

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA DE GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

MODELAMIENTO DE DATOS GPS APLICADO AL ESTUDIO DE LA SUBDUCCIÓN DE ECUADOR

PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE MAGÍSTER EN
CIENCIAS DE LA TIERRA Y GESTIÓN DEL RIESGO

PAUL ALBERTO JARRÍN TAMAYO

pjarrin@igepn.edu.ec

DIRECTOR: Phd. JEAN_MATHIEU NOCQUET

nocquet@geoazur.unice.fr

CO-DIRECTOR: Phd. ALEXANDRA ALVARADO

aalvarado@igepn.edu.ec

Quito, Mayo 2015

DECLARACIÓN

Yo Paúl Alberto Jarrín Tamayo, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

Paul A. Jarrín Tamayo

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Paúl Alberto Jarrín Tamayo bajo mi supervisión.

Phd. Jean_Mathieu Nocquet
DIRECTOR DEL PROYECTO

Phd. Alexandra Alvarado
CO-DIRECTOR DEL PROYECTO

AGRADECIMIENTO

INDICE GENERAL

INDICE GENERAL	I
INDICE DE FIGURAS	II
INDICE DE TABLAS	IV
RESUMEN	V
CAPÍTULO 1	1
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 CICLO SÍSMICO DE UNA ZONA DE SUBDUCCIÓN	5
1.3 SISMICIDAD HISTORICA EN EL ECUADOR	10
1.4 SISMICIDAD EN EL SEGMENTO CENTRO - SUR DE ECUADOR	11
1.5 ENJAMBRE SISMICO (SEISMIC SWARMS:SS) DE MANTA AÑO 2005	15
1.6 GPS APLICADO A ESTUDIOS GEODINÁMICOS	19
1.7 VELOCIDADES Y ACOPLAMIENTO INTERSÍSMICO EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN DE ECUADOR	20
1.8 EVENTO DE DESLIZAMIENTO LENTO (SSE) EN LA REGIÓN DE LA ISLA DE LA PLATA DEL AÑO 2010...	25
CAPÍTULO 2	28
2.1 GPS Y SU PRINCIPIO DE FUNCIONAMIENTO	28
2.2 ELIMINACION DE ERRORES EN EL RELOJ: SIMPLES Y DOBLES DIFERENCIAS	31
2.3 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	32
2.4 DATOS DE LA RED GPS	35
2.5 ESTRATEGIA PARA EL PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	36
2.6 CALCULO DE CAMPO DE VELOCIDADES Y DESPLAZAMIENTO	38
2.7 DESLIZAMIENTO COSÍSMICO Y MODELOS ELÁSTICOS	42
CAPÍTULO 3	48
3. RESULTADOS	48
3.1 DESPLAZAMIENTO COSISMICO EN LAS ESTACIONES GPS	48
3.2 MODELOS DIRECTOS: DESPLAZAMIENTO INDUCIDO POR UNA DISLOCACIÓN EN UN SEMI-ESPACIO INFINITO HOMOGENEO ELÁSTICO	51
3.3 INVERSIÓN DE LOS DATOS PARA LA CRISIS DE MANTA 2005	54
3.4 CAMPO DE VELOCIDADES PARA LA ZONA DE MANTA-ISLA DE LA PLATA.....	58
3.5 DISCUSIÓN	60
CAPÍTULO 4	62
4. CONCLUSIONES	62
REFERENCIAS	65

INDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1: MAPA DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL ACOPLAMIENTO INTERSÍSMICO Y MEGA TERREMOTOS...	3
FIGURA 1.2 REPRESENTACIÓN DEL CICLO SÍSMICO.....	6
FIGURA 1.3 ASPEREZAS Y BARRERAS EN UNA ZONA SISMOGÉNICA INTERPLACA.....	8
FIGURA 1.4 DISTRIBUCIÓN DE UNA ASPERIDAD BAJO LA ISLA DE LA PLATA.....	9
FIGURA 1.5 REPRESENTACIÓN DE LA ZONA SISMOGÉNICA EN UNA FALLA DE SUBDUCCIÓN.....	9
FIGURA 1.6 PRINCIPALES ÁREAS DE RUPTURA DE LOS TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN DE COLOMBIA-ECUADOR Y PERÚ.....	11
FIGURA 1.7 SISMICIDAD CARACTERÍSTICA DE LA REGIÓN DE MANTA-ISLA DE LA PLATA.....	12
FIGURA 1.8 MAPA DE LA REGIÓN CENTRO-SUR DE ECUADOR.....	14
FIGURA 1.9 ENERGÍA ANUAL LIBERADA EN LA REGIÓN DE MANTA DESDE 1990, SEGÚN LA BASE DE DATOS DEL IG-EPN.....	15
FIGURA 1.10 NÚMERO DE SISMOS VS TIEMPO PARA EL ENJAMBRE SÍSMICO DEL 2005.....	16
FIGURA 1.11 SISMICIDAD Y MECANISMOS FOCALES PARA LA REGIÓN DE MANTA AÑO 2005.....	17
FIGURA 1.12 TASA DE SISMICIDAD Y DESPLAZAMIENTO GPS EN ESTACIÓN (SÍSMICA Y GPS) ISPT (ISLA DE LA PLATA) DURANTE EL SISMO LENTO.....	18
FIGURA 1.13 UBICACIÓN DE LAS ESTACIONES SÍSMICAS BANDA ANCHA (BB), GPS CONTINUO (CGPS) Y GPS DE CAMPAÑA (SGPS) QUE SE UTILIZARON EN EL ESTUDIO DEL SISMO LENTO DEL AÑO 2010.....	19
FIGURA 1.14 A) CAMPO DE VELOCIDADES CON RESPECTO A SUDAMÉRICA ESTABLE.....	22
FIGURA 1.15 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL ACOPLAMIENTO INTERSÍSMICO A LO LARGO DEL ECUADOR.....	23
FIGURA 1.16 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL ACOPLAMIENTO INTERSÍSMICO A LO LARGO DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN EN LA PARTE CENTRAL DE ECUADOR.....	25
FIGURA 1.17 SERIE DE TIEMPO DE LAS ESTACIONES GPS ISPT, CHIS, PTEC.....	26
FIGURA 1.18 MODELO DE ACOPLAMIENTO CON UN RADIO DE 13 KM Y SLIP MÁXIMO DE ~10 CM.....	27
FIGURA 1.19 EVENTO DE DESLIZAMIENTO LENTO (SSE) 2010 EN LA ISLA DE LA PLATA.....	28
FIGURA 2.2 ESQUEMA DEL MÉTODO DIFERENCIAL: DOBLES DIFERENCIAS.....	32
FIGURA 2.3 TRANSFORMACIÓN ENTRE SISTEMAS TRIDIMENSIONALES.....	33
FIGURA 2.4 LOCALIZACIÓN DE LAS ESTACIONES GPS CONTINUAS (CGPS) Y DE CAMPAÑA (SGPS) EN ECUADOR.....	35
FIGURA 2.5 UBICACIÓN DE ESTACIONES GPS DE CAMPAÑA EN LA REGIÓN DE MANTA, UTILIZADAS PARA EL ESTUDIO DEL ENJAMBRE SÍSMICO DEL 2005.....	36
FIGURA 2.6 EJEMPLOS DE SERIES DE TIEMPO DE LA COMPONENTE NORTE DE LA ESTACIÓN PERMANENTE ESMERALDAS (ESMR) Y ESTACIÓN DE CAMPAÑA SANTA ANA (STAA).....	37
FIGURA 2.7 SERIE TEMPORAL DE LA ESTACIÓN CONTINUA ISPT COMPONENTE ESTE, EN DONDE SE OBSERVAN LOS DESPLAZAMIENTOS ($\Delta 1, \Delta 2$).....	39
FIGURA 2.8 SERIE TEMPORAL DE LA ESTACIÓN MS01 COMPONENTE ESTE.....	39
FIGURA 2.9 CÁLCULO DE LA VELOCIDAD INTERSÍSMICA DE LA SERIE TEMPORAL GPS, ESTACIÓN MS01 COMPONENTE ESTE SIN RETIRAR EL EFECTO DEL DESPLAZAMIENTO.....	41
FIGURA 2.10 CÁLCULO DE LA VELOCIDAD INTERSÍSMICA DE LA SERIE DE TIEMPO GPS, ESTACIÓN MS01 COMPONENTE ESTE RETIRADO EL EFECTO DEL DESPLAZAMIENTO.....	41
FIGURA 2.11 REPRESENTACIÓN DEL VECTOR DE BURGERS (COLOR ROJO) PARA DOS TIPOS DE DISLOCACIONES.....	43
FIGURA 2.12 GEOMETRÍA DE LOS DIFERENTES TIPOS DE FUENTE RECTANGULAR FINITA, CUYO CAMPO DE DEFORMACIÓN INTERNA SE DEDUCE DE LAS SOLUCIONES A LA ECUACIÓN DE DESPLAZAMIENTO ESTÁTICO EN EL TIEMPO.....	44

FIGURA 2.13 DIVISIÓN DE LA GEOMETRÍA DEL PLANO DE FALLA EN SUBFALLAS PARA LA REGIÓN MANTA-ISLA DE LA PLATA.....	44
FIGURA 2.14 CURVA L PARA EL AJUSTE DE LOS DATOS.	46
FIGURA 3.1 COMPONENTE NORTE DE LA SERIE DE TIEMPO DE LA ESTACIÓN DE CAMPAÑA MANT.....	49
FIGURA 3.2 DESPLAZAMIENTOS OBTENIDOS A PARTIR DE LAS MEDIDAS DE CAMPAÑA GPS (1994.0 - 2015.1).	51
FIGURA 3.3 MODELO DE DISLOCACIÓN ELÁSTICO PARA EL ENJAMBRE SÍSMICO DE MANTA 2005.....	53
FIGURA 3.4 MAPA DE DESLIZAMIENTO PARA EL ENJAMBRE SÍSMICO DE MANTA 2005 (MODELO CON SUAVIDAD INTERMEDIA), OBTENIDO CON UN VALOR DE SMOOTHING DE 5000 Y DAMPING DE 10 EN LA INVERSIÓN. ...	55
FIGURA 3.5 MAPA DE DESLIZAMIENTO PARA EL ENJAMBRE SÍSMICO DE MANTA 2005 (MODELO MUY SUAVE), OBTENIDO CON UN SMOOTHING DE 30000 Y DAMPING DE 10 EN LA INVERSIÓN.	56
FIGURA 3.6 MAPA DE DESLIZAMIENTO PARA EL ENJAMBRE SÍSMICO DE MANTA 2005 (MODELO RUGOSO), OBTENIDO CON UN SMOOTHING DE 100 Y DAMPING DE 10 EN LA INVERSIÓN.	57
FIGURA 3.7 RELACIÓN ENTRE EL SUAVIZADO (SMOOTHING) Y EL CHI2 (X^2) PARA LAS DIFERENTES SOLUCIONES DE LA INVERSIÓN. LA ESTRELLA ROJA REPRESENTA LA SOLUCIÓN DE LA INVERSIÓN CON PARÁMETROS INTERMEDIOS.....	57
FIGURA 3.8 CAMPO DE VELOCIDADES PARA LA ZONA MANTA - ISLA DE LA PLATA CONSIDERANDO EL EFECTO DEL SSE DEL 2005.....	58
FIGURA 3.9 CAMPO DE VELOCIDADES PARA LA ZONA DE MANTA - ISLA DE LA PLATA RETIRANDO EL EFECTO DEL SSE DEL 2005.....	59

INDICE DE TABLAS

TABLA 1.1 PRINCIPALES SISMOS DEL SEGMENTO CENTRO-SUR DE ECUADOR.....	13
TABLA 3.1 DESPLAZAMIENTOS CALCULADOS PARA LAS ESTACIONES DE CAMPAÑA EN LA ZONA DE MANTA	47

RESUMEN

La zona central de la subducción de Ecuador, específicamente la región Manta - Isla de la Plata, está caracterizada por frecuentes enjambres sísmicos que han ocurrido en los años 1977, 1996, 1998, 2002, 2005, 2010, y 2013. Los resultados del modelamiento del desplazamiento observado en la serie de tiempo de la estación permanente GPS en la Isla de la Plata, asociado al enjambre sísmico del 2010, mostró la presencia de un evento de deslizamiento lento o “sismo lento” (SSE), localizado bajo la Isla de la Plata, que liberó una magnitud equivalente entre 6.2 a 6.3 (Mw). De todos estos enjambres sísmicos, el del año 2005 fue el que más energía sísmica liberó.

El objetivo de este estudio es llegar a determinar si el enjambre sísmico del año 2005 produjo un sismo lento. Utilizando medidas de campaña GPS en un período de 20 años (1994 a 2014) se desarrolló una metodología para cuantificar los desplazamientos en las series de tiempo GPS antes y después del enjambre sísmico del año 2005. Este cálculo permitió encontrar desplazamientos superficiales de algunos centímetros (hasta ~20 cm) en las medidas de campaña realizadas en la costa.

Aplicando un modelo de dislocación (Okada, 1985) en un semi-espacio infinito, se modelaron los desplazamientos calculados. El resultado muestra un deslizamiento o slip promedio de 512.1mm, a lo largo de la interface, que produjo una liberación de momento promedio de 9.57×10^{19} Nm., que equivale a una magnitud Mw entre 7.2 a 7.3. Holkamp (2010), estimó que la liberación de momento para el enjambre sísmico del 2005, basado en el análisis de la sismicidad, fue de 1.00×10^{19} Nm., que equivale a una magnitud Mw de 6.6. Esta magnitud de 6.6 solo representa el 10% del momento total liberado de manera sísmica, mientras que el 90% del momento total fue liberado de manera asísmica. Estos resultados demuestran la existencia de un sismo lento.

Los resultados también indican que la distribución espacial del deslizamiento sucedió en las cercanías de la Isla de la Plata como centro, que se superpone muy bien a la zona de fuerte acoplamiento intersísmico superficial distribuido en profundidad en el contacto interplaca. Estas evidencias muestran que toda la zona acoplada fue rota por un proceso mixto (sísmico / asísmico) durante el enjambre sísmico y el sismo lento del 2005.

ABSTRACT

In the central area of the Ecuadorian subduction zone, specifically Manta – Isla de la Plata, is a region characterized by frequent seismic swarms that occurred in 1977, 1996, 1998, 2002, 2005, 2010, and 2013. The modeling results of displacement observed in the time series of a GPS permanent station at Isla de la Plata, shows a slow slip event (Slow slip event: SSE) synchronous to the 2010 seismic swarm, located below Isla de la Plata, which released an equivalent moment M_w between 6.2 – 6.3 during the SSE. Among the seismic swarms detected so far, the 2005 crisis was the most energetic, with a total moment equivalent to an earthquake with a magnitude M_w 6.6. However, whether an SSE occurred in 2005 remains unknown.

The objective of this study is to search for such an SSE associated with the 2005 seismic swarm. Using GPS survey measurements over a period of 20 years (1994-2014), we develop a methodology for calculating displacements before and after the 2005 seismic swarm. Ground displacements calculated from survey GPS campaigns on the coast provides displacements of up to ~20 centimeters.

Applying an elastic dislocation model (Okada 1985) in an infinite half-space, the calculated displacements were modeled. Our results show an average slip of 512.1mm along the interface, which produced a moment release of 9.57×10^{19} Nm, equivalent to a magnitude M_w between 7.2 – 7.3. In 2010, Holkamp estimated a seismic released moment of 1.00×10^{19} Nm., equivalent to a magnitude moment M_w 6.6. This magnitude only represents 10% of the total seismic moment released through earthquakes and 90% is aseismically release. These results demonstrate the existence of a slow slip event.

The results also indicate that the slip's spacial distribution occurred immediately near to the Isla de la Plata, which overlaps very well to a highly couple shallow interseismic patch distributed in the interplate contact. We see sufficient evidence to suggest that the whole patch was broken by a mixed seismic/aseismic process during the 2005 slow slip event.

CAPÍTULO 1

1.1 INTRODUCCION

La mayor liberación de energía sísmica a nivel mundial ocurre en las zonas de subducción, específicamente en la interface entre la placa que subduce y la placa superior a una profundidad menor a 60 km (Scholz, 1990). Esta liberación de energía debida a la acumulación de los esfuerzos por el bloqueo de las dos placas (oceánica y continental), provoca la ocurrencia de sismos de gran magnitud, y asociados a ellos se pueden generar tsunamis, constituyéndose en una de las principales fuentes de amenaza para las poblaciones costeras en el planeta. Estos terremotos forman parte de un proceso llamado el ciclo sísmico, que obedece a un proceso de deformación cortical en el borde de la placa, cuya recurrencia puede ser en algunos casos de cientos de años.

Un componente muy importante del ciclo sísmico son los enjambres sísmicos (seismic swarms) en las zonas de subducción, que pueden ser definidos como el aumento de la tasa de sismicidad que carece de un claro sismo principal desencadenante (Mogi 1963, Sykes 1970, Colina 1977). Los enjambres sísmicos pueden tener una diversidad de orígenes y ocurrir en entornos diferentes, y su interés por estudiarlos radica en que pueden proporcionar información sobre procesos como el deslizamiento asísmico de una falla (ejm: Lohman y McGuire 2007, Ozawa et al., 2007, Wolfw et al., 2007) o el movimiento de fluidos o volátiles (Ejm: Braucer et al., 2003; Holtkam et al., 2011).

Episodios de deslizamiento (slip) asísmico en una falla que ocurren mucho más lentos (días, meses) que los terremotos, han sido documentados con datos continuos de GPS situados en varios márgenes de subducción en la costa del Pacífico como en Estados Unidos (Dragert et al., 2001; Lowry et al., 2001; Miller et al., 2002;

Kostoglodov et al., 2003; Larson et al., 2004; Wallace et al., 2006;), o en las zonas de subducción de Japón (Hirose et al., 1999; Ozawa et al., 2002; Sagiya, 2004), o Nueva Zelanda (Beavan et al., 2003; Douglas et al., 2005), a los que se les ha denominado eventos de deslizamiento lento (Slow slip event: SSE) o sismos lentos, que hasta el momento no son muy bien entendidos. Estos eventos pueden desencadenar otros tipos de deformación, tal como los enjambres sísmicos que pueden ser una contribución significativa a la liberación del momento sísmico. Cuantificar el tamaño, la ubicación y la frecuencia de los SSE es una tarea muy importante en la caracterización del peligro sísmico para las zonas de subducción (Wallace et al., 2006).

Ecuador está en la zona en la cual la placa Nazca subduce a la placa Sudamericana a una velocidad entre 60 - 70 mm/a (Kendrick et al., 2003, Nocquet et al., 2009). Debido a esta rápida convergencia, Ecuador ha experimentado cuatro mega terremotos (mega terremotos: terremotos que superan un Mw de 7.7, megathrust) durante el siglo XX (Kelleher, 1972; Kanamori y McNally, 1982; Mendoza y Dewey, 1984; Beck y Ruff 1984; Swenson y Beck, 1996). Desde el centro de Ecuador al sur de Colombia los datos del modelamiento de GPS muestran un fuerte acoplamiento intersísmico (Nocquet et al., 2014) que se correlaciona con las áreas de ruptura de los terremotos (Chlieh et al., 2014) de 1942, 1958 y 1979 a lo largo de la zona de ruptura del gran terremoto de 1906 (Mw 8.8). Por el contrario desde el centro de Ecuador hasta el norte de Perú ($\sim 0.5^\circ$ a 10° S) se observa que el acoplamiento intersísmico es leve (despreciable), que se correlaciona con una zona donde han ocurrido sismos pero de magnitud mucho más baja que los de la zona norte de Ecuador, así conocido como un gap sísmico. (Swenson & Beck 1996; Nocquet et al., 2014).

En el caso del Ecuador, las deformaciones relacionadas con la subducción son complejas, ya que incluyen la presencia de la Cordillera asísmica de Carnegie, relacionada con el punto caliente de los Galápagos, que está sobre la placa Nazca por el oeste (se extiende entre los 0° hasta aproximadamente 2.5° S). Esta estructura

puede producir suficiente heterogeneidad en la interfaz de la placa, que podría evitar la propagación de grandes terremotos en la región (Holtkamp et al., 2011).

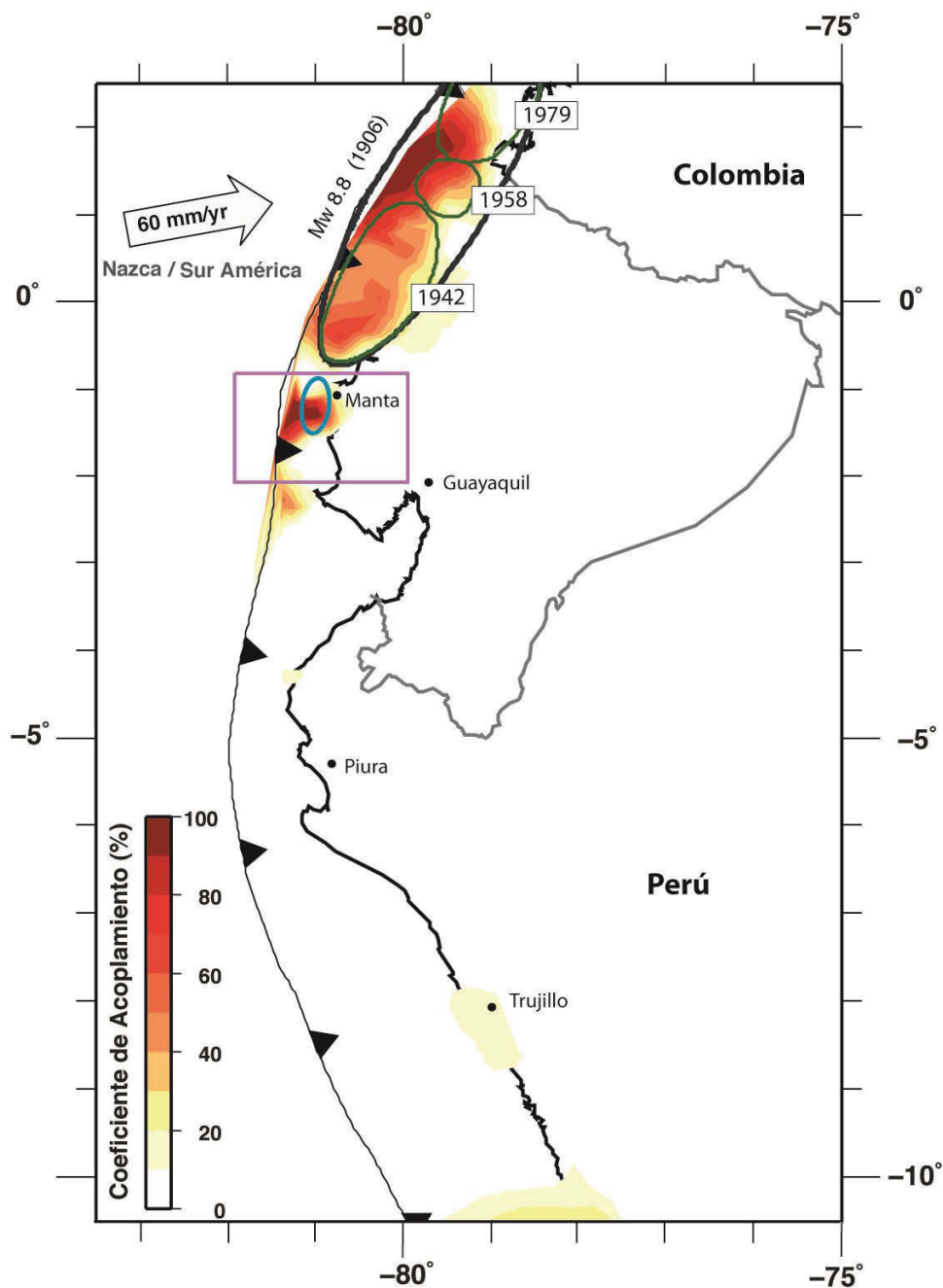


Figura 1.1: Mapa de la distribución espacial del acoplamiento intersísmico y mega terremotos. Cuadro Lila representa la zona de estudio. Elipse azul representa la distribución de los enjambres sísmicos en la zona de estudio. Elipses verdes y negra muestran las áreas de ruptura de los terremotos desde el año 1906. (Modificado de Nocquet et al., 2014)

En la región Manta - Isla de la Plata (Provincia de Manabí), específicamente bajo la Isla de la Plata se observa un parche (patch) de fuerte acoplamiento intersísmico superficial (parte menos profunda de la interfaz) en un área de 50 km x 50 km (Vallée et al., 2013; Nocquet et al., 2014; Chlieh et al., 2014) que está acorde con la abundante y repetida sismicidad en espacio y tiempo (enjambres sísmicos). En la zona de la Isla de la Plata se produjo un evento de deslizamiento lento con una duración de 6 días en el año 2010, cuya magnitud de momento equivalente fue de 6.2 – 6.3 (Vallée et al., 2013; Chlieh et al., 2014). En el año 2013, se produjo un evento de similares características al del año 2010 (Segovia en prep.), que sugiere la existencia de un deslizamiento asísmico en la zona.

