UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



TESIS DOCTORAL

Análisis sismotectónico de la convergencia Caribe, Nazca, Suramérica: Implicaciones para el peligro sísmico de Colombia

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Maria Mónica Matilde Arcila Rivera

Director

Alfonso Muñoz Martín

Madrid, España

© Maria Mónica Matilde Arcila Rivera, 2023

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Doctorado en Geología e Ingeniería Geológica



TESIS DOCTORAL

Análisis sismotectónico de la convergencia Caribe, Nazca, Suramérica: Implicaciones para el peligro sísmico de Colombia

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Maria Mónica Matilde Arcila Rivera

Director

Alfonso Muñoz Martín

Madrid, España

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE MADRID

DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y ORIGINALIDAD DE LA TESIS PRESENTADA PARA OBTENER EL TÍTULO DE DOCTOR

D./Dña. Maria Mónica Matilde Arcila Rivera,
estudiante en el Programa de Doctorado Geología e Ingeniería Geológica,
de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, como autor/a de la tesis presentada para la obtención del título de Doctor y titulada:

Análisis sismotectónico de la convergencia Caribe, Nazca, Suramérica: Implicaciones para el peligro sísmico de Colombia

y dirigida por: Dr. Alfonso Muñoz Martín

DECLARO QUE:

La tesis es una obra original que no infringe los derechos de propiedad intelectual ni los derechos de propiedad industrial u otros, de acuerdo con el ordenamiento jurídico vigente, en particular, la Ley de Propiedad Intelectual (R.D. legislativo 1/1996, de 12 de abril, por el que se aprueba el texto refundido de la Ley de Propiedad Intelectual, modificado por la Ley 2/2019, de 1 de marzo, regularizando, aclarando y armonizando las disposiciones legales vigentes sobre la materia), en particular, las disposiciones referidas al derecho de cita.

Del mismo modo, asumo frente a la Universidad cualquier responsabilidad que pudiera derivarse de la autoría o falta de originalidad del contenido de la tesis presentada de conformidad con el ordenamiento jurídico vigente.

En Madrid, a 19 de abril de 2023

Fdo.: Mónica Arcila R

Esta DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y ORIGINALIDAD debe ser insertada en la primera página de la tesis presentada para la obtención del título de Doctor.

Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

Análisis sismotectónico de la convergencia Caribe, Nazca, Suramérica: Implicaciones para el peligro sísmico de Colombia

Memoria para optar al Grado de Doctora en Geología e Ingeniería Geológica que presenta

Doña Maria Mónica Matilde Arcila Rivera

Realizada en el Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología (GEODESPAL) de la Universidad Complutense de Madrid (Facultad de Ciencias Geológicas), bajo la dirección del Dr. Alfonso Muñoz Martín.

Madrid, España, 2022

Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

Análisis sismotectónico de la convergencia Caribe, Nazca, Suramérica: Implicaciones para el peligro sísmico de Colombia

Memoria para optar al Grado de Doctora en Geología e Ingeniería Geológica que presenta

Doña Maria Mónica Matilde Arcila Rivera

Realizada en el Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología (GEODESPAL) de la Universidad Complutense de Madrid (Facultad de Ciencias Geológicas), bajo la dirección del Dr. Alfonso Muñoz Martín.

V.º B.º del director de la Tesis,

_____

Dr. Alfonso Muñoz Martín

La interesada,

Doña Maria Mónica Matilde Arcila Rivera

Madrid, España, 2022

«En igualdad de condiciones, la explicación más simple suele ser la más probable»

Occam's Razor (s. XVI)

«Es fácil obtener confirmaciones o verificaciones para casi todas las teorías,
si buscamos confirmaciones»

K. Popper (1963)

Agradecimientos

El tiempo ha transcurrido, y durante muchos momentos pensé no continuar con este proceso. Al final, la pandemia también nos enseñó que la vida hay que saberla aprovechar, y esto significa, hacer un esfuerzo adicional por aquello que creíamos perdido, y, sobre todo, por aquello que nos apasiona y en lo que día a día continuamos trabajando.

Gracias totales al Dr. Alfonso Muñoz Martín por acompañarme durante tantas etapas que ha tenido este trabajo, por creer en mí y tenerme paciencia.

De igual forma mi agradecimiento al Dr. Gerardo de Vicente, por ser la primera persona que en su momento me acogió en mis estudios lejos de mi hogar, y por sus orientaciones en los análisis de los estados de esfuerzos y deformaciones.

A los coordinadores del programa de doctorado, Marian y José Manuel, por gestionar y apoyar el cumplimiento de las actividades en cada uno de los cursos académicos. Y también, gracias a Lidia Bartolomé por todo su apoyo con los trámites a pesar de la distancia.

Gracias a Julián Montejo y Gustavo Posada, quienes en esta última etapa me apoyaron con el procesamiento y análisis de datos; su energía ha sido invaluable, asimismo, a mis otros coequiperos del grupo de evaluación de amenaza y riesgo sísmico en el Servicio Geológico Colombiano, quienes durante todos estos años han contribuido en infinidad de formas para consolidar este proceso, y en especial a Diana Barbosa por su magnífico apoyo para mejorar la calidad de los mapas.

A Laura Sánchez del *Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut der Technischen Universität München* (DGFI-TUM), por el suministro de información adicional sobre la solución SIR15P01; a Esteban Poveda del Servicio Geológico Colombiano, por compartir sus resultados de tomografías sísmicas, y a Wilson Quintero, también del Servicio Geológico, por suministrar información de la isoterma de Curie.

Estas líneas también para agradecer el apoyo incondicional de la familia, y dedicarles este trabajo: A mi madre, quién lleva años esperando que descorchemos una botella de cava para celebrar. A mi padre, quién ya no está con nosotros, pero que nos sigue acompañando. A mis cuatro hermanas (somos familia numerosa), que cada que vuelvo a casa encuentran el

tiempo para compartir. A mi hermano Andrés, que pesar de tantísimos kilómetros de distancia, además de los indisolubles lazos familiares nos une la geología. A toda la diáspora de mis bellos sobrinos.

A Carolina, por todo su apoyo durante este tiempo, particularmente en estos últimos kilómetros donde ejercía una justa presión para que diera el último esfuerzo para culminar esta memoria.

ÍNDICE

RESUMEN xxi

ABSTRACT xxiii

CAPÍTULO 1 25
INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS 25
1.1 ESTUDIOS SISMOTECTÓNICOS 26
1.2 ESFUERZOS Y CAMPOS DE ESFUERZOS 27
1.3 ANTECEDENTES Y ESTUDIOS PREVIOS 30
1.4 INTERÉS Y OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN 33
1.5 ESTRUCTURA Y MEMORIA DE LA TESIS 34

CAPÍTULO 2 37
CONTEXTO TECTÓNICO 37
2.1 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA 38
2.2 SINTESIS TECTÓNICA 38
2.3 MODELOS PREVIOS 40

CAPÍTULO 3 47
ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD 47
3.1 ANÁLISIS REGIONAL 48
3.2 ANÁLISIS NACIONAL 54

CAPÍTULO 4 63
ANÁLISIS DE ESFUERZOS Y DEFORMACIÓN 63
4.1 METODOLOGÍA 65
4.1.1 Estados de esfuerzo a partir de mecanismos focales de terremotos 65
4.1.2 Deformación a partir del campo de velocidades obtenido por técnicas geodésicas 70
4.2 RESULTADOS 73
4.2.1 Estados de esfuerzos 73
4.2.2 Velocidades y tensor de deformación 80

4.3 DISCUSIÓN 86
4.4 ESFUERZOS EN SUBDUCCIÓN 90

CAPÍTULO 5 95
APROXIMACIÓN AL COMPORTAMIENTO REOLÓGICO Y TERMAL DE LA CORTEZA 95
5.1 APROXIMACIÓN A LA ESTRUCTURA TERMAL 95
5.1.1. Profundidad de la temperatura de Curie 95
5.1.2 Espesor del Moho 98
5.1.3 Flujo de Calor 104
5.1.4 Temperatura en el Moho 107
5.1.5 Gradiente geotérmico cortical 110
5.2 APROXIMACIÓN AL COMPORTAMIENTO REOLÓGICO 112
5.2.1 Aproximación estadística 112
5.2.2 Perfiles reológicos 125
5.3 DISCUSIÓN 128

CAPÍTULO 6 131
POTENCIAL SÍSMICO DE LA CORTEZA 131
6.1 CONFORMACIÓN DE LAS BASES DE DATOS 131
6.1.1 Catálogo sísmico 133
6.1.2 Tasas de deformación 135
6.2 PROBABILIDAD DE OCURRENCIA DE SISMOS POR TASAS DE DEFORMACIÓN 135
6.2.1 Caracterización de la ocurrencia de terremotos 136
6.2.2 Caracterización de la distribución de probabilidad de las deformaciones de la corteza 138
6.2.3 Cálculo de la probabilidad condicionada de ocurrencia de sismos para diferentes niveles de deformación 139
6.3 PROBABILIDAD DE OCURRENCIA DE SISMOS POR TASAS DE DEFORMACIÓN POR AÑO 140
6.3.1 Análisis del catálogo sísmico 142
6.3.2 Estimación de la productividad sísmica por rango de deformación, en términos de densidad de eventos producidos por año 146
6.3.3 Análisis de la distribución del parámetro *b* por rango de tasa de deformación (*strain rate)* 148

6.3.4 Estimación del valor de *Mmáx* en función de la tasa de deformación (*strain rate)* 149

6.4 APLICACIÓN PARA LA ESTIMACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO 151

CAPÍTULO 7 155

CONCLUSIONES 155

REFERENCIAS 158

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 Esfuerzos tectónicos y regímenes asociados 28

Figura 2 Esquema de las principales fuerzas involucradas en los límites de placas 29

Figura 3 Trayectorias de $S_{Hmáx}$ generadas a partir de datos del WSM de calidades A-C localizados en la misma placa y con radio de búsqueda variable 31

Figura 4 Distribución de la profundidad y del tipo de datos de calidades A a C registrados en la base de datos WSM versión 2016 32

Figura 5 Localización geográfica y principales rasgos tectónicos de la zona de estudio regional 37

Figura 6 Modelos geotectónicos previos 42

Figura 7 Marco tectónico para los Andes del norte 42

Figura 8 Mapas del Caribe y el norte de Suramérica 44

Figura 9 Resultados de la tomografía de onda P a 160 km de profundidad 45

Figura 10 Distribución de magnitudes reportadas en el catálogo ISC-EHB homogeneizadas a *Mw* 49

Figura 11 Profundidad focal para los 10425 eventos considerados 49

Figura 12 Confiabilidad de las localizaciones reportadas en el catálogo EHB-ISC 50

Figura 13 Histogramas de errores en la localización epicentral 51

Figura 14 Diagramas de correlación de errores en la localización con la magnitud 51

Figura 15 Mapa de distribución de la sismicidad para la zona del Caribe y noroeste de Suramérica 52

Figura 16 Mapa de sismos con intensidades macrosísmicas EMS-98 ≥ 8 57

Figura 17 Mapa de eventos con magnitud *Mw* ≥ 7.0 registrados en el catálogo sísmico integrado del SGC 59

Figura 18 Distribución de magnitudes reportadas en el Catálogo Sísmico Integrado del SGC, homogeneizadas a *Mw* 60

Figura 19 Profundidad focal los eventos del Catálogo Sísmico Integrado del SGC 60

Figura 20 Histograma de errores en la localización hipocentral (izquierda) y diagrama de correlación de las distribuciones del error de profundidad con la magnitud (derecha) 61

Figura 21 Sismicidad registrada para el área colombiana en el catálogo sísmico integrado 62

Figura 22 Segunda invariante del campo de velocidad de deformación para los límites de placas 64

Figura 23 Diagrama de regímenes de deformación definidos a partir del factor de forma del elipsoide (k´) 66

Figura 24 Diagrama Cabeceo/Buzamiento con los cuatro tipos de campos 68

Figura 25 Cálculo de gradientes horizontales 73

Figura 26 Mapa de mecanismos focales analizados para el campo de esfuerzos regional (profundidad < 60 km) 75

Figura 27 Mapa de orientaciones de esfuerzos horizontales activos y trayectorias del máximo acortamiento horizontal interpolado 76

Figura 28 Mapa del régimen de esfuerzos activos representados por el factor de forma (k´) 77

Figura 29 Valores de velocidades GNSS y campo de velocidades obtenido (respecto a la placa Suramérica) 81

Figura 30 Mapa interpolado del campo de velocidades de desplazamiento 82

Figura 31 Velocidades de deformación (segunda invariante del tensor de deformación) 83

Figura 32 Orientaciones y magnitudes de los ejes horizontales del tensor de deformación definidos a partir de las velocidades de GPS 84

Figura 33 Tensor de deformación respecto de dos marcos de referencia diferentes 85

Figura 34 Mapa del Gradiente Total Horizontal de la velocidad de la deformación 86

Figura 35 Gráfica de distribución de las diferencias angulares respecto de las magnitudes de la deformación superficial 87

Figura 36 Direcciones de máximo acortamiento horizontal obtenido de mecanismos focales de terremotos, y eje de máxima compresión horizontal definidos a partir de las velocidades de GPS 88

Figura 37 Diferencia angular entre las direcciones de máximo acortamiento horizontal obtenido de mecanismos focales de terremotos, y los ejes de máxima compresión horizontal definidos a partir de las velocidades de GPS 89

Figura 38 Mapa de mecanismos focales para el análisis de los tres segmentos de subducción (profundidad > 60 km) 90

Figura 39 Sección transversal para el segmento Cauca 92

Figura 40 Comportamiento de los parámetros k´ y Dey para los segmentos Nido de Bucaramanga, Eje cafetero (Cauca) y Ecuador 93

Figura 41 Desarrollo metodológico para la generación de mapas de flujo de calor, temperatura del Moho y cálculo del gradiente 96

Figura 42 Mapa de profundidades de la temperatura de Curie, derivada a partir de información aeromagnética 97

Figura 43 Anomalías isostáticas residuales 100

Figura 44 Mapas de anomalías de Bouguer e isostática residual para un modelo de Airy obtenidos para la estimación de la profundidad de la superficie del Moho en el noroeste de Suramérica 100

Figura 45 Profundidad de la superficie del Moho, calculada a partir de información gravimétrica 102

Figura 46 Mapas de profundidad de Moho para la zona de estudio 103

Figura 47 Distribución de frecuencias de profundidades de Moho en la zona de estudio, para diferentes referencias 103

Figura 48 Temperatura de la superficie para el año 2021 tomada del satélite MODIS 105

Figura 49 Mapa del flujo termal calculado para Colombia a partir de la profundidad de la temperatura de Curie 106

Figura 50 Mapa del flujo de calor medido y estimado por Lucazeau (2019) 108

Figura 51 Mapa de la temperatura del Moho calculado siguiendo la formulación de estado estacionario (Andrés et al., 2018) 109

Figura 52 Mapa del gradiente geotérmico cortical calculado para la esquina noroeste de Suramérica 111

Figura 53 Flujo de trabajo para la obtención de perfiles reológicos 112

Figura 54 Secciones de análisis para el comportamiento termal 114

Figura 55 Aproximación del comportamiento reológico con base a la sismicidad del catálogo para cada una de las zonas 119

Figura 56 Macrozonas corticales asociadas a fuentes sísmicas del Modelo nacional de amenaza sísmica de Colombia (Arcila et al., 2020) 122

Figura 57 Gradiente geotérmico para las diferentes macrozonas 125

Figura 58 Perfiles reológicos calculados para las macrozonas de interés (izquierda) e histogramas de distribución de hipocentros en profundidad (derecha) 128

Figura 59 Esquema para la conformación de las bases de datos 131

Figura 60 Base de datos de sismos a utilizar, proyectados sobre el mapa de tasas de deformación calculadas a partir del campo de velocidades de GPS 132

Figura 61 Esquema metodológico para estimación del potencial sísmico de la corteza 136

Figura 62 Caracterización de la distribución Gutenberg Richter 137

Figura 63 Caracterización de la distribución Weibull que describe las tasas de deformación de la corteza en la ubicación de los eventos sísmicos de la base de datos para este estudio 138

Figura 64 Probabilidad condicional de $strain$ para diferentes rangos de magnitud 139

Figura 65 Caracterización de la probabilidad condicionada $fM \cap S$ 140

Figura 66 Distribución espacial de la probabilidad condicional f (M∩S) = λ (e)^(-β 5.0 Mw) 141

Figura 67 Análisis del catálogo a 10 años antes y después del proceso de declustering 142

Figura 68 Análisis del catálogo a 120 años antes y después del proceso de declustering 143

Figura 69 Análisis de la dispersión de los sismos en términos de longitud y año 143

Figura 70 Análisis de densidad de tiempo y espacio para el catálogo de estudio a 10 años 144

Figura 71 Análisis de densidad de tiempo y espacio para el catálogo de estudio a 120 años 145

Figura 72 Distribución de tiempos entre eventos para diferentes valores de *Mw* mínimo para el catálogo de estudio a 10 años 146

Figura 73 Distribución de tiempos entre eventos para diferentes valores de *Mw* mínimo para el catálogo de estudio a 120 años 146

Figura 74 Densidad de eventos en tiempo y espacio con respecto al nivel de deformación con el catálogo de estudio a 10 años 147

Figura 75 Densidad de eventos en tiempo y espacio con respecto al nivel de deformación con el catálogo de estudio a 20 años 148

Figura 76 Parámetro b calculado con método de máxima verosimilitud 149

Figura 77 Resumen de Mmáx determinada para diferentes rangos de tasas de deformación 150

Figura 78 Estructura del modelo según profundidad y tipo de fuentes sísmicas 152

Figura 79 Incorporación modelo alternativo de sismicidad cortical a partir de tasas de deformación 153

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1 Disciplinas y técnicas para obtención de datos a escalas regional y local en estudios neotectónicos (modificado de Stewart y Hancock, 1994)..... 27

Tabla 2 Estadísticas generales de la base de datos del "World Stress Map" 2016.....31

Tabla 3 Sismos con Intensidad macrosísmica ≥ 8 en la escala EMS-98, registrados en el catálogo de sismicidad histórica del SGC 56

Tabla 4 Sismos con magnitud *Mw* ≥ 7.0 registrados en el catálogo de sismicidad histórica del SGC.....58

Tabla 5 Tipos de elipsoides de deformación y valores de k´ asociados..... 67

Tabla 6 Valores originales k´, valores normalizados k´ y régimen de esfuerzos asociado . 69

Tabla 7 Secciones definidas para el análisis del comportamiento termal.....113

Tabla 8 Porcentaje de eventos que en cada zona se localizan por encima de la profundidad de Curie 120

Tabla 9 Estratificación asumida para las diversas macrozonas con base en Vp..... 123

Tabla 10 Resultados del análisis de completitud 135

Tabla 11 Resultados del cálculo de Mmáx 150

RESUMEN

En Colombia, el peligro sísmico está asociado a la convergencia de las placas litosféricas de Caribe, Nazca y Suramérica, las cuales dan origen a fenómenos con un alto potencial destructivo, en particular, por las condiciones de exposición y vulnerabilidad en el territorio nacional. Es por ello que durante los últimos 50 años se han desarrollado importantes esfuerzos para estudiar el peligro sísmico, dando como resultado varios modelos a escala nacional y regional.

No obstante, los modelos existentes no hacen un análisis integral de la sismotectónica del país, por lo que las estimaciones del riesgo sísmico actuales tienen limitaciones técnicas y metodológicas con implicaciones en el uso y las decisiones que se soportan en este campo del conocimiento, siendo de interés para esta tesis, las relacionadas con las evaluaciones del peligro sísmico.

Para reducir las limitaciones de conocimiento y disponer de criterios robustos para el estudio del peligro sísmico en Colombia, esta tesis se enfoca en el análisis sismotectónico de la convergencia de las placas Caribe, Nazca, Suramérica, teniendo en cuenta información sismológica, geodésica, geofísica y tectónica disponible.

Se parte de un análisis de sismicidad, llevando a cabo interpretaciones de los rasgos más relevantes y considerando que el conocimiento en profundidad de la estructura de la litósfera es fundamental para postular modelos sismotectónicos.

Posteriormente, se presentan las metodologías y los resultados de los análisis de esfuerzos y deformación a partir de los mecanismos focales de terremotos y de las velocidades instantáneas de Sistemas de Posicionamiento Global (GPS). Esto permite evidenciar, además, perturbaciones locales relacionadas con heterogeneidades corticales y topográficas, así como información sobre la magnitud relativa de las principales tensiones.

A partir de los análisis del comportamiento termal y reológico de la corteza, se realizan estimaciones de flujos de calor, temperatura del Moho y gradientes geotérmicos, lo que va a permitir mejorar las definiciones de la profundidad de las zonas sismogénicas en Colombia.

Finalmente, se llevan a cabo análisis del potencial sísmico, en donde se implementan dos metodologías para relacionar las tasas de deformación estimadas, con cuantificaciones de productividad sísmica de la corteza en el noroeste de Suramérica, siendo este un insumo fundamental para el conocimiento en el país, pues se constituyen en una alternativa novedosa para ser empleada en las evaluaciones de la peligrosidad sísmica.

ABSTRACT

The seismic hazard in Colombia is associated with the convergence of Caribbean, Nazca and South America tectonic plates, which give rise to phenomena with a high destructive potential, particularly due to the conditions of vulnerability in the national territory. That is why, during the last 50 years, significant efforts have been made to study seismic hazard, resulting in various models at a national and regional scale.

However, the existing models do not make a comprehensive analysis of the seismotectonics of the country, so the current seismic risk estimates have technical and methodological limitations with its implications for the decision making based on this discipline, specifically those related to seismic hazard assessments are of interest for this thesis.

This thesis focuses on the seismotectonic analysis of the convergence of the Caribbean, Nazca, and South American plates. It considers information available in seismological, geodetic, geophysical and tectonic datasets. This aims to reduce lack of knowledge and to have robust criteria for the study of seismic hazard in Colombia.

The starting point of this work is an analysis of seismicity to provide knowledge of the structure of the lithosphere in depth, because it is fundamental to postulate seismotectonic models. This analysis involves interpretations of the most relevant features of the seisms.

The methodology and results of the stress and deformation analysis are presented, these are based on the focal mechanisms of earthquakes and the instantaneous velocities of Global Positioning Systems (GPS). They produce a calculation of relative magnitude of the main stress and evidence local disturbances related to crustal and topographic heterogeneities.

Estimates of heat fluxes, Moho temperature and geothermal gradients obtained from the analysis of the thermal and rheological behavior of the crust. Which will allow improving the definitions of the depth of seismogenic zones in Colombia.

Finally, seismic productivity analyses are carried out, where two methodologies are used to relate the estimated deformation rates with quantifications of seismic productivity of the crust in North Western South America. This is a fundamental input to the knowledge of the country, since they constitute a novel alternative to be used in seismic hazard assessments.

CAPÍTULO 1
INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La sismotectónica de Colombia está asociada a la convergencia de las placas Caribe, Nazca y Suramérica, cuya compleja dinámica da origen a sismos de diferentes características, los cuales pueden tener un alto potencial destructivo, tal y como se ha registrado en la historia del país, siendo los de más reciente ocurrencia los sismos de Popayán de 1983 (magnitud 5,6 Mw) y el sismo del eje cafetero del 25 de enero de 1999 (magnitud 6,1 Mw), que sumado a las condiciones de exposición y vulnerabilidad, han generado eventos de desastres con impactos severos sobre la población, la infraestructura, y la economía.

En Colombia, más del 90% de la población que habita áreas urbanas podría experimentar movimientos fuertes a muy severos, si se consideran los sismos con una probabilidad de ocurrencia del 10% en 50 años (475 años de periodo de retorno), y si bien, los eventos más recurrentes que ocurren en el país obedecen a fenómenos hidrometeorológicos como las inundaciones, los movimientos en masa y las avenidas torrenciales, son los sismos los fenómenos que generan los mayores impactos sobre la población. Es así como en los últimos 20 años se han presentado más de 13 mil eventos de desastres en Colombia, de los cuales, el 83% de las muertes se asocian con la ocurrencia de eventos sísmicos (DNP, 2018).

Este contexto refleja por una parte, la complejidad de las condiciones de riesgo existentes, y por otra parte, los vacíos y las deficiencias frente a su gestión, en especial, si se tiene en cuenta que la base para incorporar de manera efectiva la gestión del riesgo de desastres al proceso de desarrollo debe partir del conocimiento, y en particular, del conocimiento de la peligrosidad sísmica.

Como respuesta a la ocurrencia de los sismos y de la severidad de sus daños y pérdidas, en los últimos cincuenta años en Colombia se han realizado diferentes estudios para la construcción de catálogos de sismos, identificar fuentes sísmicas, desarrollar redes de monitoreo sísmico y elaborar modelos de amenaza a escala nacional y regional.

Sin embargo, las limitaciones del conocimiento, así como las metodologías y supuestos adoptados para el análisis del peligro sísmico, muestran que en las evaluaciones anteriores no se hacía un análisis integral de la sismotectónica del país, que es precisamente lo que permite explicar el dónde, la frecuencia y la magnitud de la ocurrencia de los terremotos.

Haciendo este reconocimiento y como resultado de los años de esfuerzo y de profundidad de investigación, fue posible que el más reciente modelo de peligro sísmico de Colombia se soportara en este enfoque de análisis (Arcila et al, 2020), en el que el conocimiento en escalas regional y local de los estados de esfuerzo y la deformación actuales adquieren un valor fundamental por sus aplicaciones prácticas, como lo es la evaluación del peligro sísmico para el país.

Es por ello que la presente investigación se enfocó en realizar un análisis sismotectónico de la convergencia Caribe, Nazca, Suramérica, a partir de:

a) establecer los estados de esfuerzo/ deformación actuales,
b) describir el comportamiento reológico de la corteza,
c) identificar características de la productividad sísmica, teniendo en cuenta información sismológica, geodésica, geofísica y tectónica.

El propósito es conocer las implicaciones de estas variables para la estimación del peligro sísmico en Colombia.

1.1 ESTUDIOS SISMOTECTÓNICOS

La *sismotectónica* es la rama de las geociencias que se refiere a la relación entre las características sismológicas de los terremotos actuales y la tectónica (Stewart y Hancock, 1994). La distribución espacial de los terremotos se puede utilizar para determinar la ubicación de los límites de las placas, y los mecanismos focales para inferir las direcciones del movimiento relativo entre placas.

Si bien originalmente los límites de placas se definían como zonas estrechas, un conjunto de estudios cada vez mayor, indica que la mayoría de los límites, ya sean convergentes o divergentes, son zonas anchas. Estas amplias zonas pueden reconocerse a partir de la distribución no solo de la sismicidad y las fallas, sino también de la deformación, el metamorfismo y el magmatismo (Zheng, 2021).

Por el carácter multidisciplinar de los estudios sismotectónicos, son muchas las disciplinas que pueden aportar datos: geología estructural, geomorfología, geodesia, sismología, geofísica, geoquímica, teledetección, historia, arqueología, y para un análisis correcto, es necesario integrar información diversa. El empleo de unas disciplinas u otras depende de la escala de trabajo, validez de los datos y posibilidad de obtención de estos (Tabla 1).

Tabla 1 Disciplinas y técnicas para obtención de datos a escalas regional y local en estudios neotectónicos (modificado de Stewart y Hancock, 1994)

	Regional	Local
Arqueología	Catálogo sismos prehistóricos	Rotura de construcciones hechas por el hombre
Geodesia	Sistemas de posicionamiento global	Medidas "*in situ*", triangulación
Geofísica	Anomalías gravimétricas, reflexión sísmica	Electromagnetismo, resistividad eléctrica
Geología	Análisis de paleoesfuerzos	Análisis de trincheras
Geoquímica	Monitoreo hidrológico	Emisiones de gas radón
Historia	Mapas y catálogo de sismos históricos	Registros documentales, testigos oculares
Sismología	Mecanismos focales	Microsismicidad
Teledetección	Análisis imágenes digitales, térmicas y de radar	Fotografías aéreas

1.2 ESFUERZOS Y CAMPOS DE ESFUERZOS

En el marco de la tectónica de placas se ha producido un avance significativo en la comprensión y entendimiento de un amplio rango de procesos tectónicos, y entre ellos, que la mayor parte de la actividad sísmica y volcánica se genera cerca de los límites de las placas, debido a fuerzas relacionadas con los movimientos relativos entre ellas.

Los movimientos y deformaciones en la corteza terrestre se producen por la actuación e interacción de una serie de *esfuerzos tectónicos*, que pueden determinarse por tensores puntuales. Su balance e integración da como resultado un *campo de esfuerzos* que condiciona la deformación en una zona, y que a su vez definen el *estado de esfuerzos.* Si los tensores no presentan grandes variaciones en la orientación, ni en la forma, se considera que el estado de esfuerzos para esa zona está definido por un *tensor de esfuerzos regional homogéneo*.

Un tensor de esfuerzos es una matriz de segundo orden y nueve componentes, en el cual, el escalar está dado por la *fuerza por unidad de superficie*. Su notación está referida normalmente al tensor de esfuerzos reducido, definido por sus tres ejes principales (σ_1, σ_2 y σ_3) y especificado bien por las magnitudes relativas o absolutas de cada uno de los ejes, bien por su posición en el espacio.

La relación de magnitudes, relativas o absolutas, está dada por los ejes principales, siendo $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, y la notación espacial, por los esfuerzos máximos σ_x, y σ_y en la horizontal, con

$\sigma_y(\sigma_{Hmáx}) > \sigma_x(\sigma_{Hmín})$, y el esfuerzo en la vertical σ_z. El campo de esfuerzos, condicionado por la dinámica de las placas litosféricas y fuerzas gravitacionales, da lugar a tres regímenes tectónicos principales: *extensión* (σ_1 vertical), *compresión* (σ_3 vertical), y *cizalla* (σ_2 vertical). La Figura 1 ilustra estos diferentes conceptos.

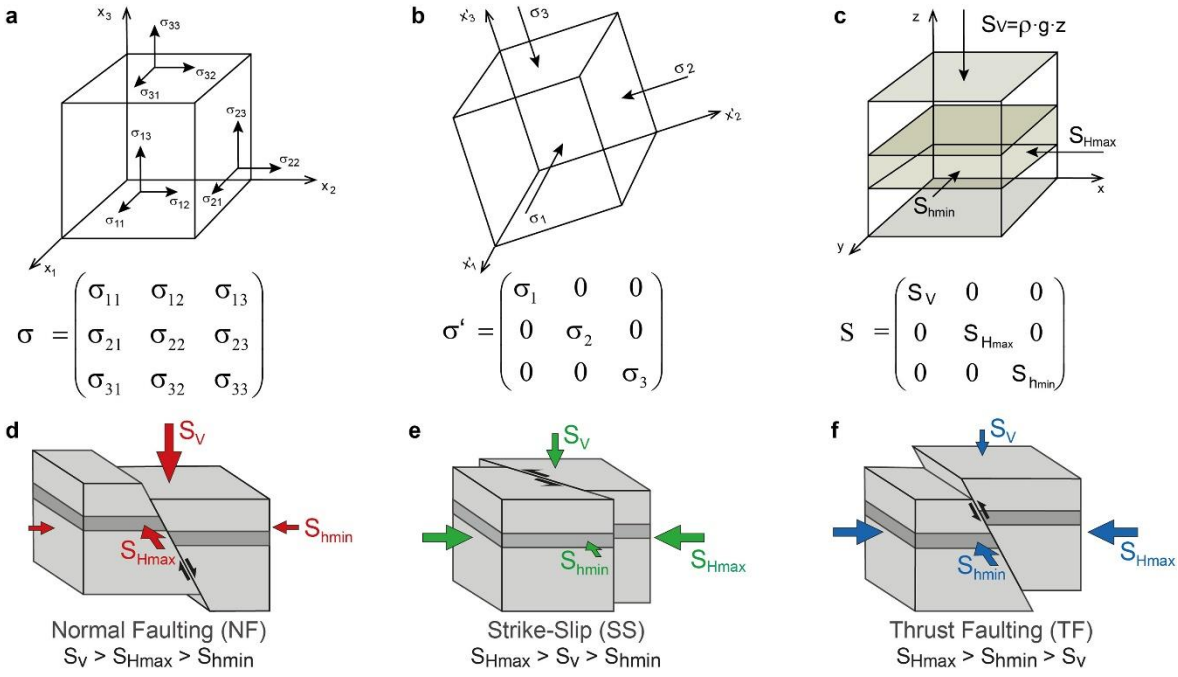


Figura 1 Esfuerzos tectónicos y regímenes asociados
a) Nueve componentes del tensor de esfuerzos, b) Ejes principales en un tensor de esfuerzos simétrico (σ1, σ2 y σ3), c) Tensor reducido definido por sus cuatro componentes: orientación de la tensión horizontal máxima ($S_{Hmáx}$), y magnitudes relativas o absolutas de los esfuerzos vertical (S_V), máximo ($S_{Hmáx}$), y mínimo –menor– ($S_{hmín}$) horizontal, los cuales definen los tres regímenes tectónicos principales d) Normal, e) Cizalla, y f) Compresivo
Fuente: Heidbach *et al.*, 2018

Las principales fuerzas presentes en los límites de placas se pueden clasificar en función de si favorecen o se oponen al movimiento entre ellas (Figura 2):

- Fuerzas conductoras principales:
  - empuje de la dorsal (F_{ED})
  - tracción de la placa que subduce ("*slab pull*", F_{TP})

- Fuerzas resistentes, dispuestas en la fosa y en la zona de subducción:
  - fenómenos de flotabilidad composicional (F_{FC})
  - resistencia en el contacto entre las placas (F_{CP}), y
  - resistencia por cizallamiento viscoso a lo largo del contacto placa–manto (F_{RP})

- Otras fuerzas:
  - arrastre basal de la placa (F_{AB})
  - resistencia a lo largo de las fallas transformantes (F_{FT})
  - fuerza neta ejercida por la placa que subduce sobre placa suprayacente (F_{NP})
  - fuerza extensional por contrastes laterales de densidad (F_{EE}), y fuerzas de flotabilidad por fenómenos de carga y descarga por sedimentación y glaciación.

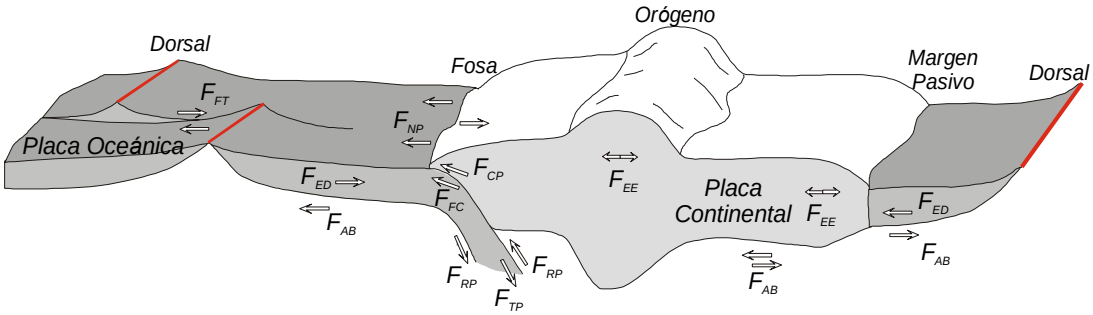


Figura 2 Esquema de las principales fuerzas involucradas en los límites de placas
Fuente: CSN, 1998

Aunque la variación entre escalas es continua, en función del nivel de observación es posible establecer dos tipos de campos de esfuerzos: el campo regional, predominante en una zona y el campo local, inducido directamente por la dinámica de la deformación de estructuras formadas o reactivadas por el tensor regional.

Por lo tanto, el estado de esfuerzos en una zona, y su evolución, está condicionado esencialmente por variaciones temporales de una serie de características estructurales y tectónicas:

- Tasa de velocidad de las placas litosféricas: determina la magnitud del campo de esfuerzos de primer orden.
- Tamaño de la placa: la presencia de microplacas puede complicar la dinámica.
- Geometría, longitud y tipo de límites de placas: influyen en las orientaciones del esfuerzo.
- Parámetros físicos (reología) de la litosfera: densidad, flujo térmico, anisotropías.

Para un campo de esfuerzos definido en una zona, la deformación asociada presenta una distribución heterogénea. Además de ese carácter heterogéneo, tanto la fragmentación como la propagación y cinemática de las estructuras depende no solo de los esfuerzos que

las originan, sino de otros muchos factores: mecánicos, reológicos, geométricos, etc. Este elevado número de factores hace que, tanto el análisis, como el modelado de las deformaciones, sean mucho más complejos que el análisis de los esfuerzos. Este es el motivo fundamental para que, al menos en el nivel estructural superior, resulte más sencillo agrupar y analizar la tectónica por las causas que la originan (*esfuerzos*), que por los resultados (*deformaciones*) que dependen de más factores y son más variables en el tiempo.

1.3 ANTECEDENTES Y ESTUDIOS PREVIOS

Aunque existen muchos estudios de análisis de los estados de esfuerzos tectónicos actuales, algunos de carácter global y otros de carácter regional, ellos no involucran de manera específica el extremo noroccidente de Suramérica. La mayoría de estos trabajos están integrados en un proyecto a escala mundial, cuyo objetivo es establecer el mapa de esfuerzos actual del mundo: el *"World Stress Map"* (*WSM*), que constituye una base de datos de esfuerzos tectónicos actuales en la corteza.

Iniciativas como el proyecto del Mapa de Esfuerzos Globales (Global Stress Map WSM),[1] que consiste en una compilación global de información sobre el campo de esfuerzos actual de la corteza (Zoback *et al.*, 1989, Zoback 1992, Heidbach *et al.,* 2016), permiten tener un mapa bastante generalizado del patrón global (Figura 3).

La compilación original, en 1986, estuvo a cargo del *U.S. Geological Survey* (M.L. Zoback), como parte del Programa Internacional de la Litosfera (ILP), y desde 1995, pasó a ser un proyecto de investigación del grupo de la *Heidelberg Academy of Sciences and Humanities-Universidad de Karlsruhe* (Alemania), como una tarea del *International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior* (IASPEI).

Después de 30 años de recolección de datos, la versión 2016 cuenta con 42870 datos, clasificadas en función de la confiabilidad del dato como indicador del esfuerzo tectónico (Tabla 2, Figura 4).

[1] *Available at www.world-stress-map.org*

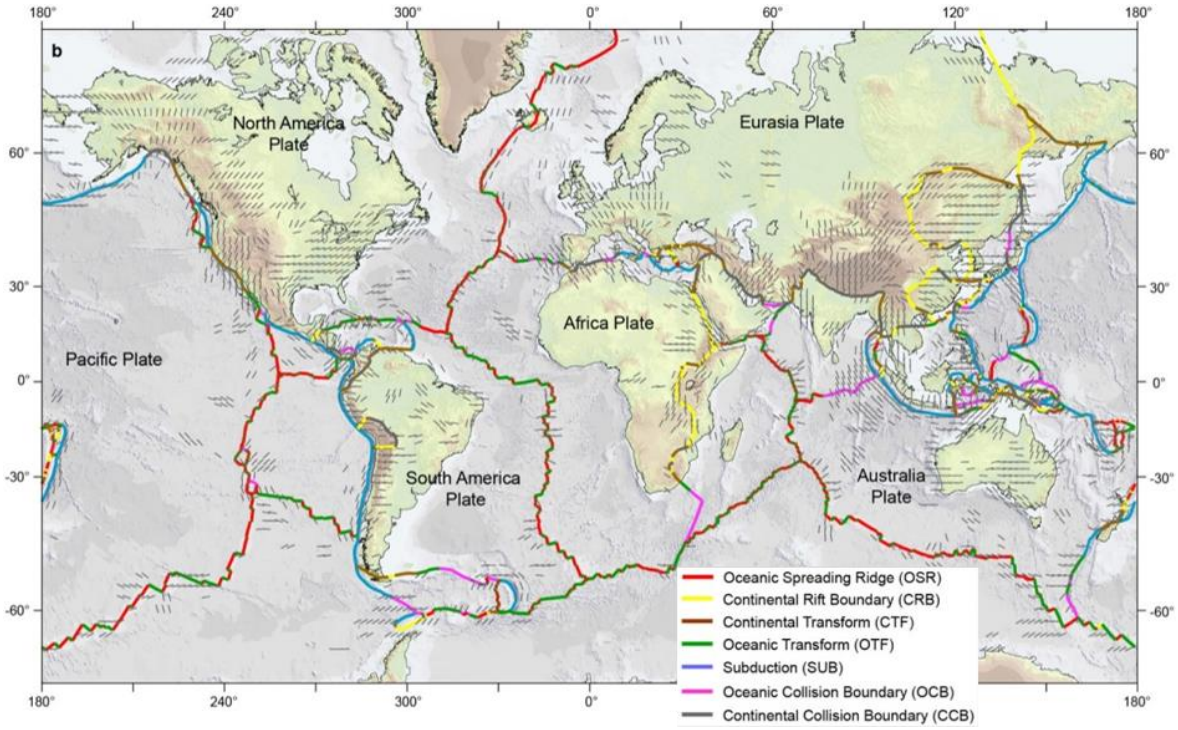


Figura 3 Trayectorias de $S_{Hmáx}$ generadas a partir de datos del WSM de calidades A-C localizados en la misma placa y con radio de búsqueda variable
Fuente: Heidbach *et al.*, 2018

Tabla 2 Estadísticas generales de la base de datos del "World Stress Map" 2016

INDICADORES DE ESFUERZO	Nº Datos
Mecanismos focales de terremotos (FMS, FMA, FMC)	30341
Inversión de mecanismos focales (FMF)	1287
Rotura de sondeos (BO, BOC, BOT)	6301
Fractura por tracción inducida por perforación (DIF)	941
Fracturación hidráulica (HF, HFG, HFM, HFP)	907
Geológicos (GFI, GFM, GFS, GVA)	1601
Testificación doble (OC)	927
Otros (BS, FMA, PC, SWB, SWL, SWS)	565
Total datos	**42870**

Fuente: Heidbach *et al.*, 2018

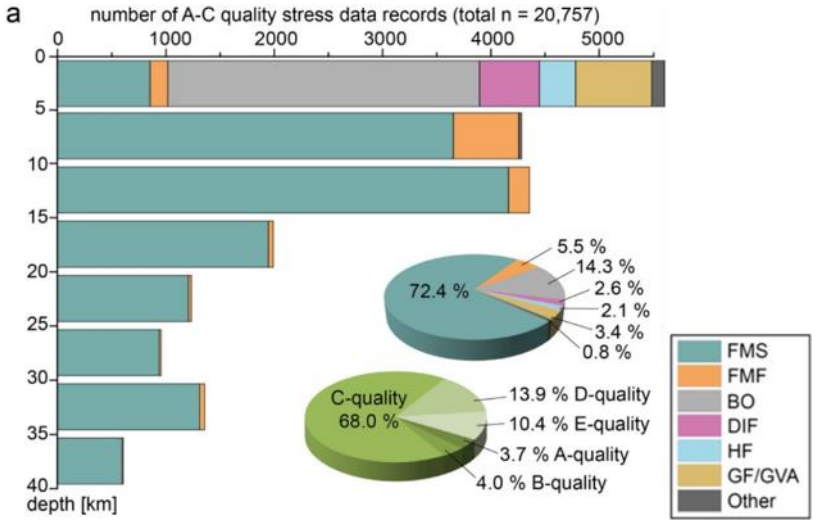


Figura 4 Distribución de la profundidad y del tipo de datos de calidades A a C registrados en la base de datos WSM versión 2016
Fuente: Heidbach *et al.*, 2018

Análisis regionales de las trayectorias del máximo esfuerzo horizontal para la esquina noroccidental de Suramérica se encuentran en los estudios geodinámicos realizados por Stephan (1982), Stephan *et al*. (1986), retomados por Audemard y Audemard (2002), y Cortés y Angelier (2005) estiman los estados de esfuerzos actuales y trayectorias para el bloque norte de los Andes.

También existen estudios sobre el estado de esfuerzos y deformación en algunas regiones de Colombia, entre los que destacan los realizados por:

a) Rivera (1989) y Salcedo (1995) para el "nido sísmico" de Bucaramanga (departamento de Santander), si bien esta sismicidad se registra a profundidades intermedias.

b) Salcedo (1995) y Cardona *et al.* (2005) para la zona noroccidental de Colombia a partir de mecanismos focales y datos de Sistemas de Posicionamiento Global (GPS).

c) Dimaté *et al.* (2003) para el terremoto de Tauramena (departamento de Casanare, 19/01/1995) a partir del análisis de mecanismos focales de terremotos.

d) Egbue *et al.* (2014) que analizan la evolución del campo de esfuerzos y deformación en la Cordillera Oriental considerando paleoesfuerzos e integrando orientaciones del campo actual determinados con GPS, mecanismos focales de terremotos y roturas de sondeos.

e) Arcila *et al.,* (2000a, 2000b, 2002) han integrado resultados de esfuerzos tectónicos actuales, obtenidos a partir del análisis de poblaciones de mecanismos focales de terremotos, con valores de desplazamientos de las placas litosféricas obtenidos por Sistemas de Posicionamiento Global (*GPS*). Los resultados obtenidos por estos autores reflejan los campos de esfuerzos en el territorio colombiano y permiten formular un esquema sismotectónico para la convergencia de las placas litosféricas en el extremo noroccidente de Suramérica.

f) Vargas *et al.,* (2002) analizan el estado de esfuerzos en Colombia a partir de resultados de geodesia satelital y mecanismos focales de terremotos del catálogo de Harvard (hoy Global CMT[2]) con conclusiones ligeramente diferentes.

g) Colmenares y Zoback (2003) integran datos de esfuerzos *in situ*, neotectónica y GPS para examinar los diferentes modelos sismotectónicos propuestos en el norte de Suramérica.

h) Corredor (2003) estima las tasas de deformación sísmica en cinco subregiones de Colombia a partir de las componentes del tensor momento sísmico (TMS) de los terremotos registrados en la base de datos del catálogo de Harvard (hoy Global CMT) y los compara con modelos de movimiento relativo de placas y datos de GPS.

1.4 INTERÉS Y OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

Esta investigación se desarrolla en el marco de la tectónica de placas, y acude a diversas metodologías ampliamente utilizadas en proyectos realizados por equipos de investigadores de diversas universidades españolas, p. ej. *SIGMA: Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual en la península Ibérica* (CSN, 1998), y *PRIOR: Deterinación de Fallas de Primer Orden mediante el análisis integrado de datos geológicos* (CSN, 2006), para caracterizar los esfuerzos tectónicos y localizar las fallas más peligrosas de la Península Ibérica de cara a la prevención de accidentes en las principales centrales nucleares españolas, tomando como modelo el trabajo desarrollado por el *Institute de Protection et de Sureté Nucleaire* para la zonificación sismotectónica de Francia (IPSN, 1993).

Este trabajo también se beneficia de la creciente disponibilidad de bases de datos y metodologías, entre otras de sismología, velocidades de desplazamiento, campos potenciales, batimetrías y topografías, obtenidos con tecnologías satelitales, lo que permite

[2] *Available at www.globalcmt.org*

realizar análisis con información homogénea y contrastada para interpretación tectónica e integración en nuevos modelos.

El **objetivo fundamental** de esta tesis es realizar un análisis conjunto de información sismológica, geodésica, geofísica y tectónica, para establecer estados de esfuerzo/ deformación actuales, describir el comportamiento reológico de la corteza, e identificar características de la productividad sísmica útiles para estimación del peligro sísmico en Colombia.

Para lograr este objetivo principal, ha sido necesario alcanzar una serie de **objetivos particulares**:

1. Realizar un análisis de la sismicidad histórica e instrumental para caracterizar el contexto sismotectónico general.
2. Realizar un análisis de los esfuerzos y la deformación a partir de análisis de mecanismos focales de terremotos.
3. Analizar e interpretar información de geodesia satelital para caracterizar los tensores y velocidades de deformación.
4. Formular una aproximación al comportamiento reológico y termal de la corteza.
5. Identificar las implicaciones sobre el peligro sísmico de Colombia.

Los resultados de esta tesis, al caracterizar aspectos fundamentales de la deformación y el comportamiento reológico de la corteza, serán de ayuda en la formulación de nuevos modelos de fuentes sismogénicas, y la información de la productividad sísmica proporcionará nuevas alternativas para las estimaciones del peligro sísmico en Colombia.

1.5 ESTRUCTURA Y MEMORIA DE LA TESIS

El trabajo realizado durante este proceso de investigación se ha organizado en siete capítulos, los cuales conforman la memoria de la Tesis Doctoral, así:

Capítulo 1. Introducción y objetivos. Este capítulo corresponde a la presente sección, que incluye las bases conceptuales que orientan la investigación, particularmente frente a los estudios sismotectónicos a partir de esfuerzos y campos de esfuerzos. Así mismo da cuenta

del interés y de los objetivos que orientaron la realización de un análisis sismotectónico de la convergencia Caribe, Nazca, Suramérica, y de reconocer las implicaciones para el peligro sísmico en Colombia.

Capítulo 2. Contexto tectónico. Este capítulo corresponde a una descripción geográfica de la zona de estudio y los principales antecedentes de estudios existentes a nivel global y regional, y a una recopilación de diferentes estudios y modelos tectónicos, reconociendo que no se disponen de estudios similares para el extremo noroccidente de Suramérica.

Capítulo 3. Análisis de la sismicidad. Este capítulo corresponde a una descripción de fuentes de información disponible e interpretaciones respecto los principales rasgos tectónicos que pueden derivarse del análisis de la sismicidad.

Capítulo 4. Análisis de esfuerzos y deformación. Este capítulo presenta metodologías y resultados del análisis de esfuerzos y deformación a partir de mecanismos focales de terremotos y de las velocidades instantáneas de GPS. Estos resultados fueron publicados en 2020 en un capítulo del libro *The Geology of Colombia*.

Capítulo 5. Aproximación al comportamiento termal y reológico de la corteza. En este capítulo se realizan estimaciones de flujos de calor, temperatura del Moho y gradientes geotérmicos, que sirven para postular perfiles reológicos para algunas macrozonas del país.

Capítulo 6. Análisis del potencial sísmico de la corteza. Dado que uno de los propósitos principales de esta investigación es identificar implicaciones para el peligro sísmico de Colombia, en este capítulo se implementan dos metodologías que permiten relacionar las tasas de deformación estimadas, con cuantificaciones de productividad sísmica de la corteza en el noroeste de Suramérica, incluyendo parámetros a y b, y recurrencias de magnitudes.

Capítulo 7. Conclusiones. Este capítulo final sintetiza en unas conclusiones los principales resultados de la tesis.

CAPÍTULO 2
CONTEXTO TECTÓNICO

Colombia, por su ubicación en la esquina noroeste de Suramérica, se encuentra en una zona de interacción de tres placas litosféricas principales: Caribe, Nazca y Suramérica, comprendiendo vastos dominios que juegan un papel fundamental para la conformación del actual contexto sismotectónico del país (Figura 5).

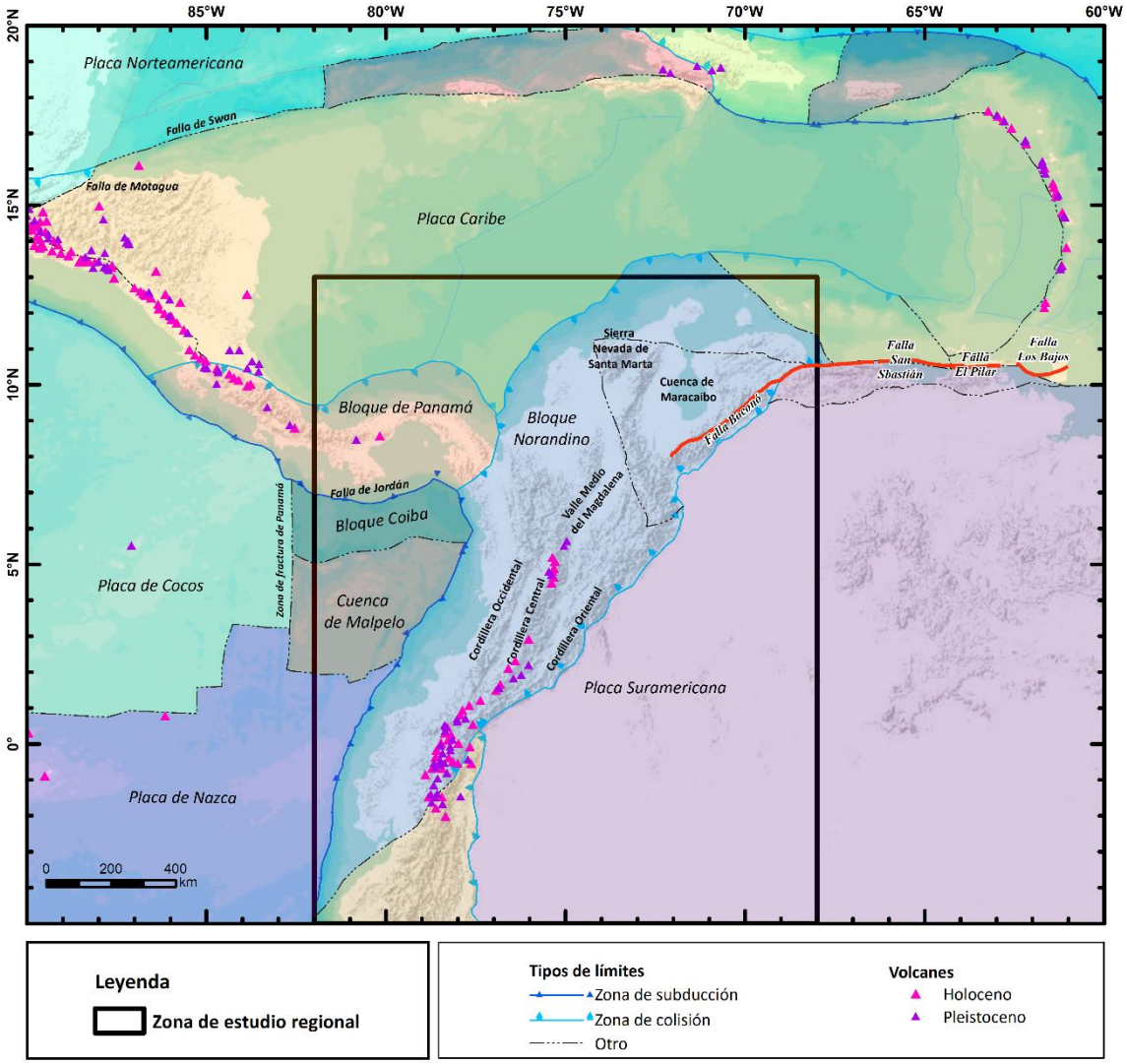


Figura 5 Localización geográfica y principales rasgos tectónicos de la zona de estudio regional
Fuente: New Maps of Global Geological Provinces and Tectonic Plates (Hasterock *et al.*, 2022)

2.1 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

Geográficamente, el área estudiada ocupa la zona ecuatorial del sector centro-oriental del hemisferio occidental. La investigación se desarrolla en dos niveles: uno *regional*, delimitado por las coordenadas -60° a -90° de longitud y -5° a 20° de latitud y otro *nacional*, entre las coordenadas -68° a -82° de longitud, y -5° a 13° de latitud, abarcando el territorio colombiano, objeto central de este estudio.

En el área de análisis regional, de poco más de 9 millones de km², se localizan los países de Centroamérica (con excepción de Belice), los países de la cuenca del Caribe (con excepción de Cuba), y del norte de Suramérica (Colombia, Ecuador, Venezuela, el noroeste de Brasil y norte de Perú). Los principales rasgos tectónicos y morfológicos quedan reflejados en un mapa que incluye las principales placas litosféricas que interactúan y definen las condiciones de borde (Figura 5).

La zona que se ha analizado en mayor detalle, el extremo noroccidental de Suramérica y suroriental de Centroamérica cubre un área aproximada de 3 millones de km², abarcando casi en su totalidad los territorios de Colombia, Ecuador y Panamá, y los extremos norte del Perú, y el occidente de Venezuela.

La principal característica topográfica de esta área es la Cordillera de los Andes, que atraviesa la zona de suroccidente a nororiente. En el extremo noroeste se reconocen serranías aisladas como las de Baudó en Colombia, San Blas, Darién y Tabasará en Panamá. Hacia el suroriente, se extienden vastas tierras bajas; en el sector septentrional, las sabanas de los llanos de Colombia y Venezuela, y en el meridional, la región de selvas de la cuenca amazónica, por citar sólo los más destacados.

2.2 SINTESIS TECTÓNICA

En esta sección se presenta una descripción general de los principales dominios: la cordillera de los Andes al oeste, y la cuenca de los Llanos y la Amazonía al este y sureste de Colombia, en la placa de Suramérica; la cuenca colombiana en la placa Caribe, y la cuenca de Panamá en la placa de Nazca.

El dominio de los Andes es el ejemplo típico de subducción de una placa oceánica debajo de un margen continental y el levantamiento de una cadena montañosa sin colisión

continental. La cordillera de los Andes se extiende desde Venezuela hasta Tierra del Fuego, y es la principal característica morfológica de América del Sur.

En este dominio también se reconocen diferentes efectos de la subducción, de normal a plana, que favorecen o limitan el vulcanismo. La morfología y geología de este orógeno está fuertemente influenciada por la edad, la geometría y la batimetría de la placa que subduce.

La evolución de los Andes modernos comenzó a principios del Jurásico, después de la ruptura inicial del supercontinente Mesozoico Pangea y la apertura del Océano Atlántico, y el inicio de la subducción a lo largo del margen occidental de América del Sur, integrando una historia de 200 millones de años de magmatismo, levantamiento relacionado con deformación por contracción, formación de cuencas sedimentarias de antearco y tras-arco, episodios de extensión oblicua, colisión de terrenos oceánicos en los Andes del norte y de dorsales oceánicas en el sur (Kay y Mpodozis, 2021).

El sistema andino colombiano representa cerca de la mitad del territorio continental del país, con las Cordilleras Oriental, Central y Occidental. El otro gran dominio lo componen la cuenca de los Llanos y la Amazonía, en el cratón.

Por su parte, la cuenca colombiana en la placa Caribe se extiende desde la costa este de América Central, hasta la dorsal Beata de tendencia noreste, que la separa de la cuenca venezolana, y desde la falla de Swan en el extremo norte, hasta la costa en el Caribe colombiano, donde el cinturón deformado del sur del Caribe constituye una zona de convergencia y colisión oblicua.

La placa Caribe representa una amalgama tectónica de diversos tipos de corteza que incluye corteza continental, corteza de arco insular, corteza de meseta oceánica y corteza oceánica normal (Romito y Mann, 2020), entre dos grandes zonas de subducción: la subducción de las Antillas Menores en el este y la zona subducción de Mesoamérica en el oeste. El límite norte con la placa de Norteamérica se caracteriza por una convergencia oblicua con grandes sistemas de fallas de deslizamiento, y el límite sur se caracteriza por convergencia con la placa de Suramérica y por sistemas de fallas de deslizamiento (Molnar y Sykes, 1969).

El istmo de América Central, en la placa Caribe, representa la única conexión terrestre continua entre América del Norte y América del Sur.

El último gran dominio es la cuenca de Panamá, en la placa de Nazca, un área delimitada por los márgenes continentales de Ecuador, Colombia y Panamá al este y norte, y las cordilleras Carnegie y Cocos al sur y noroeste. La formación de la cuenca fue causada por la división de la placa oceánica de Farallón en las placas de Cocos y Nazca a principios del Mioceno, e interacción con el punto caliente de Galápagos (Lonsdale, 2005).

En esta región, la corteza oceánica de Nazca se formó durante el Cenozoico en el centro de expansión Cocos-Nazca, al este de la Dorsal del Pacífico Oriental (Hardy, 1991). Entre los rasgos más prominentes en la cuenca de Panamá se reconocen las dorsales asísmicas de Coiba, Costa Rica y Malpelo, las zonas de fractura de Panamá y de Ecuador, y las fallas de Jordan y de Hey.

2.3 MODELOS PREVIOS

Como en cualquier región tectónicamente compleja, para la esquina noroeste de Suramérica se han propuesto modelos alternativos para explicar diversas observaciones geológicas. Hasta comienzos de los años setenta, la evolución geotectónica del territorio colombiano era enfocada con una visión "*autoctonista*", basada en la noción tradicional de geosinclinal.

Entender de manera integral este contexto tectónico se constituye en punto de partida para las investigaciones sobre su evolución, esto es, en la medida en que mejor se conozca el esquema actual, más fácil será reconstruir la evolución geológica de esta zona de gran complejidad.

La evolución de estas placas ha dado origen a las estructuras que actualmente afectan el territorio colombiano, así como a numerosas provincias geológicas, las cuales hoy día son interpretadas como terrenos geológicos acreccionados a un borde continental antiguo, representado por la esquina noroccidental del Escudo de Guyana.

Desde el punto de vista tectónico, Colombia se encuentra en una zona de intensa deformación, resultado de la interacción de las placas Caribe, Nazca y Suramérica, y de la influencia de las placas de Cocos y Norteamérica. Su evolución histórica y la configuración de límites ha sido objeto de diversos estudios, centrados principalmente en la evolución de la placa Farallón y su fragmentación en las placas de Cocos y Nazca (Wortel y Cloetingh, 1981), y el origen y evolución de la placa Caribe.

Los primeros trabajos sobre la configuración tectónica de la zona definieron las placas de Caribe, Nazca y Las Américas (Molnar y Sykes, 1969), posteriormente se propuso Norteamérica y Suramérica como placas con desplazamientos distintos (Jordan, 1975); se identificó la presencia de bloques o microplacas: Bloque de Panamá, Bloque de Maracaibo (Bowin, 1976), el Bloque Santa Marta - Maracaibo (Bonini *et al.*, 1980), el Bloque Andino (Pennington, 1981) y el Bloque Coiba (Adamek *et al.*, 1988).

En la medida en que se dispone de más información y recursos tecnológicos, las propuestas han cambiado (Figura 6), y se han postulado nuevos modelos que incorporan resultados de desplazamientos relativos de placas, obtenidos de campañas sucesivas de GPS (Kellogg y Vega, 1995); reconstrucciones de la evolución de la placa Caribe a partir de trayectorias de puntos calientes (Müller *et al.,* 1999); integración de resultados de los esfuerzos tectónicos actuales y GPS (Arcila *et al.*, 2002).

