



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

EL GPS COMO HERRAMIENTA DE ESTUDIO DEL CICLO
SÍSMICO EN EL ÁREA DE RUPTURA DEL SISMO DE 1906,
ZONA DE SUBDUCCIÓN DE COLOMBIA-ECUADOR

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

MAESTRA EN CIENCIAS
(SISMOLOGÍA)

PRESENTA

ANA LUCÍA RAMOS BARRETO

DIRECTOR

DRA. SARA IVONNE FRANCO SÁNCHEZ

México,D.F., 2012



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Índice general

Agradecimientos	III
Resumen	v
1. Introducción	1
2. Descripción Geológica y tectónica del área de estudio	5
2.1. Fisiografía, Tectónica y Geología Estructural	7
2.2. Descripción de la zona de subducción	11
2.3. Geometría de la Placa Nazca Subducida	12
2.4. Sismicidad histórica del área de estudio	15
3. Fundamentos GPS y aplicaciones en la sismotectónica	17
3.1. Aspectos Generales	17
3.2. GPS y Sismotectónica	20
3.2.1. Ciclo Sísmico y Ciclo de Deformación	20
3.2.2. GPS en Colombia	22
4. Red geodésica - Geored / Datos GPS	27
4.1. Descripción de la Red GPS de Colombia (GEORED)	28
4.1.1. Descripción y procesamiento de los datos	33

5. Modelos de dislocación elástica	47
5.1. Generalidades - Modelo de dislocación en un semi-espacio	47
5.2. Modelos de dislocación para la zona de estudio	50
5.2.1. Modelos de dislocación intersísmica	51
5.2.2. Modelos de dislocación co-sísmica teóricos	64
6. Discusión y Conclusiones	73
6.1. Análisis de sensibilidad para distribución de estaciones GPS - Geored	76
6.2. Conclusiones	81
Bibliografía	83

Agradecimientos

Finalmente y con mucha ansiedad llegó el tiempo en el que este trabajo tiene un “fin” y para ello se necesitó de entidades y seres humanos a quienes quiero agradecer por su apoyo, colaboración y compañía, no sólo para el desarrollo de este trabajo sino en mi estancia en la UNAM.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, al Instituto de Geofísica y al departamento de Sismología por permitirme estudiar y aprender de la tierra y sus fenómenos. A la Dra. Sara Ivonne Franco gracias por su ayuda, consejos y enseñanzas a lo largo de mi estancia en el posgrado y sobre todo porque fue quien siempre me ayudó a darle forma a esta tesis. A mis sinodales Dr. Arturo Iglesias, Ing. Hector Mora, gracias por su dedicación, tiempo y sugerencias porque me ayudaron a mejorar este trabajo y en especial al Dr. Enrique Cabral por su extensa ayuda en las correcciones y por todo su tiempo dedicado a la mejoría de este trabajo y, al Dr. Vladimir Kostoglodov por sus comentarios. A todos los profesores con quienes tomé clases porque de ellos aprendí muchísimo, en especial al Dr. Raúl Valenzuela, porque siempre estuvo dispuesto a resolverme cualquier inquietud y por su gran amabilidad. Al Dr. Chuck DeMets por su rápida y eficiente ayuda con cada e-mail que recibí.

Especiales agradecimientos al director del proyecto Geored (Servicio Geológico Colombiano): Ing. Hector Mora y su equipo de trabajo por su inmensa cooperación con los datos de las estaciones GPS, sin ellos parte de este trabajo no existiría. Al CONACYT por la beca que me otorgaron durante mis estudios en la UNAM, igualmente gracias a los Drs. Carlos Valdés y Luis Quintanar por su apoyo con la beca para poder concluir la tesis y al Dr. Shri Krishna por su apoyo económico para poder viajar a Colombia y asistir al III Taller de GPS, de esta forma fortalecer los lazos con el personal de GEORED.

Mil gracias a Araceli Chaman, Laura Mendoza y Graciela Solache por todo su apoyo y su excelente atención en gestiones administrativas. A mis amigos del posgrado: Ana Belem, Roberto Galindo, Roberto Maldonado, Laura Rosique, Emmanuelle, Chucho, Memo Sith, Paco Mendoza, Paquito Ponce, Viridiana, Mariela, Gaby, Magui, Juanito y Gabriel, por su compañía, tardes de deportes, salidas y carreras. A quienes hicieron que mi estancia en la grande selva de concreto del D.F fuera más agradable, en especial a José, mi amiga

y confidente, a Betty porque fue como tener una hermana cerca y a Carlos porque con él me mantenía al tanto de la música actual y a Buster, el pequeño schnauzer quien me visita a diario por las mañanas, gracias por despertarme y por recordarme que tan bien se siente la compañía de un perrito.

Especiales agradecimientos a quienes a pesar de la distancia siempre, siempre estuvieron atentos de cómo iba mi proceso, gracias a las niñas industriales; Vanessa, Andrea y Lina, a mi amigo especial Tafur gracias por las cortas charlas que tuvimos, realmente era muy gratificante escucharlo, a J.C que aunque anda perdido lo recuerdo y lo tengo muy presente, igual que a Simona María, a Carlitos Bula por sus palabras de aliento durante la recta final, a Juliana porque con cada conversación por skype me llenaba de energía, a Auris por su apoyo y consejos, a Yili Karin y a mi prima Andre. A quien me dejó entrar a su corazón y quien se encuentra en un lugar especial del mio; Jaime Urías. Gracias por su compañía, apoyo, amor y por todo.

Y, por supuesto, el más profundo agradecimiento a mi mami y hermana, porque no conozco otro amor, comprensión y apoyo más incondicional que el de ellas dos. Gracias porque en la distancia hemos aprendido y crecido juntas. Día a día están presentes en mi mente y corazón. Por ellas y para ellas!!.

Resumen

En la región noroccidental de Sudamérica, las placas tectónicas de Nazca y Sudamérica sufren un movimiento convergente entre ellas que da lugar a deformaciones en la corteza a lo largo del ciclo sísmico. La frontera entre Colombia y Ecuador se localiza en esta zona y, en ella se observa una gran deformación cortical que generó durante el siglo XX la ocurrencia de 4 grandes sismos de subducción ($M_w > 7$): 1906, 1942, 1958 y 1979. Estos últimos tres sismos rompieron casi el mismo segmento del sismo de 1906. La recurrencia de estos eventos casi regular, junto al hecho de que la suma de los momentos sísmicos de los sismos de 1942, 1958 y 1979 es tan sólo una fracción del sismo de 1906, deja abierta la especulación de que otro gran terremoto de $M_w > 7.5$ tenga probabilidad de ocurrir en el siglo presente, por lo tanto esta zona se convierte ideal para el estudio de la deformación cortical.

En este trabajo se ha analizado la deformación cortical correspondiente al área de ruptura del sismo de 1906, que se extiende desde las costas de Manta, en el noroeste de Ecuador, hasta las costas de Buenaventura en el suroeste de Colombia. A partir de las tasas de deformación para un periodo intersísmico obtenidos a partir de estaciones GPS localizadas en el territorio Colombiano del proyecto Geored y de modelos de dislocación, se ha estimado el grado de acoplamiento en la interfase de subducción para la zona de estudio. Posteriormente se obtuvieron patrones de distribución de deformación co-sísmica teóricos con base en la información de 4 sismos históricos ocurridos en la zona de estudio.

Los resultados de la modelación de los datos GPS, muestran coeficientes de acoplamiento variable a lo largo del área de ruptura del sismo de 1906. Para la zona central-norte correspondiente a las áreas de ruptura de los eventos de 1958 y 1979, se encontró un coeficiente de acoplamiento $\alpha \sim 0.50$ y una zona de transición con un ancho aproximado de $\sim 130km$ y $\alpha \sim 0.40$. Se encontró igualmente una zona acoplada al norte del área del evento de 1979 con un coeficiente de acoplamiento $\alpha \sim 0.35$ y una zona de transición con un ancho de $\sim 130km$ y un coeficiente de acoplamiento de $\alpha \sim 0.36$. Finalmente se usó la información en conjunto obtenida de ambos modelados (intersísmico y co-sísmico) para determinar las zonas más sensibles a la deformación dentro del continente y se propone una distribución de estaciones GPS permanentes necesaria, pero no suficiente que sea sensible y confiable a la deformación cortical asociada a los continuos procesos de acumulación y relajación de esfuerzos que hay lugar en la interfase entre las placas.

CAPÍTULO 1

Introducción

Las zonas de subducción son el resultado de la convergencia de dos placas tectónicas, una placa oceánica con una densidad mayor a una placa continental bajo la cual se subduce (Stern.,2002). Asociado a las zonas de subducción encontramos: actividad sísmica, actividad Volcánica, formación de montañas, islas y fosas oceánicas entre otras.

A lo largo del borde Nor-Occidental del continente Sudamericano, la Placa Oceánica de Nazca, subduce bajo la Placa Continental Sudamericana. Este proceso ha sido responsable de la generación de alrededor de 5 sísmos interplaca en el siglo XX, con magnitud $M_w > 7.5$. Durante el siglo pasado, en la zona de subducción de Colombia-Ecuador ubicada en este borde Nor-Occidental, se registraron 4 sísmos de gran magnitud. El primero de ellos, ocurrió el 31 de Enero de 1906 con $M_w = 8.8$ con una longitud de ruptura aproximadamente de 500km (Kelleher.,1972). La energía liberada por este gran evento fue la mayor en su tiempo, es decir, no hubo ocurrencia de un evento similar a éste antes de 1900 (Kanamori y McNally 1982). Aproximadamente, ese mismo segmento de ruptura fue reactivado por otros 3 grandes terremotos: 1942 ($M_w 7.6$), 1958 ($M_w 7.7$) y 1979 ($M_w 8.2$). Los efectos directos de estos eventos involucraron destrucción de ciudades costeras de Colombia y Ecuador, debido a los tsunamis, así como daños en ciudades y poblaciones de Colombia como Tumaco, San Juan, El Charco y Guapi, donde las construcciones fueron seriamente dañadas (Herd et al.,1981).

Una característica importante de las zonas sísmicamente activas, como es el caso de la zona de subducción de Colombia-Ecuador es la deformación cortical asociada al ciclo sísmico (proceso de generación y liberación de esfuerzos en la zona). La medición de esta deformación nos permite inferir el estado de esfuerzos de la zona sismogénica. Hasta hace poco, este tipo de mediciones eran hechas por triangulación, trilateración y nivelación. Posteriormente llegaron técnicas de geodesia moderna, especialmente de geodesia espacial, como VLBI “*Very Long Baseline Interferometry*”, SLR “*Satellite Laser Ranging*” y el GPS “*Global Positioning System*” (Stein y Wyssession.,2003).

Esta última tecnología es actualmente una de las más usadas para la medición del movimiento de placas, así como de la deformación en sus límites. Una de las principales razones del uso del GPS en la deformación cortical es que se trata de un método económico, práctico y de alta precisión geodésica. El uso de estaciones permanentes GPS permite documentar en su totalidad el ciclo sísmico, incluyendo procesos intersísmicos, post-sísmicos así como de deformación co-sísmica (Ruegg., 1994 y Segall y Davis.,1997). A la fecha existen numerosos trabajos en donde se documenta muy bien la aplicación GPS en la sismotectónica, ejemplos de ellos son: Larson et al., (1997), evaluó la tasa de movimiento entre placas mediante el uso de mediciones GPS y, Árnadóttit y Segall (1994), estimaron la geometría y distribución de deslizamientos del terremoto de Loma-Prieta (San Francisco-California) con base en mediciones GPS. En Colombia hacia finales de los 80's se tuvo una primera incursión del uso del GPS para estudios sismotectónicos con el proyecto CASA (*Central and South America GPS Project*), que tuvo por objetivo estudiar el movimiento de las placas y la deformación cortical en la compleja área de interacción entre las placas Nazca, Cocos, Caribe y Sur América. El proyecto fue dividido en 4 campañas (1991, 1994, 1996 y 1998) por lo que la ocupación de las estaciones fue sólo temporal. Los resultados de este proyecto se encuentran desarrollados en los artículos de Trenkamp et al.,2002, White et al.,2003 y, Trenkamp et al.,2004.

Actualmente Colombia cuenta con el proyecto GeoRed **Geodesia: Red de Estudios de Deformación**, creado oficialmente en el 2006, y es considerado como una herramienta esencial para el estudio del ciclo de deformación asociado al ciclo sísmico. Hoy en día la red está constituida aproximadamente por 29 estaciones permanentes y alrededor de 100 estaciones temporales, con un periodo de registro desde 2008 a la fecha para la mayoría y de 1996 a la fecha para una pocas (Figura 3.2). Sin embargo, tan sólo un número limitado y reducido a 11 estaciones se encuentran cerca del área de subducción donde ocurrieron los 4 grandes eventos sísmicos del siglo XX.

En este trabajo se examinará el comportamiento del campo de deformación cortical en el área de ruptura del sismo de 1906 para : (1) el periodo inter-sísmico (acumulación de esfuerzos) a partir del uso de datos GPS registrados en las estaciones del proyecto Geored y (2) el periodo cosísmico (liberación de esfuerzos) usando información histórica relevante de los 4 sismos grandes mencionados anteriormente. El objetivo de este trabajo es proponer un arreglo de estaciones permanentes GPS en la zona que permita en años subsecuentes un entendimiento más completo del ciclo sísmico, así como del desarrollo en la investigación de la sismotectónica en la región. Para lograr este objetivo, se cumplirán los siguientes objetivos particulares que son igual de importantes que el principal:

- Estimar a partir del uso de modelos de dislocación coeficientes de acoplamiento para el área de ruptura del sismo de 1906, a partir de datos GPS registrados en estaciones localizadas en el territorio Colombiano únicamente.
- Determinar a partir de la sismicidad histórica, los eventos y escenarios de ruptura,

que se usarán en la modelación de las deformaciones cosísmicas.

- Realizar un análisis de la deformación cosísmica e intersísmica a partir del uso del programa Dis3D (A Three-Dimensional Dislocation program with applications to faulting in the earth - Erickson.,1987), basado en el modelo de Okada.
- Evaluar la sensibilidad de las estaciones GPS ya existentes, cercanas a la zona costera de Colombia - Ecuador, para los resultados de las fases intersísmica y cosísmica (durante un sismo).

CAPÍTULO 2

Descripción Geológica y tectónica del área de estudio

La zona de estudio comprende una región acotada del noroeste de América del sur. Esta región es considerada un punto triple, sometido constantemente a una intensa deformación cortical debido a la interacción de las placas: Sudamericana (corteza continental), Nazca y Caribe (corteza oceánica) a través de dos importantes bloques tectónicos: El bloque Chocó-Panamá y el bloque Nor-Andino (Figura 2.1) (Kellogg y Vega.,1995,Taboada et al.,2000 y, Cortés y Angelier.,2005). El área de estudio se encuentra limitada por las coordenadas geográficas: a) $2^{\circ}S$, $82^{\circ}W$, b) $5^{\circ}N$, $82^{\circ}W$, c) $5^{\circ}N$, $75.5^{\circ}W$ y d) $2^{\circ}S$, $75.5^{\circ}W$ (Recuadro rojo Figura 2.1). Esta zona comprende los departamentos de Nariño, Cauca y Valle del Cauca en Colombia y principalmente las provincias de Manabí y Esmeraldas en Ecuador, de esta forma abarcan una zona sísmica activa debido al permanente proceso de subducción. Dentro de este recuadro geográfico se localizan los epicentros de los 4 grandes sismos del siglo XX asociados a la subducción generada por la interacción entre las placas Nazca y Sudamericana. La tasa de convergencia entre estas placas no es constante a lo largo de su interacción y varía de 76mm/año alrededor de los $40^{\circ}S$ a 58mm/año en el norte alrededor de los $4^{\circ}N$ (DeMets et al.,2010).

La placa Nazca es el resultado de la fragmentación de la placa Farallón durante el Oligoceno tardío (Pennington.,1981; Vargas.,2003) y desde entonces su convergencia con el borde occidental de la placa Sudamericana representa el clásico proceso de subducción, caracterizado por rasgos tectónicos como: (a) La cordillera de los Andes, que se extiende desde Venezuela en el norte hasta la Tierra del Fuego en Chile al sur; (b) las dorsales de Nazca, Carnegie y Juan Fernández; (c) las trincheras Colombo-Ecuatoriana y Peruano-Chilena; (d) una cadena volcánica segmentada a lo largo de sudamérica con orientación Norte-Sur y (e) diferentes sistemas de fallas distribuidas al interior del continente con diversas orientaciones predominantes, NE-SW en Ecuador y Colombia, NNW-SSE en Perú y norte de Chile y, finalmente N-S en Chile (Figura 2.1).

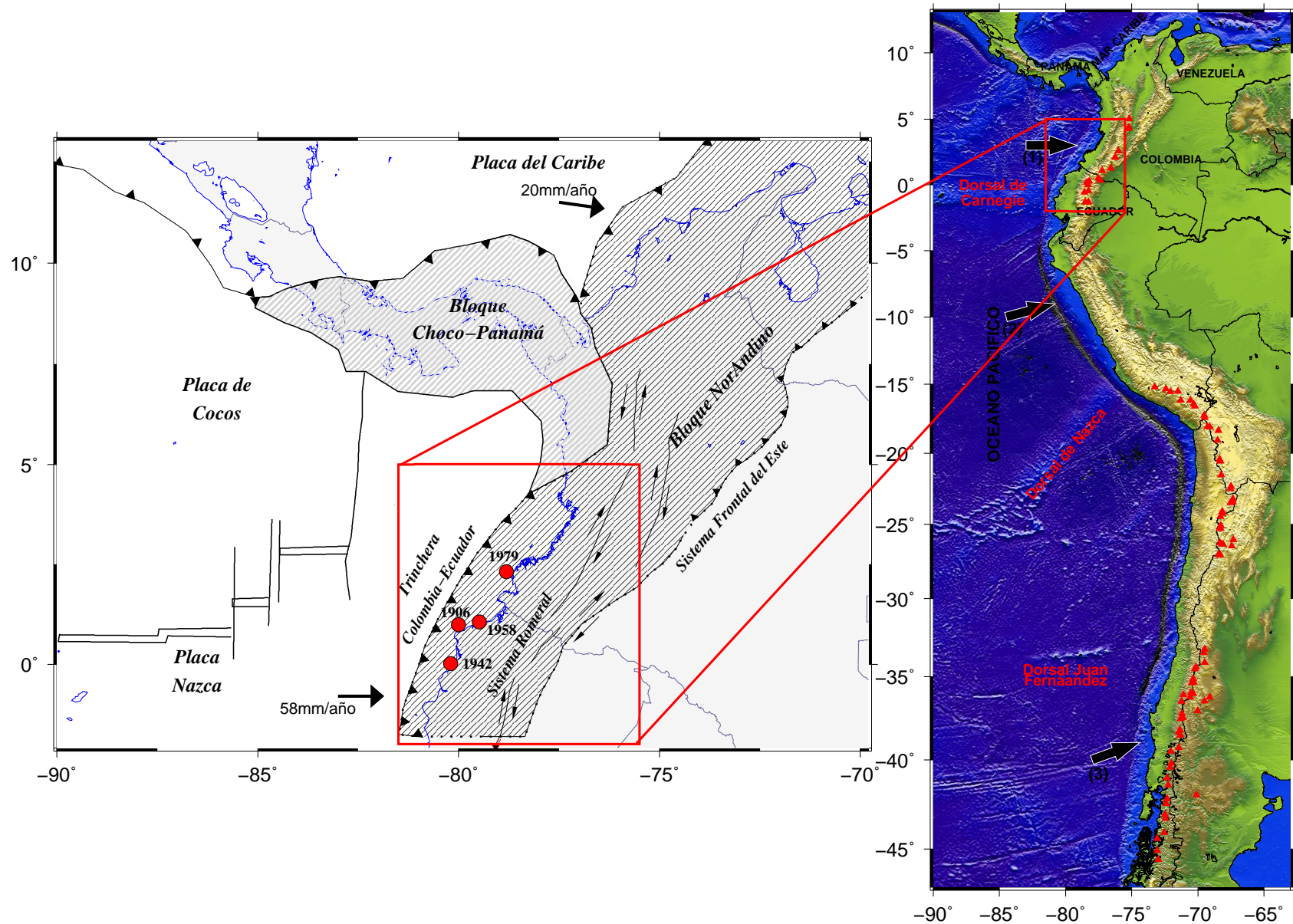


Figura 2.1: Izquierda: Elementos tectónicos de la región noroccidental de América del Sur: Placa Nazca, Sudamericana y Caribe; Bloques Chocó-Panamá y NorAndino (Modificado de Cortés et al., 2005) Derecha: Cordillera de los Andes en color amarillo-marrón, triángulo rojos conforman la cadena volcánica segmentada. Las flechas negras indican la dirección de convergencia de placas al sur y al norte: (1) Norte: 65mm/año, (2) Zona Central 78mm/año y (3) Zona sur: 84mm/año (DeMets et al., 1994). En ambas figuras el recuadro rojo corresponde al área de estudio.

2.1 Fisiografía, Tectónica y Geología Estructural

En este apartado se hará una breve descripción sobre la geomorfología de la zona de estudio mencionando sus características más importantes dentro del contexto geológico y tectónico. El área de estudio presenta 4 dominios morfo-estructurales bien definidos, de oriente a occidente son: Andes Colombianos, Andes Ecuatorianos, Cuencas Sedimentarias Tumaco-Borbón, Manglares y Manabi y, Prisma acrecional (figura 2.2 - López, 2009):

- Andes Colombianos
 - Cordillera Occidental y Flanco Occidental de la Cordillera Central

Los Andes Colombianos conforman la *unidad Andina*, una de las tres grandes unidades fisiográficas en las que se encuentra dividida Colombia (Vargas.,2003). Los Andes Colombianos se encuentran entre las latitudes 1°N y 8°N. Las tres cordilleras que los conforman (Occidental, Central y Oriental) se encuentran separadas entre sí por dos valles aluviales; el valle del Cauca-Patía separa las cordilleras Occidental y Central, y el valle del Magdalena las cordilleras Central y Oriental.

La *Cordillera Central* está constituida por un basamento polimetamórfico; rocas de medio a bajo grado de metamorfismo que datan entre el Precámbrico y Paleozoico, además de presentar intrusiones de rocas plútonicas y cuerpos volcánicos del Cenozoico. El carácter volcánico que presentan las cordilleras Central y Occidental de Colombia se debe a la subducción de la placa Nazca que inició en el Cenozoico y aún se mantiene. Adicionalmente la subducción induce la mayoría de la sismicidad profunda a lo largo de la zona de Wadati-Benioff. La principal tendencia de esfuerzos en Colombia, varía de NW-SE en la región del Norte y de E-W a NE-SW en la región del sur (Taboada et al., 1998). Las fallas mayores del territorio poseen una tendencia N-S con un movimiento sinistral en el norte y dextral en las fallas localizadas al sur. De los sistemas de fallas, las más activas sísmicamente son: El sistema de fallas el Romeral y el Sistema de fallas frontal del Este (figura 2.1). El sistema de fallas el Romeral, antiguamente llamado como La megafalla Dolores-Guayaquil, se extiende a lo largo del costado occidental de la cordillera central e involucra todo un conjunto de fallas paralelas en el Oeste de Colombia, tiene un fallamiento de tipo sinistral en el la parte norte hasta alrededor de los 5°N y de allí al sur hacia el Ecuador es principalmente dextral. Y el Sistema de fallas frontal del Este ubicado en el piedemonte de la cordillera Oriental, es la continuación al sur de la falla Bonoco en Venezuela y se extiende al sur hacia el golfo de Guayaquil en Ecuador. Es de tipo compresional con un ángulo bajo de buzamiento en el norte a casi un fallamiento dextral puro a lo largo de los planos de fallas verticales al sur.

Por su parte la *Cordillera Occidental* está conformada por rocas mesozoicas y cenozoicas en su mayoría de origen marino, además presenta rocas ígneas básicas que

pertenecen a un gran complejo ofiolítico del Cretácico Superior (Kellogg y Vega, 1995; Taboada et al., 1998).

- Andes Ecuatorianos
 - Cordillera Occidental y Real

Las dos cordilleras de los Andes Ecuatorianos; cordillera Occidental y cordillera Real u Oriental, se encuentran al igual que las colombianas paralelas a la actual trinchera oceánica y están separadas por la Depresión Interandina, localizada al oeste de la ciudad de Quito. La cordillera Real atraviesa Ecuador, con unos 650km de largo, y su composición es casi en su totalidad de rocas metamórficas con un alto grado de metamorfismo, migmatitas del Precámbrico y pelitas de metamorfismo bajo. Por otro lado, su margen oeste delinea la sutura Peltetec, la cual coincide parcialmente con la extensión sur del sistema Romeral de Colombia (Taboada et al., 2000 y Eguez et al., 2003).

La cordillera Occidental y las planicies costeras representan una extensión de las mismas regiones morfoestructurales de Colombia; compuestas de rocas oceánicas acrecionadas al continente durante el Cretácico Tardío y el Terciario temprano, y por rocas volcánicas basálticas del Cretácico. La depresión ecuatoriana corresponde a un bloque alóctono caracterizado por una cuenca Pliocena-Cuaternaria que se localiza en medio de dos fallas inversas de tendencia N-S (Taboada et al., 2000; Eguez et al., 2003).

El sistema principal de fallas es oblicua a los Andes Ecuatorianos, e inicia en el Golfo de Guayaquil, donde se encuentra la Falla Pallatanga, y se dirige través del país hacia el borde este de la Cordillera Real hasta la falla Chingual, en el norte de Ecuador. Estas dos fallas principales con dirección NE-SW, muestran carácter transcurrente y son, probablemente, las responsables de los terremotos históricos de Ecuador. Adicionalmente, en la región de la costa la Dorsal Carnegie y la convergencia oblicua de la placa Nazca controlan el régimen tectónico. En consecuencia, un sistema de fallas transpresional limita la costa norte definiendo una activa cuenca de antearco compuesta por abanicos aluviales sobre el piedemonte de la Cordillera Occidental (Eguez et al., 2003).

- Cuencas Sedimentarias Tumaco-Borbón, Manglares y Manabí

Las cuencas sedimentarias son depresiones de la corteza terrestre, que pueden presentar dimensiones de varios miles de kilómetros cuadrados, en ellas se acumulan materiales erosionados procedentes de otros lugares y transportados hasta allí por la acción del agua, el viento u otros medios. Las cuencas sedimentarias Tumaco-Borbón, Manglares y Manabí presentes en nuestra zona de estudio, constituyen el sistema de antearco asociado a la subducción y se ubican entre el arco volcánico y el prisma de acreción o una trinchera oceánica.

El material que conforma estas cuencas, son secuencias gruesas de sedimentos, que iniciaron su depósito en el Eoceno tardío, para ser luego cubiertas por sedimentos del Oligoceno al Plioceno. Estas secuencias se pueden dividir en 3: (1) Secuencia localizada en la base, compuesta de sedimentos transgresivos del Eoceno tardío-Oligoceno. (2) Secuencia con edad del Oligoceno-Mioceno, caracterizada por fuertes variaciones laterales, y (3) Secuencia del Mioceno Tardío-Holoceno, compuesto por sedimentos finos en su base, seguido de arenas gruesas, arcillas y conglomerados que pueden inclusive tener material volcánico (Cediell et al.,2003).

La *Cuenca Tumaco-Borbón* posee dimensiones de: 70km de ancho y 550km de longitud y hasta unos 6km de espesor de sedimentos. Está limitada al norte por la falla Garrapatas, al este por el flanco occidental de la Cordillera Occidental y al sur por la estructura alta Jama-Quininde. Su basamento está principalmente cubierto por sedimentos del Eoceno Tardío al Cuaternario, y se estima que su espesor es de unos 5km a 10km (Figura 2.3).

La *Cuenca Manglares* junto a la cuenca Tumaco-borbón hace parte del sistema doble de cuencas de antearco que se desarrollaron sobre el basamento oceánico del Mesozóico (Taboada et al.,1998). La cuenca Manglares, se ubica en el océano y se extiende fuera de la línea de costa hacia el oeste, a lo largo de la subducción Colombia-Ecuador y es la más distante al arco volcánico. Su límite occidental está formado por las estructuras altas Patía-Manglares y Tumaco-Esmeraldas. Y la *Cuenca Manabí* se encuentra limitada al este por el pie de monte de la cordillera Occidental y, al oeste y norte con la estructura alta de Jama-Quininde (Figura 2.3).

- Prisma Acrecional en la zona de la trinchera

El prisma de acreción es una formación en forma de cuña, ubicada en el margen adyacente al continente. Está compuesto por sedimentos oceánicos desprendidos de la placa que es subducida y algunos otros procedentes del continente. El prisma de acreción asociado a la zona de subducción Colombia-Ecuador, está ubicado a partir del margen de la plataforma continental hasta la trinchera Colombo-Ecuatoriana y se encuentra a una distancia media de 80-150km de la costa. Está compuesto por secuencias sedimentarias acumuladas en la trinchera, principalmente de argilitas y pizarras acumuladas durante el Pleistoceno y Holoceno (López, 2009)Figura 2.2. Estudios de perfiles sísmicos alrededor de ésta área muestran que el apilamiento sedimentario se ha deformado por fallamientos inversos con dirección al oeste y con un corrimiento lateral izquierdo. Adicionalmente la falla de subducción junto al prisma de acreción posee un ángulo pequeño y es es el causante de la ocurrencia de los grandes sismos de subducción (Taboada et al., 1998).

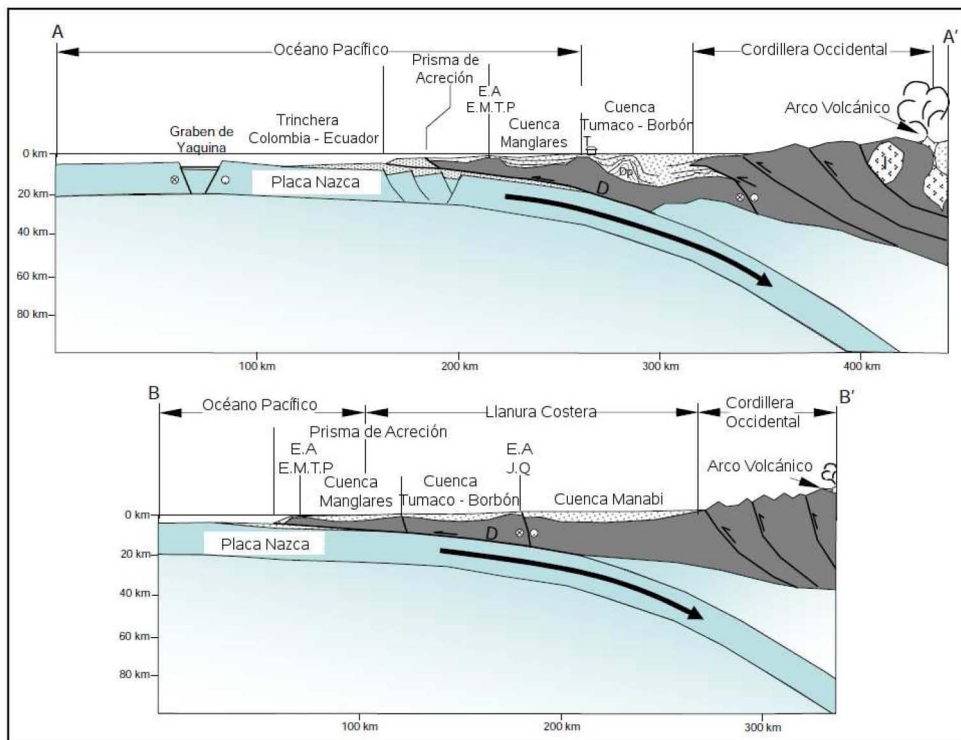
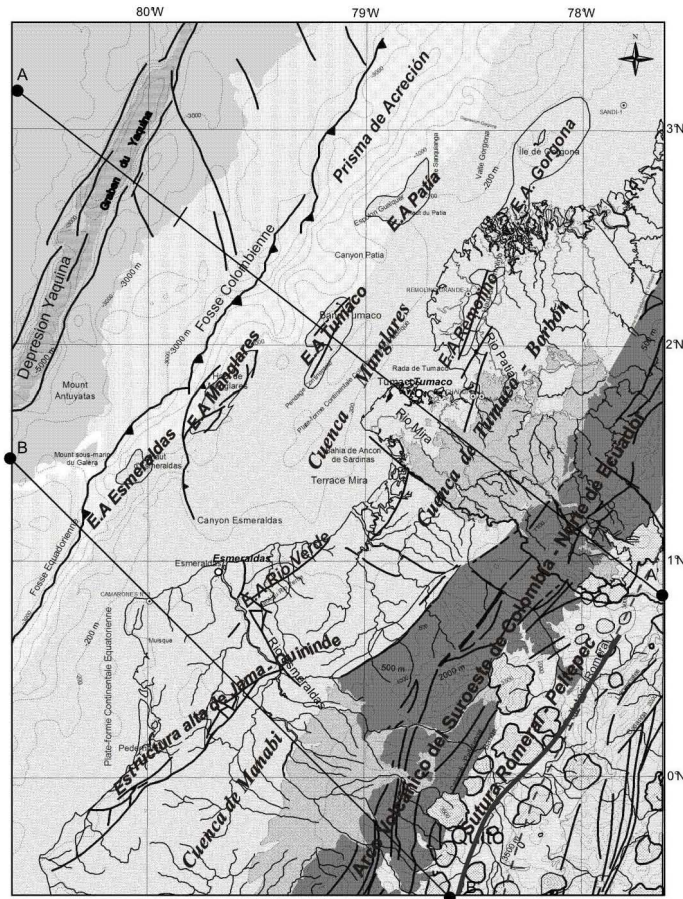


Figura 2.2: Características fisiográficas de la zona de estudio. Superior : Vista en planta destacando los accidentes morfo-estructurales de la región. Inferior: Secciones AA' y BB' de la gráfica superior (Modificada de López.,2009).

