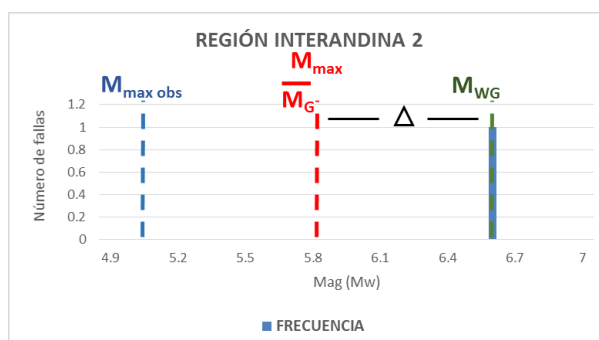
ID.	FALLA NÚMERO	NOMBRE ESTRUCTURA	ZONA	Mmax. Obs. ZONA (Mw)	LONGITUD (km)	STIRLING 2002
120	Ec 26	Falla Otavalo	RI1	7.3	21.3	6.7
123	Ec 23	Falla San Isidro	RI1	7.3	11.7	6.5
175	CO-44	C03 CHUNGA	RI1	7.3	36.8	6.9
5	CO-15	C12 CHUNGA	RI1	7.3	32.2	6.9
7	CO-15	C10 CHUNGA	RI1	7.3	61.5	7.1
8	CO-15	C09 CHUNGA	RI1	7.3	61	7.1
6	CO-15	C11 CHUNGA	RI1	7.3	42.2	7.0
121	Ec 25	Falla Río Ambi	RI1	7.3	15.6	6.6
122	Ec 24	Falla El Angel	RI1	7.3	26.3	6.8

Mmed	6.9
DELTA	0.4

**Región Interandina 2 (RI2):**

ID.	FALLA NÚMERO	NOMBRE ESTRUCTURA	ZONA	Mmax. Obs. ZONA (Mw)	LONGITUD (km)	STIRLING 2002
129	Ec 33	Falla Papallacta	RI2	5.0	16.1	6.6

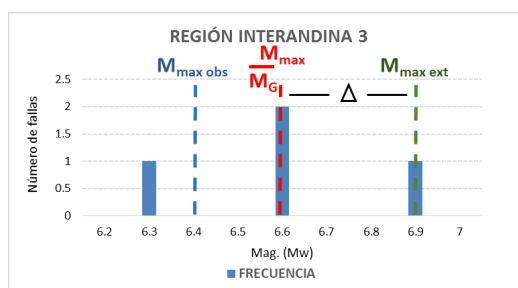
Mmed	5.8
DELTA	0.8



Región Interandina 3 (RI3):

ID.	FALLA NÚMERO	NOMBRE ESTRUCTURA	ZONA	Mmax. Obs. ZONA (Mw)	LONGITUD (km)	STIRLING 2002
64	Ec 35	Falla Machachi	RI3	6.4	32.8	6.9
126	Ec 30b	Falla El Cinto (Secc Río Cinto)	RI3	6.4	8.0	6.3
127	Ec 31b	Falla Quito (Sección Sur)	RI3	6.4	15.0	6.6
128	Ec 31a	Falla Quito (Sección Norte)	RI3	6.4	17.5	6.6

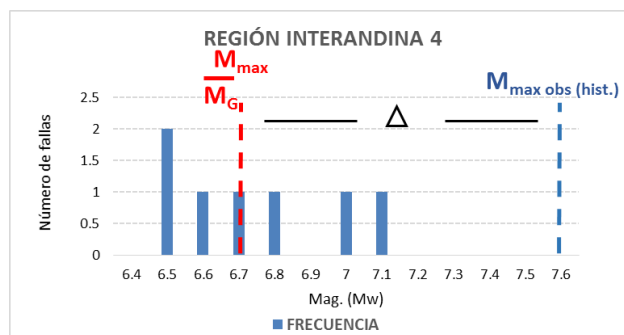
Mmed	6.6
DELTA	0.3



Región Interandina 4 (RI4):

ID.	FALLA NÚMERO	NOMBRE ESTRUCTURA	ZONA	Mmax. Obs. ZONA (Mw)	LONGITUD (km)	STIRLING 2002
133	Ec 36	Falla Poaló	RI4	7.6	20.3	6.7
147	Ec 50b	Falla Zona Pallatanga (Secc Central)	RI4	7.6	17.0	6.6
134	Ec 37	Anticlinal Nagsiche	RI4	7.6	28.3	6.8
80	Ec 50c	Falla Zona Pallatanga (Secc Sur)	RI4	7.6	12.2	6.5
135	Ec 38	Anticlinal Latacunga	RI4	7.6	13.9	6.5
136	Ec 39	Anticlinal Yanayacu	RI4	7.6	50.1	7.1
146	Ec 50a	Falla Zona Pallatanga (Secc Pallatanga)	RI4	7.6	38.6	7.0