Taboada *et al.* (2000), revalúan la sismotectónica de Colombia y la geometría de las zonas de subducción bajo el noroccidente de Suramérica, a partir de nuevos datos sismológicos, tectónicos y tomográficos, y proponen un marco tectónico para los Andes del norte y el Caribe, constituyendo en la actualidad el modelo de mayor difusión y aceptación (Figura 7).

Muchos de estos trabajos se han desarrollado haciendo énfasis en algunas regiones o procesos, por ejemplo, la evolución de la esquina noroccidental de Suramérica (Duque-Caro, 1990; Toussaint, 1991); la evolución de la cordillera Oriental (Jones, 1995; Taboada *et al.*, 2000; Sarmiento-Rojas, 2001); la segmentación de los Andes (Hall y Wood, 1985; Kley y Monaldi, 1999, Ramos, 1999); la subducción en el Pacífico (Gómez, 1994, Arcila y Dimaté, 2005, Monsalve, 1998), y la geometría de la placa (Gustcher *et al.*, 1999, Gustcher *et al.*, 2000, Gutscher, 2002, y Collot *et al.*, 2002); y análisis detallados de los últimos terremotos importantes, por ejemplo para el sismo de Páez del 06/06/94 (Jiménez, 1997); el sismo de Tauramena del 19/01/95 (Dimaté, *et al.*, 2003.), y el terremoto del Eje Cafetero del 25/01/99 (Ingeominas *et al*., 1999; Monsalve, 2001).

Estudios recientes para la placa del Caribe y el norte de Suramérica se realizan a partir de la topografía y múltiples conjuntos de datos geofísicos, que incluyen gravedad, magnetismo, espesor de la corteza, sismicidad e imágenes sísmicas del manto superior. Estos conjuntos de datos se utilizan para analizar las propiedades de la corteza, así como la interacción pasada y presente de las placas tectónicas en esta región.

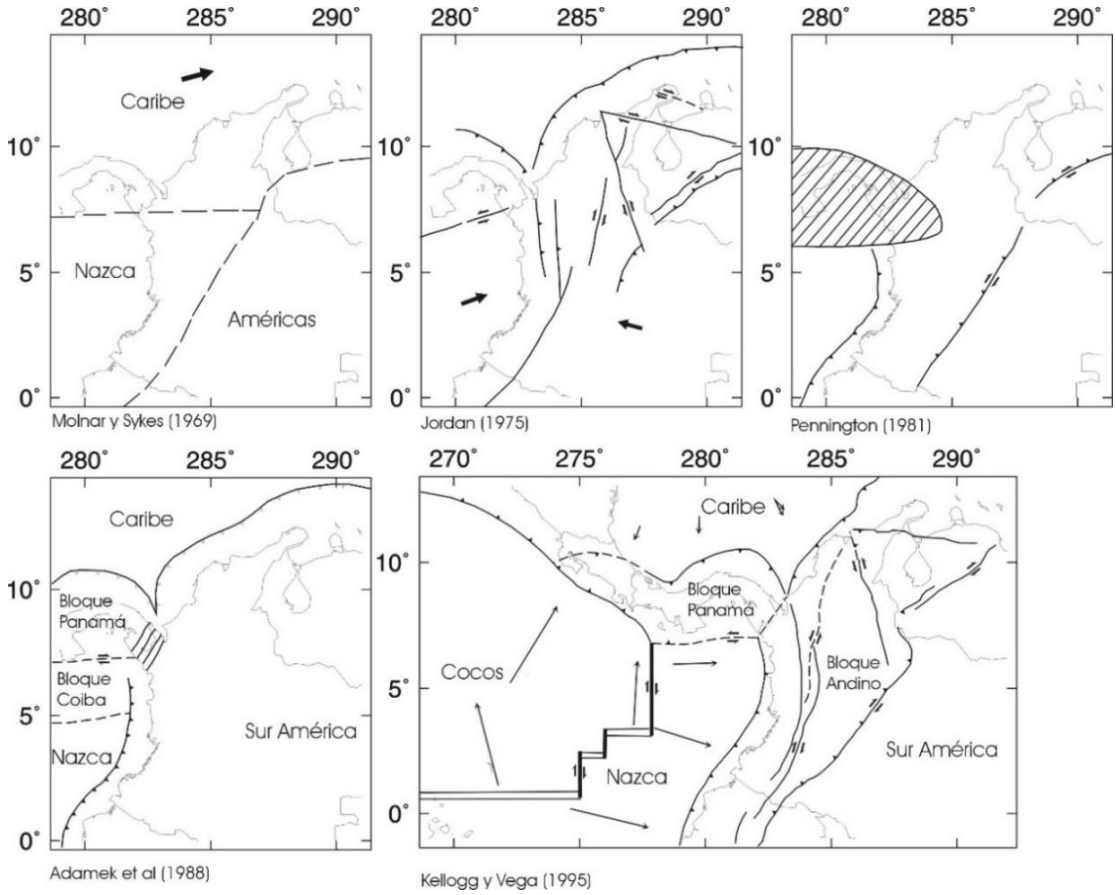


Figura 6 Modelos geotectónicos previos
Fuente: Gómez (1994)

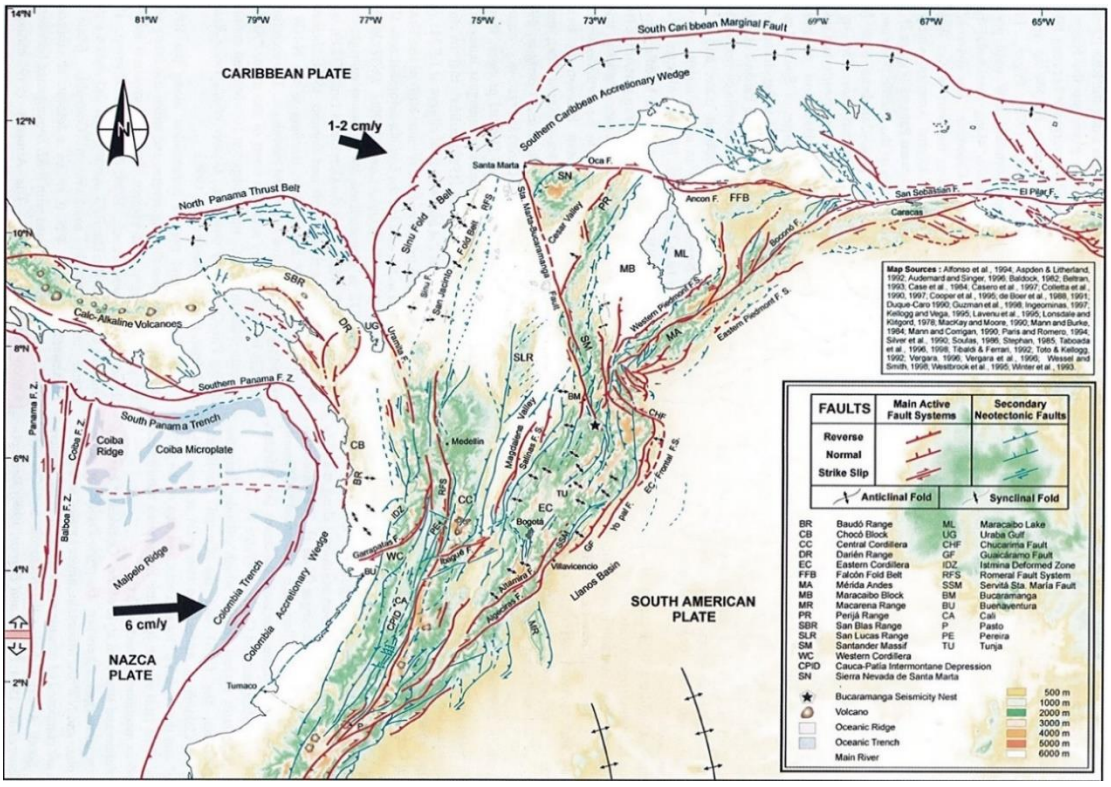


Figura 7 Marco tectónico para los Andes del norte
Fuente: Taboada *et al.*, 2000

Aquí se mantienen controversias respecto a la subducción de Nazca bajo el oeste de Suramérica, originadas en buena medida por las limitaciones de los métodos magnéticos en latitudes cercanas al Ecuador, que no permiten reconocer con mayor certeza edades de la corteza que está subduciendo bajo el continente. En este sentido, Lonsdale (2005) reinterpretó las isocronas en la cuenca de Panamá, y postuló un centro de expansión (Sandra *ridge*), coincidente con lo que previamente se había definido como la falla de Hey (Hey, 1977), estructura oeste-este con sentido de movimiento sinistral.

Esa nueva interpretación sirvió a su vez para proponer una proyección de ese rasgo bajo el continente, y que se postulara un desgarre en la placa subducida bajo el centro de Colombia (Caldas *tear*), para explicar el nido sísmico extremadamente concentrado y activo de profundidad intermedia bajo el centro-este de Colombia (Vargas y Mann, 2013). La proliferación de interpretaciones relacionadas con desprendimientos o desgarres para explicar diversos fenómenos geológicos, ha motivado un examen sobre si estos modelos se aplican de manera bastante flexible, incluso en ausencia de restricciones convincentes para proporcionar explicaciones *ad hoc*, para hechos geológicos que de otro modo no se explicarían (Garzanti *et al.*, 2018; Chelle-Michou *et al.*, 2022): un sesgo de confirmación, que podría llevar a conclusiones inexactas.

Discusiones filosóficas aparte, la evidencia sismológica define una clara zona de subducción interplaca, hasta la frontera con Panamá, y sismicidad intraplaca (*Benioff*), de profundidad intermedia (60 a 200 km), hasta la latitud de la falla de Hey, que podría constituir la terminación norte de la placa de Nazca (*sensu stricto*).

Por su parte, los modelos para la formación de la placa Caribe incluyen orígenes "*in situ*", que postulan que la corteza del Caribe se formó por adelgazamiento continental y la formación de una meseta oceánica que ocurrió durante la separación de América del Norte y del Sur en el período 130-80 Ma, y otros que postulan un origen a medida que la corteza oceánica normal del Pacífico se desplazaba sobre el punto caliente de Galápagos, con engrosamiento durante pulsos magmáticos en el Cretácico medio y superior, que pasó a ocupar la brecha entre América del Norte y América del Sur (Mann, 1999). El origen Pacífico de la placa del Caribe es el más comúnmente aceptado, ya que explica mejor la evidencia geofísica y geológica disponible.

Interpretaciones recientes de anomalías magnéticas postulan que las cuencas de Colombia y Venezuela, y la parte más antigua de la provincia ígnea del Caribe (CLIP), se formaron en

el eje de una dorsal en el Océano Pacífico. De acuerdo a las anomalías magnéticas identificadas, se reconoce un centro de expansión fósil y anomalías C34 y C33r que implican edades entre 73 y 83 Ma (García-Reyes y Dyment, 2021).

Análisis de datos geofísicos para la cuenca del Caribe fueron realizados por Barrera-López *et al.* (2022), y en su estudio generaron mapas regionales de anomalías de Bouguer, anomalías magnéticas y un nuevo mapa de espesor de la corteza, que documenta grandes áreas de corteza oceánica de espesor normal dentro de las cuencas de Venezuela y Colombia de la placa del Caribe, revalidando el concepto de que la corteza del Caribe es anómalamente gruesa (Figura 8).

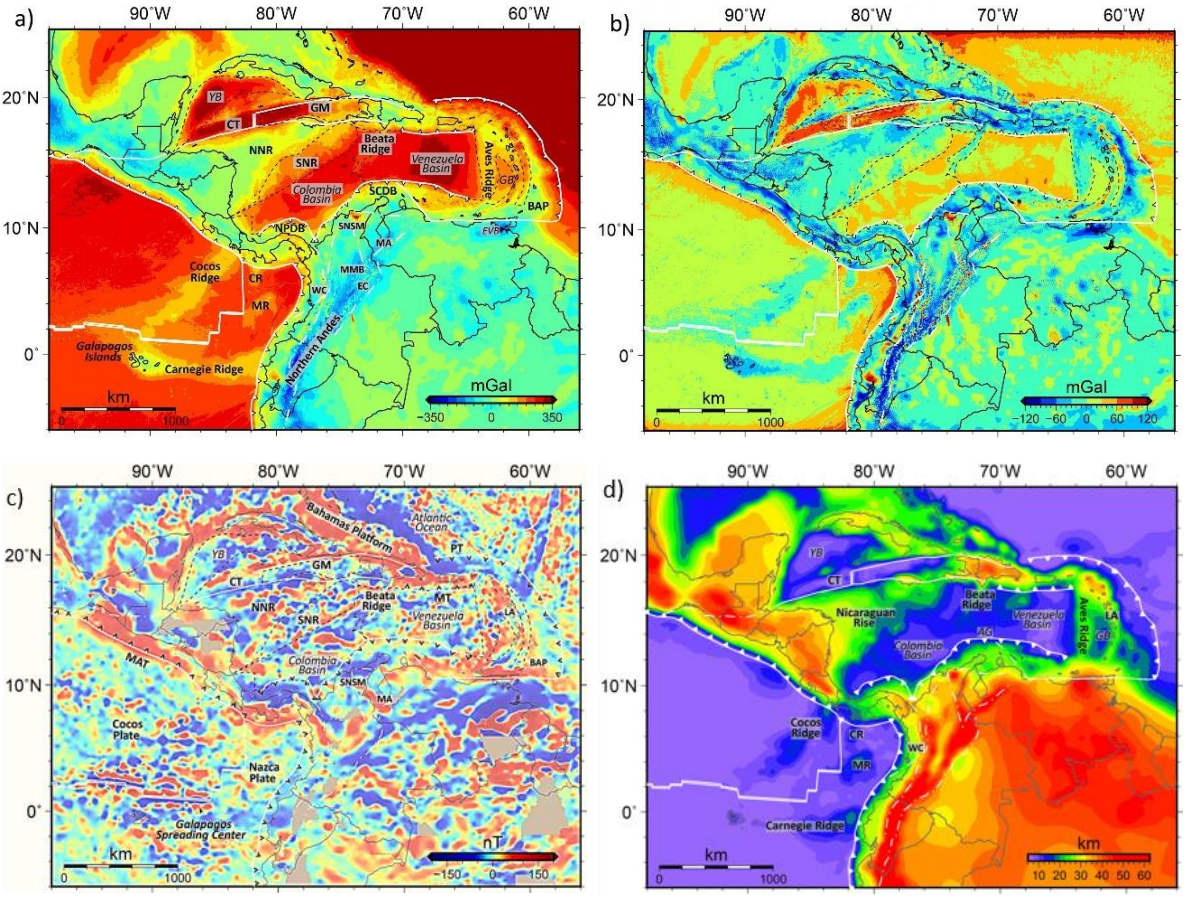


Figura 8 Mapas del Caribe y el norte de Suramérica
a) anomalía gravimétrica de Bouguer, b) anomalía isostática residual, c) anomalías magnéticas de EMAG2v3 y d) Mapa de espesor de la corteza
Fuente: Barrera-López *et al.* (2022)

En un artículo reciente, Sun *et al.* (2022), realiza análisis por tomografía telesísmica, y sus resultados contribuyen en la definición de la geometría de la subducción en el noroeste de Suramérica. Ese artículo incluye una completa revisión de múltiples estudios que postulan geometrías, orígenes e interacciones para diferentes segmentos que podrían explicar

principalmente la sismicidad observada y resultados de tomografías sísmicas, realiza pruebas para diversas configuraciones de placas, y concluye con unas interpretaciones que buscan dar claridad en algunos de los principales temas de discusión respecto la configuración tectónica en el noroeste de Suramérica. La Figura 9 presenta resultados de la tomografía para 160 km, que individualiza los diversos segmentos subducidos, y que permiten postular los orígenes y relaciones entre ellos.

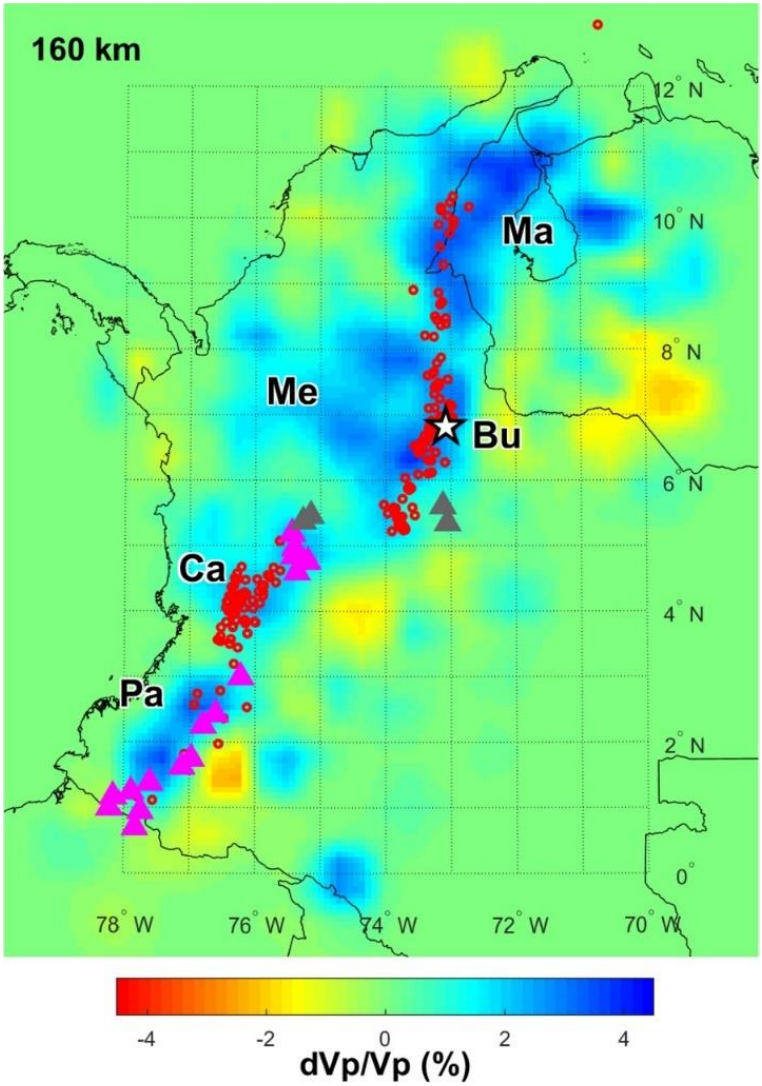


Figura 9 Resultados de la tomografía de onda P a 160 km de profundidad
Fuente: Sun *et al.* (2022)

Las propuestas para la subducción bajo el oeste de Venezuela y norte de Colombia, han sido presentadas en el Atlas del inframundo de las placas (van der Meer *et al.* 2018), donde identifican la placa Maracaibo, coincidente también con hallazgos reportados por Cornthwaite *et al.* (2021) para la misma zona.

Tal como se observa de este panorama, aún siguen siendo válidas las afirmaciones de Fuenzalida y Olaya (1998): "Una integración de la información sismológica con la geológica puede desembocar en la construcción de un modelo sismotectónico para el territorio, usando como condiciones de borde el marco de la tectónica de placas. En el caso de Colombia, no existe actualmente un modelo que integre en forma estrecha toda esta información".

CAPÍTULO 3
ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD

Conocido que la actividad sísmica de una región proporciona los rasgos generales de su contexto geodinámico actual, este capítulo analiza la distribución geográfica de la sismicidad para explicar el ambiente tectónico de Colombia. El análisis se ha realizado a dos escalas diferentes: uno regional, que permite reconocer los límites de placas presentes en la zona y caracterizar el proceso de subducción donde este tiene lugar, y otro nacional, para identificar las principales fuentes sismotectónicas en el área de Colombia.

Considerando la extensión de la zona de estudio, era necesario recurrir a catálogos y bases de datos internacionales. Mundialmente se reconocen los catálogos que publican el ISC (*International Seismological Centre*, Reino Unido) y el NEIC (*National Earthquake Information Center,* del U.S. Geological Survey). Para esta área se tienen catálogos que recogen desde sismicidad histórica (documentada a partir de 1566), sismicidad instrumental para eventos importantes (comenzando en 1901), a un registro más completo desde la instalación de la red mundial estandarizada – WWSSN (en 1961).

En Suramérica, la recopilación más completa la realizó el proyecto SISRA: Programa para la mitigación de los efectos de los terremotos en la región Andina (CERESIS, 1985) y el catálogo más completo de información sísmica de Colombia era la compilación realizada por ITEC para Interconexión Eléctrica S.A. (ITEC, 1988), dentro de los planes de expansión del sector eléctrico.

Desde junio de 1993, el Servicio Geológico Colombiano (entonces Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-ambiental y Nuclear – INGEOMINAS) se encarga de la instalación, operación y mantenimiento de una red sismológica y acelerográfica nacional. A pesar de que el cubrimiento espacial y temporal de esta red no proporciona un cubrimiento homogéneo del territorio colombiano con la mejor calidad, existen esfuerzos para construir catálogos sísmicos integrados, tomando la mejor información de los catálogos globales y regionales, y homogeneizándolos a un mismo tipo de magnitud. El último Catálogo Sísmico Integrado (CSI) para el país es el construido por Montejo *et al.* (2023).

Estos catálogos, aunque útiles para valorar la peligrosidad sísmica, son con frecuencia inconsistentes para resolver problemas tectónicos, por incluir información con diversos niveles de calidad.

Para este estudio se ha empleado un catálogo para cada escala de análisis. Para el análisis regional se empleó el catálogo del ISC-EHB (*International Seismological Centre*, 2022; Engdahl *et al.*, 2020; Weston *et al.*, 2018; Engdahl, van der Hilst, 1998), reconocido en el ámbito de la investigación sísmica y sismológica mundial como una valiosa fuente de información de terremotos. Este catálogo constituye una completa base de datos para un periodo superior a 56 años, a partir de la relocalización de sismicidad mundial registrada desde 1964 en el boletín del ISC, para eventos con una magnitud *prime* ≥ 3.75 (Di Giacomo y Storchak, 2016) y un mínimo de 25 fases leídas en estaciones a distancias telesísmicas, con un gap telesísmico secundario menor a 180°.

Este catálogo ofrece la ventaja de seguir una metodología homogénea y contrastada para la determinación de las localizaciones hipocentrales, minimizando de esta manera los errores en el procesamiento matemático, el cual, junto con la toma de datos, constituyen las principales fuentes de incertidumbre. La información está estructurada en campos que contienen información sobre la localización de los eventos, y los parámetros de calidad de la determinación hipocentral, uno de los parámetros mejor cuidados en esta compilación.

3.1 ANÁLISIS REGIONAL

Este análisis se realiza entre las coordenadas -90° a -60° de longitud y -5° a 20° de latitud. Para esta área, el catálogo ISC-EHB tiene documentados a partir de 1964 y hasta el 31 de diciembre de 2019, 6887 eventos sísmicos, de los cuales 2818 (40.9%) son de categoría L1, la mejor calidad para análisis de distribución hipocentral y determinación de la estructura, dado que son soluciones con profundidad libre y con un error estándar < 5 km con al menos tres fases indirectas, o una profundidad fija a partir de las profundidades de banda ancha de USGS; 2115 eventos (30.7%) son categoría L2 con profundidad libre y errores estándar entre 5 y 15 km o profundidad fija basada en la solución del tensor de momento sísmico, y 1954 eventos categoría L3, con soluciones de profundidad menos acotadas, con error > 15 km o profundidad fija basada en la sismicidad local/ cercana o regiones sísmicas. Las soluciones L1 se consideran el "estándar de oro" de profundidades en este catálogo.

Este catálogo reporta magnitudes *mb*, *Ms* y *Mw*. Para el análisis de la *"completitud"* de la base de datos, se homogenizaron las magnitudes a *Mw*, utilizando las transformaciones presentadas por Arcila *et al.* (2020) y priorizando el uso de *Ms* sobre *mb*, en los casos en que se cuente con los dos valores de magnitud para un mismo evento. Para esta zona se puede considerar completo para magnitudes cercanas a *Mw* > 4.6 y su distribución sigue el comportamiento de la ley de potencia de Gutenberg-Richter (Figura 10).

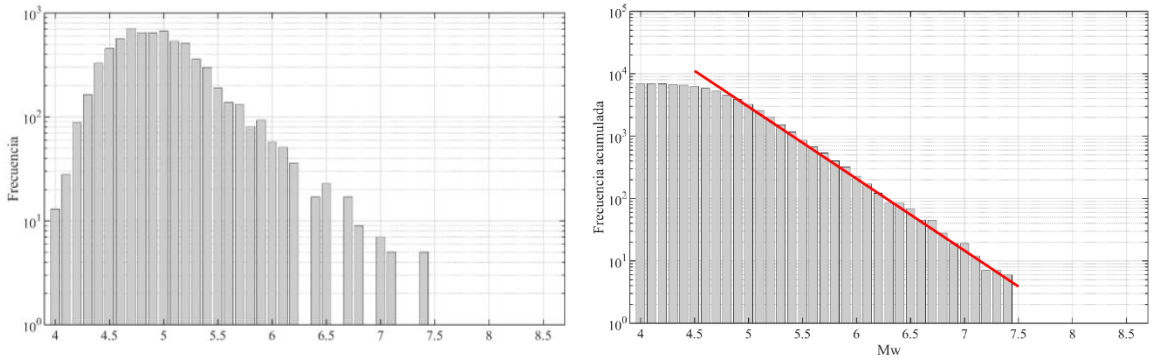


Figura 10 Distribución de magnitudes reportadas en el catálogo ISC-EHB homogeneizadas a Mw Izquierda: distribución de magnitudes. Derecha: frecuencia acumulada de las mismas

Los hipocentros muestran una distribución "bimodal" (Figura 11) con la mayor concentración asociada a sismicidad cortical (< 60 km) y un segundo grupo a sismos de profundidad intermedia relacionados al nido sísmico de Bucaramanga y a la zona intraplaca de *Benioff*, sin presentar picos anómalos que puedan estar asociados al proceso de localización, efecto característico en muchos catálogos de sismos.

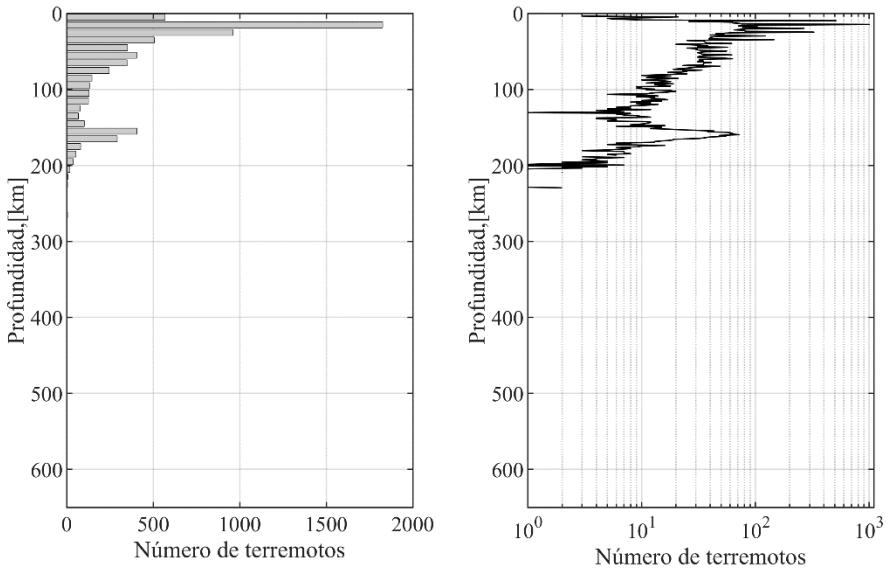


Figura 11 Profundidad focal para los 10425 eventos considerados Izquierda: histograma para rangos de profundidad de 10 km. Derecha: distribución detallada de frecuencias para rangos de 0.1 km

Un análisis temporal de los errores en los tiempos residuales (RMS), en la determinación epicentral (elipse de error determinada por el eje mínimo, el eje máximo y el azimut, *Smin*, *Smaj* y *Az*, respectivamente) y los errores en la profundidad (mayor valor de los ejes principales del elipsoide de error proyectados sobre la línea vertical – ERZ), muestran comportamientos sin tendencias o variaciones mayores a lo largo del tiempo.

Los RMS están concentrados entre 0.5 y 1.5 s, con un valor medio de 0.98 s; los errores en la profundidad se concentran en valores menores a 5 km, con una gran concentración de valores en 0, debido a los eventos que no tienen un error determinado o tienen una profundidad fijada (Figura 12).

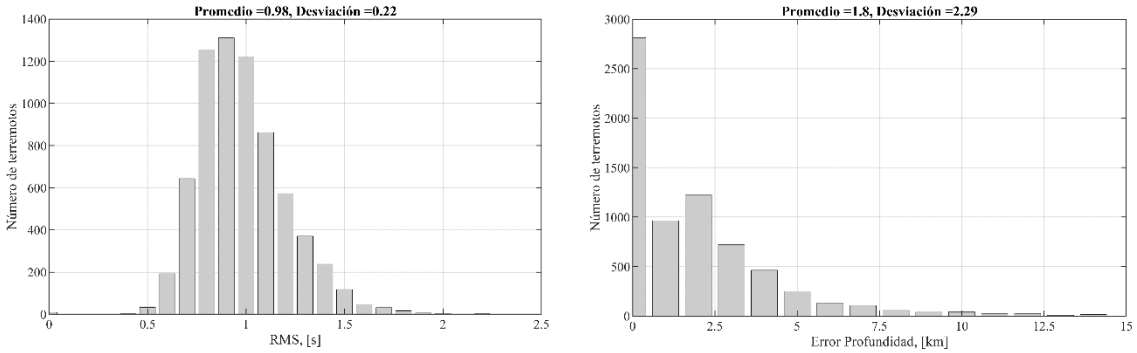


Figura 12 Confiabilidad de las localizaciones reportadas en el catálogo EHB-ISC Izquierda: Histograma de errores en la localización hipocentral RMS. Derecha: error en la estimación de la profundidad para los eventos seleccionados del catálogo ISC-EHB

En términos de las componentes de la elipse de error epicentral, *Smin* y *Smaj* tuvieron valores concentrados en un rango entre 0 y 15 km, con valores promedio de 4.45 y 7.49 km respectivamente; además, se encontró un valor promedio de azimut cercano a 55° (Figura 13).

Un estudio de correlación y distribución de los RMS y el ERH con las magnitudes, permite verificar si estos parámetros muestran alguna dependencia entre sí. Es de suponer que, bajo las mismas condiciones de operación, una red detecta mejor un sismo cuanto mayor es su magnitud, lo cual implicaría que los terremotos de menor magnitud presenten mayores incertidumbres en su localización. Como era de esperar, las distribuciones de los errores muestran tendencia a decrecer a mayores magnitudes (Figura 14).

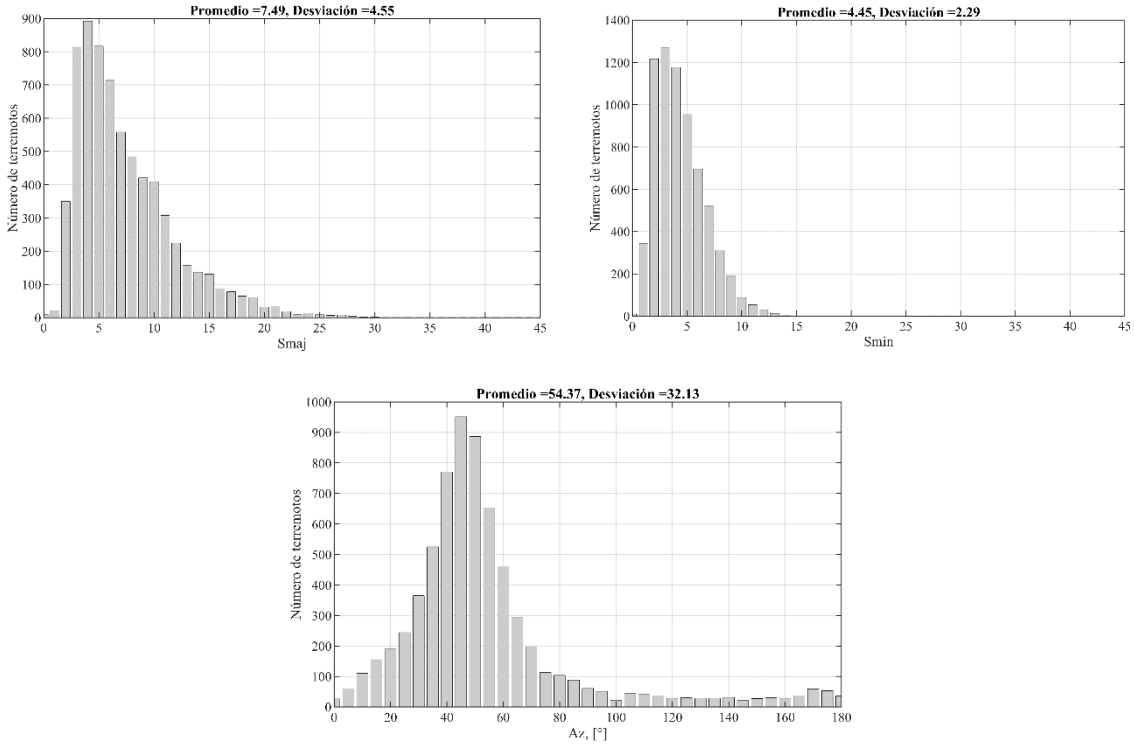


Figura 13 Histogramas de errores en la localización epicentral
Arriba: componentes de la elipse de error Smaj (izquierda), Smin (derecha). Abajo: azimut (Az)

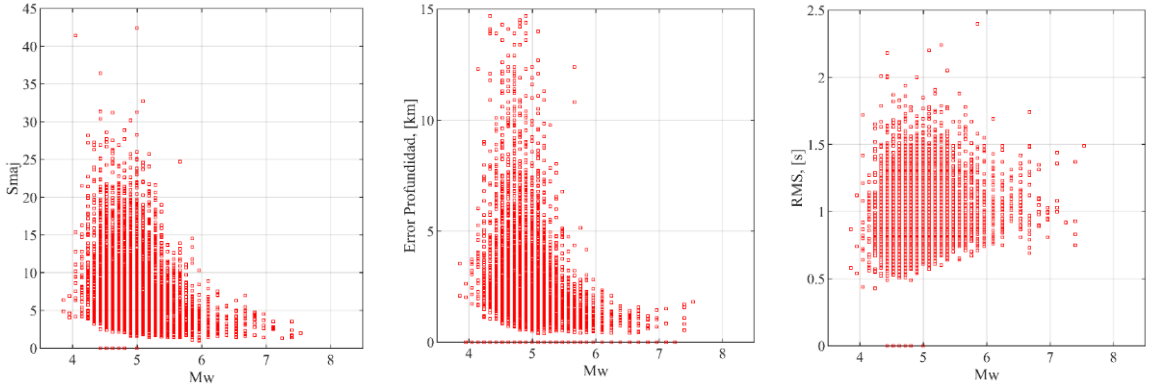


Figura 14 Diagramas de correlación de errores en la localización con la magnitud
Izquierda: eje mayor elipse de error epicentral (Smaj); Centro: error en la profundidad, y Derecha: errores en los tiempos residuales (RMS)

La proyección cartográfica de esta información sismológica permite definir los principales límites entre las placas o bloques litosféricos y analizar las características de los diferentes segmentos de las zonas de subducción que se reconocen en la zona.

Las mayores concentraciones de terremotos se reconocen a lo largo del margen Pacífico, desde El Salvador hasta Ecuador, con notables variaciones en cuanto a frecuencia y distribución con la profundidad. A lo largo de este margen, es posible observar diferentes segmentos, enumerados de norte a sur (Figura 15).

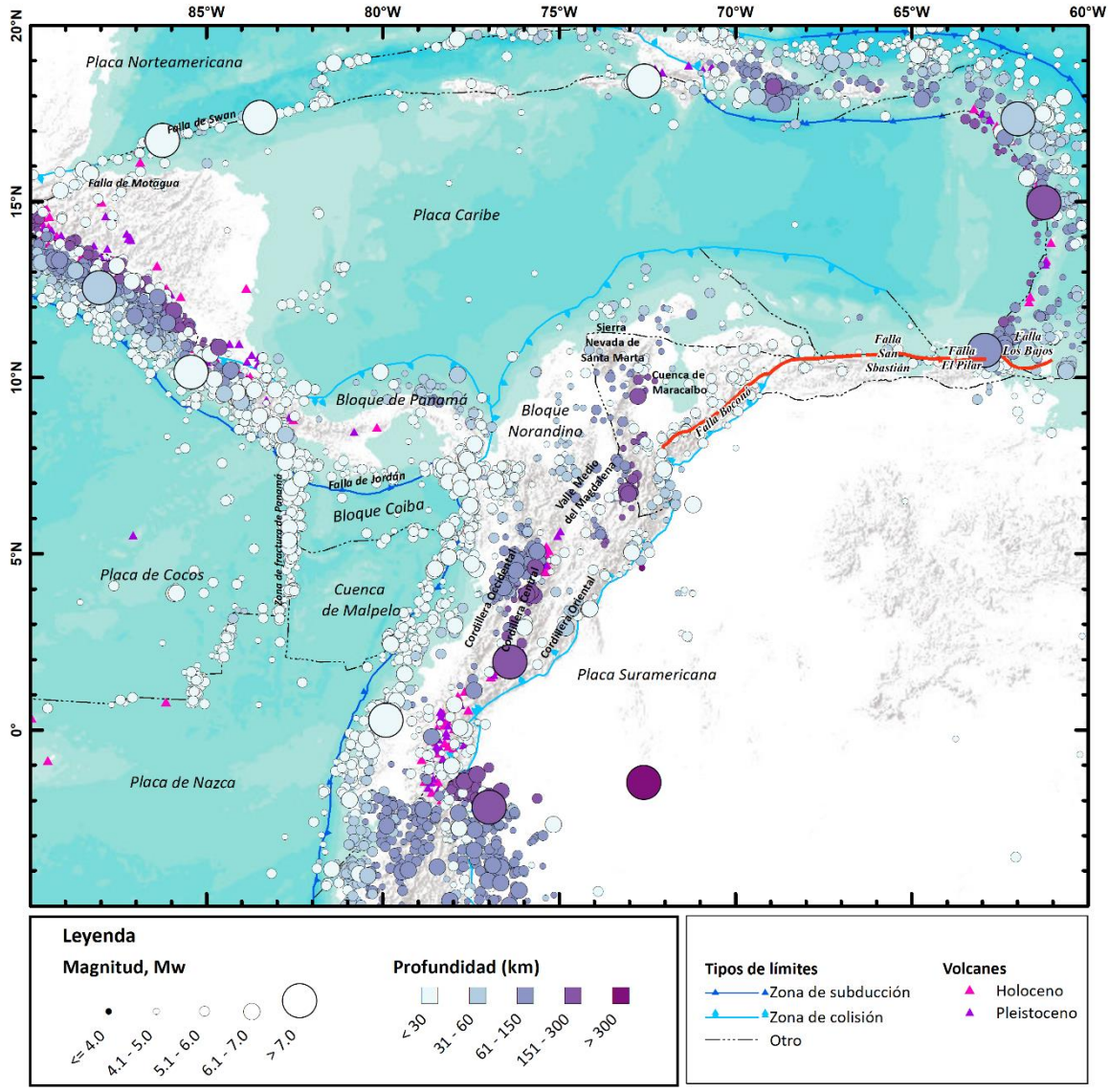


Figura 15 Mapa de distribución de la sismicidad para la zona del Caribe y noroeste de Suramérica

Desde la frontera sur de Guatemala con el Salvador, y hasta el golfo de Fonseca (límites de Nicaragua y El Salvador), la sismicidad registrada define de manera clara la subducción de la placa de Cocos bajo Centroamérica, disponiéndose los eventos en bandas de dirección paralela a la fosa mesoamericana. Al sur de los sistemas de fallas de Chixoy-Polochic, Motagua, Jocotán-Chamelecón, "límite" continental entre las placas Caribe y Norteamérica (Güendel y Protti, 1998), el buzamiento de la placa que subduce se refleja en bandas de sismicidad estrechas.

En Costa Rica, por efecto de la subducción de la dorsal de Cocos bajo la placa Caribe, se observa un cambio importante en el patrón de sismicidad. En este sector la sismicidad en

general es de carácter superficial (< 60 km) y se distribuye a todo lo ancho del país, constituyendo la zona de mayor actividad sobre el Caribe centroamericano. Esta pauta de sismicidad se ve interrumpida a partir de la longitud -83°, donde la zona de fractura de Panamá entra en contacto con la fosa mesoamericana. Desde este punto, hacia el sur, la sismicidad en Panamá se concentra a lo largo de la falla de Jordan, transformante sinestrosa que limita los bloques propuestos de Coiba y Panamá y frente a la costa norte, en el mar Caribe.

El extremo noroccidental del Caribe queda definido por la falla de Swan (Güendel y Protti, 1998), que constituye el límite entre las placas Caribe y Norteamérica, a partir del centro de expansión de las islas Caimán. Este límite se caracteriza por sismicidad en general superficial. Al oriente de esta dorsal, la sismicidad demarca este límite de placas en el arco de las Antillas Mayores, desde el extremo sur de Cuba, hasta el norte de La Española y Puerto Rico, el cual se continúa por las Antillas Menores, desde las Islas Leeward al norte, hasta Trinidad y Tobago al sur, frente a la costa oriental de Venezuela.

La sismicidad a través del arco de las Antillas es superficial, en el sector sur de Cuba y al norte de Haití, para posteriormente definir la subducción de la placa de Norteamérica bajo el Caribe, proceso que es posible reconocer a lo largo de todo el arco de las Antillas Menores. Al sur de La Española y Puerto Rico, la sismicidad describe principalmente la subducción en la Fosa de los Muertos (Rodríguez Zurrunero, 2021)

En Venezuela, la sismicidad, en general de carácter superficial, se concentra a lo largo del límite entre las placas Caribe y Suramérica, desde los sistemas Boconó y San Sebastian al occidente, hasta El Pilar y Los Bajos – El Soldado al oriente (Pérez y Aggarwal, 1981).

Al igual que en Centroamérica, la subducción de la placa de Nazca bajo Suramérica presenta numerosos segmentos que se pueden individualizar a partir de diferentes rasgos, tal como han sido propuestos por Pennington (1981), Hall y Wood (1985), Ramos (1999), Gutscher (1999, 2000, 2002). Así, en el extremo noroccidental de Colombia y oriental de Panamá se registra sismicidad superficial (<60 km), asociada a la convergencia de los bloques Coiba, Panamá y Andino, en el sector que se puede reconocer como punto triple de la convergencia de estas tres "micro-placas" (*sensu lato*).

En Ecuador (la sismicidad del área colombiana se describirá en el apartado siguiente), se observa un comportamiento similar al descrito en Costa Rica, donde el efecto de la convergencia de una dorsal, en este caso Carnegie, produce "flotación" de la placa que

subduce, con el consecuente resultado en la distribución de la sismicidad y el vulcanismo asociado, en áreas de mayor amplitud, y sin que se puedan reconocer claramente las bandas por profundidad que caracterizan la subducción.

En el sur de Ecuador y norte del Perú, la sismicidad está asociada a la subducción "normal" de la placa de Nazca bajo Suramérica, la cual muestra desde eventos superficiales paralelos a la costa, hasta eventos profundos (>600 km) en el sector fronterizo entre Perú, Brasil y Colombia, con un "gap" evidente entre los 300 km y la banda que define la sismicidad profunda (540 – 650 km).

3.2 ANÁLISIS NACIONAL

En el marco de proyectos como el "*Seismic Hazard assessment in the Northern Andes – PILOTO Project*" (Dimate *et al.*, 1999), el proyecto SARA (GEM Secretariat, 2015) y estudios de amenaza sísmica para Colombia como el "Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia 2009" (AIS, 2009), y el más reciente modelo de amenaza sísmica para Colombia publicado por el SGC (Arcila *et al.*, 2020), se han realizado revisiones y actualizaciones al catálogo sísmico de Colombia. Partiendo del último modelo de amenaza sísmica del Servicio Geológico Colombiano (SGC), Montejo *et al.* (2023) presentan el Catálogo Sísmico Integrado para Colombia, como la fuente de información más reciente para los estudios de la peligrosidad sísmica en el país.

El estudio sistemático de la sismicidad histórica en Colombia fue iniciado por Jesús Emilio Ramírez, S. J. y su contribución fundamental es "Historia de los Terremotos en Colombia" (Ramírez, 1975). Este libro reúne un catálogo de 1256 eventos (1566 – 1974), con los principales parámetros de los sismos, textos documentales con descripción de los principales eventos y un comentario o interpretación (Ingeominas, 1999). Otro aporte importante en el campo de la sismicidad histórica son los trabajos de Espinosa (Espinosa, 1993, 1994), en el marco de proyectos específicos para la valoración de la peligrosidad sísmica regional o local (p. ej. GERSCO: Grupo de Estudios de Riesgo Sísmico del Suroccidente Colombiano; Zonificación sismogeotectónica de Popayán, 1992, zonificación sísmica de Santafé de Bogotá, 1998), y los trabajos de Salcedo para Bucaramanga (Salcedo, 1999, 2002), y para la microzonificación sísmica de Cali (Salcedo *et al*., 2004). Más recientemente, el Servicio Geológico Colombiano desarrolló un sistema de información de sismicidad histórica en Colombia, con referencias a los 81 sismos que más han afectado el país, desde 1644 (Sarabia *et al.*, 2022), y que han sido validados e incluidos para la

relocalización de terremotos a partir de información macrosísmica (Di Giacomo y Sarabia, 2021). Para la época anterior al registro instrumental, Sarabia *et al.*, (2022) recoge 14 eventos importantes *(Intensidad macrosísmica ≥ 8 en la escala EMS-98*).

La instrumentación sísmica en Colombia se inició en el año 1923, con la instalación de la primera estación sismológica en Santafé de Bogotá, pero sólo hasta 1941, con la creación del Instituto Geofísico de Los Andes (IGA) empezó de manera formal el registro de la sismicidad, el análisis rutinario de sismos, y su publicación y reporte al ISC (*International Seismological Centre*).

Redes locales de observación temporal fueron instaladas en el marco de estudios de sitio para proyectos energéticos y por eventos específicos (p. ej. terremoto de Popayán del 31 de marzo de 1983). A raíz de la reactivación del volcán Nevado del Ruiz en el año 1985, se inicia en Colombia un nuevo periodo en el seguimiento sísmico y volcánico, dando paso a la creación de los observatorios vulcanológicos adscritos al SGC (Manizales, 1985; Pasto, 1989 y Popayán, 1993). Adicionalmente, en 1986 se constituye el Observatorio Sismológico del Suroccidente (OSSO), en la Universidad del Valle, en el marco del proyecto de evaluación del riesgo sísmico del suroccidente colombiano (GERSCO).

A raíz de las catástrofes del terremoto de Popayán (1983) y la erupción del volcán Nevado del Ruiz (1985), se emprendió la instalación de una moderna red sismológica nacional adscrita al entonces INGEOMINAS, que comenzó a operar en junio de 1993, con 15 estaciones satelitales de periodo corto instaladas en las zonas andina y pacífica. En el año 2022 la red sismológica nacional tiene instaladas 61 estaciones satelitales de banda ancha, 122 acelerógrafos de los cuales 78 transmiten en tiempo real, y se han instalado redes temporales para estudios de fallas, zonas de interés por actividades industriales que pueden inducir sismicidad (p. ej. extracción de hidrocarburos), y por eventos destacados (p. ej. sismicidad de San Andrés, Providencia y Santa Catalina de noviembre de 2018).

En la Tabla 3 se presenta un listado de los sismos severos a muy destructivos que se tienen documentados en el Sistema de Información de Sismicidad Histórica de Colombia, y su distribución en el territorio puede ser observada en la Figura 16 con los eventos que han generado daño severo a muy destructivo, Intensidad macrosísmica ≥ 8 en la escala EMS-98, registrados en el catálogo de sismicidad histórica del SGC.

Tabla 3 Sismos con Intensidad macrosísmica ≥ 8 en la escala EMS-98

Fecha (AAAA/MM/DD)	Hora local HH:MM	Latitud, [°]	Longitud, [°]	Magnitud	Magnitud Tipo	Profundidad [km]	Intensidad máxima
1644/01/16	05:00	7,37	-72,64	6,5	*Mw*	15	9
1646/04/03	02:00	5,52	-74,13	6	*Mw*	15	8
1736/02/02	09:00	2,5	-76,5	6	*Mw*	15	8
1743/10/18	10:45	4,44	-73,83	6,2	*Mw*	15	8
1766/07/09	16:00	3,82	-76,52	6,5	*Mw*	15	8
1805/06/16	03:15	5,37	-74,87	6,1	*Mw*	15	9
1826/06/17	22:30	5,01	-73,59	6,5	*Mw*	15	8
1827/11/16	18:00	1,8	-75,52	7,1	*Mw*	10	10
1834/01/20	07:00	1,1	-76,93	6,7	*Mw*	15	9
1834/05/22	03:00	11,49	-74,07	6,4	*Mw*	10	8
1875/05/18	11:25	7,86	-72,42	6,8	*Mw*	15	10
1882/09/07	03:20	10	-79	6,5	*Mw*	15	9
1884/11/05	23:45	5,1	-75,5	6,3	*Ms*	60	8
1885/05/25	15:05	2,88	-76,54	6,4	*Mw*	15	8
1906/01/31	10:36	0,99	-79,35	8,8	*Mw*	20	10
1917/08/31	06:36	3,78	-74	6,7	*Mw*	15	9
1923/12/14	05:31	0,87	-77,78	6,2	*Mw*	10	9
1923/12/22	04:56	4,56	-73,51	5,9	*Mw*	15	8
1926/12/18	20:50	0,87	-77,78	6	*Mw*	10	8
1928/11/01	11:08	4,95	-73,097	5,9	*Mw*	15	8
1933/02/10	17:00	1,37	-77,58	5,7	*Mw*	10	8
1935/08/07	04:00	1,05	-77,31	6,1	*Mw*	10	8
1935/09/17	23:58	5,09	-76,08	6,1	*Mw*	15	8
1935/10/26	20:15	1,07	-77,51	5,9	*Mw*	10	8
1936/07/17	12:30	1,17	-77,73	6,3	*Mw*	10	8
1938/02/04	21:23	4,68	-75,69	7	*Ms*	150	8
1942/12/26	07:30	9,27	-75,52	6,2	*Mw*	15	8
1947/07/14	02:01	1,3	-77,23	6	*Mw*	10	8
1950/07/08	21:35	7,6	-72,86	6,2	*Mw*	10	9
1953/12/22	23:45	1,09	-77,59	5,8	*Mw*	10	8
1958/01/19	09:07	1,01	-79,49	7,6	*Mw*	27,5	8
1961/12/20	08:25	4,49	-75,51	6,8	*Ms*	163	8
1962/07/30	15:18	5,17	-76,35	6,5	*Mw*	64	8
1967/02/09	10:24	2,9	-74,8	7	*Mw*	35	10
1967/07/29	05:24	6,747	-73,03	6,8	*Mw*	161	8
1970/09/26	07:02	6,21	-77,49	6,6	*Mw*	15	8
1973/08/30	13:25	7,14	-72,76	6,3	*Mw*	180	8
1974/07/12	20:18	7,696	-77,582	7,1	*Mw*	10	8
1976/04/09	02:09	0,83	-79,57	6,6	*Mw*	17,4	8
1976/07/11	15:41	7,37	-78,11	7,3	*Mw*	17,5	8
1979/11/23	18:40	4,73	-76,16	7,2	*Mw*	110	8
1979/12/12	02:59	1,555	-79,276	8,1	*Mw*	23,6	10
1981/10/17	23:31	8,136	-72,517	5,9	*Mw*	30	8
1983/03/31	08:12	2,364	-76,696	5,6	*Mw*	15	9
1991/11/19	15:28	4,52	-77,33	7,2	*Mw*	20	8
1992/10/18	11:12	7,07	-76,8	7,1	*Mw*	10	10
1993/07/21	23:57	6,42	-71,08	6	*Mw*	20	8
1994/06/06	15:47	2,89	-75,95	6,8	*Mw*	10	8
1995/01/19	10:05	5,1	-72,89	6,5	*Mw*	15	8
1995/02/08	13:40	4,06	-76,56	6,4	*Mw*	71	8
1999/01/25	13:19	4,432	-75,703	6,1	*Mw*	15	9
2004/11/15	04:06	4,69	-77,47	7,2	*Mw*	15	8
2008/05/24	14:20	4,44	-73,81	5,9	*Mw*	10	8

Fuente: Sarabia *et al.* (2022)

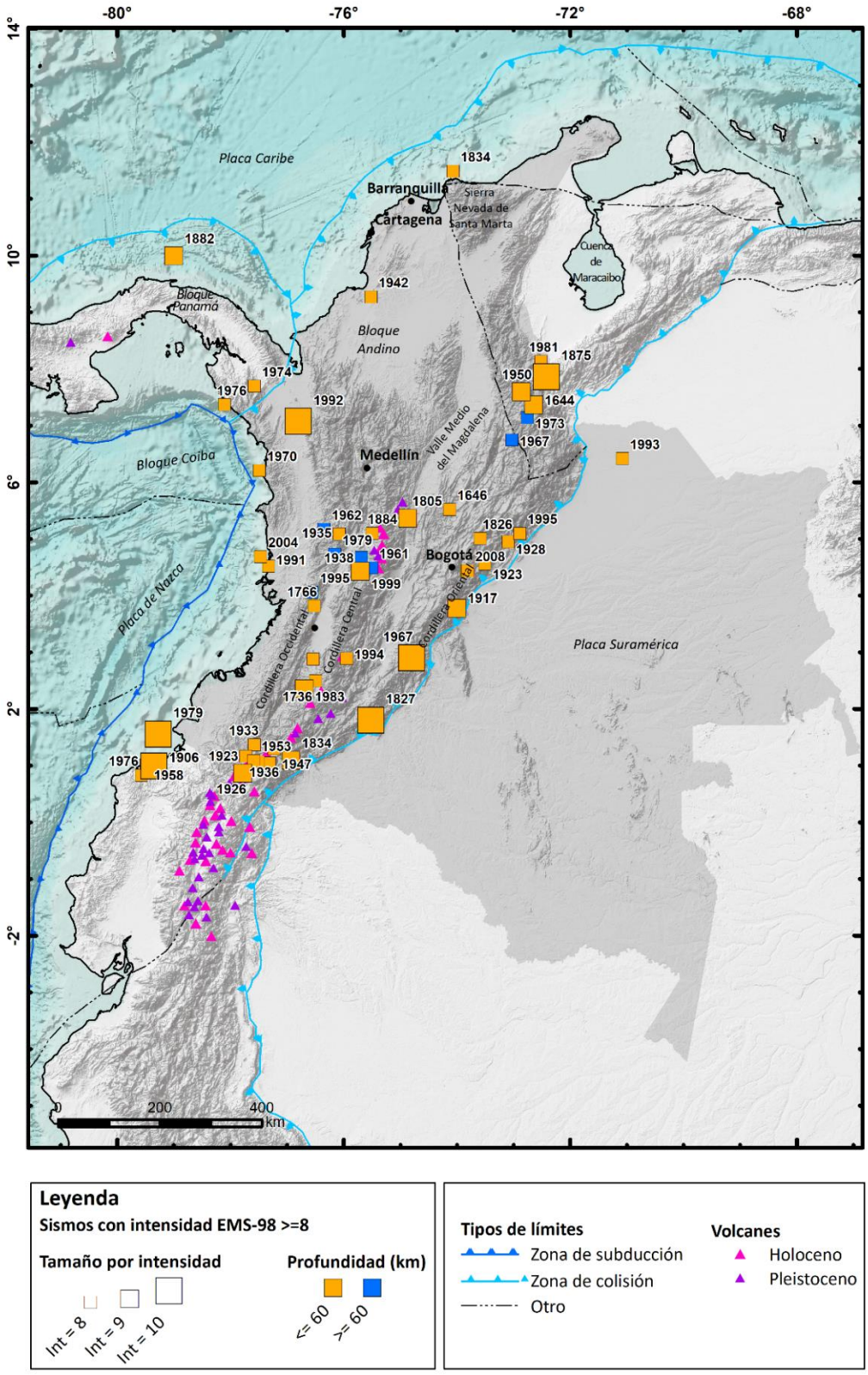


Figura 16 Mapa de sismos con intensidades macrosísmicas EMS-98 ≥ 8

Para el área de estudio nacional, el catálogo sísmico integrado del SGC registra 42 sismos con magnitudes *Mw* mayores a 7, comprendidos entre 1610 y 2019. La Tabla 4 y Figura 17, recogen los eventos destacados ($M \geq 7.0$).

Tabla 4 Sismos con magnitud Mw ≥ 7.0 registrados en catálogos de sismicidad histórica

Tiempo Origen – UTC [AAAA-MM-DD HH:MM:SS]	Longitud [°]	Latitud [°]	Profundidad [km]	Catálogo fuente localización	*Mw*	Catálogo fuente magnitud original
1610-02-03 00:00:00	-71.65	8.45	0	GEM_H	7.6	GEM_H
1645-03-15 00:00:00	-78.8	-1.73	0	GEM_H	7.0	GEM_H
1674-03-16 00:00:00	-70.8	8.95	0	GEM_H	7.4	GEM_H
1698-06-20 00:00:00	-78.8	-1.4	0	GEM_H	7.3	GEM_H
1785-07-12 12:45:00	-74.31	2.97	10	SGC	7.1	SGC
1797-02-04 12:45:00	-78.6	-1.5	0	GEM_H	7.6	GEM_H
1812-03-26 20:07:00	-68.95	10.2	0	GEM_H	7.4	GEM_H
1812-03-26 20:07:00	-67.1	10.6	0	GEM_H	7.1	GEM_H
1822-05-07 00:00:00	-83.15	9.63	20	GEM_H	7.6	GEM_H
1827-11-16 23:00:00	-75.52	1.8	15	SGC	7.1	SGC
1859-03-22 00:00:00	-78.75	0.02	0	GEM_H	7.2	GEM_H
1868-08-16 00:00:00	-78.43	0.38	0	GEM_H	7.3	GEM_H
1894-04-28 00:00:00	-71.7	8.7	0	GEM_H	7.6	GEM_H
1906-01-31 15:36:11	-79.347	0.988	20	ISC-GEM	8.5	ISC-GEM
1917-08-31 11:36:24	-73.649	3.792	15	ISC-GEM	7.1	ISC-GEM
1921-12-18 15:29:27	-71.52	-3.918	540	ISC-GEM	7.3	ISC-GEM
1922-01-17 03:50:28	-71.438	-2.853	475	ISC-GEM	7.9	ISC-GEM
1934-07-18 01:36:31	-82.513	7.853	30	ISC-GEM	7.5	ISC-GEM
1942-05-14 02:13:27	-79.982	-0.014	20	ISC-GEM	7.8	ISC-GEM
1953-12-12 17:31:29	-80.636	-3.552	25	ISC-GEM	7.3	ISC-GEM
1958-01-19 14:07:28	-79.489	1.011	27.5	ISC-GEM	7.6	ISC-GEM
1962-07-26 08:14:46	-82.729	7.512	25	ISC-GEM	7.2	ISC-GEM
1967-02-09 15:24:46	-74.802	2.901	35	ISC-EHB	7.0	ISC-GEM
1970-07-31 17:08:05	-72.6	-1.498	644.1	ISC-EHB	8.0	ISC-GEM
1970-12-10 04:34:38	-80.663	-4.086	19.2	ISC-EHB	7.2	ISC-GEM
1971-07-27 02:02:48	-77.38	-2.834	113.3	ISC-EHB	7.4	GCMT
1974-07-13 01:18:23	-77.641	7.731	10	ISC-EHB	7.1	ISC-GEM
1976-07-11 20:41:51	-78.078	7.368	18	ISC-EHB	7.3	GCMT
1979-11-23 23:40:30	-76.209	4.79	104.5	ISC-EHB	7.2	GCMT
1979-12-12 07:59:04	-79.372	1.59	23.8	ISC-EHB	8.1	GCMT
1983-04-03 02:50:00	-83.075	8.714	25	ISC-EHB	7.4	GCMT
1987-03-06 04:10:44	-77.807	0.07	20.6	ISC-EHB	7.1	GCMT
1991-04-22 21:56:54	-83.051	9.663	17.9	ISC-EHB	7.6	GCMT
1991-11-19 22:28:51	-77.35	4.571	16	ISC-EHB	7.2	GCMT
1992-10-18 15:12:02	-76.798	7.079	21.1	ISC-EHB	7.1	GCMT
1997-10-28 06:15:20	-76.655	-4.343	129.1	ISC-EHB	7.2	GCMT
1998-08-04 18:59:19	-80.323	-0.586	19.9	ISC-EHB	7.1	GCMT
2004-11-15 09:06:57	-77.703	4.795	22.4	SGC	7.2	GCMT
2010-08-12 11:54:15	-77.324	-1.266	209.9	ISC-EHB	7.1	GCMT
2012-09-30 16:31:35	-76.459	1.967	167.1	SGC	7.2	GCMT
2016-04-16 23:58:35	-79.909	0.269	11.3	ISC-EHB	7.8	GCMT
2019-02-22 10:17:22	-77.0073	-2.2762	149.9	ISC	7.5	GCMT

Fuente: Sarabia *et al*. (2022), Albini *et al*. (2014), ISC (2022a, 2022b), Dziewonski et al. (1981), Ekström *et al*. (2012)

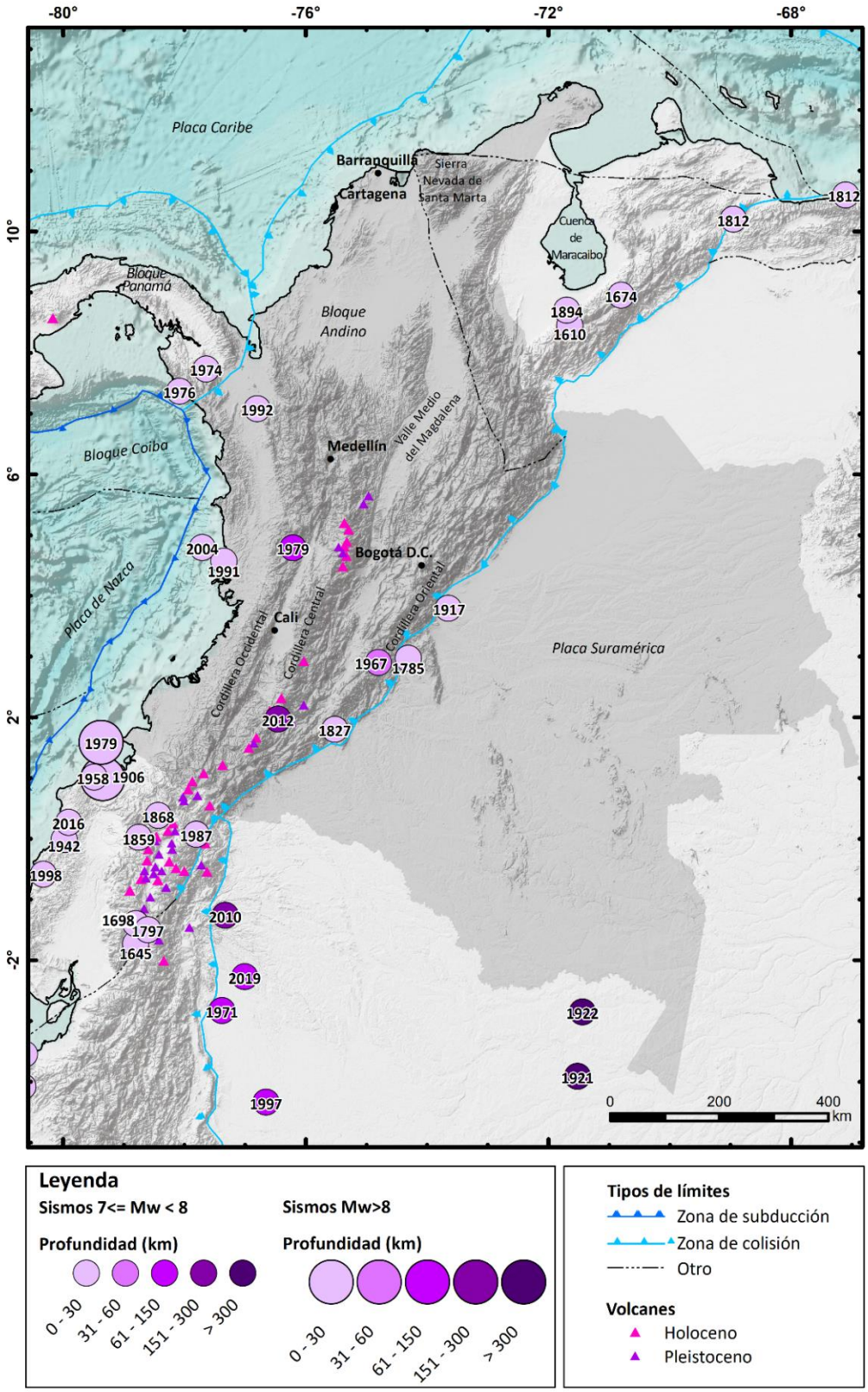


Figura 17 Mapa de eventos con magnitud Mw ≥ 7.0 registrados en el catálogo sísmico integrado del SGC

De la misma manera que con la información de la sismicidad registrada en el catálogo ISC-EHB para el análisis regional, la Figura 18 muestra la distribución de las magnitudes, la Figura 19 la profundidad focal de los eventos, y la Figura 20 los errores en la localización al hipocentro.

