

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**ANÁLISIS DE LA CINEMÁTICA Y DEFORMACIÓN INTER-  
SÍSMICA ASOCIADA A LA FALLA DE OCA-ANCÓN  
MEDIANTE EL USO DE LA GEODESIA ESPACIAL DE ALTA  
RESOLUCIÓN**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por el Br. Mogollón L., José A.  
Para optar al Título  
de Ingeniero Geólogo

Caracas, 2018

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**ANÁLISIS DE LA CINEMÁTICA Y DEFORMACIÓN INTER-  
SÍSMICA ASOCIADA A LA FALLA DE OCA-ANCÓN  
MEDIANTE EL USO DE LA GEODESIA ESPACIAL DE ALTA  
RESOLUCIÓN**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. CARLOS REINOZA

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por el Br. Mogollón L., José A.  
Para optar al Título  
de Ingeniero Geólogo

Caracas, 2018

## DEDICATORIA

*A*

*Dios y a mis padres José Mogollón y Elvia López*

## ACTA DE APROBACIÓN


Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller José A. Mogollón L, titulado:

**“Análisis de la cinemática y deformación inter-sísmica asociada a la falla de Oca-Ancón mediante el uso de la geodesia espacial de alta resolución”**

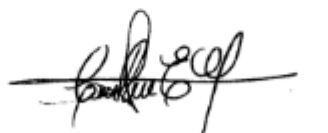
Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por los autores, lo declaran APROBADO.



Prof. Mariano Arnaiz  
Jurado



Prof. Enrique Tosibio  
Jurado



Prof. Carlos Reinoza  
Tutor académico

## **AGRADECIMIENTOS**

Primeramente, a Dios por llenarme de fuerza y sabiduría en todo momento.

A mis padres porque sin su ayuda, apoyo, consejos y amor esto no hubiese sido posible.

A mis hermanas Ligia E. Mogollón L. y Sofía Y. Mogollón L. por su apoyo, comprensión y buenos consejos en todo momento.

A mi novia Gabriela A. Rodulfo M. por siempre estar en los buenos y malos momentos, ayudándome siempre a alcanzar mis metas.

A mi tío y padrino, Pablo López, porque sin su ayuda este trabajo no hubiera sido posible, siempre mostrándome su cariño y afecto en todo momento.

A Efraín Aguilera, porque nunca da un no por respuesta y siempre está dispuesto a colaborar en lo que este a su alcance.

A mis compañeros y amigos, Gabriel Balza, Gustavo Medina, Alexander Tovar y José Nuñez, porque siempre me dieron su apoyo y consejos durante toda la carrera.

A mi grupo de campo, grandes personas de las que aprendí durante el tiempo que he compartido con ellos. Fernanda España, Reinaldo Gil y Geraldine Araujo.

A todos los profesores que de una u otra manera contribuyeron en mi formación académica.

Al profesor Carlos E. Reinoza G. tutor académico, por su apoyo y valiosa contribución en todo momento a la realización de este trabajo.

A la Universidad Central de Venezuela, la casa que vence la sombra, por ser mi segundo hogar y por brindarme sus espacios para formarme como profesional y como persona.

**Mogollón L., José A.**

**ANÁLISIS DE LA CINEMÁTICA Y DEFORMACIÓN INTER-SÍSMICA ASOCIADA A LA FALLA DE OCA-ANCÓN MEDIANTE EL USO DE LA GEODESIA ESPACIAL DE ALTA RESOLUCIÓN**

**Tutor Académico: Prof. Carlos Reinoza. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geología**

**Año 2018, 92 p.**

**Palabras Claves:** Oca-Ancón, GNSS, intersísmica, geodesia espacial

**Resumen:** El Sistema de Navegación Global por Satélite (Global Navigation Satellite System - GNSS), es una herramienta de alta precisión empleada para determinar los campos de velocidades geodésicas en un corto periodo. A partir de estos datos es posible generar modelos que ayudan a comprender la cinemática de las fallas geológicas y la deformación de la corteza terrestre. La tectónica activa en Venezuela ha sido largamente trabajada por diversos autores durante décadas, las mediciones con sistemas geodésicos espaciales de alta resolución aportan datos precisos que pueden ayudar a esclarecer temas de fuerte debate. Con el propósito de estudiar el desplazamiento y la deformación superficial del sistema de fallas Oca-Ancón, se emplearon datos geodésicos para construir el campo de velocidades geodésicas expresado en el marco de referencia ITRF2008 (Altamimi et al., 2012) y el ITRF2014 (Altamimi et al., 2016). Estos datos fueron obtenidos en las campañas de los años: 2011, 2013 y 2016 realizadas en el occidente venezolano. El procesamiento de los datos GNSS se trabajó con el programa TEQC (Traducción, edición y chequeo de calidad; Estey & Meertens, 1999) y el paquete BERNESE 5.2 (Dach & Walser, 2013). Para construir los mapas de velocidades se usó la herramienta para generación de mapas (*Generic Mapping Tools* – GMT). Se trabajó con dos enfoques de modelado: dislocación elástica simple (Chinnery, 1961; Weertman & Weertman, 1964; Savage & Burford, 1973) y dislocación heterogénea asimétrica (Le Pichon *et al.*, 2005). Adicionalmente y para mejorar el ajuste de los resultados se realizó un modelo de dos fallas considerando el sistema de fallas Oca-Ancón y las secciones más septentrionales de la falla de Boconó. Luego de realizar un análisis estadístico la velocidad de campo lejano obtenida para Oca-Ancón es de  $1,5 \pm 0,05$  mm/año por debajo de una profundidad de bloqueo de  $16,5 \pm 3$  km y para la zona norte de Boconó su velocidad de campo lejano varía entre 15-16 mm/año con una profundidad de bloqueo que está en el orden de los 12 a 20 km.

## ÍNDICE DE CONTENIDO

INTRODUCCIÓN.....	1
CAPÍTULO I.....	4
FUNDAMENTOS DE LA INVESTIGACIÓN .....	4
I.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA .....	4
I.2 ALCANCE Y JUSTIFICACIÓN.....	5
I.3 ANTECEDENTES.....	6
I.4 OBJETIVOS .....	9
I.4.1 Objetivo General .....	9
I.4.2 Objetivos Específicos.....	9
CAPÍTULO II.....	10
MARCO TEÓRICO .....	10
II.1 MECANISMO DEL TERREMOTO.....	11
II.2 MEDICIÓN DE LA DEFORMACIÓN DEL TERRENO .....	13
II.2.1 Herramientas de medición satelital.....	13
II.2.2 Marco de referencia terrestre .....	14
II.2.3 El ciclo sísmico.....	15
II.3 SISTEMA DE NAVEGACION GLOBAL POR SATELITE (GNSS).....	23
II.3.1 Mediciones actuales del sistema GNSS en Venezuela .....	26
CAPÍTULO III .....	27
MARCO GEOLÓGICO .....	27
III.1 CONFIGURACIÓN TECTÓNICA DEL NORTE DE VENEZUELA .....	27
III.1.1 Sismología en el occidente de Venezuela .....	28
III.2 SISTEMA DE FALLAS OCA-ANCÓN .....	30

III.2.1 Configuración litológica.....	33
CAPÍTULO IV .....	36
MARCO METODOLÓGICO .....	36
IV.1 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS GEODÉSICOS GNSS .....	36
IV.1.1 Fase del pre-procesamiento.....	38
IV.1.2 Fase del procesamiento .....	38
IV.1.3 Referenciación del campo de velocidades geodésicas .....	40
IV.2 CREACIÓN DEL MAPA DE VELOCIDADES GEODÉSICAS PARA EL CENTRO OCCIDENTE VENEZOLANO .....	41
IV.3 GENERACIÓN DE LOS MODELOS DE DISLOCACIÓN, ELÁSTICO SIMPLE Y HETEROGÉNEO ASIMÉTRICO.....	41
IV.3.1 Modelo de dislocación elástico simple .....	44
IV.3.2 Modelo de dislocación heterogéneo asimétrico .....	46
IV.4 GENERACIÓN DEL MODELO DE DISLOCACIÓN, ELÁSTICO SIMPLE PARA DOS FALLAS.....	46
CAPITULO V .....	48
RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	48
V.1 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS GEODÉSICOS GNSS .....	48
V.2 CREACIÓN DEL MAPA DE VELOCIDADES GEODÉSICAS PARA EL CENTRO OCCIDENTE VENEZOLANO.....	49
V.3 GENERACIÓN DE LOS MODELOS DE DISLOCACIÓN, ELASTICO SIMPLE Y HETEROGENEO ASIMÉTRICO.....	55
V.3.1 Modelo de dislocación elástico simple.....	55
V.3.2 Modelo de dislocación heterogéneo asimétrico .....	65



V.4 GENERACIÓN DEL MODELO DE DISLOCACIÓN ELASTICO SIMPLE PARA DOS FALLAS .....	67
CAPITULO VI.....	71
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	71
VI.1 CONCLUSIONES .....	71
VI.2 RECOMENDACIONES .....	73
BIBLIOGRAFÍA.....	74

## ÍNDICE DE TABLAS

### CAPITULO IV

Tabla IV.1: Lista de estaciones geodésicas incluidas en el procesamiento .....	37
Tabla IV.2: Estaciones que conforman el datum geodésico .....	39
Tabla IV.3: Estaciones con un error estimado aceptable .....	42

### CAPITULO V

Tabla V.1: Velocidades calculadas .....	48
Tabla V.2: Velocidades absoluta y relativas para los ITRF 2008 Y 2014 .....	49
Tabla V.3: Velocidades paralelas al sistema de fallas Oca-Ancón y a la falla de Boconó .....	55
Tabla V.4: Velocidades observadas y simuladas del sistema de fallas Oca-Ancón para un modelo elástico simple .....	56
Tabla V.5: Velocidades normalizadas y simuladas del sistema de fallas Oca-Ancón para distintos valores de $V$ y $D$ matemáticamente aceptable .....	58
Tabla V.6: Velocidades normalizadas y simuladas del sistema de fallas Oca-Ancón para distintos valores de $V$ y $D$ geológicamente aceptable .....	61
Tabla V.7: Velocidades normalizadas y simuladas del sistema de fallas Oca-Ancón para un modelo heterogéneo asimétrico .....	65
Tabla V.8: Velocidad de campo lejano, profundidad de bloqueo y RMS para cada una de las fallas. Modelo de dislocación elástico simple para dos fallas .....	68
Tabla V.9: Velocidades observadas y simuladas de la falla de Boconó para un modelo de dislocación elástico simple .....	68

## ÍNDICE DE FIGURAS

### CAPITULO I

Figura N° I.1: Mapa de estaciones GNSS proyecto CASA. ....	7
Figura N° I.2: Mapa de estaciones observadas por el grupo USB (1994-2006).....	8
Figura N° I.3: Campo de velocidades en el oeste venezolano .....	8

### CAPITULO II

Figura II.1: Descripción del plano de falla.....	11
Figura II.2: Tipos básicos de fallas .....	12
Figura II.3: Modelo de rebote elástico. ....	16
Figura II.4: Zona sismogénica.....	18
Figura II.5: Geometría del modelo de falla.....	19
Figura II.6: Desplazamientos estáticos de fallas predecibles, normalizados a la compensación máxima, para una falla de deslizamiento infinita, con distintas profundidades de bloqueo .....	20
Figura II.7: Falla transcurrente. Desplazamiento paralelo a la falla (Intersísmico, Cosísmico y Total) .....	22
Figura II.8: Esquema de Frecuencia.....	25
Figura II.9: Arriba Dispositivos de latón plantados en afloramientos estables. (A) Modelo de rosca externa y (B) modelo de rosca interna. Abajo Antena modelo Choke Ring instalada en el vértice MAN1 (Punta Manzanillo, Nueva Esparta) .....	26

### CAPITULO III

Figura III.1: Mapa de mecanismos focales en el occidente venezolano.....	29
Figura III.2: Mapa de sismología para el occidente venezolano.....	29
Figura III.3: Mapa Cuaternario del sistema de Falla Oca-Ancón .....	32

### CAPITULO IV

Figura IV.1: Distribución de estaciones geodésicas en el centro-occidente de Venezuela .....	36
Figura IV.2: Distribución de las estaciones de referencia para el procesamiento de las campañas de medición. ....	39

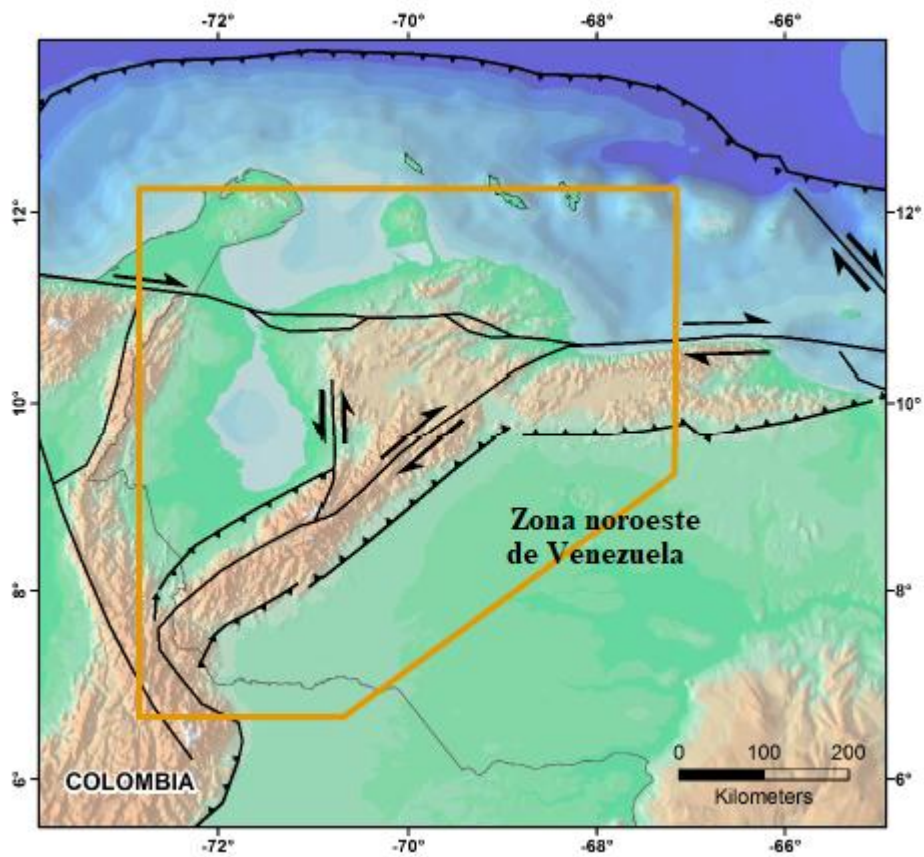
Figura IV.3: Configuraciones trigonométrica para una falla de rumbo sobre un plano horizontal.....	43
Figura IV.4: Distribución de las estaciones utilizadas para los modelos .....	45
<b>CAPITULO V</b>	
Figura V.1: Mapa de velocidades geodésicas para el centro occidente venezolano. Velocidades absolutas en el marco de referencia ITRF2008 .....	51
Figura V.2: Mapa de velocidades geodésicas para el centro occidente venezolano. Velocidades absolutas en el marco de referencia ITRF2014 .....	52
Figura V.3: Mapa de velocidades geodésicas para el centro occidente venezolano. Velocidades relativas en el marco de referencia ITRF2008 .....	53
Figura V.4: Mapa de velocidades geodésicas para el centro occidente venezolano. Velocidades relativas en el marco de referencia ITRF2014 .....	54
Figura V.5: Curva arco-tangencial. Modelo de dislocación elástico simple para el sistema de fallas Oca-Ancón.....	57
Figura V.6: Variabilidad del RMS en función de la profundidad de bloqueo $D$ para distintos valores de $V$ .....	59
Figura V.7: Curvas arco-tangenciales. Modelo de dislocación elástico simple matemáticamente aceptado, del sistema de fallas Oca-Ancón para diferentes valores de $V$ y $D$ .....	60
Figura V.8: Variabilidad del RMS en función de la profundidad de bloqueo $D$ para distintos valores de $V$ .....	61
Figura V.9: Variabilidad del RMS en función de la profundidad de bloqueo $D$ para $V=1,5$ mm/año.....	62
Figura V.10: Curvas arco-tangenciales. Modelo de dislocación elástico simple geológicamente aceptado, del sistema de fallas Oca-Ancón para diferentes valores de $V$ y $D$ .....	63
Figura V.11: Histogramas. a) Velocidad observada b) $V=1,45$ mm/año $D=13,50$ km c) $V=1,50$ mm/año $D=16,50$ km d) $V=1,55$ mm/año $D=19,50$ km .....	64
Figura V.12: Variabilidad del RMS en función del coeficiente de asimetría $K$ para distintos valores de $V$ y $D$ .....	66

Figura V.13: Curvas arco-tangenciales. Modelo de dislocación heterogéneo asimétrico geológicamente aceptado, del sistema de fallas Oca-Ancón para diferentes valores de $V$ , $D$ y $K$ .....	67
Figura V.14: Variabilidad del RMS en función de la velocidad de campo lejano $V$ y la profundidad de bloqueo $D$ .....	69
Figura V.15: Curva arco-tangencial. Modelo de dislocación elástico simple para la falla de Boconó .....	70

## INTRODUCCIÓN

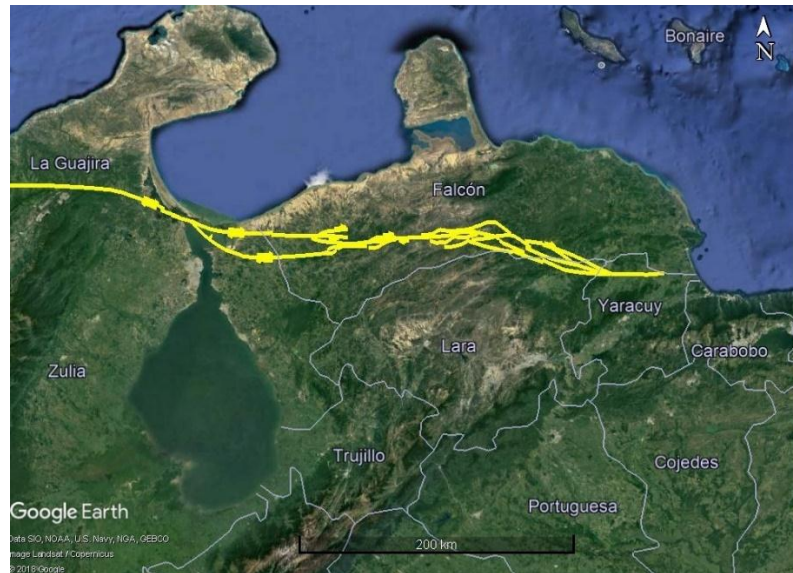
El norte de Venezuela se encuentra en la zona de interacción entre las placas del Caribe y América del Sur (Audemard *et al.*, 2000). El límite entre estas placas no es del tipo dextral simple, sino que en realidad es una zona de deformación activa de 100 km de ancho, que es el resultado de un proceso de larga duración de colisión oblicua entre estas placas (Audemard, 1993).

Sin embargo, una gran parte de este movimiento lateral derecho parece tener lugar a lo largo de la falla de Boconó, el sistema de fallas San Sebastián, y la falla del Pilar (Audemard *et al.*, 2000). El resto de la deformación se distribuye a través de fallas menores pero asociadas dentro y costa afuera de Venezuela. En la Figura N° 1 se muestra el marco geodinámico del límite sur de la placa Caribe para el noreste de Venezuela.



Tomado y modificado de (Audemard *et al.*, 2000).  
**Figura N° 1: Marco geodinámico del occidente venezolano**

En el occidente, el sistema de fallas Oca-Ancón es considerada como la segunda característica tectónica principal dentro del cinturón de deformación en el margen sur de la Placa Caribe. Oca-Ancón se extiende unos 650 km desde Santa Marta en Colombia hasta Boca de Aroa en las costas orientales del estado de Falcón (Audemard, 1993). Como se muestra en la Figura N° 2.



Tomado y modificado de Google (2018)  
**Figura N° 2: Zona de estudio**

Empleando la geodesia espacial de alta resolución, se estudió el desplazamiento y la deformación del sistema de fallas Oca-Ancón. La herramienta geodésica empleada para la adquisición de los datos es el GNSS. Los datos de este sistema fueron obtenidos en las campañas de medición de los años 2011, 2013 y 2016. Con el sistema GNSS es posible cuantificar el desplazamiento de la falla a lo largo de la dislocación en profundidad, además de cubrir la extensión total de orientación este, oeste (650 km) del sistema de falla Oca Ancón.

El procesamiento se divide en dos etapas, la primera es una fase de ordenamiento y manipulación de los datos con la herramienta TEQC (Traducción, edición y chequeo de calidad; Estey & Meertens, 1999), y la segunda es la etapa del procesamiento científico y análisis de los datos geodésicos, realizada con el paquete de procesamiento

BERNESE 5.2 (Dach & Walser, 2013). Las velocidades fueron estimadas en los marcos de referencia ITRF2008 (Altamimi *et al.*, 2012) y el reciente ITRF2014 (Altamimi *et al.*, 2016). A partir del procesamiento se obtienen las coordenadas y las velocidades para cada uno de los puntos de observación y así se generó el campo geodésico de velocidades, con estos datos se crearon los archivos de entrada para la fase de modelado.

Se utilizaron dos enfoques de modelado, dislocación elástico simple (Chinnery, 1961; Weertman & Weertman, 1964; Savage & Burford, 1973) y heterogéneo asimétrico (Le Pichon *et al.*, 2005). Estos modelos permiten probar la asimetría de deformación a través de la falla Oca-Ancón y evaluar el contraste de rigidez a ambos lados de la falla. Para valorar el ajuste de los resultados obtenidos se realizó un análisis estadístico y para profundizar en el estudio geodinámica del occidente venezolano se construyó un modelo de dislocación elástico simple para dos fallas, considerando el sistema de fallas Oca-Ancón y la zona norte de la falla de Boconó.

El comportamiento geodinámica de la región se observa a través de los mapas de velocidades geodésicas construidos a partir de las velocidades absolutas y relativas para los marcos de referencia ITRF2008 (Altamimi *et al.*, 2012) y el ITRF2014 (Altamimi *et al.*, 2016). El mapa se construyó con la Herramienta Genérica de Mapeo (*Generic Mapping Tools* - GMT).

Este trabajo busca profundizar en el estudio del desplazamiento y la deformación superficial del sistema de fallas Oca-Ancón, empleando el Sistema Global de Navegación por Satélite. La geodesia espacial, en el estudio de la tectónica de placas, observa las variaciones ocurridas para una ventana de tiempo determinada. Estos resultados, junto a los de otras investigaciones realizadas en el occidente venezolano permiten profundizar en la evolución y evaluación del comportamiento geodinámico, generando así una mayor información para los estudios de amenaza y riesgo sísmico para la región.



## **CAPÍTULO I**

### **FUNDAMENTOS DE LA INVESTIGACIÓN**

En esta sección se presentan los fundamentos de la investigación, los cuales permitirán conocer la problemática y sus aspectos más resaltantes.

#### **I.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA**

El sistema de falla Oca Ancón es considerada como una de las principales estructuras geológicas del norte de Sudamérica. Este sistema de fallas atraviesa la península de la Guajira, la desembocadura del lago de Maracaibo, las llanuras costeras de Buchivacoa, la cordillera central de Falcón y trunca bruscamente los extremos norte del bloque Santa Marta y la cordillera Perijá (Audemard, 1996).

Audemard (1996) en su estudio de paleosismicidad en el sistema de fallas Oca-Ancón, afirma que las trincheras excavadas muestran la mayor fuente sísmica potencial del noroeste de Venezuela, vestigios activos individuales revelaron evidencias de terremotos de magnitud (Ms) entre 7,4 y 7,5. Varios autores han documentado sismos ocurridos en el occidente venezolano, como es el caso de Fiedler (1961), que hace referencia al sismo del 22 de marzo de 1910. Este evento causó daños moderados en Mapararí estado Falcón, algunas casas se derrumbaron y varias personas resultaron heridas.

El área de Churuguara ha sido una fuente intermitente pero recurrente de actividad sísmica moderada en el noroeste de Venezuela. La sismicidad de esta área puede asociarse claramente con el sistema de fallas Oca-Ancón, por lo que muchos trabajos lo han catalogado como un sistema sísmicamente activo (Audemard & Romero, 1993). Entre algunos de los sismos que han tenido lugar en el poblado de Churuguara se destacan el del 9 de septiembre de 1966, siendo este uno de los más catastróficos, afectó aproximadamente al 70% de las viviendas y alrededor de 100 personas resultaron heridas (FUNVISIS, 1980), en la década de los ochenta destacan el del 17 de noviembre de 1980 y el de 1986. El 24 de noviembre de 1990 se registró un sismo que causó daños a varias viviendas de la región.

La geodesia espacial se ha convertido en una herramienta para los análisis y estudios geodinámicos. Las mediciones geodésicas precisas con el Sistema GNSS, han permitido determinar en un corto periodo de tiempo la deformación intra-cortical y cortical, la tasa de movimiento de las placas tectónicas, la dinámica entre los límites de placas, la cinemática de las fallas geológicas, entre otros muchos aspectos.

En este orden de ideas la geodesia espacial, como herramienta en el estudio de la tectónica de placas, implica la ocupación sucesiva en el tiempo de las mismas estaciones para observar las variaciones de las coordenadas de dichas estaciones expresadas en un marco de referencia determinado, en virtud de los desplazamientos en respuesta a las fuerzas que interactúan entre sí.

Por lo planteado anteriormente, es necesario realizar un estudio del desplazamiento y deformación superficial a la Falla de Oca-Ancón a partir de mediciones del GNSS, que permita profundizar en la evaluación, comportamiento y la evolución de la geodinámica del sistema de fallas de Oca-Ancón.

## **I.2 ALCANCE Y JUSTIFICACIÓN**

Aun cuando la tectónica activa en Venezuela ha sido largamente trabajada por diversos autores durante décadas ( *e.g.* Stéphan *et al.*, 1990; Beltrán, 1993; Audemard *et al.*, 2000), las mediciones GNSS aportan datos precisos que pueden ayudar a esclarecer temas de fuerte debate. En el occidente venezolano por parte de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) se han realizado campañas de adquisición de datos geodésicos en los años 2011, 2013 y 2016.