Mmed	6.7
DELTA	0.9

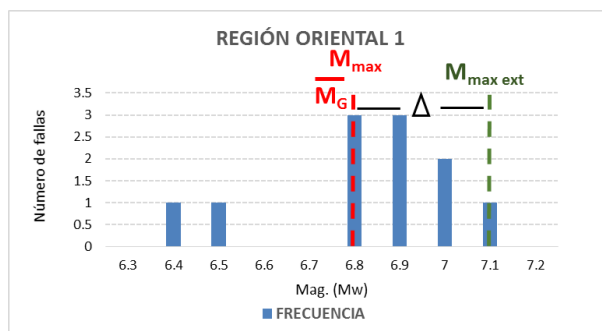


Región Oriental 1 (RO1):

ID.	FALLA NÚMERO	NOMBRE ESTRUCTURA	ZONA	Mmax. Obs. ZONA (Mw)	LONGITUD (km)	STIRLING 2002
156	Ec 69	Falla Pusuno	RO1	5.4	29.3	6.8
158	Ec 67	Falla Hollín	RO1	5.4	32.0	6.9
159	Ec 66	Falla Sumaco	RO1	5.4	38.8	7.0
160	Ec 65	Falla Payamino	RO1	5.4	48.3	7.0
166	Ec 64	Falla Cascales	RO1	5.4	23.9	6.8
167	Ec 64	Falla Cascales	RO1	5.4	50.2	7.1
141	Ec 72	Falla Mera	RO1	5.4	12.3	6.5
143	Ec 73	Falla Puyo	RO1	5.4	10.8	6.4
155	Ec 70	Falla Arajuno	RO1	5.4	28.1	6.8
139	Ec 71	Falla Anzu	RO1	5.4	31.7	6.9
157	Ec 68	Falla Tena	RO1	5.4	34.8	6.9

Mmed 6.8

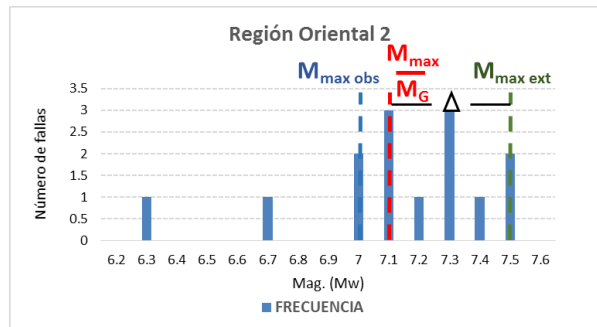
DELTA 0.3



Región Oriental 2 (RO2):

ID.	FALLA NÚMERO	NOMBRE ESTRUCTURA	ZONA	Mmax. Obs. ZONA (Mw)	LONGITUD (km)	STIRLING 2002
26	SI	Falla P_06 CHUNGA	RO2	7.0	7.9	6.3
27	SI	P_07 CHUNGA	RO2	7.0	23.2	6.7
28	SI	P_08 CHUNGA	RO2	7.0	46.1	7.0
29	P-09	P_09 CHUNGA	RO2	7.0	71.6	7.2
30	P-10	P_10 CHUNGA	RO2	7.0	53.5	7.1
149	SI	P_04 CHUNGA	RO2	7.0	98.5	7.3
151	SI	P_03 CHUNGA	RO2	7.0	51.8	7.1
24	P-05	Falla P_05 CHUNGA	RO2	7.0	98.5	7.3
25	Ec 91	Falla Nangaritza Parte Norte	RO2	7.0	38.4	7.0
152	Ec 75	Falla Santiago-Upano	RO2	7.0	80.5	7.3
154	Ec 77	Falla Taisha	RO2	7.0	53.9	7.1
23	P-28	P_28 CHUNGA	RO2	7.0	148.2	7.5
150	FI	P_01 CHUNGA	RO2	7.0	154.4	7.5
153	Ec 76	Falla Macuma	RO2	7.0	119.0	7.4

