



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Estudio de procesos sísmicos a través de transferencia de esfuerzos en la costa Pacífica, sur de Colombia

Edwin Fabián Mayorga López

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de ciencias

Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2016

Estudio de procesos sísmicos a través de transferencia de esfuerzos en la costa Pacífica, sur de Colombia

Edwin Fabián Mayorga López

Tesis presentada como requisito para optar al título de:
Magister en Ciencias Geofísica

Director:
Ph.D. John Jairo Sánchez Aguilar

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de ciencias
Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia
2016

A mi familia y amigos.

Agradecimientos

Mi más profundo agradecimiento a todas aquellas personas que con diferentes aportes colaboraron en la elaboración de la presente tesis.

A mi familia por su permanente apoyo y compañía durante todos mis proyectos.

A mis compañeros, especialmente a Mario Angarita, Camilo Caicedo, Sebastián Gómez, Diana Ospina, David Bolívar, Carlos Fajardo, Esteban Poveda & Nelson Pérez, con quienes compartí gran parte de la maestría, gracias por sus aportes académicos y su valiosa amistad.

A mi director de tesis el Ph.D. John Jairo Sánchez Aguilar, quien me orientó de forma continua y oportuna, me aconsejó, me brindó su amistad y permitió que se realizara mi tesis y otros proyectos en común. Profesor, muchas gracias por su influencia tanto en mi formación académica como en mi formación integral.

Resumen

Seis modelos alternativos de distribución de dislocación durante el gran terremoto en Esmeraldas (1906, $Mw=8,8$) se usan para computar los cambios de esfuerzo tipo Coulomb sobre dos tipos de fallas específicas y sobre fallas de rumbo óptimas a lo largo de la región pacífica colombo-ecuatoriana. Los cambios de esfuerzo en el rango $-0.5-0.5$ Mpa proyectados sobre fallas específicas varían espacialmente dependiendo de la configuración de la falla objetivo (buzamiento y sentido de movimiento): El movimiento a lo largo de fallas inversas de bajo ángulo sería inhibido mientras que el movimiento a lo largo de fallas de rumbo cuasi-verticales sería favorecido en la región sur de la ruptura e inhibido en la región norte de la ruptura. Los patrones de cambios de esfuerzos tipo Coulomb sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas localizadas en el lado continental de la ruptura no dependen fuertemente del tensor de esfuerzos regional, sugieren que el movimiento a lo largo de muchas fallas y segmentos de fallas podría ser facilitado y exhibe buena correlación espacial con la sismicidad superficial. La ruptura modelada durante el sismo de Esmeraldas en 1906 es comparada con el reciente sismo de Maule, Chile (2010, $Mw=8,8$) y los resultados pueden ayudar en el mejoramiento de los estimados actuales de amenaza y en el grado de preparación en la región pacífica colombo-ecuatoriana.

Palabras clave: Terremoto Esmeraldas 1906, transferencia de esfuerzos tipo Coulomb, costa pacífica colombo-ecuatoriana, riesgo sísmico en Colombia, acumulación de esfuerzos.

Abstract

Six alternative models of slip distribution during the 1906 Esmeraldas ($Mw=8.8$) megathrust earthquake are used to compute Coulomb stress changes on two types of specific faults and onto optimal strike-slip faults along the Colombia-Ecuador Pacific region. Coulomb stress changes in the range $-0.5 - 0.5$ MPa projected on specific faults varies spatially depending on target fault configuration (dip and sense of motion): Slip along low-angle reverse faults would be inhibited whereas slip along near-vertical strike-slip faults would be facilitated in the southern rupture region and inhibited in the northern rupture region. The patterns of Coulomb stress changes on optimal strike-slip faults located on the landward side of the 1906 rupture is not strongly dependent on the regional stress tensor, suggests that motion along many faults and fault segments might be facilitated, and exhibits fairly good spatial correlation with shallow seismicity. The modelled 1906 Esmeraldas earthquake rupture is compared to the recent 2010 $Mw=8.8$ Maule, Chile, earthquake and the results may aid in improving current hazard estimates and degree of preparedness in the Colombia-Ecuador Pacific region.

Keywords: 1906 Esmeraldas earthquake, Coulomb transfer efforts, Colombian-Ecuadorian Pacific coast, seismic risk in Colombia, stress build up.

Contenido

Agradecimientos	vii
Resumen	ix
Lista de figuras	xiii
Lista de tablas	1
1. Introducción	2
1.1. Estado del arte	2
1.1.1. Estudios relacionados a la transferencia de esfuerzos tipo Coulomb.	2
1.1.2. Estudios relacionados a la sismicidad en Colombia	4
2. Método y Datos	12
2.1. Transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb. Ruptura de Coulomb.	12
2.1.1. Caso Bidimensional: Cambio de esfuerzos de Coulomb en fallas de orientación específica.	14
2.1.2. Caso Bidimensional: Cambio de esfuerzos de Coulomb en fallas de óptimamente orientadas.	16
2.2. Datos.	18
2.2.1. Modelos de ruptura durante el sismo de 1906.	18
2.2.2. Modelado fallas específicas en la región de ruptura del sismo de Esmeraldas de 1906.	22
2.2.3. Modelado de fallas de rumbo óptimamente orientadas en la región de ruptura del sismo de Esmeraldas de 1906	25
3. Resultados y discusión	27
3.1. Modelando los grandes terremotos del Pacífico colombo-ecuatoriano.	36
3.1.1. Potencial acumulación de esfuerzos (<i>Stress build-up</i>)	42
3.1.2. Relación con el terremoto de Pedernales-Ecuador (16 de abril de 2016)	46
4. Conclusiones	50
Bibliografía	51

A. Anexos

56

Lista de Figuras

1-1.	Mapa del noroccidente de Sur América con la localización y área de ruptura aproximada del sismo de enero 31 de 1906. Estrella Negra = epicentro del sismo 1906, estrella gris = epicentro del sismo 1942, estrella café = epicentro del sismo 1958, estrella verde = epicentro sismo 1979 y Polígono = zona de ruptura aproximada para el sismo de 1906 (Kanamori and McNally, 1982) .	9
2-1.	Fuerzas principales que actúan sobre un plano de ruptura. τ Es el esfuerzo de cizalla, σ_n es el esfuerzo normal al plano, τ_0 es la suma de la cohesión y la resistencia friccional a la cizalla, y p es la presión de fluidos.	13
2-2.	Modificada de King et al. (1994). Nomenclatura del sistema de ejes utilizado en el desarrollo del modelo de transferencia de esfuerzos de Coulomb. La compresión y los esfuerzos de cizalla lateral-derecha se toman como positivos. Recordando que el eje z es perpendicular a este plano.	15
2-3.	Modificada de King et al. (1994). Cambio de esfuerzos de Coulomb sobre fallas paralelas a la principal como consecuencia del movimiento lateral derecho (forma destrosa) de la falla. El color rojo implica aumento de esfuerzos de Coulomb mientras que el morado implica descenso. Los paneles muestran una vista en planta de la falla vertical de rumbo (strike-slip) en un semi espacio elástico, con deslizamiento impuesto que disminuye hacia el final de la falla. .	16
2-4.	Modificada de King et al. (1994). Cambio de esfuerzos de Coulomb sobre planos de rotura óptimamente orientados. El color rojo implica aumento de esfuerzos y el morado disminución. Representación de la ecuación (2-18). . .	18
2-5.	Distribución de la dislocación para los modelos M1-M6. La zona de ruptura en los modelos M1-M5 tiene dimensiones de 500 km x 180 km y en el modelo M6 tiene dimensiones de 447 km x 125 km. En todos los modelos se ha subdividido la zona de ruptura en 40 elementos de falla (rectángulos).	20
2-6.	Mapa de la región de estudio. Se muestran 23 mecanismos focales reportados entre 1976-2011 (GCMT, 2015), considerados para los modelos de fallas específicas (Tabla 2-2). Se usan proyecciones en la parte inferior de la esfera focal, las áreas negras representan compresiones y las áreas blancas dilataciones. Líneas negras: Fallas de la región. Líneas rojas: Fallas documentadas (Tabla 2-3) (Paris et al., 2000, SGC, 2015).	23

- 3-1.** Cambios de esfuerzos Coulomb producidos durante una ruptura según el modelo M1 (Tabla **2-1**). Panel superior: Fallas específicas orientadas ($\phi= 20^\circ$, $\delta= 21^\circ$, $\tau= 112^\circ$). Panel inferior: Fallas específicas con orientaciones ($\phi= 40^\circ$, $\delta= 89^\circ$, $\tau= 180^\circ$), las líneas rojas corresponden a las fallas del grupo 2 (Tabla **2-3**). El recuadro en la parte superior izquierda de cada mapa muestra las orientaciones de las fallas específicas sobre las que se proyectan los cambios de esfuerzos. Los cambios de esfuerzo (MPa) están representados por los colores como se indica en la escala lateral, donde el azul corresponde a cambios negativos de -0.5 MPa y el rojo a cambios positivos de 0.5 MPa. La línea verde representa la ruptura proyectada en superficie. Otras convenciones como en la Figura **2-5**. 28
- 3-2.** Secciones verticales orientadas perpendicularmente a la dirección de la ruptura del sismo de Esmeraldas 1906 (líneas P1, P2 y P3, Figura **3-1** superior). . . 29
- 3-3.** Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M1 (Tabla **2-1**), proyectados sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas. Panel superior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 1 (como la línea 1 de la Tabla **2-4**). Panel inferior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 2 (como la línea 2 de la Tabla **2-4**). Las fallas de rumbo óptimamente orientadas pueden tener muchas orientaciones posibles y mecanismos. Los trazos de falla mostrados no son necesariamente óptimos y no hay información completa acerca de su configuración y sentido de movimiento. Algunas de ellas son fallas de rumbo cuasi-verticales y algunas de ellas son fallas inversas. Las Estrellas negra, gris, café y verde representan los epicentros de los terremotos de 1906, 1942, 1958 y 1979, respectivamente. Círculos: Epicentros de sismos registrados en la región durante 1907-2015 (USGS) con magnitudes $>2,5$ y una profundidad máxima de 35 km. El recuadro en la parte superior izquierda de cada mapa muestra la orientación de las fallas de rumbo y la dirección del esfuerzo principal máximo. 32
- 3-4.** Secciones verticales orientadas perpendicularmente a la dirección de la ruptura del sismo de Esmeraldas en 1906 (líneas P1, P2 y P3, Figura **3-3** panel superior). Convenciones como en la Figura **3-2**. 33
- 3-5.** Mapa de dislocación para los eventos de 1942, 1958 y 1979. El rectángulo más sureño representa el área aproximada de ruptura del sismo de 1942, el rectángulo de latitud intermedia representa el área aproximada de ruptura del sismo de 1958, el rectángulo más norteño representa el área de ruptura del sismo de 1979, las estrellas: gris, café y verde representan los epicentros de los sismos de 1942, 1958 y 1979 respectivamente. Escala de dislocación en metros. 38

- 3-6.** Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M1942 (Tabla **3-2**), proyectados sobre fallas óptimamente orientadas. Panel superior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 1 (línea 1, Tabla **2-4**). Panel inferior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 2 (línea 2, Tabla **2-4**). Las fallas óptimamente orientadas pueden tener muchas orientaciones posibles y mecanismos. Las Estrellas: negra, gris, café y verde representan los epicentros de los terremotos de 1906, 1942, 1958 y 1979, respectivamente. Otras convenciones como en las Figuras **2-5** y **3-1**. 39
- 3-7.** Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M1958 (Tabla **3-2**), proyectados sobre fallas óptimamente orientadas. Otras convenciones como en la Figura **3-6**. 40
- 3-8.** Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M1979 (Tabla **3-2**), proyectados sobre fallas óptimamente orientadas. Otras convenciones como en la Figura **3-6**. 41
- 3-9.** Efecto acumulativo de esfuerzos. Suma de los cambios de esfuerzos de los cuatro eventos (1906, 1942, 1958 y 1979), los cambios de esfuerzos luego de cada uno de los eventos son proyectados sobre fallas óptimamente orientadas (pueden tener muchas orientaciones posibles y mecanismos). Convenciones como en la Figura **3-6**. 43
- 3-10.** Acumulación de esfuerzos. Superposición de los cambios de esfuerzos de los últimos tres grandes eventos (1942, 1958 y 1979), los cambios de esfuerzos en cada uno de los eventos son proyectados sobre fallas óptimamente orientadas. Convenciones como en la Figura **3-6**. 45
- 3-11.** Mecanismo focal asociado al terremoto del 16 de abril de 2016 (GCMT, 2016). Rumbo, buzamiento y ángulo de deslizamiento 39° , 35° y 130° respectivamente. 47
- 3-12.** Acumulación de esfuerzos. Superposición de los cambios de esfuerzos de los últimos tres grandes eventos (1942, 1958 & 1979), los cambios de esfuerzos en cada uno de los eventos son proyectados sobre fallas óptimamente orientadas. Dibujando por medio de la estrella roja el epicentro del sismo de 2016, situado en una región donde la acumulación de los esfuerzos resultante de los últimos tres grandes eventos es positiva, teniendo entonces una relación. Convenciones como en la Figura **3-6**. 48
- 3-13.** Acumulación de esfuerzos. Superposición de los cambios de esfuerzos de los últimos tres grandes eventos (1942, 1958 & 1979), los cambios de esfuerzos en cada uno de los eventos son proyectados sobre fallas óptimamente orientadas. Dibujando por medio de la estrella roja el epicentro del sismo de 2016, puntos color violeta representan 499 réplicas asociadas a este evento, profundidades entre 1 km y 30 km, con magnitudes M_w entre 2,8 y 6,3 (IGEPN, 2016). Convenciones como en Figuras anteriores. 49

A-1. Cambios de esfuerzos Coulomb producidos durante una ruptura según el modelo M2 (Tabla 2-1). Panel superior: Fallas específicas orientadas ($\phi= 20^\circ$, $\delta= 21^\circ$, $\tau= 112^\circ$). Panel inferior: Fallas específicas con orientaciones ($\phi= 40^\circ$, $\delta= 89^\circ$, $\tau= 180^\circ$), Otras convenciones como en la Figura 2-5 , Figura 3-1 y Figura 3-3	56
A-2. Cambios de esfuerzos Coulomb producidos durante una ruptura según el modelo M3 (Tabla 2-1). Panel superior: Fallas específicas orientadas ($\phi= 20^\circ$, $\delta= 21^\circ$, $\tau= 112^\circ$). Panel inferior: Fallas específicas con orientaciones ($\phi= 40^\circ$, $\delta= 89^\circ$, $\tau= 180^\circ$), Otras convenciones como en la Figura 2-5 , Figura 3-1 y Figura 3-3	57
A-3. Cambios de esfuerzos Coulomb producidos durante una ruptura según el modelo M4 (Tabla 2-1). Panel superior: Fallas específicas orientadas ($\phi= 20^\circ$, $\delta= 21^\circ$, $\tau= 112^\circ$). Panel inferior: Fallas específicas con orientaciones ($\phi= 40^\circ$, $\delta= 89^\circ$, $\tau= 180^\circ$), Otras convenciones como en la Figura 2-5 , Figura 3-1 y Figura 3-3	58
A-4. Cambios de esfuerzos Coulomb producidos durante una ruptura según el modelo M5 (Tabla 2-1). Panel superior: Fallas específicas orientadas ($\phi= 20^\circ$, $\delta= 21^\circ$, $\tau= 112^\circ$). Panel inferior: Fallas específicas con orientaciones ($\phi= 40^\circ$, $\delta= 89^\circ$, $\tau= 180^\circ$), Otras convenciones como en la Figura 2-5 , Figura 3-1 y Figura 3-3	59
A-5. Cambios de esfuerzos Coulomb producidos durante una ruptura según el modelo M6 (Tabla 2-1). Panel superior: Fallas específicas orientadas ($\phi= 20^\circ$, $\delta= 21^\circ$, $\tau= 112^\circ$). Panel inferior: Fallas específicas con orientaciones ($\phi= 40^\circ$, $\delta= 89^\circ$, $\tau= 180^\circ$), Otras convenciones como en la Figura 2-5 , Figura 3-1 y Figura 3-3	60
A-6. Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M2 (Tabla 2-1), proyectados sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas. Panel superior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 1 (como la línea 1 de la Tabla 2-4). Panel inferior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 2 (como la línea 2 de la Tabla 2-4). Otras convenciones como en la Figura 2-5 , Figura 3-1 y Figura 3-3	61
A-7. Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M3 (Tabla 2-1), proyectados sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas. Panel superior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 1 (como la línea 1 de la Tabla 2-4). Panel inferior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 2 (como la línea 2 de la Tabla 2-4). Otras convenciones como en la Figura 2-5 , Figura 3-1 y Figura 3-3	62

<p>A-8. Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M4 (Tabla 2-1), proyectados sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas. Panel superior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 1 (como la línea 1 de la Tabla 2-4). Panel inferior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 2 (como la línea 2 de la Tabla 2-4). Otras convenciones como en la Figura 2-5, Figura 3-1 y Figura 3-3.</p>	63
<p>A-9. Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M5 (Tabla 2-1), proyectados sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas. Panel superior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 1 (como la línea 1 de la Tabla 2-4). Panel inferior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 2 (como la línea 2 de la Tabla 2-4). Otras convenciones como en la Figura 2-5, Figura 3-1 y Figura 3-3.</p>	64
<p>A-10 Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M6 (Tabla 2-1), proyectados sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas. Panel superior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 1 (como la línea 1 de la Tabla 2-4). Panel inferior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 2 (como la línea 2 de la Tabla 2-4). Otras convenciones como en la Figura 2-5, Figura 3-1 y Figura 3-3.</p>	65

Lista de Tablas

1-1. Parámetros para los cuatro sismos más grandes que han tenido lugar en la costa Pacífica Colombo-Ecuatoriana. M_s = Magnitud de ondas superficiales, M_o = momento sísmico, M_w = magnitud de momento y M_t = magnitud de tsunami (Kanamori and McNally, 1982)	8
2-1. Parámetros generales de los modelos propuestos.	21
2-2. Parámetros de los mecanismos focales en la región de interés entre 1976-2011 (GCMT, 2015). Los valores resaltados fueron usados para calcular la orientación promedio de las fallas específicas grupo 1.	24
2-3. Parámetros de fallas documentadas (fallas específicas grupo 2) (Paris et al., 2000).	25
2-4. Orientación de esfuerzos principales en la región de estudio (Ocampo and Sánchez, 2014).	25
3-1. Número de terremotos detectados sobre áreas de esfuerzos positivos y negativos cuando se realizan los cálculos de cambios de esfuerzos tipo Coulomb para fallas de rumbo (Figura 3-3), usando las dos posibles orientaciones del campo de esfuerzos regional (Tabla 2-4) y la ruptura de los modelos M1-M6. Un total de 262 terremotos superficiales detectados entre 1907-2015 con profundidades entre 10 kmm – 35 km, dichos epicentros se ilustran en la Figura 3-3	34
3-2. Parámetros generales de los modelos propuestos para los sismos de 1942, 1958 y 1979.	37

1. Introducción

1.1. Estado del arte

1.1.1. Estudios relacionados a la transferencia de esfuerzos tipo Coulomb.

A nivel mundial la aplicación del método de transferencia de esfuerzos de Coulomb es de gran importancia, ya que se usa en concordancia con estudios de amenaza sísmica, además, en la actualidad es uno de los temas con más publicaciones en sismología. A continuación enunciaremos brevemente varios de los trabajos realizados:

Stein et al. (1992) estudiaron el cambio de esfuerzos en el sur de la Falla de San Andrés a causa del sismo de Landers (1992, $M_w=7,4$). El terremoto ocurrió cerca de San Bernardino, un área que no había experimentado sacudidas fuertes desde 1812. Los autores establecieron hipótesis de posibles sismos futuros, utilizando transferencia de esfuerzos tipo Coulomb.

Bufe (2004) realizó un estudio sobre la transferencia de esfuerzos posterior al terremoto de Alaska (1964, $M_w=9,2$). Los resultados indicaron que el método Coulomb es una herramienta potencial en la evaluación de la amenaza sísmica variable en el tiempo y los modelos propuestos coinciden con las zonas donde se nucleó el terremoto de Denali en 2002.

Lin and Stein (2004) modelaron los esfuerzos detonantes de terremotos en zonas de subducción. Examinaron detalladamente los cambios de esfuerzo con la ruptura impartida por los terremotos (1960, $M_w=9,5$ y 1995, $M_w=8,1$) en Chile, encontraron que ambos generaron aumento mayor en el esfuerzo tipo Coulomb al norte comparado con la región sur, e hipotetizaron que la región sur es menos propensa a la ocurrencia de sismos. Asimismo calcularon la transferencia de esfuerzos para el sismo en la falla de San Andrés (1857, $M_w=7,9$) y postularon que este terremoto promovió la ruptura en la falla la cual fue cargada con aproximadamente 8 bares y generó el terremoto en el condado de Kern (1952, $M_w=7,3$).

Rollins and Stein (2010) ilustraron las interacciones entre sismos de $M_w \geq 5,9$ en la zona de Gorda y en la zona de la falla Mendocino, al norte de la Falla de San Andrés, usando transferencia de esfuerzos tipo Coulomb. Todos los sismos de $M_w \geq 5,9$ que han ocurrido en esta región tienen mecanismos focales similares y los cambios de esfuerzos calculados para

esos sismos son consistentes. La ocurrencia de varios sismos $Mw \geq 5,9$ puede haber sido indirectamente influenciada por la sombra de esfuerzos impartida por el terremoto de 1980 de $Mw=7,3$.

Toda et al. (2011a) estudiaron la respuesta sismológica generada en el centro de Japón luego del terremoto de Tohoku (2011, $Mw=9,0$) y realizaron interpretaciones usando el método de transferencia de esfuerzos tipo Coulomb. Propusieron un modelo alternativo donde se observaron asociaciones positivas entre el aumento de sismicidad y el aumento de esfuerzo tipo Coulomb. Al utilizar el método encontraron 11 correlaciones positivas y 3 negativas. La zona sometida a esfuerzos negativos coincide con una región de baja sismicidad (aunque en varios lugares la relación no es muy clara), una zona que coincide con fallas menores de geometrías diferentes a las grandes fallas.

Dionicio and Sánchez (2012) estudiaron los cambios de esfuerzos tipo Coulomb asociados a la secuencia sísmica de Murindó (1992, $Mw=6,6$ y $Mw=7,1$) y relacionaron la distribución de sismicidad con el estado general de esfuerzos en la región. Concluyeron que el sismo precursor de $Mw=6,6$ facilitó la ocurrencia relativamente rápida del sismo principal de $Mw=7,1$ y plantearon que los cambios de esfuerzos resultantes de la secuencia sísmica influenciaron la ruptura de otras fallas relevantes de la región.

Aron et al. (2013) investigaron la segmentación sísmica luego del terremoto de Maule (2010, $Mw=8,8$) en Chile. Usaron datos GPS, tensor de momento y modelos de distribución de la dislocación luego del terremoto, para calcular los esfuerzos estáticos impuestos en la interfaz de subducción. Se evidenció que hay patrones tectónicos que pueden ser persistentes en muchos ciclos sísmicos de la región y formularon que ciertas estructuras a lo largo de la Cordillera de la Costa, pueden indicar la acumulación de segmentos que tienden a ruptura repetitiva en el tiempo. Concluyen que el terremoto puede ser representativo de una carga a lo largo de una gran porción de un segmento de la zona de subducción.

Hayes et al. (2013) estudiaron la sismotectónica del terremoto de Maule (2010, $Mw=8,8$) y la secuencia de réplicas, utilizaron datos de los primeros nueve meses de despliegue de una red sismográfica densa. Con dicha información calcularon la transferencia de esfuerzos estáticos tipo Coulomb para comparar lugares donde se presentaron réplicas con los modelos de transferencia. Encontraron que el 90 % de las réplicas son coincidentes con zonas de esfuerzos positivos.

Parsons et al. (2014) simulaban la visualización de réplicas del sismo principal en American Canyon (2014, $M=6,0$). Calcularon el cambio de esfuerzos de Coulomb como consecuencia del terremoto de 2014, con la preocupación de evidenciar las posibles zonas donde podía ocurrir un terremoto o replica de gran magnitud. Los cálculos se completan dentro de las 24

horas después del sismo principal, fueron hechos sin el beneficio de tener todas las réplicas. El trabajo realizaba prevenciones tempranas luego del terremoto, abordando el método de Coulomb y no otros métodos empíricos o estadísticos, para evaluar con la observación de la evolución de las réplicas no solo a corto sino a largo plazo

Ding and Lin (2014) analizaron la deformación elastomecánica y la transferencia de esfuerzos después del sismo de Valdivia-Chile (1960, $M_w=9,5$) y sus efectos sobre el sismo de Maule-Chile (2010, $M_w=8,8$). Se basan en observaciones geodésicas después del sismo de 1960 que muestran una relajación volumétrica entre 1960 y 2010. El plano de ruptura del terremoto de Maule 2010, tuvo un aumento de esfuerzos de 0,1 bares a 13,1 bares, mientras que en el sismo de 1960 se estimó un aumento de 0,1 bares a 3,2 bares, planteando que estos aumentos pudieron contribuir en la activación del terremoto de 2010.

1.1.2. Estudios relacionados a la sismicidad en Colombia

El norte de los Andes en Colombia es una región compleja, con la unión entre varias placas tectónicas. Consecuentemente, el estado de esfuerzos varía debido a la subducción de la placa Caribe en el N, la subducción del bloque Panamá-Chocó en el NW que se comporta como un indentador rígido en colisión con el norte de los Andes y la subducción de la placa Nazca en el W del norte de los Andes.

