

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SINALOA

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y EL ESPACIO

FACULTAD DE INFORMÁTICA CULIACÁN

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA INFORMACIÓN



“ESTUDIO DE LA DINÁMICA DEL BLOQUE DE JALISCO, MÉXICO A TRAVÉS DE
OBSERVACIONES GPS DEL PERIODO 2010-2020”

COMO REQUISITO PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA INFORMACIÓN

PRESENTA

JUAN LUIS CABANILLAS ZAVALA

DIRECTORES DE TESIS:

DR. MANUEL EDWIGES TREJO SOTO

DRA. XÓCHITL GUADALUPE TORRES CARRILLO

CULIACÁN, SINALOA, A NOVIEMBRE DE 2023



Dirección General de Bibliotecas
Ciudad Universitaria
Av. de las Américas y Blvd. Universitarios
C. P. 80010 Culiacán, Sinaloa, México.
Tel. (667) 713 78 32 y 712 50 57
dgbuas@uas.edu.mx

UAS-Dirección General de Bibliotecas

Repositorio Institucional Buelna

Restricciones de uso

Todo el material contenido en la presente tesis está protegido por la Ley Federal de Derechos de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

Queda prohibido la reproducción parcial o total de esta tesis. El uso de imágenes, tablas, gráficas, texto y demás material que sea objeto de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente correctamente mencionando al o los autores del presente estudio empírico. Cualquier uso distinto, como el lucro, reproducción, edición o modificación sin autorización expresa de quienes gozan de la propiedad intelectual, será perseguido y sancionado por el Instituto Nacional de Derechos de Autor.

Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons Atribución-No Comercial
Compartir Igual, 4.0 Internacional



Resumen

En el presente estudio se procesaron datos de 24 estaciones geodésicas GPS/GNSS de operación continua del periodo de 2010 a 2020, ubicadas en el Bloque de Jalisco y sus alrededores con la finalidad de caracterizar la dinámica de esta zona. Se realizó un análisis de calidad a las observaciones a través del programa TEQC para conocer los valores de 4 índices principales, efecto multitrayectoria, efectividad de las observaciones, relación señal/ruido y saltos de ciclo, con lo que se pudieron excluir las observaciones que presentaban datos atípicos y se pudo conocer la influencia en el cálculo de las velocidades de las estaciones GPS/GNSS. Las velocidades de las estaciones geodésicas se obtuvieron a través del software GAMIT/GLOB-K utilizando la Placa Norteamericana como referencia y fueron analizadas con el software tsview, con lo que se obtuvieron velocidades e incertidumbres realistas, del orden de 0.5 mm/año en horizontal y 1 mm/año en altura. Se observó un gradiente de velocidad en la dirección sureste-noroeste, que concuerda con la rotación en sentido antihorario de la placa de Rivera. Así mismo se estimó un modelo de movimiento para el Bloque de Jalisco utilizando las 11 estaciones que mejor se ajustan a la rotación de este bloque, con lo que se observó una dirección preferencial de rotación en sentido nortenoeste y se obtuvieron residuos promedios del orden de 1.5 mm/año. Se efectuó una búsqueda y clasificación de sismos en el área de estudio con la finalidad de conocer la relación de frecuencia-magnitud de la sismicidad en el Bloque de Jalisco y se estimó el valor de b en esta zona. Se observaron valores menores que $b < 1$ en la región central, lo que se asocia con una brecha sísmica y con la acumulación de esfuerzos debido al acoplamiento entre la placa de Rivera y la norteamericana. Además, se estimó el campo de deformación mediante el software SSPX, utilizando velocidades físicas y angulares, con lo que se observaron zonas extensionales que se asocian con el rift de Colima y con el rift de Tepic-Zacoalco con valores de hasta $1.05e^{-07}$ deformación/año para el mejor modelo, así como una zona compresional en la parte central del bloque con valores de hasta $-4.75e^{-08}$ deformación/año que podría relacionarse con los valores bajos de b del análisis sísmico. que se relaciona con los resultados del análisis sísmico.

Palabras clave: *GPS/GNSS, geodinámica, placas tectónicas, sismicidad, deformación.*

Abstract

The present study involved an analysis of geodetic data obtained from 24 continuously operating GPS/GNSS geodetic stations within the Jalisco Block and its surroundings spanning from 2010 to 2020. The data underwent quality analysis using the TEQC program, assessing indices such as multipath effect, observation effectiveness, signal/noise ratio, and cycle jumps. This rigorous evaluation enabled the exclusion of atypical data points, ensuring accuracy in calculating GNSS station velocities. Velocities of these geodetic stations were determined using the GAMIT/GLOB-K software, referencing the North American Plate. Analysis of these velocities via tsview software revealed reliable results, indicating velocities with uncertainties of approximately 0.5 mm/year horizontally and 1 mm/year vertically. Notably, a distinct velocity gradient emerged in the southeast-northwest direction, consistent with the counterclockwise rotation of the Rivera plate. Additionally, a movement model specific to the Jalisco Block was derived using the 11 stations that best represented its rotation. This analysis unveiled a prevailing rotation direction toward the north-northwest, accompanied by average residuals of around 1.5 mm/year. Concurrently, seismicity within the Jalisco Block was investigated, revealing b values <1 in the central region. These findings suggest a seismic gap and stress accumulation due to coupling between the Rivera plate and the North American plate, indicating potential seismic activity in this area. The analysis of the deformation field using SSPX software uncovered intriguing patterns. Extensional zones associated with the Colima rift and the Tepic-Zacoalco rift exhibited strain values of up to $1.05e-07$ strain/year in the best model. Conversely, a compressional zone within the block, with strain values reaching $-4.75e-08$ strain/year, potentially correlates with the low b values observed in the seismic analysis, suggesting a link between deformation and seismic behavior within the region.

Key words: *GPS/GNSS, geodynamics, tectonic plates, seismicity, deformation.*

Dedicatoria

A todos aquellos quienes
caminaron a mi lado sin dudar,
pensando en mi como persona ...

La vida no es perfecta, por eso es perfecta ...

Juan Luis Cabanillas Zavala

Agradecimientos

A Dios, por dirigirme en el camino que he recorrido durante toda mi vida.

A mis padres, que siempre me han apoyado en todo.

A mi esposa e hijo, por darme el ánimo de ver las cosas más allá de lo que aparentemente son y recorrer este camino a mi lado.

Al Dr. Manuel E. Trejo Soto, por mostrarme un camino real, con espinas y senderos. Por ser un ejemplo a seguir de lucha y de fortaleza. Por guiarme, a su manera, a conseguir el objetivo de las cosas. Por su tiempo, conocimiento y paciencia.

Al Dr. Rosendo Romero Andrade, por apoyarme desde hace tiempo en seguir en el camino de la ciencia, por su tiempo y conocimiento.

A la Dra. Xóchitl G. Torres Carrillo, por su disposición para atender todo, por su honestidad y conocimiento.

A todos los profesores con los que compartí momentos de aprendizaje y de vida durante mi preparación académica.

Agradezco al Consejo Nacional de Humanidades Ciencia y Tecnología (CONAHCYT) por el financiamiento en mis estudios de doctorado CVU: 817394. A la Universidad Autónoma de Sinaloa (UAS), Facultad de Ciencias de la Tierra y el Espacio (FACITE), Facultad de Informática Culiacán (FIC) por sus instalaciones y herramientas.

Al SSN, UNAVCO, INEGI, CORS, IGS, SOPAC, NGL, USGS, por la disponibilidad de los datos utilizados en esta investigación.

Al Centro de Estudios de la Tierra del Centro Universitario de la Costa, de la Universidad de Guadalajara, y a la Dra. Araceli Zamora Camacho por recibirme en la realización de una estancia académica.

Tabla de Contenido

Resumen	I
Dedicatoria	III
Agradecimientos	IV
Lista de Figuras	VIII
Lista de Tablas.....	XIII
1. Introducción.....	1
1.1. Planteamiento del problema.....	4
1.2. Justificación	7
1.3. Objetivos de investigación.....	9
1.4. Hipótesis	9
2. Antecedentes.....	10
2.1. Sistemas Globales de Navegación Satelital	10
2.2. Sistemas y marcos de referencia	12
2.3. Geodinámica	16
2.3.1. Geodinámica del Bloque Jalisco.....	20
2.4. Ciclo sísmico.....	23
2.4.1. Ciclo sísmico en el Bloque de Jalisco	27
2.5. Análisis de calidad de las observaciones GPS.....	29
2.6. Área de estudio	32
3. Metodología para el análisis y procesamiento de datos GPS y sísmicos	42
3.1. Datos y equipo	44
3.2. Análisis de calidad y confiabilidad de las observaciones	48
3.3. Modelos y parámetros.....	54
3.3.1. Ecuación de observación	55
3.3.2. Retardo atmosférico.....	56
3.4. Procesamiento y ajuste de las observaciones GPS	60
3.4.1. Ajuste libre de la red geodésica.....	60
3.4.2. Introducción del marco de referencia. Procesamiento en GLOB-K.....	65
3.5. Análisis de las series temporales	69
3.6. Estimación de parámetros del polo de Euler	75

Prueba Tau	81
3.7. Evaluación de catálogos sísmicos en el Bloque de Jalisco	84
3.8. Tensor de velocidad de deformación	88
4. Resultados.....	95
4.1. Análisis estadístico de calidad de las estaciones GPS/GNSS en la zona de estudio	95
4.1.1. Efectividad de las observaciones	95
4.1.2. Efecto multitrayectoria	99
4.1.3. Saltos de ciclo.....	102
4.1.4. Relación señal/ruido	110
4.1.5. Relación calidad-precisión	114
4.2. Análisis de ajuste libre de la red	117
4.3. Introducción del marco de referencia	120
4.4. Velocidad de las estaciones GPS/GNSS.....	126
4.5. Análisis de series temporales	130
4.6. Estimación del modelo de movimiento del Bloque de Jalisco	146
4.7. Estimación del valor de b para la zona del Bloque de Jalisco	156
4.7.1. Catálogo sísmico de Córdoba-Camargo (2015)	156
4.7.2. Catálogo sísmico de Gutierrez et al. (2015)	161
4.7.3. Catálogo sísmico de Marin-Mesa (2017)	166
4.7.4. Catálogo de Olvera-Cortés (2018).....	169
4.7.5. Catálogo de Olvera-Cortés (2021).....	169
4.7.6. Catálogo del USGS (2023).....	171
4.7.7. Catálogo del SSN (2023).....	173
4.8. Estimación del campo de deformación	179
5. Discusión	185
5.1 Análisis de calidad y precisión	185
5.2 Procesamiento y análisis de las observaciones GPS.....	186
5.3 Análisis de series de tiempo.....	187
5.4 Modelo de movimiento para el Bloque de Jalisco	189
5.5 Análisis de sismicidad en el Bloque de Jalisco.....	190

5.6 Campo de deformación en el Bloque de Jalisco	192
6. Conclusiones.....	195
6.1. Trabajos futuros	197
7. Aporte científico y social.....	199
7.1. Productos generados	201
Bibliografía.....	203

Lista de Figuras

Figura 1. Sismicidad en México.....	5
Figura 2. Mecanismos focales del occidente y sur de México.....	6
Figura 3. Modelo esquemático que ilustra los tipos de margen de placa y los movimientos relativos de placas tectónicas.....	17
Figura 4. Velocidades estimadas por Blewitt et al. (2018) a través del marco de referencia IGS14.....	22
Figura 5. Velocidades estimadas por Blewitt et al. (2018) con respecto a la Placa Norteamericana.....	23
Figura 6. Zonas del occidente de México con alto potencial para producir sismos de magnitud mayor a Mw 9.0.....	29
Figura 7. Placas tectónicas que interactúan en territorio mexicano..	33
Figura 8. Modelo de límites del Bloque de Jalisco.	34
Figura 9. Límites del Bloque de Jalisco..	36
Figura 10. Mapa tectónico de la zona de estudio.	37
Figura 11. Mapa de sismos de magnitud $M_w \geq 5$ cercanos a la zona de estudio.....	39
Figura 12. Zonas de ruptura de los sismos de mayor magnitud presentados en las costas del Bloque de Jalisco.....	40
Figura 13. Mapa litológico de la zona de estudio.....	41
Figura 14. Esquema general de la metodología a utilizar.	42
Figura 15. Estaciones GNSS de operación continua en la zona de estudio.	45
Figura 16. Disponibilidad de los datos de las estaciones GPS/GNSS en el área de estudio.	46
Figura 17. Entorno para el desarrollo del proyecto en GAMIT.	61
Figura 18. Ubicación de las estaciones a utilizar como marco de referencia.....	63
Figura 19. Disponibilidad de las estaciones de referencia durante el periodo de estudio. ..	64
Figura 20. Metodología de procesamiento en GLOB-K.....	66
Figura 21. Localización de las 19 estaciones GNSS de operación continua en la zona de estudio.....	76
Figura 22. Metodología para la estimación de los parámetros del polo de Euler.	77
Figura 23. Tensor de segundo orden.	89

Figura 24. Movimientos en un medio deformable.	91
Figura 25. Valores de efectividad de la estación PENA en el periodo de estudio.	96
Figura 26. Estación PENA	96
Figura 27. Valores de efectividad de la estación TNMT en el periodo de estudio.	97
Figura 28. Estación TNMT.	98
Figura 29. Vista panorámica de la estación TNMT.	98
Figura 30. Valores de multitrayectoria de la estación INEG en el periodo de estudio.	100
Figura 31. Estación INEG.	100
Figura 32. Valores de multitrayectoria de la estación MPR1 en el periodo de estudio. ...	101
Figura 33. Ubicación de estación GPS MPR1.....	101
Figura 34. Saltos de ciclo de la estación PENA en el periodo de estudio.	103
Figura 35. Saltos de ciclo de la estación TNMR en el periodo de estudio.....	104
Figura 36. Saltos de ciclo de la estación TNMT en el periodo de estudio.	105
Figura 37. Saltos de ciclo de la estación UGEO en el periodo de estudio.	106
Figura 38. Estación UGEO.....	106
Figura 39. Saltos de ciclo de la estación INEG en el periodo de estudio.....	107
Figura 40. Saltos de ciclo de la estación COL2 en el periodo de estudio.	108
Figura 41. Estación COL2.....	108
Figura 42. Saltos de ciclo de la estación INAY en el periodo de estudio.	109
Figura 43. Estación INAY.....	109
Figura 44. Relación señal/ruido de la estación INEG en el periodo de estudio.	111
Figura 45. Relación señal/ruido de la estación COL2 en el periodo de estudio.....	112
Figura 46. Serie de tiempo de coordenadas ENU y desviación estándar de estación TECO	114
Figura 47. Serie de tiempo de coordenadas ENU y desviación estándar de estación TNIF.	115
Figura 48. Serie de tiempo de coordenadas ENU y desviación estándar de la estación COL2.	116
Figura 49. Valores rms de los residuos de fase del ajuste libre de la red.....	117
Figura 50. Porcentaje de estaciones/archivos “x” utilizados en el procesamiento.....	119

Figura 51. Porcentaje de ambigüedades resueltas para WL y NL en el periodo de estudio.	120
Figura 52. Estaciones utilizadas para la estabilización.	121
Figura 53. RMS del ajuste al introducir el marco de referencia.....	121
Figura 54. Valores de ajuste e incertidumbre de las estaciones utilizadas.....	122
Figura 55. Resultados de repetibilidad. El orden de los valores es norte, este y altura.....	124
Figura 56. Valores de wrms por año. Los valores por año están dados en E, N, altura.	125
Figura 57. Valores de nrms por año. Los valores por año están dados en E, N, altura.	125
Figura 58. Velocidades estimadas considerando el marco de referencia IGS14.....	127
Figura 59. Velocidades estimadas considerando la Placa Norteamericana como referencia	128
Figura 60. Ejemplo se serie de tiempo de coordenadas de la estación MPR1.	131
Figura 61. Serie de tiempo residual de estación MPR1 con modelo de ruido blanco sin considerar saltos.	132
Figura 62. Serie de tiempo residual de estación MPR1 con modelo de ruido blanco considerando saltos.....	133
Figura 63. Serie de tiempo residual de estación MPR1 con modelo de caminata aleatoria considerando saltos.....	134
Figura 64. Serie de tiempo residual de estación MPR1 con modelo de caminata aleatoria sin considerar saltos.	134
Figura 65. Ajuste exponencial de los valores de χ^2/gl de los residuos en el promedio temporal de estación TNCC de la componente norte.	135
Figura 66. Ajuste exponencial de los valores de χ^2/gl de los residuos en el promedio temporal de estación TNCC de la componente altura.	136
Figura 67. Ajuste exponencial de los valores de χ^2/gl de los residuos en el promedio temporal de estación COL2 de la componente norte.....	136
Figura 68. Ajuste exponencial de los valores de χ^2/gl de los residuos en el promedio temporal de estación COL2 de la componente altura.....	137
Figura 69. Residuales de velocidad entre NGL-tsviiew y NGL-GLOBK de la componente este.....	143

Figura 70. Residuales de velocidad entre NGL-tsvie y NGL-GLOBK de la componente norte.....	144
Figura 71. Coeficiente de correlación de Pearson.....	149
Figura 72. Polos de Euler estimados para la placa de Rivera.....	151
Figura 73. Velocidades angulares estimadas con los parámetros del polo de Euler de la placa de Rivera.....	153
Figura 74. Coeficiente de correlación coseno.....	155
Figura 75. Estimación manual de la magnitud de completitud.....	157
Figura 76. Estimación en ZMAP de la magnitud de completitud.....	157
Figura 77. Número acumulativo de sismos.....	158
Figura 78. Magnitud de sismicidad en el periodo de estudio.....	158
Figura 79. Sismicidad de la zona de estudio en el periodo de enero a junio del 2012.....	159
Figura 80. Estimación del valor de b con mínimos cuadrados.....	160
Figura 81. Interpolación del valor de b.....	161
Figura 82. Estimación manual de la magnitud de completitud.....	162
Figura 83. Estimación en ZMAP de la magnitud de completitud.....	162
Figura 84. Número acumulativo de sismos.....	163
Figura 85. Magnitud de sismicidad en el periodo de estudio.....	163
Figura 86. Sismicidad de la zona de estudio utilizando el catálogo de Gutierrez et al., (2015).	164
Figura 87. Estimación del valor de b con mínimos cuadrados.....	165
Figura 88. Interpolación del valor de b.....	165
Figura 89. Estimación manual de la magnitud de completitud.....	166
Figura 90. Estimación en ZMAP de la magnitud de completitud.....	167
Figura 91. Número acumulativo de sismos.....	167
Figura 92. Valor de b interpolado para la zona de Cabo Corrientes.....	168
Figura 93. Estimación manual de la magnitud de completitud.....	170
Figura 94. Estimación en ZMAP de la magnitud de completitud.....	170
Figura 95. Estimación en Excel del valor de b.....	171
Figura 96. Estimación de la M_c y valor de b utilizando magnitud m_b (magnitud de onda de cuerpo de periodo corto).....	172

Figura 97. Estimación de la M_c y valor de b utilizando magnitud M_w (magnitud momento).	173
Figura 98. Estimación en ZMAP de la magnitud de completitud.	174
Figura 99. Interpolación del valor de b para el catálogo del SSN.	175
Figura 100. Estimación del valor de b en profundidad.	177
Figura 101. Sismicidad local presentada en latitud-profundidad-magnitud (M_w).	177
Figura 102. Sismicidad en profundidad.	178
Figura 103. Velocidades angulares del BJ estimadas con el modelo de movimiento propuesto en este estudio.	179
Figura 104. Tasa de deformación de la zona de estudio, enfoque de Delaunay.	181
Figura 105. Tasa de deformación de la zona de estudio, enfoque de vecino más cercano.	182
Figura 106. Tasa de deformación de la zona de estudio, enfoque de distancia de cuadrícula ponderada.	184
Figura 107. Modelo de deformación de la zona de estudio, sin considerar las estaciones de la zona norte del BJ.	184

Lista de Tablas

Tabla 1. Características de los sistemas GNSS.	11
Tabla 2. Sismos de magnitud Mw 5 a 7.9 del año 2010 al 2020, localizados entre latitud 16.15/23.09 y longitud -109.47/-101.	38
Tabla 3. Disponibilidad de datos por año.	47
Tabla 4. Información histórica de hardware/firmware utilizado en las estaciones de operación continua.	49
Tabla 5. Catálogos sísmicos analizados.	87
Tabla 6. Estadística del análisis de calidad de las estaciones GPS de la zona de estudio.	113
Tabla 7. Valores rms del ajuste libre.	118
Tabla 8. Relación estaciones/archivos “x” utilizados.	119
Tabla 9. Valores de repetibilidad de las series de tiempo de las estaciones.	123
Tabla 10. Velocidad de estaciones GPS.	129
Tabla 11. Tabla de valores obtenidos contemplando y no contemplando salto en las series temporales.	139
Tabla 12. Comparación de resultados utilizando ambos modelos de ruido.	141
Tabla 13. Dispersiones de promedios de 30 y 7 días de las series temporales residuales.	142
Tabla 14. Comparación de velocidades obtenidas en este estudio y el NGL.	145
Tabla 15. Combinaciones realizadas para la obtención de los parámetros del polo de Euler.	147
Tabla 16. Parámetros cinemáticos del bloque estimados.	148
Tabla 17. Parámetro del polo de Euler estimados.	152
Tabla 18. Sismicidad del catálogo del USGS de 1976 a 2022.	171

1. Introducción

En el mundo ocurren sismos de diferente magnitud debido a la interacción de las placas tectónicas en sus diferentes límites y erupciones volcánicas. Desde mediados del siglo XX la comprensión de la naturaleza y comportamiento de estos fenómenos, así como de nuestro planeta ha ido mejorando progresivamente, donde los grandes avances realizados en la tecnología han permitido realizar estudios cada vez más especializados de los fenómenos que ocurren dentro y fuera del sistema Tierra.

Una de las principales áreas de investigación de las ciencias de la Tierra que se ha desarrollado desde los años sesenta es el estudio de la dinámica de los fragmentos litosféricos, mejor conocidos como placas tectónicas (Tarbuck y Lutgens, 2005), los cuales, son bloques rígidos que se encuentran adyacentes unos con otros creando diferentes límites y que además cubren la superficie de la Tierra. Así mismo, con el avance de nuevas técnicas y equipos de medición, desde la década de los noventa, áreas como la geodesia y la geofísica han estudiado este proceso geodinámico, principalmente a través del uso de los Sistemas Globales de Navegación Satelital (GNSS), así como estaciones y redes geodésicas GNSS de operación continua, ya que, debido a su precisión, combinado con una apropiada metodología, permiten caracterizar cambios de posición de manera precisa.

Los procesos tectónicos que ocurren en el planeta son producidos por una serie de factores que interactúan entre sí, tales como las fuerzas tensionales que separan los bloques tectónicos, la diferencia de densidad de la corteza oceánica y continental, flujo térmico, magnetismo, y diferentes procesos físico-químicos que ocurren en el interior de la Tierra, entre otros, los cuales generan las condiciones necesarias para que se presenten los diferentes límites de placas (Tarbuck y Lutgens, 2005; Coltice et al., 2019) así como la sismicidad que los caracteriza.

Gracias al desarrollo de la tecnología de posicionamiento satelital, el incremento de las estaciones GPS/GNSS de operación continua, programas especializados para el tratamiento de los datos, así como la aplicación de diferentes metodologías de análisis, se han realizado estudios geofísicos y geodésicos en todo el mundo enfocados al análisis y caracterización del campo de velocidad y deformación de la corteza terrestre de zonas tectónicamente activas

(Staller et al., 2018; Yue et al., 2018; Sarsito et al., 2019), así como al estudio de fenómenos asociados con la dinámica sísmica y postsísmica en zonas de interacción de placas tectónicas (Li et al., 2019; Mosad et al., 2020; Fukahata et al., 2020; Sta et al., 2021), y la interpretación de las zonas de interacción tectónica a través de estudios geofísicos (Singh et al., 2014; Bartolome et al., 2016; Núñez et al., 2019); ya que esta información puede reflejar directamente las características de movimiento diferencial de las estructuras geológicas en el área de estudio (Yue et al., 2018).

México se localiza en una de las regiones con mayor actividad tectónica y sísmica del mundo (Benz et al., 2010), ya que se ubica en una zona de interacción de 5 placas tectónicas, donde la mayor parte de su territorio se encuentra localizado en la Placa Norteamericana (Marquez-Azua y DeMets, 2009), en la cual se presentan límites divergentes, transformantes y convergentes, principalmente en la zona de subducción de las placas de Rivera y Cocos (Rodríguez-Lozoya et al., 2017). La porción de México que se encuentra hacia el noroeste, donde se localiza la península de Baja California, forma parte de la placa del Pacífico, que limita con la placa norteamericana en una zona de fallas transformantes (Ortega et al., 2014). La región sureste delimita con la placa del Caribe en una zona de fallas de deslizamiento lateral izquierdo (Falla Motagua-Polochic), donde se encuentra el Bloque de Chortis (Alonso-Henar et al., 2017). Así mismo, la zona centro-occidente de México se encuentra influenciada por la subducción de las placas de Rivera y Cocos por debajo de la Placa Norteamericana (Zobin, 2011; Bernal-López et al., 2016), donde se presenta la mayor sismicidad de país, producto de la interacción de estas placas tectónicas.

Debido a lo anterior, se han realizado estudios que caracterizan el comportamiento tectónico de la mayor parte del territorio mexicano (Márquez-Azúa y DeMets, 2003, 2009), así como de regiones en el norte (DeMets et al., 2014a; DeMets et al., 2014b) y centro-occidente del país (Selvans et al., 2011), especialmente en la zona del Bloque de Jalisco (BJ), ya que se han presentado grandes sismos históricos cerca de la Trinchera Mesoamericana así como una variabilidad en las tasas de convergencia de la placa de Rivera en la norteamericana, las cuales van de 5.0 cm/año cerca del límite de la placa de Rivera-Cocos, a 2.0-3.0 cm/año a lo largo del escarpe de Tres Marías (Kostoglodov y Bandy, 1995; Frey et al., 2007; DeMets et al., 2010), además de presentarse una subducción oblicua (Gutierrez et al., 2015). Así mismo,

se han realizado estudios de fenómenos asociados con la dinámica sísmica y postsísmica en zonas de interacción de placas tectónicas (Larson et al., 2007; Brudzinski et al., 2016; Maury et al., 2016; Li et al., 2020; Cosenza-Murales et al., 2021a).

En este sentido, se plantea describir la dinámica del Bloque de Jalisco, una de las zonas con mayor influencia tectónica y sísmica del país (Selvans et al., 2011; Núñez-Cornú et al., 2018) a través de observaciones GPS (Global Positioning System) e información de catálogos sísmicos disponibles, lo cual se realiza a través de la determinación de las velocidades (horizontales) de este bloque utilizando distintos marcos de referencia (por ejemplo, Kearns et al., 2019; Wang et al., 2019, 2020) y la estimación de los valores de b en la zona de estudio para caracterizar las zonas de mayor acumulación de esfuerzo y deformación.