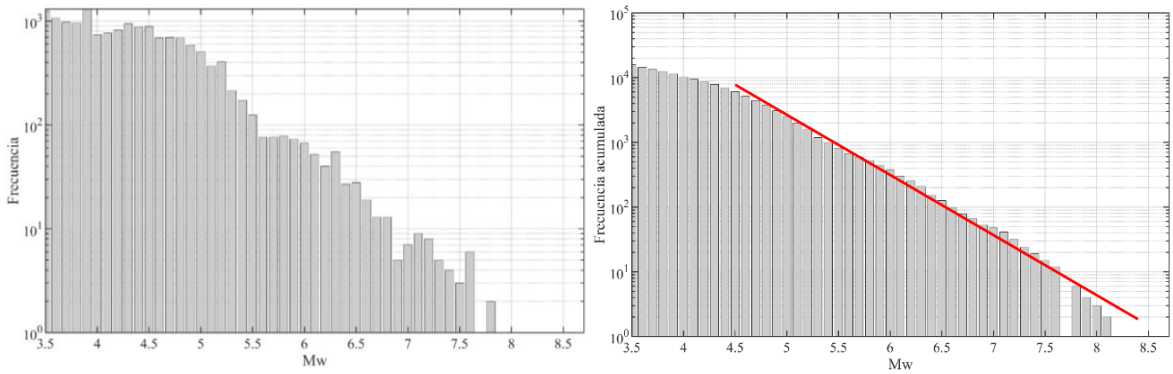


Figura 18 Distribución de magnitudes reportadas en el Catálogo Sísmico Integrado del SGC, homogeneizadas a Mw
Izquierda: distribución de magnitudes. Derecha: frecuencia acumulada de las mismas

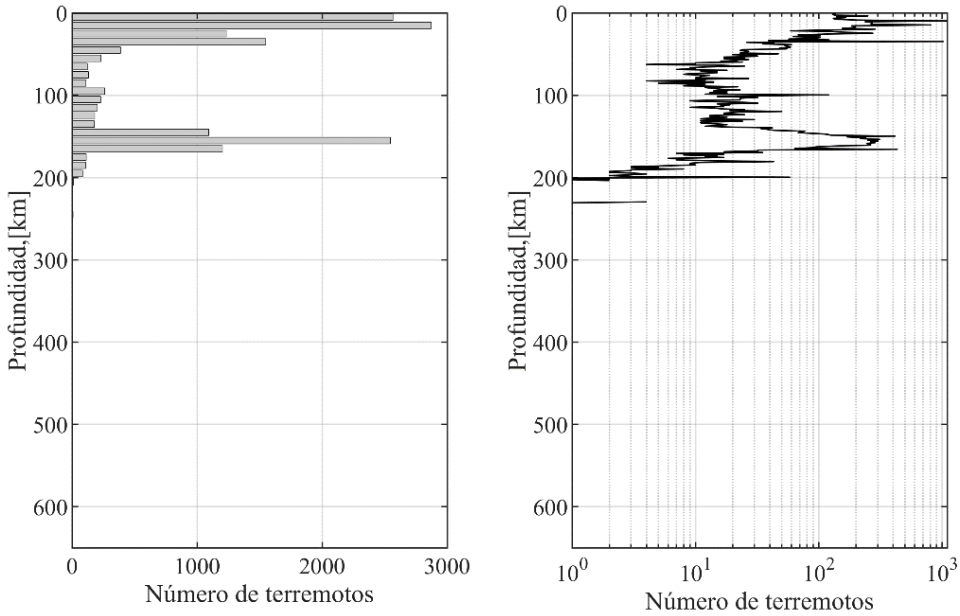


Figura 19 Profundidad focal los eventos del Catálogo Sísmico Integrado del SGC
Izquierda: histograma para rangos de profundidad de 10 km. Derecha: distribución detallada de frecuencias para rangos de 0.1 km

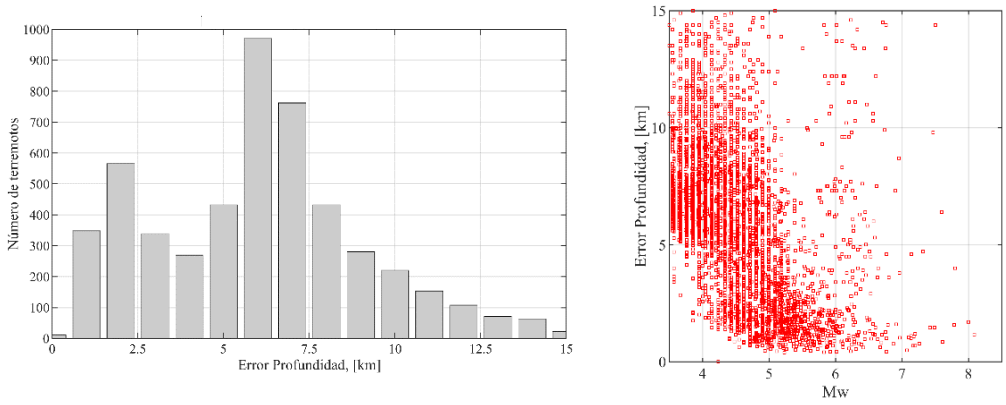


Figura 20 Histograma de errores en la localización hipocentral (izquierda) y diagrama de correlación de las distribuciones del error de profundidad con la magnitud (derecha)

Por esto, si bien los catálogos mundiales no permiten el nivel de detalle que se puede obtener mediante el uso de información sismológica local, para este análisis se ha considerado igualmente el catálogo ISC-EHB, pues desafortunadamente el parámetro "peor" definido en el catálogo de la red sismológica nacional del Servicio Geológico Colombiano es la profundidad, y es ésta, la que más debe cuidarse en los análisis tectónicos.

Con excepción de las fallas de la zona andina, que registran en general menores magnitudes, la sismicidad colombiana ha quedado bien definida desde la puesta en operación de las redes sismológicas mundiales.

Una observación de la sismicidad de esta área, permite identificar que claramente comprende eventos de distintos orígenes: subducción en el Pacífico, actividad en el noroccidente (frontera con Panamá), fallas en la zona andina, el "nido" sísmico de Bucaramanga y eventos profundos en el cratón (Figura 21).

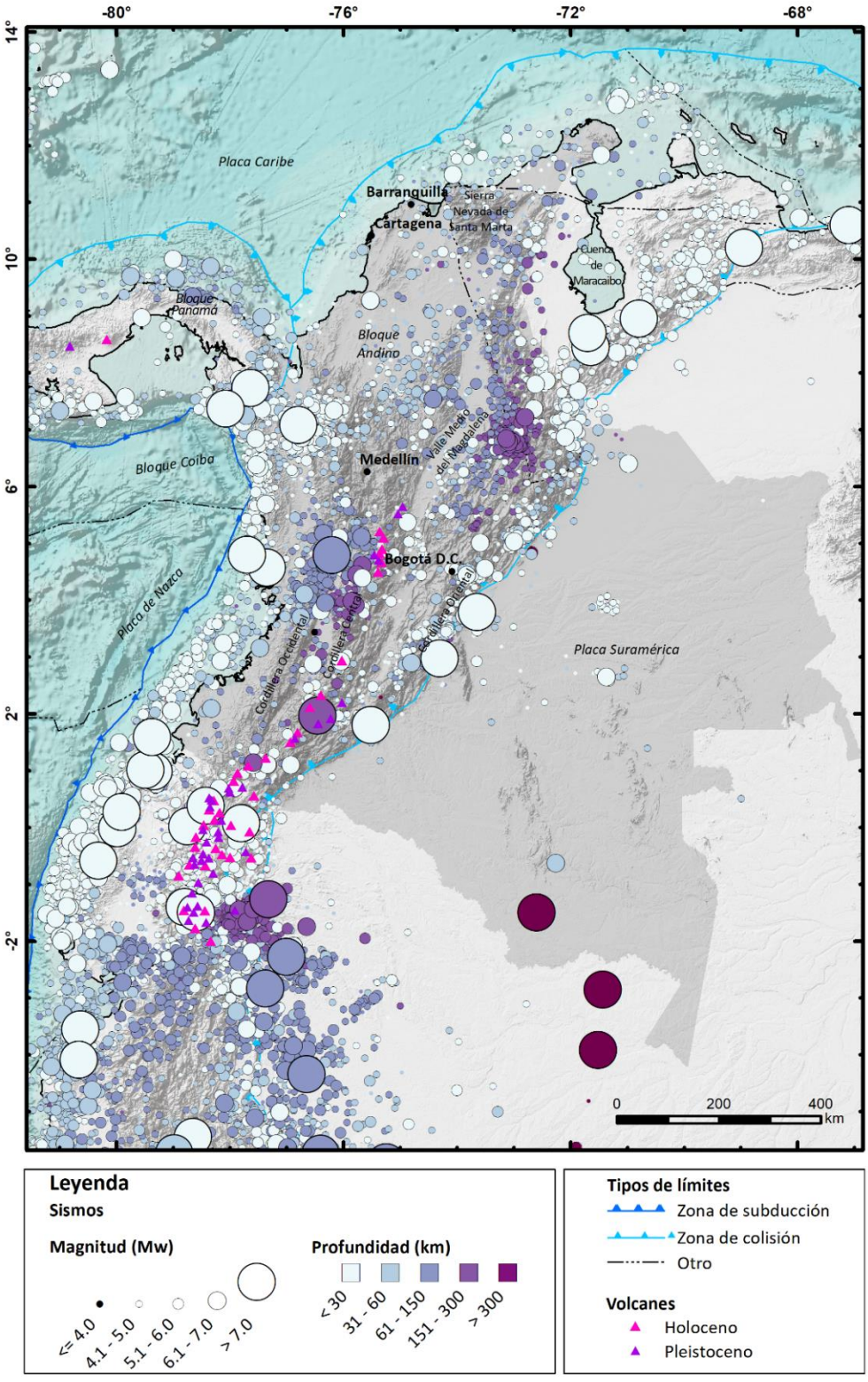


Figura 21 Sismicidad registrada para el área colombiana en el catálogo sísmico integrado
Fuente: Montejo *et al.* (2023)

CAPÍTULO 4
ANÁLISIS DE ESFUERZOS Y DEFORMACIÓN

El conocimiento en escalas regional y local de los estados de esfuerzo y la deformación actuales tiene un valor fundamental, tanto en las evaluaciones de amenaza sísmica, como en aplicaciones prácticas como son la apertura y la operación de túneles, la perforación y la estimulación de pozos de petróleo y agua. Este capítulo ofrece una visión regional del contexto tectónico colombiano a partir de análisis comparativos entre los esfuerzos corticales activos deducidos de los mecanismos focales de terremotos, y las velocidades de deformación determinadas por técnicas geodésicas espaciales (*Global Positioning System* – GPS).

A escala global el patrón de esfuerzos está relacionado con los procesos tectónicos y la cinemática de las placas litosféricas y a menudo son consistentes a lo largo de áreas extensas. Los rasgos generales del contexto tectónico de Colombia, marcados por la convergencia de las placas Caribe, Nazca y Suramérica en la esquina noroccidental de Suramérica, se pueden reconocer en la distribución de la sismicidad, que ilumina de manera general los límites de placas, el proceso de subducción en el Pacífico, y zonas de sismicidad superficial al interior del territorio.

Por otra parte, resultados de medidas de esfuerzo *in situ* en pozos de petróleo y obras de ingeniería son escasos y difícilmente están disponibles para la comunidad científica. Algunos resultados han sido presentados por Castillo y Mojica (1990) para la Cordillera Oriental de Colombia.

Constituyendo otro enfoque, la deformación superficial también ha sido analizada desde una perspectiva global determinada a partir de datos de GPS, p. ej. el trabajo de Kreemer *et al.* (2014), que incluye velocidades y estilos de la deformación cortical (Figura 22). A nivel regional, la red SIRGAS (Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas) periódicamente viene generando modelos de velocidades de desplazamiento con base en las soluciones multianuales de estaciones GNSS (*Global Navigation Satellite System*). Si bien la más reciente realización la constituye la solución SIR17P01, en este trabajo se conservó la solución SIR15P01, con la cual se derivó el modelo VEMOS2015 (Sánchez y Drewes, 2016), para no incluir evidentes efectos post sísmicos del terremoto de 7.6 *Mw* en Muisne, Ecuador el 16 de abril de 2016.

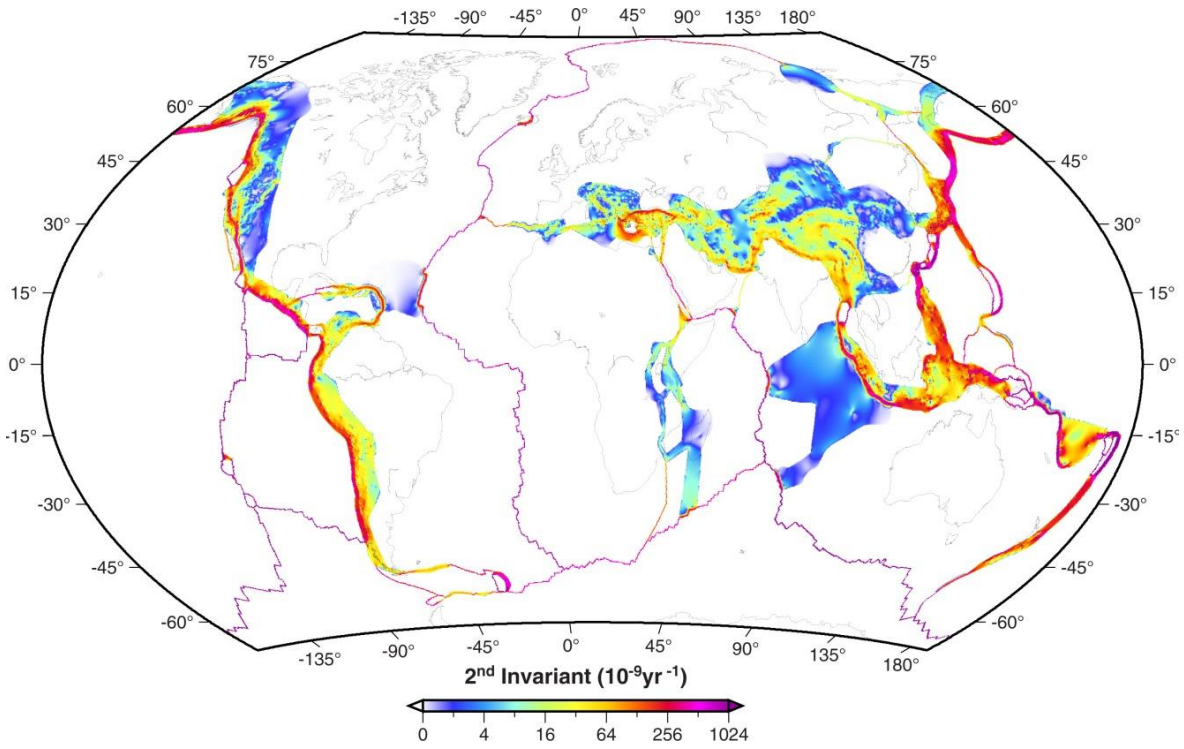


Figura 22 Segunda invariante del campo de velocidad de deformación para los límites de placas
Fuente: Kreemer *et al.* (2014)

Para el noroccidente de Suramérica igualmente se han publicado diversas mediciones de los vectores de desplazamiento de las placas litosféricas con base, tanto en información de paleomagnetismo (DeMets *et al.*, 2010), como de estaciones GPS (Freymueller *et al.*, 1993, Kellogg y Vega, 1995), e incorporando información de la infraestructura de estaciones del Servicio Geológico Colombiano (Trenkamp *et al.*, 2002, Mora *et al.*, 2019).

En síntesis, se observa que los datos con mayor frecuencia utilizados han sido los mecanismos focales de terremotos, siendo el catálogo Global CMT el más empleado, y de otro lado los desplazamientos medidos con técnicas geodésicas (especialmente GPS).

Para conocer la orientación del campo de esfuerzos y la deformación en territorio colombiano este trabajo igualmente recurre a esas fuentes de información, aunque difiere en las metodologías que se utilizan. La ventaja de utilizar los mecanismos focales de terremotos es que son la única fuente disponible sobre el proceso de deformación activo que proporciona datos a escala de toda la corteza, y con suficiente distribución espacial por toda la zona de estudio. Por otra parte, los datos de GPS permiten cuantificar las velocidades de deformación en la superficie terrestre, también con suficiente distribución espacial.

4.1 METODOLOGÍA

Diversas aproximaciones han sido utilizadas para estudiar la deformación cortical a escala global o regional, y muchas de ellas emplean información discreta para generar modelos continuos del campo de deformación. Para analizar la orientación del campo de esfuerzos y la deformación actual de la corteza en la esquina noroccidental de Suramérica, con énfasis en el territorio de Colombia, en este trabajo se hacen dos aproximaciones: en la primera se define la dirección de máximo acortamiento horizontal y el factor de forma de la deformación a partir de los mecanismos focales de terremotos registrados en la base de datos del Global CMT (Dziewonski *et al.*, 1981, Ekström *et al.*, 2012), y en la segunda, la deformación derivada del campo de velocidades horizontales obtenidas de técnicas de posicionamiento global GPS (*Global Positioning System*) y GNSS (*Global Navigation Satellite System*).

4.1.1 Estados de esfuerzo a partir de mecanismos focales de terremotos

Es aceptado que la actividad sísmica de una región proporciona los rasgos generales de su contexto geodinámico y que el estudio de los mecanismos focales permite caracterizar los regímenes tectónicos y los estados de esfuerzos actuales. Tradicionalmente los mecanismos focales han sido utilizados para establecer el campo de esfuerzos relacionado definiendo los ejes P (compresión) y T (tensión). El principal problema es que los ejes P y T no necesariamente se encuentran paralelos a los ejes principales de esfuerzos tectónicos, dado que los ejes P y T sólo representan la dirección en la que el terremoto radia más energía (McKenzie, 1969). De hecho, el eje P puede disponerse en cualquier posición del cuadrante de dilataciones, dependiendo de las condiciones reológicas y de la forma (régimen) del elipsoide de esfuerzos (Angelier, 1994).

Anderson (1951) propuso una clasificación de regímenes de esfuerzo tectónico en regímenes normales, de compresión y de desgarre. Asumió que dado que no hay esfuerzo de corte en la superficie de la Tierra (el esfuerzo cortante no puede ocurrir en los fluidos), uno de los esfuerzos principales debe ser vertical, lo que implica que los otros dos son horizontales. Dependiendo de cuál eje se sitúa en la vertical se define el tipo de régimen actuante.

Para el cálculo de la orientación y el factor de forma del elipsoide de esfuerzo/ deformación se ha aplicado la metodología propuesta por Capote *et al.* (1991) basada en el *Modelo de Deslizamiento* (Reches, 1978, 1983; De Vicente, 1988). A partir del criterio de fractura de *Navier-Coulomb*, este método asume un paralelismo entre los ejes de deformación frágil y

de esfuerzos, y asume que uno de los ejes se sitúa cerca de la vertical. Según el *Modelo de Deslizamiento* (*Slip Model*), en condiciones triaxiales de deformación frágil las fracturas se disponen según una simetría ortorrómbica con respecto a los ejes fundamentales del elipsoide de deformación (e_i).

El modelo de deslizamiento supone que en el caso más general (deformación triaxial), las fallas se disponen en cuatro familias con dos direcciones y buzamientos contrarios debido a que estas geometrías son las que mejor disipan la energía durante la deformación frágil. Para que se produzca el deslizamiento hay que vencer una resistencia cohesiva y friccional.

Si bien el modelo de deslizamiento se desarrolló a partir de experimentos triaxiales con generación de fracturas neoformadas, numerosos trabajos demuestran que los resultados obtenidos en análisis de poblaciones de fallas reactivadas, proporcionan soluciones similares a métodos de inversión que siguen la ecuación de Bott (1959), por ejemplo, Muñoz Martin *et al*. (1998).

El modelo relaciona matemáticamente la forma del elipsoide de deformación (k') y el ángulo de rozamiento interno (ϕ) con los cósenos directores de las estrías y de las normales a los planos de falla. La forma del elipsoide de deformación viene dada por el parámetro k':

$$k' = \frac{e_y}{e_z} \qquad Ec.\ 1$$

donde e_z es el eje de deformación vertical y e_y el eje de máximo acortamiento horizontal.

Se establecen dos secuencias en función de k´ (Figura 23):

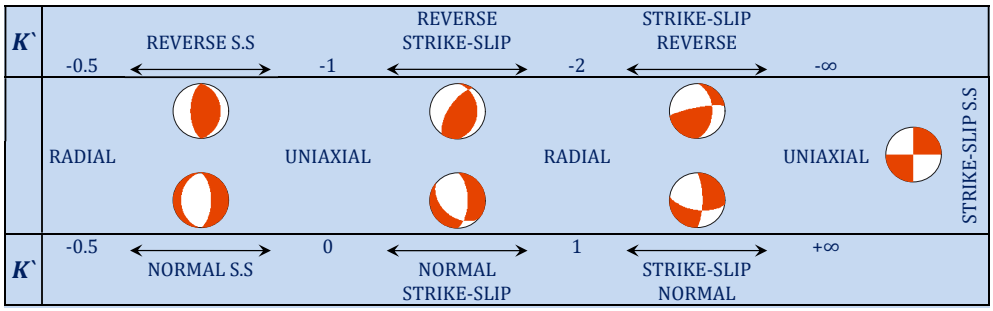


Figura 23 Diagrama de regímenes de deformación definidos a partir del factor de forma del elipsoide (k´)

De este modo se obtiene para cada evento y de forma directa un valor para la dirección de máximo acortamiento horizontal (Dey), un valor del ángulo de rozamiento interno de la roca durante el deslizamiento (φ y el factor de forma del elipsoide ey/ez (k'). Los trece tipos de elipsoide en función del parámetro k´ están definidos en la Tabla 5.

Tabla 5 Tipos de elipsoides de deformación y valores de k´ asociados

	Factor de forma (k')	Elipsoide de deformación	Relación ejes	Tipos de fallas
SECUENCIA NORMAL	$k' = +\infty$	Deformación plana	$(e_z\ 0 =; -e_x = e_y)$	DESGARRES PUROS (C = 0)
	$+\infty > k' > 1$	Deformación por cizalla con componente extensional	$(-e_x > e_y > e_z)$	DESGARRES NORMALES
	$k' = 1$		$(-e_x > e_y = e_z)$	
	$1 > k' > 0$	Deformación extensional con componente de cizalla	$(-e_x > e_z > e_y)$	NORMAL DIRECCIONALES ($C \neq 0, \neq 90$)
	$k' = 0$	(deformación plana)	$(-e_x = e_z; e_y = 0)$	
	$0 > k' > -0.5$	Deformación extensiva radial	$(-e_z > -e_x > -e_y)$	NORMALES PURAS ($C = 90$)
	$k' = -0.5$	Deformación extensiva radial pura	$(e_z > -e_x = -e_y)$ $(-e_z > e_x = e_y)$	
SECUENCIA INVERSA	$-1 > k' > -0.5$	Deformación compresiva radial	$(-e_z > e_y > e_x)$	INVERSAS PURAS ($C = 90$)
	$k' = -1$	(deformación plana)	$(-e_z = e_y; e_x = 0)$	
	$-2 < k' < -1$	Deformación compresiva con componente de cizalla	$(e_y > -e_z > -e_x)$	INVERSO DIRECCIONALES ($C \neq 0, \neq 90$)
	$k' = -2$		$(e_y > -e_x = -e_z)$	
	$-\infty < k' < -2$	Deformación por cizalla con componente compresional	$(e_y > -e_x > -e_z)$	DESGARRES INVERSOS
	$k' = -\infty$	Deformación plana	$(e_y = -e_x; e_z = 0)$	DESGARRES PUROS (C = 0)

Para el caso de mecanismos focales de terremotos, se puede demostrar que si los dos planos tienen geometrías diferentes (relación entre el buzamiento y el cabeceo del plano), uno se ajusta a un movimiento con componente normal y el otro a una componente inversa. El plano nodal, cuyo movimiento coincide con el carácter del mecanismo (normal o inverso), es aquel que disipa mejor la energía friccional. Este método permite seleccionar cuál de los dos planos nodales del mecanismo focal es el que ha deslizado teniendo en cuenta criterios mecánicos (Figura 24).

En este trabajo se ha seleccionado, para cada terremoto, el plano que mejor ajustaba mecánicamente, lo que permite establecer las características del tensor de esfuerzos.

La principal ventaja del Modelo de Deslizamiento considerado para este análisis de mecanismos focales, a diferencia de los análisis poblacionales basados en la ecuación de Bott (Angelier, 1994; Delvaux y Sperner, 2003; Reches *et al.*, 1992), es que al aportar una solución para cada terremoto (dirección de ejes de esfuerzo horizontales y factor de forma k'), permite analizar mejor los datos disponibles por ser un mayor número de datos y con una distribución espacial más completa. Esta metodología se ha demostrado como muy útil a diferentes escalas que van desde la Península Ibérica (De Vicente *et al.*, 2008), hasta toda Europa (Olaiz *et al.*, 2009).

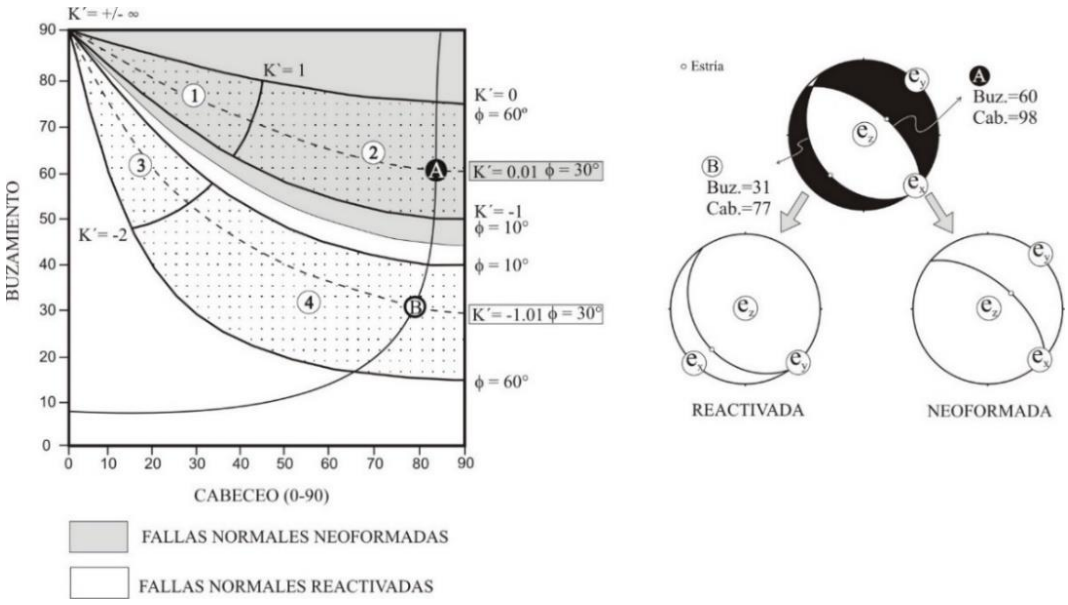


Figura 24 Diagrama Cabeceo/Buzamiento con los cuatro tipos de campos Izquierda: 1-normal direccional, 2-normal, 3-inverso direccional, 4-inverso, y Derecha proyección de los planos nodales de un mecanismo focal

La información de mecanismos focales disponible (a partir de 1976), incluye sólo eventos moderados a grandes (en general *Mw* ≥ 5.0), y aunque su distribución y cobertura para el territorio puede ser limitada, el análisis riguroso de los datos permite obtener una imagen del campo de esfuerzos actual. Esta información es fundamental para comprender los procesos tectónicos y estados de esfuerzos que prevalecen actualmente en esta zona de enorme complejidad, producto de la interacción de las placas de Caribe, Nazca y Suramérica.

El análisis incluyó información de mecanismos focales de terremotos superficiales (profundidad < 60 km), reportados por el catálogo *GCMT* (*Global Centroid-Moment Tensor Project*), para el área definida por las coordenadas 84° a 66° longitud occidental y 5° latitud sur a 14.5° latitud norte, incluyendo los territorios de Colombia, Ecuador y Panamá, y el sector occidental de Venezuela (material suplementario).

De manera general, el análisis desarrollado para la obtención de las direcciones de máximo acortamiento horizontal (Dey) y del factor de forma (k´) incluye tres etapas fundamentales. La primera abarca la preparación de la información relacionada con los mecanismos focales de terremotos reportados en el catálogo GCMT, el cambio de la notación "sismológica" (*azimut, buzamiento, deslizamiento*), a la notación "geológica" (*sentido de buzamiento, buzamiento y cabeceo de la estría*), siguiendo la regla de la *mano derecha,* y el filtrado de soluciones pobremente determinadas. Siguiendo los planteamientos de Frohlich y Davis (1999), del conjunto de datos se descartaron las soluciones en las cuales alguna de las

componentes del tensor momento fueron fijadas durante el proceso de inversión ($n_{free} < 6$), conservando más del 97% de los eventos.

La segunda etapa corresponde a la aplicación del *Modelo de Deslizamiento* e incluye la selección del plano de falla conforme la metodología de Capote, *et al.,* (1991) mediante el módulo *FEX 4.1* (De Vicente y Muñoz Martín, 1995). Se seleccionó como plano de falla el plano mecánicamente compatible con el modelo de deslizamiento (Reches, 1978, 1983; De Vicente, 1988) y se determinaron los valores de máximo acortamiento horizontal (Dey), ángulo de rozamiento (Φ) y elipsoide de deformación (k´).

La última etapa corresponde a la construcción de las trayectorias de máximo acortamiento horizontal (Dey) que represente una superficie continua con la distribución media regional de los esfuerzos (distribución en 2-D de datos de orientaciones vectoriales). Para esto se realizó la descomposición de los vectores puntuales de dirección en sus componentes Este-Oeste y Norte-Sur. Posteriormente se obtuvo una malla regular con valores medios representativos empleando el módulo *blockmean* de *Generic Mapping Tools* - GMT (Wessel y Smith, 1998; Wessel *et al.,* 2013), y la interpolación a una superficie continua de variación usando el módulo *surface* de GMT. Durante esta interpolación se probaron diferentes valores de tamaño de la celda y del grado de tensión superficial hasta definir los más representativos para el conjunto de datos y la escala del mapa.

De manera similar a como se obtienen mapas de máximo acortamiento horizontal, se realizan los mapas continuos de régimen de esfuerzo/deformación. Dado que el parámetro k' es una magnitud escalar que podría tener valores entre +∞ y -∞, se requiere normalizar los valores para que queden en un rango comprimido (definido entre 0 y 300) y obtener un valor medio de k' normalizada para cada nodo (*blockmean*) y posterior interpolación a una superficie continua mediante el comando *surface*.

Tabla 6 Valores originales k´, valores normalizados k´ y régimen de esfuerzos asociado

k´ (e_y/e_z)	Escalamiento k´(nk´)	k´ normalizado	Régimen esfuerzo/deformación
$0 \le k' \le 0.1$	$nk' = k' * 100$	$0 \le nk' \le 10$	Extensión uniaxial
$0.1 \le k' \le 1$		$10 \le nk' \le 100$	Normal direccional
$1 \le k' \le 10$	$nk' = Ln(k') + 100$	$100 \le nk' \le 110$	Dirección normal
$k' \le 10$	$nk' = ((10*Ln(k') - 200)*-1)$	$110 \le nk' \le 190$	Desgarre
$k' \ge -10$			
$-2 \ge k' \ge -10$		$190 \le nk' \le 200$	Direccional inverso
$-1.1 \ge k' \ge 2$	$nk' = (k' + 2) \times 100 + 200$	$200 \le nk' \le 290$	Inverso-direccional
$-1 \ge k' \ge -1.1$		$290 \le nk' \le 300$	Compresión uniaxial

Para realzar las variaciones en las orientaciones de la dirección de máximo acortamiento y en el régimen de deformación, y facilitar la comprensión de las relaciones con la morfoestructura, los resultados se superponen a una imagen de sombreado artificial mediante un gradiente horizontal del Modelo Digital de Elevaciones.

Como material suplementario, se incluye una Tabla que relaciona la localización de los eventos considerados (Weston *et al.,* 2018), información de los dos planos nodales (*azimut, buzamiento* y *deslizamiento*) para los mecanismos focales del Catálogo GCMT estudiados en el análisis y construcción del Mapa de Máximo Acortamiento Horizontal; el error relativo y la desviación del doble par de fuerzas (Frohlich y Davis, 1999) y los resultados del Modelo de Deslizamiento (Reches, 1978, 1983) para cada mecanismo individual.

4.1.2 Deformación a partir del campo de velocidades obtenido por técnicas geodésicas

Estudios de geodinámica encuentran en las observaciones geodésicas espaciales (GPS y GNSS), una valiosa fuente de datos con los cuales es posible detectar, cuantificar y modelar las deformaciones de la corteza terrestre.

Existen diferentes enfoques para derivar la deformación a partir de datos de velocidades instantáneas definidas por posicionamiento global. Desde los enfoques que requieren información sobre la localización, tasa de deslizamiento y profundidad de bloqueo de las principales fallas (Hearn *et al.*, 2010), hasta aquellos que no apelan a suposiciones *a priori* sobre la estructura de fallas y simplemente hacen una interpolación biharmónica de cada componente de velocidad de forma independiente (Hackl *et al.*, 2009). Ejemplo de este último enfoque es el método de mínimos cuadrados ponderado por distancia propuesto por Shen *et al.* (2015), que proporciona un mapa mejorado de velocidad de deformación sin utilizar información previa sobre ubicaciones y orientaciones de fallas.

En 1993, Haines y Holt desarrollaron un método para calcular el tensor gradiente de velocidad continua en las zonas límite de placa utilizando la función *spline bicúbico* para interpolar datos geodésicos dispersos, el cual ha sido adoptado por muchos estudios posteriores de deformación de la corteza (p. ej. Kreemer *et al.,* 2014). El enfoque de interpolación de Haines y Holt (1993) y Haines *et al.* (2015), proporciona el acoplamiento entre las dos componentes de velocidad horizontal, lo que resulta en una interpolación más precisa del campo de velocidad y tensión.

El gradiente horizontal de las velocidades de GNSS está relacionado con la velocidad de deformación actual en la superficie de la Tierra, y por el principio de invarianza de los tensores es independiente del marco de referencia al que estén referidas las velocidades. Los datos geodésicos implican valores promedio representativos de áreas de algunas decenas de kilómetros.

En regiones sometidas a deformación activa de longitud de onda mayor que el espaciamiento entre las estaciones GNSS, las velocidades de deformación y tensión promedio deberían ser comparables, siempre que la deformación inferida geodésicamente en la superficie permanezca constante en profundidad. En una aproximación de tensión plana (reología elástica), las direcciones principales del tensor de velocidad de deformación coinciden con las de la tasa de esfuerzo. Esta suposición es aceptable si está limitada a la corteza superior frágil.

Considerando que el tensor de deformación ε es la derivada de la velocidad con respecto a una dirección, para el cálculo de las componentes del tensor de deformación se emplean fórmulas estándar:

$$\varepsilon_{xx} = \frac{\partial v_x}{\partial x}\,, \varepsilon_{yy} = \frac{\partial v_y}{\partial y}\,, \varepsilon_{xy} = \frac{1}{2} \quad Ec.\ 2$$

Para el análisis de la deformación horizontal en la corteza se obtienen los siguientes productos del tensor gradiente de deformación:

- La segunda invariante del tensor de deformación (expresada en deformación por 10^{-9}/ año), la cual está dada por:

$$\varepsilon = \sqrt{\varepsilon_{xx}^2 + \varepsilon_{yy}^2 + 2\varepsilon_{xy}^2} \times 10^{-9} \quad Ec.\ 3$$

- Las componentes principales del tensor de deformación expresadas como:

$$\varepsilon_{1,2} = \frac{\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy}}{2} \pm \frac{1}{2}\sqrt{\left(\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy}\right)^2 + 4\varepsilon_{xy}^2} \quad Ec.\ 4$$

- Finalmente, el ángulo de la deformación extensional, que puede ser comparado con SHmáx, se define:

$$\alpha = \frac{1}{2} tan^{-1}\left(\frac{2\varepsilon_{xy}}{\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy}}\right) \quad Ec.\ 5$$

Para calcular el campo de velocidad uniforme que coincida con los vectores medidos se acude al método que en su momento propusieron Haines y Holt (1993) y Haines *et al.,* (2015) para utilizar un modelo elástico 2-D, implementado como un nuevo módulo de GMT denominado *gpsgridder* (Sandwell y Wessel, 2016). El método se basa en las funciones de Green de un cuerpo elástico sometido a fuerzas en el plano. Este enfoque asegura el acoplamiento elástico entre los dos componentes de la velocidad horizontal en la interpolación, y se puede ajustar el acoplamiento variando la relación de Poisson.

Se pueden mantener todos los valores singulares (estaciones de medición) o utilizar sólo un subconjunto prescindiendo de los valores propios más pequeños en la solución, dando como resultado un suavizado de la solución.

Así, para obtener el campo de velocidades y los diferentes productos del tensor tasa de deformación se emplean los módulos *grdgradient* y *grdmath* de GMT. Los resultados se superponen a una imagen de sombreado artificial mediante un gradiente horizontal del Modelo Digital de Elevaciones para realzar las variaciones y facilitar la comprensión de las relaciones con la morfoestructura.

Adicionalmente, aplicando métodos propios de análisis de los campos potenciales en geofísica, se obtiene la derivada total horizontal (DTH) de la velocidad a partir de las primeras derivadas en las direcciones X e Y, las cuales expresan la rapidez con que cambia la velocidad por unidad de área, dado que los gradientes son más sensibles y enfatizan los cambios en el parámetro medido en la dirección en la que se calculan.

Un filtro de derivada en el dominio espacial 2D se ilustra en la (Figura 25); donde la derivada de una malla de datos de P se aproxima como el gradiente en el lugar (xn, yn), basados en las diferencias entre los nodos adyacentes de la malla. El gradiente total horizontal es la suma vectorial de los gradientes horizontales en las direcciones X e Y; y es en todas partes perpendicular a los contornos de los datos.

Los gradientes orientados *-x* y *-y* pueden combinarse como la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas para formar la derivada total horizontal (DTH) (Blakely, 1995), y puede obtenerse mediante la ecuación:

$$DTH = \sqrt{(\partial x * \partial x) + (\partial y * \partial y)} \quad Ec.\ 6$$

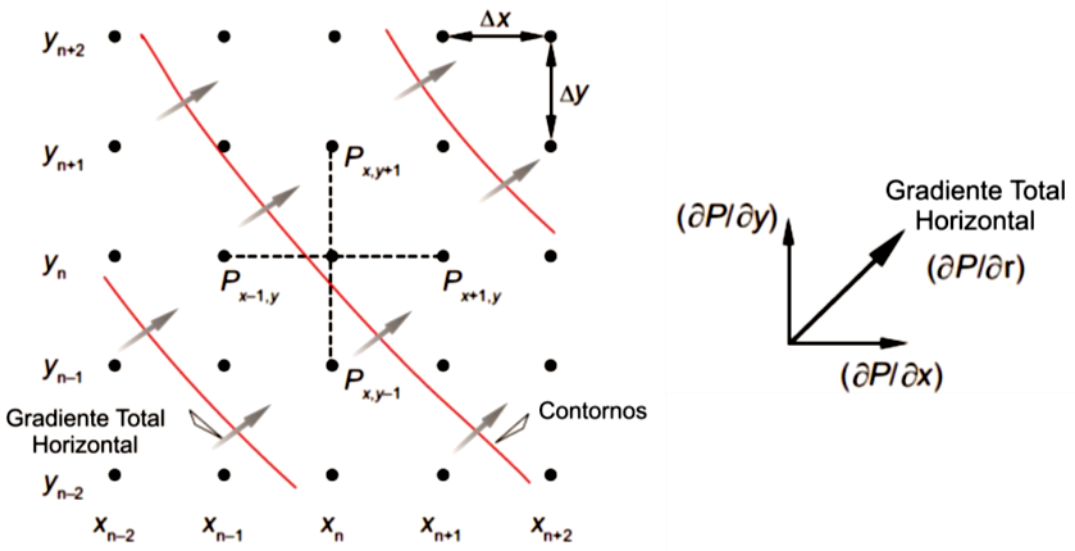


Figura 25 Cálculo de gradientes horizontales
Fuente: Dentith y Mudge (2014)

4.2 RESULTADOS

Por cada una de las metodologías propuestas se obtienen resultados a escala regional que permiten identificar el comportamiento de los esfuerzos tectónicos. Los análisis de mecanismos focales involucran información tanto de zonas continentales como oceánicas y abarcan todo el espesor de la corteza, mientras que los realizados con mediciones de posicionamiento global se restringen a zonas continentales superficiales.

4.2.1 Estados de esfuerzos

Para el análisis de la deformación se consideraron los mecanismos focales de terremotos del catálogo GCMT, reconocido como el más completo, de mejor calidad y que recoge de manera sistemática los terremotos de magnitudes moderadas a grandes registrados en el mundo a partir de 1976. Este catálogo incluye información de la localización del hipocentro y del centroide, el tensor momento sísmico expresado en sus componentes, planos nodales y posición de los ejes, obtenidos a partir del modelamiento de formas de onda considerando las ondas de cuerpo de largo período (con T > 40 s) desde el arribo de las ondas P hasta la aparición de los modos fundamentales y los trenes de ondas superficiales completos, llamadas ondas de manto (con T > 135 s) en estaciones registradas a distancias telesísmicas (entre 30° y 90°) del epicentro.

Para los análisis de esfuerzos en la esquina noroeste de Suramérica, el catálogo GCMT contiene información del tensor momento sísmico para más de mil eventos, con magnitudes de momento $4.8 \leq Mw \leq 8.1$, con los cuales se define tanto el campo de esfuerzos regional de la corteza, y se identifican algunas características de la sismicidad de profundidad intermedia, asociadas a los procesos de subducción.

En este sentido, y considerando espesores máximos de la corteza y áreas de acoplamiento interplaca en las zonas de subducción, para el análisis de la deformación cortical se procesan sólo los mecanismos focales de eventos con profundidad menor a 60 km, para un total de 796 mecanismos en la zona de análisis (Figura 26).

Como se indicó previamente, para cada mecanismo focal se obtiene una dirección de máximo acortamiento horizontal y un valor del factor de forma. De manera general, alrededor de la mitad de los mecanismos focales corresponden a desgarres, incluyendo fallas dirección-normal y dirección-inversa (51%), le siguen las fallas inversas e inverso-direccionales (39%), y en menor porcentaje las fallas normales y normal-direccionales (10%).

Esta metodología permitió elaborar un mapa de máximo acortamiento horizontal, al cual se le superpuso una representación del tipo de mecanismo proporcionando información sobre el elipsoide de esfuerzos en cada punto. El mapa así construido refleja mayor detalle de las direcciones de máxima compresión horizontal frente a reconstrucciones a partir de datos de tensores puntuales de esfuerzos (Figura 27). También se obtiene un mapa del factor de forma del elipsoide de deformación, el cual proporciona una visión regional de los regímenes actuantes en cada zona desde extensionales, desgarres y compresivos (Figura 28).

Estos mapas permiten analizar el estado de esfuerzos actual en la corteza de una manera intuitiva y sencilla, además de presentar un carácter continuo y una mayor resolución que en trabajos previos. La extensión del área analizada permite comparar procesos tectónicos activos asociados a los límites de placas con procesos de deformación frágiles activos en el entorno de la esquina noroccidental de Suramérica y permite relacionar las variaciones del campo de esfuerzos no solo con las fuerzas primarias de generación, sino con los principales rasgos tectónicos y heterogeneidades corticales.

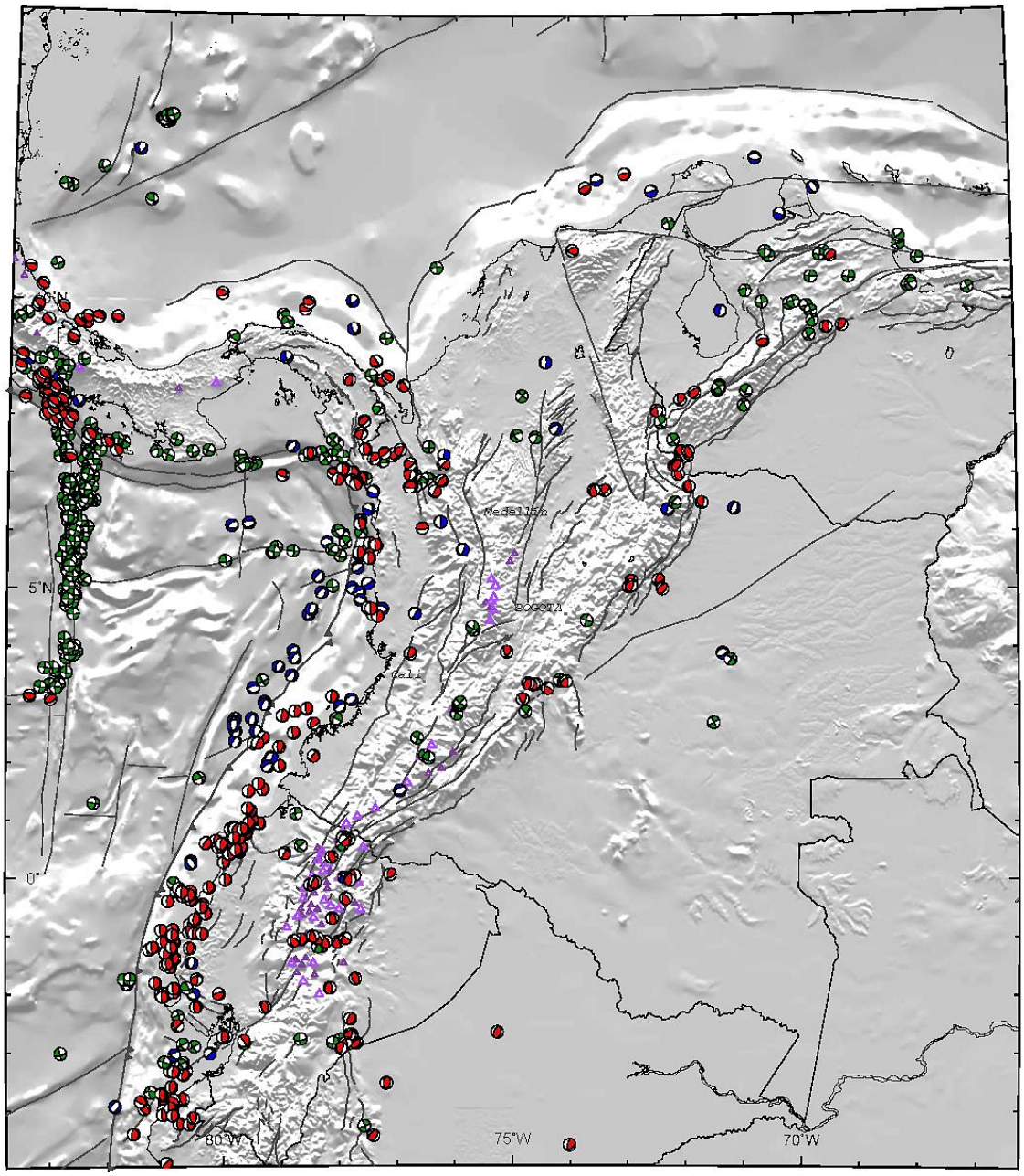


Figura 26 Mapa de mecanismos focales analizados para el campo de esfuerzos regional (profundidad < 60 km)
En rojo fallas inversas, en verde desgarres, y en azul fallas normales

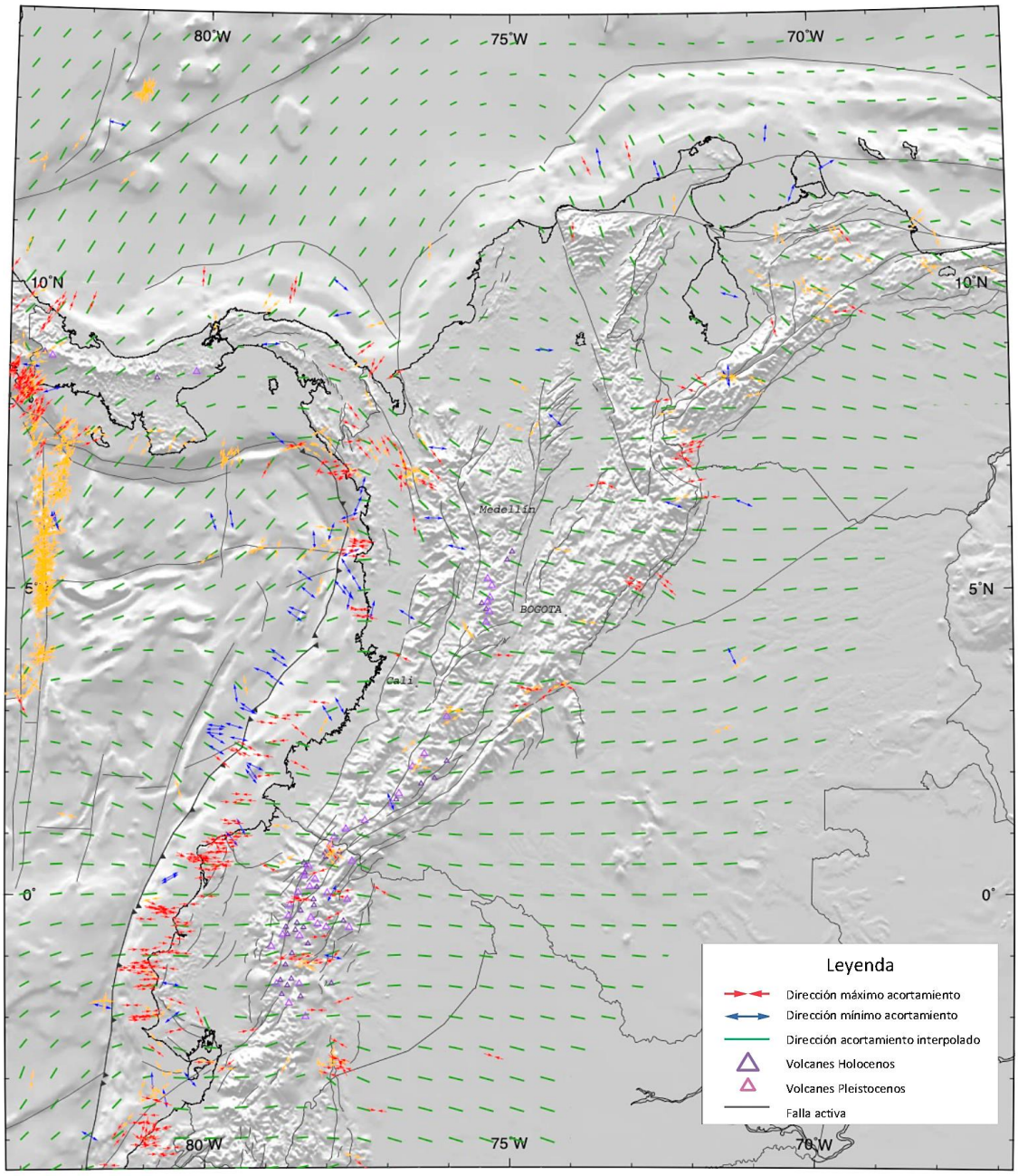


Figura 27 Mapa de orientaciones de esfuerzos horizontales activos y trayectorias del máximo acortamiento horizontal interpolado

Orientaciones de máximo acortamiento horizontal

Para los límites de placas es posible reconocer tendencias claras en las direcciones de máximo acortamiento horizontal (*Dey*). Sobre el océano Pacífico, próximo a la zona de Fractura de Panamá se mantiene una tendencia SW-NE a través del Bloque Coiba, la cual se extiende hasta la placa Caribe.

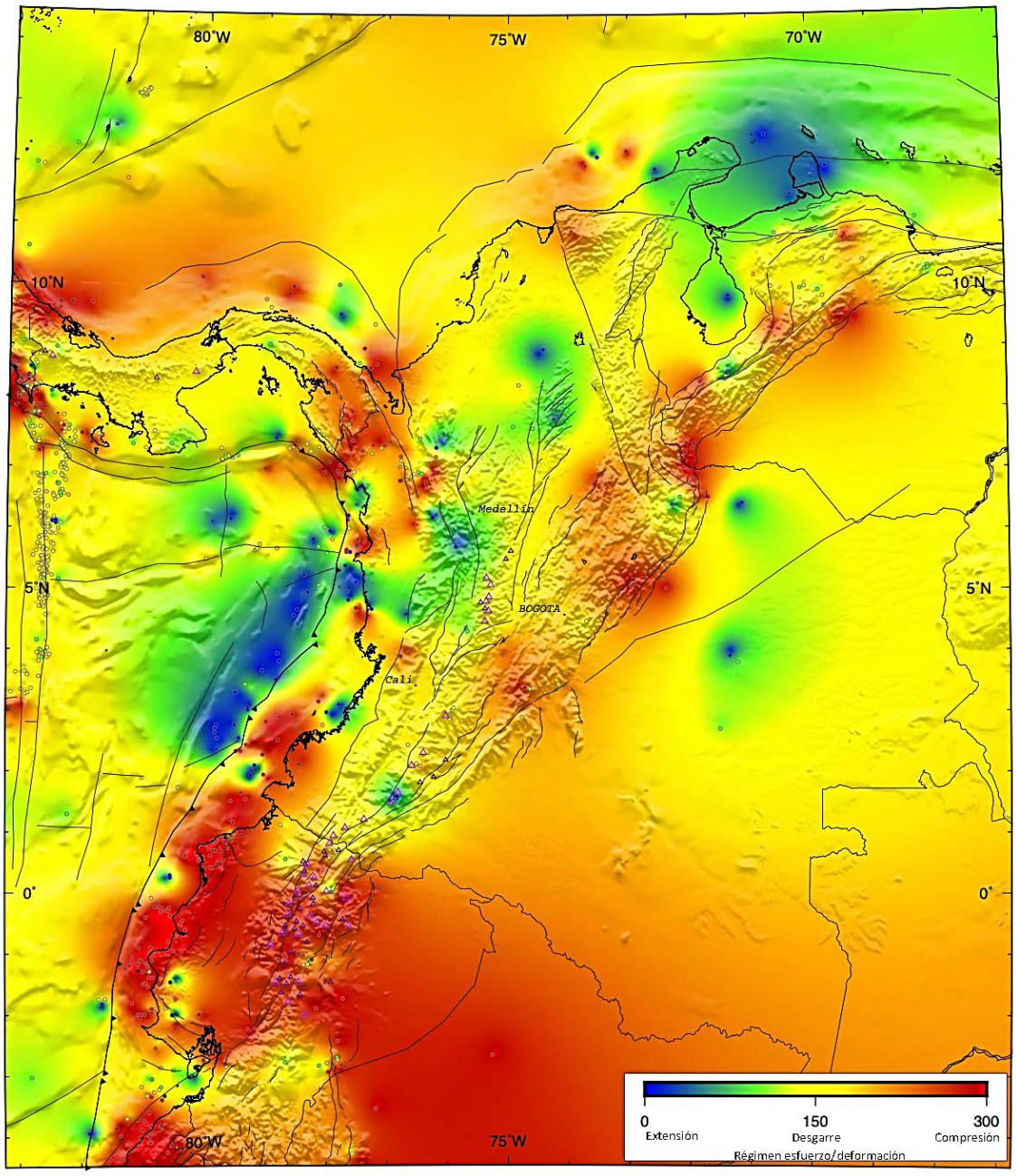


Figura 28 Mapa del régimen de esfuerzos activos representados por el factor de forma (k´) Los círculos indican el valor k´ normalizado según la escala, obtenido para cada mecanismo focal

En la zona próxima a la fosa colombo ecuatoriana, y al suroccidente del área, la tendencia refleja mejor la convergencia W-E de las placas de Nazca y Suramérica. Este cambio, si bien no es tan notorio en la corteza oceánica, se produce en torno al *rift* de Costa Rica, orientado W-E al occidente de la zona de fractura de Panamá.

En las zonas de deformación distribuida del interior de las placas se reconocen cambios importantes en las direcciones de *Dey*, variando desde NW-SE en la zona de frontera entre Colombia y Panamá, a W-E en la región sur de Colombia.

En la corteza intraplaca continental, las direcciones de *Dey* se irradian desde dos regiones a saber: el segmento central de la cordillera Oriental en Colombia, y la costa pacífica en Ecuador. Con frecuencia estas configuraciones en las trayectorias reflejan puntos en los que los dos esfuerzos horizontales principales son iguales, es decir, constituyen puntos en los que el estado de esfuerzo es hidrostático. Son los llamados *puntos isotrópicos* en los cuales puede haber un máximo o un mínimo local. Si el valor de los esfuerzos es cero, representan puntos singulares (Martínez Catalán, 2002).

Otro aspecto que se destaca del mapa presentado en la Figura 27, es la convergencia en las direcciones de máximo acortamiento horizontal en el área de frontera Colombia – Panamá, representando una zona de compresión triaxial, producto de la convergencia de los bloques Andino, Coiba y Panamá en esta área. En Venezuela y límites con Colombia, se pasa de orientaciones NW-SE al occidente, a direcciones W-E en la zona de los llanos y de inflexión de la cordillera adquiriendo orientaciones perpendiculares a la cadena montañosa, cambio asociado al límite transcurrente dextrorso entre las placas Caribe y Suramérica.

Al norte de Colombia se observa una alineación de vectores de máximo empuje horizontal, variando desde NW-SE al occidente de la Serranía de San Lucas en el NW, a W-E en la frontera con Venezuela.

Régimen de esfuerzos

La distribución de los regímenes de esfuerzos es heterogénea, pero guarda relación con los procesos activos en la región, mostrando el mapa transiciones entre cada uno de ellos.

Las zonas en régimen de compresión (colores rojos en el mapa de la Figura 28) se encuentran principalmente en las convergencias entre placas y bloques, en las zonas de contacto entre las placas Nazca y bloque Andino frente a las costas de Ecuador y sur de Colombia; entre los bloques Coiba y Andino, en la región pacífica norte de Colombia, y entre las placas de Cocos y Caribe, en las costas pacífica y caribe en la zona de frontera Costa Rica – Panamá.

Al interior del continente este régimen pasa a ser principalmente transpresivo (colores naranjas en el mapa) en Ecuador, el segmento centro y norte de la cordillera Oriental de Colombia, el valle medio del Magdalena incluyendo los piedemontes oriental y occidental y piedemontes norte y sur de los andes de Mérida en Venezuela. En la región Caribe este régimen transpresivo también está presente al sur del escarpe de Hess, hasta la región Caribe de Colombia incluido el occidente de la Sierra Nevada de Santa Marta.

El régimen de desgarre (de color amarillo) domina en la zona de fractura de Panamá, la falla de Jordan y la falla de Hey, que definen los límites activos del bloque Coiba.