Esta misma región (Manta – Isla de la Plata) está caracterizada por frecuentes enjambres sísmicos que han tenido una duración de un mes en 1998 y 2002 respectivamente, y de tres meses en 2005. Esta investigación se enfoca en analizar de forma mas completa el enjambre sísmico del año 2005, debido a que en este período ocurrió la mayor liberación de energía de todos los enjambres, y es el primer evento que ocurrió después de la instalación de una red geodésica de campaña en la zona.

En el enjambre sísmico del 2005, la sismicidad muestra una clara alineación paralela a la fosa, donde la suma total del momento equivalente fue de un terremoto con Mw 6.6 (Holtkamp et al., 2011). Siendo la Isla de la Plata uno de los sitios más cercano a la fosa de subducción (35km), con un acoplamiento intersísmico localmente fuerte, y una alta tasa de sismicidad, resulta ser una zona de gran interés para mejorar los modelos de acoplamiento intersísmico y sus relaciones espaciales con los eventos de deslizamiento lento. Para esto se utilizará los resultados de estudios previos de sismo-tectónica (análisis espacio-temporal) de la zona (Holtkamp et al., 2011; Vaca 2007, Segovia 2009), y aplicando técnicas geodésicas en base de medidas de campaña para un período de 20 años (1994 a 2014), se pretende aportar nueva información para entender de mejor manera cómo funciona el ciclo sísmico en la región central de Ecuador.

1.2 CICLO SÍSMICO DE UNA ZONA DE SUBDUCCIÓN

Asumiendo un comportamiento elástico de la corteza continental (Savage, 1983; Okada, 1985), el proceso de carga y liberación de energía sísmica en un borde de subducción es comúnmente llamado el ciclo sísmico (Tichelaar y Ruff, 1991). Este proceso produce una deformación superficial que puede ser medida y relacionada con el estado de esfuerzos presentes en las zonas donde se originan los sismos (Thatcher, 1984).

El ciclo sísmico puede durar unos cientos de años y consta de dos etapas principales: el *período intersísmico* (fig. 1.2:a) comprende la duración del ~90% del ciclo sísmico, consiste en la acumulación continua de deformación elástica en torno a una falla bloqueada (zona sismogénica), y el *período cosísmico* (fig. 1.2:b) consiste en la liberación súbita de la deformación elástica acumulada en la zona bloqueada entre las placas (Ruegg, 1994; Cortés, 2012). Además de estos dos períodos, se definen dos etapas secundarias: el período *presísmico* que ocurre inmediatamente antes de la ruptura y está asociado con pequeños terremotos u otros posibles efectos precursoros. Y un período *postsísmico* inmediatamente después de la ruptura durante un terremoto, caracterizado por réplicas del evento principal, generándose procesos de relajación inelásticos o viscosos, que proporcionan el reajuste entre las placas en un período hasta de varios años antes de que la falla ingrese nuevamente a un período intersísmico (Ruegg, 1994; Cortés, 2012).

Con el descubrimiento de los sismos lentos (o deslizamiento asísmico), se ha obligado a replantear el concepto tradicional del ciclo sísmico (Franco, 2006). Actualmente, los eventos asísmicos revelan que el período intersísmico no sólo consiste en una acumulación constante de deformación que termina con una súbita relajación (período cosísmico) de la deformación acumulada, sino que también incluye períodos de relajación asísmica. (fig. 1.2: d). Este hecho, dependiendo la zona en la cual se lleva a cabo el deslizamiento, puede significar un aumento en los períodos de recurrencia de sismos característicos o ser un detonante para los mismos (Iglesias et al., 2004; Cortés, 2012).

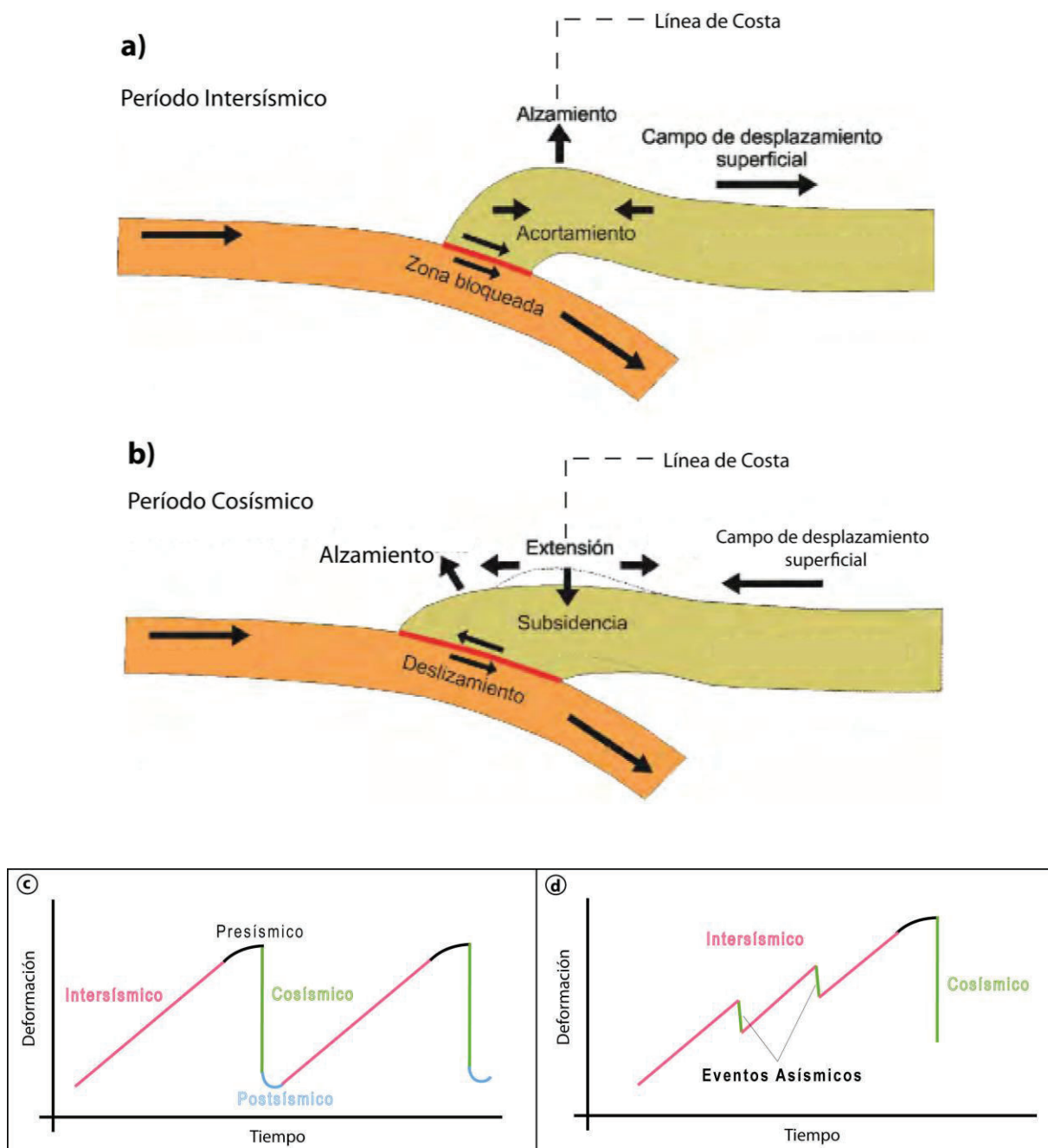


Figura 1.2 Representación del Ciclo Sísmico. **a)** Período Intersísmico del Ciclo sísmico **b)** Período Cosísmico del Ciclo sísmico. (Modificado de Cortéz, 2012). **c)** Curva de acumulación de deformación (strain) durante las distintas etapas del ciclo sísmico, en la que se ha asumido que la etapa intersísmica es un periodo constante de acumulación de deformación. **d)** Curva de acumulación de deformación donde actúan los deslizamientos asísmicos. (Modificado de Franco, 2006)

En base a la estimación de la tasa de acumulación de deformación, se puede determinar el grado de acoplamiento o contacto principal entre las placas (ver fig. 1.1). El acoplamiento describe la fricción entre las placas que se encuentran en subducción, cuando el nivel de acoplamiento es alto (fuerte) las dos placas se encuentran adheridas y no hay movimiento entre ellas, pero cuando el nivel de acoplamiento es bajo (débil) hay un deslizamiento lento pero continuo (creeping) de la placa que se subduce con la placa superior (Schwartz et al., 2007).

Los terremotos de magnitud $M_w > 7.5$ implican por lo general, la ruptura de casi la totalidad de la zona acoplada entre las placas. Por lo tanto, el hecho de que un terremoto alcance una magnitud aún mayor, estará controlado por la longitud del segmento sísmico involucrado (Loveless et al., 2010; Cortés, 2012). Para comprender los factores que determinan la longitud de un segmento sísmico, se debe tener en cuenta el modelo de asperezas y/o barreras (Das y Aki, 1977; Lay y Kanamori, 1981; Scholz, 2002). Según este modelo, una aspereza es una región donde ocurre una gran cantidad de desplazamiento cosísmico. Una barrera corresponde a una región en que el desplazamiento cosísmico tiende a 0, y por lo tanto representa la terminación de la ruptura. En consecuencia, un segmento sísmico puede ser definido como una gran aspereza, o bien, como un conjunto de pequeñas asperezas (fig. 1.3). En este último caso, las asperezas pueden romperse todas al mismo tiempo o alternativamente, en tiempos distintos (Kanamori y McNally, 1982; Comte et al., 1986; Beck y Ruff, 1989; Kodaira et al., 2006; Kaneto et al., 2011, Cortés, 2012).

Por lo que el área de ruptura máxima que puede generarse como consecuencia de un terremoto estará delimitada por el área que rodea a todas las asperezas, sin embargo, un segmento sísmico puede ser delimitado por barreras que impiden la propagación de la ruptura a lo largo de toda la zona de subducción (Loveless et al., 2010).

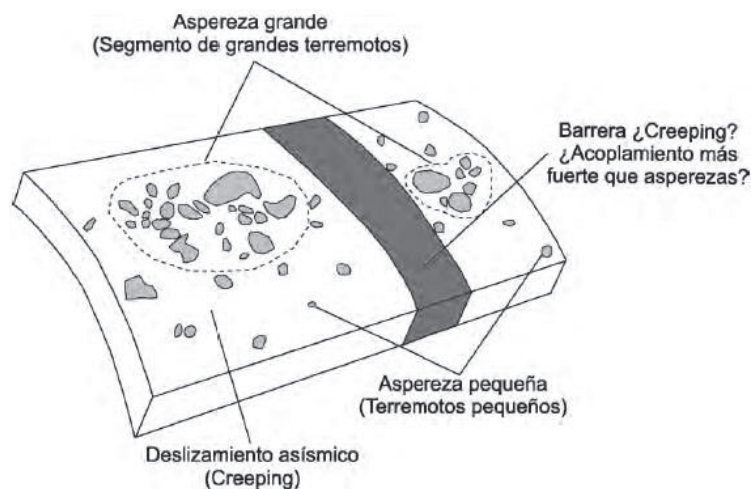


Figura 1.3 Asperizas y Barreras en una zona sismogénica interplaca. (Tomado de Cortés, 2012)

En Ecuador, la variación en el modo de ruptura del segmento centro-norte (terremoto de 1906) es un claro ejemplo que permite introducir el concepto de modelo de asperidad, que describe algunas de las complejidades sucesivas en el modo de ruptura de un segmento de subducción (Kanamory and Mc Nally, 1982; Lay et al., 1989; Thatcher, 1990; Chlieh et al., 2014). Chlieh et al (2014), muestra la presencia de 3 asperidades a lo largo de la subducción de Ecuador: la primera asperidad se encuentra en la región de Santa Elena-Isla de la Plata, la segunda en la región Bahía de Caráquez-Atacames y la tercera en la región Esmeraldas-Manglares. Bajo la Isla de la Plata, se observa la presencia de una asperidad circular aislada de 50km de diámetro, que se encuentra bajo la margen continental a menos de 15 km de profundidad de la interfaz (fig. 1.4), la presencia de esta asperidad es enigmática ya que no corresponde a ningún evento histórico de larga ruptura sísmica (Chlieh et al., 2014).

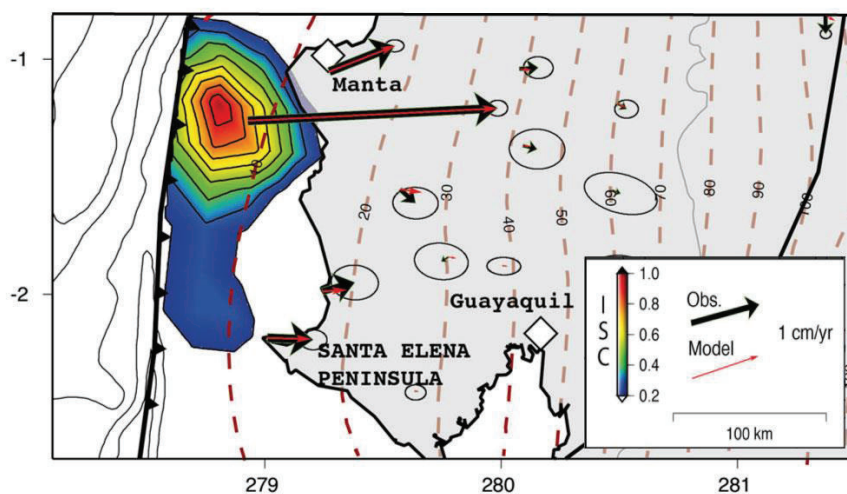


Figura 1.4 Distribución de una asperidad bajo la Isla de la Plata. El parche de color rojo y amarillo indica la asperidad bloqueada fuertemente y el parche azul-blanco indica regiones con fuerte creeping. (Modificado de Chlieh et al., 2014)

Por otro lado, la zona sismogénica es la parte de la interfaz de la placas que se encuentran en subducción, capaz de generar largos ($M_w > 7$) y grandes ($M_w > 8$) terremotos, sus límites están definidos por las profundidades de la transición superior hacia la fosa o somera (uplip) e inferior o profunda (downdip) (Scholz, 1989; Pacheco et al., 1993, Dixon T., 2007). Los límites de la zona sismogénica son variables y dependen principalmente de los rasgos topográficos y cambios en la geometría de la subducción (Pacheco et al., 1993; Segovia, 2001).

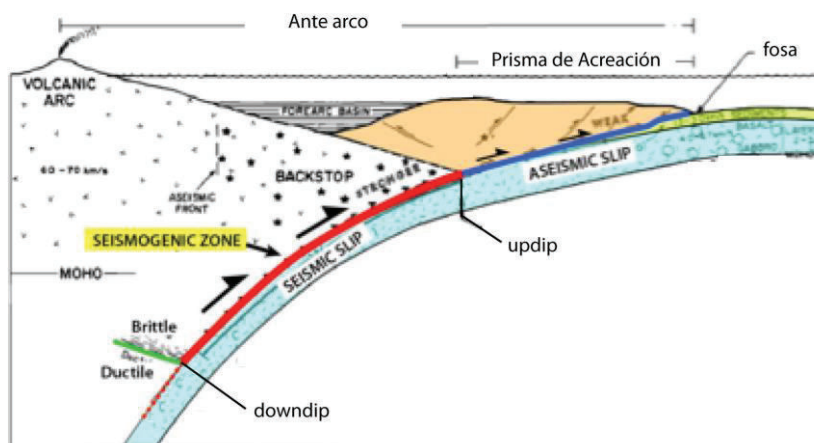


Figura 1.5 Representación de la zona sismogénica en una falla de subducción. (Modificado de Byrne et al., 1988)

1.3 SISMICIDAD HISTORICA EN EL ECUADOR

La zona de subducción Ecuador-Colombia ha experimentado cinco grandes terremotos durante el siglo XX (Beck y Ruff 1984; Mendoza y Dewey, 1984; Kanamori y McNally, 1982; Swenson y Beck, 1996). Desde el centro de Ecuador al sur de Colombia ocurrieron grandes terremotos en 1942 (Mw 7.8), 1958 (Mw 7.7), 1979 (Mw 8.2) y 1998 (Mw 7.1). Estos eventos se generaron a lo largo de aproximadamente 500 km de longitud, correspondiente a la zona de ruptura del mega-terremoto de 1906 (Fig. 1.6). Por el contrario desde el centro de Ecuador hacia el norte de Perú (0.5 ° a 10° S) se observa un gap sísmico considerable (Swenson & Beck, 1996; Nocquet et al., 2014). Esta sección de la margen acomoda una larga curvatura convexa en la fosa (Holtkamp et al., 2011). En esta región se han registrado los terremotos de 1960 (Mw 7.6) y 1996 (Mw 7.5) en el norte de Perú (zona de Trujillo y Piura) que fueron categorizados como “tsunami earthquakes”, es decir, que generaron tsunamis con una amplitud mayor a la esperada para esa magnitud. (Pelayo & Wiens et al., 1990; Ihmlé & Gomez et al., 1998; Nocquet et al., 2014).

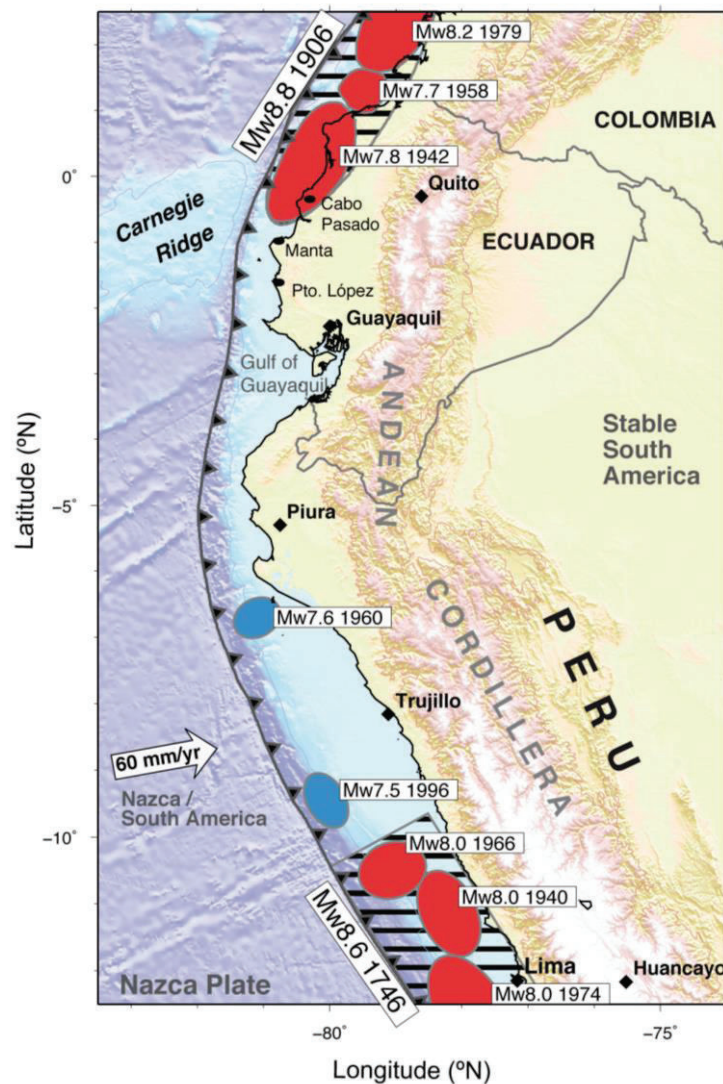


Figura 1.6 Principales áreas de ruptura de los terremotos de subducción de Colombia-Ecuador y Perú. Elipses rojas muestran terremotos con $M_w \geq 7.7$ desde 1900. Elipses azules muestran los terremotos que generaron tsunamis. Elipses sombreadas indican las áreas aproximadas de ruptura de los terremotos $M_w \geq 8.5$ (Modificado de Nocquet et al., 2014).

1.4 SISMICIDAD EN EL SEGMENTO CENTRO - SUR DE ECUADOR

Los grandes terremotos de subducción ocurrieron en el segmento centro-norte de la costa Ecuatoriana, por el contrario en el segmento centro-sur de Ecuador ($0.5^{\circ}\text{S} - 2.5^{\circ}\text{S}$) no se observa una actividad histórica comparable, sin embargo en este mismo

segmento, en base al catálogo de Holtkamp (2011) y catálogo homogéneo para Ecuador de Beauval (2013) se observa que se ha producido una abundante y repetida sismicidad en espacio y tiempo principalmente tipo enjambres sísmicos (seismic swarms) (Holtkamp et al., 2011).

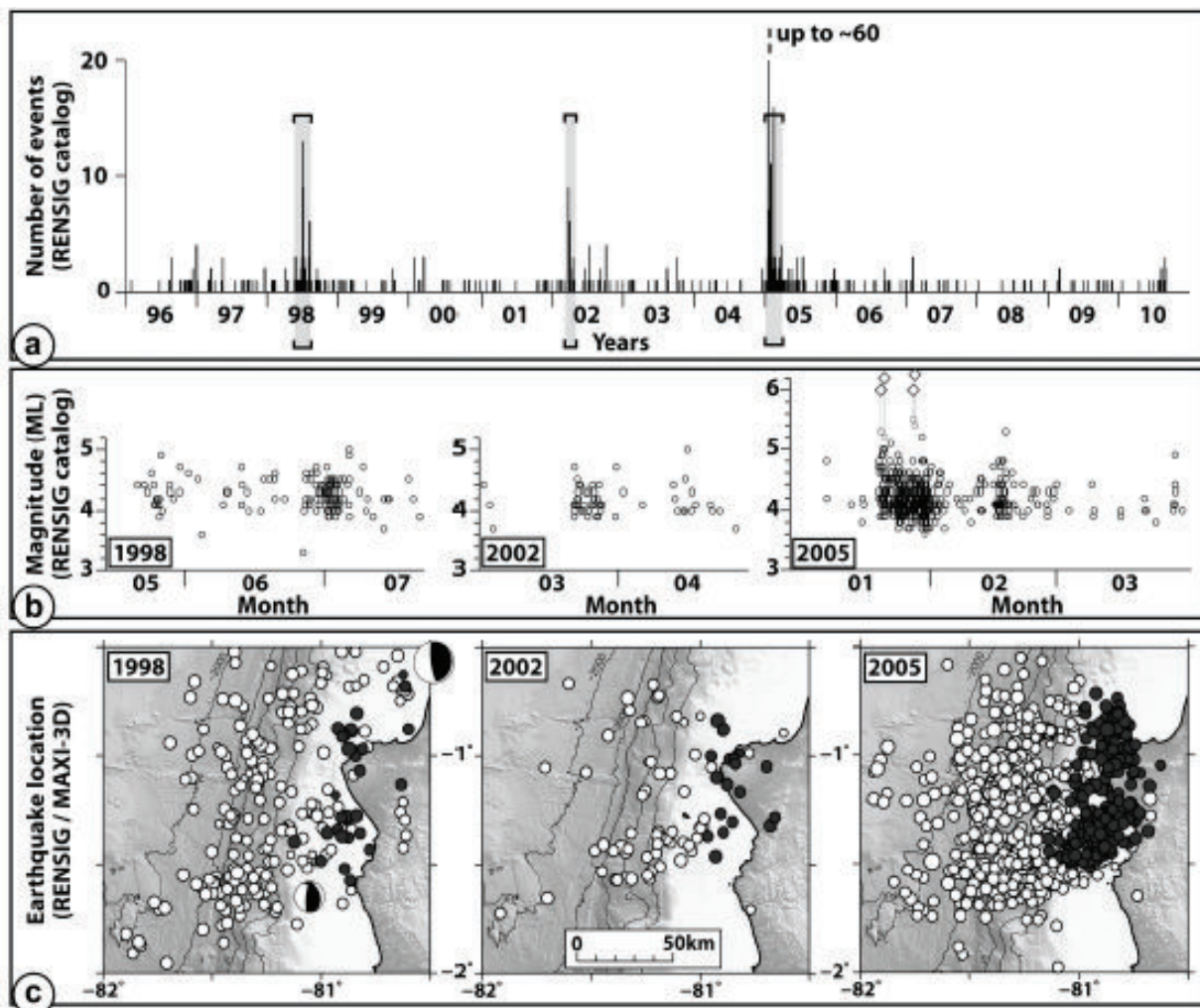


Figura 1.7 Sismicidad característica de la región de Manta-Isla de la Plata. a) Histograma de sismicidad (Catálogo Rensig) desde 1996 a 2010. b) Magnitud de los sismos vs tiempo para los tres principales periodos de actividad. ML es representado por círculos, y Mw por diamantes. c) Localización epicentral de la sismicidad presentada en figura 1.4 b) con círculos blancos (RENSIG) y re-localizados con un modelo 3D representado por círculos negros (Catálogo MAXI-3D). Los mecanismos focales con magnitud ~5.5 son de la Global CMT. (Tomado de Vallé, et al. 2013)

Los enjambres sísmicos presentan una actividad sísmica peculiar, en algunos casos referidos como tremores no volcánicos (NVTs) (Rogers and Dragert, 2003), que corresponden a una sucesión de eventos sísmicos que difieren de los clásicos sismos debido a su gran cantidad y que pueden ocurrir durante largos períodos de tiempo en ausencia del sismo principal, y pueden terminar abruptamente (Holtkamp et al., 2011; Vallée et al., 2013).