El análisis comprende un periodo de 11 años (del 1 de enero del 2010 al 31 de diciembre del 2020) a través del análisis y procesamiento de 24 estaciones GPS/GNSS de operación continua, de las cuales 15 se encuentran dentro del BJ y 9 estaciones se encuentran fuera del mismo. La propuesta metodológica para este estudio plantea, en primera instancia, un análisis de calidad de las observaciones GPS generadas en este periodo, basado en diferentes autores (Bruyninx et al., 2019; Xiao et al., 2020; Kamatham, 2018; Hernández-Andrade et al., 2020; García-Armenteros, 2020) a través del programa TEQC (Translate/Edit/Quality Check) (Estey y Meertens, 1999) desarrollado por UNAVCO. Se planteó solamente utilizar observaciones GPS ya que la mayoría de las estaciones solamente registraba esta constelación al momento del estudio.

El procesamiento de los datos GPS se lleva a cabo mediante el software GAMIT/GLOB-K (Herring et al., 2018b), a través del cual, se obtienen soluciones de posición y velocidad para caracterizar la dinámica del BJ y, consecuentemente, determinar las zonas de mayor deformación a partir del campo de velocidad calculado (McCaffrey, 2005; Cardozo & Allmendinger, 2009; Walpersdorf et al., 2018; Sarsito et al., 2019; Fukahata et al., 2020), y correlacionarlo con los principales fenómenos que intervienen en esta zona, tales como la subducción, geología y sismicidad local. Así mismo, se plantea estimar un modelo de movimiento para el BJ a través de los parámetros del polo de Euler para cuantificar y caracterizar la deformación de la corteza en esta región.

Una vez procesados las observaciones GPS, se obtienen soluciones de posición y velocidad para caracterizar la dinámica del BJ, con lo cual se plantea estimar el modelo de movimiento de este bloque a través de los parámetros del polo de Euler (Gouarzi et al., 2014) para cuantificar y caracterizar las velocidades y su dirección de rotación, y consecuentemente, determinar las zonas de mayor deformación a partir del campo de velocidad y el modelo calculado (McCaffrey, 2005; Walpersdorf et al., 2018; Sarsito et al., 2019; Fukahata et al., 2020) a través del software SSPX (Cardozo y Allmendinger, 2009), y correlacionarlo con los principales fenómenos que intervienen en esta zona, tales como la subducción, geología y sismicidad local. Así mismo, a través de los catálogos sísmicos disponibles se propone caracterizar la sismicidad del área de estudio y conocer cuáles son las principales zonas con mayor acumulación y liberación de esfuerzos.

1.1. Planteamiento del problema

El movimiento de las placas tectónicas es uno de los temas que se ha venido estudiando desde hace décadas por las ciencias de la Tierra hasta la actualidad, ya que explica gran parte del comportamiento de la capa externa de la Tierra a través de los mecanismos de subducción y expansión del piso oceánico, además de que sus implicaciones se han considerado la base de muchos procesos geológicos y geofísicos (Tarbuck y Lutgens, 2005). Así mismo, la sismicidad producida en el contacto o interior de estas placas es uno de los fenómenos naturales de gran importancia para un país o región ya que pueden causar desastres a la población y la infraestructura pública, además del impacto social y económico que producen.

El BJ es una zona donde se presenta una gran cantidad de fenómenos tectono-físicos tales como; sismicidad, vulcanismo, desplazamientos corticales, tsunamis, entre otros, debido principalmente a la influencia de las placas que lo subducen. Cabe señalar que uno de los sismos de mayor magnitud que se ha presentado en México tuvo lugar en las costas de Jalisco en el año de 1932, con una magnitud M_w 8.2, seguido de uno de M_w 7.2, los cuales rompieron la zona de contacto entre el BJ y la placa de Rivera y generaron tsunamis (Núñez-Cornú, 2011). Así mismo, la zona de subducción que afecta principalmente a esta zona se extiende a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, en una longitud de 3000 km y 40 km de ancho aproximadamente, desde las Islas Marías hasta las costas de Costa Rica, la cual es considerada una de las zonas sísmicas más activas en América (Bartolomé et al., 2016)

(Figura 1), siendo una región donde se han producido grandes sismos con consecuencias muy destructivas, incluida la generación de grandes tsunamis, lo que demuestra que es una zona de alto potencial sísmico y tsunamigénico como consecuencia de la dinámica de subducción.

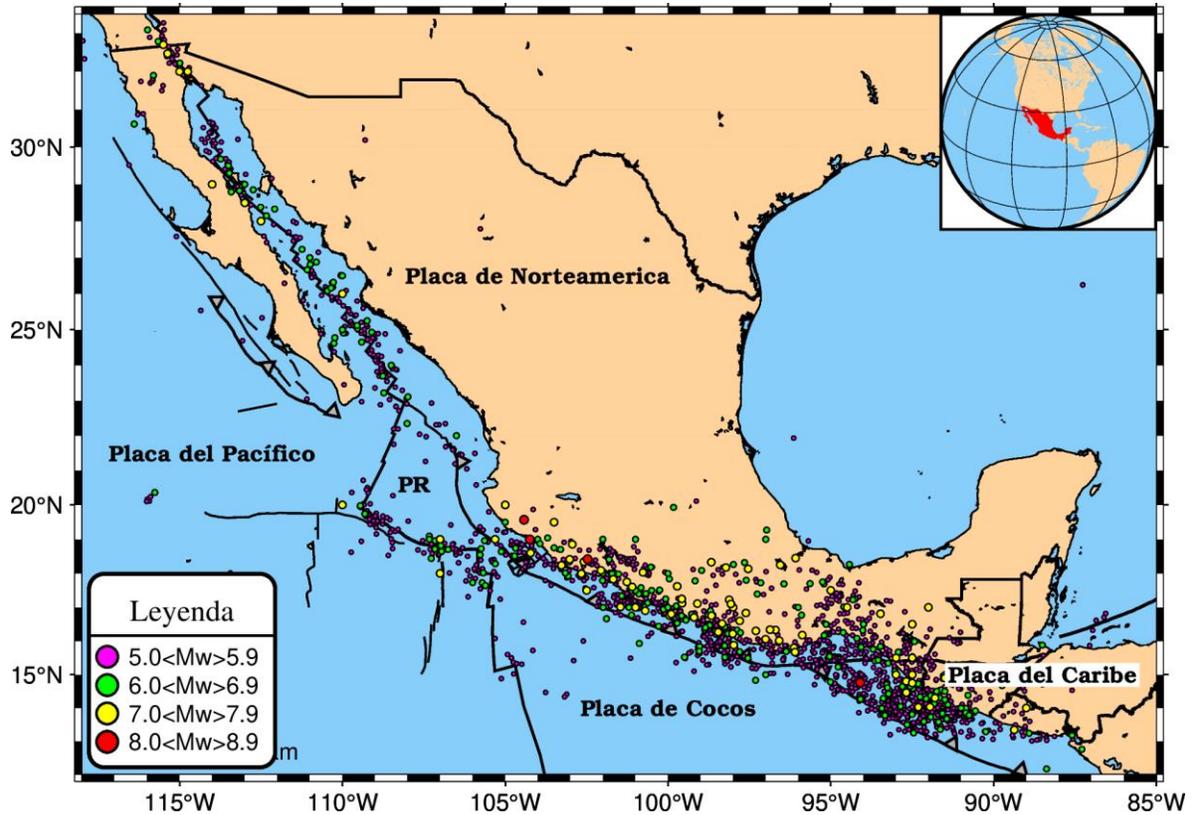


Figura 1. Sismicidad en México. Creado a partir de datos del Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2023) con sismos $M_w \geq 5$ desde 1900 hasta abril del 2021. PR: Placa de Rivera. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

Algunos estudios geofísicos realizados en el occidente de México, han monitoreado continuamente la sismicidad a lo largo del tiempo, caracterizando la sismotectónica (Castro et al., 2018), así como la localización de epicentros y la definición de la geometría de las estructuras geológicas que interactúan en este contexto (Núñez-Cornú et al., 2002; Pérez-Campos et al., 2008; Dañobeitia et al., 2016; Gaidzik et al., 2016) principalmente en el sur y occidente de México, donde colisionan las placas del Pacífico, Rivera y Cocos con la Placa Norteamericana, en cuyos límites se localizan trincheras, centros de expansión y fallas transformantes (Rodríguez-Lozoya et al., 2017), donde resultan diferentes soluciones de

mecanismos focales de fallas extensionales y transformantes (Bartolomé et al., 2016), así como fallas inversas, como consecuencia de la tectónica regional (Figura 2).

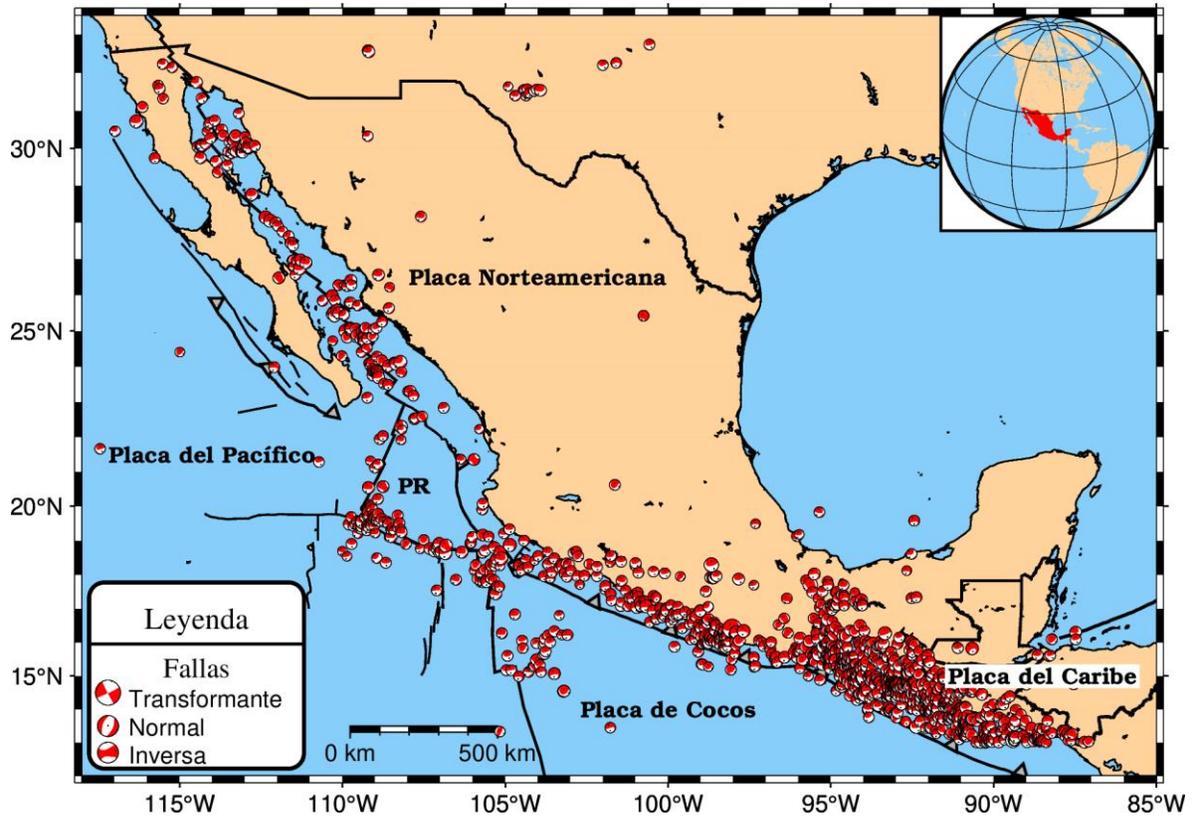


Figura 2. Mecanismos focales del occidente y sur de México. Datos proporcionados por el SSN. PR: Placa de Rivera. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

Por otro lado, diversos modelos globales dan a conocer con gran detalle el comportamiento de la tectónica global (DeMets et al., 2010), los cuales utilizan principalmente las tasas de expansión del lecho marino, azimuts de falla, así como estaciones GPS para determinar estas velocidades. No obstante, dichos modelos se centran principalmente en las zonas de mayor influencia tectónica, dejando de lado los relativamente pequeños bloques tectónicos que se presentan principalmente en zonas de subducción (Mccaffrey, 2013), como el BJ, los cuales pueden exhibir desplazamientos irregulares o diferir de los desplazamientos absolutos de la misma área donde se ubican (Guzmán-Speziale, 2009; Savage y Simpson, 2013). Así mismo, se presenta la necesidad de estudios geodésicos y geofísicos que caractericen el comportamiento de las diferentes componentes de este bloque ya que no se cuenta con el

suficiente conocimiento de esta área, donde se sugiera que la costa de Jalisco es una zona de alto potencial sísmico (Núñez-Cornú, 2011), además de que el aumento poblacional, principalmente de las zonas turísticas de Jalisco, México, hace evidente la necesidad de contar con estudios que caractericen el comportamiento tectónico de esta región.

De esta manera, en el presente estudio se estima la deformación que se ha presentado en el periodo 2010 a 2020 a través de las velocidades y direcciones de estaciones GPS/GNSS de operación continua localizadas en la zona del Bloque de Jalisco y se analiza la sismicidad para conocer su influencia en el comportamiento dinámico del bloque en este periodo. Así mismo, a través de las velocidades calculadas se estima un modelo de movimiento para nuestra zona de estudio, con lo cual se da a conocer la rotación que se presenta en el bloque en este mismo periodo.

1.2. Justificación

En la actualidad, un gran número de fenómenos geofísicos se estudian gracias a los grandes avances de las tecnologías satelitales, particularmente de la geodesia satelital y su aplicación con las redes GPS/GNSS de monitoreo continuo, ya que comprende las técnicas observacionales y computacionales que permiten su descripción mediante el uso de mediciones de alta precisión en entornos físico-dinámicos, fundamentalmente. Así, diversos estudios de deformación tectónica, como de peligros geológicos han podido caracterizar los desplazamientos horizontales y verticales de diferentes partes del mundo a través de observaciones GPS/GNSS de estaciones de operación continua (DeMets et al., 2014b; Garate et al., 2015; Wang et al., 2019; Wang et al., 2020). Así mismo, a través de la combinación de datos geodésicos, geológicos y sismológicos se han obtenido velocidades angulares y tasas de deformación de bloques litosféricos que se presentan en gran medida en respuesta a la cizalladura (McCaffrey, 2005) o subducción (Wallace et al., 2004; Mccaffrey, 2013; Chang et al., 2016) de algunos límites tectónicos.

Jalisco es una región con alto potencial para estudio geofísicos y geodésico, ya que la subducción hacia el noreste de las placas oceánicas de Rivera y Cocos presenta un peligro sísmico poco conocido en el occidente de México, así mismo, la evidencia geológica da a conocer concentraciones de deformación tectónica en las principales zonas de deformación que delimitan al BJ (Rosas-Elguera et al., 1996; Pacheco et al., 1999; Serrato-Díaz et al.,

2004; Gómez-Tuena et al., 2005; Frey et al., 2007; Ownby et al., 2008; Núñez-Cornú, 2011; Guevara et al., 2021), así mismo, los estudios enfocados a la geodinámica (Selvans et al., 2011) y deformación postsísmica (Hutton et al., 2001; Melbourne et al., 2002; Schmitt et al., 2007; Selvans et al., 2011; Brudzinski et al., 2016; Cosenza-Murallas et al., 2021a; Cosenza-Murallas et al., 2021b) de grandes sismos han dado a conocer parte del comportamiento del ciclo sísmico de esta región.

Los principales aspectos y motivaciones en la realización de este trabajo de investigación son el escaso estudio y conocimiento que se tiene de la dinámica de esta porción fragmentada de la Placa Norteamericana (Soto et al., 2009; Guevara et al., 2021) y sus límites tectónicos a través de estudios geodésicos, donde se localiza el BJ, el cual se encuentra influenciado por la subducción de dos placas oceánicas; así como la diferencia que existe entre trabajos geofísicos que caracterizan la geometría de esta zona comparado con los trabajos geodésicos para determinar la dinámica de esta área tectónicamente activa (por ejemplo, Selvans et al., 2011). Esto, debido a que durante las últimas décadas, con el desarrollo de las nuevas redes sísmicas de operación continua (Quintanar et al., 2018; Castro et al., 2018; Núñez-Cornú et al., 2018; Vidal-Villegas et al., 2018) y de campaña (Núñez-Cornú et al., 2002), se ha contribuido principalmente al desarrollo de trabajos geofísicos, sísmicos y geológicos, con los cuales ha sido posible la localización de epicentros y caracterización de la geometría de las estructuras geológicas que interactúan en este contexto (Bandy et al., 1999; Bandy et al., 2005; Núñez-Cornú et al., 2002; Arzate et al., 2006; Dañobeitia et al., 2016; Gaidzik et al., 2016; Pérez-Campos et al., 2008). Así mismo, el gran número de sismos mayores a magnitud $M_w \geq 6.0$ que se han presentado en la última década, y al alto potencial sísmico de la zona de subducción cercana al BJ para producir sismos mayores a $M_w > 9.0$ (Muldashev, 2016; Muldashev y Sobolev, 2020), principalmente en los límites con la placa de Rivera y Cocos, lo convierte en una importante zona de estudio geodinámico.

Por lo anterior, la presente investigación tiene como finalidad generar el conocimiento científico de la geodinámica de una de las zonas de mayor afectación sísmica y tectónica del país, utilizando información geodésica, y con esto proporcionar los parámetros necesarios para la generación de modelos que describan el comportamiento de esta área específica a través del tiempo, mismos que podrán apoyar diversos trabajos de investigación a futuro.

Por lo que, se propone el estudio de la dinámica del BJ, México, a través de observaciones GPS de estaciones de operación continua de libre acceso, distribuidas dentro y fuera del mismo, con la finalidad de describir sus movimientos a través de la determinación del campo de velocidad y rotación de bloque, producto de la geometría de subducción, así como la determinación de la deformación del área de estudio durante el periodo de análisis para comprender el proceso dinámico de esta región.

1.3. Objetivos de investigación

Objetivo general

Caracterizar la dinámica del Bloque de Jalisco, producto de la tectónica regional y sismicidad a través de observaciones GPS, y describir los movimientos propios del bloque, como su rotación y campo de velocidad, así como de las estructuras geológicas que lo delimitan para generar un modelo local de desplazamiento.

Objetivos específicos

- Analizar y seleccionar las estaciones geodésicas de operación continua a utilizar.
- Analizar las particularidades sismotectónicas del Bloque de Jalisco y sus zonas de influencia.
- Obtener las direcciones y magnitud de los vectores de velocidad en función de los marcos de referencia resaltando sus ventajas y desventajas.
- Correlacionar funcionalmente los movimientos obtenidos con las particularidades sismotectónicas del Bloque de Jalisco y sus áreas de influencia.
- Generar un modelo de desplazamiento que describa la dinámica del Bloque de Jalisco y que sirva como base para la estimación de coordenadas y velocidades en esta región.
- Determinar la tasa de deformación del Bloque de Jalisco y sus límites tectónicos

1.4. Hipótesis

Es posible caracterizar con alta precisión los desplazamientos del Bloque de Jalisco a través de observaciones GPS para determinar si presenta movimientos independientes o se mueve conjuntamente con la Placa Norteamericana.

2. Antecedentes

2.1. Sistemas Globales de Navegación Satelital

Los Sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS) describen cualquier constelación de satélites que proporciona servicios de posicionamiento, navegación y cronometraje a usuarios aéreos, marinos, terrestres y espaciales de forma continua a través de rangos de señales en todo el mundo en cualquier punto de la Tierra, permitiendo obtener sus coordenadas en un sistema de referencia determinado para diferentes fines (navegación, transporte, topografía, investigación, etc.). Estos sistemas de navegación pueden proporcionar información sobre la posición y el tiempo de un objeto con gran exactitud en cualquier parte del mundo las 24 horas del día. Así mismo, los GNSS se componen principalmente de tres segmentos: el segmento espacial, el segmento control (terrestre) y el segmento usuario (Wolf y Ghilani, 2008).

Para la obtención de coordenadas, el sistema se basa en observaciones realizadas por los receptores geodésicos para la determinación simultánea de las distancias a cuatro satélites (como mínimo) de coordenadas conocidas. Estas distancias se obtienen a partir de las señales emitidas por los satélites, principalmente de observables de código y fase. El observable de fase se puede medir con suficiente precisión para que la resolución instrumental sea de hasta un milímetro, así mismo, mejora las incertidumbres en las medidas de posición relativa conforme aumenta el tiempo de medición (Herring et al., 2018), mientras que las observaciones de pseudodistancia, obtenidas por los códigos, son mayormente utilizados en la navegación por no ser lo suficientemente precisos para ser utilizados en levamientos geodésicos, sin embargo, estas mediciones, junto con un conocimiento razonable a priori de las coordenadas de la estación y la posición del satélite se pueden utilizar para resolver ambigüedades, sesgos ionosféricos, reparar variaciones de ciclo de las observaciones de fase y determinar el desfase del reloj de la estación dentro de un microsegundo, lo que es apropiado para conservar los errores de las observaciones de fase doblemente diferenciadas por debajo de 1 mm (Huerta et al., 2005; Herring et al., 2018).

El primero de estos sistemas satelitales fue el GPS, gestionado por el ejército de los Estados Unidos, el cual, según la Oficina de Coordinación Nacional de Posicionamiento, Navegación, y Cronometría por Satélite en la página oficial GPS.gov¹ consiste en una constelación de satélites que transmiten señales de radio a los usuarios, contando con una disponibilidad de al menos 24 satélites operativos el 95% del tiempo, en una altitud de vuelo de aproximadamente 20.200 km, completando su órbita en un periodo de 12 horas, en un total de seis planos orbitales igualmente espaciados que rodean la Tierra, con una inclinación de 55 grados, garantizando la disponibilidad de al menos cuatro satélites desde prácticamente cualquier punto del planeta (Department Of Defense USA, 2020). Así mismo, diversos países han implementado su propio sistema de navegación (Tabla 1), principalmente con fines de seguridad, desarrollo, y para contar con una cobertura y disponibilidad de satélites que den solución a sus necesidades, tales como el sistema de navegación por satélite Beidou (BDS)² (anteriormente conocido como Compass), Galileo, GLONASS (GLObal NAVigation System)³, el sistema de navegación por satélite regional de la India (IRNSS) y el Sistema de satélite Cuasi-Zenith (QZSS)⁴.

Tabla 1. Características de los sistemas GNSS.

Sistema	Altitud (Km)	Satélites	Órbita (° inclinación)	Origen	Referencia
GPS	20200	24	55	Estados Unidos de América	(Department Of Defense USA, 2020).
GLONASS	19100	24	64.8	Rusia	(Korolev, 2020).
Galileo	23222	24	56	Unión Europea	Agencia Espacial Europea ⁵
IRNSS	36000	7	29	India	Departamento de Espacio, Organización de Investigación Espacial de la India ⁶
QZSS	40000	4	70	Japón	Cuasi-Zenith (QZSS) ⁷
Beidou	21528	24	55	República Popular China	(China Satellite Navigation Office, 2020).

¹ <https://www.gps.gov/systems/gnss/>

² <http://en.beidou.gov.cn/SYSTEMS/System/>

³ <https://www.glonass-iac.ru/en/GLONASS/>

⁴ https://qzss.go.jp/en/overview/services/sv01_what.html

⁵ https://www.esa.int/Applications/Navigation/Galileo/What_is_Galileo

⁶ <https://www.isro.gov.in/irns-programme>

⁷ https://qzss.go.jp/en/overview/services/sv01_what.html

2.2. Sistemas y marcos de referencia

Durante la última década del siglo XX e inicios del siglo XXI, los grandes avances realizados a través de los GNSS han establecido las bases para poder abordar algunas interrogantes acerca del comportamiento de diversos fenómenos que ocurren en el planeta, ya que permiten el posicionamiento de puntos sobre la superficie terrestre con un alto grado de precisión. En la determinación de posiciones de puntos sobre la Tierra, a partir de observaciones por satélite, por lo menos hay tres diferentes sistemas coordinados por considerar. El sistema de coordenadas de referencia del satélite, en el cual se presentan las posiciones de los satélites al momento en que se observan, mismas que se especifican en relación con el espacio. Este es un sistema rectangular tridimensional, el cual está dado por las órbitas de los satélites. Así, las posiciones de los satélites se transforman a un sistema coordinado geocéntrico rectangular tridimensional que físicamente está relacionado con la Tierra a través de ciertos parámetros (ángulo de inclinación, argumento del perigeo, ascensión recta del nodo ascendente y el ángulo horario de Greenwich del equinoccio vernal) que se conocen en tiempo real para cada satélite con base en modelos matemáticos predictivos de las órbitas. Como resultado de las observaciones GPS, se determinan las posiciones de puntos en la Tierra en este sistema coordinado. Por último, las coordenadas geocéntricas se transforman al sistema coordinado geodésico que se usa más comúnmente y que está orientado localmente (Wolf y Ghilani, 2008).

Mientras que un sistema de referencia es una abstracción matemática, su realización práctica o materialización a través de observaciones geodésicas se conoce como marco de referencia, formado por coordenadas cartesianas y velocidades de una serie de estaciones (localizadas en la superficie terrestre) calculadas de forma precisa a través de técnicas geodésicas de observación espacial (VLBI, SLR, LLR, GPS y DORIS). La versión convencional del ITRS es el Marco de Referencia Terrestre Internacional (ITRF). Así, en términos modernos, un conjunto o red de estaciones con coordenadas bien determinadas constituye o representan una realización de un Marco de Referencia Terrestre (TRF, Terrestrial Reference Frame).

Las redes geodésicas están formadas por un conjunto de puntos en la superficie terrestre, llamados vértices geodésicos, de los cuales, en la mayoría de los casos (generalmente en redes de operación continua), se conocen sus coordenadas y velocidades con gran precisión. Estas se establecen con la finalidad de dar apoyo como marcos de referencia para diversas actividades de un país, como por ejemplo la RGNA (INEGI, 2020), RAMSAC (Herrada et al., 2010; Souto, 2014), REGME⁸, así como en el continente, como la red SIRGAS-CON (SIRGAS-CON)⁹, o a nivel global como la red del IGS¹⁰, en áreas tales como la geodesia, geofísica, cartografía, topografía, minería, geología. Así mismo, se han establecido redes geodésicas de operación continua orientadas al estudio de fenómenos específicos que son de interés para ciertas regiones del mundo, como la REGNOM¹¹ (REGNOM, 2020), TLALOCNet (Cabral-Cano et al., 2018), HoustonNet (Agudelo et al., 2020); REGJAL (Cabanillas-Zavala et al., 2019); la red geodésica de Pingtung, Taiwan, (Hou et al., 2005; Tran y Wang, 2020), por mencionar algunas.