El régimen transtensivo (colores verdes) está presente en la placa de Nazca, al occidente del graben de Yaquina, al interior del bloque Coiba, las cordilleras Central y Occidental de Colombia en la zona de antearco y la zona volcánica norte de Colombia, en Panamá, al oriente del Canal, al norte del escarpe de Hess y en las cuencas de Maracaibo al norte y de los llanos orientales de Colombia.

El régimen extensivo (color azul) tiene menor presencia en la región, encontrándose fundamentalmente frente a la costa pacífica colombiana, donde claramente se reconoce sismicidad asociada al *outer rise* en la placa de Nazca, y de manera aislada y posiblemente definiendo zonas de mayor acoplamiento y zonas desacopladas en el contacto entre la plaza de Nazca y el bloque Andino. Igualmente se reconocen algunos campos de esfuerzos extensionales de carácter local en algunas de las mayores cuencas, y en zonas elevadas de las cordilleras en Colombia debidos la topografía. Resultados similares han sido observados en otras zonas de los Andes, tales como los encontrados por Sebrier *et al.,* (1985), donde existe un campo de esfuerzos local que produce extensión en zonas elevadas topográficamente (por encima de los 3000 m), con compresión por debajo de la misma.

Este campo de esfuerzos extensional secundario se superpone al estado de esfuerzos compresivo primario originado por la convergencia de las placas de Nazca y Suramérica y se observan permutaciones entre las posiciones de los ejes principales, sin que varíen sustancialmente las orientaciones de estos. El origen de los esfuerzos locales debe ser la inestabilidad producida por la presencia de la elevada topografía y de las raíces corticales, que originan una extensión perpendicular al propio *plateau*.

Las direcciones de máximo acortamiento horizontal y regímenes descritos son coherentes con el marco geotectónico, propuesto por Arcila *et al.*, (2002).

4.2.2 Velocidades y tensor de deformación

Reconociendo que las mediciones geodésicas igualmente se pueden usar para estimar el tensor de tasa de deformación, en este trabajo se obtiene una generalización del campo de velocidad y del tensor de deformación horizontal para la corteza en el noroccidente de Suramérica. Estos cálculos se han realizado a partir de vectores de velocidades instantáneas respecto a la placa Suramérica fija determinados por posicionamiento satelital.

Para el análisis se emplea la más reciente solución multianual del marco de referencia continental SIR15P01 de la red SIRGAS disponible de manera pública[3]. De acuerdo con Sánchez y Drewes (2016), SIR15P01 cubre el periodo entre 2010.03.14 y 2015.04.11 e incluye posiciones y velocidades para 303 estaciones de referencia SIRGAS y 153 estaciones adicionales, las cuales fueron agregadas para mejorar la distribución geográfica. La solución se refiere al marco IGb08, época 2013,0 y cuenta con una precisión promedio para las posiciones de ±0,7 mm para la componente Norte-Sur, ±0,9 mm para la componente Este-Oeste y ±3,5 mm para la altura. En el caso de las velocidades estimadas en la solución multianual la precisión se estimó en ±0,5 mm/a en la componente Norte-Sur, ±0,8 mm/a en la componente Este-Oeste y ±1,6 mm/a en la componente vertical.

La red SIRGAS de funcionamiento continuo (SIRGAS-CON) está compuesta en la actualidad por cerca de 400 estaciones distribuidas en América Latina. Se fundamenta en la contribución voluntaria de más de 50 entidades que han instalado las estaciones y se ocupan de su operación adecuada para posteriormente poner a disposición de los centros de análisis la información observada. SIRGAS-CON conforma una infraestructura geodésica altamente precisa que brinda a la comunidad de usuarios productos fundamentales para satisfacer necesidades vinculadas al posicionamiento, navegación, cartografía, estudios atmosféricos y geodinámicos[4].

A partir de esta aproximación se generó inicialmente un mapa del campo de velocidades horizontales respecto a Suramérica. Por su representación de carácter continuo y mayor resolución que en trabajos previos, estos mapas permiten identificar de manera rápida y sencilla las variaciones en las velocidades y orientaciones de desplazamiento que se han determinado en este trabajo (Figura 29 y Figura 30).

[3] doi: 10.1594/PANGAEA.862536
[4] Available at www.sirgas.org/es/sirgas-con-network

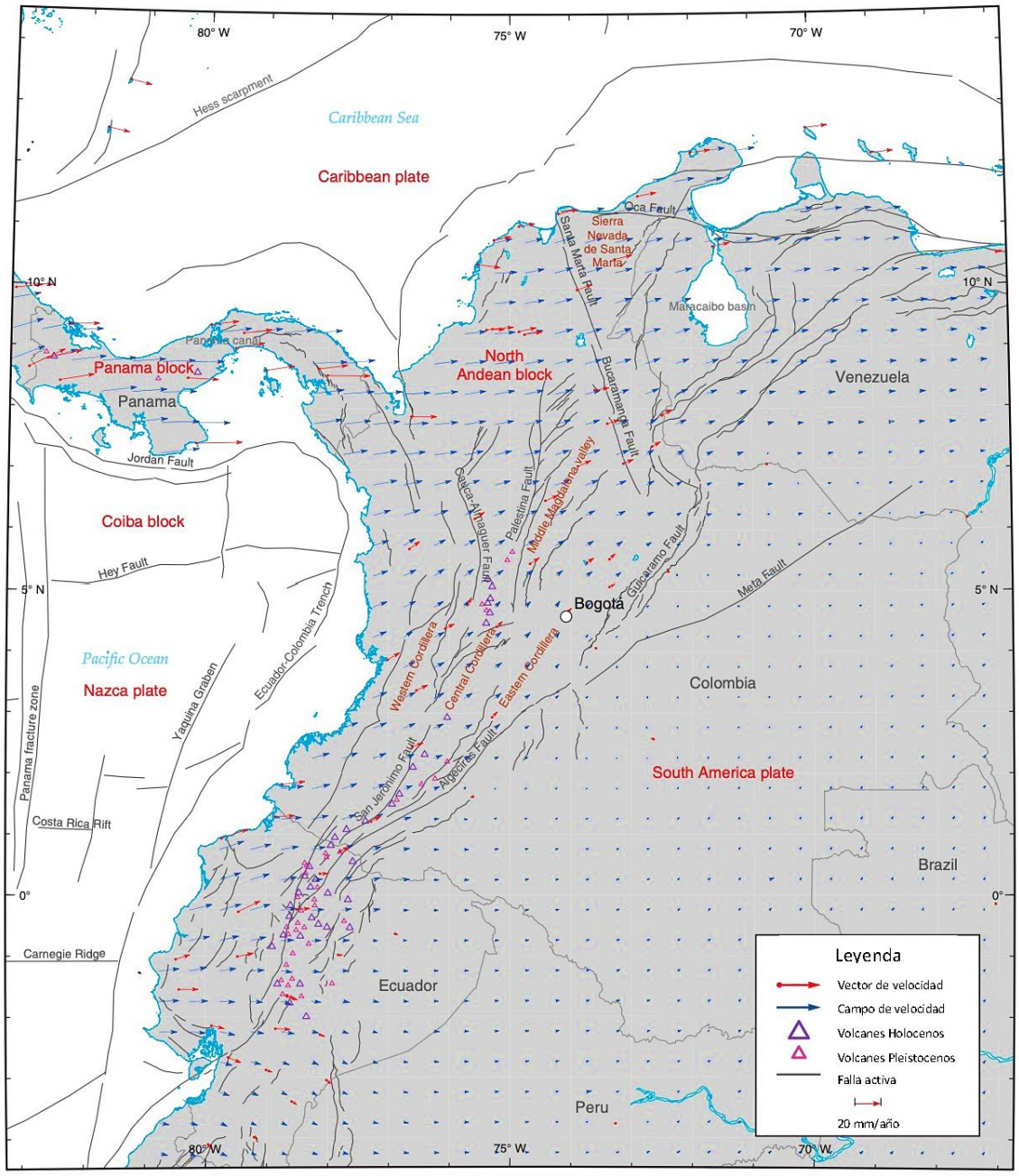


Figura 29 Valores de velocidades GNSS y campo de velocidades obtenido (respecto a la placa Suramérica)

De manera general se podría proponer que el bloque norte de los Andes representa una zona que se desplaza hacia el nororiente desde territorio ecuatoriano. Las menores velocidades (cercanas a 5 mm/a) se reconocen para el cratón en Colombia, Ecuador y Venezuela abarcando hasta la zona axial de la cordillera Oriental en el norte donde la misma se bifurca al norte en Colombia y al NE en Venezuela (andes de Mérida), y se extiende al sur hasta el valle superior del Magdalena. Para el sector más occidental del bloque Andino, las velocidades son del orden de 10 mm/a, con incrementos en la zona costera de Ecuador y sur

de Colombia, efecto de la convergencia de la placa de Nazca donde las velocidades se duplican. Dentro de este esquema general, destaca una zona con menor velocidad, asociada a la zona volcánica norte en Colombia. Otro aumento de las velocidades se aprecia en la región Caribe de Colombia, donde las direcciones y velocidades muestran tendencias solidarias con el desplazamiento de la placa Caribe. Las mayores velocidades (25 a 30 mm/a) se tienen en el bloque Panamá, producto del empuje de la placa de Cocos.

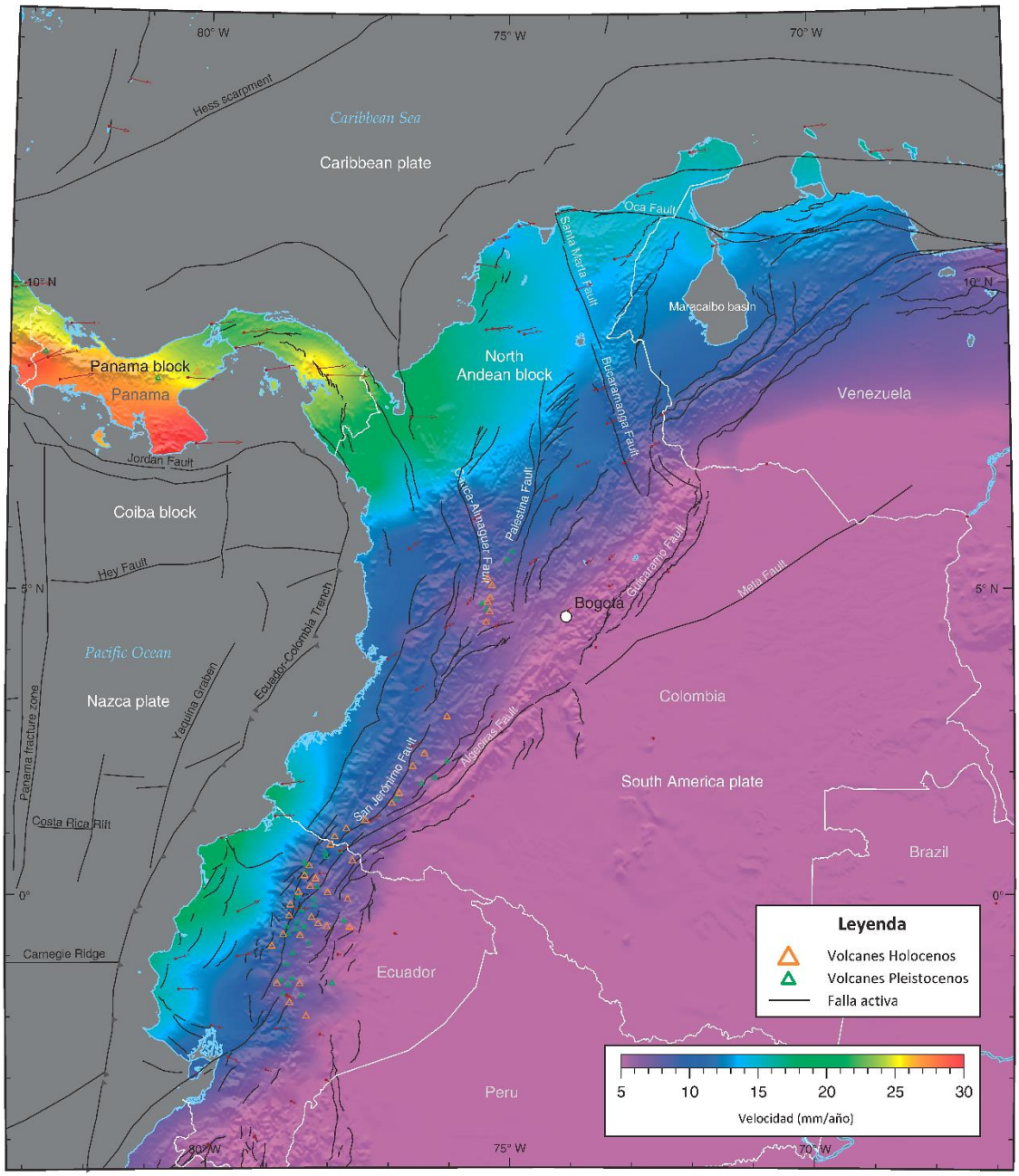


Figura 30 Mapa interpolado del campo de velocidades de desplazamiento

También se han generado mapas de velocidad de deformación (segunda invariante del tensor de deformación) y de los ejes principales del tensor de deformación horizontal. Las tasas de velocidad de deformación muestran valores propios para zonas corticales (<100 *nstrain*/año), con máximos en la zona de frontera Costa Rica – Panamá, zona andina de Ecuador. Para Colombia los mayores valores se ubican en el sur, donde la Cordillera Oriental se separa de la Cordillera Occidental sistema. Otras zonas con valores importantes de velocidad de deformación están en la zona de frontera con Ecuador, en el noroccidente y en el centro de Colombia, al suroriente de Bogotá (Figura 31).

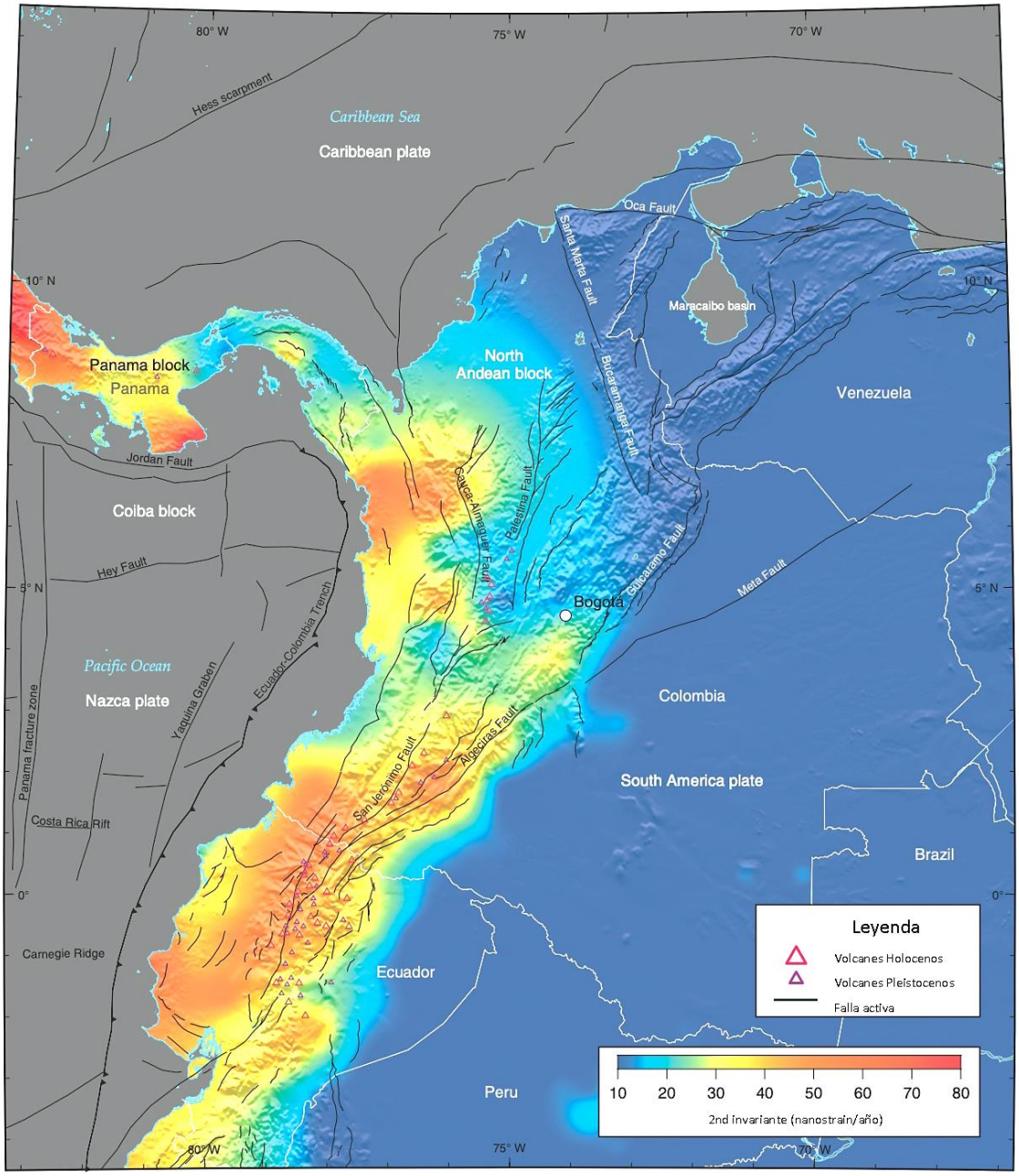


Figura 31 Velocidades de deformación (segunda invariante del tensor de deformación)

En cuanto a los tensores de deformación (Figura 32), se pueden identificar desde zonas donde dominan los esfuerzos compresivos uniaxiales (p. ej. frontera Costa Rica-Panamá y sector noroccidental de Colombia) de diferentes magnitudes, hasta esfuerzos hidrostáticos en el segmento central de la cordillera Oriental en Colombia y la costa pacífica en Ecuador donde los ejes horizontales son iguales, definiendo máximos y mínimos locales.

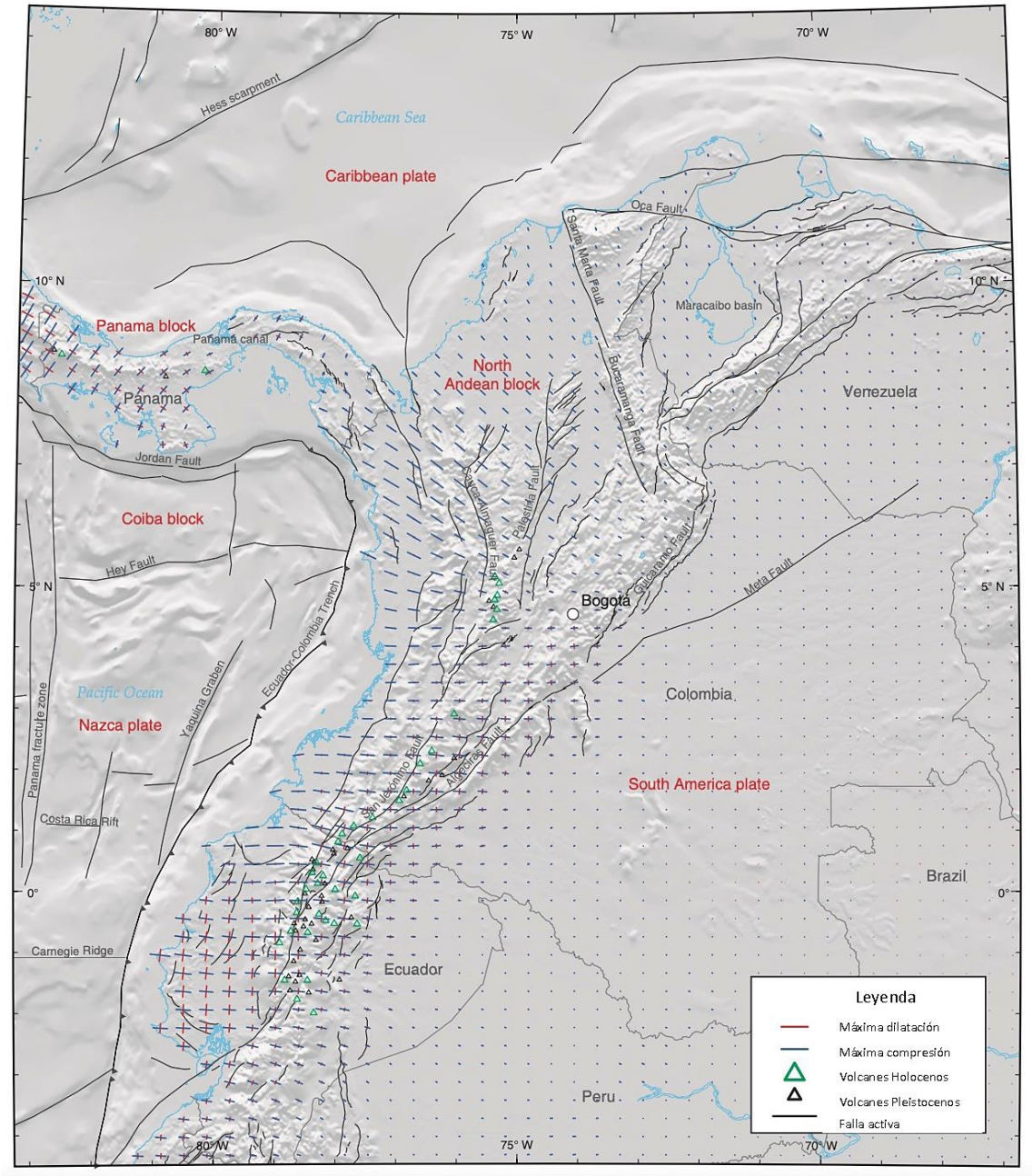


Figura 32 Orientaciones y magnitudes de los ejes horizontales del tensor de deformación definidos a partir de las velocidades de GPS

En la Figura 33 se muestran los resultados para los tensores de deformación respecto al ITRF y a la placa Caribe fija, que conforme al principio de la invarianza de los tensores, es independiente del marco de referencia al que estén referidas las velocidades.

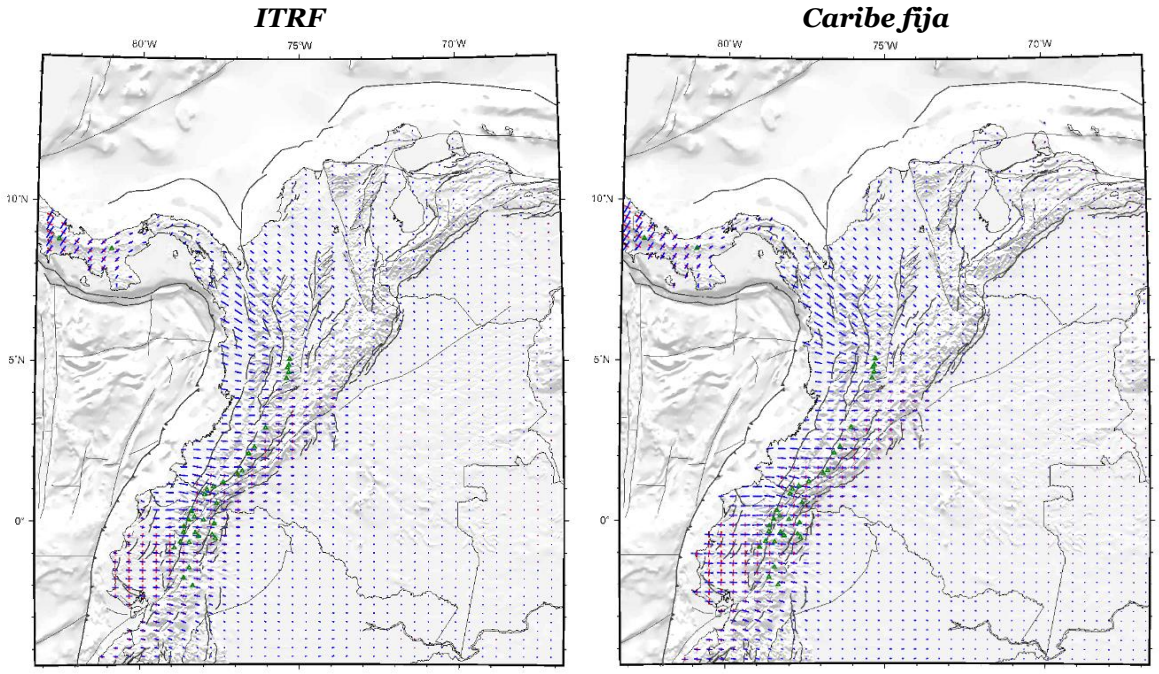


Figura 33 Tensor de deformación respecto de dos marcos de referencia diferentes ITRF (izquierda) y placa Caribe fija (derecha), mostrando que por el principio de invarianza, las orientaciones son muy similares, con una pequeña variación de la magnitud de los ejes. Leyenda similar a la Figura 32

Dado que los gradientes son más sensibles y enfatizan los cambios en el parámetro medido en la dirección en la que se calculan, el mapa de la derivada total horizontal muestra la rapidez con que cambia la velocidad de deformación por unidad de área. En este mapa se destacan unas zonas en el norte y el oriente de Colombia, y en Venezuela (Figura 34), que no muestran tasas de deformación importante en la segunda invariante del tensor de deformación.

Considerando que la región al norte de Colombia que muestra mayores cambios en la velocidad de deformación corresponde a la zona de Galerazamba (al norte de Cartagena), un sector caracterizado por intenso diapirismo de lodo, se podría interpretar como manifestación de deformación superficial debida a procesos localizados en el Caribe colombiano, donde las velocidades de deformación inferidas en superficie no permanecen constantes en profundidad, esto es, no implican la totalidad de la corteza.

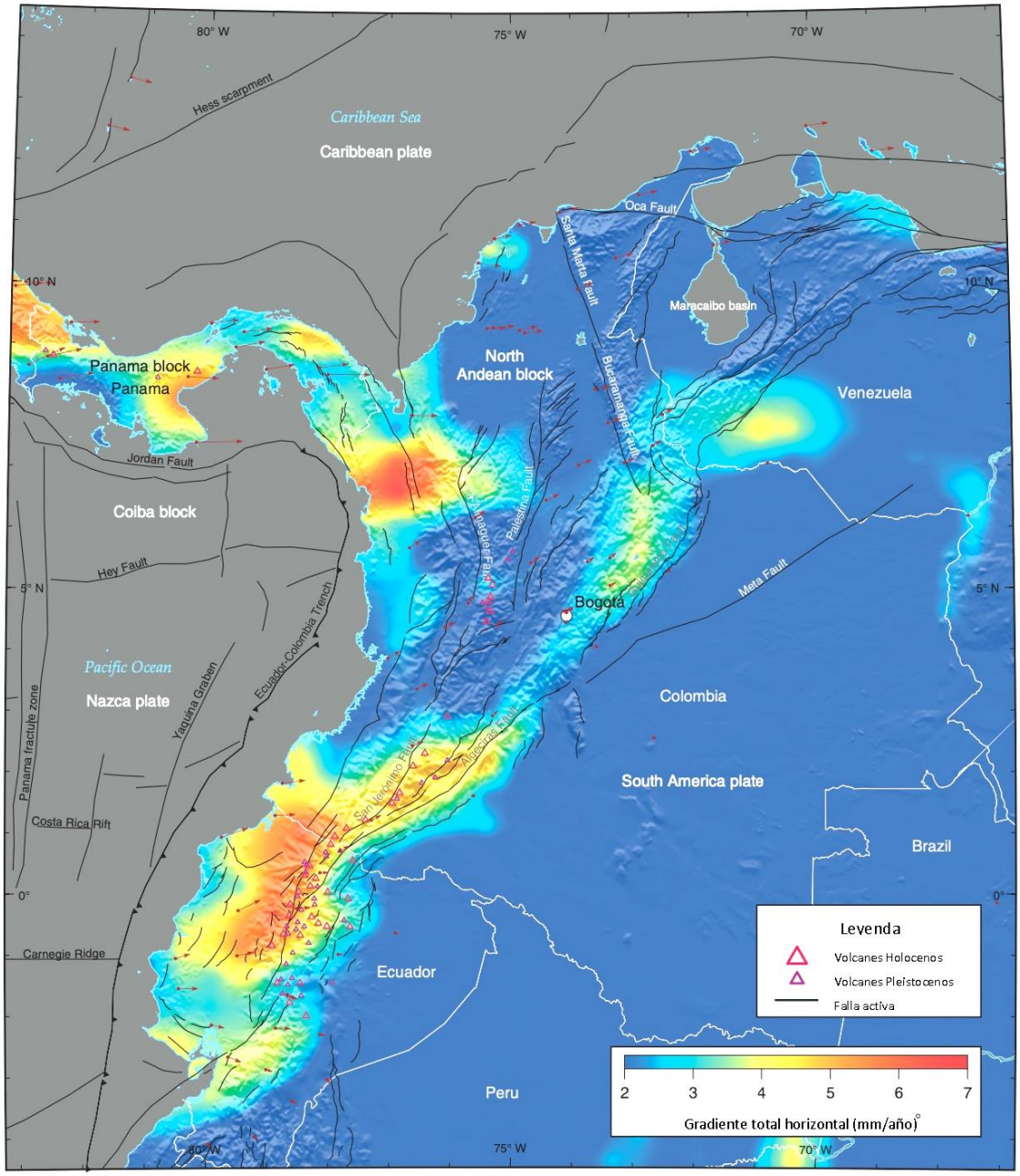


Figura 34 Mapa del Gradiente Total Horizontal de la velocidad de la deformación

Igualmente, procesos superficiales también podrían ser evidenciados en la región oriental, en la parte más alta de la Cordillera Oriental, donde se observan esfuerzos extensionales de carácter local en debidos a mayor carga litostática por la topografía.

4.3 DISCUSIÓN

Después de tener resultados por cada una de las metodologías, en este apartado se hace un análisis integrado para identificar convergencias y divergencias entre ellos, así como para discutir los procesos asociados.

La orientación de los ejes de máxima compresión horizontal del tensor de deformación definidos a partir de las velocidades de GPS, muestra direcciones muy compatibles con las que se han descrito del mapa de máximo acortamiento horizontal definidos a partir de los mecanismos focales de terremotos, tal como se puede observar si se proyectan en el mismo plano ambas orientaciones.

Las mayores diferencias entre ambas orientaciones se producen cuando la magnitud de la deformación superficial es muy baja. En esas zonas la orientación del eje de deformación superficial es poco significativa (Figura 35*)*.

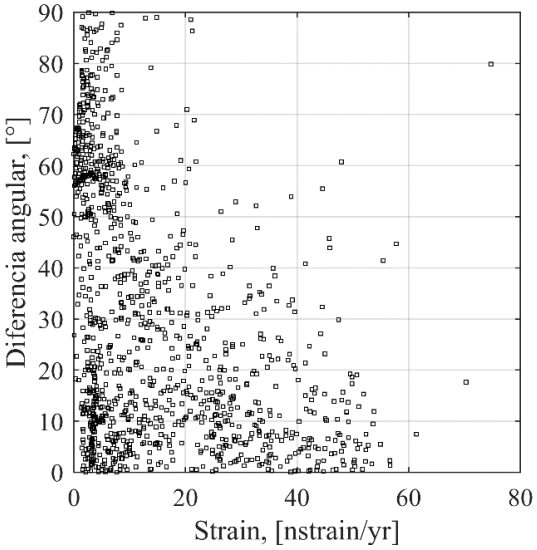


Figura 35 Gráfica de distribución de las diferencias angulares respecto de las magnitudes de la deformación superficial

Si bien las orientaciones de máximo acortamiento horizontal obtenidos de los mecanismos focales no dan información sobre la magnitud de estos, al compararlos con los ejes compresivos deducidos del tensor de deformación se constata un mayor paralelismo entre ambos en las zonas donde el eje horizontal máximo es grande, tal como se observa claramente en la zona de Costa Rica y el occidente de Colombia.

Al contrastar los regímenes de esfuerzo deducidos de los mecanismos focales con la deformación superficial deducida de los vectores de velocidad de GPS se observan coincidencias en cuanto a que las zonas más compresivas son a su vez zonas de mayor velocidad de deformación (2ª invariante), tal como se observa para Costa Rica, la región de Andina de Ecuador y Colombia, con excepción del segmento norte de la cordillera Oriental.

Igualmente, las discrepancias entre los resultados parecen estar asociados a la diferente distribución espacial de los datos, y a la diferente profundidad de la información, por lo que ambos datos son complementarios (Figura 36).

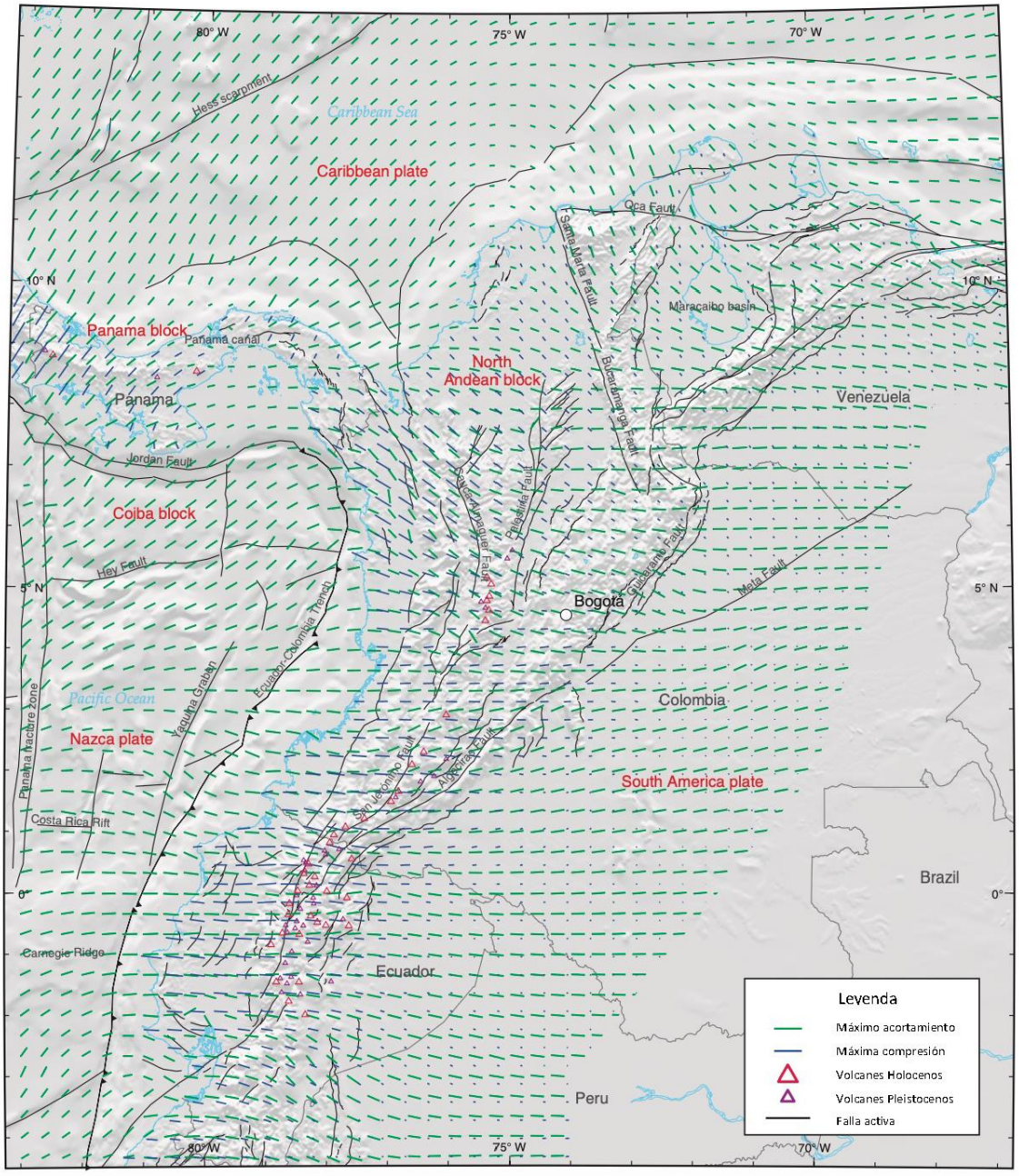


Figura 36 Direcciones de máximo acortamiento horizontal obtenido de mecanismos focales de terremotos, y eje de máxima compresión horizontal definidos a partir de las velocidades de GPS

Las mayores discrepancias tanto en orientaciones como entre el régimen de esfuerzos y deformación se observan en la zona norte, entre Colombia y Venezuela, deformación y predomina el régimen de tipo extensional. Los esfuerzos muestran compresión en las dos

cadenas montañosas y en el frente, y extensión en Maracaibo. Sin embargo, los mapas derivados de GPS no muestran estos procesos (Figura 37).

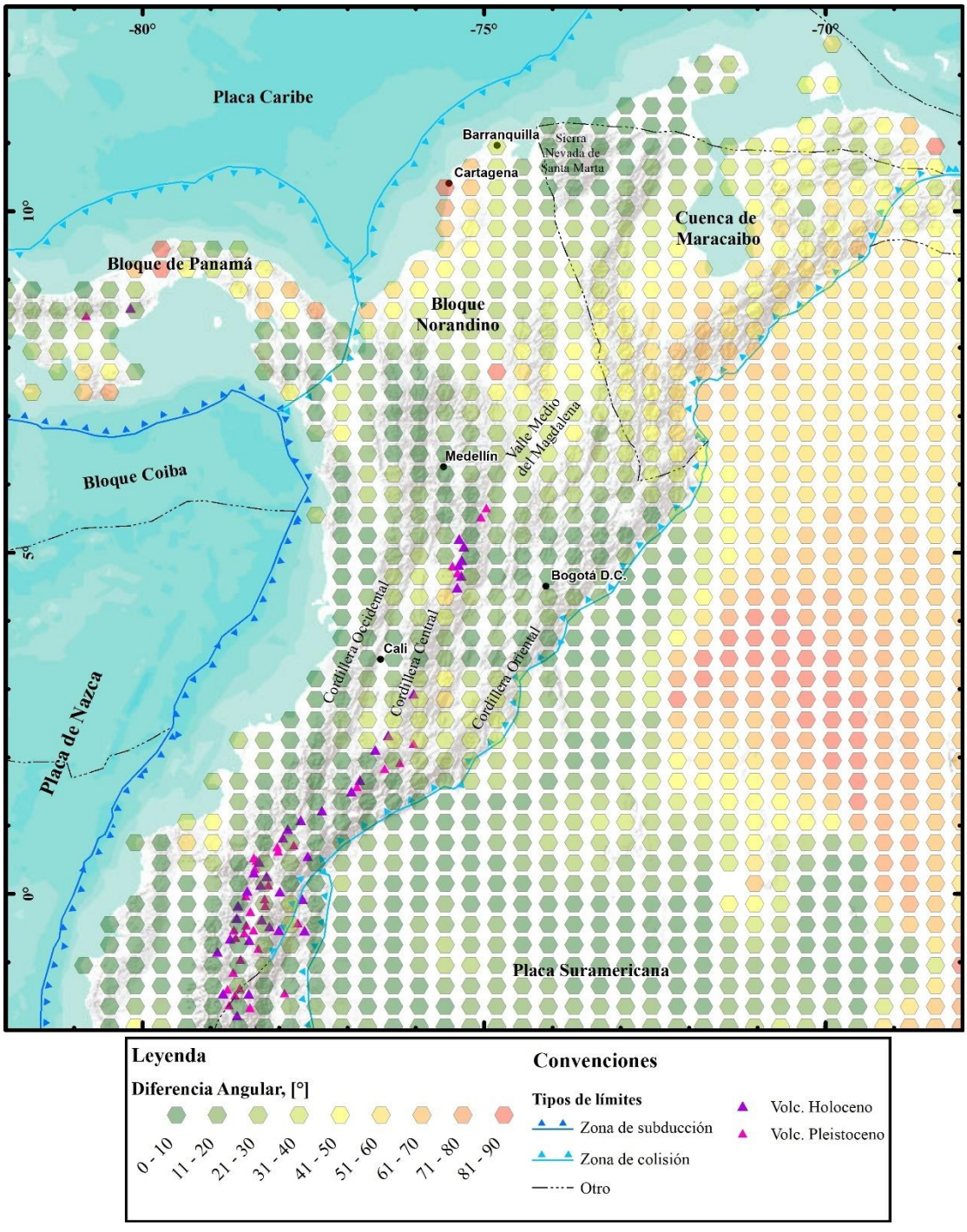


Figura 37 Diferencia angular entre las direcciones de máximo acortamiento horizontal obtenido de mecanismos focales de terremotos, y los ejes de máxima compresión horizontal definidos a partir de las velocidades de GPS

4.4 ESFUERZOS EN SUBDUCCIÓN

Con el propósito de identificar algunas características de los regímenes de esfuerzo asociado a los procesos de subducción, se procesaron mecanismos focales de los eventos de profundidad intermedia (> 60 km), para igualmente obtener para cada mecanismo una dirección de máximo acortamiento horizontal y un valor del factor de forma (Figura 38).

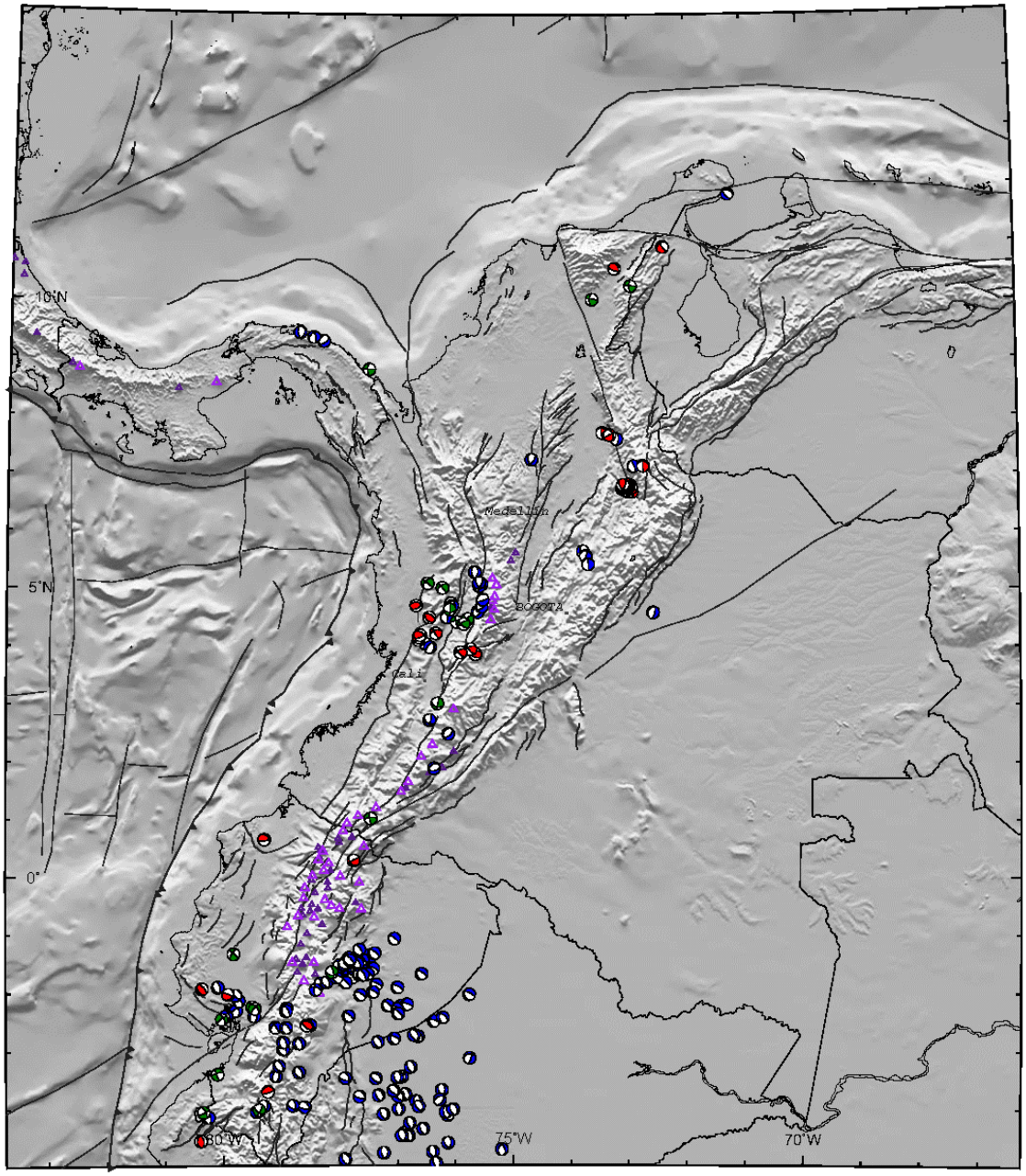


Figura 38 Mapa de mecanismos focales para el análisis de los tres segmentos de subducción (profundidad > 60 km)
En rojo fallas inversas, en verde desgarres y en azul fallas normales

El catálogo del GCMT incluye 209 mecanismos, de los cuales, las dos terceras partes corresponde a fallas normales y normal-direccionales (66%), y en menores proporciones a fallas inversas e inverso-direccionales (18%) y desgarres (16%) respectivamente.

Para la zona de análisis regional, esta sismicidad de profundidad intermedia se presenta principalmente asociada a las tres láminas de litosfera oceánica en proceso de subducción postuladas desde los trabajos de Pennington (1981), para la esquina noroeste de Suramérica (segmentos Ecuador, Cauca y Nido de Bucaramanga). El origen y geometría de estos segmentos, es uno de los aspectos para los cuales se tienen diversas interpretaciones.

No hay dos zonas de subducción modernas iguales: cada una tiene su propio carácter y comportamiento. Los trabajos recientes sobre dinámica de las zonas de subducción examinan cada vez más márgenes individuales, en lugar de hacer generalizaciones respecto a las propiedades y procesos. Existen muchos factores que pueden diferenciar un margen de otro: tasa de convergencia, edad y estructura térmica de la placa subducente, oblicuidad de la subducción, subducción de elementos como mesetas oceánicas, dorsales fósiles o activas y zonas de fractura, etc. (Bebout, 2021). Una zona de subducción queda definida por un volumen inclinado al que se asociada la sismicidad, y que se denomina plano de *Benioff*.

En el caso de la subducción en la zona de Ecuador, los mecanismos focales muestran unos regímenes de esfuerzo muy constantes a lo largo de la lámina, donde se observa claramente extensión uniaxial y normal direccional, por el efecto de las fuerzas de tracción de la placa litosférica que subduce, en dirección noreste, si se tiene en cuenta que el mínimo acortamiento estaría a 90°. Este sería el ejemplo de una zona de subducción clásica, dominada por el efecto de tracción de la placa que subduce en dirección ENE-OSO.

Por su parte, los mecanismos focales en el segmento del Eje Cafetero, muestran una mayor variabilidad en los parámetros, a pesar de que los datos no son muy abundantes. En este caso se insinúan regímenes de esfuerzos alternos a medida que la placa subduce, orientándose el acortamiento en dirección sureste (Figura 39).

Respecto al Nido de Bucaramanga, éste presenta una sismicidad de magnitud moderada y muy concentrada en un volumen reducido en torno a los 150 km de profundidad. Este nido sísmico tiene una gran variabilidad en el tipo de mecanismos, exhibiendo orientaciones de máximo acortamiento en todas las direcciones y que podrían obedecer a la migración de fluidos o reacciones de deshidratación, en contraste con los mecanismos de una subducción clásica como la que se observa en Ecuador.

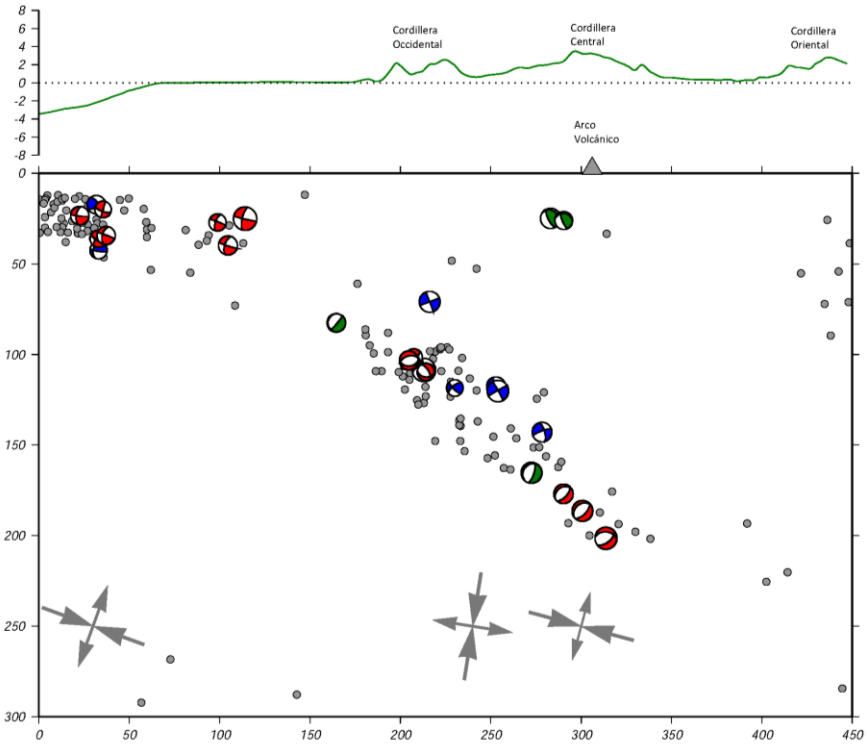
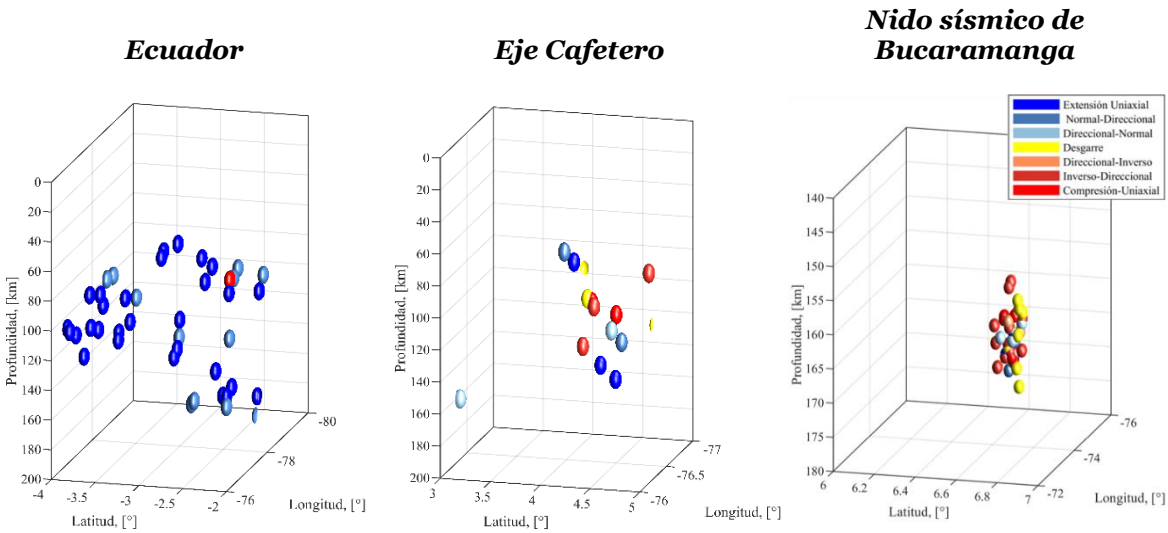


Figura 39 Sección transversal para el segmento Cauca Subducción típica bajo el centro occidente de Colombia (eje cafetero), con arco volcánico activo. La sismicidad sugiere la geometría de la placa, y los mecanismos focales las variaciones en los esfuerzos

Reconociendo que en esta región se identifican tres sectores con eventos de profundidad intermedia, se comparan los parámetros k´ y Dey, cuyas variaciones permiten identificar similitudes o diferencias entre las tres zonas con subducción caracterizada, desde una subducción muy homogénea en el segmento Ecuador, subducción clásica con variaciones de esfuerzos en profundidad en el eje cafetero, hasta un proceso altamente complejo para el nido de Bucaramanga (Figura 40).



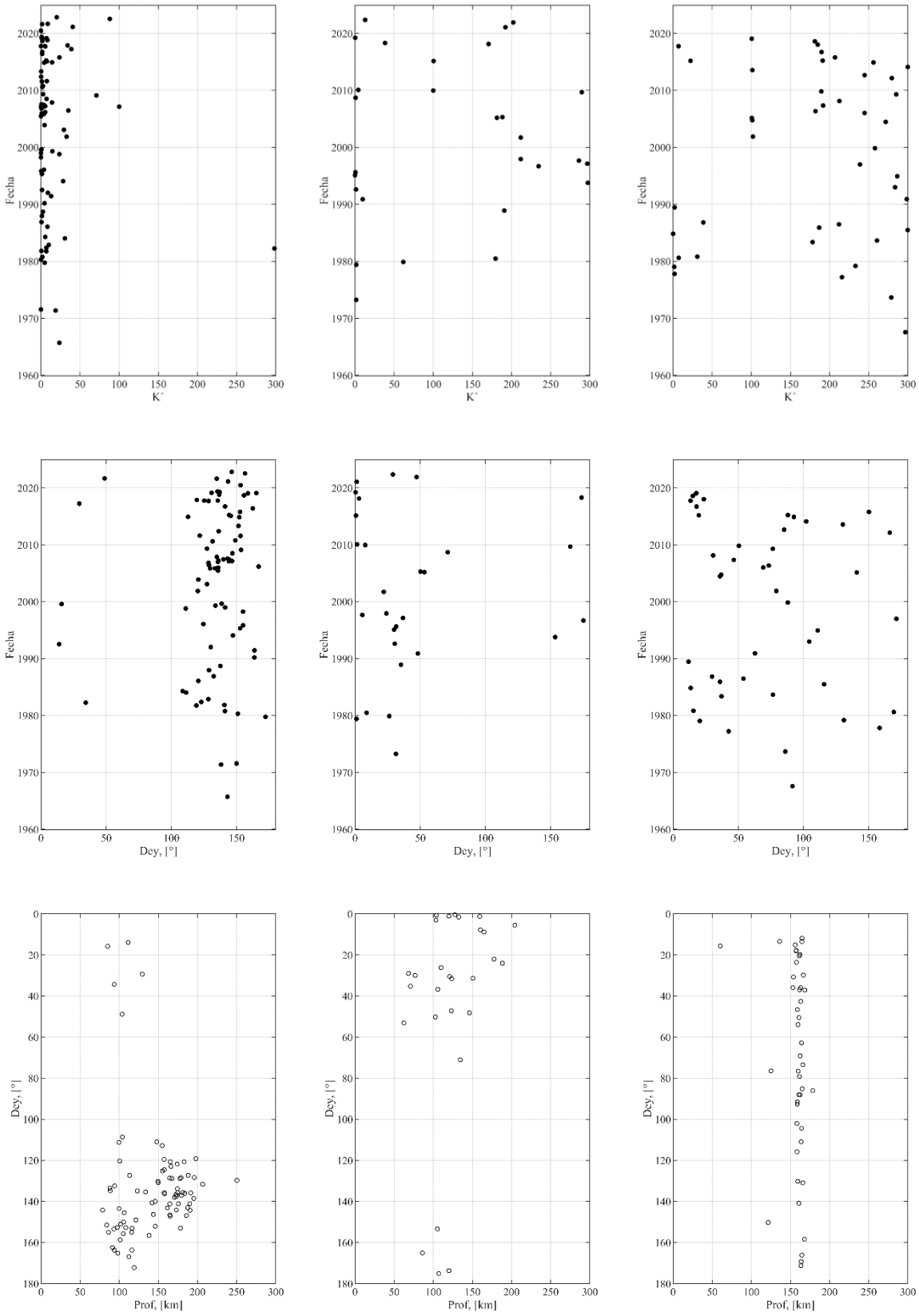


Figura 40 Comportamiento de los parámetros k´ y Dey para los segmentos Nido de Bucaramanga, Eje cafetero (Cauca) y Ecuador

CAPÍTULO 5
APROXIMACIÓN AL COMPORTAMIENTO REOLÓGICO Y TERMAL DE LA CORTEZA

El conocimiento de la estructura en profundidad resulta fundamental a la hora de postular modelos sismotectónicos. Angelier (1976), especifica que para el período *Neotectónico,* además de datos de un análisis estructural en materiales recientes, realizado a partir de los mecanismos focales de terremotos, debe explicarse la macroestructura en profundidad, lo cual es posible mediante el análisis de datos geofísicos.

Con el propósito de caracterizar la estructura en profundidad a escala regional, este capítulo se refiere a la derivación de la profundidad de la superficie del Moho a partir de anomalías gravimétricas de Bouguer e Isostática Residual, y a una aproximación a comportamiento reológico y termal de la corteza.

Se conoce que la distribución de la sismicidad representa una aproximación clásica para respaldar hipótesis sobre la estructura y reología de la corteza continental, dado que un corte de sismicidad restringe la profundidad de la capa sismogénica y debería coincidir con la transición frágil-dúctil obtenida de los perfiles reológicos.

5.1 APROXIMACIÓN A LA ESTRUCTURA TERMAL

Para obtener una primera aproximación al comportamiento reológico de la corteza, se han derivado mapas del flujo de calor, la temperatura del Moho y el gradiente geotérmico. En la Figura 41 se esquematiza la información y el flujo de trabajo para generar los mapas de flujo de calor, de la temperatura del Moho, y del gradiente geotérmico.

5.1.1. Profundidad de la temperatura de Curie

La profundidad de Curie ha sido definida como el punto más bajo en la corteza donde se alcanza la temperatura de Curie, temperatura en la que los minerales ferromagnéticos pierden su magnetismo. La temperatura de Curie no implica una isoterma ya que dicha temperatura puede variar entre los diferentes tipos de rocas en función de los minerales que contienen (Quintero *et al.*, 2014). Beardsmore y Cull (2001), sugieren que la temperatura

de Curie puede ser asociada a una isoterma, siempre y cuando las velocidades sísmicas y densidades no delimiten un cambio composicional.

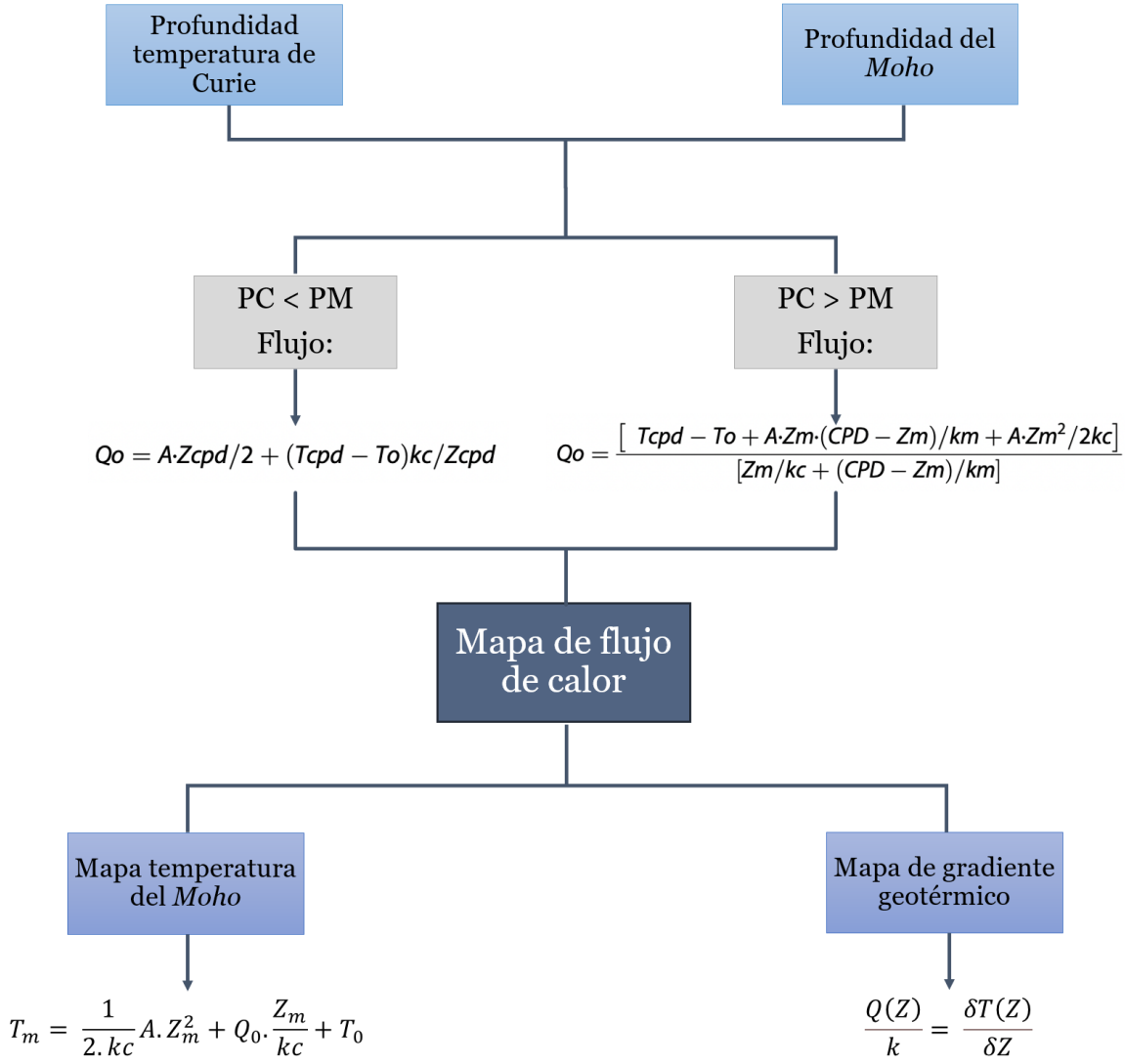


Figura 41 Desarrollo metodológico para la generación de mapas de flujo de calor, temperatura del Moho y cálculo del gradiente

Quintero *et al.* (2014), realizan el cálculo de la profundidad de Curie a partir de datos aeromagnéticos, tomando como referencia el valor de temperatura de Curie de 580°C (Beardsmore y Cull, 2001). La Figura 42, muestra las profundidades de Curie obtenidas para Colombia, las cuales varían entre 8 y 40 km; presentando mayores espesores hacia la cuenca de los Llanos y la Cordillera Oriental. Por otro lado, las profundidades bajo el fondo oceánico no superan los 20 km, y para las Cordilleras Central y Occidental están entre 16 y 28 km. La región Caribe presenta una mayor variación, cambiando abruptamente entre 20 y 40 km.