Año	Latitud	Longitud	Profundidad (Km)	Magnitud	Catálogo para la Magnitud
1901	-2.0	-82.0	0*	7.2 (Mw)	Centennial
1933	-2.044	-81.099	35	6.9 (Uk)	Centennial
1933	-1.75	-80.75	35	6.2 (Ms)	ISC
1956	-0.825	-80.283	35	6.9 (Ms)	Centennial
1981	-1.963	-80.911	11	6.4 (Mw)	GCMT
1990	-0.133	-80.23	14	6.2 (Mw)	GCMT
1996	-1.963	-81.051	12	6.3 (Mw)	GCMT
1998	-0.495	-80.663	34.6	7.1 (Mw)	GCMT
2000	-0.227	-80.613	11.3	6.4 (Mw)	GCMT

Tabla 1.1 Principales sismos del segmento centro-sur de Ecuador. (Tomado de Beauval et al., 2013).
*No está constreñida la profundidad.

Cerca de la ciudad de Manta, en la costa y parte sur de Manabí, se produjeron 2 enjambres, el primero ocurrió en 1977 y duró cerca de un mes con una magnitud máxima $M_w = 5.6$; y el segundo se produjo en el 2005 con magnitud de momento superiores a 6,2 (Segovia 2009; Holtkamp et al., 2011, Beauval et al., 2013) y la suma total del momento equivalente, fue de un terremoto con 6.6 M_w (Holtkamp et al., 2011).

Definimos así nuestra zona de estudio (entre 0.5°S y 2.0°S), que incluye la totalidad de la zona de Puerto López y la parte sur de la zona de Bahía de Caráquez, que la denominaremos como la **región de Manta**.

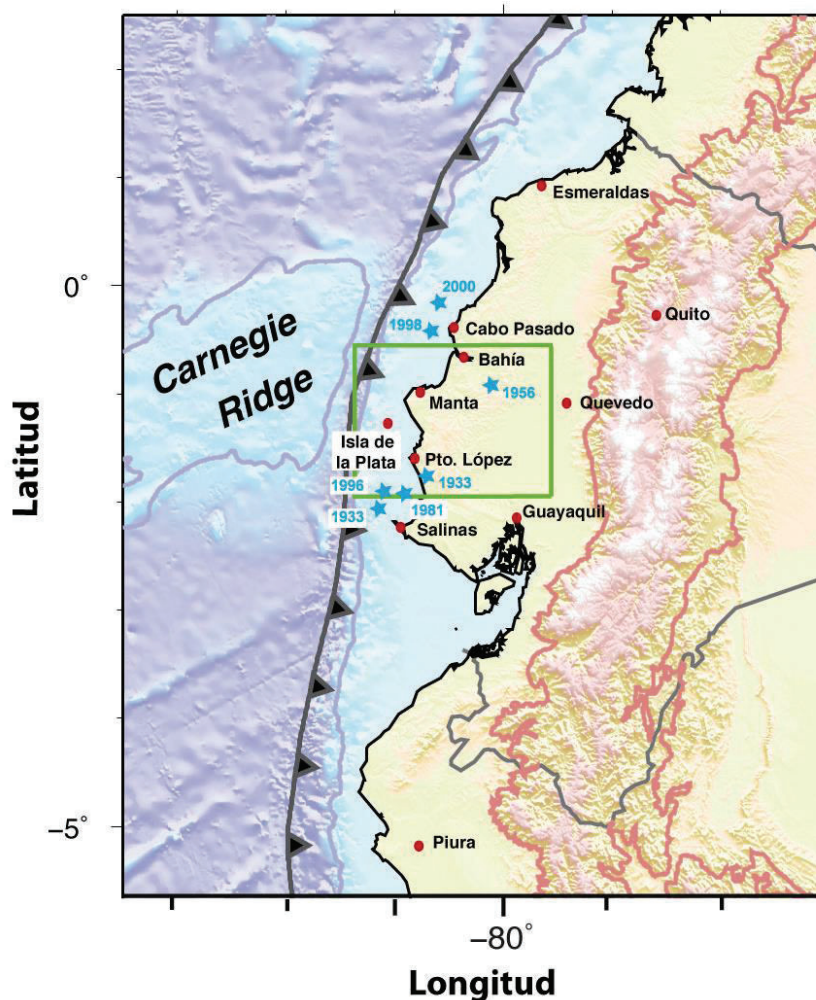


Figura 1.8 Mapa de la región Centro-Sur de Ecuador. Rectángulo verde representa la localización de la zona de Estudio (región de Manta). Estrellas azules representan los sismos de la tabla 1.1. (Modificado de Nocquet et al., 2014).

La sismicidad registrada por el IG-EPN sugiere que hay al menos 3 enjambres sísmicos desde 1990 que son los de 1998 (Segovia, 2001), 2002 y 2005 (Segovia, 2009; Vaca et al., 2009). Sin embargo la mayor energía liberada corresponde a los años 1996, 1998 y 2005 (Fig. 1.7) (sin tomar en cuenta el sismo de Bahía de agosto de 1998, que está en el límite norte de la zona), que coinciden con los criterios propuestos por Holtkamp and Brudzinski (2011). También es notorio que la mayor parte de actividad y de energía liberada corresponde al enjambre sísmico de Manta en 2005 (Fig. 1.9), (Vaca, 2007, Segovia, 2008).

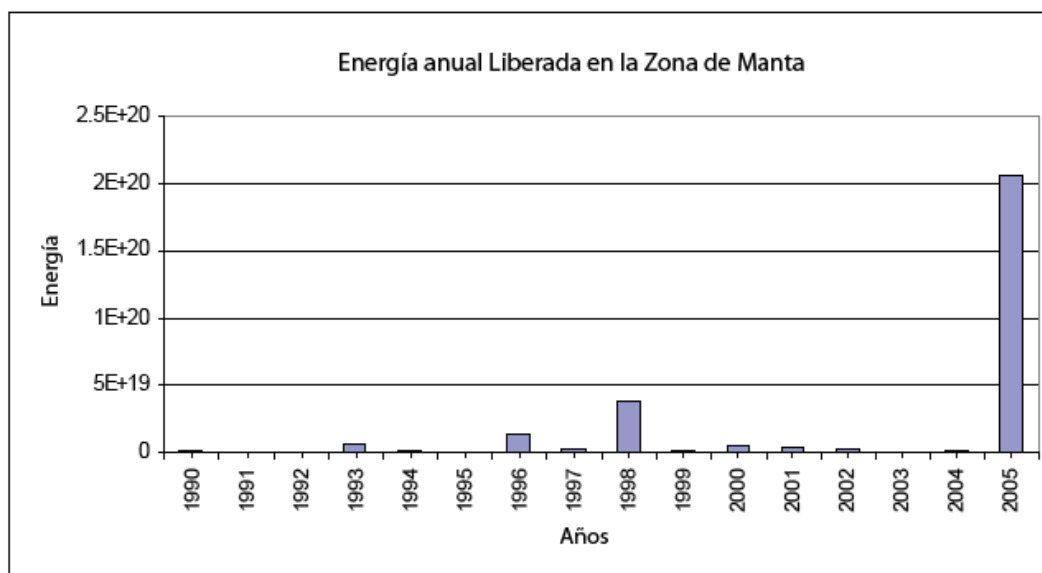


Figura 1.9 Energía anual liberada en la región de Manta desde 1990, según la base de datos del IG-EPN (Modificado de Vaca, 2007).

1.5 ENJAMBRE SISMICO (Seismic swarms: SS) DE MANTA AÑO 2005

Durante el período de enero a mayo de 2005 tuvo lugar una crisis sísmica (ver fig. 1.5:b) entre 0.5°S y 2.5°S de latitud, a lo largo de la región de Manta, según la sismicidad localizada por el IG-EPN (485 eventos con $\text{ML} > 4$); de los cuales, 4 sismos principales tienen una magnitud de momento entre 6 y 6.2 (Vaca et al., 2009). Este enjambre sísmico también fue detectado en la escala mundial, se localizaron 43 sismos por el NEIC (Centro Nacional de información de terremotos) con una magnitud de 4 - 4.5 en enero y febrero del 2005 (Holtkamp and Brudzinski, 2011; 2008; Holtkamp et al., 2011).

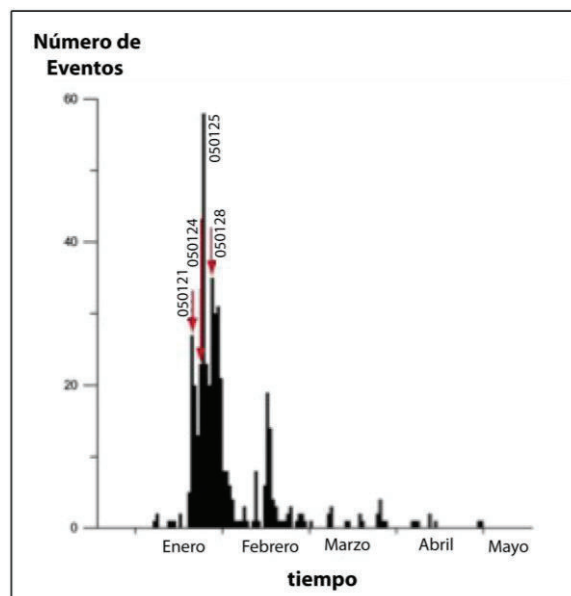


Figura 1.10 Número de sismos vs tiempo para el enjambre sísmico del 2005. (Modificado de Vaca, 2007)

Utilizando los resultados de la relocalización de la sismicidad para el período 2005, (basada en los registros del IG-EPN) usando la técnica de localización MAXI (Font et al., 2013), y con la información de los mecanismos focales publicados por Harvard (Global Centroid Moment Tensor), se observa una intensa actividad agrupada en espacio y tiempo costa afuera de la ciudad de Manta cerca de la Isla de la Plata (fig. 1.9). En el espacio, esta sismicidad se extiende paralela a la fosa, cubriendo un área aproximada de 80 km de longitud por 30 km de ancho, y en profundidad están localizadas en la zona de contacto interplaca hacia la superficie (Vallée et al., 2013). La resolución de los mecanismos focales muestra en su mayoría un claro movimiento inverso (fig. 1.11).

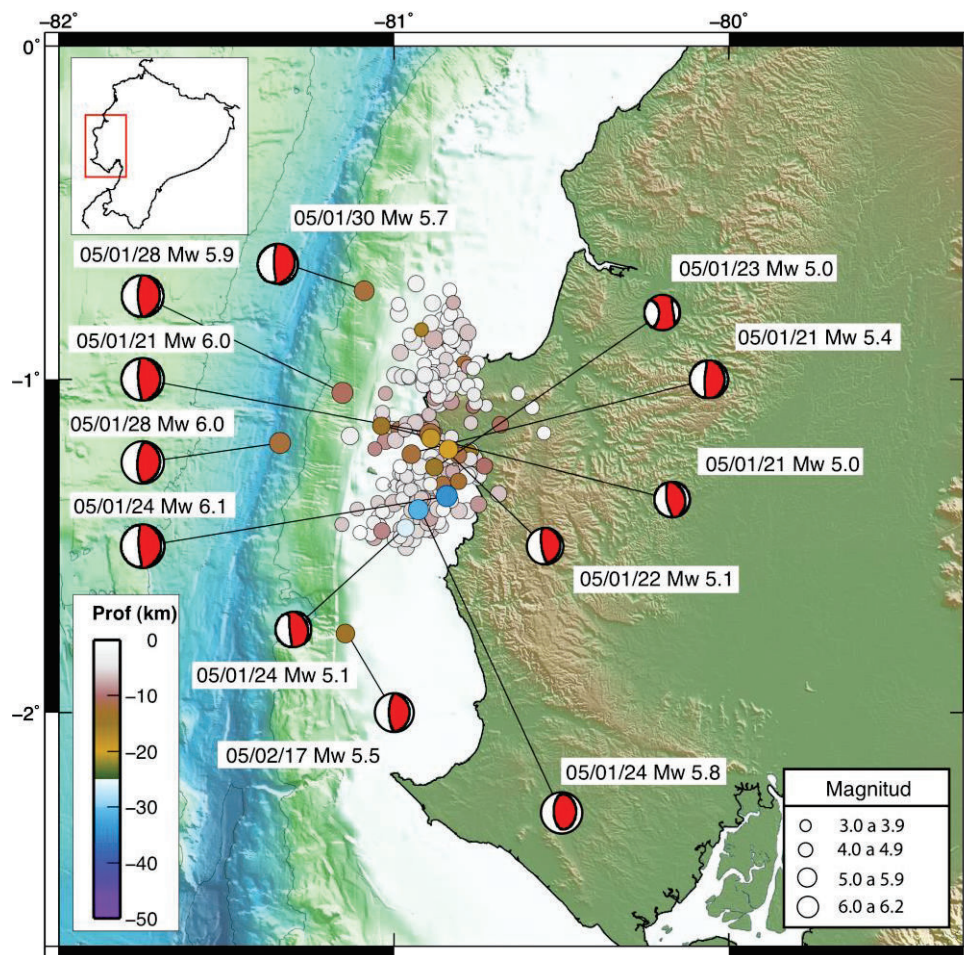


Figura 1.11 Sismicidad y mecanismos focales para la región de Manta año 2005. Localización de la sismicidad fue tomada de Font et al., 2013.

En el año 2010, debajo de la Isla de la Plata, se produjo un sismo lento (SSE) asociado a una fuerte e intensa actividad sísmica local (+650 eventos detectados) distribuida en espacio y tiempo (enjambre sísmico) con una duración de 6 días en Agosto del 2010. El momento sísmico acumulativo de los 650 eventos representan solo el 0,2% del momento del SSE, que acredita un proceso asísmico prevaleciente.

El período de fuerte actividad sísmica (26 – 29 de agosto) se correlaciona muy bien con el período del desplazamiento más rápido observado en la estación GPS ISPT (fig. 1.12). Durante estos 4 días, son visibles los picos de número de eventos que indican las variaciones de la actividad sísmica durante el SSE.

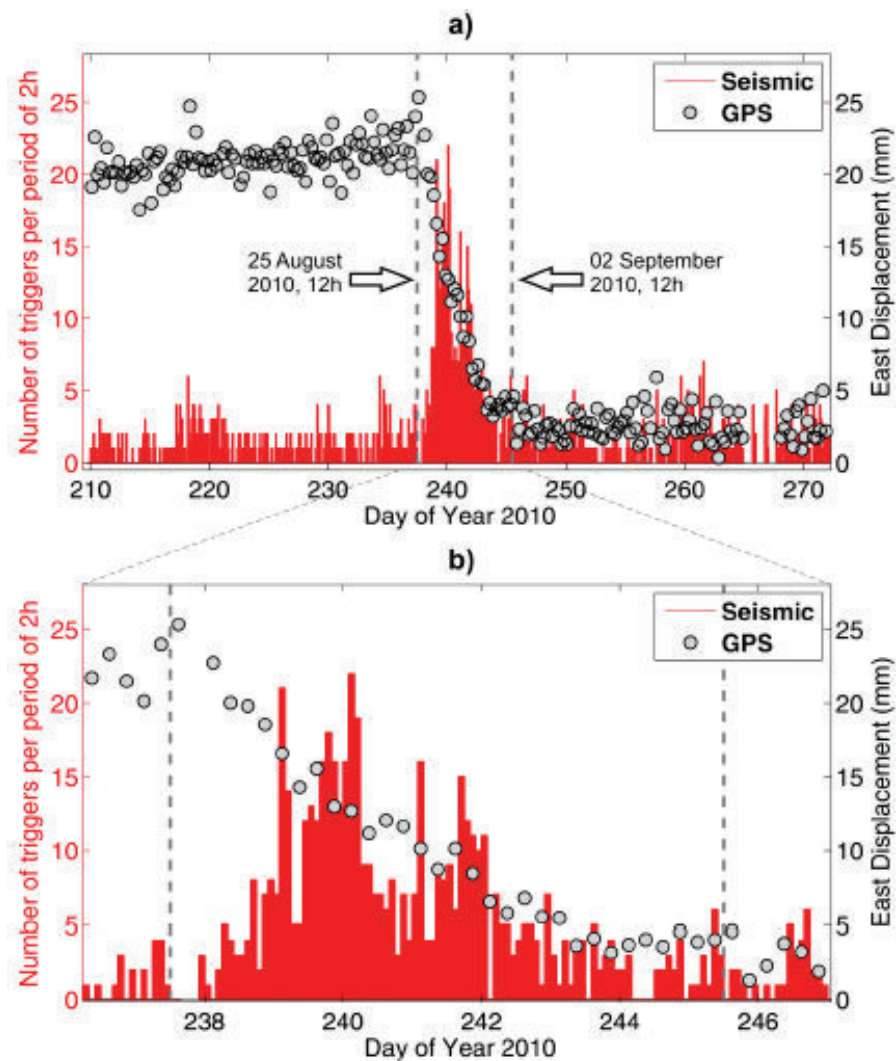


Figura 1.12 Tasa de sismicidad y desplazamiento GPS en estación (sísmica y GPS) ISPT (Isla de la Plata) durante el sismo lento. Los círculos negros son los desplazamientos del GPS, las líneas negras entrecortadas representan el intervalo del sismo lento. **a)** Ventana de tiempo desde 4 semanas antes y 4 semanas después del sismo lento. **b)** Zoom de un período de tiempo de a) (tomado de Vallée et al., 2013).

Sin embargo la mayoría de los eventos no son detectados por las estaciones sísmicas más cercanas (120 km de distancia) a la zona (CABP, SEVS), lo que indica que la sismicidad está dominada por sismos locales y de baja magnitud (fig. 1.13).

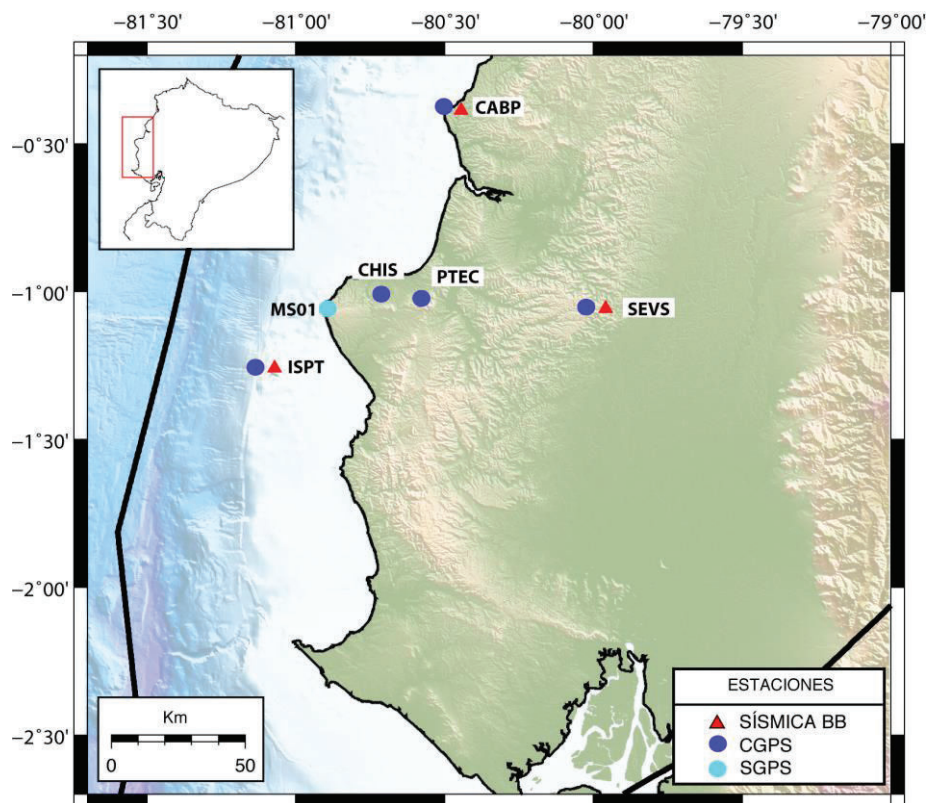


Figura 1.13 Ubicación de las estaciones sísmicas banda ancha (BB), GPS continuo (CGPS) y GPS de campaña (SGPS) que se utilizaron en el estudio del sismo lento del año 2010.

1.6 GPS APLICADO A ESTUDIOS GEODINÁMICOS

El GPS proporciona la posición relativa de un objeto en la tierra en las tres dimensiones con una precisión de milímetros. Esta naturaleza tridimensional permite determinar los desplazamientos horizontales como verticales, al mismo tiempo y lugar en todas las condiciones atmosféricas (Segall et al., 1997).

Las medidas obtenidas del sistema de posicionamiento global (GPS) son utilizadas ampliamente en aplicaciones de investigaciones geofísicas para cuantificar la deformación cortical en fallas activas y movimiento de las placas tectónicas en la Tierra; así como la deformación volcánica; el ajuste isostático glacial, y junto con los mareógrafos utilizado para el monitoreo de las variaciones en el nivel del mar.

Los datos que proveen las medidas de GPS son complementarios a los datos sismológicos, ya que permiten documentar el ciclo sísmico relativamente completo, incluyendo los procesos postsísmico, intersísmico y transitorios, así como la deformación cosísmica. Debido a la detección de la lenta acumulación de deformación en la fase intersísmica, es probablemente la mejor técnica que se tiene para identificar la localización de futuros terremotos (Segall et al., 1997).

1.7 VELOCIDADES Y ACOPLAMIENTO INTERSÍSMICO EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN DE ECUADOR

Los primeros trabajos realizados en el proyecto CASA (Central And South América) en la interacción de las placas Caribe, Nazca y Suramérica en Panamá, Colombia, y Ecuador entre 1991 y 1998 confirmaron y mostraron la presencia de una subducción oblicua y la acumulación de los esfuerzos asociados a los sismos en la fosa Ecuatoriana, y el escape del Bloque Norte de los Andes (Mora, 2002; Trenkamp et al., 2002).

El IGM (Instituto Geográfico Militar) materializó una red pasiva de 135 puntos distribuidos en forma homogénea a lo largo del Ecuador correspondiente a varios proyectos desarrollados en 1994, 1996, y 1998. Los resultados de estas campañas y otras (2002, 2009, 2011), muestran un primer campo de velocidades obtenido a través de mediciones de campaña de 15 años (1994 - 2011) que constituyen las coordenadas de un marco de referencia preliminar para Ecuador, y que confirma la deformación elástica inducida por la convergencia.