Existen diferentes marcos de referencia que se han realizado conforme a las necesidades de un país o proyecto, los cuales pueden ser internacionales, nacionales o regionales. Por un lado se encuentran los marcos de referencia globales; el Sistema de Referencia Terrestre Internacional convencional, que se materializa a través de las coordenadas cartesianas tridimensionales de una serie de estaciones distribuidas por todo el mundo en ese sistema de referencia, constituye el ITRF, establecido y mantenido por el IERS¹², el cual ha tenido diferentes soluciones desde 1984 (Furones, 2011), hasta recientemente la 2014 (Altamimi et al., 2016), estas soluciones difieren unas de otras debido a la incorporación constante de nuevas estaciones, nuevas observaciones en las estaciones ya existentes, mejora en la precisión de las mismas o nuevos métodos de procesamiento.

Generalmente las coordenadas de las estaciones se obtienen respecto a un marco de referencia global (como el ITRF o el WGS84). No obstante, los desplazamientos de las estaciones por lo general son afectadas por la deriva y rotación a largo plazo de las placas tectónicas, lo cual

⁸ http://www.geoportaligm.gob.ec/wordpress/?page_id=207

⁹ <http://www.sirgas.org/en/>

¹⁰ <https://www.igs.org/network/>

¹¹ <http://regnom.cicese.mx/>

¹² https://www.iers.org/IERS/EN/Home/home_node.html

hace difícil la interpretación de los resultados desde una perspectiva geofísica a escala regional o local (Garate et al., 2015; Wang et al., 2020), ya que estos podrían estar afectados por los movimientos de la misma placa (Wang et al., 2018). Debido a esto, el marco de referencia adoptado por cada organización o investigador es de suma importancia a la hora de estudiar fenómenos regionales. Así, los marcos de referencia regionales son redes más densas de estaciones geodésicas que cubren áreas continentales, como por ejemplo el Marco de Referencia Europeo Terrestre (EUREF), el marco de referencia de SIRGAS en América, el Marco de Referencia de Asia y el Pacífico (APREF) y el Marco de Referencia Africano (AFREF), por mencionar algunos. Al igual que un marco de referencia internacional, como el ITRF, los marcos de referencia regionales se definen mediante las coordenadas y velocidades de las estaciones. No obstante, las velocidades del sitio en un marco de referencia regional pueden darse con respecto a la placa tectónica dominante donde se encuentra el marco (Herring et al., 2018b) y no una condición de No Net Rotation (NNR), lo cual minimiza las velocidades del sitio (Block et al., 2017). De esta manera, para el estudio de fenómenos regionales en los que es necesario aislar y analizar los desplazamientos puramente del fenómeno en cuestión, se utiliza con regularidad los marcos regionales o placas fijas, donde se efectúa una transformación de similitud o de Helmert para producir una transformación sin distorsiones de las coordenadas ECEF-XYZ entre los dos marcos de referencia (Kearns et al., 2019), la cual emplea 7 parámetros para trasladar puntos de un marco tridimensional a otro, estos parámetros son 3 componentes de traslación, un factor de escala y 3 ángulos de rotación.

Diversos estudios enfocados a la determinación de la deformación de la superficie de la Tierra han demostrado que, a través del desarrollo de un marco de referencia regional o local, consistente y estable es posible interpretar con precisión la deformación del suelo debido a diversos factores naturales y antropogénicos. Así, en la porción estable de la placa de Caribe se estableció un marco de referencia regional (CARIB18) a través de 18 estaciones GPS de operación continua como referencia, con una estabilidad de aproximadamente 0.7 mm/año en la dirección horizontal y 0.9 mm/año en la dirección vertical, esto con la finalidad de monitorear los peligros geológicos en la región del Caribe (Wang et al., 2019), mostrando diferencias mayores que 8 mm/año en el cálculo de la velocidad (dirección EW) de una misma estación en dos marcos de referencia distintos (IGS14 y CARIB18); en la región de

Houston, Texas, Estados Unidos, se estableció un marco de referencia local (Houston16), con una estabilidad aproximadamente del nivel de 1 mm/año, para el monitoreo de la subsidencia y fallas en el área metropolitana (Kearns et al., 2019), donde se estiman las velocidades de algunos sitios considerando tres diferentes marcos de referencia (IGS08, NAD83 y Houston16), obteniendo diferencias de hasta 12 mm/año entre el IGS08 y Houston16; en la región del Golfo de México se estableció un marco de referencia regional (GOM20) para delinear el hundimiento urbano rápido, así como las fallas y el aumento del nivel del mar, con el cual se han obtenido las velocidades de 55 estaciones de referencia en diferentes marcos (IGS14, NAD83, GOM20), presentando diferencias de hasta 10 mm/año en algunas de ellas. Este marco de referencia se estableció con una estabilidad de aproximadamente 0.3 mm/año en la dirección horizontal y 0.5 mm/año en la dirección vertical (Wang et al., 2020).

Así mismo, diversos estudios que caracterizan el comportamiento de fenómenos geodinámicos y/o geológicos se apoyan con el establecimiento de placas tectónicas estables como marco de referencia para la caracterización de los desplazamientos propios de fenómenos regionales (Márquez-Azúa y DeMets, 2003; Walpersdorf et al., 2018). Sharma et al. (2021) estudian el proceso tectónico y la deformación de una región del Himalaya occidental, así como de la placa India utilizando distintas estrategias para el análisis de las velocidades y deformación, donde se comparan las direcciones y tasas de desplazamiento a través de un marco de referencia y considerando la placa de India como fija, utilizando distintos sitios del IGS como estables, lo que muestra una variación en velocidad y dirección utilizando diferentes estaciones y/o marcos de referencia. Borque et al. (2019) determinan un campo de velocidad residual de la zona de cizallamiento bético oriental con respecto a Eurasia estable obtenidas de la red GPS del Bajo Segura (SE España). En este caso específico postulan que el uso de marcos de referencia alternativos para obtener velocidades residuales no cambiará significativamente el patrón de deformación general del área de estudio debido a que se trata de una red local (menos de 70 km de largo), y tal cambio afecta de manera homogénea a todos los vectores de desplazamiento de la red. Mora-Páez et al. (2019) determinan un campo de velocidades relativo a la placa de Sudamérica, donde se localiza el Bloque Norte Andino, en el noroeste de Sudamérica y el suroeste del Caribe, basado en 60 estaciones de referencia GPS de funcionamiento continuo en Colombia, Panamá, Ecuador y

Venezuela, lo cual permitió estimar con mayor precisión los movimientos de este bloque comparado con estudios previos (Nocquet et al., 2014; Pérez et al., 2018) que utilizaban un menor número de estaciones.

2.3. Geodinámica

La idea de que los continentes van a la deriva por la superficie de la Tierra se introdujo a principios del siglo XX, la cual es actualmente respaldada principalmente por una gran cantidad de estudios geofísicos y geodésicos (sísmicos, magnéticos, gravimétricos, de GPS, entre otros), así mismo, un gran número de evidencias geológicas, paleontológicas y paleoclimáticas apoyan esta idea de la deriva continental planteada desde 1915 por Alfred Wegener, lo que hoy en día se conoce como tectónica de placas. Uno de los principales fundamentos de esta teoría es que las placas se mueven como unidades coherentes en relación con todas las demás placas, lo cual se refleja ampliamente con la sismicidad localizada en los principales límites tectónicos (transformantes, convergentes y divergentes), así como en los patrones de anomalías magnéticas oceánicas, lo que revela un movimiento a largo plazo entre placas vecinas. Este movimiento relativo entre placas se describe principalmente manteniendo una placa fija y moviendo la otra con respecto a ella (Tarbuck y Lutgens, 2005; Lowrie, 2007).

Los límites transformantes han jugado un papel clave en la determinación de los movimientos de las placas, así, se suponía que la extensión y la subducción eran perpendiculares al rumbo de una dorsal o trinchera, lo cual no es necesariamente cierto, ya que estos márgenes pueden presentar una componente oblicua a lo largo de su dirección principal. Por otro lado, el movimiento relativo entre placas adyacentes debe ser paralelo al rumbo de una falla transformante compartida (Figura 3), ya que la litosfera no se crea ni se destruye en un margen conservador.

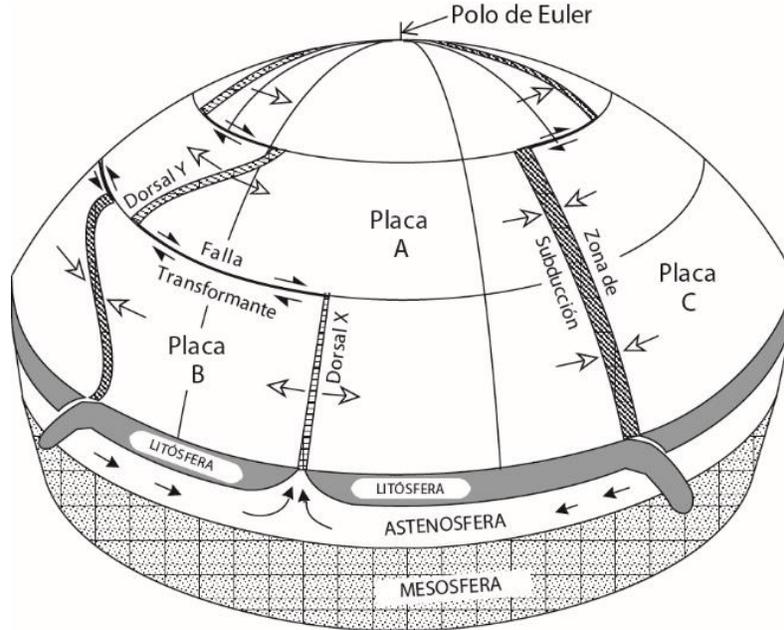


Figura 3. Modelo esquemático que ilustra los tipos de margen de placa y los movimientos relativos de placas tectónicas (Lowrie, 2007).

Este movimiento rígido de un bloque o placa tectónica en una Tierra esférica se puede describir mediante la rotación alrededor de un eje que pasa por el centro de la Tierra, el cual se conoce como polo de Euler, donde todos los desplazamientos relativos de las placas pueden ser descritos y reproducidos mediante sus tasas de rotación especificado por el vector de Euler $(\omega_x, \omega_y, \omega_z)$, donde $\omega_x, \omega_y, \omega_z$ son las tasas de rotación alrededor del eje X, Y y Z, respectivamente (Kendrick et al., 2003; DeMets et al., 2010; Gouarzi et al., 2014; Beavan et al., 2016). Algunos estudios han demostrado que las fallas o límites transformantes se pueden utilizar para la localización del polo de rotación de Euler para dos placas (ver Lowrie, 2007).

Pietrantonio et al. (2016) por ejemplo, utilizan una solución combinada de velocidad GPS para inferir las tasas actuales de desplazamiento a través de las características tectónicas principales en un área que cubre desde Egipto hasta medio oriente, una región dominada por el movimiento relativo de 3 placas principales. En este estudio se calculan los polos de Euler IGB08 para África, Arabia y Sinaí y los polos relativos que describen el movimiento Sinaí-

África y Arabia-África, donde se caracterizan los principales límites transformantes entre las placas de Sinaí y Arabia a lo largo de la falla del Mar Muerto y una separación entre Arabia y Sinaí-África altamente activa, con un movimiento relativo de aproximadamente 6 mm/año en la dirección del Mar Rojo. Además, consideraron 3 perfiles GPS, con los cuales se puede resaltar los resultados de los modelos empleados, evidenciando las componentes de extensión contra el movimiento lateral, como se ha demostrado en Allmendinger et al. (2007), Weber et al. (2015), Zubovich et al. (2016). ArRajehi et al. (2010) estiman el movimiento, la deformación interna y la estabilidad de la placa Arábica con relación a las placas Nubia, Sinaí, Somalia, Eurasia e India derivando diversos vectores de Euler relativos, así como la tasa de dirección de extensión a través del Mar Rojo y la tasa de deslizamiento para la falla del Mar Muerto. Savage, (2018), utiliza la agrupación de vectores de Euler de velocidades GPS para definir las estructuras de bloques en el suroeste de Japón, obteniendo un modelo de 3 microplacas, idéntico al propuesto en el modelo de bloques de Wallace et al. (2009), a pesar de la presencia de una deformación intersísmica significativa en los datos.

De igual manera, en los países o zonas donde se cuenta con redes geodésicas de operación continua es común calcular el campo de velocidad y el tensor de velocidad de deformación para describir las principales características de interacción entre bloques y límites tectónicos cuando se cuenta con datos suficientes, normalmente mayor a 2.5 años (Blewitt y Lavallée, 2002) y una geometría de estaciones que cubran el área de estudio. Garate et al. (2015), utilizan una red de 60 estaciones GPS de operación continua y estaciones EUREF/IGS en un periodo de 4 años, empleando diversas técnicas y programas de procesamiento para la estimación del campo de velocidad, además de las tasas de deformación actual de la corteza en la Península Ibérica y Marruecos, transformando las velocidades de un marco de referencia global a un marco de referencia regional para asegurar la consistencia e interpretación de las mismas, ya que estos presentan diferencias de velocidades y direcciones de desplazamiento mayores a 10 mm/año en las estaciones entre ambos marcos. Yue et al. (2018) a través de datos de estaciones GPS de 1999-2016 realizan un estudio del campo de velocidad en China para obtener los parámetros de deformación en cada bloque de la Región de Sichuan-Yunnan y establecer un modelo dinámico sobre la variación de los campos de tasas de deformación y la expansión de la superficie en esta área. Esto a través de un marco de referencia global, aunque estos parámetros de deformación se basan en campos de

velocidad que son independientes del marco de referencia seleccionado. Staller et al. (2018) determinan el campo de velocidad a través de una red de 33 estaciones de monitoreo continuo, en el periodo de 2008-2014, con el fin de caracterizar el movimiento y la deformación horizontal de la corteza en Ecuador. La determinación de la distribución de velocidad y deformación, producto de las principales fallas y bloques tectónicos se realiza a través del marco de referencia de Sudamérica fijo, con el cual se obtienen resultados consistentes con estudios previos, comparándolos con los de 7 estaciones de un estudio de Nocquet et al. (2014) y con las velocidades del modelo VEMOS (Sánchez y Drewes, 2016), obteniendo diferencias promedio de 1.4 mm/año.

Por otro lado, estudios que caracterizan la dinámica de las placas tectónicas en zonas de subducción muestran una relación entre las direcciones de las velocidades de las estaciones en la parte continental con la dirección que presentan las placas oceánicas subductantes, principalmente cuando la caracterización de las velocidades continentales se realiza considerando un marco de referencia regional o de placa fijo (Miller et al., 2001; McCaffrey, 2009; Nocquet et al., 2014; Sánchez y Drewes, 2016; Staller et al., 2018). Sánchez y Drewes, (2020), por ejemplo, calculan un modelo de deformación para toda la región de América Latina y el Caribe basado en un conjunto de 515 velocidades de estaciones geodésicas, inferidas a partir de observaciones GNSS obtenidas de enero 2014 a enero 2017. Se utiliza la placa del caribe para predecir las velocidades de México, América Central y el Caribe, mientras que la placa Sudamericana se utiliza en Sudamérica. Para la región del Caribe, la dirección que presenta la parte continental coincide con la dirección de subducción en esa región, mientras que, para la región de México, la dirección predicha presenta un sentido perpendicular a la dirección de subducción. Por otro lado, las velocidades calculadas para la región de Sudamérica se ajustan a la dirección de subducción que presenta la Placa de Nazca, principalmente en las zonas donde se presenta la ausencia de grandes sismos. Lo que concuerda con las velocidades estimadas por Blewitt et al. (2018) para nuestra zona de estudio.

2.3.1. Geodinámica del Bloque Jalisco

En la zona del BJ, una de las investigaciones que caracteriza parte de la geodinámica del BJ se realizó a través de una red de 12 estaciones GPS entre 1998-2001. En este trabajo Selvans et al. (2011) estudiaron el movimiento tectónico y la deformación intersísmica en el área de Jalisco con respecto a la Placa Norteamericana, además, describen una rápida deformación postsísmica transitoria después del sismo de 1995 de magnitud Mw 8.0. Determinan una dirección y magnitud de movimiento constante del BJ con respecto a Norteamérica de 2 mm/año al suroeste, lo que atribuyen al movimiento tectónico. Mientras que para 1998-1999 se reportan cantidades variables de movimiento postsísmico de las estaciones con respecto a Norteamérica que van de 0 a 20 mm/año, todas en dirección sureste/suroeste. Así mismo, utilizan una estación como referencia (TAPA) cercana al punto triple de Guadalajara para calcular las velocidades de las estaciones, no obstante, no se aprecia ningún movimiento significativo dentro del BJ. En cambio, se observa un movimiento hacia el este de 8 mm/año y hacia el norte de 7 mm/año para una estación ubicada en el rift de Colima con respecto a TAPA. De manera similar la estación LIM2 describe una tasa de apertura a través del medio graben de Tepic-Zacoalco a un máximo de 5 mm/año al este y 6 mm/año al norte. Los resultados de este estudio confirman que el movimiento relativo entre el Bloque de Jalisco y Norteamérica es pequeño en comparación con las tasas relativas de movimiento en los límites de las placas cercanas.

Por otro lado, el Laboratorio Geodésico de Nevada (NGL, por sus siglas en inglés)¹³, a través de la red geodésica MAGNET realiza el cálculo de las velocidades de estaciones de operación continua de redes geodésicas disponibles, las cuales se presentan en un marco de referencia global (IGS14) y en un marco de referencia de placa fija, donde las series de tiempo del componente horizontal tienen las tendencias de movimiento de placa predichas eliminadas para que el movimiento representado sea con respecto a esa placa (Wang et al., 2020; Wang et al., 2018). Además, las series de tiempo consideran sismos mayores que $M > 6.9$ que hayan ocurrido cerca de las estaciones para obtener un modelo que describa mejor la serie de tiempo (Blewitt et al., 2018). En la Figura 4 y Figura 5 se muestran las velocidades de las estaciones

¹³ http://geodesy.unr.edu/NGLStationPages/gpsnetmap/GPSNetMap_MAG.html

que se ubican dentro y en los márgenes del BJ, las cuales se encuentran en los marcos de referencia mencionados anteriormente.

Los vectores de velocidad referidos al marco de referencia IGS14 (Figura 4) muestran direcciones con sentido preferencial al noroeste y suroeste, lo cual podría estar asociado a los movimientos propios de la placa (Garate et al., 2015; Wang et al., 2018; Wang et al., 2020), presentando velocidades de hasta 15.37 y -10.85 mm/años en las componentes norte y este respectivamente de la estación K. Por otro lado, los vectores de velocidad calculados considerando la Placa Norteamericana como referencia presentan direcciones preferenciales en sentido norte-noreste en la mayoría de las estaciones (Figura 5), lo que concuerda con los resultados obtenidos por Cosenza-Murales et al. (2021b). Así mismo, los vectores de desplazamiento de las estaciones de la zona sur-sureste presentan una mayor magnitud (10.96 y 4.16 mm/año en la componente norte y este respectivamente) que en la zona norte-noroeste (5.50 y 0.94 mm/año en la componente norte y este respectivamente).

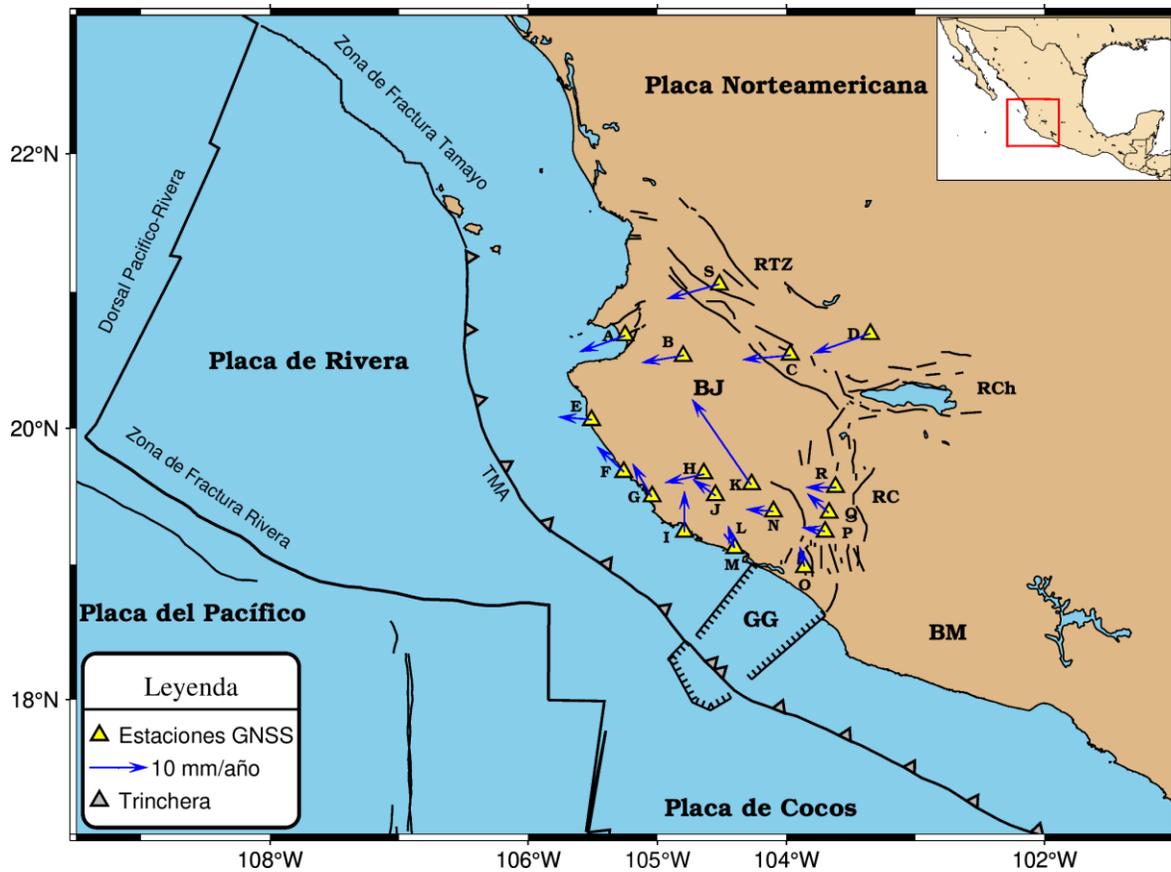


Figura 4. Velocidades estimadas por Blewitt et al. (2018) a través del marco de referencia IGS14. BJ: Bloque de Jalisco, BM: Bloque de Michoacán, RC: Rift de Colima, RTZ: Rift de Tepic-Zacoalco, RCh: Rift de Chapala, GG: Graben el Gordo, TMA: Trinchera Mesoamericana. Las estaciones se identifican con el nombre de las letras. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

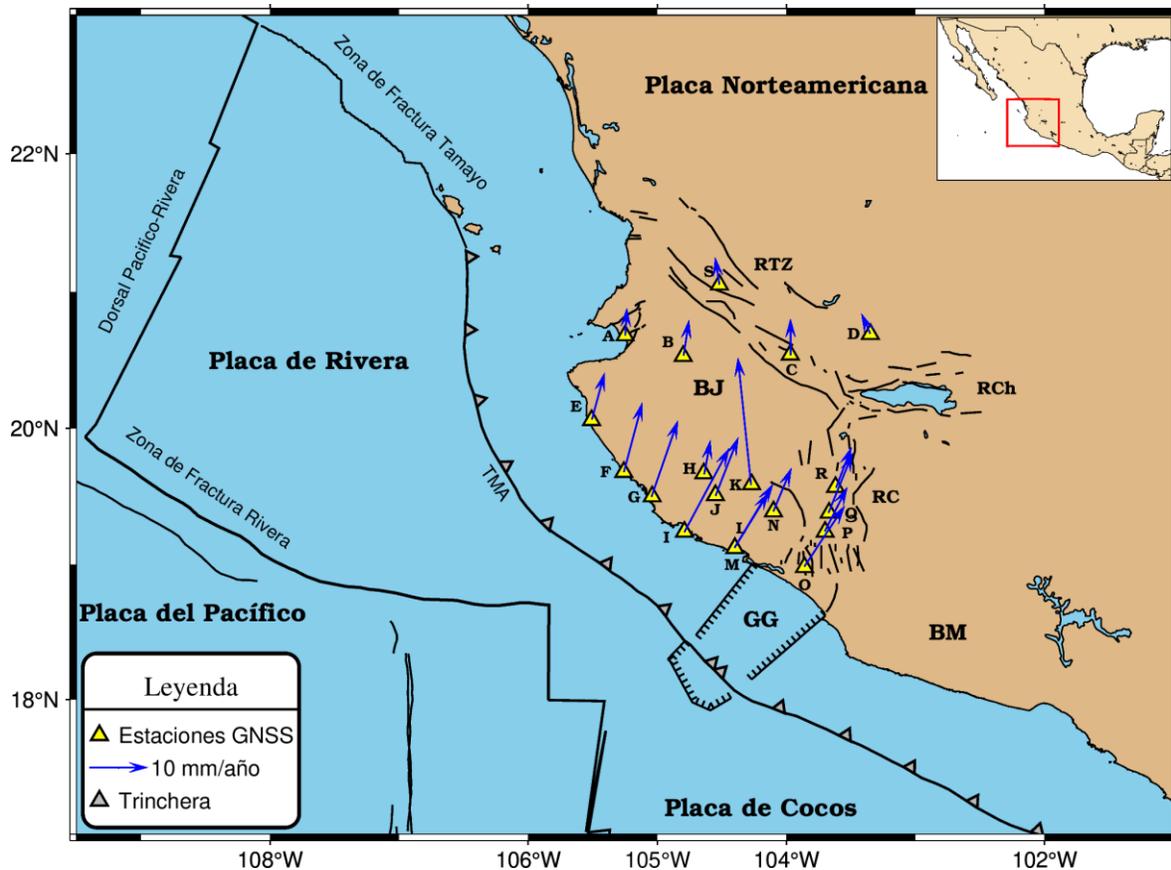


Figura 5. Velocidades estimadas por Blewitt et al. (2018) con respecto a la Placa Norteamericana. BJ: Bloque de Jalisco, BM: Bloque de Michoacán, RC: Rift de Colima, RTZ: Rift de Tepic-Zacoalco, RCh: Rift de Chapala, GG: Graben el Gordo, TMA: Trinchera Mesoamericana. Las estaciones se identifican con el nombre de las letras El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

2.4. Ciclo sísmico

Los sismos son movimientos bruscos (en la mayoría de los casos) que se generan en el interior de la Tierra causados principalmente por la liberación repentina de energía acumulada durante un largo periodo de tiempo y que se propaga en forma de ondas en todas direcciones. Generalmente los movimientos producidos por los sismos son imperceptibles por la mayoría de las personas, pero en ocasiones se presenta una liberación de energía de mayor magnitud, capaz de producir daños considerables a la infraestructura urbana.