Con el procesamiento de estos datos se puede generar un nuevo mapa de velocidades geodésicas para el centro-occidente de Venezuela, basado en mediciones geodésicas precisas, con el sistema GNSS. A partir de las velocidades geodésicas, se construyen los modelos elástico simple y asimétrico de la Falla de Oca-Ancón. Esto contribuye a cuantificar la profundidad de bloqueo, la velocidad de campo lejano y evaluar su deformación. Con esta investigación es posible establecer qué porcentaje del movimiento existente entre las placas de Suramérica y el Caribe es acomodado por el sistema de fallas de Oca-Ancón.

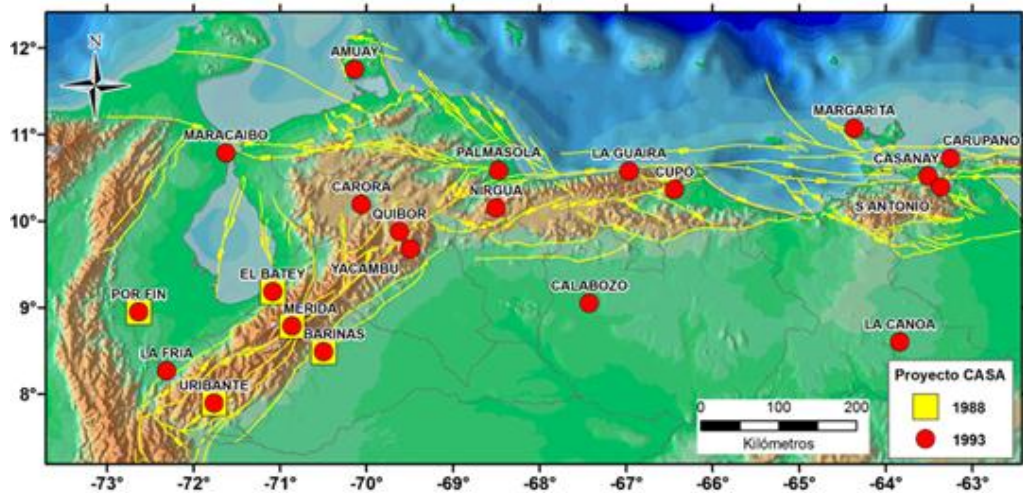
El mapa de velocidades geodésico es de una resolución milimétrica, se construye a partir de los vectores de desplazamiento de la falla, este puede estar expresado en velocidades absolutas y relativas. La ventana de tiempo de este trabajo es más amplia respecto a los trabajos de Pérez *et al.* (2011) y Reinoza (2014), al contar con datos del año 2016, los vectores son más exactos y se reduce el nivel de incertidumbre para la realización del mapa de velocidades.

Este trabajo es pionero en el procesamiento de datos geodésicos para el sistema de fallas de Oca-Ancón. Los resultados y las interpretaciones de las técnicas geodésicas, son un aporte novedoso e importante para comprender la geometría, las propiedades físicas y la cinemática de la Falla Oca-Ancón. Estos tendrán implicaciones en los cálculos de la amenaza sísmica para la región, lo que genera un fuerte impacto en los estudios de amenaza y riesgo sísmico, y nos conduce, además, a considerar a la geodesia espacial, como una importante herramienta para obtener información de los movimientos actuales de la corteza y así poder profundizar en los estudios geodinámicos.

### **1.3 ANTECEDENTES**

Drewes et al. (1995) Hacen referencia al proyecto GPS de América Central y del Sur (CASA), el cual fue iniciado en 1988 por un grupo internacional conformado aproximadamente por 30 instituciones. El objetivo principal del proyecto es monitorear las deformaciones geodinámicas en la compleja zona tectónica de los límites de las placas del Caribe, Cocos, Nazca y Sudamérica. Para este propósito, se observaron unas 25 estaciones en 5 países (Costa Rica, Panamá, Colombia, Ecuador, Venezuela) durante 3 semanas.

En 1988 se instalaron cinco estaciones en Venezuela y en 1993 se instalaron otras 16, para completar un total de 21 estaciones instaladas. Las primeras cinco se ubicaron a ambos lados de la falla de Boconó. La Figura N° I.1 muestra un mapa con la distribución de estaciones del Proyecto Casa UNO. Red instalada y medida en 1988 así como los sitios medidos en 1993.



**Figura N° I.1: Mapa de estaciones GNSS proyecto CASA.**

Perez *et al.* (2011) hicieron nuevas mediciones GNSS en el occidente de Venezuela y en la región de los andes venezolanos, ilustradas en la Figura N° I.2. Las mediciones revelaron que los  $20 \pm 2$  mm/año de desplazamiento lateral derecho del Caribe con respecto a Suramérica se descomponen en  $12 \pm 2$  mm/año de movimiento lateral derecho puro a lo largo de la falla de Boconó, con buzamiento vertical y reptando por debajo de una profundidad de bloqueo de  $14 \pm 4$  km; y otro de 12-16 mm/año de convergencia perpendicular a los Andes esta última componente implica un déficit de desplazamiento convergente de aproximadamente 4mm/ año. Se infiere que estos 4mm/año ocurren costa afuera del norte de Colombia, aunque el campo convergente de velocidades observado no está bien acotado por los datos GPS.

De esta convergencia, estimaron que aproximadamente un tercio (1/3) se concentra cerca de la falla de Boconó y resulta en fallamientos inversos de orientación paralela a ella a lo largo de ambos piedemontes andinos, con buzamiento hacia la cordillera, en concordancia con lo deducido a partir de secciones y volúmenes sísmicos exploratorios con fines petroleros, y del estudio de mecanismos focales de terremotos asociados a esas fallas. Sugieren que aproximadamente 4 mm/ año de convergencia ocurren costa afuera al norte de Colombia.

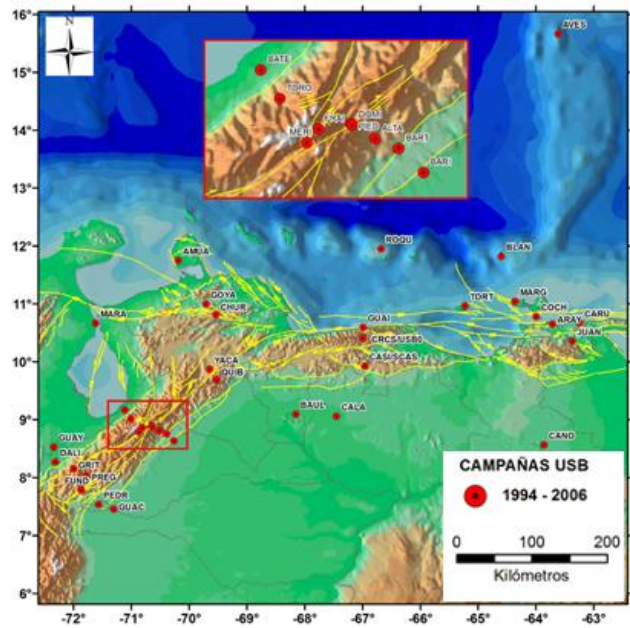


Figura N° I.2: Mapa de estaciones observadas por el grupo USB (1994-2006)

Reinoza (2014) realizó un mapa de velocidades geodésicas para el occidente venezolano con mediciones realizadas en los años 2011 y 2013, el mapa se muestra en la Figura N° I.3, la elipse representa el intervalo de error para cada vector. La ventana de tiempo para la construcción de los vectores es baja, por lo cual los resultados están sujetos a presentar errores, sin embargo, es posible evidenciar el desplazamiento lateral derecho entre las placas del Caribe y América del sur.

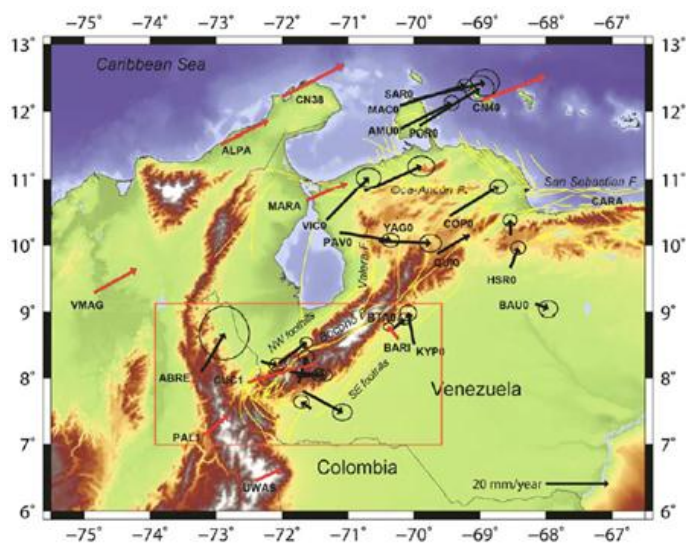


Figura N° I.3: Campo de velocidades en el oeste venezolano

## **I.4 OBJETIVOS**

### **I.4.1 Objetivo General:**

Estudiar el desplazamiento y la deformación superficial del sistema de fallas de Oca-Ancón, a partir de mediciones del Sistema Global de Navegación por Satélite.

### **I.4.2 Objetivos Específicos:**

- 1) Procesar los datos geodésicos del Sistema Global de Navegación por Satélite.
- 2) Crear un mapa de velocidades geodésicas para el centro-occidente venezolano para los marcos de referencia ITRF2008 y 2014.
- 3) Generar los modelos de dislocación elástico simple y heterogéneo asimétrico para el sistema de fallas de Oca-Ancón a partir de la integración de las coordenadas y las velocidades geodésicas.
- 4) Construir un modelo elástico para dos fallas, considerando el sistema de fallas de Oca-Ancón y la falla de Boconó a partir de la integración de las coordenadas y las velocidades geodésicas.

## **CAPÍTULO II**

### **MARCO TEÓRICO**

La idea de que los continentes van a la deriva por la superficie de la tierra se introdujo a principios del siglo XX por el meteorólogo y geofísico alemán Alfred Wegener. Esta propuesta contrastaba por completo con la opinión establecida de que las cuencas oceánicas y los continentes son estructuras permanentes y que presentaban poca variabilidad. Las ondas sísmicas revelaron la existencia de un manto sólido rocoso que se extendía hasta medio camino hacia el centro de la Tierra. El concepto de un manto sólido indujo a la mayoría de investigadores a la conclusión de que la corteza externa de la tierra no podía moverse (Tarbuck & Lutgens, 2010).

La opinión convencional de la comunidad científica era que las montañas se forman a causa de las fuerzas compresivas que se iban originando a medida que la Tierra se enfriaba paulatinamente a partir de un estado fundido previo. Sencillamente, la explicación era la siguiente: a medida que el interior se enfriaba y se contraía, la capa sólida de la tierra se deformaba mediante pliegues y fallas para ajustarse al planeta, que se encogía (Tarbuck & Lutgens, 2010).

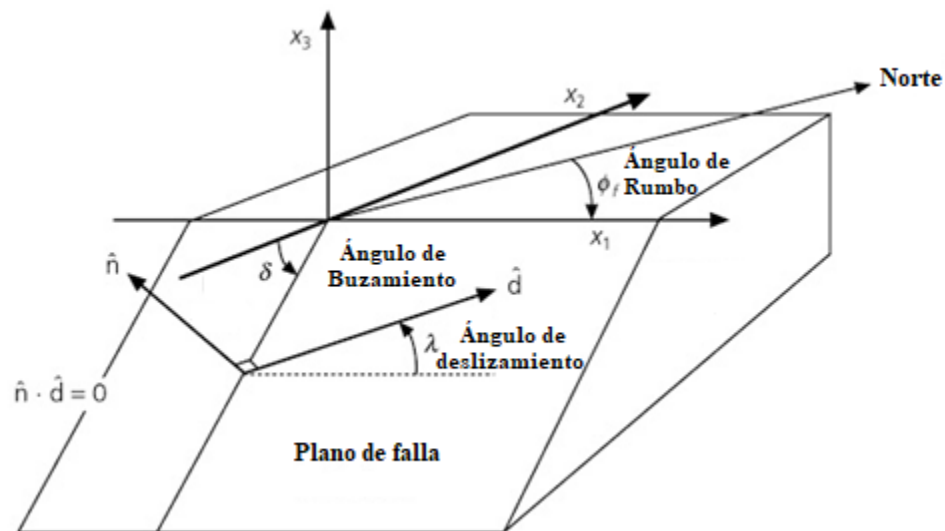
En la década de los años sesenta, específicamente en 1968 se unieron los conceptos de deriva continental y expansión del fondo oceánico en una teoría mucho más completa conocida como tectónica de placas, desarrolladas por los investigadores Marie Tharp, Harry Hess, Maurice Ewing, Tuzo Wilson entre otros. A partir de esta década, la comprensión de la naturaleza y el funcionamiento del planeta han mejorado de manera exponencial. Según esta teoría, la corteza terrestre está compuesta al menos por una docena de placas rígidas, dichas placas, separadas por cadenas montañosas o fosas, se mueven lentamente, chocando o rozándose unas con otras.

En el trabajo de Gaeta (2011) se expone que los bordes de las placas se establecieron a partir de la localización de los sismos. Debido a que estos se generan en las zonas de interacción entre las placas, por lo cual se considera a los terremotos como manifestaciones de la dinámica existente en la corteza terrestre, donde una parte de la

energía almacenada producto de una constante acumulación de esfuerzos en el plano de contacto entre placas, es liberada en forma de ondas sísmicas, éstas al llegar a la corteza pueden provocar cambios en el relieve. En circunstancias comunes, la interfaz o plano de falla formado entre los bloques se encuentra obstruida impidiendo el deslizamiento. Con el tiempo la tensión que se acumula en las rocas es mayor a la tensión que las rocas pueden soportar, ocasionando un repentino deslizamiento en la falla, resultando en la liberación parcial o total de la energía acumulada.

## II.1 MECANISMO DEL TERREMOTO

La geometría de la falla (Kanamori & Cipar, 1974), es una de las nomenclaturas que explica el mecanismo del terremoto, se asume que esta es una superficie plana sobre la cual ocurren los movimientos durante el sismo. La geometría de la falla es descrita en términos de la orientación del plano de falla, de manera que  $X_1$  esté en la dirección del azimut, mientras  $X_2$  esté perpendicular a la dirección del rumbo y  $X_3$  sea vertical y perpendicular a los otros dos vectores del sistema coordenado como se muestra en la Figura II.1.



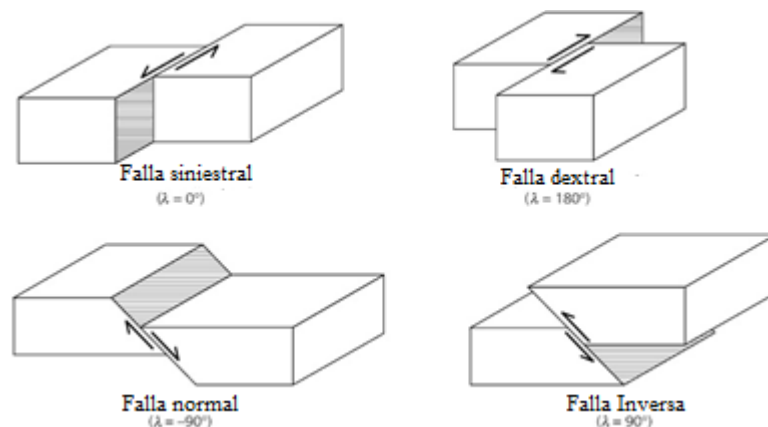
Tomado y modificado de Stein & Wysession, 2003

**Figura II.1:** El plano de falla queda descrito totalmente por tres ángulos: buzamiento o ángulo de inclinación de la falla, rumbo y ángulo de deslizamiento (buzamiento  $\delta$ , rumbo  $\phi_f$  y deslizamiento  $\lambda$ )



El vector normal al plano de falla es  $\hat{n}$ . El vector de deslizamiento del bloque superior respecto al inferior es  $\hat{d}$ , este indica la dirección del movimiento. El rumbo de la falla es el ángulo  $\phi_f$  y se mide respecto al norte en sentido horario. El buzamiento lo determina el ángulo  $\delta$ , es medido desde la horizontal. El ángulo de deslizamiento está representado por  $\lambda$ , es medido en sentido antihorario desde el eje  $X_I$  hasta  $\hat{d}$  sobre el plano de falla.

El tipo de falla se define de acuerdo al ángulo de deslizamiento  $\lambda$  que describe el movimiento de los bloques, otorgado por la naturaleza de los esfuerzos que los producen. Principalmente se definen tres tipos básicos (Eakins, 1987). Las fallas inversas, las fallas normales y las fallas transcurrentes, como se muestra en la Figura II.2. Las fallas inversas son fallas generadas por esfuerzos compresivos, donde el bloque de techo se desliza hacia arriba por sobre el bloque de piso. Las fallas inversas puras presentan un  $\lambda = 90^\circ$ .



Tomado y modificado de Stein & Wysession (2003)

**Figura II.2: Tipos básicos de fallas. El movimiento rumbo deslizante puede ser lateral derecho o izquierdo. El fallamiento por inmersión puede ocurrir en fallamiento normal o inverso**

Las fallas normales se generan por esfuerzos tensionales, donde el bloque de techo se desliza hacia abajo quedando por debajo del bloque de piso. Las fallas normales puras presentan un  $\lambda = -90^\circ$ .

Las transcurrentes se generan por esfuerzos de cizalla con un movimiento predominantemente horizontal, donde un bloque se mueve a la derecha o izquierda respecto al otro. Existen dos tipos de fallas transcurrentes determinadas por el ángulo

de deslizamiento. Se les llama fallas transcurrentes dextrales o lateral derechas a aquellas que presentan un  $\lambda = 180^\circ$ , mientras que se las llama fallas transcurrentes sinistral o lateral izquierda a aquellas que presentan un  $\lambda = 0^\circ$ .

## **II.2 MEDICIÓN DE LA DEFORMACIÓN DEL TERRENO**

Las deformaciones grandes y rápidas en un terremoto resultan de un campo de deformación complejo que se extiende a lo largo de una amplia región y un largo periodo de tiempo, así lo señalan Stein & Wysession (2003). Por lo tanto, se puede obtener información adicional sobre los terremotos y los procesos que los causan midiendo la deformación del suelo usando técnicas de geodesia espacial.

La mayoría de esas técnicas se basan en la detección del movimiento de monumentos geodésicos, que son marcadores en el suelo. Los métodos geodésicos utilizan señales desde el espacio que permiten obtener los tres componentes de la posición a una alta precisión. Como resultado, los datos geodésicos antes y después de los terremotos ahora dan un movimiento cosísmico a alta precisión mucho más fácil de lo que era anteriormente.

### **II.2.1 Herramientas de medición satelital**

El advenimiento de métodos basados en el espacio como El GNSS, hacen que la recolección de datos geodésicos sea más rápida y fácil, han hecho que la geodesia sísmica y los estudios de ondas sísmicas sean enfoques comunes y superpuestos a los estudios sísmicos (Stein & Wysession, 2003). El sistema GNSS provee mediciones directas de los desplazamientos debido al movimiento de las placas y la deformación intraplaca, información básica para el entendimiento de la cinemática de los movimientos (Mora *et al.*, 2002). Es actualmente el sistema de elección para la mayoría de las aplicaciones tectónicas (Stein & Wysession, 2003).

La mayor limitación de los datos geodésicos para estudios sísmicos es que son necesarias las posiciones de marcadores geodésicos antes del terremoto. En algunas áreas sísmicamente activas esta condición a veces es probable para el estudio, pero no siempre se cumple.

## II.2.2 Marco de referencia terrestre

La Tierra cambia constantemente de forma, por tal motivo el movimiento de la corteza terrestre debe ser referenciado. Un marco de Referencia terrestre proporciona un conjunto de coordenadas de algunos puntos ubicados en la superficie de la Tierra. Se puede usar para medir tectónica de placas, subsidencia regional y para representar a la Tierra cuando se mide su rotación en el espacio. Esta rotación se mide con respecto a un marco vinculado a objetos estelares, llamado marco de referencia celeste. El Servicio Internacional de Sistemas de Referencia y Rotación de la Tierra (*International Earth Rotation and Reference Systems Service - IERS*) fue creado en 1988 para establecer y mantener un Marco de Referencia Celeste, (*International Celestial Reference Frame - ICRF*) y un Marco de Referencia Terrestre, (*International Terrestrial Reference Frame - ITRF*) (International Terrestrial Reference Frame, 2018).

Los Parámetros de Orientación de la Tierra (*Earth Orientation Parameters - EOP*) conectan los marcos ICRF y el ITRF para proporcionar una referencia común y poder comparar observaciones y resultados de diferentes lugares. En la actualidad, se utilizan cuatro técnicas geodésicas principales para calcular coordenadas precisas: Sistema de GPS, Interferometría de Base Ancha (*Very-long-baseline interferometry - VLBI*), Mediciones Láser por Satélites (*Satellite Laser Ranging - SLR*) y la Orbitografía Doppler y Radio-posicionamiento Integrado por Satélite (*Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite - DORIS*). Debido a la evolución de estas técnicas, el ITRF se actualiza constantemente (International Terrestrial Reference Frame, 2018).

Todas estas actualizaciones incluyen posiciones de estaciones y velocidades. El IERS, está a cargo de proporcionar referencias globales a las comunidades astronómicas, geodésicas y geofísicas. Las coordenadas ITRF se obtienen mediante la combinación de soluciones individuales calculadas por los centros de análisis IERS utilizando las observaciones de las técnicas de Geodesia Espacial. Todos usan redes de estaciones ubicadas en distintos sitios que cubren la superficie terrestre (International Terrestrial Reference Frame, 2018).

### II.2.3 El ciclo sísmico

Según la teoría de rebote elástico (Reid, 1911), el ciclo sísmico se encuentra definido como un proceso de deformación cortical, generalmente desarrollado en bordes de placas, específicamente en la zona sismogénica. Consta de dos etapas principales: el periodo intersísmico que consiste en la acumulación continua de deformación elástica en torno a una falla bloqueada, puede llegar a durar muchos años, y el periodo cosísmico, que consiste en la liberación súbita de la deformación elástica acumulada, tan solo dura unos pocos segundos o decenas de segundos.

Además de estos dos periodos se definen dos etapas secundarias, pre-sísmico y post-sísmico. El pre-sísmico ocurre antes de la ruptura y estaría asociado con pequeños terremotos u otros posibles efectos precursoros. La fase Post-sísmica se da luego del terremoto y está caracterizada por réplicas que ocurren dentro de un periodo de años antes de que la falla ingrese nuevamente a un periodo inter-sísmico.

#### II.2.3.1 Modelo de rebote elástico

A partir de este ciclo sísmico, Reid (1911) propone el modelo del rebote elástico para explicar la mecánica del terremoto. Asumiendo que éste modelo obedece la Ley de Hooke, se relaciona la fuerza  $F$  ejercida sobre el mismo con el alargamiento o elongación  $x$  producida, como se describe en la Ecuación N° II.1.

$$F = -kx; k = \frac{AE}{L} \quad \text{Ecuación (II.1)}$$

Dónde,  $k$  es la constante elástica del resorte;  $x$  es la elongación (alargamiento producido);  $A$  es la sección del cilindro imaginario que envuelve al resorte;  $L$  es la longitud inicial (previa al alargamiento) y  $E$  es el módulo de elasticidad del resorte.

La fuerza  $F_\tau$  en el modelo de rebote elástico, es de igual magnitud a la fuerza ejercida por el resorte, pero en sentido contrario  $F_\tau = kx$  asumiendo  $F_\tau$  para un desplazamiento discreto que llamaremos  $\delta$  en la dirección de  $x$  vemos que cumple con la Ley de Hooke. Si multiplicamos  $k$  por la longitud inicial (previa al alargamiento) obtenemos el producto  $k_i$ . De esta manera definimos una constante intrínseca del resorte

independiente de la longitud de éste. Se establece así la ley diferencial constitutiva de un muelle elástico o resorte, definido por la Ecuación N° II.2.

$$k_i = AE ; k = \frac{k_i}{L} \quad F_\tau = k_{\Delta x} \delta_{\Delta x} ; k = \frac{k_i}{L} = \frac{AE}{L} \quad F(u) = k_i \frac{d\delta}{dx} \quad \text{Ecuación (II.2)}$$

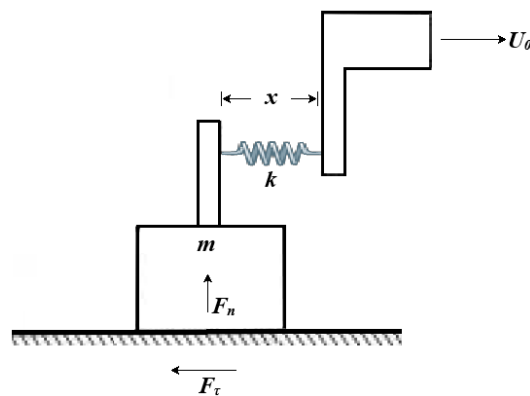
De la segunda ley de Newton (Fuerza es igual al producto de la masa y la aceleración se obtiene la Ecuación N° II.3).

$$F = ma = m \frac{\partial^2 x}{\partial t^2} \quad \text{Ecuación (II.3)}$$

Asumiendo, por simplicidad, que la densidad del resorte (entendiendo densidad como la masa de un tramo de muelle dividida por el volumen del cilindro imaginario envolvente) son constantes a lo largo del mismo y que el resorte es cilíndrico, obtenemos la Ecuación N° II.4.

$$\rho \frac{\partial^2 x}{\partial t^2} = k_i \frac{d\delta}{dx} \quad \text{Ecuación (II.4)}$$

En la Figura II.3 se muestra la configuración mecánica del modelo. Se considera la interacción de las placas tectónicas como dos placas unidas por un resorte, donde una de dichas placas se encuentra unida a una masa  $m$  que descansa sobre la superficie y la otra es empujada con una velocidad constante  $U_0$  alejándose de la placa a la cual se encuentra unida la masa.