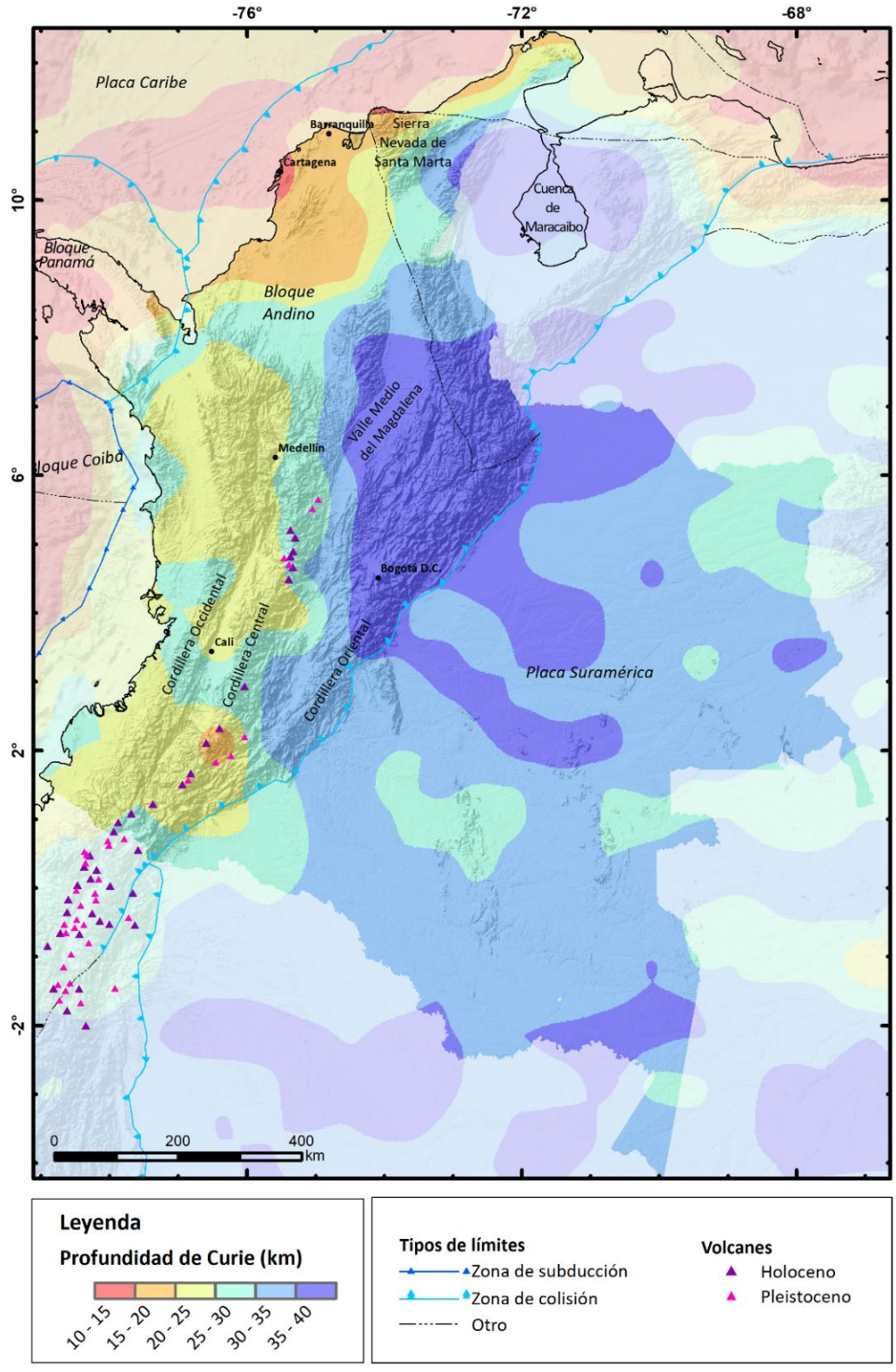


Figura 42 Mapa de profundidades de la temperatura de Curie, derivada a partir de información aeromagnética
Fuente: Quintero *et al.* (2014)

5.1.2 Espesor del Moho

A partir de datos gravimétricos se realiza una primera aproximación a la superficie del Moho, calculada a partir de la técnica de las anomalías isostáticas residuales asumiendo un modelo isostático de partida (Airy-Heiskanen).

Profundidad del Moho

Los mapas de Anomalías de Bouguer (AB) muestran la distribución de densidades tanto en la corteza como en el manto superior. Por su parte, los mapas de Anomalías Isostáticas Residuales (AIR), al eliminar el efecto gravimétrico debido a las raíces isostáticas bajo áreas con fuerte relieve, reflejan las variaciones laterales de densidad dentro de la corteza.

Para elaborar un mapa de anomalías isostáticas residuales es necesario disponer de datos de anomalía de Bouguer para definir el campo gravitatorio, y datos topográficos para definir la geometría de las masas en compensación o raíces isostáticas según el modelo seleccionado.

Para generar mapas de anomalías se empleó información gravimétrica terrestre del Mapa Gravimétrico de Colombia (IGAC – INGEOMINAS, 1998), proveniente de diversas fuentes y referidos al elipsoide GRS80 que por sus características geométricas mejor se ajusta a Suramérica. La información para zonas oceánicas se tomó procede de la base de datos de Smith y Sandwell (1997), determinada por altimetría satelital con resolución de 2x2 minutos.

De otro lado, para la corrección topográfica y para la estimación de raíces isostáticas se prepararon dos bases de datos topográficas, la primera, de carácter regional, con información procedente de la base de datos de Smith y Sandwell (1997), obtenida con técnicas de altimetría satelital y con resolución de 2x2 min, y la segunda, más local, con información procedente de la base de datos del GTOPO30 (U.S. Geological Survey)[5].

Los valores obtenidos a partir de estas bases de datos se reinterpolaron en mallas regulares de 20 x 20 km, mediante el método del *kriging* con variograma linear, y posteriormente, para una representación gráfica suavizada, se realizó un *spline* de la malla insertando un dato, de tal manera que la malla final presenta un espaciado de 10 km entre líneas.

[5] *Global 30 Arc-Second Elevation (GTOPO30) Digital Object Identifier (DOI) number: /10.5066/F7DF6PQS*

Cálculo de las anomalías isostáticas residuales

La relación entre la topografía, considerando ésta como una carga superficial, y las heterogeneidades de densidad de la corteza en profundidad, referidas a engrosamientos o adelgazamientos de la corteza o a cambios laterales de la misma, constituyen la base de los estudios isostáticos.

Los mapas de anomalías de Bouguer en general presentan valores negativos bajo las zonas continentales elevadas, y positivos en áreas oceánicas, mientras que las regiones costeras son próximas a cero. Esto indujo a pensar hace ya decenios que debe existir un déficit de densidad bajo zonas elevadas y un exceso bajo zonas oceánicas. Las teorías isostáticas intentan explicar esta distribución irregular de densidades en la litosfera que llevan a suponer un comportamiento no rígido.

En estos análisis se pone especial énfasis en considerar la capacidad de respuesta elástica de la litosfera en los cálculos isostáticos. Esa respuesta depende del comportamiento mecánico de la litosfera, comportamiento que varía de unas unidades tectónicas a otras.

La necesidad de realizar las correcciones isostáticas estriba en que, si se conoce el valor de la anomalía isostática, causada por la compensación en profundidad de la carga topográfica, y se resta del mapa de AB observada, es posible obtener un mapa de Anomalías Isostáticas Residuales (AIR) que omite el efecto causado por las raíces corticales (Figura 43). El mapa resultante muestra las anomalías de gravedad producidas por los contrastes de densidad de la corteza, y, por tanto, permite definir con mayor resolución sus límites. Esto permite una mejor localización de las estructuras frágiles que se desarrollan en la corteza superior (Simpson *et al.*, 1986).

Los datos de partida tanto para la topografía como para la gravimetría ha sido la malla de 20 x 20 km. La Anomalía Isostática Residual (AIR) se obtiene restando la corrección isostática (CI), de la anomalía de Bouguer (AB). La corrección isostática refleja el efecto gravimétrico regional causado por el déficit de densidad bajo una carga topográfica asumiendo un modelo isostático inicial. Este efecto tradicionalmente se ha denominado campo isostático regional (Jachens *et al.*, 1989) (Figura 44).

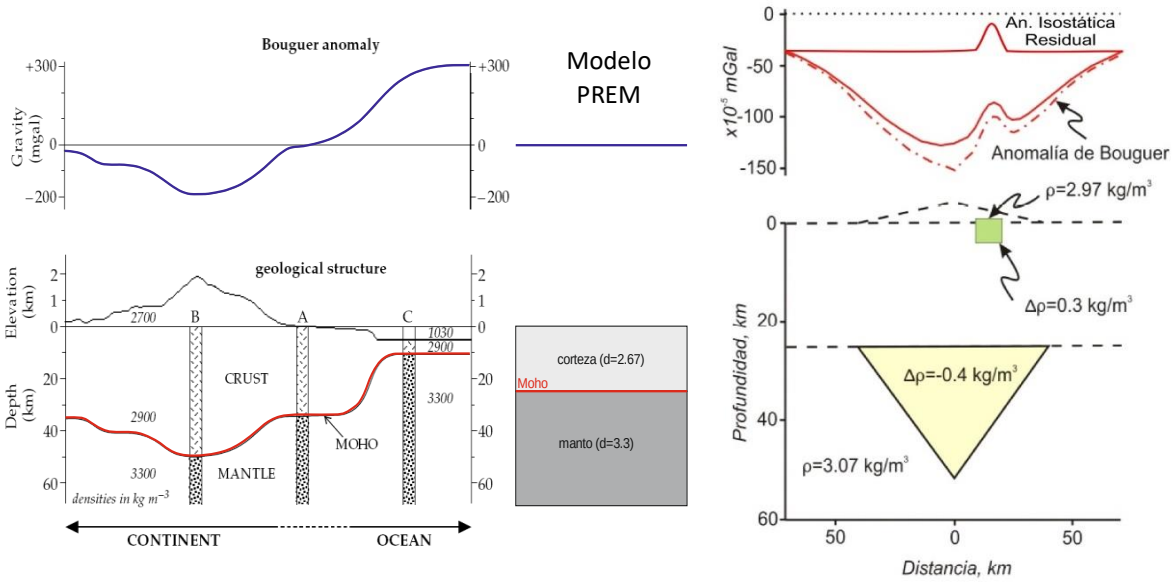


Figura 43 Anomalías isostáticas residuales
Izquierda: Variación de la Anomalía de Bouguer debida a la variación del espesor y de las densidades medias de la corteza continental y oceánica, respecto a una corteza "homogénea". Derecha: significado de las anomalías isostáticas residuales (AIR), que eliminan el efecto de las raíces corticales
Fuente: Blakely (1995)

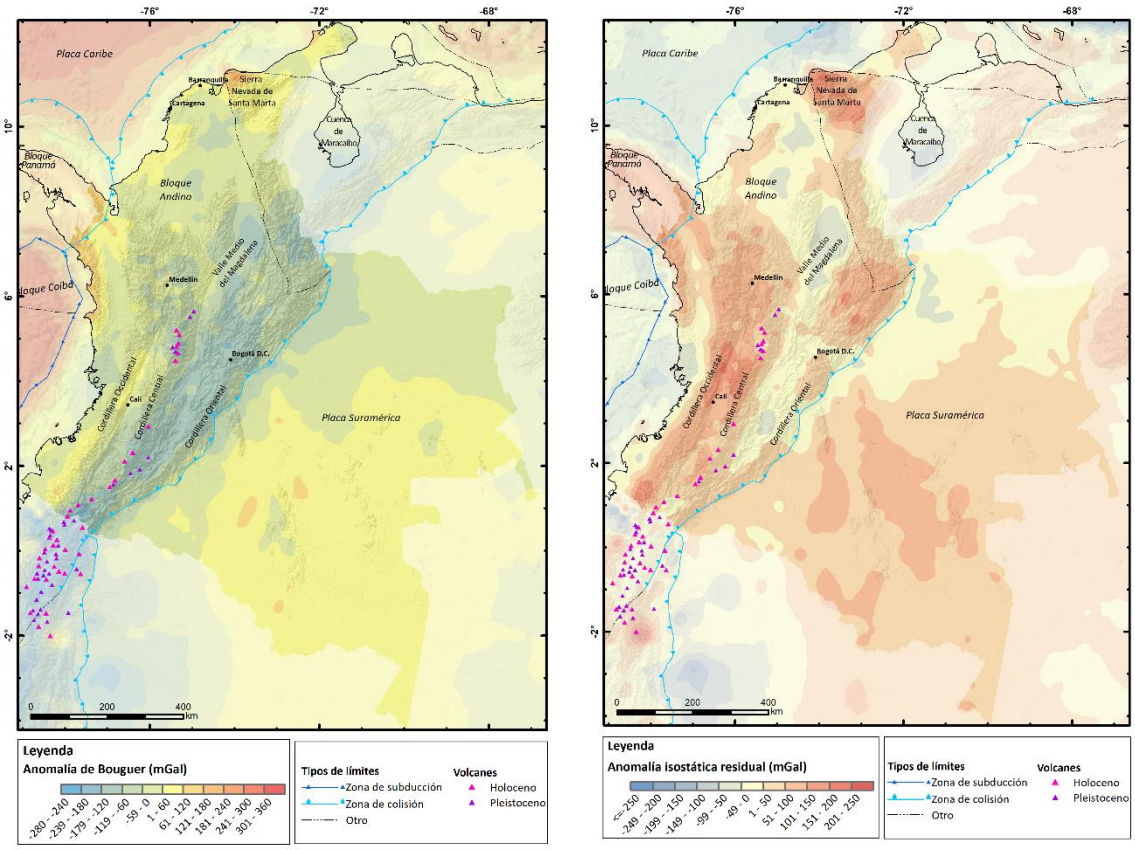


Figura 44 Mapas de anomalías de Bouguer e isostática residual para un modelo de Airy obtenidos para la estimación de la profundidad de la superficie del Moho en el noroeste de Suramérica

Siguiendo la metodología determinística propuesta por Chapin (1996), se determina el espesor de la raíz a nivel del mar de un análisis espectral de la malla de datos de la anomalía de aire libre. Utilizando los valores de las pendientes mayores, que reflejan los contrastes entre las zonas infracortical y supracortical, se llega a un valor medio de 30 km, valor que concuerda con el espesor medio de la corteza observado en los perfiles de sísmica de refracción del proyecto Nariño, y los resultados de Quintero (2004).

Dado que los Andes septentrionales se han reconocido como un bloque tectónico o *sliver*, y siguiendo los resultados de Quintero, se seleccionó el modelo isostático de Airy-Heiskanen con compensación local como modelo de partida, y que funciona bien para corteza continental.

En este modelo, los parámetros iniciales son: espesor de la raíz de Airy-Heiskanen a nivel del mar (T_c), contraste de densidad a través de la base de la raíz ($\Delta\rho$), y la densidad de la carga topográfica (ρ_t). Para la obtención de los dos primeros parámetros se han utilizado técnicas determinísticas (Chapin, 1996), y se asumió una densidad de carga topográfica equivalente a 2.67 g/cm^3. La Figura 45 muestra la distribución del Moho, en donde se presentan los mayores valores en la zona cordillerana, alcanzado su máximo en la Cordillera Oriental.

Para complementar los datos calculados y realizar un contraste de los resultados, se utiliza el espesor de Moho calculado por Poveda (2015) a partir de datos sísmicos y función receptora. De la misma manera, se realizan comparaciones con otros modelos que generan superficies de profundidad del Moho, tales como GEMMA-GOCE (Reguzzoni y Sampietro, 2015), y CRUST 1.0 (Laske *et al.*, 2013), que incorporan datos gravimétricos y sísmicos (Figura 46 y Figura 47), y Avellaneda-Jiménez *et al*. (2022), datos gravimétricos para la zona cordillerana de Colombia.

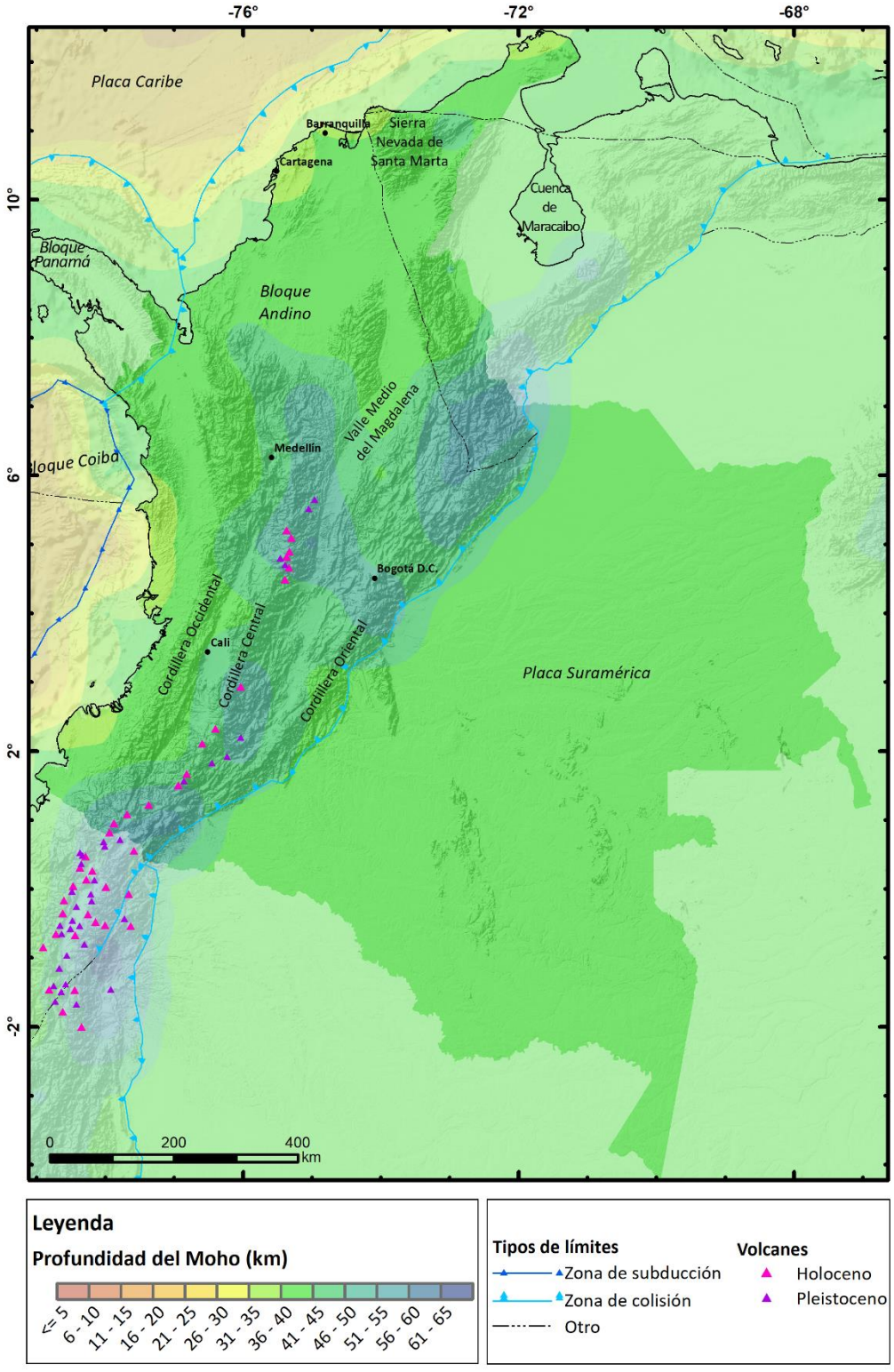


Figura 45 Profundidad de la superficie del Moho, calculada a partir de información gravimétrica

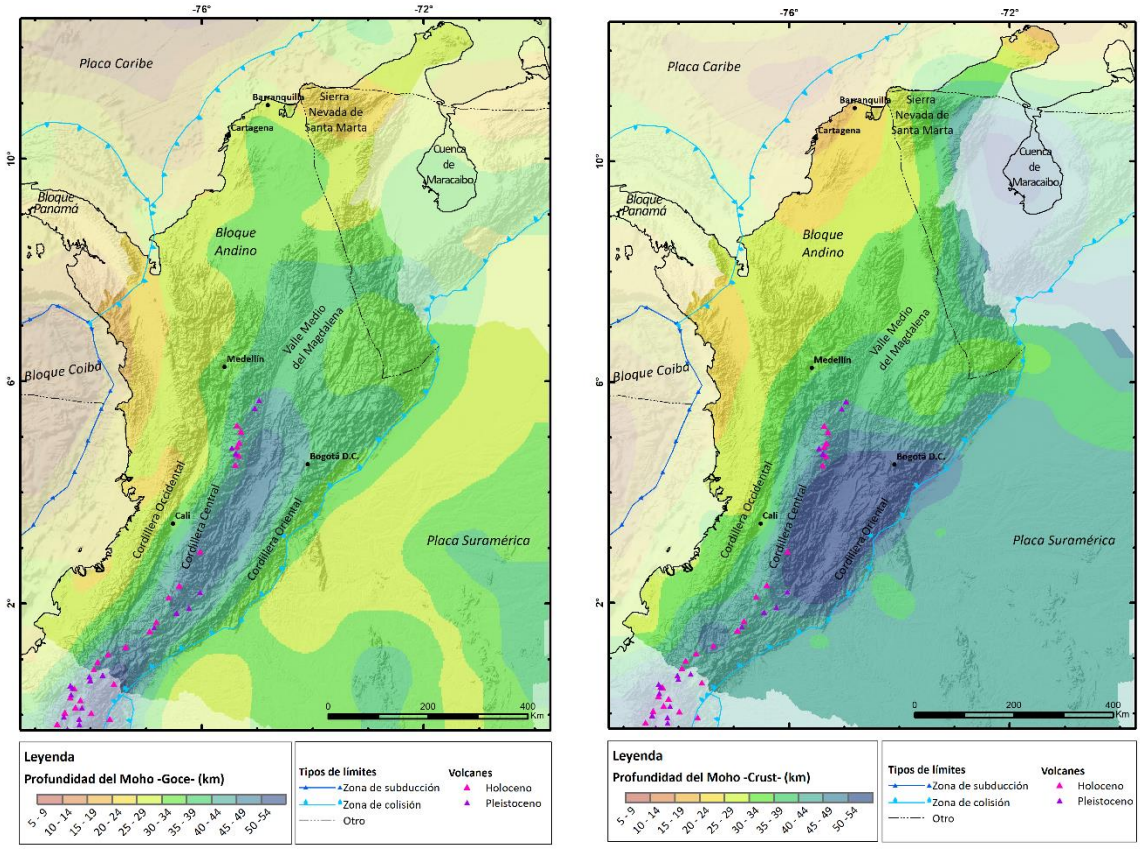


Figura 46 Mapas de profundidad de Moho para la zona de estudio
Izquierda: GEMMA-GOCE (Reguzzoni y Sampietro, 2015), Derecha: Update on CRUST1.0 (Laske *et al.*, 2013)

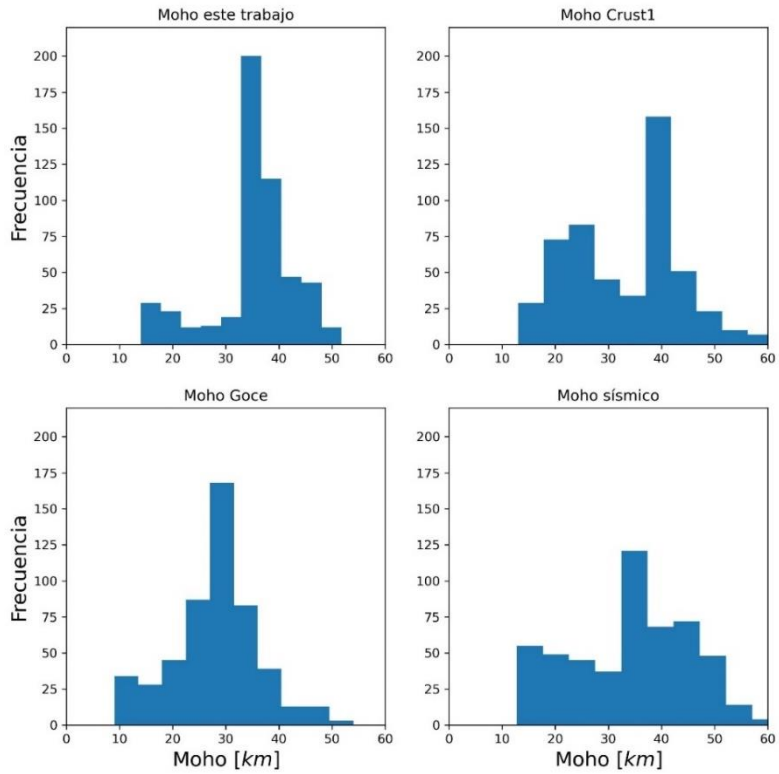


Figura 47 Distribución de frecuencias de profundidades de Moho en la zona de estudio, para diferentes referencias

5.1.3 Flujo de Calor

Para el cálculo de flujo de calor en la corteza (Q_0), partimos de la información de la profundidad de Curie asumiendo condiciones estáticas (Martos *et al.*, 2017). A partir de la ley de Fourier, el flujo de calor superficial 1D en estado estacionario, con producción de calor radiogénico constante (A), conductividad térmica constante (k), temperatura de la superficie (T_0) y temperatura en la profundidad Z (T_Z), se define como:

$$Q_0 = \frac{1}{2}A.Z + (T_Z - T_0)\frac{k}{Z} \quad Ec.\ 7$$

Para el caso de Colombia, asumimos a $T_Z = T_c$, donde, T_c es la temperatura de Curie (580°C), lo cual es reescrito como (Andrés *et al.*, 2018):

$$Q_0 = \frac{1}{2}A.Z_c + (T_c - T_0)\frac{k}{Z_c} \quad Ec.\ 8$$

Donde la conductividad termal (k) es 2.2 W/mK para una corteza donde el Moho es más profundo que la profundidad de Curie y asumiendo una producción de calor radiogénico (A) de 1 μWm^{-3} en la corteza (Andrés *et al.*, 2018). La información de la temperatura de la superficie es tomada del satélite MODIS para el año 2021 (Justice *et al.*, 2002), para el cual se ha calculado el promedio mensual (Figura 48). Las variaciones de la temperatura en el territorio colombiano, son principalmente debidas a la topografía.

Los resultados del flujo termal se muestran en la Figura 49, en la cual se observa que los valores del flujo varían entre los 50 y 100 Mw/m^{-2} en el continente, específicamente hacia la Cordillera Central, Occidental y parte del Caribe colombiano. Hacia el océano la placa Caribe alcanza valores de flujo hasta 130 Mw/m^{-2}. Los resultados asociados se pueden contrastar con los resultados obtenidos por Quintero *et al.* (2019), en donde se realiza el cálculo del flujo termal en el Caribe colombiano.

La Figura 10 del trabajo de Quintero *et al.* (2019), muestra que en la zona del mar y costa Caribe de Colombia, el flujo varía entre 50 Mw/m^{-2} y 120 Mw/m^{-2}. Dichos valores se asemejan a los obtenidos en el cálculo de este trabajo (60 Mw/m^{-2} y 130 Mw/m^{-2}), como se observa en la Figura 49 para la misma región.

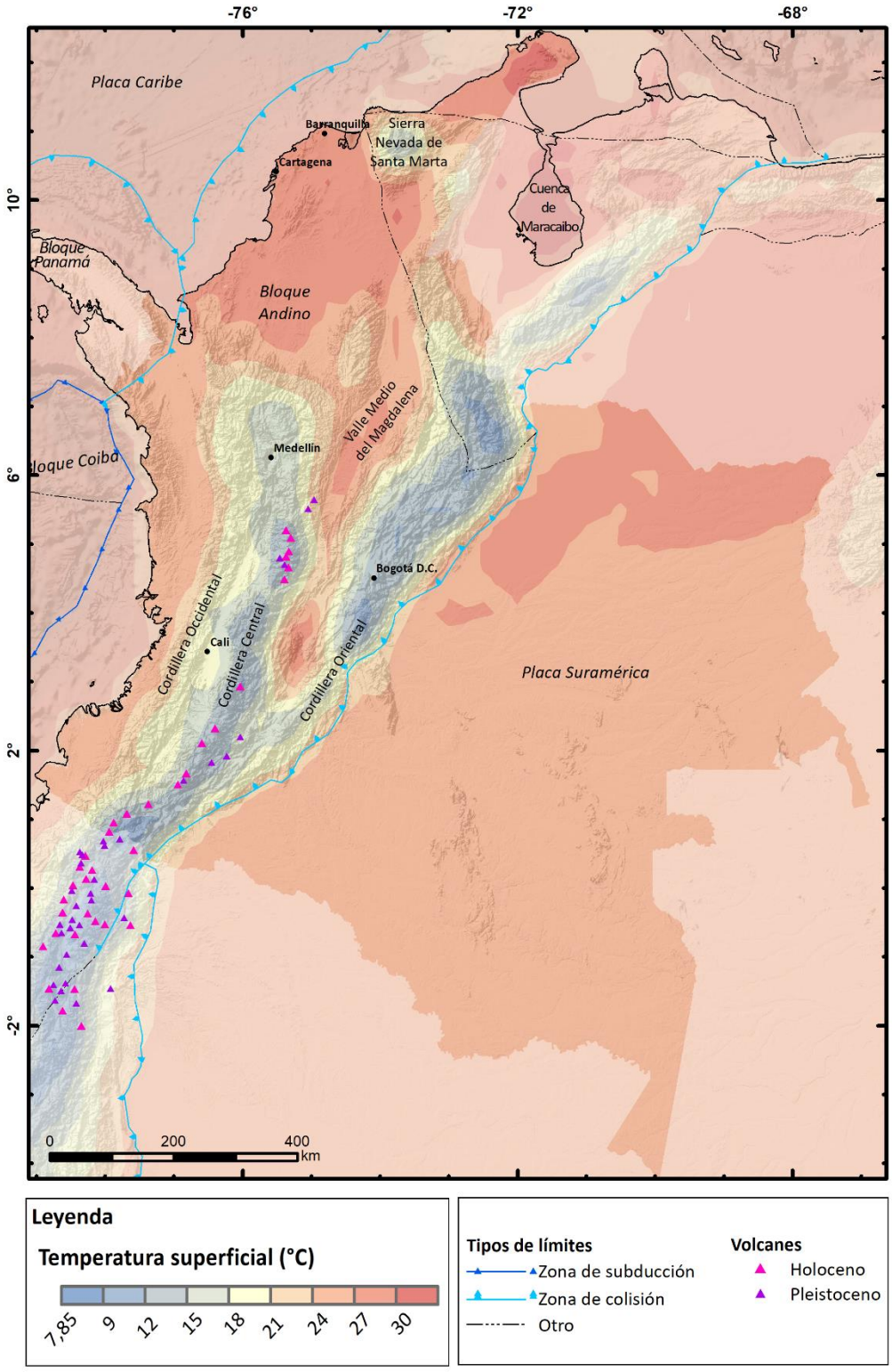


Figura 48 Temperatura de la superficie para el año 2021 tomada del satélite MODIS
Fuente: Justice *et al.* (2002)

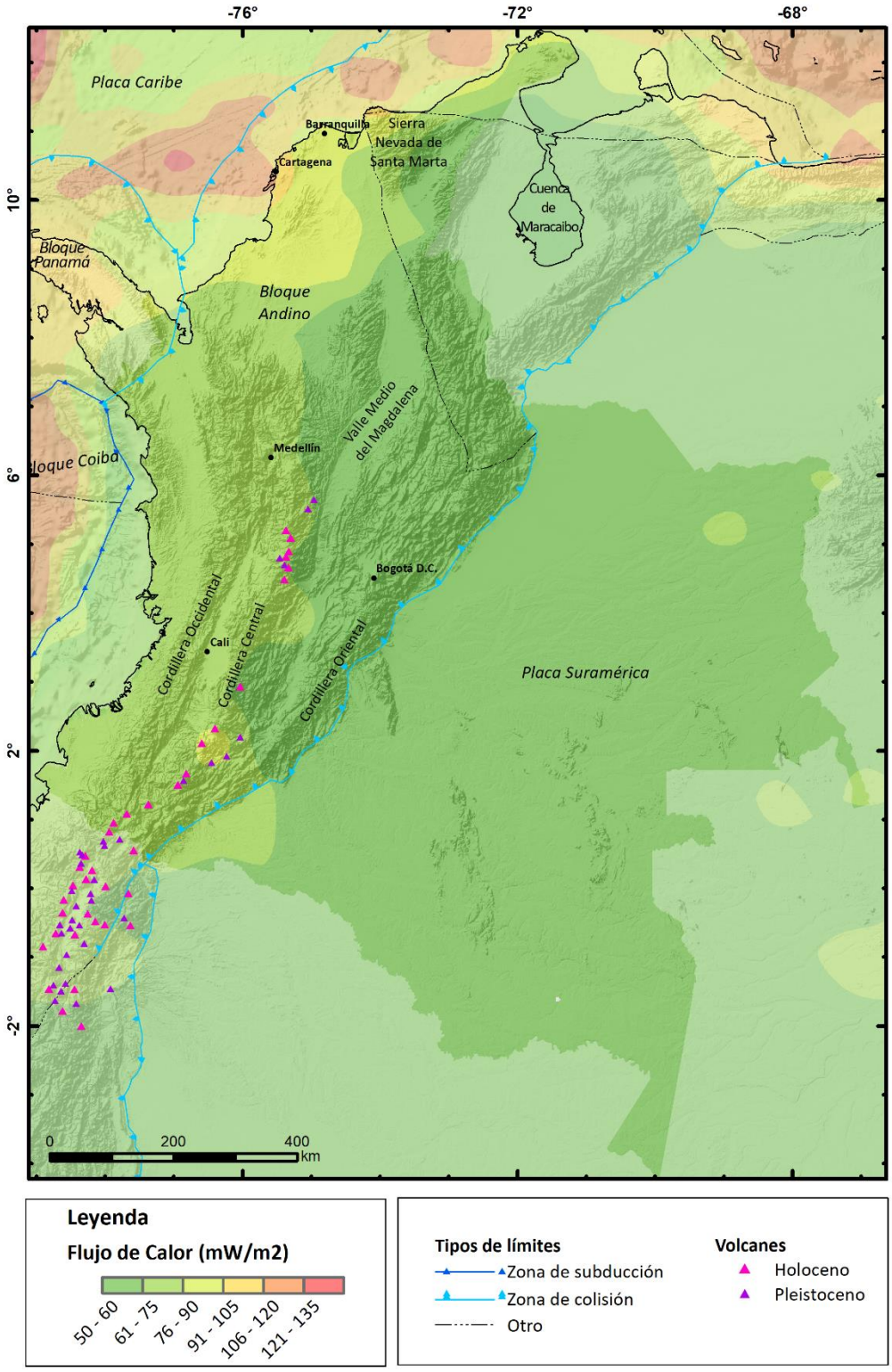


Figura 49 Mapa del flujo termal calculado para Colombia a partir de la profundidad de la temperatura de Curie

Metodologías similares se han implementado en otras regiones del mundo, incluso en ambientes de compleja subducción como Colombia. Un ejemplo es el de México, en donde el flujo termal observado en el continente varía entre valores de 52 Mw/m^2 y 72 Mw/m^2

(Carrillo-de la Cruz *et al.*, 2020), mientras que hacia la zona de subducción los valores del flujo incluso pueden alcanzar los 240 Mw/m^2 hacia el golfo de California (Carrillo-de la Cruz *et al.*, 2021).

Por otra parte, Lucazeau (2019) realiza una compilación de flujo termal medido a lo largo del planeta, y esta información fue implementada para complementar el cálculo del flujo termal a escala global, permitiendo así generar el mapa de la Figura 50.

A grandes rasgos, los dos productos muestran un rango de valores similares, sin embargo, para la zona continental, especialmente en la zona del arco, el modelo de Lucazeau (2019) presenta valores mayores que van entre los 80 y 120 Mw/m^2, mientras que para la misma zona el modelo calculado en este trabajo varía entre 70 y 100 Mw/m^2. Para el resto del territorio, el flujo varía entre 50 y 90 Mw/m^2 para el modelo calculado, y para el modelo de Lucazeau varía entre 40 y 100 Mw/m^2. En las zonas oceánicas se observa, similitud hacia Nazca, sin embargo, para la zona del Caribe los valores del modelo de Lucazeau son menores respecto a los calculados en este trabajo, y que son coherentes con resultados obtenidos por López y Ojeda (2006) para el Caribe colombiano.

5.1.4 Temperatura en el Moho

A partir del mapa de flujo de calor estimado, es posible aproximar la temperatura del Moho, la cual se estima siguiendo la formulación de estado estacionario (Andrés *et al.*, 2018):

$$T_m = \frac{1}{2.kc} A.Z_m^2 + Q_0.\frac{Z_m}{kc} + T_0 \quad Ec.\ 9$$

Donde, T_m es la temperatura en el manto, kc es la conductividad térmica y T_0 la temperatura superficial.

En general, los resultados asociados a la temperatura del Moho para la parte continental de Colombia varían entre 400°C y 1200°C (Figura 51), de donde los valores más altos se localización hacia las Cordillera Central y Occidental, donde se localiza la subducción de la placa de Nazca (Sun *et al.*, 2022). Además, el contraste de alta temperatura observado coincide con el arco volcánico de Colombia y Ecuador, con una disminución de la temperatura, asociada a un "gap" en el vulcanismo activo en la cordillera Central. Aunque no hay estudios directos para comparar los resultados obtenidos, es posible comparar estudios en Alaska, España y Polonia, en donde se calcula la temperatura del Moho a partir del flujo termal (Andrés *et al.*, 2018; Majorowicz *et al.*, 2019).

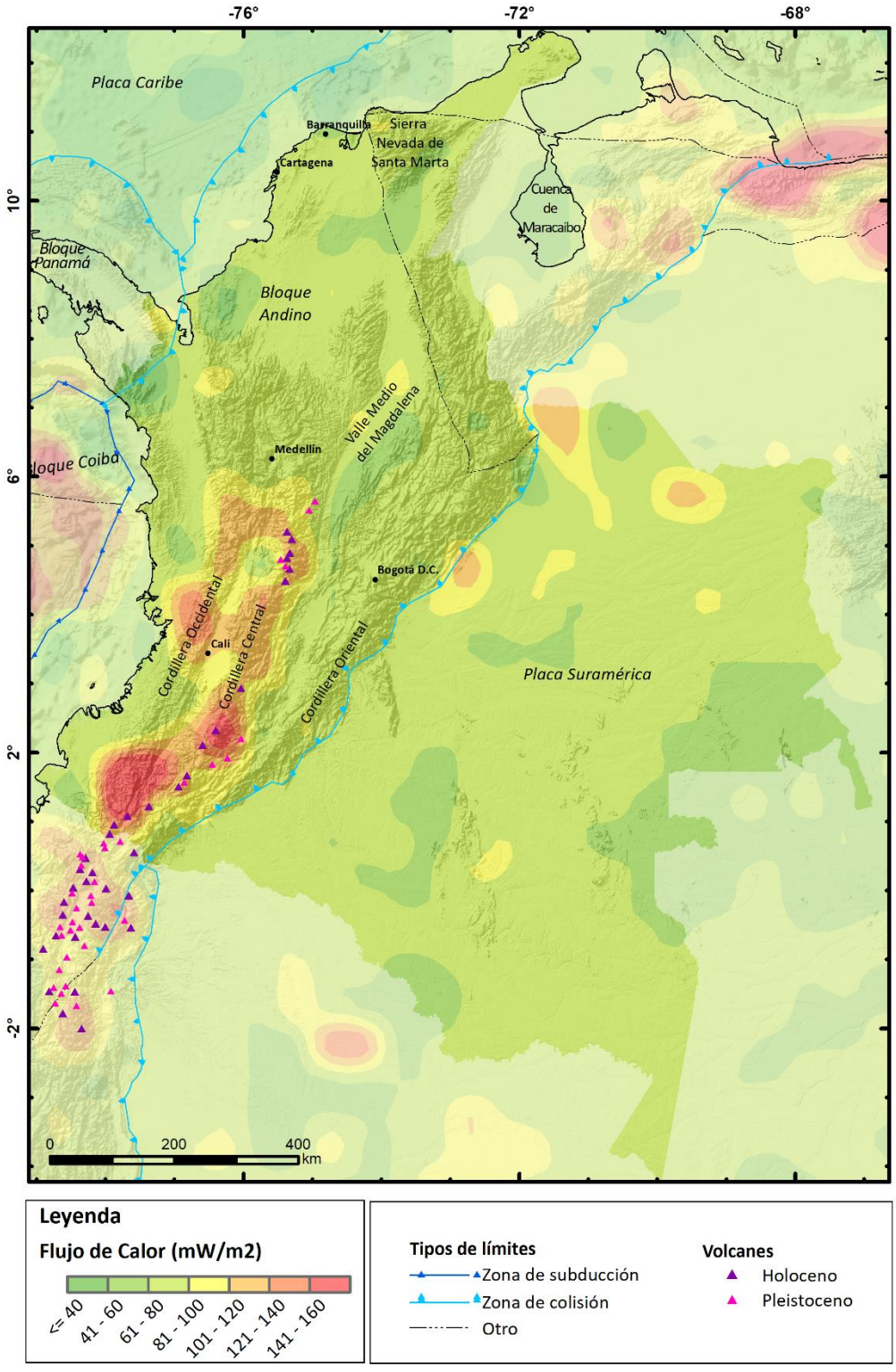


Figura 50 Mapa del flujo de calor medido y estimado por Lucazeau (2019)

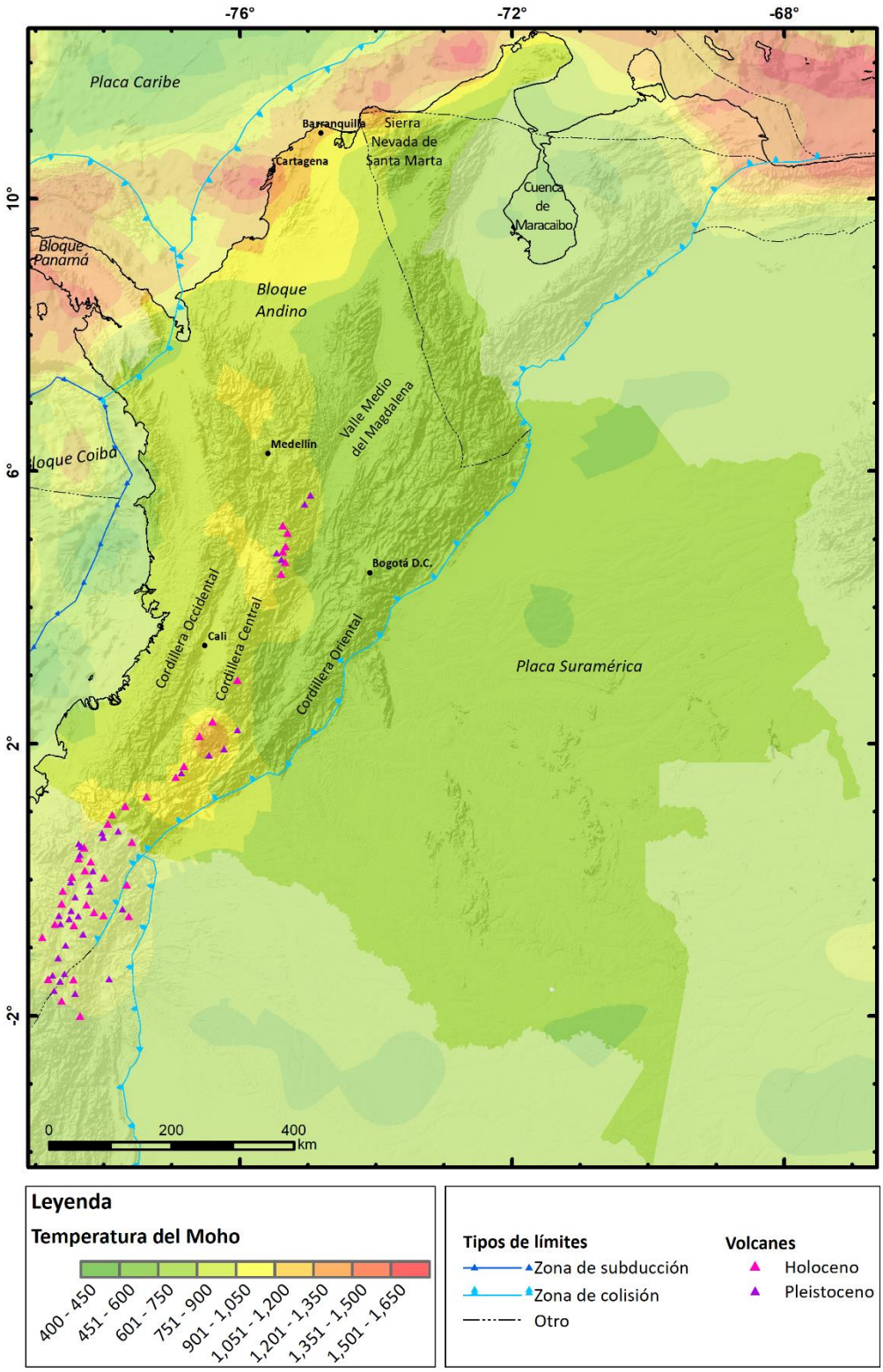


Figura 51 Mapa de la temperatura del Moho calculado siguiendo la formulación de estado estacionario *(Andrés et al., 2018)*

5.1.5 Gradiente geotérmico cortical

La ecuación (2) es la solución entre la superficie y la profundidad de Curie de la ley de Fourier, la cual es definida como:

$$Q(z) = k\frac{\delta T(Z)}{\delta Z} \quad Ec.\ 10$$

Donde el flujo, es el cambio de la temperatura con respecto a la profundidad, multiplicado por la conductividad termal. Al despejar la ecuación, obtenemos que

$$\frac{Q(Z)}{k} = \frac{\delta T(Z)}{\delta Z} \quad Ec.\ 11$$

donde el término de la derecha corresponde al gradiente geotérmico cortical. Con la ecuación (5), y la información del flujo termal calculado, es posible obtener el gradiente geotérmico cortical, el cual se presenta en la Figura 52:

El gradiente observado muestra que el gradiente aumenta entre los 35 y 40°C.km^{-1}para las zonas de los límites de placas y las cordilleras Central y Occidental. A partir la cordillera Oriental y la Serranía de Perijá hacia el este, y restringido netamente hacia el continente, en su mayoría el gradiente no supera los 30°C.km^{-1}, sin embargo, existen ciertas zonas hacia los Llanos donde se alcanzan gradientes de hasta 35°C.km^{-1}.

Otra forma de encontrar el gradiente es dividiendo la corteza en segmentos con comportamiento tectónico similar, tal como se explica en García-Mayordomo (2005), al implementar la ecuación de Roy *et al.* (1968):

$$T = T_0 + \left(\frac{Q_o}{k}\right)h - \left(\frac{A}{2k}\right)h^2 \quad Ec.\ 12$$

Donde T es la temperatura en grados Kelvin a la profundidad h, T_0 es la temperatura en superficie, Q es el flujo térmico, k la conductividad térmica, y A la producción radiogénica del calor.

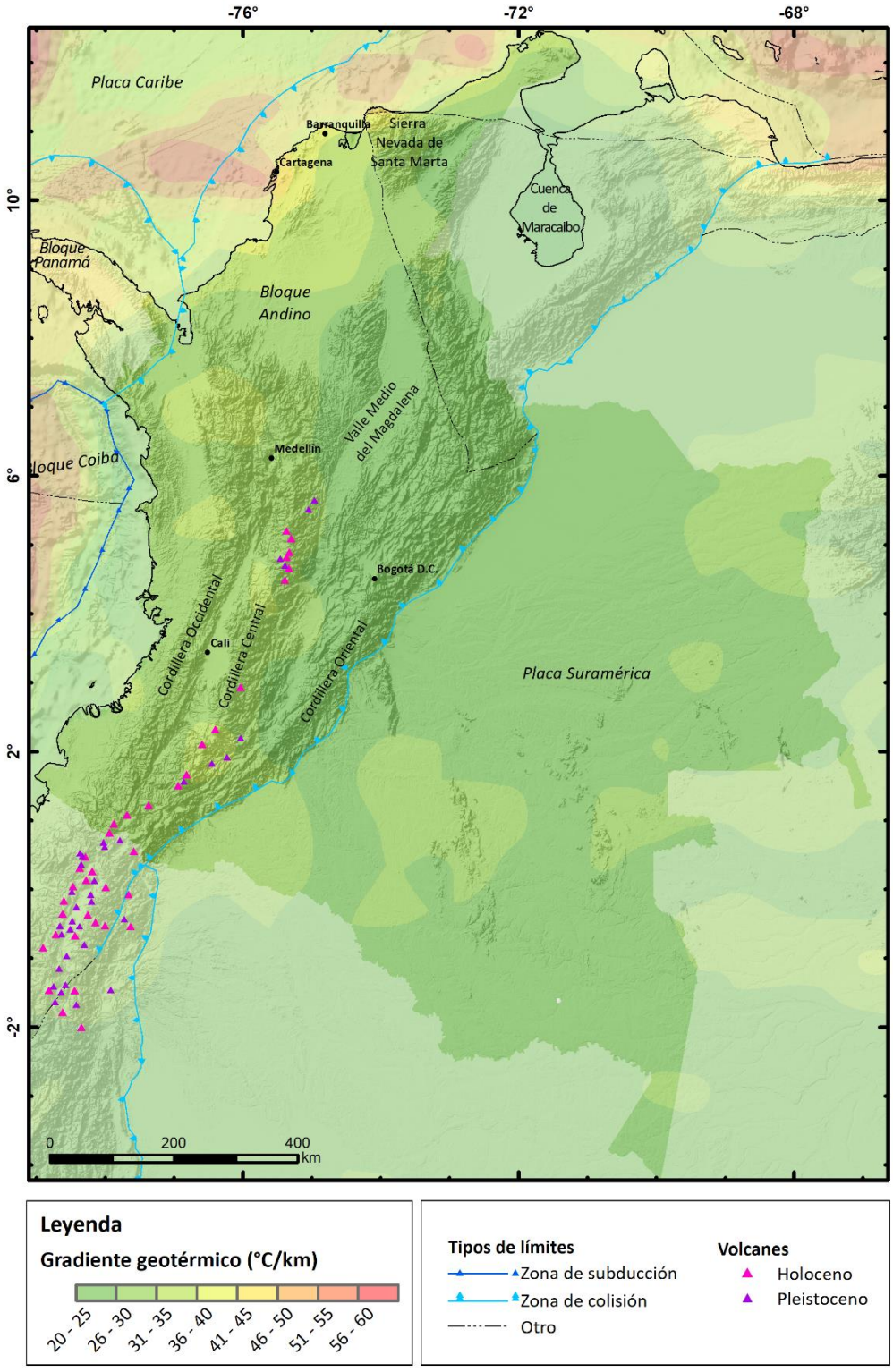


Figura 52 Mapa del gradiente geotérmico cortical calculado para la esquina noroeste de Suramérica

5.2 APROXIMACIÓN AL COMPORTAMIENTO REOLÓGICO

Considerando que identificar y refinar la profundidad en la cual la corteza tiene potencial sísmico permite mejorar los modelos de amenaza, ya sea a nivel de grandes fallas (García Mayordomo, 2005) o a nivel regional, en esta sección se hace una aproximación al comportamiento reológico de la corteza, siguiendo el flujo de trabajo de la Figura 53.

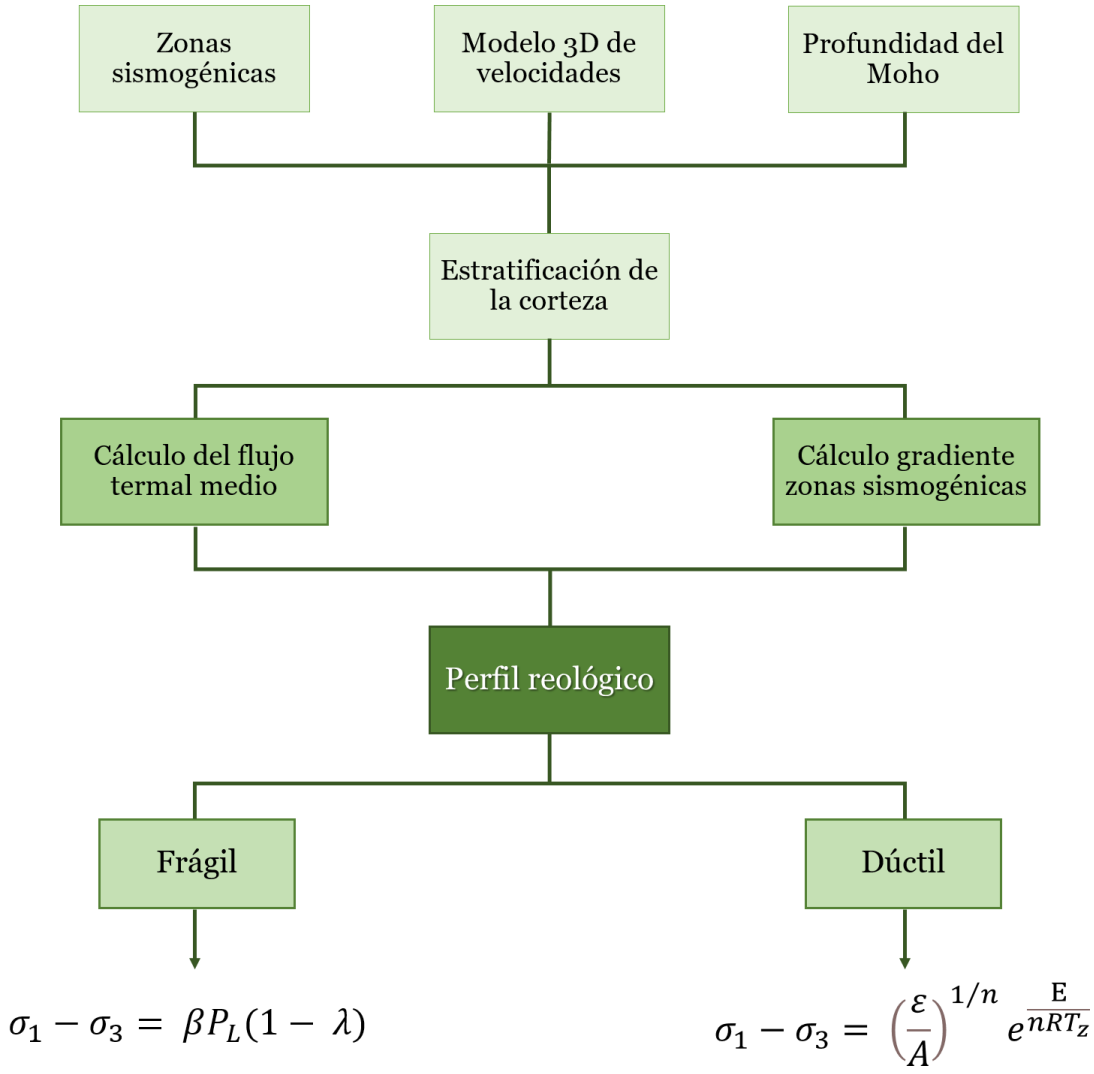


Figura 53 Flujo de trabajo para la obtención de perfiles reológicos

5.2.1 Aproximación estadística

Un análisis de la distribución de los eventos en profundidad, en conjunto con la profundidad de la temperatura de Curie, la profundidad del Moho e información gravimétrica, permiten obtener una aproximación regional de la profundidad a la cual se puede encontrar la transición frágil-dúctil, facilitando establecer el porcentaje de eventos sísmicos que hay por encima y por debajo de dicha profundidad dentro de la corteza.

Partiendo de la distribución de la sismicidad observada, se proponen 12 secciones de análisis, las cuales son análogas a perfiles este-oeste, de tal manera que se cubra toda la corteza que esté inmediatamente debajo de las cordilleras. La Tabla 7 muestra las zonas definidas y la Figura 54 su distribución.

Tabla 7 Secciones definidas para el análisis del comportamiento termal

Zona	Latitud mínima (°)	Latitud máxima (°)	Longitud mínima (°)	Longitud máxima (°)
Zona 1	1.5	2.0	-79.0	-75.0
Zona 2	2.0	2.5	-78.8	-74.5
Zona 3	2.5	3.0	-78.5	-74.0
Zona 4	3.0	3.5	-78.0	-73.5
Zona 5	3.5	4.0	-77.5	-73.5
Zona 6	4.0	4.5	-77.5	-73.5
Zona 7	4.5	5.0	-77.5	-72.8
Zona 8	5.0	5.5	-77.5	-72.2
Zona 9	5.5	6.0	-77.5	-71.8
Zona 10	6.0	6.5	-77.5	-71.6
Zona 11	6.5	7.0	-77.8	-71.6
Zona 12	7.0	7.5	-78.0	-71.6

Para realizar el análisis se selecciona la información del catálogo sísmico integrado del SGC, la profundidad de Curie y profundidad del Moho con base en las zonas de la Tabla 7. Posteriormente se construyen perfiles longitudinales para cada zona, y cada 0.1° en longitud se identifica el número de eventos que presenten profundidades menores o mayores a la profundidad de Curie.

Para esta aproximación estadística al comportamiento reológico de la corteza, se consideran eventos con profundidad inferior a 50 km, tomando la información del catálogo sísmico integrado de Colombia (Montejo *et al.*, 2023), de la cual se identifica que los eventos sísmicos se concentran principalmente dentro del rectángulo 1.5°N – 7.5°N y 79°W – 71.6°W (Figura 21).

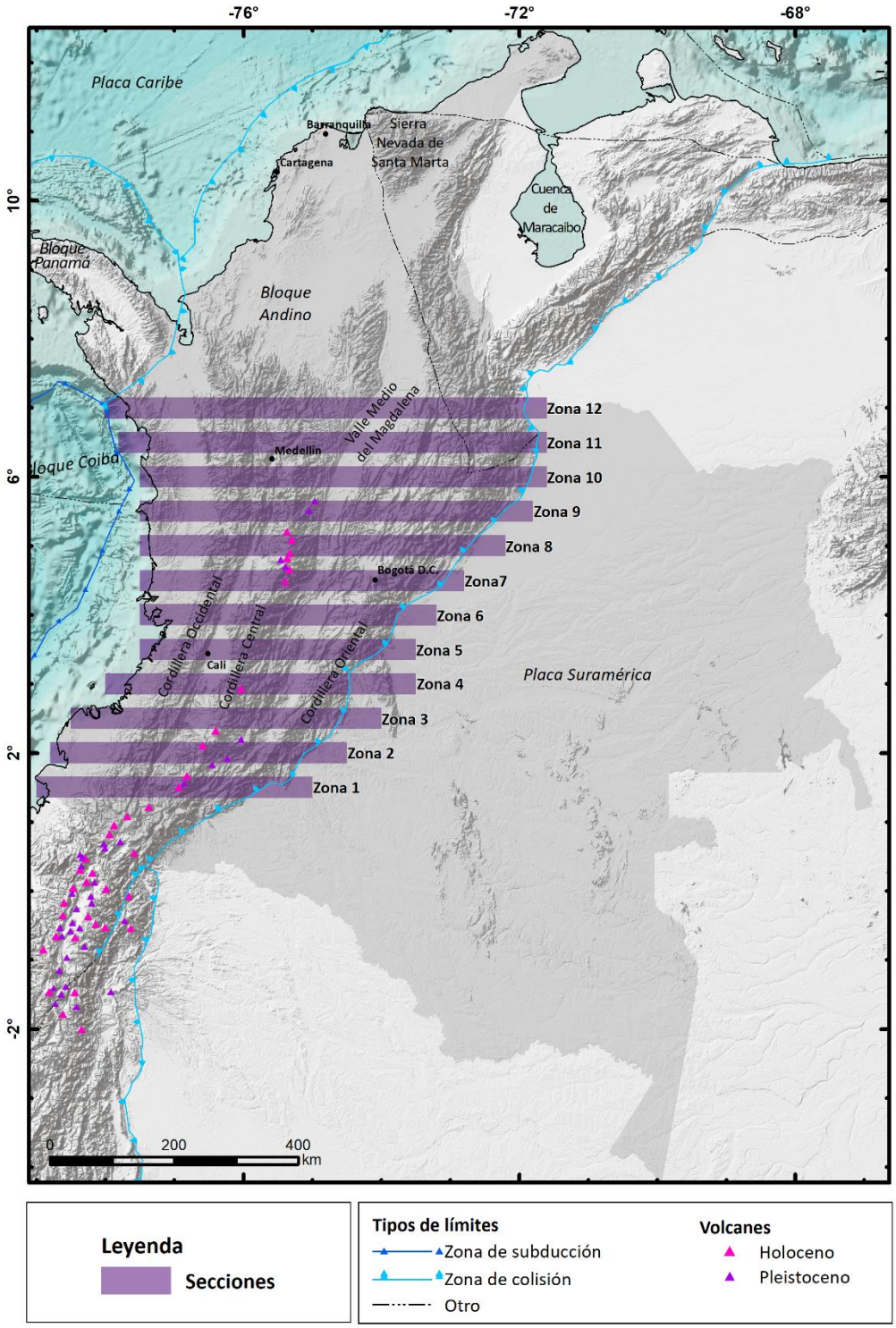


Figura 54 Secciones de análisis para el comportamiento termal

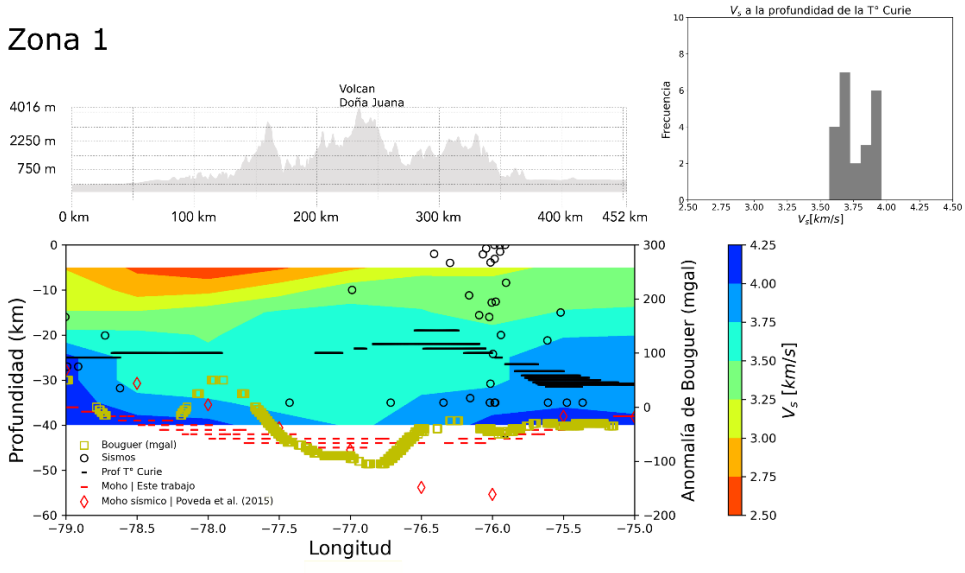
De otro lado, para este análisis se consideran las alternativas de fuentes sismogénicas propuestas para el modelo de amenaza sísmica de Colombia, que incluyó varios tipos de fuentes corticales (Arcila *et al.*, 2020):

- Un modelo que considera fuentes tipo falla y macrozonas de sismicidad distribuida.
- Un segundo modelo construido a partir de fuentes tipo áreas.