La mayoría de los sismos producidos en el mundo son causados principalmente por la interacción de las placas tectónicas, no obstante, existen diferentes fuentes generadoras, en las que, dependiendo de diversos factores, será su magnitud. Algunas causas de esto puede ser el vulcanismo (Zamora-Camacho et al., 2020; Pérez et al., 2020), deslizamientos de tierras (Lin et al., 2015; Provost et al., 2018), explosiones atómicas, así como sismicidad producida por el hombre en trabajos de minería, la extracción de energía geotermal, rellenar un embalse con agua, inyectar residuos líquidos, en la extracción de gas de esquisto mediante fracturación hidráulica (más conocida como fracking), así como la actividad de los métodos convencionales de extracción de petróleo.

Un modelo simple del comportamiento de las placas tectónicas o ciclo sísmico es el propuesto por el geofísico H. F. Reid con base en observaciones de los efectos del sismo de 1906 de San Francisco, conocido también como rebote elástico, el cual puede expresarse a través del comportamiento de los esfuerzos aplicados sobre una roca, donde, dependiendo de la densidad y condiciones tales como presión y temperatura, puede comportarse de forma “elástica”. Así, si se aplica tensión por un periodo prolongado de tiempo, la deformación puede llegar a ser permanente (el material responderá de manera elástica), mientras que, si el esfuerzo es demasiado grande, puede llegar a producirse una falla (esto estará en dependencia de la fuerza y el periodo de tiempo que se aplique esta), es así como generalmente se produce la liberación de energía de manera súbita y un posterior reacomodo de grandes masas de roca.

De esta manera, el ciclo sísmico se define como un proceso de acumulación y liberación de energía de deformación en la corteza terrestre, que define ciclos no regulares entre eventos que producen liberación de energía (sismos). Las etapas de este ciclo se caracterizan en tres periodos principales: (1) en la etapa intersísmica se acumula deformación y esfuerzos en la corteza (acumulación de energía), así mismo, en este período las deformaciones pueden ser permanentes, por ejemplo, alzamiento o acortamiento de la corteza continental. Esta etapa se caracteriza por una ausencia de sismos de gran magnitud ya que se está acumulando la energía que se liberará; (2) la etapa cosísmica consiste en la liberación de energía de deformación (sismo o evento asísmico) acumulada durante el periodo de deformación intersísmico. La mayoría de las veces esta energía acumulada durante decenas a cientos de años se libera en tan solo unos minutos, por ejemplo, el sismo de Maule Mw 8.8 del 2010 en

Chile (Rietbrock et al., 2012; Bedford et al., 2013), o el de Tohoku-Oki (Mw 9.0) del 2011 en Japón (Wang et al., 2019). Sin embargo, hay zonas en que la energía se libera de manera más lenta, y su duración varia de días a años (Kostoglodov et al., 2003), lo que se conoce como sismos lentos, teniendo magnitudes equivalentes a Mw 6 a 7. Estos son imperceptibles al ser humano y sólo pueden ser medidos usando instrumentos geodésicos, con los cuales se obtienen las series de tiempo de las posiciones para medir la deformación independientemente de las ondas radiales, y por lo tanto pueden brindar una visión más completa del deslizamiento de fallas (Gualandi et al., 2020); (3) la etapa postsísmica, se caracteriza por producirse la relajación de material (viscoso) debido al aumento abrupto de esfuerzos por la ocurrencia del sismo. Generalmente este efecto depende del tiempo transcurrido, y la mayor parte del material que se relaja es en la parte superior del manto.

Con base a la suposición de que existe una zona acoplada durante el periodo intersísmico, es que los datos geodésicos son clave para su estudio, pues con ellos se puede delimitar cuales son las regiones donde no se está produciendo deslizamiento y por tanto delimitar zonas propensas a generar grandes eventos sísmicos (Novoa Lizama, 2015).

Por un lado, algunos estudios han caracterizado el comportamiento del ciclo sísmico a través de diversos enfoques, Sieh et al. (2008) analizando registros de cambios relativos en el nivel del mar, extraídos de los corales de la isla de Mentawai, Sumatra, exponen secuencias de grandes sismos ocurridos cada dos siglos durante al menos los últimos 700 años, donde el sismo de magnitud 8.4 de septiembre de 2007 representa el primer evento analizado y relacionado de esta serie estimada. Vladimirova et al. (2020) analizaron 9 años de observaciones GPS continuas sobre la región de las Islas Kuriles-Kamchatka con relación a la Placa Norteamericana, las cuales permitieron revelar los patrones de deformación de la litosfera en la zona de subducción de Kuril y caracterizar parte del ciclo sísmico de esta zona. Se modela la liberación de tensión cosísmica y la relajación de tensión postsísmica relacionada con los sismos de Simushir de 2006–2007, con lo cual se demuestra que la duración del periodo postsísmico después del evento del 2006 supera los 10 años. Así mismo, realizan un ajuste de la serie de tiempo de los desplazamientos de GPS con funciones lineales a intervalos de 1 año, lo que permitió estudiar las variaciones espacio-temporales de las tasas y direcciones de los movimientos de la superficie después de los sismos mencionados,

revelando movimientos multidireccionales que indican una etapa diferente del ciclo sísmico en los segmentos del arco Kuril (Lobkovsky et al. 2017). Su et al. (2020) utilizan datos de la red de observación del movimiento de la corteza de China en la región del Tíbet y datos de estaciones continuas en Nepal para estimar la deformación postsísmica del sismo del 25 de abril del 2015 en Nepal, de magnitud Ms 8.1, en el margen sísmico del cinturón montañoso del Himalaya utilizando observaciones GPS. Se utilizan tres modelos de deformación postsísmica, un modelo logarítmico, un modelo exponencial y una combinación integrada, para ajustar la deformación postsísmica GPS, observando una deformación de -36.10 mm en la dirección este-oeste y -99.70 mm en la dirección norte-sur en una estación después de dos años del sismo. Metzger et al. (2020), a través de series de tiempo de datos GNSS del 2013-2015 de densos perfiles GNSS (21 vértices colocados a ~15-20 km) en el extremo noroeste de la zona de colisión India-Asia determinaron velocidades intersísmicas constantes de hasta 17 mm/año de la corteza superior del Pamir. Así mismo, utilizando mediciones de campaña del año 2016, se ha observado un deslizamiento dextral de corta duración de la falla Darvaz, que se interpreta como un efecto desencadenado por el sismo de 2015, M=7.2 Sarez Pamir central. El experimento se realizó utilizando 24 estaciones de referencia de la red del IGS utilizando el marco de referencia fijo euroasiático (Altamimi et al., 2017), con lo cual se representaron las tasas de los desplazamientos reales de las estaciones.

Por otro lado, los eventos de deslizamiento lento han ocurrido en algunas zonas de subducción como en Nueva Zelanda (Douglas et al., 2005; Wallace y Beavan, 2006) y México, principalmente en la zona de Guerrero, donde se han realizado estudios a través de estaciones GPS permanentes para caracterizar este tipo de eventos, como el de 2001-2002 en la brecha de Guerrero con una duración de 6 a 7 meses y una magnitud de momento equivalente de Mw ~ 7.5 (Kostoglodov et al., 2003), con desplazamientos medio de ~ 10 cm, o el evento detectado en el 2006 en la misma zona (Larson et al., 2007), con una duración y magnitud igual al anterior, en el que se produjeron desplazamientos horizontales de casi 6 cm a la dirección opuesta a la registrada intersísmicamente. Este comportamiento se duplicó en ambos periodos, además de que las velocidades de las estaciones presentaban una tendencia preferente hacia el noreste, y posteriormente cambiaron su dirección hacia el suroeste, en el caso de Kostoglodov et al. (2003). En el caso de Larson et al. (2007), dos estaciones que se encontraban en el centro presentaron el mismo comportamiento, en

contraste con el movimiento hacia el sureste en los sitios costeros. Ambos casos considerando como referencia una estación en la Placa Norteamericana como fija.

2.4.1. Ciclo sísmico en el Bloque de Jalisco

Algunos estudios del ciclo sísmico realizados en el BJ han caracterizado los desplazamientos ocurridos en esta zona, principalmente debido a los sismos ocurridos el 9 de octubre de 1995 y el del 22 de enero del 2003, de magnitud Mw 8.0 y 7.2 respectivamente. Hutton et al. (2001) analizan datos de estaciones permanentes y continuas de GPS en el BJ entre 1995-1999, y obtienen velocidades variables de movimiento postsísmico para 1998-1999 con respecto a la Placa Norteamericana de 0 a 20 mm/año, con direcciones hacia el sureste o suroeste.

Melbourne et al. (2002) estudiaron el desplazamiento postsísmico del sismo Mw 8.0 de 1995 en las costas de Jalisco a través de una red de estaciones GPS 6 meses antes y 6 días después del evento. Observaron el comportamiento de una estación costera que mostró 8.0 cm de hundimiento en Manzanillo, de acuerdo con las estimaciones de mareas que suponen una acumulación de deformación insignificante durante los 6 meses previos al choque principal. El movimiento horizontal durante este tiempo midió 50 cm al suroeste con un acimut de 213° , mientras que las soluciones de GPS continuas desde el día 6 posterior al sismo hasta el día 15 indican un levantamiento vertical adicional de 4.5 cm y una extensión continua de 4.2 cm hacia el suroeste en casi el mismo azimut (218°), lo que indica una desaceleración de la deformación postsísmica con el tiempo.

Schmitt et al. (2007) utilizan mediciones de 27 sitios GPS y una red sísmica local de período corto para modelar la deformación intersísmica y postsísmica del sismo del 22 de enero del 2003 en Tecomán. Determinan un desplazamiento postsísmico de hasta 127 mm, con una dirección suroeste de 34° durante el sismo, y durante el primer año después del sismo se observan desplazamientos adicionales de hasta 50 mm en una dirección similar (suroeste 27°) de una estación costera.

Brudzinski et al. (2016) utilizan datos sísmicos y GPS de la costa suroeste de México, donde subducen las placas de Rivera y Cocos para investigar la relación potencial entre sismos y deslizamientos transitorios a lo largo de los 200 km más al oeste de la zona de subducción de México a partir de la serie de tiempo de posición de 19 sitios GPS continuos. A diferencia

de los eventos de deslizamiento lento registrados en la interfaz de subducción de la placa Cocos, los eventos de deslizamiento lento debajo del oeste de México tienen amplitudes pequeñas y se registran en relativamente pocas estaciones, en su mayoría costeras. Lo cual puede deberse a la caída más pronunciada, lo que provoca una zona más estrecha donde se cumplen las condiciones para un deslizamiento lento. No obstante, los resultados geodésicos son demasiado confusos como para poder describir las series de tiempo típicas de GPS.

Cosenza-Murales et al. (2021b) derivan velocidades intersísmicas corregidas por los efectos cosísmicos y postsísmicos de los sismos de Colima-Jalisco de 1995 Mw 8.0 y Tecomán de 2003 Mw 7.5 a través de la inversión de ~25 años de mediciones de GPS de campaña y continuas en 62 sitios en el suroeste de México, con lo cual estiman la magnitud y distribución del bloqueo intersísmico a lo largo de los ~500 km al norte de la zona de subducción de México.

DeMets et al. (1995) por otro lado, mencionan que, desde que ocurrió el sismo de Mw 8.2 en la zona de subducción de la placa de Rivera, esta zona se ha comportado relativamente asísmica, lo que puede indicar dos cosas, que la falla de subducción está bloqueada y acumula tensión o se desliza libremente. Si la falla de subducción está bloqueada, existe la posibilidad de que en ~80 años vuelva a acumularse la misma tensión que fue liberada por el sismo de 1932 a la tasa de convergencia promedio de Rivera-Norteamérica de 30 mm/año (DeMets et al., 2010).

Una de las investigaciones de gran relevancia para el estudio de sismos de gran magnitud se realiza a través de un modelo numérico que simula el ciclo sísmico para zonas de subducción, donde se ha mostrado que un ángulo de subducción poco profundo para la placa oceánica que se hunde y una capa gruesa de sedimentos en la trinchera donde se encuentra con la placa continental fueron los factores más importantes para crear una gran zona de ruptura, lo que ha llevado a la ocurrencia de grandes sismos de subducción, mientras que la tasa de subducción tiene un efecto insignificante para dicho modelo (Waldron, 2020; Muldashev y Sobolev, 2020). Así, la zona de subducción de una porción de la placa de Cocos, que colinda a su vez con la placa de Rivera y el BJ se clasifica, según Muldashev y Sobolev, (2020) como una de las zonas con alto potencial para producir sismos mayores a Mw 9.0 (Figura 6).

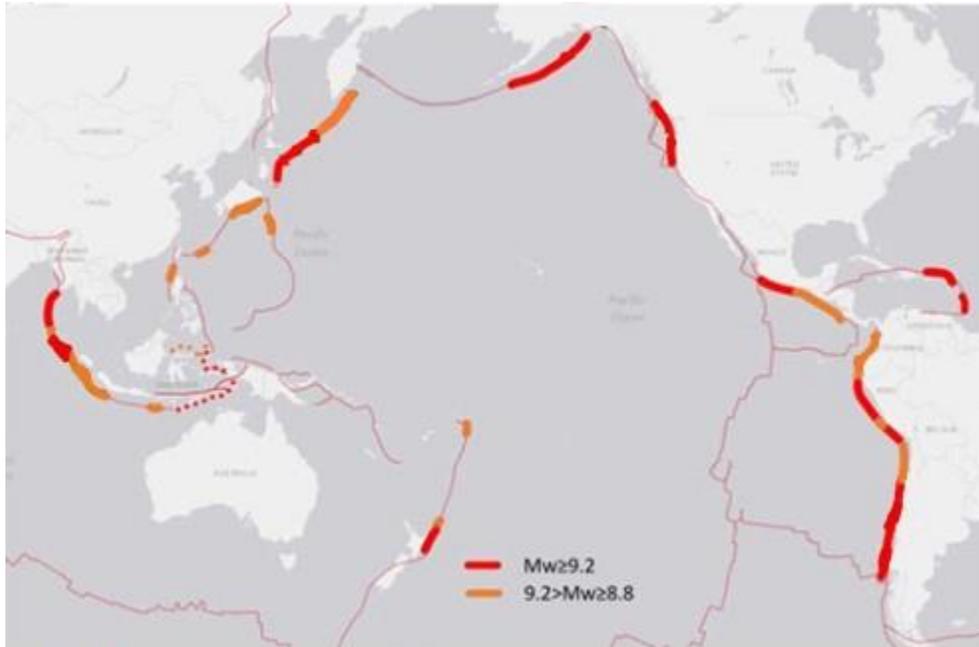


Figura 6. Zonas del occidente de México con alto potencial para producir sismos de magnitud mayor a Mw 9.0. Modificada de Muldashev y Sobolev (2020).

2.5. Análisis de calidad de las observaciones GPS

En el análisis de una red geodésica de operación continua es necesario conocer las características de operatividad (tasa de muestreo, configuración de receptor, tipo de hardware y firmware), los tipos de redes (globales, regionales, locales), su diseño, así como su finalidad (por consiguiente, sus requisitos de precisión). Así, uno de los principales estudios a considerar para la utilización de datos de las redes geodésicas GNSS de operación continua es el análisis de la calidad de las observaciones generadas en las estaciones de control y de referencia, ya que estas son afectadas por diversos factores, tales como errores sistemáticos, centro de fase de la antena, errores de efemérides, saltos de ciclo, efecto multitrayectoria, efectos ionosféricos y troposféricos, ruido del receptor, entre otros (Vázquez et al., 2013; He et al., 2017; Kamatham, 2018; Siridhara y Ratnam, 2020), algunos de los cuales se analizan y caracterizan con programas como TEQC (por ejemplo, Souto, 2014; Kamatham, 2018; Bruyninx et al., 2019; Zuo et al., 2019) o Anubis G-Nut/ANUBIS (Vaclavovic y Dousa, 2015), ya que pueden degradar la precisión (Cole et al., 2020) y producir valores atípicos y rupturas en la serie de tiempo GNSS que conduce a una interpretación falsa o estimación errónea de los fenómenos geofísicos (He et al., 2017).

El análisis de la calidad de los datos las observaciones GPS/GNSS se efectúa principalmente a través de la evaluación de una serie de índices de calidad, tales como: la efectividad de las observaciones, la relación señal/ruido, saltos de ciclo, tiempo de observación y efecto multitrayectoria (Xiao et al., 2020), donde la principal fuente de error es este último (Dong et al., 2016; Kamatham, 2018), que consiste en el rebote de las señales en las superficies reflejantes antes de ser captadas por la antena receptora y es causado principalmente por el entorno reflejante, geometría y ángulo de elevación del satélite en relación con la antena receptora, tipo de antena, así como hardware/firmware del receptor (Ogaja y Satirapod, 2007; Lau y Cross, 2007; Montenbruck et al., 2017). Aunado a este, la relación señal/ruido es una de las causa de los errores específicos del sitio (ambientales e instrumentales) que tiene repercusión en la precisión de la posición (Kamatham, 2018), los cuales se obtienen a través de los archivos RINEX (Gurtner, 1994) en el procesamiento de calidad mediante el programa TEQC.

El efecto multitrayectoria puede ser mitigado mediante diferentes técnicas de filtrado (Sun et al., 2015; Lesouple et al., 2019; Siridhara y Ratnam, 2020) y estimado a través de los valores medios móviles RMS de la combinación lineal de pseudodistancia y fase portadora (Yedukondalu et al., 2012; Estey y Wier, 2014):

$$\begin{aligned}
 MP_{L1} &\cong \rho_{L1} - \frac{9529}{2329} \times \phi_{L1} + \frac{7200}{2329} \times \phi_{L2} + K1 \\
 MP_{L2} &\cong \rho_{L2} - \frac{11858}{2329} \times \phi_{L1} + \frac{9529}{2329} \times \phi_{L2} + K2
 \end{aligned} \tag{1}$$

donde ρ_{L1} y ρ_{L2} son pseudodistancias (en metros) en L1 y L2; ϕ_{L1} y ϕ_{L2} son medición de fase portadora (en metros). K_1 y K_2 son funciones de ambigüedades enteras desconocidas y ruido de medición, que se pueden suponer constantes si no hay deslizamiento de ciclo en los datos de fase de la portadora (Ge et al., 2000).

Los saltos de ciclo son una discontinuidad en la observable de fase portadora o pérdida en el seguimiento de la señal del satélite, y es causado por la pérdida temporal de la señal debido a la influencia de eventos atmosféricos repentinos, el ruido de la señal, la capacidad de los modelos de receptor para rastrear y mantener enlazada la señal del satélite y la baja elevación

del satélite (Seeber, 2003), los cuales se representan por cada 1000 observaciones (de acuerdo en el IGS) y se expresan como se muestra en la (Zuo et al., 2019; Xiao et al., 2020):

$$CSR = \frac{1000}{o / slps} \quad (2)$$

La efectividad de las observaciones se expresa en el porcentaje de las observaciones completas registradas en cada estación, respecto a la cantidad de observaciones posibles a captar en un día (Hernández-Andrade et al., 2020). Este resultado depende de las épocas de observación de la ventana de tiempo (un archivo de 24 horas con una tasa de muestreo de 15 segundos tiene 5760 épocas), el ángulo de elevación y la cantidad de satélites disponibles.

$$R = \frac{N_1}{N_0} \times 100 \quad (3)$$

donde N_1 es el número de observaciones recibidas y N_0 representa el número de observaciones posibles.

Relación señal/ruido (SNR) es un indicador que describe la capacidad de la señal del receptor GPS/GNSS para evaluar los errores específicos del sitio (ambientales e instrumentales) y reflejar su rendimiento de captura y seguimiento de la señal (Xiao et al., 2020). Según Zhang et al. (2017) los principales causantes de la variación de este índice son la potencia de la señal del satélite, la ganancia de la antena, el estado del receptor y el efecto multitrayectoria, además de que dichas variación tiene repercusiones en la precisión del posicionamiento (Ogaja y Satirapod, 2007; Kamatham, 2018). Según su clasificación numérica, la señal por encima de 40 dBHz se llama señal fuerte, mientras que la señal por debajo de 28 dBHz se llama señal débil (Xiao et al., 2020), y cuanto mayor sea la relación señal/ruido, mejor será la calidad de la señal observada (Zuo et al., 2019).

Ya que diversas estaciones de operación continua alrededor del mundo forman parte de las redes geodésicas de apoyo en la mayoría de los países, estas deben de contar con la mejor calidad en sus observaciones para poder fungir con tal propósito y poder ofrecer la mejor precisión de posicionamiento. Para tal efecto, el IGS recomienda, para la instalación de nuevas estaciones de operación continua, que estas cuenten con un número bajo de saltos de ciclo (<1 por cada 1000 observaciones), un número de multitrayectoria bajo (<0.3 m), así

como un seguimiento alto de los satélites para contar con un mayor número de observaciones registradas (>95%) de lo esperado (IGS, 2020). No obstante, diversas estaciones de apoyo pertenecientes a redes geodésicas nacionales e internacionales han presentado valores más elevados que los recomendados por este organismo (Hilla y Cline, 2004; Herrada et al., 2010; Vázquez et al., 2013; Souto, 2014; Üstün y Yalvaç, 2018; García-Armenteros, 2020).

2.6. Área de estudio

La zona de estudio se ubica en el occidente de México, dentro de la región de interacción entre las placas de Norteamérica, Cocos y Rivera (Figura 7), donde se ha propuesto la existencia de una unidad tectónica conocida como Bloque de Jalisco (Núñez-Cornú et al., 2016; Camacho y Alvarez, 2020). Ambas placas oceánicas, Rivera y Cocos, son fragmentos de la placa Farallón (Atwater y Stock, 1998) y subducen bajo una porción fragmentada de la Placa Norteamericana (Soto et al., 2009; Guevara et al., 2021) con ángulos de inmersión muy variables que explican la oblicuidad del Cinturón Volcánico Transmexicano (Gómez-Tuena et al., 2005), produciendo fallas inversas, resultantes de la flexión de estas placas durante la subducción, donde además se producen mega sismos que tienden a repetirse cada 50-100 años (Brudzinski et al., 2016) y que pudieran llegar a presentar una magnitud superior que $M_w > 9.0$ (Muldashev y Sobolev, 2020).

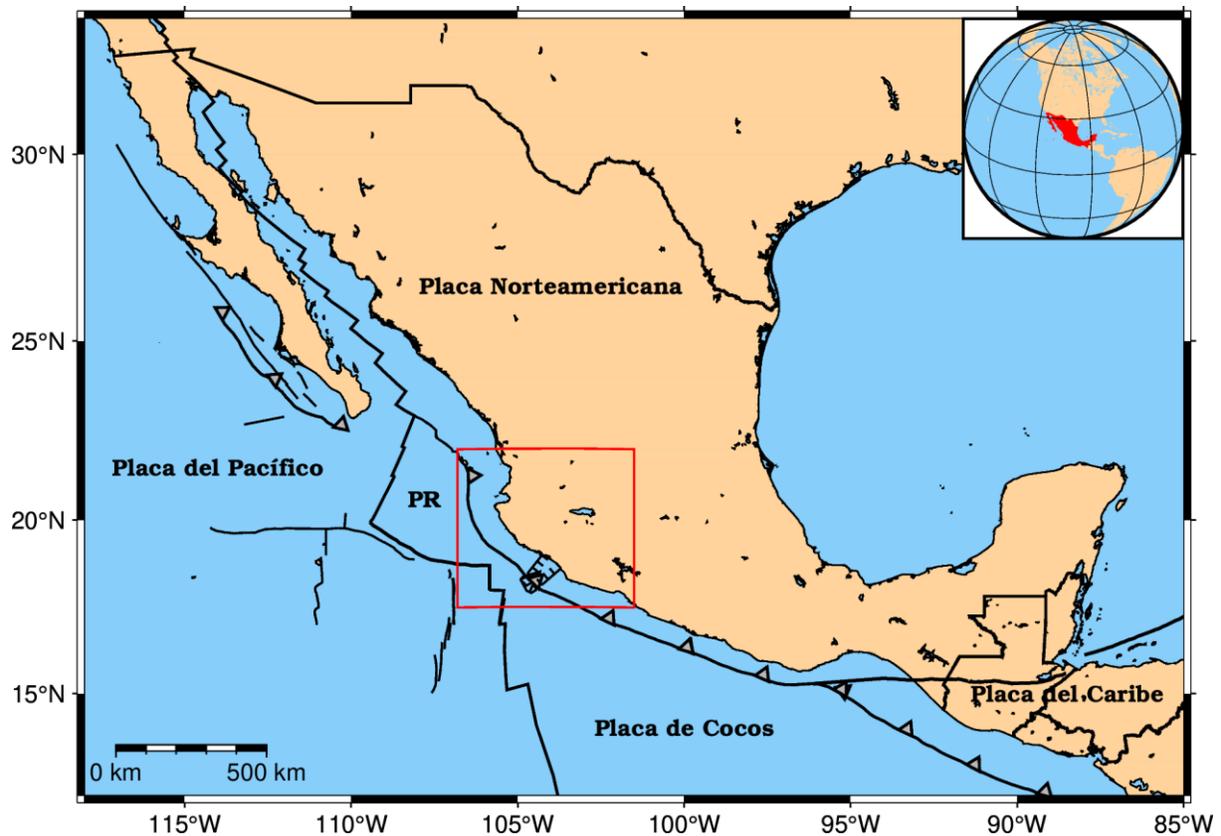


Figura 7. Placas tectónicas que interactúan en territorio mexicano. Ubicación zona de estudio: recuadro rojo. PR: Placa de Rivera. El recuadro rojo representa los límites de la zona de estudio. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

El BJ delimita con dos zonas de deformación continental, al norte se encuentra el rift de Tepic-Zacoalco (RTZ) (Núñez-Cornú, 2011), el cual tiene una longitud aproximada de 250 km con un rumbo NW-SE y entre 45-65 km de ancho (Pacheco et al., 1999; Frey et al., 2007; Ownby et al., 2008), donde se encuentran la caldera de la Primavera y los volcanes Tequila, Ceboruco, y Sangangüey, además, coincide a su vez con el extremo occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano, donde la placa de Rivera subduce con un ángulo de $\sim 50^\circ$ debajo del BJ (Castellanos et al., 2018) por debajo de una profundidad de 40 km (Frey et al., 2007), que concuerda con una profundidad de contacto sismogénico estimado por (Martínez-López y Mendoza, 2016).