Usando las medidas de GPS de una red de estaciones permanentes y de campaña, Nocquet et al., (2014) presentan un primer análisis a gran escala de las velocidades GPS y el nivel de acoplamiento de la zona de subducción para Ecuador y norte de Perú.

El campo de velocidades horizontales (Fig. 1.14: A) está expresado con respecto a Sudamérica estable, el cual muestra un movimiento divergente de dos bloques continentales: Bloque Inca (Inca sliver) en Perú y el Bloque Norandino (Nord Andean Sliver, NAS) en Ecuador y Colombia que reflejan la deformación elástica intersísmica inducida por el acoplamiento a lo largo de la interface de subducción (Nocquet et al., 2014). Velocidades residuales que se dirigen en dirección este – noreste desde la parte centro-norte de Ecuador hasta la parte sur de Colombia, y hacia el Sur-este desde el Golfo de Guayaquil hasta el Norte de Perú.

La parte sur de los Andes Ecuatorianos y Norte de Perú muestra un movimiento coherentemente entre 5-6 mm/a hacia el sur-este con una deformación interna despreciable (Fig. 1.14: B). En cambio al norte del Golfo de Guayaquil, estudios previos han identificado un gran bloque (North Andean Sliver, NAS) que abarca los Andes desde el margen occidental de Ecuador hasta el oeste de Venezuela (Pennington et al., 1981; White et al., 2003), donde se ha definido un movimiento rígido de bloque entre 7,5 – 9,5 mm/a hacia el noreste (Fig. 1.14: B), explicando así la cinemática desde el centro de Ecuador hacia Colombia. (Nocquet et al., 2014).

Se ha identificado grandes velocidades que decrecen en magnitud (Fig. 1.15) cuando se alejan de la fosa, indicando áreas de fuerte acoplamiento intersísmico en el norte de Ecuador que se correlaciona con el área de ruptura del gran terremoto de 1906 (Nocquet et al., 2014), restringido a los primeros 35 km de profundidad del contacto entre la placa oceánica de Nazca y el NAS (Nocquet et al., 2014; Chlieh et al., 2014).

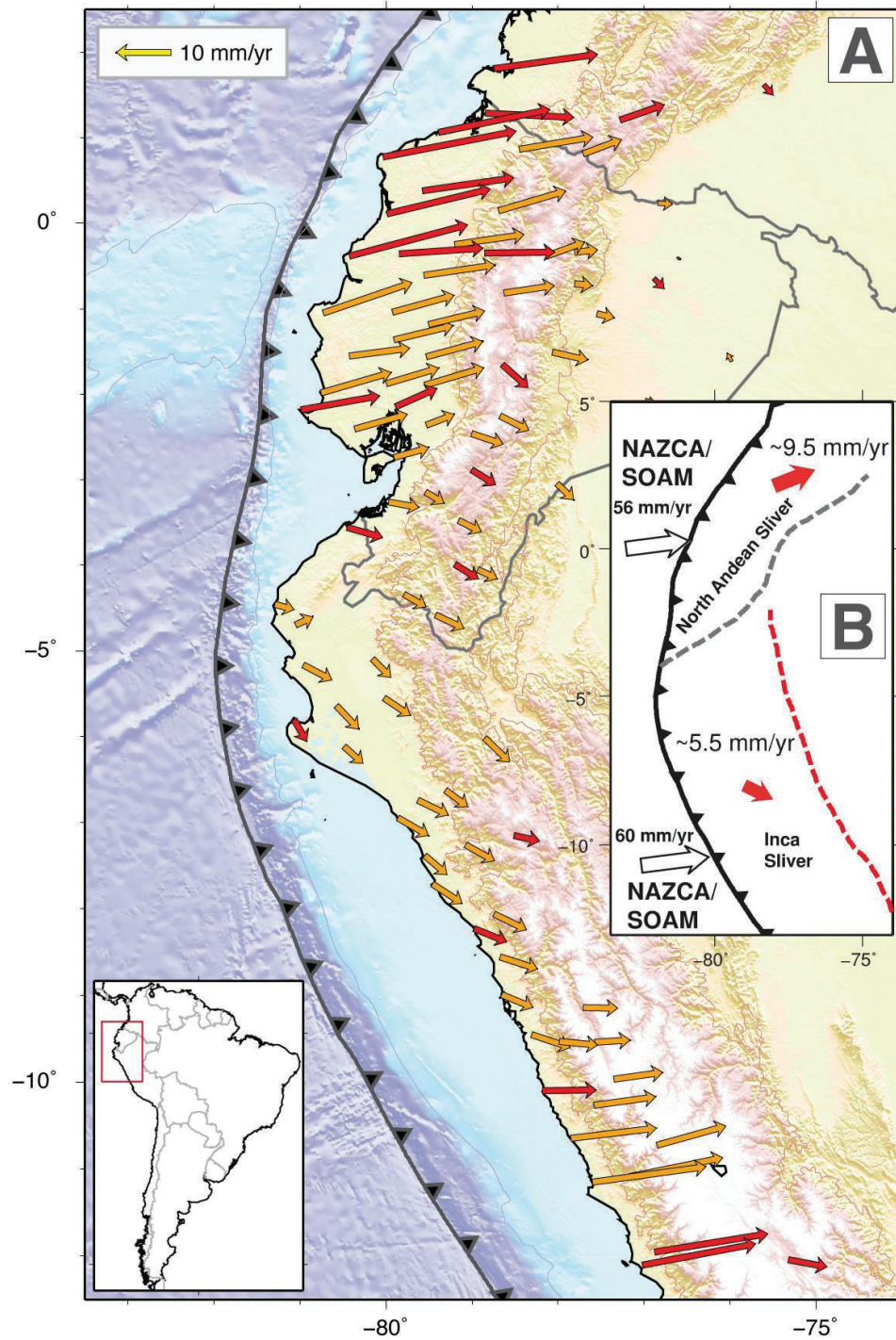


Figura 1.14 A) Campo de Velocidades con respecto a Sudamérica estable, flechas rojas y anaranjado muestras sitios continuos y de campaña respectivamente. B) Bosquejo de la cinemática del movimiento del NAS, bloque INCA. (modificado de Nocquet et al. 2014)

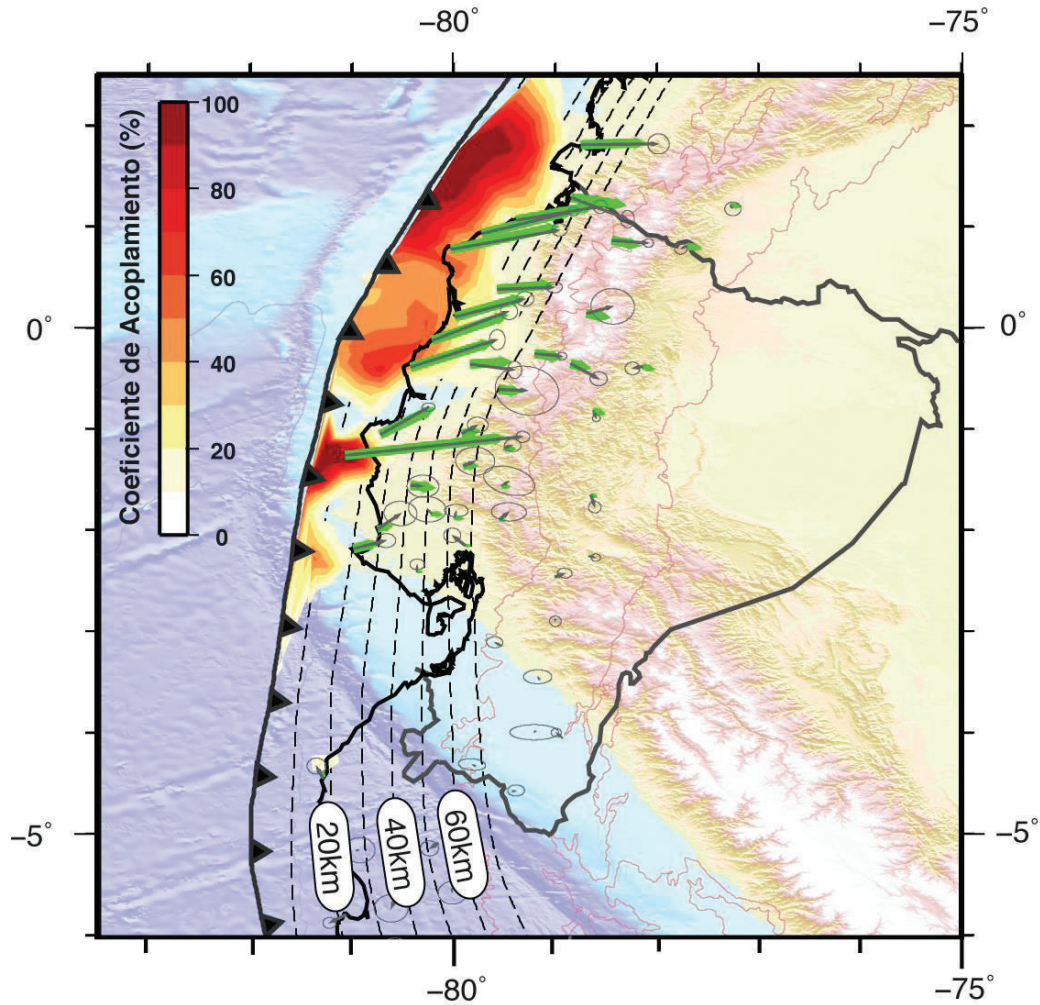


Figura 1.15 Distribución espacial del acoplamiento intersísmico a lo largo del Ecuador. Flechas verdes son las velocidades del modelo, flechas negras son las velocidades observadas, líneas discontinuas son los contornos de profundidad de la subducción cada 10 km (modificado de Nocquet et al., 2014).

A la inversa, desde la latitud 3°S hacia el sur de Ecuador el modelo muestra un débil a despreciable acoplamiento muy superficial (0 – 15 km; Nocquet et al., 2014; Chlieh et al., 2014), por lo tanto, este segmento de la subducción debe acomodar la convergencia Nazca / América del Sur principalmente a través de un creeping asísmico a lo largo de la interfaz, lo que explica la falta de grandes terremotos en los últimos cinco siglos (Nocquet et al., 2014).

En la región situada en cerca la latitud $\sim 1^{\circ}\text{S}$ (Costa afuera del sur de Bahía de Caráquez y Manta) se observa que no existe acoplamiento intersísmico, sísmicamente parece ser un área de transición que delimita la terminación de los grandes terremotos (Valle et al., 2013). Sin embargo, para terremotos moderados a fuertes (hasta magnitud 6.5) como se indicó anteriormente, tanto las redes mundiales como las redes locales, han detectado una actividad sísmica alrededor de 1°S en comparación al segmento norte de Ecuador (Valle et al., 2013).

El fuerte acoplamiento que se observa en la Isla de la Plata es explicado por la velocidad de la estación GPS ISPT (28.5 ± 0.5 mm/a, Vallée et al., 2013), (fig. 1.16). La extensión del downdip (~ 15 km) de la zona bloqueada de la interface está bien constreñida (limitada) por las fuertes velocidades que decrecen desde la estación ISPT a la estación CHIS (8.8 a 0.5 mm/a) y estación MS01 (fig. 1.16; 5.4 – 1.5 mm/a), ambas ubicadas a 70 km de la fosa (en la Costa Ecuatoriana; Vallée et al., 2013). A lo largo del strike (rumbo) el área de la zona de fuerte acoplamiento esta constreñida por el incremento en la componente norte de velocidad de la estación CHIS y sus alrededores. La estación MS01 descarta cualquier acoplamiento significativo a una profundidad de ~ 15 km a una latitud de 1.5°S ; sin embargo no se excluye cualquier acoplamiento significativo cerca de la fosa (Vallée et al., 2013), (fig. 1.14, ver localización de las estaciones GPS en fig. 1.12).

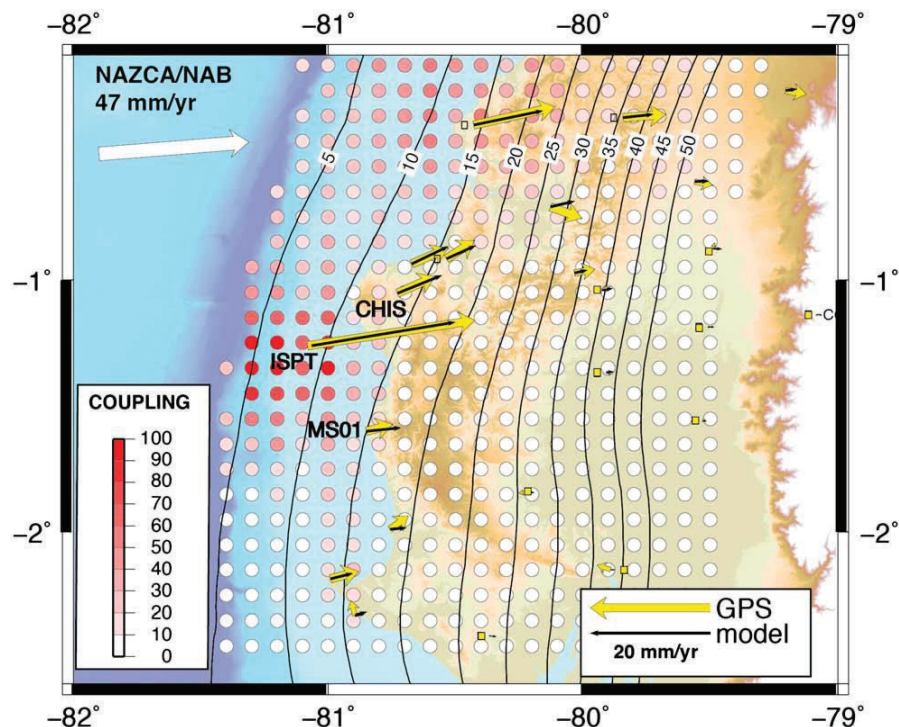


Figura 1.16 Distribución espacial del acoplamiento intersísmico a lo largo de la zona de subducción en la parte central de Ecuador. Flechas amarillas son las velocidades observadas, flechas negras son las velocidades del modelo. Las velocidades están expresadas con respecto a el Bloque Norandino (NAB). (Tomado de Vallée et al., 2013).

1.8 EVENTO DE DESLIZAMIENTO LENTO (SSE) EN LA REGIÓN DE LA ISLA DE LA PLATA DEL AÑO 2010

En la estación GPS ISPT, el evento de deslizamiento lento fue detectado claramente en la componente *Este* de la serie de tiempo (fig. 1.17), mostrando un rápido y progresivo desplazamiento de ~ 2 cm hacia el *oeste* desde el 26 de agosto del 2010, desacelerando hasta el 30 de agosto del 2010, antes de recuperar su tasa de desplazamiento intersísmico (ver fig. 1.12:a). La componente vertical no muestra un claro desplazamiento progresivo, debido a que la precisión del GPS en esta componente es baja (fig. 1.17). En la componente norte de la estación ISPT se ve una muy pequeña señal así como en las componentes de las estaciones CHIS y PTEC (Vallée et al., 2013).

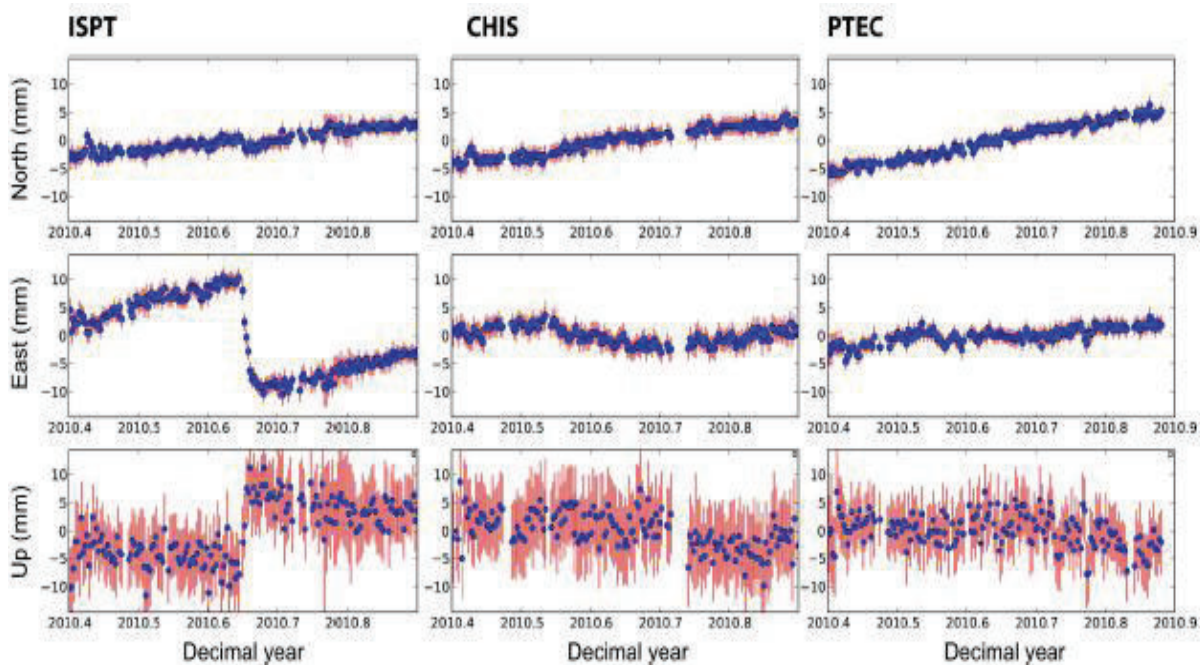


Figura 1.17 Serie de tiempo de las estaciones GPS ISPT, CHIS, PTEC. Posición es representado por los círculos azules y el error por las líneas rojas (nivel de confianza 1 sigma) (tomado de Vallée et al., 2013).

Vallée et al., (2013) presentan los resultados del modelamiento de las componentes horizontales de la estación GPS ISPT (Fig. 1.18), donde muestran que el área principal del slip (deslizamiento) está ubicado en la zona de fuerte acoplamiento intersísmico cerca del límite del downdip, con un radio 6-13 km centrado en la Isla de la Plata. Dichos resultados muestran un slip promedio de 5 cm, cuya liberación de magnitud de momento equivalente durante el SSE está entre 6.0 – 6.3 (Vallée et al., 2013).

El modelo de acople intersísmico (ISC), derivado de los datos geodésicos, presentados por Chlieh et al., 2014 se correlaciona muy bien con el modelo presentado por Vallée en el 2013. EL ISC muestra (Fig. 1.19) que el evento de deslizamiento lento ocurrió en la parte profunda de una asperidad circular aislada de 50 km de diámetro y ~15 km de profundidad (Vallée et al., 2013; Chlieh et al., 2014), con un slip menor (~2.5 cm, Chlieh et al, 2014) cuya liberación de magnitud de

momento equivalente durante el SSE está entre 6.2 – 6.3 (Chlieh et al., 2014) que es coherente con el resultado del modelo de Vallée (2013). La distribución del SSE (líneas de contorno rojo, cada 5mm) se superpone muy bien a la reubicación de la microsismicidad en 3D (puntos amarillos) reportados por Vallée et al. (2013), y a la asperidad bajo la Isla de la Plata.

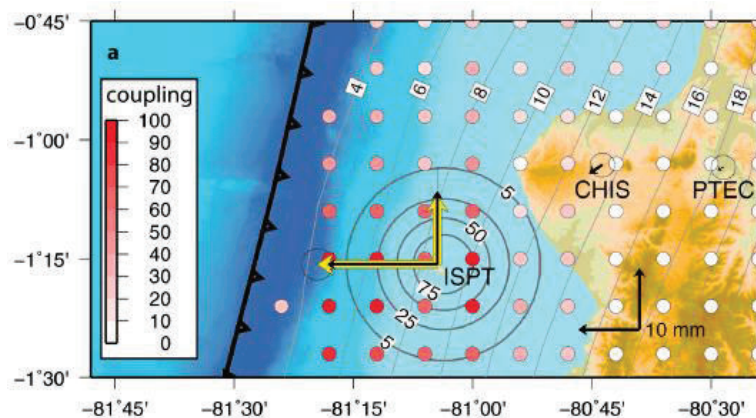


Figura 1.18 Modelo de acoplamiento con un radio de 13 km y slip máximo de ~10 cm. Las flechas amarillas y negras representan los desplazamientos observados y calculados respectivamente, los números a lo largo de los círculos indican los iso-valores del slip en mm (tomado de Vallée et al., 2013).

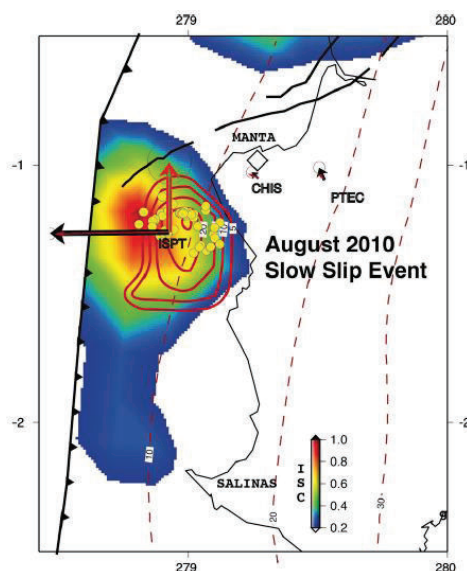


Figura 1.19 Evento de deslizamiento lento (SSE) 2010 en la Isla de la Plata. Desplazamiento de 2 cm en la componente horizontal y 1 cm en la vertical del GPS durante el SSE son representados por las flechas de color negro y rojo, la flecha delgada muestra el desplazamiento del modelo. (Modificado de Chlieh et al., 2014).

CAPÍTULO 2

En la actualidad el sistema GPS se utiliza ampliamente en estudios geodésicos y geodinámicos, debido a que permiten tener una alta precisión de la deformación de la corteza, respuesta post-glacial de la litósfera, cambios geomorfológicos producido por las erupciones volcánicas, movimiento de las placas tectónicas y la rotación terrestre. En este capítulo se introducirá el principio de funcionamiento del GPS así como la metodología para el procesamiento de los datos y la realización de los modelos elásticos.

2.1 GPS Y SU PRINCIPIO DE FUNCIONAMIENTO

El GPS está basado en la recepción y procesamiento de las informaciones emitidas por una constelación de 28 satélites (NAVSTAR 24), que están ubicados en 6 orbitas planas prácticamente circulares, con inclinación de 55° respecto al plano ecuatorial (4 satélites en cada orbita), a una altura media de 20.000 km. sobre la superficie terrestre. (Dixon et al., 1991)



Figura 2.1 Órbitas y viaje de los Satélites. (Tomado de Peñafiel J., 2001).

Cada satélite está dotado de cuatro relojes atómicos (rubidio, cesio) de altísima precisión que transmiten de forma continua una señal de radio digital (onda electromagnética) que incluye su propia posición, hora y efemérides. El receptor compara su hora (t_r) con la hora enviada por el satélite (t_s). Ignorando los efectos del medio de transmisión en la velocidad de la luz c y cualquier tiempo de error (relojes), la verdadera distancia entre el satélite y el receptor es $c(t_r - t_s)$. Errores en los relojes en el receptor o en el satélite están presentes en un rango estimado, por esta razón la medida de la distancia entre el satélite y el receptor se conoce como pseudo-distancia R (pseudo-range), donde el nivel de precisión es bajo. (Dixon et al., 1991). Definido como:

$$R = \rho + c(\Delta t_r - \Delta t_s + \Delta t_p) \quad [1]$$

Donde: Δt_r offset del reloj del receptor de un tiempo verdadero.

Δt_s offset del reloj del satélite.