Tomado y modificado de Turcotte & Schubert (2002)

**Figura II.3: Modelo de rebote elástico. La placa superior se mueve con velocidad constante  $U_0$  produciendo una fricción estática  $F_\tau$  entre la superficie y el bloque de masa  $m$**

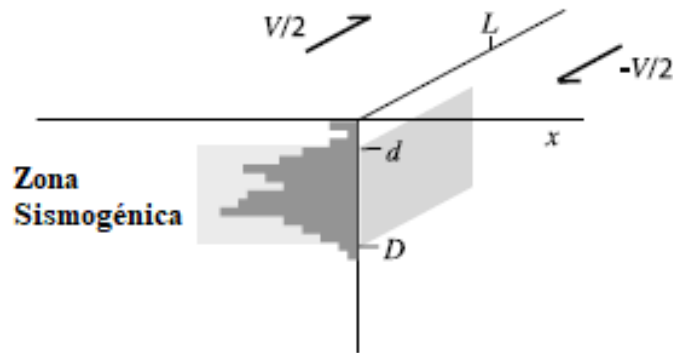
La fuerza del resorte es balanceada por la fuerza de cizalle  $F_{\tau} = kx$  en la superficie de contacto al bloque de masa  $m$ , donde  $k$  es la constante elástica del resorte y  $x$  es la extensión del resorte. El bloque interactúa con la superficie a través de la fricción hasta que la fuerza crítica  $F_{\tau s}$  es alcanzada. Cuando este valor crítico de fuerza es sobrepasado se produce el deslizamiento del bloque lo que en analogía con la tectónica llamamos terremoto. La extensión del resorte es análoga a la deformación elástica que sufren las rocas adyacentes a la falla.

### II.2.3.2 Zona Sismogénica

Según Ruff (2000) la zona sismogénica ilustrada en la Figura II.4, es donde ocurren los terremotos a excepción de los terremotos de la zona de Wadati-Benioff. Esta zona se limita a  $40 \pm 10$  km de profundidad en zonas de subducción, y a menos de la mitad en otros entornos tectónicos. Dado el impacto que los terremotos tienen en la sociedad y su importante papel en la tectónica, los procesos y propiedades que controlan y limitan la zona sismogénica son de fundamental importancia.

En la Figura se muestra un diagrama para una falla de deslizamiento de longitud  $L$  que está bloqueada a una profundidad  $D$ . La velocidad por debajo de la profundidad de bloqueo es conocida como velocidad de campo lejano y está definida por  $V$ . Algunas fallas también tienen un deslizamiento de falla superficial a profundidad  $d$ , conocido como fenómeno de *creep*, el cual es un deslizamiento que se genera por encima de la profundidad de bloqueo  $D$ , es bastante somero con profundidades muy bajas, lo que reduce el espesor efectivo de la zona bloqueada a  $D - d$ . El sombreado más oscuro representa una distribución hipotética de sismicidad versus profundidad (Smith *et al.*, 2011).

La clave para la zona sismogénica es la ley constitutiva friccional macroscópica de la superficie de falla. Para que ocurra un terremoto, la fricción de la falla debe disminuir a medida que se produce el deslizamiento. Es decir la fricción dinámica debe ser menor que la fricción estática, aunque el comportamiento de fricción dinámico depende de muchas variables; litología, presión, temperatura, esfuerzo, entre otras (Ruff, 2000).



Tomado y modificado de Smith *et al.* (2011)

**Figura II.4: Zona sismogénica. Para un punto sobre la falla, la velocidad en la superficie es un medio de la velocidad de campo lejano**

Según (Smith *et al.*, 2011) las observaciones geofísicas de sismología y geodesia pueden proporcionar estimaciones de la profundidad de bloqueo de una falla. Los hipocentros de terremotos definen un rango de profundidad de sismicidad activa dentro de la corteza, que representa una transición de fallas sísmicas (debilitamiento de la velocidad) a deslizamiento asísmico (fortalecimiento de la velocidad).

(Savage, 1990) señala que las mediciones de alta calidad a través de una falla son incapaces de definir el mecanismo de deformación en profundidad. En el modelo propuesto por Savage & Burford (1973) la variación real del deslizamiento en función de la profundidad es probablemente una transición gradual. La forma exacta de esta transición no se puede resolver usando datos geodésicos de superficie. Lo que interesa es el espesor efectivo de la zona bloqueada, por lo cual, la mayoría de los investigadores simplemente asumen un ancho, es decir, un valor constante de profundidad (Savage, 2006).

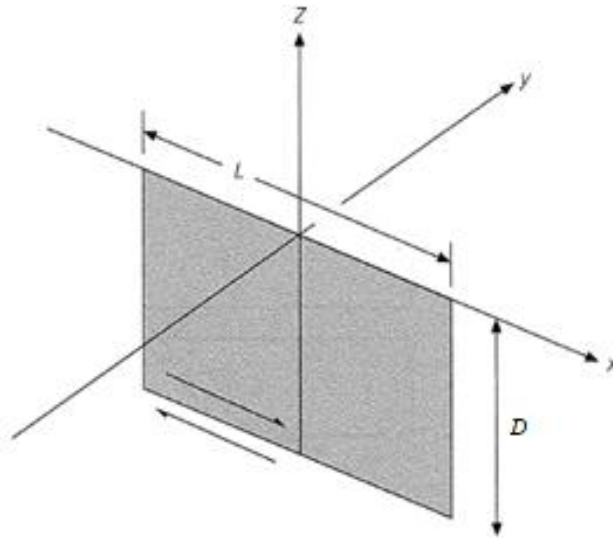
El objetivo no es definir el mecanismo, sino cuantificar las proporciones de este. Usando los valores de la profundidad de bloque  $D$  y la velocidad de campo lejano  $V$  es posible definir dos modelos de dislocación, uno es el elástico simple, propuesto por Savage & Burford (1973) y el otro es el modelo que se emplea para probar la asimetría de deformación a través de la falla. [Le Pichon *et al.*, 2005; Jolivet *et al.*, 2009].

### II.2.3.3 Deformación Cosísmica

El terremoto marca la fase cosísmica durante la cual movimientos abruptos en la falla generan ondas sísmicas, producto de la liberación de la tensión dinámica sobre la falla. La teoría de la fuente sísmica muestra que las descargas cosísmicas estáticas producidas por los terremotos tienen patrones de radiación análogos a los desplazamientos de las ondas de propagación sísmica y además pueden proporcionar información importante sobre la geometría de la falla y el deslizamiento.

Aunque las expresiones completas de los desplazamientos estáticos debido al deslizamiento en una falla son complicadas, podemos obtener una comprensión considerable del simple caso de fallas de deslizamiento puro en una falla de inmersión vertical infinitamente larga. En este caso de la Figura N° II.5, el desplazamiento paralelo a la falla en la dirección  $x$ ,  $u(y)$  es una función que depende de la distancia de la falla, definida por  $y$ , donde la función  $u(y)$  se expresa matemáticamente por la Ecuación II.5.

$$u(y) = \pm \frac{x}{2} - \frac{x}{\pi} \tan^{-1} \frac{y}{D} \quad \text{Ecuación (II.5)}$$

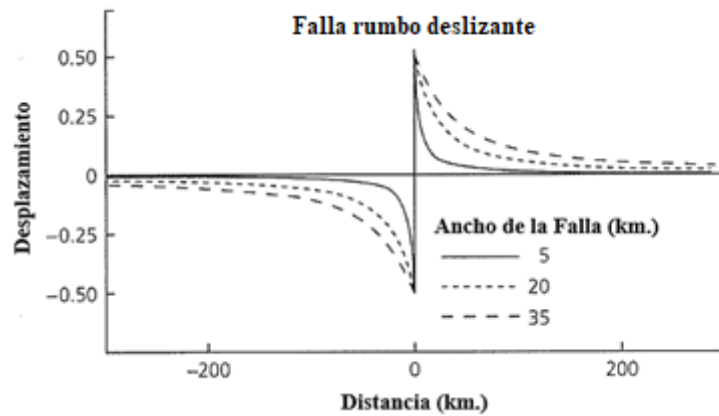


Tomado de Stein & Wysession (2003)

**Figura II.5: Geometría del modelo de falla de deslizamiento vertical donde, L y D son longitud y ancho de falla respectivamente**



Esta expresión determina el desplazamiento producido por una falla que llega a superficie, donde  $X$  es el deslizamiento a través de la falla, y  $D$  es la profundidad a la que se extiende la falla, llamada ancho de la falla. El término  $\pm X$  es positivo para  $y > 0$ , negativo para  $y < 0$ . Este modelo supone que el deslizamiento es uniforme en todo el plano de falla. La Figura II.6 muestra esta solución para varios anchos de falla diferentes. Cerca de la falla,  $y \rightarrow 0$ , entonces  $\tan^{-1}$  es cero y  $u(0) = \pm D / 2$ . El desplazamiento decae lejos de la falla, de modo que una distancia igual al ancho de la falla ( $y / D = 1$ ) la tangente inversa es  $\pi/4$  y el desplazamiento es  $X / 4$ , o la mitad que en la falla. Lejos de la falla,  $y / D \rightarrow 0$ , y el desplazamiento termina, la distancia sobre la que se extiende el desplazamiento proporciona información sobre el ancho de la falla (Stein & Wysession, 2003).



Tomado de Stein & Wysession (2003)

**Figura II.6: Desplazamientos estáticos de fallas predecibles, normalizados a la compensación máxima, para una falla de deslizamiento infinita, con distintas profundidades de bloqueo**

#### II.2.3.4 Deformación Intersísmica

Según Savage & Burford (1973) la deformación del ciclo sísmico es generalmente modelada al asumir propiedades elásticas lateralmente homogéneas en la corteza terrestre, que en la mayoría de los casos están basados en un semiespacio elástico, cortado por una dislocación infinitamente profunda. Al considerar el modelo de rebote elástico, y asumiendo que durante el terremoto se libera toda la tensión acumulada entre los bloques de la falla, vemos que durante el periodo intersísmico una placa se mueve respecto a la otra en sentido opuesto con una velocidad  $v$  durante un tiempo  $t$ ,

cumpliendo así con lo establecido por Segall (2010) donde expresa que la tasa de deformación por cizalla es positiva en todas partes y es por esto que la tensión de corte se acumula en la falla durante el tiempo  $t$  de ocurrencia de los terremotos, generando el bloqueo  $D$ , que impide el desplazamientos de materiales en la falla.

Al cumplirse el ciclo se produce el terremoto, provocando que las placas se deslicen una respecto a la otra por una distancia  $vt$  que corresponde al término  $X$  de la función del desplazamiento cosísmico, como se expresa en la Ecuación N° 5.II. Las velocidades intersísmicas cerca de una falla bloqueada que se arrastra por debajo de la profundidad  $D$  indican la tensión acumulada a una distancia  $X$  de la falla como una función de la profundidad de bloqueo  $D$  y la tasa de desplazamiento relativo de campo lejano  $V$ . La Ecuación N° II.6 (Chinnery, 1961; Weertman & Weertman, 1964; Savage & Burford, 1973), describe el proceso de desplazamiento en la fase intersísmica y modela el bloqueo de la falla.

$$v(x) = V_1 + 2 \frac{V_2}{\pi} \tan^{-1} \frac{x}{D}; x \geq 0 \quad \text{Ecuación (II.6)}$$

$$v(x) = V_1 + 2 \frac{V_1}{\pi} \tan^{-1} \frac{x}{D}; x < 0$$

Dónde: la falla está en una posición  $x = 0$  y  $x$  se define positiva en el lado de la falla donde  $V(x) \rightarrow Vt$  cuando  $x \rightarrow \infty$ . La velocidad total acumulada en el lado donde  $x < 0$ , está representada por  $V_1$  y la velocidad acumulada en el lado opuesto de la falla es  $V_2$ . Entonces  $V_1 + V_2 = V$ . Si se trata de un caso simétrico se cumple que  $V_1 = V_2 = V / 2$  y matemáticamente la expresión queda definida por la Ecuación N° II.7.

$$v(x) = \frac{V}{2} + \frac{V}{\pi} \tan^{-1} \frac{x}{D} \quad \text{Ecuación (II.7)}$$

Para modelos lateralmente heterogéneos que dan cuenta de las variaciones de las propiedades elásticas a través y dentro de la zona de falla, se debe considerar la variación entre el esfuerzo y la deformación, que comúnmente es conocida como el módulo de elasticidad o módulo Young ( $E$ ). Para una falla que separa dos bloques geológicamente diferentes, se cumple que cada bloque posee módulo de Young distintos  $E_1$  y  $E_2$ , a partir del modelo presentado en el trabajo de Le Pichon *et al.* (2005)

es posible obtener un coeficiente de asimetría a partir de una relación de velocidades. Este coeficiente evalúa el contraste de rigidez entre ambos bloques, esta relación esta expresada por la Ecuación N° II.8.

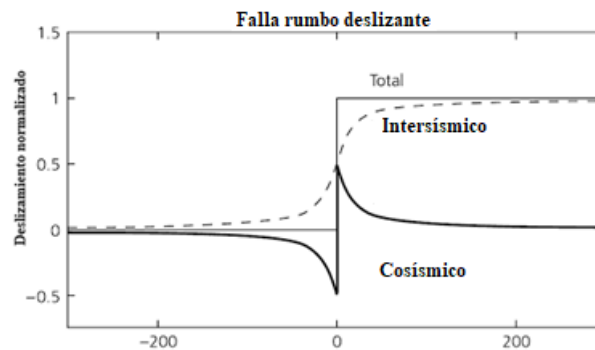
$$K = \frac{V_1}{V_1 + V_2} = \frac{V_1}{V} \quad \text{Ecuación (II.8)}$$

Como se describió previamente en la Ecuación II.6,  $V_1$  es la velocidad total acumulada en uno de los bloques de la falla y  $V_2$  es la velocidad acumulada en el lado opuesto de la falla, La relación de velocidad  $K$  es equivalente a la relación entre los módulos de Young  $E_2/E_1 + E_2$  y la Ecuación II.9 modela el bloqueo de la falla y describe el proceso de desplazamiento en la fase intersísmica, para modelos lateralmente heterogéneos (Jolivet *et al.*, 2009).

$$v(x) = \frac{2KV}{\pi} \tan^{-1} \frac{x}{D}; \quad x < 0 \quad \text{Ecuación (II.9)}$$

$$v(x) = 2(1 - K) \frac{V}{\pi} \tan^{-1} \frac{x}{D}; \quad x \geq 0$$

En la Figura II.7 se muestra los movimientos cosísmico (línea continua trazado grueso), intersísmico (línea punteada) y movimiento total o campo lejano (línea continua trazado delgado) en la dirección paralela a la falla ( $x$ ) como funciones de la distancia perpendicular a la falla ( $y$ ) para el modelo de rebote elástico del ciclo sísmico en una falla infinita de deslizamiento y deslizamiento vertical.



Tomado y modificado de Stein & Wysession (2003)

**Figura II.7: Falla transcurrente. Desplazamiento paralelo a la falla (Intersísmico, Cosísmico y Total)**

Las ecuaciones 5, 6 y 7 son soluciones específicas deducidas de las ecuaciones de desplazamiento de Okada (1985), quien desarrolló un conjunto de expresiones analíticas para los desplazamientos, las deformaciones e inclinaciones de la superficie debido a las fallas de cizallamiento y de tracción inclinada. Estas expresiones representan poderosas herramientas para el análisis de los cambios de campo estáticos asociados con la ocurrencia de un terremoto.

La teoría del rebote elástico, tiene total cabida ya que el material arrastrado durante el periodo intersísmico rebota durante el terremoto. Las variables que describen la función del proceso de desplazamiento que causa el bloqueo entre las placas, tienen el mismo significado que en las ecuaciones pertenecientes a la fase cosísmica. Es posible modelar el movimiento intersísmico como la diferencia entre el movimiento de placa a largo plazo y la deformación cosísmica en el borde de placas de grandes terremotos.

### **II.3 SISTEMA DE NAVEGACION GLOBAL POR SATELITE (GNSS)**

Los sistemas GNSS son sistemas pasivos de navegación basado en satélites emisores de radiofrecuencias. Proporcionan un marco de referencia espacio- temporal con cobertura global, independiente de las condiciones atmosféricas, de forma continua en cualquier lugar de la Tierra o en sus proximidades. Está disponible para cualquier número de usuarios (Berrocoso *et al.*, 2009).

El GPS fue desarrollado a fines de la década de 1970 por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos para posicionamiento y navegación en tiempo real. Una constelación de satélites transmite señales de temporización codificadas en un par de frecuencias portadoras de micro ondas sincronizadas con relojes atómicos de alta precisión, de hasta cuarenta nanosegundos (Stein & Wyession, 2003).

Las posiciones GPS están basadas en la medición de la distancia desde los satélites hasta el receptor GPS en Tierra. Esta distancia hacia cada satélite la determina el receptor GPS. La idea básica es la de una intersección inversa. Si se conoce la distancia hacia tres puntos en relación a una posición, entonces se puede determinar la posición relativa a esos tres puntos. A partir de la distancia hacia un satélite, sabemos que la posición del receptor debe estar en algún punto sobre la superficie de una esfera

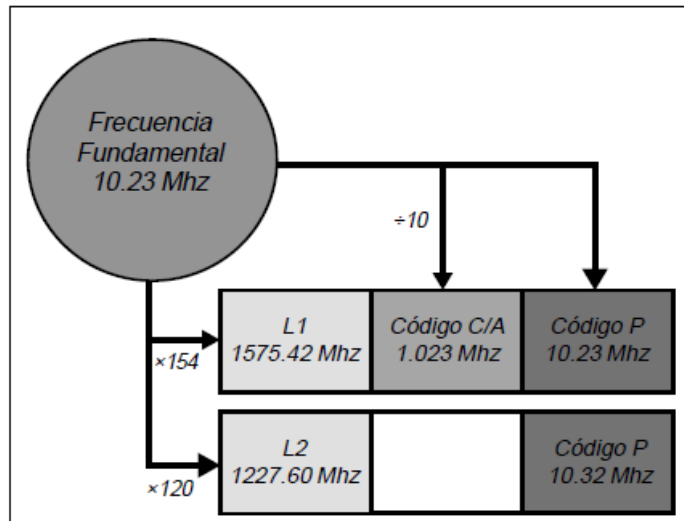
imaginaria cuyo origen es el satélite mismo. La posición del receptor se podrá determinar al interceptar tres esferas imaginarias. Sin embargo, un cuarto satélite es aún necesario para calcular los errores del reloj del receptor.

Al determinar los rangos con un mínimo de cuatro satélites y considerando los retardos de señal y la información de órbita del satélite de difusión, es posible obtener la posición tridimensional de un receptor GPS con una precisión de 5 a 100 metros, dependiendo del nivel de degradación de la señal. Las posiciones de GPS son de dos a tres veces más precisas en la dirección horizontal que en la vertical, porque las señales de radio llegan solo desde arriba, al igual que las ubicaciones de los terremotos que son menos precisas en profundidad porque las ondas llegan solo desde abajo. (Stein & Wysession, 2003).

Según Leica Geosystems Inc. (1999) el segmento Espacial se conforma por 32 satélites que giran en órbitas ubicadas aproximadamente a veinte mil doscientos kilómetros, por intervalos de tiempo de cada 12 horas. El segmento espacial se diseñó para contar con un mínimo de 4 satélites visibles por encima de un ángulo de elevación de  $15^\circ$  en cualquier punto de la superficie terrestre durante las 24 horas del día. La experiencia ha demostrado que la mayor parte del tiempo existe un mínimo de 5 satélites visibles por encima de los  $15^\circ$ , y muy a menudo hasta 6 o 7 satélites.

Cada satélite GPS lleva a bordo varios relojes atómicos, los cuales operan en una frecuencia fundamental de 10,23 MHz, y esta frecuencia se emplea para generar las señales transmitidas por el satélite. Los satélites transmiten constantemente en dos ondas portadoras que viajan a la velocidad de la luz, las cuales se encuentran en la banda L utilizada para las transmisiones de radio. Las ondas son derivadas de la frecuencia fundamental que genera un reloj atómico (Leica Geosystems Inc., 1999).

Como observamos en la Figura II.8, la portadora L1 es transmitida por dos códigos: 1.575,42 MHz ( $10,23 \times 154$ ) y 1,023MHz ( $10,23/10$ ) L2 es transmitida a 1.227,60 MHz ( $10,23 \times 120$ ). Los receptores GPS utilizan los diferentes códigos para distinguir los satélites. Los códigos también pueden ser empleados como base para realizar las mediciones de pseudodistancia y a partir de ahí, calcular una posición (Leica Geosystems Inc., 1999).



Tomado y modificado de Leica Geosystems Inc. (1999)

**Figura II.8: Esquema de Frecuencia. La portadora L1 es modulada por dos códigos, C/A o Código de Adquisición Gruesa, modula a 1,023MHz (10,23/10) y P o Código de Precisión, modula a 10,23MHz. L2 solamente modula por el código P, a 10,32 MHz**

El uso de señales diferenciales de múltiples satélites grabados en múltiples receptores reduce los errores de reloj. La combinación de ambas frecuencias transmitidas elimina los efectos del paso de las señales de radio del GPS a través de la ionosfera (Stein & Wysession, 2003).

El elemento final para la alta precisión es el funcionamiento continuo de las estaciones de seguimiento GPS globales y los centros de datos. Estos proporcionan información de órbita y parámetros de rotación de la tierra y un marco de referencia global. Con esta información, los estudios de GPS pueden alcanzar posiciones superiores a 10 mm, por lo que las mediciones a lo largo del tiempo producen velocidades relativas a precisiones de algunos mm/año o más, incluso para sitios a miles de kilómetros de distancia.

La incertidumbre de la estimación de velocidad depende de la precisión de las posiciones estimadas, el intervalo de tiempo entre ellas y el modo de recolección de datos. En el modo de campaña, las antenas de GPS se configuran sobre monumentos durante períodos cortos y en las estaciones permanentes se hace una grabación continua de receptores GPS. El GPS continuo puede proporcionar datos significativamente más precisos a costos más elevados (Stein & Wysession, 2003).

### II.3.1 Mediciones actuales del sistema GNSS en Venezuela

Reinoza *et al.* (2017) hacen referencia a los avances realizados por FUNVISIS en los últimos años para estudiar el occidente venezolano aplicando la técnica GNSS. Las mediciones se realizaron en los años 2011, 2013, y recientemente en 2016 las cuales se desarrollaron bajo el trabajo conjunto entre FUNVISIS y PDVSA para medir 33 sitios. Desde el año 2011 se han empleado dispositivos de latón como los mostrados en la Figura II.9, los cuales se han instalado en los afloramientos rocosos. Las observaciones restantes se han complementado con redes instaladas previamente, estas son: la red de la compañía petrolera venezolana (PDVSA), la del Instituto Geográfico Venezolano “Simón Bolívar” (IGVSB) y la de la Universidad Simón Bolívar (USB). Los receptores GNSS permanecieron entre 48 y 72 horas continuas con un intervalo de muestreo de 30 segundos.



Tomado de Reinoza, *et al.* (2017)

**Figura II.9:** Arriba Dispositivos de latón plantados en afloramientos estables. (A) Modelo de rosca externa y (B) modelo de rosca interna. Abajo Antena modelo *Choke Ring* instalada en el vértice MAN1 (Punta Manzanillo, Nueva Esparta)

## **CAPÍTULO III**

### **MARCO GEOLÓGICO**

#### **III.1 CONFIGURACIÓN TECTÓNICA DEL NORTE DE VENEZUELA**

Audemard (1993) señala que el norte de Venezuela se encuentra en la zona de interacción entre la placa del Caribe (al norte) y la placa de América del Sur (al sur). Este límite de placas no es del tipo simple dextral, sino que en realidad es una zona de deformación activa. En el noreste de Venezuela, a lo largo del sistema de fallas de San Sebastián-El Pilar de rumbo este-oeste, el límite de placas es relativamente angosto, aproximadamente 100 km, con el Caribe desplazándose hacia el este en forma lateral derecha respecto a Suramérica a  $20 \pm 2$  mm/año (Pérez O. *et al.*, 2011). En el occidente de Venezuela y norte de Colombia esa zona se ensancha hasta más de 400 km, estando delimitada por el sistema de fallas de Boconó y el cinturón de deformación del sur del Caribe, la cual marca la subducción de la placa del Caribe por debajo de la región más noroeste de Suramérica (Pérez O. *et al.*, 2011).

El límite de placa entre el Caribe y América del Sur a lo largo del norte de Venezuela se encuentra bajo un campo de esfuerzos caracterizado por un empuje horizontal máximo NNO-SSE y otro mínimo ENE OSO (régimen transcurrente). Este tensor de esfuerzos presente, se calcula a partir de datos microtectónicos recogidos en varios sitios en formaciones Plioceno-Pleistoceno del norte de Venezuela y está confirmado por soluciones de mecanismo focal (Audemard *et al.*, 2000).

Como resultado de la interacción de estas placas, se ha formado una columna vertebral de cadenas montañosas que se destaca de un campo circundante bastante llano, esta columna vertebral está compuesta (de oeste a este) por la cadena de los Andes y las cordilleras de la Costa, del Interior, del Centro y del Oriente. Los picos más altos de la Cordillera de la Costa están cerca de los 3.000 m, mientras que tienen una altura de casi 5.000 m en la cadena de los Andes.



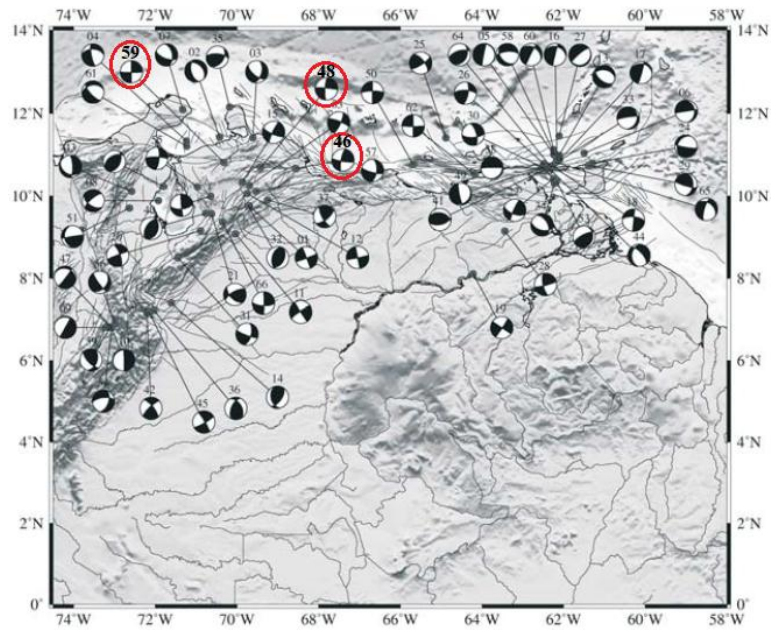
### III.1.1 Sismología en el occidente de Venezuela

La Red Sismológica Nacional de Venezuela, abarca áreas de alto potencial sísmico, esto favorece a la determinación del mecanismo focal. El mecanismo focal proporciona información de las posibles soluciones de ruptura asociada al sismo y la configuración de los esfuerzos tectónicos en el área. En el trabajo de Palma *et al.* (2010) se utilizó un banco de datos compuesto por 191 soluciones de mecanismos focales distribuidas por todo el país, con estas es posible determinar la cinemática actual de las fallas sismogénicamente activas.