Al este se encuentra el rift de Colima (RC), el cual es una zona con deformación puramente extensional (Rosas-Elguera et al., 1996) que se ha considerado por algunos investigadores como el límite oriental del BJ (Serrato-Díaz et al., 2004), no obstante, a través de un estudio

reciente que utiliza una inversión 3D de datos potenciales (gravimétricos y aeromagnéticos) fue posible determinar que el límite occidental del RC no coincide con el límite del BJ, sino que una porción de este se ubica dentro del RC (Figura 8). Este rift tiene un rumbo N-S (Pacheco et al., 1999) y cuenta con más de 40 km de anchura y 170 km de longitud, que va desde la cercanía con Guadalajara hasta las costas del Pacífico (Guevara et al., 2021), además, contiene varios volcanes (incluido el volcán de Fuego o de Colima).

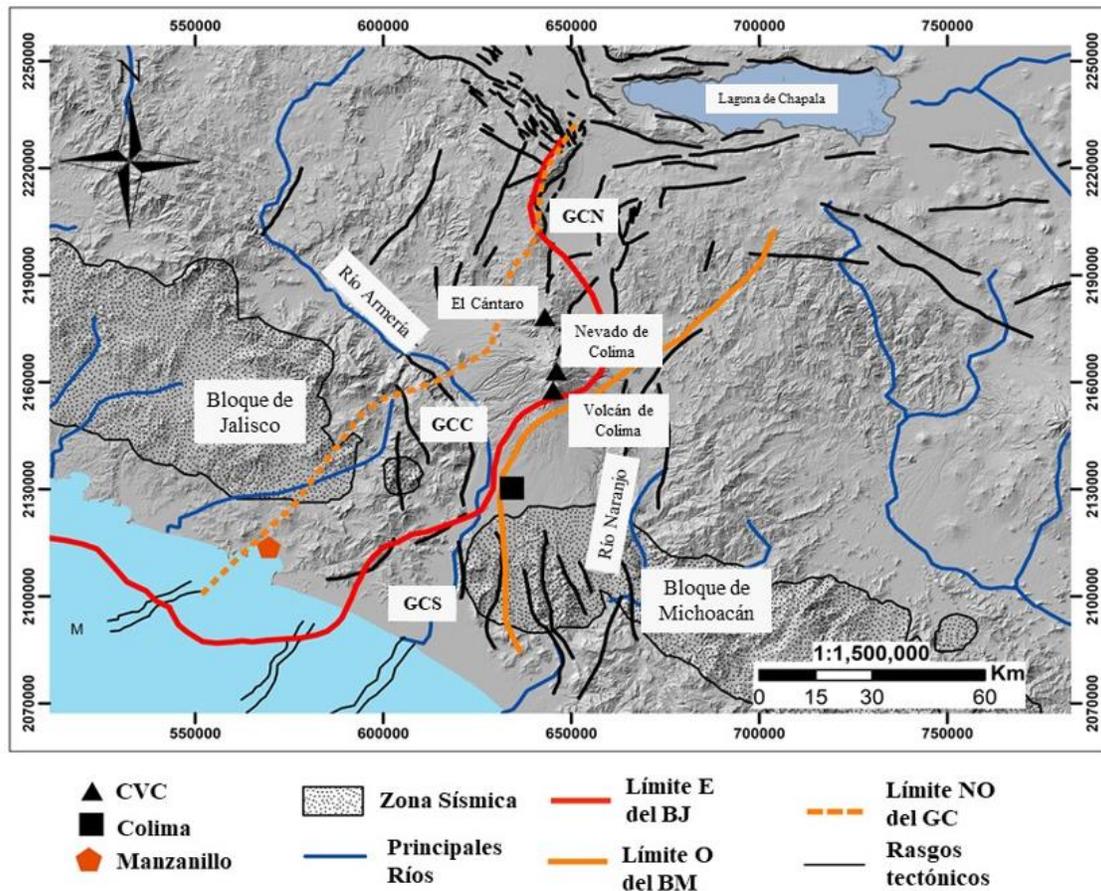


Figura 8. Modelo de límites del Bloque de Jalisco. La línea roja representa el límite Bloque de Jalisco (BJ), la línea naranja continua representa el límite oeste del Bloque de Michoacán (BM), que coincide con el límite este del Graben de Colima (GC) y la línea naranja discontinua representa el límite oeste del GC. GCN: Graben de Colima-Norte, GCC: Graben de Colima-Central, GCS: Graben de Colima-Sur, CVC: Complejo Volcánico de Colima. Modificada de Guevara et al. (2021).

Estos dos límites antes mencionados se unen en el límite NE del BJ con el rift de Chapala (RCh), el cual tiene un rumbo NW-SE (Pacheco et al., 1999) y se extiende a lo largo de 110 km con una anchura de 15 a 35 km, dando lugar a lo que se le conoce como un punto triple continental (Punto Triple de Guadalajara, PTG) (Guevara et al., 2021), localizado a unos 55 km al SO de Guadalajara, formado por la unión del BJ, el BM y la Placa Norteamericana.

Por otra parte, con base en un estudio gravimétrico realizado en la zona del BJ (Camacho y Alvarez, 2020) se propone la existencia del Punto Triple Compostela (PTC) (triple rift) sobre el rift Tepic-Zacoalco cerca de Compostela, Jalisco, en la intersección con el rift Banderas-Compostela (104.75° W, 21.04°), donde los dos puntos triples (PTG y PTC) definen el límite norte del BJ (Figura 9) y las principales unidades tectónicas que interaccionan con el BJ son las placas de Cocos al sur, y la placa de Rivera al suroeste, las cuales se encuentran subduciendo a lo largo de la Trinchera Mesoamericana en las costas del Océano Pacífico (Núñez-Cornú, 2011), con espesores corticales en esta área que aumentan de 20 km en la costa a 42 km tierra adentro, siendo la placa de Rivera la que mayor contacto tiene con este bloque (Figura 10), el cual presenta un espesor que aumenta más rápidamente que el BM (Suhardja et al., 2015).

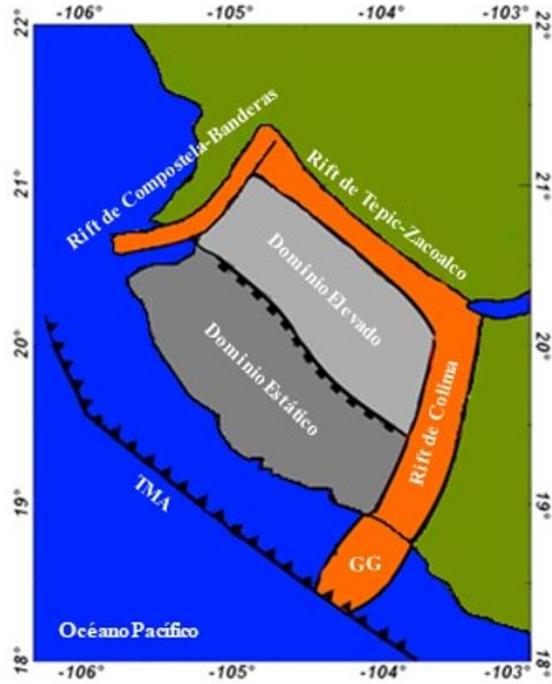


Figura 9. Límites del Bloque de Jalisco. TMA: Trinchera Mesoamericana, GG: Graben El Gordo. Modificada de Camacho y Alvarez (2020).

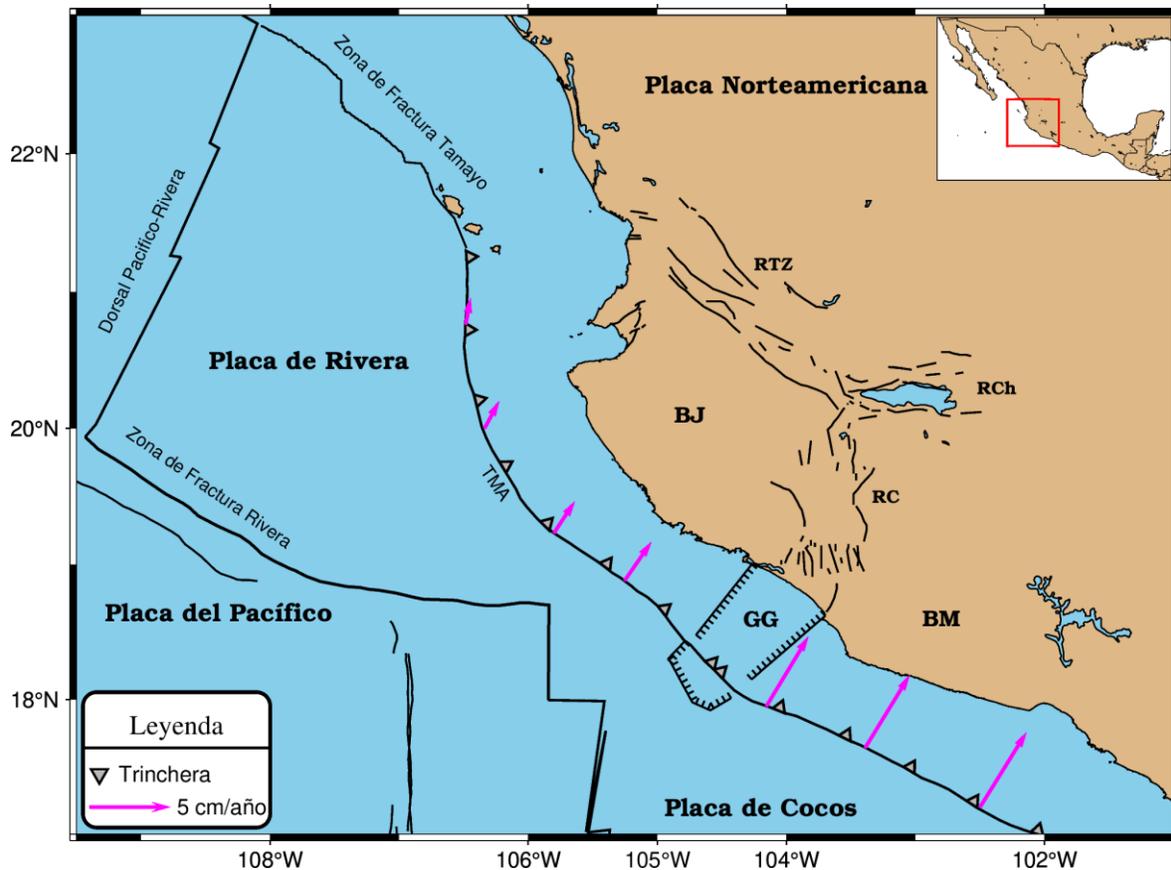


Figura 10. Mapa tectónico de la zona de estudio. BJ: Bloque de Jalisco, RC: Rift de Colima, RTZ: Rift de Tepic-Zacoalco, RCh: Rift de Chapala, BM: Bloque de Michoacán, GG: Graben El Gordo, TMA: Trincherina Mesoamericana. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

Cabe señalar que los límites de la placa Cocos-Pacífico presentan tasas de dispersión que van de los 72 mm/año en el extremo norte, hasta 128 mm/año en el límite sur, cerca de la triple unión de las Islas Galápagos (DeMets et al., 2010), además, la litósfera oceánica de Cocos subduce con una configuración ligeramente curvada en la Placa Norteamericana, con una geometría oblicua que se inclina hacia el RC, que va desde 18° en el sur hasta 30° en el norte (Gutierrez et al., 2015). Por otro lado, la litósfera de la placa de Rivera se consume a lo largo de un segmento de trincherina de 270 km a una tasa de convergencia que varía de 4.0-5.0 cm/año en la parte sur, cerca del límite de la placa de Rivera-Cocos, a 1.5-3.0 cm/año a lo largo del escarpe de Tres Marías (Kostoglodov y Bandy, 1995; Charles DeMets y Wilson, 1997; Frey et al., 2007; DeMets et al., 2010; Brudzinski et al., 2016), con un ángulo de

subducción que varía de norte a sur, presentando una inclinación entre 7° a 10° (Frey et al., 2007; Rafael Bartolomé et al., 2011; Núñez-Cornú et al., 2016) aproximadamente en el norte, y aumenta suavemente hacia el sur a unos 12° aproximadamente (Núñez-Cornú et al., 2002; Núñez et al., 2019), donde se sumerge más abruptamente en el manto en un ángulo de hasta 37° en el sur cerca de la grieta de Colima, además, la distancia entre la inflexión y la trinchera aumenta gradualmente de 40 km en el norte del BJ a 60 km en el sur cerca del rift de Colima (Gutierrez et al., 2015).

Derivado de lo anterior, así como producto de la tensión cortical de esta zona de subducción (Mortera Gutiérrez et al., 2016; Núñez-Cornú et al., 2016), solamente desde el año 2010 se han presentado un gran número de sismos de magnitud mayor que $M_w > 5$ (Tabla 2) mientras que, desde 1900 han ocurrido sismos de magnitud mayor que $M_w > 8.0$ (Figura 11) que han ocasionado daños a la población en esta zona, ya que han llegado a presentar áreas de ruptura en la mayor parte de la zona costera del BJ en diversas ocasiones (Figura 12) (Rutz López et al., 2013; Trejo-Gómez et al., 2015; Núñez-Cornú et al., 2018), como los sismos de magnitud $M_s = 8.2$ ocurrido en las costas de Jalisco el 3 de junio de 1932 o el de 1995 ocurrido cerca de las costas de Manzanillo, Colima, con una magnitud de $M_w = 8$ (Núñez et al., 2019), lo cual da a conocer el alto potencial sismogénico que se presenta con el ciclo sísmico de subducción.

Tabla 2. Sismos de magnitud M_w 5 a 7.9 del año 2010 al 2020, localizados entre latitud 16.15/23.09 y longitud -109.47/-101.

No. Sismos	Magnitud (M_w)
54	5-5.9
9	6-6.9
1	7-7.9

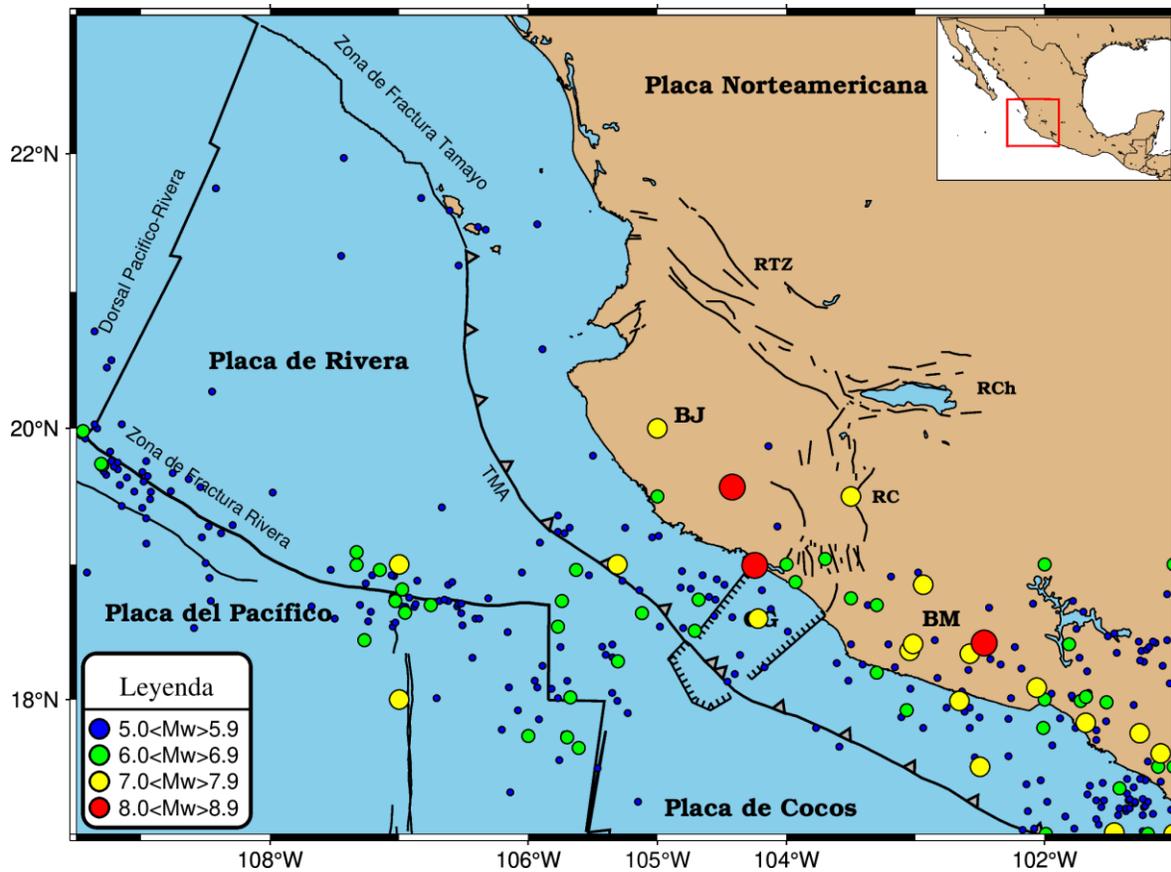


Figura 11. Mapa de sismos de magnitud $M_w \geq 5$ cercanos a la zona de estudio. BJ: Bloque de Jalisco, BM: Bloque de Michoacán, RTZ: Rift de Tepic-Zacoalco, RC: Rift de Colima, RCh: Rift de Chapala, GG: Graben El Gordo, TMA: Trinchera Mesoamericana. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

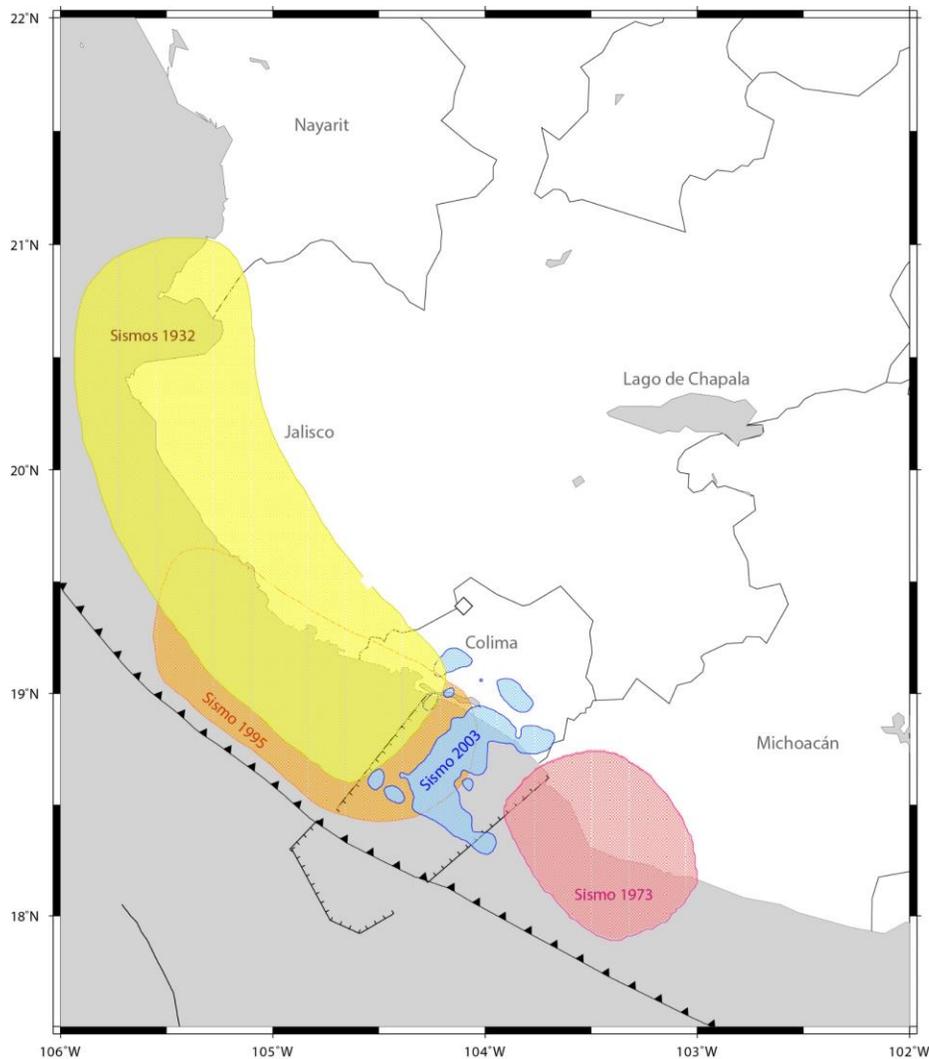


Figura 12. Zonas de ruptura de los sismos de mayor magnitud presentados en las costas del Bloque de Jalisco. Amarillo: área total estimada de réplicas de los sismos del 3 y 18 de junio de 1932. Rosa, naranja y azul: áreas de ruptura de los sismos de 1973, 1995 y 2003, respectivamente. Modificada de Cosenza-Murales et al. (2021a).

La geología del BJ se compone principalmente de rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico al Eoceno (Frey et al., 2007; SGM, 2020), donde las edades de las rocas volcánicas expuestas van desde 114 a 52 Ma., de las cuales, las rocas plutónicas consisten en granito, granodiorita y tonalita, que forman un gran batolito al sur de Puerto Vallarta, localizado principalmente al sur de Jalisco, y probablemente representan el basamento de todo el bloque (Ferrari et al., 2000). No obstante, Camacho y Alvarez, (2020) mencionan que la mayor parte del batolito de Puerto Vallarta se localiza en las llanuras costeras, la cual caracterizan como un área de

dominio estático, mientras que en la zona alta (arriba de los 1800 m) se presenta con mayor porcentaje la toba riolítica (Figura 13).

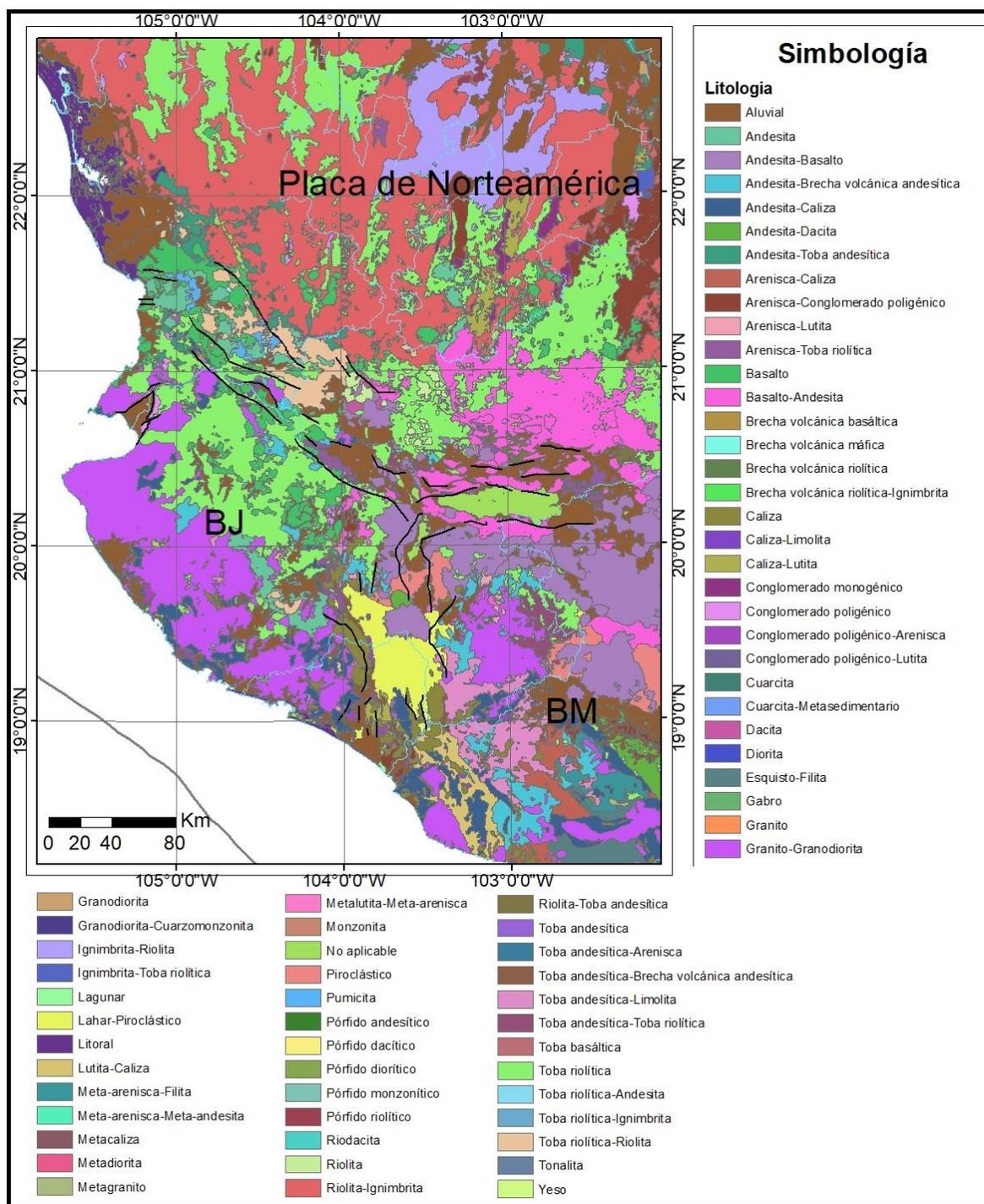


Figura 13. Mapa litológico de la zona de estudio. BJ: Bloque de Jalisco. BM: Bloque de Michoacán. Información proporcionada por el SGM.

3. Metodología para el análisis y procesamiento de datos GPS y sísmicos

Una de las consideraciones más importantes para la realización de este estudio es la caracterización de la zona de interés, que dé a conocer los límites geológicos del BJ, las principales estructuras geológicas que interactúan en esta zona, su composición litológica, los principales sismos de gran magnitud cercanos a la zona de estudio que han ocurrido durante el periodo de estudio (2010-2020), así como la dinámica que prevalece, según estudios realizados en la región. Así, una vez definido lo anterior, se estableció la siguiente metodología (Figura 14) para la elaboración de la presente investigación.