Δt_p retraso asociado a otras fuentes de error.

$$\Delta t_p = \varepsilon_j + \varepsilon_A + \rho_{Aj}$$

ε_j Error del reloj del satélite (j)

ε_A Error del reloj del receptor (A)

ρ_{Aj} Retraso de la propagación de la onda

Por lo que la información de un cuarto satélite permite en primer orden la corrección de los relojes y corregir Δt_p , habilitando posicionamiento al nivel de metros bajo condiciones ideales. (Dixon et al., 1991)

Para aplicaciones que requieren mayor precisión como las geodésicas, es posible obtener la información de la distancia a través de la medida de la fase en la señal portadora, manteniendo el seguimiento (tracking) del número de ciclos después de la adquisición de la señal. Asumiendo relojes perfectos, e ignorando efectos de propagación, tenemos que: (Dixon et al., 1991)

$$\rho = n\lambda + \phi\lambda \quad [2]$$

$$= \left(\frac{v_\phi}{f}\right)(n + \phi)$$

Dónde: n es el número de longitudes de onda de la portadora en la señal de adquisición.

ϕ es la fase en ciclos.

λ es la longitud de onda.

f es la frecuencia.

v_ϕ es la velocidad de la fase.

Como consecuencia de esto (medida indirecta), el resultado de la medida de la distancia, a través de las ambigüedades por el número inicial de longitudes de onda, es considerablemente más preciso que una medida por pseudo distancias, que es la llave para las medidas GPS en alta precisión (Bossler et al., 1980).

Algunos de los errores que afectan los datos GPS pueden modelarse y ser prácticamente eliminados durante el post-procesamiento, otros en cambio, solo se pueden reducir utilizando la combinación de la medición de pseudo distancias así como los ciclos de la fase portadora. Según su fuente, los errores pueden ser debido a los satélites (errores en órbitas), medio de propagación (retrasos de la señal en la ionosfera y troposfera), y errores en el receptor (Hofmann et al., 1994).

2.2 ELIMINACION DE ERRORES EN EL RELOJ: SIMPLES Y DOBLES DIFERENCIAS

La posición de un punto GPS está limitado por la medida de la precisión de una combinación de incertidumbres en los relojes, orbitas y efectos atmosféricos (ionosfera y troposfera). Sin embargo, para un posicionamiento relativo que involucra una red de estaciones en tierra en una región específica, estos errores (altamente similares) pueden ser eliminados o reducidos en gran medida en el procesamiento posterior de los datos, aunque existen técnicas de cálculo recursivas como mínimos cuadrados, filtro kalman etc., que permiten ajustar la solución con cada nueva observación. (Bossler et al., 1980). Por lo tanto, podemos determinar de mejor manera las coordenadas relativas que las absolutas.

El primer problema se presenta con los errores de los relojes satelitales (clock drift), de considerable magnitud, variación rápida y difícil predicción. Existen básicamente dos alternativas para resolver esto. Una de ellas es modelar la marcha de los relojes y demás fenómenos en el nivel de las observaciones crudas (utilizando programas para fines científicos), la otra alternativa posible es el método diferencial (Bossler et al., 1980)

El método diferencial consiste en el procesamiento de las diferencias en las observaciones simultáneas realizadas por al menos dos estaciones GPS a los mismos satélites. El método diferencial aprovecha principalmente el hecho de que los errores de reloj de un satélite tienen el mismo efecto sobre todos los receptores que lo observen en forma simultánea. Además aprovecha la correlación espacial de otros efectos. Los errores orbitales de un satélite tienen efectos muy parecidos para los dos receptores que lo observan simultáneamente separados por una distancia pequeña respecto de la media entre receptor y satélite (Fig. 2.2) (Hofmann-Wekkenhot, 1992). La principal característica de las simples diferencias es la eliminación de los errores del reloj del satélite; sin embargo con las dobles

diferencias se eliminan los errores en los relojes tanto en los receptores como en los satélites. (Hofmann-Wekkenhot, 1992)

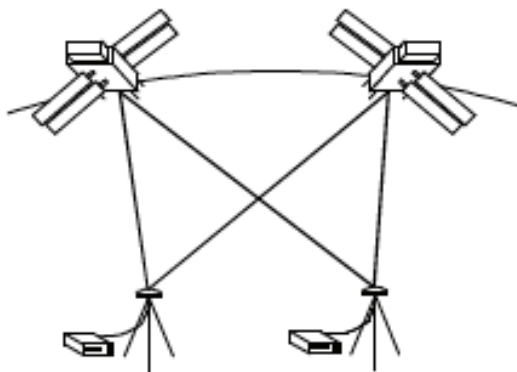


Figura 2.2 Esquema del método diferencial: Dobles diferencias. (Tomado de Aguilera M., 2001)

2.3 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Para el procesamiento de los datos se utiliza el software científico Gamit & Globk versión 10.5. GAMIT permite estimar las posiciones relativas (en tres dimensiones) de puntos de observación en tierra (estaciones), parámetros orbitales y parámetros de rotación terrestre así como sus dependencias mutuas (matriz de covarianza); por lo que modela la fase de las ondas emitidas por los satélites (Herring, 2010). Debido a que la solución libre entregada por GAMIT no está constreñida dentro de un marco de referencia fijo, usamos GLOBK para realizar la estabilización de los puntos de observación (7 parámetros de transformación: 3 de rotación, 3 de traslación y 1 de escala) dentro de un marco de referencia fijo (itrf08).

GLOBK es un filtro de Kalman, cuyo objetivo es combinar varias soluciones geodésicas como GPS, VLBI (Interferometría de bases muy largas), y los experimentos SLR (Laser sobre satélite) en una única solución (Herring, 2010), dicho ajuste se realiza secuencialmente por mínimos cuadrados, minimizando en un proceso iterativo las diferencias (coordenadas a priori) respecto a las coordenadas de referencia. Acepta como datos de entrada las estimaciones de las coordenadas

(coordenadas a priori) de varias redes y de diferentes épocas, parámetros orbitales y parámetros de rotación terrestre, junto con la matriz de covarianza en formato h-file (formato de Gamit) o en formato sinex. Permitiendo así obtener además de los parámetros orbitales y de rotación, posiciones (repetitividad de las coordenadas) y velocidades muy precisas (en el orden de milímetros).

El problema más difícil de resolver en todo el procesamiento de los datos GPS es la transformación entre las soluciones libres y el marco de referencia global (itrf08), dicho problema se resuelve llevando a cabo la transformación tridimensional geométrica que relaciona coordenadas cartesianas respecto al geocentro y respecto al centro del elipsoide local. Globk utiliza la transformación de Helmert para realizar el cambio de base espacial con la modificación de la escala.

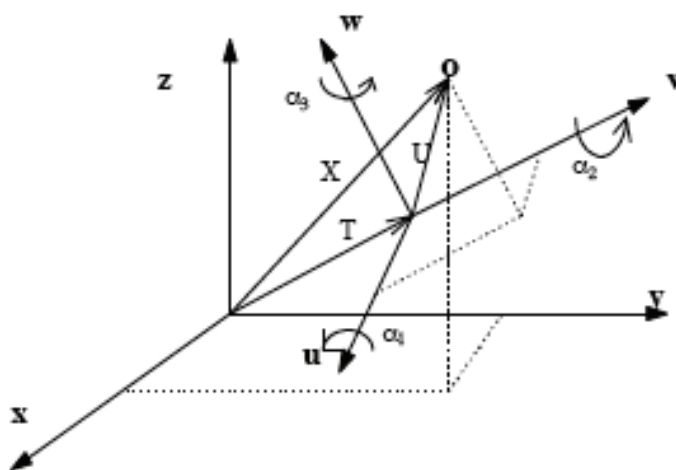


Figura 2.3 Transformación entre sistemas tridimensionales (Tomado de Aguilera M., 2001).

La ecuación que define la transformación de Helmert (Fig. 2.3) está definida como (Castagnetti et al., 2009):

$$X = T + (1 + k)RU \quad [3]$$

$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} T_x \\ T_y \\ T_z \end{bmatrix} (1 + k) \begin{bmatrix} 1 & R_z & -R_y \\ -R_z & 1 & R_x \\ R_y & -R_x & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u \\ v \\ w \end{bmatrix} \quad [4]$$

Dónde: X son las coordenadas del vector transformado

U son las coordenadas del vector inicial antes de la transformación

T es el vector de traslación

K es el factor de escala

R es la matriz de rotación, y es igual al producto de las tres rotaciones ortogonales consecutivas alrededor de los ejes de $U(x, y, z)$.

En nuestro caso, el sistema U puede representar al sistema geocéntrico de la solución libre y el sistema X representa las coordenadas finales en el sistema global (itrf08), por lo que la transformación de Helmert es simplemente la realización de siete parámetros de transformación: tres rotaciones, tres traslaciones y un factor de escala.

Las componentes de traslación representan el vector de posición del origen del sistema U respecto al X , y el sistema de coordenadas de U es el que rota y al que se le aplica el factor de escala.

Para determinar los siete parámetros de transformación entre ambos sistemas, es necesario conocer las coordenadas de una serie de puntos en el sistema local sobre los que se van a realizar las medidas GPS, concretamente con el valor de las coordenadas de dos puntos y la altura de un tercero (7 componentes) el problema estaría resuelto.

2.4 DATOS DE LA RED GPS

Se utilizan los datos de observación (formato rinex) de la red de estaciones GPS permanentes RENGEO del IG-EPN (64 sitios), REGME del IGM (solo se usa 7 sitios), desde 2008.0 a 2014.9, y la red de estaciones de campaña RENAGE del IGM compuesta de ≈ 100 sitios, en las épocas 1994, 1996, 1998, 2002, 2009, y 2014.

En el capítulo 1 se definió la región de Manta como la zona de estudio (fig. 2.5), sin embargo se necesita trabajar con todos los datos de la redes GPS (permanentes y de campaña) para poder determinar la existencia de los desplazamientos y sus efectos en el campo lejano, y calcular el campo de velocidades horizontales para la zona de Manta (datos de CGPS y SGPS) (Figuras 2.4 y 2.5).

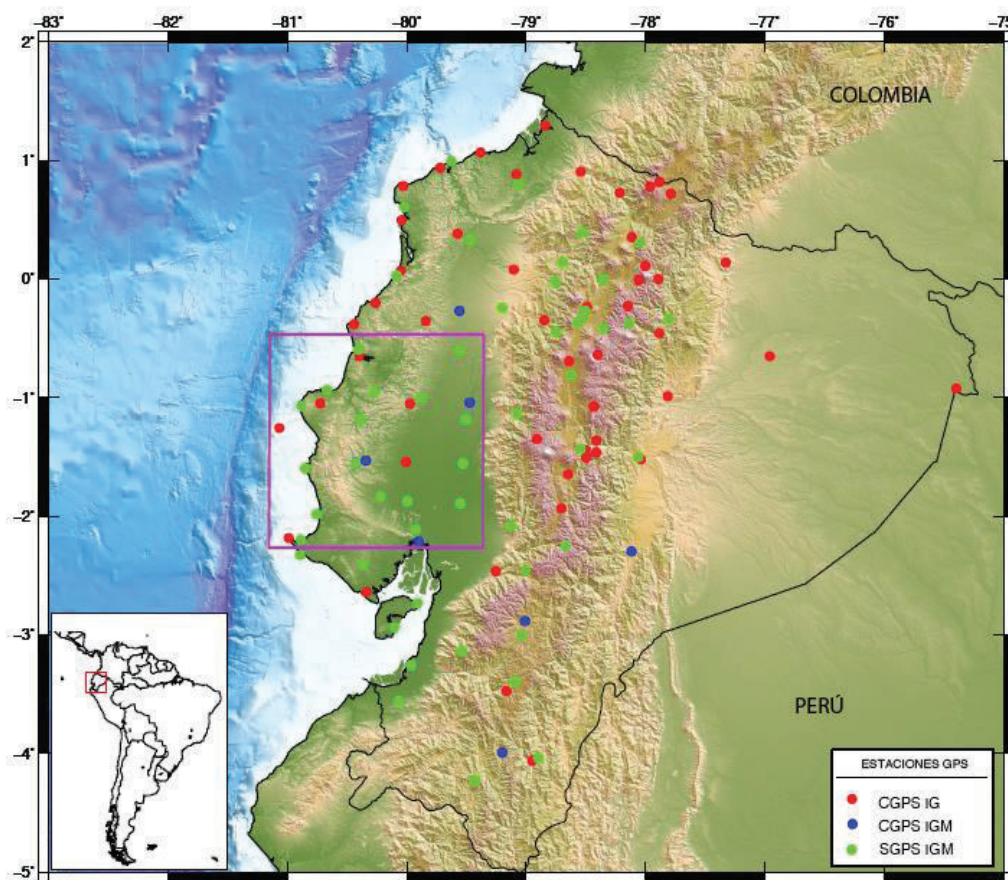


Figura 2.4 Localización de las estaciones GPS Continuas (CGPS) y de campaña (SGPS) en Ecuador. El cuadro lila representa el área de estudio.

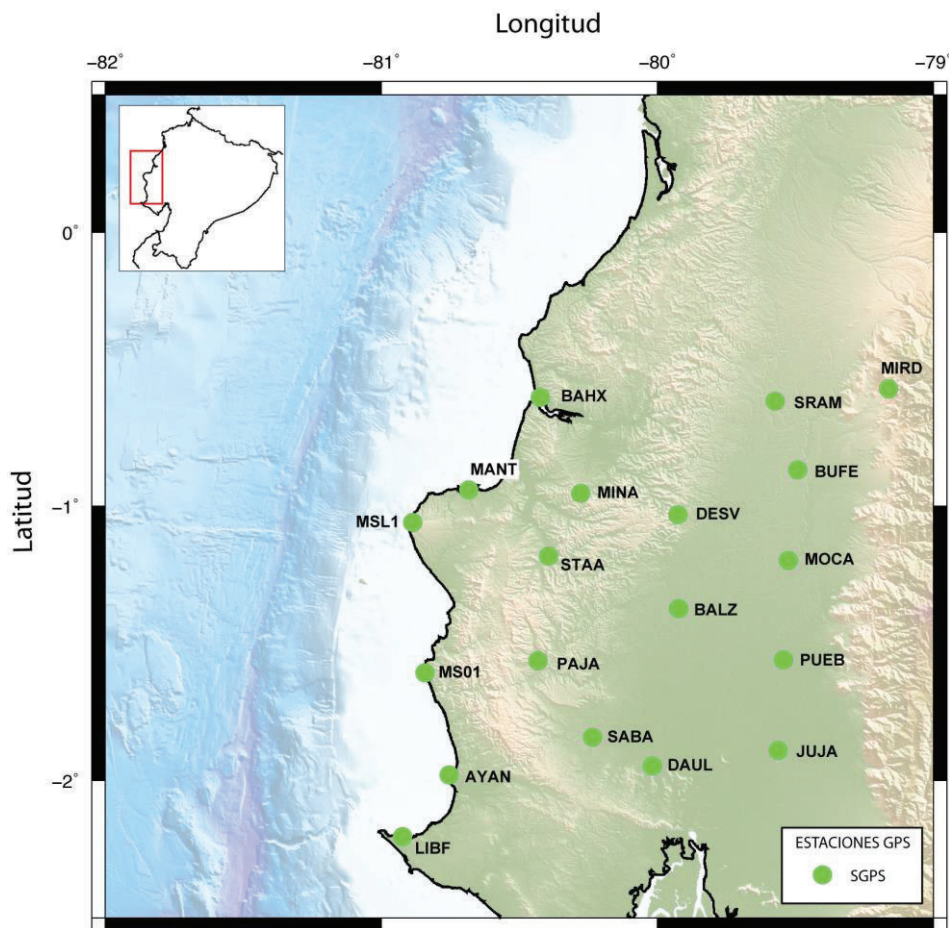


Figura 2.5 Ubicación de estaciones GPS de campaña en la región de Manta, utilizadas para el estudio del enjambre sísmico del 2005.

2.5 ESTRATEGIA PARA EL PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Para estimar la velocidad intersísmica (velocidad de deformación) y disminuir la influencia de las variaciones anuales (Blewitt et al., 2002), se seleccionó los datos de estaciones permanentes con más de 3 años de medidas y para las estaciones de campaña con más de 3 épocas diferentes de medidas. Utilizando la metodología desarrollada por Nocquet (2012) para el procesamiento de redes regionales, se procede a dividir la red de estaciones de Ecuador (CGPS y SGPS) junto a las estaciones del Servicio Geodésico Internacional (IGS: red GPS mundial) en sub-redes (40 estaciones por sub-red), y teniendo listo los archivos necesarios de GAMIT

(orbitas, navegaciones, grillas atmosféricas, archivos de configuración) se inicia el procesamiento. Esta estrategia está diseñada para un cluster con la ventaja de procesar grandes redes GPS (más de 99 estaciones) en un tiempo más corto comparado con la estrategia convencional de GAMIT.

Para la estabilización de los sitios en el marco de referencia fijo (ITRF), se utiliza la combinación de las soluciones libres de GAMIT (archivos h-files) con las soluciones semanales de los sitios del IGS (archivos sinex) para generar los ficheros de las series de tiempo (repetitividad de las coordenadas) para cada estación (nrms, wrms y desviación estándar) (Fig. 2.6), y los ficheros con los valores de los residuos normalizados y ponderados.

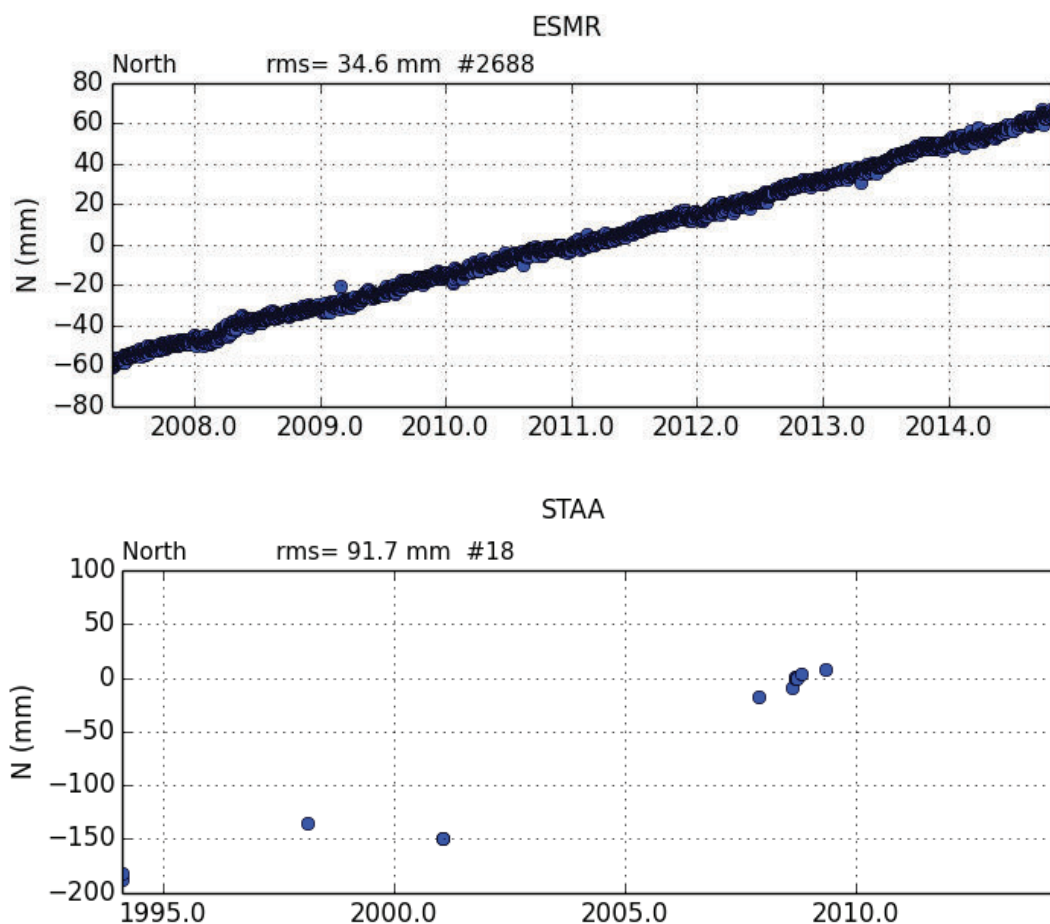


Figura 2.6 Ejemplos de Series de tiempo de la componente Norte de la estación permanente Esmeraldas (ESMR) y estación de campaña Santa Ana (STAA).

2.6 CALCULO DEL CAMPO DE VELOCIDADES Y DESPLAZAMIENTO

El análisis de regresión es una técnica que permite estimar el valor de una variable en función de una o más variables. La variable que se estima es la posición (variable dependiente), y la variable que explica la variación de la posición es el tiempo (variable independiente). El análisis de regresión busca también establecer la confiabilidad de los estimados y las predicciones obtenidas.

Usando el método de regresión lineal (mínimos cuadrados) a partir de las estimaciones diarias de las posiciones (serie temporal GPS), podemos obtener la velocidad intersísmica realizando el cálculo robusto del valor de la pendiente y el intercepto de una línea que pasa por el centro de los datos. Se usa esta línea y su ecuación para predecir el valor de la variable posición.

$$y(t) = v_i(t - t_0) + y(t_0) + \varepsilon(t) \quad [5]$$

Dónde: $\varepsilon(t)$: Residuo resultante entre el modelo y las observaciones

$y(t_0)$: Posición inicial de la serie temporal en el tiempo $t_0 = 0$

v_i : Velocidad

En las series de tiempo se pueden encontrar presentes o no, varios componentes como el efecto estacional (seasonal effect), efecto cíclico, y fluctuaciones aleatorias (outliers) que pueden afectar la precisión de la estimación de la velocidad, para corregir esto, se utilizó el programa interactivo *pyacs.py* desarrollado por Nocquet para la visualización y edición de la series de tiempo.

En los estudios de geodinámica, se observan anomalías en las series de tiempo, dichas anomalías pueden ser debidas a procesos sísmicos (sismos grandes) y/o procesos asísmicos (sismo lentos) que se observan como un cambio en la tendencia

de la serie, es decir como un desplazamiento (Fig 2.7; Fig. 2.8). Al incluir estos desplazamientos en la ecuación [5], la nueva expresión para el cálculo de la velocidad intersísmica se expresa como:

$$y(t) = v_i(t - t_0) + y(t_0) + \delta_n + \varepsilon(t) \quad [6]$$

Dónde: δ_n : Desplazamiento de la serie ($\delta_n = \delta_1 + \delta_2 \dots$)

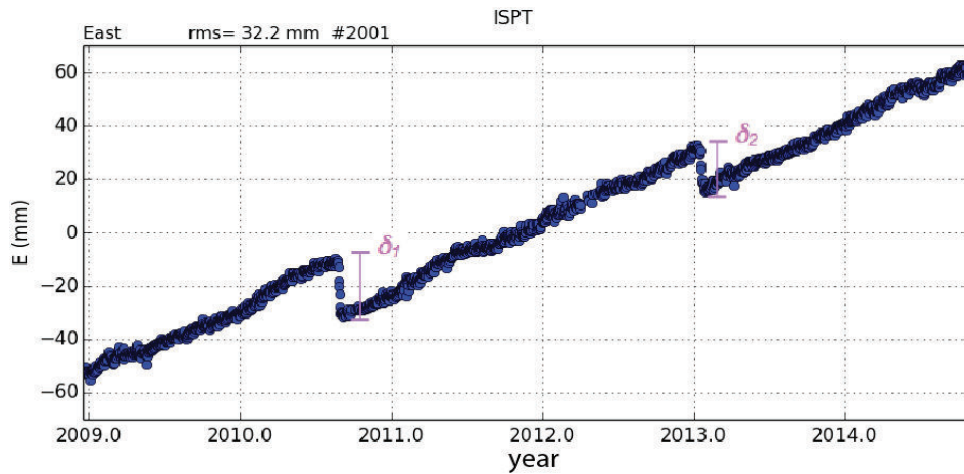


Figura 2.7 Serie temporal de la estación continua ISPT componente ESTE, en donde se observan los desplazamientos (δ_1, δ_2).