Estudios acerca del estado de esfuerzos, con base en inversión de mecanismos focales, revelan tres regiones con esfuerzos relativamente homogéneos en la corteza. La primera región bajo la influencia de la placa Caribe, incluye el segmento norte de la Cordillera Oriental de Colombia y el flanco occidental de la Cordillera Central y se caracteriza por compresión WNW-ESE con fallas principalmente de tipo inverso. La segunda región incluye el SW de la costa Pacífica Colombo-Ecuatoriana, es influenciada por la interacción Nazca-Sur América donde existe compresión generalizada E-W con fallamiento de tipo inverso y en particular en Ecuador la cordillera occidental se caracteriza por incluir una falla inversa con componente de rumbo lateral derecha (Taboada et al., 2000). La tercera región es la más compleja por la interacción Nazca-Caribe-Suramérica que resulta en compresión relativa SW-NE, y donde típicamente la deformación es acomodada a lo largo de fallas de rumbo E-W con movimiento lateral izquierdo (Cortés and Angelier, 2005).

El estado de esfuerzos influye en la ocurrencia de terremotos y Colombia se ha visto afectada por terremotos en tiempos históricos y recientes. Basta recordar varios episodios ocurridos durante el siglo XX:

El 7 de agosto de 1903, se sintió una sacudida fuerte en Bogotá que afectó particularmente

los barrios San Victorino y Chapinero, arrojando objetos al suelo (Ramírez, 1975).

El 31 de enero de 1906, ocurrió un sismo en la frontera con Ecuador catalogado como uno de los sismos más grandes que se han registrado instrumentalmente ($M_w=8,8$). Este terremoto que se sintió desde el valle del Atrato y Medellín en el norte, hasta Guayaquil y Cuenca en el sur de Ecuador, fue precedido de 4 sacudidas fuertes. La destrucción de las costas de Colombia y Ecuador no se debió tanto a la sacudida cosísmica sino al tsunami generado (Ramírez, 1975). Con epicentro a 200 km al occidente de Esmeraldas en la costa Colombo-Ecuatoriana, la ruptura sobre la falla que produjo este sismo ha sido estimada en 500 km x 150 km, localizándose aproximadamente paralela a la línea de costa entre la población de Manta en Ecuador, hasta la ciudad de Buenaventura en Colombia (Kelleher, 1972, Kanamori and McNally, 1982). Este sismo, conocido en la literatura como el sismo de Esmeraldas ocurrió como consecuencia de la ruptura de un segmento en la interface entre las placas Nazca y Suramericana. El tsunami que generó el sismo de Esmeraldas tenía una altura local estimada en ≥ 5 m, destruyendo 49 casas y causando entre 500 y 1.500 fatalidades en Colombia (USGS, 2014).

El 31 de agosto de 1917, se vivió un violento terremoto en Bogotá, que sacudió la capital durante 15 segundos aproximadamente. Durante el día se tuvieron cuatro replicas, decreciendo en intensidad y duración. Hubo daños en casi todos los edificios de la ciudad, la total destrucción de cosas solamente ocurrió en algunos pocos casos. La pérdida de vidas sucedió cuando la torre de la iglesia de Chapinero mató a 6 mujeres, aunque otras muertes debidas a enfermedades del corazón o choques nerviosos se atribuyen indirectamente al terremoto (Ramírez, 1975).

El 16 de enero de 1922, ocurrieron tres sismos de foco profundo, que tuvieron como epicentro la región del Caquetá y el Putumayo, a profundidades aproximadamente de 600 kilómetros, dichos eventos fueron estudiados por D. Vicente Ingleda y Ors. Estos eventos corroboraron la teoría de que en Sur América la profundidad del sismo tiene relación con la distancia a que esté el epicentro de la costa del Pacífico (Ramírez, 1975).

El 13 de diciembre de 1923, los epicentros de una serie de sacudidas fueron localizados en la frontera entre Colombia y Ecuador, el daño ocurrió en un área relativamente pequeña, situada entre las poblaciones de Ipiales y Tulcán. Como resultados de estos, fueron dañadas notablemente las poblaciones de Cumbal, Carlosama, Aldana y Chiles, Túquerres e Ipiales (Ramírez, 1975).

El 4 de febrero de 1938, a 130 kilómetros de profundidad, debajo del departamento de Caldas, se produjo una ruptura en las raíces de la cordillera central de Colombia, generando un sismo que se sintió en toda la nación, desde Barranquilla hasta el Ecuador, y desde el pacífico

hasta los llanos. En Manizales se registraron dos muertos y varios edificios sufrieron, postes del alumbrado cayeron a las calles y una torre del inalámbrico se vino a Tierra (Ramírez, 1975).

El 14 de mayo de 1942, en Ecuador se registró un sismo de gran Magnitud ($M_w \approx 7,6$) que se sintió en una amplia región del territorio colombiano (USGS, 2014).

El 8 de julio de 1950, ocurrió un fuerte sismo en el departamento del Norte de Santander, Colombia, que fue precedido de varias réplicas. El movimiento ondulatorio fue tan fuerte que varias personas no pudieron tenerse en pie y dieron consigo en tierra. Durante el temblor las puertas y las ventanas se desquiciaron y se trancaron por el desnivel de las paredes y en muchos casos el único medio de escape para toda la familia fueron los solares del fondo. El fenómeno causó la muerte de 126 personas y 40 heridos (Ramírez, 1975).

El 14 de febrero de 1952, una gran porción de la república de Colombia fue sacudida por otro temblor que causó gran alarma entre los habitantes de varios departamentos, y daños considerables en Antioquia y en Chocó. Se sintió sobre un territorio de 400.000 kilómetros cuadrados, desde Bogotá hasta Cartagena y desde Santander hasta el Océano Pacífico (Ramírez, 1975).

El 19 de enero y el 1 de febrero de 1958, dos series de sismos conmovieron las costas de Ecuador y Colombia, causando 15 muertos y 45 heridos en el puerto de Esmeraldas (Ecuador) y graves destrozos en distintas poblaciones, principalmente en Tumaco (Colombia). El 30 % de la ciudad de Esmeraldas quedó destruida y entre edificios notables que se derrumbaron estaba el pabellón de niños del hospital en donde perecieron tres de ellos. El sismo principal tuvo una magnitud $M_w=7,7$ (Ramírez, 1975).

El 4 de septiembre de 1966, se presentó un temblor donde el epicentro estuvo situado unos 10 kilómetros al sur de Bogotá y su foco fue muy superficial (5 km), su intensidad llegó a 7 en la escala internacional de 1 a 12 dentro de una pequeña zona entre el centro de Bogotá y de Usme, en la cual se hallan situados los barrios Barranquilla y Santa Librada, que fueron los más gravemente perjudicados. En ellos las víctimas fueron 6 muertos y unos 30 heridos; más de 200 casas quedaron total o parcialmente averiadas (Ramírez, 1975).

El 9 de febrero de 1967, se generó una sacudida telúrica centralizada en el departamento del Huila, causó pérdidas de vidas y daños. Una circunstancia fortuita fue, la época de verano del mes de febrero, detalle que facilitó la pronta apertura de caminos y carreteras cubiertas por derrumbes, favoreció el envío de recursos a las poblaciones y veredas lejanas, dando una tregua a las gentes para reparar sus casas agrietadas o vivir menos mal bajo toldas levantadas en las plazas y en los parques. Este sismo cobró un gran número de víctimas fatales

(Ramírez, 1975).

El 26 de septiembre de 1970, acontecieron tres grandes sismos en Bahía Solano, causaron desastres en la costa chocoana del Pacífico de Colombia y se sintieron en la región central y noroeste del país. Fue esta sin embargo, una catástrofe sin muertos y con solo dos heridos, que se recuperaron a los pocos días (Ramírez, 1975).

El 30 de agosto de 1973, se sintió en toda la parte central y oriental de Colombia un sismo de Magnitud 5,7. Su epicentro estuvo cerca de Ocaña (Norte de Santander) donde produjo daños notables. También sufrieron los edificios de Cúcuta y Bucaramanga. Llego a sentirse en Bogotá y Caracas (Ramírez, 1975).

El 17 de abril de 1974, ocurrió un sismo que dejó como saldo cuatro personas muertas, 10 heridos, 120 casas averiadas, algunas iglesias agrietadas y perdidas por veinte millones de pesos de la época. El epicentro del sismo fue localizado en la población de San Andrés (Santander), provincia de García Rovira y afecto principalmente los municipios de San Andrés, Cepitá, Guaca, San Benito, Málaga, Socorro, San Gil y Bucaramanga (Ramírez, 1975).

El 12 de diciembre de 1979, sucedió un sismo de gran Magnitud ($Mw=8,2$). Este terremoto originó un tsunami que devasto la región costera del litoral del pacífico Colombo-Ecuatoriano, causando graves daños y pérdidas de vidas humanas. El evento de 1979, que afectó a gran parte de los habitantes de la bahía de Tumaco (Nariño), fue significativamente desastroso. Los daños materiales y humanos originados como consecuencia del sismo-tsunami de 1979 a lo largo de la costa sur de Colombia, desde Tumaco hasta Guapi, fueron considerables. Sólo en el departamento de Nariño se registraron cerca de 452 muertos y 1011 heridos, alrededor de 3080 viviendas fueron destruidas por completo y más de 2100 averiadas (USGS, 2014). Parte de la línea de costa de Colombia fue barrida por este tsunami. Por ejemplo, la población costera de San Juan, ubicada a 60 km al norte de Tumaco, fue destruida en su totalidad. El tsunami arrasó esta isla barrera destruyendo todas las construcciones y dejando un saldo de por lo menos 220 personas fallecidas, en su mayoría niños. En el sector noroccidental de Tumaco se registraron inundaciones de carácter local, mientras que la Isla barrera del Guano desapareció por completo (Restrepo and Otero, 2007).

El 31 de marzo de 1983, en el departamento del Cauca, un sismo de $Mw=5,6$ afecto gran parte del mismo. Los daños más graves se presentaron en Popayán y poblaciones aledañas. Las cifras aproximadas sobre lo ocurrido en el Cauca dan cuenta de 250 muertos y 1.500 heridos, 4.964 construcciones destruidas y 13.796 viviendas con daños muy graves (USGS, 2014). Se sintieron réplicas en Popayán, Cajete y Cajibío, hasta dos semanas después del sismo principal, además se generaron efectos en la naturaleza como deslizamientos y grietas en el terreno de diferentes poblaciones (RSNC, 2015).

El 6 de junio de 1994, se registró un sismo con una magnitud de 6,4 en la escala de Richter, cuyo hipocentro fue localizado a una profundidad inferior a los 10 km, con epicentro en la parte alta del río Páez, municipio del mismo nombre, en el departamento del Cauca. Sus efectos directos o indirectos, afectaron 15 municipios, 9 pertenecientes al Cauca y 6 al Huila. Los cálculos aproximados hablan de 1.100 personas muertas, una cifra considerada relativamente baja en relación con las enormes proporciones de los deslizamientos y avalanchas que afectaron la cuenca del río Páez (CNK, 2015, RSNC, 2015).

El 25 de enero de 1999, ocurrió un terremoto de $M_w=6,1$ con epicentro cerca de las ciudades de Armenia y Calarcá. En términos de pérdidas de vidas y daños a la propiedad se encuentran reportes que indican más de 1.171 fatalidades, hubo 4.765 heridos, 45.019 viviendas afectadas y costos cercanos a 2.000 millones de dólares. (RSNC, 2015).

Varios de los sismos enunciados anteriormente sucedieron a lo largo de rupturas de segmentos en la interface entre las placas Nazca y Suramérica. El más grande se nucleó en la zona de subducción Ecuador - Colombia, conocido como el sismo de Esmeraldas de 1906 y al cual se le estimó magnitud $M_w=8,8$ (Kanamori and McNally, 1982). Otros sismos de magnitudes considerables han ocurrido en esta región. En la Tabla **1-1** se resumen los parámetros físicos de los cuatro grandes sismos que tuvieron lugar en la costa Pacífica en el siglo XX. En la Figura **1-1** se muestra un mapa con la localización de los epicentros de estos eventos así como información relevante de interés en el presente estudio.

Año	Área de Ruptura (s_r, km^2)	M_s	M_o ($X 10^{27}$ dyn-cm)	M_w	M_t
1906	$1,14*10^5$		200	8,8	8,7
1942	$7,1*10^3$	7,9	3,2	7,6	
1958	$6,6*10^3$	7,8	5,2	7,7	
1979	$2,8*10^3$	7,7	29	8,2	8,1

Tabla 1-1.: Parámetros para los cuatro sismos más grandes que han tenido lugar en la costa Pacífica Colombo-Ecuatoriana. M_s = Magnitud de ondas superficiales, M_o = momento sísmico, M_w = magnitud de momento y M_t = magnitud de tsunami (Kanamori and McNally, 1982)

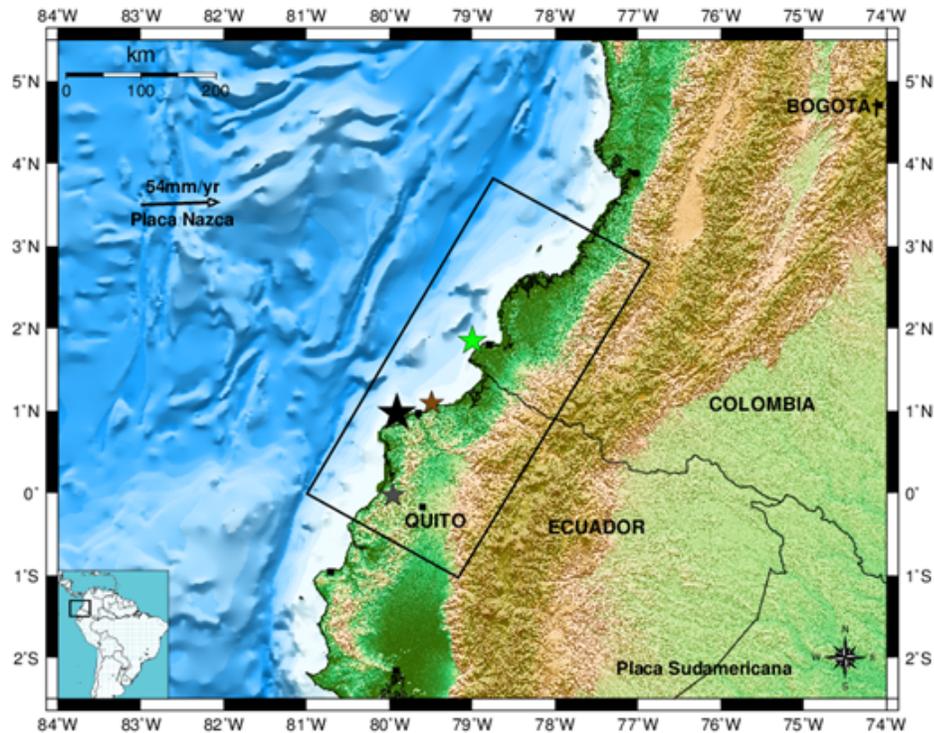


Figura 1-1.: Mapa del noroccidente de Sur América con la localización y área de ruptura aproximada del sismo de enero 31 de 1906. Estrella Negra = epicentro del sismo 1906, estrella gris = epicentro del sismo 1942, estrella café = epicentro del sismo 1958, estrella verde = epicentro sismo 1979 y Polígono = zona de ruptura aproximada para el sismo de 1906 (Kanamori and McNally, 1982)

La presente investigación se enfoca en la naturaleza de los cambios de esfuerzos causados por un sismo (falla) modelo con características similares al de 1906 en la costa pacífico-colombo-ecuatoriana, por medio de diferentes escenarios razonables de ruptura que den cuenta de la transferencia de esfuerzos tipo Coulomb. En la caracterización de estos eventos ocurridos en Colombia y Ecuador hasta el momento no se han planteado estudios con el método de transferencia de esfuerzos estáticos tipo Coulomb. El método modela la transferencia de esfuerzos desde una falla origen hacia fallas objetivo en regiones vecinas, para estudiar si la ocurrencia de sismos en determinadas regiones es influenciada, por cambios en esfuerzos estáticos positivos o inhibida por esfuerzos estáticos negativos (Bufe, 2004)

Los sismos grandes en el Pacífico colombiano han sido analizados desde diferentes perspectivas, a continuación mencionamos los resultados más relevantes:

Kelleher (1972) examinó las zonas de ruptura de los grandes terremotos de Sur América. Plantea un intento de pronosticar lugares probables para la ocurrencia de grandes terremotos futuros poco profundos en Sur América, examinando el patrón espacio-temporal de

ocurrencia de grandes terremotos ($M \geq 7,7$), la extensión lateral y dirección de ruptura, en cuanto sea posible. Propone patrones de propagación de la ruptura que parecen seguir ciertas tendencias. Asegura que por lo menos entre 300 y 400 años, todo el segmento de falla cerca de la provincia del Valle Central y sur de Chile (alrededor de 32° - 46° S) se ha fracturado una vez cada siglo generando varios terremotos grandes ($M \geq 8$). Además, es posible inferir una dirección de ruptura para los dos grandes terremotos en este siglo (1928 y 1960). En otras secciones de América del Sur hay varios segmentos extensos del cinturón sísmico activo que no han roto durante este siglo, Norte de Chile y sur Perú (alrededor de 17° - 25° S) han sido relativamente asísmicos por cerca de 100 años. Una conclusión a sus observaciones es que la posibilidad de ocurrencia de grandes terremotos de poca profundidad tiene un tiempo de recurrencia extremadamente larga. Gran parte de la zona sísmica superficial del norte de Ecuador y el suroeste de Colombia se ha roto dos veces durante este siglo, la ruptura tiende a dirigirse hacia el noreste. Los datos para esta región sugieren que al NE del área de ruptura del terremoto en Colombia de 1958 puede ser una región de riesgo.

Herd et al. (1981) detallaron el gran terremoto de Tumaco (1979, $M_w=8,2$). El área poligonal la estiman entre 130 km X 280 km sobre la zona de subducción que se sumerge al este por debajo de la costa del Pacífico de Colombia. Un tramo de 200 kilómetros de la costa tectónicamente disminuyó aproximadamente 1,6 metros debido al levantamiento de agua en alta mar (tsunami). Los temblores de tierra causaron que muchos edificios colapsaran y generaron licuefacción en rellenos de arena, además depósitos fluviales en la playa del Holoceno.

Kanamori and McNally (1982) estudiaron las diferentes rupturas de varios eventos en la zona de subducción de la costa colombo-ecuatoriana. Compararon el tamaño y el mecanismo de los terremotos de 1942 ($M_s = 7,9$); 1958 ($M_s = 7,8$); y 1979 ($M_s = 7,7$) que ocurrieron dentro de la zona de ruptura del sismo de Esmeraldas (1906), por medio de ondas superficiales de largo periodo y producción de tsunamis. El terremoto de 1979 es un evento de cabalgamiento con un momento sísmico de $2,9 \cdot 10^{28}$ dyn-cm y representa la subducción de la placa de Nazca debajo de Sur América. La longitud y dirección de la ruptura son 230 km y $N40^\circ$ E, respectivamente. Estudiaron los pocos sismogramas del evento de 1906, indicando que también es un terremoto de cabalgamiento que se rompió en dirección noreste, además el momento sísmico estimado a partir de la fecha del tsunami y el tamaño de la zona de ruptura es de $2 \cdot 10^{28}$ dyn-cm. Los eventos de 1942 y 1958 son más pequeños, concluyendo que la suma de los momentos sísmicos de 1942, 1958 y 1979 es sólo 1/5 del evento de 1906. Explicaron la ocurrencia de los tres eventos dentro del área aproximada de ruptura del sismo de 1906 por medio de asperezas, más débiles hacia la parte sur donde están los epicentros de 1942 y 1958 y más regida al norte, la ruptura del sismo de 1979 se une con la cicatriz dejada por los dos sismos anteriores, todos orientados en sentido noreste.

Ruff and Kanamori (1983) analizaron procesos de ruptura y distribuciones de asperezas en

tres grandes terremotos en zonas de subducción utilizando difracción de onda P. Uno de los tres sismos que interpretaban era el de Tumaco (1979), este terremoto lo caracterizan por una sola aspereza de 100 km a 200 km de longitud, la cual se une con patrones que rompieron anteriormente.

Beck and Ruff (1984) investigaron el proceso de ruptura del terremoto de Tumaco-Colombia 1979. Determinaron la distribución de asperezas en el segmento de la zona de subducción entre Colombia y Ecuador que fue roto por el terremoto de 1979 ($M_w=8,2$). Definieron tres regiones: (1) De 0 km a 56 km al noreste del epicentro, con una baja liberación de momento sísmico y bajo deslizamiento sísmico, (2) la aspereza de 56 km a 116 km al noreste del epicentro, con la mayor parte de liberación de momento y una dislocación de 6 metros aproximadamente y (3) una región entre 116 km a 240 km al noreste del epicentro, con muy bajo deslizamiento. Así, la zona de ruptura de 1979 se compone de una aspereza de 60 km de longitud, delimitadas por dos de bajos deslizamientos. Este estudio ofrece un apoyo para el modelo de asperezas en la ocurrencia de un gran terremoto.

Zhang and Kanamori (1988) estimaron las fuentes de grandes terremotos a partir de ondas Rayleigh de largo periodo. En la determinación de los tiempos de proceso fuente, utilizaron el método de fase Furumoto y un método de inversión lineal, en el que se invierte las trazas y se determina el tiempo de fuente-receptor que minimiza el error en la inversión. Los tiempos de proceso en los terremotos de Sumbawa (Indonesia, 1983), Colombia-Ecuador (1979), Valparaíso (Chile, 1985) y Michoacán (México, 1985) se estimaron en 79, 118, 69 y 77 segundos respectivamente, a partir del método de inversión lineal. Los tiempos de proceso determinados a partir de las ondas de superficie de largo período fueron mayores que aquellos obtenidos a partir de ondas de cuerpo. Los espectros fueron invertidos para encontrar el alcance y la dirección de la ruptura del terremoto y así minimizar el error en la inversión.

García et al. (2014) Partiendo de un estudio de sismica de refracción (3D) realizado en 2005 en la margen de la frontera entre Colombia y Ecuador, sobre la zona de ruptura del terremoto de 1958, $M_w=7,6$. Construyeron un modelo de velocidad V_p bien definido en la frontera, hasta 25 km de profundidad, utilizando primeros tiempos de arribo. El modelo reveló varios kilómetros de espesor, zona de baja velocidad en la placa superior, que se encuentra inmediatamente por encima del contacto entre placas tectónicas. Proponen que la zona de baja velocidad podría estar relacionada con la alteración y fracturación de rocas máficas y ultramáficas, que componen la placa superior en esta área. La zona de baja velocidad parece limitar la extensión de las zonas de ruptura de los terremotos de 1958 y 1979, posiblemente debido a la deformación cosísmica.

2. Método y Datos

2.1. Transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb. Ruptura de Coulomb.

El método de ruptura de Coulomb es uno de los más utilizados para caracterizar las condiciones bajo las que una roca sufre una falla. Este método requiere que tanto los esfuerzos normales y de cizalla sobre el plano de ruptura cumplan condiciones análogas a aquellas de la fricción sobre un plano pre-existente.

Para calcular el esfuerzo de ruptura de Coulomb inducido por el movimiento de una falla, seguimos el siguiente desarrollo:

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu(\sigma_\beta - \rho) \quad (2-1)$$

Donde τ_β es el esfuerzo de corte en el plano de la falla, σ_β es el esfuerzo normal, ρ es la presión del fluido, y μ es el coeficiente de fricción. El subíndice β hace referencia al ángulo que forma el plano de ruptura con respecto a la orientación del esfuerzo principal σ_1 , se pueden expresar las componentes normal y tangencial de esfuerzo aplicadas a la falla en términos de esfuerzos principales:

$$\sigma_\beta = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) - \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)\cos 2\beta \quad (2-2)$$

$$\tau_\beta = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)\sin 2\beta \quad (2-3)$$

Donde σ_1 es el mayor esfuerzo principal y σ_3 es el menor. β Es la orientación del plano de fractura. Reemplazando las ecuaciones anteriores en la ecuación principal (2-1) nos queda:

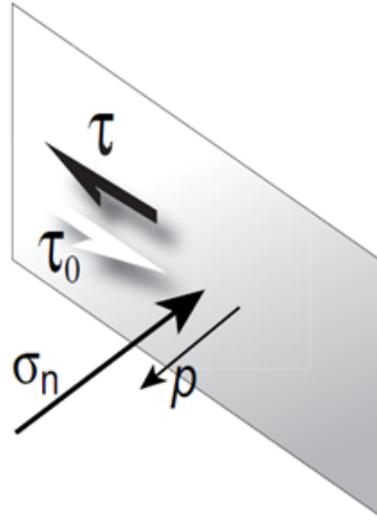


Figura 2-1.: Fuerzas principales que actúan sobre un plano de ruptura. τ Es el esfuerzo de cizalla, σ_n es el esfuerzo normal al plano, τ_0 es la suma de la cohesión y la resistencia friccional a la cizalla, y p es la presión de fluidos.

$$\sigma_f = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)(\sin 2\beta - \mu \cos 2\beta) - \frac{1}{2}\mu(\sigma_1 + \sigma_3) + \mu\rho \quad (2-4)$$

Derivando la ecuación (2-4) con respecto a β se obtiene que el máximo esfuerzo de Coulomb ocurre cuando:

$$\cot 2\beta = -\frac{1}{\mu} \quad (2-5)$$

Como vemos desde la primera ecuación la presión juega un papel importante, ya que puede cambiar el esfuerzo, pero si el coeficiente β es mayor, entonces σ_β representa el esfuerzo de confinamiento como el esfuerzo normal al plano (King et al., 1994).