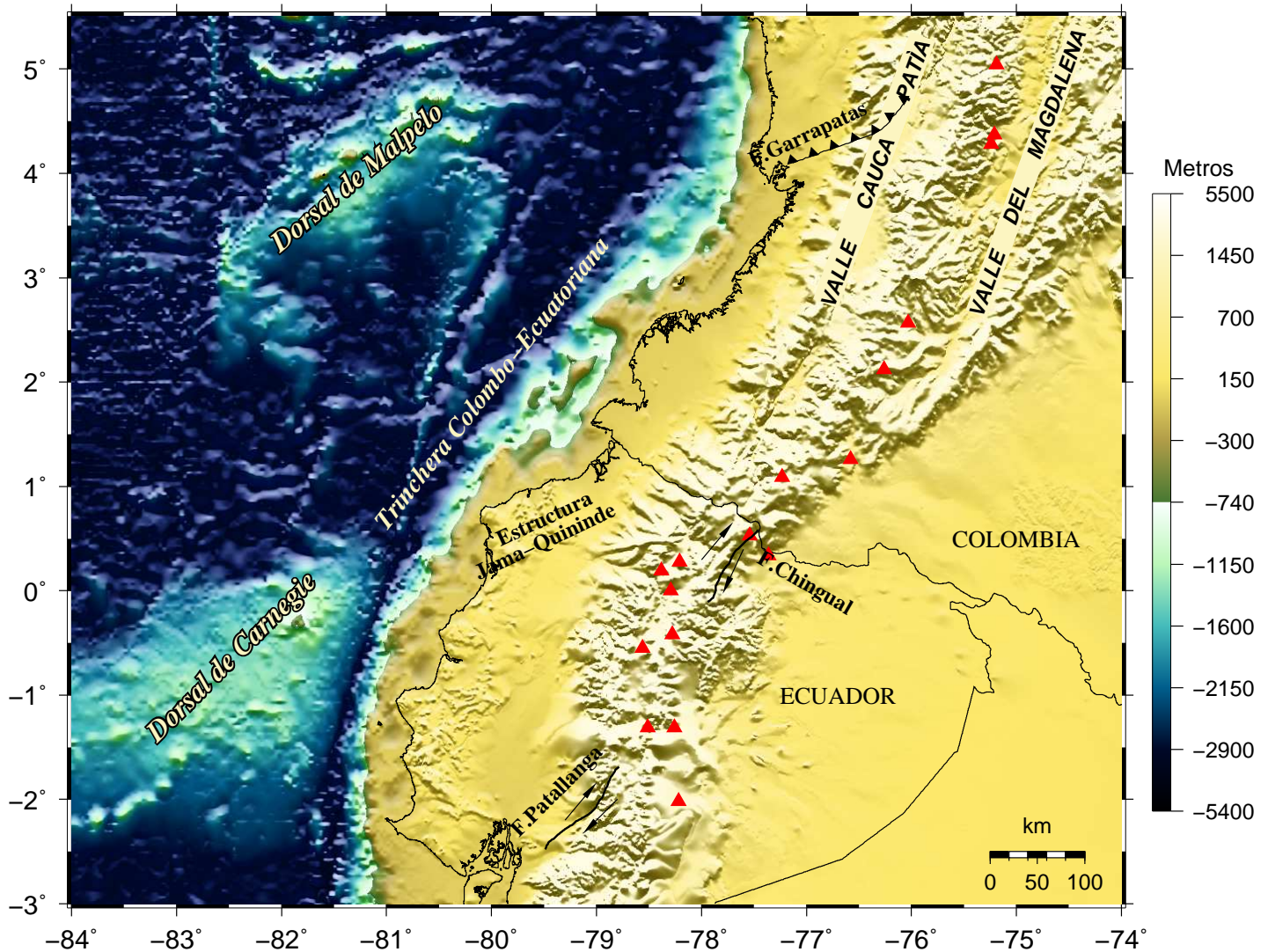


Figura 2.3: Rasgos tectónicos de la zona de estudio, se distinguen las dorsales de Malpelo y Carnegie. (Modificado de García Cano.,2009).

2.2 Descripción de la zona de subducción

Las zonas de subducción son consideradas los márgenes tectónicos más activos, en ellos se libera alrededor del 90 % del valor mundial de energía sísmica (Pacheco et al, 1992). Una zona de subducción es la expresión de un límite convergente donde interactúan dos placas tectónicas que para nuestro caso, como ya se ha mencionado a lo largo de este texto, son: Placa Nazca y Placa Sudamericana. La placa Nazca está situada en la zona este-central del Pacífico, rodeada al oeste por la placa del Pacífico, al norte por la placa de Cocos y al este por la placa de Sudamérica. La corteza oceánica que comprende la placa Nazca fue

creada por dos diferentes centros de expansión (Hildebran., 1989): *La dorsal del Pacífico Este* en el límite de placas entre Nazca-Pacífico y *La dorsal Mendoza-Roggeveen-Selkik* en el límite de placas Pacífico-Farallón. En el margen que corresponde a nuestra zona de estudio, la placa Nazca presenta un carácter joven con una edad menor a 25Ma (Hardy., 1991) y se mueve en dirección noreste (Trenkamp et al., 2002).

En general, se reconoce la existencia de dos modos básicos de subducción: uno de tipo Chileno o Andino que causa un régimen de esfuerzos compresivos en las regiones del arco y trasarco, y el otro de tipo Mariana que causa un régimen de esfuerzos tensionales (Uyeda y Kanamori., 1979).

La zona de subducción Colombo-Ecuatoriana, es del tipo *Chileno o Andino*, posee un ángulo de subducción somero menor a 35° (Pennington.,1981), un prisma acrecional y un arco volcánico continental, así como gran acumulación de esfuerzos compresivos que han desencadenado grandes sismos interplaca liberando gran cantidad de energía.

La tasa de desplazamiento entre la placa Nazca y Sudamericana para la zona de estudio tiene un valor promedio de 58mm/año estimado a partir de medidas geodésicas (Trenkamp et al.,2002 y DeMets et al.,2010), el desplazamiento tiene un carácter oblicuo y controla el movimiento del Bloque NorAndino que se mueve a razón de alrededor de 6mm/año respecto a Sudamérica. Por otro lado la presencia de rugosidades batimétricas como la cordillera de Carnegie juega un papel importante en los procesos geodinámicos de la zona y se presume que la subducción de ella bajo la placa Nazca aumenta el acoplamiento en la interfase de placas (Gutscher et al.,1999).

2.3 Geometría de la Placa Nazca Subducida

A partir del análisis de mecanismos focales, de la relocalización de sismos, así como de la distribución de sismicidad, varios autores como Pennington (1981), Monsalve (1998), Gutscher et al., (1999) y Pedraza et al., (2007), han estimado la geometría de la placa Nazca subducida y coinciden en que es heterogénea, ya que presenta 2 modos diferentes de subducción: (1) subducción *normal* y (2) *subhorizontal o "flat slab"*. El tipo de subducción normal se ubica al Norte y Sur de Chile, Sur de Perú, Norte de Ecuador y Colombia, y la subducción subhorizontal en el Centro de Chile, Centro y Norte de Perú y Sur de Ecuador (Quispe et al., 2003). El área de estudio del presente trabajo presenta un modo de subducción normal.

Pennington (1981) a partir de la interpretación de las soluciones de los mecanismos focales, segmentó la zona de subducción del occidente colombiano en tres porciones definidas de la siguiente forma: (1) segmento *Bucaramanga* ubicado entre las latitudes 5.2°N y 11°N , con un buzamiento de 20° - 25° en dirección $\text{N}109^\circ\text{E}$; (2) segmento *Cauca* que abarca la zona

limitada por el borde Colombia-Panamá al norte sobre los 7°N hasta 1.5°N , con un ángulo de buzamiento de 35° hacia $\text{N}120^{\circ}\text{E}$; y, (3) segmento *Ecuador* que comprende el suroeste de Colombia y gran parte del oeste de Ecuador, con un buzamiento de 35° en dirección $\text{N}35^{\circ}\text{E}$.

Gutscher et al., (1999) también distingue 3 regiones sismotectónicas: La región 1 desde los 6°N a 2.5°N con una subducción buzando en dirección E-SE, esta zona corresponde al norte de Colombia. La región 2, constituye la zona limitada por las latitudes 2.5°N y 1°S que presenta una brecha sísmica para sismos de profundidades intermedias. Y la región 3 comprendida entre latitudes 1°S a 2°S buza con un ángulo semejante al de la primera zona y hay presencia de un delgado arco volcánico.

Un poco más reciente, Quispe et al., (2003) a partir de las tendencias medias de sismicidad encuentra que la geometría de la placa de Nazca en las regiones que corresponde al segmento Cauca de Pennington y Región 2 de Gutscher, presenta una pendiente del orden de 30° hasta una profundidad de alrededor de 200km y distancias sobre la superficie de 280km desde la trinchera.

Como se mencionó anteriormente existen varios trabajos donde se ha estimado la geometría de la placa Nazca, en este trabajo se utilizará el modelo geométrico propuesto por Pedraza et al., 2007. El modelo de Pedraza, propone 4 segmentos a lo largo de la trinchera Colombo-Ecuatoriana de acuerdo a la distribución de la sismicidad. La figura 2.4 muestra los detalles de cada sección así como una vista en planta de su ubicación.

- * Segmento Cali (AA') : En los primeros 180km, a lo largo del segmento, la placa oceánica buza por debajo del continente con un ángulo constante de 17° y llega hasta los 100km de profundidad, a partir de ese punto, el ángulo de inclinación se incrementa a 45° , y el segmento se extiende, aproximadamente, hasta los 220km de profundidad.
- * Segmento Popayan (BB') : Se caracteriza por tener un ángulo de buzamiento constante de 29° y alcanza una profundidad máxima de 190km.
- * Segmento Nariño (CC') : Este segmento presenta un ángulo de buzamiento muy similar al del segmento Popayan $\sim 28^{\circ}$ y llega hasta una profundidad máxima de 115km.
- * Segmento Quito (DD') : Semejante al segmento Cali, tiene dos secciones, en los primeros 320km medidos a partir y perpendicular a la trinchera, a lo largo del segmento, la placa buza con un ángulo constante de 9° hasta alcanzar una profundidad de 100km, a partir de este punto el ángulo de inclinación se incrementa hasta los 49.5° y la placa se extiende hasta llegar a los 220km de profundidad máxima.

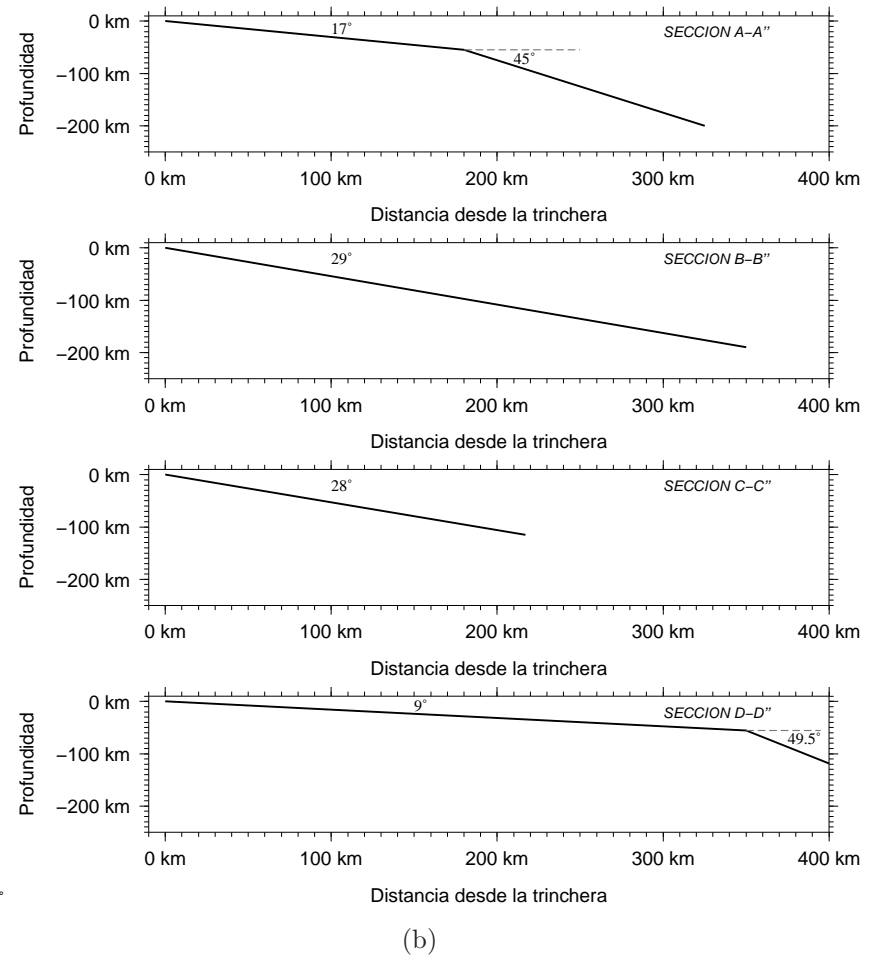
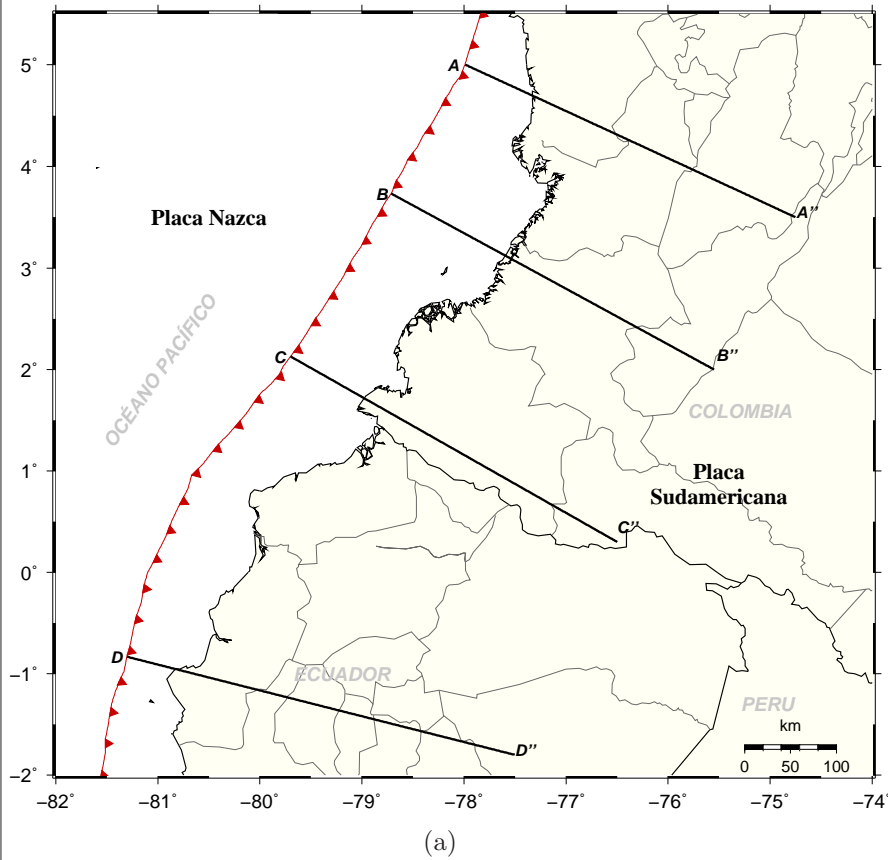


Figura 2.4: (a): Ubicación de los perfiles en el mapa de Colombia-Ecuador sugeridos por Pedraza et al.,2007. (b) : Vista en sección de los perfiles trazados en la figura (a). Los ángulos de buzamiento correspondientes a cada segmento son: $AA' = 17^\circ$ y 45° , $BB' = 29^\circ$, $CC' = 28^\circ$ y $DD' = 9^\circ$ y 49.5° (Modificado de Pedraza et al.,2007).

2.4 Sismicidad histórica del área de estudio

En las zonas de subducción el acoplamiento entre la interfase de las dos placas involucradas define una región de alta fricción donde se genera la nucleación de sismos y se conoce como la zona de Wadati-Benioff.

En el área de estudio, esta zona ha sido estimada por varios autores como Pennington (1981), Monsalve (1998), Gutscher et al., (1999) y Pedraza et al.,(2007), gracias a sus trabajos de localización de hipocentros de sismos estimaron la posición y forma de la placa subducida, sin embargo hay que puntualizar como lo hizo Pontoise y Monfret (2004) que debido a la incertidumbre en la determinación de la profundidad de los eventos, la geometría del slab y los límites superior e inferior de la zona sismogénica aún siguen siendo desconocidas.

La sismicidad en Colombia presenta un amplio rango de profundidades y mecanismos. La principal fuente de amenaza sísmica corresponde a la zona de subducción y también al sistema de fallas continentales (Arcila et al., 2005). Hacia la fosa oceánica la sismicidad concentrada entre latitudes 0°N y 3.5°N es considerada superficial ($<70\text{km}$) y corresponde a sismos ubicados en la corteza oceánica subducida, también hay lugar a actividad de profundidad intermedia ($70 > h < 150$), pero esta es muy escasa y dispersa. A partir de los 3°N hacia el norte, la actividad sísmica de profundidad intermedia ($70 > h < 150$) aumenta (Taboada, 1998). Y hacia el sur entre latitudes 1°S y 4°S , se presenta igualmente en el sector de la costa sismicidad superficial y hacia el interior un grupo de sismos de gran profundidad ($h > 150$)(figura 2.5).

La rápida convergencia en la zona de subducción entre las placas Nazca-Sudamérica ha dado como resultado cuatro grandes terremotos en el siglo XX con magnitud $M_w > 7.5$. En 1906, un terremoto, quizás el más grande registrado instrumentalmente en la zona desde entonces, de magnitud $M_w = 8.8$ rompió un segmento de la trinchera Colombo-Ecuatoriana de aproximadamente unos 500km, con una velocidad de ruptura de 2km/seg en dirección NE (Kanamori y McNally, 1982). Este evento fue seguido por otros tres terremotos que rompieron el mismo segmento. En orden cronológico y de sur a norte estos eventos son: 1942, M_w 7.6; 1958, M_w 7.7; y, 1979 M_w 8.2 (Kanamori y McNally.,1982; Gutscher et al.,1999 y White et al.,2003). En la figura 2.5 se muestran la ubicación de las zonas de ruptura de los sismos mencionados.

Un tsunami generado por un terremoto de subducción es el resultado de un repentino levantamiento o hundimiento de la plataforma continental. Tres de los terremotos, con excepción del evento de 1942, se encuentran asociados con reportes de tsunamis, por lo que los eventos de esta zona son considerados tsunamigenicos. Cabe resaltar que el tsunami provocado por el evento de 1906 fue observado a lo largo de toda la costa de América Central y en ciudades como San Francisco (Estados Unidos) y el oeste de Japón donde las ondas llegaron 12.5 horas después del evento (Kanamori y McNally, 1982).

La suma de momentos sísmicos de los eventos de 1942,1958 y 1979 son solamente una pequeña fracción ($\sim \frac{1}{5}$) del momento sísmico del evento de 1906 (Kanamori y McNally,1982). A partir de la ocurrencia de estos 4 grandes eventos, la zona no ha presenciado algún otro evento de magnitud considerable, por lo que se considera que esta zona tiene un potencial sismogénico alto (Herd et al.,1981) y un modo variable de ruptura explicado por un modelo de asperidades (Kanamori y McNally.,1982).

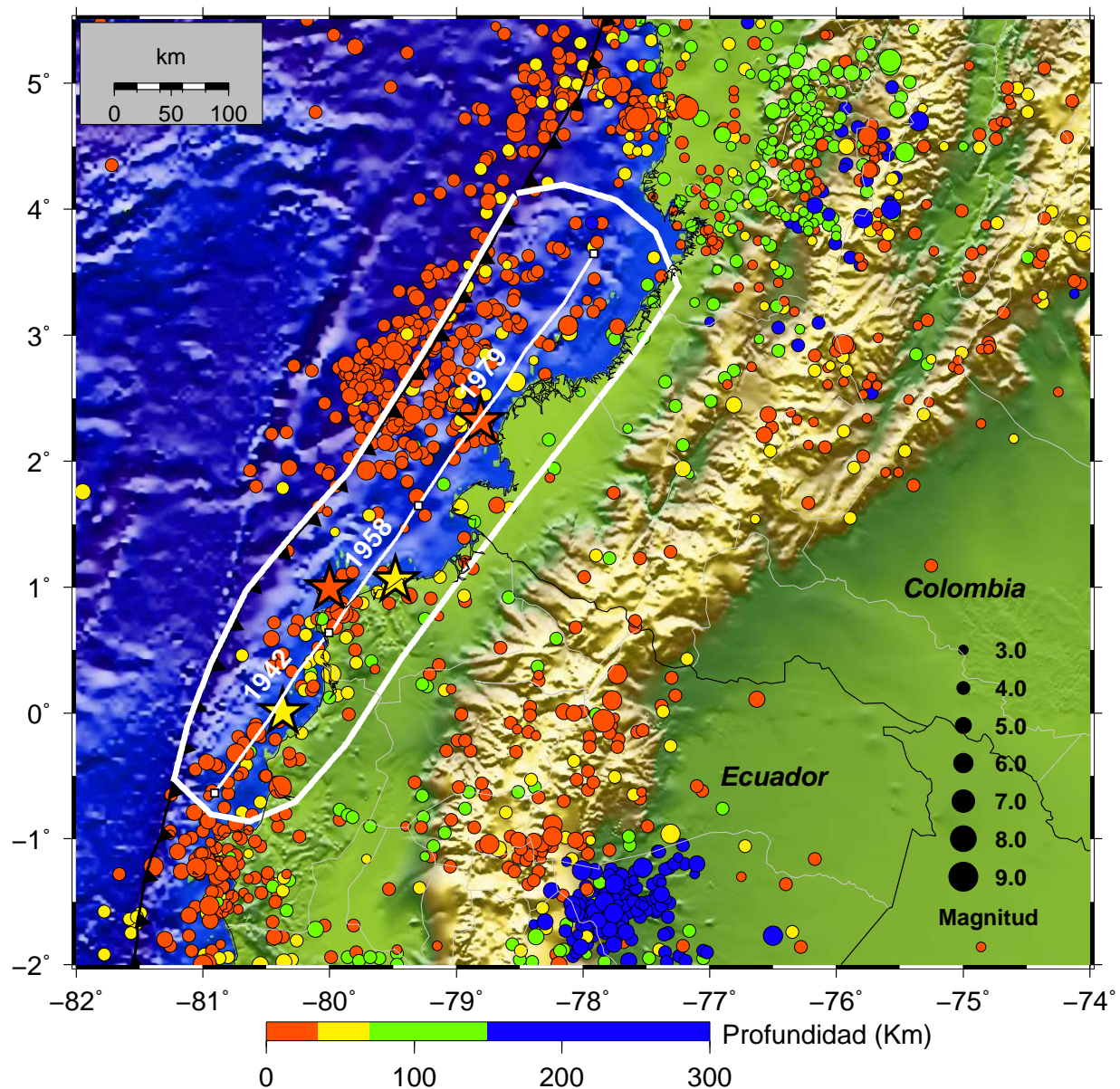


Figura 2.5: Mapa de Sismicidad Histórica. Las líneas blancas corresponden a la zonas de ruptura; la gruesa al evento de 1906 M_w 8.8 y las delgadas a los eventos de 1942 M_w 7.6, 1958 M_w 7.7 y 1979 M_w 8.2. (Modificado de Trenkamp et al., 2002). Las estrellas dentro del área bordeada corresponden a los epicentros de estos 4 grandes terremotos.

CAPÍTULO 3

Fundamentos GPS y aplicaciones en la sismotectónica

3.1 Aspectos Generales

El Sistema de Posicionamiento Global, GPS por sus siglas en ingles: *Global Positioning System*, constituye un sistema que permite determinar una posición exacta, con una precisión milimétrica. Fue desarrollado por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos en la decada de los 70's, para objetivos militares, sin embargo se ha promovido desde entonces para ser usado por la sociedad civil. El sistema GPS está compuesto por tres partes o segmentos (Hofmann et al.,2001):

- Segmento Espacial
 - Constelación - Satelites
- Segmento de Control
 - Estación Maestra de Control
 - Estaciones de monitoreo
 - Estaciones de control en tierra
- Segmento de Usuarios
 - Categoría de usuarios
 - Tipos de receptores

El **segmento espacial**, está compuesto por una constelación de satélites, actualmente se usa una red de 27 satélites; 24 operativos y 3 de respaldo ubicados en 6 planos orbitales desde puntos bajos alrededor de 20.200km hasta 20.300km arriba de la tierra. Con los

24 satélites se garantiza que las 24 horas del día los receptores en tierra puedan obtener la información de al menos de 4 satélites, número necesario para obtener la diferencia de tiempo entre el emisor y el receptor, como su posición espacial en las 3 coordenadas (latitud, longitud y altitud) .

Los satélites transmiten ondas de radio en la banda L del espectro electromagnético, ondas que se pueden modular cuya frecuencia fundamental (ν_0) es de 10.23MHz. Las ondas en las que se transmite la señal son denominadas L1 y L2, cuyas frecuencias son multiples de ν_0 por 154 y 120 respectivamente, obteniendo así: L1= 1575.42MHz y L2=1227.60MHz. La información que transportan estas frecuencias se encuentra moduladas en fase con una alta tasa de ruido pseudo-aleatorio (PRN), conocido por los receptores para reconstruir los datos del mensaje real. Adicionalmente las señales L1 y L2 son portadoras de dos tipos de codificación existente que son:

1. Código C/A (Coarse Acquisition o clear/access) : Es el tipo de señal que recibe un usuario GPS y es de caracter público. Es enviado a través de la banda de frecuencia L1 y su longitud de onda efectiva es de aproximadamente 300m.
2. Código P (Código Preciso o protegido) : Disponible en un inicio para equipos militares, su precisión es alta y es modulado no sólo por la frecuencia L1 sino también por la L2, con una longitud de onda efectiva de 30m.

Adicionalmente se cuenta actualmente con la introducción de una tercera frecuencia de uso civil (L5 : 1176.45Mhz). Esta nueva señal posee una potencia mayor a las otras y permitirá un posicionamiento más preciso y fiable en el futuro (Reporte de Erker et al, fecha de consulta: 10 de Julio de 2011).

El **segmento de control** consiste de una estación de control maestra, estaciones de monitoreo y de estaciones de control en tierra. Las principales tareas operacionales del segmento de control son: (1) seguimiento de los satélites para la determinación y predicción de su orbita y tiempo; (2) sincronización en tiempo de los satélites; y, (3) cargar los datos y/o mensajes a los satélites.

- Estación de Control Maestra : La localización inicial de esta estación era Vandenberg AFB (Base de la Fuerza Aérea) (California) pero se movió a su actual posición en Shriver AFB, Colorado Springs, Colorado (USA). Su función es recolectar los datos de las estaciones de monitoreo para calcular los parámetros de cada satélite, como las efemérides. Estos datos son pasados a una de las tres estaciones de control en tierra para ser enviadas y cargadas a los satélites.
- Estaciones de Monitoreo : Hay cinco estaciones localizadas en : Hawai, Colorado Springs, Isla Ascensión en el Sur del Océano Atlántico, Diego García en el Océano Indico y Kwajakein en el Norte del Océano Pacífico. Cada una de las estaciones se

encuentra equipada con un reloj de precisión atómica y receptores que continuamente están midiendo los pseudorangos o pseudodistancias de todos los satélites. Y la principal función de estas estaciones consiste en procesar los datos recibidos para calcular las efemérides de cada satélite como también la corrección en el tiempo.

- Estaciones de control en tierra : Consisten principalmente de antenas terrestres, ubicadas en tres de las estaciones de monitoreo (San Diego, Isla Ascención y Kwajalein) y son las encargadas del enlace de comunicación con los satélites. La información calculada por las estaciones maestras como las efemérides y la corrección en el tiempo, es enviada via ondas de radio en la banda S a los satélites.

Finalmente el **segmento de usuarios**, está compuesto por los receptores GPS encargados de recibir la señal y decodificarlos en datos legibles para el usuario. Los *tipos de receptores* se pueden clasificar en cuatro grupos, clasificación basada en el tipo de observables (pseudorangos y portadores de fase) y de la disponibilidad de códigos: grupo (1) pseudorango de código (C/A); grupo (2) portadores de fase - código C/A; grupo (3) portadora de fase-código P; y, grupo (4) portadores - código Y.

Receptores de pseudorango de código C/A : Como su nombre lo indica sólo mide códigos (C/A). El receptor usualmente es un aparato portátil de baterías. Este tipo de receptores es usado por caminantes, navegantes y automóviles.

Receptores de los portadores de código C/A : Con tipo de receptores, sólo la frecuencia L1 portadora del código C/A son medibles. Este tipo de receptores es usado para toda clase de estudios precisos incluyendo métodos estáticos, cinemáticos y pseudocinemáticos.

Receptores de Código P y Código Y : Este tipo de receptor tiene características importantes como la de ser capaz de medir un gran rango (100km) con una precisión de pocos centímetros. Y recibe señales portadoras del código P y son capaces de bloquear la frecuencia L1 como la L2, según sea su fin. La diferencia con el código P y Y está en las técnicas de codificación que posee cada código para que no puedan ser cifrados por los usuarios civiles.

Funcionamiento del Sistema GPS

En términos generales, para que un receptor GPS pueda determinar su posición necesitaría básicamente calcular la intersección de tres esferas, cuyos centros son la posición de cada uno de los satélites observados y cuyos radios corresponden a la distancia entre el satélite y receptor. Los satélites transmiten por medio de señales de radio su posición y el tiempo exacto cada 100 veces por segundo a la tierra, donde cada milisegundo un receptor computarizado se encarga de procesar la información de la señal para calcular dos tipos de medidas o también denominadas observables que son: pseudodistancias y la fase de la portadora.

El pseudorange es una medida de la distancia entre el satélite y la antena del receptor. Esta distancia se determina a partir del tiempo calculado por el receptor del retraso entre la señal recibida y la emitida. El pseudorange medido es diferente de la distancia geométrica entre el satélite y la antena del receptor, debido a los errores inherentes tanto a los relojes de cada uno de los dispositivos (Satélite y antena receptora) y al medio en el que viaja la señal (ionosfera y troposfera) (Xu,Guochang, 2003). La precisión de las mediciones de los pseudoranges depende de los equipos electrónicos. En general el código C/A tiene una precisión de alrededor 3m y el código P de 30cm.

La fase de la portadora es una medida del corrimiento entre la fase de la señal recibida del satélite y la fase de la señal generada por el receptor. A este valor de fase se le suma el número entero de ciclos de onda que existe entre satélite y receptor para finalmente obtener la distancia al satélite con precisión de hasta 1% de la longitud de onda, lo que implica una precisión de milímetros (Xu., 2003).

Finalmente hay un número de condiciones físicas que influyen y reducen la precisión en las mediciones GPS, éstas incluyen efectos ionosféricos, troposféricos, relativistas, de inclinación de la tierra, errores en el reloj y multitrayectos (la señal GPS llega a la antena de un receptor a través de más de un camino diferente), así como efectos instrumentales.

3.2 GPS y Sismotectónica

3.2.1 Ciclo Sísmico y Ciclo de Deformación

El concepto de ciclo sísmico está basado en la premisa de que los sismos poseen un periodo de recurrencia en tiempo regular, aproximadamente en el mismo lugar. El ciclo sísmico incluye los fenómenos físicos que ocurren en una zona sísmica: procesos de acumulación y relajación de esfuerzos, que van a repetirse de manera similar, aunque no necesariamente idéntica, en cada periodo del ciclo. Las deformaciones en superficie de la corteza son una manifestación de dichos procesos, y son medibles por medio de métodos geodésicos que permiten tener una comprensión más plausible de los fenómenos de la corteza terrestre (Ruegg.,1994).

Los etapas del ciclo sísmico son: (1) co-sísmica; (2) post-sísmica; (3) intersísmica y (4) presísmica (figura 3.1).

La etapa co-sísmica corresponde a un relajamiento de esfuerzos elásticos acumulados en una zona expresados en la ruptura súbita de una falla. La etapa post-sísmica se da inmediatamente después de la fase cosísmica. Durante este periodo se producen las réplicas del sismo principal y también se puede presentar deslizamiento en forma asísmica (deslizamiento ductil) o sísmica (actividad microsísmica). Es importante mencionar que si la etapa cosísmica es muy rápida, la etapa post-sísmica puede durar meses o años.

La etapa intersísmica corresponde a una acumulación gradual de esfuerzos, es decir, hay lugar a acumulación continua de deformación elástica entorno a una falla bloqueada que termina con una súbita relajación (etapa co-sísmica) de la relajación acumulada. Sin embargo desde el descubrimiento de los sismos lentos esta visión de acumulación gradual de esfuerzos ha sido replanteada, ya que ahora la etapa intersísmica no sólo comprende la acumulación gradual de esfuerzos, sino también incluye periodos de relajación o deslizamiento asísmico donde hay lugar liberación de energía asísmica (sismos lentos). Esta etapa corresponde a más del 90 % del tiempo total del ciclo sísmico.

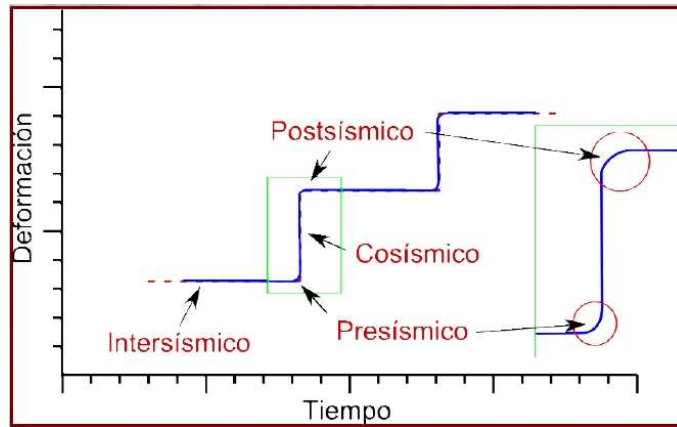


Figura 3.1: Esquema ilustrativo del ciclo sísmico y las etapas que lo conforman.