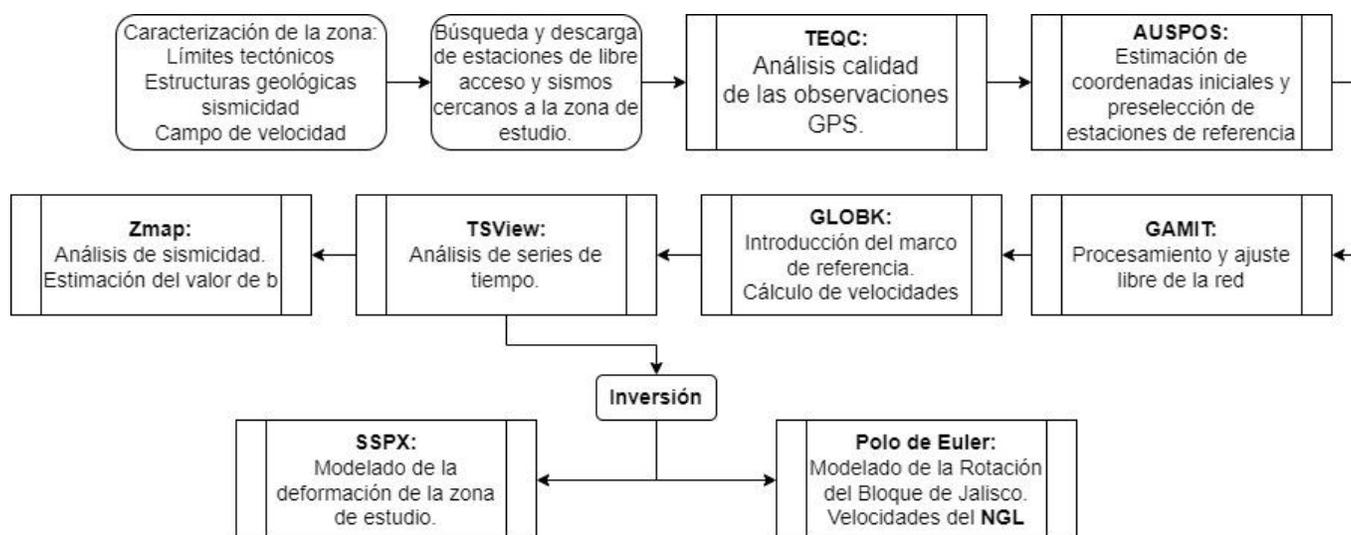


Figura 14. Esquema general de la metodología a utilizar.

Una vez establecida la zona de estudio se procedió a la búsqueda y selección de las estaciones GPS de operación continua de libre acceso en la zona de estudio, así como de las estaciones que funcionarían como referencia para nuestro análisis, donde la descarga de los archivos de observación (RINEX), efemérides precisas (SP3) (Remondi, 1989) y archivos log se realizó a través de la implementación de scripts en Shell-C¹⁴ en UNIX para la automatización de la misma, desde la página oficial de los respectivos gestores.

Para esto, se realizó, en primera instancia, la conversión (descompresión) de los archivos descargados de formato Hatanaka (Hatanaka, 2008) a formato RINEX, con los cuales se

¹⁴ http://trajano.us.es/~fjfj/shell/shellsript.htm#_Toc444081191

analizó la calidad de las observaciones GPS a través del programa TEQC (Translate/Edit/Quality Check) (Estey y Meertens, 1999) desarrollado por UNAVCO, el cual se centra en el efecto multitrayectoria, la efectividad de las observaciones, el conteo de los saltos de ciclo, y la relación señal/ruido (SNR) (Bruyninx et al., 2019; Xiao et al., 2020; Kamatham, 2018; Hernández-Andrade et al., 2020; García-Armenteros, 2020), además de analizar factores tales como número de satélites y tiempo de medición, para conocer la efectividad y consistencia de las estaciones.

Posteriormente, se realizó el procesamiento de las observaciones GPS a través del software GAMIT/GLOB-K para obtener las series de tiempo que describan la tasa de velocidad y dirección de estaciones del BJ. Mismo que se realizará en dos diferentes etapas. La primera consiste en realizar el procesamiento de las observaciones, donde se realizan correcciones a los vectores, sin introducir aún un marco de referencia, esto a través del paquete GAMIT. En la segunda, se realiza una combinación de soluciones a través del paquete GLOB-K, así como la definición del marco de referencia. Así mismo, se analizó la deformación ocasionada al introducir el marco de referencia (Mateo y Mackern, 2012), considerando además, un análisis de la estabilidad de las estaciones (Wang et al., 2020) con la finalidad de minimizar los desplazamientos globales (Wang et al., 2015a; Agudelo et al., 2020), ya que la inestabilidad de las estaciones de referencia afectarán en última instancia a la precisión de las demás estaciones a analizar (Wang et al., 2019).

Seguido del análisis y procesamiento con el software GAMIT/GLOB-K, se utilizó la herramienta tsview (Herring, 2003) para evaluar la calidad de las series temporales de posición generadas en GLOB-K. Así mismo, con base en los resultados obtenidos de las velocidades de las estaciones del BJ, se realizó una inversión para obtener el polo de Euler que mejor describa los vectores de desplazamiento de las estaciones a través del programa Euler Pole Calculator (Goudarzi et al., 2014). Por otro lado, se estimó la velocidad de deformación de la zona de estudio a partir del campo de velocidad y las velocidades angulares generadas con el modelo, esto mediante el software SSPX (Cardozo y Allmendinger, 2009).

3.1. Datos y equipo

Para el estudio de la dinámica del BJ se analizó un total de 11 años de datos, del 1 de enero del 2010 al 31 de diciembre del 2020 de 24 estaciones de operación continua en la zona de interés (Figura 15), de las cuales, 15 se encuentran dentro del BJ y 9 se encuentran en el área circunvecina. Estas estaciones forman parte de diferentes redes de operación continua, tales como la TLALOCNet¹⁵ (Trans-boundary, Land and Atmosphere Long-term Observational and Collaborative Network), administrada por UNAVCO (University NAVstar Consortium), la red CORS (Continuously Operating Reference Stations) de la NOAA/NGS¹⁶ (National Oceanic and Atmospheric Administration), administrada por NOAA/National Geodetic Survey, la RGNA¹⁷ (Red Geodésica Nacional Activa), administrada por el INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía).

¹⁵ <https://www.unavco.org/projects/past-projects/tlalocnet/tlalocnet.html>

¹⁶ https://geodesy.noaa.gov/CORS_Map/

¹⁷ <https://www.inegi.org.mx/app/geo2/rgna/>

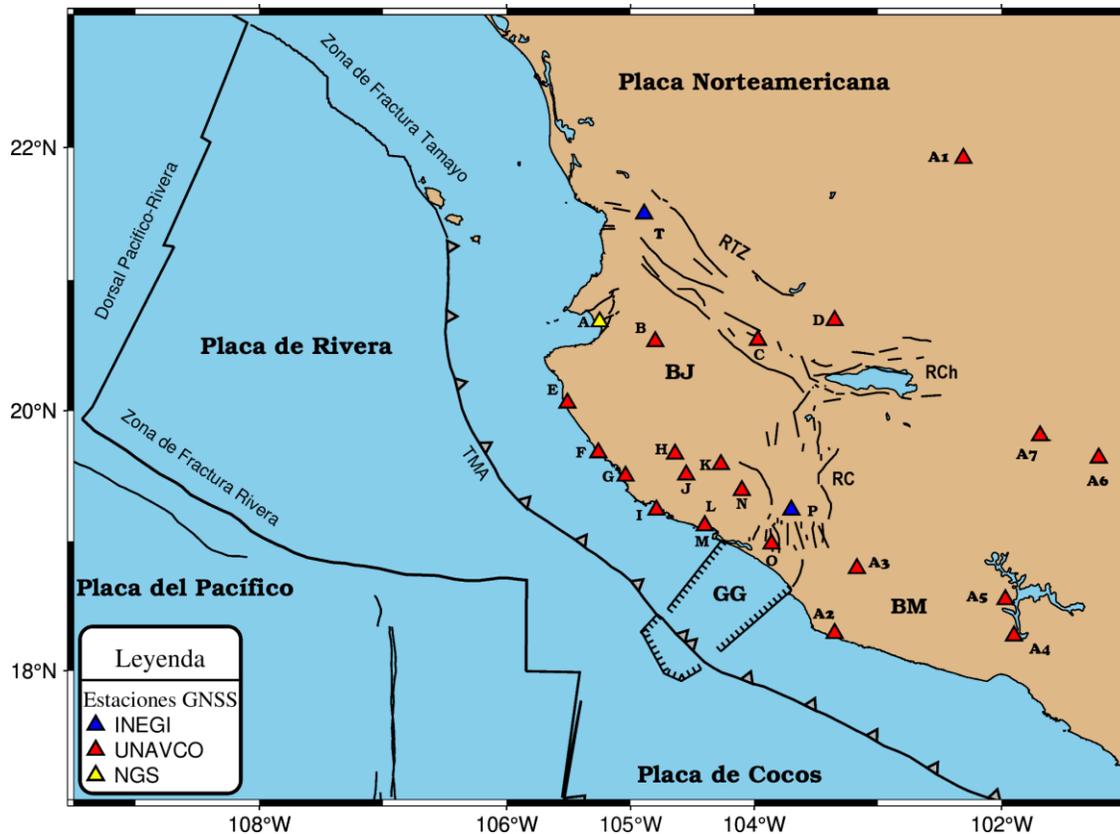


Figura 15. Estaciones GNSS de operación continua en la zona de estudio. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

Así mismo, se utilizaron estaciones de referencia que se encuentran fuera del área de afectación, para contar con un marco de referencia estable para este estudio (Kearns et al., 2019; Wang et al., 2020). La adquisición de los archivos de observación de las estaciones dentro y fuera de la zona de estudio se realizó a través de la implementación de scripts en Shell-C en UNIX para la descarga automatizada desde la página oficial de los respectivos gestores.

La Figura 16 muestra la disponibilidad de datos de las estaciones a utilizar en la zona de estudio, contando con un tiempo máximo de 10.93 años (3993 días) de la estación COL2 y un tiempo mínimo de la estación TNCT de 2.19 años (801 días). Así mismo, la Tabla 3 muestran la disponibilidad anual y total de los datos de las estaciones GPS/GNSS, así como también el gestor de las mismas y su ubicación en el territorio mexicano, de las cuales el 85.71% (18 estaciones) son gestionadas por UNAVCO, el 9.52% (2 estaciones) son gestionadas por 2 organismos conjuntamente (INEGI/IGS e INEGI/NGS) y el 4.76% (1

estación) es gestionada por el NGS. Se observa que a partir del año 2015 la mayoría de las estaciones comienzan a coleccionar datos conjuntamente. Así mismo, de acuerdo con Blewitt y Lavallée, (2002), se consideró que para la solución de velocidades destinadas a la interpretación tectónica fuera de una ventana temporal mayor a 2 años, y preferiblemente de al menos 2.5 años de datos ya que las señales anuales pueden sesgar significativamente la estimación de las velocidades de los sitios para este tipo de estudios. Solo el 4.76% del total de estaciones (estación TNCT) presenta una ventana menor a este.

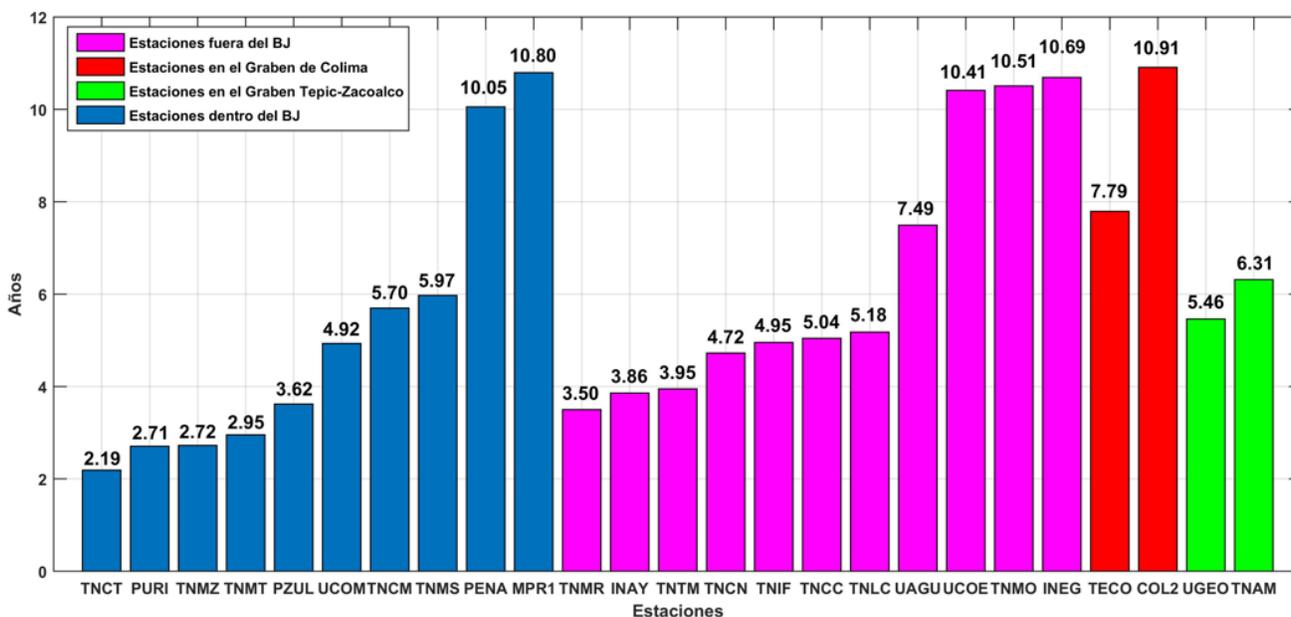


Figura 16. Disponibilidad de los datos de las estaciones GPS/GNSS en el área de estudio.

Tabla 3. Disponibilidad de datos por año.

Estación	Gestor	ID	Años											Tiempo (años)
			2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	
COL2	INEGI	P	365	364	366	365	365	361	360	351	365	365	366	10.90
MPR1	NGS	A	364	364	359	336	365	362	366	365	348	361	361	10.79
TNMO	UNAVCO	A7	307	364	363	348	365	273	366	365	365	365	366	10.51
UCOE	UNAVCO	A6	364	336	220	365	340	363	363	365	365	365	366	10.41
PENA	UNAVCO	N	365	365	366	365	365	362	366	354	286	124	364	10.06
TECO	UNAVCO	O	365	365	136	0	0	350	366	364	365	175	366	7.79
UAGU	UNAVCO	A1	273	0	351	258	97	306	334	252	356	336	180	7.49
TNAM	UNAVCO	C	0	0	0	0	119	365	366	365	365	365	366	6.31
TNMS	UNAVCO	B	0	0	0	0	117	364	366	348	365	365	261	5.97
TNCM	UNAVCO	G	0	0	0	0	115	307	341	352	365	364	241	5.69
UGEO	UNAVCO	D	241	112	0	0	0	318	366	335	203	365	60	5.46
TNLC	UNAVCO	J	0	0	0	0	0	68	366	365	365	365	366	5.17
TNCC	UNAVCO	A3	0	0	0	0	0	73	366	352	365	325	365	5.04
TNIF	UNAVCO	A4	0	0	0	0	0	75	277	365	365	365	366	4.95
UCOM	UNAVCO	L	364	354	318	365	251	153	0	0	0	0	0	4.93
TNCN	UNAVCO	A5	0	0	0	0	0	0	314	319	365	365	366	4.72
TNTM	UNAVCO	I	0	0	0	0	0	0	0	349	365	365	366	3.94
INAY	INEGI	T	0	0	0	0	0	0	14	361	353	348	336	3.85
PZUL	UNAVCO	E	365	195	0	0	0	51	146	325	243	0	0	3.62
TNMR	UNAVCO	A2	0	0	0	0	113	342	349	291	186	0	0	3.50
TNMT	UNAVCO	K	0	0	0	0	0	0	0	73	365	365	366	3.19
TNMZ	UNAVCO	M	0	0	0	0	0	191	357	344	105	0	0	2.72
PURI	UNAVCO	H	194	352	366	79	0	0	0	0	0	0	0	2.70
TNCT	UNAVCO	F	0	0	0	0	0	0	0	350	245	206	0	2.18

3.2. Análisis de calidad y confiabilidad de las observaciones

En el estudio de fenómenos geofísicos a través de estaciones GNSS de operación continua, uno de los principales temas a considerar es el análisis de la calidad de las observaciones generadas, ya que estas son afectadas por diversos factores naturales y del sistema (Kamatham, 2018; Siridhara y Ratnam, 2020). Para este estudio, se realizó el análisis de 4 índices de calidad de 24 estaciones GPS/GNSS de la zona de estudio a través del programa TEQC, los cuales son el efecto multitrayectoria, efectividad de las observaciones, saltos de ciclo, relación señal/ruido, con los cuales se dio a conocer la calidad de las estaciones (Souto, 2014; Kamatham, 2018; Bruyninx et al., 2019; Zuo et al., 2019). Para nuestro caso, en el procesamiento con TEQC, se utilizó una máscara de elevación de 10° para disminuir los efectos troposféricos en las señales, y tomando en cuenta que los valores habituales para el ángulo de elevación van de 10° a 15° (Seeber, 2003; He et al., 2018), y se homogeneizaron las observaciones a un intervalo de 30 segundos ya que la mayoría de las estaciones de referencia estaban configuradas a diferente intervalo.

Debido a que las actualizaciones que ocurren en las estaciones geodésicas tales como el tipo de receptor, versión de firmware y el tipo de antena generan variaciones en los índices de calidad, se realizó una prueba para conocer la relación que presentan estas variaciones y las actualizaciones de equipo. La Tabla 4 muestra la información histórica de las actualizaciones de todas las estaciones geodésicas utilizadas en este estudio, donde se da a conocer el tipo de receptor, antena, sus respectivos números de serie, así como el uso o no de radomo y las fechas de cambio/actualización de hardware/firmware. Por otro lado, ya que algunos de los problemas más comunes al procesar con GAMIT son la falta de información o información incorrecta del receptor y la antena (metadatos), se realizó la verificación histórica de los archivos log de cada estación para corroborar que dicha información correspondiera con la proporcionada en los archivos RINEX, además de verificar los cambios realizados en las estaciones y poder correlacionar los resultados de calidad con los cambios presentados. Para lo cual, dos estaciones UCOE y UGEO presentaron una inconsistencia en los nombres de antenas proporcionados, mismo que se corrigió.

Tabla 4. Información histórica de hardware/firmware utilizado en las estaciones de operación continua.

Estación	Tipo de receptor	S/N	Versión de firmware	inicio	Término	Tipo de antena	S/N	Radomo	Inicio	Término
PENA	Trimble NETRS	4543260549	1.2-2	30/01/2007	11/11/2015	TRM41249.00	NA	UNKN	20/01/2007	22/10/2015
	Trimble NETR9	5250K40780	4.85	11/11/2015	20/02/2018	TRM59800.00	5338354832	UNKN	22/10/2015	16/02/2016
			5.22	20/02/2018	12/12/2018	TRM59800.00	5338354832	SCIS	16/02/2016	20/02/2018
			5.22	12/12/2018	01/11/2019					
		5250K40410	5.42	01/11/2019	00/00/00	TRM59800.00	5316354660	SCIS	20/02/2018	00/00/00
TECO	Trimble NETRS	4635120800	1.1-3	13/02/2007	14/01/2015	TRM41249.00	60142013	UNKN	13/02/2007	30/04/2015
	Trimble NETR9	5250K40780	4.85	14/01/2015	11/11/2015	TRM59800.00	5343354881	UNKN	30/04/2015	17/02/2016
			4.81	11/11/2015	19/04/2017					
			5.22	19/04/2017	00/00/00	TRM57971.00	1441045132	UNKN	17/02/2016	00/00/00
TNAM	Trimble NETR9	5250K40670	4.85	04/09/2014	24/01/2017					
			5.2	24/01/2017	18/04/2017					
			5.22	18/04/2017	16/07/2018	TRM59800.00	5343354885	SCIT	04/09/2014	00/00/00
			5.33	16/07/2018	21/03/2019					
TNCC	Trimble NETR9	5250K40781	5.42	02/11/2019	00/00/00					
			4.85	19/10/2015	20/04/2017					
			5.22	20/04/2017	14/03/2019	TRM59800.00	5343354886	SCIT	19/10/2015	00/00/00
			5.37	14/03/2019	02/11/2019					
			5.42	02/11/2019	00/00/00					

Tabla 4. Continuación.

TNCN	Trimble NETR9	5341K46166	5.01	20/02/2016	07/12/2017	TRM59800.00	5343354881	SCIT	20/02/2016	00/00/00
			5.22	07/12/2017	21/02/2019					
		5250K40737	5.33	21/02/2019	26/04/2019					
			5.37	26/04/2019	00/00/00					
TNCT	TRIMBLE NETR9		5.1	15/01/2017	03/10/2017	TRM57971.00	1441100449	SCIT	15/01/2017	00/00/00
		5347K47623	5.22	03/10/2017	13/03/2019					
			5.37	13/03/2019	00/00/00					
TNIF	TRIMBLE NETR9	5250K40737	4.85	16/10/2015	14/08/2016	TRM59800.00	5338354835	SCIT	16/10/2015	00/00/00
			5.1	14/08/2016	28/06/2017					
			5.22	28/06/2017	21/02/2019					
		5250K40675	5.33	21/02/2019	28/02/2019					
			5.37	28/02/2019	02/11/2019					
			5.42	02/11/2019	00/00/00					
TNLC	TRIMBLE NETR9	5341K46192	4.85	22/10/2015	20/04/2017	TRM59800.00	5338354831	SCIT	22/10/2015	00/00/00
			5.22	20/04/2017	14/03/2019					
			5.37	14/03/2019	02/11/2019					
			5.42	02/11/2019	00/00/00					
TNMO	TRIMBLE NETRS	4731136275	1.1-5	12/06/2008	17/11/2016	TRM41249.00	60133638	NONE	12/06/2008	00/00/00
			1.3-2	17/11/2016	00/00/00					
TNMR	TRIMBLE NETR9	5250K40737	4.85	10/09/2014	08/09/2015	TRM59800.00	5330354727	SCIT	10/09/2014	00/00/00
		5250K40675	4.85	08/09/2015	07/05/2016					
		5528R50070	5.1	07/05/2016	01/04/2018					
			5.22	01/04/2018	00/00/00					

Tabla 4. Continuación.

TNMS	TRIMBLE NETR9	5250K40400	4.85	05/09/2014	24/04/2017	TRM59800.00	5329354721	SCIT	05/09/2014	00/00/00
			5.22	24/04/2017	13/03/2019					
			5.37	13/03/2019	02/11/2019					
			5.42	02/11/2019	00/00/00					
TNMT	TRIMBLE NETR9	5347K47642	5.22	20/10/2017	29/04/2019	TRM57971.00	2612117356	SCIT	20/10/2017	00/00/00
			5.37	29/04/2019	02/11/2019					
			5.42	02/11/2019	00/00/00					
TNMZ	TRIMBLE NETRS	4811148222	1.3-2	22/06/2015	05/10/2017	TRM41249.00	60243799	UNKN	22/06/2015	00/00/00
		4543260565	1.3-2	05/10/2017	00/00/00					
TNTM	TRIMBLE NETR9	5250K40772	5.1	16/01/2017	20/04/2017	TRM57971.00	2612117310	SCIT	16/01/2017	00/00/00
			5.22	20/04/2017	14/03/2019					
			5.37	14/03/2019	02/11/2019					
			5.42	02/11/2019	00/00/00					
UAGU	TRIMBLE NETRS	4448240858	1.1-2	05/04/2008	30/07/2013	TRM41249.00	60243753	UNKN	30/07/2013	00/00/00
		4811148222	1.3-2	30/07/2013	18/06/2015					
		4543260571	1.3-2	18/06/2015	00/00/00					

Tabla 4. Continuación.

UCOE	TRIMBLE NETRS	4448240862	1.1-3	07/10/2005	06/11/2006	TRM57971.00	41031331	NONE	07/10/2005	08/03/2011
		4448240862	1.1-5	06/11/2006	09/12/2009					
		4811146959	1.2-5	09/12/2009	08/03/2011					
	TRIMBLE NETR9	5037K70384	4.17	08/03/2011	09/11/2012	TRM57971.00	41031331	NONE	08/03/2011	00/00/00
			4.62	09/11/2012	18/06/2013					
			4.7	18/06/2013	18/08/2014					
4.85			18/08/2014	02/08/2016						
5.1			02/08/2016	19/04/2017						
5.22	19/04/2017	00/00/00								
UGEO	TRIMBLE 400SSE	3452	7.29/3.07	01/03/2000	06/04/2003	TRM33429.00+GP	3326A684980	NONE	01/03/2000	06/04/2003
	TRIMBLE 4700	220214227	1.37	06/04/2003	19/01/2010	TRM33429.00+GP	3326A684980	NONE	06/04/2003	06/05/2010
	TRIMBLE NETRS	4632120761	1.1-3	06/05/2010	01/02/2011	TRM33429.00+GP	20193781	NONE	06/05/2010	01/02/2011
		4543260559	1.1-2	01/02/2011	16/02/2015	3S-02-1AERO+CR	600019596	NONE	01/02/2011	12/06/2018
		4448240868	1.3-2	16/02/2015	12/06/2018					
4448240859	1.3-2	12/06/2018	00/00/00	TRM41249.00	60108713	NONE	12/06/2018	00/00/00		
INEG	ASHTECH P- XII3	700363B2238	7C-P6	19/02/1993	08/01/1999	ASH700228D	700228D2023	NONE	19/02/1993	25/09/1999
	ASHTECH P- XII3	700363B2231	7C-P6	08/01/1999	25/09/1999	ASH700228D	700228D1987	NONE	25/09/1999	06/02/2000
	ASHTECH Z- XII3	70057B03510	1L00-1D04	25/09/1999	05/02/2000					
	TRIMBLE 4700	220144274	1.2	06/02/2000	13/03/2008	TRM29659.00	220170422	NONE	06/02/2000	20/05/2016
	TRIMBLE 5700	220292733	1.24	13/03/2008	27/01/2011					
	TRIMBLE 5700	220292720	1.24	27/01/2011	20/05/2016					
	LEICA GR10	1704061	3.22/6.521	20/05/2016	21/07/2017	LEIAR10	18245009	NONE	20/05/2016	00/00/00
LEICA GR10	1704061	4.11/6.523	21/07/2017	00/00/00						

Tabla 4. Continuación.