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu' \sigma_\beta \quad (2-6)$$

Donde μ' es el coeficiente efectivo de fricción: $\mu' = \mu(1 - \beta)$.

La condición de fractura se da en dos dimensiones, la tensión intermedia σ_2 no juega ningún papel. Por lo tanto todo lo que consideramos puede ser dibujado en dos dimensiones, el plano a utilizar es el esfuerzo mayor principal y el esfuerzo menor principal. Entonces es bueno determinar las orientaciones y los esfuerzos principales, para saber el plano de falla.

2.1.1. Caso Bidimensional: Cambio de esfuerzos de Coulomb en fallas de orientación específica.

Supongamos ahora un caso más sencillo, trabajando con un sistema de referencia en el que los ejes x & y y el movimiento de la falla están situados en un plano horizontal; además el plano de falla se supone vertical. El esfuerzo sobre el plano forma un ángulo ψ respecto al eje x :

$$\sigma_{11} = \sigma_{xx} \cos^2 \psi + 2\sigma_{xy} \sin \psi \cos \psi + \sigma_{yy} \sin^2 \psi \quad (2-7)$$

$$\sigma_{33} = \sigma_{xx} \sin^2 \psi - 2\sigma_{xy} \sin \psi \cos \psi + \sigma_{yy} \cos^2 \psi \quad (2-8)$$

$$\tau_{13} = \frac{1}{2}(\sigma_{yy} - \sigma_{xx}) \sin 2\psi + \tau_{xy} \cos 2\psi \quad (2-9)$$

Se puede escribir el cambio de esfuerzos de Coulomb como un movimiento lateral derecho σ_f^R y lateral izquierdo σ_f^L , en planos orientados:

$$\sigma_f^R = \tau_{13}^R + \mu' \sigma_{33} \quad (2-10)$$

$$\sigma_f^L = \tau_{13}^L + \mu' \sigma_{33} \quad (2-11)$$

El signo de τ_{13} de la ecuación (2-9) no cambia para el deslizamiento lateral derecho σ_f^R ecuación (2-10), mientras que para el caso del deslizamiento lateral izquierdo σ_f^L ecuación (2-11) el signo se invierte.

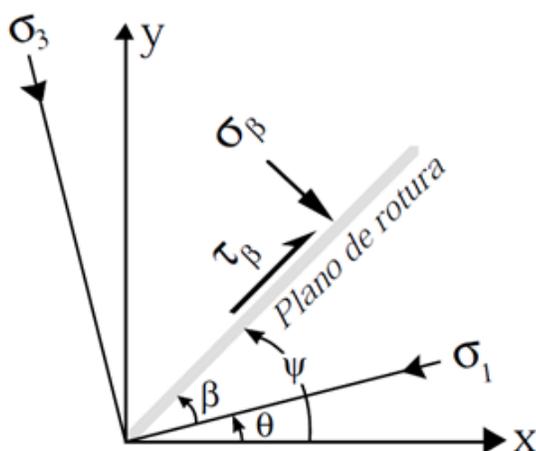


Figura 2-2.: Modificada de King et al. (1994). Nomenclatura del sistema de ejes utilizado en el desarrollo del modelo de transferencia de esfuerzos de Coulomb. La compresión y los esfuerzos de cizalla lateral-derecha se toman como positivos. Recordando que el eje z es perpendicular a este plano.

Como hemos visto, para conocer la variación de los esfuerzos provocados por el movimiento de una falla en otra necesitamos conocer cómo se ha movido la primera falla y cuál es la orientación de la segunda. Es destacable el hecho de que en ningún caso se calculan los esfuerzos reales sobre el plano de falla, sino que se calcula cómo varían esos esfuerzos. Estos cálculos son independientes del estado de esfuerzos absoluto para una falla, pero nos permiten conocer (como veremos más adelante) cómo pueden variar éstos sobre la falla y por tanto si ésta ha sido acercada o alejada del punto de rotura. Cuando tenemos una variación positiva del esfuerzo de Coulomb la falla se verá aproximada a su ruptura, mientras que si la variación es negativa se verá alejada de su ruptura. Es importante por lo tanto la selección del signo de τ_{13} en función del tipo de falla, ya que lo que para una falla destrosa es una aproximación a la rotura, para una sinestrosa es un alejamiento de ella.

La Figura 2-3 evidencia la variación de los esfuerzos de Coulomb sobre los planos de ruptura, es decir representa la ecuación (2-10). Se puede apreciar que la influencia del esfuerzo de cizalla es predominante en las terminaciones de la falla. También existen zonas de aumento de esfuerzo de Coulomb por cizalla.

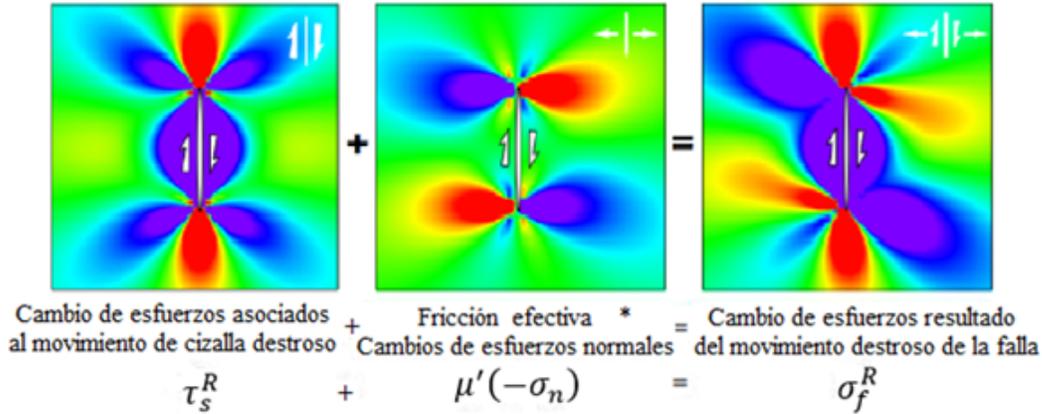


Figura 2-3.: Modificada de King et al. (1994). Cambio de esfuerzos de Coulomb sobre fallas paralelas a la principal como consecuencia del movimiento lateral derecho (forma destrosa) de la falla. El color rojo implica aumento de esfuerzos de Coulomb mientras que el morado implica descenso. Los paneles muestran una vista en planta de la falla vertical de rumbo (strike-slip) en un semi espacio elástico, con deslizamiento impuesto que disminuye hacia el final de la falla.

2.1.2. Caso Bidimensional: Cambio de esfuerzos de Coulomb en fallas de óptimamente orientadas.

Cuando no se conoce claramente la orientación de las superficies de rotura, o bien se quiere realizar un estudio cualitativo de la influencia de la variación de los esfuerzos sobre la sismicidad de una zona, es frecuente la utilización de la variación de esfuerzos de Coulomb sobre planos orientados de manera óptima a los esfuerzos regionales. Se asume que existe una cantidad suficiente de fallas pequeñas en todas las direcciones del espacio y que aquellas orientadas óptimamente respecto a los esfuerzos serán las que deslizarán y generarán por tanto las réplicas del terremoto principal.

Después de un sismo, las direcciones óptimas son determinadas no solamente por el cambio de esfuerzos debidos al sismo σ_{ij}^q ; sino también por los esfuerzos regionales preexistentes σ_{ij}^r , para dar un esfuerzo total σ_{ij}^t .

$$\sigma_{ij}^t = \sigma_{ij}^r + \sigma_{ij}^q \quad (2-12)$$

La orientación de los ejes principales resulta de los esfuerzos totales, a partir de la ecuación (2-9) y haciendo $\tau_{13} = 0$:

$$\tan 2\theta = \frac{2\tau_{xy}}{\sigma_{xx} - \sigma_{yy}} \quad (2-13)$$

Resolviendo θ

$$\theta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{2\sigma_{xy}^t}{\sigma_{xx}^t - \sigma_{yy}^t} \right) \quad (2-14)$$

Donde θ será la orientación de uno de los ejes principales (ver Figura **2-2**), siendo el otro eje principal $\theta \pm 90^\circ$. De estas dos direcciones una ha de ser la máxima compresión, θ_1 , por lo que la obtención de la orientación del plano de ruptura óptimo será $\psi_0 = \theta_1 \pm \beta$. Para obtener la variación de esfuerzos de cizalla y normales sobre estos planos se realizan los mismos cálculos que para orientaciones conocidas, es decir, usando únicamente los esfuerzos debidos al terremoto (los totales sólo se utilizan, como hemos visto para el cálculo de la orientación óptima)

$$\sigma_{11} = \sigma_{xx}^q \cos^2 \psi_0 + 2\sigma_{xy}^q \sin \psi_0 \cos \psi_0 + \sigma_{yy}^q \sin^2 \psi_0 \quad (2-15)$$

$$\sigma_{33} = \sigma_{xx}^q \sin^2 \psi_0 - 2\sigma_{xy}^q \sin \psi_0 \cos \psi_0 + \sigma_{yy}^q \cos^2 \psi_0 \quad (2-16)$$

$$\tau_{13} = \frac{1}{2} (\sigma_{yy}^q - \sigma_{xx}^q) \sin 2\psi_0 + \tau_{xy}^q \cos 2\psi_0 \quad (2-17)$$

Y los cambios de esfuerzo de Coulomb, por:

$$\sigma_f^{opt} = \tau_{13} - \mu' \sigma_{33} \quad (2-18)$$

Obtenemos por lo tanto dos planos de ruptura óptimos que corresponden a cizallas de forma destrosa y sinestrosa en las que se cumple la ecuación anterior. Es importante enunciar que estamos calculando el cambio de esfuerzos de Coulomb en los planos que son óptimos después del sismo. Las orientaciones óptimas son resultado de los esfuerzos totales después del sismo y los cambios de esfuerzos de Coulomb causados por los cambios de esfuerzos del sismo son determinados en estos planos. Los resultados de un cálculo para hallar las orientaciones óptimas y magnitudes de cambios de esfuerzos de Coulomb se muestran en la Figura 2-4. Los cálculos son de nuevo en un semi espacio y el deslizamiento de la falla principal es el mismo de antes. Un esfuerzo de compresión de 100 bar es introducido con la orientación mostrada. Las líneas blancas indican las orientaciones de forma sinestrosa y las líneas negras, las orientaciones de forma destrosa. Las contribuciones de esfuerzos normales y de corte para los cambios de esfuerzo de Coulomb se muestran de nuevo en paneles separados.

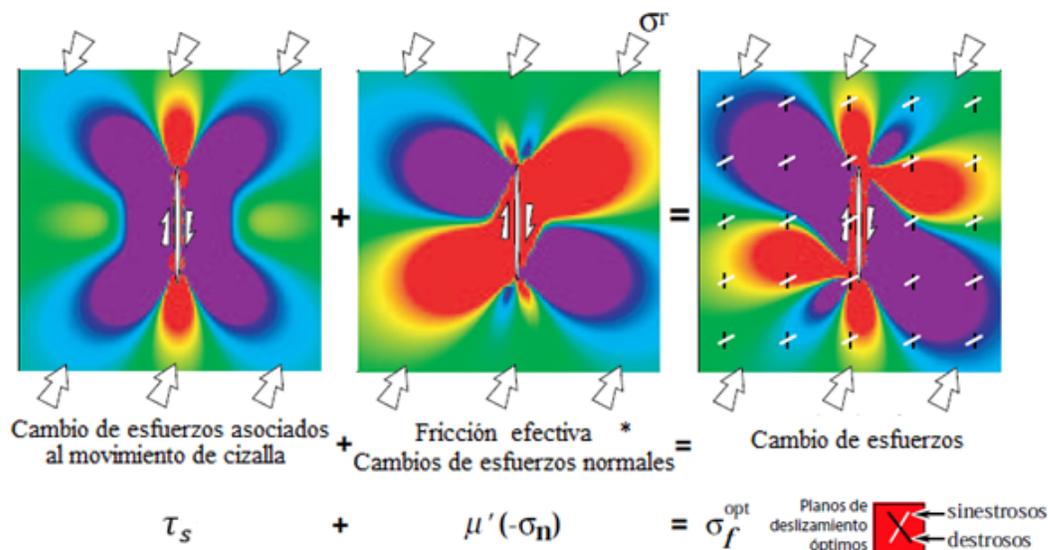


Figura 2-4.: Modificada de King et al. (1994). Cambio de esfuerzos de Coulomb sobre planos de rotura óptimamente orientados. El color rojo implica aumento de esfuerzos y el morado disminución. Representación de la ecuación (2-18).

2.2. Datos.

2.2.1. Modelos de ruptura durante el sismo de 1906.

Para calcular los cambios de esfuerzo se requieren modelos que representen la distribución de la dislocación en la zona de ruptura durante el sismo de Esmeraldas. Un modelo simple y razonable incluye la localización más aproximada del epicentro, y el tamaño, distribución y dirección de la ruptura durante el terremoto. Para esto se utilizan: 1) Análisis publica-

dos de sismogramas y datos del tsunami generado (Kelleher, 1972, Kanamori and McNally, 1982); 2) Estudios relacionados a estado de esfuerzos y tectónica (Cortés and Angelier, 2005, Ocampo and Sánchez, 2014), las fallas documentadas (Paris et al., 2000, SGC, 2015), la amenaza sísmica (SGC, 2015) y los mecanismos de la sismicidad en la región (Arcila et al., 2002, Taboada et al., 2000) y 3) Estudios de sismos en ambientes similares como durante el reciente y bien estudiado terremoto de Maule, Chile 2010 $M_w = 8,8$ (Moscoso et al., 2011, Wang et al., 2012, Lange et al., 2012, Jara-Muñoz et al., 2015). La Tabla **2-1** muestra los parámetros generales para diferentes modelos de ruptura que cubren diversas posibilidades de configuración y dislocación durante el terremoto de Esmeraldas en 1906.

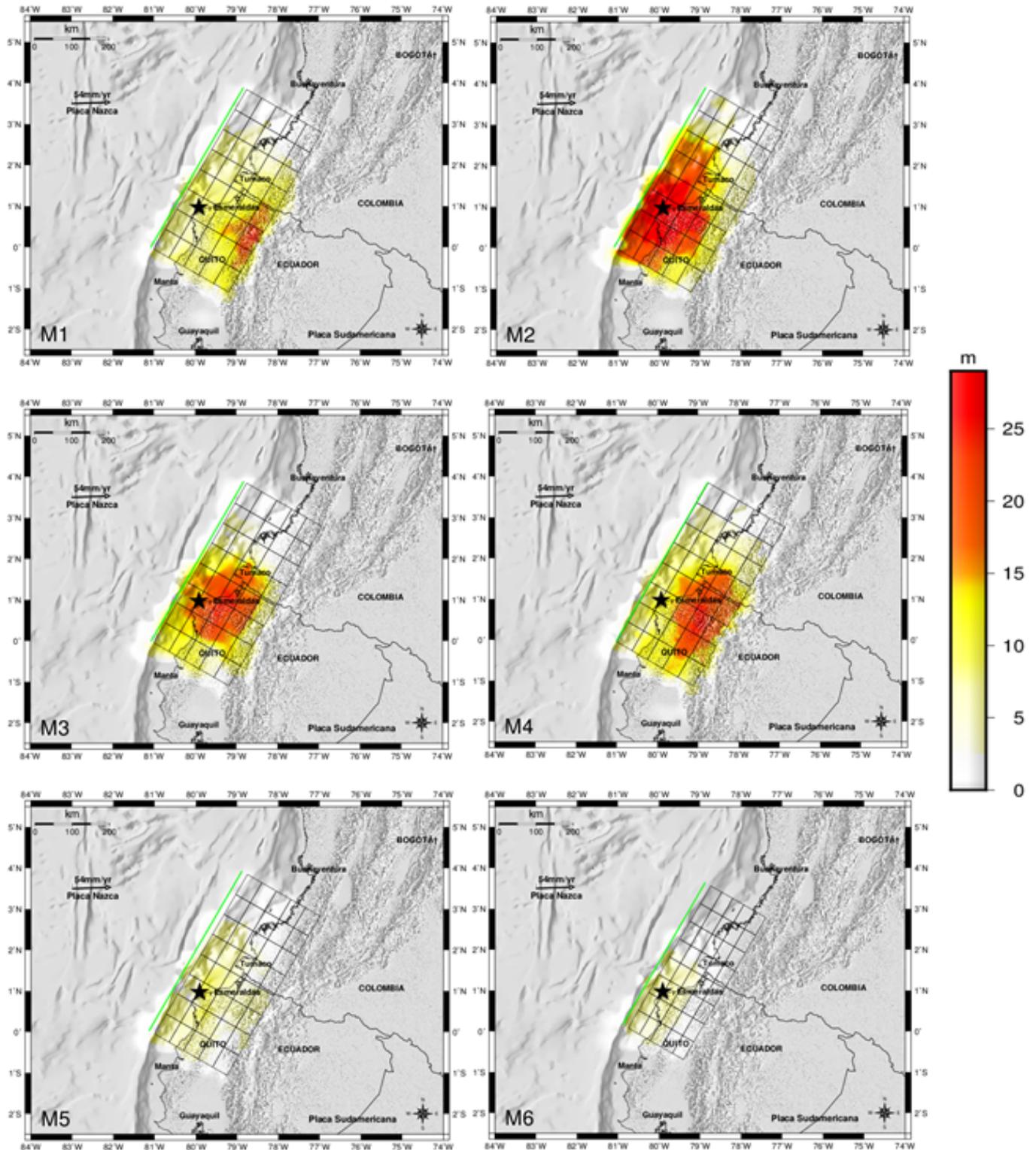


Figura 2-5.: Distribución de la dislocación para los modelos M1-M6. La zona de ruptura en los modelos M1-M5 tiene dimensiones de 500 km x 180 km y en el modelo M6 tiene dimensiones de 447 km x 125 km. En todos los modelos se ha subdividido la zona de ruptura en 40 elementos de falla (rectángulos).

Modelo	Dimensiones de la falla		Profundidad del tope de la falla (km)	Rumbo (°)	Buzamiento (°)	Ángulo de deslizamiento (°)	Máxima dislocación (m)	Profundidad de la máxima dislocación (km)	Profundidad de los cálculos (km)
	Longitud (km)	Ancho (km)							
M1	500	180	2.9	30	16	120	14.6	39.9	20
M2	500	180	4	30	16	120	27.8	10.3	20
M3	500	180	2.6	30	16	120	18	18.1	20
M4	500	180	0.5	30	16	120	18.8	28	20
M5	500	180	5	30	16	120	8.1	20	20
M6	447	125	5	30	16	120	7.1	20	20

Tabla 2-1.: Parámetros generales de los modelos propuestos.

Los primeros cinco modelos tienen valores de máxima dislocación en el rango de 8,1 m - 27,8 m (modelos M1 - M5) y fueron sugeridos por Wang et al. (2012) para el terremoto del 27 de febrero 2010 M_w 8.8 Maule (Chile), que sugerimos como análogo para para el terremoto de Esmeraldas en 1906. El modelo M6 con un valor máximo de dislocación de 7,1 m se construyó usando las relaciones de escala de Papazachos et al., (2004).

Usando los modelos de ruptura descritos (Tabla 2-1) que representan la ruptura de una falla con características similares a aquella que causó el sismo de Esmeraldas, se procede a calcular la transferencia de esfuerzos tipo Coulomb, con ayuda del programa computacional Coulomb 3.3 (Toda et al., 2011b) implementado en MATLAB®. Coulomb 3.3 hace posible el cálculo y visualización de los desplazamientos estáticos y los esfuerzos causados por deslizamiento de fallas o intrusiones magmáticas. Los cálculos son efectuados para una profundidad pre-determinada en un semiespacio con propiedades elásticas e isotrópicas. El programa cuenta con menús, controles y cuadros de diálogo para facilitar operaciones. Los gráficos internos son adecuados para su publicación y pueden ser importados en GMT (Generic Mapping Tools©), Google Earth© o Flash® para mejoras adicionales.

En este trabajo se propone una zona de ruptura conformada por 40 rectángulos (elementos de falla) con valores variables de dislocación y en los que se pueden variar parámetros físicos como la fricción, el módulo de Young, la profundidad del cálculo y la influencia del campo de esfuerzos regional. Los rectángulos son la proyección de parches del área de ruptura en superficie. La información acerca de la distribución probable de dislocación durante la hipotética ruptura del sismo de Esmeraldas 1906 viene de estudios recientes acerca de sismos grandes en zonas de subducción: El sismo de Sumatra-Andamán del año 2004 (Selvilgen

et al., 2012), el sismo de Maule, Chile, del año 2010 (Wang et al., 2012, Lorito et al., 2011) y el sismo de Tohoku, Japón del año 2011 (Toda et al., 2011a). En particular, el sismo de Maule en 2010 puede ser considerado como un análogo del sismo de Esmeraldas. Todos estos trabajos modelan distribuciones de dislocación concentradas alrededor de los focos sísmicos. La magnitud de la dislocación es diferente en cada caso, pero dada la similaridad con el sismo de Maule, se asumen dislocaciones consistentes con éste. La Figura 2-5 muestra las distribuciones de dislocación para los seis modelos planteados en la Tabla 2-1.

Los cálculos de la transferencia de esfuerzos estáticos tipo Coulomb para cada uno de los modelos, fueron calculados usando los siguientes parámetros mecánicos coeficiente de fricción $\mu=0.4$, Modulo de Young= $8 \cdot 10^5$ bar y Relación de Poisson=0.25, que son valores típicos a menudo utilizados para sismos con estas características (Toda et al., 2011b).

2.2.2. Modelado fallas específicas en la región de ruptura del sismo de Esmeraldas de 1906.

Las fallas específicas en la región se modelan con base en información primaria extraída de mecanismos focales calculados para sismos grandes y moderados (GCMT, 2015) y fallas documentadas (Paris et al., 2000, SGC, 2015) (Figura 2-6).

Los parámetros para fallas específicas estimados a partir de las soluciones de mecanismos focales (llamados fallas específicas grupo 1) se enumeran en la Tabla 2-2 y los parámetros que se estiman partiendo de datos de las fallas documentadas (mapeadas) (llamados fallas específicas grupo 2) aparecen en la Tabla 2-3. Para calcular los cambios de esfuerzo tipo Coulomb proyectados sobre fallas específicas, se definen dos grupos con diferentes parámetros: ($\phi= 20^\circ$, $\delta= 21^\circ$, $\tau= 112^\circ$) y ($\phi= 40^\circ$, $\delta= 89^\circ$, $\tau= 180^\circ$) donde ϕ , δ y τ son rumbo, buzamiento y ángulo de deslizamiento, respectivamente. Estas dos posibles configuraciones de fallas específicas se basan en promedios de los datos de las Tablas 2-2 y 2-3. En el caso de las fallas específicas grupo 1, realizamos el promedio sin las soluciones de los planos de fallas que consideramos muy variables (líneas no resaltadas en la Tabla 2-2.) que indican orientaciones que no serían similares a las de las rupturas durante los terremotos de 1906 y 1979.

Las fallas mapeadas en la región de interés siguen dos tendencias principales: SW-NE (sistema longitudinal de fallas) y SE-NW (sistema transversal). Para muchas de las fallas, sin embargo, no se tiene información acerca del tipo de falla (normal, inversa, de rumbo) ni el sentido del movimiento. En algunos casos, hay documentación acerca del tipo de falla y en pocos casos se conocen el sentido de movimiento y la tasa de deslizamiento. Las fallas relacionadas en la Tabla 2-3 son ejemplos de fallas relativamente bien conocidas y represen-

tarían la orientación general del sistema longitudinal de fallas en la región.