La etapa pre-sísmica constituye una parte importante para el entendimiento del ciclo de deformación en su totalidad. Esta etapa corresponde a la deformación que tiene lugar en semanas, meses e inclusive días, horas o minutos previos al evento sísmico. Durante esta etapa se pueden manifestar varios fenómenos anormales como : ausencia o aumento de sismicidad, cambios en algunos parámetros hidrológicos y variación de la resistividad eléctrica, entre otros (Ruegg, 1994). La figura 3.1 ilustra esquemáticamente el ciclo de deformación en el tiempo, haciendo hincapié en que tan cortas suelen ser las etapas post y pre-sísmicas.

Las mediciones GPS pueden ser relacionadas con el proceso de una fuente sísmica mediante la fórmula o ecuación de Volterra. Con esta ecuación o fórmula, a partir de los desplazamientos observados sobre la superficie de la tierra, se puede inferir el desplazamiento sobre la superficie de una falla considerando un medio elástico (Steketee.,1958). Estas mediciones GPS de deformaciones en superficie pueden ser invertidas para determinar la geometría de ruptura de un terremoto (Segall et al.,1997). Ejemplos de la aplicación de este concepto lo presentan Árnadóttir y Segall (1994), quienes usan datos geodésicos, incluyendo mediciones GPS, para determinar la geometría y la distribución de deslizamiento del sismo de Loma-Prieta de 1989. Ellos concluyen que la estimación de la distribución de desplazamientos es razonablemente consistente con la inversión de datos sísmicos de movimiento fuerte. Por otra parte, Murray et al., 1996 usando una combinación de desplazamientos

derivados de mediciones GPS junto a otro tipo de mediciones determinaron la localización, el buzamiento y el sentido del deslizamiento para el terremoto de Mendocino de 1992. De esta forma, los resultados de inversión de datos geodésicos en especial de mediciones GPS, generalmente son consistentes con resultados sísmicos.

Uno de los primeros estudios de deformación intersísmica con GPS tuvieron lugar en Carolina del Sur (Segall et al.,1997). Los estudios no sólo fueron dedicados a mediciones, sino también a la parte instrumental con el desarrollo de métodos geodésicos y en la caracterización de la precisión y exactitud de la técnica. Feigl et al.,1993, presenta un resumen de los datos GPS recolectados en California del sur y Centro entre 1986 y 1992, con ellos determinó velocidades para 40 sitios en California Centro con incertidumbres horizontales de 2-3mm/año e igualmente de su análisis encontraron que hay un significativo acortamiento cortical a lo largo del Canal de Santa Barbara, la cuenca Ventura y la cuenca de Los Ángeles.

Redes GPS permanentes como la CIGNET y la IGS (International GPS Service for Geodynamics), han demostrado que con mediciones continuas de GPS es posible estudiar un gran rango de procesos de deformación transiente en regiones tectónicas, que no son posibles con campañas convencionales de GPS. Por ejemplo, Japón, sin lugar a duda comprende las más ambiciosa red Nacional GPS permanente que para 1997 la constituían 610 estaciones operadas por el GSI (Geographical Survey Institute) de Japón. Un gran número de resultados interesantes se han derivado de la red, incluyendo desplazamientos cosísmicos asociados a tres terremotos $M=7$ y esfuerzos después del terremoto de Sanriku-Haruka-Oki ($M=7.5$)de 1994, entre otros (Segall et al., 1997).Por otro lado, redes permanentes para el estudio de deformación cortical han sido desarrolladas en California del Sur y del Norte, tal como la red SCIGN (The Sourthern California Integrated GPS Network) y la red BARD-GPS (The Bay Area Regional Deformation) en Carolina del norte. Adicionalmente tenemos a México donde a partir de la inversión de datos GPS registrados en la red GPS SISMO-IGEOF UNAM, determinaron la distribución del grado de acoplamiento en la interfase entre las placas Cocos y Norteamérica para los estados de Guerrero, Oaxaca y Chiapas (Franco.,2006).

3.2.2 GPS en Colombia

En Colombia el proceso de introducción del GPS ha estado a cargo del Instituto Colombiano de Geología y Minería - INGEOMINAS y se puede dividir en tres periodos: (1) Proyecto CASA, (2) Actividades Pre-Geored y (3) Proyecto Geored (Otros:Geored-Ingeominas/Sección: Historia).

Proyecto CASA : El proyecto CASA (*Central And South America GPS Project*) patrocinado por la NASA, la NSF (National Science Foundation) e instituciones individuales en cada país participante, inició en 1988 con el objetivo de estudiar el

movimiento de las placas y la deformación cortical en la compleja área de interacción entre las placas Nazca, Cocos, Caribe y Sur América. Considerado como la más grande campaña GPS en el mundo para su tiempo, tuvo varias campañas durante sus 10 años de funcionamiento. La primera campaña tuvo lugar en el año de 1988 y fue destinada para medir la deformación en el norte de los Andes, la convergencia para las placas Cocos y Nazca bajo Centro y Sudamérica y el movimiento relativo entre la placa del Caribe y Sudamérica, detalles de los resultados de éste proyecto se encuentra en detalle en Kellogg et al., 1990.

Las campañas CASA-90 y CASA-91 con estaciones en los países de Ecuador, Panamá, Costa Rica, Colombia y Venezuela, establecieron una de las primeras redes civiles de rastreo GPS y estuvieron enfocadas en los siguientes objetivos: establecer un marco de referencia global, entender las fuentes de error del GPS como las ocasionadas por la tropósfera húmeda y garantizar que las mediciones de GPS sean confiablemente interpretadas. Adicionalmente se obtuvieron tasas de desplazamientos de las interacción entre las placas Nazca-Bloque Norte de los Andes, Nazca-Cocos y Cocos-Caribe, para los periodos de 1988-1991. Los resultados en general, concordaban con las predicciones del modelo de movimiento de placas NUVEL-1 (Freymueller et al.,1993).

En octubre de 1994, el INGEOMINAS instaló la primera estación permanente GPS en Colombia como parte de la red global FLINN (Fiducial Laboratories for an International Natural Science). Con los datos de la campaña CASA-96 en conjunto con los datos de campañas anteriores se estimaron valores de desplazamientos relativos de la convergencia entre las placas localizadas al noroeste de Sudamérica y se obtuvieron los primeros resultados sobre la deformación intraplaca en el continente.

La última campaña, CASA-98, estuvo dedicada al estudio de los esfuerzos en la parte Norte de Colombia, área que comprende dos zonas fronterizas; Panamá al occidente y Venezuela al oriente. Finalmente, trabajos como los de Trenkamp et al., 2002 y Trenkamp et al., 2004, presentan resultados regionales y locales de los análisis de datos recolectados durante 1991, 1994, 1996 y 1998 en Costa Rica, Panamá, Colombia, Ecuador y Venezuela.

Pre-Geored : En 1998, se inició un trabajo sistemático como extensión de lo que fue el proyecto CASA para ampliar la red pasiva de GPS en el territorio Colombiano, incluyendo áreas volcánicas. El objetivo principal del proyecto fue medir el campo de esfuerzos corticales en Colombia, usando el GPS como técnica geodésica espacial. Con el terremoto de Armenia del 25 de Enero de 1999, Colombia pudo obtener potencialmente por primera vez mediciones de desplazamiento cosísmico.

Durante el 2001 y 2006, se realizaron campañas pequeñas con el primer receptor GPS instalado en 1998 y dos más facilitados por el Laboratorio Andino de Geofísica del Departamento de Ciencias de la Tierra y el Océano de la Universidad de Carolina del Sur (Estados Unidos). Durante este periodo se destacan dos campañas impor-

tantes, que son : (1) En el año 2003, cuyo objetivo fue la microzonificación sísmica de la ciudad Santiago de Cali, al suroeste de Colombia y (2) En el 2004, con el fin de observar el desplazamiento cosísmico del sismo de Pizarro del 15 de Noviembre de 2004 (M_w 7.2) (Página Web del proyecto Geored-Sección: Historia-PreGeored).

Proyecto Geored : Geored son las siglas del proyecto : “Implementación de la Red Nacional de Estaciones Geodésicas Satelitales GPS con propósitos geodinámicos - **GEODESIA: RED DE ESTUDIOS DE DEFORMACIÓN**” fue creado en el 2006, como proyecto del INGEOMINAS presentado al Gobierno Central, y en enero del 2007, inició sus actividades. El proyecto es considerado como una herramienta esencial para el estudio de deformación cortical, el análisis de deformación interplaca y del ciclo sísmico (Página Web del proyecto Geored-Sección: Historia-Geored).

El principal objetivo del proyecto es “*Mejorar la capacidad técnica, científica y operativa en Colombia para el análisis, interpretación y toma de decisiones de fenómenos asociados al estado de deformación tectónica regional y volcánica local en el territorio colombiano, empleando tecnología GPS*” y para cumplir con ello, algunos de los objetivos específicos son: (1) Implementar una Red Nacional Activa de Estaciones permanentes con propósitos geodinámicos. (2) Conformar una red móvil de adquisición de datos geodésicos satelitales en modalidad de campañas de campo, (3) Generar información para estudios de deformación tectónica, volcánica y sísmica como desplazamientos horizontales y verticales.

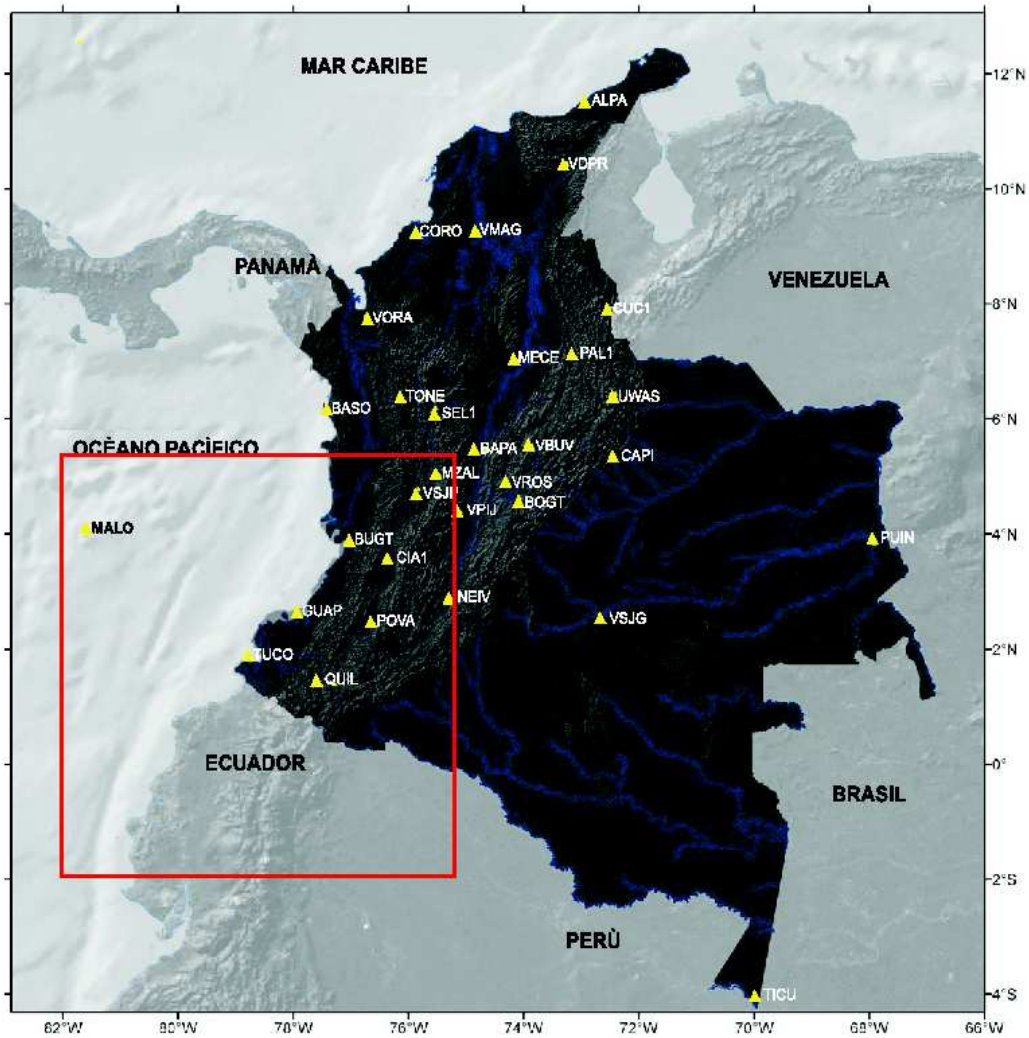


Figura 3.2: Estaciones de Geored, actualizado a Junio de 2011. Tomado de la página: <http://geored.ingeminas.gov.co/>. El recuadro rojo corresponde al área de estudio del presente trabajo.

CAPÍTULO 4

Red geodésica - Geored / Datos GPS

En este trabajo se usan mediciones GPS registradas en 11 estaciones de Geored. Siete estaciones son permanentes y 4 son temporales o de campo y, la mayoría de ellas se localizan en nuestra zona de estudio (Figura 4.1). Debido a que la red GPS de Geored es reciente, el periodo de observación de las estaciones usadas es variable y se encuentra en detalle en la tabla 4.1.

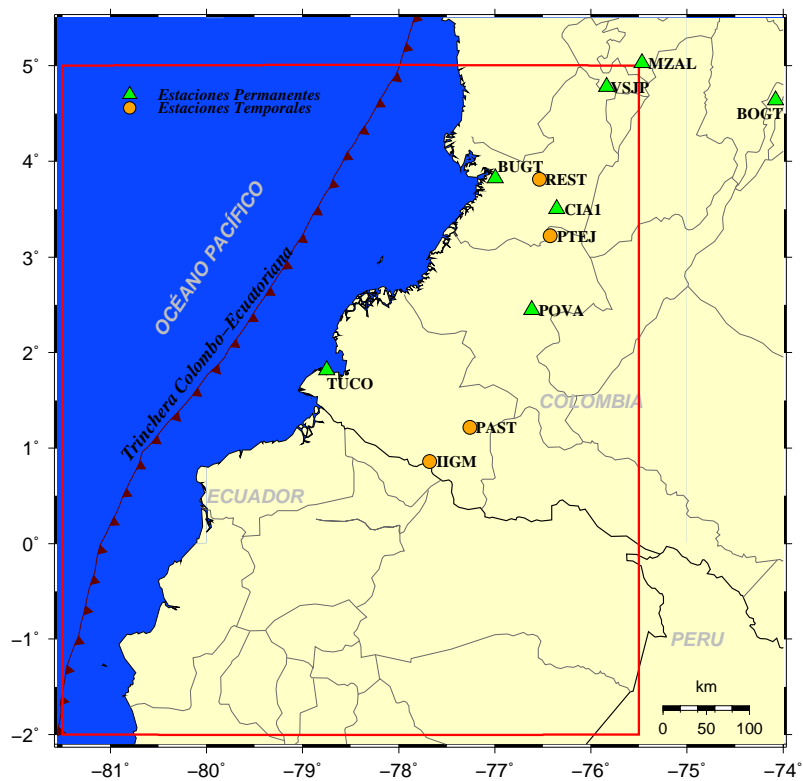


Figura 4.1: Distribución de estaciones permanentes y temporales de Geored usadas en este trabajo. El recuadro rojo corresponde al área de estudio.

Tabla 4.1: Tipo y periodo de ocupación de las estaciones usadas en este trabajo de la red Geored.

Estación	Ubicación	Coordenadas		Tipo	Periodo de Ocupación
		Norte	Oeste		
BOGT	Bogotá	4.640	74.080	Permanente	04-Nov-94 a la fecha
BÜGT	Buenaventura	3.825	76.995	Permanente	31-Oct-08 a la fecha
CIA1	Palmira	3.505	76.357	Permanente	07-Nov-08 a la fecha
IIGM	Ipiales	0.859	77.678	Temporal	02-Jun-08 al 06-Jun-08 20-Oct-09 al 23-Oct-09 17-Oct-10 al 23-Oct-10
MZAL	Manizales	5.030	75.470	Permanente	31-Ene-03 a la fecha
PAST	Pasto	1.215	77.261	Temporal	28-May-08 al 01-Jun-08 19-Oct-09 al 23-Oct-09
POVA	Popayan	2.449	76.614	Permanente	30-Nov-2008 a la fecha
PTEJ	Puerto Tejada	3.222	76.423	Temporal	16-Feb-96 al 17-Feb-96 12-Jul-03 al 14-Jul-03 27-Ago-08 al 01-Sep-08 14-Oct-09 al 16-Oct-09 17-Ago-10 al 22-Ago-10
REST	Restrepo	3.813	76.537	Temporal	12-Sep-08 al 15-Sep-08 01-Dic-09 al 05-Dic-09 07-Sep-10 al 12-Sep-10
TUCO	Tumaco	1.814	78.747	Permanente	05-Dic-08 a la fecha
VSJP	Pereira	4.781	75.835	Permanente	04-Sep-09 a la fecha

4.1 Descripción de la Red GPS de Colombia (GEORED)

Como se mencionó en la última sección del capítulo anterior, el inicio del uso de GPS en Colombia con fines geodinámicos fue gracias al desarrollo del proyecto CASA (*Central and South America GPS Project*) en 1988. Tras su culminación 10 años después y como prolongación del proyecto se crea pre-Geored que constituyó el preámbulo de lo que hoy se conoce como Geored. En 1998 pre-Geored tenía un sólo receptor GPS en funcionamiento, a partir de entonces y hasta el 2006 se realizaron campañas pequeñas con la reocupación de algunas estaciones usadas en el proyecto CASA dentro del territorio colombiano. En el 2007 se establece de manera formal GEORED y desde entonces ha estado en continuo crecimiento con el fin de densificar la red. La primera estación permanente del proyecto fue BOGT (Bogotá), ubicada en el centro del país. Ésta estación forma parte de la red mundial de rastreo, fue instalada en 1994 y es operada por la NASA.

En el 2008 tras la adquisición de instrumentación GPS se instalaron 10 estaciones permanentes distribuidas de Sur a Norte a lo largo del territorio. En el área de estudio se

encuentran 5 de las estaciones instaladas en la región suroccidental, dos de ellas TUCO y BUGT se localizan sobre la línea de costa y CIA1, POVA y MZAL se localizan sobre la cordillera central (figuras 4.1, 3.2 y tabla 4.1).

En el 2009 se continuó con la instalación de 6 estaciones, 5 de ellas ubicadas en la región central del territorio y una en la isla de Malpelo en el Océano Pacífico. En el 2010 se incrementó el número de estaciones de la red sobre las cordilleras Oriental y Central, y se instalaron las primeras dos estaciones en la región oriental correspondiente a los llanos Orientales.

La instalación de estaciones temporales inició en el 2008 con la ocupación de 102 estaciones de campo ubicadas en los pie de monte de las cordilleras Central y Oriental. El tiempo de registro para este tipo de estaciones es generalmente de 5 días (aproximadamente 120 horas). En la actualidad, la red cuenta con 28 estaciones permanentes y alrededor de 100 estaciones temporales distribuidas en todo el territorio colombiano, con una mayor concentración de estaciones en la zona central (figura 3.2). La zona de estudio cuenta con 5 estaciones permanentes y 4 temporales. Adicionalmente se incorporan dentro de nuestro estudio la información de dos estaciones permanentes que corresponden a BOGT y MZAL debido a su proximidad a la zona de estudio y a su largo periodo de registro. Información adicional del proyecto puede encontrarse en la página web del proyecto : <http://geored.ingeminas.gov.co/>.

Selección de sitio para la instalación de estaciones GPS

Para escoger los sitios donde se instalarán estaciones GPS, el personal de GEORED realiza dos tipos de exploración, una en oficina y otra en campo. En oficina se realiza la pre-selección de los sitios mediante el uso de mapas estructurales, mapas de bloques, análisis fotogeológico de la zona potencial e imágenes de satélite como parte de un análisis complementario y, finalmente se realizan los trámites administrativos para la programación de la respectiva instalación. El trabajo en campo corresponde al levantamiento de la información geológica básica del área de instalación y se verifican los siguientes criterios generales que debe cumplir el área para la instalación de estaciones GPS bien sean permanentes o temporales:

- Fácil acceso.
- Sitio de instalación preferentemente afloramiento rocoso estable.
- Disponibilidad de sistemas de alimentación y protección.
- Disponibilidad de algún tipo de sistema de comunicación.
- Seguridad.
- Minimización de fuentes de error, como: antenas de radio, cables de alta tensión, mallas de acero, árboles, etc.

Construcción de Estaciones

Existen dos tipos de monumentación que se utilizan para la instalación de estaciones GPS: (a) Mojón y (b) Incrustación. Para la construcción de las estaciones permanentes, se ha procurado que la mayoría de ellas se instalen sobre afloramiento rocoso, para lo cual se hacen perforaciones para incrustar varilla de acero inoxidable de por lo menos 3m de longitud, y tubo de acero inoxidable de 2pulgadas, los cuales son embebidos en un monumento de concreto tipo pilastra corta, que ayuda a la estabilidad del sitio. Cuando la estación permanente se ubica sobre el suelo consolidado, en sitio estable de acuerdo al trabajo de campo geológico, se hace similar empotramiento de la varilla y el tubo, y se construye el mismo tipo de monumento, pero en esta oportunidad va “incrustado” en el suelo. Sobre el tubo de 2 pulgadas se localiza la antena, la cual está montada sobre una base nivelante de nivelación por tornillos tipo SECO. Hasta la fecha se emplean antenas Trimble tipo choke-ring o Zephyr2, la primera de ellas cubierta por un domo corto (radome) como protección. Adicionalmente se tiene próximo a la antena GPS, a una distancia mínima de 2 metros, un panel solar o instalación de corriente y un gabinete metálico que alberga al receptor, las baterías y la instrumentación para la comunicación. El cable conector entre la antena y el receptor es sepultado bajo tierra cubierto de tubos PVC y protegido de descargas eléctricas por un alambre de cobre que se adhiere a las paredes del tubo PVC. La figura 4.2 muestra la monumentación tipo mojón.



Figura 4.2: Monumentación tipo mojón. Superior: Mojón, antena GPS cubierta por un domo corto (radome) como cubierta protectora. Superior izq: vista en planta de antena GPS tipo Choke Ring de Trimble. Inferior: Panel Solar y Gabinete Metálico que contiene el receptor, las baterías e instrumentación necesaria para la comunicación y transmisión de datos. Modificada de *Monumentación de estaciones*, página web del proyecto GEORED <http://geored.ingeminas.gov.co/index.php/es/inves/redgps/monumentacion-de-estaciones>

La monumentación tipo incrustación es usado para la construcción de *Estaciones Temporales*. Este tipo de monumentación consiste de una base y un sistema de montaje elaborado con varillas de acero inoxidable con una altura constante de 1m incrustada al terreno. En el centro de la base se marca un punto central sobre el cual se instalará el sistema de montaje y así mismo la antena . Esto garantizará el posicionamiento exacto de la antena en el mismo lugar para futuras ocupaciones de la estación. La figura 4.3 muestra el punto central donde se instalará la antena.



Figura 4.3: Monumentación tipo incrustación. Superior :Proceso de instalación. Inferior : Vista en planta del punto central (hueco). Tomada de *Campañas de campo con propósitos geodinámicos*, página web del proyecto GEORED <http://geored.ingegominas.gov.co/index.php/es/memorias-iii-taller-de-aplicaciones-cientificas-gnss-en-colombia>.

Sobre el punto central se fija el sistema de montaje con un adhesivo epóxico y se procede a la nivelación de éste, luego de instala la antena y se nivela nuevamente. Un detalle bastante importante es la orientación de la antena, el norte de ésta se orienta con el norte magnético de la tierra. Finalmente se configura el equipo GPS con los siguientes parámetros : (1) Tasa de muestreo de 15 seg y (2) máscara de elevación de 10°. La figura 4.4 muestra en general la monumentación tipo incrustación.

Finalmente cabe recalcar que la construcción de las estaciones GPS cumplen las pautas y características mínimas requeridas por el SIRGAS *Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas* - <http://www.sirgas.org/> para la construcción de estaciones GNSS (Global navigation satellite system) y en cuanto al equipo que se utiliza y como se mencionó en párrafos anteriores, las antenas son choke ring marca Trimble y los receptores son de doble

frecuencia, generalmente Trimble NetRS, Trimble 4000 SSI, Astech Z-Extreme y Topcon GB-1000.



Figura 4.4: Monumentación tipo incrustación. Tomada de *Campañas de campo con propósitos geodinámicos*, página web del proyecto GEORED <http://geored.ingeminas.gov.co/index.php/es/memorias-iii-taller-de-aplicaciones-cientificas-gnss-en-colombia>.

Sistemas de Alimentación y Comunicación

Las estaciones permanentes de operación continua del proyecto Geored, cuentan con uno de los siguientes sistemas de alimentación: (a) alimentación a través de la red eléctrica (AC) y, (b) alimentación a través de sistemas fotovoltaicos (DC). El sistema de alimentación por red eléctrica está compuesto por los siguientes elementos: puestas a tierra, supresores de transitorios, UPS (Uninterruptible Power Supply), supresores de descargas para RF y alimentación de equipos. Por su parte el sistema de alimentación fotovoltaicos es un poco más sencillo compuesto por: arreglo de paneles fotovoltaicos, regulador o controlador solar, banco de baterías y protecciones.

En cuanto a comunicación, la red cuenta con una variedad de sistemas de comunicación que se acoplan a las necesidades del entorno. Estos sistemas son en su gran mayoría una combinación entre enlaces de radio y satelitales entre la estación GPS y redes de instituciones gubernamentales como la Aeronáutica Civil de Colombia (AEROCIVIL) y la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC), y otras entidades como el Centro Internacional de Agricultura Tropical (CIAT). Adicionalmente, se cuenta con otros sistemas como la fibra óptica y la telefonía móvil donde a través del canal de datos GPRS se transmiten la información de la estación GPS. En la tabla 4.2 se listan los sistemas que se utilizan en la transmisión de los datos de las estaciones permanentes. Los datos de las estaciones temporales, son generalmente transmitidos vía internet una vez un funcionario encargado los haya descargado manualmente, igualmente son entregados en medio físico al concluir

la visita a la estación.

Tabla 4.2: Sistemas de transmisión de datos GPS usados en el proyecto GEORED

Sistemas de Transmisión de datos - GEORED
Radio Enlace + Red AEROCIVIL
Radio Enlace + Red INGEOMINAS
Radio Enlace + Enlace Satelital RSNC + Red INGEOMINAS
Radio Enlace + Enlace Satelital AEROCIVIL + Red AEROCIVIL
Enlace Satelital RSNC + Red INGEOMINAS
Fibra óptica + Red CIAT
Red 3.5G EDGE

4.1.1 Descripción y procesamiento de los datos

El procedimiento de los datos de la red GPS del proyecto GEORED se divide en tres partes: 1) Pre-procesado, 2) procesado y 3) post-procesado.

Pre-procesado

El pre-procesado inicia con la recepción de los datos “crudos” cuyo formato depende del tipo de receptor que se tenga en la estación y se procede a realizar la conversión de éstos a formato *rinex* - (*Receiver Independent Exchange format*). El software de uso libre que se utiliza para la conversión es TEQC (Translation, Editing, Quality Check) desarrollado por UNAVCO. Las condiciones generales que se deben cumplir para el procesamiento son (*Procesamiento científico de datos GPS con propósitos geodinámicos*, Ingeominas al día, Revista del Instituto Colombiano de Geología y Minería num. 5 sept. 2009):

- Obtener un solo archivo por cada día de observación para cada estación. En este paso hay una diferencia entre el proceso de los registros de una estación permanente y una temporal o de campo. Para las estaciones permanentes se unen los 24 archivos correspondientes a cada hora de registro para formar un solo archivo por día y para las estaciones temporales se separa el archivo que contiene las observaciones de la campaña (5 días) por ventanas de tiempo de 1 día.
- Limpiar las observaciones que no estén completas.
- Se revisan los “saltos” en el rastreo, si existen, para comprobar el correcto funcionamiento del receptor.
- Establecer correctamente el intervalo de observación con el cual se debe generar el archivo Rinex.

Procesado

Tras concluir el análisis de calidad de los datos y determinar cuales son buenos, sigue la etapa del *procesado*. Como se mencionó en el párrafo anterior, el software utilizado para el procesado es Gipsy-Oasis 5 (GPS-Inferred Positioning SYstem and Orbit Analysis Simulation Software). Este programa fue desarrollado por el *Jet Propulsion Laboratory (JPL)* del *California Institute of Technology (CALTECH)*, USA.

Antes de comenzar con el procesamiento, se debe registrar y mantener actualizada la base de datos de GIPSY. Esta base de datos está formada por tres archivos que contienen información vital sobre las estaciones, su instrumentación y posiciones. Los tres archivos son : (a) Archivo “sitevecs”, (b) archivo “stalocs” y (c) archivo “database”.

* En el archivo *Sitevecs* se registran los ID de cada estación (4 caracteres), nombre del monumento, fecha y hora del inicio de las observaciones, coordenadas de ubicación de la antena y el tipo de antena, según lo establece el IGS (*International GNSS Service*).

* En el archivo *Stalocs* como su nombre lo indica almacena los registros de las posición aproximada de cada estación GPS, nombre del sitio, nombre de la monumentación, tipo de estación y coordenadas XYZ del punto.

* El archivo *Database* contiene el registro de la posición aproximada de cada estación, pero referenciada únicamente con el ID de ésta.

El procesado de los datos GPS se divide en dos partes: (1) La preparación de los datos y (2) intergración de éstos en una solución diaria. Un esquema que ilustra los pasos generales de las dos etapas mencionadas se muestra en la figura 4.6 y a continuación se explica cada una de ellas sin entrar en detalles.

Preparación de los datos : La preparación de los datos parte del uso de los archivos rinex que se obtuvieron tras el pre-procesamiento. Se editan estos archivos en un mismo intervalo de rastreo, correspondiente a 300 segundos. Luego se hace uso de una rutina de Gipsy Oasis llamada *ninja*, que lee los archivos rinex, los reordena y los convierte en un archivo binario fortran, los cuales se pasan a un submódulo llamado *turbo-edit*, que borra automáticamente los puntos fuera del rango establecido (outliers) y detecta saltos o discontinuidades en la señal. Una vez hecho ésto, los archivos son guardados en formato binario de fortran para cada satélite y agrupados en los archivos .qm, por medio del programa *Merg-qm*, formato propio de Gipsy requerido para la obtención de las soluciones diarias.

Integración de datos y obtención de soluciones diarias : A integración de datos se refiere a integrar los archivos .qm usados para la determinación de las soluciones junto a los archivos de las estaciones de rastreo que se emplean en el procesamiento. Las estaciones de rastreo que se usan pertenecen al IGS (Internacional GNSS Service). En general se hace uso de 24 estaciones de rastreo ubicadas cerca de Colombia.

Posteriormente se aplican los modelos físicos para determinar los parámetros que relacionan la localización del receptor, el movimiento de la tierra y los relojes del transmisor

y el receptor, ésto se logra por medio del programa *Qregres*. El número de modelos que se aplica son dos; los modelos terrestres y los modelos de observación. Tras aplicar los modelos y obtener los resultados, éstos pasan a la etapa de filtrado usando el programa *filter* que consiste en una modificación de un filtro de Kalman, llamado *Square Root Information Filter* y con éste se conoce la posición y velocidad de un objeto que se encuentra en un sistema relacionado con el tiempo.

Tras el filtrado, se realiza la estimación de parámetros usando el programa *Smapper*, *Postfit* y *rgfile*, éste último genera dos archivos; los que conocemos como estimación I y estimación II, que corresponden a la estimación de la posición y de los residuales respectivamente. Tras la estimación, el paso siguiente es la corrección de los residuales, ésto consiste en verificar que los datos estén linealmente correlacionados, y en dado caso se elimina o se corrige la solución o las soluciones si existe un dato anómalo. Finalmente se obtiene un archivo de salida, con las coordenadas de las estaciones y sus respectivos errores con precisión milimétrica mediante el uso de la herramienta *stacov*.

Post-procesado

El archivo obtenido en la salida del procesamiento correspondiente a las coordenadas de las estaciones y sus respectivos errores, es usado como entrada del software *Rzebu2*, herramienta que permite calcular las velocidades de desplazamiento relativo para estaciones procesadas con *Gipsy-Oasis 5*. Con la obtención de las velocidades, se procede a la elaboración de los mapas de velocidad para las estaciones GPS del proyecto Geored (figura 4.7(a)), haciendo uso del software *GMT Generic Mapping Tools* y se genera un archivo con los vectores de velocidad para las estaciones de Geored (figura 4.7(b)).