Para el occidente de Venezuela observamos en la Figura III.1 que la mayoría de los sismos ocurren a una profundidad de bloqueo menor a los 30 km y que la gran mayoría de estos se concentran en la falla de Boconó. En la zona de falla del sistema Oca-Ancón existen algunos valores que están entre los 30 y 80 km de profundidad, y muy pocos superan los 80 km, la poca cantidad de estos valores pudiera referirse a una mala obtención de los resultados.

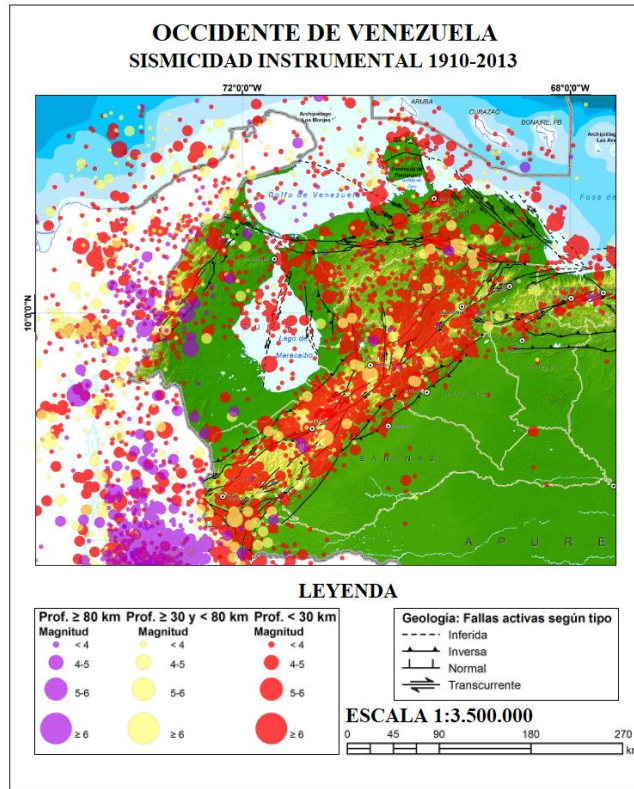
Para Boconó y Oca-Ancón la gran nube de puntos sísmicos es bastante marcada y delimita una transición entre zona frágil a la zona dúctil menor a los 30 km, se puede decir que en ambos casos la zona sismogénica no debería superar los 30 km de profundidad y según Ruff (2000) estos valores no coinciden con zonas de subducción, por lo cual esto representa una fuerte contradicción en la teoría de la losa de subducción.

En el trabajo de Palma *et al.* (2010) los mecanismos focales 46, 48 y 59, presentados en la Figura III.1 son transcurrente dextrales y claramente están relacionados al sistema de falla Oca-Ancón. La magnitud de los sismos asociados a estos mecanismos esta entre 4,0 y 4,1 ( $M_w$ ), esto se debe a que la falla se encuentra en el periodo intersísmico. La profundidad presenta mayor variabilidad, la más somera es de 1,5 km y la más profunda es de 13,7 km. Estos resultados confirman que la profundidad de bloqueo debería ser menor a los 30 km como se observa en Figura III.2.



Tomado y modificado de Palma *et al.* (2010)

**Figura III.1: Mapa de mecanismos focales en el occidente venezolano**



Tomado y modificado de Funvisis (2013)

**Figura III.2: Mapa de sismicidad instrumental en el occidente venezolano a escala 1: 3.500.000**

### III.2 SISTEMA DE FALLAS OCA-ANCÓN

Después de la Falla Boconó, que es considerada por muchos como el límite principal dentro del cinturón de deformación en el margen sur de la Placa del Caribe (Audemard *et al.*, 2000), el sistema de fallas Oca-Ancón es la segunda característica tectónica principal de este cinturón transpresivo. Ambas fallas definen los límites sudeste y norte respectivamente del bloque triangular de Maracaibo (noroeste de Venezuela y el norte de Colombia), que está delimitado en su lado oeste por la falla Santa Marta-Bucaramanga.

De los estudios regionales neotectónicos, sismotectónicos, perfiles sísmicos y tres trincheras realizados en el sistema de fallas Oca-Ancón (Audemard *et al.*, 2000) se obtuvo como resultado un rumbo promedio de:  $N 67^\circ E \pm 84^\circ$  y acimut entre los  $60^\circ$  a  $75^\circ$ , su longitud de extremo a extremo es de 563 km (acumulados 1120 km). Audemard (1993) subdividió estructuralmente el sistema de fallas de Oca-Ancón en cinco secciones diferentes como se muestra en la Figura III.3, las cuales están descritas de la siguiente manera:

Sección VE-01a: Falla de Oca, se extiende desde Santa Marta Colombia al oeste de la costa del Caribe hasta el NE de Maracaibo, posee una longitud de 352 km (acumulados 359 km), presenta un rumbo aproximado  $N 84^\circ O \pm 10^\circ$ , su inclinación promedio es subvertical y tiene un sentido del movimiento lateral derecho, se observa un escarpe de unos quince kilómetros de longitud, orientado al sur, sobre las unidades aluviales cuaternarias de las llanuras de Buchivacoa, al este del lago de Maracaibo. El escarpe es de unos 30 cm de alto. Su tasa de movimiento es de aproximadamente  $0,45 - 2$  mm/año y su último movimiento data del Holoceno y post glacial ( $<15$  ka).

Sección VE-01b: Falla Ancón, se extiende desde la bahía del Tablazo al oeste, hasta Dabajuro en el este, su longitud es de 105 km (acumulados 111 km), tiene un rumbo aproximado de  $N 77^\circ O \pm 22^\circ$ , su sentido de movimiento es lateral derecho y un promedio de inclinación subvertical. Durante varios kilómetros de longitud, es evidente un escarpe de exposición norte, en unidades aluviales cuaternarias de las llanuras de Buchivacoa al este de la desembocadura del lago Maracaibo. La tasa de movimiento es

aproximadamente de 1,6 mm/año y su último movimiento data del Holoceno y post glacial.

Sección VE-01c: Falla Camare – Paraíso se extiende desde Camare en el oeste hasta Paraíso en el este, su longitud es de 139 km (acumulados 338 km), con un rumbo promedio de  $N 86^{\circ} O \pm 47^{\circ}$ , el sentido del movimiento es lateral derecho y su inclinación promedio es subvertical. Presenta Características geomorfológicas constantes, que muestran evidencia de fallas transcurrentes (escarpe de fallas, desplazamiento de drenaje lateral-derecho, ensilladuras de fallas, etc.) en unidades sedimentarias del Neógeno a Pleistoceno medio de la Cordillera Falcón.

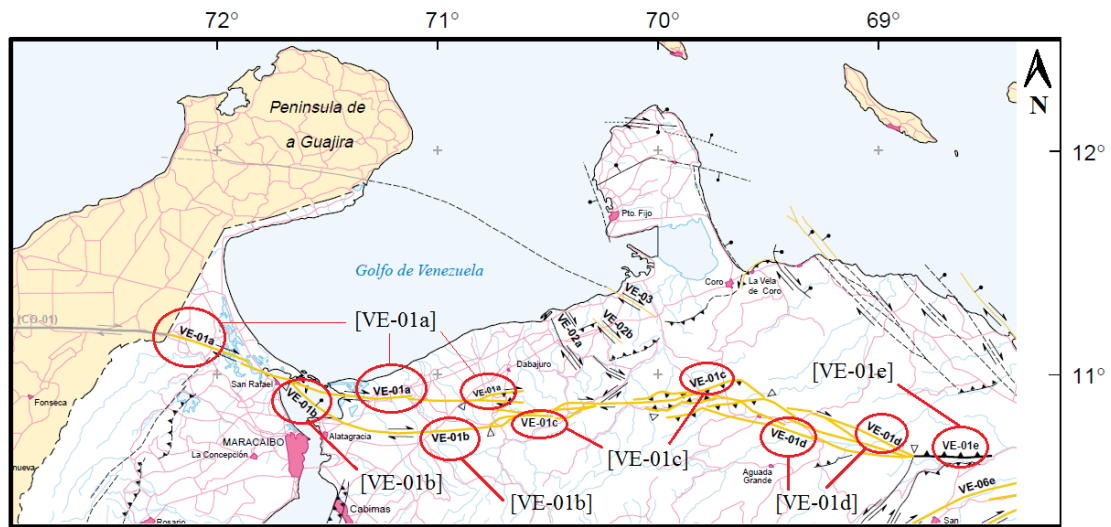
Además, la falla forma escarpes de flexura que afectan a las unidades aluviales del Pleistoceno medio en ambos lados de la Serranía Camare-Paraíso. La tasa de movimiento es aproximadamente de 2 mm/año y su último movimiento data del Holoceno y post glacial (<15 ka).

Sección VE-01d: Esta sección de falla se extiende desde Paraíso al oeste hasta Socremo al este, de inicio a fin tiene una longitud de 126 km (acumulado 348 km), el rumbo promedio es de  $N 68^{\circ} O \pm 40^{\circ}$ , el sentido del movimiento es lateral derecho y la inclinación promedio es SO o NE, de alto ángulo. Existen pocas características geomorfológicas en las unidades sedimentarias cuaternarias, generalmente escarpes de fallas con un componente normal aparente, porque el sistema de falla atraviesa el núcleo paleógeno de la Serranía de Falcón (anticlinorio); sin embargo, la falla tiene una actividad sísmica superficial muy frecuente con mecanismos focales que confirman un régimen transtensional. La tasa de movimiento es aproximadamente de 2 mm/año y su último movimiento data del Holoceno y post glacial (<15 ka).

Sección VE-01e: Falla de Socremo, tiene una longitud de 46 km (acumulado 47 km), un rumbo promedio de  $N 90^{\circ} E \pm 13^{\circ}$ , el sentido del movimiento principalmente es inverso, con un componente lateral derecho, posee un ángulo intermedio de inclinación norte. Se observan curvas escarpadas orientadas hacia el sur que afectan a las unidades aluviales del Pleistoceno temprano. Posibles depresiones flexurales del Pleistoceno tardío (o más jóvenes) en el bloque deprimido. La tasa de movimiento es

aproximadamente de 2 mm/año y su último movimiento data del Cuaternario (<1,6 Ma).

El sistema de falla Oca-Ancón, es considerado como la fuente sísmica potencial más grande del noroeste de Venezuela. Las trincheras excavadas en vestigios activos individuales de las fallas Oca y Ancón en la sección B (VE-01b) revelaron evidencia de terremotos de magnitud ( $M_s$ ) 7,4 a 7,5 en ambas fallas (Audemard, 1996).



Tomado y modificado de Audemard (2000)

Figura III.3: Mapa Cuaternario del sistema de Falla Oca-Ancón a escala 1: 2.000.000

La recurrencia de tales eventos es de  $1752 \pm 133$  años en la falla de Ancón y de  $4300 \pm 1.000$  años en la falla de Oca. Sin embargo, como la falla de Oca tiene una traza continua de unos 400 km a lo largo de las secciones A y B, la longitud de ruptura de la falla cosísmica es probablemente solo un tercio de la longitud total de la falla de Oca. En consecuencia, la recurrencia de la falla de Oca es también más larga, ya que el evento más reciente solo parece haber roto su parte más oriental de 120 a 130 km de longitud (Audemard *et al.*, 2000).

### III.2.1 Configuración litológica

La configuración litológica tanto al norte como al sur del sistema de fallas de Oca-Ancón es poco variable. Para este trabajo ambos bloques (norte y sur) se limitaron a un máximo de 200 km ortogonales a la falla. El bloque norte dentro de Venezuela está compuesto por el estado Falcón y el bloque sur por los estados Cojedes, Lara, Portuguesa, Trujillo, Yaracuy y Zulia. La gran mayoría de las formaciones ubicadas dentro de ambos bloques están compuestas por rocas sedimentarias.

Algunas de las Formaciones del estado Falcón son Agua Clara, Agua Linda, Codore, Pecaya y Paraguaná. Según Liddle (1928) Agua Clara está compuesta por lutitas ferruginosas, con intercalaciones delgadas de areniscas limosas y calcáreas. Wheeler (1960) menciona la presencia de calizas. Camacho *et al.* (1989) describe Agua Linda como una secuencia de lutitas limosas, micro y macrofósilíferas, calcáreas, con algunos niveles de calizas y areniscas. Codore está compuesta por los miembros El Jebe, Chiguaje y Algodones, conformados en su mayoría por arcillas arenosas, intercaladas con areniscas, lutitas, calizas y lentes de areniscas ferruginosas. Pecaya es descrita por Díaz de Gamero (1977) como interestratificaciones de areniscas y calizas con lutitas limolíticas localmente calcáreas. Paraguaná según Hunter y Bartok (1974) está conformada por el miembro El Hato con alternancia de arcillitas, limolitas ferruginosas y lutitas. El miembro Amuay, está formado por caliza algal, de hasta tres metros de espesor.

En el estado Cojedes, al oriente del bloque sur, las rocas aflorantes son más variables, así se evidencia en la Formación de Boca Del Oro, donde Oxburgh (1965) presento buenas descripciones petrográficas de metabasalto, basalto levemente metamorfizado, diabasa piroxénica, brecha de fragmentos basálticos y rocas carbonáticas. En la Formación Cañaote, es posible encontrar cuarcitas micáceas interestratificadas con meta-areniscas arcósicas lenticulares, ligeramente foliadas, de grano grueso pobremente escogido y un metaconglomerado lítico asignado por Bellizia (1961), al cual denomino Seudo-gneis de Cayetano. La Formación Cojedes está compuesta según Bushman (1967), por areniscas feldespáticas y horizontes delgados en su mayoría calcáreos, cuarcita, filita, caliza y gneis. La masa granítica denominada

Granito Alcalino de El Baúl, ocupa la porción oriental y septentrional del Macizo de El Baúl.

Entre los estados Lara y Cojedes, se ubican los Esquistos de Aroa, constituida mayoritariamente por una alternancia de esquistos/filita gráficas, también hay presencia de esquistos carbonáticos, cuarzo micáceo con mármol laminado bastante macizo y raros horizontes de esquistos verdes. En la zona central del estado, la Formación Morán es descrita originalmente por Von Der Osten & Zozaya (1957) y mencionan la presencia de areniscas, lutitas y lentes menores de calizas.

Al occidente, la Formación Jarillal, ubicada entre los estados Lara, Falcón y Zulia, según Senn (1935) es una secuencia lutítica medianamente arenosa, muy fosilífera. En la sección de cerro de Los Indios aparecen lechos de calizas y Guevara (1967) menciona capas ocasionales de areniscas conglomeráticas. La Formación Barquisimeto, se ubica entre los estados Lara y Portuguesa, está compuesta de lutitas, limolitas, margas compactadas y calizas.

La variabilidad litológica observada en Cojedes es un poco menor en Portuguesa, aunque en la parte más alta de la asociación ígnea de Cerro Pelón se ha cartografiado, un núcleo central de dunita rodeado por zonas concéntricas de piroxenita y gabro. En los flancos del cerro aflora una roca densa, de grano medio, compuesta por cristales anhedrales a subhedrales de clinopiroxeno, denominada piroxenita olivínifera. Se han descrito peñones sueltos de gabro hornbléndico, que no han sido observados *in situ*, según Murray (1973) no debe aflorar muy lejos de su posición original. En el extremo norte de Portuguesa, aflora la Formación Araure, con predominancia de conglomerados, alternando con areniscas arcósicas de grano subangular, formados por cuarzo y filitas limosas que contienen cristales de cuarzo Bushman (1967) menciona, feldespatos y vetas de cuarzo blanco.

Extendiéndose a la parte sur y suroeste de la cuenca de Maracaibo y al sur de Trujillo (bloque sur) se encuentra la Formación Palmar, con capas basales catalogadas por Sutton (1946) como areniscas masivas a bien estratificadas. Heybroek (1953) la describe como areniscas duras con lamina de lignito y lutitas arenosas, alternadas con capas de carbón. Entre los estados Lara y Trujillo, aflora la Formación Carache

integrada fundamentalmente por una secuencia de areniscas, lodolitas y lutitas poco consolidadas. En la zona occidental del flanco andino (Estado Trujillo), aflora la Formación Betijoque, sus elementos más destacados son unas capas bastante macizas de conglomerado, que alcanzan los 12 metros de espesor. La mayor parte de la formación está constituida por arcillas macizas, generalmente arenosas y localmente carbonáceas y fosilíferas.

Al oriente, los esquistos verdes de Agua Viva aflorando en el estado Yaracuy, son otra evidencia de la variación litológica entre el oriente y el occidente del bloque sur. Bushman (1965) señala la presencia de esquisto carbonático-grafítico y micáceo. Los afloramientos se extienden en una franja en dirección este, oeste por unos seis kilómetros. Los esquistos de Aroa entre Lara y Yaracuy se extienden a través de la Serranía de Aroa y llegan hasta algunos cerros pequeños al sur de Yaritagua.

La formación se caracteriza por estar constituida mayoritariamente por rocas esquistosas muy deformadas con presencia de grafito. El complejo Nirgua, aflora a ambos lados del gran valle de San Felipe - Yaritagua controlado por la falla de Boconó. Expone variados tipos litológicos: esquisto cuarzo - micáceo, micáceo - grafítico, mármol masivo, cuarcita y gneis cuarzo - micáceo - feldespático. Las rocas carbonáticas se presentan en forma de lentes o capas bastante continuas.

El grupo Agua Negra es reconocido por Guevara (1967) en Falcón suroccidental, norte de Lara y este de Zulia. Se caracteriza por una secuencia inferior, llamada formación Santa Rita que está compuesta por arcillitas arenosas, areniscas, conglomerados y escasas capas de calizas; la secuencia intermedia es la formación Jarillal y la secuencia superior es la formación La Victoria de litología variada, areniscas, lutitas y algunas calizas. La formación Apón se extiende dentro de Venezuela por el frente oriental de la Serranía del Perijá y frente noroccidental de los Andes de Mérida. Se compone de calizas gruesamente estratificadas localmente pueden ser duras, densas y muy fosilíferas, lutitas calcáreas, margas, lentes de limolita, calizas nodulares muy bituminosas y lutitas ricas en foraminíferos pelágicos.



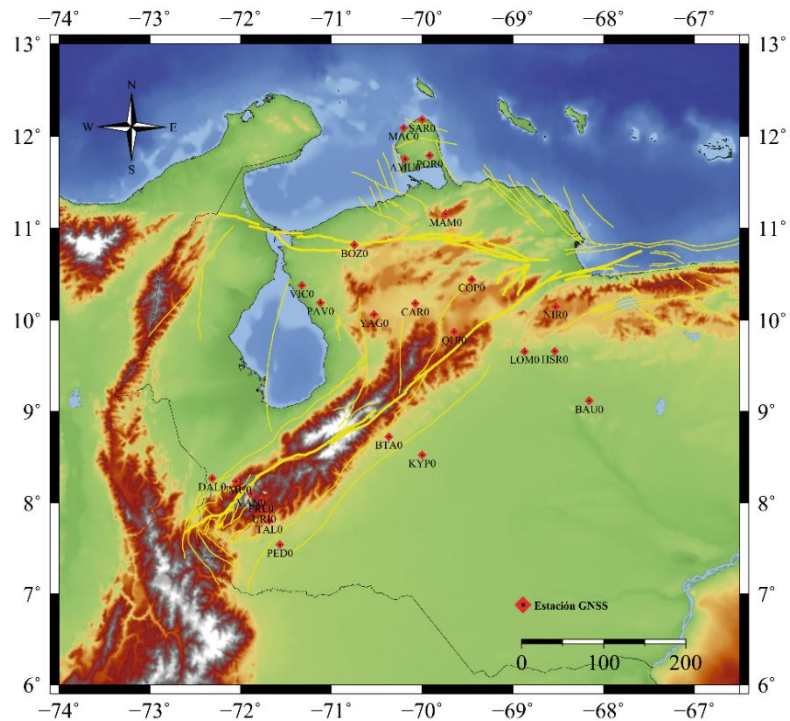
## CAPÍTULO IV

### MARCO METODOLÓGICO

Para el cumplimiento de los objetivos planteados se llevó a cabo la siguiente estrategia:

#### IV.1 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS GEODÉSICOS GNSS

La finalidad del procesamiento es obtener las coordenadas geodésicas de cada estación para diversos periodos de tiempo y así poder generar el campo geodésico de velocidades y construir los archivos de entrada para la fase del modelado. Esto fue realizado con los datos obtenidos en las campañas 2011, 2013 y 2016. La campaña del 2011 va del 23 de octubre al 11 de noviembre, la del 2013 desde el 22 de febrero hasta el 11 de abril y la del 2016 entre el 18 de enero y el 5 de febrero. La Tabla IV.1 muestra la información de cada estación además del año y la campaña en que se realizó la medición. La Figura IV.1 muestra las estaciones procesadas. El procesamiento se encuentra conformado por dos etapas: pre-procesamiento y procesamiento.



**Figura IV.1: Distribución de estaciones geodésicas en el centro-occidente de Venezuela**

**Tabla IV.1: Lista de estaciones geodésicas incluidas en el procesamiento**

CODIGO	NOMBRE	ESTADO	LONGITUD	LATITUD	CAMPAÑA	MEDICIONES REALIZADAS		
						2011	2013	2016
AMU0	Amuay	Falcón	-70,188	11,753	USB, CASA 93, CARIVEN 94	SI	SI	SI
BAU0	El Baúl	Cojedes	-68,159	9,118	REGVEN	SI	SI	SI
BOZ0	Bozugo	Falcón	-70,746	10,819	FUNVISIS	SI	SI	SI
BTA0	Barinitas	Barinas	-70,367	8,726	FUNVISIS	SI	SI	SI
CAR0	Carora	Lara	-70,074	10,180	CASA 93	SI	SI	SI
COP0	Copeyal	Lara	-69,454	10,442	FUNVISIS	SI	SI	SI
DAL0	Fca. La Dalia	Táchira	-72,314	8,267	REGVEN, CASA 93	SI	SI	NO
HSR0	Hda. San Rafael	Cojedes	-68,539	9,662	REGVEN	SI	SI	NO
KYP0	Caípe	Barinas	-69,999	8,524	REGVEN	SI	SI	SI
LOM0	Fca. Las Lomas	Cojedes	-68,87002	9,65784	REGVEN	NO	SI	SI
MAC0	Macolla	Falcón	-70,204	12,088	FUNVISIS	SI	SI	SI
MAM0	El Mamon	Falcón	-69,743	11,158	FUNVISIS	SI	NO	SI
NIR0	Nirgua	Yaracuy	-68,528	10,149	CASA 93	SI	SI	SI
PAV0	Fca. Las Pavas	Zulia	-71,120	10,189	FUNVISIS	SI	SI	SI
PED0	La Pedrera	Táchira	-71,566	7,540	USB	SI	SI	SI
POR0	Portachuelo	Falcón	-69,917	11,789	FUNVISIS	SI	SI	SI
PRE0	Pregonero	Táchira	-71,775	8,029	USB	SI	SI	SI
QUI0	Quibor	Lara	-69,646	9,871	REGVEN, CARIVEN 94	SI	SI	SI
SAR0	San Roman	Falcón	-70,001	12,180	FUNVISIS	SI	SI	SI
TAL0	La Tala	Táchira	-71,682	7,801	FUNVISIS	SI	SI	SI
UMU0	Umuquena	Táchira	-72,051	8,235	FUNVISIS	SI	SI	SI
URI0	Uribante	Táchira	-71,743	7,913	USB, REGVEN	SI	SI	SI
VAN0	Valle Negro	Táchira	-71,882	8,092	FUNVISIS	SI	SI	SI
VIC0	Hda. Victoria	Zulia	-71,327	10,379	FUNVISIS	SI	SI	SI
YAG0	Las Yaguas	Lara	-70,530	10,062	FUNVISIS	SI	SI	SI

#### **IV.1.1 Fase del pre-procesamiento**

En esta etapa se ordenaron y manipularon los datos con la herramienta de Traducción, edición y chequeo de calidad Teqc (Estey & Meertens, 1999). Esta es la etapa de mayor trabajo, debido a que el control de calidad debe ser riguroso para prevenir errores en la siguiente etapa. Los datos deben estar en formato universal, los que no estén en dicho formato son traducidos, pasan de ser binarios nativos al formato RINEX. Se verificó que el tipo de antena se encontrara en la base de datos de BERNESE GNSS versión 5.2 Dach & Walser (2013). Se incluyeron los nombres de las estaciones en códigos de cuatro caracteres y en algunos casos, dependiendo de la antena fue necesario realizar la corrección de alturas, ya que al momento de hacer la medición con trípode estas son inclinadas, y se debe transformar para una altura vertical.

#### **IV.1.2 Fase del procesamiento**

En esta etapa se trabajó con el paquete BERNESE (Dach & Walser, 2013), este es un paquete científico para aplicaciones geodésicas. Con los datos disponibles se creó una rutina de procesamiento. La mayoría de los pasos o algoritmos que realiza este programa son invisibles para el usuario. A partir de un datum geodésico BERNESE calculo las velocidades geodésicas, este datum es un modelo matemático de una superficie constante, conocida y que se encuentra conformado por un conjunto de estaciones mostradas en la Figura IV.2. La Tabla IV.2 muestra la ubicación exacta de estas estaciones y el ITRF al que pertenecen. Finalmente se obtuvieron los resultados de los desplazamientos en milímetros por año (mm/año) para las componentes norte y este con sus respectivos errores.