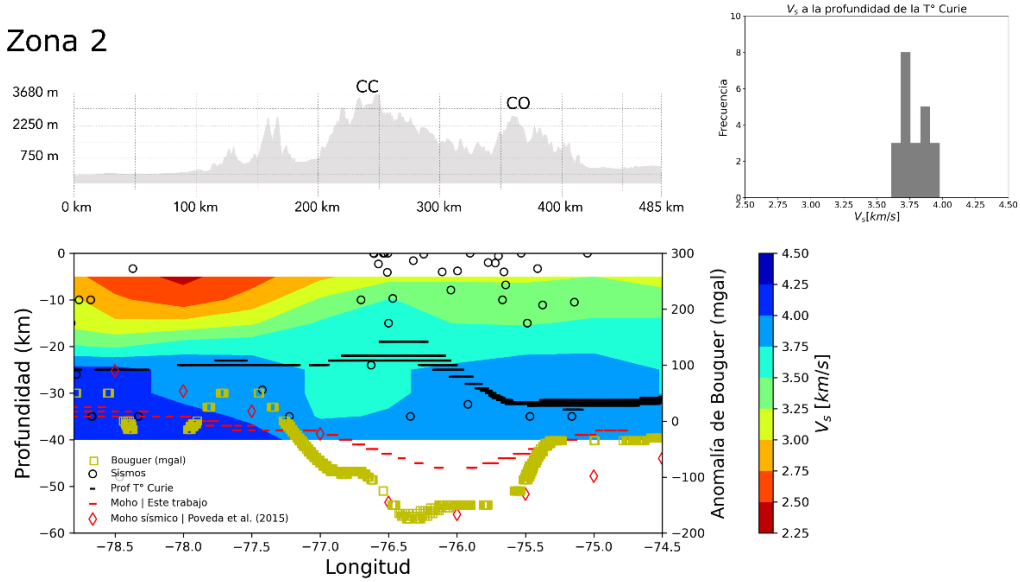
Los perfiles asociados a cada zona se presentan en la Figura 55, en donde los trazos negros corresponden a la profundidad de la temperatura de Curie, los trazos rojos y diamantes, representan respectivamente la aproximación a la superficie del Moho calculada a partir de las anomalías isostáticas residuales, y profundidades obtenidas por Poveda *et al.* (2015) a partir de información sísmica y función receptora, los cuadros verdes valores para anomalías gravimétricas de Bouguer, y las circunferencias son los hipocentros de los sismos.

En los perfiles igualmente se incluye las velocidades de onda S (Vs), tomadas del modelo de Poveda *et al.* (2018), modelo actualmente en uso para la localización de la sismicidad en territorio colombiano. La topografía asociada, corresponde a la latitud inferior de cada zona seleccionada (por ejemplo, para la zona 1 se asocia la topografía sobre la latitud 1.5°).

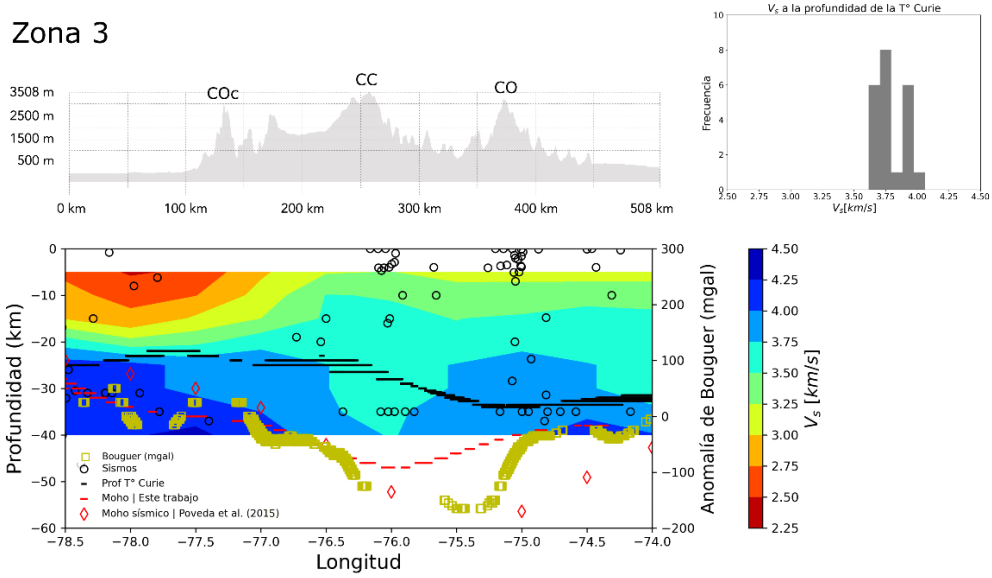
De manera general se observa que para los perfiles de las zonas definidas, la profundidad de Curie no alcanza a ser mayor que la profundidad del Moho, a lo sumo presenta profundidades similares. Esto varía para otras zonas, especialmente para la cuenca de los Llanos Orientales y Región Caribe.



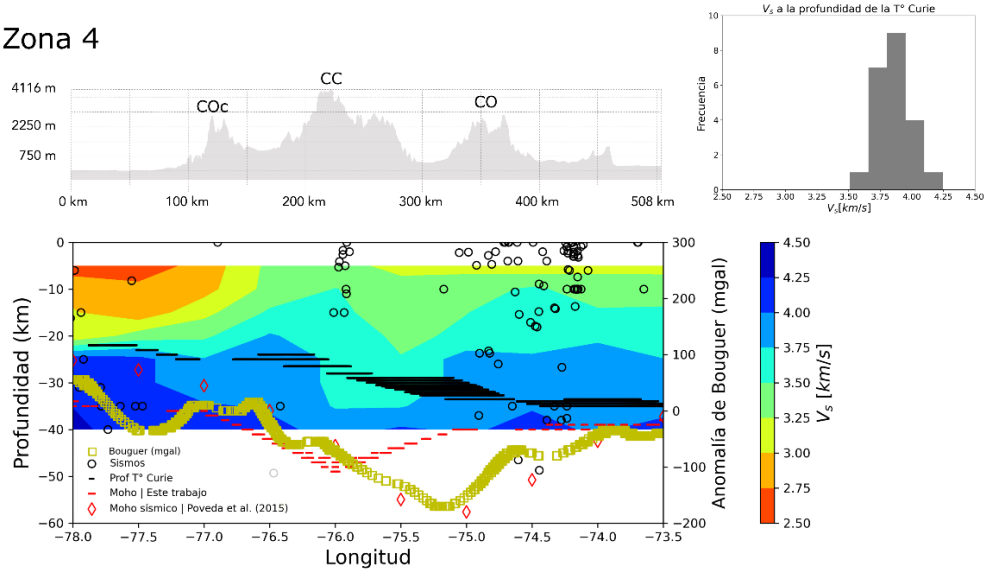
Zona 2

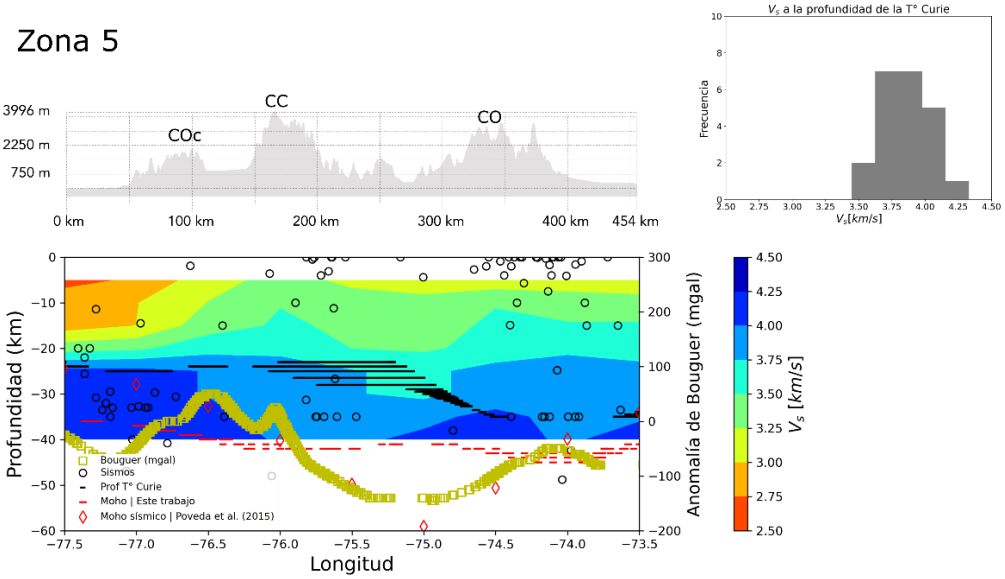


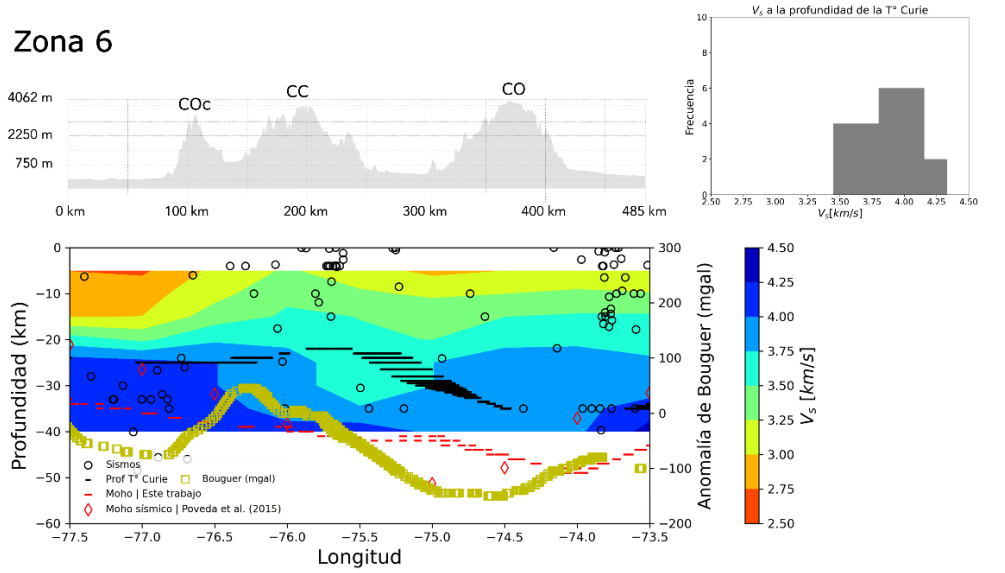
Zona 3

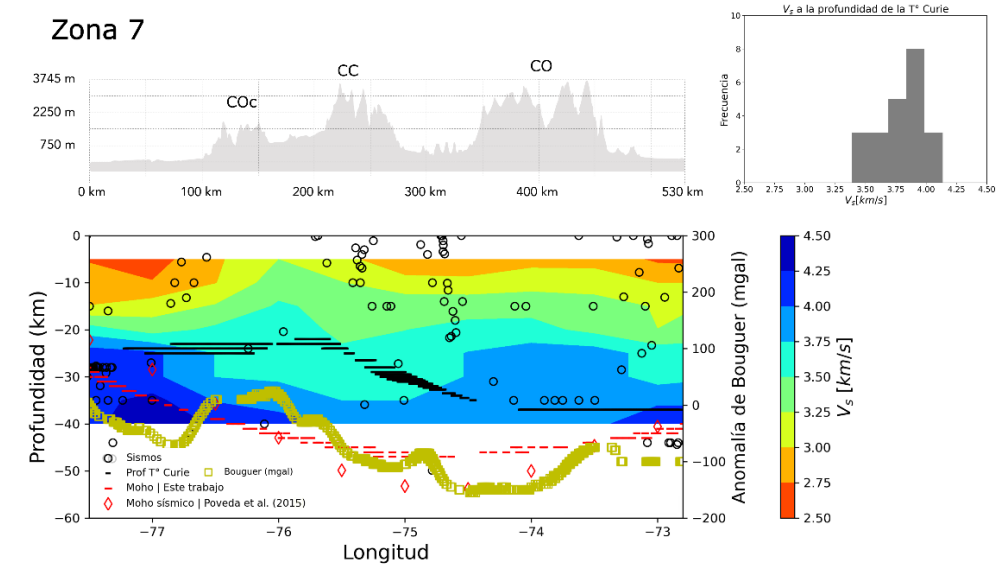


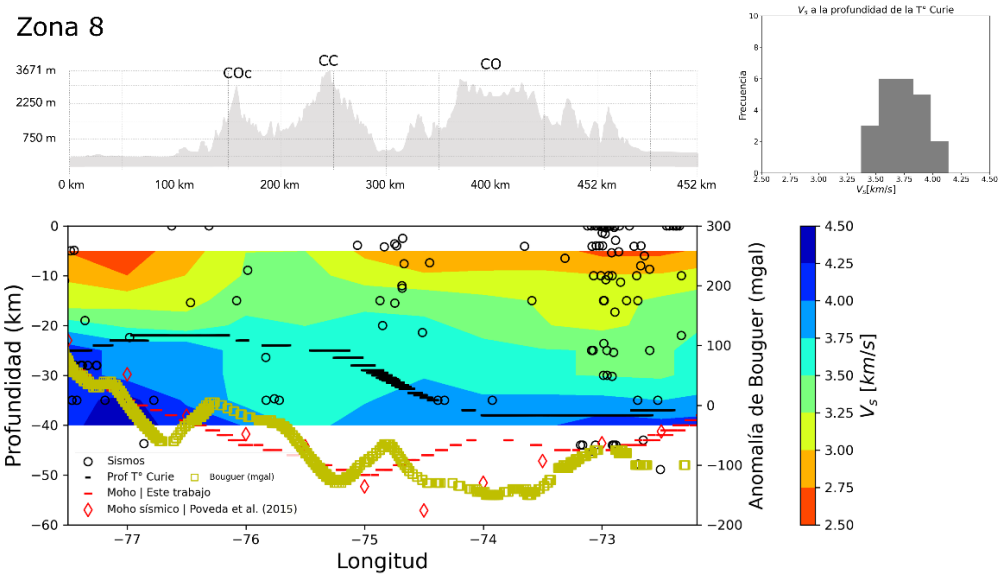
Zona 4

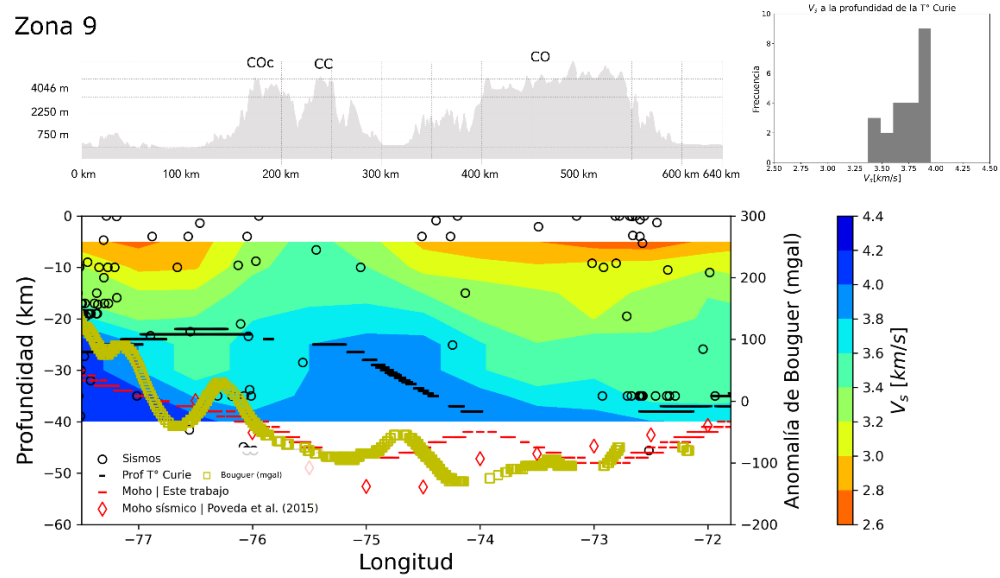


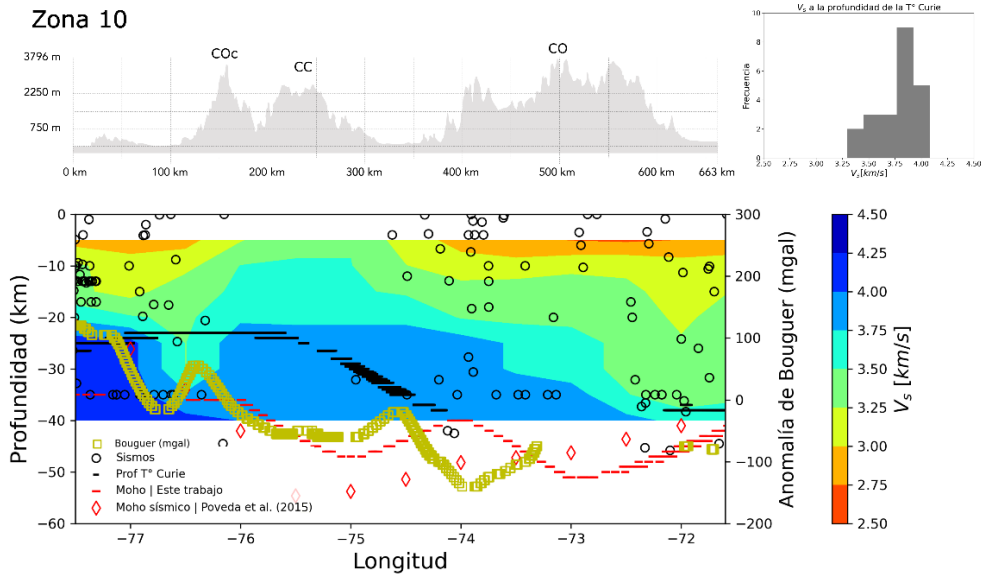

Zona 5
3996 m
2250 m
750 m
CC
COc
CO
0 km
100 km
200 km
300 km
400 km
454 km
V_s a la profundidad de la T° Curie
Frecuencia
V_s[km/s]
Profundidad (km)
Anomalía de Bouguer (mgal)
V_s [km/s]
Bouguer (mgal)
Sismos
Prof T° Curie
Moho | Este trabajo
Moho sísmico | Poveda et al. (2015)
Longitud


Zona 6
4062 m
2250 m
750 m
CC
COc
CO
0 km
100 km
200 km
300 km
400 km
485 km
V_s a la profundidad de la T° Curie
Frecuencia
V_s[km/s]
Profundidad (km)
Anomalía de Bouguer (mgal)
V_s [km/s]
Sismos
Prof T° Curie
Bouguer (mgal)
Moho | Este trabajo
Moho sísmico | Poveda et al. (2015)
Longitud


Zona 7
3745 m
2250 m
750 m
CC
COc
CO
0 km
100 km
200 km
300 km
400 km
530 km
V_s a la profundidad de la T° Curie
Frecuencia
V_s[km/s]
Profundidad (km)
Anomalía de Bouguer (mgal)
V_s [km/s]
Sismos
Prof T° Curie
Bouguer (mgal)
Moho | Este trabajo
Moho sísmico | Poveda et al. (2015)
Longitud


Zona 8
COc
CC
CO
3671 m
2250 m
750 m
0 km
100 km
200 km
300 km
400 km
452 km
V_s a la profundidad de la T° Curie
Frecuencia
V_s[km/s]
Profundidad (km)
Anomalía de Bouguer (mgal)
V_s [km/s]
Sismos
Prof T° Curie
Bouguer (mgal)
Moho | Este trabajo
Moho sísmico | Poveda et al. (2015)
Longitud


Zona 9
COc
CC
CO
4046 m
2250 m
750 m
0 km
100 km
200 km
300 km
400 km
500 km
600 km
640 km
V_s a la profundidad de la T° Curie
Frecuencia
V_s[km/s]
Profundidad (km)
Anomalía de Bouguer (mgal)
V_s [km/s]
Sismos
Prof T° Curie
Bouguer (mgal)
Moho | Este trabajo
Moho sísmico | Poveda et al. (2015)
Longitud


Zona 10
COc
CC
CO
3796 m
2250 m
750 m
0 km
100 km
200 km
300 km
400 km
500 km
600 km
663 km
V_s a la profundidad de la T° Curie
Frecuencia
V_s[km/s]
Profundidad (km)
Anomalía de Bouguer (mgal)
V_s [km/s]
Bouguer (mgal)
Sismos
Prof T° Curie
Moho | Este trabajo
Moho sísmico | Poveda et al. (2015)
Longitud

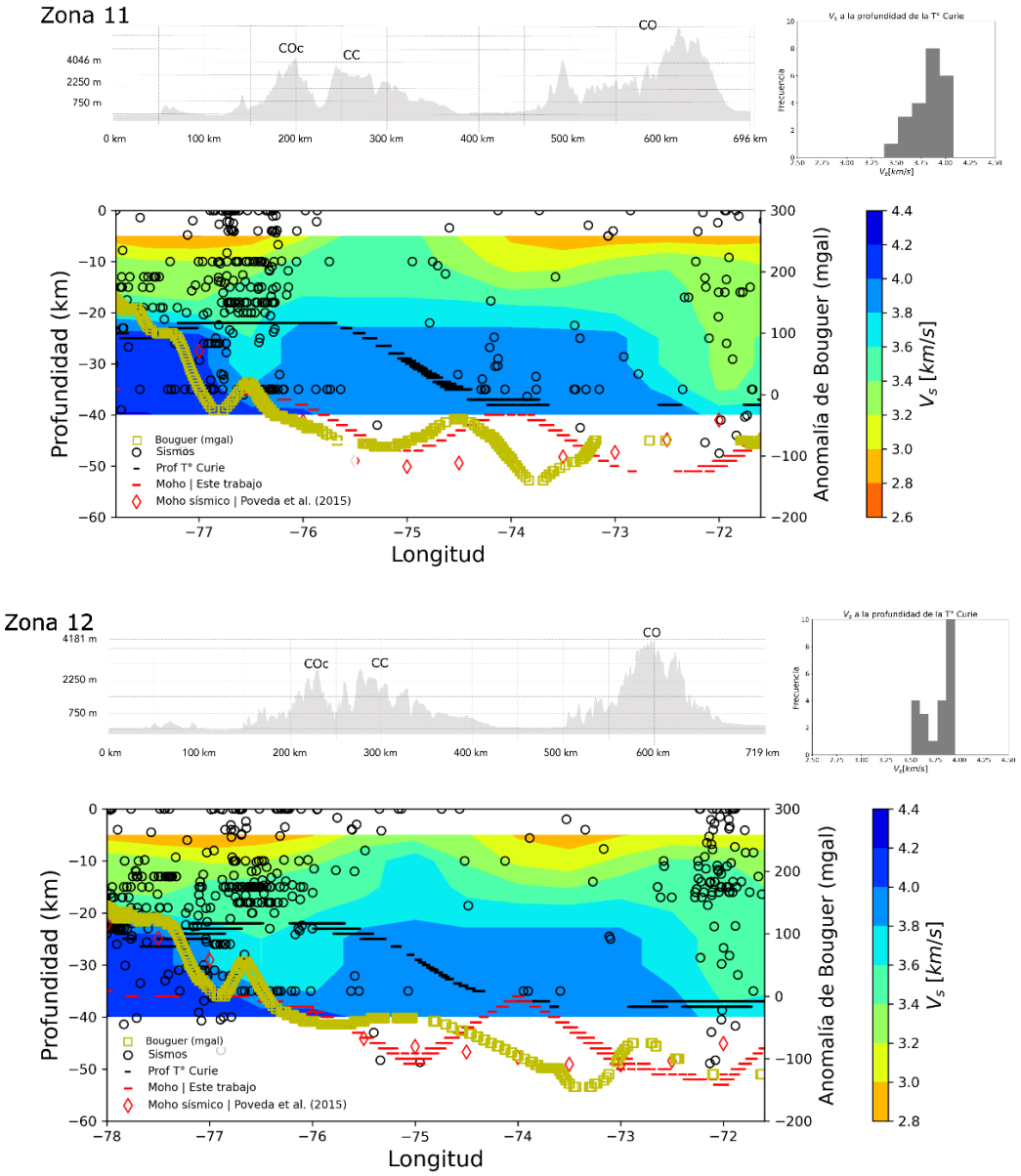


Figura 55 Aproximación del comportamiento reológico con base a la sismicidad del catálogo para cada una de las zonas

La velocidad de Ondas S –Vs– (Poveda *et al.*, 2018) permite verificar los posibles cambios en la composición de la corteza hacia el oriente de la longitud -74° a la profundidad de Curie. Histograma de Vs a la profundidad de la temperatura de Curie indican variaciones que no superan 0.2 km/s

Una vez calculado el número de eventos sísmicos para las respectivas zonas, se calcula el porcentaje de los eventos que presentan profundidades inferiores a la temperatura de Curie.

La Tabla 8 presenta los resultados asociados, en los que se destaca que desde la zona 6 hasta la zona 12, cerca del 75% de los eventos están por encima de la profundidad de Curie. Las zonas con menor porcentaje, con mínimo de 62% de eventos por encima de la profundidad de Curie, son las zonas 1, 3 y 5.

Tabla 8 Porcentaje de eventos que en cada zona se localizan por encima de la profundidad de Curie

ZONAS	PORCENTAJE EVENTOS POR ENCIMA DE LA PROFUNDIDAD DE CURIE
ZONA 1	62.1 %
ZONA 2	72.0 %
ZONA 3	66.7 %
ZONA 4	78.3 %
ZONA 5	67.4 %
ZONA 6	79.8 %
ZONA 7	83.8%
ZONA 8	75.6 %
ZONA 9	83.7 %
ZONA 10	80.7 %
ZONA 11	78.7 %
ZONA 12	80.7%

En este análisis estadístico se debe reconocer las principales incertidumbres, esencialmente relacionadas con el proceso de localización de eventos y errores asociados, identificándose soluciones fijadas a profundidades (p. ej. 35 km). Otra circunstancia que condiciona la calidad de las localizaciones, y que se observa a lo largo de los perfiles de la Figura 55, es la alta dispersión en las profundidades al oeste de 78°W, en la zona de convergencia de las placas de Nazca y Suramérica, efecto de la baja cobertura azimutal de las estaciones. Esta sismicidad presenta un "*gap*" que supera los 180° dado que no se dispone de mucha información registrada hacia el oeste.

Velocidad de onda S (Vs)

A partir de la correlación cruzada de ruido sísmico en 52 estaciones del Servicio Geológico Colombiano, Poveda *et al.* (2018) realiza el cálculo de velocidad de onda S en la corteza superior de Colombia. Partiendo de la posibilidad de que la temperatura de Curie sea una isoterma o no, para cada profundidad de Curie se verifica la velocidad de onda S, a lo largo de los perfiles de las zonas de la Figura 54. En la Figura 55 se muestran los valores de distribución de la velocidad de onda S para cada profundidad de Curie en forma de histogramas.

Los perfiles asociados a cada zona muestran eventualmente que, hacia las Cordilleras Occidental y Central, la profundidad de Curie coincide con un cambio en la velocidad de onda S, sin embargo, hacia la Cordillera Oriental se mantiene con velocidad constante.

Adicionalmente, la información de anomalías de Bouguer disponible (Quintero, 2004) muestra pequeñas variaciones a lo largo de los perfiles, permitiendo inferir cambios de densidades principalmente en la transición entre las Cordilleras Central y Oriental. La información de los histogramas muestra que las variaciones en las velocidades de onda S son pequeñas, con diferencias entre 0.4 km/s y 0.8 km/s.

Macrozonas de análisis

La corteza se ha dividido en segmentos corticales con base en las fuentes corticales utilizadas para el modelo nacional de amenaza sísmica de Colombia (Arcila *et al.*, 2020). La Figura 56 muestra las zonas en las cuales se divide la corteza en Colombia. Las zonas de interés son Panamá, Caribe, Pacífica, Andina, Piedemonte oriental y Nororiental. Los puntos asociados a la Figura 56, corresponden a los eventos sísmicos del catálogo del ISC-EHB (ISC, 2022), para profundidades menores a 50 km.

Dado que no se dispone de un adecuado conocimiento sobre la composición de la corteza en territorio colombiano, asumimos una corteza estratificada basada en el modelo de velocidades de onda P –Vp– (Poveda, en prep.), en donde se separan en cobertera, corteza superior, media e inferior. La Tabla 9 muestra las profundidades y espesores asumidos según Vp. La producción calorífica es asumida para cada una de las capas de interés de la corteza, para la cobertera se asume un valor de $1.3e^{-3}$ Mw/m^3, para la corteza superior e intermedia valores de $1.7e^{-3}$ Mw/m^3, y para la corteza inferior un valor de 0.8 e^{-3} Mw/m^3 (García-Mayordomo, 2005; Burov, 2011). Mientras que la conductividad térmica asumida para la cobertera es de 2100 Mw/K, para la corteza superior media es de 2500 Mw/K y para la corteza inferior es de 2000 Mw/K (García-Mayordomo, 2005; Burov, 2011).

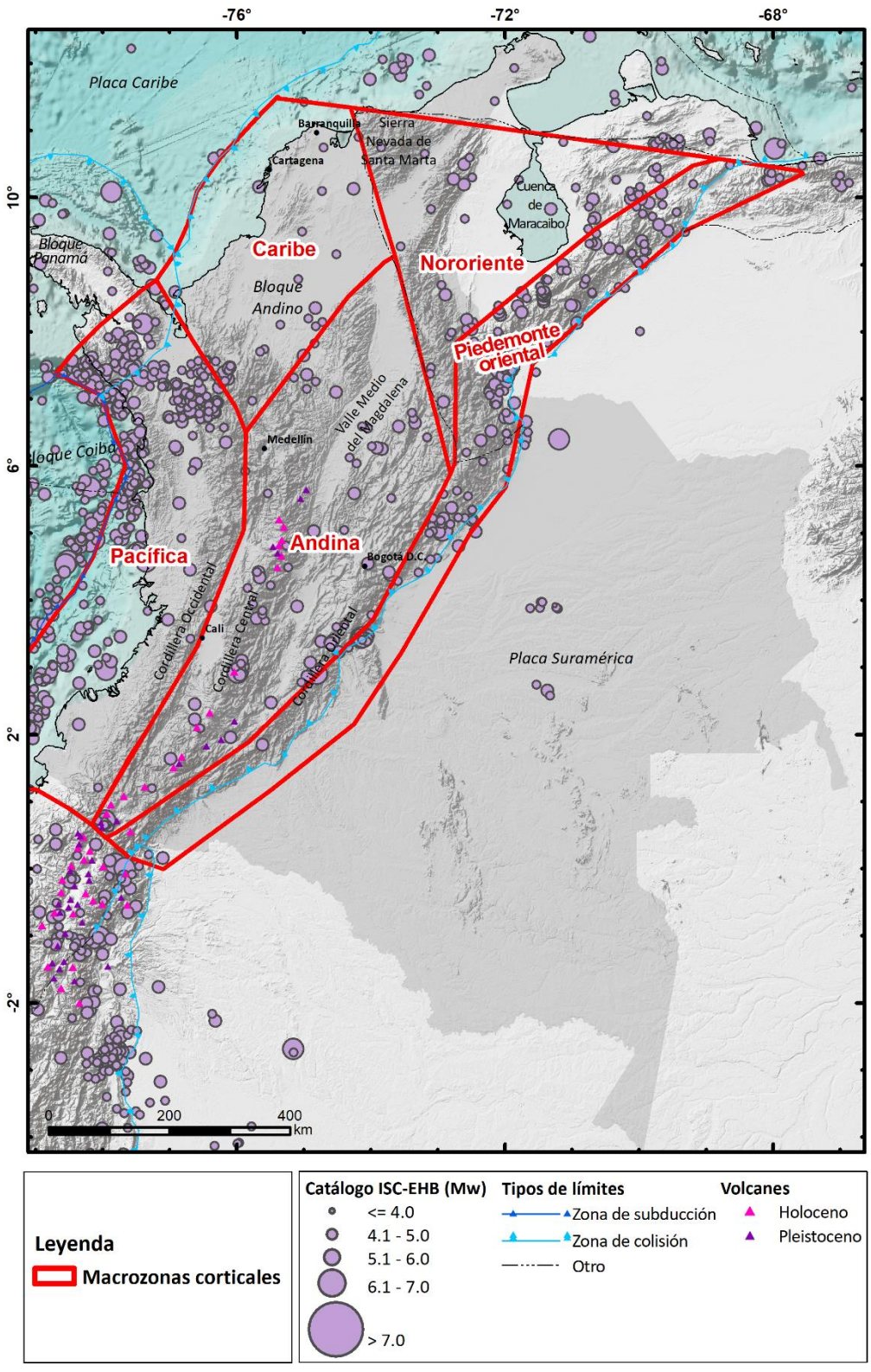
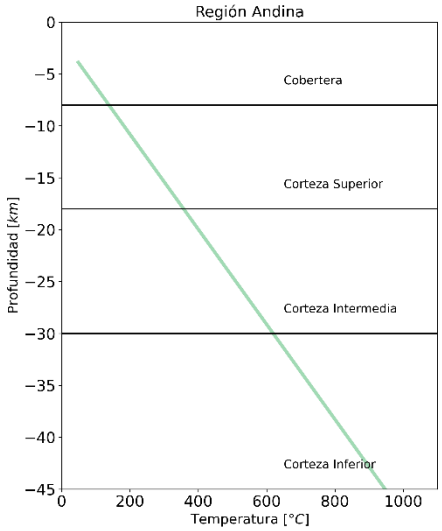
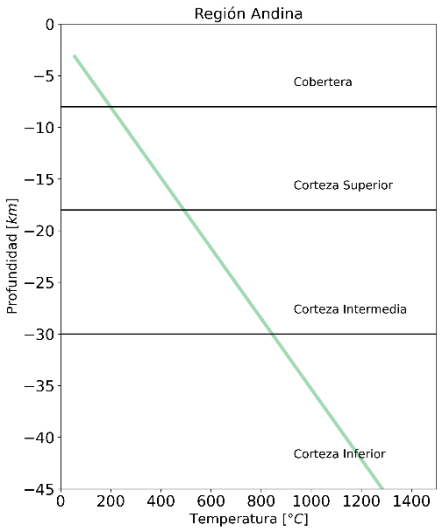
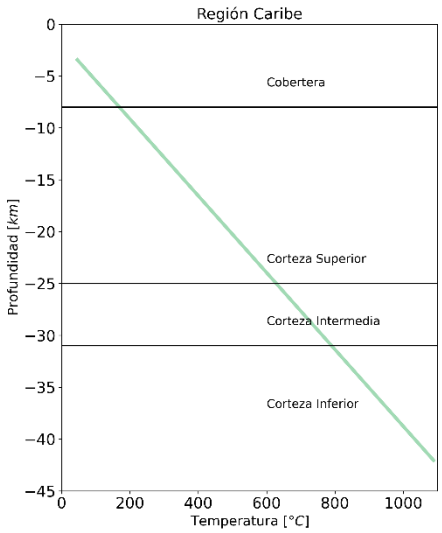
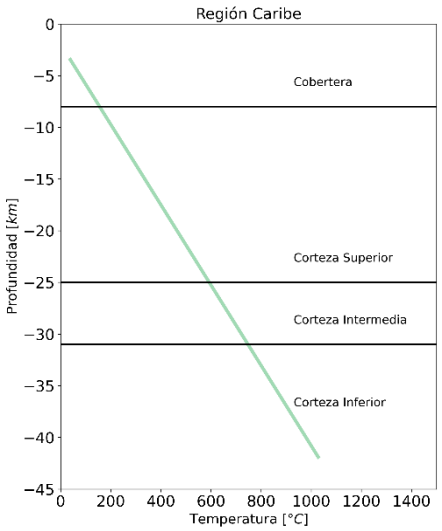
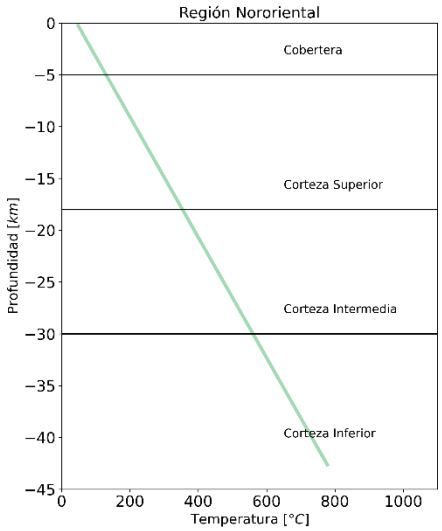
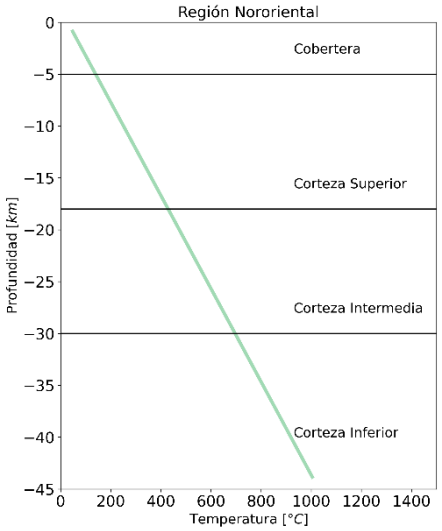


Figura 56 Macrozonas corticales asociadas a fuentes sísmicas del Modelo nacional de amenaza sísmica de Colombia (Arcila et al., 2020)
Los círculos corresponden a los eventos sísmicos del catálogo del ISC

Tabla 9 Estratificación asumida para las diversas macrozonas con base en Vp

		Prof. (km)	Espesor (km)	Vp (km/s)	Gradiente para flujo calculado	Gradiente para flujo Lucazeau (2019)
Andina	Cobertera	0 - 8	8	5.2 – 5.5	21.9 °C/km	29.8 °C/km
	superior	8 - 18	10	5.5 – 6.0		
	Media	18 - 30	12	6.0 – 6.7		
	Inferior	30 - 50	20	6.7 – 7.3		
Caribe	Cobertera	0 – 8	8	4.8 – 5.1	28.2 °C/km	26.2 °C/km
	superior	8 – 25	17	5.1 – 6.0		
	Media	25 – 31	6	6.0 – 6.7		
	Inferior	31 – 45	14	6.7 – 7.3		
Nororiente	Cobertera	0 – 5	8	5.2	17.1 °C/km	21.8 °C/km
	superior	5 – 18	13	5.2 – 6.0		
	Media	18 – 30	12	6.0 – 6.7		
	Inferior	30 – 48	18	6.7 – 7.3		
Pacífica	Cobertera	0 – 5	5	5.0	21.7 °C/km	27.0 °C/km
	superior	5 – 23	18	5.0 – 6.0		
	Media	23 – 33	10	6.0 – 6.7		
	Inferior	33 – 45	14	6.7 – 7.3		
Piedemonte oriental	Cobertera	0 – 7	7	5.2 – 5.5	19.6 °C/km	30.0 °C/km
	superior	7 – 15	8	5.5 – 6.0		
	Media	15 – 33	18	6.0 – 6.7		
	Inferior	33 – 52	19	6.7 – 7.3		

Los resultados de los gradientes se muestran en la Figura 57. El valor de flujo de calor utilizado para la estimación de la geoterma es el flujo medio para cada una de las zonas de interés de la Figura 56. Para la estratigrafía inferida a partir de Vp, el flujo asociado al modelo resultante en Lucazeau (2019), hace que el gradiente sea excesivamente elevado, a tal punto que para profundidades de 45 km la temperatura en las zonas Andina, Pacífica y Piedemonte oriental, alcanza los 1200°C, temperatura que no es posible para ambientes de arco continentales. Los flujos calculados en este trabajo parecen ser más coherentes para la construcción de la geoterma, ya que presentan valores típicos continentales.

	flujo termal calculado (este trabajo)	*flujo estimado por Lucazeau (2019)*
Andina		
Caribe		
Nororiental		

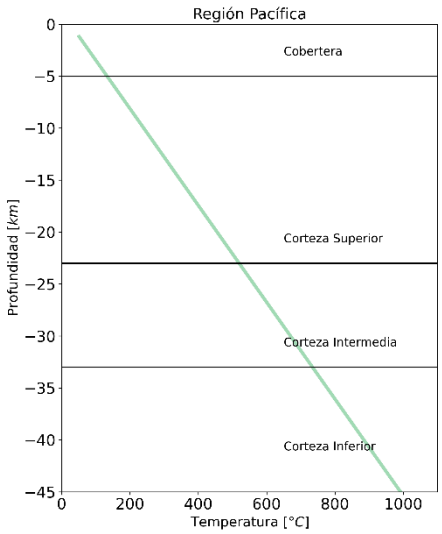
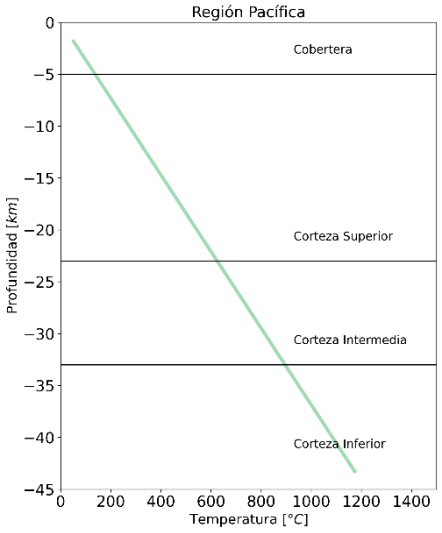
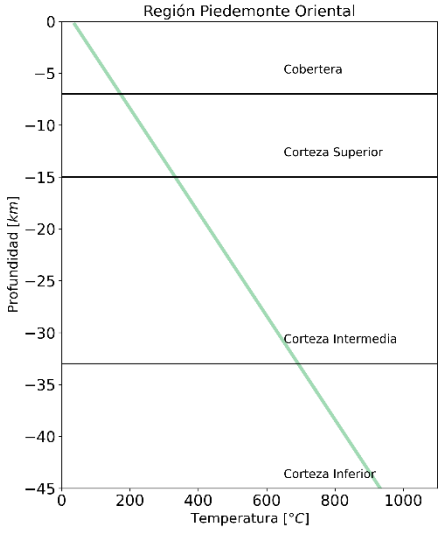
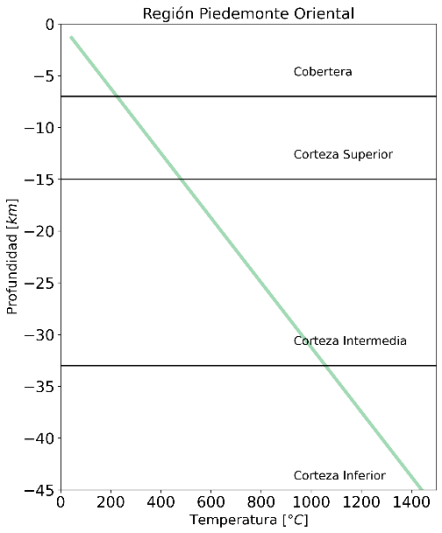
Pacífica		
Piedemonte oriental		

Figura 57 Gradiente geotérmico para las diferentes macrozonas
Izquierda: gradiente para el flujo termal calculado en este trabajo. Derecha: gradiente calculado para el flujo estimado por Lucazeau (2019

5.2.2 Perfiles reológicos

La construcción de perfiles reológicos se basa en la formulación de Ranalli y Murphy (1987), en donde para régimen frágil (en nuestro caso por encima de la profundidad de Curie), está controlado por la rotura de Mohr-Coulomb:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \beta P_L (1 - \lambda) \quad Ec.\ 13$$

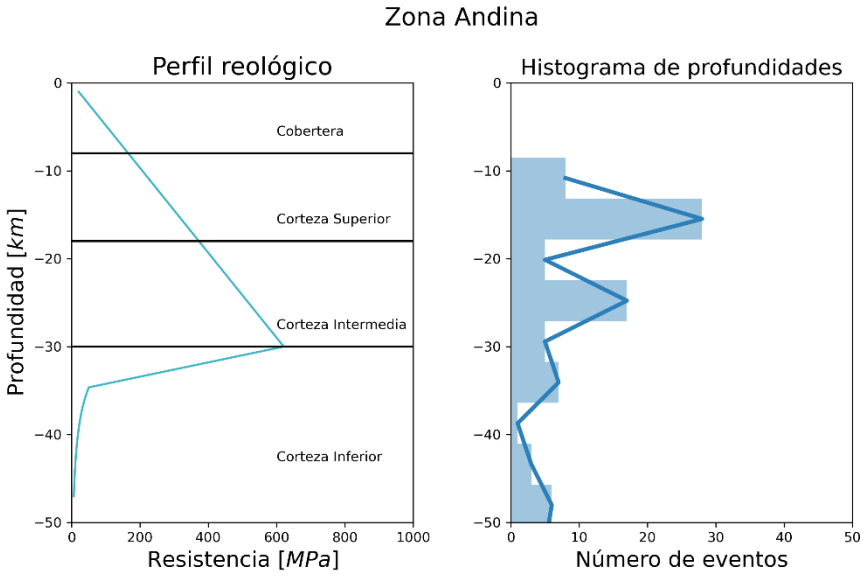
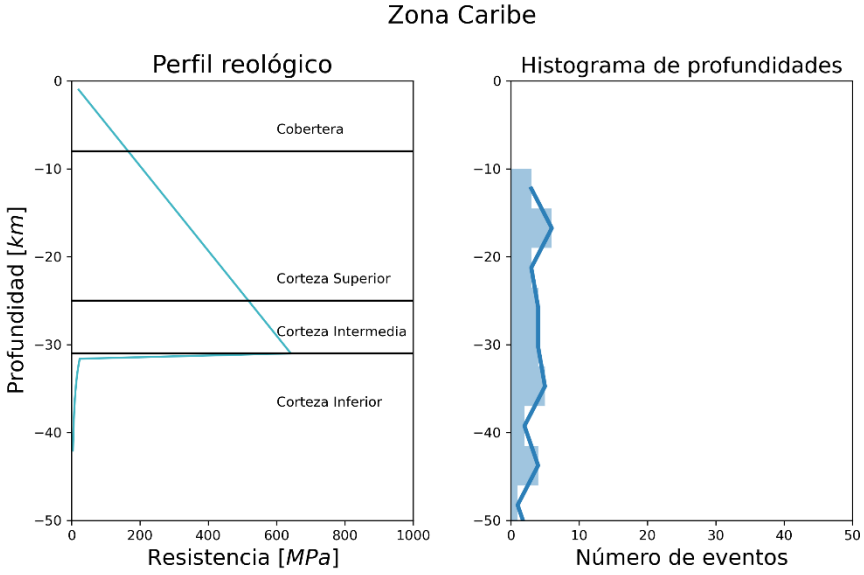
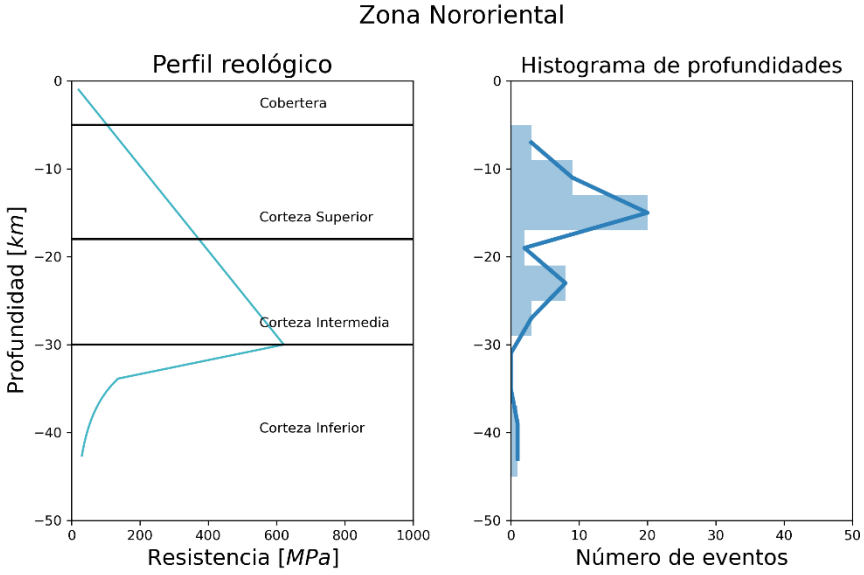
Donde β depende el coeficiente de fricción y orientación de los esfuerzos, P_L es la presión litostática y λ el factor de presión de poros. Para el presente trabajo se asume β = 1.2,

asociado a esfuerzos cortantes en la corteza, λ de 1.2 (García-Mayordomo *et al.*, 2005) y una densidad para la corteza superior promedio de 2800 kg/m^3. Para el caso del régimen dúctil (corteza inferior), la deformación es controlada por la ley de potencia de flujo ("*creep*"), dada por la siguiente ecuación (Ranalli y Murphy, 1987):

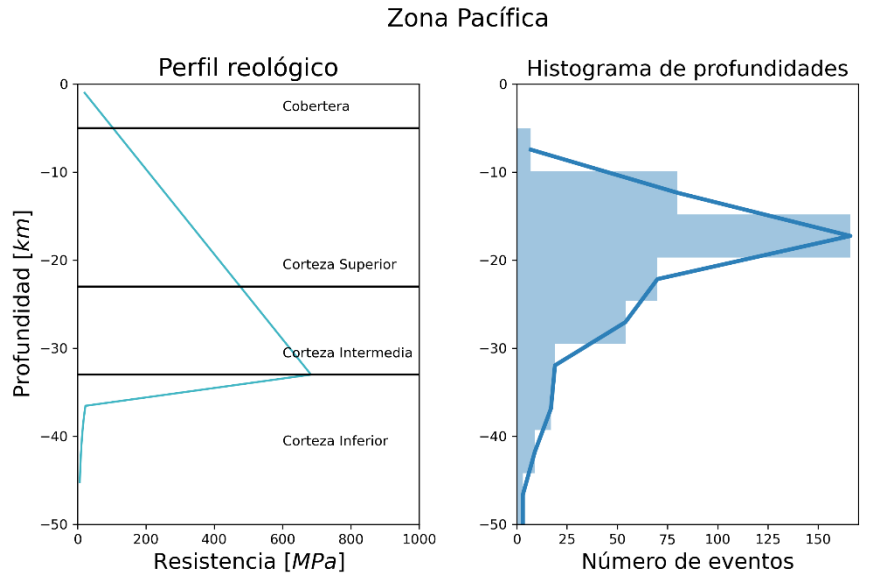
$$\sigma_1 - \sigma_3 = \left(\frac{\varepsilon}{A}\right)^{1/n} e^{\frac{E}{nRT_z}} \quad Ec.\ 14$$

Donde ε es la tasa se deformación dúctil asumida como 10e^{-15} s^{-1} (Ranalli y Murphy, 1987), R es la constante de los gases, T_z es la temperatura a la profundidad Z, tomada de los perfiles geotérmicos, y finalmente A, E y n los parámetros de la ley potencial de *creep* asumidos como 8.0e^{-3}, 243 y 3.1 para la corteza inferior (García-Mayordomo *et al.*, 2005). Los perfiles reológicos fueron calculados con base en lo observado en el análisis estadístico de la profundidad de Curie vs Profundidad de sismos, en donde se observó que el límite frágil dúctil podría estar limitado por la profundidad de la temperatura de Curie, por lo cual se asume que el régimen dúctil en Colombia está entre la corteza intermedia e inferior.

Los resultados asociados se muestran en la Figura 58; en donde se observa que, para cada una de las regiones de interés, el régimen frágil va hasta el límite corteza intermedia-inferior, coincidiendo con la distribución de la profundidad de la sismicidad del catálogo del ISC-EHB. Además, es posible notar que, para cada una de las regiones, los máximos valores de resistencia están entre los 600 y 700 Mpa, siendo la región Andina la que exhibe los menores valores (cercanos a 600 MPa). Este valor bajo puede estar asociado a que, debido a la gran cantidad de fallas existentes, se llega al umbral de resistencia frágil con una menor magnitud de energía que en otras regiones.

	Perfiles reológicos	***Distribución de la sismicidad***
Andina		
Caribe		
Nororiente		

Pacífica



Piedemonte oriental

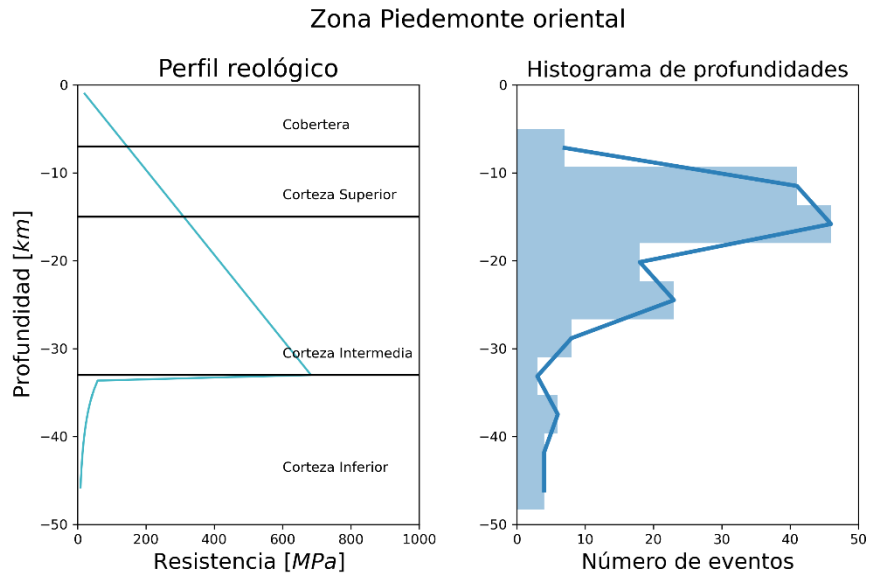


Figura 58 Perfiles reológicos calculados para las macrozonas de interés (izquierda) e histogramas de distribución de hipocentros en profundidad (derecha)

5.3 DISCUSIÓN

Los resultados asociados al análisis estadístico del catálogo sísmico frente a la profundidad de Curie, permite establecer de manera general que, para los Andes colombianos, la profundidad de Curie es el límite máximo donde la deformación frágil admite la generación de terremotos. Este hecho se refleja en que el porcentaje promedio de eventos sísmicos por encima de la profundidad de Curie es del 75.8%. Adicionalmente, los perfiles reológicos responden de buena manera a la asunción de que la profundidad de Curie marca un límite con un cambio frágil - dúctil

Las pequeñas variaciones de las velocidades de onda S a lo largo de los perfiles, parecen indicar que la profundidad de Curie marca un límite y, teniendo en cuenta la información de los perfiles reológicos, es posible asumir que los cambios de velocidades a lo largo de la zona de las cordilleras corresponden a un cambio posiblemente composicional.

Los mapas de flujo termal, la temperatura del Moho y el gradiente geotermal calculados reflejan un aumento de temperaturas principalmente hacia la zona del arco volcánico, lo cual es coherente con la distribución de calor esperada. Los altos valores del Caribe no son tomados en cuenta, los cuales podrían estar sesgados desde el cálculo de la profundidad de la temperatura de Curie, y por un espesor y propiedades de la corteza no bien establecidos. Dado que el trabajo de Lucazeau (2019) tiene datos medidos en el Caribe oceánico, se toman como referencias estos datos para análisis posteriores.

Los perfiles reológicos estimados indican un estado de esfuerzos frágil hasta la corteza inferior del territorio colombiano, con amplias variaciones en sentido oeste-este, esto coincidiendo con los histogramas de profundidades del catálogo sísmico evaluado.

A pesar de que las aproximaciones realizadas asumen una serie de condiciones que son simplificaciones de la realidad, esta incertidumbre no impide resaltar que los resultados obtenidos son una información valiosa como una primera aproximación general de la reología de Colombia de carácter regional y con aplicación a la estimación de la peligrosidad sísmica.

CAPÍTULO 6
POTENCIAL SÍSMICO DE LA CORTEZA

Cuando se está evaluando el peligro sísmico de una región, uno de los problemas más difíciles es valorar la actividad sísmica. Para caracterizar las tasas de actividad de las diversas zonas sismogénicas que se definen, una de las metodologías consiste en utilizar modelos empíricos basados en el catálogo de terremotos disponible. La principal limitación de este enfoque es la falta de datos suficientes para algunas de las fuentes, lo que dificulta obtener la distribución de los terremotos de mayor magnitud.

La relación entre la ocurrencia y excedencia de sismos con un valor de magnitud determinado y la tasa de deformación de la corteza, se ha estudiado recientemente para la predicción de la distribución espacial de la sismicidad dentro de la corteza activa, y como una herramienta para complementar los modelos de amenaza sísmica regionales.

6.1 CONFORMACIÓN DE LAS BASES DE DATOS

Con el Catálogo Sísmico Integrado (CSI), recientemente publicado por Montejo *et al.* (2023), y las tasas de deformación obtenidas relacionando el gradiente horizontal de las velocidades de GPS con la velocidad de deformación actual, se consolida la información indispensable para evaluar el potencial sísmico de la corteza. En la Figura 59 se presenta un esquema general de los procesos, y en la Figura 60 la distribución de los datos considerados.

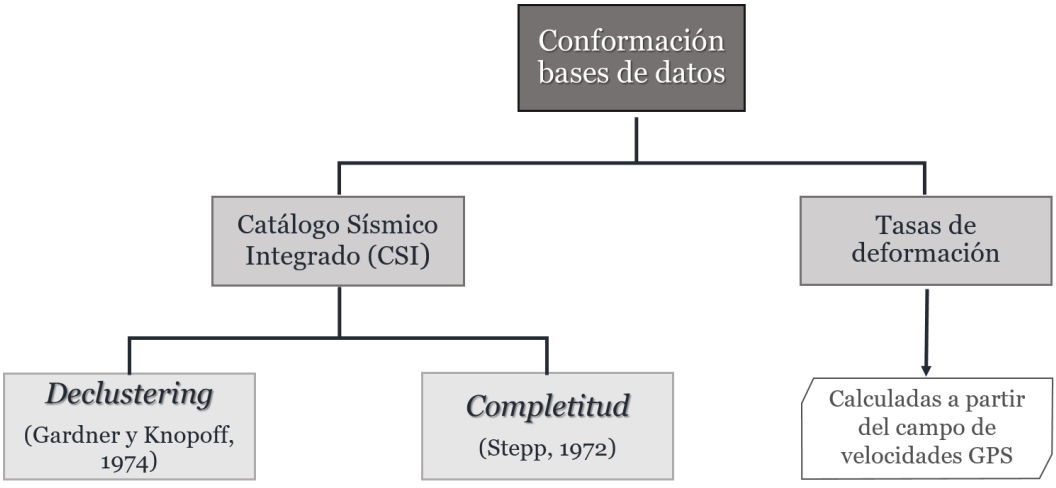


Figura 59 Esquema para la conformación de las bases de datos

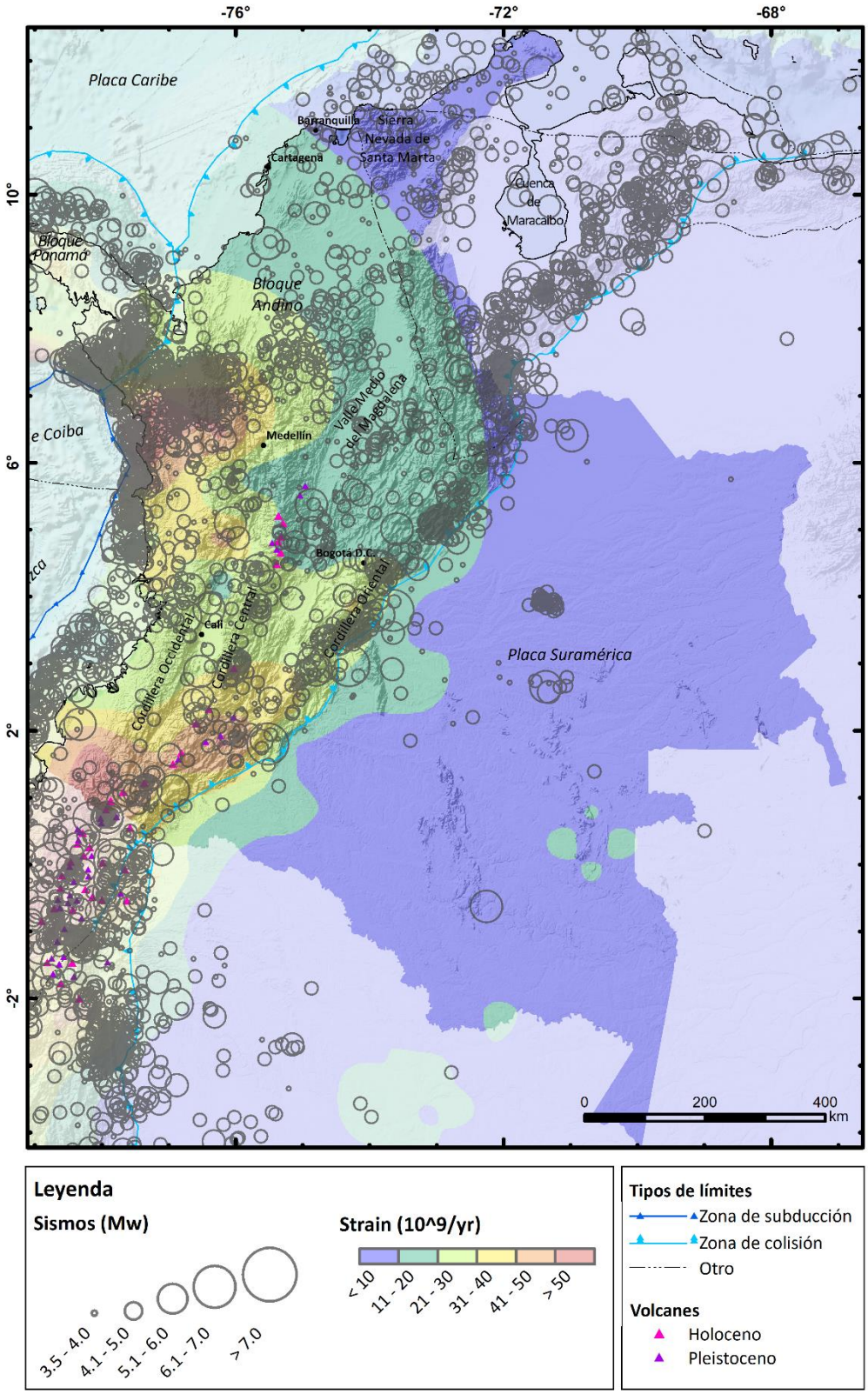


Figura 60 Base de datos de sismos a utilizar, proyectados sobre el mapa de tasas de deformación calculadas a partir del campo de velocidades de GPS

6.1.1 Catálogo sísmico

Desde un enfoque probabilista, el peligro sísmico se evalúa como la probabilidad con que un cierto valor de amenaza, definido con un parámetro de movimiento del terreno (p. ej. aceleración pico – PGA), es excedido en un sitio o región de estudio, considerando una ventana de observación (t) prefijada (Cornell, 1968).