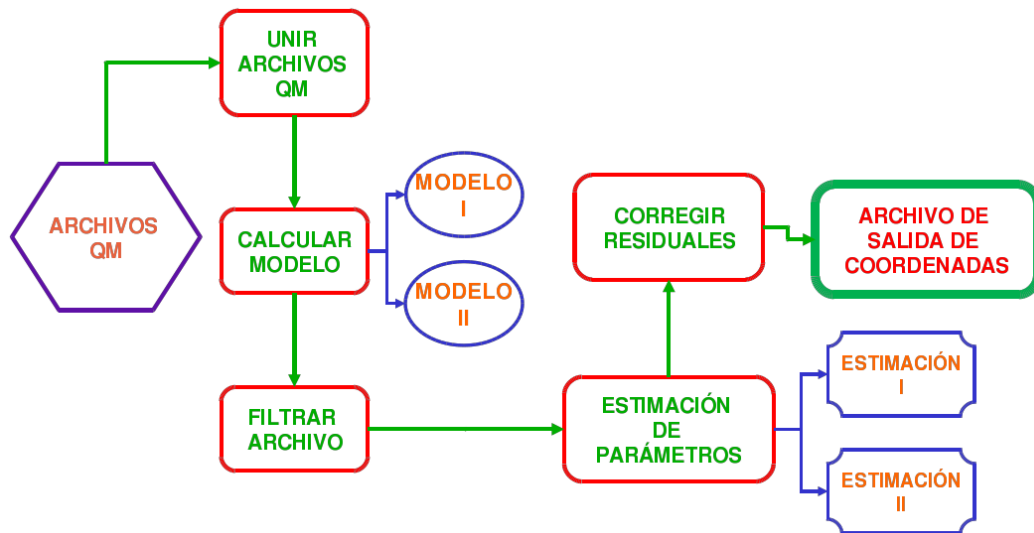
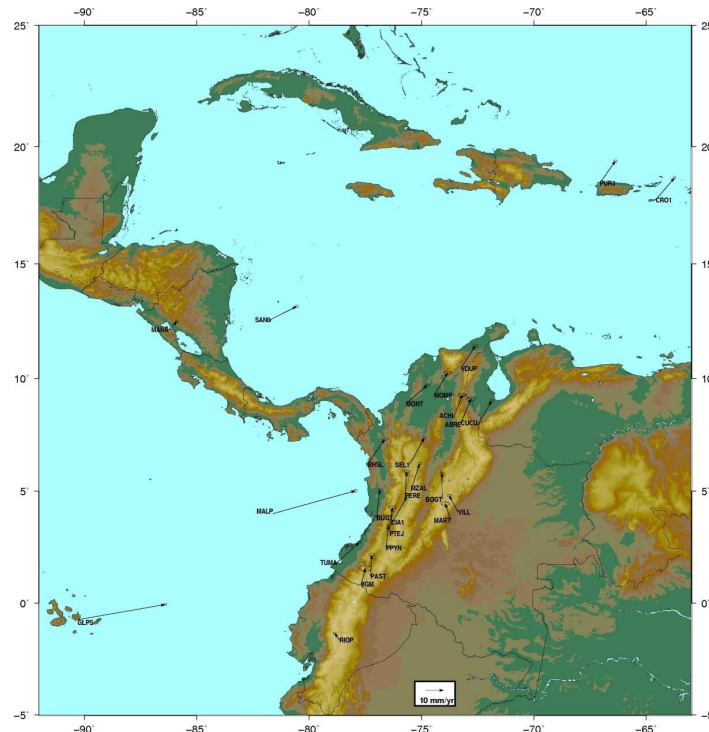



Figura 4.6: Esquema general de las etapas y pasos a desarrollar en el procesamiento de los datos GPS de la red Geored. (Comunicación personal con la Ingeniera Natalia Acero, encargada del procesamiento de datos GPS del proyecto Geored, 2010.)



(a) Mapa de vectores de velocidad para las estaciones del proyecto Geored.

 INGEOMINAS PROYECTO GEORED RED NACIONAL DE ESTACIONES GPS FORMATO DE REGISTRO VECTORES DESPLAZAMIENTO								
ID ESTACION	LATITUD	LONGITUD	ALTURA	VELOCIDAD ESTE	VELOCIDAD NORTE	SIGMA ESTE	SIGMA NORTE	COEFICIENTE CORRELACION
AREQ	-16.4656687	71.4931956	2.491,34	-6.844	4.549	15.383	13.302	-0.068
BOGT	4.6400713	74.0809394	2.577,05	0.272	-18.338	15.836	11.787	-0.003
BRAZ	-15.9473749	47.6779609	1.094,09	-13.036	9.125	16.506	13.099	-0.147
BRMU	32.3703979	64.6362703	-11,67	-7,386	3,294	16,667	12,860	0,079
BVIS	4.1613830	73.6841641	1.301,34	156.211	-142.088	157.996	69.746	0.059
CHAT	43.9600000	176.6700000	58,00	-18,851	51,844	19,483	14,188	0,054
CRO1	17.7568967	64.5843210	-31,96	3,530	10,881	15,628	11,738	0,024
CUCU	7.9217597	72.5075221	313,49	26.838	-17.183	19.973	12.984	-0.014
GLPS	-0.7430005	90.3036730	32.509	76.771	-14.678	23.480	14.738	0.006
GOL2	35.4251963	116.8892472	986,61	-24.482	-10.848	16.381	13.316	-0.062
GOLD	35.4251963	116.8892472	986,61	-19.961	-10.385	16.477	13.322	-0.058
HRAO	-25.8896186	27.6871351	1.343,45	53.561	34.271	19.715	13.135	0.006
KOKB	22.1262686	159.6649193	1.167,38	-72.476	37.062	18.893	12.240	0.107
KOUR	5.2521793	52.8059587	-25,73	-19.732	6.330	16.608	11.832	-0.058
LPGS	-34.9067448	57.9322999	29,93	-4,068	10,645	15,926	14,975	-0.154
MALI	-2.9953901	40.1951981	0,00	34.712	27.181	19.119	12.308	-0.091
MANA	12.1489379	86.2489939	71,04	-16.175	5.288	15.200	11.708	0.036
MAS1	27.7637392	15.6352773	197,18	44.310	21.937	19.139	12.204	-0.056
MCM4	-77.8478406	193.3262299	-19,44	14.946	-2.615	19.141	15.887	-0.101
MDO1	30.6805112	104.0149910	2.004,47	-23.604	-8.442	15.700	12.907	-0.030
MZAL	5.0300947	75.4703827	2.093,07	-18.714	-12	15.436	11.757	0.004
NEGR	6.1764652	75.4299520	2.155,48	-231.469	243.005	616.592	243.514	0.016
PAST	1.2159960	77.2610230	2.736,09	1.060.238	312.437	832.760	383.639	-0.085
PIE1	34.3019563	108.1189250	2.347,64	-23.861	-10.793	15.949	13.286	-0.051
PLLE	3.2718546	73.3710836	236,13	1,362	951,666	1.077,38	416,231	-0.069
PPYN	2.4760755	76.5797807	1.836,88	4,544	12,441	16,999	12,304	-0.098
SANO	12.5804530	81.7152820	50,14	45.583	6.307	34.342	18.076	0.020
SANA	12.5237944	81.7293763	30.072	507.468	701.852	1.953	819.587	-0.076
SANT	-33.1502899	70.6885570	723,18	14.448	15.705	16.413	15.127	-0.099
SUTH	-32.3802118	20.8104614	1.799,76	39.270	37.632	19.387	13.267	-0.009
THI1	-17.5770632	149.6064411	97,27	-50.863	49.927	18.699	12.808	0.133
WILL	4.0655791	73.3800459	324,60	159.181	-117.584	556.863	235.707	0.064

(b) Formato del archivo con los vectores de velocidad para las estaciones del proyecto Geored.

Figura 4.7: Arriba : Mapa de vectores de velocidad para estaciones GPS del proyecto Geored. Inferior : Formato de presentación de los vectores de velocidad de las estaciones con sus correspondientes valores de incertidumbre.

Series de tiempo

Los resultados del procesamiento de datos GPS, pueden visualizarse como en el apartado anterior; cambio en la posición entre una época y otra y se representa con los vectores de velocidad. Sin embargo también se puede tener el registro de la posición diaria de la estación conforme pase el tiempo, estos datos se representan con las series de tiempo que permiten realizar una inspección visual sobre su tendencia y la existencia de posibles contaminación en los datos o dispersión entre otros. A continuación se muestra las series de tiempo para las estaciones permanentes usadas en este trabajo y de la estación temporal PTEJ.

En las series de tiempo la línea delgada continua es la recta que mejor ajusta a los datos durante el periodo de registro de cada estación. La tendencia se grafica con la función lowess (regresión polinomial) que es un método de modelización clásico que utiliza la simplicidad de mínimos cuadrados e interpolación lineal; es una línea polinomial y se encuentra ubicada en grado 1 (Comunicación personal con el Director del proyecto de Geored., Noviembre de 2011). Las series de tiempo presentadas a continuación están referenciadas a ITRF 2005. Es clara la gran diferencia que existe entre una estación con un largo periodo de registro como es el caso de BOGT y MZAL, estas series de tiempo muestran tendencias claras sin llegar a tener dispersión o algún outlier. Las demás estaciones permanentes, a pesar de su corto periodo de registro que se limita a no más de 2 años (24 meses) muestran igual tendencias muy bien marcadas en las componentes de latitud y longitud.

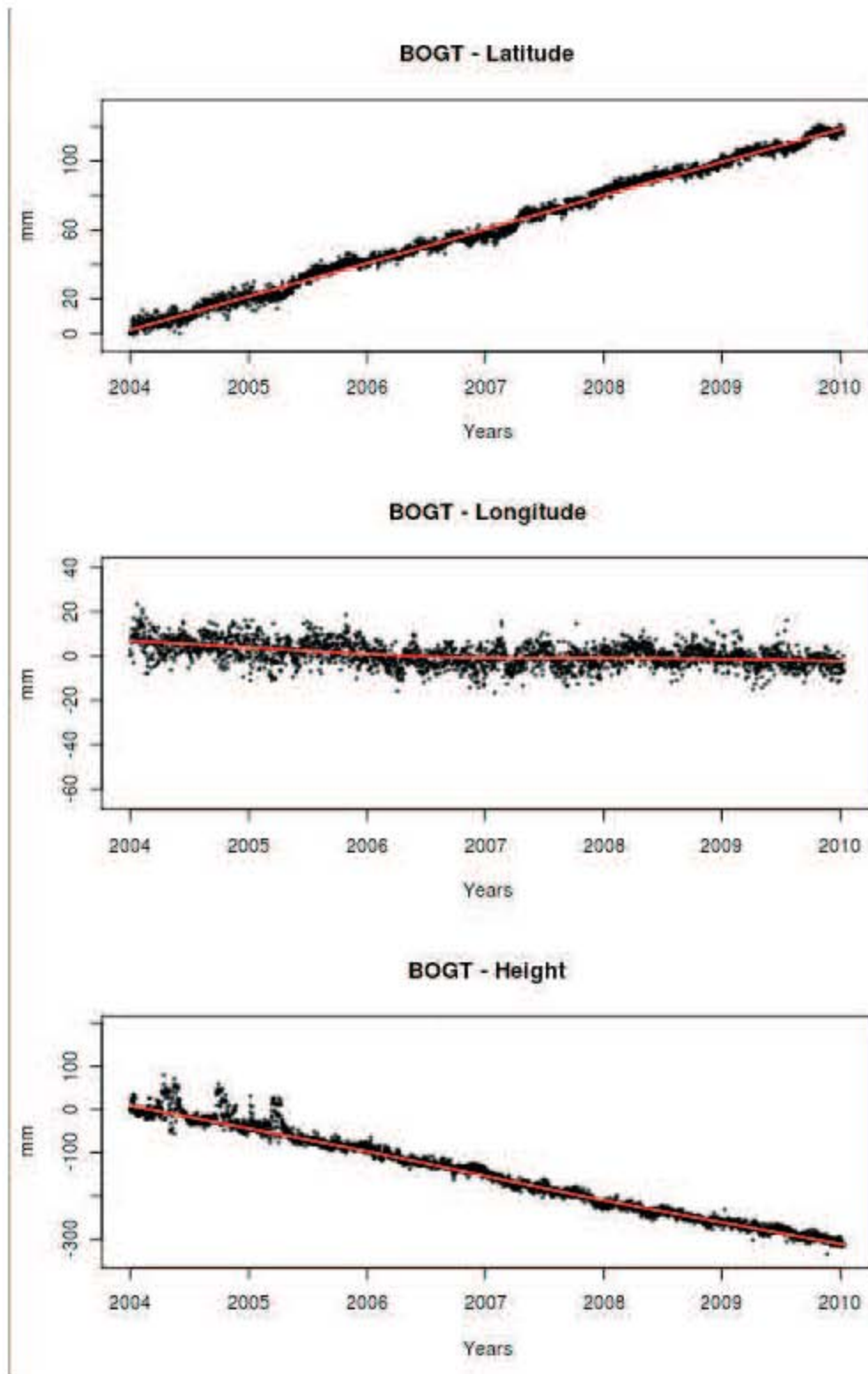


Figura 4.8: Serie de tiempo para la estación permanente BOGT. La línea continua corresponde a la línea de tendencia de los datos. Otorgada por personal del proyecto Geored - Ingeominas.

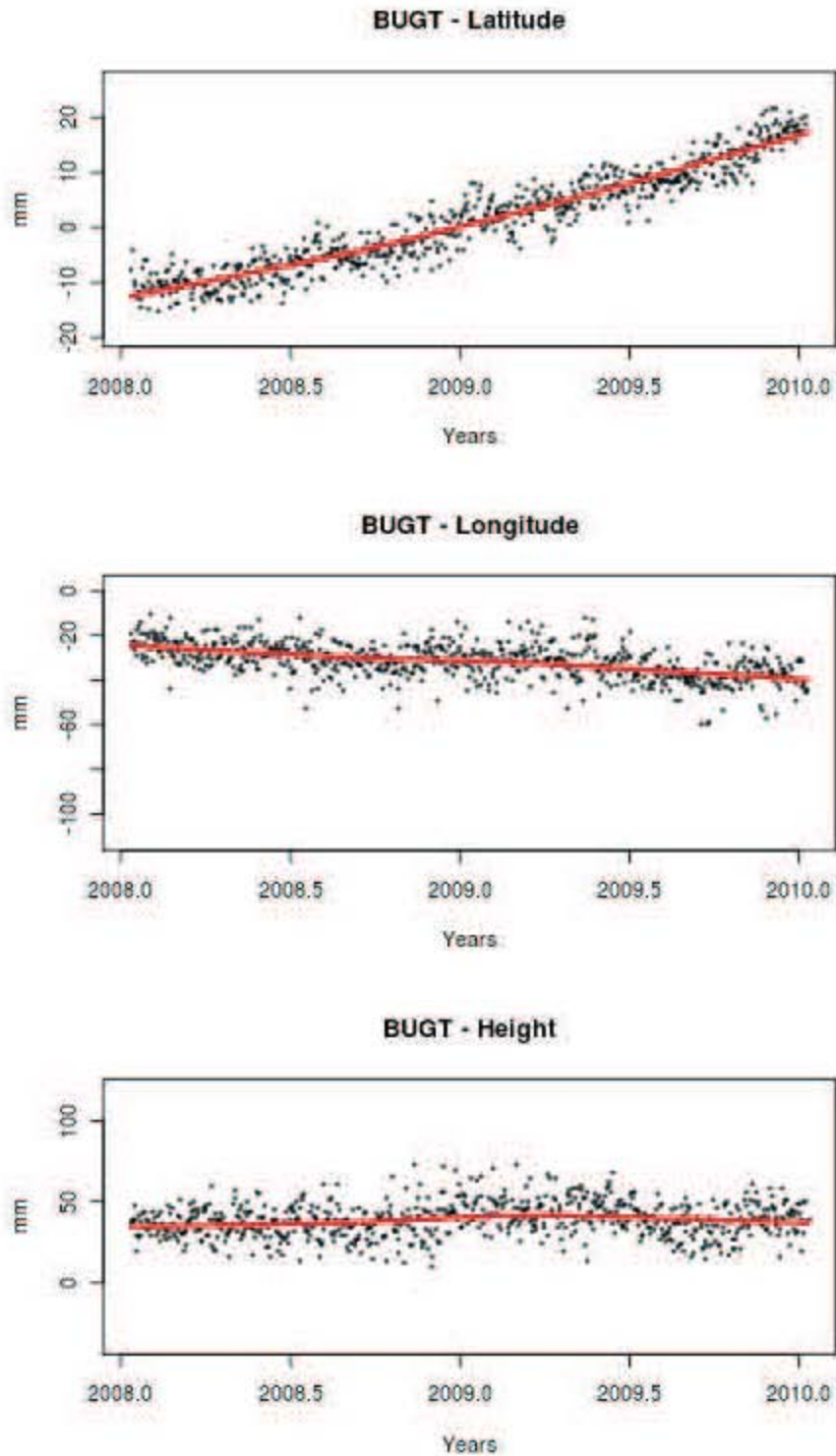


Figura 4.9: Serie de tiempo para la estación permanente BUGT. La línea continua corresponde a la línea de tendencia de los datos. Otorgada por personal del proyecto Geored - Ingeominas.

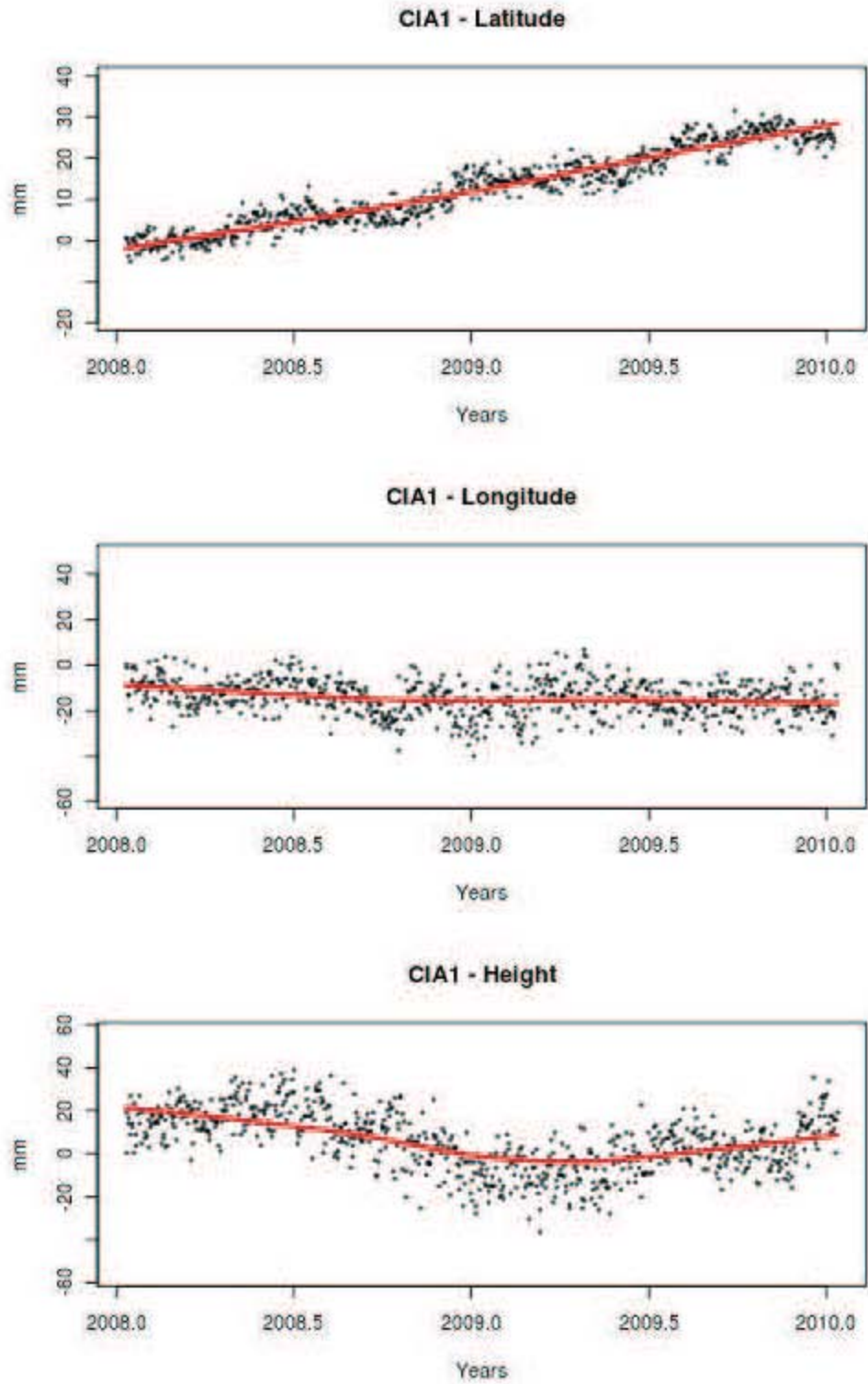


Figura 4.10: Serie de tiempo para la estación permanente CIA1. La línea continua corresponde a la línea de tendencia de los datos. Otorgada por personal del proyecto Geored - Ingeominas.

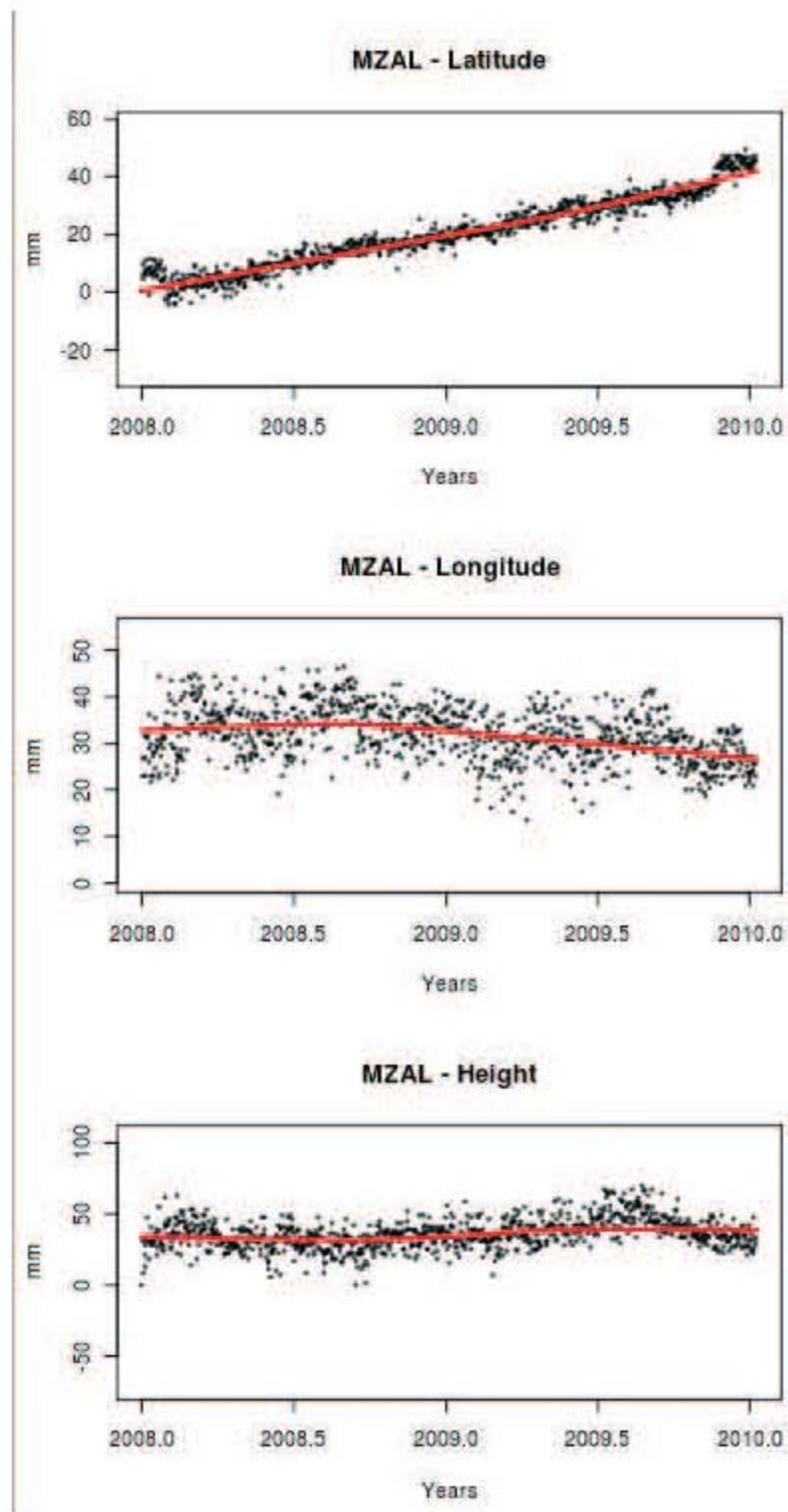


Figura 4.11: Serie de tiempo para la estación permanente MZAL. La línea continua corresponde a la línea de tendencia de los datos. Otorgada por personal del proyecto Geored - Ingeominas.

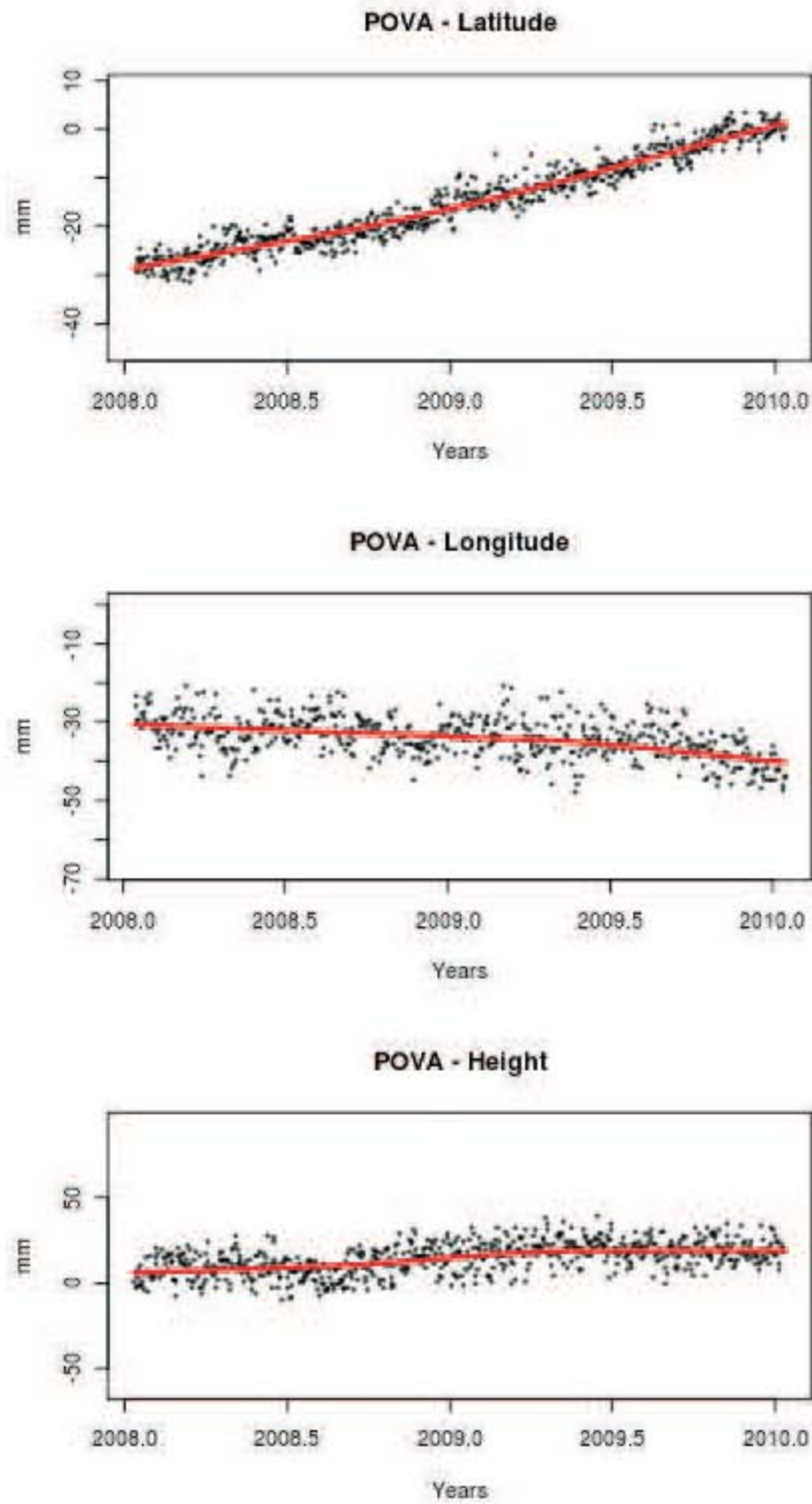


Figura 4.12: Serie de tiempo para la estación permanente POVA. La línea continua corresponde a la línea de tendencia de los datos. Otorgada por personal del proyecto Geored - Ingeominas.

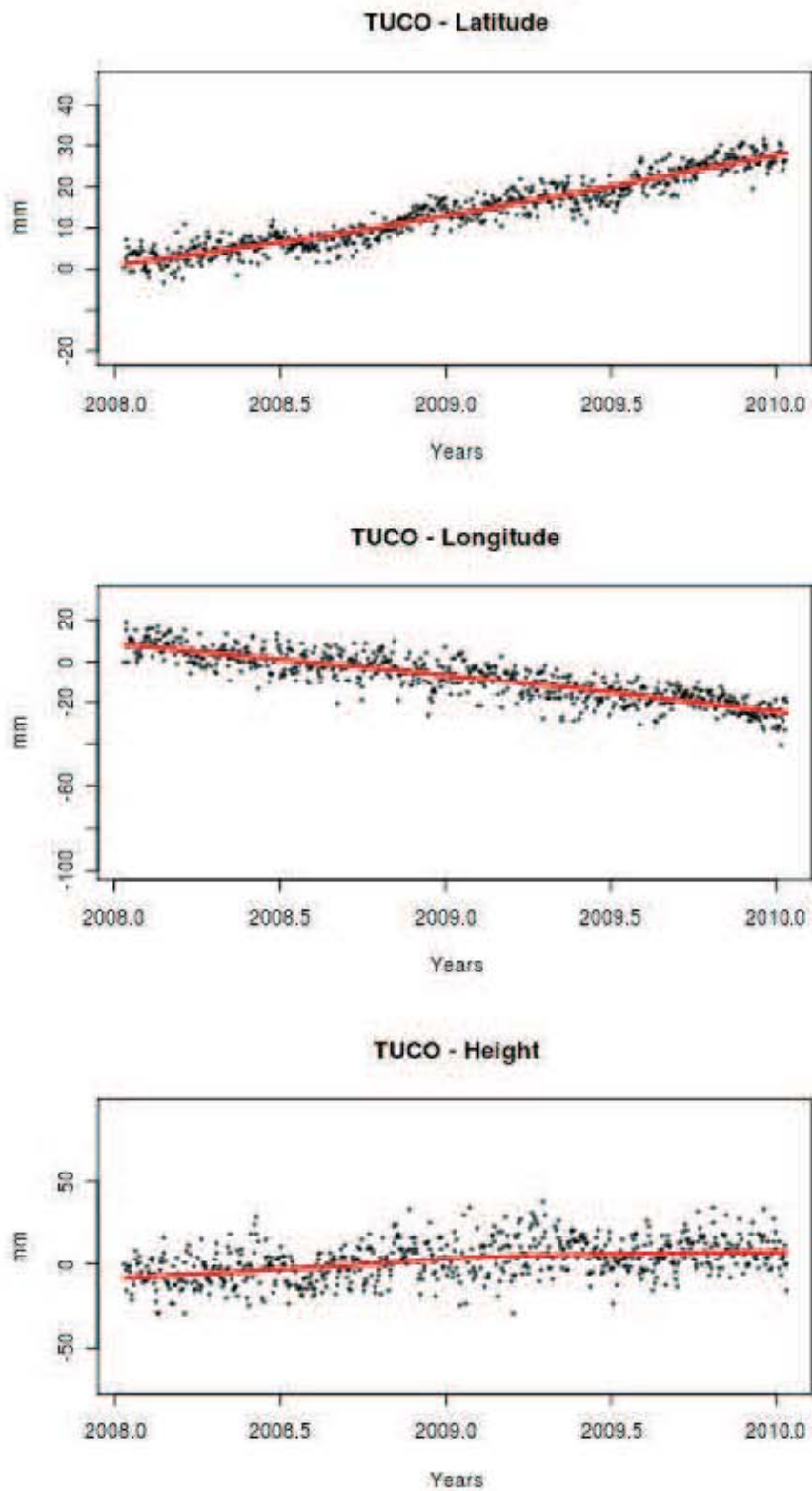


Figura 4.13: Serie de tiempo para la estación permanente TUCO. La línea continua corresponde a la línea de tendencia de los datos. Otorgada por personal del proyecto Geored - Ingeominas.

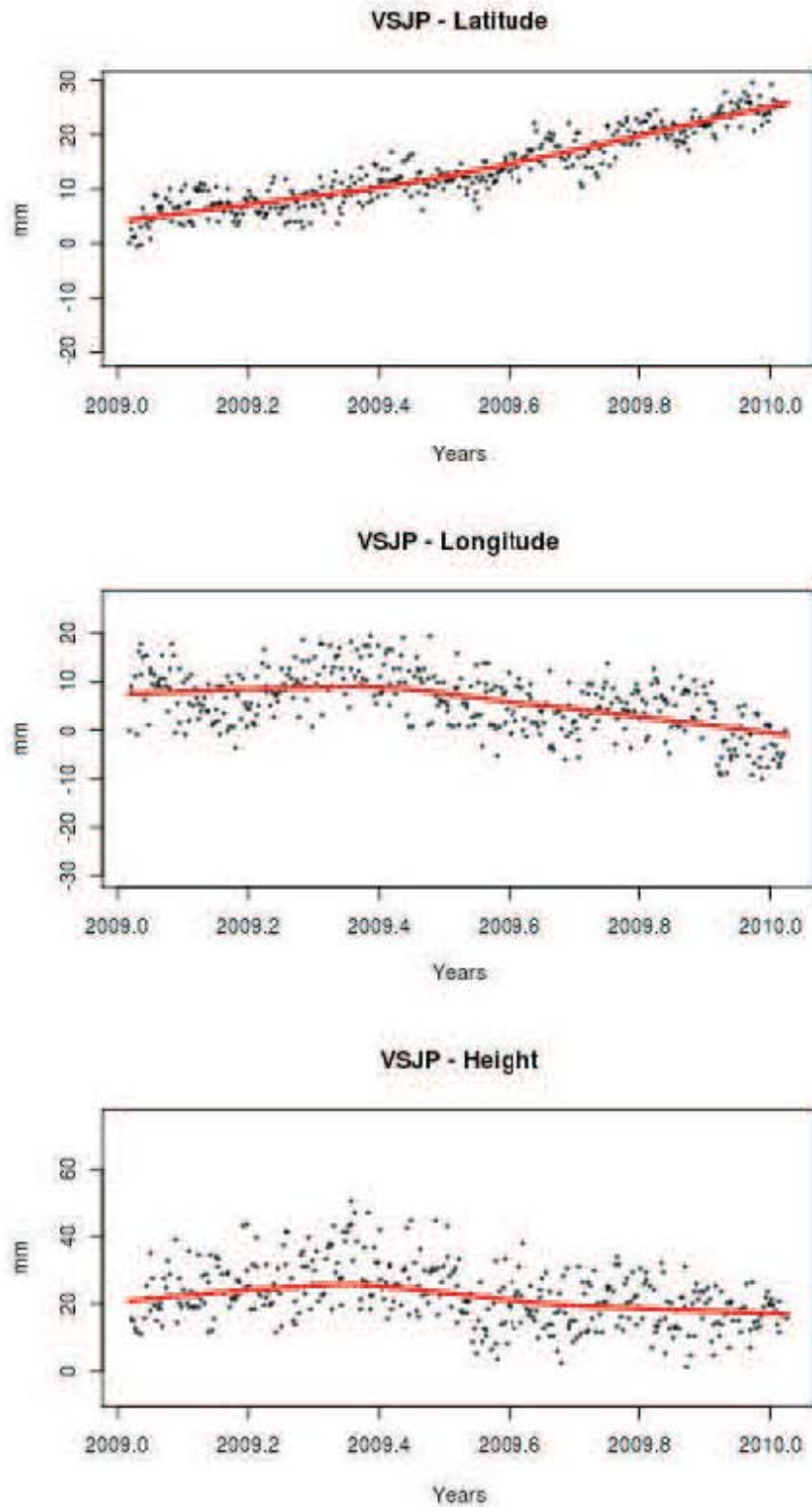


Figura 4.14: Serie de tiempo para la estación permanente VSJP. La línea continua corresponde a la línea de tendencia de los datos. Otorgada por personal del proyecto Geored - Ingeominas.