Tomado y modificado de Google (2018)

**Figura IV.2: Distribución de las estaciones de referencia para el procesamiento de las campañas de medición.**

**Tabla IV.2: Estaciones que conforman el datum geodésico**

CODIGO	PAÍS	CIUDAD	LONGITUD	LATITUD	ITRF2008	ITRF2014
<b>ABMF</b>	Francia	Guadalupe	-61,528	16,262	SI	SI
<b>BOGT</b>	Colombia	Bogotá	-74,081	4,640	SI	SI
<b>BRAZ</b>	Brasil	Brasilia	-47,878	-15,947	SI	SI
<b>BRFT</b>	Brasil	Eusebio	-38,426	-3,877	NO	SI
<b>BRMU</b>	Reino Unido	Bermuda	-64,696	32,370	NO	SI
<b>CRO1</b>	USA	Saint Croix	-64,584	17,757	SI	SI
<b>GUAT</b>	Guatemala	Guatemala	-90,520	14,590	NO	SI

**Tabla IV.2: Estaciones que conforman el datum geodésico (continuación)**

<b>CODIGO</b>	<b>PAÍS</b>	<b>CIUDAD</b>	<b>LONGITUD</b>	<b>LATITUD</b>	<b>ITRF2008</b>	<b>ITRF2014</b>
<b>MANA</b>	Nicaragua	Managua	-86,249	12,149	NO	SI
<b>KOUR</b>	Guayana Francesa	Kourou	-52,806	5,252	SI	SI
<b>LMMF</b>	Martinica	Le Lamentin	-60,996	14,595	SI	SI
<b>MASI</b>	España	Maspalomas	-15,633	27,764	SI	SI
<b>RIOP</b>	Ecuador	Riobamba	-78,651	-1,651	SI	SI
<b>SANT</b>	Chile	Santiago de Chile	-70,669	-33,150	SI	SI
<b>SCUB</b>	Cuba	Santiago de Cuba	-75,762	20,012	NO	SI
<b>SSIA</b>	El Salvador	San Salvador	-89,117	13,697	SI	SI

#### **IV.1.3 Referenciación del campo de velocidades geodésicas**

Los resultados obtenidos con el paquete BERNESE (Dach & Walser, 2013) son valores absolutos, que deben ser referenciados para evaluar el desplazamiento de la placa de América del Sur respecto a la del Caribe. Para obtener el valor de un punto expresado en el cratón suramericano fijo, se hace la sustracción entre la velocidad absoluta y la velocidad del punto de acuerdo al polo de rotación absoluta. Para obtener la velocidad del polo de rotación, se utilizó la herramienta *Plate Motion Calculator* del consorcio UNAVCO (2018).

Es necesario ingresar los datos de la velocidad angular establecidas para cada uno de los ITRF, estos se exponen en los trabajos de Altamimi *et al.* (2012) y (2016) para los ITRF 2008 y 2014 respectivamente. En ambos casos el autor muestra los valores de las velocidades en milisegundos de arco por año, por lo cual fue necesario transformarlas a grados por millones de años, siendo esta la unidad aceptada por la calculadora del movimiento de placas (UNAVCO, 2018).

## **IV.2 CREACIÓN DEL MAPA DE VELOCIDADES GEODÉSICAS PARA EL CENTRO OCCIDENTE VENEZOLANO**

El mapa de velocidades geodésicas muestra los vectores de velocidad para cada una de las estaciones procesadas. Hemos utilizado el programa GMT para la elaboración de estos mapas. El GMT es una colección de programas de código abierto, funciona a partir de comandos donde se manipula un conjunto de datos de entrada, que incluyen valores geográficos y cartesianos, es posible realizar ajuste de tendencia, grillado, proyección, filtrado, entre otras aplicaciones. No posee una interfaz gráfica y las instrucciones son dadas por una línea de comandos. Los gráficos son generados en formato de superficie (*PostScript*), las superficies son representadas mediante capas raster, polígonos y variables cualitativas, mientras que las líneas y puntos se representan mediante vectores.

Los datos de entrada fueron ingresados mediante un archivo .dat para cada uno de los mapas, estos datos fueron: longitud, latitud, velocidad de la componente norte y este, error estimado de la componente norte y este y el código de la estación. Para la leyenda los datos también son ingresados como un archivo .dat y estos fueron: longitud, latitud y para la escala del vector velocidad máximo, se le asignó un valor igual a 20 mm/año que coincide con el desplazamiento lateral derecho del Caribe con respecto a Suramérica (Pérez *et al.*, 2011). Adicionalmente al producto final que genera el GMT, se procedió con una optimización grafica para cada mapa, se le asignó una mayor resolución y se le agrego una nueva capa de fondo con el programa Adobe Photoshop.

## **IV.3 GENERACIÓN DE LOS MODELOS DE DISLOCACIÓN, ELÁSTICO SIMPLE Y HETEROGÉNEO ASIMÉTRICO**

Para este trabajo se utilizaron los modelos propuesto por Savage & Burford (1973) en el caso de una dislocación elástica simple y el modelo propuesto en el trabajo de Le Pichon *et. al.* (2005) para una dislocación heterogenea asimetrica. La formulación analítica de este modelo se basa en una dislocación sin deslizamiento entre los bloques de la falla por encima de la profundidad de bloque  $D$  y con deslizamiento por debajo de esta profundidad  $D$ , el cual posee una tasa de desplazamiento  $V$ . El modelo de

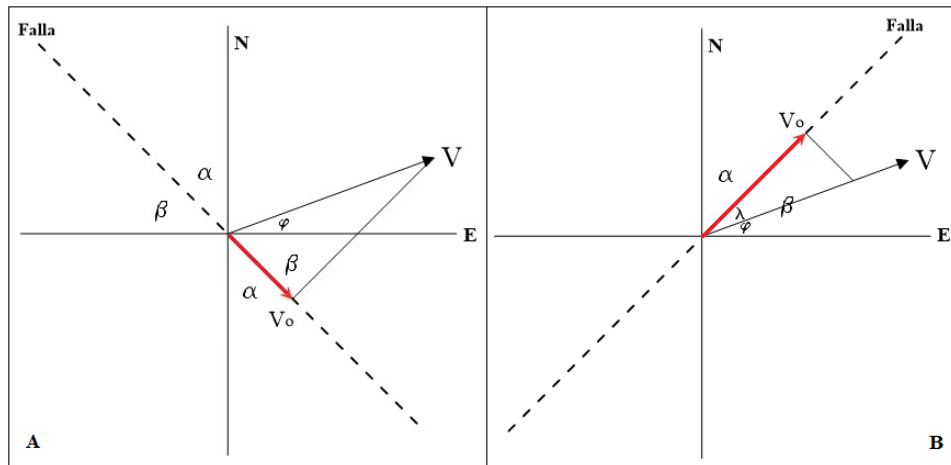
Savage & Burford (1973) es derivado de los trabajos de Chinnery (1961) y Weertman & Weertman (1964).

Algunas de las velocidades obtenidas en la etapa del procesamiento presentaron un error estimado en las componentes norte y este relativamente elevado, por lo cual se procedió a limitar el número de estaciones. Inicialmente se contó con un total de 25 estaciones, para luego pasar a 21 estaciones. Las estaciones descartadas fueron: Barinitas, estado Barinas (BTA0); Copeyal, estado Lara (COP0); Pavas estado Zulia (PAV0) y Quibor, estado Lara (QUI0). En la Tabla IV.3 se exponen las 21 estaciones con un error estimado aceptable para las componentes norte y este de las velocidades absolutas.

**Tabla IV.3: Estaciones con un error estimado aceptable**

CODIGO	ERROR ESTIMADO	
	NORTE	ESTE
AMU0	1,2	1,3
BAU0	1,5	1,7
BOZ0	1,1	1,3
CAR0	1,1	1,3
DAL0	1,2	1,4
HSR0	1,3	1,4
KYP0	1,1	1,2
LOM0	1,7	2
MAC0	4	4,8
MAM0	1,3	1,5
NIR0	1	1,2
PED0	4,5	5,7
POR0	1,5	1,7
PRE0	1,1	1,3
SAR0	1,6	1,9
TAL0	1,3	1,5
UMU0	1,1	1,3
URI0	1,1	1,3
VAN0	1	1,3
VIC0	3,7	4,4
YAG0	1	1,2

Las velocidades relativas del ITRF2008 y el ITRF2014, se expresan en componentes norte y este. Para la realización de los modelos se consideran las velocidades paralelas a la falla, por lo cual fue necesario descomponer la velocidad relativa total del ITRF2008, que fue el empleado para la realización de los modelos. Para esto se procedió aplicando trigonometría sobre un par de ejes ortogonales entre sí, donde el eje vertical está en la dirección norte, sur y el horizontal en la dirección este, oeste. La Figura IV.3 expone la configuración trigonométrica para fallas con rumbo NO y NE sobre un plano horizontal.



**Figura IV.3: Configuraciones trigonométrica para una falla de rumbo sobre un plano horizontal. (A) Falla de orientación NO. (B) Falla de orientación NE**

El modulo del vector  $\mathbf{V}$  es igual a la magnitud de la velocidad total. El modulo del vector  $\mathbf{V}_0$  es igual a la magnitud de la velocidad paralela a la falla. El ángulo  $\alpha$  representa el rumbo.  $\varphi$  Es el ángulo entre la dirección este, oeste y el vector velocidad  $\mathbf{V}$ . El ángulo  $\beta$  es el complemento del rumbo. Para una falla de rumbo NE,  $\lambda$  es el ángulo entre el vector  $\mathbf{V}$  y la dirección de la falla. La Ecuación N° IV.1 se utilizó para obtener el valor de  $\varphi$ . Para calcular la velocidad paralela a una falla de rumbo NO y NE se aplicó la Ecuación IV.2 y la Ecuación IV.3 respectivamente.



$$\varphi = \cos^{-1} \frac{V_0}{V} \quad \text{Ecuación (IV.1)}$$

$$V_0 = V \cos(\beta + \varphi) \quad \text{Dónde: } \beta = 90 - \alpha \quad \text{Ecuación (IV.2)}$$

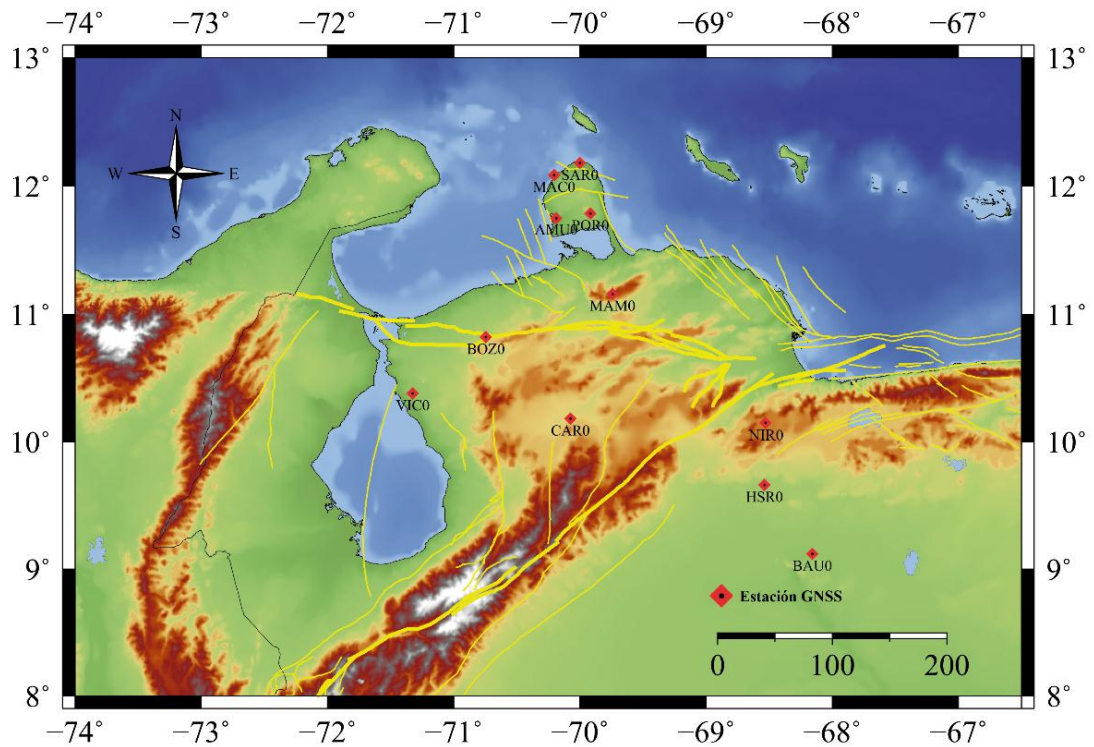
$$V_0 = V \cos(\lambda) \quad \text{Dónde: } \lambda = \beta - \varphi \quad \text{Ecuación (IV.3)}$$

### IV.3.1 Modelo de dislocación elástico simple

Partiendo de la Ecuación II.6, descrita en el capítulo II, apartado II.2.3.4 Deformación Intersísmica, se obtiene una función que describe el proceso de desplazamiento en la fase intersísmica y modela el bloqueo de la falla para un sistema homogéneo. Esta función se define matemáticamente por la Ecuación II.7 y la empleamos para calcular las velocidades superficiales paralelas a la falla, de un modelo de dislocación elástico simple.

Si asumimos una velocidad de campo lejano y una profundidad de bloqueo constantes, la función solo dependerá de una variable  $X$ , que en este caso coincide con la menor distancia entre el punto de recolección de los datos y la falla. Fue necesario descartar las estaciones ubicadas a más de 200 km de la falla, para minimizar el error y obtener un resultado más preciso. Las estaciones empleadas para la realización del modelo se muestran en la Figura IV.4.

Para poder encontrar el valor de la profundidad de bloqueo y la velocidad de campo lejano, se aplicó un método de iteración que consiste en realizar una gran cantidad de cálculos asociados a un error cuadrático medio (*Root Mean Square error* - RMS). El RMS expresado en la Ecuación IV.4, es un cálculo del error entre las velocidades obtenidas del procesamiento de los datos (velocidad observada) y las velocidades simuladas.



**Figura IV.4: Distribución de las estaciones utilizadas para los modelos**

Con la ayuda de la herramienta solver del programa Excel se realizó la iteración para un RMS mínimo y dejando como parámetros libres la profundidad de bloqueo  $D$  y la velocidad de campo lejano  $V$ . El programa busco los valores  $D$  y  $V$  que mejor se ajustaron para que el RMS sea lo más bajo posible. El procedimiento se repitió varias veces con la finalidad de encontrar el intervalo de mejor ajuste para valores  $D$  y  $V$ . Se graficaron las curvas arco-tangencial (Okada, 1985) de un desplazamiento rumbo-deslizante lateral derecho.

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum \frac{(V_o - V_s)^2}{(\sigma_{V_o})^2}} \quad \text{Ecuación (IV.4)}$$

Dónde,  $\sigma_{V_o}$  es la varianza del error estimado;  $V_o$  es la velocidad observada;  $V_s$  es la velocidad simulada y  $n$  es el número de estaciones procesadas.

### **IV.3.2 Modelo de dislocación heterogéneo asimétrico**

Los modelos lateralmente heterogéneos toman en cuenta las variaciones de las propiedades elásticas a través y dentro de la zona de falla. Es decir, los bloques que separan la falla son considerados geológicamente diferentes, por lo cual presentan módulos de Young distintos. Para hacer este modelado fue necesario considerar el contraste de rigidez de estos bloques. Las Ecuaciones II.8 y II.9 descritas en el capítulo II, fueron empleadas para la construcción del modelo.

Siguiendo el mismo criterio de selección de estaciones empleado en el modelo de dislocación elástico simple, se descartaron las estaciones ubicadas a más de 200 km de la falla con la intención de minimizar el error. La diferencia con el modelo de dislocación elástico simple es la cantidad de parámetros libre, en este caso fueron tres: profundidad de bloqueo  $D$ , velocidad de campo lejano  $V$  y coeficiente asimétrico  $K$ .

Para encontrar el valor de estos tres parámetros nuevamente se aplicó un proceso iterativo mediante la herramienta solver integrada en el programa Excel. Siguiendo una metodología igual a la aplicada en el modelo elástico simple, fue calculado un RMS entre velocidades observadas y velocidades simuladas buscando valores  $D$ ,  $V$  y  $K$  que logren un RMS mínimo. Al igual que en el modelo elástico simple el procedimiento se repitió varias veces hasta encontrar un intervalo para valores  $D$ ,  $V$  y  $K$  que represente el mejor ajuste matemático y geológico. Se graficaron las curvas arco-tangencial (Okada, 1985) correspondientes al desplazamiento rumbo-deslizante lateral derecho.

### **IV.4 GENERACIÓN DEL MODELO DE DISLOCACIÓN, ELÁSTICO SIMPLE PARA DOS FALLAS**

El propósito de realizar este modelo es evaluar la contribución del sistema de fallas Oca-Ancón y la falla de Boconó a los  $20 \pm 2$  mm/año de desplazamiento lateral derecho del Caribe con respecto a Suramérica (Pérez O. *et al.*, 2011) y lograr un mejor ajuste para el modelo de dislocación elástico simple y heterogéneo asimétrico del sistema de fallas Oca-Ancón. Para cumplir con el criterio de selección de estaciones (estaciones ubicadas a una distancia menor de 200 km de la falla), se trabajó con las secciones más septentrionales de la Falla Boconó: VE-06e y VE-06d Audemard *et al.* (2000), por lo

cual se descartaron las estaciones ubicadas a más de 200 km de la del sistema de fallas Oca-Ancón. La expresión matemática que define este modelo está representado por la Ecuación IV.5.

$$v(x) = \frac{V_1}{\pi} \tan^{-1} \frac{x_1}{D_1} + \frac{V_1}{2} + \cos \alpha \frac{V_2}{\pi} \tan^{-1} \frac{x_2}{D_2} + \frac{V_2}{2} \quad \text{Ecuación (IV.5)}$$

Dónde,  $V_1$  y  $V_2$  es la velocidad de campo lejano de la falla uno y dos respectivamente;  $x_1$  y  $x_2$  es la distancia ortogonal a la falla uno y dos respectivamente;  $D_1$  y  $D_2$  es la profundidad de bloqueo de la falla uno y dos respectivamente y  $\alpha$  es el ángulo entre la falla uno y dos.

La cantidad de parámetros libres en este caso serán cuatro: la profundidad de bloqueo  $D$  para cada una de las fallas y la velocidad de campo lejano  $V$  para cada una de las fallas. Para calcular el RMS el modelo se centró en las velocidades observadas de la segunda falla. Adicionalmente se calculó un RMS para cada una de las fallas con la finalidad de evaluar los valores  $D$  y  $V$  que mejor se ajusten al modelo para cada falla. Para encontrar los cuatro parámetros libres se aplicó el método iterativo usando la herramienta solver integrada en el programa Excel. Siguiendo el mismo principio que en los modelos anteriores, se buscaron valores  $D$  y  $V$  para cada falla que logren el RMS más bajo.

## CAPITULO V

### RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A continuación, se presentan los resultados obtenidos durante el desarrollo de la investigación y los análisis derivados de los mismos.

#### V.1 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS GEODÉSICOS GNSS

Datos de entrada para la fase del modelado. Para construir los modelos se trabajó en el ITRF2008. La Tabla V.1 presenta los resultados.

**Tabla V.1: Velocidades calculadas**

CODIGO	V ABSOLUTAS (mm/año)		V UNAVCO (mm/año)		ERROR ESTIMADO		V RELATIVAS a Suramérica (mm/año)		
	NORTE	ESTE	NORTE	ESTE	NORTE	ESTE	NORTE	ESTE	TOTAL
AMU0	12,84	13,23	10,33	-5,98	1,20	1,30	2,51	19,20	19,37
BAU0	8,30	-3,39	10,55	-5,67	1,50	1,70	-2,25	2,28	3,20
BOZO	13,03	12,18	10,26	-5,91	1,10	1,30	2,77	18,10	18,30
CAR0	12,83	1,44	10,34	-5,83	1,10	1,30	2,49	7,27	7,68
DAL0	17,51	6,67	10,08	-5,70	1,20	1,40	7,43	12,40	14,43
HSR0	19,32	-3,03	10,51	-5,73	1,30	1,40	8,81	2,70	9,21
KYP0	12,82	5,30	10,35	-5,66	1,10	1,20	2,47	11,00	11,23
LOM0	20,12	7,72	10,47	-5,74	1,70	2,00	9,65	13,50	16,56
MAC0	17,35	18,28	10,33	-6,01	4,00	4,80	7,02	24,30	25,28
MAM0	14,82	10,97	10,38	-5,91	1,30	1,50	4,44	16,90	17,45
NIR0	15,61	1,37	10,51	-5,77	1,00	1,20	5,10	7,14	8,77
PED0	11,02	-7,43	10,17	-5,60	4,50	5,70	0,85	-1,80	-2,02
POR0	15,85	13,55	10,36	-5,97	1,50	1,70	5,49	19,50	20,28
PRE0	14,37	-3,31	10,15	-5,66	1,10	1,30	4,22	2,35	4,83
SAR0	13,75	14,63	10,35	-6,01	1,60	1,90	3,40	20,60	20,92
TAL0	9,80	-4,83	10,16	-5,63	1,30	1,50	-0,36	0,80	0,88
UMU0	17,39	3,47	10,11	-5,69	1,10	1,30	7,28	9,16	11,70
URI0	12,81	-1,83	10,15	-5,65	1,10	1,30	2,66	3,82	4,65
VAN0	15,70	1,42	10,14	-5,67	1,00	1,30	5,56	7,09	9,01
VIC0	24,60	7,34	10,20	-5,88	3,70	4,40	14,40	13,20	19,55
YAG0	21,92	5,97	10,29	-5,83	1,00	1,20	11,63	11,80	16,57

Al hacer una comparación de la componente este de la velocidad relativa, con la componente este de la velocidad absoluta, se aprecia que para la mayoría de las estaciones procesadas, los  $20 \pm 2$  mm/año de desplazamiento entre ambas placas quedan mejor expresados por la componente este de la velocidad relativa. La explicación de esto, es que esos  $20 \pm 2$  mm/año es el cálculo para el movimiento relativo entre las placas Caribe y Suramérica. La componente este concuerda con el desplazamiento lateral derecho del Caribe con respecto a Suramérica (Pérez *et al.*, 2011).

## V.2 CREACIÓN DEL MAPA DE VELOCIDADES GEODÉSICAS PARA EL CENTRO OCCIDENTE VENEZOLANO

Las velocidades absolutas reflejan el movimiento real de las placas, mientras que las relativas expresan la tasa de desplazamiento respecto al cratón suramericano. La Tabla V.2 muestra las velocidades obtenidas para ambos marcos de referencia.