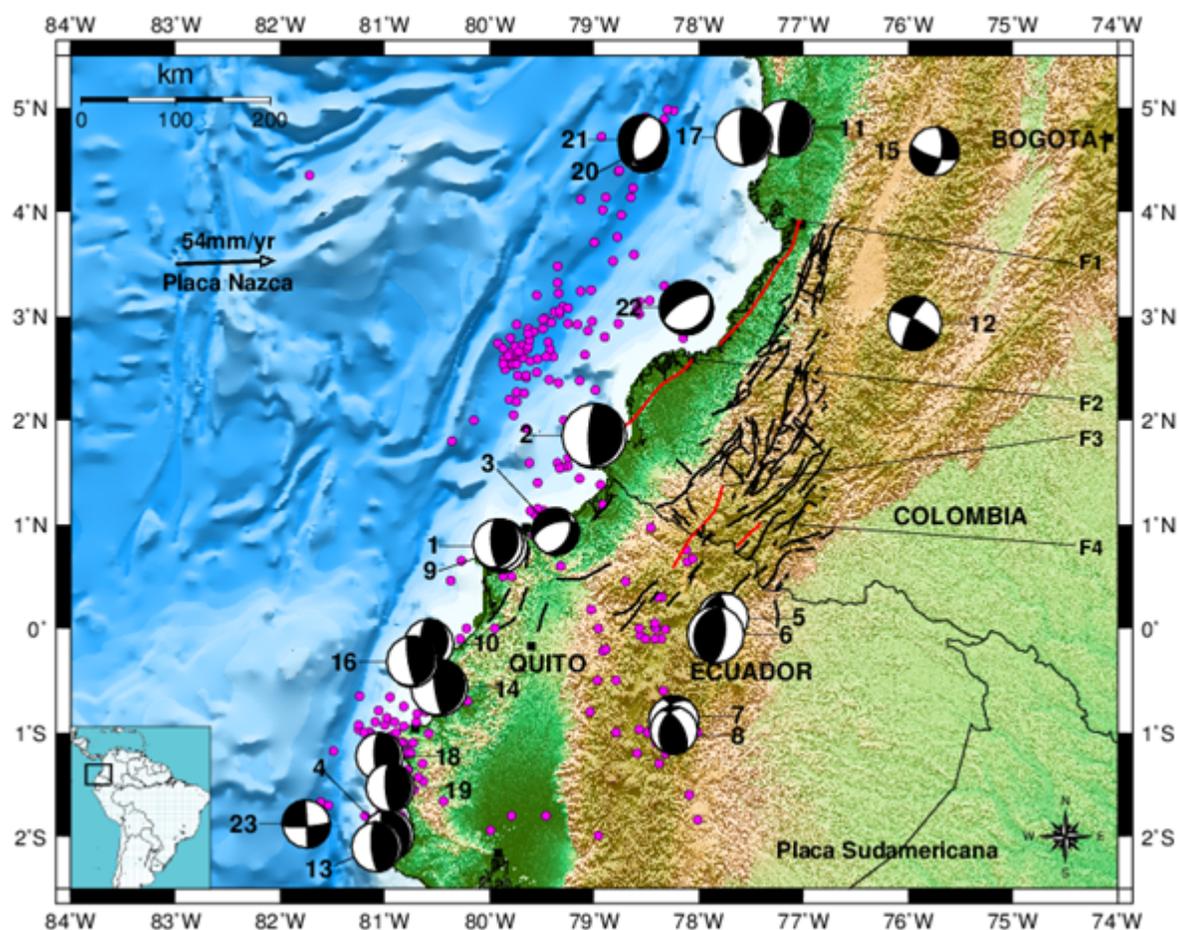


Figura 2-6.: Mapa de la región de estudio. Se muestran 23 mecanismos focales reportados entre 1976-2011 (GCMT, 2015), considerados para los modelos de fallas específicas (Tabla 2-2). Se usan proyecciones en la parte inferior de la esfera focal, las áreas negras representan compresiones y las áreas blancas dilataciones. Líneas negras: Fallas de la región. Líneas rojas: Fallas documentadas (Tabla 2-3) (Paris et al., 2000, SGC, 2015).

#	Fecha	M_w	Rumbo (°)	Buzamiento (°)	Ángulo de deslizamiento (°)
1	09/04/1976	6.6	32	22	136
2	12/12/1979	8.1	30	16	118
3	02/01/1981	5.9	26	42	-128
4	06/05/1981	6.4	339	17	81
5	06/03/1987	6.4	348	73	81
6	06/03/1987	7.1	7	64	86
7	22/09/1987	6.3	334	68	53
8	22/09/1987	6.0	330	59	61
9	25/06/1989	6.3	27	25	120
10	02/09/1990	6.2	22	27	115
11	19/11/1991	7.2	13	13	95
12	06/06/1994	6.8	206	76	170
13	05/08/1996	6.3	353	16	88
14	04/08/1998	7.1	27	15	124
15	25/01/1999	6.1	8	65	-21
16	28/09/2000	6.4	34	15	133
17	15/11/2004	7.2	21	11	114
18	21/01/2005	6	3	18	96
19	24/01/2005	6.1	6	15	100
20	17/03/2007	6	206	56	-107
21	18/03/2007	6.2	193	67	-104
22	10/09/2007	6.7	54	23	-95
23	17/11/2011	6	356	89	171

Tabla 2-2.: Parámetros de los mecanismos focales en la región de interés entre 1976-2011 (GCMT, 2015). Los valores resaltados fueron usados para calcular la orientación promedio de las fallas específicas grupo 1.

#	Nombre de la falla	Longitud (km)	Rumbo (°)	Buzamiento (°)	Sentido del movimiento
1	Naya-Micay	158.2	34.1 ± 12	Unknown, to the east?	Right lateral, oblique
2	Remolino-El Charco	148.7	46.4 ± 6	Probably vertical	Probably right-lateral, oblique
3	Piedrancha	79.5	33.8 ± 14	Probably to the east or vertical	Probably right-lateral,,oblique
4	Guaitara	36.1	44.1 ± 4	Probably high to the east	Right-lateral

Tabla 2-3.: Parámetros de fallas documentadas (fallas específicas grupo 2) (Paris et al., 2000).

2.2.3. Modelado de fallas de rumbo óptimamente orientadas en la región de ruptura del sismo de Esmeraldas de 1906

Para proyectar los cambios de esfuerzos de Coulomb sobre fallas óptimas es necesario tener una estimación de la orientación del campo de esfuerzos regional. La orientación plausible de esfuerzos principales en la región de interés se ha estudiado utilizando mecanismos focales (Arcila et al., 2002, Cortés and Angelier, 2005) y la inversión para tensor de esfuerzos (Ocampo and Sánchez, 2014). En la Tabla 2-4 se relacionan los parámetros estimados en la región usando dos métodos diferentes para calcular la orientación de esfuerzos principales, para sismos en el rango de profundidad 10 km - 35 km.

Latitud	σ_1		σ_2		σ_3	
	Acimut (°)	Buzamiento (°)	Acimut (°)	Buzamiento (°)	Acimut (°)	Buzamiento (°)
1.09° S - 3.94° N	234	22	4	57	134	23
3 ° S - 7° N	254.3	34.9	8.3	30.2	127.8	40.2

Tabla 2-4.: Orientación de esfuerzos principales en la región de estudio (Ocampo and Sánchez, 2014).

Las orientaciones de los esfuerzos principales en la Tabla 2-4, fueron calculadas a partir de inversión de mecanismos focales bien determinados reportados por el GCMT. Los autores seleccionaron las mejores soluciones basados en criterios cuantitativos de calidad y varia-

bilidad, y realizaron inversiones de los grupos seleccionados para encontrar la orientación de los esfuerzos principales y sus incertidumbres con dos métodos: 1) Búsquedas reticulares sobre toda la esfera focal asumiendo régimen de esfuerzos homogéneo (Gephart and Forsyth, 1984) y 2) la selección de los datos de los mecanismos focales usando “Bootstrapping” bajo el supuesto de que los esfuerzos de corte son similares durante ruptura entre los planos nodales (Michael, 1987). Las orientaciones de los esfuerzos estimadas por Ocampo and Sánchez (2014) también están de acuerdo con la orientación general de la convergencia entre las placas Nazca y Sur América medida con estaciones GNSS y publicada por diversas fuentes (SGC, 2015).

3. Resultados y discusión

Los cambios de esfuerzos de Coulomb se calcularon y fueron proyectados sobre fallas específicas con orientaciones diferentes (Tabla **2-2** y Tabla **2-3**), y fallas óptimamente orientadas en dos posibles campos de esfuerzos regionales (Tabla **2-4**). Todos los cálculos se muestran para una profundidad objetivo de 20 km que coincide aproximadamente con la profundidad hipocentral del terremoto de Esmeraldas en 1906. La Figura **3-1** muestra los cambios de esfuerzos proyectados sobre fallas específicas.

Los cambios de esfuerzos exhiben patrones lobulares de cambios positivos y negativos alrededor de la falla origen. En el caso concreto de las fallas específicas grupo 1, similares a aquellas inferidas a partir de mecanismos focales (Tabla **2-2**) los cambios de esfuerzos negativos dominan en la región continental y mar adentro, mientras que los cambios positivos se centran en los extremos sur y norte de la ruptura, y en varias áreas de cambios positivos que están distribuidas cerca de los márgenes o dentro de la proyección superficial de la ruptura. Para las fallas específicas grupo 2 (fallas documentadas, Paris et al. (2000) (Tabla **2-3**), los lóbulos del cambio de esfuerzos son más similares en tamaño, muchas fallas mapeadas quedan incluidas en el lóbulo de esfuerzos negativos tierra adentro, unas pocas fallas y segmentos de fallas cerca de la frontera con Ecuador estarían dentro o cerca de una región donde el cambio de esfuerzo es nulo, mientras que un numerosas fallas al sur de la frontera y cerca de la región sureste estarían incluidas dentro zonas donde los cambios de esfuerzos son positivos. En este sentido, los cambios de esfuerzos son fuertemente dependientes de los parámetros de las fallas objetivo (es decir rumbo, buzamiento, ángulo de deslizamiento) lo cual explica la variabilidad observada entre los dos paneles de la Figura **3-1**. Dado que los dos tipos de fallas específicas son posibles, los dos cálculos mostrados son justificados. Los cambios en los esfuerzos tipo Coulomb sobre fallas específicas también se calcularon para los modelos M2-M6 y todos mostraron patrones que eran similares a los que se acaban de describir (ver sección de Anexos).

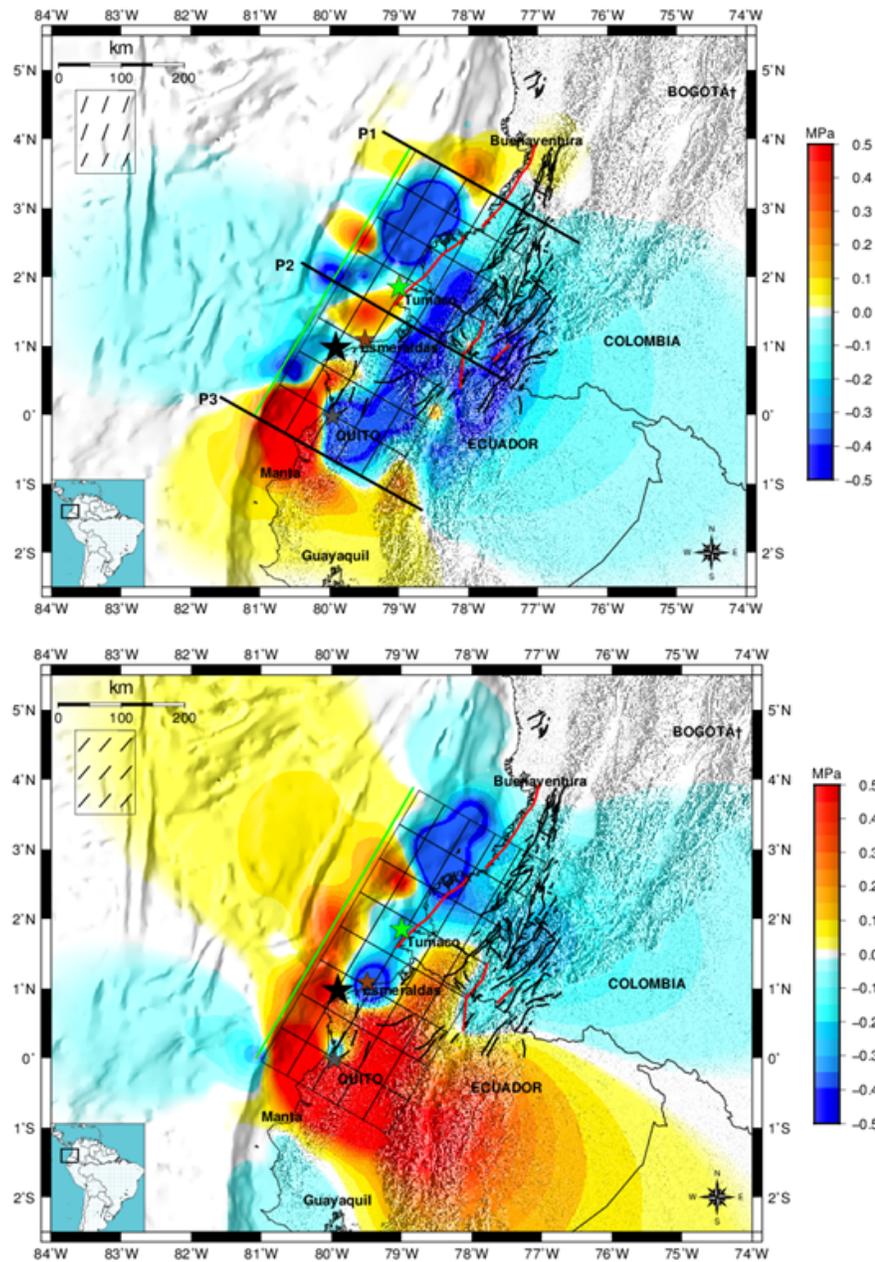


Figura 3-1.: Cambios de esfuerzos Coulomb producidos durante una ruptura según el modelo M1 (Tabla 2-1). Panel superior: Fallas específicas orientadas ($\phi = 20^\circ$, $\delta = 21^\circ$, $\tau = 112^\circ$). Panel inferior: Fallas específicas con orientaciones ($\phi = 40^\circ$, $\delta = 89^\circ$, $\tau = 180^\circ$), las líneas rojas corresponden a las fallas del grupo 2 (Tabla 2-3). El recuadro en la parte superior izquierda de cada mapa muestra las orientaciones de las fallas específicas sobre las que se proyectan los cambios de esfuerzos. Los cambios de esfuerzo (MPa) están representados por los colores como se indica en la escala lateral, donde el azul corresponde a cambios negativos de -0.5 MPa y el rojo a cambios positivos de 0.5 MPa. La línea verde representa la ruptura proyectada en superficie. Otras convenciones como en la Figura 2-5.

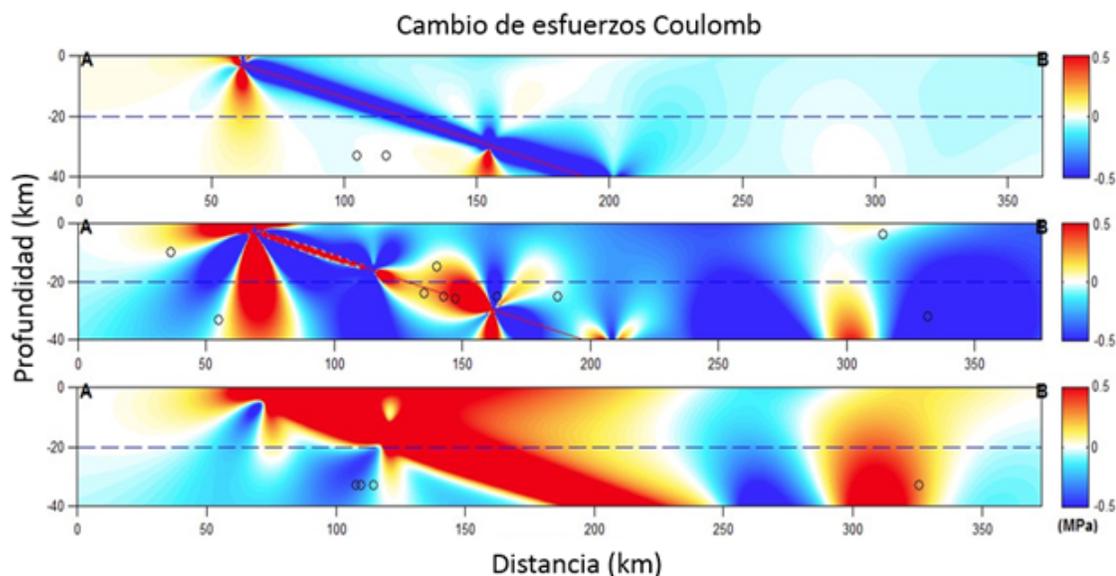


Figura 3-2.: Secciones verticales orientadas perpendicularmente a la dirección de la ruptura del sismo de Esmeraldas 1906 (líneas P1, P2 y P3, Figura 3-1 superior).

En términos de fallas específicas, parece que se inhibe la ruptura a lo largo de muchas fallas con orientaciones similares a las de la Tabla 2-2, excepto en los extremos sur y norte de los modelos. Para fallas similares a las fallas documentadas (Tabla 2-3), la porción oriental del modelo muestra un comportamiento alternante para grupos de fallas y segmentos de fallas. Todos los modelos M1 a M6 son bastante sensibles a la orientación de fallas específicas (ver sección de Anexos).

La Figura 3-2 ilustra tres secciones verticales orientadas perpendicularmente a la falla modelo del terremoto de Esmeraldas en 1906 (las orientaciones y extensiones de las tres secciones verticales se muestran en la Figura 3-1, panel superior). Los valores de esfuerzos y sus patrones varían con la profundidad y la distancia a lo largo de la ruptura y obviamente con la distancia a lo largo de la sección. Algunos hipocentros se grafican (sólo aquellos muy cerca de la línea de las secciones) y quedan incluidos en las regiones de cambios de esfuerzos positivos (esto es claramente visible en el panel central de la Figura 3-2) y algunos hipocentros quedan en regiones de sombra de esfuerzos.

La Figura 3-3, muestra los cambios de los esfuerzos Coulomb para fallas de rumbo óptimamente orientadas. En el caso de fallas óptimas los cambios de esfuerzos son dependientes del campo de esfuerzos regional. La figura muestra los cálculos utilizando dos orientaciones alternativas de los esfuerzos regionales y se calculan para fallas con movimiento lateral derecho y lateral izquierdo. La proyección de los cambios de esfuerzos sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas muestra una gran región donde los esfuerzos positivos están orien-

tados SE-NW, y que las fallas de rumbo óptimas deberían ser orientadas SE-NW y SW-NE para movimientos lateral-derecho y lateral izquierdo, respectivamente. Muchas fallas en la región están orientadas sub-paralelamente a estas dos tendencias.

Cuando se grafican los epicentros de USGS-NEIC en un rango de profundidad 10 km – 35 km, detectados durante 1907 a 2015 (Figura **3-3**) dos rasgos son evidentes: 1) se observan dos franjas principales de sismicidad orientadas de forma paralela a la zona de ruptura del terremoto de Esmeraldas en 1906, que se encuentran preferiblemente dentro de regiones donde los esfuerzos son positivos y 2) se presentan algunos terremotos dispersos dentro de una zona en forma de pie donde los cambios de esfuerzos son negativos (cerca del centro del mapa, en el panel superior de la Figura **3-3**) y dos grupos prominentes de epicentros situados al norte y al sur de la ruptura también dentro de regiones de cambio de esfuerzos negativos. Estos últimos no se explican por los modelos M1 a M6 (Tabla **2-1**) y corresponden a sismos (que efectivamente ocurrieron, lo que significa que una falla se movió) que se iban a nuclear de todos modos sin la influencia de los cambios de esfuerzos de la ruptura de 1906. Alternativamente, podrían haber ocurrido bajo cambios de esfuerzos de otros procesos que no se consideran en el presente estudio o en virtud de un campo de esfuerzos regional diferente.

Los patrones lobulares de los cambios de esfuerzos utilizando la orientación 1 del campo de esfuerzos regional (línea 1 de la Tabla **2-4**) incluyen grandes regiones de cambio positivo en los esfuerzos que dominan tierra adentro y en alta mar a partir de la ruptura de 1906, y regiones más pequeñas de cambio de esfuerzos negativos ubicadas hacia los extremos norte y sur de la ruptura. En el caso de la orientación 1 para esfuerzos regionales (panel superior de la Figura **3-3**), la mayor parte de la sismicidad registrada se concentra en regiones donde los cambios de esfuerzos son positivos, una vez más, a excepción de los terremotos agrupados al norte y al sur del área de ruptura y dentro del área en forma de pie donde el cambio de esfuerzo es negativo en el centro del mapa. En el caso de la orientación 2 del campo de esfuerzos regional (línea 2 de la Tabla **2-4**, panel inferior de la Figura **3-3**) un mayor número de terremotos se incluye dentro zonas donde los esfuerzos son negativos causados por la hipotética ruptura de 1906. Los cálculos fueron realizados también para los modelos M2-M6 de ruptura (ver sección de Anexos, observándose que los cambios de esfuerzos y los patrones son similares).

Para cuantificar la correlación espacial entre la sismicidad superficial y los cambios de esfuerzos que se muestran en la Figura **3-3**, los epicentros que caen dentro de las áreas de cualquiera de los cambios de esfuerzos positivos o negativos fueron contados computacionalmente. En el caso de la orientación de esfuerzo regional 1 (línea 1 de la Tabla **2-4**, panel superior de la Figura **3-3**) 149 terremotos caen dentro de las áreas del cambio de esfuerzo positivo y 113 terremotos quedan incluidos en las zonas de sombra de esfuerzo. En el caso de la orientación regional de esfuerzos 2 (línea 2 de la Tabla **2-4**, panel inferior de la Figura **3-3**)

121 terremotos se incluyen dentro de las áreas de los cambios de esfuerzos positivos y 141 terremotos en zonas donde se ven inhibidos los esfuerzos. Por tanto, la orientación regional de esfuerzos 1 favorece la sismicidad, mientras que la orientación 2 inhibe la sismicidad. Los mismos recuentos computacionales de epicentros se realizaron utilizando los modelos de ruptura M2 - M6, los resultados que se presentan en la Tabla **3-1**, son consistentes con lo descrito.

La Figura **3-4**, muestra tres secciones verticales (orientadas perpendicularmente a la falla modelada durante el terremoto de 1906, a lo largo de las líneas P1, P2 y P3 en el panel superior de la Figura **3-3**) de los cambios de esfuerzos proyectados sobre fallas de rumbo orientadas óptimamente. La variabilidad de los cambios de esfuerzos también se observa a lo largo del buzamiento de la falla y la distancia del perfil, pero más hipocentros coinciden con las regiones donde los cambios en los esfuerzos son positivos.

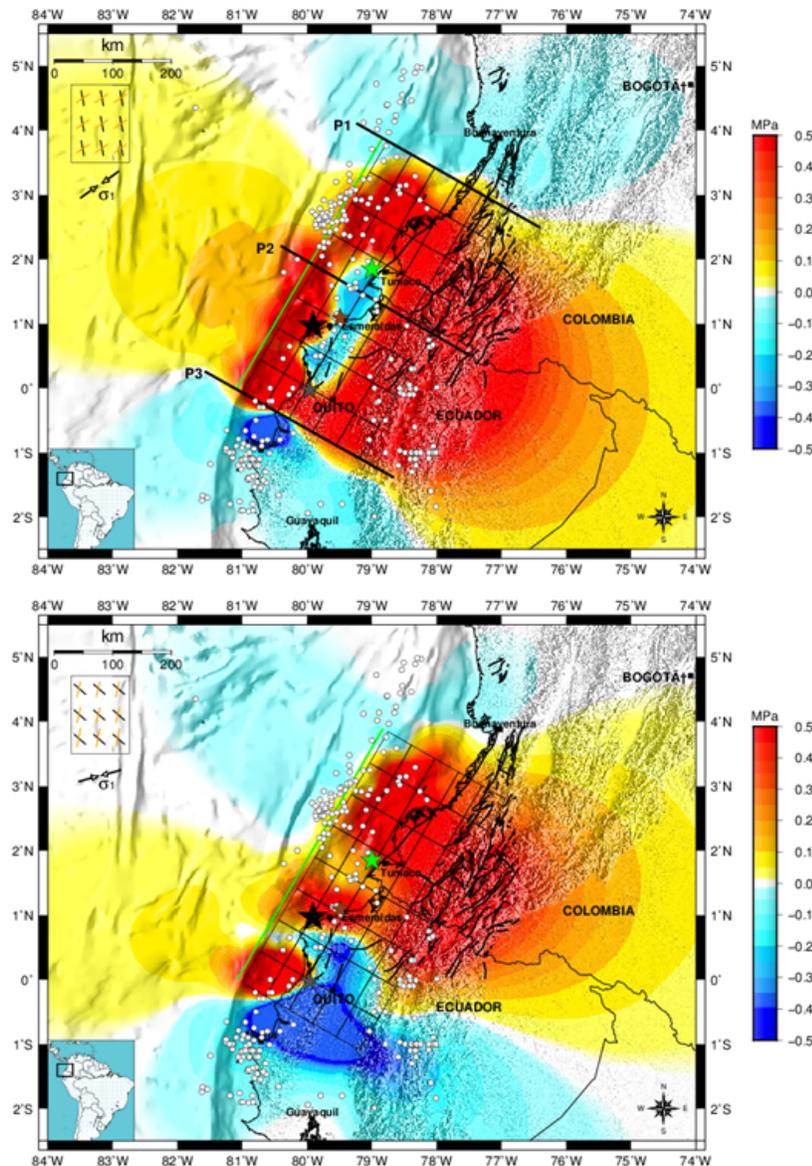


Figura 3-3.: Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M1 (Tabla 2-1), proyectados sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas. Panel superior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 1 (como la línea 1 de la Tabla 2-4). Panel inferior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 2 (como la línea 2 de la Tabla 2-4). Las fallas de rumbo óptimamente orientadas pueden tener muchas orientaciones posibles y mecanismos. Los trazos de falla mostrados no son necesariamente óptimos y no hay información completa acerca de su configuración y sentido de movimiento. Algunas de ellas son fallas de tranco cuasi-verticales y algunas de ellas son fallas inversas. Las Estrellas negra, gris, café y verde representan los epicentros de los terremotos de 1906, 1942, 1958 y 1979, respectivamente. Círculos: Epicentros de sismos registrados en la región durante 1907-2015 (USGS) con magnitudes $>2,5$ y una profundidad máxima de 35 km. El recuadro en la parte superior izquierda de cada mapa muestra la orientación de las fallas de rumbo y la dirección del esfuerzo principal máximo.