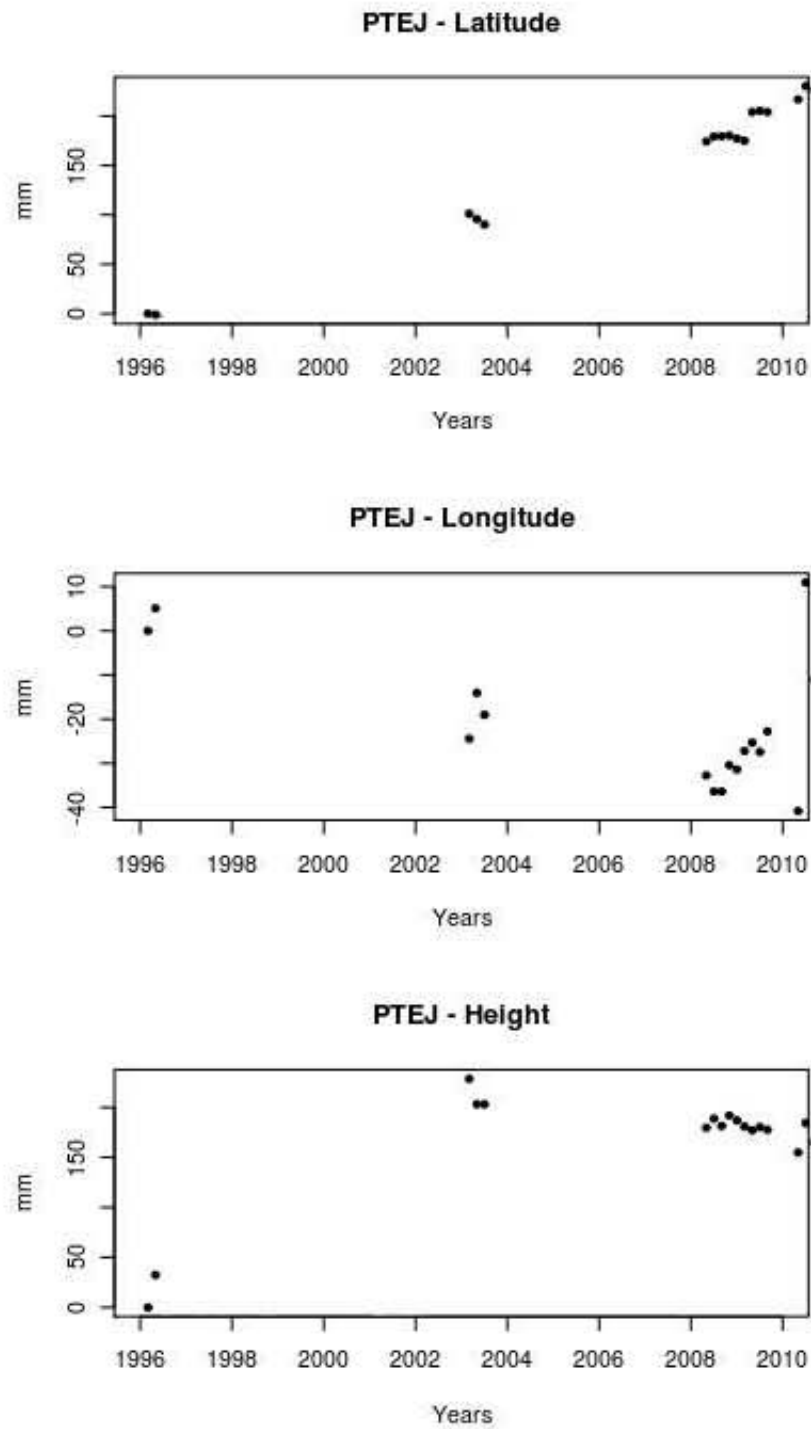


Figura 4.15: Serie de tiempo para la estación temporal PTEJ. Otorgada por personal del proyecto Geored - Ingeominas.

CAPÍTULO 5

Modelos de dislocación elástica

El área de ruptura del sismo de 1906, debido a su potencial sismogénico y alto riesgo que representa para las ciudades costeras del suroeste de Colombia y Noroeste de Ecuador, ha sido foco de estudios no sólo sísmológicos sino también de deformación cortical. Del último tópico hay trabajos como los de White et al.,2003 y Trenkamp et al.,2002, donde a partir de mediciones GPS de estaciones temporales, estimaron una primera aproximación de la acumulación de esfuerzos a lo largo de la interfase de subducción en el margen Colombo-Ecuatoriano.

En este capítulo se presentan, principalmente los resultados obtenidos a partir del uso de mediciones GPS de estaciones de Geored, para estimar el grado de acoplamiento en la interfase de subducción. Para ello, en la primera parte se desarrollará una breve reseña acerca de modelos de dislocación y sus generalidades para dar paso al desarrollo de los modelos de dislocación intersísmica. Finalmente se presenta una aproximación de las deformaciones co-sísmicas que se pueden presentar en superficie para nuestra área de estudio, dados escenarios similares a los sismos ocurridos en el siglo XX (1906,1942,1958 y 1979). Estos resultados en conjunto nos permitirán conocer y estimar las áreas idóneas para instalar estaciones GPS permanentes.

5.1 Generalidades - Modelo de dislocación en un semi-espacio

El estudio de la deformación cortical es de gran importancia ya que combinada con estudios complementarios, como sísmológicos, sirve para entender los mecanismos de la tectónica del presente de una región. Los primeros modelos de deformación cortical en una zona sísmicamente activa se enfocaron en los desplazamientos corticales estáticos que acompañan un terremoto. Éstos primeros modelos e inclusive los actuales tienen como base: (1) La teoría del rebote elástico de Reid, (2) conceptos básicos de la teoría de dislocaciones de la física del estado sólido y (3) funciones de Green como herramienta matemática. Uno

de los principales objetivos de la modelación de la deformación de terremotos es dar una descripción matemática de cómo los desplazamientos y otros parámetros como la inclinación varían con el espacio y el tiempo. Estas variaciones espaciales y temporales dependen del vector de deslizamiento del sismo, de la geometría de la falla y, de las propiedades mecánicas de la corteza y manto (Cohen.,1999).

La teoría física de las dislocaciones establece que una *dislocación* representa una deformación específica de un cuerpo elástico. El modelo simple de una dislocación se construye mediante: (a) un corte parcial sobre una parte de un cuerpo y, (b) el desplazamiento del material a lo largo de un lado del corte con respecto al otro lado. El borde interno del corte es llamado *línea de dislocación*, y el desplazamiento de esta línea causa la extensión del área de dislocación. El plano de la dislocación recibe el nombre de *plano de deslizamiento* (Droste et al, 1959).

El primero en introducir la teoría de dislocaciones al campo de la sismología fue Steketee.,1958 y desde entonces ha sido utilizada como herramienta en diversos estudios. Por ejemplo, Chinnery.,1961, calculó los desplazamientos para una falla transcurrente “strike-slip” sobre una superficie vertical rectangular. Barnett y Freund.,1975, estimaron la profundidad de una falla mediante el ajuste de un modelo de dislocación con observaciones de deformación superficiales. Estos primeros modelos tenían problemas de singularidad en los bordes del plano de deslizamiento, debido a un cambio repentino de deslizamiento uniforme a no deslizamiento (Cohen., 1999). La solución a este problema fue dada por Sato.,1972, quien reemplazó la función de deslizamiento uniforme por una que pasa suavemente a cero en los bordes de la falla. Igualmente se desarrollaron cálculos para la deformación de fallas de buzamiento “dip-slip ” sobre una falla de longitud finita (Press., 1965). Fue en 1971 cuando Mansinha y Smylie, obtuvieron soluciones de forma cerrada para el problema general de deslizamiento sobre un plano inclinado en 3D, éstas fueron usadas con éxito, a pesar de las pocas inestabilidades computacionales que presentaban para ciertas geometrías. Okada (1985,1992) obtuvo, de manera general, una forma para obtener las tres componentes del desplazamiento interno o superficial inducido por una dislocación, esta formulación es la más completa que existe al respecto y por lo mismo es la más usada.

Modelo Elástico de Okada

En esta sección se dará una sencilla explicación de lo qué es la formulación de Okada para modelos de dislocación, puesto que es una herramienta esencial dentro de la modelación de las deformaciones intersísmicas y co-sísmicas que se tratarán posteriormente en este capítulo.

La formulación de Okada parte de la premisa de que localmente una falla o dislocación en el interior de la corteza es un deslizamiento relativo entre los bloques de la fractura y, su

representación es un modelo simple de dislocación de Volterra en un medio semi infinito elástico e isotrópico (Ruegg.,1994).

De manera general, Okada parte de las expresiones dadas por Steketee (1958), para el campo de desplazamiento estático $u_i(x_1, x_2, x_3)$ debido a una dislocación elemental $\Delta u_j(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$, a través de una superficie elemental $d\Sigma$, en un medio isotrópico.

$$u_i = \frac{1}{F} \int \int_{\Sigma} \Delta u_i \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\delta u_i^n}{\delta \xi_n} + \mu \left(\frac{\delta u_i^j}{\delta \xi_k} + \frac{\delta u_i^k}{\delta \xi_j} \right) \right] v_k d\Sigma \quad (5.1)$$

En la ecuación 5.1, λ y μ son los parámetros de Lamé, δ_{jk} es delta de Kronecker, v_k son los cosenos directores de la normal al elemento de superficie $d\Sigma$ y, u_i es la i-ésima componente del desplazamiento en el punto (x_1, x_2, x_3) asociado a la dirección j-ésima del punto de fuerza de magnitud F en la posición (ξ_1, ξ_2, ξ_3) (Figura 5.1).

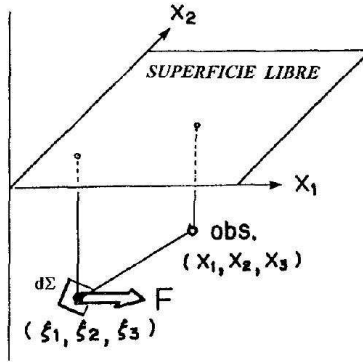


Figura 5.1: Geometría y sistema de coordenadas de Steketee(1958), tomado de Ruegg (1999).

A partir de la ecuación 5.1 se derivan las expresiones cerradas para calcular los desplazamientos y campos de esfuerzo tanto a profundidad como en superficie debido a fallas inclinadas o fallas de tensión en un semi-espacio para fuentes puntuales o rectangulares finitas (Okada., 1992). Expresiones detalladas de las ecuaciones se encuentran en Okada (1992).

Para este trabajo en particular, el sistema de coordenadas es cartesiano y de geometría rectangular, lo cual permite representar el plano de falla dentro de un medio elástico ($z < 0$) por un rectángulo, donde δ es el *ángulo de buzamiento* formado entre el plano de falla y el plano horizontal. Okada también define en su trabajo dos dislocaciones elementales, U_1 y U_2 que corresponden a las componentes de rumbo y de buzamiento respectivamente, de la parte superior del medio “bloque de techo” respecto a la inferior “bloque de piso” (Figura 5.2).

La formulación de Okada (1992) propone expresiones analíticas simples que permiten obtener soluciones de manera exacta para los deslizamientos y ayuda a tener una vista física

dentro del proceso de deformación (Cohen,1999) y es la más usada ya que no presenta problemas de singularidad entre la extensión de los bordes y la superficie del suelo como la formulación de Sato y Matsu'ura.,1974, ni complicaciones en el desarrollo analítico como la formulación de Savage y Hastie.,1966.

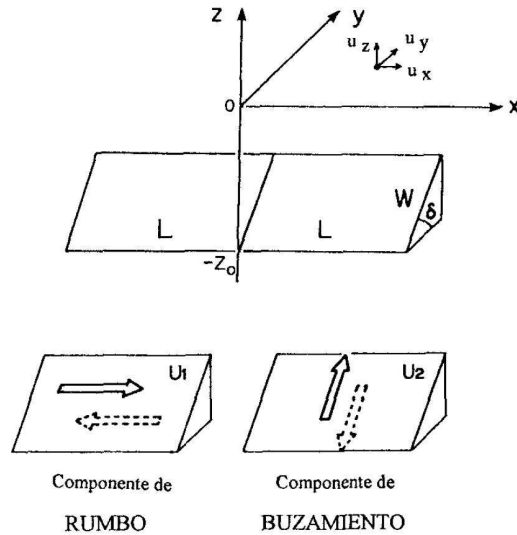


Figura 5.2: Geometría del modelo rectangular en el sistema usado por Okada (1992). La falla rectangular, ocupa la región $z < 0$. Posee, longitud $2L$, ancho W y ángulo de buzamiento δ . Los vectores U_1 y U_2 corresponden al movimiento de rumbo y buzamiento del “bloque de techo” respecto al “bloque de piso”, tomado de Ruegg (1994).

A pesar de sus grandes ventajas la formulación de Okada y en general las formulaciones analíticas, tienen una clara limitación y es que requieren una geometría y condiciones de frontera simples, por lo que no incluyen las complejidades reales de la Tierra como, que la Tierra es esférica en vez de un semi-espacio, la variación vertical y lateral de las constantes elásticas y, las variaciones en la geometría de la superficie de la falla, entre otros.

5.2 Modelos de dislocación para la zona de estudio

El estudio de las deformaciones corticales se ha convertido en pieza clave para la comprensión de lo que ocurre sobre una falla durante los procesos de acumulación y relajación de esfuerzos. Gracias a la existencia del GPS, hoy en día es más fácil obtener mediciones de posicionamiento para periodos continuos, y así obtener una historia ininterrumpida de lo que sucede con la deformación cortical. Para nuestro caso, tenemos mediciones GPS para un periodo intersísmico, que combinadas con modelos de dislocación nos dará una estimación de lo que sucede en la interfase entre placas para la zona de estudio.

5.2.1 Modelos de dislocación intersísmica

En esta sección se hará uso del conjunto de datos GPS del proyecto Geored concernientes a un periodo intersísmico (2008 - 2010). Estos datos GPS corresponden a vectores de velocidad referenciados a ITRF-2005, (otorgados por el personal del proyecto Geored) y fueron transformados dentro de este trabajo a un sistema cuya referencia es la placa de Sudamérica y de esta forma se obtuvieron las tasas de deformación de cada sitio GPS (figura 5.3). El cambio entre los marcos de referencia se logró mediante el uso del polo de rotación: $22.06^{\circ}N$, $46.67^{\circ}E$ y $0.109^{\circ}/Ma$ que da cuenta de la rotación de ITRF2005 relativa a la placa fija de Sudamérica (Comunicación personal con el Dr. Chuck DeMets / 28 de Septiembre de 2011).

Con ayuda de las tasas de deformación se estimará el grado de acoplamiento en la interfase entre las placas Nazca y Sudamérica, para la zona donde ocurrió el terremoto de 1906. Con este fin, se propone a continuación una metodología y modelos que sean capaces de reproducir las observaciones de los sitios GPS instalados en el territorio colombiano.

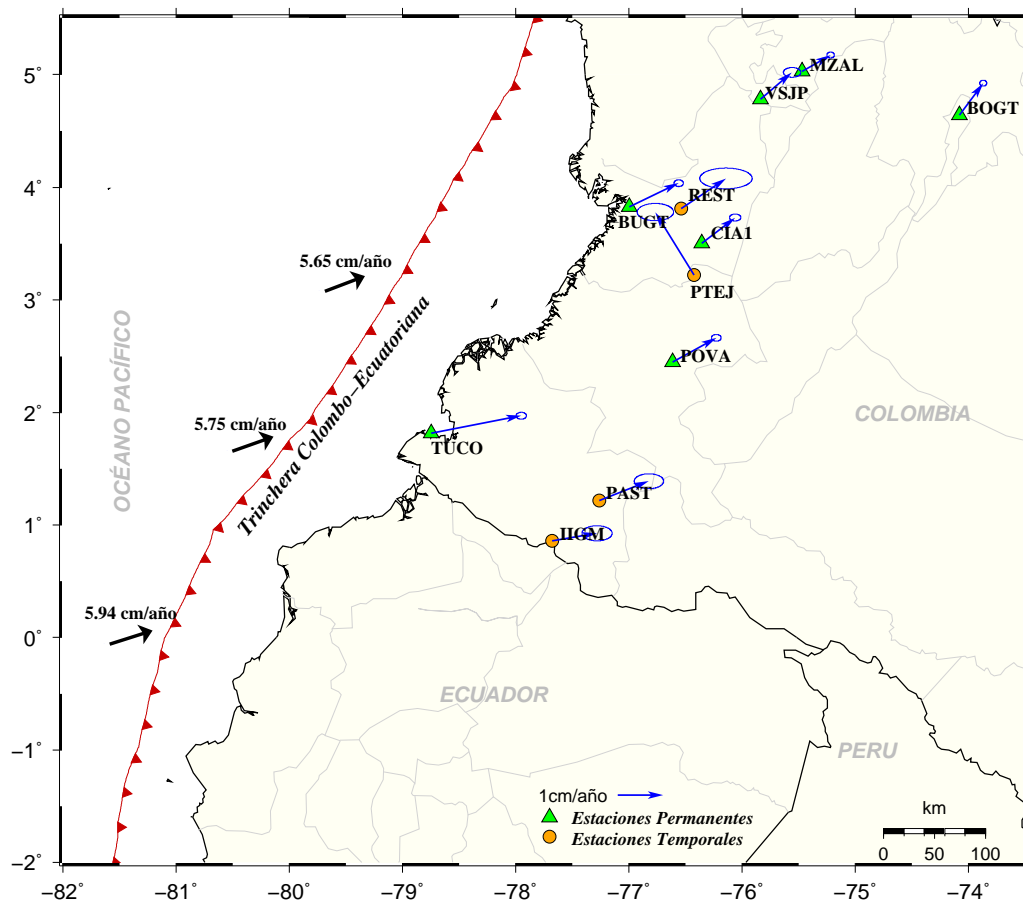


Figura 5.3: Vectores de deslizamiento para cada una de las estaciones GPS, con respecto a la placa Sudamericana. Las flechas negras y los números junto a ellas son las velocidades de convergencia dadas por DeMets et al.,2010.

Metodología

Para la modelación de las dislocaciones intersísmicas se lleva a cabo un proceso de inversión de la tasa de deformación de las estaciones GPS. Básicamente se sigue el mismo procedimiento realizado por Iglesias et al.,2004 y Franco.,2006, en donde se parte del modelo *back-slip* de Savage,1983. Este modelo es el más común y usado en dislocaciones para la interpretación de deformaciones superficiales en zonas de subducción (Kanda y Simons.,2010), ya que permite relacionar la deformación en superficie de la placa de techo medida por GPS con el bloqueo en la interfase a lo largo de la subducción, es decir con el deficit de deslizamiento que en otras palabra es, el *grado de acoplamiento* en la interfase de las placas (Savage,1983). El grado de acoplamiento se puede entender como la proporción entre el deficit de deslizamiento calculado por el modelo de dislocación y la velocidad de convergencia entre las placas calculada a partir del modelo MORVEL (DeMets et al.,2010).

El algoritmo usado para la inversión es una modificación de *SIMMAN: A Global Optimization Algorithm using Simulated Annealing* (Goffe.,1996), como su nombre en inglés lo indica este algoritmo es una implementación del método global de cristalización simulada, propuesto por Kirkpatrick et al.,1983. Este método tiene sus raíces en la mecánica estadística que gobierna el estudio de la energía de un sistema. El algoritmo de cristalización simulada explora todo el espacio de soluciones que optimicen la función objetivo, permitiendo soluciones que la empeoran con el fin de “escapar” de óptimos locales y llegar finalmente a un óptimo global.

En la inversión se asume para el área de estudio una gran falla rectangular, que será dividida en subfallas de menor tamaño. Durante la inversión, los desplazamientos sobre las subfallas son calculados mediante el uso de las expresiones de Okada (1992) y escritos en términos del rake (dirección del vector de deslizamiento o slip) (Iglesias et al.,2004) como lo indica la siguiente expresión:

$$u_k = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (Gd_{i,j}^k * S_{i,j} * \sin(\lambda) + Gs_{i,j}^k * S_{i,j} * \cos(\lambda)) \quad (5.2)$$

Donde u_k es el vector de desplazamiento en la estación k , n y m es el número de subfallas en dirección del rumbo y buzamiento respectivamente, $Gd_{i,j}$ y $Gs_{i,j}$ son los desplazamientos en la estación k debido a una unidad de deslizamiento aobre el elemento (i, j) en dirección del dip (buzamiento) y strike (rumbo) respectivamente sobre el elemento (i, j) , $S_{i,j}$ es la tasa de acumulación en cada subfalla, y λ es el rake o dirección del vector de deslizamiento. Igualmente se toma como función objetivo (FO) la usada por Iglesias et al.,2004:

$$FO = \sqrt{\sum_{L=1}^N |u_L^{obs} - u_L^{cal}| * w_L} \quad (5.3)$$

Donde N es el número de datos (N =número de componentes multiplicado por el número de estaciones), u_L^{obs} , u_L^{pre} son los desplazamientos observados y calculados para la componente

L-ésima, y w_L es el peso para cada componente de cada estación y corresponde al inverso de la desviación estandar de los datos.

Modelos

Como se mencionó anteriormente se propone un modelo inicial extremadamente simple dada la poca densidad de estaciones sobre la costa colombiana (figura 5.3). Los parámetros a invertir en la inversión corresponden al valor de deslizamiento “negativo” que puede tomar valores de 0cm/año, lo que indicaría un acoplamiento nulo, o el valor de la velocidad de convergencia, lo que significaría un acoplamiento del 100 % y, la dirección del deslizamiento.

Los valores de convergencia en la interfase de contacto que se usarán en la modelación se muestra en la figura 5.3 por las flechas negras para tres sectores que se distinguieron dentro del área del ruptura del evento de 1906: sur, centro y norte. Estos valores se determinaron a partir del uso del modelo de velocidades MORVEL (DeMets et al.,2010).

El primer modelo consiste en una sólo falla de geometría rectangular con una longitud de 677km en dirección del rumbo y 130km en dirección del buzamiento, medidos a partir de la trinchera y un ángulo de buzamiento constante de 28° a lo largo de falla. En este modelo se omiten los cambios del buzamiento para los sectores norte y sur de la falla, dado que son pequeños en comparación a la gran tamaño que representa la porción central de la misma. El número de estaciones a usar durante la inversión es de 11, ésto se traduce a 33 observaciones (11 estaciones * 3 componentes) y, dado que el número de parámetros a obtener tras la inversión es de 2, correspondiente al valor del rake y al desplazamiento sobre toda la falla, es claro que tenemos un problema mal condicionado y sobredeterminado. Con todo ésto mencionado, los resultados obtenidos para este modelo se encuentran en la figura 5.4.

En esta figura se observa que la magnitud de los vectores calculados son en su totalidad subestimados. En cuanto a la dirección se aprecia en general un comportamiento poco congruente entre la observada y la calculada y, el valor del azimut resultante de la inversión es de 73° , valor que difiere en 2° del azimut promedio del vector de convergencia para la zona entre las placas Nazca y Sudamérica que para el modelo MORVEL (DeMets et al.,2010) es de 71° . El valor de desplazamiento negativo obtenido es de 3.575cm/año que se traduce en un coeficiente de acoplamiento del $\alpha = 0.617$.

La subestimación en la magnitud de los vectores se puede deber a particularidades en algunos vectores observados (azules) como es el caso del vector observado de la estación PTEJ, si bien se observa en la figura 5.4 la dirección del vector de deformación es opuesta al resto de vectores. Una posible explicación a este cambio de dirección en este vector, es que las mediciones GPS de la estación PTEJ estuvieron afectadas por la ocurrencia del sismo de Pizarro, ocurrido el 15 de Noviembre de 2004, por lo tanto el vector de deformación tendría una componente asociada al desplazamiento cosísmico.

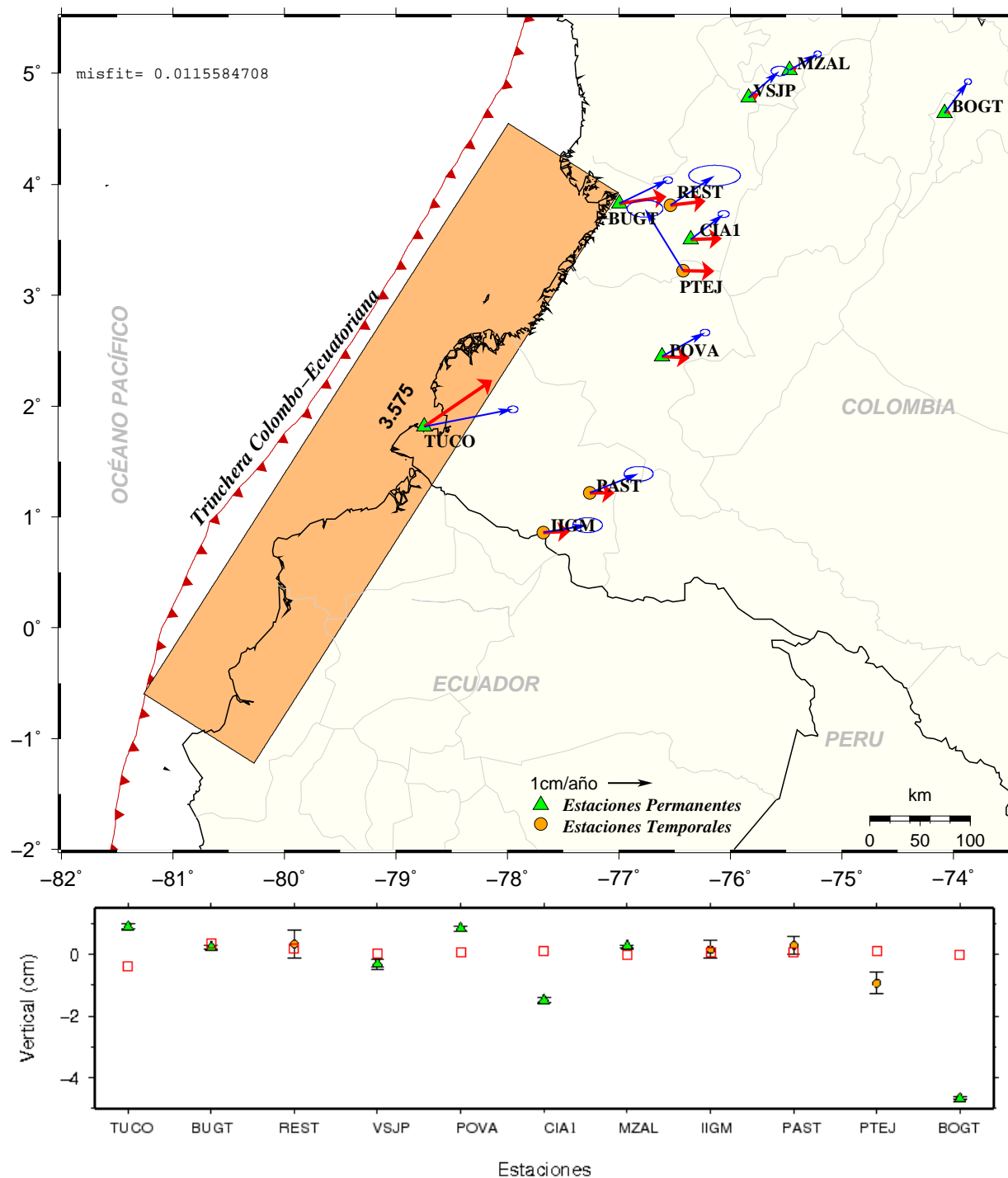


Figura 5.4: Arriba: Modelo de acoplamiento considerando una falla rectangular sobre el área de ruptura del evento de 1906 y una geometría de ángulo constante. Los vectores azules son los vectores observados con su correspondiente elipse de error y los vectores rojos son los vectores calculados tras la inversión. El número dentro de la falla es el valor de deslizamiento “negativo” en cm/año. El valor de las velocidades están referenciadas a Sudamérica (SOAM). Abajo: Resultado de la inversión para la componente vertical, los triángulos verdes y círculos naranja son las observaciones de las estaciones permanentes y temporales, respectivamente y, los cuadrados rojos sin relleno son los valores calculados.

Por otro lado, es notorio que el modelo no explica la deformación observada en las estaciones lejanas a la falla (VSJP, MZAL y BOGT).

Dado lo anterior, se propone otro modelo en donde se eliminan las observaciones de PTEJ con el fin de remover un posible “ruido” al método de inversión que trata de ajustar los vectores calculados a los observados. Los resultados presentados en la figura 5.5 muestran nuevamente una subestimación en la magnitud de los vectores calculados, sin embargo el coeficiente de acoplamiento es ligeramente mayor al del modelo anterior y su valor es de $\alpha = 0.67$ y, aún no hay lugar a un buen ajuste en cuanto a la dirección entre vectores calculados y observados, puesto que para este modelo el valor de azimut encontrado fue de aproximadamente 77° .

Dado que una sólo falla no fue suficiente para explicar en su totalidad los vectores observados, se establece otro modelo que considera la existencia de una zona de transición que junto a la zona usada en el primer modelo, se espera, sean capaces de explicar no sólo las estaciones cerca a la línea de costa, sino también las observaciones de las estaciones lejanas. Esta zona de transición es igualmente muy sencilla y consiste de una sola falla rectangular con dimensiones de 677km en dirección del rumbo y 130km en dirección del buzamiento.

En este modelo, nuevamente se prescinden de las observaciones de la estación PTEJ para el cálculo de los parámetros en la inversión. Con las nuevas consideraciones se puede observar en la figura 5.6 el resultado de la inversión. La figura muestra que un modelo incorporando una zona de transición sigue siendo insuficiente para explicar los valores de deformación de las estaciones lejanas a la falla. El valor del desplazamiento “negativo” que se obtuvo para la zona adyacente a la costa de 2.894cm/año es menor al obtenido en el modelo anterior, sin embargo la zona de transición presentó un valor de 2.569cm/año, valor que comparado con el de la región adyacente a la costa, deja entre ver que si hay lugar a la existencia de esta zona. Los coeficientes de acoplamiento para la zona de la costa y de transición obtenidos para este modelo son $\alpha = 0.50$ y $\alpha = 0.44$ respectivamente. Adicionalmente no hay mejoría significativa en el misfit y el valor del azimut es de 67.38° , valor que se encuentra 3° por debajo del valor propuesto por el modelo MORVEL (DeMets et al.,2010).

Hasta el momento se ha observado que los vectores lejanos a la falla o conjunto de fallas (falla adyacente a la costa y falla de la zona de transición) no han presentado sensibilidad a la introducción de la zona de transición. Por lo tanto antes de prescindir de sus observaciones en la inversión, se propone un modelo igual al anterior, salvo que se incluyen dos fallas en el extremo norte; es decir al norte del área de ruptura del sismo de 1979. Las dimensiones de las fallas son: 130km para cada una en dirección del buzamiento y 119km en dirección del rumbo. Los resultados incluyendo estas fallas (figura 5.7) muestran una distribución de deslizamiento “negativo” variable y un azimut de 68.80° valor que sigue estando 2° por debajo del valor dado por el modelo MORVEL (DeMets et al.,2010). En cuanto a la distribución de deslizamiento “negativo” se obtuvieron para las fallas

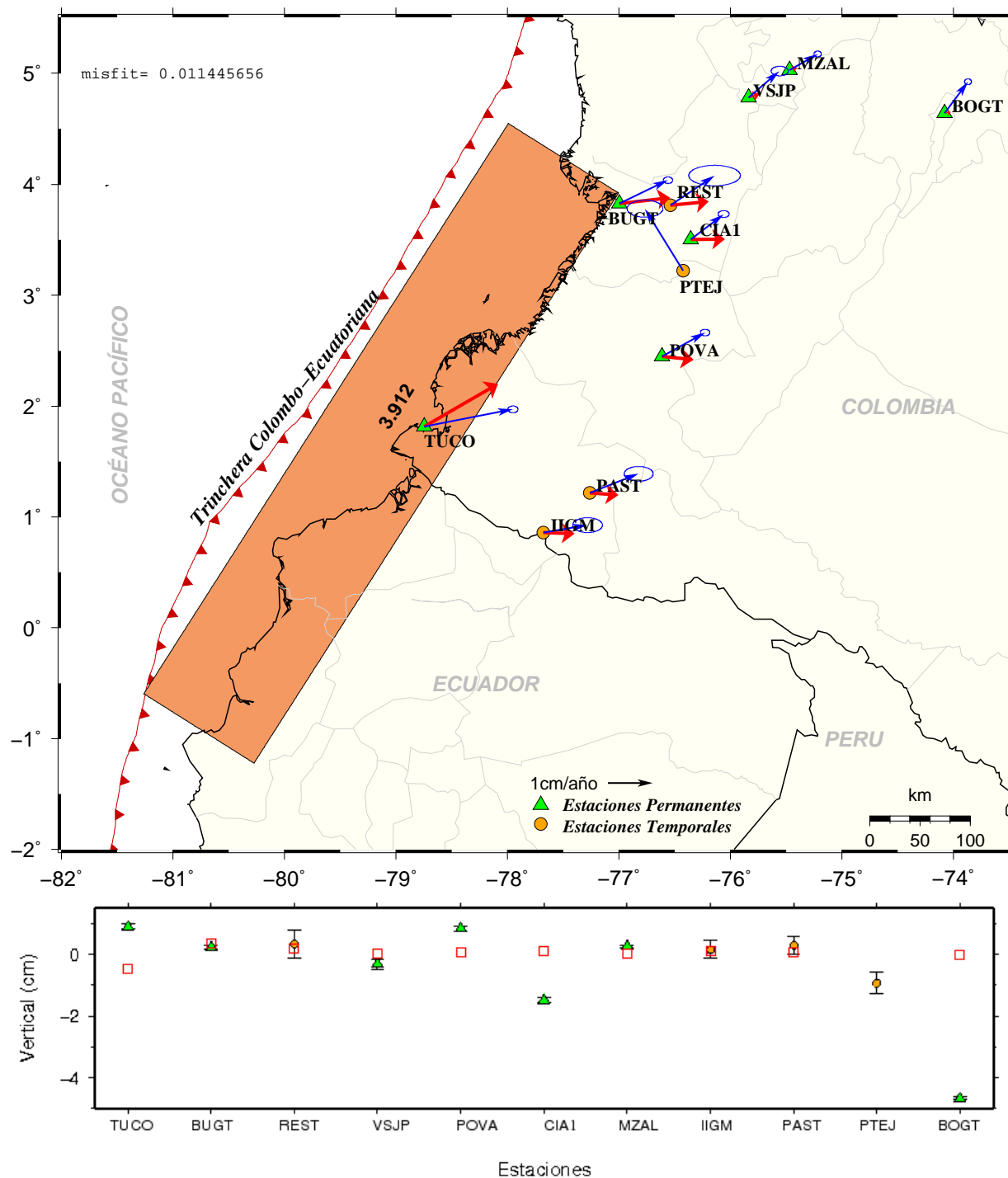


Figura 5.5: Arriba: Modelo de acoplamiento considerando una falla rectangular como el modelo anterior, salvo que se prescindieron de las observaciones de la estación PTEJ durante la inversión. Los vectores azules son los vectores observados con su correspondiente elipse de error y los vectores rojos son los vectores calculados tras la inversión. El número dentro de la falla es el valor de deslizamiento “negativo” en cm/año. El valor de las velocidades están referenciadas a Sudamérica (SOAM). Abajo: Resultado de la inversión para la componente vertical, los triángulos verdes y círculos naranja son las observaciones de las estaciones permanentes y temporales, respectivamente, y los cuadrados rojos sin relleno son los valores calculados.