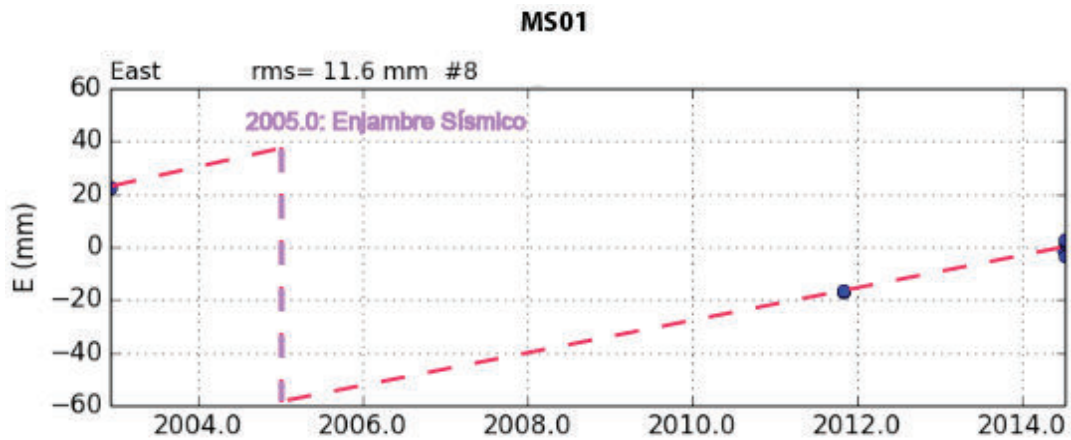


Figura 2.8 Serie temporal de la estación MS01 componente ESTE. La línea roja punteada representa la tendencia de la serie. Los puntos azules representan las medidas GPS. La tendencia de la serie se encuentra extrapolando la pendiente ente las medidas 2011.8 a 2014.7. Línea punteada lila representa el desplazamiento debido al enjambre sísmico del 2005.0

Para determinar la velocidad intersísmica en las medidas de campaña, se debe retirar el efecto de los enjambres sísmicos (SS); es decir, se debe considerar únicamente el estado estable de acumulación de deformación. Para retirar dicha influencia se considera al SS como una perturbación puntual o de corto término; y por tanto, no contribuye a la tendencia general de la serie de tiempo antes y después de su ocurrencia (Mazzotti et al, 2003).

Se ha desarrollado una metodología de trabajo con las series de tiempo para determinar el valor del desplazamiento y el valor de la velocidad intersísmica. En una serie de tiempo con medidas continuas el inicio y final del desplazamiento está bien definido, en cambio para las medidas de campaña se necesita hacer una correlación con los datos sismológicos (es decir escoger la fecha del enjambre sísmico), y realizar una extrapolación de la pendiente en al menos dos medidas continuas de 2 épocas diferentes espaciadas 2.5 años como mínimo se encuentra la tendencia de la serie (Fig 2.8).

Se explica la metodología de trabajo tomando como ejemplo la serie de tiempo de la estación MS01 (componente ESTE). En una primera etapa, se realiza el cálculo de la velocidad intersísmica aplicando la ecuación [5] a toda la serie. Retirando el valor de la pendiente de la serie se puede determinar el valor del desplazamiento y el rms (error medio cuadrático). El resultado del cálculo nos da una velocidad = 3.86 mm/a con un rms = 9.7 mm, este valor es bastante grande para la componente horizontal de la serie, ya que la repetitividad de una serie de tiempo a largo plazo debe estar en el orden de 3 mm (Fig. 2.9)

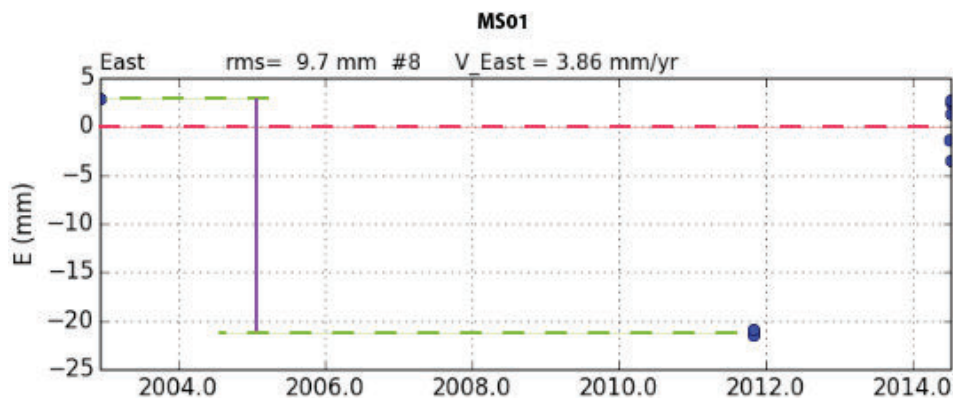


Figura 2.9 Cálculo de la velocidad intersísmica de la serie temporal GPS, estación MS01 componente ESTE sin retirar el efecto del desplazamiento. La línea roja punteada es la tendencia de la serie retirado el valor de la pendiente. La línea lila es el desplazamiento debido al enjambre sísmico del 2005.

Identificado el tiempo medio de la duración del enjambre sísmico en base a los estudios de sismo-tectónica, se procede a estimar un offset en el desplazamiento (debido al SS) de la serie, simultáneamente al mismo tiempo que se calcula la velocidad, aplicando la ecuación [6] (Fig. 2.10). El resultado del cálculo nos da una velocidad = 6.3 mm/a (componente ESTE) con un rms = 1.9 mm. El rms permite verificar la calidad de la solución en función de la medición del ruido de las observaciones, permitiendo observar el nivel de acuerdo del desplazamiento en el tiempo.

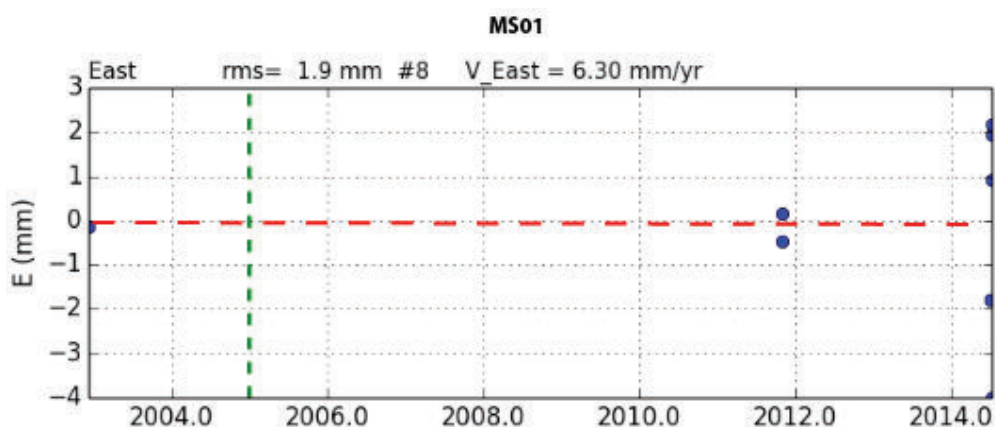


Figura 2.10 Cálculo de la velocidad intersísmica de la serie de tiempo GPS, estación MS01 componente ESTE retirado el efecto del desplazamiento. La línea roja punteada es la tendencia de la serie retirado el valor de la pendiente. La línea punteada verde representa la fecha del offset que se fijo en la serie. El valor de la velocidad es 6.30 mm/año.

2.7 DESLIZAMIENTO COSÍSMICO Y MODELOS ELÁSTICOS

Los modelos de dislocación elástica constituyen una herramienta para calcular el slip (deslizamiento) a lo largo de la interface de subducción a partir de las observaciones de los desplazamientos en superficie (Okada, et al., 1985; Ruegg, 1994, Cortés, 2012).

Desde el punto de vista estático, un sismo es un deslizamiento entre dos partes del medio (antes y después de la ruptura) que puede representarse con un modelo simple de falla o dislocación de cizalla rectangular en un medio elástico semi-infinito (elastic half space) homogéneo e isotrópico (Rueg et al, 1994; Cortés, 2012).

El término dislocación surge inicialmente de los estudios cristalográficos, y se define como un defecto en la red cristalina que genera una discontinuidad. Esta discontinuidad es representada por el vector b (vector de Burgers), que es aquel vector de la red cristalina que cierra el circuito de Burgers, es decir, un camino que recorre el mismo número de átomos en un sentido y en otro (Fig. 2.11). Cuando un cristal es perfecto, sin que exista una dislocación, este camino se cerrará por sí mismo. Sin embargo, si en el circuito existe una dislocación, será necesario incluir un vector adicional, llamado vector de Burgers, para poder cerrarlo (Kittel, 1995; Cortés, 2012).

Utilizamos las ecuaciones analíticas de Okada (1985) para realizar una predicción del campo de desplazamiento debido al enjambre sísmico de Manta 2005. Para establecer los desplazamientos en superficie causados por fuentes de deslizamiento rectangular (interior de un medio elástico semi-infinito) Okada parte de las expresiones del campo de desplazamiento interno para cada tipo de fuente puntual (strike-slip, dip-slip, tensión o esfuerzo) debido a una dislocación a través de una superficie elemental en un medio isotrópico.

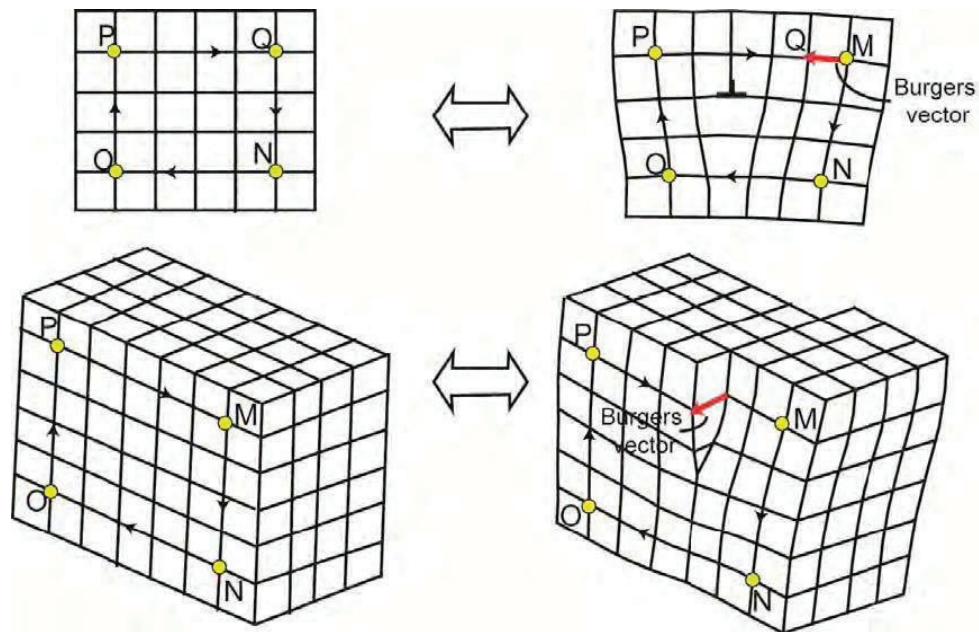


Figura 2.11 Representación del vector de Burgers (color rojo) para dos tipos de dislocaciones. A la izquierda se muestran cristales perfectos, donde el circuito de Burgers (delimitado por los puntos amarillos QNOP y MNOP) se cierra por sí mismo. A la derecha, se introduce el vector de Burgers para cerrar el circuito. (Tomado de Cortés, 2012)

Considerando fuentes rectangulares finitas, vemos que sus respectivas geometrías son determinadas por la Longitud (L) y ancho de la falla (W) respecto a la dirección del rumbo (strike), formando un ángulo de buzamiento (δ :dip) con el plano horizontal y de profundidad $-C$. Se pueden definir dos dislocaciones elementales U_1 para un deslizamiento transcurrente (strike-slip), y U_2 para deslizamiento de cizallamiento en la línea de mayor pendiente (normal o inversa) que corresponde al movimiento de la parte superior con respecto a la parte inferior (Fig. 2.12).

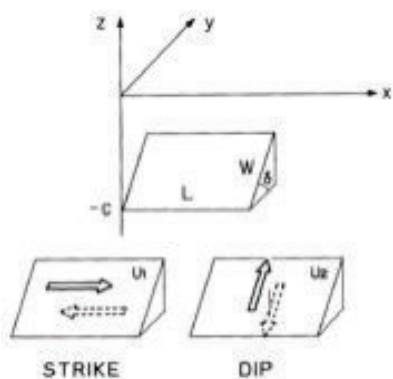


Figura 2.12 Geometría de los diferentes tipos de fuente rectangular finita, cuyo campo de deformación interna se deduce de las soluciones a la ecuación de desplazamiento estático en el tiempo. (Modificado de Okada et al., 1992)

Los modelos de dislocación permiten predecir los desplazamientos superficiales para determinar la geometría de la ruptura de una falla (modelo directo); sin embargo, si se conoce la geometría del plano de la falla y los desplazamientos superficiales, se puede realizar una inversión para obtener la distribución espacial del deslizamiento usando métodos lineales inversos. El problema inverso (inversión) consiste en estimar los valores del modelo (m) que expliquen mejor las observaciones utilizando regresión estadística (Tarantola & Valette, 1982).

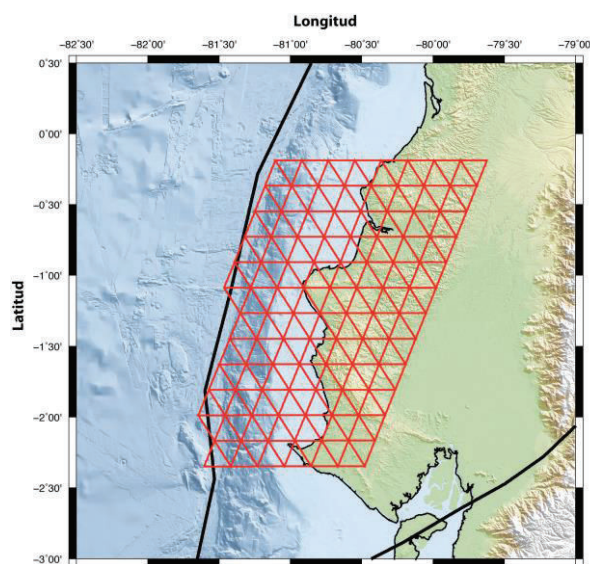


Figura 2.13 División de la geometría del plano de falla en subfallas para la región Manta-Isla de la Plata.

La metodología para realizar la inversión consiste en dividir la geometría del plano de falla en subfallas triangulares (triángulos cuasi-equiláteros) de 5km de longitud, formando una malla que sigue la geometría con cierto nivel de rugosidad para la interfaz de subducción en la zona de Manta – Pto. López (ver Fig. 2.13).

Para una solución lineal entre los datos (d) y los parámetros del modelo (m), el cálculo de la inversión puede ser realizada mediante la expresión:

$$d = G.m \quad [7]$$

Donde G es una función de modelado común, que relaciona el modelo para una cantidad de datos; es decir, la función G nos permite predecir los datos (d) para un modelo particular (m), que se conoce como las funciones de Green.

$${}^k u_x^j = {}^k G_x^i \cdot s_i \quad [8]$$

Dónde: ${}^k G_x^i$ es la función de Green en la k -ésima estación generada por la i -ésima sub-falla.

s_i es el valor del deslizamiento (slip) en la i -ésima sub-falla.

${}^k u_x^j$ es el desplazamiento de la k -ésima estación .

Las funciones de Green son el cálculo del desplazamiento unitario en cada triángulo debido a una dislocación en una fuente rectangular finita circunscrita dentro del triángulo, respecto a los puntos de observación en la superficie. El problema con la inversión del deslizamiento (slip inversion) es que usualmente está sub-estimado, debido a que hay más sub-fallas conocidas que datos observadas. Para solucionar este problema introducimos una correlación entre los parámetros estimados, o

construyendo el modelo a priori. Adicionando y empleando una correlación entre los parámetros, es decir entre dislocaciones vecinas, el deslizamiento no debe ser demasiado diferente, por lo que utilizamos un factor de suavizamiento (smoothing) para relacionarlas. El constreñimiento de la solución final no debe ser demasiado diferente al del modelo a priori, este constreñimiento se puede restringir utilizando un factor de amortiguamiento (damping) durante la inversión.

Para obtener una solución óptima en el proceso de la inversión, se cuenta con un conjunto de criterios como el error medio cuadrático, la curva “L” y el número de iteraciones. El objetivo es buscar el modelo más suave posible cuya respuesta se ajuste a los datos de un a-priori función estadística χ^2 (suma cuadrada y ponderada de los residuales). Utilizando la curva de equilibrio obtenida con un valor de compromiso entre el ajuste de datos y la rugosidad del modelo ($1/\lambda$) se encuentra un punto de inflexión que permite obtener el mejor resultado.

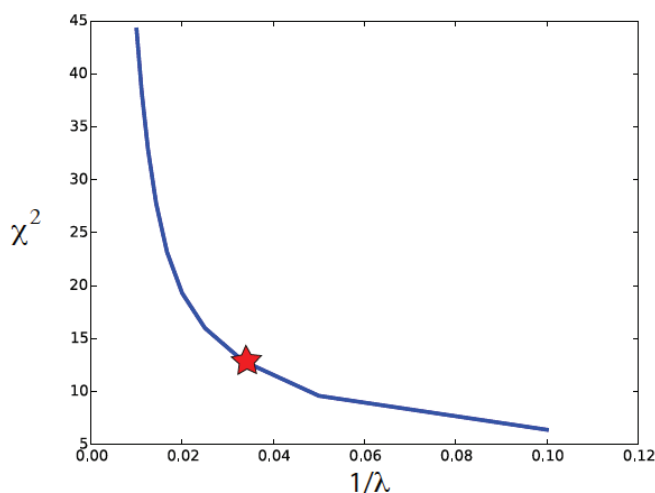


Figura 2.14 Curva L para el ajuste de los datos. (Tomado de curso de deformación de Nocquet, 2015).

La estrategia de la inversión sigue un enfoque bayesiano lineal propuesto por Tarantola, 2005; debido a que una solución a un problema no lineal debe ser también válido para un problema lineal (Tarantola and Valette 1982). El enfoque bayesiano proporciona un marco matemático que permite un tratamiento riguroso de las

incertidumbres del modelo y proporciona un espacio de solución completa de los parámetros desconocidos. Para una geometría de falla dada, asumimos una distribución Gausiana para el error e (Beck and Katafygiotis, 1998), derivada sólo de las incertidumbres en los datos geodésicos como una simplificación. (Wang L. et al., 2014).

La falta intrínseca de datos, y los errores presentes en los datos y el modelo (Tarantola, 2005) indican que la solución del problema inverso no es siempre única, y se escoge del conjunto de valores los que proporcionen el mejor ajuste (fit) entre los datos observados y simulados.

CAPÍTULO 3

3. RESULTADOS

3.1 DESPLAZAMIENTO COSISMICO EN LAS ESTACIONES GPS

Utilizando los datos GPS de las estaciones de campaña para la zona de Manta – Isla de la Plata (tabla 3.1), y aplicando la metodología descrita en el capítulo 2, se calcularon los desplazamientos a partir de las series de tiempo. Cabe señalar que los datos GPS de campaña están comprendidas entre enero 1994 a julio 2014, y no todos los sitios presentan las suficientes medidas para extraer los desplazamientos, principalmente debido al sismo de Bahía de Caráquez del año 1998 y al enjambre sísmico del año 2005. Sin embargo, se pudo extraer los desplazamientos para el sismo de Bahía de Caráquez en 12 estaciones y para los desplazamientos durante la crisis de 2005 en 13 estaciones. La tabla 3.1 resume los desplazamientos obtenidos.

EST.	LON.	LAT.	FECHA		DESPLAZAMIENTOS (mm)							
			INICIO	FIN	MANTA 2005				BAHIA 1998			
					De	Dn	SDe	SDn	De	Dn	SDe	SDn
AYAN	-80.75	-1.98	1994.1	2008.8	-4.21	7.06	4.2	4.26	-25.1	-15.0	18.9	80.6
BAHX	-80.40	-0.6	1998.1	2014.7	-19.34	-6.73	1.14	0.63	-75.06	-43.17	7.15	7.3
BALZ	-79.90	-1.36	1994.1	2003.0	-57.44	1.5	15	30	-63.2	9.5	16.1	3.9
BUFE	-79.48	-0.87	1994.1	2001.0					-17.2	-8.0	2.0	1.9
DAUL	-79.99	-1.87	1994.1	2008.8	-10.0	6.0	10	10				
DESV	-79.92	-1.04	1994.1	2014.7	-16.25	-4.23	3.15	4.2	-31.8	6.3	5.9	2.4
JUJA	-79.53	-1.89	1998.1	2011.2	-13.58	9.80	7.92	12.9				
LIBF	-80.90	-2.21	2000.3	2014.7	-19.2	20.7	3.9	4.5				
MANT	-80.67	-0.93	1994.1	2008.7	-50.69	-23.14	5.0	5.0	-55.0	-42.27	5.0	5.0
MINA	-80.27	-0.96	1994.1	2010.0	-38.5	-3.0	10.0	10.0	-56.2	6.2	11.2	8.6
MIRD	-79.16	-0.58	1994.1	2001.0					-26.99	0.83	6.71	2.62
MOCA	-79.50	-1.18	1994.1	2014.7					-5.25	0.1	10.0	0.1
MSL1	-80.89	-1.07	2002.9	2014.5	-202.3	30.9	10.0	10.0				
MS01	-80.84	-1.59	2002.9	2014.5	-115.2	13.3	10.0	10.0				
PAJA	-80.42	-1.55	1994.1	2001.0					-12.0	6.4	2.8	4.0
PUEB	-79.53	-1.55	1994.1	2001.0					-15.7	8.9	2.7	6.9
SABA	-80.22	-1.84	1994.1	2014.5	-31.43	-2.4	12.2	19.8				
STAA	-80.38	-1.18	1998.1	2014.5	-108.3	41.1	15.91	16.6				
SRAM	-79.56	-0.61	1994.1	2009.8					-37.56	-7.36	13.74	8.67

Tabla 3.1: Desplazamientos calculados para las estaciones de campaña en la zona de Manta. De y Dn son los desplazamientos de la componente *este* y *norte* en mm. SDe y SDn son las incertidumbres para la componente *este* y *norte* respectivamente.

En la figura 3.1 se presenta la serie de tiempo GPS para la componente norte de la estación de campaña Manta (MANT), para el período comprendido entre 1994 a 2015. Tomando en cuenta la información de sismo-tectónica (Figuras 1.7 y 1.10), y medidas de GPS (círculos azules), se grafica las tendencias para los períodos cosísmico y post-sísmico del sismo de Bahía 1998 y el enjambre sísmico de Manta 2005. La tendencia del período cosísmico y post-sísmico del sismo de Bahía está bien constreñido por las medidas de GPS. La tendencia para el período cosísmico y post-sísmico de Manta se lo hace en función de la duración del enjambre sísmico (de enero a marzo). Las tendencias para los diferentes períodos intersísmicos de la serie (1994 a 1998, 1999 a 2005 y 2006 a 2015) se lo realiza en función de la pendiente entre las medidas GPS de 2008 a 2015.

Cabe señalar que la duración del período cosísmico y post-sísmico para el evento de Bahía 1998, es debido a la contribución del enjambre sísmico (mes de mayo) y el sismo de 1998 (mes de agosto).

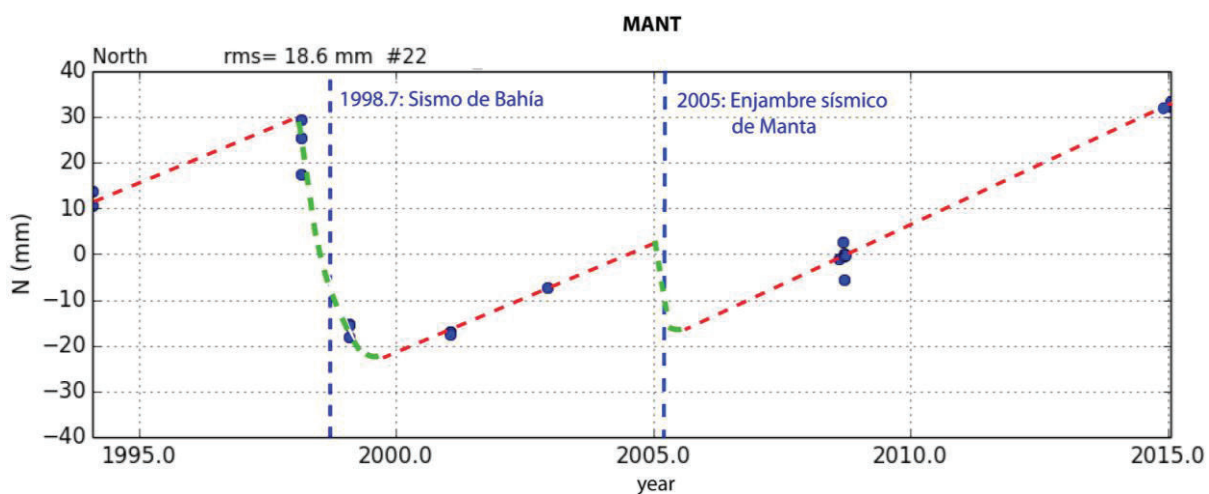


Figura 3.1 Componente NORTE de la serie de tiempo de la estación de campaña MANT. Líneas punteadas azules representan las fechas del sismo de Bahía de Caráquez y enjambre sísmico de Manta respectivamente. Líneas punteadas verdes representan el período cosísmico y post-sísmico.