Mmed	7.1
DELTA	0.4

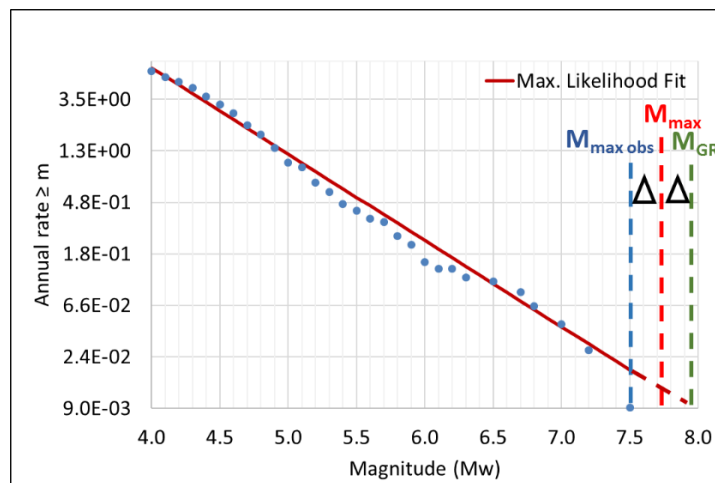


b) En zonas de subducción por análisis de la tendencia de sismicidad

Zonificación In-Slab:

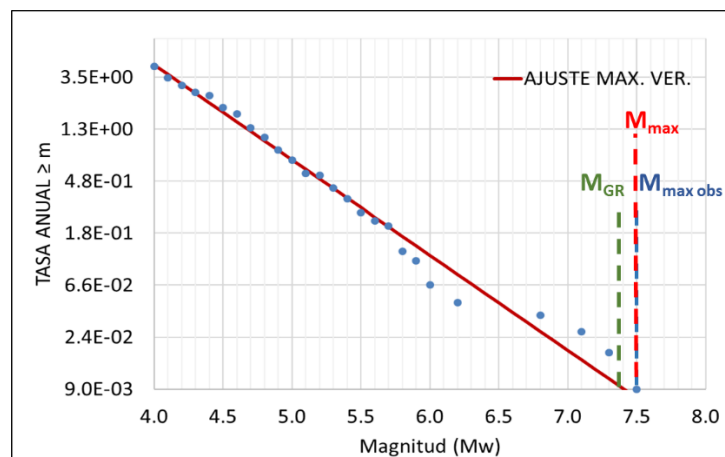
In-Slab Sur (ISS):

M_{GR}	7.9
M_{max}	7.7
Delt	0.2



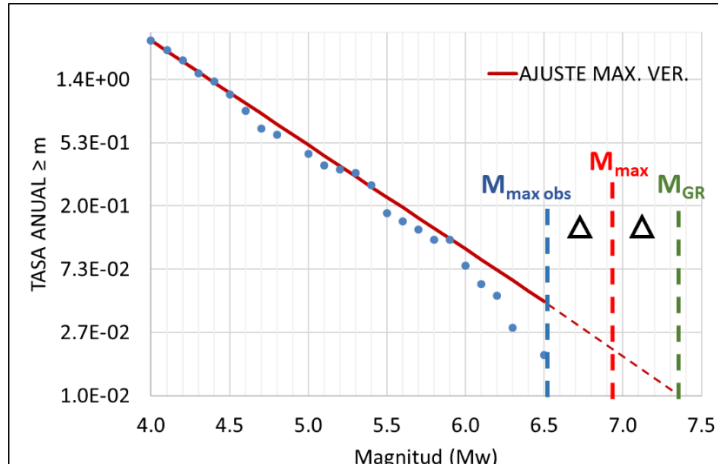
In-Slab Sur Centro (ISSC):

M_{GR}	7.4
M_{max}	7.5
Delt	0.1



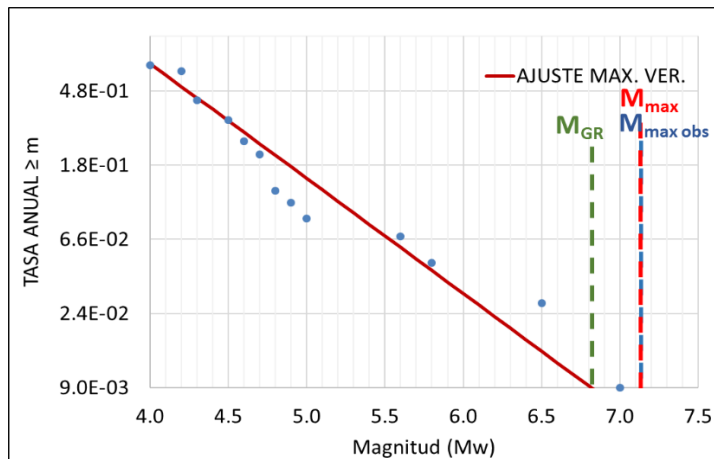
In-Slab Norte Centro (ISNC):