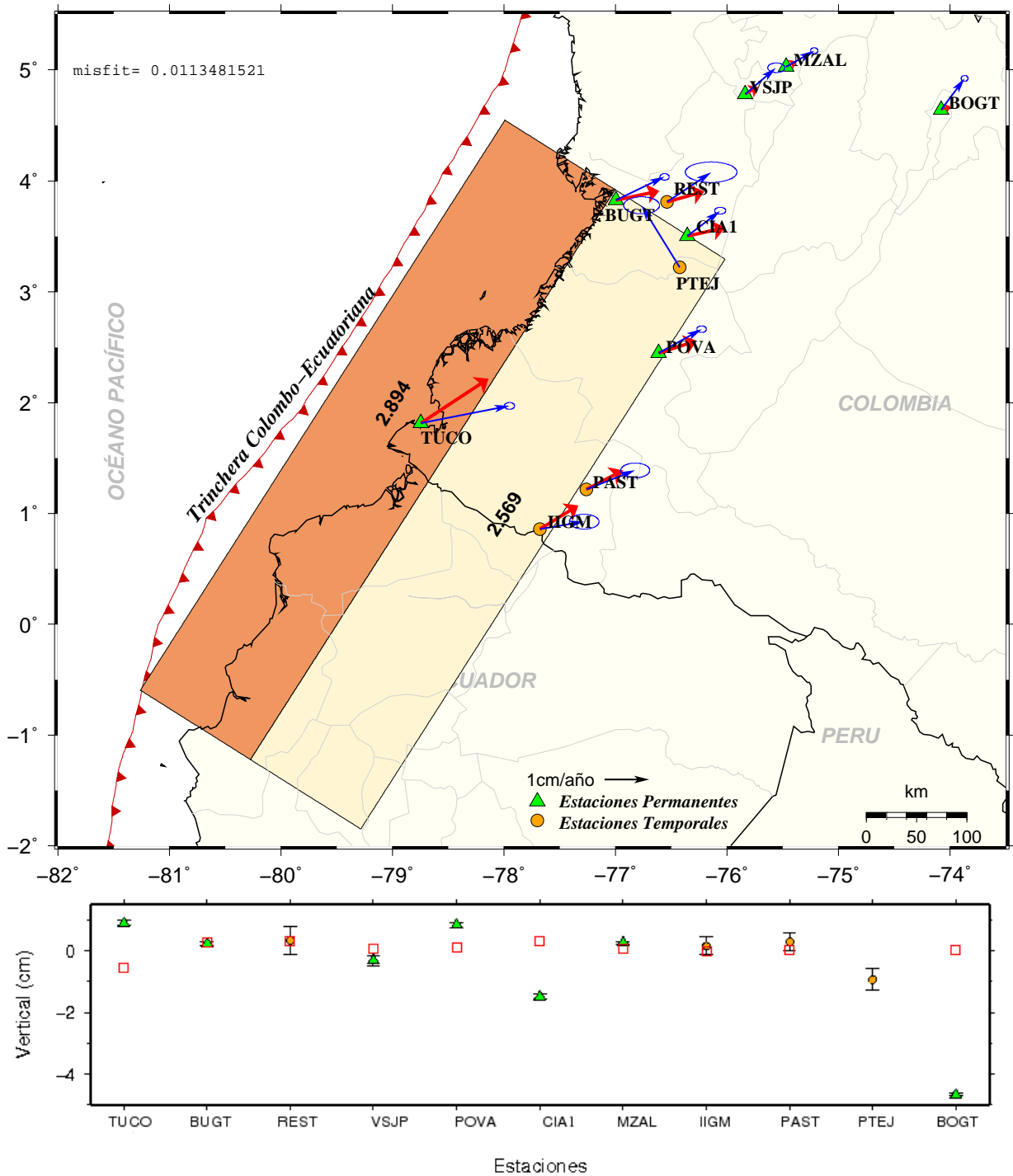


Figura 5.6: Arriba: Modelo de acoplamiento considerando una zona de transición contigua a la zona de acoplamiento usada en el modelo anterior y una geometría de ángulo constante. El tono de color beige para cada celda va acorde al valor de deslizamiento “negativa”o grado de acoplamiento dado por los números dentro de cada segmento. La consideración de una zona de transición no es suficiente para explicar los vectores lejanos a la costa y se obtiene un resultado muy semejante al modelo anterior. Abajo: Resultado de la inversión para la componente vertical. El resto de simbología tiene el mismo significado que aparece en la figura 5.4.

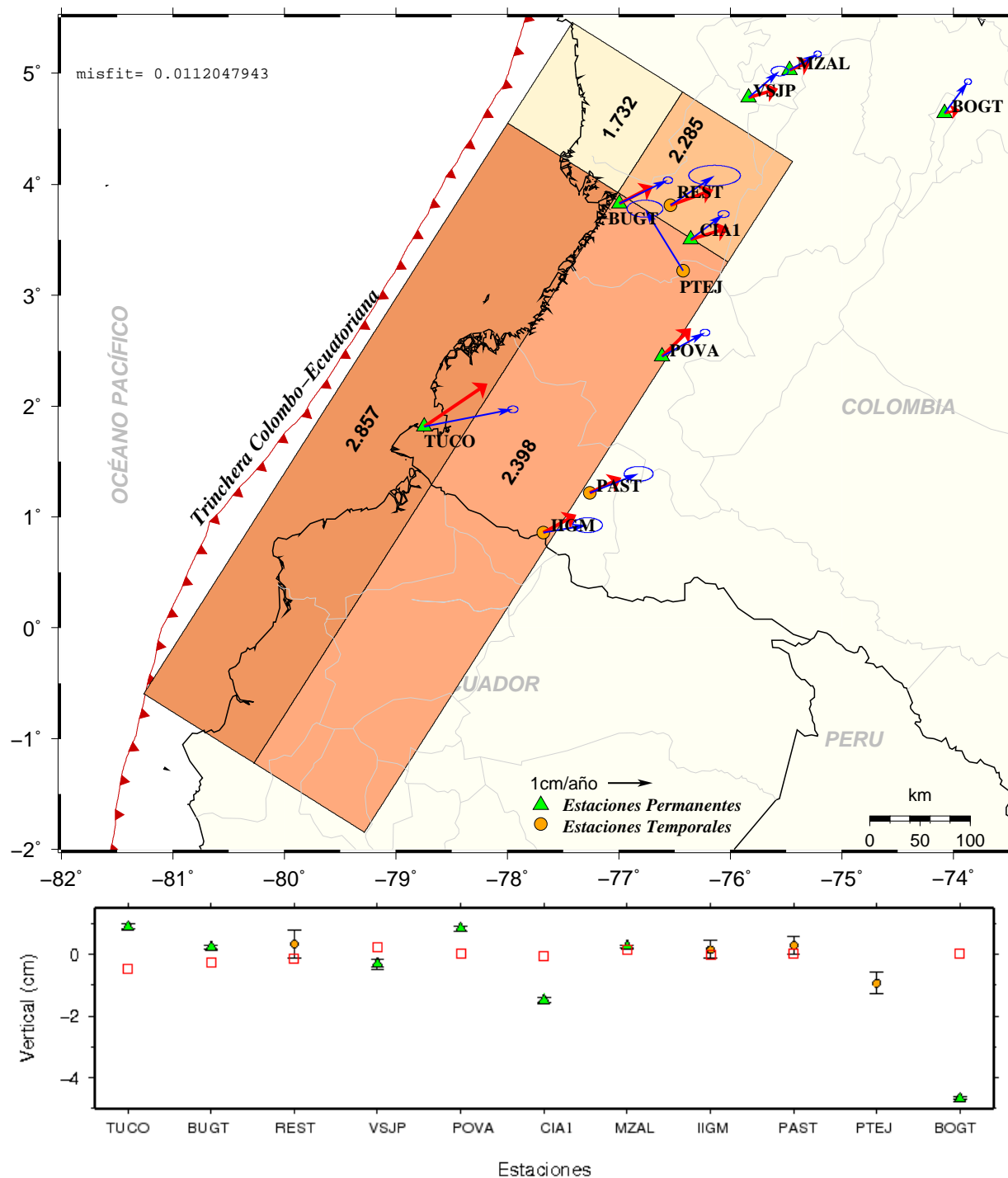


Figura 5.7: Arriba: Modelo de acoplamiento obtenido al añadir dos fallas en el extremo norte de las fallas de los modelos anteriores. Los vectores azules son los vectores observados con su correspondiente elipse de error y los vectores rojos son los vectores calculados tras la inversión. Los números dentro de las fallas son los valores de deslizamiento “negativo” en cm/año. El valor de las velocidades están referenciadas a Sudamérica (SOAM). Abajo: Resultado de la inversión para la componente vertical. El resto de simbología tiene el mismo significado que aparece en la figura 5.4.

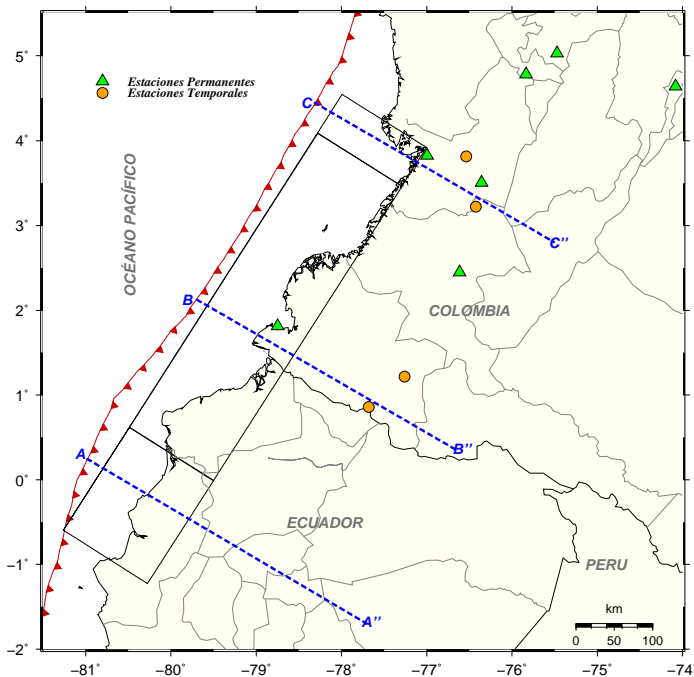
inicialmente planteadas que, corresponden a la falla adyacente a la trinchera y a la zona de transición valores de 2.857cm/año y 2.398cm/año lo que se convierte en tener coeficientes de acoplamiento de $\alpha = 0.49$ y $\alpha = 0.41$ respectivamente, estos valores comparados con los obtenidos en el modelo anterior son ligeramente menores y ésto se debe a la inclusión de las fallas en el extremo norte, para los cuales se obtuvieron valores de deslizamiento “negativo” y de coeficiente de acoplamiento de: 1.732cm/año y $\alpha = 0.30$ para la zona adyacente a la trinchera y, de 2.285cm/año y $\alpha = 0.40$ para lo que se puede considerar una continuación a la zona de transición. Es notable que el introducir estas fallas mejoraron la magnitud del vector de deformación de dos de las consideradas estaciones lejanas a las fallas inicialmente planteadas (VSJP y MZAL), la magnitud de los vectores de deformación calculados para estas dos estaciones aumentaron de tal forma que son visibles y comparables con los observados.

Lo anterior observación demuestra que la inclusión de las fallas en el sector norte, da una mejor resolución de la deformación de las estaciones ubicadas al norte de los 4.5°N con excepción de la estación BOGT; su vector de deformación calculado no mostró ninguna sensibilidad a las fallas mencionadas previamente. Este comportamiento nos deja establecer que la deformación de esta estación está asociada a fenómenos diferentes a la subducción tal como un efecto de sitio, y es precisamente lo que ocurre en esta estación, pues su componente vertical muestra un valor bastante negativo lo cual corresponde al efecto de sitio llamado subsidencia, por lo tanto se prescindirá de las observaciones de la estación BOGT para los siguientes modelos.

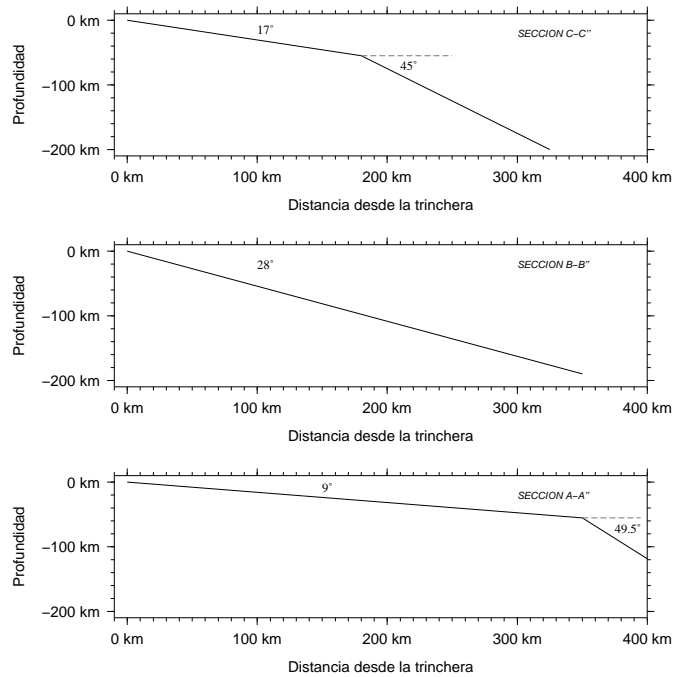
En los cuatro modelos anteriores se planteó una geometría “sencilla” y constante con un valor de buzamiento de 28°, sin embargo es posible que los valores de déficit de deslizamiento se estén sobreestimando, por lo tanto se propone un cambio en la geometría de la falla para tratar de mejorar los resultados de los modelos previos, en este orden tendremos en cuenta el cambio de inclinación o buzamiento a lo largo de la falla. La geometría variable que se va a usar corresponde a la que se mencionó en el capítulo 2, sección 2.3 obtenida por Pedraza et al., 2007 y, que se muestra en la figura 5.8.

Dada la geometría variable, se divide el plano de falla en tres segmentos; sur, centro y norte. Cada segmento consta de dos sub-segmentos en dirección del buzamiento y una en dirección del rumbo. Cada subsegmento tiene una longitud de 130km en dirección del buzamiento y la longitud en dirección del rumbo es: segmento sur = 160km, segmento centro = 457km y segmento norte = 179km. Para la inversión recordemos que se prescinden de las estaciones PTEJ y BOGT por lo mencionado en párrafos anteriores. Los resultados de la inversión (figura 5.9) arrojaron un misft de 0.00411 que comparados con los anteriores (0.01155, 0.01144, 0.01134, 0.01120) es mucho mejor, lo que nos indicaría que puede ser un buen modelo que explica nuestras observaciones.

Los valores de deslizamiento “negativo” para los segmentos centro (b,e) y norte (c,f) son adecuados. Sin embargo uno esperaría que el los segmentos adyacentes a la zona (a,b y c)



(a) Secciones de la geometría del plano de falla



(b) Vista en perfil de las secciones del plano de falla

Figura 5.8: (a) Vista en planta de los segmentos donde hay cambio de buzamiento o inclinación por parte de la placa subducida. (b) Vista en perfil de la geometría de la placa subducida a lo largo de los segmentos AA', BB' y CC'. Los ángulos de buzamiento correspondientes a cada segmento son: AA' = 9° y 49.5° , BB' = 28° y CC' = 17° y 45° (Pedraza et al., 2007).

tuvieran valores mayores de deslizamiento “negativo”, pero esto no ocurre entre los subsegmentos (b) y (f). En la figura 5.9 es claro que el subsegmento (f) supera al segmento (b) por 0.477cm/año , este hecho tiene su explicación en dos variables: (1) el número de observaciones que hay para cada subsegmento y (2) el tamaño del subsegmento, por lo tanto existe mejor resolución durante la inversión para el subsegmento (f) que posee dimensiones pequeñas y mayor número de observaciones en comparación con el subsegmento (b).

Por otro lado, los valores de deslizamiento “negativo” para el segmento sur que comprende los subsegmentos (a) y (d) son pocos satisfactorios, tras la inversión éstos son: 9.634cm/año y 8.818×10^{-10} respectivamente. Esta solución físicamente no es posible, por un lado el valor del subsegmento (a) adyacente a la costa sobrepasa el máximo umbral de deslizamiento promedio para la zona de 5.78cm/año y por el otro, el valor del subsegmento (d) es demasiado pequeño. A pesar del buen misfit, el resultado de este modelo presenta inconsistencias físicas. Finalmente el valor del azimut para este modelo es de $\sim 77.36^\circ$, el cual excede al valor promedio de azimut por aproximadamente 6° , lo cual corresponde al mayor desfase en el azimut hasta el momento.

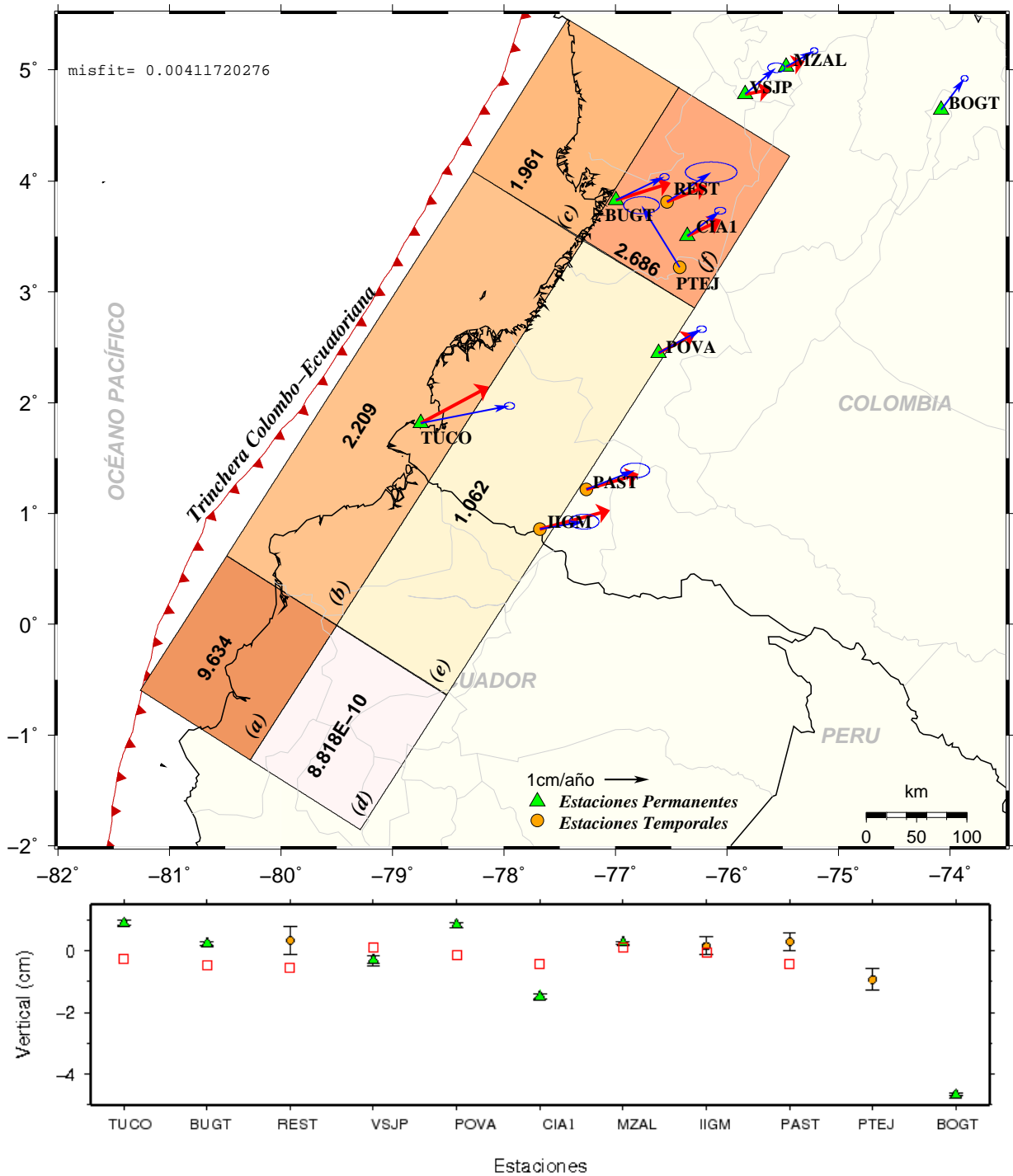


Figura 5.9: Arriba: Modelo de acoplamiento considerando tres segmentos para el área de ruptura del evento de 1906 y un sector norte extra a ésta y, una geometría variable. Los vectores azules son los vectores observados y los rojos los calculados. Para la inversión se prescindieron de las observaciones de las estaciones PTEJ y BOGT. Abajo: Resultado de la inversión para la componente vertical. El resto de simbología tiene el mismo significado que aparece en la figura 5.4

La razón primordial del resultado para el segmento sur obtenida en este modelo es la carencia de observaciones en la porción de falla que pertenece a Ecuador. Para suplir la carencia de observaciones y por lo tanto de datos dentro del proceso de inversión para el segmento sur, en el siguiente modelo introduciremos información acerca del porcentaje de acoplamiento para este segmento, proveniente del trabajo de Nocquet et al., titulado *Geodésia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador* ubicado en la página web: <http://renag.unice.fr/regal/PERSO/JMN/publis/geodesia-ecuador-texto-y-figuras.pdf>. En su trabajo Nocquet y sus colaboradores determinan que este porcentaje de acoplamiento es del 40%, lo que equivale a un deslizamiento en el segmento sur de 2.376cm/año. Este valor se fijará como cota máxima de deslizamiento que pueden tomar los subsegmentos (a) y (d) dentro del problema inverso, y se dejará libre el deslizamiento de los segmentos centro y norte que corresponden a la región de Colombia, donde se tienen datos de estaciones. Las dimensiones de los segmentos son los mismos proporcionados en el modelo anterior.

Los resultados de la inversión fijando el valor de deslizamiento en el segmento sur, se presentan en la figura 5.10. Dado los deslizamientos negativos que se obtuvieron para cada segmento tenemos que los coeficientes de acoplamiento para los subsegmentos que cubren el área de ruptura de 1906 son : $\alpha_a = 0.41$ y $\alpha_b = 0.50$, por otro lado tenemos que los coeficientes para una posible zona de transición son: $\alpha_d = 0.41$ y $\alpha_e = 0.40$ y, finalmente tenemos que los coeficientes de acoplamiento para el segmento añadido al norte son: $\alpha_c = 0.35$ y $\alpha_f = 0.36$. Con estos coeficientes de acoplamiento se puede observar que la magnitud de los vectores mejora, sin embargo en la mayoría de los casos ésta sigue siendo subestimada con excepción de la estación BUGT donde la magnitud del vector calculado sobreestima a la del observado. Se aprecia igualmente una mejoría en el vector calculado de la estación TUCO, su dirección aunque se acerca un poco más al vector observado, sigue siendo insuficiente. Por otro lado el valor del azimut obtenido en este modelo es de 70.55° el cuál es una muy buena aproximación y es congruente con el valor de aproximadamente 71° propuesto por el modelo MORVEL (DeMets et al.,2010).

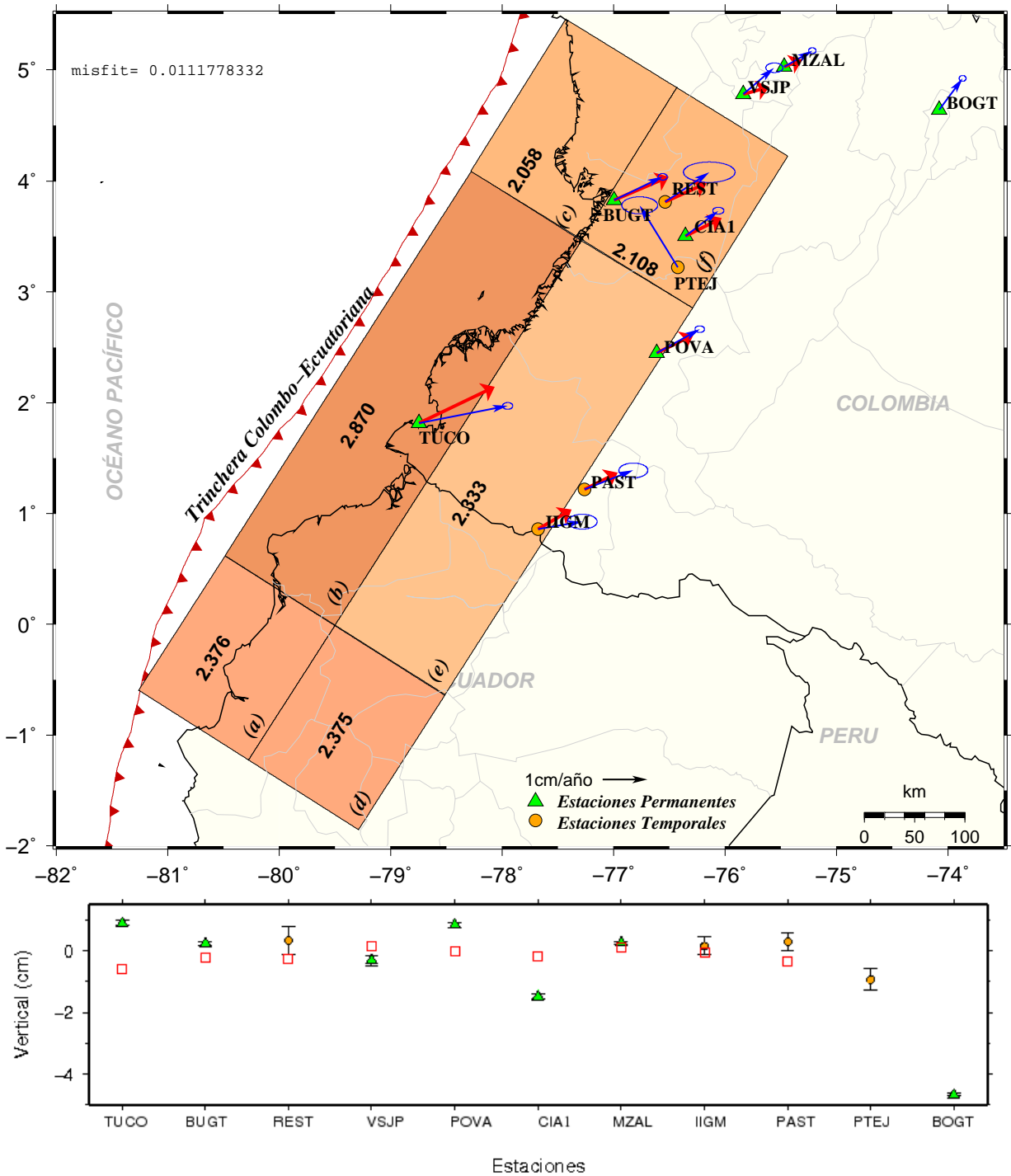


Figura 5.10: Arriba: Modelo de acoplamiento considerando tres segmentos cada uno dividido en 2 subsegmentos lo que da en totalidad 6 subsegmentos que cubren el área de ruptura del evento de 1906 y un sector norte extra a ésta y, una geometría variable. Los vectores azules son los vectores observados y los rojos los calculados. Para la inversión se prescindieron de las observaciones de las estaciones PTEJ y BOGT. Abajo: Resultado de la inversión para la componente vertical. El resto de simbología tiene el mismo significado que aparece en la figura 5.4

5.2.2 Modelos de dislocación co-sísmica teóricos

Las regiones costera de Colombia y de Ecuador poseen un alto riesgo sísmico, cuya causa es asociada a la subducción de la placa Nazca bajo el continente sudamericano. Numerosos terremotos de gran magnitud ocurrieron de manera casi regular en el siglo XX, relajando los esfuerzos acumulados en el límite entre ambas placas (figura 5.11). Con base a la información documentada por Kelleher., 1972; Herd et al., 1981 y, Kanamori y McNally.,1982, para estos eventos, en este apartado, se modelarán deformaciones cosísmicas para sismos de características similares a los ya ocurridos, con el fin de obtener una estimación de las deformaciones corticales en superficie para la zona de estudio y, de esta forma complementar los resultados del capítulo anterior, para determinar las zonas más sensibles a la deformación cortical durante el ciclo sísmico.

Para el cálculo de las deformaciones cosísmicas se hace uso del programa Dis3D. Este programa se basa en las ecuaciones cerradas de Okada y sirve para calcular los campos elásticos en puntos de observación específicamente localizados, bien sea a profundidad o en superficie, para cualquier número de planos de dislocación rectangular situados en un semi-espacio lineal. El semi-espacio es modelado en Dis3D como un medio isotrópico de material homogéneo y cabe mencionar que la estimación de la deformación es en 3D.

Metodología

La metodología para la modelación de las deformaciones co-sísmicas teóricas, se puede englobar en los siguientes pasos:

1. Determinación de los escenarios de ruptura;
2. definición del número de segmentos y/o subsegmentos que se van a modelar para cada escenario planteado;
3. estimación de la geometría de los segmentos, ésto incluye dimensiones (área de ruptura) y ángulo de buzamiento;
4. determinación del desplazamiento promedio en cada subsegmento, así como su dirección;
5. definición de los puntos en superficie sobre los cuales se quiere determinar la deformación co-sísmica, se puede elegir entre un mallado regular sobre el área de ruptura y zonas adyacentes, o un número finito de estaciones GPS;
6. determinación de las deformaciones co-sísmicas en superficie para cada escenario mediante el uso de Dis3D; y,
7. utilización de los resultados para generar mapas de contorno de deformación co-sísmica teórica.

Siguiendo la metodología propuesta, se plantearán los escenarios de ruptura, pero para ello primero se hará un breve resumen de las áreas de ruptura de los sismos de 1906, 1942, 1958 y 1979, que se considerarán como los datos para ésta parte del trabajo.

Descripción de las área de ruptura - Datos

Evento 1906

El terremoto del 31 de Enero de 1906 (M_w 8.8), es considerado como uno de lo más grandes de la zona y estuvo acompañado de un gran tsunami. El área de ruptura para este evento, fue estimado por Kelleher.,1972, mediante el uso de los epicentros de las réplicas, con una longitud aproximada de 500km y un área de $1.14 * 10^5 km^2$ (Figura 5.11).

El evento fue probablemente de tipo inverso y su propagación tuvo dirección NE (Kelleher., 1972), la cual es consistente con la localización del epicentro en el suroeste de la zona de ruptura (Kanamori y McNally.,1982). Para este evento, igualmente se tuvieron datos de microsismicidad, además de reportes de la disminución del nivel de agua en los puertos de Manta (Ecuador) y Buenaventura (Colombia), y, Rudolph y Szirtes.,1911, hicieron un estimado de las intensidades en tierra usando la escala de Rossi-Forel¹.

Evento 1942 y 1958

Las áreas de ruptura de estos eventos coinciden con gran parte de área que colapsó durante el sismo de 1906 (figura 5.11). Estas dos áreas de ruptura se encuentran bien definidas y lo más probable es que su dirección de propagación fue norte o NE (Kelleher.,1972).

El epicentro del sismo del 14 de mayo de 1942 se localizó en :79.902°W, 0.012°S, con magnitud $M_w = 7.7$ y momento sísmico $M_o = 3.2 * 10^{27} dinas/cm$. Kelleher (1972) por medio de la localización de las réplicas determinó que el área de ruptura de éste sismo cubre la parte sur del área del sismo de 1906, con una superficie de $7.1 * 10^3 km^2$ (Ver fig 5.11).