	ASHTECH Z-XII3	700363D2060	1L00-1D04	18/01/1996	05/08/1996	ASH700228A	46	NONE	02/01/1996	18/01/1996	
	ASHTECH Z-XII3	892	1L00-1D04	06/08/1996	26/08/1996	ASH700228A	890	NONE	18/01/1996	01/03/1996	
	ASHTECH Z-XII3	700363D2060	1L00-1D04	27/08/1996	02/10/1997	ASH700228A	890	NONE	02/03/1996	09/12/1996	
COL2	ASHTECH Z-XII3	915	1L00-1D04	03/10/1997	03/04/1998	ASH700228A	890	NONE	10/12/1996	03/03/1998	
	ASHTECH Z-XII3	700570B03238	1L00-1D04	04/04/1998	22/08/1999	ASH700228A	60	NONE	04/03/1998	26/04/2001	
	ASHTECH Z-XII3	700363D2060	1L00-1D04	23/08/1999	16/01/2003	ASH700228A	46	NONE	27/04/2001	16/01/2003	
	TRIMBLE 5700	220292971	1.24	18/01/2003	12/05/2016	TRM41249.00	12382853	NONE	18/01/2003	12/05/2016	
	LEICA GR10	1704001	3.22/6.521	12/05/2016	25/08/2017	LEIAR10	18245033	NONE	12/05/2016	00/00/00	
	LEICA GR10	1704001	4.11/6.523	25/08/2017	00/00/00						
MPR1	NOV WAASGII	8AC1	2.003	2006-04	00/00/00	MPL_WAAS_2225NW		NONE	22/04/2006	00/00/00	
INAY	LEICA GR10	1704018	3.22/6.521	18/12/2016	07/09/2017	LEIAR10	18245040	NONE	18/12/2016	00/00/00	
			4.11/6.523	07/09/2017	00/00/00						
			5250K40772	4.85	08/09/2014						01/11/2015
			5347K47623	4.85	01/11/2015						06/05/2016
TNCM	NETR9	5444R50052	5.1	06/05/2016	20/04/2017	TRM59800.00	5330354725	SCIT	08/09/2014	00/00/00	
			5.22	20/04/2017	31/12/2019						
			5.42	31/12/2019	00/00/00						

3.3. Modelos y parámetros

Cuando se trabaja bajo la idea de redes geodésicas, una de las principales necesidades es contar con una gran cantidad de observaciones (días u horas de medición) para permitir una compensación o introducción de correcciones al estimar valores de parámetros (coordenadas) y precisiones, para obtener coordenadas de una serie de vértices (Mateo y Mackern, 2012; Sharma et al., 2021). Así mismo, contar con modelos y parámetros tales como efemérides precisas, parámetros de rotación de la Tierra, modelos ionosféricos y troposféricos, modelos de carga de mareas atmosféricas, modelos de carga oceánica, para el cálculo de las coordenadas precisas de las estaciones, así como software de procesamiento científico capaz de procesar dicha información, son los aspectos más importantes a considerar, ya que algunos de los errores que afectan estas observaciones de deben principalmente a los sesgos del satélite y receptor, refracción ionosférica y troposférica, errores en las efemérides de los satélites, centro de fase de la antena efecto multitrayectoria, mareas terrestres y oceánicas, entre otras (Wolf y Ghilani, 2008).

Para proporcionar correcciones y obtener representaciones reales del comportamiento del objeto de estudio, es necesario considerar lo antes mencionado (Blewitt et al., 2016; Herring et al., 2018). Para el procesamiento y análisis de las observaciones GPS en nuestro trabajo se consideró el modelo igs14.atx para la corrección del centro de fase de las antenas, ya que, modelos diferentes o anteriores a este pueden inducir diferencias de milímetros en la componente altura (Dawidowicz, 2018). Se utilizó el modelo FES2004¹⁸ para la corrección de los movimientos producidos por las cargas oceánicas y el potencial luni-solar, el cual se basa en el modelado hidrodinámico de las mareas, ya que este efecto puede alcanzar varios centímetros (Mackern, 2003). Así mismo, debido a que en la atmósfera, los elementos del tiempo como la presión, temperatura y humedad muestran variaciones diurnas (S1) y semidiurnas (S2), mismos que tienen efecto en las deformaciones tridimensionales de la tierra, se utilizó un modelo de carga atmosférica para nuestras estaciones a través de las cuadrículas de carga de mareas atmosféricas S1 y S2 (Van Dam y Ray, 2010).

¹⁸ <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/auxiliary-products/global-tide-fes/description-fes2004.html>

Se utilizaron efemérides precisas (SP3) de la constelación GPS ya que cualquier estudio geodésico de deformación requiere un modelo preciso del movimiento de los satélites con la finalidad de disminuir los errores asociados a estos. Así mismo, se utilizaron los parámetros de orientación de la Tierra (Earth Orientation Parameters, EOP o Earth Rotation Parameters, ERP), con los cuales se realiza la transformación del sistema celeste al sistema terrestre.

3.3.1. Ecuación de observación

Las señales emitidas por los satélites están caracterizadas por un cierto número de componentes, todas basadas en una frecuencia fundamental f_0 , igual a 10,23 MHz, controlada por los osciladores atómicos que se encuentran a bordo del mismo. Los satélites transmiten dos señales portadoras en la banda L, denominadas L1 y L2, las que son generadas multiplicando a la frecuencia fundamental por un número entero, resultando respectivamente las siguientes frecuencias:

$$\begin{aligned} f_1 &= 154 \cdot 10.23 \text{MHz} = 1575.42 \text{MHz} \\ f_2 &= 120 \cdot 10.23 \text{MHz} = 1227.60 \text{MHz} \end{aligned} \quad (4)$$

Donde las longitudes de ondas de estas portadoras serán respectivamente 19.05 cm. y 24.45 cm. Así mismo, los receptores generan una réplica de esta señal en tierra, que en teoría, están sincronizadas (observable ideal, Huerta et al., 2005). Sin embargo, esta señal es afectada durante su recorrido por diversos errores tales como el error de correlación, error en los relojes (tanto del satélite como el receptor), así como errores por efecto de la refracción atmosférica, resultando en la ecuación de observación real (Ecuación

$$\frac{1}{\lambda} \rho_{i,j}(t) = N_{i,j} + \phi_{i,j}(t) - f_j \Delta \delta_{i,j}(t) - f_j \Delta A_{i,j}(t) \quad (5, \text{ adecuada al satélite } j\text{-ésimo, el receptor } i\text{-ésimo, en un instante } t),$$

que incluye los términos correspondientes a los efectos producidos por los errores en los relojes (satélite y receptor) y las alteraciones que se producen en los tiempos de recorrido de la señal al atravesar la atmósfera.

$$\frac{1}{\lambda} \rho_{i,j}(t) = N_{i,j} + \phi_{i,j}(t) - f_j \Delta \delta_{i,j}(t) - f_j \Delta A_{i,j}(t) \quad (5)$$

ρ : es la distancia geométrica entre el receptor y el satélite

λ : Longitud de la onda
 f : Frecuencia emitida por el satélite
 N : Ambigüedad inicial
 ϕ : Observable de fase
 $\Delta\delta$: Error de los relojes
 ΔA : Error atmosférico

Algunos de los errores sistemáticos pueden ser modelados y eliminados introduciendo los términos correctivos correspondientes en la ecuación de observación, otros pueden también ser eliminados mediante una adecuada combinación de las ecuaciones de observación. A estas combinaciones lineales se las denomina simples diferencias, dobles diferencias y triples diferencias de fase, y se utilizan con el fin de lograr aumentar las precisiones.

Muchos de los softwares de procesamiento de observaciones GNSS utilizan las ecuaciones de observación doblemente diferenciadas (Ecuación

$$\phi_{AB,jk}(t) = \frac{1}{\lambda} \rho_{AB,jk}(t) - N_{AB,jk} + f_j \Delta A_{AB,j}(t) \quad (6), \text{ las cuales se}$$

construyen a partir de simples diferencias de fase. En este modelo se eliminan los errores provenientes de los relojes de los receptores y los satélites, y se reducen los efectos causados por la refracción atmosférica y los errores de los parámetros orbitales.

$$\phi_{AB,jk}(t) = \frac{1}{\lambda} \rho_{AB,jk}(t) - N_{AB,jk} + f_j \Delta A_{AB,j}(t) \quad (6)$$

Donde:

$$\begin{aligned} \phi_{AB,jk}(t) &= \phi_{AB,j}(t) - \phi_{AB,k}(t) \\ \rho_{AB,jk}(t) &= \rho_{AB,j}(t) - \rho_{AB,k}(t) \\ N_{AB,jk} &= N_{AB,j} - N_{AB,k} \\ \Delta A_{AB,jk}(t) &= \Delta A_{AB,j}(t) - \Delta A_{AB,k}(t) \end{aligned}$$

3.3.2. Retardo atmosférico

Las dos capas atmosféricas que tienen mayor efecto en las señales provenientes de los satélites GPS son la tropósfera y la ionósfera. La tropósfera es la parte inferior de la

atmósfera, y generalmente se considera que existe hasta una altura de entre 10 y 12 km, aunque la refracción troposférica se considera hasta los 50 km, que es hasta donde llega la estratósfera (Wolf y Ghilani, 2008), sin embargo, este efecto se produce mayormente en los primeros 10 km de la superficie terrestre.

Para el modelo de fase y pseudodistancia se debe de considerar el retardo de propagación causado por la parte neutra de la atmósfera, que consiste en un componente hidrostático que depende de la presión y temperatura del aire, y un retraso húmedo que depende de la presión y temperatura del vapor de agua (Khutorova et al., 2014). Este retardo de la señal se debe a la refracción de las ondas electromagnéticas, lo que produce una curva en su trayectoria real de la señal GPS desde el satélite al receptor (Herring et al., 2018a), presentando un retraso expresado en unidades de tiempo, el cual incrementa al disminuir el ángulo de elevación sobre el horizonte.

Este efecto puede ser representado por una función de mapeo que extiende el retraso a otros ángulos de elevación y una función simple para gradientes norte-sur y este-oeste, donde el retraso hidrostático (seco) cenital (ZHD) puede estar representado por la presión de la superficie (esta componente representa casi todo el retardo troposférico 90-100%), y que además, está disponible en modelos meteorológicos numéricos para la dependencia de la elevación de los respectivos retrasos, como la Función de Mapeo de Viena, la cual es calculada por la Universidad Técnica de Viena (VMF1) (Boehm et al., 2006). Esta función se utiliza en este estudio ya que de acuerdo con Petit y Luzum, (2010) es la función de mapeo adoptada como estándar para el tratamiento y reducción de efectos troposféricos sobre observaciones geodésicas satelitales, así como el modelado de errores en el posicionamiento geodésico. Además, se ha demostrado que las funciones cartográficas de Viena son la función más precisa (Tesmer et al., 2007; Putri et al., 2020) ya que describe el estado atmosférico en función de temperatura, presión y humedad.

El segundo componente del retardo troposférico se debe al vapor de agua (retraso del cenit húmedo, ZWD), el cual se denomina retardo húmedo, y es igual a cero si no hay vapor de agua presente en ninguna parte a lo largo de la trayectoria de la señal. Sin embargo, esta condición por lo general no se cumple, y se predice usando mediciones de las condiciones en el sitio solamente. Es así que los modelos para el retraso húmedo son notoriamente inexactos

y pueden tener errores rms de varios cm (cenit), de un retraso total húmedo de 0-40 cm. Por lo tanto, este retraso suele estimarse a partir de las observaciones GPS a través de la implementación del paquete GAMIT.

Según Herring et al. (2018a), el retardo atmosférico puede expresarse de la siguiente manera:

$$ATDEL(EL) = DRYZEN * DRYMAP(EL) + WETZEN * WETMAP(EL) \quad (7)$$

donde EL es el ángulo de elevación del satélite, DRYZEN es el retardo cenital seco, WETZEN es el retardo cenital húmedo, DRYMAP es la "función de mapeo" para el retardo seco y WETMAP es la función de mapeo para el retardo húmedo.

Por otro lado, el retardo ionosférico es una de las principales fuentes de error en el posicionamiento GPS (Yang y Li, 2015; Lenac y Filjar, 2021). Este se da en la ionosfera, una región donde se encuentran partículas ionizadas a una altura que oscila entre los 75 y 1000 km, y es una de las capas atmosféricas que interfieren con las ondas electromagnéticas provenientes de los satélites GPS, ya que es un medio dispersivo en el que la velocidad de propagación de las ondas electromagnéticas depende de la frecuencia, y debido a esto, afecta de forma distinta a la fase que al código, lo que permite eliminar el efecto ionosférico de primer orden en una combinación lineal (LC) de L1 y L2 (Kroes, 2006; Herring, King, y McClusky, 2018) utilizada en GAMIT. Según Herring et al. (2018a) dicho efecto se puede expresar como:

$$I1 = -\frac{40.3 \int N_e dL}{f_1^2} \quad (8)$$

Donde:

- N_e : es la densidad de electrones
- f : es la frecuencia de la señal
- L : es la longitud del camino

Sin embargo, los términos de segundo y tercer orden no se cancelan en el LC observable y pueden sumar 15 mm de retraso de trayectoria en condiciones de alta ionosfera. El término de segundo orden se ve afectado tanto por el contenido de electrones ionosféricos como por

el campo geomagnético, mientras que el término de tercer orden no se ve afectado por el campo geomagnético y es mucho más pequeño en magnitud. Estos términos se pueden escribir de la siguiente manera:

$$I2 = - \frac{1.1284 \times 10^{12} \int N_e B \cos \theta dL}{f_1^3} \quad (9)$$

Y

$$I3 = - \frac{812.47 \int N_e^2 dL}{f_1^4} \quad (10)$$

Donde:

- B : es la fuerza del campo magnético, y
- θ : es el ángulo entre el campo magnético y la señal GPS.

Por lo tanto, el uso de los términos de segundo y tercer orden requiere descargar archivos IONEX diarios que contienen el Contenido Total de Electrones Vertical (VTEC) a intervalos de 2 horas del Centro para la determinación de órbitas en Europa (CODE, disponible también a través de la descarga manual en GAMIT/GLOB-K) así como una función de mapeo para obtener el contenido de electrones ionosféricos a lo largo de la ruta de la señal (STEC).

Estos dos términos ionosféricos pueden modelarse en GAMIT utilizando el enfoque descrito por Petrie et al. (2010) en el procesamiento de nuestros datos, para lo cual, se han vinculado los archivos IONEX ubicados en la carpeta “ion” correspondiente a cada año. Así mismo, se configuró el modelo ionosférico “GMAP” y el modelo IGRF13, que es la última versión del campo de referencia geomagnético internacional y consta de coeficientes armónicos esféricos, que representan el campo principal de la Tierra y su variación secular (Herring et al., 2018a).

3.4. Procesamiento y ajuste de las observaciones GPS

3.4.1. Ajuste libre de la red geodésica

Para el procesamiento de las observaciones GPS, fue necesario, como primer paso, la organización de los datos, para no presentar inconsistencias al realizar el procesamiento. Para esto, gracias al análisis de calidad realizado a las observaciones, se excluyeron los días en los que se presentaba una deficiencia extraordinaria en la calidad de los datos (como los presentados en la estación PENA, ver apartado 4.1).

Para lograr estimaciones realistas del movimiento de la corteza, es necesario definir un marco de referencia aplicando ciertas restricciones a las soluciones. Sin embargo, de acuerdo con Huerta et al. (2005); Mackern y Sánchez, (2009); Mateo y Mackern, (2012), la introducción de un marco de referencia a una red mediante restricciones o puntos fiduciales en ocasiones induce una pérdida de precisión, ya que el ingresar las coordenadas de control con cierto peso para ligarlas al marco causa cierta deformación de la red (dependiendo de la estrategia de ajuste), principalmente en los sitios más alejados. Por esta razón, es conveniente, antes de introducir el marco de referencia, generar un ajuste libre de la red para no causar dicha deformación.

El paquete GAMIT incorpora un algoritmo de mínimos cuadrados ponderados para estimar las posiciones relativas de un conjunto de estaciones dentro de unos pocos decímetros que luego se ingresan en GLOBK para combinar los datos con los de otras redes y tiempos para estimar posiciones y velocidades (Feigl et al., 1993; Dong et al., 1998). Para esto, se debe de considerar que, las coordenadas a priori del ajuste libre (loosely constrained) utilizadas para el cálculo de la red son soluciones flotantes, es decir, las líneas de base y la geometría de la red se conocen con alta precisión, pero la red misma no ha sido referida a ninguna estación de referencia sobre la superficie terrestre y por tanto las coordenadas precisas de sus estaciones son desconocidas.

La secuencia para el procesamiento en este primer paquete se realiza a través del siguiente esquema metodológico, configurando, en primera instancia, el entorno donde se desarrollará el proyecto, donde los principales datos que se utilizaron para el procesamiento fueron las

observaciones GPS (RINEX), efemérides (brdc y SP3), archivos de IONEX, así como algunos archivos para la configuración del entorno de procesamiento (Figura 17).

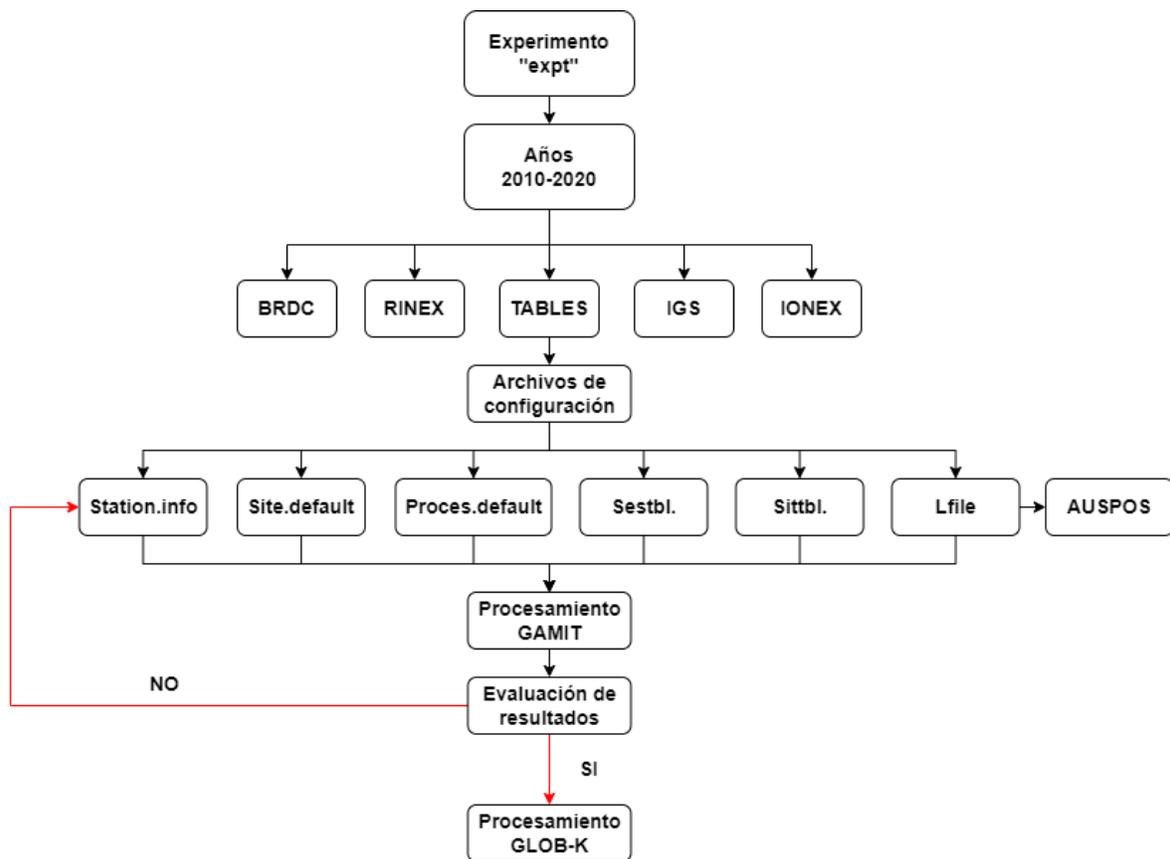


Figura 17. Entorno para el desarrollo del proyecto en GAMIT.

Cuando se ejecuta el proceso en GAMIT, se utilizan las coordenadas aproximadas resultantes de las soluciones de fase como coordenadas iniciales para el procesamiento. Sin embargo, debido a que, para nuestro caso, se presentaron problemas en dicha actualización, se optó por obtener las coordenadas de las estaciones a través de un programa en línea e introducirlas en el encabezado de los archivos de observación para que se utilizaran en el procesamiento. Además, se consideró obtenerlas con una precisión mejor que 1 m, ya que según Herring et al., (2018), los errores de hasta 1 m en estas coordenadas contribuyen en la obtención de una precisión mejor que 1 mm en el valor de la solución final. De esta manera, no se presentaron variaciones mayores que 30 cm en las coordenadas diarias estimadas.

Se optó por emplear el servicio de procesamiento en línea de AUSPOS versión 2.4¹⁹ para obtener las coordenadas de las estaciones a utilizar, ya que brinda soluciones rápidas y precisas en un marco de referencia global (ITRF14). Este servicio fue creado por el gobierno australiano, y utiliza productos del IGS para calcular coordenadas precisas en el ITRF en cualquier lugar de la Tierra a través del software Bernese versión 5.2 (Dach et al., 2015). Además, de acuerdo a la ubicación de las estaciones a procesar, proporciona (sugiere) una serie de estaciones de referencia del IGS, mismas que son seleccionadas con base en su geometría y ubicación.

Para la selección de las estaciones de referencia se consideró que todas pertenecieran a la red del IGS y que algunas de estas se ubicaran en la parte estable de Norteamérica. Así mismo, se consideraron aquellas estaciones que contaran con el mayor periodo de datos posible. Las 19 estaciones utilizadas como referencia se seleccionaron considerando criterio de ubicación, disponibilidad de información y geometría de estaciones. De las cuales, diez estaciones fueron seleccionadas de acuerdo con la geometría propuesta por AUSPOS, mientras que las otras 9 se seleccionaron con base en las zonas estables de Norteamérica (Refayee et al., 2014) (Figura 18 y Figura 19).

Se observó que la estación GLPS presentó el menor número de días en todo el periodo de estudio (76.72%), además, debido a que es una de las estaciones que se encuentra en el extremo inferior de la red, se realizó la búsqueda de una nueva estación, que estuviera en el mismo extremo de la red de referencia y que además presentara un alto porcentaje de datos durante el periodo de estudio. Para esto, se seleccionó la estación BOGT, ubicada en Bogotá, Colombia, la cual dará apoyo a la geometría del marco de referencia a utilizar. Esto, debido a que al introducir el marco de referencia se presenta una deformación mayor principalmente en los sitios remotos de la red (Mackern y Sánchez, 2009).

¹⁹ <https://www.ga.gov.au/scientific-topics/positioning-navigation/geodesy/auspos>

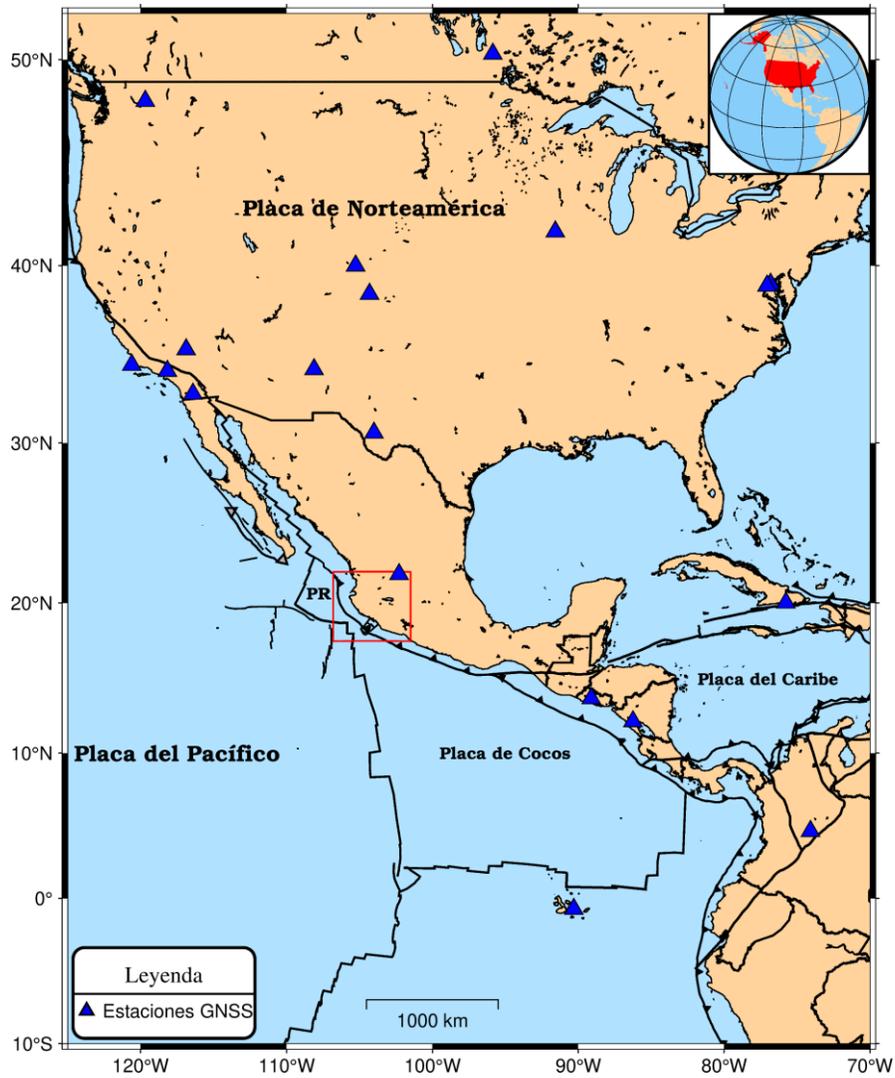


Figura 18. Ubicación de las estaciones a utilizar como marco de referencia. Zona de estudio: cuadro rojo, PR: Placa de Rivera. Mapa realizado a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

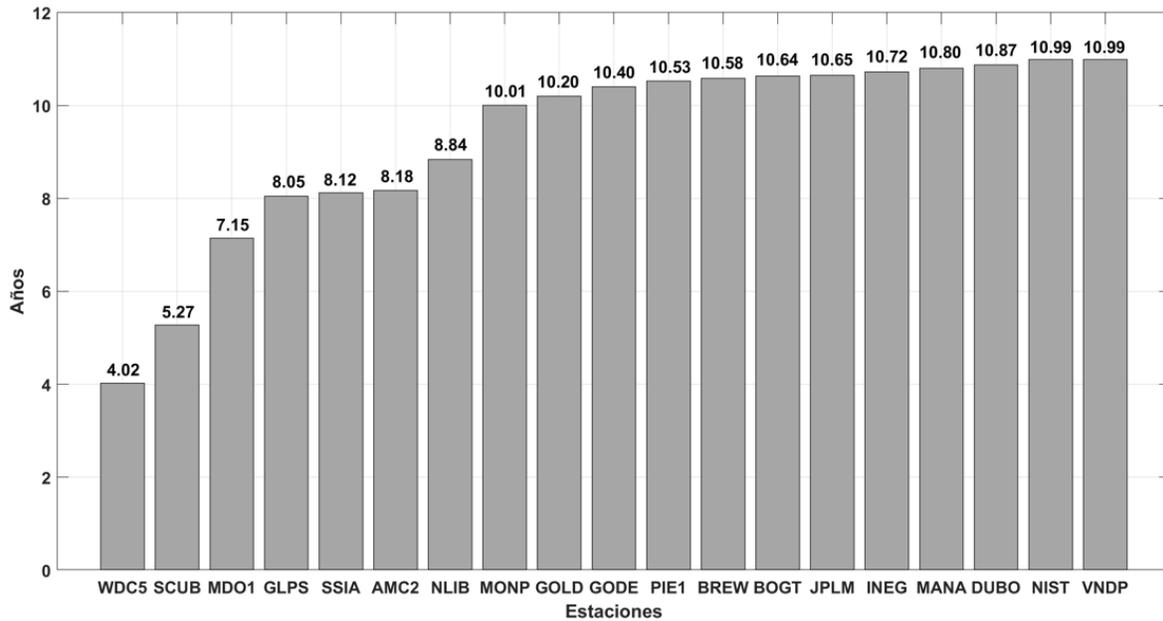


Figura 19. Disponibilidad de las estaciones de referencia durante el periodo de estudio.