Las principales asunciones postuladas por Cornell (1968) en cuanto a la ocurrencia de sismicidad son: (a) igual probabilidad de ocurrencia en toda el área de la zona (b) la tasa media de ocurrencia de los terremotos es constante en el tiempo (no varía ni depende del tiempo), y (c) los sismos son sucesos aleatorios independientes (proceso de Poisson), la ocurrencia de un sismo no afecta la ocurrencia de ("sin memoria").

Declustering

Para modelar un proceso estocástico en el cual la tasa de ocurrencia de eventos es constante, se puede utilizar una distribución de probabilidad de Poisson. Así, para estimar la tasa de sismicidad es necesario identificar los eventos dependientes (tales como premonitores y réplicas), y excluirlos de los eventos principales o independientes.

Este proceso de remover eventos dependientes, que están relacionados en el tiempo y en el espacio con eventos principales, se conoce como "*declustering*". Un evento se considera dependiente si ha ocurrido a una cierta distancia y en un intervalo de tiempo del evento principal, y su magnitud es inferior a la magnitud del evento principal.

Para realizar el *declustering* se usó el algoritmo de Gardner y Knopoff (1974), implementado en la herramienta *Hazard Modeller's Toolkit* (HMTK) del motor de cálculo *OpenQuake* (Weatherill, 2014), utilizando el algoritmo propuesto por Gardner y Knopoff (1974), y para la definición de ventanas se usó la aproximación de Urhammer (1986), donde la ventana utilizada para identificar eventos premonitores se definió como una fracción proporcional a la ventana de las réplicas. Para ventanas iguales se tiene un factor de 1 y para ventanas de tiempo menores o mayores, se debe reducir o incrementar este parámetro. Para el *declustering* del CSI se utilizó un factor de 0.9.

Con lo anterior, se identificaron los eventos principales y se eliminaron los eventos dependientes con base en una ventana de tiempo T y una de espacio D, definidas por:

$$D[km] = e^{-1.024+0.804\,M} \quad Ec.\ 15$$

$$T[días] = e^{-2.87+1.235\,M} \quad Ec.\ 16$$

Donde M corresponde a la magnitud del evento principal.

El resultado de este proceso de *declustering* es un catálogo con 9461 sismos registrados desde el año 1610 hasta 2020, y magnitudes estimadas entre 3.5 y 8.5 Mw, distribuidos entre las longitudes -66 y -84 y latitudes -6 y 16, en el sistema WGS84.

Completitud

Dado que las tasas de actividad sísmica de las fuentes relacionan la cantidad de eventos (según magnitudes) que pueden ocurrir en una ventana de tiempo, los catálogos sísmicos representan la mejor información para estimarlas y su confiabilidad requiere identificar los períodos en los que exista cierta certeza (o que pueda admitirse) que el registro de eventos presentes en el catálogo esta "completo" para un rango de magnitudes determinadas.

Del análisis de completitud se obtienen los años para los cuales se capturan por completo los sismos con una magnitud mínima m_C, para la cual se supone que el 100% de los sismos de magnitudes mayores o iguales a m_C fueron registrados (Woessner y Wiemer, 2005). Esta magnitud mínima se conoce como magnitud de completitud.

Para el cálculo de la completitud del Catálogo Sísmico Integrado se utilizó el método de Stepp (1972), el cual consiste en la identificación de intervalos de tiempo para los cuales la información del catálogo sísmico se considere completo a partir de una magnitud determinada.

Según Stepp (1972), la desviación estándar (σ_λ) de la tasa media de ocurrencia de sismos (λ), en un periodo de tiempo (T) está descrita por:

$$\sigma_\lambda = \frac{\sqrt{\lambda}}{\sqrt{\mathrm{T}}} \quad Ec.\ 17$$

Un rango de magnitud durante un periodo de tiempo dado es completo si la variación o tendencia de σ_λ es similar a la de $1/\sqrt{\mathrm{T}}$. En caso contrario, el periodo de tiempo evaluado no es suficiente o el rango de magnitud considerado no es completo.

Para este análisis se utilizaron los sismos con una profundidad menor a 60 km, entre los -68 y -82 grados de longitud y entre los -2 y 14 grados de latitud y los resultados para valores de magnitud desde 4 a 6 *Mw* se presentan en la Tabla 10.

Tabla 10 Resultados del análisis de completitud

Año	Mc
1990	4
1974	4.5
1966	5
1947	5.5
1918	6

6.1.2 Tasas de deformación

En este punto se retoman las tasas de deformación obtenidas en el capítulo 4, relacionando el gradiente horizontal de las velocidades de GPS con la velocidad de deformación actual de la corteza, y para observar la relación entre la ocurrencia y excedencia de sismos con un valor de magnitud determinado y la tasa de deformación de la corteza, se consideraron valores costa afuera, hasta una profundidad de 2000 metros.

Con el propósito de estimar el potencial sísmico y obtener una distribución espacial de la sismicidad dentro de la corteza activa a partir de las tasas de deformación, en este capítulo se aplican dos metodologías, y la Figura 61 esquematiza los análisis establecidos para estas aproximaciones.

6.2 PROBABILIDAD DE OCURRENCIA DE SISMOS POR TASAS DE DEFORMACIÓN

Como primera aproximación se aplicó la metodología propuesta por Farolfoi *et al.* (2020), la cual se puede sintetizar en los siguientes pasos:

1. Caracterización de la ocurrencia de terremotos (potencial sísmico)
2. Caracterización de la distribución de probabilidad de las deformaciones de la corteza
3. Cálculo de la probabilidad condicionada de ocurrencia de sismos para diferentes niveles de deformación

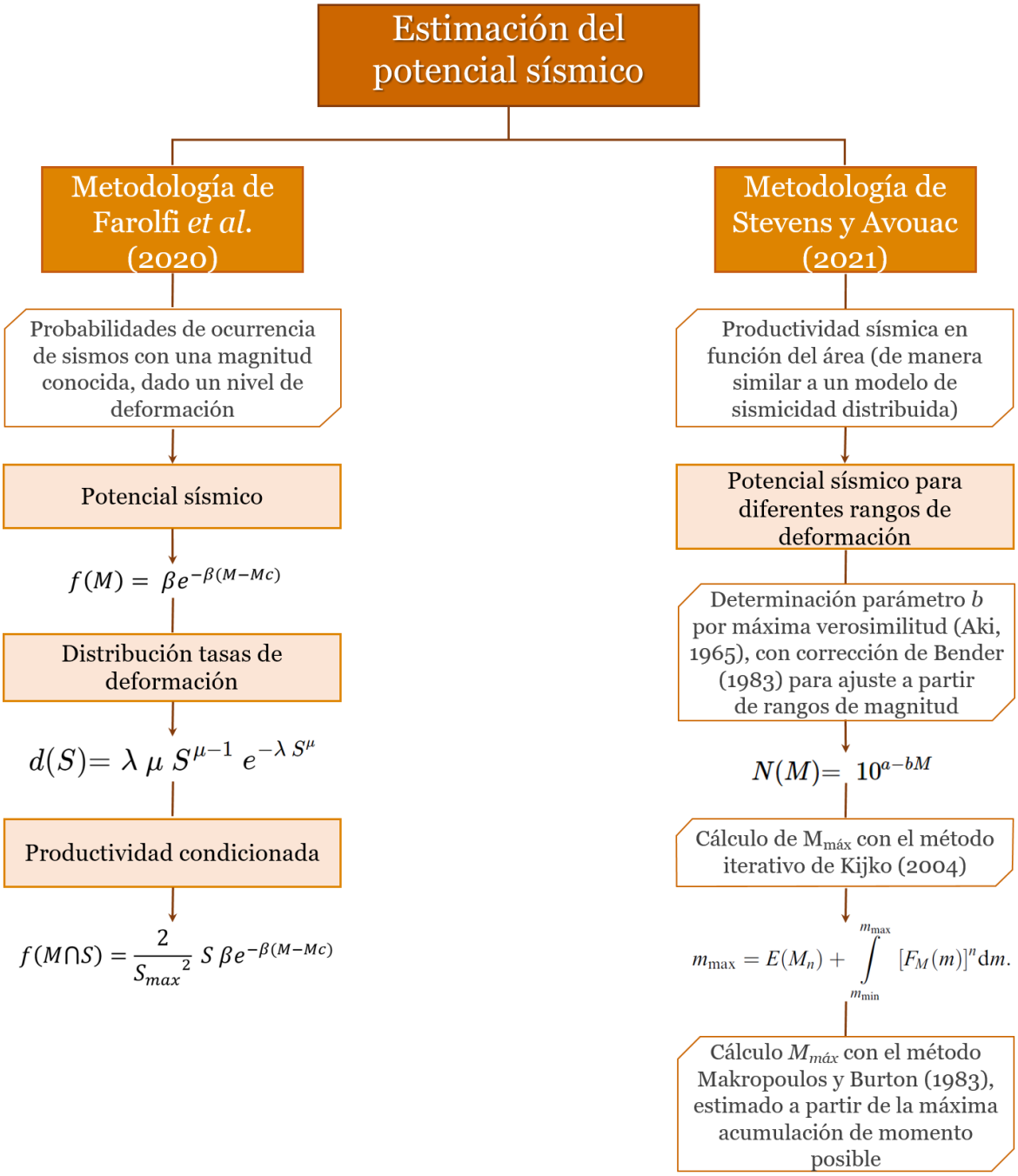


Figura 61 Esquema metodológico para estimación del potencial sísmico de la corteza

6.2.1 Caracterización de la ocurrencia de terremotos

Con el análisis de completitud, se procedió a caracterizar la productividad sísmica en el área de estudio, ajustando las tasas de excedencia a una distribución Gutenberg – Richter G-R (Gutenberg y Richter, 1942; 1956), de tal manera que se cumpla que:

$$N(M) = 10^{a-bM} \quad Ec.\ 18$$

$$f(M) = \beta\, e^{-\beta\,(M-m_c)} \quad Ec.\ 19$$

en donde N corresponde al número de eventos registrados con una magnitud mayor o igual a M, m_c corresponde a la magnitud de completitud del catálogo, f(M) corresponde a la función de densidad de probabilidad para eventos con magnitud M mayor a m_c y a, b y β corresponden a constantes.

En la Figura 62 se presenta el resultado de la distribución G-R, obtenido con una regresión lineal por mínimos cuadrados para una magnitud de completitud de 4 Mw, que corresponde al año de 1990. Empleando las ecuaciones 18 y 19, los valores que describen la distribución son: a= 6.69 b= 0.89 β= 2.047

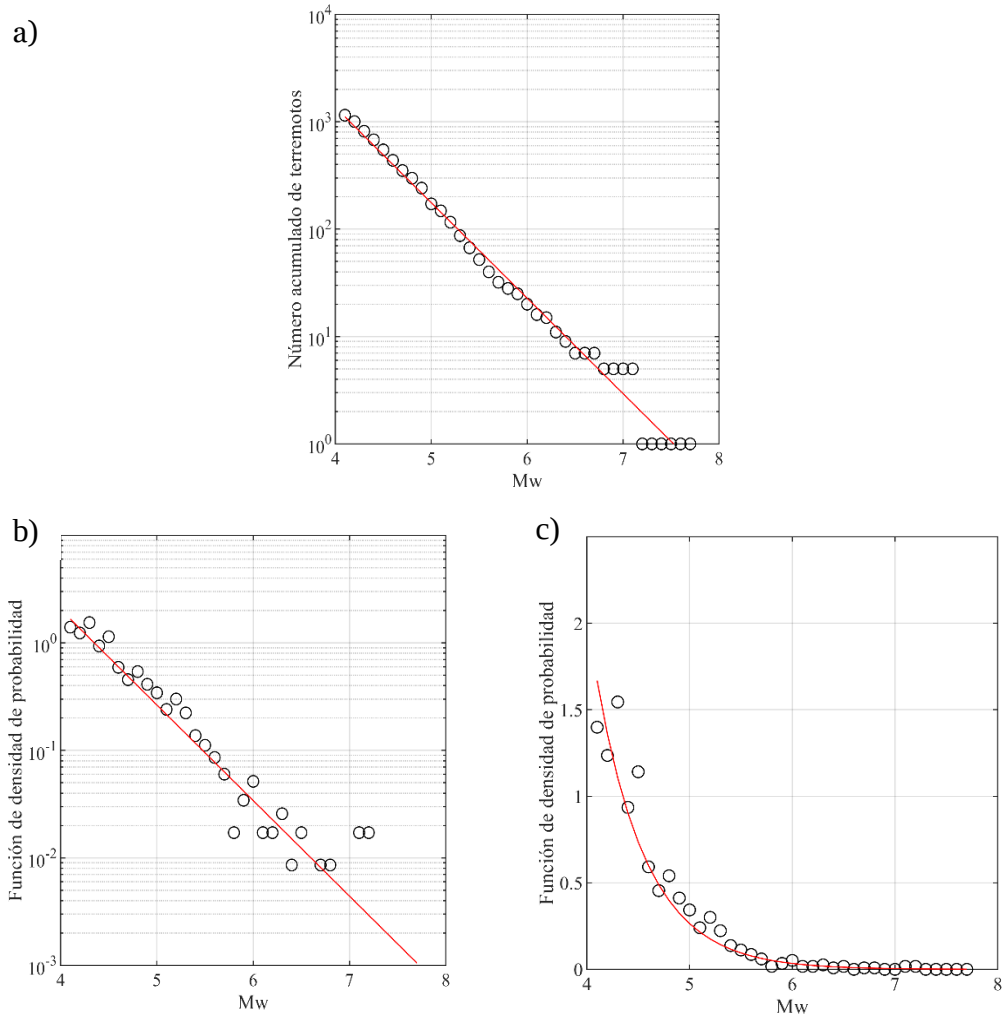


Figura 62 Caracterización de la distribución Gutenberg Richter
a) distribución de número de eventos con magnitudes mayores o iguales a la magnitud de completitud, b) función de densidad de probabilidad en escala semilogarítmica, y c) en escala aritmética

6.2.2 Caracterización de la distribución de probabilidad de las deformaciones de la corteza

Como tercer paso se analizó la distribución de las tasas de deformación, obtenidas en las localizaciones de los sismos utilizados para el análisis de la distribución G-R. Para este trabajo, siguiendo los trabajos de Farolfoi *et al.* (2020), se asumió que la función de densidad de probabilidad que describen las deformaciones en la corteza sigue una distribución Weibull (Figura 63), definida como:

$$d(S) = \lambda\, \mu\, S^{\mu-1}\, e^{-\lambda S^{\mu}} \quad Ec.\ 20$$

con S igual al valor de las deformaciones en la corteza, y las constantes λ y μ que describen la distribución.

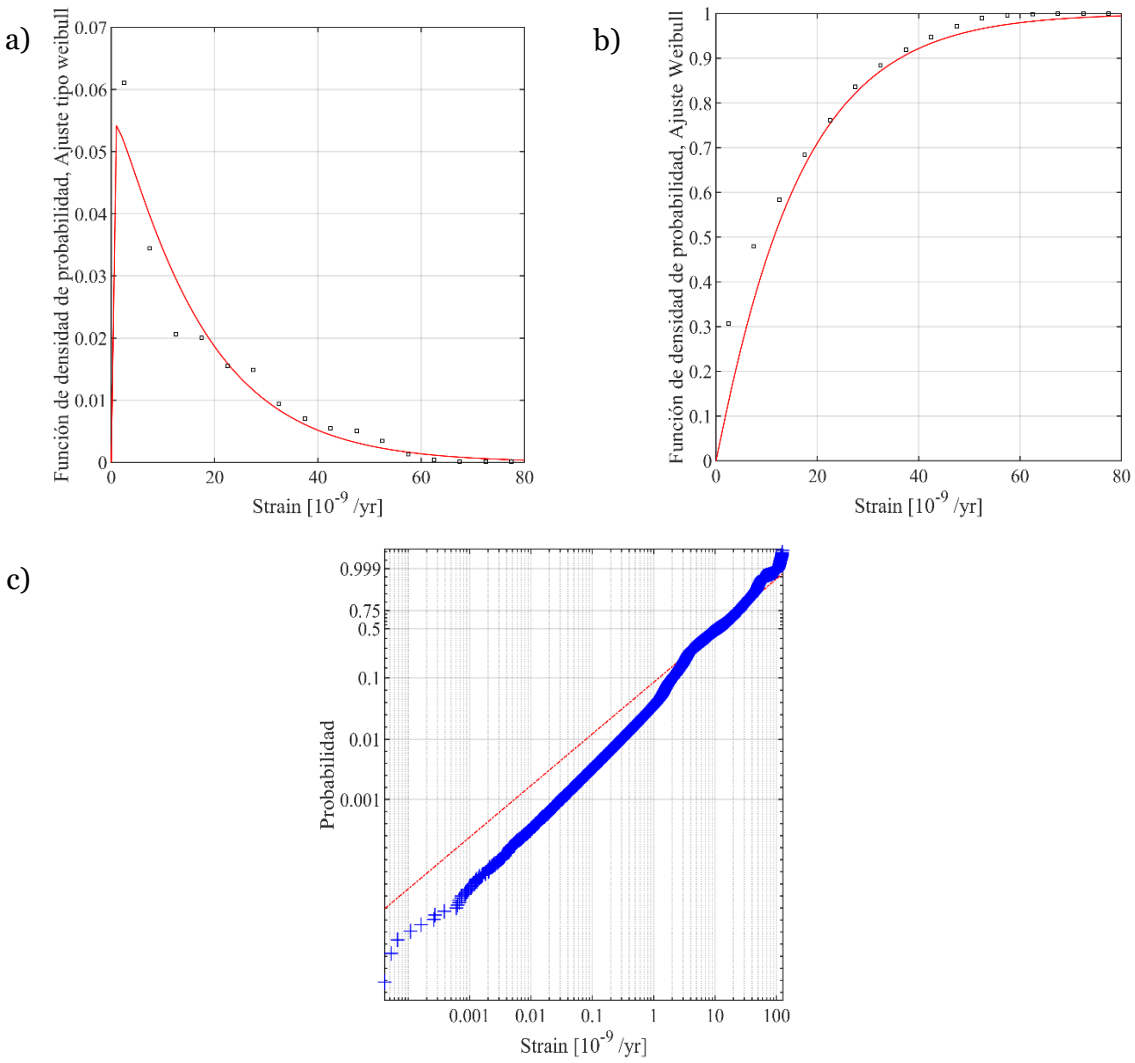


Figura 63 Caracterización de la distribución Weibull que describe las tasas de deformación de la corteza en la ubicación de los eventos sísmicos de la base de datos para este estudio
a) función de densidad de probabilidad, b) función de probabilidad acumulada, c) comparación de la distribución observada, marcadores azules, con la distribución Weibull teórica en rojo

6.2.3 Cálculo de la probabilidad condicionada de ocurrencia de sismos para diferentes niveles de deformación

Finalmente, el último paso de la metodología, asumiendo que la tasa de deformación es independiente a la magnitud de los eventos, y que la probabilidad de ocurrencia de los sismos aumenta directamente con la tasa de deformación de la corteza, se obtiene que:

$$f(M \cap S) = \frac{2}{{s_{max}}^2} S\, \beta\, e^{-\beta\,(M-m_c)} \quad Ec.\ 21$$

Para validar que la función de probabilidad del *strain* es triangular y que la distribución de las magnitudes es independiente al *strain*, se graficó la probabilidad condicional de eventos con una cierta magnitud con respecto al *strain*. Esta representación se realizó para eventos con *Mw* mayor o igual a 3.5, debido a que con eventos hasta 4 no fue posible observar esta distribución de manera clara, como se observa en la Figura 64.

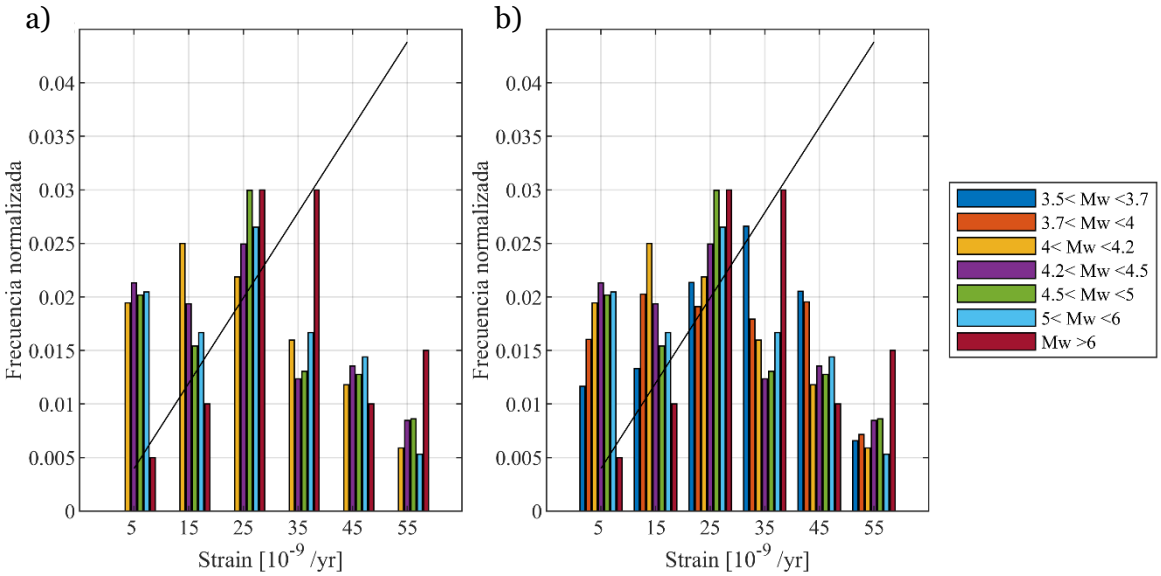


Figura 64 Probabilidad condicional de strain para diferentes rangos de magnitud a) incluye eventos con Mw>=4.0 y b) incluye eventos con Mw>=3.5

En donde s_{max} corresponde al percentil 96% de los datos de tasas de deformación obtenidos (en este caso tomó un valor aproximado a 50), $f(M \cap S)$ corresponde a la probabilidad de ocurrencia de un sismo con magnitud mayor o igual a M, dado un valor de tasa de deformación, y β y m_c corresponden a los parámetros que definen la distribución G-R (Figura 65). Con lo anterior, se simplifica la formulación de $f(M \cap S)$ de tal manera que:

$$f(M \cap S) = \lambda\ e^{-\beta M} \quad Ec.\ 22$$

$$con\ \ \lambda = \frac{2}{{s_{max}}^2} S\ \beta\ e^{\beta\, m_c} = 5.89 \quad Ec.\ 23$$

Así, en la Figura 66 se proyectan a manera de ejemplo las probabilidades condicionadas $f(M \cap S)$ para un valor de M de 5.0 Mw.

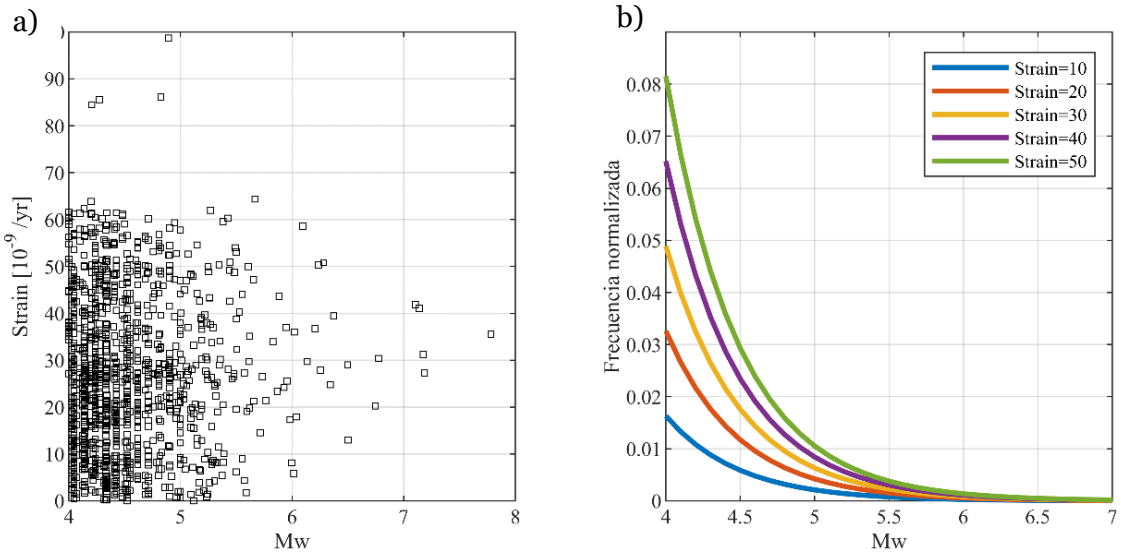


Figura 65 Caracterización de la probabilidad condicionada $f(M \cap S)$
a) distribución de tasas de deformación con el valor de Mw, y b) frecuencias relativas teóricas de eventos expresadas en rangos de tasas de deformación

6.3 PROBABILIDAD DE OCURRENCIA DE SISMOS POR TASAS DE DEFORMACIÓN POR AÑO

Como segunda aproximación para explorar la relación entre la tasa de deformación y la productividad sísmica, se siguió la metodología propuesta por Stevens y Avouac (2021). Esta metodología permite examinar la productividad sísmica por nivel de tasas de deformación desde un punto de vista de la densidad de eventos producida para diferentes rangos de tasa de deformación, expresando el potencial sísmico en términos del parámetro b y la estimación del valor de $M_{máx}$. Esta metodología incluye cuatro pasos principales:

1. Análisis del catálogo sísmico.
2. Estimación de la productividad sísmica por rango de deformación, en términos de densidad de eventos producidos por año.
3. Análisis de la distribución del parámetro *b* por rango de tasa de deformación (*strain rate)*.

4. Estimación del valor de $M_{máx}$ en función de la tasa de deformación.

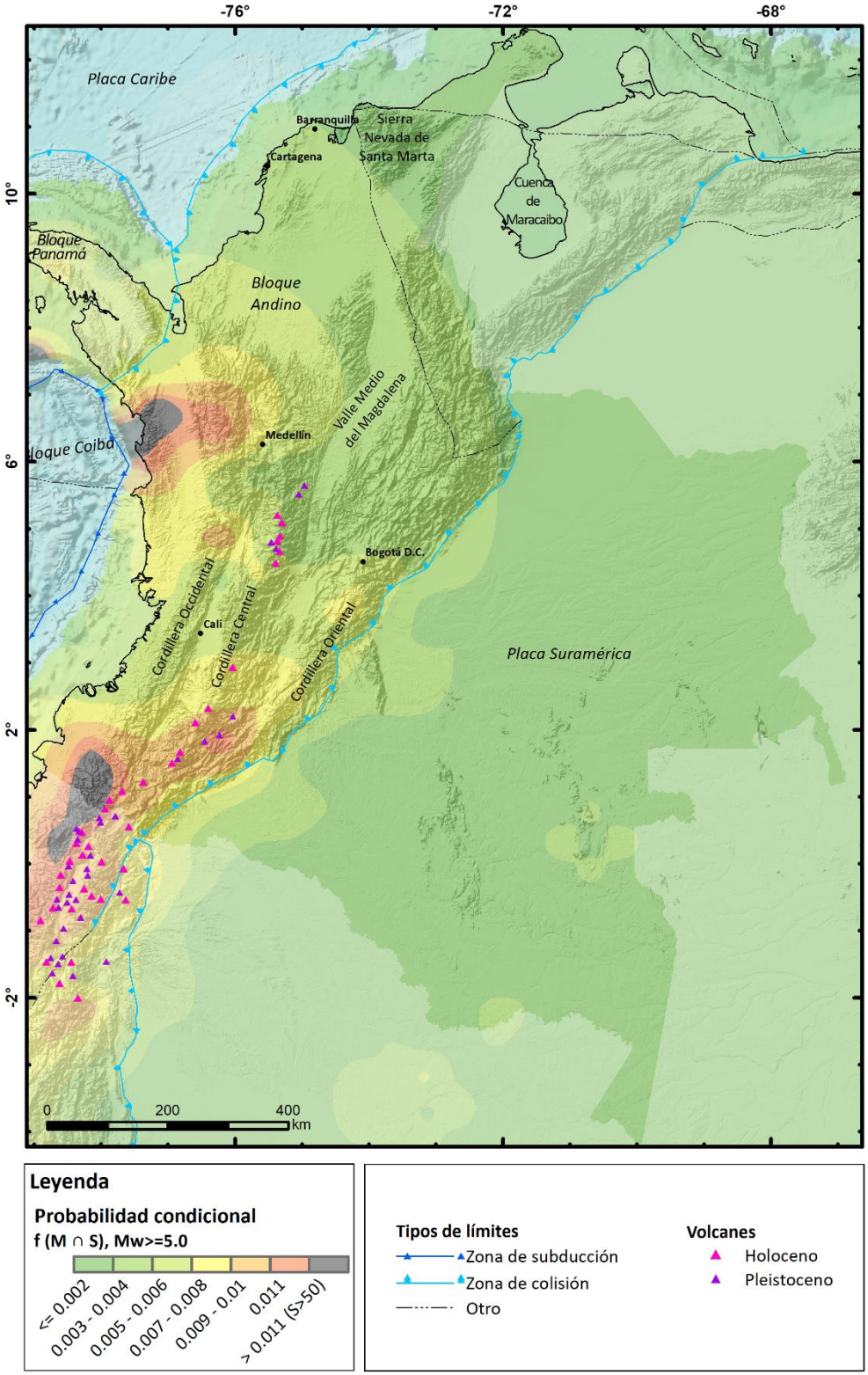


Figura 66 Distribución espacial de la probabilidad condicional f (M∩S) = λ (e)^(-β 5.0 Mw) En negro se presenta la región con un valor de deformación superior a 50 nstrain/yr, donde no se define la función de probabilidad

6.3.1 Análisis del catálogo sísmico

Con el fin de comparar las tasas de productividad sísmica en diferentes intervalos de tiempo, se realizó el análisis de dos periodos del catálogo: a) un periodo reciente de 10 años (entre el día 01/01/2011 y el día 31/12/2020) y b) un periodo de 120 años (desde el día 01/01/1901 y el día 31/12/2020). Respetando los análisis de completitud realizados, para el análisis a 10 años se tomaron eventos con *Mw* superior a 4, y para el análisis a 120 años, eventos con *Mw* superior a 5.5.

El primer análisis del catálogo consiste en la visualización de la distribución espacial de los terremotos en latitud y longitud con respecto al tiempo, y en el número total de terremotos acumulados en el mismo periodo. En este análisis se compararon las distribuciones para el catálogo antes y después de realizar el *declustering*. En la Figura 67 se ilustra cómo para el catálogo a 10 años, se observa una gran productividad entre las latitudes 6 y 8, que coincide con la presencia de estructuras como el nido sísmico de Bucaramanga. En este caso el *declustering* permitió eliminar algunas secuencias sísmicas, como la del sismo del 16 de Abril de 2016 en Ecuador, que generó una gran cantidad de réplicas en 2016.

El mismo efecto se puede observar en la Figura 68 para el catálogo de estudio a 120 años, en donde además se observa el efecto en el catálogo de la red sismológica nacional del Servicio Geológico Colombiano en 1993 y la puesta en marcha de redes internacionales como NEIC en 1973.

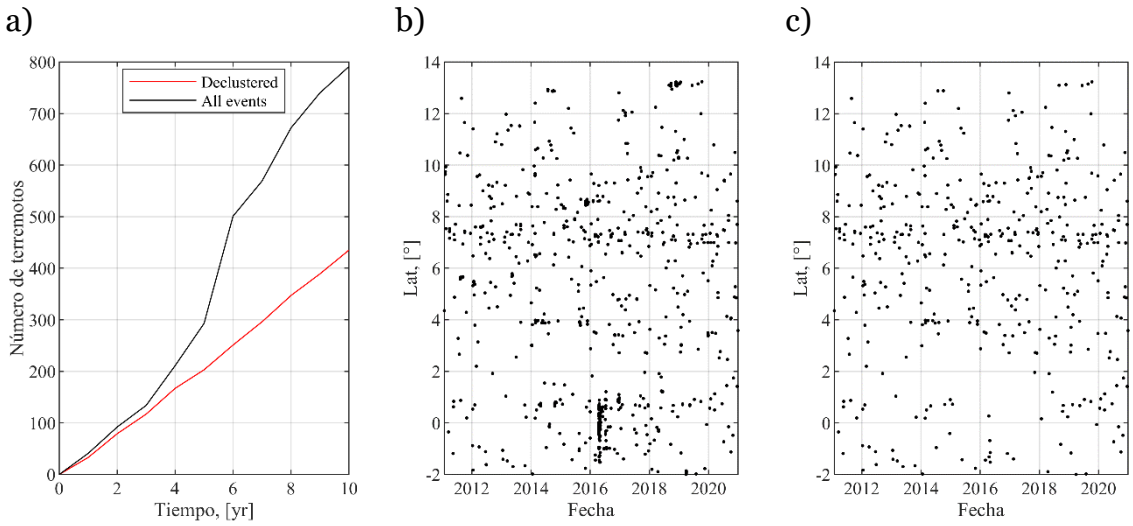


Figura 67 Análisis del catálogo a 10 años antes y después del proceso de declustering a) número de eventos, b) distribución de eventos antes de declustering, c) distribución de eventos luego del declustering

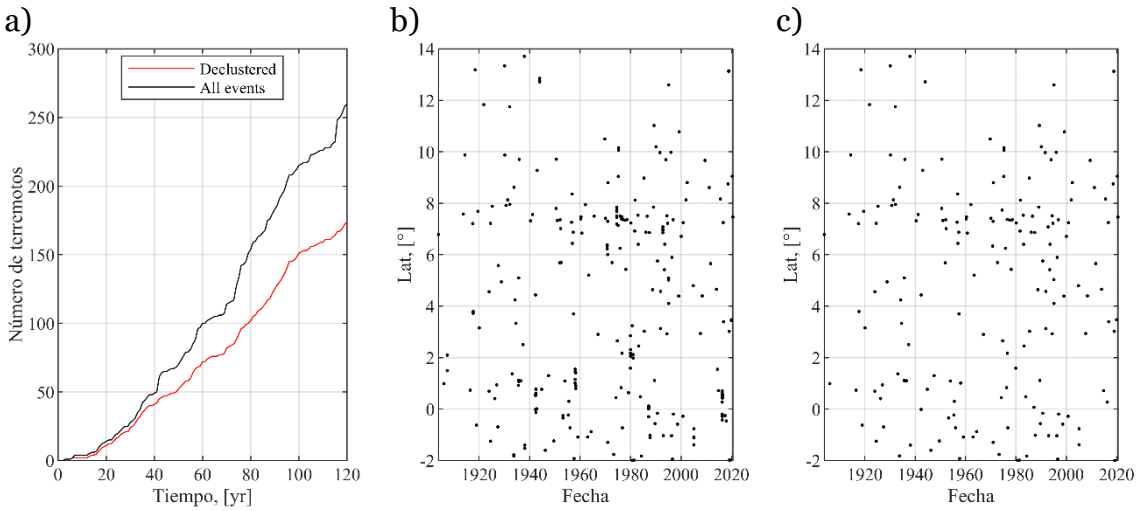


Figura 68 Análisis del catálogo a 120 años antes y después del proceso de *declustering*
a) número total de eventos, b) distribución de eventos antes de declustering, c) distribución de eventos luego del declustering

Adicionalmente a la distribución por latitud, la Figura 69 presenta el análisis de la distribución de eventos en términos de longitud y año para los catálogos a 10 y a 120 años, en donde se puede observar la efectividad del proceso de *declustering* realizado. También se puede observar que la sismicidad dentro de la zona de estudio se concentra en la zona Andina y el Pacífico.

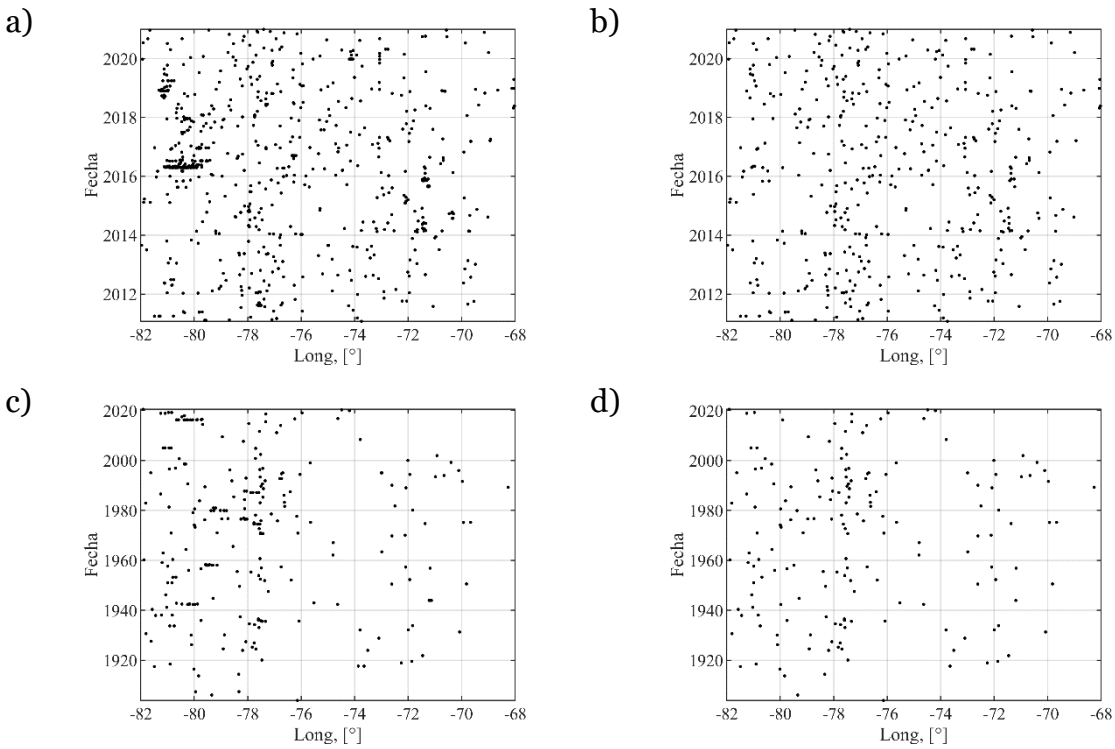


Figura 69 Análisis de la dispersión de los sismos en términos de longitud y año
a) dispersión del catálogo a 10 años sin declustering, b) dispersión del catálogo a 10 años con declustering, c) dispersión del catálogo a 120 años sin declustering y d) dispersión del catálogo a 120 años con declustering

Con el fin de evidenciar que el proceso de *declustering* fue efectivo, se realizaron las gráficas de densidad de tiempo y espacio propuestos por Zaliapin y Ben-Zion (2013). Los resultados obtenidos para el catálogo de estudio a 10 años se presentan en la Figura 70 y para 120 años se presentan en la Figura 71. En estas figuras se observa que antes del proceso de *declustering* hay dos diferentes *clusters* de eventos: a) uno resaltado en rojo, que corresponde principalmente a los eventos principales y b) uno resaltado en azul, que incluye principalmente los eventos dependientes. Asimismo, luego del proceso de *declustering* el *cluster* de eventos dependientes desaparece, permaneciendo únicamente el asociado a eventos principales. Estos resultados permiten validar el proceso de *declustering* realizado.

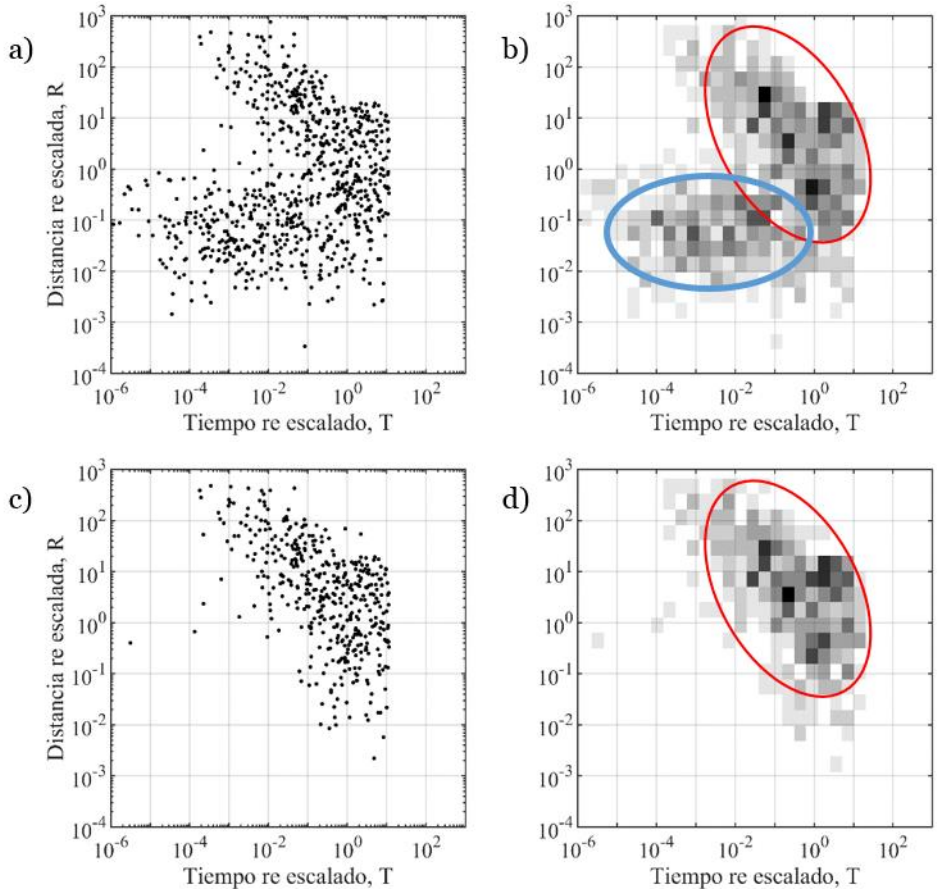


Figura 70 Análisis de densidad de tiempo y espacio para el catálogo de estudio a 10 años a) distribución de puntos para el catálogo sin declustering, b) densidades de puntos para el catálogo sin declustering, c) distribución de puntos para el catálogo con declustering, d) densidades de puntos para el catálogo con declustering

Como último análisis, se validó la hipótesis de que los tiempos de ocurrencia entre eventos principales diferentes siguen una distribución de Poisson, es decir, que son independientes. En este proceso, se comparó la distribución de tiempos entre eventos principales obtenida empíricamente con los datos del catálogo contra un modelo de tipo Poisson tomando eventos con diferente valor de *Mw* mínima. Para el catálogo de estudio a 10 años, se obtuvo

que la distribución empírica y la teórica presentan comportamientos similares al tomar eventos con valores de *Mw* superiores a 4.0. Sin embargo, al tomar únicamente eventos con valores de *Mw* mínima de 6.0, el número de registros fue muy bajo, y no se pudo hacer una comparación exitosa para la distribución de estos terremotos en el área de estudio (Figura 72). Para el catálogo a 120 años, los modelos empíricos y teóricos presentan un comportamiento idéntico para valores de *Mw* menores a 6.5, valor desde el cual comienzan a divergir, quizás debido al periodo de estudio y el número de sismos de gran magnitud en el área de estudio (Figura 73).

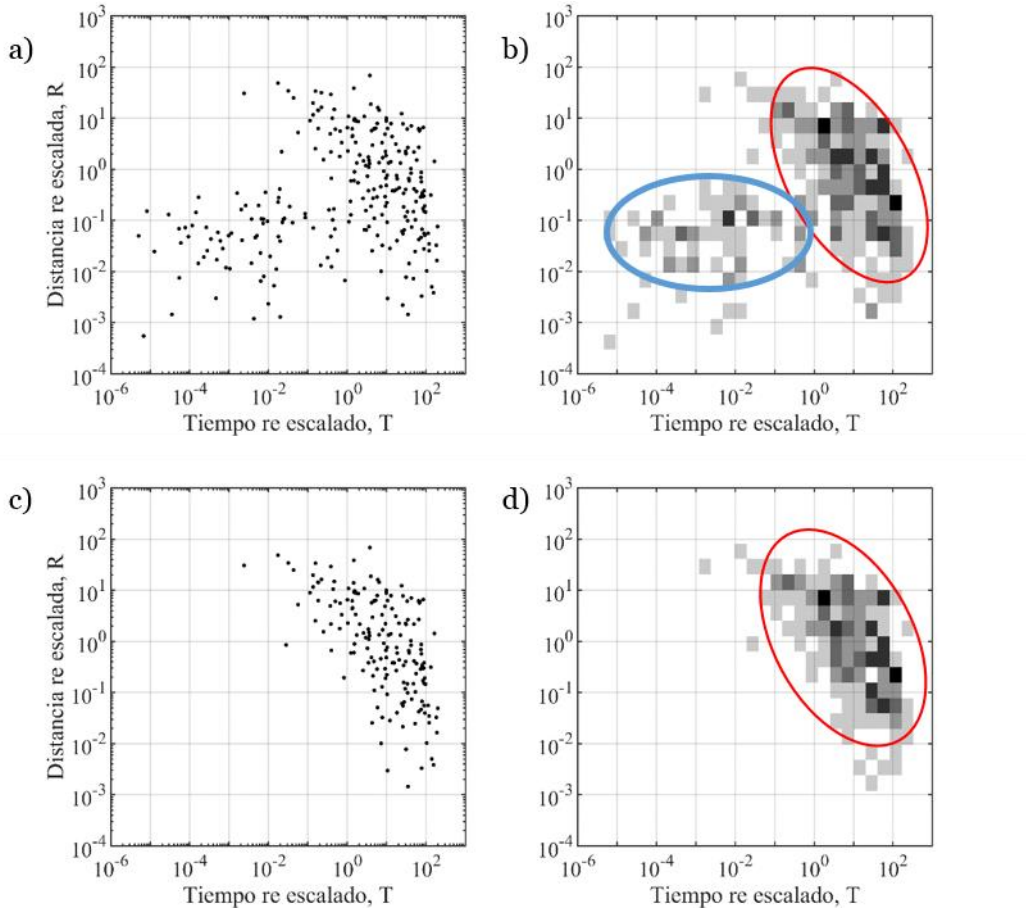


Figura 71 Análisis de densidad de tiempo y espacio para el catálogo de estudio a 120 años a) distribución de puntos para el catálogo sin declustering, b) densidades de puntos para el catálogo sin declustering, c) distribución de puntos para el catálogo con declustering, d) densidades de puntos para el catálogo con declustering

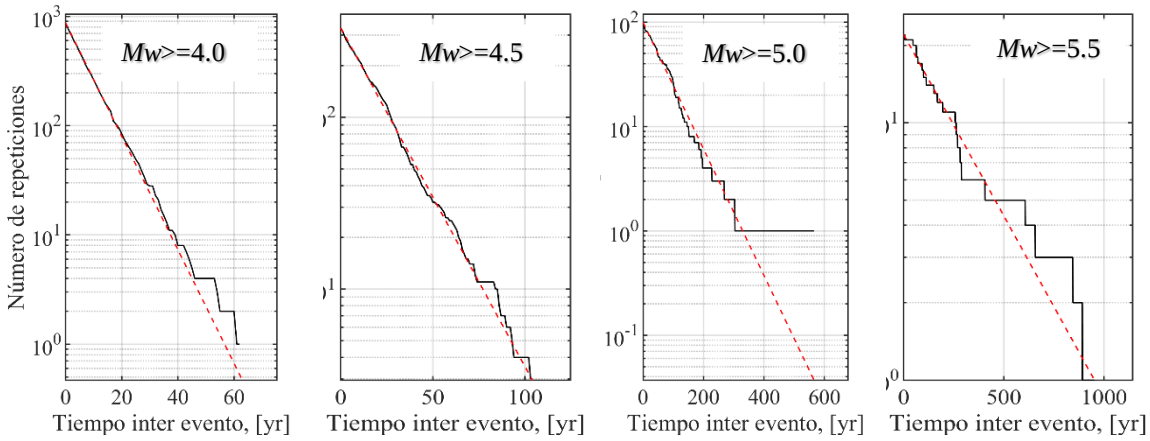


Figura 72 Distribución de tiempos entre eventos para diferentes valores de Mw mínimo para el catálogo de estudio a 10 años
En negro se presentan las distribuciones empíricas construidas a partir de los resultados obtenidos y en rojo la distribución teórica tipo Poisson

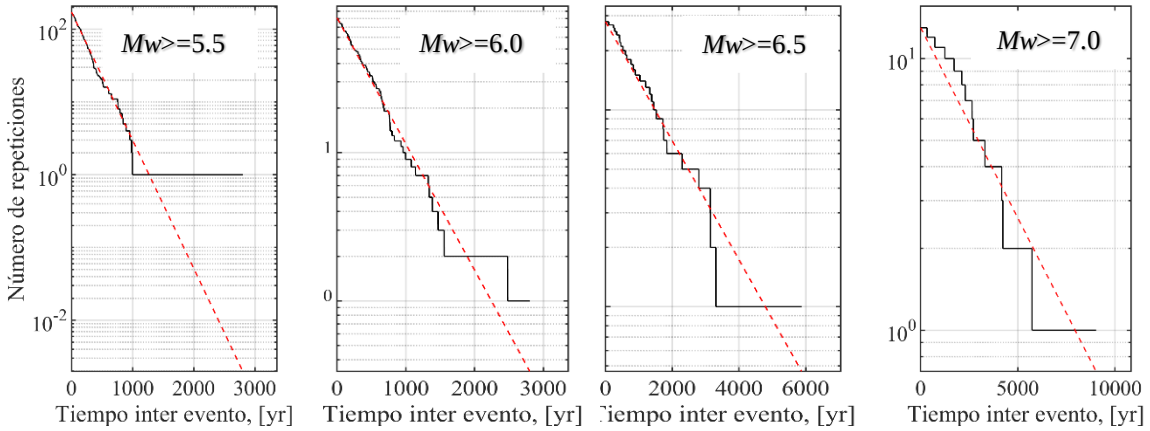


Figura 73 Distribución de tiempos entre eventos para diferentes valores de Mw mínimo para el catálogo de estudio a 120 años
En negro se presentan las distribuciones empíricas construidas a partir de los resultados obtenidos y en rojo la distribución teórica tipo Poisson

6.3.2 Estimación de la productividad sísmica por rango de deformación, en términos de densidad de eventos producidos por año

Una vez validada la premisa de que los eventos en el catálogo después del proceso de *declustering* siguen una distribución de tipo Poisson, se evaluó la distribución de la densidad de eventos (en términos de # de eventos por m^2 y por año) con respecto a la tasa de deformación (Stevens y Avouac, 2021), ajustando un modelo linear con intercepto en cero y un modelo exponencial a los resultados obtenidos. Este proceso, utilizando el catálogo de estudio a 10 años resultó en una relación directamente proporcional entre el nivel de deformación (*strain rate*) y la densidad de terremotos generados, con un valor de

R^2 superior a 0.94 para las dos relaciones (Figura 74 a). Adicionalmente, se analizó la recurrencia de las densidades de eventos y se contrastaron con las obtenidas para el catálogo de estudio a 120 años (ver Figura 74 b). Los resultados permiten observar que la densidad de terremotos es directamente proporcional al nivel de deformación para valores de *Mw* de hasta 4.5, mientras que para valores superiores, aunque existe una tendencia general, existen rangos de magnitud en que la proporcionalidad se pierde, y se recupera de nuevo al entrar el análisis del catálogo a 120 años para valores de *Mw* superiores 5.5.

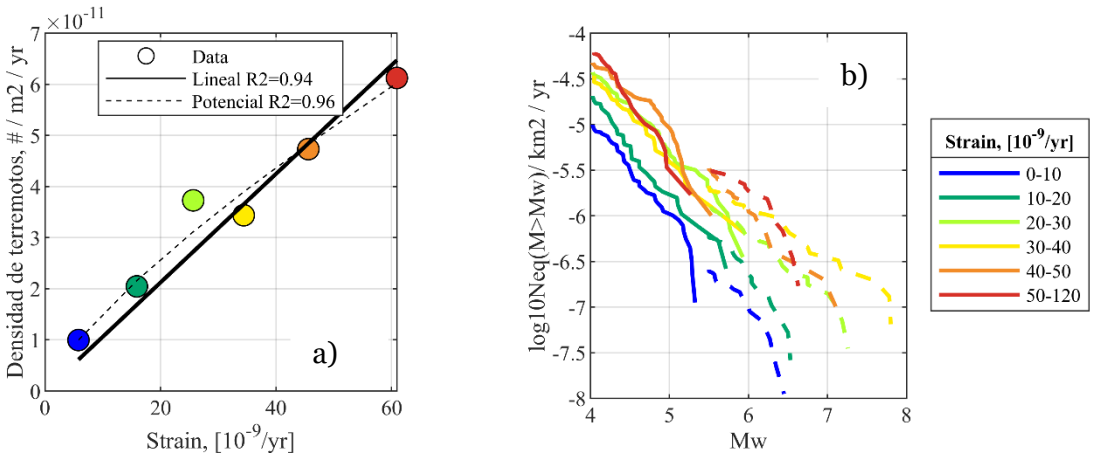


Figura 74 Densidad de eventos en tiempo y espacio con respecto al nivel de deformación con el catálogo de estudio a 10 años
a) ajustes lineal y exponencial de la densidad de eventos con respecto al nivel de strain, y b) tasas de ocurrencia de la densidad de eventos en términos de Mw por categoría de tasa de deformación representadas por líneas continuas para el catálogo de estudio a 10 años, y con líneas discontinuas para el catálogo a 120 años

Con el fin de validar el comportamiento de la densidad de eventos con respecto a la tasa de deformación, el mismo procedimiento fue realizado con un catálogo a 20 años. Con esto, se obtuvo una correlación mayor entre las dos variables con valores de R^2 superiores a 0.97 (Figura 75 a), y una mayor claridad en la proporcionalidad de las ocurrencias para valores de *Mw* de hasta 5.0 (Figura 75 b).

Los resultados obtenidos validan la relación entre la tasa de deformación y la productividad sísmica total y su independencia con respecto al periodo de estudio.

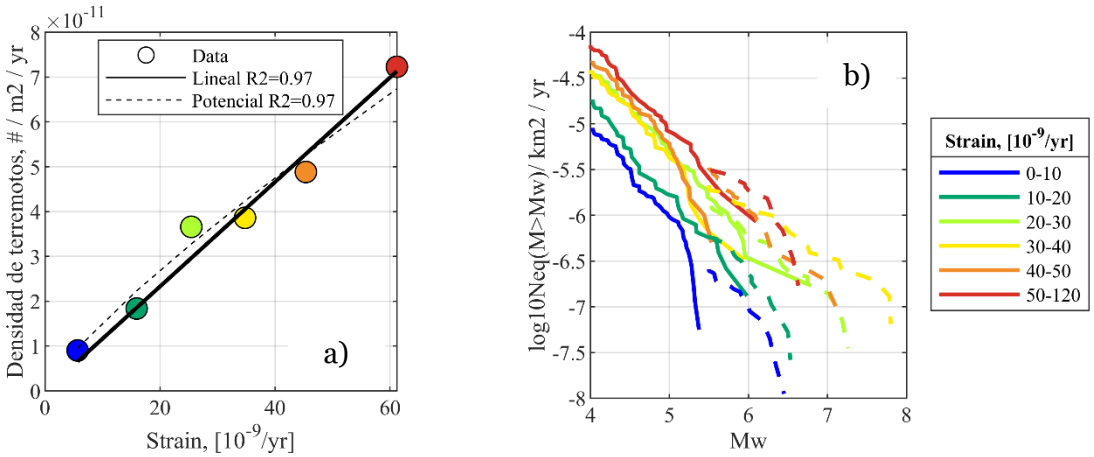


Figura 75 Densidad de eventos en tiempo y espacio con respecto al nivel de deformación con el catálogo de estudio a 20 años
a) ajuste de la densidad de eventos con respecto al nivel de strain, y b) tasas de ocurrencia de la densidad de eventos en términos de Mw por categoría de tasa de deformación. Se representan por líneas continuas para el catálogo de estudio a 20 años, y con líneas discontinuas para el catálogo a 120 años

6.3.3 Análisis de la distribución del parámetro *b* por rango de tasa de deformación (*strain rate)*

Adicionalmente al estudio de recurrencia, se calcularon los parámetros b y $M_{máx}$ para cada rango de tasa de deformación. Para el cálculo del parámetro *b* se siguió el método de máxima verosimilitud propuesto por Aki (1965), con la corrección de Bender (1983), para el ajuste de *b* a partir de rangos de magnitud, de tal manera que:

$$b = \frac{log10(e)}{\bar{M} - M_{min} + \frac{\Delta m}{2}} \quad Ec.\ 24$$

donde $\bar{M}$ corresponde al promedio de las magnitudes estimada a partir de rangos, M_{min} a la magnitud mínima observada en el catálogo y Δm el tamaño del rango de magnitudes seleccionado.

En la Figura 76 se presentan los resultados obtenidos para: a) un catálogo a 10 años y b) uno a 20 años. En esta figura se puede observar que, pese a la variación en los dos periodos, el valor del parámetro b se encuentra en un rango entre 0.7 y 1.0, con una mayor dispersión en el catálogo a 10 años. Utilizando una magnitud de completitud de 4.0, el parámetro b de toda el área de estudio fue de 0.78 para el catálogo a 20 años y de 0.82 para un periodo de 10 años

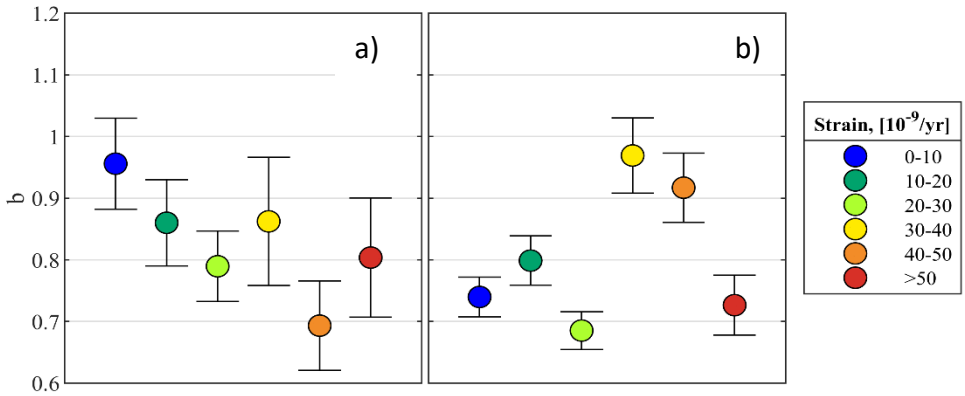


Figura 76 Parámetro b calculado con método de máxima verosimilitud a) para un catálogo de estudio a 10 años y b) para 20 años

6.3.4 Estimación del valor de *Mmáx* en función de la tasa de deformación (*strain rate)*

Finalmente, para estimar el valor de Mmáx, se utilizó el algoritmo de máxima verosimilitud propuesto por Kijko y Sellevol (1989), con la formulación de (Kijko, 2004) incluyendo la incertidumbre en el parámetro b. En este método, la estimación se realiza a partir de un proceso iterativo a partir del catálogo registrado que parte de que:

$$m_{max} = E(M_n) + \int_{m_{min}}^{m_{max}} [F_M(m)]^n dm \quad Ec.\ 25$$

en donde $E(M_n)$ corresponde al valor de la máxima magnitud observada M_n y $F_M(m)$ corresponde a la función de probabilidad acumulada en función de la magnitud. Para el caso puntual de una función $F_M(m)$ de tipo Gutenberg-Richter, la estimación de m_{max} se realiza de tal manera que:

$$m_{max} = E(M_n) + \int_{m_{min}}^{m_{max}} \left[\frac{1-exp[-\beta\,(m-m_{min})]}{1-exp[-\beta\,(m_{max}^{obs}-m_{min})]}\right]^n dm \quad Ec.\ 26$$

El cálculo de Mmáx fue exitoso en todos los casos, excepto para el rango de tasa de deformación entre 30 y 40·10^{-9}/a, en donde se utilizó el método de acumulación de energía implementado en *OpenQuake* (Pagani *et al.*, 2014), basado en la aproximación propuesta por Markropoulos y Burton (1983). Esta aproximación permite estimar el máximo momento liberado posible, al asumir que es posible estimar los límites mínimo y máximo

de liberación de momento, a partir de la estimación de la liberación de momento promedio en el tiempo de estudio registrado.