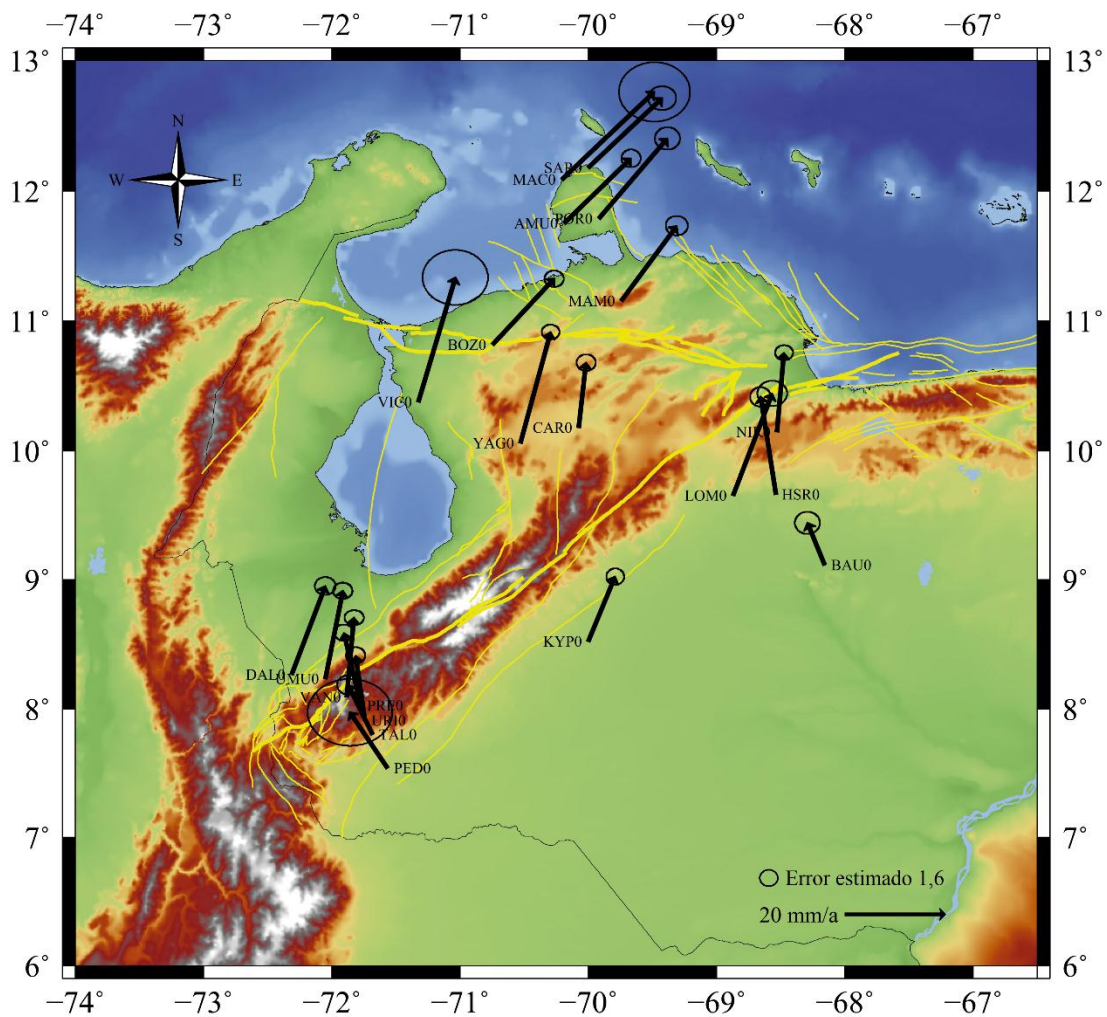
**Tabla V.2: Velocidades absoluta y relativas para los ITRF 2008 Y 2014**

CODIGO	V ABSOLUTAS (mm/año)		ERROR ESTIMADO		V RELATIVAS a Suramérica (mm/año)					
	NORTE	ESTE	NORTE	ESTE	ITRF2008			ITRF2014		
					NORTE	ESTE	TOTAL	NORTE	ESTE	TOTAL
<b>AMU0</b>	12,84	13,23	1,20	1,30	2,51	19,21	19,37	-0,23	16,79	16,79
<b>BAU0</b>	8,30	-3,39	1,50	1,70	-2,25	2,28	3,20	-4,50	10,74	11,64
<b>BOZ0</b>	13,03	12,18	1,10	1,30	2,77	18,09	18,30	0,28	15,57	15,57
<b>CAR0</b>	12,83	1,44	1,10	1,30	2,49	7,27	7,68	0,20	5,84	5,84
<b>DAL0</b>	17,51	6,67	1,20	1,40	7,43	12,37	14,43	5,05	9,70	10,94
<b>HSR0</b>	19,32	-3,03	1,30	1,40	8,81	2,70	9,21	6,40	10,45	12,25
<b>KYP0</b>	12,82	5,30	1,10	1,20	2,47	10,96	11,23	0,15	8,63	8,63
<b>LOM0</b>	20,12	7,72	1,70	2,00	9,65	13,46	16,56	7,18	11,15	13,26
<b>MAC0</b>	17,35	18,28	4	4,8	7,02	24,29	25,28	4,68	20,79	21,31
<b>MAM0</b>	14,82	10,97	1,3	1,5	4,44	16,88	17,45	1,8	14,47	14,58
<b>NIR0</b>	15,61	1,37	1	1,2	5,1	7,14	8,77	2,65	5,59	6,19
<b>PED0</b>	11,02	-7,43	4,5	5,7	0,85	-1,83	-2,02	-0,14	13,18	13,18
<b>POR0</b>	15,85	13,55	1,5	1,7	5,49	19,52	20,28	16,22	1,6	16,3
<b>PRE0</b>	14,37	-3,31	1,1	1,3	4,22	2,35	4,83	2,22	10,54	10,77
<b>SAR0</b>	13,75	14,63	1,6	1,9	3,4	20,64	20,92	0,39	17,93	17,93
<b>TAL0</b>	9,8	-4,83	1,3	1,5	-0,36	0,8	0,88	-1,92	13,2	13,34

**Tabla V.2: Velocidades absoluta y relativas para los ITRF 2008 Y 2014 (continuación)**

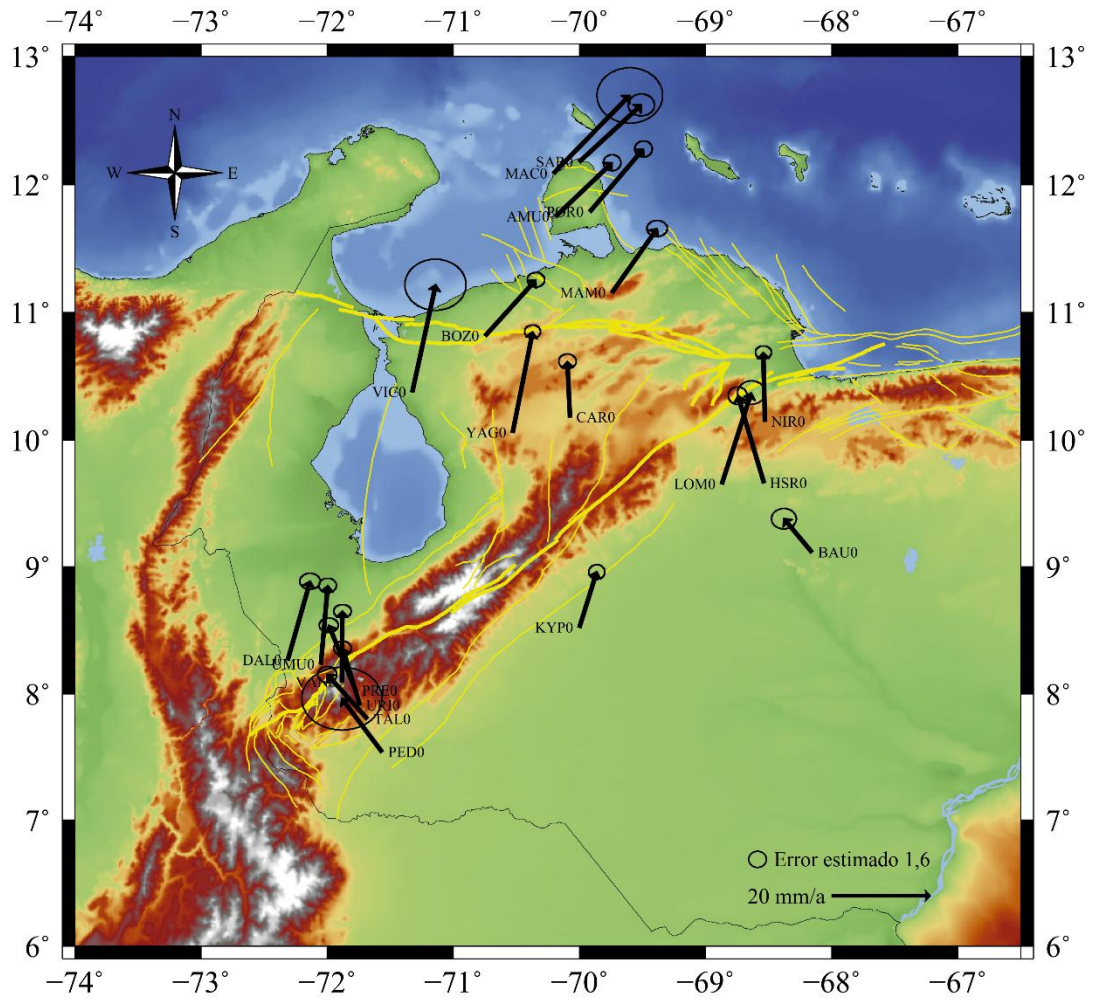
CODIGO	V ABSOLUTAS (mm/año)		ERROR ESTIMADO		V RELATIVAS a Suramérica (mm/año)					
	NORTE	ESTE	NORTE	ESTE	ITRF2008			ITRF2014		
					NORTE	ESTE	TOTAL	NORTE	ESTE	TOTAL
<b>UMU0</b>	17,39	3,47	1,1	1,3	7,28	9,16	11,7	5,01	6,57	8,26
<b>URI0</b>	12,81	-1,83	1,1	1,3	2,66	3,82	4,65	0,51	8,56	8,58
<b>VAN0</b>	15,7	1,42	1	1,3	5,56	7,09	9,01	3,43	5,24	6,26
<b>VIC0</b>	24,6	7,34	3,7	4,4	14,4	13,22	19,55	10,67	10,07	14,67
<b>YAG0</b>	21,92	5,97	1	1,2	11,63	11,8	16,57	9,26	9,32	13,14

Los mapas de velocidades relativas muestran un desplazamiento de la placa Caribe en dirección este, respecto a la placa de América del Sur. También se observa el escape de los bloques tectónicos de Maracaibo y Trujillo. Los vectores de velocidad relativa para el ITRF2014 muestran una dirección este, oeste más pronunciada que los vectores del ITRF2008. La velocidad promedio total para el ITRF2008 es de 12,28 mm/año mientras que para el ITRF2014 es de 12,35 mm/año. Las velocidades absolutas entre ambos marcos de referencia presentan una muy baja variabilidad, esto pudiera deberse en parte por la falta de deformaciones post-sísmica referida a grandes eventos en la región, el ITRF2014 a diferencia del ITRF2008 si considera estas deformaciones. La Figura V.1 y V.2 presentan los mapas de velocidades absolutas para el ITRF2008 y el ITRF2014 respectivamente, y en las Figuras V.3 y V.4 se exponen los mapas de velocidades relativas para el ITRF2008 y el ITRF2014 respectivamente.

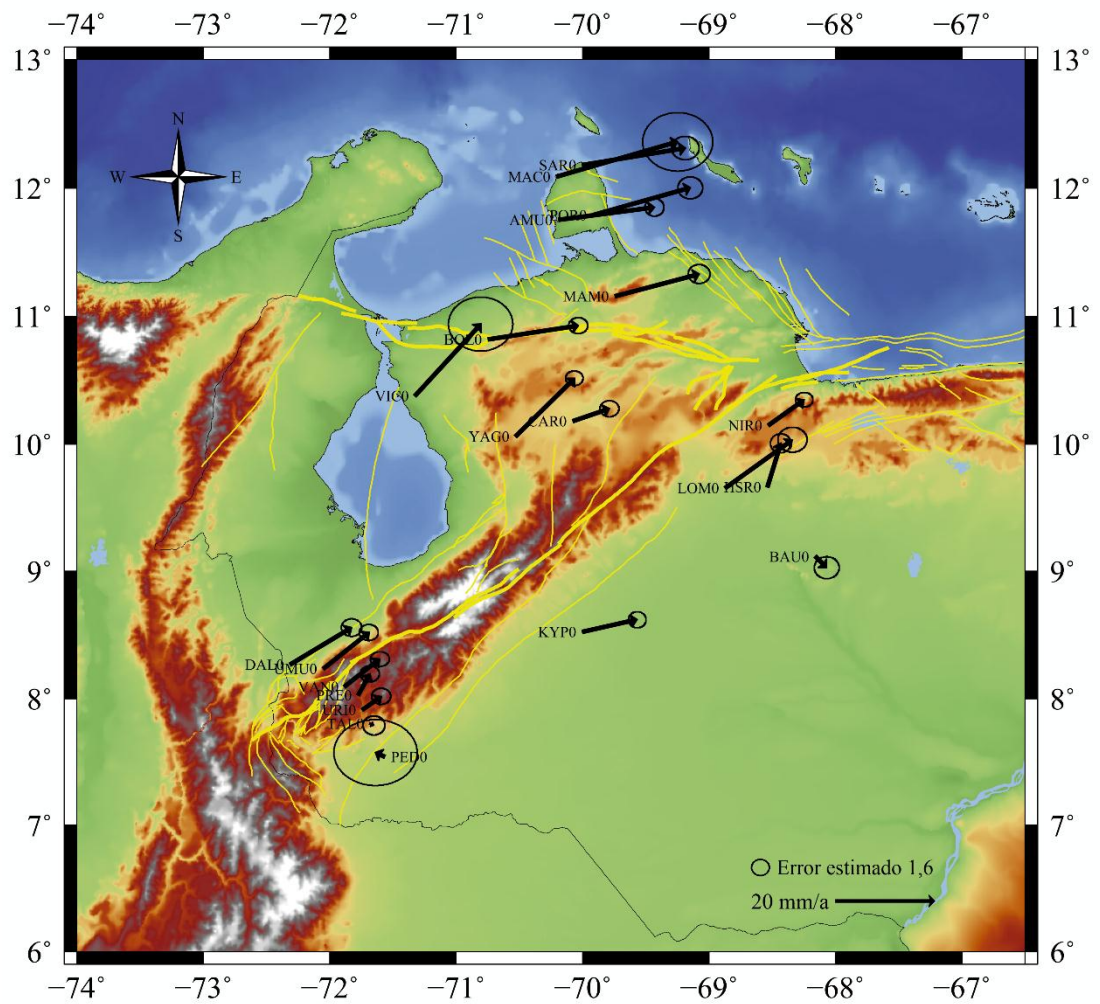


**Figura V.1: Mapa de velocidades geodésicas para el centro occidente venezolano. Velocidades absolutas en el marco de referencia ITRF2008**

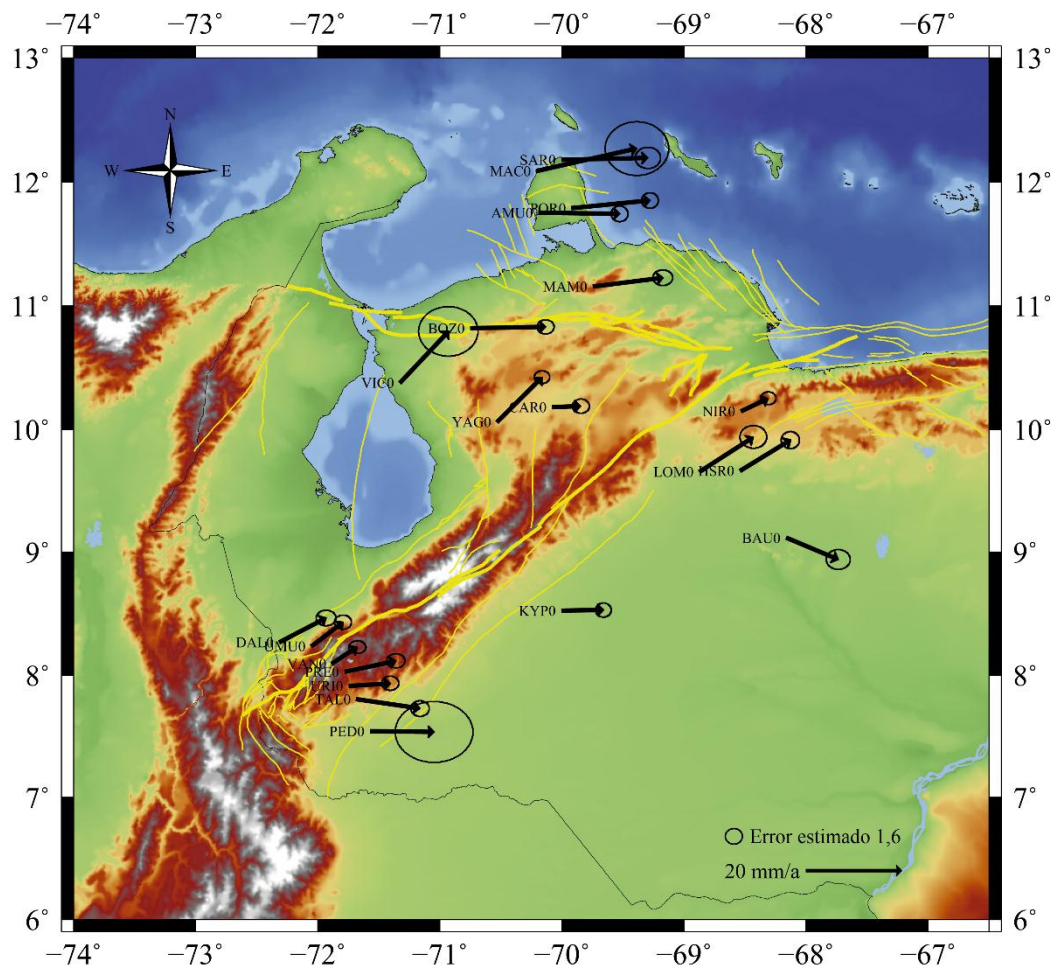




**Figura V.2: Mapa de velocidades geodésicas para el centro occidente venezolano. Velocidades absolutas en el marco de referencia ITRF2014**



**Figura V.3: Mapa de velocidades geodésicas para el centro occidente venezolano. Velocidades relativas en el marco de referencia ITRF2008**



**Figura V.4: Mapa de velocidades geodésicas para el centro occidente venezolano. Velocidades relativas en el marco de referencia ITRF2014**

### V.3 GENERACIÓN DE LOS MODELOS DE DISLOCACIÓN, ELASTICO SIMPLE Y HETEROGENEO ASIMÉTRICO

Los resultados obtenidos se exponen en la Tabla V.3.

**Tabla V.3: Velocidades paralelas al sistema de fallas Oca-Ancón y a la falla de Boconó**

CÓDIGO	Sistema de Fallas Oca-Ancón			Falla de Boconó		
	VELOCIDAD PARALELA A LA FALLA	SECCIÓN	RUMBO	VELOCIDAD PARALELA A LA FALLA	SECCIÓN	RUMBO
AMU0	18,988	VE-01c	N86°W	12,765	VE-06e	N56,23°E
BAU0	2,280	E-W	N90°E	3,157	VE-06e	N54,4°E
BOZ0	17,853	VE-01c	N86°W	15,561	VE-06d	N40,46°E
CAR0	7,079	VE-01c	N86°W	7,147	VE-06d	N40,46°E
HSR0	2,700	E-W	N90°E	8,735	VE-06e	N54,4°E
MAC0	23,741	VE-01c	N86°W	19,848	VE-06e	N54,4°E
MAM0	14,443	VE-01c	N70,58°E	13,074	VE-06e	N56,23°E
NIR0	7,140	E-W	N90°E	7,715	VE-06e	N63,98°E
POR0	19,089	VE-01c	N86°W	15,827	VE-06e	N54,4°E
SAR0	20,353	VE-01c	N86°W	12,885	VE-06e	N61,33°E
VIC0	7,054	VE-01b	N68,6°W	19,533	VE-06d	N49,7°E

Al hacer el cálculo de las velocidades paralelas a la falla, a partir del vector de la velocidad relativa total, se observa que en la mayoría de las secciones trabajadas el sistema de fallas Oca-Ancón expone un rumbo muy cercano a la dirección este, oeste; lo que explica la similitud entre la componente este de las velocidades relativas y las velocidades paralelas a este sistema de fallas. Caso contrario en la falla de Boconó, donde el rumbo de las secciones trabajadas varía dentro de un intervalo N40°E y N57°E por lo cual se genera una mayor variabilidad entre las velocidades paralelas a la falla y la velocidad relativa.

#### V.3.1 Modelo de dislocación elástico simple

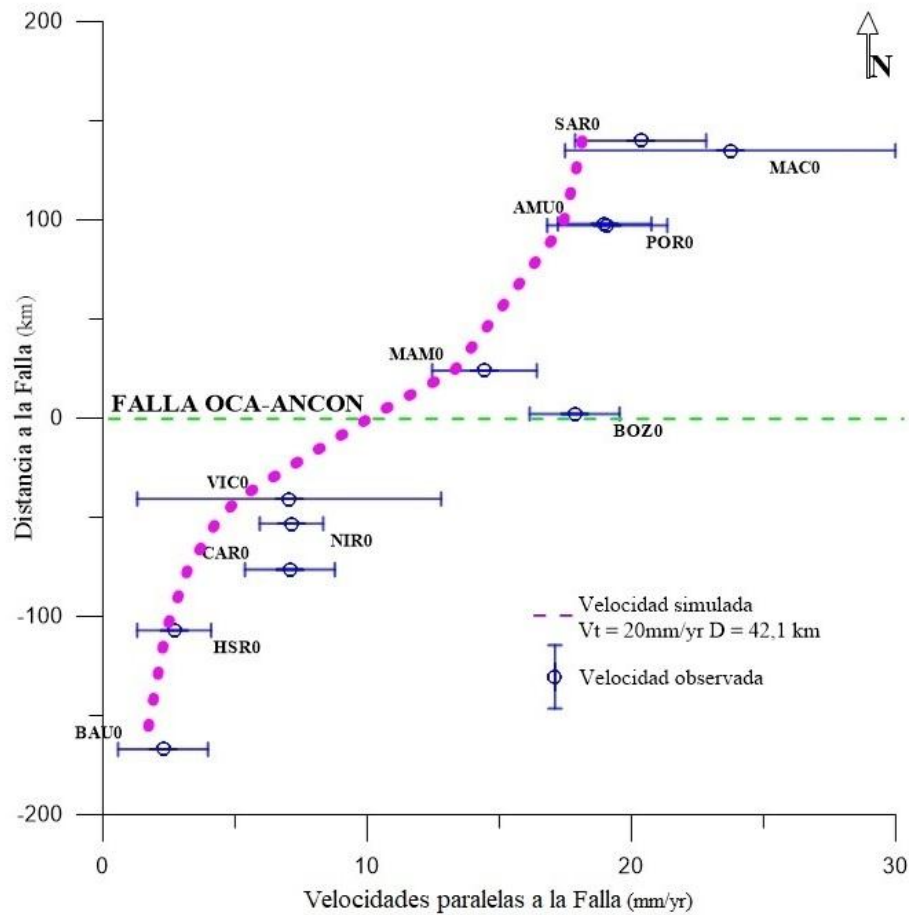
La velocidad paralela a la falla y la velocidad simulada son tasas de desplazamiento superficial. Al aplicar la expresión matemática definida en los trabajos de (Chinnery, 1961; Weertman & Weertman, 1964; Savage & Burford, 1973), se calcula la velocidad simulada para una estación que se encuentra a una distancia  $X$  de la falla. La

profundidad de bloqueo  $D$  y la velocidad de campo lejano  $V$  son constante para todas las estaciones. El objetivo es encontrar valores de  $V$  y  $D$  que generen el mejor ajuste entre la velocidad observada y la simulada. Esto se logra al hallar el mínimo valor del RMS. La Tabla V.4 presenta el mejor ajuste matemático para este modelo.

**Tabla V.4: Velocidades observadas y simuladas del sistema de fallas Oca-Ancón para un modelo elástico simple**

	Estación	VELOCIDAD OBSERVADA	VELOCIDAD SIMULADA	DISTANCIA A LA FALLA (km)
<b>NORTE</b>	<b>SAR0</b>	20,353	18,140	140
	<b>MAC0</b>	23,741	18,076	135
	<b>AMU0</b>	18,988	17,417	98
	<b>POR0</b>	19,089	17,398	97,20
	<b>MAM0</b>	14,443	13,298	24
	<b>BOZ0</b>	17,853	10,326	2,16
<b>SUR</b>	<b>VIC0</b>	7,054	5,108	-40,70
	<b>NIR0</b>	7,140	4,262	-53,20
	<b>CAR0</b>	7,079	3,206	-76,40
	<b>HSR0</b>	2,700	2,386	-107
	<b>BAU0</b>	2,280	1,572	-167

La Figura V.5 muestra la curva arco-tangencial que representa este modelo. Se logró obtener un RMS igual a 1,40; una velocidad de campo lejano  $V$  igual a 20 mm/año y una profundidad de bloqueo  $D$  igual a 42,10 km.



**Figura V.5: Curva arco-tangencial. Modelo de dislocación elástico simple para el sistema de fallas Oca-Ancón**

Según Ruff (2000) la zona sísmogénica se limita a una profundidad de  $40 \pm 10$  km en zonas de subducción, y a menos de la mitad en otros entornos tectónicos, por lo cual los 42,10 km obtenidos para este modelo no concuerdan con una zona de desplazamiento lateral. Para la falla de Boconó la velocidad de campo lejano es de  $12 \pm 2$  mm/año ocurriendo por debajo de una profundidad de bloqueo de  $14 \pm 4$  km (Pérez *et al.*, 2011) lo que implica un déficit de aproximadamente 6 mm/año para el vector de desplazamiento entre el Caribe y Suramérica (20 mm/año), por lo cual la velocidad de campo lejano obtenida para el modelo de dislocación elástico simple del sistema de fallas Oca-Ancón es significativamente elevada.

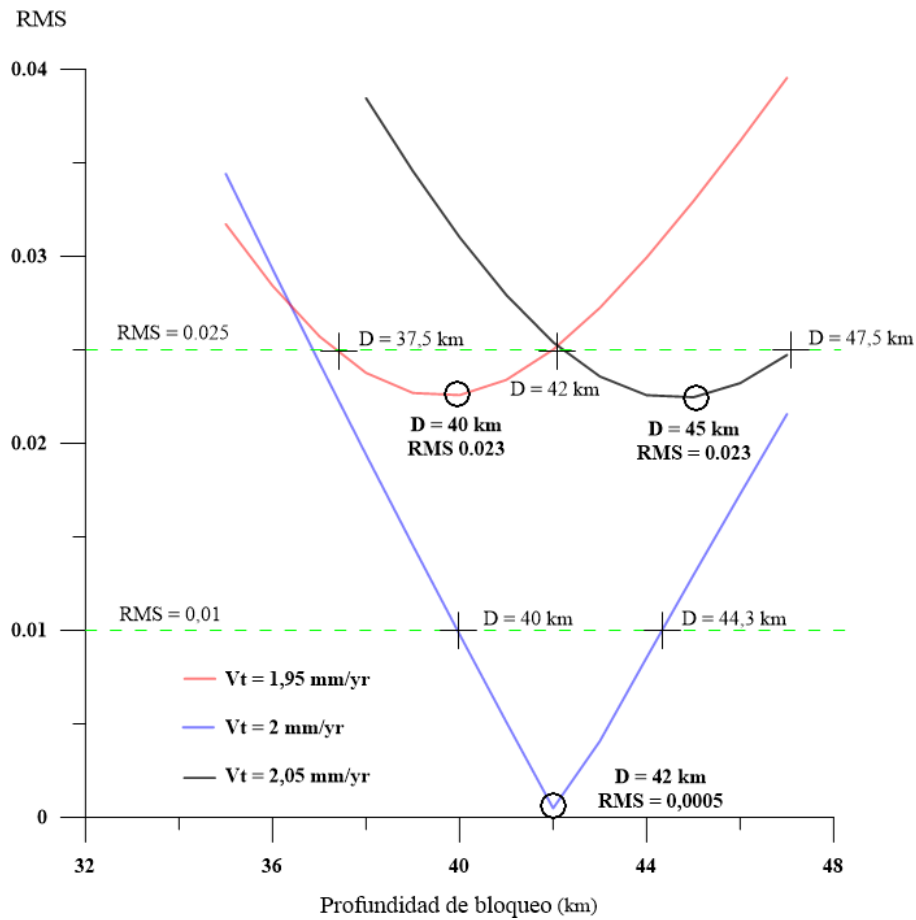
Con el propósito de resolver estas contradicciones se ha considerado transformar la velocidad observada a partir de la tasa de movimiento superficial expuesta en el trabajo de Audemard *et al* (1996) que varía entre 0,45 mm/año y 2 mm/año, por lo cual se normalizaron las velocidades obtenidas del procesamiento (velocidades observadas) empleando una relación matemática, obteniendo como resultado un nuevo grupo de velocidades (velocidades normalizadas), con estos valores se construyó un modelo de dislocación elástico simple. La Tabla V.5 expone las velocidades simulada para los distintos valores de velocidad de campo lejano  $V$  y profundidad de bloqueo  $D$ . Para determinar los intervalos de variación de  $V$  y  $D$  se evaluó la curva de variabilidad del RMS en función de la profundidad de bloqueo para distintas velocidades de campo lejano. En la Figura V.6 se presentan las tres curvas obtenidas.