El evento de 1958, tuvo lugar el 19 de Enero, con coordenadas epicentrales 79.48°W,1.054°N y magnitud $M_w = 7.8$ (Kanamori y McNally.,1982). Este evento fue producto de una falla inversa (Kelleher.,1972). Su área de ruptura se localiza al NE del sismo de 1942, muy cerca de éste.

Evento de 1979

El evento del 12 de Diciembre de 1979, es conocido como el gran terremoto de Tuma-co (Herd et al., 1981). Las características de este evento son: Coordenadas epicentrales 78.81°W,2.32°N, magnitud M_w 8.2 y un área de ruptura aproximada de $2.8 * 10^4 km^2$. Este terremoto es considerado uno de los más grandes del Noroeste de Sur América y fue mencionado por Kelleher.,1972, para rellenar la brecha sísmica que existía en la parte norte de la zona de ruptura del evento de 1906. El mecanismo del evento fue inverso, y se produjo

¹Fue una de las primeras escalas para medir la intensidad de terremotos, posee 10 grados de intensidad. Y en esta escala se basó Mercalli para desarrollar la escala de 12 grados de intensidad

en una área al noreste del epicentro, cerca al borde ecuatoriano, hasta la Isla Gorgona (figura 5.11). Minutos después del terremoto, parte de la costa del Pacífico colombiano fue barrido por un Tsunami que alcanzó a destruir San Juan, ubicado a unos 60km al norte de Tumaco.

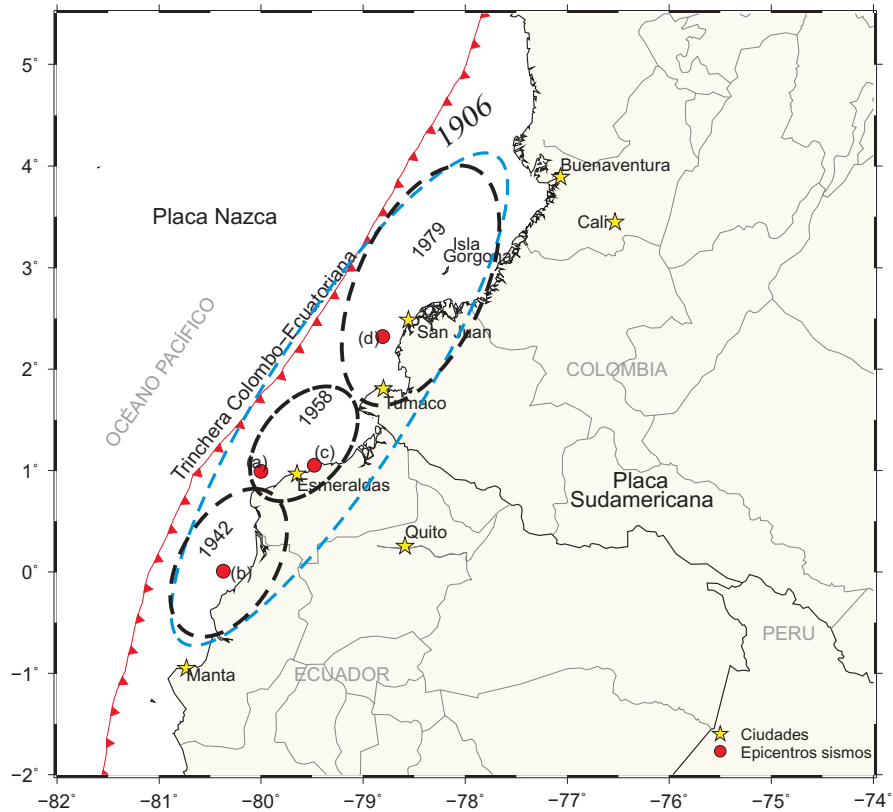


Figura 5.11: Esquema de las áreas de ruptura de los sismos del siglo XX. Los puntos rojos corresponden a los epicentros de los sismos: (a) 1906 ($M_w = 8.8$); (b) 1942 ($M_w = 7.7$); (c) 1958 ($M_w = 7.8$) y, (d) 1979 ($M_w = 8.2$). Modificado de Trenkamp et al.,2002.

Tabla 5.1: Principales parámetros de los eventos del siglo XX de la zona de subducción Colombia-Ecuador (Kanamori y McNally,1982)

Resumen / Terremotos Colombia-Ecuador				
Evento	Área de Ruptura (km^2)	M_w	M_o (dinas/cm)	\bar{D} (m)
1906	$1.14 * 10^5$	8.8	$200 * 10^{27}$	5.20
1942	$7.1 * 10^3$	7.7	$3.2 * 10^{27}$	1.30
1958	$6.6 * 10^3$	7.8	$5.2 * 10^{27}$	2.30
1979	$2.8 * 10^4$	8.2	$29 * 10^{27}$	2.70

Una vez que ya se tiene la descripción de las áreas de ruptura, el siguiente paso consiste en el planteamiento de los escenarios de ruptura. El primero corresponde al área de ruptura

del evento de 1906 (Escenario **A**) y el segundo reúne en conjunto las áreas de ruptura de los eventos de 1942, 1958 y 1979 (Escenario **B**) figura 5.11.

Escenario A

Para este escenario, se asumió una falla de geometría rectangular con longitudes de 677km en dirección del rumbo y de 130km en dirección del buzamiento, que cubre en su gran mayoría la región del pacífico del norte de Ecuador y una pequeña porción del sur de Colombia, correspondiente al departamento de Nariño y posee un rumbo paralelo que coincide en gran medida con la trinchera Colombo-Ecuatoriana. La falla tiene su origen en el punto de coordenadas $0.5961^{\circ}S$ y $-81.2611^{\circ}W$, su caracter es inverso y su deslizamiento promedio es de 5.20m (Tabla 5.1). La falla se divide en 3 segmentos con longitudes en dirección del rumbo de sur a norte de : 160km, 457km y 60 km, respectivamente y, se considera una geometría de dip variable como la que se muestra en la figura 5.8 de la sección anterior.

Escenario B

Como se había mencionado con anterioridad en este escenario se proponen 3 segmentos. Estos son de caracter inverso y los parámetros como ancho, largo y deslizamiento de cada una de ellos se encuentran resumidos en la tabla 5.2 y, el dip es asumido acorde a la geometría de dip variable mencionada en la sección anterior e ilustrada en la figura 5.8.

Tabla 5.2: Geometría de los segmentos usada para estimar las deformaciones co-sísmicas teóricas para el escenario B (Basado en Kanamori y McNally.,1982 y, Trenkamp et al., 2002)

Evento	Largo (<i>km</i>)	Ancho (<i>km</i>)	\bar{D} (m)
1942	177	70	1.30
1958	137	70	2.30
1979	273	70	2.70

Para los dos escenarios planteados previamente, los puntos donde se determina la deformación cosísmica teórica corresponden a un mallado uniforme con un espaciamiento entre ellos de 0.2° que cubre el plano de falla y sus zona adyacentes (figura 5.12).

Los resultados obtenidos correspondientes a mapas de contornos de las deformaciones co-sísmicas teóricas superficiales para los escenarios A y B, son ilustrados en las figuras 5.13 y 5.14 para las componente vertical y horizontal por separado. Como era de esperarse, los resultados muestran la existencia de gran deformación en sitios sobre y alrededor (distancias menor a 30km) de la trinchera Colombo-Ecuatoriana, sin embargo los valores que toma la deformación co-sísmica sobre éstos no es uniforme.

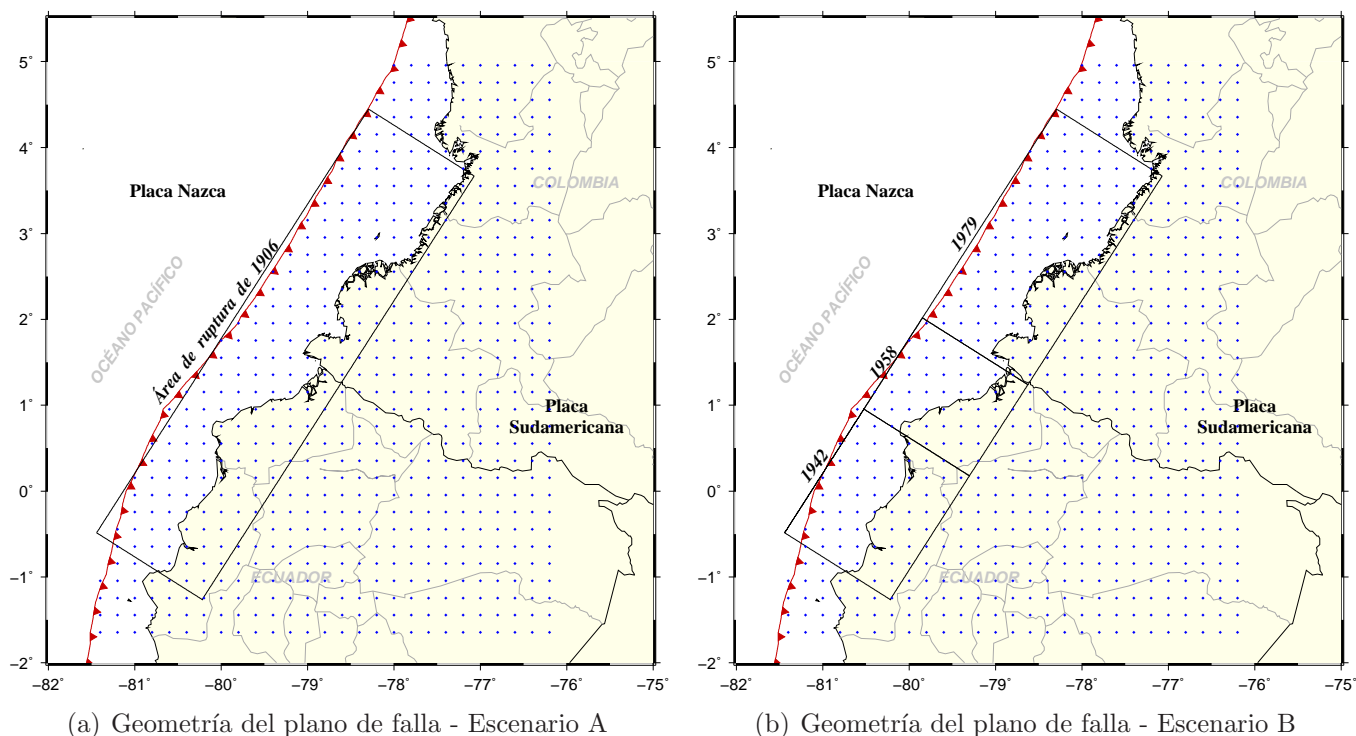


Figura 5.12: Geometría del plano de falla de los escenarios A y B, que se usará para la estimación de las deformaciones co-sísmicas teóricas superficiales. (a) Proyección superficial del plano de falla con dimensiones totales de $677\text{km} \times 130\text{km}$ y deslizamiento promedio de 5.20m a lo largo de ella, (b) Proyección superficial de los segmentos con parámetros dados en la tabla 5.2. Los puntos azules constituyen el mallado regular para el cual se calculó la deformación co-sísmica superficial en las 3 componentes (NS,EW,Z). El espaciamiento entre puntos del mallado es de 0.2° en dirección latitud y longitud. La línea con triángulos corresponde a la trinchera Colombo-Ecuatoriana.

Cualitativamente la deformación cortical co-sísmica es claramente sensible a la geometría de la placa subducida y a los valores de deslizamiento sobre el plano de falla. Por lo que a ángulos de buzamiento pequeños acompañados de valores de deslizamiento grandes, mayor es la deformación. Esto es claramente visible para la deformación co-sísmica horizontal del escenario A (figura 5.13(a)), donde la deformación de la región sobre el segmento central con un ángulo de 28° , presenta menores valores comparados con los valores de las deformaciones sobre las regiones extremas generadas por segmentos con ángulos de buzamiento de 9° y 17° .

Esta misma situación es percibida para el escenario B (figura 5.14(a)) pero en menor grado, porque a pesar de que se usó la misma geometría en ambos escenarios, los valores de desplazamiento promedio para cada segmento compensaron la diferencia en éste, por lo tanto se observa una deformación co-sísmica superficial con valores cercanos entre ellos que oscilan entre 0.8m y 1.0 para la zona de la trinchera y su alrededores inmediatos.

En relación a las deformaciones en la componente vertical de ambos escenarios (Figura

ras 5.13(b) y 5.14(b)), se observa algo similar, pero en este caso el patrón de deformación para la región sobre el segmento sur, es el diferente en comparación al de las regiones sobre los otros dos segmentos (central y norte). Esto se debe a los pequeños valores de buzamiento y deslizamiento promedio que posee el segmento.

Alejandonos de la trinchera en dirección este, nos encontramos con los bordes de costa. Es claro que los lugares donde se presenta la mayor deformación son los puertos de Manta y Esmeraldas en Ecuador y, Tumaco en Colombia. En estos sitios la deformación co-sísmica horizontal toma valores entre 3.9 m a 1.8m para el escenario A y de 0.9m a 0.6m para el escenario B. La deformación co-sísmica vertical tiene valores de 1.6m a 0.4m para el escenario A y de 0.6m a -0.2m para el escenario B. Antes de finalizar es importante mencionar que el patrón de deformación co-sísmica para la componente vertical del escenario A (figura 5.13(a)), presenta una zonas negras y un patrón un poco anómalo al resto entre las longitudes -76° y -77.5° , debido a problemas numéricos, dado que el plano de falla posee un ángulo de buzamiento pequeño y de esta forma la superficie de la falla se vuelve casi horizontal.

Finalmente cabe resaltar que la distribución actual de las estaciones de Geored (triángulos verdes y naranja) no es eficiente ni suficiente, para monitorear una distribución de deformación co-sísmica superficial como la presentada por los dos escenarios. Actualmente la red sería capaz de registrar un movimiento como el sismo de 1906 y aún similares a los eventos de 1942, 1958 y 1979, sin embargo el registro estaría limitado a muy pocas estaciones dado que existe una brecha muy grande entre las únicas dos estaciones ubicadas sobre la línea de costa, por lo tanto se perdería mucha información importante.

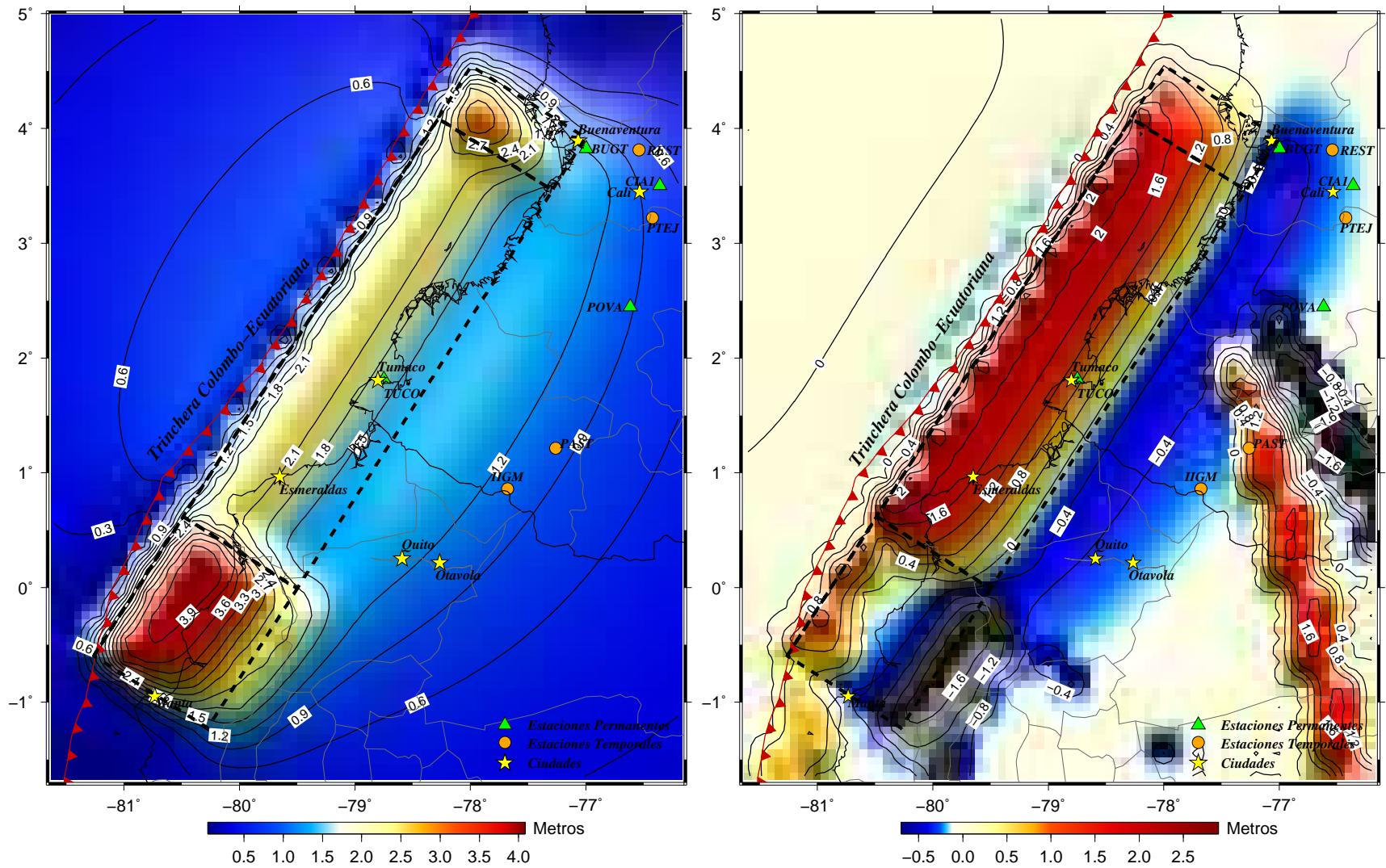


Figura 5.13: Mapas de contornos de las deformaciones co-sísmicas teóricas obtenidas para el Escenario A, a partir de un modelo de dislocación que usa un plano de falla de geometría variable y un deslizamiento constante de 5.20m. Las líneas negras punteadas corresponden a la proyección superficial del plano de los segmentos que componen la falla total. Las estrellas amarillas y triángulos verdes, y naranjas son ciudades y estaciones permanentes y temporales respectivamente, que serán de gran utilidad para la discusión de resultados (Cap. 6)

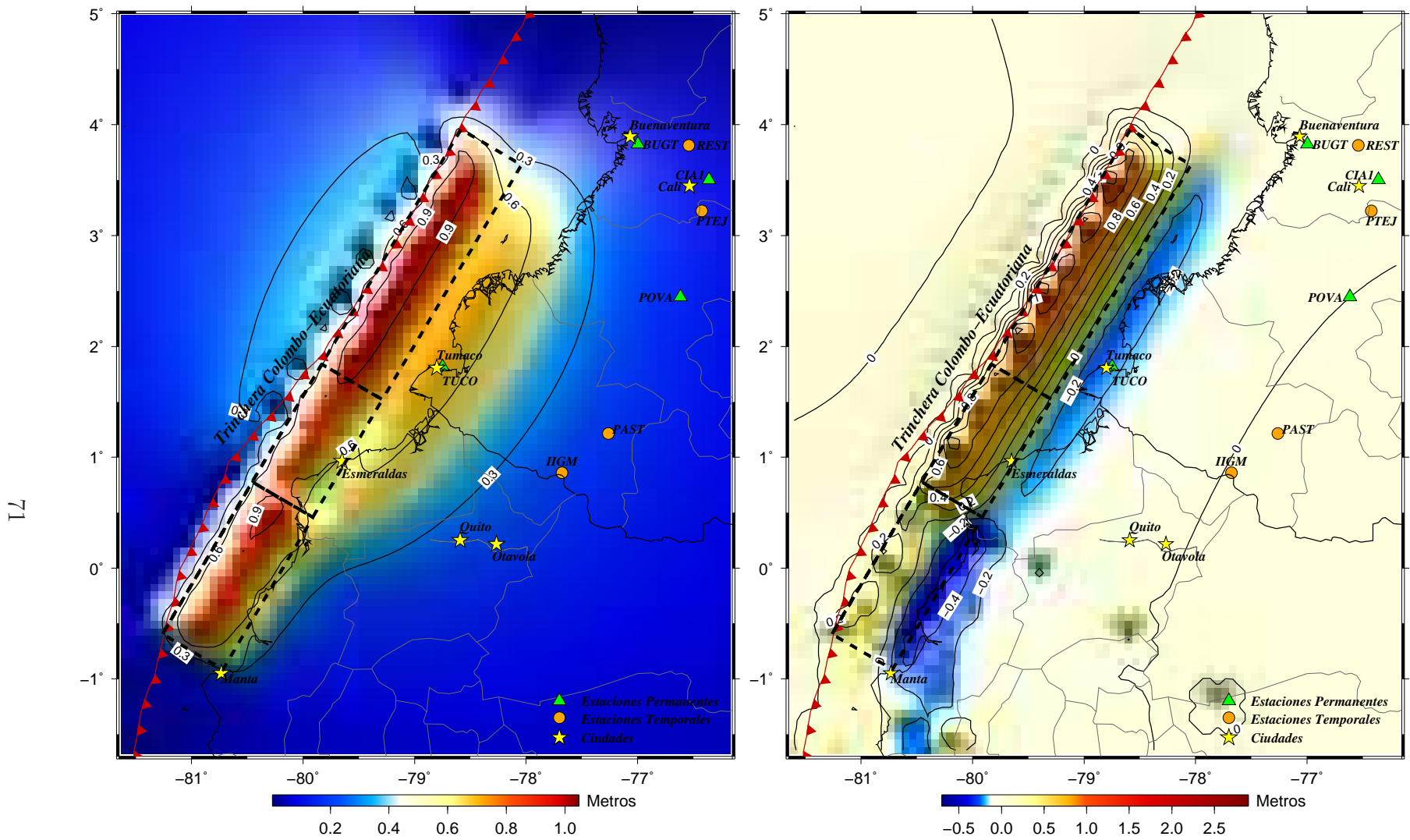


Figura 5.14: Mapas de contornos de las deformaciones co-sísmicas teóricas obtenidas para el Escenario B, a partir de un modelo de dislocación que usa una falla dividida en tres segmentos, cada una de ellas simulando sismos similares a los de 1942, 1958 y 1979. La geometría a lo largo de los segmentos es variable, así como el deslizamiento promedio. Las líneas negras punteadas corresponden a la proyección superficial del plano de los segmentos que componen la falla total.

CAPÍTULO 6

Discusión y Conclusiones

En el capítulo anterior se realizaron dos modelaciones para la zona de estudio. La primera nos dió una idea del grado de acoplamiento en la interfase de las dos placas de un periodo inter-sísmico, mediante el uso de datos GPS de algunas estaciones del proyecto Geored y, la segunda nos acercó a lo que puede suceder con la deformación cortical superficial durante un periodo co-sísmico, para la cual se tomaron como referencia cuatro eventos de magnitud mayor a 7.0 que ocurrieron en la región de estudio en el siglo XX.

En la modelación de la deformación inter-sísmica resultó más apropiado el uso de una geometría con inclinación o buzamiento variable a lo largo de la falla, en vez de una geometría con una inclinación constante, ésto indica que existe sensibilidad por parte de las estaciones al tipo de geometría de la placa subducida y que las mediciones GPS validan la existencia de una variación en el buzamiento de la placa Nazca subducida previamente observada con estudios sísmicos y presentados en trabajos como Pennington.,1981, Quispe et al.,1993 y Pedraza et al.,2007.

Con la geometría variable se planteó un modelo inicial que consistía de 6 subsegmentos que en conjunto cubrían el área del evento de 1906 (zona adyacente a la trinchera), el área sobre el continente (adyacente a la costa y dirigida hacia el interior del continente) y un área al norte del evento de 1979 o zona norte del evento de 1906. Los resultados con este tipo de configuración (figuras 5.9 y 5.10) nos muestran la gran diferencia que hay al restringir el valor de deslizamiento para el segmento sur correspondiente a los subsegmentos (a) y (c) en el proceso de inversión, de no hacerlo se obtienen valores físicamente imposibles, como es el caso del segmento (a) (figura 5.9) cuyo coeficiente de acoplamiento supera el 100 %. Al imponer una restricción para el segmento sur en la inversión, los resultados mejoran notablemente y son similares a los que se obtuvieron en los modelos anteriores.

En la figura 6.1 se muestra el modelo que mejor se ajustó a las observaciones. En ella se puede observar que la magnitud de los vectores calculados (rojo) de la figura son subestimados en la mayoría de los casos, con excepción de la estación BUGT, esto sugiere

que la transferencia de movimiento de la placa subducida es parcial con respecto a la placa superior. También se puede sugerir que la subestimación se puede deber a factores ya mencionados con antelación como: a la poca cantidad de estaciones dentro del área ya que como se observa tan sólo dos se encuentran muy próximas a la zona acoplada, a la incertidumbre de las mediciones, al peso que se le otorgó a cada observación y a la longitud en el tiempo de registro de cada estación ya que se ha demostrado que el tiempo mínimo necesario de registro debe ser de 2.5 años para una estación permanente, si se desea conocer de ella su velocidad de deformación (Blewitt y Lavallée.,2002).

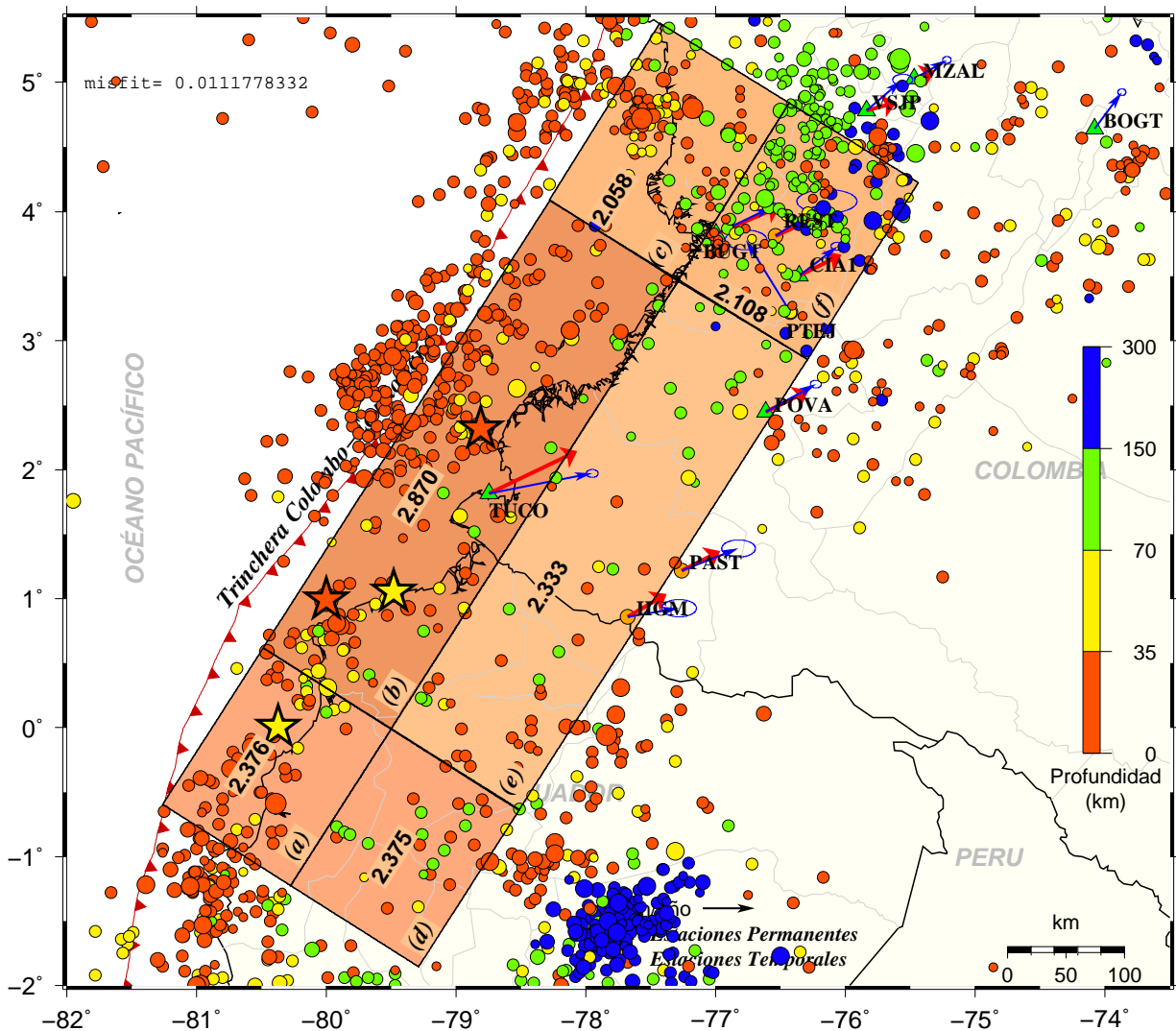


Figura 6.1: Modelo final de acoplamiento en el cual se considera una geometría variable. Los números dentro de los segmentos corresponden a los valores de deslizamiento “negativo” en cm/año, que se traducen a tener los siguientes coeficientes de acoplamiento: $\alpha_a = 0.41$, $\alpha_b = 0.50$, $\alpha_c = 0.35$, $\alpha_d = 0.41$, $\alpha_e = 0.40$ y $\alpha_f = 0.36$ y, los puntos de colores representan la sismicidad en la región.

Las estaciones que se usaron para este trabajo no cumplen en su mayoría con este requerimiento, de las 7 estaciones permanentes sólo dos estaciones cumplen con este periodo mínimo (BOGT y MZAL) pero una de ellas (BOGT) corresponde a la estación más lejanas a las fallas y se prescindieron de sus observaciones para el modelo final. El resto de las estaciones permanentes (BUGT, TUCO, CIA1 y POVA) poseen un registro de aproximadamente 2 años, por lo tanto este hecho hace que exista un error inherente en la estimación de la velocidad de las estaciones. De esta forma es necesario establecer más estaciones de ocupación permanente en la zona de estudio que cubran no sólo la parte acoplada sino sus alrededores, junto a la obtención de registros o señales de tiempo de periodos largos para permitir en un futuro una mejor resolución y constreñir el valor del grado de acoplamiento y así mismo tener un mejor entendimiento de la deformación cortical.

En cuanto a los valores de acoplamiento se tiene que las zonas más acopladas (segmentos a y b) corresponden al área de ruptura de los sismos de $M > 7$ ocurridos durante el siglo XX. De la misma forma se aprecia una zona de transición (segmentos d y e) cuyos valores de acoplamiento se encuentran muy cercanos a los de la zona acoplada y ésto es debido a que pueden estar sobreestimadas dada la baja presencia de estaciones GPS en la zona. En este trabajo se logró obtener una aproximación de estos porcentajes de acoplamiento, que comparados con la sismicidad de la zona (figura 6.1) son congruentes para los segmentos (a), (b) y (f), sin embargo no es muy claro para el segmento (e) porque la presencia de sismicidad es poca y el porcentaje de acoplamiento que se obtuvo es del 40 %, nuevamente este hecho destaca la carencia de datos y como ésto a su vez afecta la obtención del deslizamiento “negativo” y así del coeficiente de acoplamiento. Por otro lado, el valor del azimut obtenido para este modelo de 70.55° es consistente con la dirección promedio de convergencia de la placa Nazca y la placa Sudamericana de 71° (modelo MORVEL - DeMets et al., 2010).

Algunos de los resultados (valores y/o porcentajes de acoplamiento) previamente comentados y obtenidos en este trabajo, son congruentes con los obtenidos en los trabajos previos de Trenkamp et al., 2002 y White et al., 2003. Por un lado White et al., 2003 encuentra que la deformación sobre las áreas de ruptura de los eventos de 1942 y 1958 puede ser explicada por un acoplamiento del 50 %, similar al de Trenkamp et al., 2002 sobre la interfase de subducción y, en este trabajo encontramos un porcentaje promedio de 45.5 % para la misma zona. La diferencia entre porcentajes puede estar dada porque Trenkamp et al., 2002, a parte de usar un 50 % de acoplamiento para explicar las observaciones tuvo en cuenta en su modelo el valor de acortamiento provocado por las fallas geológicas al este de la región de acoplamiento.

Por otro lado en la interfase de subducción que corresponde al área de ruptura de 1979 White et al., 2003 encuentra que solamente un acoplamiento del 30 % explica las observaciones de las estaciones cercanas, mientras que en nuestro trabajo un porcentaje promedio de 40 % fue necesario. Adicionalmente Trenkamp et al., 2002 y White et al., 2003 sugieren que no hay lugar a un acoplamiento elástico para explicar la deformación cortical obser-

vada en estaciones ubicadas al norte del área de ruptura de 1979, sin embargo en este trabajo fue necesaria una región acoplada (subsegmento (c) figura 6.1) con un porcentaje de 35 % para explicar las observaciones de las estaciones VSJP y MZAL ubicadas al norte del área de ruptura antes mencionada, esta diferencia puede ser debida al uso de diferente geometría para la placa subducida, en el presente trabajo se tomaron en cuenta cambios en la inclinación de la placa subducida para dos direcciones (rumbo y buzamiento), mientras que Trenkamp et al.,2002 y White et al.,2003 tenían variación únicamente en dirección del buzamiento.

Finalmente y pasando al modelado de las deformaciones co-sísmicas, mediante los resultados de este, fue posible obtener mapas de contornos, que muestran las zonas más sensibles y vulnerables a la deformación superficial, al momento de la ocurrencia de un terremoto con características similares a los ya ocurridos, asociados a la subducción Colombo-Ecuatoriana. En los resultados de las figuras de la sección 5.2.2, se destaca cualitativamente lo que se esperaba fueran las zonas más sensibles a la deformación. Estas zonas corresponden a áreas de la trinchera y sitios costeros de Colombia-Ecuador, que sufren levantamientos con valores considerables de un promedio de 1.0m, mientras que la parte continental presenta subsidencia con valores mucho más pequeños del orden de 0.4m. Se consideraron dos escenarios, y se observaron diferencias en cuanto al alcance de la deformación co-sísmica teórica, en las componentes horizontal y vertical para cada uno de ellos. Estas diferencias se deben principalmente al cambio de parámetros como al área del plano de falla y el desplazamiento promedio del mismo; parámetros que son determinantes dentro del modelo de dislocación de Okada .