Los desplazamientos para el sismo de Bahía de Caráquez de 1998 (Fig. 3.2: Flechas lilas), muestran una dirección hacia el oeste sur-oeste para las estaciones MIRD, SRAM, BUFE, MOCA, y hacia el oeste nor-oeste para las estaciones PUEB, BALZ, DESV, PAJA, MINA. Valores que van incrementándose (5.3mm a 56.5mm) desde sitios que están en la longitud $\sim 79.5^\circ$ (al pie de los Andes) hasta la longitud $\sim 80.2^\circ$ (hacia la costa). Cerca del epicentro del sismo, se observan desplazamientos con dirección oeste sur-oeste (estaciones BAHX, MANT, AYAN) que van disminuyendo (86.6 mm a 29.2 mm) conforme se alejan del epicentro (estaciones más al sur) (latitud $\sim 2.0^\circ$).

Los desplazamientos inducidos por el enjambre sísmico de Manta 2005 (Fig. 3.2: Flechas amarillas), muestran una dirección hacia el oeste sur-oeste para las estaciones BAHX, MINA, DESV, y hacia el oeste nor-oeste para las estaciones JUJA, DAUL, BALZ, AYAN. Valores que van incrementándose (16.8mm a 115.8mm) desde sitios que están en la longitud $\sim 79.9^\circ$ hasta la longitud $\sim 80.9^\circ$ (hacia la costa). El campo de desplazamiento está limitado al norte de la ciudad de Manta por el desplazamiento de la estación BAHX (20.48mm), y al Sur por los desplazamientos de las estaciones AYAN (8.21mm), y LIBF (28.23mm), indicando que el movimiento de la falla asociado a la ruptura no se propago al sur de la latitud 1.75° .

La fuerte dirección de los desplazamientos de las estaciones MANT y BAHX (Fig. 3.2), para el sismo de Bahía de 1998 y enjambre sísmico de Manta 2005, es debido a que se encuentran junto a la fuente del movimiento. Esta característica del movimiento se ha observado en otras regiones del mundo, como en Boumerdes-Zemmouri, Algeria (Delouis B., et al 2004).

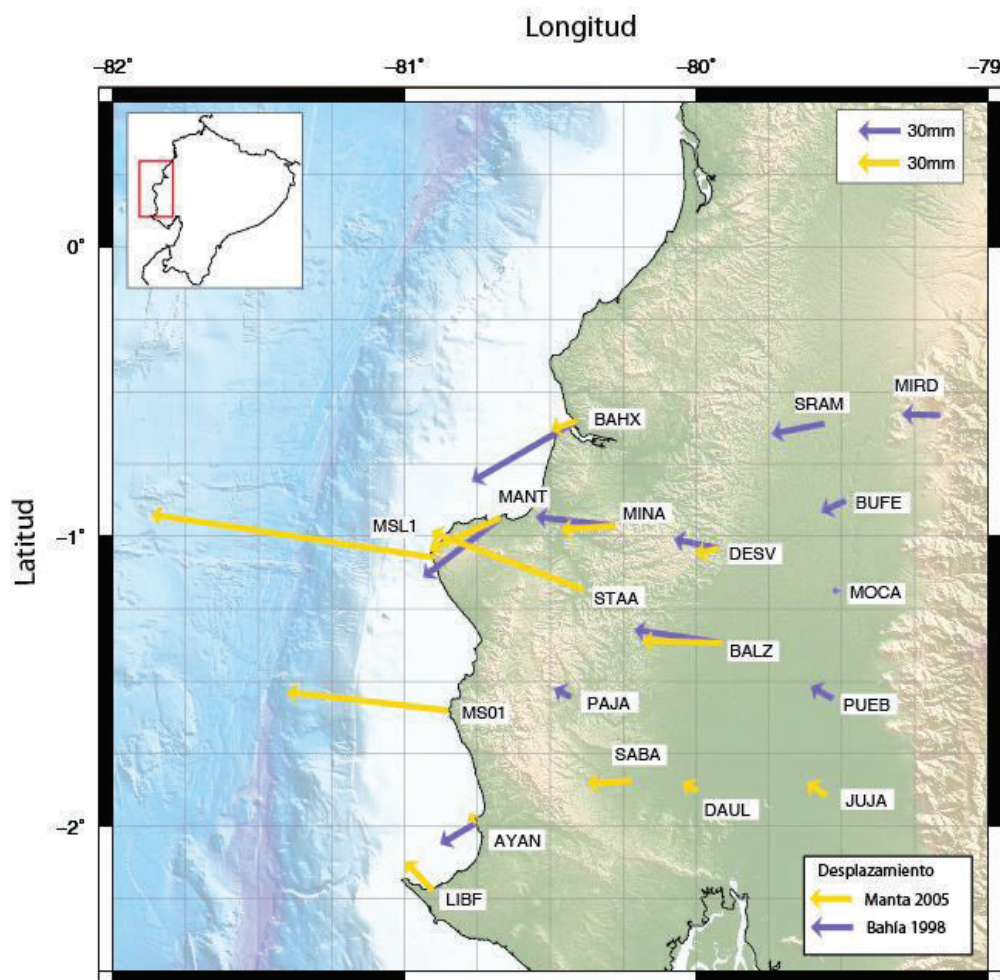


Figura 3.2 Desplazamientos obtenidos a partir de las medidas de campaña GPS (1994.0 - 2015.1). Flechas amarillas representan los desplazamientos del enjambre sísmico de Manta 2005.0, flechas lilas representan los desplazamientos del sismo de Bahía de Caráquez 1998.

3.2 MODELOS DIRECTOS: DESPLAZAMIENTO INDUCIDO POR UNA DISLOCACIÓN EN UN SEMI-ESPACIO INFINITO HOMOGENEO ELÁSTICO

Para entender de manera cualitativa los desplazamientos encontrados en las observaciones GPS, se procede a realizar una predicción de los desplazamientos inducidos (sobre el plano de falla) por el enjambre sísmico de Manta 2005, utilizando

un modelo de dislocación (Okada 1985) para un supuesto deslizamiento (slip) constante de 115 mm, fijando el rake a 90° (puramente inverso) y definiendo una superficie de falla de 130km de longitud y 100 km de ancho, que delimita la distribución espacial del enjambre sísmico con un dip de 17° , una profundidad focal de 3 km con un strike de 25° . Los resultados del modelo (Fig. 3.3) dan una magnitud equivalente de 7.0 (Mw), donde el valor de desplazamiento máximo superficial predicho es de 60.4 mm para la estación MSL1. Para sitios localizados a 25 km de distancia (al norte y sur) de la estación MSL1, el modelo da valores entre 38.8 a 50.2 mm con dirección oeste nort-oeste. En el campo lejano, el modelo muestra desplazamientos que van incrementándose (desde longitud -79°) con una tendencia cóncava en dirección oeste sur-oeste desde el norte hasta la latitud -1° , y con dirección oeste nor-oeste desde el sur hasta la latitud -1° .

Los resultados obtenidos del modelo directo (Fig. 3.3) muestran una configuración de desplazamiento sintético superficial similar a los desplazamientos observados. La principal diferencia en la tendencia y magnitud de los desplazamientos (zona donde se fijó la superficie de falla) se debe principalmente a que se usó un rake de 90° , sin embargo las soluciones de los mecanismos focales (GCMT) dan un rango entre 71° a 123° . De manera general, este simple modelo no logra reproducir los grandes desplazamientos encontrados en la costa. Esto implica que el valor de slip escogido (115 mm) es demasiado pequeño y que el evento debe tener una magnitud mayor que Mw 7.0. Otro factor importante a considerar, es que los modelos de dislocación consideran un medio elástico semi-infinito, aspectos como la inclinación de la superficie y la topografía no son tomadas en cuenta, es decir considera una geometría de falla plana, estos modelos encuentran limitantes en el hecho que asumen premisas reológicas un tanto irreales, pero son necesarias para simplificar los cálculos.

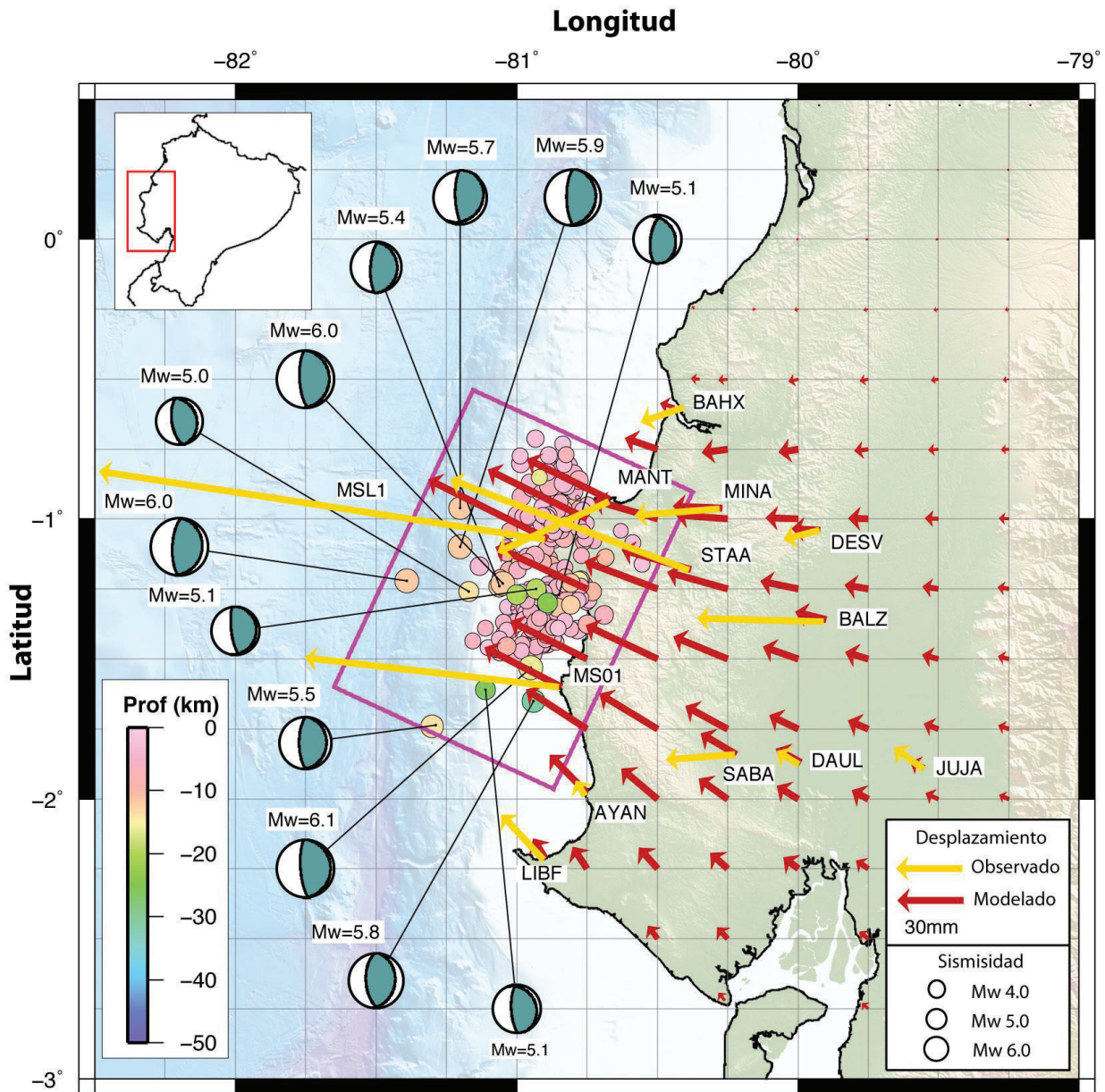


Figura 3.3 Modelo de dislocación elástica para el enjambre sísmico de Manta 2005. Flecha amarillas representan los desplazamientos observados, flechas rojas representan las desplazamientos modelados. El rectángulo lila corresponde a la superficie donde se fijó la dislocación. La solución de los mecanismos focales del catálogo del global Centroid Moment Tensor (GMCT).

3.3 INVERSIÓN DE LOS DATOS PARA LA CRISIS DE MANTA 2005

Los datos utilizados para la inversión del deslizamiento en la región de Manta – Isla de la Plata consisten en los desplazamientos encontrados para el enjambre sísmico del año 2005, y una geometría de la interface modificada (slab curvo) de 0 a 35 km de profundidad (longitud: -82° a -80° y latitud: -2.5° a -0.5°), con un dip tipo inverso y un rake fijado a un valor de un polo de Euler (longitud: -179.551° , latitud: 82.858° , velocidad angular: 0.4265 °/Ma) que representa el movimiento de la placa Nazca/NAS, tomado de Nocquet et al., (2014).

Los resultados de las inversiones (fig. 3.4 a 3.6), muestran la existencia de un deslizamiento (slip) localizado en las cercanías de la Isla de la Plata, que se distribuye desde sitios tierra adentro (al pie de los Andes) y en línea de costa hasta la fosa de subducción (fig. 3.4 y 3.5). Las figuras 3.4 y 3.5 son el resultado de un modelamiento “suave”; es decir, el valor del factor de relación entre dislocaciones vecinas es mayor que 6000 (smoothing), cuya distribución de slip es homogénea y con forma circular a los 5 km de profundidad que tiende a una forma elíptica cuando la profundidad aumenta, sin embargo en la solución de la figura 3.4, modelo con “suavidad intermedia”, (smoothing de 5000) se observa que la magnitud de los desplazamientos calculados en la región del máximo slip se resuelve de mejor manera respecto a la solución presentada en la figura 3.5 (modelo suave). Por otro lado, el resultado presentado en la figura 3.6, se le denomina un modelo “rugoso”, debido a que el factor de relación entre dislocaciones vecinas es bajo (smoothing de 100), y muestra una distribución espacial del slip no homogénea; es decir, se presentan varios parches de slip, que no se correlacionan completamente con la distribución del enjambre sísmico, además se encuentran parches en zonas (al norte de Bahía de Caráquez y al sur de Salinas) donde no existen desplazamientos observados (al norte de Bahía de Caráquez y al sur de La Libertad), y que son restringidos por los valores de desplazamiento (observado) por las estaciones BAHX y LIBF a lo largo del stike. Por otro lado se observa que las magnitudes y direcciones

de los desplazamientos calculados para los sitios en la línea de costa se resuelven mejor en el modelo rugoso (figura 3.6) comparado con los resultados de los modelos suaves, esto significa que la solución de la inversión no está considerando las incertidumbres de las observaciones; es decir, la solución de la inversión está modelando también el ruido presente en los datos.

De las tres figuras presentadas (Fig. 3.4, 3.5, 3.6), se escoge el resultado del modelo intermedio (fig. 3.4), que representa un buen equilibrio entre el fit (ajuste) de los datos GPS (Chi2) y el nivel de suavizamiento (smoothing) del modelo (1/lambda).

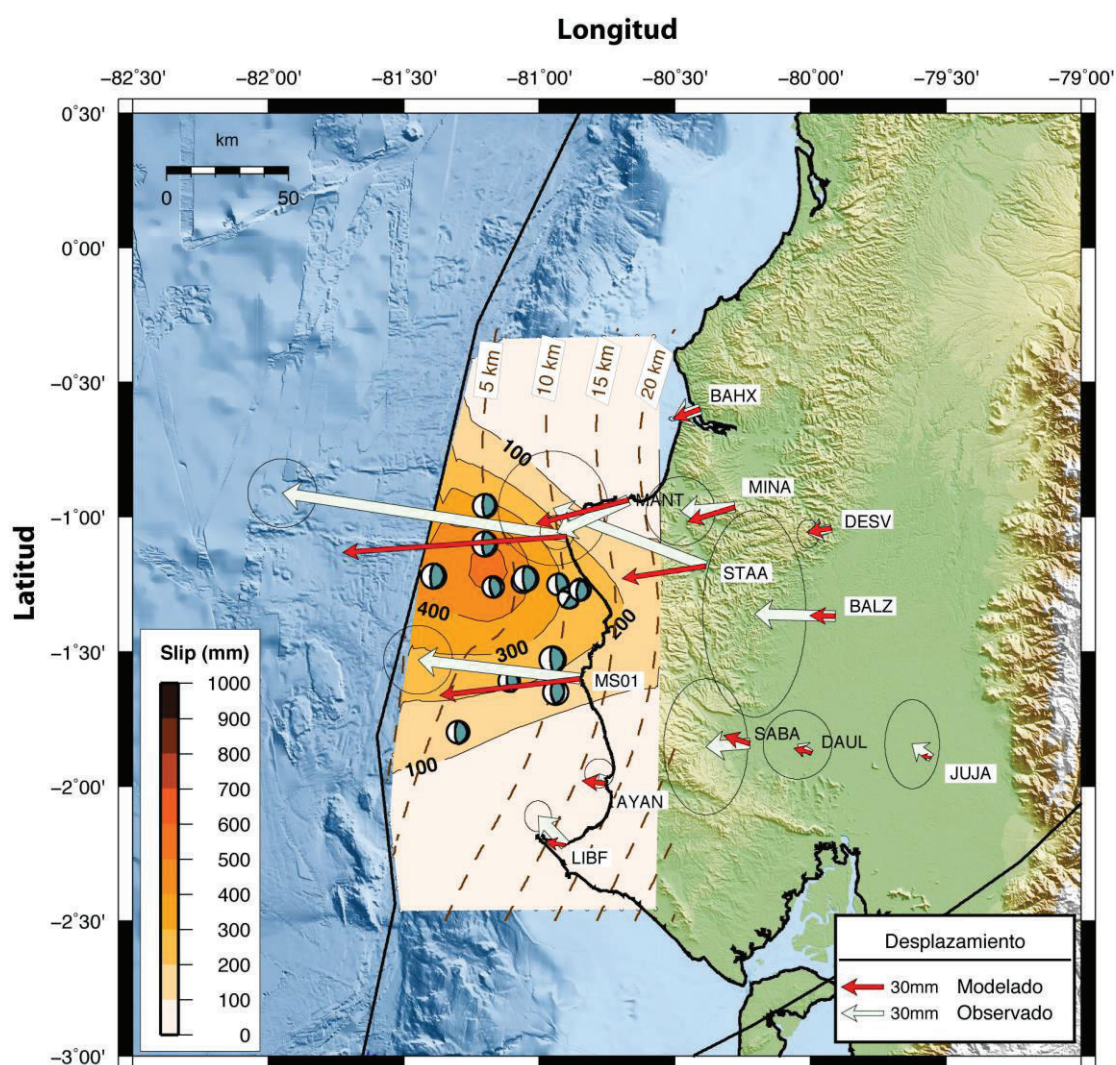


Figura 3.4 Mapa de deslizamiento para el enjambre sísmico de Manta 2005 (Modelo con suavidad intermedia), obtenido con un valor de smoothing de 5000 y damping de 10 en la inversión.

En la solución de la figura 3.4, la superficie de la distribución del deslizamiento (slip) está concentrada desde 5 km a 20 km de profundidad, el cual indica un movimiento sobre una gran área en la zona de la Isla de la Plata (incluye estaciones hasta una longitud de $\sim -80,5^\circ$), que está bien correlacionada con la distribución del enjambre sísmico. La tendencia hacia el oeste sur-oeste a lo largo del strike se superpone muy bien al parche de fuerte acoplamiento intersísmico distribuido en profundidad en la zona de contacto interplaca descrito por Vallée et al., (2013); Nocquet et al., (2014) y Chlieh et al., (2014). Dichos resultados muestran un slip máximo de 553 mm, cuya liberación de momento equivale a 1.03×10^{20} Nm (usando un valor clásico para el módulo de corte de 30GPa; Vallée et al., 2013) cuya magnitud de momento M_w durante el SSE es de 7.3. Los desplazamientos modelados guardan un buen nivel de acuerdo con los desplazamientos calculados (la precisión del GPS para las componentes horizontales esta entre 2 – 5 mm para un nivel de confianza de 1 sigma, en medidas de campaña) que se ve reflejado en las incertidumbres de los desplazamientos calculados.

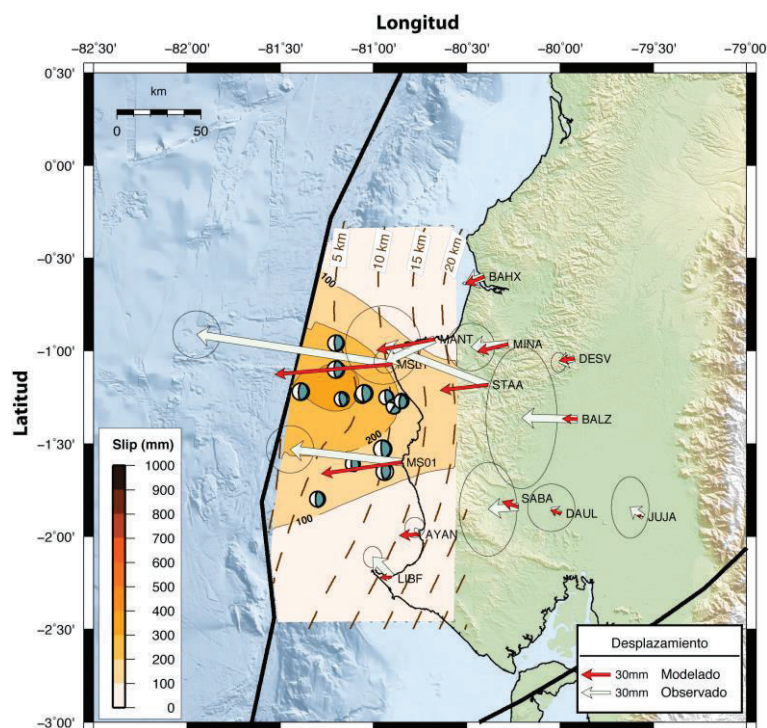


Figura 3.5 Mapa de deslizamiento para el enjambre sísmico de Manta 2005 (Modelo muy suave), obtenido con un smoothing de 30000 y damping de 10 en la inversión.

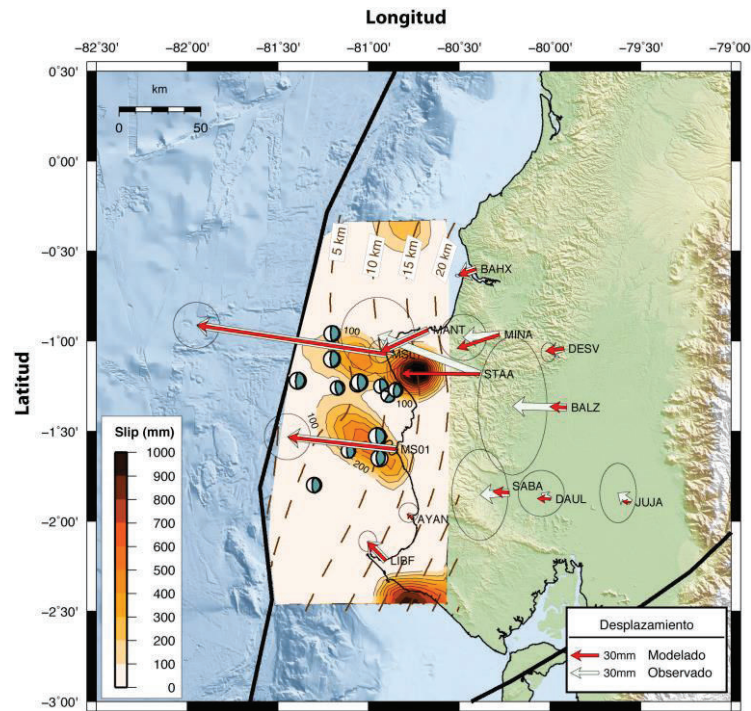


Figura 3.6 Mapa de deslizamiento para el enjambre sísmico de Manta 2005 (Modelo rugoso), obtenido con un smoothing de 100 y damping de 10 en la inversión.