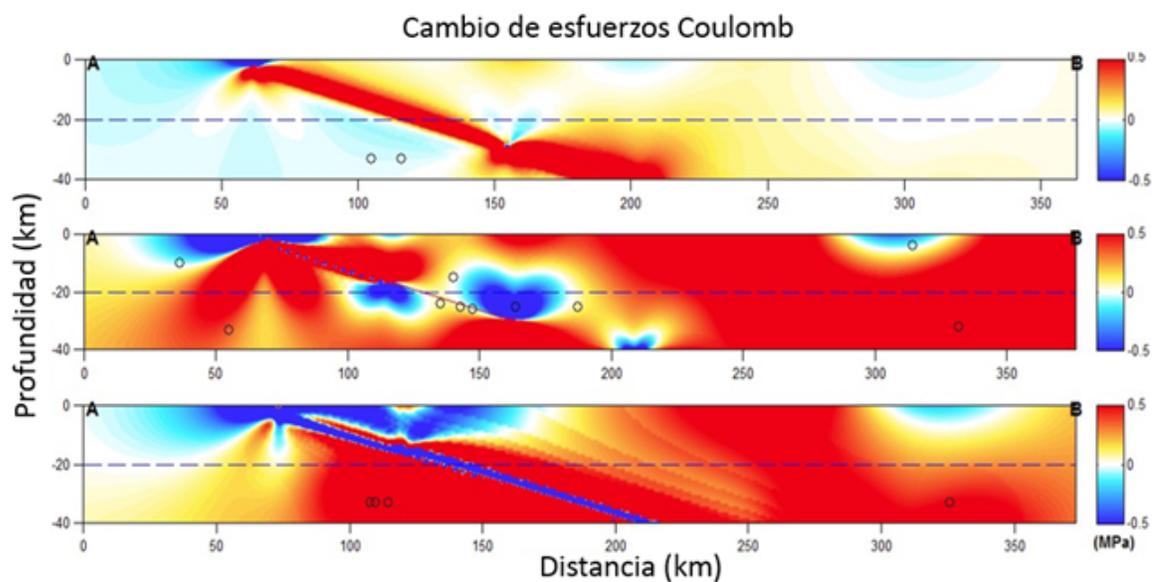


Figura 3-4.: Secciones verticales orientadas perpendicularmente a la dirección de la ruptura del sismo de Esmeraldas en 1906 (líneas P1, P2 y P3, Figura 3-3 panel superior). Convenciones como en la Figura 3-2.

Cambio de esfuerzos (MPa)	Modelos											
	M1		M2		M3		M4		M5		M6	
	Esfuerzo regional orientación 1	Esfuerzo regional orientación 2	Esfuerzo regional orientación 1	Esfuerzo regional orientación 2	Esfuerzo regional orientación 1	Esfuerzo regional orientación 2	Esfuerzo regional orientación 1	Esfuerzo regional orientación 2	Esfuerzo regional orientación 1	Esfuerzo regional orientación 2	Esfuerzo regional orientación 1	Esfuerzo regional orientación 2
0.4 a 0.5	74	33	158	71	81	40	73	52	61	27	37	29
0.3 a 0.4	13	9	4	18	9	7	7	5	13	13	23	3
0.2 a 0.3	11	15	4	11	23	17	8	7	13	14	15	5
0.1 a 0.2	26	17	3	8	36	10	20	8	60	33	32	5
0 a 0.1	25	47	2	11	19	26	59	30	24	33	48	57
-0.1 a 0	80	54	48	47	77	57	60	65	85	112	106	151
-0.2 a -0.1	9	50	22	18	6	41	6	19	5	15	1	8
-0.3 a -0.2	16	24	5	22	5	21	10	29	1	3	0	2
-0.4 a -0.3	3	6	6	16	3	25	1	30	0	5	0	1
-0.5 a -0.4	5	7	10	40	3	18	18	17	0	7	0	1
Número de terremotos	262		262		262		262		262		262	
Terremotos en las regiones de esfuerzos positivos	149	121	171	119	168	100	167	102	171	120	155	99
Terremotos en las regiones de esfuerzos negativos	113	141	91	143	94	162	95	160	91	142	107	163

Tabla 3-1.: Número de terremotos detectados sobre áreas de esfuerzos positivos y negativos cuando se realizan los cálculos de cambios de esfuerzos tipo Coulomb para fallas de rumbo (Figura 3-3), usando las dos posibles orientaciones del campo de esfuerzos regional (Tabla 2-4) y la ruptura de los modelos M1-M6. Un total de 262 terremotos superficiales detectados entre 1907-2015 con profundidades entre 10 kmm – 35 km, dichos epicentros se ilustran en la Figura 3-3.

Un rasgo interesante se observa cuando se analiza la distribución espacial de los epicentros y las fallas: Muchos epicentros no aparecen espacialmente relacionados a las fallas mapeadas en superficie en la región continental. Esto podría reflejar: 1) que estos epicentros preliminares no son suficientes (pocos sismos detectados) para establecer una asociación espacial positiva con fallas; 2) que las fallas en la región noreste, cerca de la ruptura hipotética de 1906 no estarían liberando mucho esfuerzo; o 3) que la sismicidad se está produciendo en fallas que no se han documentado (fallas que no han sido documentadas, tal vez porque no llegan a la superficie).

Un gran evento reciente que sirve como análogo para el terremoto de Esmeraldas en 1906 es el acontecido el 27 de febrero de 2010 en Maule (Chile) $M_w = 8.8$, evento que ha sido rigurosamente estudiado utilizando diferentes enfoques (Moscoso et al., 2011, Wang et al., 2012, Lange et al., 2012). Este evento se ha relacionado con los cambios en los esfuerzos producidos por la relajación visco-elástica que se produjo luego del gran terremoto de Valdivia, Chile 1960 ($M_w = 9.5$) (Ding and Lin, 2014). Aunque la evolución temporal y la distribución de dislocación durante la ruptura del Maule pueden ser diferentes, las dimensiones y la configuración de la falla causante de ruptura podrían haber sido similares a aquellas durante el gran terremoto de Esmeraldas en 1906 (Hayes et al., 2013). Debido a que los terremotos de Esmeraldas y Maule ocurrieron en un ambientes tectónicos similares y tuvieron magnitudes similares, es razonable sugerir que la magnitud y el patrón de cambios de esfuerzos durante el terremoto de Maule (Lorito et al., 2011) son también similares a aquellos que ocurrieron durante la ruptura de Esmeraldas en 1906. Efectivamente, al comparar los cambios de esfuerzo calculados para el sismo Maule (ver, por ejemplo las Figuras 2 y 4 de Lorito et al. (2011)) con las estimadas aquí para el terremoto de Esmeraldas se observa concordancia.

A nivel mundial, el terremoto de Esmeraldas en 1906 es uno de los siete más grandes desde 1900 y aunque ocurrió cuando la sismología instrumental no estaba muy avanzada, los registros de las ondas al otro lado del mundo (Göttingen, Alemania) permitieron las estimaciones aproximadas de su tamaño (Kanamori and McNally, 1982). Es posible que esta gran ruptura pudiese haber facilitado la ocurrencia de muchos sismos en la región, tal vez durante varias décadas después. Aunque se han producido varios terremotos grandes, presumiblemente dentro de la región de influencia de los cambios de esfuerzos durante el evento de 1906, éstos solo representan una quinta parte del momento sísmico liberado durante el terremoto de Esmeraldas. Por lo tanto, es razonable sugerir puede estar ocurriendo déficit en dislocación (acumulación de movimiento). Suponiendo que el terremoto de Esmeraldas en 1906 liberó el déficit de dislocación en la zona de ruptura y tomando en consideración los valores publicados de velocidad de convergencia de placas a la latitud de la ruptura (7,9 cm/año Minster and Jordan (1978); 5,1 cm/año – 5,4 cm/año - SGC (2015); 6,3 cm/año - Paris et al. (2000)) y los valores de máxima dislocación promedio sugeridos en este trabajo (Tabla **2-1**), se necesitaría un tiempo entre 254 y 314 años para que se repita un terremoto de $M_w = 8,8$ (si los valores

de convergencia de placas son de 6,3 cm/año y 5,1 cm/año, respectivamente). De acuerdo con esto, el siguiente terremoto del mismo tamaño que el evento de 1906 se produciría en el año 2160 (145 años a partir de ahora) o en el año 2220 (205 años a partir de ahora). Se realizaron los cálculos de tiempos de recurrencia para los otros tres grandes terremotos en la región: 1942, 1958 y 1979, resultando en tiempos de repetición en los rangos de 22.2 años - 27.5 años, 22.2 años - 27.5 años y 40.2 años - 50.0 años, respectivamente. El uso de las relaciones de Wells and Coppersmith (1994) da lugar a una aparente sobreestimación de las dimensiones de ruptura y, por tanto, una sobreestimación del tiempo de repetición. Si consideramos una dislocación máxima promedio de 16 metros y la velocidad de convergencia de placas de Minster and Jordan (1978) de 7,9 cm/año (dato usado por Kanamori and McNally (1982)) encontramos un tiempo de recurrencia de 201 años para el terremoto de 1906 (en el año 2107, 92 años a partir del presente).

Más de 109 años han transcurrido desde la ocurrencia del gran sismo de Esmeraldas en 1906 y es importante estudiar modelos plausibles del cambio esfuerzos durante la ocurrencia de un evento similar en la región pacífica de Colombia-Ecuador. Esta investigación debe servir como base para la preparación de escenarios plausibles y refinados y como complemento a los estudios de la deformación y de tectónica.

3.1. Modelando los grandes terremotos del Pacífico colombo-ecuatoriano.

En esta sección se modelará la transferencia de esfuerzos estáticos tipo Coulomb durante los otros tres grandes sismos que han ocurrido en la región de interés del Pacífico Ecuador-Colombia: 1942 ($M_w=7,6$), 1958 ($M_w=7.7$) y 1979 ($M_w=8.1$) (Figura **1-1**). La construcción de modelos de dislocación durante cada uno de estos sismos se realizó con base a la misma metodología descrita para el sismo de Esmeraldas de 1906 (ver capítulo 2 Método y datos).

Para el sismo del 14 de mayo de 1942 ($M_w=7,6$) se usaron los parámetros focales calculados por Swenson and Beck (1996), quienes establecen profundidades focales de 14 y 25 km, por lo que en el modelo de dislocación se asume profundidad de 18 km. Igualmente, las dimensiones de ruptura y probable orientación fueron propuestas por Swenson and Beck (1996) quienes calculan máxima dislocación de 1,2 metros, valor que coincide tanto con la calculada a partir de la relación de Papazachos et al. (2004) como con la propuesta por Wells and Coppersmith (1994) (Tabla **3-2**).

El sismo del 19 de enero de 1958 ($M_w=7.7$). El momento sísmico varía de acuerdo al registro y lectura del sismo, teniendo en cuenta la relación empírica entre el área de réplicas y el mo-

mento se propone $M_o = 2,8 \times 10^{27}$ dinas-cm (Kanamori, 1977, Beck and Ruff, 1984). Con base en análisis de primeros arribos de onda P, Swenson & Beck, (1996) proponen profundidad focal de 25 km y realizan cálculos de dimensiones de ruptura (Tabla **3-2**). Mendoza and Dewey (1984) calcularon la máxima dislocación en 1,5 m y sugieren valores para la orientación de la falla causativa. El valor de dislocación es consistente con el estimado a partir de la relaciones de Papazachos et al. (2004) y Wells and Coppersmith (1994).

El sismo del 12 de diciembre de 1979 ($M_w=8.1$), siendo el más reciente de los grandes eventos ocurridos en el pacífico, es por ende uno de los más estudiados. Kanamori and Given (1981), Swenson and Beck (1996) estudiaron diferentes parámetros de este sismo, como la profundidad hipocentral, longitud y ancho de la ruptura (Tabla **3-2**). El mecanismo focal fue obtenido del Global Centroid Moment Tensor Catalog (GCMT, 2015). A este evento se le han calculado tres pulsos sísmicos que indican que el 16 % de momento sísmico (M_o) fue liberado entre los 0 km y 56 km iniciales de la ruptura en sentido noreste con respecto al epicentro, la mayor cantidad de momento sísmico (64 %) fue liberado entre los 56 km y 120 km al noreste del epicentro, y el resto se liberó entre los 120 km y 220 km, en cada uno de estos segmentos de ruptura se produjo una dislocación máxima de 1,75 metros, 5,9 metros y 1 metro, respectivamente (Kanamori and Given, 1981, Beck and Ruff, 1984, Swenson and Beck, 1996, Castilla and Sánchez, 2014). Se ha establecido que tanto la ruptura de 1979 como las de los otros sismos grandes en el Pacífico colombo-ecuatoriano han sido unilaterales (Beck and Ruff, 1984).

Estudios de reflexión sísmica como los realizados por (Collot et al., 2004, García et al., 2014) también son un insumo importante en la generación de los modelos de dislocación que se presentan en la Figura **3-5**, varios de estos estudios aportan datos que sirven para imponer restricciones a los límites de las áreas de ruptura.

Modelo	Dimensiones de la falla		Profundidad del tope de la falla (km)	Rumbo (°)	Buzamiento (°)	Ángulo de deslizamiento (°)	Máxima dislocación (m)	Profundidad de los cálculos (km)
	Longitud (km)	Ancho (km)						
M 1942	180	90	10	30	20	120	1,2	20
M 1958	53	50	10	30	16	118	1,5	20
M 1979	220	100	10	30	16	118	5,9	20

Tabla 3-2.: Parámetros generales de los modelos propuestos para los sismos de 1942, 1958 y 1979.

La figura 3-5 muestra los modelos de dislocación para cada uno de los sismos grandes del Pacífico colombo-ecuatoriano.

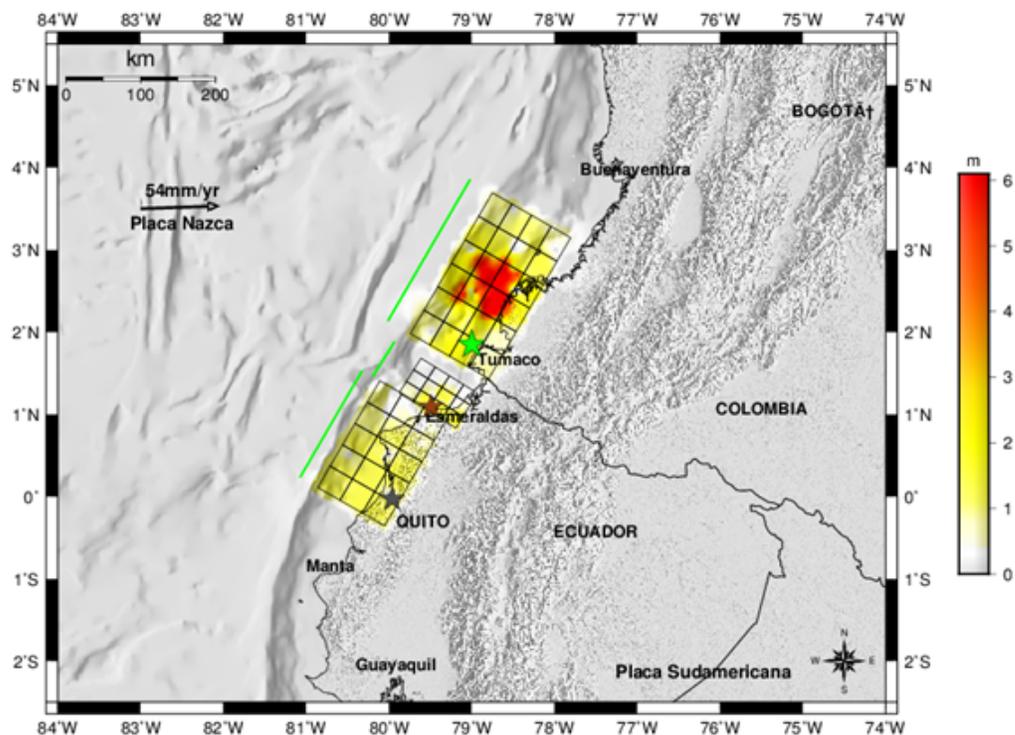


Figura 3-5.: Mapa de dislocación para los eventos de 1942, 1958 y 1979. El rectángulo más sureño representa el área aproximada de ruptura del sismo de 1942, el rectángulo de latitud intermedia representa el área aproximada de ruptura del sismo de 1958, el rectángulo más norteño representa el área de ruptura del sismo de 1979, las estrellas: gris, café y verde representan los epicentros de los sismos de 1942, 1958 y 1979 respectivamente. Escala de dislocación en metros.

La Figura 3-6 se muestra los mapas de transferencia de esfuerzos estáticos tipo Coulomb sobre fallas óptimamente orientadas, calculados con base en los modelos de ruptura de la Tabla 3-2 y la Figura 3-5.

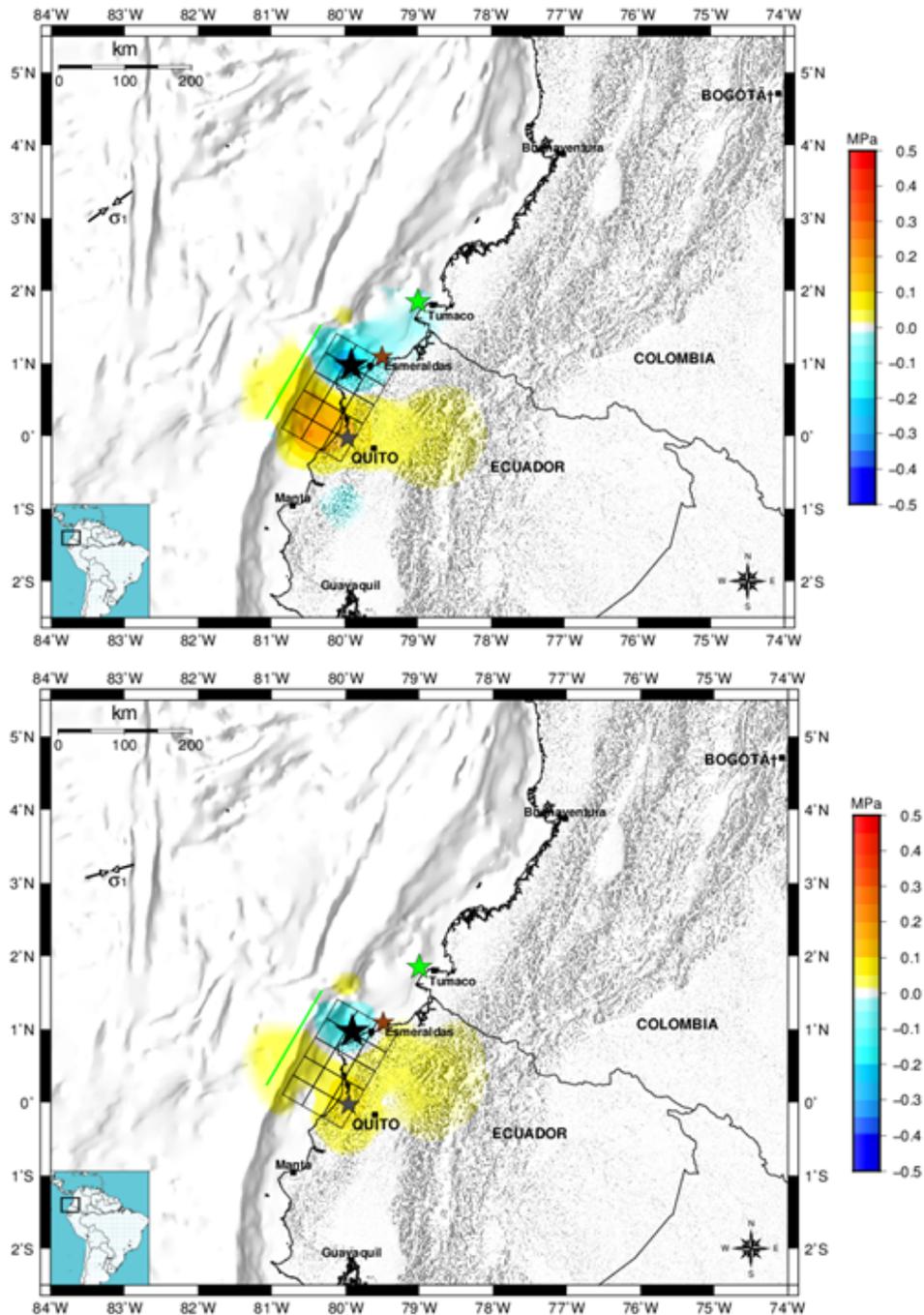


Figura 3-6.: Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M1942 (Tabla 3-2), proyectados sobre fallas óptimamente orientadas. Panel superior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 1 (línea 1, Tabla 2-4). Panel inferior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 2 (línea 2, Tabla 2-4). Las fallas óptimamente orientadas pueden tener muchas orientaciones posibles y mecanismos. Las Estrellas: negra, gris, café y verde representan los epicentros de los terremotos de 1906, 1942, 1958 y 1979, respectivamente. Otras convenciones como en las Figuras 2-5 y 3-1.

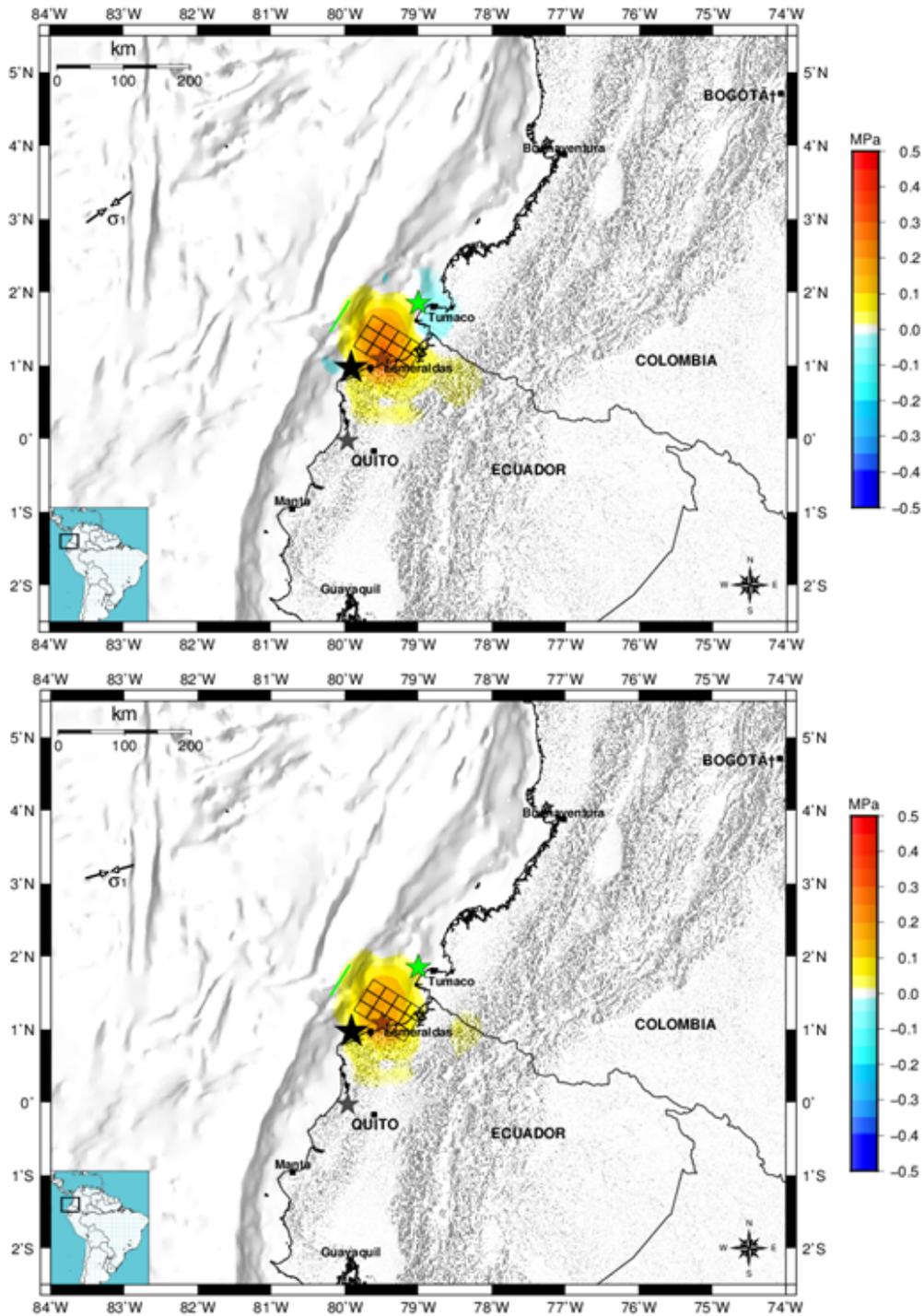


Figura 3-7.: Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M1958 (Tabla 3-2), proyectados sobre fallas óptimamente orientadas. Otras convenciones como en la Figura 3-6.