Los patrones de deformación co-sísmica encontrados para los escenarios A y B son validados con valores reportados por los únicos datos históricos para el evento de 1906 - escenario A, que reportan levantamientos costeros de hasta 1.6m no sólo en los puertos de Manta en Ecuador sino también en Buenaventura - Colombia (*Earthquake Hazards program - Earthquakes with 1.000 or More Deaths since 1900; Página web del USGS*), y por los resultados reportados por Herd et al.,1981 para el escenario B , por lo que son considerados una buena aproximación teórica, dado que lo que se pretendió no era modelar los eventos en si rigurosamente, sino como se ha mencionado, obtener patrones de deformación para escenarios similares a los ya ocurridos. Esta información será útil para el siguiente apartado que consiste en un análisis de sensibilidad de las estaciones GPS usadas en este trabajo, pertenecientes al proyecto Geored.

6.1 Análisis de sensibilidad para distribución de estaciones GPS - Geored

El presente análisis tiene carácter cualitativo y se basa en la inspección visual y en algunos resultados numéricos obtenidos. La inspección visual se hace sobre los mapas de contornos

de deformación superficial que se obtuvieron para el periodo co-sísmico (Figuras 6.2), junto a un nuevo mapa de deformación superficial inter-sísmica que se obtuvo para el modelo que mejor explicó los vectores de deformación de las estaciones usadas del proyecto Geored (Figura 6.3).

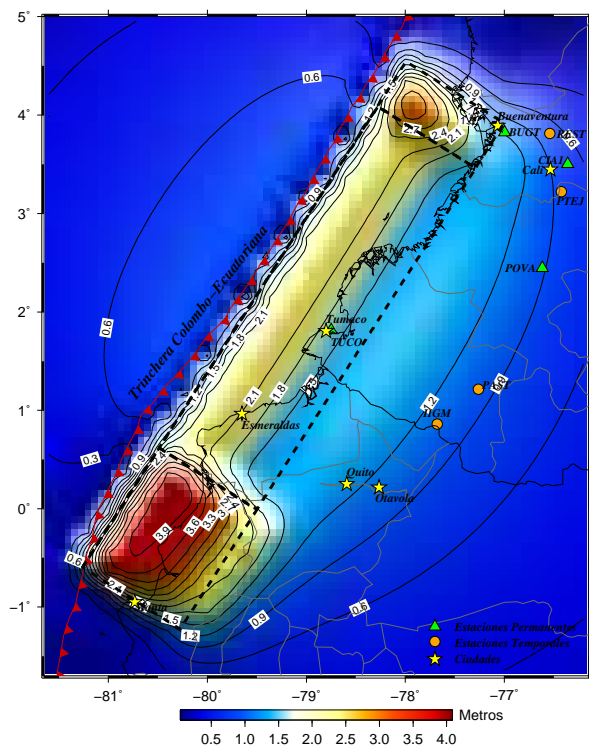
En las figuras de deformación para los periodos co-sísmico e intersísmico, las regiones de color rojo y amarillo para la deformación en la componente horizontal y las regiones de color azul para la deformación en la componente vertical, representan las zonas con mayor valor de deformación superficial. Los valores máximos de esta deformación varían entre los distintos escenarios como se puede apreciar en las figuras 6.2, y es porque dependen proporcionalmente de la tasa de deslizamiento del plano de falla, sin embargo los patrones de deformación que presentan son similares. Dado ésto y comparando las 6 figuras, existe un área común que es perceptible a la deformación superficial y corresponde a la línea de costa entre latitudes $1^{\circ}N$ y $4.5^{\circ}N$.

La presencia actual de las estaciones GPS del proyecto Geored en esta región es escasa y hay tan sólo dos estaciones permanentes (TUCO y BUGT) con una separación entre ellas de aproximadamente 300km a lo largo de la línea de costa, lo que representa la existencia de una brecha de instrumentación GPS, y dado que se quiere estudiar la deformación asociada a la subducción este gap instrumental requiere de gran atención.

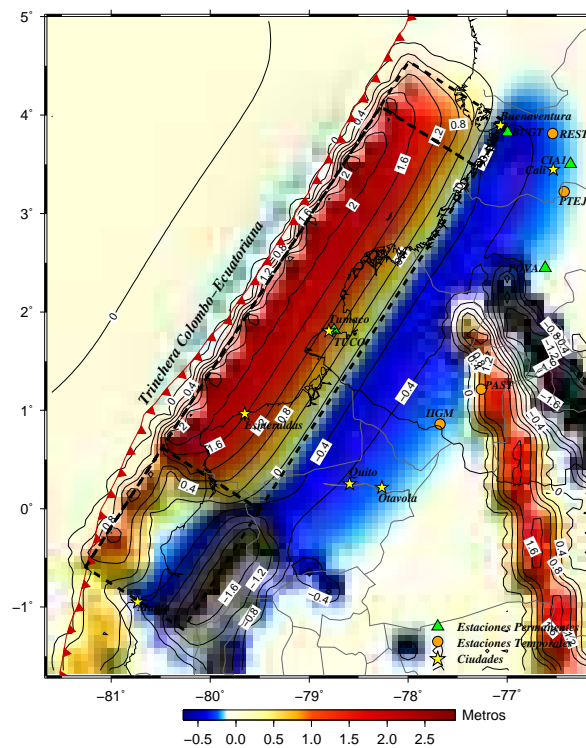
Es importante no sólo tener estaciones GPS sobre la línea de costa, sino también al interior del continente. Ya que permitirán una mejor estimación de los límites de las áreas acopladas y por lo tanto conocer donde hay lugar a la acumulación de deformación elástica y/o deslizamiento libre entre las placas. Pero, ¿hasta qué distancia dentro del continente debemos instalar estaciones?. En este trabajo la respuesta a esta pregunta está nuevamente relacionada con la información que nos proporcionan los mapas de contornos. En ellos observamos que las deformaciones alcanzan una distancia máxima de aproximadamente 260km medidos a partir y perpendicularmente a la trinchera.

Una vez que tenemos el área estimada que requiere de instrumentación y dado que uno de los objetivos del trabajo es proponer una distribución de una red GPS que complemente a la red actual. A continuación se sugieren algunos sitios para ello que se encuentran dentro del área idónea (color rojo - figura 6.4) para la instalación de estaciones GPS, y resaltamos que el tipo de ocupación de éstas deben ser permanente.

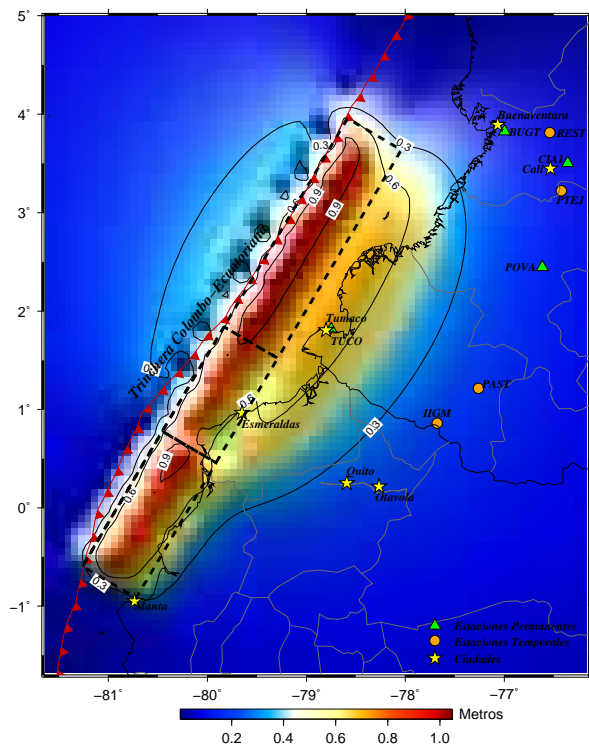
Las ubicaciones propuestas situados sobre la línea de costa entre las estaciones TUCO y BUGT de norte a sur son (figura 6.4):



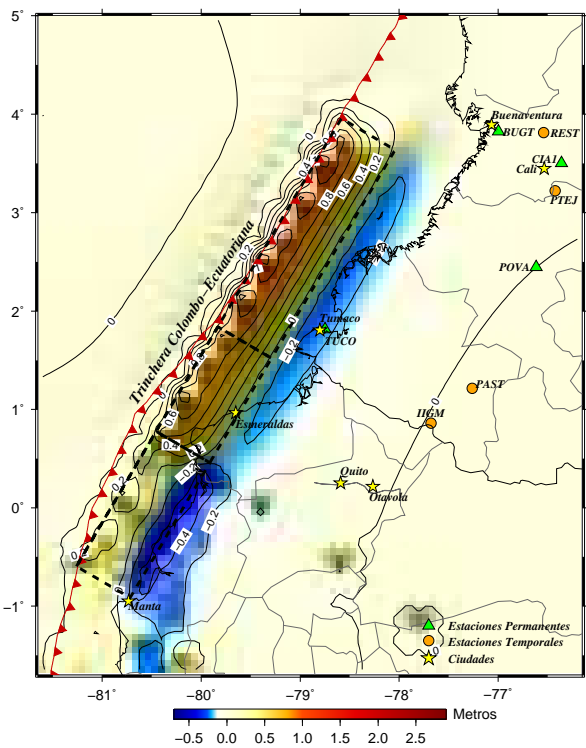
(a) Deformación co-sísmica horizontal



(b) Deformación co-sísmica vertical

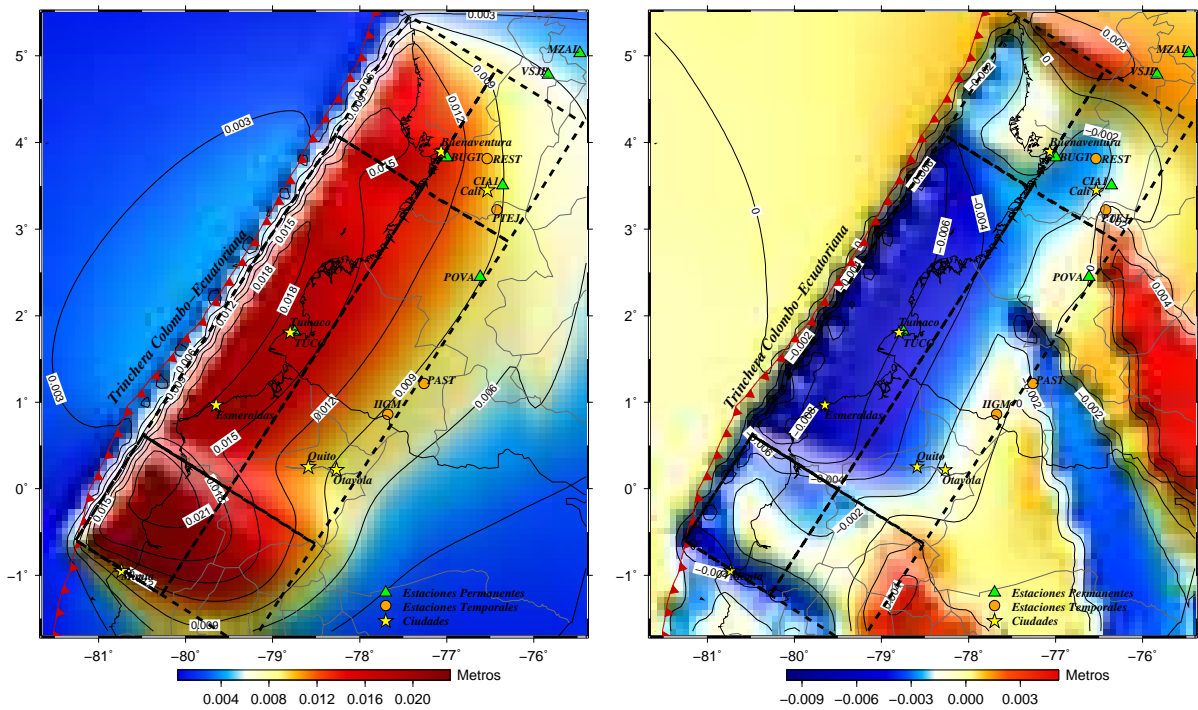


(c) Deformación co-sísmica horizontal



(d) Deformación co-sísmica vertical

Figura 6.2: Deformaciones co-sísmicas teóricas obtenidas para el escenario A (arriba) y escenario B (abajo)



(a) Deformación intersísmica horizontal

(b) Deformación intersísmica vertical

Figura 6.3: Mapa de contorno de las deformaciones intersísmicas teóricas obtenidas para el Modelo de inversión de la figura 5.10; modelo que mejor explicó las observaciones de las estaciones GPS. Las líneas punteadas corresponden a la proyección de la falla en superficie. Las anomalías presentes en el mapa de contorno para la componente vertical, entre latitudes -76° y -77.5° , se deben a un problema numérico durante el cálculo de las deformaciones en el programa Dis3D.

(1) Situado en el área marina, corresponde a la Isla Gorgona con coordenadas $2.96^\circ N$, $78.16^\circ W$, y es el sitio más próximo a la trinchera que se tiene en la zona. (2) Ubicado al sur de Buenaventura en el departamento del Valle del Cauca con coordenadas $3.2^\circ N$, $77.4^\circ W$. (3) Ubicado en Guapi, en el departamento del Cauca con coordenadas $2.58^\circ N$, $77.88^\circ W$, acorde a una última actualización del portal del proyecto Geored, en este punto ya fue instalada la estación de nombre GUAP el pasado 4 de abril en el aeropuerto de la ciudad de Guapi. (4) Este punto está localizado en las coordenadas $2.3^\circ N$, $78.25^\circ W$, y se encuentra dentro del municipio Olaya Herrera en el departamento de Nariño y, (5) Situado igualmente en el departamento de Nariño pero al sur en el municipio Francisco Pizarro con coordenadas $2.1^\circ N$, $78.65^\circ W$.

Los siguientes cinco sitios propuestos, se encuentran dentro del continente e igualmente estarán distribuidas a lo largo de los 300km entre las estaciones TUCO y BUGT. (6) Ubicada dentro del Parque Nacional Natural Munchique en el municipio de Tambo en el departamento del Cauca, con coordenadas $2.7^\circ N$, $77.083^\circ W$. (7) Ubicación dentro del municipio de Patía en el departamento del Cauca, con coordenadas $2.01^\circ N$, $76.98^\circ W$. (8)

En el municipio de Santa Barbara en el departamento de Nariño con coordenadas $2.23^{\circ}N$, $77.76^{\circ}W$. (9) En el municipio de Barbacoas en el departamento de Nariño en las coordenadas $1.66^{\circ}N$, $77.78^{\circ}W$ y, (10) Ubicada en el límite entre los municipios de Tumaco y Barbacoas con coordenadas $1.66^{\circ}N$, $77.78^{\circ}W$. Aparte de estos puntos, se sugiere que las estaciones PAST e IIGM pasen de ser temporales a permanentes, ya que tienen una muy buena ubicación geográfica.

Lo ideal sería tener una red tan densa que la distancia entre estaciones sea tan mínima como sea posible, por lo que los 10 puntos anteriores son sólo una propuesta que necesita ser evaluada en aspectos de accesibilidad y seguridad para la instalación y permanencia de las estaciones. Lo denso de la red dependerá o estará en función del presupuesto que se tenga disponible por la organización y/u organizaciones encargados de la implementación de las estaciones GPS.

Las estaciones que se instalen sobre la línea de costa brindarán información sobre el área acoplada, ya que se encontrarán lo más cerca posible del área, y las demás (las del interior, en el continente) nos brindarán una idea más exacta de la existencia de una zona de transición, de sus dimensiones y de su coeficiente de acoplamiento. Además, como es bien conocido, es común la ocurrencia de sismos lentos en zonas de subducción (Schwartz et al., 2007). Hasta la fecha, no hay evidencia de la existencia de un evento como éstos en la trinchera Colombo-Ecuatoriana, por ello es importante densificar la red GPS en esta zona, de ésta forma los registros GPS brindarán una visión más objetiva de lo que sucede a lo largo del ciclo de deformación y precisar si hay lugar a la ocurrencia de tales eventos si llegasen a existir.

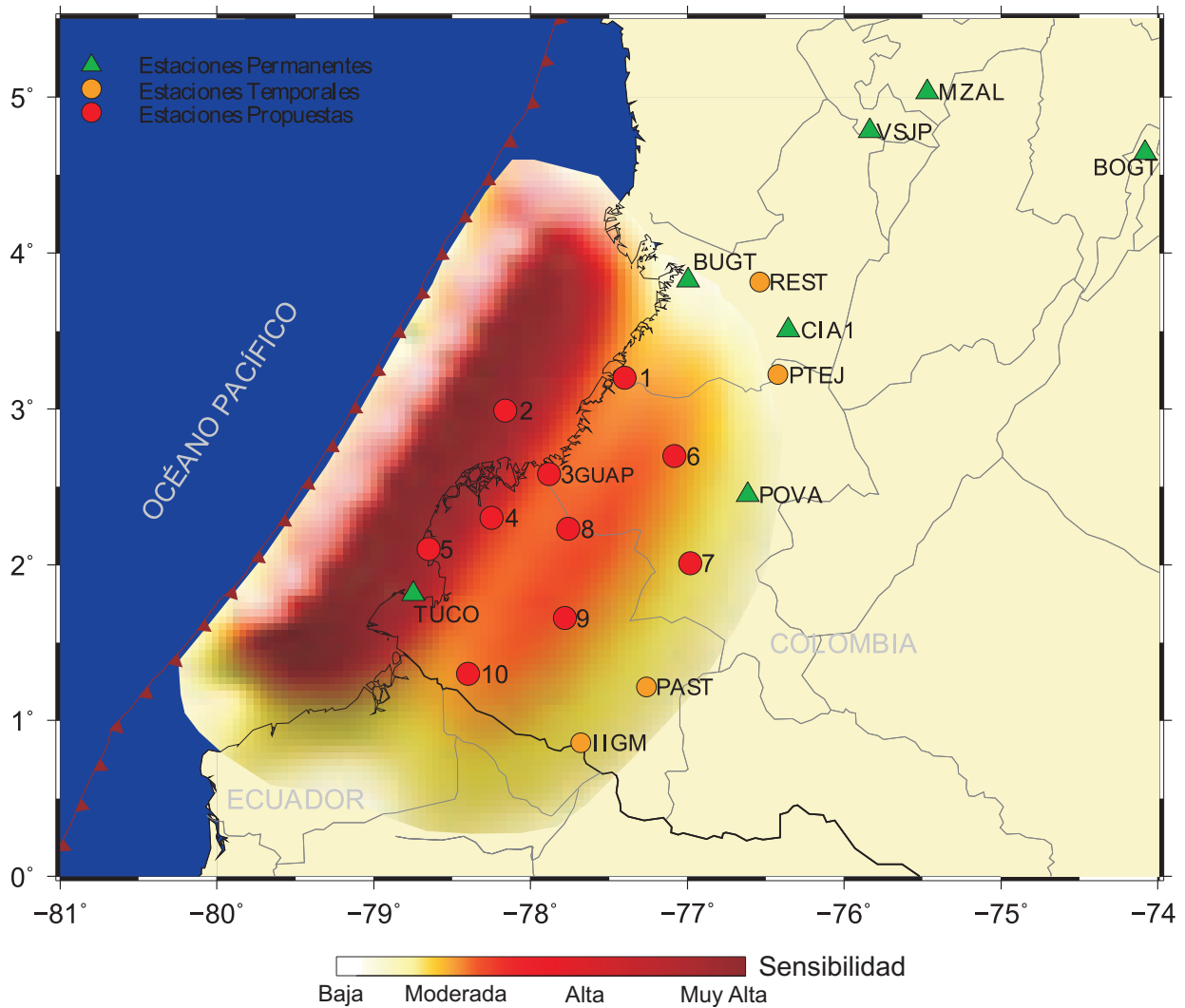


Figura 6.4: Mapa donde se muestran las áreas idóneas para la instalación de estaciones GPS (áreas de color rojo-naranja), los puntos dentro de ella son las estaciones GPS permanentes necesarias pero no suficientes que se propusieron en el presente trabajo.

6.2 Conclusiones

La modelación de la deformación intersísmica de las estaciones GPS mediante el uso de el esquema de inversión, permitió explorar posibles escenarios para explicar los vectores de deformación observados.

Dado el modelo que mejor explicó las observaciones, se encontró que existe un acoplamiento no uniforme a lo largo del área de ruptura del sismo de 1906. Para la zona central se encontró un gran acoplamiento de aproximadamente del 50 % lo que indica la existen-

cia de una tasa media de acumulación de esfuerzos y, para la zona norte el porcentaje de acoplamiento es menor siendo de $\sim 45.5\%$, lo que indica que en esta zona sólo una parte de la convergencia entre las placas es acomodado en la interfase de contacto entre ellas. Adicionalmente se encontró que es necesario un acoplamiento al norte del área de ruptura de 1976 de $\sim 36\%$ para explicar las observaciones de las estaciones ubicadas en latitudes mayores a 4.5°N .

Se encontró igualmente la existencia de zonas de transición para las áreas centro y norte con grados de acoplamiento de alrededor de ~ 40 , sin embargo, la cantidad de datos con los que se trabajó no permiten constreñir de una forma robusta este valor.

Los registros históricos de sismos que han afectado la costa pacífica de Colombia-Ecuador, en tan solo un periodo de 100 años y los resultados de los modelos de dislocación obtenidos, confirman que la amenaza de un gran sismo en esta área es probable.

Un análisis cualitativo basado en la inspección visual de los mapas de contornos de las deformaciones co-sísmicas e intersísmicas, permitieron identificar zonas donde es necesaria una mejor cobertura de estaciones GPS.

Dado lo anterior, se mostraron las zonas idóneas para la instalación de estaciones GPS de ocupación permanente. Estas zonas principalmente cubren el área de línea de costa que va incluyendo el interior del continente hasta aproximadamente los 260km. Con una red más densa se tendrán registros continuos que aportarán información cuantitativa de la zona en el futuro. Que permitirá discernir con más rigor los coeficientes de acoplamiento a lo largo de la interfase de subducción y de las zonas de transición.

Finalmente, este trabajo es una contribución a los estudios en la zona que buscan entender el comportamiento de la interfase entre las placas Nazca-Sudamérica y, se usaron por primera vez los datos de las estaciones del proyecto Geored del sur-occidente de Colombia, para estudios de deformación cortical.

Bibliografía

- Arcila, M., Dimate, C., Alvarado, A., Daza, R. (2005): Estudio de Microzonificación sísmica de Santiago de Cali-Convenio No.02 de 2002. *Subproyecto de Sismotectónica, Informe N 1-6; Caracterización de Fuentes Sísmicas de Subducción, Ingeominas-Subdirección de Amenazas geológicas y Entorno Ambiental.*
- Árnadóttir T, Segall P. (1994): The 1989 Loma Prieta earthquake imaged from inversion of geodetic data. *J. Geophys. Res.* 99(B11):2183555.
- Barnett, D.M., Freund, L.B. (1975): An estimate of strike-slip fault friction stress and fault depth from surface displacement data. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 65:1254-1266.
- Blewitt, G., Lavallee, D. (2002): Effect of annual signals on geodetic velocity. *J. Geophys. Res.* 107, B7, 10.1029/2001JB000570.
- Cediél, F., R.P., Shaw, C. Cáceres. (2003): Tectonic assembly of the Northern Andean Block. in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79.*
- Chinnery, M.A. (1961): The deformation of ground around surface faults. *Bull. Seismic Soc. Am.* 51:355-932.
- Cohen, Steven. (1999): Numerical Models of Crustal Deformation in Seismic Zones. *Advances in Geophysics*, 41:133-231.
- Collot, J.-Y., W. Agudelo., A. Ribodetti., B. Marcaillou. (2008): Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional north Ecuador-south Colombia oceanic margin. *J. Geophys. Res.* 113:B12102, doi:10.1029/2008JB005691.
- Cortés, M., Angelier, J. (2005): Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanism of earthquakes. *Tectonophysics* 403:29-58.
- DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus., S. Stein. (1990): Current plate motions. *Geophys. J. Int.* 101:425-478.
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. (2010): Geologically current plate motion. *Geophys. J. Int.* 181:1-80.

-
- Droste,Z.,Teissere R.(1959):The mechanism of earthquake according to dislocation theory.*Sci Rep Tohoku Univ,Ser 5 Geophys 11: 55-71.*
 - Eguez Arturo.,Alvarado Alexandra.,Yepes Hugo.,Machette Michael.,Costa Carlos.,Dart Richard L.(2003):Database and Map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions.*Open-File Report 03-289 - USGS, May 2003 version.*
 - Erikson, L.L.(1987):DIS3D: A three dimensional dislocation program with applications to faulting in the earth.*M.Sc. Thesis, Stanford University, Stanford, California, 167pp.*
 - Erker,Stefan.,Tholert,Steffen.,Furthner,Johann.,Meurer,Michale.():L5 - The New GPS Signal. *German Aerospace Center (DLR) Institute of Communications and Navigation. Página web: <http://img3.custompublish.com/getfile.php/1066882.753.ayvdurrarr/Alt%2002.pdf?return=nornav.custompublish.com>. Consulta: 12 de Julio de 2011.*
 - Feigl, KL., Agnew, DC., Bock, Y., Dong, D., Donnellan, A.(1993): Space geodetic measurement of crustal deformation in central and southern California 1984-1992.*J. Geophys. Res. 98(B12):1677712.*
 - Franco,Sara Ivonne.(2006):Redes GPS en México y su aplicación en la sismotectónica. *Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra-Instituto de Geofísica, Noviembre de 2006.*
 - Freymueller,J.T.,Kellogg,J.N.,Vega,V.(1993):Plate motion in the North Andean Region.*J.Geophys.Res. 98:21853-21863.*
 - García Cano L.(2009):Imagerie Sismique 3D de la Zone de Subduction á la Frontière Colombie-Équateur.*Thése: Université Nice Sophia Antipolis.*
 - Goffe,W.L.(1996):SIMANN: A Global Optimization Algorithm using Simulated Annealing.*Studies in Nonlinear Dynamics and Econometrics. 1, 3:169-176.*
 - Gutscher,M.A., Malavieille,J.,Lallemant,S.,Collot,J.Y.(1999):Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision.*Earth and Planetary Science Letters, 168:255-270.*
 - Hardy, N. C.(1991):Tectonic evolution of the easternmost Panama Basin: Some new data and inferences.*J. South Am. Earth Sci., 4(3): 261 269.*
 - Hildebrand John A.(1989):The paleomagnetism of eastern Nazca Plate seamounts.*Tectonophysics. 170:279-287.*
 - Herd,Darrel.G.,Youd,T.Leslie.,Meyer,Hansjurgen.,Arango,Jorge Luis.,Person,Waverly J.,Mendoza Carlos.(1981):The Great Tumaco,Colombia Earthquake of 12 December 1979.*Science, 211,4481.*
 - Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger,H.,Collins,J.(2001):Global Positioning System, Theory and Practice. *Fifth, revised edition,Springer-Verlag Wien New York.*

- Iglesias, A., Sigh, S.K., Lowry, A.R., Santoyo, M., Kostoglodov, V., Larson, K., Franco-Sánchez, S.I. (2004): The silent earthquake of 2002 in the Guerrero seismic gap, Mexico ($M_W = 7.4$): inversion of slip on the plate interface and some implications. *Geofísica Internacional* 43:309-317.
- Kirkpatrick, S., Gelatt, C.D., Vecchi, M.P. (1983): Optimization by simulated annealing. *Science* 220, 671-680.
- Kanamori, H., McNally, K.C. (1982): Variable Rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. *Bull. Seism. Soc. Am.* 72:1241-1253.
- Kanda, R. V. S., M. Simons. (2010): An elastic plate model for interseismic deformation in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, 115 :B03405.
- Kelleher, J. (1972): Rupture zones of large South American Earthquakes and some predictions. *Jour. Geoph. Res.*, 77, 11 : 2087-2103.
- Kellogg, J., Dixon, T. (1990): Central and South America GPS Geodesy - CASA UNO. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 3:195-198.
- Kellogg, J., V. Vega. (1995): Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. *Geol. Soc. Amer. Special Paper* 295:75-90.
- Kostoglodov V., Singh S.K., Santiago J.A., Franco S.I., Larson K., Lowry A., Bilham R. (2003): A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 30, doi:10.1029/2003GL017219.
- Larson, K.M., Freymuller, J., Philipse, S. (1997): Global plate velocities from the Global Positioning System. *J. Geophys. Res.* 102, B5:9961-9981.
- López Ramos E. (2009): Évolution tectono-stratigraphique et structurale du double bassin avant-arc de la marge convergente sud colombienne-nord équatorienne pendant le Cénozoïque. *Thèse: Université Nice Sophia Antipolis*.
- Lowry, A.R., Larson, K.M., Kostoglodov, V., Bilham, R. (2001): Transient fault slip in Guerrero, Southern Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 28, 19:3753-3756.
- Mansinha, L., Smylie, D.E. (1971): The displacement field of inclined faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 61:1433-1449.
- Monsalve, H. (1998): Geometría de la subducción de la Placa Nazca en el noroeste de Colombia : implicaciones tectónicas y sísmicas. *Tesis Maestría (Maestría en Ciencias Sismología y Física del Interior de la Tierra)-UNAM*.
- Murray M, Marshall GA, Lisowski M, Stein RS. (1996): The 1992 M D 7 Cape Mendocino, California, Earthquake: coseismic deformation at the south end of the Cascadia megathrust. *J. Geophys. Res.* 101:1770725.
- Nocquet et al.(): Geodésia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador. Ubicado en la página web: <http://renag.unice.fr/regal/PERSO/JMN/publis/geodesia-ecuador-texto-y-figuras.pdf>. Fecha consulta : 15 de Marzo de 2011.

-
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 75, 1135-1154.
 - Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 1018-1040.
 - Pacheco, J., L. R. Sykes. (1992): Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82: 1306-1349.
 - Pedraza, P., Vargas, C., Monsalve, H. (2007): Geometric Model of the Nazca Plate Subduction in Southwest Colombia. *Earth Sci. Res. J.* 11, 2: 117-130.
 - Pennington, W. D. (1981): Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *J. Geophys. Res.* 86 : 10753-10770.
 - Pontoise, B., T. Monfret. (2004): Shallow seismogenic zone detected from an offshore temporary seismic network in the Esmeraldas area (northern Ecuador). *Geochem. Geophys. Geosys.* 5, 2.
 - Press, F. (1965): Displacements, strains, and tilts at teleseismic distance. *J. Geophys. Res.* 70: 2395-2412.
 - Quispe, Rodrigo., Tavera, Hernando., Bernal, Isabel. (2003): Geometría de la placa de Nazca en el Borde Occidental de Sudamérica a partir de las tendencias medias de sismicidad. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 95: 93-110.
 - Rudolph, E., S. Szirtes. (1911): Dan Kolumbianskche Erdbeben am 31 January 1906. *G. Beitr.* 11, 132-199, 207-275.
 - Ruegg, J. C. (1994): Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el Norte de Chile. *Física de la Tierra.* 6 : 201-243. *Editorial Complutense, Madrid.*
 - Sato, R. (1972): Stress drop for a finite fault. *J. Phys. Earth.* 20: 397-407.
 - Sato, R., y Matsu'ura, M. (1974): Strains and tilts on the surface of a semi-infinite medium. *J. Phys. Earth.* 22: 213-221.
 - Savage, J. C., y Hastie, L. M. (1966): Surface deformation associated with dip-slip faulting. *J. Geophys. Res.* 71: 4897-4904.
 - Savage, J. C. (1983): A Dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 88: 4984-4996.
 - Schwartz, S. Y., J. M. Rokosky. (2007): Slow slip events and seismic tremor at circum-pacific subduction zones. *Rev. Geophys.* 45: RG3004.
 - Segall P., J. L. Davis. (1997): GPS Applications for Geodynamics and Earthquake Studies. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 25: 301-36.
 - Stein y Wysession. (2003): An Introduction to Seismology, Earthquake, and Earth Structure. *Blackwell Publishing, UK*, 498 pp.
 - Steketee, J. A. (1958): On Volterra's dislocations in dislocations in a semi-infinite elastic medium. *Can. J. Phys.* 36: 192-205.

- Stern, R. J.(2002):Subduction zones. *Rev. Geophys.* 40(4): 1012.
- Taboada,A.,Dimaté,C.,Fuenzalida,A.(1998):Sismotectónica de Colombia: deformación continental activa y subducción.*Física de la tierra*, 10:111-147.
- Taboada,A.,L.A.Rivera.,A. Fuenzalida.,A.Cisternas.,H.Bijwaaed,J..Olaya.C. Rivera.(2000):Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia).*Tectonics*. 19(5):787-813.
- Trenkamp,R.,Kellogg,J.N.Frey Mueller,J.T. and H.Mora P.(2002):Wide Plate Margin Deformation, Southern Central America and Northwestern South America, CASA GPS Observations.*Journal of South American Earth Sciencies*. 15:157-171.
- Trenkamp,R.,Mora,H.,Salcedo,E.,Kellogg,J.N.(2004):Possible Rapid Strain Accumulation rates near Cali, Colombia,Determined From GPS Measurements (1996-2003).*Earth Sci. Res.J.* 8,1:25-33.
- Uyeda, S.,Kanamori, H.(1979):Back-arc opening and mode of subduction.*J.Geophys.Res.* 84: 1049-1061.
- Vargas Jimenez,C.(2003):Propagación de ondas sísmicas y atenuación de ondas de coda en el territorio Colombiano. *Tesis Doctoral,Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica, Universidad Politénica de Cataluña.*
- White,S.M.,Trenkamp,R.,Kellogg,J.N.(2003):Recent crustal deformation and earthquake cycle along the Ecuador-Colombia subduction zone.*Earth and Planetary Science Letters*. 216:231-242.
- Xu,Guochang.(2003):GPS: theory, algorithms and applications.*Berlin: Springer.*
- Otros: GEORED - Ingeominas.*Historia*.En línea. <http://geored.ingominas.gov.co/index.php/es/historia>. Consulta: 15 de Julio de 2010.
- Otros: Procesamiento científico de datos GPS con propósitos geodinámicos,*Ingeominas al día, revista del Instituto Colombiana de Geología y Minería*, num. 5 Sept. 2009