M_{GR}	7.5
M_{max}	7.0
Delt	0.5



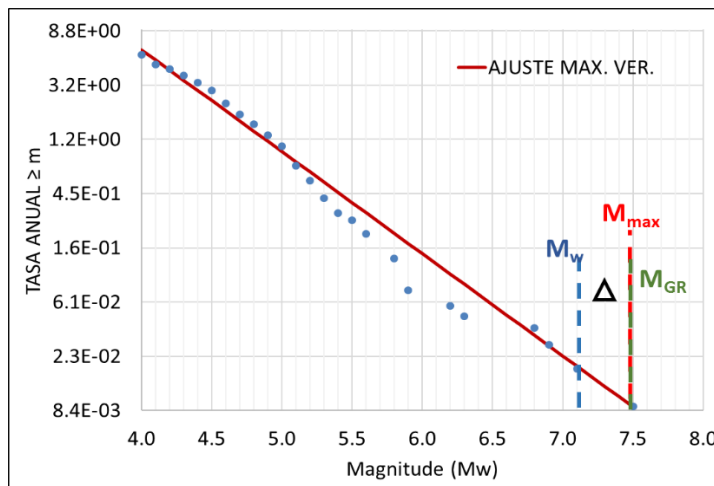
In-Slab Norte (ISN):

M_{GR}	6.8
M_{max}	7.2
Delt	0.4



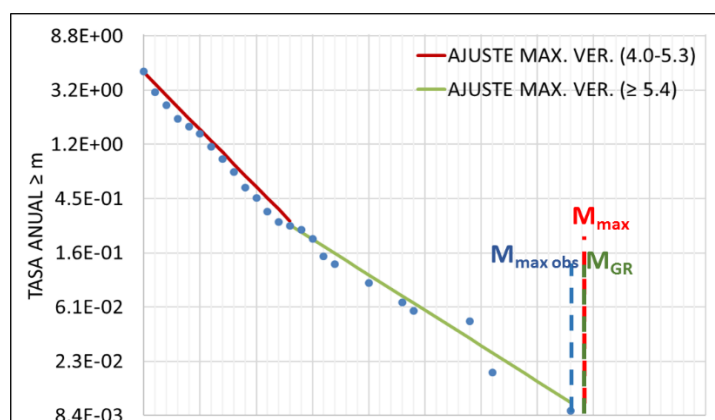
Interfase Sur (IFS):

M_w	7.1
M_{max}	7.5
Delt	0.4



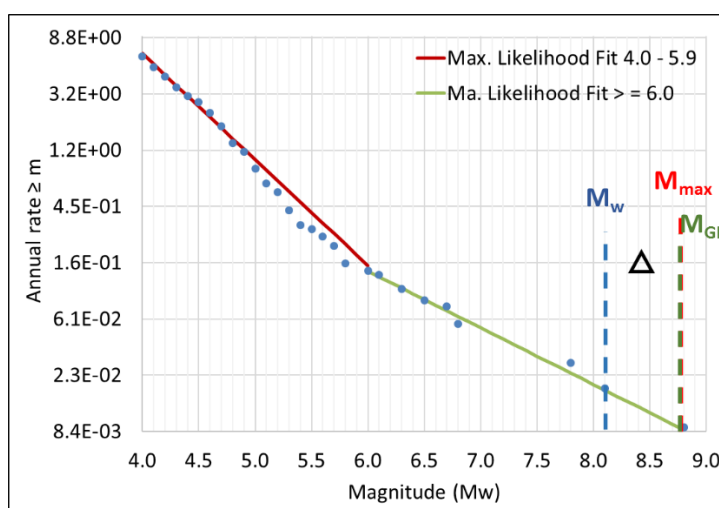
Interfase Centro (IFC):

M_{GR}	7.9
M_{max}	7.9
Delt	0.1



Interfase Norte (IFN):

M_w	8.1
M_{max}	8.8
Delt	0.7





1822
ECUADOR

ESPE

UNIVERSIDAD DE LAS FUERZAS ARMADAS
INNOVACIÓN PARA LA EXCELENCIA

ISBN: 978-9942-765-07-9



9 789942 765079