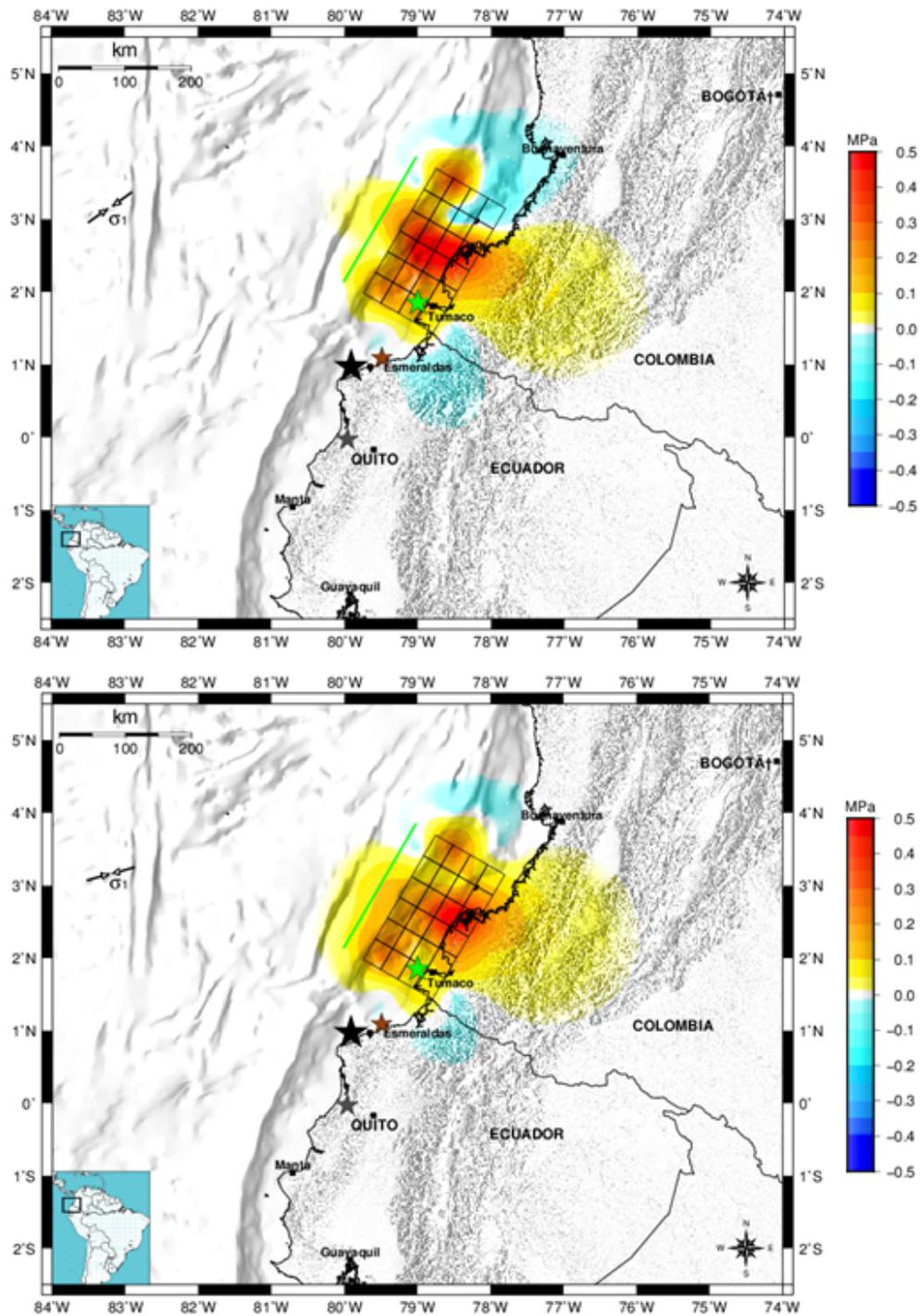


Figura 3-8.: Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M1979 (Tabla 3-2), proyectados sobre fallas óptimamente orientadas. Otras convenciones como en la Figura 3-6.

3.1.1. Potencial acumulación de esfuerzos (*Stress build-up*)

Estudios afirman que el campo de esfuerzos antes de cada evento es la superposición de los cambios de esfuerzos de todos los eventos anteriores y la influencia del campo de esfuerzos tectónicos (Anderson et al., 2003, Roth, 2004). Teniendo en cuenta el cambio dependiente del tiempo de la transferencia de esfuerzos entre terremotos, se infiere de forma aproximada acerca de terremotos futuros en regiones donde los esfuerzos han sido positivos (Roth, 2004).

Teniendo en cuenta los cálculos previos de transferencia de esfuerzos luego de los grandes eventos en el Pacífico se observa una región en la cual los cambios de esfuerzo son persistentemente positivos la cual se encuentra relativamente más cargada de esfuerzo y es buen candidato para un escenario futuro de ruptura. El método, sin embargo, no puede determinar el tiempo de ocurrencia de eventos futuros.

La Figura **3-9** muestra mapas con la suma de los cambios de esfuerzos de los cuatro sismos grandes (1906, 1942, 1958 y 1979), proyectados sobre fallas óptimamente orientadas.

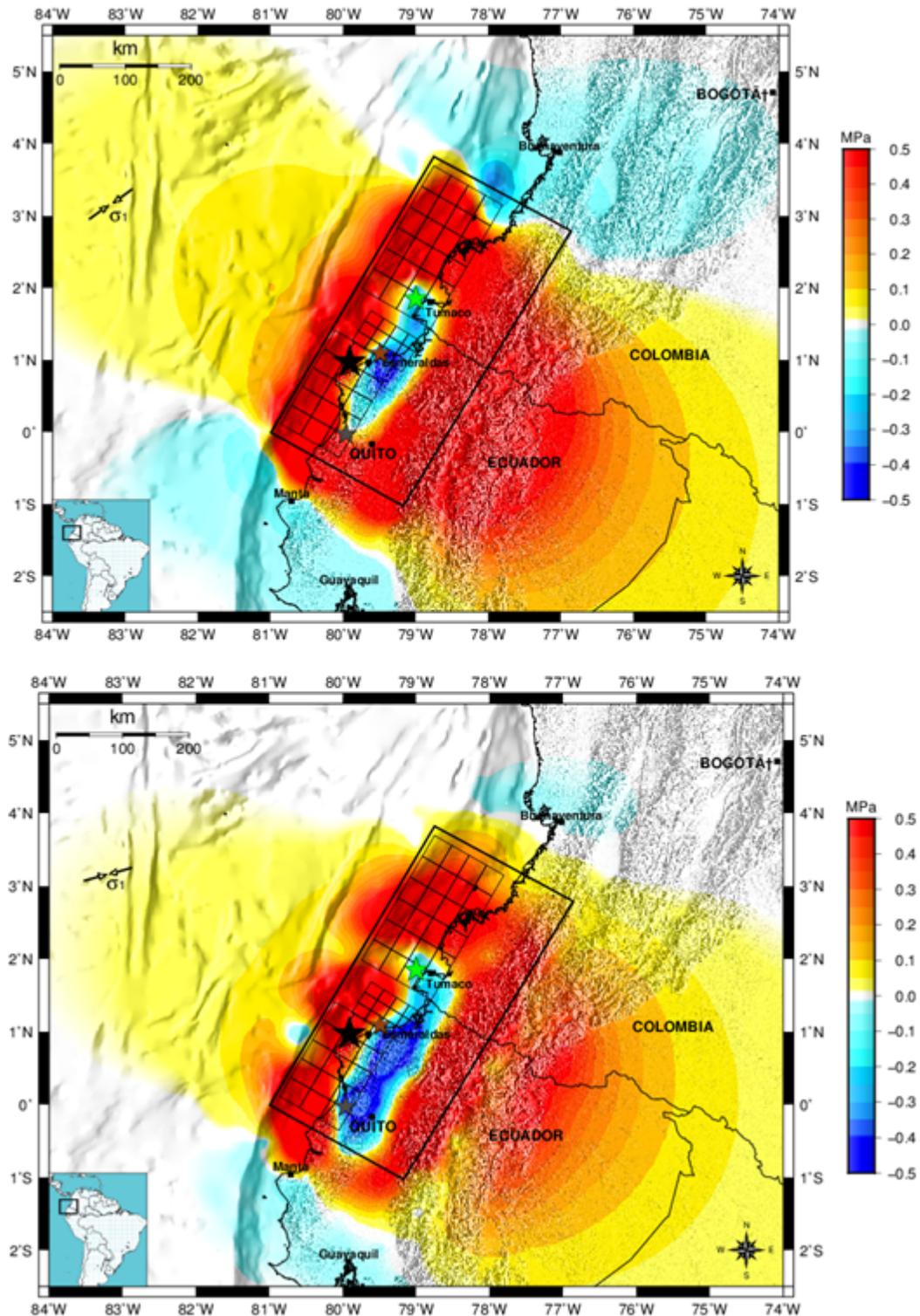


Figura 3-9.: Efecto acumulativo de esfuerzos. Suma de los cambios de esfuerzos de los cuatro eventos (1906, 1942, 1958 y 1979), los cambios de esfuerzos luego de cada uno de los eventos son proyectados sobre fallas óptimamente orientadas (pueden tener muchas orientaciones posibles y mecanismos). Convenciones como en la Figura 3-6.

Es evidente que el sismo de 1906 causó una transferencia de esfuerzos muy marcada en comparación a los otros eventos (comparar, por ejemplo las Figuras 3.3 y 3.9), dominando el patrón de cambio de esfuerzos. De otra parte, si se considera solo la superposición de la transferencia de esfuerzos estáticos de los últimos tres grandes eventos (1942, 1958 y 1979), sobre fallas óptimamente orientadas se observan detalles acerca de concentración de esfuerzos positivos relacionados a estos sismos grandes más recientes (Figura 3.10).

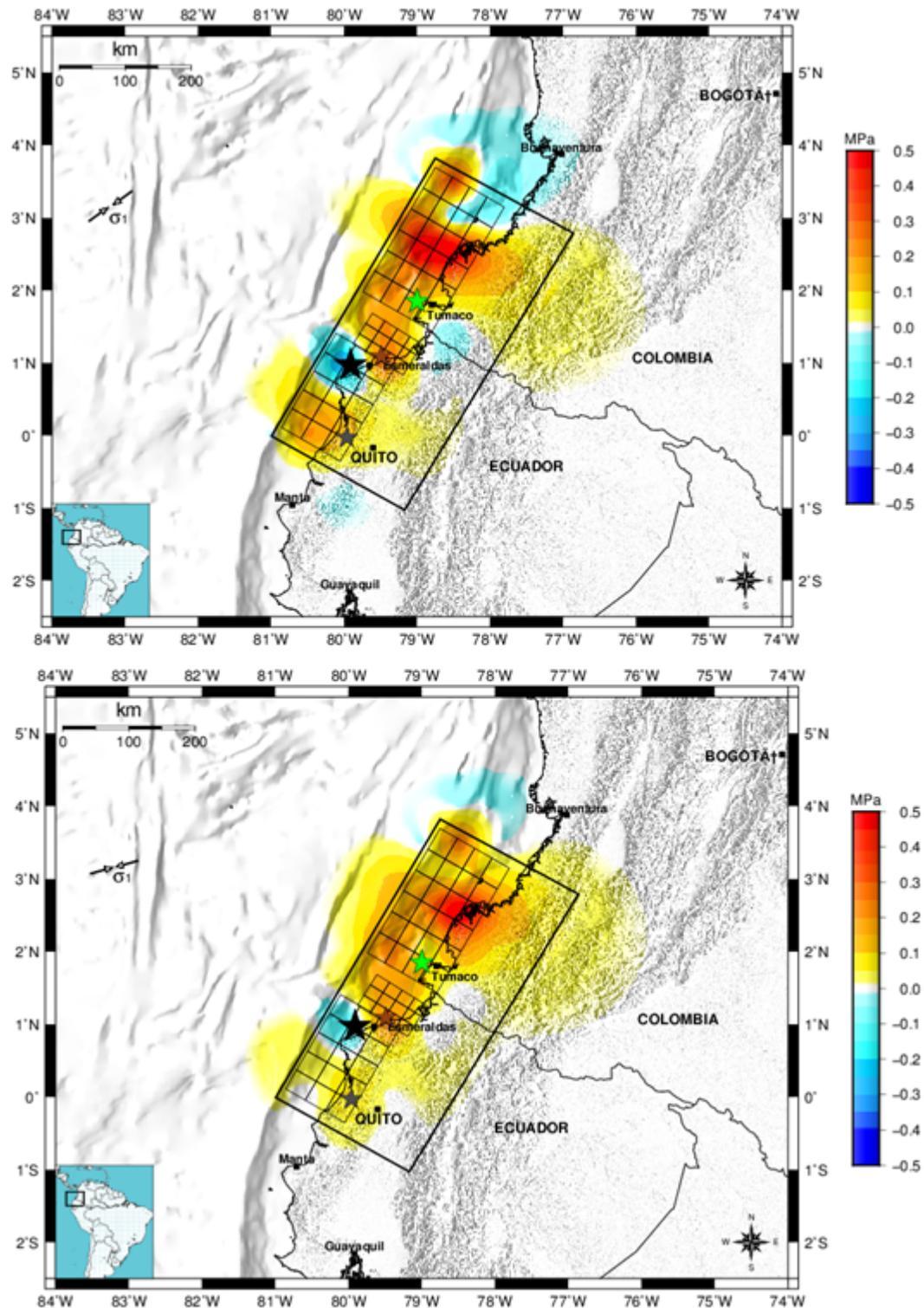


Figura 3-10.: Acumulación de esfuerzos. Superposición de los cambios de esfuerzos de los últimos tres grandes eventos (1942, 1958 y 1979), los cambios de esfuerzos en cada uno de los eventos son proyectados sobre fallas óptimamente orientadas. Convenciones como en la Figura 3-6.

Con los mapas presentados anteriormente se puede estimar una región en la que persisten esfuerzos positivos, en la cual habría tendencia a una ruptura futura, de acuerdo a lo planteado con el método. El noreste de Tumaco-Colombia es la región en la que siempre los esfuerzos se muestran cargados intensamente, aunque hay una amplia región que también evidencia esfuerzos positivos, desde el noreste de Ecuador (Manta) hasta el sur occidente de Colombia (costado norte de Tumaco), sin embargo hay pequeñas zonas donde los esfuerzos son negativos, posiblemente regiones donde el medio está relajado.

Con base en la evolución temporal de sismicidad en Sur América, incluyendo los sismos de 1942 y 1958, Kelleher (1972) propuso que la zona NE del sismo de 1958 podía sufrir la ocurrencia de grandes eventos, luego de siete años de la publicación efectivamente ocurrió el evento de 1979 (Tumaco). Es importante anotar que la zona sur de la región objeto del presente estudio incluye un rasgo geológico (Ridge de Carnegie), se puede plantear como una barrera limitante para grandes rupturas (Collot et al., 2004). Kelleher (1972) considera las latitudes 2°- 9° Sur (abarcando parte del Ridge de Carnegie) como un posible ejemplo de gap que no desatan grandes terremotos, esto de acuerdo al registro.

3.1.2. Relación con el terremoto de Pedernales-Ecuador (16 de abril de 2016)

Días cercanos a la recepción y culminación del presente documento, ocurrió un terremoto de $M_w=7,8$, en Ecuador (Pedernales-Manabí). El sismo se registró el sábado 16 de abril de 2016 a las 18:58 hora local, su epicentro se ubicó frente a Pedernales (Manabí), a 20 km de profundidad (profundidad que coincide con la profundidad hipocentral de los grandes terremotos en el Pacífico Colombia-Ecuador, típicos de la zona de subducción), el evento fue resultado del desplazamiento entre las dos placas tectónicas: la placa de Nazca (placa oceánica) que se sumerge bajo la Sudamericana (placa continental). El terremoto de Abril de 2016 produjo más de 450 réplicas superficiales (≤ 20 km de profundidad) con tamaños que varían entre 2,5 y 6,1 de magnitud (IGEPN, 2016).

La geometría de ruptura asociada a este evento tiene características similares a las asociadas a los grandes terremotos de la región, corresponde a una falla inversa (Figura **3-11** muestra el mecanismo focal), donde se observa un plano de falla inclinado que coincide con la disposición esperada de la zona de contacto de las placas Nazca y Sudamericana. Adicionalmente se puede indicar que la ruptura se inició frente a Pedernales y se dirigió hacia el sur, en función de lo que mostraron las réplicas (IGEPN, 2016).



Figura 3-11.: Mecanismo focal asociado al terremoto del 16 de abril de 2016 (GCMT, 2016). Rumbo, buzamiento y ángulo de deslizamiento 39° , 35° y 130° respectivamente.

Si se tiene en cuenta la acumulación de esfuerzos de los últimos tres grandes eventos (Figura **3-10**), existe una correlación al dibujar el epicentro del sismo de 2016, ya que cae en un lugar donde los esfuerzos se muestran cargados positivamente (Figura **3-12** & Figura **3-13**). El evento ocurrido en abril de 2016, es un sismo importante, no solo por los daños provocados, sino, porque constituye el sismo más grande desde 1979 en la costa colombo-ecuatoriana, con una magnitud similar a la de los sismos de 1942 y 1958. La orientación del plano de falla inclinado suavemente al Este Sureste coincide con la orientación de la zona de subducción.

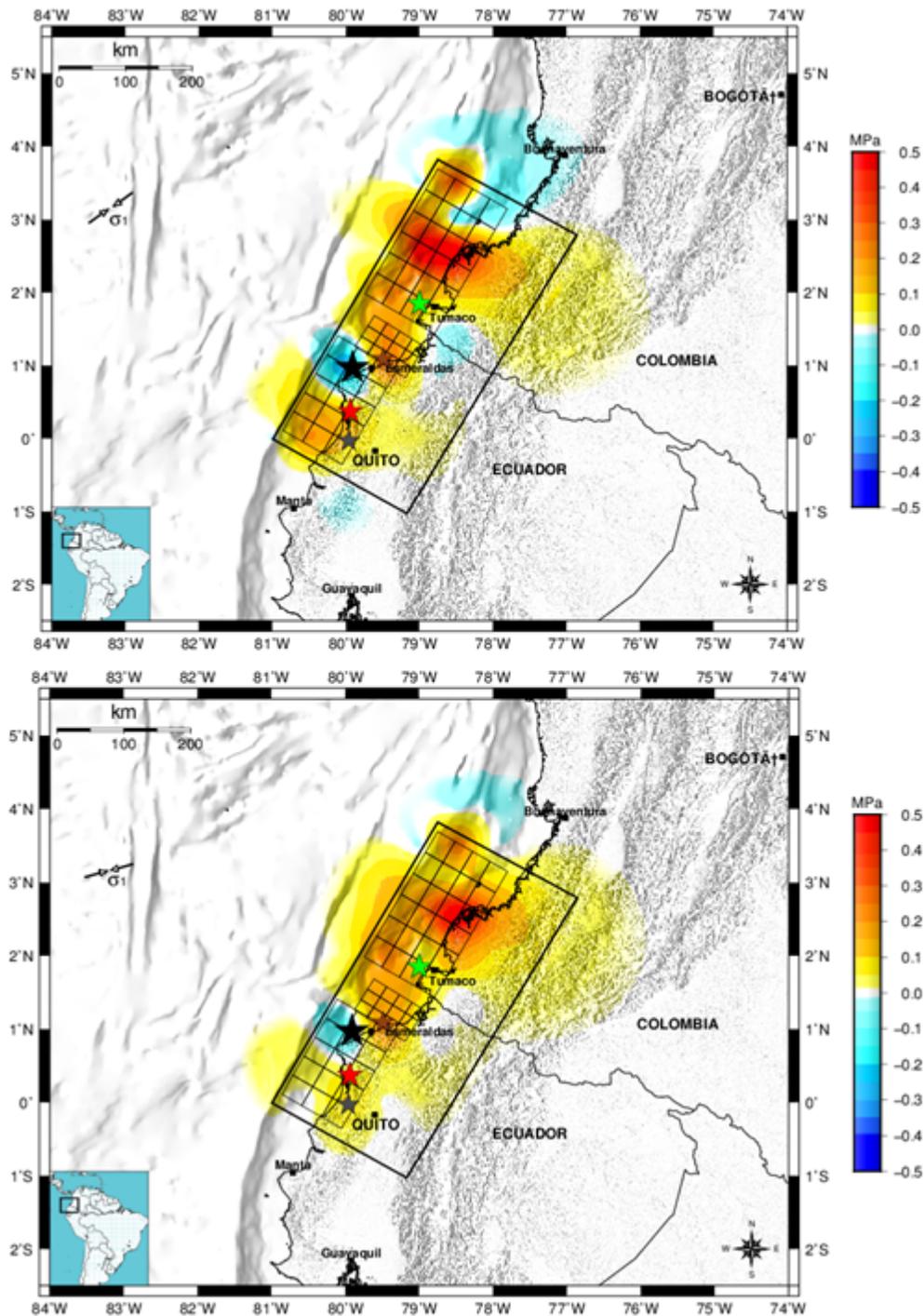


Figura 3-12.: Acumulación de esfuerzos. Superposición de los cambios de esfuerzos de los últimos tres grandes eventos (1942, 1958 & 1979), los cambios de esfuerzos en cada uno de los eventos son proyectados sobre fallas óptimamente orientadas. Dibujando por medio de la estrella roja el epicentro del sismo de 2016, situado en una región donde la acumulación de los esfuerzos resultante de los últimos tres grandes eventos es positiva, teniendo entonces una relación. Convenciones como en la Figura 3-6.

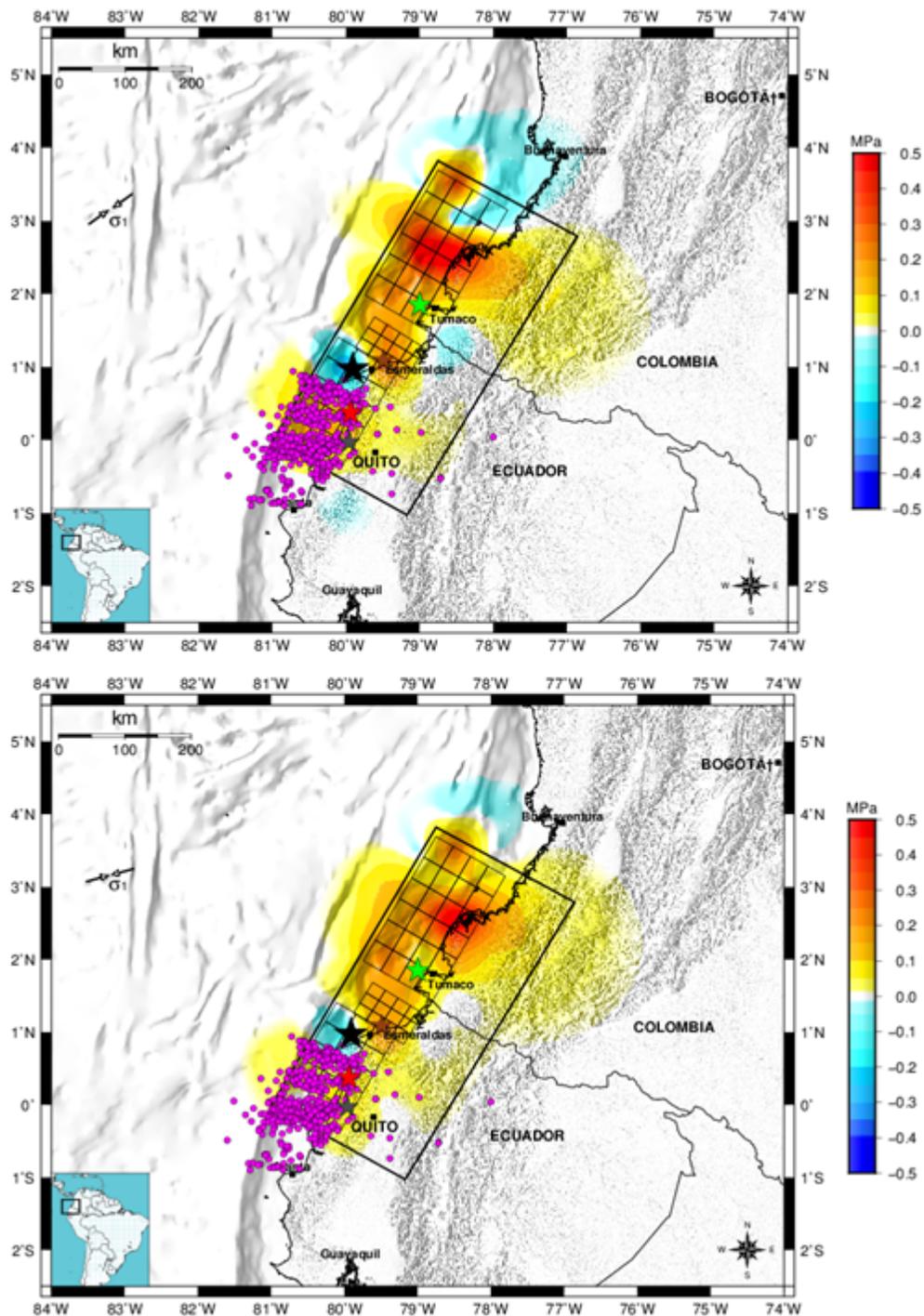


Figura 3-13.: Acumulación de esfuerzos. Superposición de los cambios de esfuerzos de los últimos tres grandes eventos (1942, 1958 & 1979), los cambios de esfuerzos en cada uno de los eventos son proyectados sobre fallas óptimamente orientadas. Dibujando por medio de la estrella roja el epicentro del sismo de 2016, puntos color violeta representan 499 réplicas asociadas a este evento, profundidades entre 1 km y 30 km, con magnitudes M_w entre 2,8 y 6,3 (IGEPN, 2016). Convenciones como en Figuras anteriores.