**Tabla V.5: Velocidades normalizadas y simuladas del sistema de fallas Oca-Ancón para distintos valores de  $V$  y  $D$  matemáticamente aceptable**

	Estación	Velocidades			
		Velocidad normalizada	1,95 mm/año 40 km	2,00 mm/año 42 km	2,05 mm/año 45 km
NORTE	SAR0	1,814	1,777	1,814	1,847
	MAC0	1,808	1,771	1,808	1,840
	AMU0	1,742	1,709	1,742	1,769
	POR0	1,740	1,708	1,740	1,767
	MAM0	1,330	1,310	1,330	1,345
	BOZO	1,033	1,008	1,033	1,056
SUR	VIC0	0,511	0,482	0,510	0,545
	NIR0	0,426	0,400	0,425	0,458
	CAR0	0,321	0,299	0,320	0,347
	HSR0	0,239	0,222	0,238	0,260
	BAU0	0,157	0,146	0,157	0,172

Las curvas son continuas y muestran un comportamiento simétrico. Poseen un valor mínimo de RMS que representa el mejor ajuste matemático, a medida que un punto de la curva se aleja de este valor mínimo, el RMS aumenta. El intervalo de variabilidad de la velocidad de campo lejano  $V$  y la profundidad de bloque  $D$  para el modelo de dislocación elástico simple, se definió evaluando el comportamiento del RMS para cada una de las curvas.

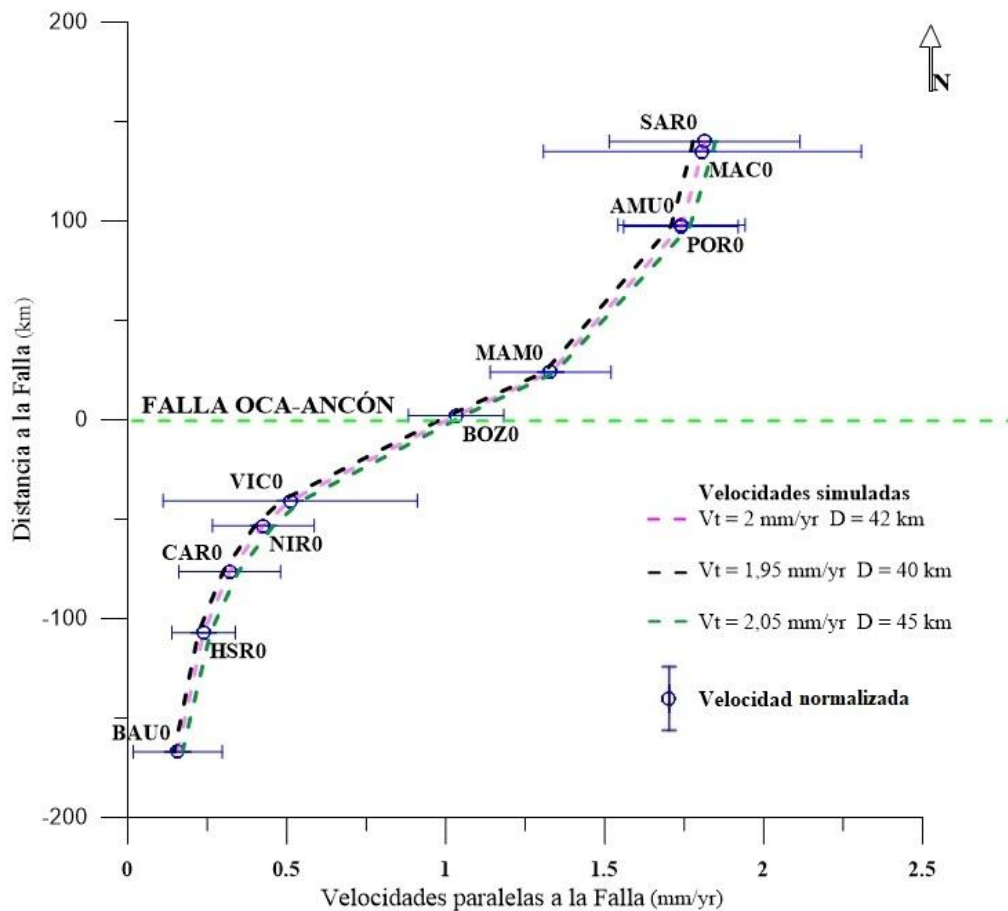




**Figura V.6: Variabilidad del RMS en función de la profundidad de bloqueo  $D$  para distintos valores de  $V$**

Para:  $V = 2$  mm/año;  $40 \text{ km} < D < 44,3 \text{ km}$ ;  $5 \times 10^{-4} < \text{RMS} < 0,01$  el mínimo RMS se logra para  $D = 42$  km. Para:  $V = 1,95$  mm/año;  $37,5 \text{ km} < D < 42 \text{ km}$ ;  $0,023 < \text{RMS} < 0,025$  el mínimo RMS se logra para  $D = 40$  km. Para:  $V = 2,05$  mm/año;  $42 \text{ km} < D < 47,5 \text{ km}$ ;  $0,023 < \text{RMS} < 0,025$  el mínimo RMS se logra para  $D = 45$  km. Se tomaron los tres valores mínimos del RMS para cada curva y así se definió un intervalo de variación para la profundidad de bloqueo  $D$ , el cual quedó definido por el intervalo de  $40 \text{ km} < D < 45 \text{ km}$ , este resultado depende de la velocidad de campo lejano, la cual se encuentra expresada por el intervalo  $1,95 \text{ mm/año} < V < 2,05 \text{ mm/año}$ . La Figura V.7 es muestra las curvas arco-tangenciales para cada uno de las tasas de desplazamiento por debajo de su respectiva profundidad de bloqueo.





**Figura V.7: Curvas arco-tangenciales. Modelo de dislocación elástico simple matemáticamente aceptado, del sistema de fallas Oca-Ancón para diferentes valores de  $V$  y  $D$**

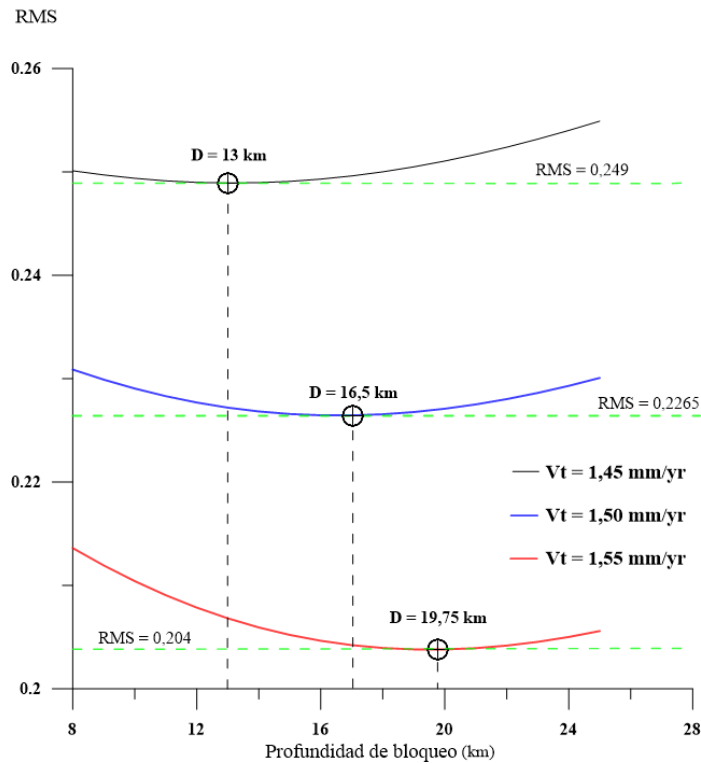
Para este modelo el RMS varía entre  $5 \times 10^{-4}$  y  $23 \times 10^{-3}$ . Un RMS tan bajo hace que las velocidades normalizadas y las velocidades simuladas sean prácticamente iguales, matemáticamente esto representa un ajuste ideal, sin embargo, según lo expuesto en el trabajo de Ruff (2000) la profundidad de bloqueo  $D$  obtenida no es aceptable para una zona de deslizamiento lateral derecho, por lo cual se ha variado la profundidad de bloqueo con el objetivo de encontrar un modelo que presente un ajuste geológicamente más aceptable.

La Tabla V.6 expone los resultados del cálculo de las distintas velocidades simuladas para distintos valores de velocidad de campo lejano  $V$  y profundidad de bloqueo  $D$ . La Figura V.8 muestra las curvas de variabilidad del RMS en función de la

profundidad de bloqueo  $D$ . Elaboradas para determinar el intervalo de variación de la velocidad de campo lejano  $V$  y la profundidad de bloqueo  $D$ .

**Tabla V.6: Velocidades normalizadas y simuladas del sistema de fallas Oca-Ancón para distintos valores de  $V$  y  $D$  geológicamente aceptable**

	Estación	Velocidades			
		Velocidad normalizada	1,45 mm/año 13,50 km	1,50 mm/año 16,50 km	1,55 mm/año 19,50 km
NORTE	SAR0	1,814	1,406	1,444	1,482
	MAC0	1,808	1,404	1,442	1,479
	AMU0	1,742	1,387	1,420	1,453
	POR0	1,740	1,386	1,420	1,452
	MAM0	1,330	1,214	1,212	1,213
	BOZO	1,033	0,798	0,812	0,829
SUR	VIC0	0,511	0,148	0,184	0,220
	NIR0	0,426	0,115	0,144	0,173
	CAR0	0,321	0,081	0,102	0,123
	HSR0	0,239	0,058	0,073	0,089
	BAU0	0,157	0,037	0,047	0,057



**Figura V.8: Variabilidad del RMS en función de la profundidad de bloqueo  $D$  para distintos valores de  $V$**

Los resultados obtenidos muestran que la curva con mejor ajuste posee un RMS = 0,204 para una profundidad de bloque  $D = 19,75$  km y una velocidad de campo lejano  $V = 1,55$  mm/año. La segunda curva obtenida expone un RMS aproximado de 0,227 con una profundidad de bloqueo  $D = 16,50$  km y una velocidad de campo lejano  $V = 1,50$  mm/año. El RMS más elevado es de 0,249 para una profundidad de bloqueo  $D = 13$  km y una velocidad de campo lejano  $V = 1,45$  mm/año.

Queda claro que a medida que aumentan la velocidad de campo lejano  $V$  y la profundidad de bloqueo  $D$  matemáticamente el ajuste se hace más preciso, sin embargo, geológicamente no sería aceptable seguir aumentando estos valores, debido a que no se correlaciona con una zona de desplazamiento lateral, por lo cual se considera que la velocidad de campo lejano es igual a  $1,50 \pm 0,05$  mm/año y la profundidad de bloqueo es igual a  $16,5 \pm 3$  km. La curva de variabilidad total del RMS en función de la profundidad de bloqueo para un modelo geológicamente aceptable está expuesta en la Figura V.9. El RMS queda definido por el intervalo:  $0,2265 < \text{RMS} < 0,2270$ . La curva arco-tangencial que representa este modelo se expone en la Figura V.10.

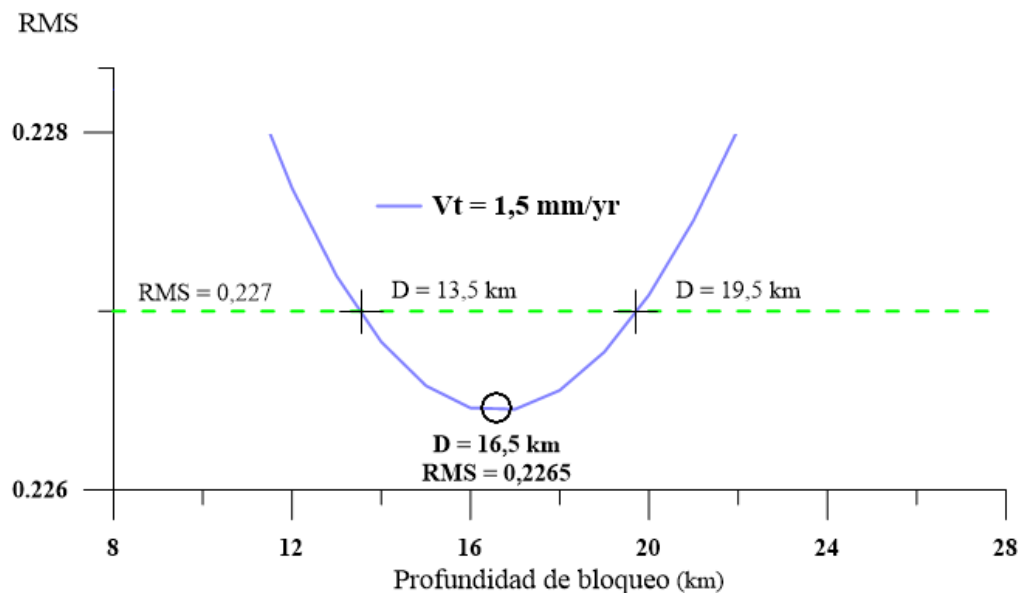
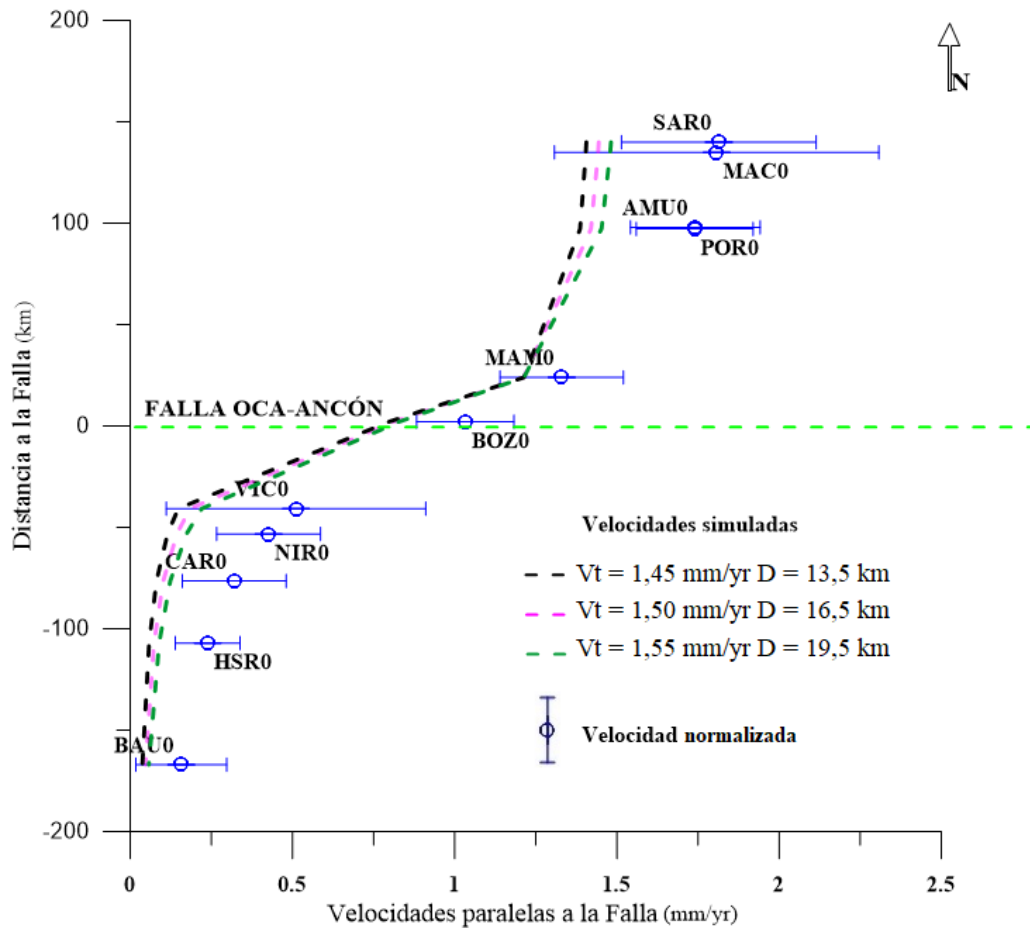


Figura V.9: Variabilidad del RMS en función de la profundidad de bloqueo  $D$  para  $V=1,5$  mm/año



**Figura V.10: Curvas arco-tangenciales. Modelo de dislocación elástico simple geológicamente aceptado, del sistema de fallas Oca-Ancón para diferentes valores de  $V$  y  $D$**

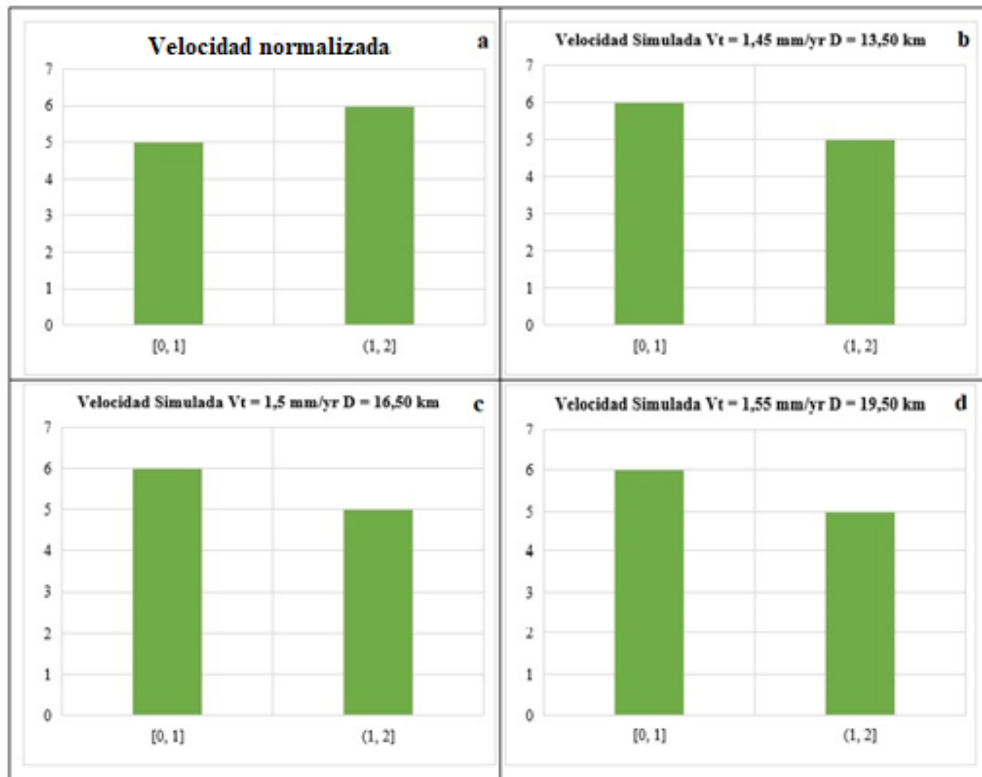
#### V.2.1.1 Análisis estadístico

Se realizó un análisis estadístico basado en la construcción y evaluación de histogramas donde se estudia el contraste entre las velocidades normalizadas y las velocidades simuladas. Se aplicó una prueba de contraste de hipótesis conocida con el nombre de Chi cuadrado, definida por la ecuación V.1, con el objetivo de verificar el ajuste del modelo geológicamente aceptable.

$$\chi^2 = \sum \frac{(f_0 - f_e)^2}{f_e} \quad \text{Ecuación (V.1)}$$

Dónde,  $f_0$  es la frecuencia observada;  $f_e$  es la Frecuencia esperada y  $\chi^2$  es el valor de Chi cuadrado calculado.

Los resultados obtenidos para la prueba de contrasté de hipótesis se basan en un nivel de significancia igual a 0,03; es decir que el margen de error es de 3% por lo que el porcentaje de acierto al momento de aceptar o descartar la hipótesis nula es de 97%. Para todas las velocidades de campo lejano y las profundidades de bloqueo evaluadas los resultados muestran que los datos se ajustan a la distribución teórica, por lo cual el modelo geológicamente aceptable se considera estadísticamente correcto. La distribución teórica son las velocidades observadas y la distribución esperada son las velocidades simuladas. La Figura V.11 muestra los histogramas para cada una de las velocidades de campo lejano, las profundidades de bloqueo estimadas y la velocidad observada.



**Figura V.11: Histogramas. a) Velocidad normalizada b)  $V=1,45 \text{ mm/año}$   $D=13,50 \text{ km}$  c)  $V=1,50 \text{ mm/año}$   $D=16,50 \text{ km}$  d)  $V=1,55 \text{ mm/año}$   $D=19,50 \text{ km}$**

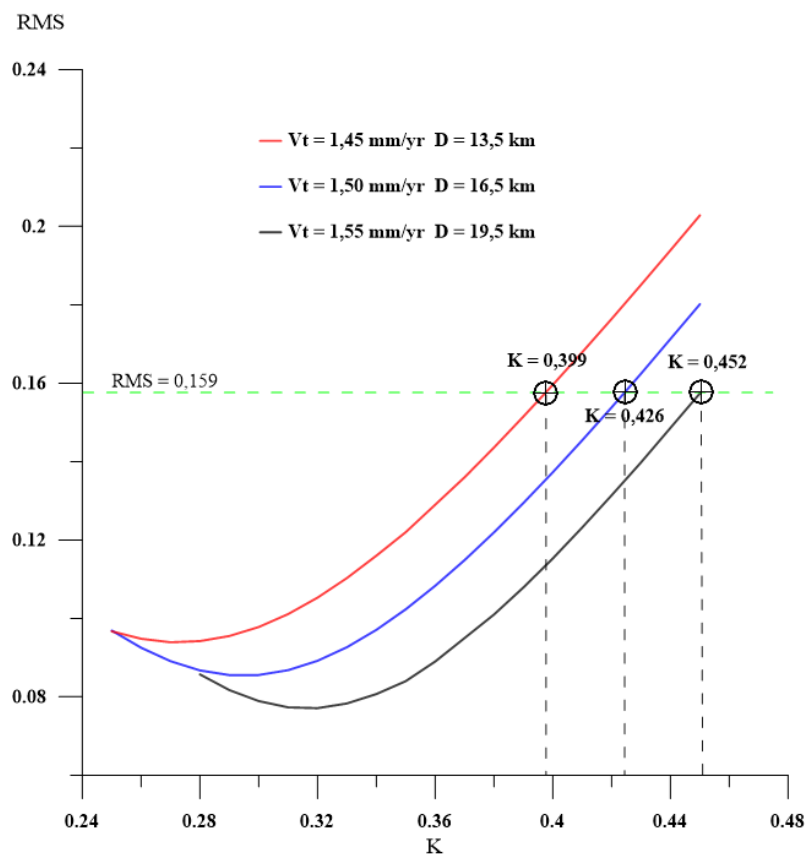
### V.3.2 Modelo de dislocación heterogéneo asimétrico

El modelo lateralmente heterogéneo considera las variaciones de las propiedades elásticas a través y dentro de la zona de falla. A partir del coeficiente de asimetría  $K$ , se evalúa el contraste de rigidez para los dos bloques que separan la falla. En este tipo de modelos se asume que la falla se compone únicamente de dos bloques, aunque realmente la composición a lo largo de una falla tan extensa estaría controlada por una cantidad de bloques  $n$ , los cuales se ven afectados por diferentes variables que generan un contraste de rigidez muy variado, por lo cual el resultado obtenido no es exacto, y se considera como una aproximación del contraste de rigidez real. La Tabla V.7 muestra las velocidades simuladas para los distintos valores  $V$ ,  $D$  y  $K$ .

**Tabla V.7: Velocidades normalizadas y simuladas del sistema de fallas Oca-Ancón para un modelo heterogéneo asimétrico**

	Estación	Velocidades			
		Velocidad normalizada	1,45 mm/año 13,5 km $K=0,399$	1,50 mm/año 16,5 km $K=0,426$	1,55 mm/año 19,5 km $K=0,452$
NORTE	SAR0	1,814	1,543	1,547	1,550
	MAC0	1,808	1,541	1,545	1,548
	AMU0	1,742	1,521	1,520	1,519
	POR0	1,740	1,520	1,519	1,518
	MAM0	1,330	1,312	1,281	1,256
	BOZO	1,033	0,813	0,821	0,835
SUR	VIC0	0,511	0,265	0,268	0,274
	NIR0	0,426	0,238	0,234	0,232
	CAR0	0,321	0,211	0,198	0,187
	HSR0	0,239	0,193	0,174	0,156
	BAU0	0,157	0,176	0,152	0,127

Para determinar los intervalos de variación de los parámetros  $V$ ,  $D$  y  $K$  se evaluó la curva de variabilidad del RMS en función del coeficiente de asimetría  $K$ , partiendo de las velocidades de campo lejano y profundidades de bloqueo del modelo de dislocación elástico simple con mejor ajuste geológico. En la Figura V.12 se presentan las tres curvas obtenidas.

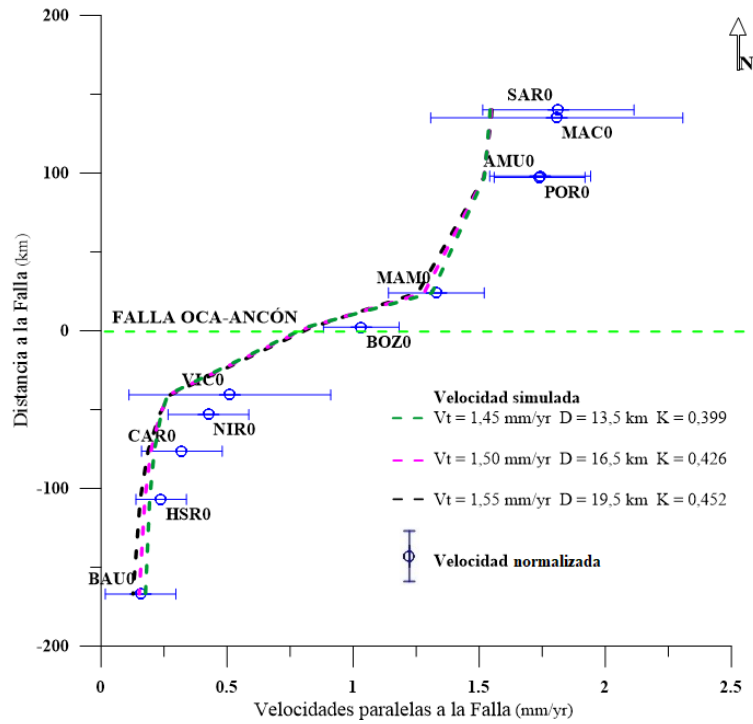


**Figura V.12: Variabilidad del RMS en función del coeficiente de asimetría  $K$  para distintos valores de  $V$  y  $D$**

Matemáticamente el mejor ajuste para el RMS queda definido por el intervalo de:  $0,078 < RMS < 0,098$ , por lo cual los valores para el coeficiente de asimetría están representados por el intervalo:  $0,27 < K < 0,32$  aunque este resultado implicaría que uno de los bloques es de dos a tres veces más rígido que el otro y si tomamos en consideración la configuración litológica a ambos lados de la falla, la variabilidad litológica no es tan elevada como para considerar un contraste de rigidez tan marcado.