Los resultados presentados en la Tabla 11, permiten observar la estabilidad de los mismos, al utilizar los catálogos de estudio a 10 y 20 años, y el notable incremento en el valor de Mmáx al analizar el catálogo de estudio a 120 años (Figura 77).

Tabla 11 Resultados del cálculo de Mmáx

Rango de tasas de deformación [10^{-9}]	10 años	20 años	120 años
0-10	5.5	5.6	6.6
10-20	6.3	6.2	7.3
20-30	6.1	7.7	8.6
30-40	7.8	7.8	8.5
40-50	5.8	5.8	7.6
>50	7.8	6.5	6.9

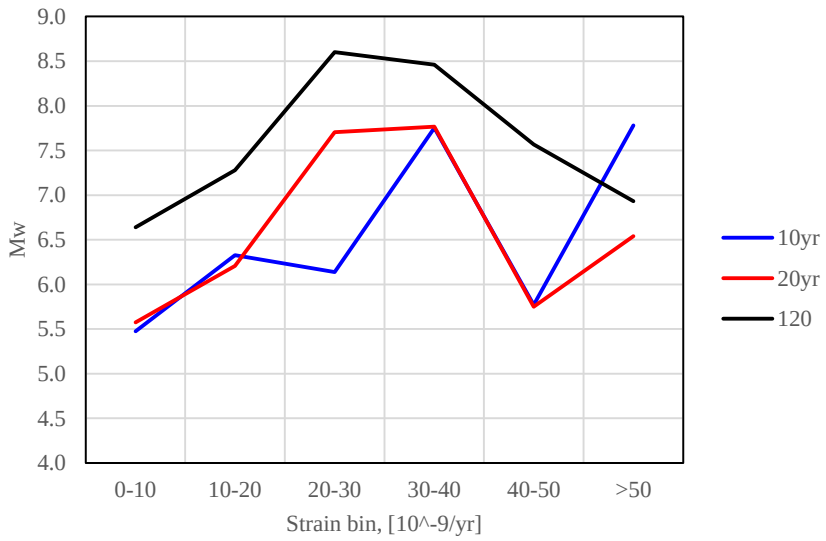


Figura 77 Resumen de Mmáx determinada para diferentes rangos de tasas de deformación

Aunque parece contra intuitivo, como lo presentan Stevens y Avouac (2021), la magnitud máxima no necesariamente tiene una relación proporcional con la deformación cortical. Esto se debe a que en este proceso inciden otros muchos factores como la reología de la corteza. Algunos estudios como el realizado para Italia por Riguzzi *et al*. (2012), permiten observar que, aunque las zonas de mayor nivel de deformación pueden tener una mayor productividad sísmica, esta puede concentrarse en eventos de menores magnitudes. Por el contrario, los eventos de gran magnitud pueden relacionarse a zonas de baja a media

deformación, en donde pueden existir zonas de falla restringidas y una mayor acumulación de esfuerzos. Otros ejemplos pueden encontrarse en algunos casos alrededor del mundo, como el sur de Irán, en donde las zonas de mayor deformación corresponden principalmente a deformación asísmica (Masson *et al.*, 2005), o la zona occidental de la cordillera canadiense en donde se estima que entre un 80 y un 90% de la deformación inferida por GPS puede relacionarse con deformación asísmica (Mazzotti *et al.*, 2011).

Teniendo en cuenta todo esto, los resultados obtenidos podrían relacionar las zonas de alta deformación con una gran componente asísmica, lo que es compatible con los estudios de Corredor (2003).

6.4 APLICACIÓN PARA LA ESTIMACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO

Considerando que la definición espacial de las zonas sismogénicas constituye la primera etapa de un cálculo de peligrosidad moderno (Reiter, 1991), y que su determinación puede ser subjetiva y puede estar determinada por el criterio de expertos (Ansari *et al.*, 2015), para formular un buen modelo de zonas se requiere incorporar el estado del conocimiento sismotectónico de la región que se está evaluando.

Identificamos como fuente sismogénica la estructura geológica donde tiene lugar la ocurrencia de terremotos. Pueden modelarse como áreas (asociadas a fallas), o volúmenes (procesos amplios de deformación sin rasgos principales identificados en superficie). Para definir estas fuentes es relevante conocer su ubicación, su actividad (descrita en términos de la recurrencia de magnitudes de sismos asociados a dicha fuente), así como la magnitud máxima de los sismos que puede producir (Sarria, 1995).

La consecuencia de cómo se modelan las fuentes sismogénicas, está en que van a controlar la forma y distribución de las isolíneas del parámetro evaluado (p. ej. aceleración), mientras que la ecuación de atenuación controla el valor absoluto del parámetro evaluado, según el periodo de retorno considerado. Se podría decir que las zonas controlan la distribución del peligro y el modelo de atenuación la magnitud de este peligro (García-Mayordomo, 2015).

Si bien en Colombia se han producido diferentes modelos de amenaza sísmica (AIS, Uniandes *et al*., 1996; AIS, 2009; Salgado-Gálvez *et al.*, 2016; Arcila *et al.*, 2020), sólo para último modelo publicado se formuló una propuesta de fuentes sismogénicas que considerara diversas alternativas, entre las cuales se encuentra el modelo de fuentes

corticales postulado por Arcila *et al.* (2017), siguiendo la metodología definida por García-Mayordomo (2015), adoptada por el Instituto Geológico y Minero de España-IGME (Figura 78).

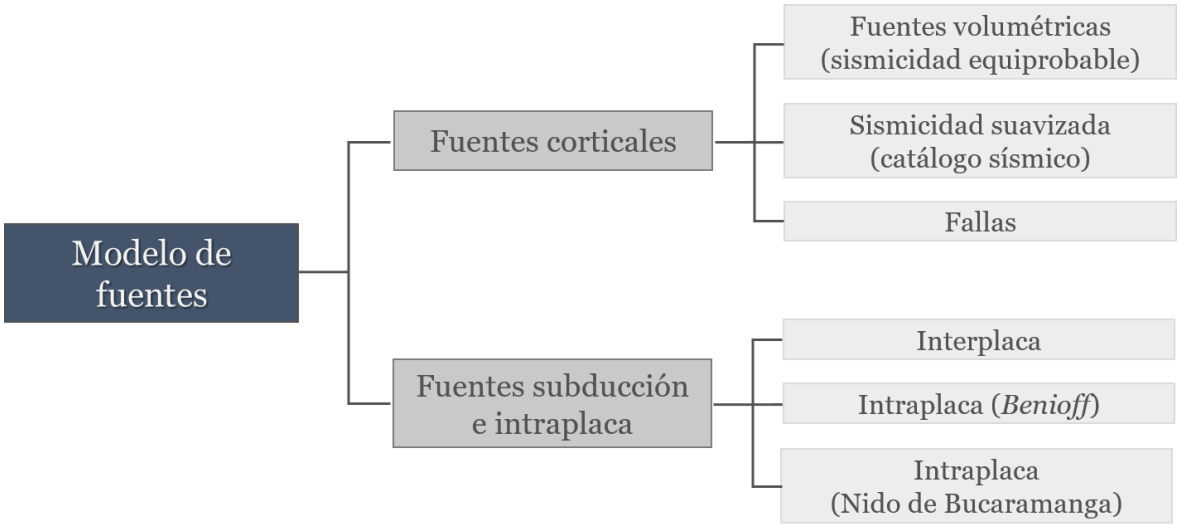


Figura 78 Estructura del modelo según profundidad y tipo de fuentes sísmicas
Fuente: Arcila *et al.* (2020)

Las alternativas propuestas para la modelación de fuentes superficiales buscan atender incertidumbres epistémicas según el tipo de fuente y la distribución de los parámetros de sismicidad, mientras que las alternativas consideradas para las fuentes de subducción, buscan atender incertidumbres asociadas con la geometría de estas fuentes.

Desde el modelo desarrollado por Arcila *et al.* (2020), en el país se ha incluido un tipo de modelación conocida como "sismicidad suavizada", en donde una fuente definida a partir de una zona sismotectónica homogénea, se caracteriza por tener un valor b constante asumiendo una distribución G-R, pero su productividad sísmica, o parámetro *a* varía espacialmente con base en el número de eventos registrados en el catálogo sísmico.

Los modelos de sismicidad distribuida han sido ampliamente utilizados (Frankel, 1995; Beauval *et al*., 2006; Hagos *et al*., 2006), sin embargo, hasta ahora requerían de una zonificación a priori. Adicionalmente a estas metodologías, cabe aclarar que hay otras como la propuesta por Woo (1996), en donde se plantea que el valor de b no puede permanecer constante a lo largo de toda la fuente.

Esta tesis presenta un nuevo enfoque de sismicidad suavizada para el territorio colombiano, a partir del nivel de deformación (*strain*). Para esto se definió una distribución de

probabilidad de tipo G-R para diferentes niveles de deformación, calculando la productividad sísmica en términos del número de eventos por unidad de área. Con lo anterior, y de manera similar al método de sismicidad suavizada, se podría generar una nueva fuente de sismicidad distribuida, dividiendo el territorio nacional en una malla uniforme, en donde cada píxel sea caracterizado por una función de recurrencia en función de su nivel de deformación *(strain)* y su área.

Adicional a las mejoras que se pueden introducir en el modelo de zonas sismogénicas al incorporar los nuevos resultados de esfuerzos y tasas de deformación, el comportamiento reológico y termal de la corteza, esta nueva alternativa a considerar en los modelos de fuentes corticales contribuye a reducir la incertidumbre derivada de la forma en que se realiza la delimitación de las zonas (Figura 79).

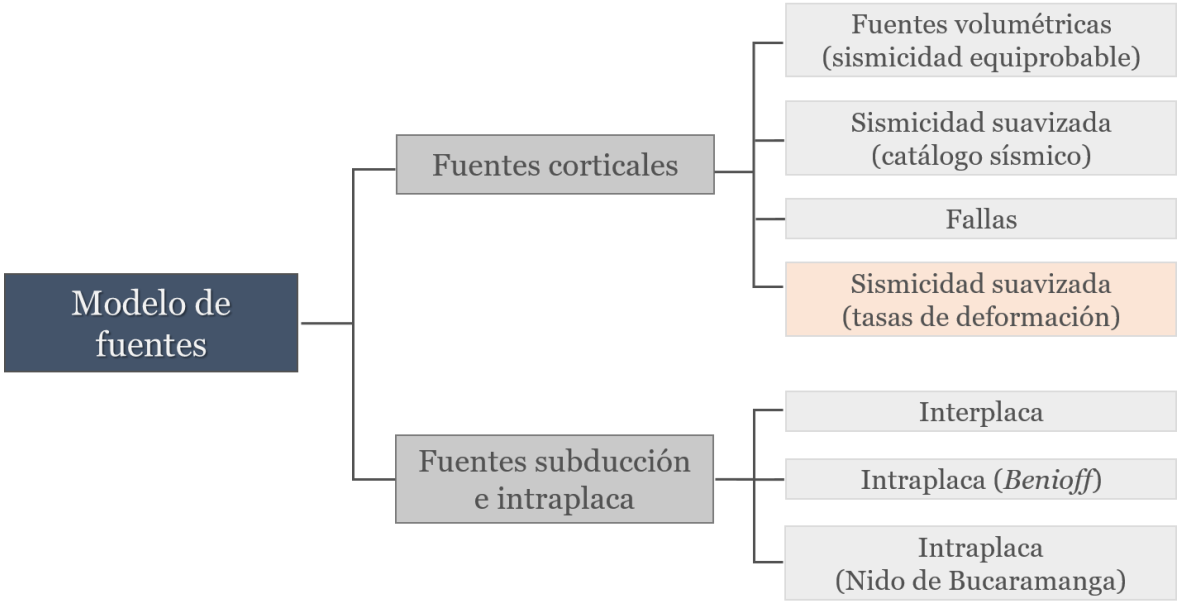


Figura 79 Incorporación modelo alternativo de sismicidad cortical a partir de tasas de deformación

CAPÍTULO 7
CONCLUSIONES

Este capítulo final reúne los principales aportes respecto al contexto geodinámico regional, y en los resultados de los análisis de esfuerzo y deformación, de la reología y del potencial sísmico de la corteza, junto con posibles aplicaciones para la estimación del peligro sísmico de Colombia.

Contexto Geodinámico Regional

- El contexto tectónico de Colombia, marcado por la interacción de las placas de Caribe, Nazca y Suramérica, y los diversos bloques o zonas entre ellos y que acomodan la deformación, muestra una placa Caribe cercanamente estacionaria, una placa de Nazca desplazándose en dirección este-noreste a velocidades del orden de 50 mm/a, y una placa de Suramérica desplazándose en dirección norte a velocidades de 20 mm/a.

- Esta convergencia de placas en la esquina noroeste de Suramérica se resuelve principalmente con la subducción de la plaza litosférica de Nazca bajo el occidente de Suramérica, con una sismicidad característica de *Wadati-Benioff*; y una convergencia con subducción débil y colisión entre las placas de Caribe y Suramérica. También se ha postulado la placa Maracaibo (paleocaribe), que podría explicar la sismicidad de profundidad intermedia altamente concentrada en el nido sísmico de Bucaramanga, donde los procesos en la fuente sísmica son variables, a diferencia de lo observado en otras zonas con sismicidad a esas profundidades, que se relacionan con procesos de subducción de una placa oceánica.

Esfuerzo y Deformación

- El análisis conjunto de los datos de mecanismos focales y de GPS permite describir a una escala regional el régimen de esfuerzos dominante, la orientación del máximo acortamiento horizontal y su relación con la tectónica a lo largo de grandes regiones, mostrando perturbaciones locales relacionadas con heterogeneidades corticales y topográficas. Estos mapas igualmente brindan información sobre la magnitud relativa de las principales tensiones.

- Los resultados de esfuerzo y deformación actual para el territorio colombiano, obtenidos con el Modelo de Deslizamiento a partir de mecanismos focales de terremotos y del tensor tasa de velocidad de deformación, muestran un origen directamente relacionado con los límites de placas y son consistentes con un esquema sismotectónico caracterizado por la convergencia de los bloques Andino, Coiba y Panamá en el noroccidente de Colombia, por la convergencia W-E de las placas de Nazca y Suramérica y sus relaciones con la placa Caribe.

- De los análisis realizados se pueden reconocer las zonas continentales que mejor acomodan la deformación debida a la convergencia entre placas y bloques litosféricos, implicando aquellas que principalmente están en regímenes compresivos a transpresivos, y que exhiben una mayor velocidad de deformación.

- Las zonas de contacto entre la placa Nazca subducente y el bloque Andino, que presentan un régimen dominante entre compresivo y transpresivo serían zonas claramente acopladas. Estas zonas se encuentran segmentadas por áreas de régimen extensional que corresponderían con un menor acoplamiento entre las placas.

- Donde la densidad de información es apropiada, se puede reconocer la consistencia de los resultados, tanto para las direcciones de máximo acortamiento, como para los regímenes tectónicos.

Reología de la Corteza

- Se han integrado datos gravimétricos, magnéticos, térmicos y sísmicos para establecer una serie de secciones corticales y perfiles reológicos como aproximación a la transición del comportamiento frágil-dúctil en la corteza en Colombia.

- Los perfiles reológicos estimados indican un estado de esfuerzo frágil hasta la corteza inferior del territorio colombiano, que coincide con los histogramas de profundidades del catálogo sísmico evaluado. Estos resultados son una información muy valiosa como una primera aproximación general de la reología de Colombia de carácter regional y con aplicación a la estimación de la peligrosidad sísmica.

Potencial Sísmico de la Corteza

- Los resultados del análisis del potencial sísmico de la corteza y de las definiciones de tasas de actividad derivadas de la deformación validan la relación entre la tasa de deformación y la productividad sísmica total y su independencia con respecto al periodo de estudio.

- Los resultados obtenidos del análisis del parámetro b y de Mmáx en función de la tasa de deformación (*strain rate*) indican que las zonas de alta deformación en Colombia presentan una gran componente asísmica, lo que es compatible con los estudios de Corredor (2003).

- Los análisis de la productividad sísmica y las definiciones de tasas de actividad derivadas de la deformación, constituyen una nueva aproximación que podrá ser usada entre otras para evaluar el peligro sísmico de Colombia.

Aplicación al Cálculo del Peligro Sísmico

- Si bien el propósito principal de esta tesis no fue realizar una nueva estimación del peligro sísmico para Colombia, los resultados que aquí se han descrito representan un aporte para una actualización del más reciente modelo realizado por Arcila *et al.* (2020).

- La caracterización de regímenes y orientaciones de los esfuerzos definidos tanto de los mecanismos focales de terremotos como de las velocidades de GPS, y las tasas de deformación, junto con la determinación de la estructura termal y el comportamiento reológico, contribuyen a una revisión del modelo de zonas sismogénicas para la sismicidad cortical, donde se podrá acotar de mejor manera la transición de la deformación, y el espesor sismogénico.

- Igualmente, formular un modelo alternativo para la sismicidad suavizada, contribuye a reducir la incertidumbre derivada de la forma en que se realiza la delimitación de las fuentes corticales.

- La estimación del potencial sísmico de la corteza a partir de tasas de deformación, favorece la identificación de fuentes potenciales de futuros terremotos, que constituye el fin último de las estimaciones del peligro sísmico.

REFERENCIAS

Adamek, S., Frohlich, C. y Pennington, W. D. (1988). *Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary: constraints on microplate tectonics of the Panama region*. Journal of Geophysical Research, 93: 2053-2075

AIS, Uniandes, Ingeominas. (1996). *Estudio general de amenaza sísmica de Colombia*. Bogotá: Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica. Comité AIS-300

Aki, K. (1965). *Makimum Likelihood estimate of b in the formula log N=a-bM and its confidence limits*. Bulletin of Earthquake Research, 43, 237-239

Albini, P., Musson, R. M. W., Rovida, A., Locati, M., Gomez Capera, A. A. y Viganò, D. (2014). *The Global Earthquake History*. Earthquake Spectra, 30(2): 607-624

Anderson, E. M. (1951). *The Dynamics of Faulting*. Oliver & Boyd, Edimburgh, 133 pp.

Andrés, J., Marzán, I., Ayarza, P., Martí, D., Palomeras, I., Torné, M., Campbell, S. y Carbonell, R. (2018). *Curie point depth of the Iberian Peninsula and surrounding margins. A thermal and tectonic perspective of its evolution*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(3), 2049-2068. https://doi.org/10.1002/2017JB014994

Angelier, J. (1994). *Paleostress analysis of small-scale brittle structures*. In: Hancock, P. (Ed.), 'Continental deformation'. Pergamon Press, pp. 53–100. 421 pp.

Ansari, A., Firuzi, E., y Etemadsaeed, L. (2015). *Delineation of Seismic Sources in Probabilistic Seismic-Hazard Analysis Using Fuzzy Cluster Analysis and Monte Carlo Simulation*. Bulletin of the Seismological Society of America, 105(4), 2174-2191

Arcila, M., Muñoz, A., De Vicente, G. (2000a). *Mapa de esfuerzos en el bloque Norte de los Andes*. Resumen extendido. En: 2ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Lagos (Algarbe, Portugal). S03-21: 151-152

Arcila, M., Muñoz, A., De Vicente, G. (2000b). *Marco geotectónico para el noroeste de Suramérica y Sur de Centroamérica*. Geotemas 1(2): 279-283

Arcila, M., A. Muñoz, A., Vicente, G. (2002). *Análisis sismotectónico de la convergencia Caribe; Nazca Suramérica*. En Memorias Primer Simposio Colombiano de Sismología "Avances de la sismología colombiana en los últimos 20 años". CD-Rom

Arcila, M. y Dimaté, C. (2005). *Estudio de microzonificación sísmica de Santiago de Cali: Caracterización de fuentes sísmicas de subducción*. Ingeominas – Dagma, Informe 1-6, Bogotá, 49 p.

Arcila, M., García-Mayordomo, J. y López, M.C (2017). *Modelo de zonas sismogénicas para la evaluación de la amenaza sísmica de Colombia*. XVI Congreso Colombiano de Geología. Santa Marta, Colombia, 1540-1543

Arcila, M., García, J., Montejo, J., Eraso, J., Valcárcel, J., Mora, M., Viganò, D., Pagani, M. y Díaz, F. (2020). Modelo nacional de amenaza sísmica para Colombia. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano y Fundación Global Earthquake Model. https://doi.org/10.32685/9789585279469

Arcila, M. y Muñoz-Martín, A. (2020). *Integrated perspective of the present–day stress and strain regime in Colombia from analysis of earthquake focal mechanisms and geodetic data*. In: Gómez, J. & Pinilla–Pachon, A.O. (editors), The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 38, p. 549–569. Bogotá. https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.17

Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica, Comité AIS300 (2009). *Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia*. Bogotá. 226 p.

Audemard, F. E., Audemard, F. A. (2002). *Structure of the Merida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamics interaction*. Tectonophysics, 345: 299-327

Avellaneda-Jiménez, D. S., Monsalve, G., León, S., Gómez-García, A. M. (2022). *Insights into Moho depth beneath the northwestern Andean region from gravity data inversion*. Geophysical Journal International, 229, 1964–1977. https://doi.org/10.1093/gji/ggac041

Barrera-Lopez, C., Mooney, W. D. y Kaban, M. K. (2022). *Regional geophysics of the Caribbean and northern South America: Implications for tectonics.* Geochemistry Geophysics Geosystems, 23, e2021GC010112. https://doi.org/10.1029/2021GC010112

Beardsmore, G. R. y Cull, J. P. (2001). *Crustal Heat Flow: A Guide to Measurement and Modelling*. Cambridge University Press, Cambridge, Inglaterra. Doi: 10.1017/CBO9780511606021

Beauval, C., Scotti, O. y Bonilla, F. (2006). *The role of seismicity models in probabilistic seismic hazard estimation: comparison of a zoning and a smoothing approach*. Geophysical Journal International, 165(2), 584-595. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02945.x

Bebout, G. E. (2021). *Insights into Subduction Zone Dynamics*. Encyclopedia of Geology (Second Edition), Alderton D., Elias, S. A. (Ed), Academic Press, 2021, Pages 233-247. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00150-8

Bender, B. (1983). *Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data*. Bulletin of the Seismological Society of America, 73(3), 831-851. Doi: 10.1785/BSSA0730030831

Blakely, R. J. (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge: Cambridge University Press, 441 p.

Bonini, W.E., Garing, J.D., Kellog, J.N., 1980. *Late Cenozoic uplifts of the Maracaibo–SantaMarta Block, slow subduction of the Caribbean plate and results from a gravity study*, 9th Trans. Caribbean Geol 99–105

Bott, M. H. P. (1959). *The mechanism of oblique-slip faulting*. Geological Magazine 96 (2): 109–117

Bowin, C. (1976). *Caribbean gravity field and plate tectonics.*Special paper of the Geological Society of America, 1969, pp. 99 - 105

Burov, E. (2011). *Rheology and strength of the lithosphere*. Marine and Petroleum Geology, Volume 28, Issue 8, 2011, Pages 1402-1443, ISSN 0264-8172

Capote, R., De Vicente, G. y González Casado, J. M. (1991). *An application of the slip model of brittle deformations to focal mechanism analysis in three different plate tectonics situations*. Tectonophysics, 191: 399-409

Cardona, C., Salcedo, E. de J., Mora, H. (2005). *Caracterización sismotectónica y geodinámica de la fuente sismogénica de Murindó – Colombia*. Boletín de Geología 27 (44): 115-132

Carrillo-de la Cruz, J. L., Prol-Ledesma, R. M. y Gabriel, G. (2021). *Geostatistical mapping of the depth to the bottom of magnetic sources and heat flow estimations in Mexico*. Geothermics, 97, 102225

Carrillo-de la Cruz, J. L., Prol-Ledesma, R. M., Gómez-Rodríguez, D. y Rodríguez-Díaz, A. A. (2020). *Analysis of the relation between bottom hole temperature data and Curie temperature depth to calculate geothermal gradient and heat flow in Coahuila, Mexico*. Tectonophysics, 780, 228397

Castillo, J. E. y Mojica, J. (1990). *Determinación de la orientación de esfuerzos actuales a partir de deformaciones tectónicas ("breakouts") en algunos pozos petroleros de los Llanos Orientales y del Valle Medio del Magdalena, Colombia*. Geología Colombiana, 17: 123-132

Centro Regional de Sismología para América del Sur – CERESIS (1985). *Catalogo de terremotos para America del Su*r. Programa para la mitigación de los efectos de los terremotos en la región andina, Proyecto SISRA, Vol. 1-14, edited by B. Askew and S.T. Algermissen. (Vol. 4: Colombia. Datos de Hipocentros e Intensidades)

Chapin, D. (1996). *A deterministic approach toward isostatic gravity residuals-A case study from South America*. Geophysics, 61, 4, 1022-1023

Chelle-Michou, C., McCarthy, A., Moyen, J. F., Cawood, P. A., Capitanio, F. A. (2022). Make subductions diverse again, Earth Science Reviews, Volume 226, 103966, ISSN 0012-8252. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103966

Collot, J. Y., Charvis, P., Gutscher, M. A., Operto, S. (2002). *Exploring the Ecuador-Colombia active margin and interplate seismogenic zone*. Eos, Trans. AGU, 83, 17: 185, 189-190

Colmenares, L. y Zoback, M. D. (2003). *Stress field and seismotectonics of northern South America*. Geology, 31(8): 721-724

Cornell, A. (1968). *Engineering seismic risk analysis*. Bulletin of the Seismological Society of America, 58(5), 1583-1606

Cornthwaite, J., Bezada, M. J., Miao, W., Schmitz, M., Prieto, G. A., Dionicio, V., Niu, F., Levander, A. (2021). *Caribbean slab segmentation beneath northwest South America revealed by 3-D finite frequency teleseismic P-wave tomography*. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 22, e2020GC009431. https://doi.org/10.1029/2020GC009431

Corredor, F. (2003). *Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America*. Tectonophysics, 372: 147-166

Cortés, M. y Angelier, J. (2005). *Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes*. Tectonophysics, 403(1-4), 29-58

CSN. (1998): *Proyecto SIGMA: Análisis del estado de esfuerzos tectónicos reciente y actual en la Peninsula Iberica*. Consejo de Seguridad Nuclear, Colección otros documentos, 10, 239 p.

CSN (2006). *PRIOR: Deterinación de Fallas de Primer Orden mediante el análisis integrado de datos geológicos*. Consejo de Seguridad Nuclear, Colección documentos i+d 15, 318 p.

De Vicente, G. (1988). *Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid

De Vicente, G. y Muñoz Martín, A. (1995). *Programa FEX 4.1*. Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid

De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo Zaldivar, J., Fernández-Lozano, J. (2008). *Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia: tectonic implications*. Tectonics, 27. Doi: 10.1029/2006TC00209

Delvaux, D. y Sperner B. (2003). *New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program*. Geological Society, London, Special Publications 212 (1), 75-100

DeMets, C., Gordon, R. G. y Argus, D. F. (2010). *Geologically current plate motions*. Geophysical Journal International, v. 181, no. 1, p. 1-80

Dentith, M. y Mudge, S. T. (2014). *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press, 454 p.

Di Giacomo, D. y Storchak, D. (2016). *A scheme to set preferred magnitudes in the ISC Bulletin*. Journal of Seismology. 20. 10.1007/s10950-015-9543-7

Di Giacomo, D. y Sarabia Gómez, A. M. (2021). *Use of macroseismic and instrumental data to reassess earthquake locations: Examples from pre-digital earthquakes in Colombia*. Journal of South American Earth Sciences, 111, 103467. https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2021.103467

Dimaté, C., Drake, L., Yepez, H., Ocola, L., Rendon, H., Grünthal, G., Giardini, D. (1999). *Seismic hazard assessment in the Northern Andes (PILOTO Project)* Annali di Geofisica, Vol 42, N. 6, December 1999

Dimaté, C., Rivera, L., Taboada, A., Delouise, B., Osorio, A., Jimenez, E., Fuenzalida, A, Cisternas, A., Gómez, I. (2003) *The 19 January 1995 Tauramena (Colombia) Earthquake: Geometry and stress regime*. Tectonophysics, 363: 159-180

DNP (2018). *Índice Municipal de Riesgo de Desastres Ajustado por Capacidades*. Departamento Nacional de Planeación, Bogotá D.C., Colombia

Duque-Caro, H. (1990). *El Bloque Chocó en el noroccidente suramericano: implicaciones estructurales, tectonoestratigráficas y paleogeográficas*. Boletín Geológico Ingeominas, volumen. 31, N.1: 47–71

Dziewonski, A. M., Chou, T. A. y Woodhouse, J. H. (1981). *Determination of earthquakes source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity*. Journal of Geophysical Research, 86: 2825-2852. Doi: 10.1029/JB086iB04p02825

Egbue, O., Kellogg, J., Aguirre, H., Torres, C. (2014). *Evolution of the stress and strain fields in the Eastern Cordillera, Colombia*. Journal of Structural Geology, Volume 58, 8-21, doi:10.1016/j.jsg.2013.10.004

Ekström, G., Nettles, M. y Dziewonski, A. M. (2012). *The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes.* Physics of the Earth and Planetary Interiors, 200-201, 1-9, doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002

Engdahl. E. R., van der List, R. D. y Buland, R. (1998). *Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth relocation*. Bulletin

of the Seismological Society of America, 88: 722-743. Doi: 10.1785/BSSA08800307222

Engdahl, E. R., Di Giacomo, D., Sakarya, B., Gkarlaouni, C. G., Harris, J., and Storchak, D. A. (2020). *ISC-EHB 1964-2016, an Improved Data Set for Studies of Earth Structure and Global Seismicity*. Earth and Space Science, 7(1), e2019EA000897, https://doi.org/10.1029/2019EA000897

Espinosa, A. (1993). *Actualización del catálogo colombiano de sismicidad histórica*. Ingeominas Cali, Informe interno, 10 p.

Espinosa, A. (1994). *Sismicidad histórica de Santafé de Bogotá y su área. 1500-1994*. Informe para el proyecto de Microzonificación sísmica de Santafé de Bogotá, Ingeominas Cali, 35 p.

Farolfoi, G., Keir, D., Corti, G. y Casagli, N. (2020). *Spatial forecasting of seismicity provided from Earth observation by space satellite technology*. Scientific reports. Doi: 10.1038/s41598-020-66478-9

Frankel, A. (1995). *Mapping seismic hazard in the Central and Eastern United States.* Seismological Research Letters, 66(4), 8-21. doi:10.1785/gssrl.66.4.8

Freymueller, J., Kellogg, J. y Vega, V. (1993). *Plate motions in the North Andean region*. Journal of Geophysical Research, 982. 21853-21864

Frohlich, C. y Davis, S. (1999). *How well constrained are well-constrained T, B and P axes in moment tensor catalogs?* Journal of Geophysical Research, 104 (B3): 4901-4910

Fuenzalida, A. y Olaya, J. H. (1995). *Sismicidad reciente en Colombia registrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (R.S.N.C.). Resultados preliminares*. Memorias seminario de Sismotectónica del Borde Llanero Colombiano. Ingeominas Bogotá, 18-19

García-Mayordomo, J. (2005). *Caracterización y Análisis de la Peligrosidad Sísmica en el Sureste de España* (Doctoral dissertation, Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid)

García-Mayordomo, J. (2015). *Creación de un modelo de zonas sismogénicas para el cálculo del mapa de peligrosidad sísmica de España*. Instituto Geológico y Minero de España

García-Reyes, A. y Dyment, J, (2021). *Structure, age, and origin of the Caribbean Plate unraveled*. Earth and Planetary Science Letters, Volume 571, 117100, ISSN 0012-821X, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117100

Gardner, J. y Knopoff, L. (1974). *Is the sequence of aftershocks in Southern California, with aftershocks removed, poissonian?* Bulletin of the Seismological Society of America, 64, 5, 1363-1367

Garzanti, E., Radeff, G., Malusa, M. G. (2018). *Slab breakoff: a critical appraisal of a geological theory as applied in space and time*. Earth Sciences Review. 177, 303–319

GEM Secretariat (2015). *Global Earthquake Model*. https://www.globalquakemodel.org

Global Volcanism Program (2013). *Volcanoes of the World*, v. 4.7.1. Venzke, E (ed.). Smithsonian Institution. Downloaded July 2018. doi:10.5479/si.GVP.VOTW4-2013

Gómez, I. C. (1994). *Apuntes sobre la sismotectónica de la zona de subducción en Colombia*. Trabajo de grado Universidad de Caldas, Manizales

Güendel, F. y Protti, M. (1998). *Sismicidad y sismotectónica de América Central*. Física de la Tierra 10 19 51

Gutenberg, B. y Richter, C. (1942). *Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration*. Bulletin of the Seismological Society of America, 32, 163-191

Gutenberg, B. y Richter, C. (1956). *Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration (second paper)*. Bulletin of the Seismological Society of America, 46, 105-145

Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S. y 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

Gutscher, M. A., Spakman, W., Bijwaard, H. y Engdahl, E. R. (2000). *Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin*. Tectonics, 19, 814-833

Gutscher, M. A. (2002). *Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling.* Journal of South American Earth Sciences, 15, 3– 10. Doi: 10.1016/S0895-9811(02)00002-0

Hackl, M., Malservaisi, R. y Wdowinski, S. (2009). *Strain pattern from dense GPS networks*. Natural Hazards Earth System, 9, 1177-1187

Hagos, L., Arvidsson, R. y Roberts, R. (2006). *Application of the Spatially Smoothed Seismicity and Monte Carlo Methods to Estimate the Seismic Hazard of Eritrea and the Surrounding Region*. Natural Hazards, 39, 395-418. Doi: 10.1007/s11069-005-6127-9

Haines A. J. y Holt W. E. (1993). *A procedure for obtaining the complete horizontal motions within zones of distributed deformation from the inversion of strain rate data*. Journal of Geophysical Research, 98, 12057-12082

Haines, A. J., Dimitrova, L. L., Wallace, L. M., Williams, C. A. (2015). *Enhanced Surface Imaging of Crustal Deformation.* Springer Briefs in Earth Sciences. Doi: 10.1007/978-3-319-21578-5_2

Hall M. L. y Wood C. A. (1985). *Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes*. Geology 13 (3): 203–207. Doi: https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<203:VSOTNA>2.0.CO;2

Hardy, N. C. (1991). *Tectonic evolution of the easternmost Panama basin: Some new data and inferences.* Journal of South American Earth Sciences, 4, 261-269, https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90035-J.

Hasterok, D., Halpin, J., Collins, A. S., Hand, M., Kreemer, C., Gard, M. G., Stijn G. (2022). *New Maps of Global Geological Provinces and Tectonic Plates*. Earth Science Reviews, Volume 231

Hearn, E., Johnson, K., Sandwell, D. y Thatcher, W. (2010). *SCEC UCERF workshop report*: http://www.scec.org/workshops/2010/gps ucerf3/FinalReport_GPSUCERF3Workshop.pdf

Heidbach, O., M., Rajabi, K., Reiter, M., Ziegler, and the WSM Team (2016). *World Stress Map Database Release 2016*, *GFZ Data Services*, http://doi.org/10.5880/WSM.2016.001

Heidbach, O., Rajabi, M., Cui, X., Fuchs, K., Müller, B., Reinecker, J., Reiter, K., Tingay, M., Wenzel, F., Xie, F., Ziegler, M. O., Zoback, M. L. y Zoback, M. D. (2018). *The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales*. Tectonophysics, 744,484-498. http://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007

Hey, R. (1977). *Tectonic evolution of the Cocos–Nazca spreading center*. GSA Bulletin, 88(10): 1404–1420. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1404:TEOTCS>2.0.CO;2

INGEOMINAS (1999). *Actualización catálogo de sismos de Colombia para estudios de amenaza sísmica 1566 – 1998*. Datos de hipocentros e intensidades. Informe interno, 18 p.

INGEOMINAS, Corpoquindío, Universidad del Quindío, (1999). *Estudio de amenaza sismica en los 26 municipios del Eje Cafetero, afectados por el sismo del 25 de enero de 1999*. Armenia: Forec, 151 p.

ISC-International Seismological Centre (2022a). *On-line Bulletin*. https://doi.org/10.31905/D808B830

ISC-International Seismological Centre (2022b). *ISC-GEM Earthquake Catalogue*. https://doi.org/10.31905/d808b825

ISC-International Seismological Centre (2022c). *ISC-EHB dataset*. https://doi.org/10.31905/PY08W6S3

IPSN - Institute de Protection et de Sureté Nucléaire (1993). *Sismotectonique de la France Metropolitaine dans son Cadre Géologique et Géophysique*. Mémoires de la Société Géologique de France. Vol 1, 76 p.; Vol 2, 24 pl, 1 carte

ITEC - ISA (1988). *Actualización de la Información Sísmica de Colombia*. ITEC Ltda., Ingenieros Consultores, Bogotá. 26 p.

Jachens, R. C., Simpson, R. W., Blakely, R. J., Saltus, R. W. (1989). *Isostatic residual gravity and crustal geology of the United States*. Geological Society of America Memoir, 172, 405-424

Jiménez, E. (1997). *Caracterización sismotectónica del sismo de Páez Cauca 06/06/1994*. Trabajo de grado Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia – UPTC, Sogamoso

Jones, P. B. (1995). *Geodinamic evolution of the Eastern Andes, Colombia. An alternative hypothesis*. Petroleum Basins of South America, American Association of Petroleum Geologists, https://doi.org/10.1306/M62593C34

Jordan T. H. (1975). *The Present-day Motion of the Caribbean Plate*. Journal of Geophysical Research, 80: 4433-4439

Justice, C. O., Townshend, J. R. G., Vermote, E. F., Masuoka, E., Wolfe, R. E., Saleous, N., Roy, D. P., Morisette, J. T. (2002). *An overview of MODIS Land data processing and product status*. Remote sensing of Environment, 83(1-2), 3-15

Kay, S. y Mpodozis (2021). *The Andes*. Encyclopedia of Geology, second edition

Kellogg, J. N., Dixon, T. y Neiland, R. (1989). *Central and South American GPS Geodesy*. EOS Transactions, 70: 649-656

Kellogg, J. N. y Vega, V. (1995). *Tectonic development of Panama, Costa Rica and Colombian Andes: Constraints from global position system geodetic studies and gravity*. Geological Society of America Bulletin. Special paper 295:75-90

Kijko, A. y Sellevoll, M. (1989). *Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I. Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes*. Bulletin of the Seismological Society of America, 79(3), 645-654. Doi: 10.1785/BSSA0790030645

Kijko, A. (2004). *Estimation of the Maximum Earthquake Magnitude, Mmax*. Pure and Applied Geophysics, 161, 1-27. Doi: 10.1007/s00024-004-2531-4

Kley, J., Monaldi, C. R. (1999). *Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation?* Geology 26 (8), 723–726

Kreemer, C., Blewitt, G. y Klein, E. C. (2014). *A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model*. Geochemistry Geophysics Geosystems, 15, 3849-3889

Laske, G., Masters, G., Ma, Z. y Pasyanos, M. (2013). *Update on Crust 1.0: A 1-Degree Global Model of Earth's Crust*. Geophysical Research Abstracts, 15; Abstract EGU2013-2658. http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html

Lonsdale, P. (2005). *Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon Plate*. Tectonophysics. 404. 237-264. 10.1016/j.tecto.2005.05.011

López L. C., Ojeda G. Y. (2006). *Heat flow in the Colombian Caribbean from the bottom simulating reflector (BSR)*. CT&F -Ciencia, Tecnología y Futuro, ISSN-e 0122-5383, Vol. 3, Nº. 2, 2006, págs. 29-39

Lucazeau, F. (2019). *Analysis and Mapping of an Updated Terrestrial Heat Flow Data Set*. Geochemistry Geophysics Geosystems, 20(8), 4001-4024. Doi: 10.1029/2019gc008389

Majorowicz, J., Polkowski, M. y Grad, M. (2019). *Thermal properties of the crust and the lithosphere–asthenosphere boundary in the area of Poland from the heat flow variability and seismic data*. International Journal of Earth Sciences, 108(2), 649-672

Mann, P. (1999). *Chapter 1 Caribbean sedimentary basins: classification and tectonic setting from Jurassic to present.* Sedimentary Basins of the World, Elsevier, Volume 4, 1999, Pages 3-31, ISSN 1874-5997, ISBN 9780444826497, https://doi.org/10.1016/S1874-5997(99)80035-5

Markropoulos, K. C. y Burton, P. W. (1983). *Seismic risk of circum-Pacific earthquakes I. Strain energi release*. Pure and Applied Geophysics (121), 247-267

Martínez Catalán, J. R. (2002). *Geología Estructural y Dinámica Global*. Curso 2002/2003. Departamento de Geología, Universidad de Salamanca

Martos, Y. M., Catalán, M., Jordan, T. A., Golynsky, A., Golynsky, D., Eagles, G. y Vaughan, D. G. (2017). *Heat flux distribution of Antarctica unveiled*. Geophysical Research Letters, 44(22), 11-417

Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F. y Ghafory-Ashtiani (2005). *Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquake and geodetic data*. Geophysical Journal International, 160(1), 217-226. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02465.x

Mazzotti, S., Leonard, L., Cassidy, J., Rogers, G. y Halchuk, S. (2011). *Seismic hazard in western Canada from GPS strain rates versus earthquake catalog*. Journal of Geophysical Research, Vol. 116(B12). Doi: 10.1029/2011JB008213

McKenzie, D. P. (1969). *The relationship between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses*. Bulletin of the Seismological Society of America, 59, 591-601

Molnar P. y Sykes, L. R. (1969). *Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity*. Geological Society of America Bulletin, 80: 1639-1684

Monsalve, H. (1998). *Geometría de la subducción de la placa de Nazca en el noroeste de Colombia: implicaciones tectónicas y sísmicas*. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 107 p.

Monsalve, H. (2001*). El Sismo de Armenia (Colombia) del 25 de Enero de 1999: Un Analisis Telesismico de Ondas de Cuerpo, Observaciones de Campo y Aspectos Sismotectónicos*. Universidad del Quindío

Montejo, J., Arcila, M., y Zornosa, D. (2023). Integrated Seismic Catalog for Colombia. Boletín Geológico. Boletín Geológico, 50(1). https://doi.org/10.32685/0120-1425/bol. geol.50.1.2023.665

Mora-Páez, H., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., Mencin, D., Fernandes, R. MS, Diederix, H., LaFemina, P., Cardona-Piedrahita, L., Lizarazo, S., Peláez-Gaviria, J., Díaz-Mila, F., Bohórquez-Orozco, O., Giraldo-Londoño, L., Corchuelo-Cuervo, J. (2019). *Crustal deformation in the northern Andes–A new GPS velocity field*. Journal of South American Earth Sciences 89, 76-91

Müller, R. D; Royer, J-Y., Cande, S. C., Roest, W. R. y Maschenkov, S. (1999). *New constraints on the late cretaceous/tertiary plate tectonic evolution of the Caribbean.* En: Mann, P. (Ed.). Sedimentary Basins of the World, 4. Elsevier Science. 736 p. Amsterdam

Muñoz Martín, A., Cloetingh, S., De Vicente, G., Andeweg, B. (1998). *Finite-element modelling of Tertiary paleostress fields in the eastern part of the Tajo Basin (central Spain)*. Tectonophysics, 300 (1-4): 47-62

Olaiz, A. J., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Vegas, R., Cloetingh, S. (2009). *European continuous active tectonic strain–stress map*. Tectonophysics, 474: 33-40. doi:10.1016/j.tecto.2008.06.023

Pagani, M., Monelli, D., Weatherill, G., Danciu, L., Crowley, H., Silva, V., Henshaw, P., Butler, L., Panzeri, L., Simionato, M., Vigano, D. (2014). *OpenQuake Engine: An Open Hazard (and Risk) Software for the Global Earthquake Model*. Seismological Research Letters, 85(3), 692-702. Doi: 10.1785/0220130087

Pennington, W. D. (1981). *Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America*. Journal of Geophysical Research, 86: 10753-10770

Pérez, O. J., y Aggarwal, Y. P. (1981). *Present-day tectonics of the southeastern Caribbean and northeastern Venezuela*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 86(B11), 10791–10804. Doi: 10.1029/jb086ib11p10791

Popper, K. (1963). *Conjeturas y refutaciones: El crecimiento del pensamiento científico*. Paidós Barcelona. 1981

Poveda, E., Monsalve, G., y Vargas, C. A. (2015). *Receiver functions and crustal structure of the northwestern Andean region, Colombia*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120, 2408– 2425. https://doi.org/10.1002/2014JB011304

Poveda, E., Julià, J., Schimmel, M. y Pérez-García, N. (2018). *Upper and middle crustal velocity structure of the Colombian Andes from ambient noise tomography: Investigating subduction-related magmatism in the overriding plate*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(2), 1459-1485

Quintero, W. (2004). *Mapa de Anomalías Gravimétricas de Bouguer Total Versión 2.0.* Escala 1 : 2 000 000. Bogotá: INGEOMINAS

Quintero, W., Ladino, A., Lozano, E., Bolívar, O., Zamora, N., Rincón, J. y Puentes, M. (2014). *Mapa de profundidad de la isoterma de Curie para Colombia*. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano

Quintero, W., Campos-Enríquez, O. y Hernández, O. (2019). *Curie point depth, thermal gradient, and heat flow in the Colombian Caribbean (northwestern South America).* Geotherm Energy 7, 16. https://doi.org/10.1186/s40517-019-0132-9

Ramírez, J. E. (1975). *Historia de los terremotos en Colombia*. Bogotá. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Subdirección de Investigaciones y Divulgación Geográfica, 250 p.

Ramos, V. (1999). *Plate tectonic setting of the Andean Cordillera*. Episodes Journal of International Geoscience 22 (3), 183-190

Ranalli, G., y Murphy, D. C. (1987). *Rheological stratification of the lithosphere*. Tectonophysics, 132(4), 281-295

Reches, Z. (1978). *Analysis of faulting in three-dimensional strain fields*. Tectonophysics, 47: 109-129

Reches, Z. (1983). *Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis*. Tectonophysics, 95: 133-156

Reches, Z., Baer, G. y Haztor, Y. (1992). *Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data*. Journal of Geophysical Research, 97 (B9): 12481-12493

Reguzzoni, M. y Sampietro, D. (2015). *GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data*. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. 35 https://doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002

Reiter, L. (1991). *Earthquake Hazard Analysis: issues and insights*. Columbia University Press

Riguzzi, F., Crespi, M., Devoti, R., Doglioni, C., Pietrantonio, G. y Pisana, A. R. (2012). *Geodetic strain rate and earthquake size: New clues for seismic hazard studies*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 206-207, 67-75. Doi: 10.1016/j.pepi.2012.07.005

Rivera, L. A. (1989). *Inversion du tenseur des contraintes et des mécanismes au foyer à partir de dones de polarité pour une population de séismes*. Thése de Doctorat. Université Louise-Pasteur de Strasbourgh. 266 pp.

Rodríguez Zurrunero, A. (2021). *Estructura cortical y procesos activos en el margen septentrional de La Española: aplicación a la caracterización de fuentes tsunamigénicas*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 312 pp.

Romito, S. y Mann, P. (2020). *Tectonic terranes underlying the present-day Caribbean plate: Their tectonic origin, sedimentary thickness, subsidence histories, and regional controls on hydrocarbon resources*. Geological Society, London, Special Publications. 504. SP504-2019. 10.1144/SP504-2019-221

Roy, R. F., David, D., Blackwell, F. B. (1968). *Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces*, Earth and Planetary Science Letters, Volume 5, Pages 1-12, ISSN 0012-821X

Salcedo, H. (1995). *Deformación sísmica en las zonas sismoactivas de Chocó y el "Nido" de Bucaramanga*. Boletín Geológico Ingeominas, volumen 35, N. 1, 16 p.

Salcedo E. (1999). *Estudio de Sismicidad Histórica en la Región de Bucaramanga (Colombia)*. Rev. Acad. Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Vol. XXIII, No. 87. p. 233-248

Salcedo, E. (2002). *Sismicidad histórica y análisis macrosísmico de Bucaramanga*. Boletín Geológico INGEOMINAS, No. 40. Santafé de Bogotá. 180 p.

Salcedo E., Romero M. D., Vallejo-Chocué M. A. y Cortés M. A. (2004). *Estudio de sismicidad histórica*. Proyecto de Microzonificación Sísmica de la ciudad de Cali. INGEOMINAS - UNIVALLE

Salgado Gálvez, M., Bernal, G., y Cardona, O. D. (2016). *Evaluación probabilista de la amenaza sísmica de Colombia con fines de actualización de la Norma Colombiana de Diseño de Puentes CCP-14*. Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería, 32 (4), 230-239. doi:10.1016/j.rimni.2015.07.001

Sánchez, L., Drewes, H. (2016). *SIR15P01: Multiyear solution for the SIRGAS Reference Frame*, open access, doi: 10.1594/PANGAEA.862536, supplement to: Sánchez L. Drewes H. (2016): Crustal deformation and surface kinematics after the 2010 earthquakes in Latin America. Journal of Geodynamics. Doi: 10.1016/j.jog.2016.06.005

Sandwell, D. T. y Wessel, P. (2016). *Interpolation of 2-D Vector Data Using Constraints from Elasticity*. Geophysical Research Letters, 43, 10,703-10,709. doi: 10.1002/2016GL070340

Sarabia Gómez, A. M., Barbosa Castro, D. R. y Arcila Rivera, M. M. (2022). *Macroseismic intensity data and effects of significant earthquakes in Colombia based on historical seismicity studies*. Boletín Geológico, 49 (2). https://doi.org/10.32685/0120-1425/bol.geol.48.2.2021.638

Sarmiento-Rojas, L. (2001). *Mesozoic Rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes; Inferences from tectonic models*. Ecopetrol-Netherlands Research, School of Sedimentary Geology, Bogotá, Publication 295

Sarria, A. (1995). *Ingeniería Sísmica*. Segunda Edición. Ediciones Uniandes. Bogotá, Colombia

Sebrier, M., Mercier, J. L., Megard, F., Laubacher, G. y Carey-Gailhardis, E. (1985). *Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the entral Andes of Peru*. Tectonics, 4: 739-780

Shen, Z. K., Wang, M., Zeng, Y., y Wang, F. (2015). *Optimal interpolation of spatially discretized geodetic data*. Bulletin of the Seismological Society of America, 105, 2117-2127

Simpson, R. W., Jachens, R. C., Blakely, R. J., Saltus, R. W. (1986). *A New Isostatic Residual Gravity Map of the Conterminous United States with a Discussion on the Significance of Isostatic Residual Anomalies*. Journal of Geophysical Research, 91, B8, 8348-8372

Smith, W. H. F. y Sandwell, D. T. (1997). *Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings*. Science 277: 1956-1962. (En: http://topex.ucsd.edu/marine_topo/mar_topo.html)

Stephan, J. F. (1982). *Évolution géodynamique du domaine Caraïbe, andes et chaîne Caraïbe, sur la tranversale de Barquisimeto (Venezuela)*. PhD Thesis, Paris, 512 pp.

Stephan, J. F., Blanchet, R., De Lepinay, B. M. (1986). *Northern and Southern Caribbean Festoons (Panama, Colombia-Venezuela and Hispaniola-Puerto Rico), Interpreted as Pseudosubductions Induced by the East-West Shortening of the Pericaribbean Continental Frame*. Developments in Geotectonics. The Origin of Arcs, 401–422. doi:10.1016/b978-0-444-42688-8.50022-9

Stepp, J. (1972). *Analysis of Completeness of the Earhquake Sample in the Puget Sound Area and Its Effect on Statistical Estimates of Earthquake Hazard*. NOAA Environmental Research Laboratories

Stevens, V. y Avouac, J. (2021). *On the relationship between strain rate and seismicity in the India-Asia collision zone: implication for the probabilistic seismic hazard*. Geophysical Journal International, 226, 220-245. doi:10.1093/gji/ggab098

Stewart, I. S. y Hancock, P. L. (1994). *Neotectonics*. In PL. Hancock (Ed.), Continental Deformation (pp. 370 - 409). Pergamon Press

Sun, M., Bezada, M. J., Cornthwaite, J., Prieto, G. A., Niu, F. y Levander, A. (2022). *Overlapping slabs: Untangling subduction in NW South America through finite-frequency teleseismic tomography*. Earth and Planetary Science Letters, 577, 117253

Taboada A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C. (2000). *Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia)*. Tectonics, 19, 5: 787-813

Toussaint J.F. (1991). *El terreno Cuna y su relación con el Bloque Andino*. Boletín de Ciencias de la Tierra, 10: 75 – 94

Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T. y Mora, H. (2002). *Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations*. Journal of South American Earth Sciences, 15(2), 157-171

Uieda, L., Tian, D., Leong, W. J., Toney, L., Schlitzer, W., Grund, M., Newton, D., Ziebarth, M., Jones, M., Wessel, P. (2021). *PyGMT: A Python interface for the generic mapping tools*. https://doi.org/10.5281/ZENODO.4522136

Urhammer, R. (1986). *Characteristics of Northern and Central California Seismicity*. Earthquake Notes, 57, 1

van der Meer, D. G., van Hinsbergen, D. J. J. y Spakman, W. (2018). *Atlas of the Underworld: slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity*. Tectonophysics 723, p. 309-448

Vargas, C. A., Pujades, L. G., Ugalde, A., Canas, J. A. (2002). *Estado de deformación y esfuerzos en el territorio colombiano*. Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exáctas, Físicas y Naturales, 26 (100): 373-391

Vargas, C. y Mann, P. (2013). *Tearing and Breaking Off of Subducted Slabs as the Result of Collision of the Panama Arc-Indenter with Northwestern South America*. Bulletin of the Seismological Society of America. 103. 2025-2046. 10.1785/0120120328

Weatherill, G. (2014). *OpenQuake Hazard Modeller's Toolkit - User Guide*. Technical Report, GEM Foundation

Wessel, P. y Smith, W. H. F. (1998). *New improved versión of Generic Mapping Tools released*. Eos Trans AGU, 79 (47): 579. doi:10.1029/98EO00426

Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J. y Wobbe, F. (2013). *Generic Mapping Tools: Improved Version Released*. Eos Trans. AGU, 94 (45), 409

Weston, J., Engdahl, E. R., Harris, J., Di Giacomo, D., Storchak, D. A. (2018). ISC-EHB: *Reconstruction of a robust earthquake dataset*. Geophysical Journal International. doi:10.1093/gji/ggy155

Woo, G. (1996). *Kernel Estimation Methods for Seismic Hazard Area Source Modeling*. Bulletin of the Seismological Society of America, 86(2), 353-362. Doi: 10.1785/BSSA0860020353

Wortel, R. y Cloetingh, S. (1981). *On the origin of the Cocos-Nazca spreading center*. Geology 9 (9): 425–430. Doi: https://doi.org/10.1130/0091-7613(1981)9<425:OTOOTC>2.0.CO;2

Wortel, M. J. R. y Cloetingh, S. A. P. L. (1985). *Accretion and lateral variations in tectonic structure along the Peru-Chile Trench*. Tectonophysics, 112: 443-462

Woessner, J., y Wiemer, S. (2005). *Assessing the Quality of Earthquake Catalogues: Estimating the Magnitude of Completeness and Its Uncertainty*. Bulletin of the Seismological Society of America, 95(2), 684–698

Zaliapin, I., y Ben-Zion, Y. (2013). *Earthquake clusters in southern California I: Identification and stability*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118, 1-18. doi:10.1002/jgrb.50179

Zoback, M. L. (1992). *First- and second-order patterns of stress in the litosphere: The World Stress Map Project*. Journal of Geophysical Research, 97: 11703-11728

Zoback, M. L., Zoback, M. D., Adams, J., Assumpçao, M., Bell, S., Bergman, E. A., Blümling, P., Brereton, N. R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H. K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., ..., Zhizhin, M. (1989). *Global patterns of tectonic stress*. Nature, 341: 291-298

Zheng, Y.-F. (2021). *Plate Tectonics.* Encyclopedia of Geology, 2nd edition, p. 744-758, Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00058-8

Material suplementario

Mecanismos focales analizados con resultados del modelo de deslizamiento para cada mecanismo individual:

Tiempo de origen (UTC); glat: latitud; glon: longitud; depth: Profundidad; Mw: magnitud de momento; Planos nodales (strike, dip, rake); Tipo: Tipo de falla; k´: factor de forma del elipsoide; Dey: Dirección de máximo acortamiento; R: Inverso; R_SS: Inverso direccional; SS_R: Direccional inverso; SS: direccional; SS_N: direccional normal; N_SS Normal direccional; N: normal

No	Tiempo de Origen	glat	glon	depth	Mw	Planos nodales						Modelo de Deslizamiento		
						strike	dip	rake	strike	dip	rake	Tipo	K´	Dey
1	1976/04/09 07:08:52	0,7771	-79,599	20,7	6,6	32	22	136	164	75	74	CU	-1,0783	78,2
2	1976/07/11 16:54:34	7,4056	-78,327	17,5	6,7	74	63	171	167	82	27	DI	-4,4339	93,2
3	1976/07/11 20:41:51	7,3594	-78,127	8,8	7,3	78	67	161	176	72	24	DI	-4,1240	119,4
4	1977/05/08 16:45:15	-1,174	-81,076	10	5,5	336	16	63	184	76	97	CU	-1,0159	92,1
5	1977/08/07 07:08:06	8,4233	-82,924	27	6,0	325	33	115	116	61	75	CU	-1,0559	33,6
6	1977/08/08 07:00:06	6,9618	-77,811	23	5,4	287	19	25	173	82	108	CU	-1,0954	80,7
7	1977/08/31 00:42:06	7,3523	-76,192	26	6,5	101	17	-175	7	89	-74	RU	0,0822	6,7
8	1977/12/11 16:22:07	9,5598	-69,512	2,2	5,4	170	38	83	359	52	95	CU	-1,0057	85,5
9	1978/01/21 08:19:32	6,4137	-72,301	32,8	5,4	94	35	-12	194	83	-124	ND	0,4452	18,7
10	1978/02/16 03:47:24	5,4037	-77,686	14,2	5,6	249	36	-77	53	55	-100	RU	0,0207	58,8
11	1978/04/04 21:11:41	10,031	-77,801	17	6,3	171	52	-151	62	68	-42	ND	0,9039	39,4
12	1978/04/28 04:28:34	11,94	-72,55	50	5,1	325	23	-16	70	84	-112	ND	0,1612	72,4
13	1978/06/15 08:18:29	5,6167	-82,761	19,8	6,1	357	74	169	90	80	17	DI	-9,1226	32,2
14	1978/08/02 23:59:22	7,3865	-77,047	20,9	5,5	21	40	38	260	67	123	ID	-1,3451	155,4
15	1978/08/08 02:58:35	7,0226	-72,111	16	5,1	161	35	90	341	55	90	ID	-1,0000	71,0
16	1979/03/01 14:33:13	0,5811	-80,054	12,4	5,7	23	24	116	175	69	79	CU	-1,0328	89,0
17	1979/05/05 20:04:58	8,464	-70,923	12,4	5,4	119	53	4	26	87	143	DI	-2,7376	112,4
18	1979/05/21 20:21:42	6,7466	-73,392	35	5,5	170	48	45	47	59	128	ID	-1,3815	113,8
19	1979/06/27 09:50:06	7,1654	-82,298	11,4	6,3	5	76	173	96	83	14	D	-13,7913	31,9
20	1979/06/30 08:33:01	7,057	-82,352	15,5	5,5	4	64	-173	271	84	-26	DN	3,9752	78,9
21	1979/07/01 20:38:06	8,2964	-82,986	24,8	6,2	146	32	-106	345	59	-80	RU	0,0227	159,8
22	1979/07/02 06:18:07	8,3102	-83,058	12,2	5,5	283	32	40	157	70	115	ID	-1,1973	58,3
23	1979/12/12 07:59:06	1,5491	-79,312	29,9	8,1	30	16	118	181	76	83	CU	-1,0170	92,9
24	1979/12/13 05:37:49	2,4448	-79,303	26,7	6,3	45	19	107	207	72	84	CU	-1,0091	118,9
25	1979/12/31 23:07:24	1,9534	-79,022	28,7	6,0	31	21	129	170	74	76	CU	-1,0536	83,9
26	1980/01/07 00:33:38	2,9036	-78,754	28,6	5,3	30	15	114	185	77	84	CU	-1,0112	96,7
27	1980/01/26 15:27:16	2,3423	-79,476	24,8	5,6	12	22	76	207	69	95	CU	-1,0083	115,0
28	1980/02/04 00:56:07	5,5357	-82,643	2,5	5,9	1	77	173	93	83	13	D	-15,4550	29,6
29	1980/03/22 00:58:01	5,6286	-82,656	22,7	5,4	2	77	179	92	89	13	D	-19,6492	6,4
30	1980/05/02 01:47:04	7,2749	-72,077	10	5,3	226	28	147	345	75	66	ID	-1,1835	82,3
31	1980/05/11 09:26:01	1,7378	-80,415	35	5,5	330	56	172	65	83	34	DI	-3,0674	164,1
32	1980/07/30 06:56:17	5,1622	-82,638	6,9	6,3	4	72	-171	272	81	-19	DN	6,8203	67,6
33	1980/08/18 15:07:53	-2	-80,072	51,7	5,9	19	27	36	256	75	112	ID	-1,1559	159,8
34	1980/09/03 22:12:40	3,1638	-78,119	31	6,1	1	20	85	186	70	92	CU	-1,0009	95,7
35	1980/11/26 17:35:38	7,9287	-72,416	12	5,2	57	64	170	151	81	26	DI	-4,6183	78,9
36	1981/01/02 07:37:02	2,0182	-79,217	25,6	5,9	26	42	-128	252	58	-61	ND	0,2034	55,6
37	1981/01/03 01:23:41	2,1037	-79,166	32,5	5,4	253	24	-39	20	75	-109	ND	0,1097	25,1
38	1981/01/07 07:01:41	1,9438	-79,23	26,1	5,5	32	33	-114	240	60	-75	RU	0,0529	52,4
39	1981/04/27 22:53:14	6,9224	-76,433	9,4	5,4	5	75	-11	98	79	-165	DN	8,9051	133,5
40	1981/05/06 21:36:07	-2,017	-81,069	28	6,4	339	17	81	168	73	93	CU	-1,0021	77,6