4. Conclusiones

Los cambios en esfuerzos tipo Coulomb causados por una ruptura hipotética similar a aquella durante el sismo de Esmeraldas en 1906, M_w 8,8, han sido modelados usando un plano de ruptura de dimensiones máximas 500 km x 180 km y usando seis distribuciones alternativas para la dislocación. Investigaciones recientes acerca del sismo de 2010 en Maule, Chile, M_w 8,8, proveen bases para comparar con el sismo de Esmeraldas. Los cambios de esfuerzos tipo Coulomb proyectados sobre fallas específicas varían fuertemente con la orientación de las fallas objetivo. Las fallas mapeadas y los segmentos de fallas en la porción continental arriba del área de ruptura similar a aquella durante el sismo de 1906 pueden ser afectadas de manera diferente en las regiones norte y sur: Algunas fallas serían favorecidas para ruptura mientras que otras serían inhibidas en su movimiento. El resultado de calcular los cambios de esfuerzo tipo Coulomb sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas sugiere alguna dependencia con la orientación del campo de esfuerzos regional y que muchas fallas y segmentos de fallas estarían incluidos en regiones grandes de cambios de esfuerzos positivos. La sismicidad superficial en la región pacífica colombo-ecuatoriana se correlaciona bien con los modelos de cambio de esfuerzo. El reciente sismo de Maule, Chile, M_w 8,8 puede ser un buen análogo para el más antiguo evento de Esmeraldas en 1906.

El noreste de Tumaco-Colombia es una región en la que los esfuerzos se muestran cargados positivamente (Figuras **3-9** y **3-10**), área que se plantea como susceptible a una futura nucleación de sismo grande. El sismo de Pedernales (Ecuador) ($M_w=7.8$, 16 de abril de 2016) se nucleó en una región en donde se predecían esfuerzos acumulados positivos, confirmando la validez de los cálculos espaciales aquí presentados (Figura **3-12**).

Bibliografía

- Anderson, G., Aagaard, B., and Hudnut, K. (2003). Fault interactions and large complex earthquakes in the los angeles area. *Science*, 302:1946–1949.
- Arcila, M., Muñoz, A., and De Vicente, G. (2002). Análisis sismotectónico de la convergencia caribe, nazca, suramérica. Technical report, INGEOMINAS, Conference Proceedings of the First Colombian Symposium on Seismology.
- Aron, F., Allmendinger, R. W., Cembrano, J., González, G., and Yáñez, G. (2013). Permanent fore-arc extension and seismic segmentation: Insights from the 2010 maule earthquake, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118:1–16.
- Beck, S. and Ruff, L. (1984). The rupture process of the great 1979 colombia earthquake: Evidence for the asperity model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89:9281–9291.
- Bufe, C. G. (2004). Stress transfer to the denali and other regional faults from the m 9.2 alaska earthquake of 1964. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94:145–155.
- Castilla, E. and Sánchez, R. (2014). Análisis de la sismicidad en la costa pacífica colombiana: herramienta para definir fuentes de tsunamis. *Boletín científico CIOH*, 32:135–147.
- CNK (2015). Corporación nasa kiwe-cnk <http://www.nasakiwe.gov.co/nsk-1-16-historia> [Último acceso: 2015-06-06].
- Collot, J. Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M., and Spence, G. (2004). Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern ecuador – southwest colombia margin. *Journal of Geophysical Research*, 109:1–14.
- Cortés, M. and Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403:29–58.
- Ding, M. and Lin, J. (2014). Post-seismic viscoelastic deformation and stress transfer after the 1960 m9.5 valdivia, chile earthquake: effects on the 2010 m8.8 maule, chile earthquake. *Geophysical Journal International*, 197:697–704.

- Dionicio, L. V. and Sánchez, J. J. (2012). Mapping of b -values, earthquake relocation, and coulomb stress changes during 1992–2007 in the murindó seismic zone, colombia. *Journal of Seismology*, 16:375–387.
- García, L. C., Galve, A., Charvis, P., and Marcaillou, B. (2014). Three-dimensional velocity structure of the outer fore arc of the colombia-ecuador subduction zone and implications for the 1958 megathrust earthquake rupture zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119:1041–1060.
- GCMT (2015). Global centroid moment tensor catalog-gcmt <http://www.globalcmt.org> [Último acceso: 2015-06-21].
- Gephart, J. W. and Forsyth, D. W. (1984). An improved method of determining the regional stress tensor using the earthquake focal mechanism data: Application to the san fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89:9305–9320.
- Hayes, G. P., Bergman, K. L., Benz, H. M., Brown, L., and Meltzer, A. S. (2013). Seismotectonic framework of the 2010 february 27 mw 8.8 maule, chile earthquake sequence. *Geophysical Journal International*, 195:1034–1051.
- Herd, D. G., Young, T. L., Meyer, H., Arango, C., L., J., Person, W. J., and Mendoza, C. (1981). The great tumaco, colombia earthquake of 12 december 1979. *Science*, 211:441–445.
- IGEPN (2016). Instituto geofísico de ecuador- escuela politécnica nacional – igepn <http://www.igepn.edu.ec/> [Último acceso: 2016-04-20].
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Brill, D., and Strecker, M. R. (2015). Segmentation of the 2010 maule chile earthquake rupture from a joint analysis of uplifted marine terraces and seismic-cycle deformation patterns. *Quaternary Science Reviews*, 113:171–192.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 82:2981–2987.
- Kanamori, H. and Given, J. (1981). Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 27:8–31.
- Kanamori, H. and McNally, K. C. (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the ecuador-colombia coast. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72:1241–1253.
- Kelleher, J. A. (1972). Rupture zones of large south american earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77:2087–2103.

- King, G. C. P., Stein, R., and Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84:935–953.
- Lange, D., Tilman, F., Barrientos, S. E., Contreras, E., Methe, P., Moreno, M., Heit, B., Agurto, H., Bernard, P., Vilotte, J. P., and Beck, S. (2012). Aftershock seismicity of the 27 february 2010 mw 8.8 maule earthquake rupture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 317:413–425.
- Lin, J. and Stein, R. (2004). Stress triggering in thrust and subduction earthquake and stress interaction between the southern san andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109:1–19.
- Lorito, S., Romano, F., Atzori, S., Tong, X., Avallone, A., McCloskey, J., Cocco, M., Boschi, E., and Piatanesi, A. (2011). Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 chile earthquake. *Nature Geoscience*, 4:173–178.
- Mendoza, C. and Dewey, J. W. (1984). Seismicity associated with the great colombia-ecuador earthquakes of 1942, 1958, and 1979: Implications for barrier models of earthquake rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74:577–593.
- Michael, A. J. (1987). Use the focal mechanisms to determine stress: A control study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92:357–367.
- Minster, J. B. and Jordan, T. H. (1978). Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83:5331–5354.
- Moscoso, E., Grevemeyer, I., Contreras, E., Flueh, E. R., Dzierma, Y., Rabbel, W., and Thorwart, M. (2011). Revealing the deep structure and rupture plane of the 2010 maule, chile earthquake (mw = 8.8) using wide angle seismic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 307:147–155.
- Ocampo, J. and Sánchez, J. J. (2014). *Mecanismos focales y sus implicaciones en el estado de esfuerzo. Calidad y variabilidad de los mecanismos focales en Sur América: implicaciones en el análisis del estado de esfuerzos*. Editorial Académica Española, Saarbrücken.
- Papazachos, B. C., Scordilis, E. M., Panagiotopoulos, D. G., B., P. C., and Karakaisis, G. F. (2004). Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 36:1482–1489.
- Paris, G., Machette, M. N., Dart, R. L., and Haller, K. M. (2000). *Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions*. U.S. Geological Survey Open-File Report 00–0284.

- Parsons, T., Sevilgen, V., Segou, M., Milner, K., Field, E., and Stein, R. (2014). Stress-based aftershock forecasts made within 24 hours post-mainshock: Expected north san francisco bay area seismicity changes after the 2014 m=6.0 american canyon earthquake. *United States Geological Survey*, pages 1–16.
- Ramírez, J. E. (1975). *Historia de los terremotos en Colombia, segunda edición*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Republica de Colombia.
- Restrepo, J. C. and Otero, L. J. (2007). Modelación numérica de eventos tsunamigénicos en la cuenca pacífica colombiana bahía de buenaventura. *Revista Académica Colombiana de Ciencias Naturales*, 31:383–398.
- Rollins, J. and Stein, R. S. (2010). Coulomb stress interactions among $M_w \geq 5.9$ earthquakes in the gorda deformation zone, and northern san andreas fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115:1–19.
- Roth, F. (2004). Stress changes modelled for sequence of strong earthquake in the south iceland seismic zone since 1706. *Pure and applied geophysics*, 161:1305–1327.
- RSNC (2015). Red sismológica nacional de colombia <http://seisan.sgc.gov.co/RSNC/> [Último acceso: 2015-06-21].
- Ruff, L. and Kanamori, H. (1983). The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period diffracted p-waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 31:202–230.
- Selvilgen, V., Stein, R., and Pollitz, F. (2012). Stress imparted by the great 2004 sumatra earthquake shut down transforms and activated rifts up to 400 km away in the andaman sea. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109:15152–15156.
- SGC (2007-2015). Servicio geológico colombiano, mapa geológico de colombia <http://www2.sgc.gov.co/Geologia/Mapa-geologico-de-Colombia.aspx> [Último acceso: 2015-06-21].
- Stein, R. S., King, G. C., and Lin, J. (1992). Change in failure stress on the southern san andreas fault system caused by the 1992 magnitude=7.4 landers earthquake. *Science*, 258:1328–1332.
- Swenson, J. L. and Beck, S. L. (1996). Historical 1942 ecuador and 1942 peru subduction earthquakes, and earthquakes cycles along colombia-ecuador and peru subduction segments. *PAGEOPH*, 146:67–101.

- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., and Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern andes: Subductions and intracontinental deformation (colombia). *Tectonics*, 19:787–813.
- Toda, S., Lin, J., and Stein, R. (2011a). Using the 2011 $m = 9.0$ tohoku earthquake to test the coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure. *Earth Planets Space*, 63:1–6.
- Toda, S., Stein, R., Sevilgen, V., and Lin, J. (2011b). Coulomb 3.3 graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching—user guide. *United States Geological Survey*.
- USGS (2014). United states geological survey, national earthquake information center-neic <http://earthquake.usgs.gov/contactus/golden/neic.php> [Último acceso: 2014-11-18].
- Wang, L., Shum, C. K., Simons, F. J., Tassara, A., Erkan, K., Jekeli, C., Braun, A., Kuo, C., Lee, H., and Yuan, D. N. (2012). Coseismic slip of the 2010 m_w 8.8 great maule, chile, earthquake quantified by the inversion of grace observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 335-336:167–179.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84:974–1002.
- Zhang, J. and Kanamori, H. (1988). Source finiteness of large earthquakes measured from long-period rayleigh waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 52:656–684.

A. Anexos

Mapas de transferencia de esfuerzos sobre fallas específicas M2.

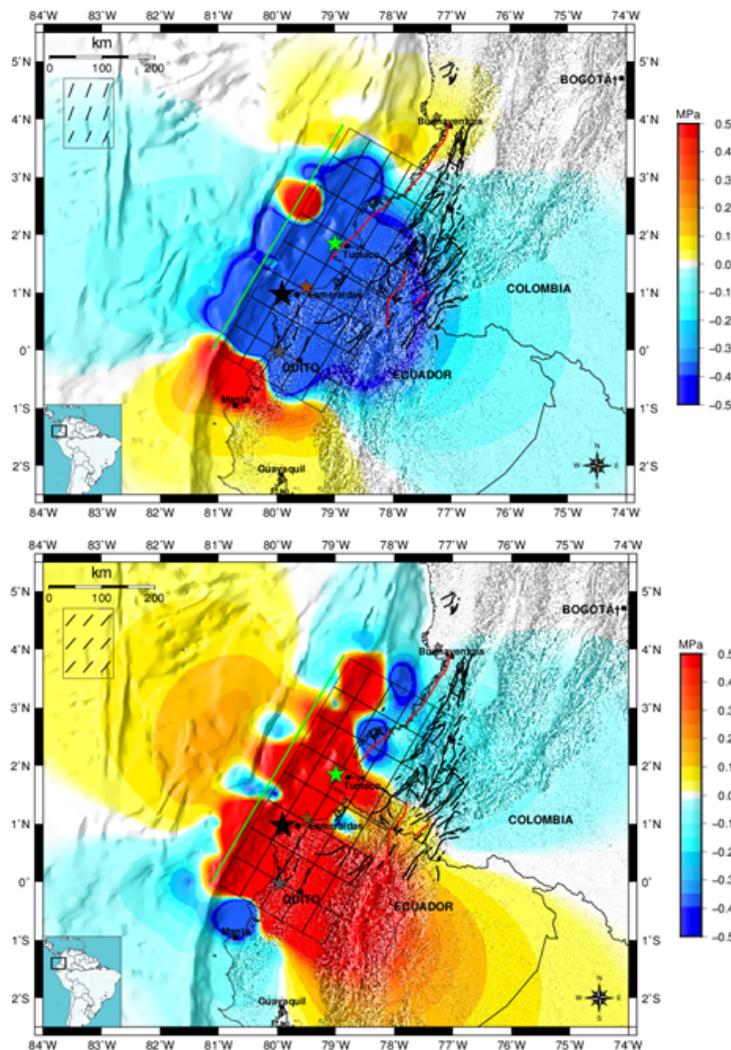


Figura A-1.: Cambios de esfuerzos Coulomb producidos durante una ruptura según el modelo M2 (Tabla 2-1). Panel superior: Fallas específicas orientadas ($\phi=20^\circ$, $\delta=21^\circ$, $\tau=112^\circ$). Panel inferior: Fallas específicas con orientaciones ($\phi=40^\circ$, $\delta=89^\circ$, $\tau=180^\circ$), Otras convenciones como en la Figura 2-5, Figura 3-1 y Figura 3-3.

Mapas de transferencia de esfuerzos sobre fallas específicas M3.

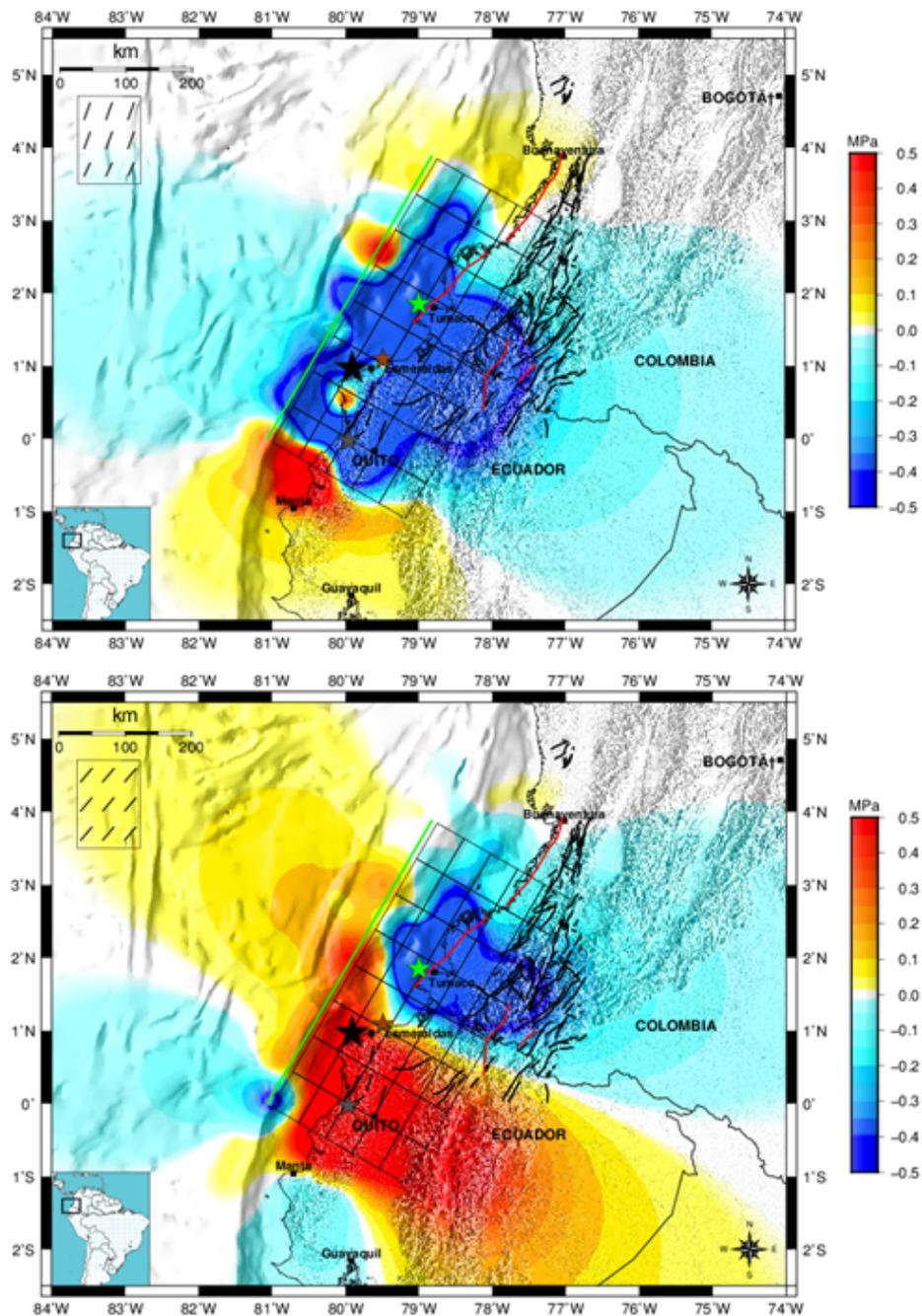


Figura A-2.: Cambios de esfuerzos Coulomb producidos durante una ruptura según el modelo M3 (Tabla 2-1). Panel superior: Fallas específicas orientadas ($\phi = 20^\circ$, $\delta = 21^\circ$, $\tau = 112^\circ$). Panel inferior: Fallas específicas con orientaciones ($\phi = 40^\circ$, $\delta = 89^\circ$, $\tau = 180^\circ$), Otras convenciones como en la Figura 2-5, Figura 3-1 y Figura 3-3.

Mapas de transferencia de esfuerzos sobre fallas específicas M4.

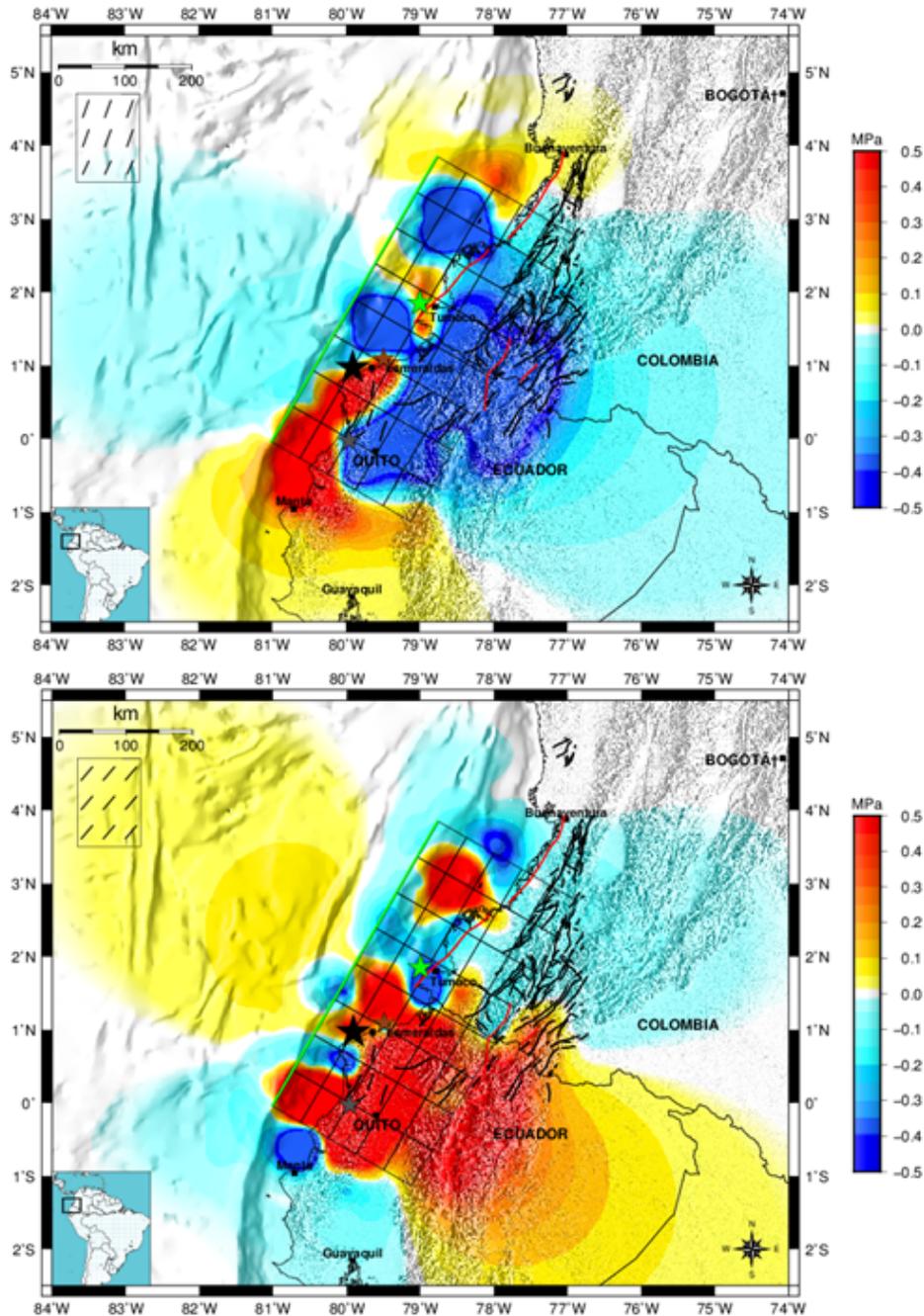


Figura A-3.: Cambios de esfuerzos Coulomb producidos durante una ruptura según el modelo M4 (Tabla 2-1). Panel superior: Fallas específicas orientadas ($\phi=20^\circ$, $\delta=21^\circ$, $\tau=112^\circ$). Panel inferior: Fallas específicas con orientaciones ($\phi=40^\circ$, $\delta=89^\circ$, $\tau=180^\circ$), Otras convenciones como en la Figura 2-5, Figura 3-1 y Figura 3-3.

Mapas de transferencia de esfuerzos sobre fallas específicas M5.

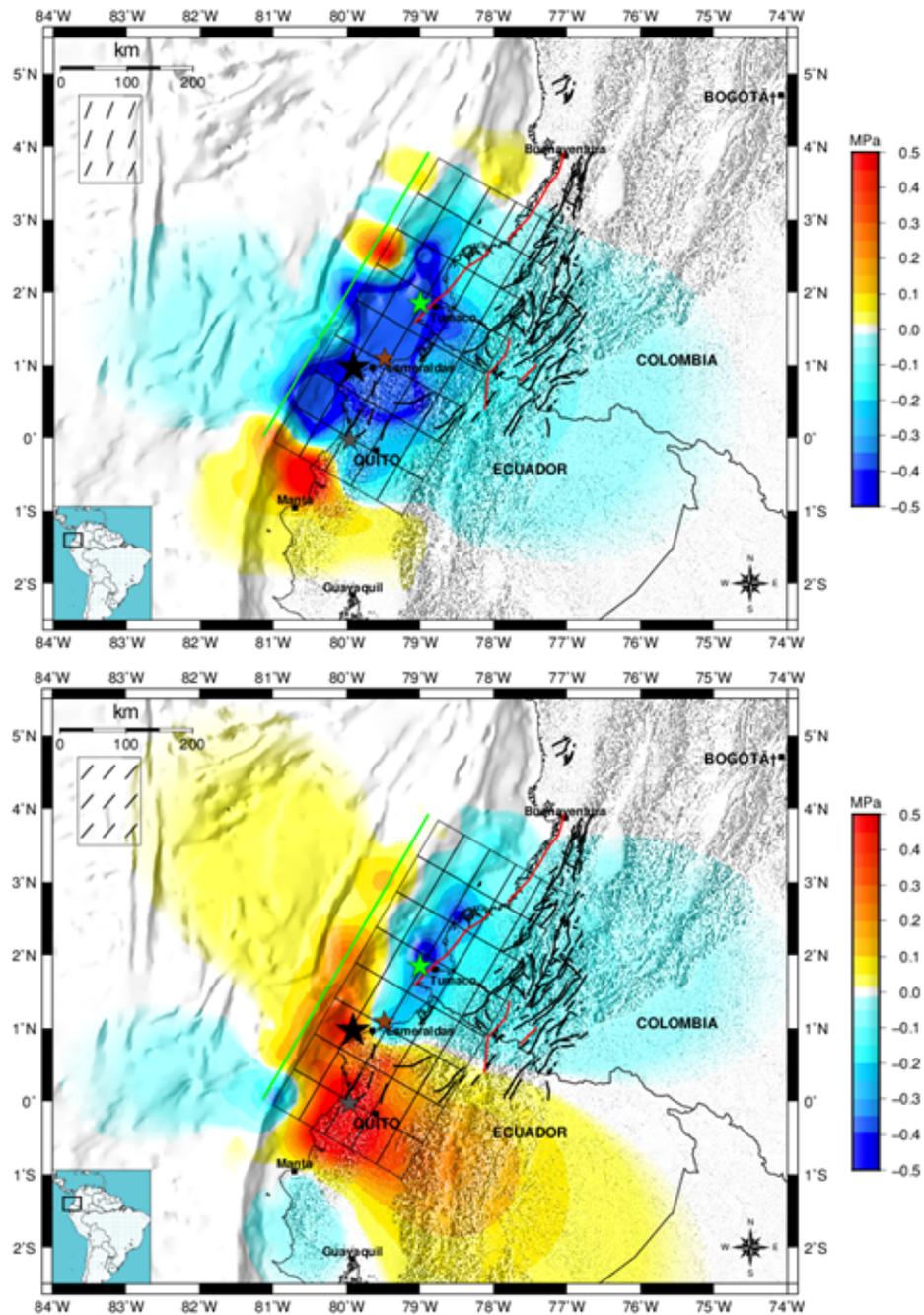


Figura A-4.: Cambios de esfuerzos Coulomb producidos durante una ruptura según el modelo M5 (Tabla 2-1). Panel superior: Fallas específicas orientadas ($\phi = 20^\circ$, $\delta = 21^\circ$, $\tau = 112^\circ$). Panel inferior: Fallas específicas con orientaciones ($\phi = 40^\circ$, $\delta = 89^\circ$, $\tau = 180^\circ$), Otras convenciones como en la Figura 2-5, Figura 3-1 y Figura 3-3.