Para resolver esta contradicción se ha considerado un  $RMS = 0,159$  que geológicamente es más concordante con las características litológicas, ya que para este valor el coeficiente de asimetría varía entre 0,399 y 0,452. Lo que implica que uno de los bloques es de 20% a 50% más rígido que el otro. Al oriente de la falla es donde se muestra una mayor variabilidad litológica entre los bloques, por lo que el 50% pudiera ser de esa zona, caso contrario al occidente, donde la variabilidad es muy baja y se

podría traducir en ese 20% obtenido. La Figura V.13 representa la curva arco-tangencial para este modelo.



**Figura V.13: Curvas arco-tangenciales. Modelo de dislocación heterogéneo asimétrico geológicamente aceptado, del sistema de fallas Oca-Ancón para diferentes valores de  $V$ ,  $D$  y  $K$**

Al comparar los resultados del RMS obtenido de los modelos de dislocación elástico simple ( $RMS = 0,2265$ ) y heterogéneo asimétrico ( $RMS = 0,1590$ ) se aprecia, que con el coeficiente de asimetría  $K$  el ajuste matemático es más preciso. Se obtiene una disminución del RMS de aproximadamente un 30%.

#### **V.4 GENERACIÓN DEL MODELO DE DISLOCACIÓN ELASTICO SIMPLE PARA DOS FALLAS**

En trabajos previos realizados en el occidente venezolano, se obtuvo una tasa de desplazamiento de  $12 \pm 2$  mm/año ocurriendo por debajo de una profundidad de bloqueo de  $14 \pm 4$  km para la falla de Boconó (Pérez *et al.*, 2011). A partir de estos datos se considero que la velocidad de campo lejano obtenida en el primer modelo elástico simple desarrollado para el sistema de fallas Oca-Ancón era sumamente elevada.



Para encontrar un mejor ajuste, se consideró la realización del modelo de dislocación elástico simple para dos fallas. La Tabla V.8 muestra el resultado de este modelo.

**Tabla V.8: Velocidad de campo lejano, profundidad de bloqueo y RMS para cada una de las fallas. Modelo de dislocación elástico simple para dos fallas**

	Oca-Ancón	Boconó
<b>Velocidad de campo lejano (mm/año)</b>	2,18	15,50
<b>Profundidad de bloqueo (km)</b>	42,10	16,00
<b>RMS</b>	5,4	1,4

El RMS para el sistema de fallas Oca-Ancón es sumamente elevado, las velocidades son similares a las definidas por Audemard *et al* (2000)  $0,45 \text{ mm/año} < V < 2 \text{ mm/año}$  y la profundidad de bloqueo no concuerda con una zona de desplazamiento lateral (Ruff, 2000). Para evaluar el resultado de la falla de Boconó se realizó un modelo de dislocación elástico simple para esta falla.

La Tabla V. muestra los resultados de este modelo. Se evaluó la variabilidad del RMS en función de la profundidad de bloqueo  $D$  y la velocidad de campo lejano  $V$  para este modelo. El resultado se presenta en un gráfico de tres dimensiones expuesto en la Figura V.14.

**Tabla V.9: Velocidades observadas y simuladas de la falla de Boconó para un modelo de dislocación elástico simple**

Estación	VELOCIDAD OBSERVADA	VELOCIDAD SIMULADA	DISTANCIA A LA FALLA (km)
<b>MAC0</b>	19,848	15,177	244
<b>SAR0</b>	12,885	15,174	242
<b>AMU0</b>	12,765	15,13	213
<b>POR0</b>	15,827	15,106	200
<b>VIC0</b>	19,533	15,05	175
<b>BOZ0</b>	15,561	15,029	167
<b>MAM0</b>	13,074	14,9	131

Tabla V.9: Velocidades observadas y simuladas de la falla de Boconó para un modelo de dislocación elástico simple (continuación)

Estación	VELOCIDAD OBSERVADA	VELOCIDAD SIMULADA	DISTANCIA A LA FALLA (km)
YAG0	16,502	14,649	91,8
CAR0	7,147	14,318	65,5
NIR0	7,715	2,181	-33,8
BAU0	3,157	0,514	-153

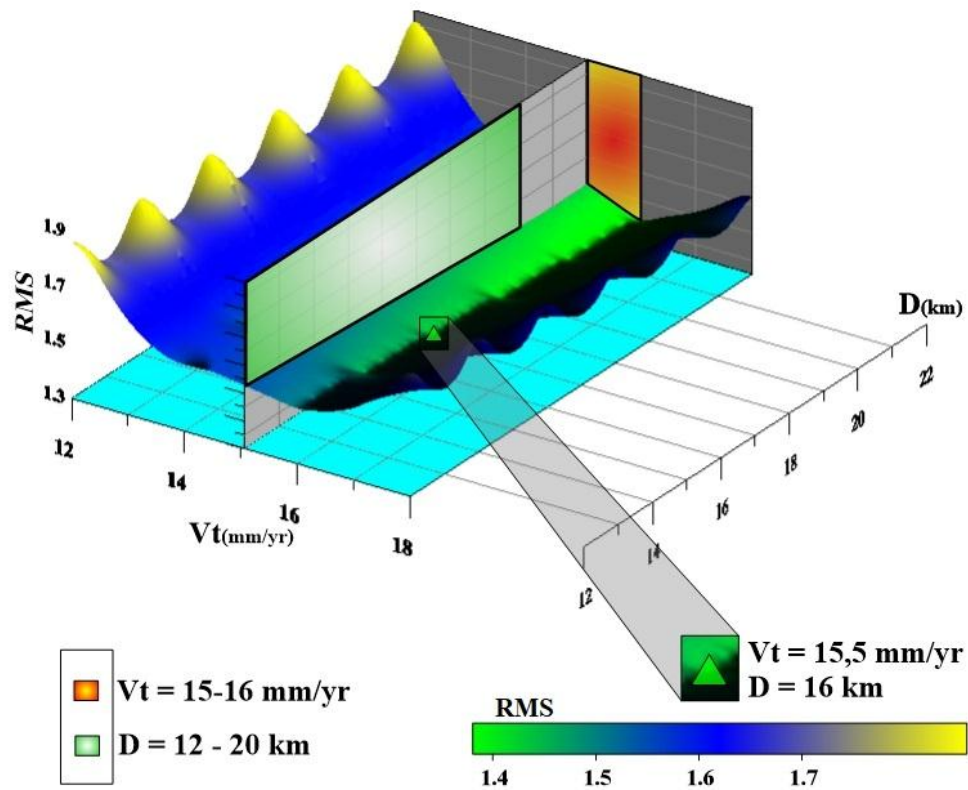
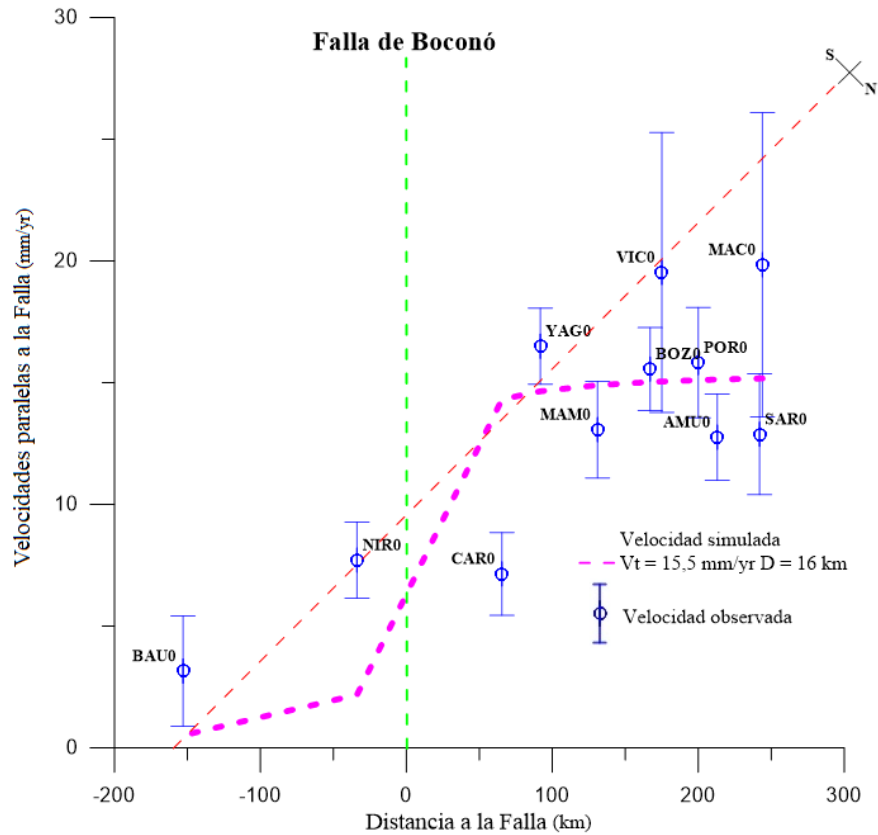


Figura V.14: Variabilidad del RMS en función de la velocidad de campo lejano  $V$  y la profundidad de bloqueo  $D$

La profundidad de bloqueo varía en el intervalo:  $12 \text{ km} < D < 20 \text{ km}$  (zona color verde). El intervalo de variación para la velocidad de campo lejano es:  $15 \text{ mm/año} < V < 16 \text{ mm/año}$  (zona color naranja). El mejor ajuste para el RMS es igual a 1,4; se origina para una velocidad de campo lejano de 15,5 mm/año y una profundidad de bloqueo igual a 16 km (triangulo verde).

Estos valores coinciden con los obtenidos para la falla de Boconó en el modelo de dos fallas, por lo cual se asume que son válidos. La incongruencia presentada en los valores obtenidos para el sistema de fallas Oca-Ancón se corrigió en el capítulo V, apartado V.2.1 párrafo cuatro. La Figura V.15 representa la curva arco-tangencial para el modelo de dislocación elástico simple de la falla de Boconó.



**Figura V.15: Curva arco-tangencial. Modelo de dislocación elástico simple para la falla de Boconó**

Basados en las velocidades normalizadas, el desplazamiento a nivel de superficie es relativamente bajo, por lo cual la deformación en esta zona es prácticamente nula. Sin embargo, al occidente la deformación posiblemente es mayor, debido a que esta pudiera estar siendo controlada por la interacción entre el sistema de fallas Oca-Ancón y la falla de Boconó. El comportamiento frágil de los materiales ígneo-metamórficos en esta zona también juega un papel fundamental en la deformación de la superficie.

## CAPITULO VI

En este capítulo se presenta una lista con las conclusiones y recomendaciones generadas en el desarrollo de ésta investigación.

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### VI.1 CONCLUSIONES

Una vez realizado el trabajo especial de grado se pueden establecer las siguientes conclusiones.

1. El primer modelo de dislocación elástico simple construido para el sistema de fallas Oca-Ancón, presenta contradicciones teóricas para la profundidad de bloqueo y la velocidad de campo lejano. Sin embargo, es necesario profundizar en la evaluación y el estudio de estos resultados para encontrar el motivo por el cual se han generado, además de poder corroborar su validez.
2. Al normalizar las velocidades observadas empleando como referencia los datos obtenidos en el trabajo de Audemard *et al* (1996), se obtiene un ajuste matemático más preciso, aunque este resultado no representa el mejor ajuste geológico, por lo cual se restringe el intervalo de la profundidad de bloqueo y se obtiene un mejor ajuste geológico, al aplicar un análisis estadístico para comprobar la validez matemática del modelo, se obtiene una desviación del 3%, por lo cual se asume que estadísticamente y geológicamente el resultado es aceptable.
3. El sistema de fallas Oca-Ancón contribuye con aproximadamente el 7,5% (1,5 mm/año) de los 20 mm/año de desplazamiento lateral derecho entre la placa Caribe y la placa de América del sur, mientras que la falla Boconó contribuye con un 77,5% (15,5mm/año).
4. Se obtuvieron valores de  $K$  que representan una composición y reología muy variable. En la litología de superficie no se observa tal variabilidad, por lo cual existe la posibilidad que el cambio de propiedades en los materiales que

conforman los bloques sea directamente proporcional a la profundidad. Sin embargo, se calculó un nuevo  $K$  que siguiera lo expuesto a nivel de superficie, donde la litología de los bloques norte y sur es similar. Obteniendo como resultado que el contraste de rigidez de un bloque respecto al otro es relativamente bajo, uno de los bloques es de 0,2 a 0,5 veces más rígido que el otro. Al considerar el coeficiente de asimetría  $K$ , se mejora el ajuste matemático en aproximadamente 30%, respecto a los resultados obtenidos en el modelo de dislocación elástico simple.

5. La profundidad de bloqueo estimada para el sistema de fallas Oca-Ancón coincide con los sismos asociados a los mecanismos focales 46, 48 y 59 del trabajo de Palma et al. (2010), donde se presenta una profundidad que varía entre 1,5 km y 13,7 km, además la gran nube de puntos sísmicos del occidente del país, muestra una transición entre la zona frágil y la zona dúctil menor a los 30 km de profundidad y según Ruff (2000), estos resultados están relacionados a una zona de desplazamiento lateral.

## VI.2 RECOMENDACIONES

A continuación, se presentan varias recomendaciones con la finalidad de mejorar o ampliar el alcance de futuros proyectos.

1. Los modelos se desarrollaron con un total de 11 estaciones, para este tipo de trabajos es recomendable trabajar con un gran número de estaciones para minimizar el error. La instalación de futuras estaciones del sistema GNSS, contribuirá a la precisión de los estudios geodinámicos.
2. Existe un déficit del 15% respecto a los 20 mm/año de desplazamiento lateral derecho entre la placa Caribe y la placa de América del sur, que podría ser explicado por lo expuesto en el trabajo de Pérez *et al.* (2011) donde infiere que costa afuera, específicamente al norte de Colombia ocurre un desplazamiento de aproximadamente 4mm/año aunque el asegura que el campo convergente de velocidades observado no está bien acotado por los datos GPS. Es recomendable realizar estudios con datos GNSS en el occidente venezolano que ayuden a esclarecer temas como este.
3. Para el momento de desarrollar esta investigación la metodología para trabajar con la Interferometría de Radar de Apertura Sintética (*Interferometric synthetic aperture radar* – InSAR) en FUNVISIS no se encontraba disponible, es recomendable emplear esta técnica para profundizar en las futuras investigaciones del comportamiento geodinámico de la región.
4. Aumentar el número de estaciones geodésicas de monitoreo permanente e incluir los resultados en los mapas de velocidades geodésicas y los modelos, permitira obtener una mayor precisión de los datos obtenidos y lograra profundizar en la evaluación del sistema de fallas Oca-Ancón.
5. Profundizar en la evaluación aplicando otros enfoques de modelado considerando distintas propiedades físicas de los bloques, segmentación de la falla “patches” ó sub-segmentos, modelos basados en bloques tectónicos, etc.

## BIBLIOGRAFÍA

- Audemard M., F., Machette, M., Cox, J., Dart, R., & Haller, K. (2000). *Map and Database of Quaternary Faults in*. Caracas, Venezuela; Denver, Colorado; San Luis, Argentina: U.S. Geological Survey.
- Altamimi, Z., Métivier, L., & Collilieux, X. (2012). ITRF2008 plate motion model. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117*.
- Altamimi, Z., Rebischung, L., Métivier, L., & Collilieux, X. (2016). ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions, *J. Geophys.*
- Audemard, F. (1993). *Néotectonique, Sismotectonique et Aléa Sismique du Nord-ouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón)*. France: Ph.D. thesis, Montpellier II (U.S.T.L.).
- Audemard, F. (1996). *Estudio de paleosismicidad en el sistema de fallas Oca-Ancón noroeste de Venezuela*. Tecnophysics.
- Audemard, F. (2000). Mapa de Fallas Cuaternarias de Venezuela. Caracas, Venezuela: Como parte del Programa Internacional de la Litósfera, Grupo de Trabajo II-2,.
- Audemard, F., & Romero, G. (1993). *The Churuguara Area - Seismic Evidence of Contemporary Activity of the Oca-Ancón System*. Caracas: Venezuelan Foundation for Seismological Research (FUNVISIS).
- Beltran, C. (1993). *Neotectonic Map of Venezuela, scale 1:2 000 000*,. Caracas: Funvisis.
- Berrocoso, M., Sánchez, A., Pérez, A., Jigena, B., Fernández, J., & Páez, R. (2009). *SISTEMAS GNSS: Funcionamiento, Posicionamiento y Precisión*. Cadiz: Universidad de Cadiz Facultad de Ciencias Laboratorio de Astronomía, Geodesia y Cartografía.
- Bushman J. R. 1965. Geología del área de Barquisimeto, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 6(11): 311 - 336.
- Bushman J. R. 1967. Geología de la región entre Agua Blanca y San Carlos. *Bol. Geol.*, Caracas, 8(16): 311 - 336.

- Camacho, A., M. Mijares y W. Scherer, 1989. Geología de la zona Sanare-Buena Vista, sector Agua Linda, estado Falcón, Venezuela, *Revista Geos*, Caracas 29: 18-24.
- Chinnery, M. A. (1961). The deformation of the ground around surface faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 51, 355–372.
- Dach, R., & Walser, P. (2013). Bernese GPS programa, Versión. 5.2. Astronomical Intitute, University of Bern.
- Díaz de Gamero, M. L., 1977. Estratigrafía y micropaleontología del Oligoceno y Mioceno inferior del centro de la cuenca de Falcón, Venezuela, *GEOS*, 22: 2-50.
- Drewes, H., Kaniuth, K., Stuber, K., Tremel, H., Kahle, H., Straub, C., . . . Wildermann, E. (1995). The Casa'93 GPS Campaign for crustal deformation research along the south Caribbean plate boundary. *J. Geodynamics* Vol. 20. No. 2, pp 129-144.
- Eakins, P. (1987). Fault Geometry. En S. Stein, & M. Wysession, *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure 2003* (págs. 217-219). Massachusetts: Blackwell Publishing.
- Estey, L., & Meertens, C. (1999). *Unavco*. Obtenido de TEQC: The multi-purpose Toolkit for GPS/GLONASS/Galileo/SBAS/Beidou/QZSS/IRNSS Data: <http://facility.unavco.org/programa/teqc/teqc.html>, accessed
- Fiedler, G. (1961). *Areas Afectadas por Terremotos en Venezuela 1961*. Memoria del III Congreso Geológico Venezolano Vol: 3 . Obtenido de <http://www.sismicidad.ciens.ula.ve>
- Funvisis. (1980). *Informe sobre el temblor ocurrido en Churuguara el 17 de noviembre de 1980*. Caracas.
- Funvisis. (2013). Sismicidad Instrumental 1910-2013. Caracas.
- Gaeta, A. (2011). *Modelo de interacción terremotos-volcanes: Flujo de fluidos en la corteza*. Trabajo especial de grado. Inédito. Concepción, Chile: Universidad de Concepción Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas Departamento de Física.



- Google. (18 de Agosto de 2018). Google Earth Pro.
- Guevara, E., 1967. The Santa Rita, Jarillal and La Victoria formations. *Asoc. Ven. Geol. Min. y Petr. Boll Inform.*, 10(2): 51-69.
- Heybroek, F., 1953. Geological report on the mountain range west of Block "B" (Eastern rim of the Cordillera Oriental, Táchira-Apure, western Venezuela). *Informe inédito Shell/Corpoven*: 59 p.
- Hunter, V. F. y P. Bartok, 1974. The age and correlation of the Tertiary sediments of the Paraguaná Península, Venezuela. *Bol. Inf. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.*, 17: 143-154.
- International Terrestrial Reference Frame. (10 de Mayo de 2018). *ITRF web site*. Obtenido de <http://itrf.ensg.ign.fr/>
- Jolivet, R., Bürgmann, R., & Houlie, N. (2009). *Geodetic exploration of the elastic properties across and within the northern San Andreas Fault zone*. Elsevier Earth and Planetary Science Letters.
- Kanamori, H., & Cipar, J. (1974). Fault geometry. En S. Stein, & M. Wyssession, *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure 2003* (págs. 217-219). Massachusetts: Blackwell Publishing.
- Le Pichon, X., & Kreemer, C. (2005). *Asymmetry in elastic properties and the evolution of large continental strike-slip faults*. *J. Geophys. Res.*, 110, B03405, doi:10.1029/2004JB003343.
- Leica Geosystems Inc. (1999). *Introducción al sistema GPS Leica*. Suiza: Copyright Leica.
- Liddle, R. A., 1928. *The geology of Venezuela and Trinidad*, J. P. MacGowan; Fort Worth, Texas, 652 p.
- Martín Bellizzia, C., 1961. Geología del Macizo de El Baúl, Estado Cojedes, *Bol. Geol. Publ. Esp. N° 3, 4*: 1453-1530.
- Mora, H., Ordóñez, M., Trenkamp, R., Kellogg, J., & Freymueller, J. (2002). *Resultados del uso de geodesia satelital para estudios geodinámicos en Colombia*. Bogotá: Geofísica Colombiana.

- Murray C. G. 1973. Estudios petrológicos de complejos ultramáficos zonados en Venezuela y Alaska. *Bol. Geol.*, Caracas, 12(22): 173 - 279.
- Okada, Y. (1985). Surface Deformation Due to Shear and Tensile Faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 75, No. 4.
- Oxburgh E. E. 1965. Geología de la región oriental del estado Carabobo, Venezuela *Bol. Geol.*, Caracas, 11: 113 - 208. Versión en inglés: Geology and metamorphism of Cretaceous rocks in Eastern carabobo state, Venezuelan Coast Ranges. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 98: 241 - 309. Trabajo especial de grado. Inédito. University of Princeton, 1960.
- Palma, M., Audemard, F., & Romero, G. (2010). New focal mechanism solutions for Venezuela and neighbouring areas 2005-2008: importance of the National Seismological Network's density and distribution. *Rev. Téc. Ing. Univ. Zulia*, Vol. 33, N° 2, 108 - 121.
- Pérez, O., Bilham, R., Bendick, R., Velandia, R., Hernández, N., Moncayo, C., . . . Kosuch, M. (2001). *Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean/South-American plate motion using GPS geodesy 1994-2000*. Geophys.
- Pérez, O., Bilham, R., Sequera, M., Molina, L., Gavotti, P., Henry, C., . . . Molnar, P. (2011). *Campo de velocidades GPS en el occidente de Venezuela: Componente lateral derecha asociada a la falla de Boconó y componente convergente perpendicular a los Andes*. Caracas: Interciencia.
- Reid, H. (1911). Elastic rebound theory. En D. Turcotte, & G. Schubert, *Geodynamics 2002* (págs. 350-355). Cambridge: The press syndicate of the University of Cambridge.
- Reinoza, C. (2014). *Application de la géodésie satellitaire GNSS à haute résolution à la déformation de la marge Sud-Caraïbe. Implication pour l'aléa sismique dans l'Ouest et le Nord-Est du Venezuela*. Gières, Francia: Isterre (Institut Des Sciences De La Terre).

- Reinoza, C., Audemard, F., Quintana, G., Pousse-Beltrán, L., Jouanne, F., López, R., & Moncada, J. (2017). *Aplicación de la Geodesia Espacial en el Estudio de Fallas Activas en Venezuela*. Caracas: Funvisis.
- Ruff, L. J. (2000). *The Seismogenic Zone*. Michigan: University of Michigan Dept. of Geological Sciences.
- Savage, J. (1990). *Equivalent strike-slip earthquake cycles in half-space and lithosphere-asthenosphere earth models*. J. Geophys.
- Savage, J. C. (2006). *Dislocation pileup as a representation of strain accumulation on strike-slip fault*. J. Geophys.
- Savage, J., & Burford, R. (1973). Geodetic determination of relative plate motion in central California, J. Geophys.
- Segall, P. (2010). *Earthquake and Volcano Deformation*. New Jersey: Princeton University Press.
- Senn, A., 1935 Die stratigraphische Verhretung der Tertiären Orbitoiden, mit spezieller Berücksichtigung ihres Vorkommens in Nord-Venezuela und Nord-Marokko. *Eclog. Geol. Helv.*(1): 51-113 y 369-373.
- Smith, B., Sandwell, D., & Shearer, P. (2011). *Locking depths estimated from geodesy and seismology along the San Andreas Fault System: Implications for seismic moment release*. Journal of Geophysical Research.
- Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Massachusetts: Blackwell Publishing.
- Stéphan, J., B. Mercier De Lépinay, E., & M. Tardy, C. (1990). *Paleo-geodynamic maps of the Caribbean*. Société Géologique de France.
- Sutton, F. A., 1946. Geology of Maracaibo Basin, Venezuela. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 30(10): 1621-1741.
- Tarbuck, E. J., & Lutgens, F. K. (2010). *Ciencias de la Tierra una introducción a la geología física*. Madrid: Uned Pearson.
- Turcotte, D., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. Cambridge: The syndicate of the University of Cambridge.

- UNAVCO. (1 de Abril de 2018). *Plate Motion Calculator*. Obtenido de <https://www.unavco.org/programa/geodetic-utilities/plate-motion-calculator/plate-motion-calculator.html>
- Von Der Osten y D. Zozaya, 1957. Geología de la parte Suroreste del Estado Lara, Región de Quibor (Carta 2308), *Bol. Geol.* 4(9): 3-53.
- Weertman, J., & Weertman, J. (1964). *Elementary Dislocation Theory*. New York: Macmillan.
- Wheeler, 1960. Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno inferior de Falcón occidental y nororiental, *III Congr. Geol. Venez.*, Mem., 1: 407-465.