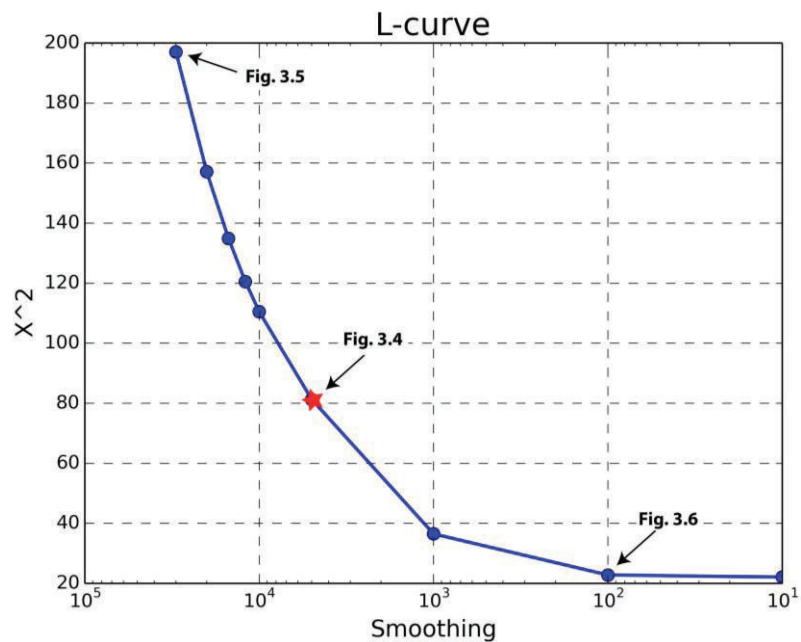


Figura 3.7 Relación entre el suavizado (smoothing) y el chi2 (X^2) para las diferentes soluciones de la inversión. La estrella roja representa la solución de la inversión con parámetros intermedios

3.4 CAMPO DE VELOCIDADES PARA LA ZONA DE MANTA-ISLA DE LA PLATA

En la figura 3.8 se presenta un primer campo de velocidades para la zona Manta – Isla de la Plata respecto al bloque nor-andino (NAB), las velocidades de las estaciones de MANT, STAA, BALZ, y SABA no muestran coherencia en magnitud y sentido con las velocidades de las estaciones de GPS continuas BAHI, CHIS, ISPT, SLGO, SALI, PTEC, QVEC, SEVG, COLI (estaciones instaladas a partir del año 2009) debido principalmente a la fuerte presencia de la señal del SSE del 2005.

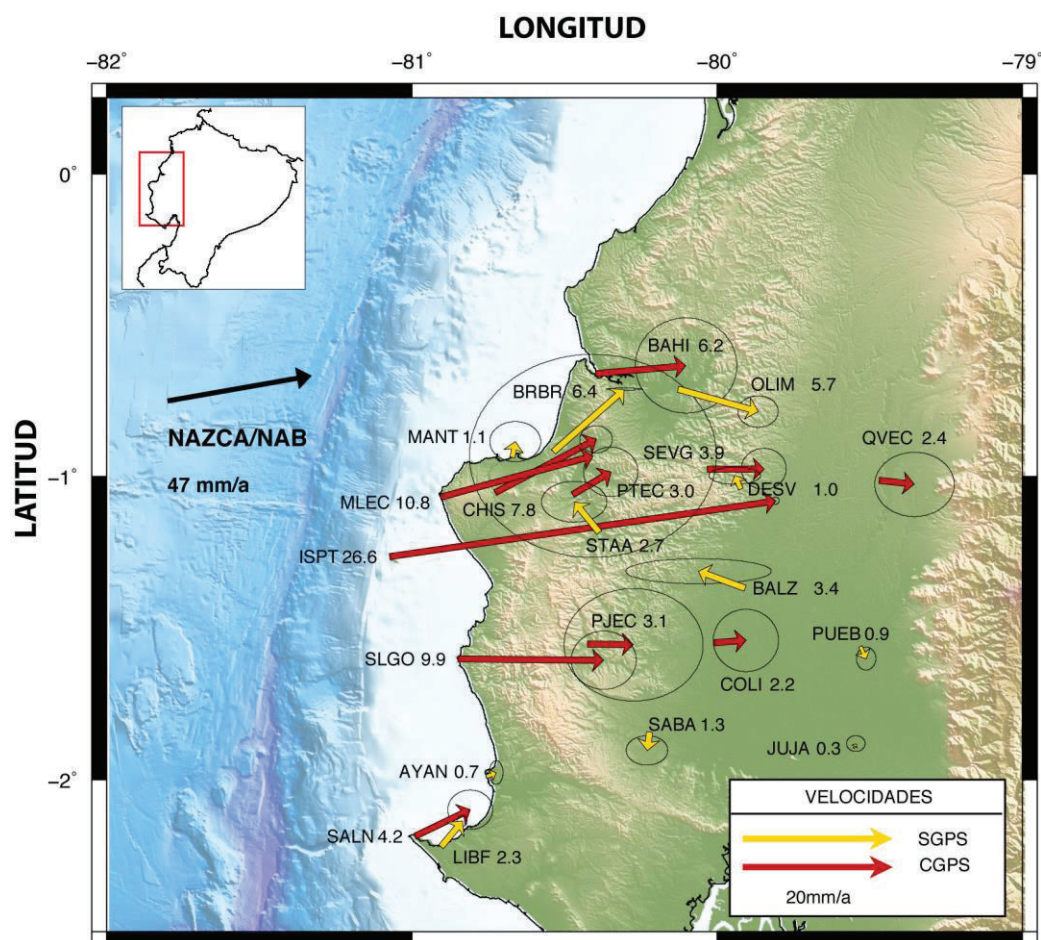


Figura 3.8 Campo de Velocidades para la zona Manta - Isla de la Plata considerando el efecto del SSE del 2005. Las flechas amarillas son las velocidades de las estaciones de campaña. Las flechas de color rojo son las velocidades de las estaciones permanentes.

Retirando el efecto del SSE en las estaciones de GPS de campaña se obtiene el campo de velocidades final (Fig. 3.9), el cual muestra un movimiento coherente con el NAZCA/NAB, velocidades que se dirigen con dirección este nor-este que decrecen conforme nos alejamos de la línea de costa con dirección al este, muestran el efecto de la convergencia. Las estaciones permanentes MLEC y PJEC muestran un nivel de incertidumbre mayor para la velocidad comparado con las otras estaciones permanentes, esto se debe principalmente a que estas estaciones presentan una serie de tiempo menor a 2 años (funcionamiento menor a 2 años).

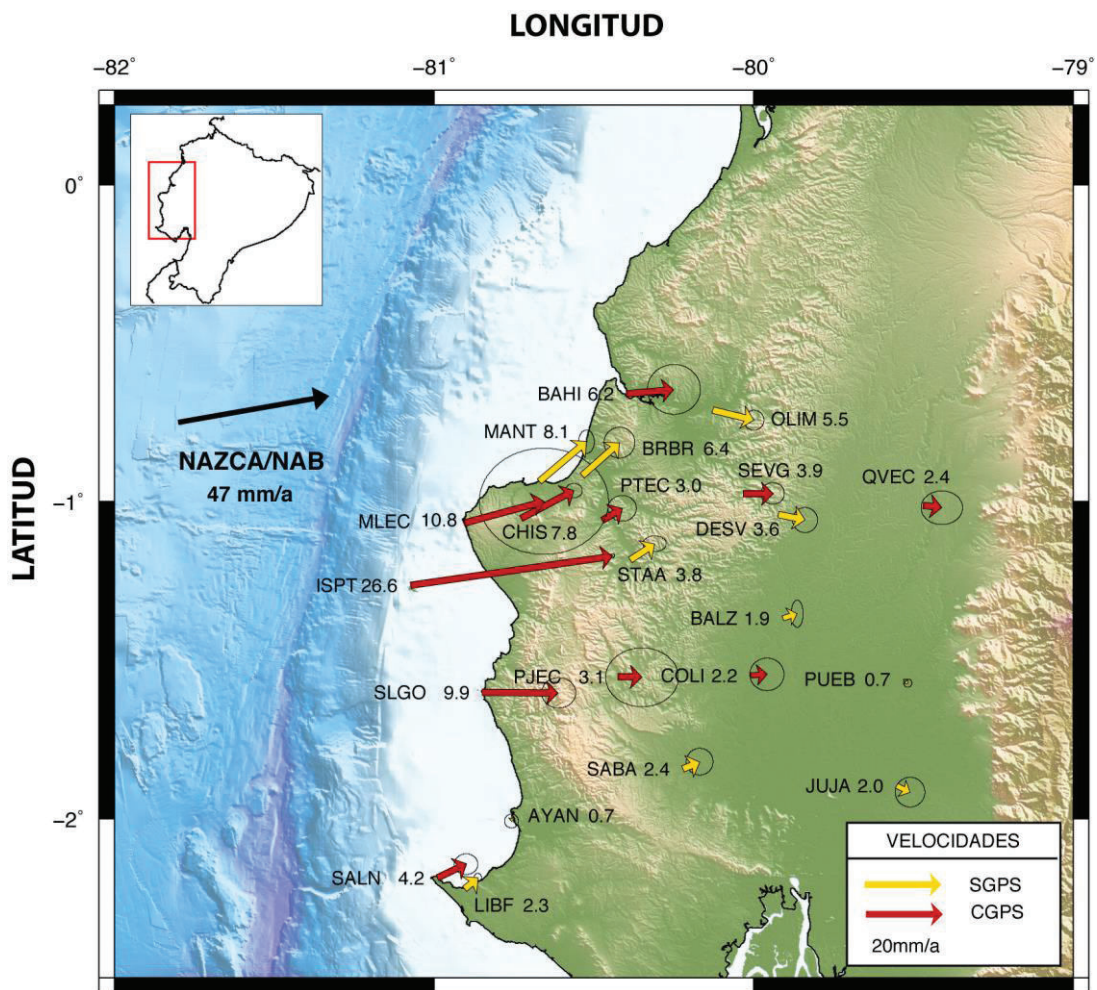


Figura 3.9 Campo de velocidades para la zona de Manta - Isla de la Plata retirando el efecto del SSE del 2005. Las flechas amarillas son las velocidades de las medidas GPS de campaña. Las flechas de color rojo son las velocidades de las medidas GPS continuas. Los números junto a los nombres de las estaciones muestran el valor de la velocidad.

3.5 DISCUSIÓN

Los resultados de la inversión muestran un deslizamiento significativo hasta una profundidad de 20km, con una forma circular en las cercanías a la Isla de la Plata como centro, que va cambiando paulatinamente a una forma elíptica conforme nos alejamos del centro. Para dicho modelo la raíz ponderada cuadrática (wrms) es ~ 5.6 mm (para modelos muy suaves el wrms es menor a 7.1 mm y para modelos rugosos es ~ 2.4 mm). Realizando un promedio entre las soluciones de la inversión, el deslizamiento máximo se encuentra en el rango de 471.2mm a 553.0mm (deslizamiento promedio de 512.1mm), que equivale a una magnitud de momento Mw que se encuentra entre 7.2 a 7.3. Holtkamp et al., (2010) estimó que la liberación de momento equivalente para todos los sismos del SS del 2005 fue de 1.00×10^{19} Nm., que equivale a una magnitud de momento Mw de 6.6. El resultado obtenido indica que solo el 10% del momento total fue relajado de manera sísmica y que el 90% fue de manera asísmica. En todas las soluciones, el momento del SSE es siempre mucho mayor que el momento sísmico relajado, esto demuestra un proceso dominado por deslizamiento asísmico.

Los desplazamientos en las componentes horizontales de los sitios de campaña muestran un claro movimiento hacia el *oeste* (fig. 3.2). Las estaciones GPS MSL1 y MS01 muestran los mayores desplazamientos, (-202.3mm y -115.2mm respectivamente) en las componentes *este* y (30.9mm, 13.3mm respectivamente) *norte*, sin embargo la resolución de los datos no permiten extraer los desplazamientos para la componente vertical de las estaciones. En el SSE del 2005 se observan que existen desplazamientos en estaciones que se encuentran al pie de los Andes que fijan de mejor manera la distribución del slip, cosa que no sucedió para el SSE del 2010.

El SSE del año 2010 liberó una magnitud de momento equivalente a un terremoto de Mw entre 6.2 a 6.3 que provocó una intensa actividad sísmica (650 eventos). Sin embargo, el momento sísmico relajado representa solo 0,2% del momento del SSE

del 2010, comparado con el SSE del año 2005, en donde el momento sísmico relajado representa el 10% del momento del SSE, confirma que el SSE del 2005 es el primer evento registrado y el más fuerte en los últimos 10 años.

Analizando la distribución espacial de la sismicidad del SSE del año 2005 se observa que su ocurrencia está dentro (casi la totalidad) de la zona afectada por el deslizamiento lento, de igual forma como sucedió para el SSE del año 2010. Sin embargo no es el caso si observamos otras zonas donde se han producido SSE como en (Hikurangi, New Zealand (Delahaye et al., 2009), La península de Boso (Sagiya 2004), Guerrero México (Liu et al., 2007), donde la sismicidad estuvo adyacente a el área del deslizamiento lento (Vallée et al., 2013).

CAPÍTULO 4

4. CONCLUSIONES

En la región Manta – Isla de la Plata se observa la coexistencia de eventos de deslizamiento lento (SSE) y crisis sísmicas (enjambres) que han ocurrido principalmente en 2005 y 2010. Además en la región se han presentado otros enjambres sísmicos como en 1977, 1996, 1998 (sin contar el sismo de Bahía de Caráquez de agosto de 1998) y 2002. Los datos GPS con medidas de campaña no son suficientes para poder extraer una señal clara de los desplazamientos para los enjambres sísmicos de 1996 y/o 1998. El sismo de Bahía de Caráquez de agosto de 1998 (Mw 7.1) es observado en varias estaciones de campaña GPS, sin embargo la cantidad de medidas y la resolución de los datos no permite separar el enjambre sísmico de mayo de 1998 en la región de Manta, del sismo principal (Bahía 1998), sin embargo los datos de la sismicidad siguen siendo un indicador de la ocurrencia de estos eventos. Debido a la duración de estos enjambres (~1 mes) no se descarta la posibilidad de que hubiesen ocurrido otros SSE en la zona, lo que además parece ser una característica de la forma en la que se deforma esta región.

El análisis de interferometría radar de apertura sintética (INSAR) de Holtkamp et al., (2011) no aportó ninguna información sobre la relación del posible SSE y el fuerte enjambre sísmico del 2005, debido principalmente a la pérdida de coherencia de las imágenes satelitales. Los datos de GPS y este estudio han permitido por primera vez confirmar la existencia de un evento de deslizamiento lento (SSE) relacionado con el enjambre sísmico del año 2005.

La fuerte relación entre el SSE y el enjambre sísmico se puede explicar por la presencia de una interfaz en subducción mayormente asísmica, sobre la cual pequeños y localizados parches se rompen sísmicamente y generan el desplazamiento asísmico luego de cada crisis.

La magnitud de momento equivalente (M_w) liberado durante el SSE del 2005 se encuentra en el rango de 7.2 a 7.3, mientras que el del SSE del 2010 está en el rango de 6.0 a 6.3, lo que ratifica que el evento del 2005 produjo mayor deslizamiento y liberó más energía.

El SSE del 2005 ocurrió a una profundidad somera (entre 5km a 15km), que se superpone muy bien a la distribución de la asperidad circular aislada de 50 km de diámetro con una profundidad menor a 15km descrita por Chlieh et al., (2014), que no es el caso para el SSE del 2010, el cual ocurrió solo en una parte profunda de la asperidad (bajo la Isla de la Plata y en la zona de transición acoplada/desacoplada del down-dip). Estos resultados confirman que los esfuerzos acumulados en una zona con fuerte acoplamiento (parche) pueden ser relajados de manera sísmica y asísmica, dando un buen nivel de confianza a la distribución del acoplamiento propuesta por Nocquet et al., (2014), dejando abierta la posibilidad de incluir las nuevas informaciones en los modelos de acoplamiento intersísmico para constreñir de mejor manera su nueva distribución espacial.

Observando los resultados del modelamiento de los datos para el SSE del 2005, y teniendo como antecedente el SSE del 2010, y el posible SSE del 2013, se puede definir a esta zona como un laboratorio de estudio debido a la generación de eventos de deslizamiento lento en una pequeña zona de transición (creeping/acoplamiento) que presenta un parche de fuerte acoplamiento intersísmico local en la zona de contacto interplaca. Tomando en cuenta lo anterior, se inició con la densificación de más estaciones GPS continuas (2) y la fijación de nuevos puntos para medidas de campaña (4) que ayuden a detectar y constreñir de mejor manera los futuros eventos en la zona.

Según Chlieh et al. (2014), la zona de La Isla de la Plata está acumulando un momento equivalente a un sismo de M_w 7.0 cada 100 años. Los resultados para el SSE del año 2005 muestra una magnitud de momento equivalente (M_w) superior a 7.0. El SSE del año 2010 (mas pequeño) mostró un M_w superior a 6.0. Esta comparación sugiere que los sismos lentos y procesos asísmicos contribuyen a la

mayor parte de la liberación de los esfuerzos que se acumulan. Sin embargo se necesita tener más observaciones de este tipo de procesos (SSE), que confirmen el potencial sísmico en la región Central de la subducción del Ecuador, específicamente en la zona Manta-Isla de la Plata.

En este estudio se trabajó con datos de varias campañas GPS en la zona Manta-Isla de la Plata, que ha permitido confirmar que la magnitud de momento equivalente del sismo lento (SSE) del año 2005, es la contribución de una liberación de energía en forma sísmica y asísmica.

Con la metodología desarrollada en este estudio, se deja la posibilidad de realizar la búsqueda de señales (desplazamientos) en los datos continuos de GPS (CGPS) para realizar estudios similares en la zona norte de la Subducción de Ecuador.

REFERENCIAS

- Aguilera M., 2001, Tesis Doctoral, “Desarrollo de una metodología de cálculo de redes geodésicas observadas mediante gps. Análisis de la influencia de los métodos de cálculo en la precisión”, Universidad de Córdoba - Argentina, 275 p.
- Blewitt G., Lavallée D., 2002, Effect of annual signals on geodetic velocity, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107.
- Castagnetti C., Casula G., Dubbini M., Capra A., 2009, Adjustment and transformation strategies of ItalPoS permanent GNSS network, *Annals of Geophysics*, Vol. 52.
- Chlieh M., Mothes P., Nocquet JM., Jarrin P., Charvis P., Cisneros D., Font Y., Collot JY., Villegas JC., Rolandone F., Vallée M., Regnier M., Segovia M., Martin X., Yepes H., 2014, Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust, *Earth and Planetary Science letters*, 292-301.
- Cortés J., 2012, Thèse Doctorat, “Activité des failles de la plaque supérieure dans l’avant-arc côtier du nord du Chili”, Université de Toulouse – Francia, 279 p.
- Delouis B., Vallée M., Meghraoui M., Calais E., Maouche S., Lammali K., Mahsas A., Briole P., Benhamouda F., and Yelles K., 2004, Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophysical Research Letters*, vol. 31, doi:10.1029/2004GL020687.
- Dixon T. H., 1991, An introduction to the Global Positioning system and some geological applications, *Reviews of Geophysics*, 91 RG00152.
- Dixon T. H. and Moore J. C., 2007, The seismogenic zone of subduction thrust faults, Columbia university Press, page 680
- Dragert H., Wang K., Thomas S., 2001, A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface, *Science*, Vol 292.
- Franco Sara, Tesis Doctoral, 2006, Redes GPS en México y su aplicación en la sismotectónica, Universidad Autónoma de México, 81 p.

- Font Y., Segovia M., Vaca S., Theunissen, Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model, *Geophysical Journal International*, doi:10.1093/gji/ggs083.
- Herring T., King R., McClusky S., 2010, *Gamit reference manual*, MIT.
- Herring T., King R., McClusky S., 2010, *Globk reference manual*, MIT.
- Hofmann-Wekkenhot B., lichtenegger H., y Collins J., 1992, *GPS theory and Practice*.
- Holkamp S., Pritchard M., Lohman R., 2011, Earthquake swarms in South America, *Geophysical Journal Internacional*, N° 187, pág.128-146.
- Iglesias A., Singh S., Lowry A., Santoyo M., Kostoglodov V., Larson K. and Sánchez F., 2004, The silent earthquake of 2002 in the Guerrero seismic gap, Mexico (Mw=7.6): Inversion of slip on the plate interface and some implications, *Geophysical International*, Vol.43, 309-317.
- Mendoza C., and Dewey j., 1984, Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979: implications for barrier models of earthquake rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol 74, N° 2, pág. 557-593.
- Nocquet JM., Villegas JC., Chlieh M., Mothes P., Rolandone F., Jarrin P., Cisneros D., Alvarado A., Audin L., Bondoux F., Martin X., Font Y., Regnier M., Vallée M., T. Tran, Beauval C., Maguiña JM., Matinez W., Tavera H., Yepes H., 2014, Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes, *Nature geoscience*, DOI:10.1038.
- Nocquet JM., *Geodesy course: "Geodesy & deformation from measurements to interpretation"*.
- Nocquet JM., 2015, *Deformation course*, Barcelonnette - Francia.
- Okada Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 75, 1135-1154.
- Okada Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 82, 1018-1040.

- Peñafiel Javier, Zayas Jorge, 2001, Tesis de Maestro en Ciencias, Fundamentos del Sistema GPS y aplicaciones en la topografía, Universidad Nacional Autónoma de México - México, 79 p.
- 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, Núm. 6, 201-243.
- Savage J.C., 1983, A dislocation Model of strain accumulation and release at a subduction zone, Journal of Geophysical Research, Vol. 88, 4986-4996.
- Schwartz S., Rokosky J., 2007, Slow slip events and seismic tremor at Circum-Pacific subduction zones, Reviews of Geophysics, 45, RG3004.
- Scales J., and Tenorio L., 2001, Prior information and uncertainty in inverse problems, Geophysics Vol 66, N°2, 389-397.
- Segall P., Davis J., 1997, Gps applications for geodynamics and earthquake studies, Earth Planet Sci. 15:301-36.
- Segovia M., 2001, Tesis de Ingeniería, El sísmo de Bahía del 4 de agosto de 1998: caracterización del mecanismo de ruptura y análisis en la zona costera, EPN-Quito.
- Segovia M., 2008, Tesis Master 2 SGT PREFALC, “Análisis espacio-temporal del enjambre de Puerto López entre enero y febrero de 2005 con observaciones de la estación de banda ancha de OTAVALO”, EPN-Quito.
- Trenkamp R., Kellogg J., Freymueller J., Mora H., 2002, Wide plate margin deformation, souther central America and northwestern South America, CASA GPS observations, Journal of South American Earth Science, 157 – 171.
- Vaca S., 2007, Tesis Master2 SGT, “Sismotectonique de la region de Manta - Equateur”, Université de Nice – Francia, 54 p.
- Vallée M, Nocquet JM., Battaglia J., Font Y., Segovia M., Régnier M., Mothes P., Jarrin P., Cisneros D., Vaca S., Yepes H., Martin X., Béthoux N., Chlieh M., 2013, Intense interfece seismiscity triggered by a shallow slow slip event in the Central Ecuador subduction zone, Journal of geophysical research, Vol 118, 1-17.

- Wallace L. and Beavan J., 2006, A large slip event on the central Hikurangi subduction interface beneath the Manawatu region, North Island, New Zealand, *Geophysical Research Letters*, Vol 33, L11301.
- Wang L., Zöller G. and Hainzl S., 2015, Joint Determination of slip and stress drop in a Bayesian inversion approach: A case study for the 2010 M8.8 Maule Earthquake, *Pure and Applied Geophysics*, 172 (2015), 375 – 388.
- White S., Trenkamp R., Kellogg J., 2003, Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador-Colombia subduction zone, *Earth and Planetary Science letters*.