Mapas de transferencia de esfuerzos sobre fallas específicas M6.

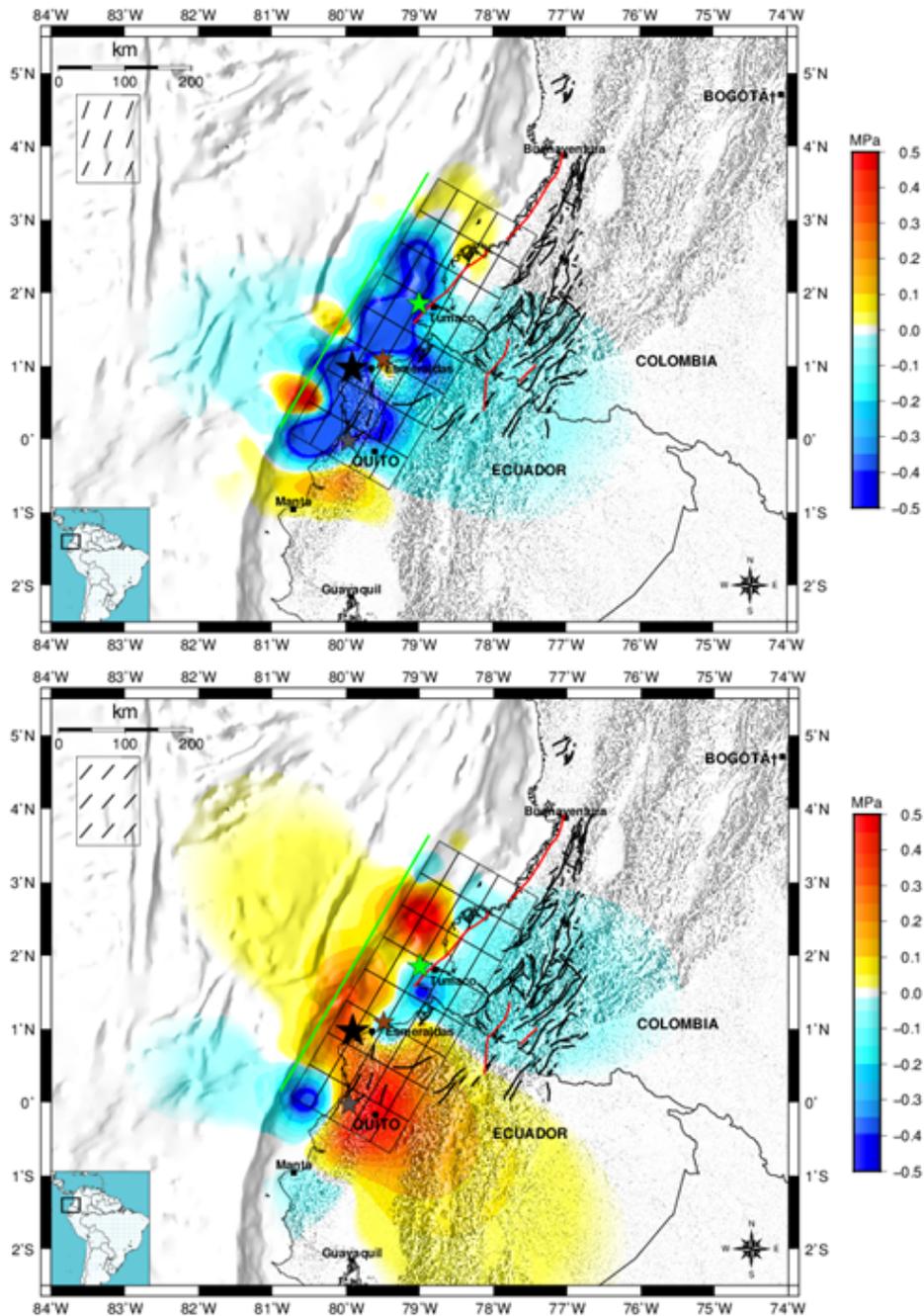


Figura A-5.: Cambios de esfuerzos Coulomb producidos durante una ruptura según el modelo M6 (Tabla 2-1). Panel superior: Fallas específicas orientadas ($\phi=20^\circ$, $\delta=21^\circ$, $\tau=112^\circ$). Panel inferior: Fallas específicas con orientaciones ($\phi=40^\circ$, $\delta=89^\circ$, $\tau=180^\circ$), Otras convenciones como en la Figura 2-5, Figura 3-1 y Figura 3-3.

Mapas de transferencia de esfuerzos sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas M2.

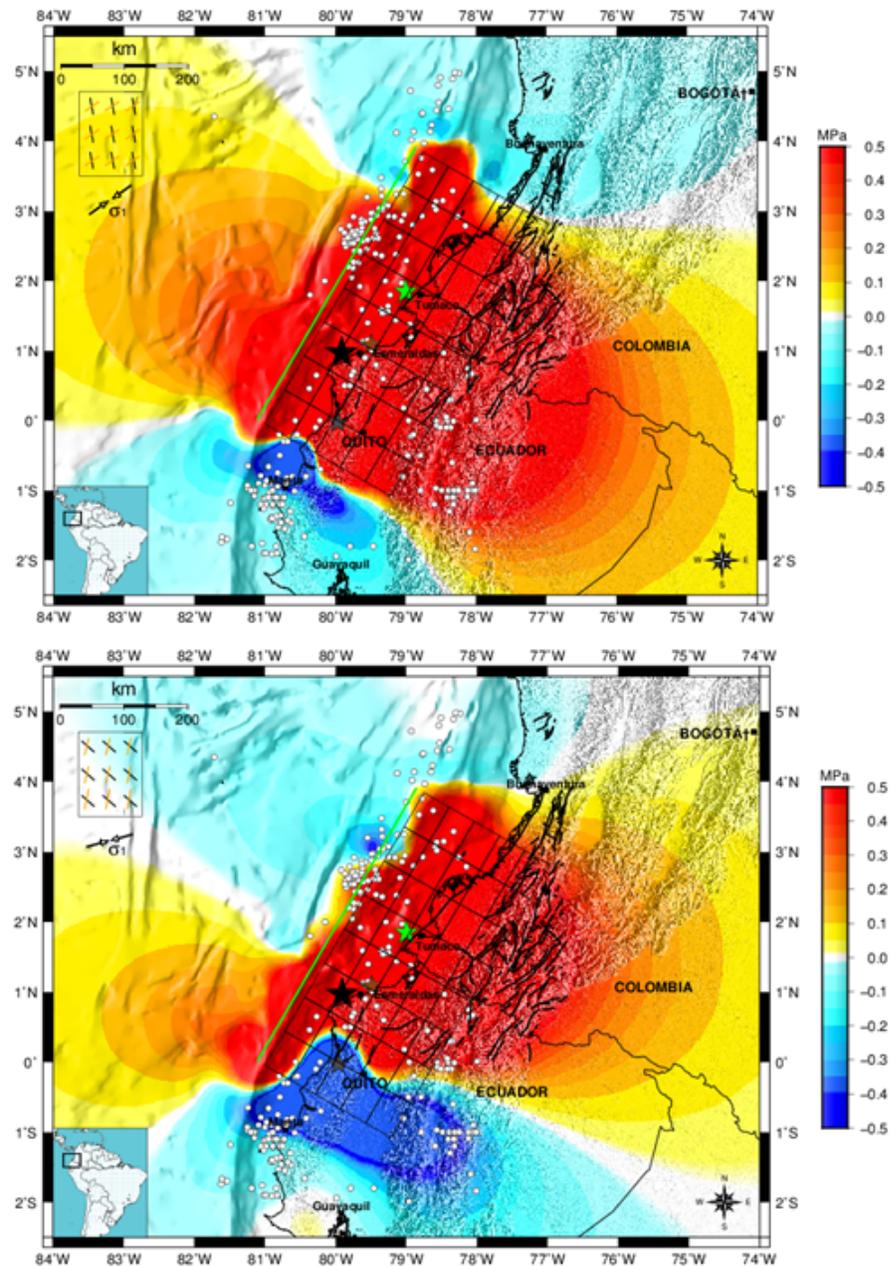


Figura A-6.: Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M2 (Tabla 2-1), proyectados sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas. Panel superior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 1 (como la línea 1 de la Tabla 2-4). Panel inferior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 2 (como la línea 2 de la Tabla 2-4). Otras convenciones como en la Figura 2-5, Figura 3-1 y Figura 3-3.

Mapas de transferencia de esfuerzos sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas M3.

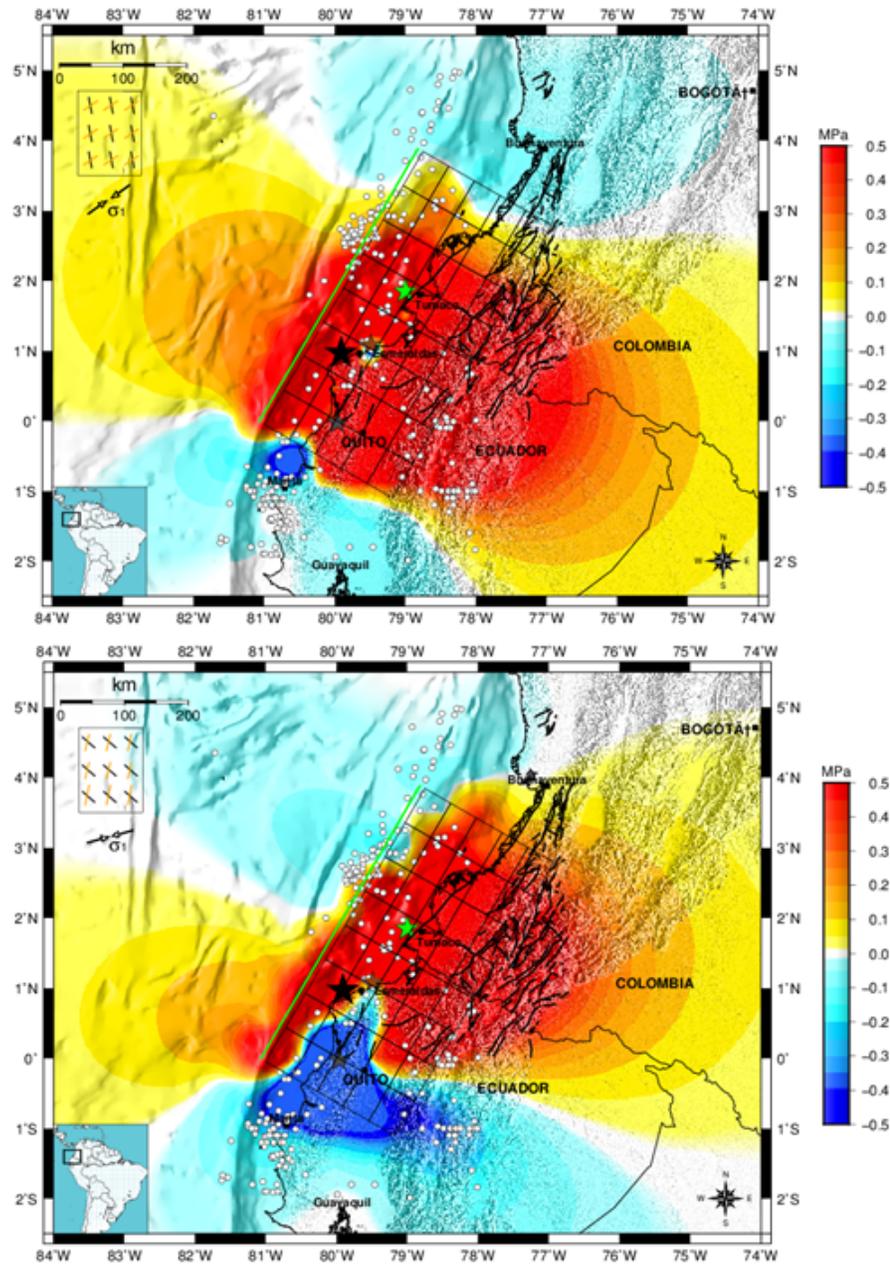


Figura A-7.: Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M3 (Tabla 2-1), proyectados sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas. Panel superior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 1 (como la línea 1 de la Tabla 2-4). Panel inferior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 2 (como la línea 2 de la Tabla 2-4). Otras convenciones como en la Figura 2-5, Figura 3-1 y Figura 3-3.

Mapas de transferencia de esfuerzos sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas M4.

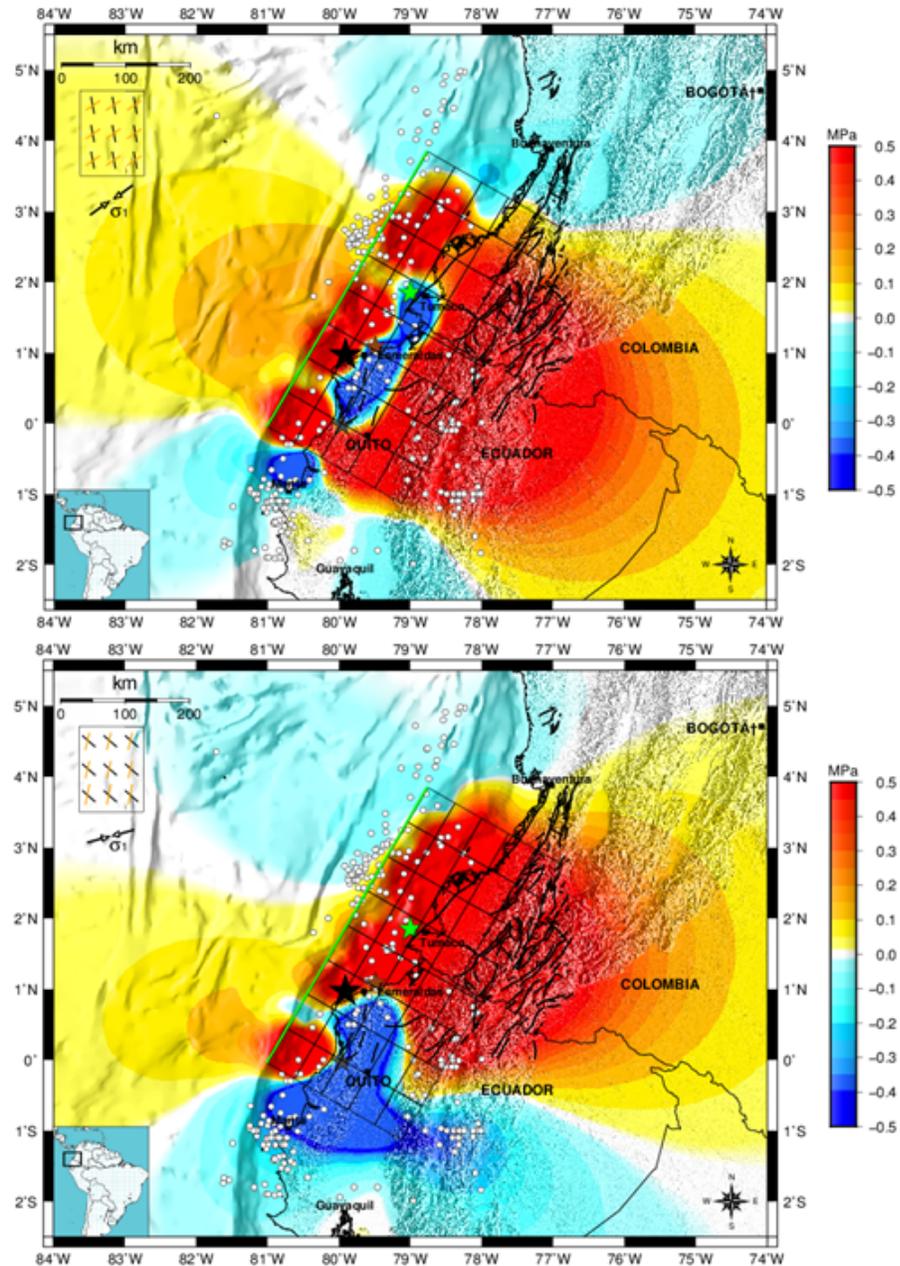


Figura A-8.: Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M4 (Tabla 2-1), proyectados sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas. Panel superior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 1 (como la línea 1 de la Tabla 2-4). Panel inferior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 2 (como la línea 2 de la Tabla 2-4). Otras convenciones como en la Figura 2-5, Figura 3-1 y Figura 3-3.

Mapas de transferencia de esfuerzos sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas M5.

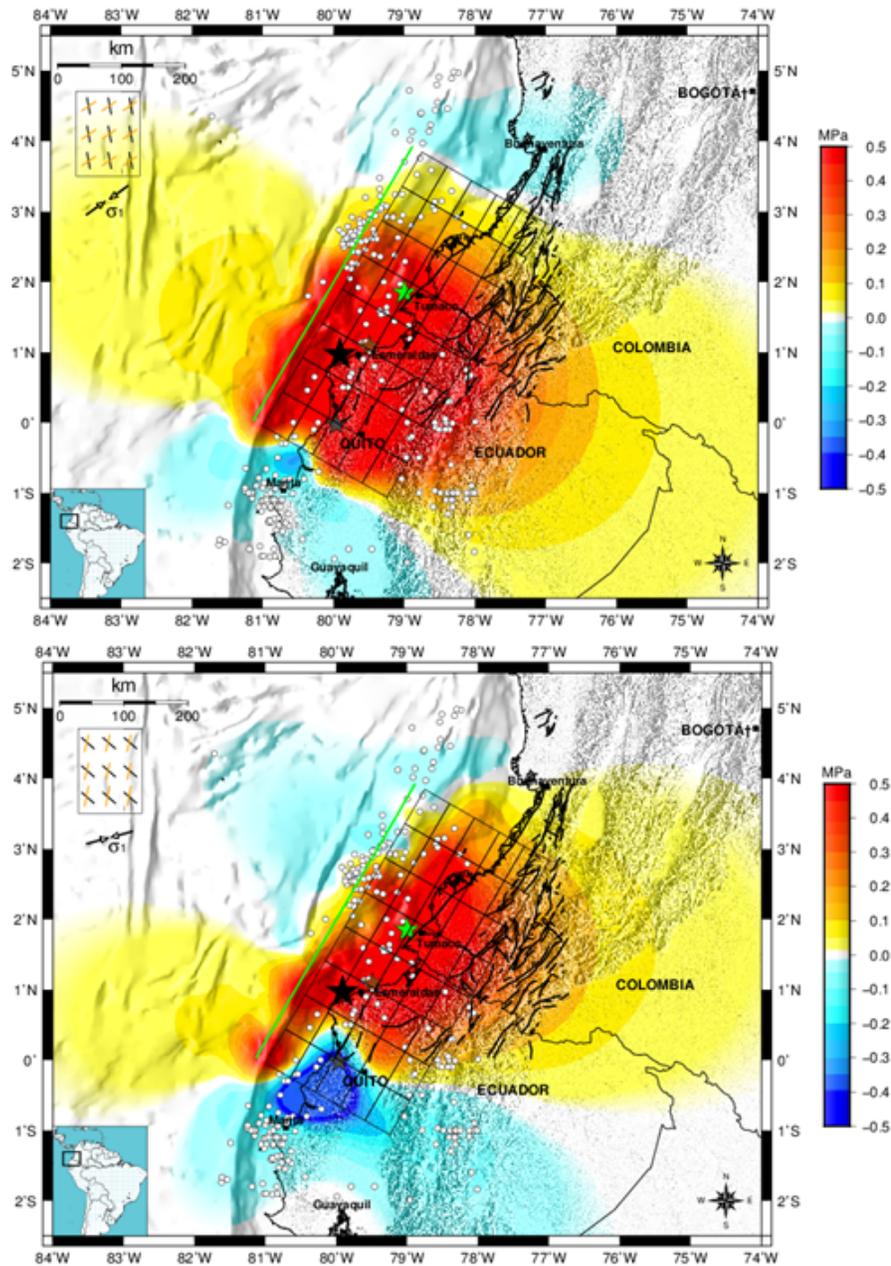


Figura A-9.: Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M5 (Tabla 2-1), proyectados sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas. Panel superior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 1 (como la línea 1 de la Tabla 2-4). Panel inferior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 2 (como la línea 2 de la Tabla 2-4). Otras convenciones como en la Figura 2-5, Figura 3-1 y Figura 3-3.

Mapas de transferencia de esfuerzos sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas M6.

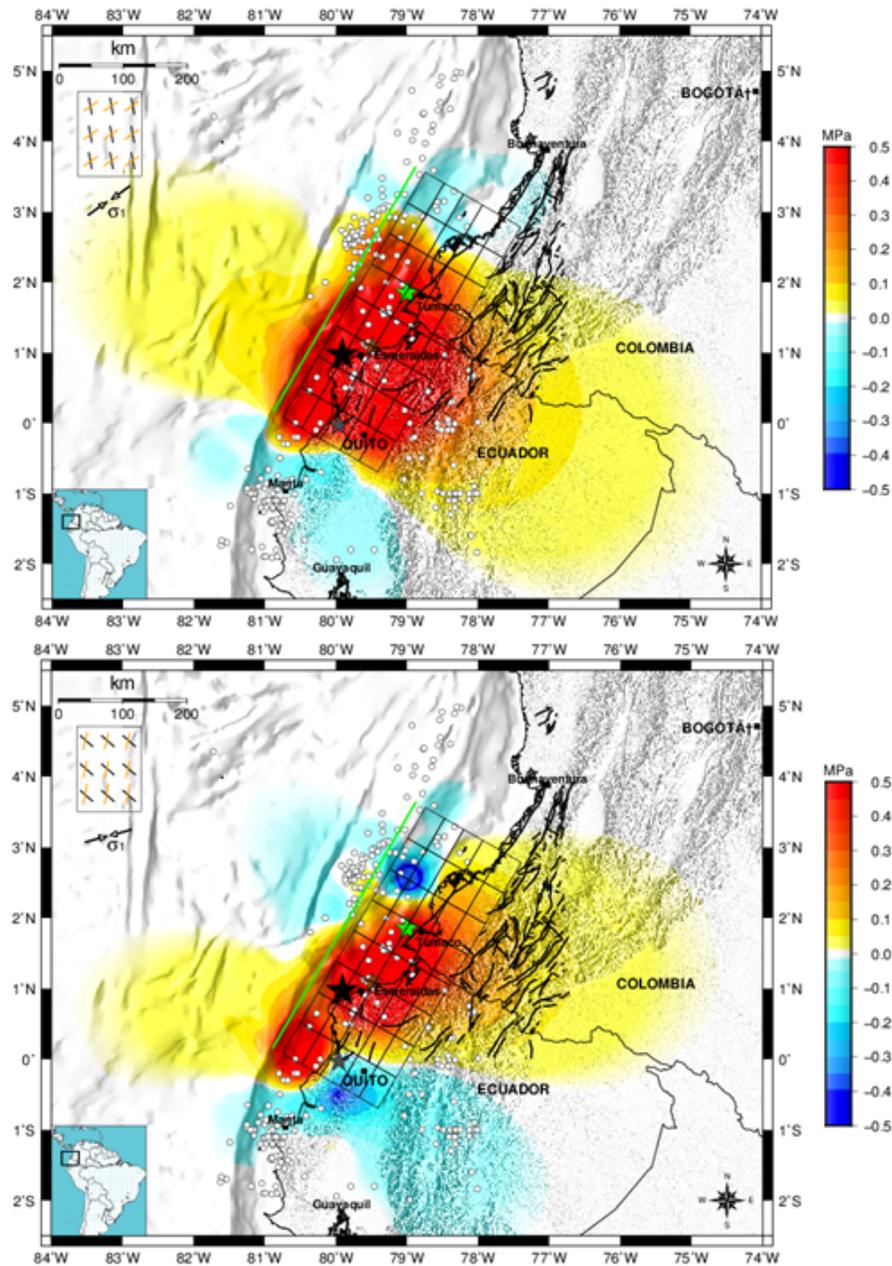


Figura A-10.: Cambios de esfuerzos Coulomb usando el modelo M6 (Tabla 2-1), proyectados sobre fallas de rumbo óptimamente orientadas. Panel superior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 1 (como la línea 1 de la Tabla 2-4). Panel inferior: Fallas bajo la influencia del campo de esfuerzos regional 2 (como la línea 2 de la Tabla 2-4). Otras convenciones como en la Figura 2-5, Figura 3-1 y Figura 3-3.