Es posible realizar una evaluación para conocer la calidad del procesamiento realizado en GAMIT a través de ciertos parámetros que se encuentran en algunos archivos de salida (`sh_gamit_ddd.summary` y `autcln.post.sum`), donde el primero da a conocer el valor eficaz (rms) de los residuales de fase unidireccionales para las dos mejores y las dos peores estaciones (en el archivo `autcln.pos.sum` se encuentran los valores para todas las estaciones) que, según Herring et al. (2018), generalmente los mejores sitios tendrán valores de 3-5 mm y los peores 7-9 mm, mientras que los valores entre 10 y 15 mm indican niveles de ruido altos pero aceptables, lo cual sugiere la influencia de factores externos o propios del equipo. Se verifica el número de estaciones y archivos “x” (se crean a partir del archivo `session.info` que contiene la hora de inicio, el intervalo de muestreo, el número de observaciones y los satélites utilizados en el procesamiento), que tiene que ser igual al número de archivos RINEX utilizados. Si esto no es así, puede deberse a la exclusión de archivos “x” dada por el tamaño del archivo (configurado en `process.defaults` como 300 Kb). Así mismo, se verifica el porcentaje de ambigüedades de carril ancho (WL) y carril estrecho (NL) resueltas. La combinación WL se utiliza comúnmente para crear una señal con una longitud de onda significativamente amplia, la cual es útil para la detección de deslizamientos de ciclo y la corrección de ambigüedades, así como para eliminar la refracción ionosférica. Para las ambigüedades de WL se esperaría tener más del 90%, de lo contrario un menor porcentaje

podría reflejar un procesamiento de sesiones cortas o pseudodistancia ruidosas. Por otro lado, la combinación NL crea señales con una longitud de onda estrecha. La señal en esta combinación tiene un ruido menor que cada componente separado. Se utiliza para reducir el ruido del código en la combinación Melbourne-Wübbena para estimar la ambigüedad del carril ancho. El porcentaje de ambigüedades de NL resuelto depende de la duración de la sesión, el tamaño y la configuración de la red, la calidad de las órbitas y las coordenadas a priori y las condiciones atmosféricas. Si es menos de ~80%, puede haber deficiencias, lo cual podría necesitar que se realice nuevamente el ajuste con un análisis diferente y una revisión de los datos. Por otro lado, en el archivo “autcln.post.sum” se da a conocer un resumen de los resultados de diferentes aspectos del procesamiento. Es conveniente analizar el rms de la pseudodistancia de las estaciones, ya que si este presenta valores mayores que 5 m se podría deber a coordenadas aproximadas deficientes o un funcionamiento irregular del receptor.

Una vez verificados y analizados los resultados de procesamiento con GAMIT se aprueba o se rechaza el proceso. Si los resultados cumplen con los requerimientos que se plantea para la segunda etapa de procesamiento, se procede con el procesamiento en el paquete GLOB-K. De lo contrario, se procede a modificar los archivos de configuración según sea necesario, y un reprocesamiento con GAMIT.

3.4.2. Introducción del marco de referencia. Procesamiento en GLOB-K

Una vez realizadas las estimaciones diarias de los parámetros de las estaciones se realiza la introducción del marco de referencia para obtener estimaciones significativas del movimiento de la corteza, donde fue necesario imponer restricciones a la solución. Para eso, una vez que se lleva a cabo el procesamiento de las estaciones con un esquema libre de la red y el análisis de la precisión de este primer ajuste, es conveniente considerar la ponderación de los datos y la definición de un marco de referencia que sea acorde con el estudio a realizar. Para esto, se realiza un segundo ajuste, conocido comúnmente como ajuste ponderado, en el que se seleccionan las estaciones de control y se establecen tolerancias.

La segunda etapa del procesamiento se realiza a través del módulo GLOB-K, el cual usa un filtro de Kalman que opera en matrices de covarianza (Herring et al., 2018) para combinar archivos (h) e introducir o imponer un marco de referencia apropiado para el estudio, y así

poder obtener series de tiempo de repetibilidad diaria y archivos combinados para estimaciones de posición y velocidades de las estaciones.

La secuencia para el procesamiento de la segunda etapa se muestra en la Figura 20.

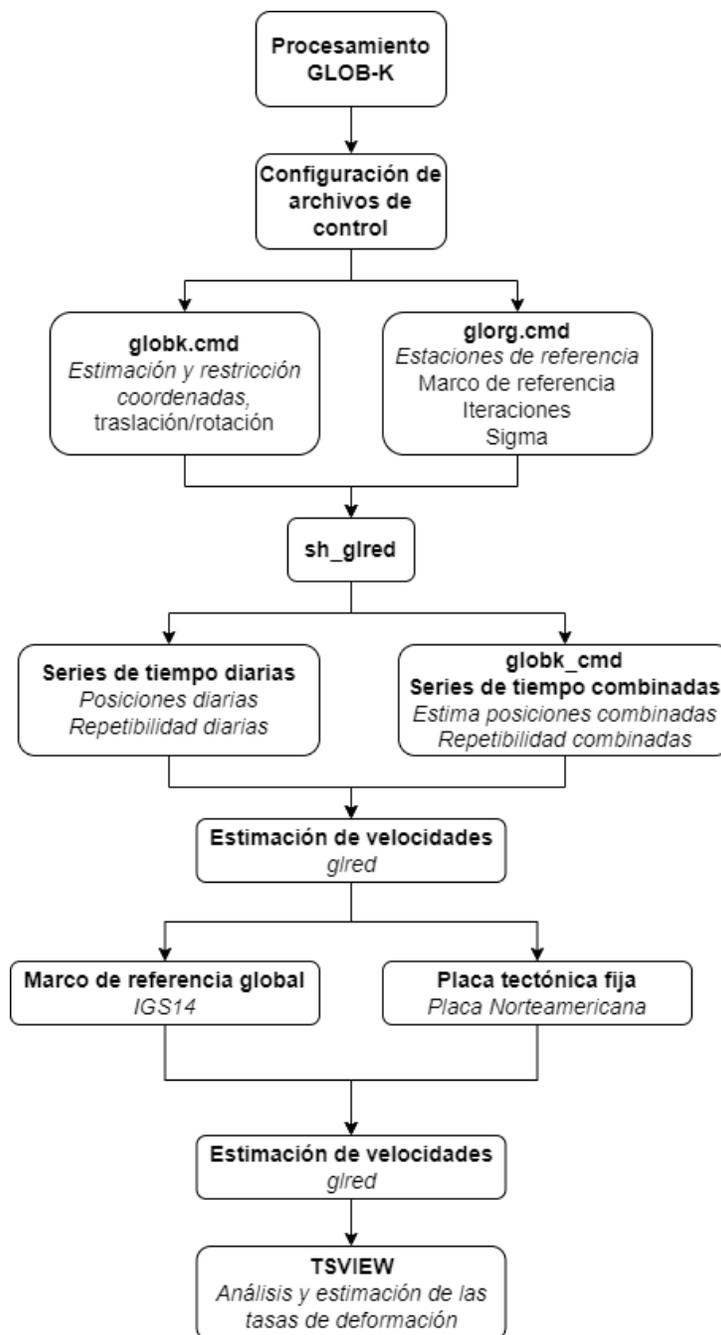


Figura 20. Metodología de procesamiento en GLOB-K

En el archivo globk.cmd se establecen las configuraciones principales tales como las restricciones a las coordenadas, según sea el caso, así como las tolerancias a utilizar para el ajuste de las coordenadas como de la traslación y rotación, entre otras. Además, este archivo es utilizado para agrupar múltiples épocas para obtener una posición y/o velocidad media. En el archivo de configuración glorg.cmd se establecen las estaciones que se utilizarán para introducir el marco de referencia (estabilización), para nuestro caso se utilizaron 19 estaciones como referencia ya que es una red de más de 50 km de extensión (Herring et al., 2018), para esto, es necesario contar con coordenadas precisas de dichas estaciones. Se estableció como referencia el marco IGS14, en primera instancia, en el cual se realiza el análisis de calidad de las soluciones y el ajuste. Así mismo, se establece la relación de residuo a incertidumbre permitida antes de que un sitio sea eliminado de la estabilización (3 sigma) y las iteraciones que empleará el programa para el proceso. En nuestro caso se utilizaron 4 iteraciones, ya que esto nos permitió obtener un ajuste rms en el orden de 1.5 mm con un promedio de 14 estaciones para la estabilización en todo el periodo de estudio. Esta estrategia permite ajustar libremente los sitios de referencia, con lo cual, se pueden detectar y eliminar valores atípicos, además de que minimiza o elimina la distorsión interna de la red.

Debido a que la determinación del campo de velocidad con respecto a un marco de referencia global generalmente no representará el comportamiento tectónico real del fenómeno regional a estudiar, (principalmente porque los desplazamientos de las estaciones son afectados por la deriva y rotación a largo plazo de las placas tectónicas) es posible (recomendable) utilizar una placa o bloque tectónico como referencia para determinar las coordenadas y velocidades de las estaciones GNSS. Según Hutton et al. (2001), para el caso del BJ, los movimientos de los sitios GPS/GNSS en Jalisco se describen mejor en relación con un marco de referencia de la Placa Norteamericana, ya que se comprende mejor el comportamiento, además de que se minimizan las velocidades del sitio de referencia (Block et al., 2017).

3.4.2.1. Generación de series de tiempo multianuales

Una vez configurado los archivos de procesamiento para el módulo de GLOB-K se generan las series de tiempo de las posiciones de las estaciones, así como la estimación de la velocidad a partir de observaciones que abarcan los años correspondientes al estudio. Para nuestro caso se generaron series de tiempo de posiciones diarias, así como estimaciones semanales para analizar el comportamiento de los resultados durante la introducción del marco y considerar la que mejor se ajusta a la calidad esperada.

La verificación final de los datos y procesamiento se puede realizar a través de los valores de incertidumbre y repetibilidad generados en los archivos “.org” y “.pos”, donde los valores deseables, considerando sesiones de 24 horas y una estabilización robusta estarían al nivel de 1-2 mm para coordenadas horizontales y 3-5 mm para alturas. Por otro lado, el análisis de la definición del marco de referencia (estabilización) se realiza a través del número de estaciones incluidas en la última iteración. Según Herring et al. (2015) es recomendable contar con más de 10 estaciones de referencia para la estabilización. Así mismo, el valor para el ajuste “post rms” debe estar en el nivel esperado para las incertidumbres (1-5 mm), además de valores cercanos a 1 mm en nrms en las 3 componentes y wrms de 1-2 mm en horizontal y de 3-10 mm en vertical (Herring et al., 2018), donde nrms es el error medio cuadrático normalizado de cada componente y wrms es el error medio cuadrático ponderado de cada componente en mm, el cual se utiliza para representar la repetibilidad de las coordenadas.

A partir de las series de tiempo de posiciones se estiman las tasas de deformación para cada estación y componente considerando los distintos marcos de referencia (IGS14 y Placa Norteamericana fijas). Las series temporales de velocidades se analizan a través de la herramienta tsvie el cual evalúa su calidad y genera archivos de control para que se eliminen las estimaciones de posición de sitios incorrectas, además de dar a conocer los saltos en las series de tiempo para remover las mediciones atípicas con la finalidad de generar y obtener las estimaciones de las velocidades para el periodo de estudio.

3.5. Análisis de las series temporales

El análisis de las series de tiempo GNSS se ha utilizado ampliamente para estudiar la evolución de diversos fenómenos tales como la dinámica de las placas tectónicas (Blewitt y Lavallée, 2002; Riddell et al., 2020), el estudio de las variaciones del nivel del mar (Löfgren y Haas, 2014; Santamaría-Gómez et al., 2015), así como deformaciones de la corteza asociadas a sismos (Miura et al., 2000) con la finalidad conocer las variaciones estacionales, el ruido de las series de tiempo de coordenadas, la presencia de tendencia, además de conocer cuál es el mejor modelo que se ajusta a los datos, y así, estimar de manera precisa las velocidades de estaciones de operación continua y sus incertidumbres (Williams, 2003; Santamaría-Gómez et al., 2011). Sin embargo, por lo general, estas se ven afectadas, por discontinuidades que pueden ser clasificadas como naturales o artificiales, que para el cálculo de velocidades o tendencias de las estaciones necesitan ser corregidas. Generalmente, los saltos (offset) provocados por causas naturales son aquellos producidos a consecuencia de un fenómeno geofísico, como sismos, mientras que los de causas artificiales son aquellos producidos por cambios en el equipo (software o firmware) o por cambios en los alrededores de la estación que afectan directamente el horizonte de esta o al efecto multitrajectoria (García Cañada, 2016).

Según el método de descomposición (García Cañada, 2016), una serie de datos se puede descomponer en un conjunto de componentes, donde la suma de ellos representa la serie temporal, en la que, generalmente se considera una componente para la tendencia, una o varias componentes estacionales (para representar las variaciones periódicas), y una componente llamada ruido, que describe las variaciones aleatorias o irregulares. Este se describe como:

$$y_i = x_0 + rt_i + st_i + \varepsilon_x(t_i) \quad (11)$$

Donde y_i , con $i = 1, \dots, N$, es cada observación de la serie en el instante de tiempo t_i , x_0 es la ordenada en el origen, r es la pendiente, s los términos periódicos y $\varepsilon_x(t_i)$ el ruido presente en la serie. De modo que, si se tiene conocimiento de los términos que conforman este modelo, se puede obtener una mejor estimación de la velocidad.

Cabe mencionar que, por lo general, las series estudiadas no son las de coordenadas directamente, sino una serie de tiempo residual, que se obtiene al eliminar la tendencia a través de una regresión lineal u otros modelos, y es la que se estudia y analiza.

Algunos autores como Zhang et al., (1997) y Mao et al., (1999) mencionan que los modelos que describen mejor el ruido de algunas series temporales son el modelo de ruido de parpadeo (flicker noise) más ruido blanco (White noise, también llamado ruido aleatorio o random noise (Blanco Díaz, 2013)). Estudios más actuales como Wang et al., (2012), Goudarzi et al., (2015) y Kall et al., (2019), encontraron que la combinación de ruido de parpadeo más modelos de ruido blanco se aproxima bien a las propiedades de ruido de los tres componentes de coordenadas en las series temporales. Así mismo, según lo mencionado en He et al., (2017), el ruido en las series temporales de coordenadas GPS se ha descrito como la combinación de ruido de color (color noise) y ruido blanco. No obstante, la combinación de otros modelos de ruido también brindan soluciones precisas para las propiedades del ruido de los datos (Santamaría-Gómez et al., 2011; He et al., 2017; Langbein, 2008), donde las incertidumbres de las tasas estimadas dependerán del modelo de error asumido para los datos (Williams, 2003). Por otro lado, según Williams, (2004) y Santamaría-Gómez et al., (2011) la suposición de ruido blanco no correlacionado en el tiempo en ocasiones conduce a una subestimación de las incertidumbres de la velocidad.

Langbein, (2004) y Goudarzi et al., (2015) han demostrado que el ruido blanco está asociado con el ruido del hardware GNSS así como con los errores de medición, que pueden ser tan pequeños como 1 mm o menos (Zhang et al., 1997). Este tipo de ruido se caracteriza por presentar una densidad espectral de potencia (PSD) constante (o plana), mientras que si el PSD es plana se dice que el ruido está coloreado. Las principales propiedades que caracterizan la presencia de ruido blanco en las series temporales es que todas las variables analizadas tienen una distribución normal, además de que la media y la varianza son constantes e independientes del tiempo. El ruido de parpadeo se asocia con el sistema GNSS (retraso troposférico no modelado y efemérides del satélite), y el ruido de caminata aleatoria (random walk) generalmente está asociado con los movimientos aleatorios del monumento de la estación. Este último se obtiene como la acumulación o suma de variables aleatorias de ruido blanco. Así mismo, si la serie de tiempo tiene caminata aleatoria se considera como no

estacionaria, en las que se presentan largos periodos de crecimiento o decrecimiento y repentinos cambios de dirección.

Como se ha mencionado, el análisis de las series de tiempo es ampliamente utilizado para el estudio de diversos fenómenos geofísicos, sin embargo, hay casos en los que interesa estudiar variaciones particulares de algunas zonas, por lo que la tendencia debida a la tectónica puede considerarse como ruido y aquellas series temporal que se obtiene después de eliminar esa velocidad, es el objeto de interés (García Cañada, 2016). En estos casos las velocidades obtenidas pueden presentar valores distintos al utilizar diferentes marcos de referencia, por lo que el procesamiento y análisis realizados para su obtención son de vital importancia, ya que pueden afectar de manera considerable a los resultados obtenidos.

Para el análisis de las series temporales de coordenadas GPS de nuestro procesamiento se utilizó la herramienta tsview, ya que es un complemento del software GAMIT/GLOB-K, además de que ofrece resultados realistas en la estimación de las velocidades y sus incertidumbres, y algunos autores han mostrado su capacidad para dicho análisis (Bogusz y Figurski, 2014; Maciuk y Chang, 2021). Así mismo autores como Kall et al., (2019), lo han comparado con otros softwares de análisis de series temporales como Hector (He et al., 2018) y MIDAS (Diferencia Interanual Mediana Ajustada por Asimetría) (Blewitt et al., 2016), donde han demostrado una concordancia en las velocidades de sus soluciones, no obstante, las incertidumbres más pequeñas y soluciones más rápidas se han obtenido de tsview (utilizando un modelo de ruido correlacionado).

De esta manera, considerando lo antes mencionado, se optó por analizar los resultados obtenidos de GAMIT/GLOB-K mediante la herramienta tsview, donde se aplican los modelos de ruido disponibles en el software con la finalidad de identificar qué modelo se ajusta mejor a nuestros datos. Cabe mencionar que una de las desventajas que presenta tsview es que solamente utiliza dos modelos para estimar las incertidumbres de los parámetros, un modelo de ruido blanco y un modelo de ruido correlacionado en el tiempo del tipo random walk, a diferencia de otros, en los que se puede realizar una combinación de diferentes modelos de ruido. Por un lado, la suposición de ruido blanco en las observaciones genera casi invariablemente estimaciones muy optimistas de las incertidumbres de las estimaciones de los parámetros (Herring, 2003), esto se debe principalmente a que la incertidumbre de la

velocidad está directamente relacionada con el aumento de la duración de la serie temporal, lo cual hará que los valores en su estimación disminuyan hasta valores muy pequeños (Blanco Díaz, 2013). Así mismo, la incertidumbre de la velocidad está directamente relacionada con la amplitud del ruido del modelo, con el cuadrado de la duración de la serie temporal, es inversamente proporcional al número de observaciones y está dado por la siguiente formula:

$$\sigma_r^2 \approx \frac{12\sigma_w^2}{nT^2} \quad (12)$$

Dónde:

σ_r es la incertidumbre en velocidad, expresada como varianza σ_r^2

σ_w es la amplitud del ruido blanco (en mm)

n es el número total de observaciones

T es la duración temporal, tal que $T = (n - 1)\Delta t$

Δt es la duración temporal

Por otro lado, el algoritmo utilizado para el cálculo de sigmas realistas supone la presencia de ruido de caminata aleatoria, el cual es un caso concreto de ruido de tipo Gauss Markov de primer orden (Herring, 2003; Blanco Díaz, 2013), que si no se tiene en cuenta se puede producir un sesgo en la estimación de velocidades y las incertidumbres son incorrectamente subestimadas en un factor de entre 3 y 5 (Blanco Díaz, 2013). Una de las particularidades que se presenta al utilizar el modelo de caminata aleatoria es que los residuos de la serie temporal para el ajuste a los datos se promedian en intervalos cada vez más largos, con lo cual se calculan progresivamente los χ^2/gl de los valores conforme aumenta el tiempo promedio, donde esta tasa de aumento se utiliza para ajustar un tiempo de correlación para el ruido del proceso, y a la vez, ese tiempo de correlación se utiliza para calcular sigmas más realistas para los ajustes (Herring, 2003). Aunado a esto, según Blanco Díaz, (2013), para un modelo de ruido correlacionado en el tiempo del tipo caminata aleatoria, la disminución de la incertidumbre en velocidad se ve menos afectada por el aumento del tiempo de la serie temporal que en el modelo de ruido blanco, lo cual viene dado por la siguiente formula:

$$\sigma_r^2 \approx \frac{\sigma_{rw}^2}{T} \quad (13)$$

Donde:

σ_{rw} es la amplitud del ruido de paseo aleatorio en mm/ $\sqrt{\text{año}}$

Este proceso estudia la correlación de la serie temporal con ella misma (García Cañada, 2016), además sigue un espectro de potencia dado por la siguiente ecuación:

$$P_x(f) = P_0(\beta^2 + 4\pi^2 f^2)^{\frac{k}{2}} \quad (14)$$

donde P_0 es una constante de normalización, f es la frecuencia temporal, β es la frecuencia de cruce que simboliza el punto donde las frecuencias de bajo y alto espectro se cruzan entre sí, y k es el índice espectral para describir la dependencia de la frecuencia del proceso (Santamaría-Gómez et al., 2011), donde se asume que $k = -2$, que es el valor que caracteriza al ruido de caminata aleatoria (García Cañada, 2016). Según Kall et al., (2019) y Maciuk y Chang, (2021), las incertidumbres estimadas por tsview con el modelo de sigmas realistas pueden ser demasiado optimistas ya que este modelo supone que el ruido predeterminado es un proceso de Gauss-Markov de primer orden.

Las señales periódicas estacionales anuales y semianuales, se caracterizan por ser estables a lo largo del tiempo, lo cual se refleja en las series temporales en que los valores tienden a oscilar alrededor de una media constante, y la variabilidad con respecto a esa media también permanece constante en el tiempo. Según Blanco Díaz, (2013), la no estimación de señales estacionales en el ajuste de series temporales afecta a las incertidumbres que se estiman, siendo infravaloradas dichas incertidumbres en un factor de entre 2 y 4.

Estas señales estacionales se muestran visiblemente en las series temporales de elevación (principalmente) como ondas sinusoidales, y se modelan mediante funciones seno/coseno con períodos anual y semianual. La fórmula que expresa el desplazamiento $D(t)$ en metros, en función del tiempo t en días, es:

$$D(t) = A \cos\left(2\pi \frac{t-t_0}{T}\right) + B \sin\left(2\pi \frac{t-t_0}{T}\right) \quad (15)$$

donde A, B, son las amplitudes (metros) a estimar de las funciones de seno y coseno; t es la fecha de cálculo, t_0 es la fecha origen de cálculo (fase cero) y T es el período, los tres parámetros en días. Esta fórmula se aplica para cada período (anual, T= 365.25 días, semianual T= 182.625 días) y para cada componente E, N, H)

El origen de dichas variaciones periódicas puede ser diverso, pero la componente principal suele ser movimientos de la corteza terrestre debidos a procesos geofísicos no modelados en el procesado GPS (Meertens et al., 2012), relacionados con la carga atmosférica (Tregoning y van Dam, 2005) e hidrológica (Fritsche et al., 2012). También pueden no ser movimientos reales sino movimientos ficticios provocados por el modelado incorrecto de diversos parámetros físicos durante el procesado, como pueden ser carga oceánica, retardos troposféricos, efectos orbitales, multitrayectoria de entorno cercano, etc. (Blanco Díaz, 2013).

Por otro lado, se realizó una limpieza o depuración de los datos mediante la detección y corrección de saltos en la serie que se producían principalmente debido a los cambios de hardware de las estaciones (Tabla 5), así como las fechas en las que ocurrieron sismos de magnitud mayor que $M_w > 5.0$ y que se encontraran a menos de 200 km de la estación, ya que a mayor distancia no se encontró influencia significativa de estos en las tasas de velocidad estimadas. Cabe mencionar que, las correcciones de los saltos en las series de tiempo se basan en el cálculo de la tendencia de las series, estimando el valor del salto como la diferencia de las medias en las series antes y después de que este haya tenido lugar, mediante un ajuste mínimo cuadrático, obteniéndose las ecuaciones de las rectas para cada lado del salto (García Cañada, 2016). Además, se eliminaron los valores atípicos (outliers) con incertidumbres de coordenadas superiores a ± 20 mm así como valores atípicos detectados en las series temporales mediante el criterio 3-sigma (tres veces la desviación estándar) (Bogusz y Figurski, 2014; Kall et al., 2019; Maciuk y Chang, 2021) de tsview. Una vez eliminados los valores atípicos y saltos, las series se consideran como limpias para su posterior análisis.

3.6. Estimación de parámetros del polo de Euler

Para caracterizar parte de la geodinámica que presenta el BJ, se utilizaron las velocidades de las soluciones de GAMIT/GLOBK, y que posteriormente fueron estimadas en el análisis con tsview, de 16 estaciones GPS/GNSS, con la finalidad de generar un modelo que describa el movimiento de este bloque y la influencia que presenta la placa de Rivera en esta región, ya que según Kendrick et al. (2003), DeMets et al. (2010), Beavan et al. (2016), Pietrantonio et al. (2016), es posible caracterizar los desplazamientos relativos de bloques o placas tectónicas mediante las tasas de rotación especificadas por los parámetros del polo de Euler a partir de velocidades calculadas en distintos marcos de referencia. Por otro lado, debido a que el NGL publica soluciones de velocidades GPS de un gran número de estaciones (algunas de las cuales no son de libre acceso), se utilizó la información de 19 estaciones ubicadas en nuestra zona de estudio para analizar, comparar y validar el potencial que presentan ambas alternativas (Figura 21).

El NGL, por su parte, estima y analiza los vectores de velocidad de la red geodésica MAGNET con el paquete de software GISPY-OASIS-II (Webb y Zumberge, 1997), utilizando la diferencia interanual mediana ajustada por asimetría (MIDAS) (Blewitt et al., 2016) para el análisis de las series temporales de GPS, las cuales tienen las tendencias de movimiento de placa predichas eliminadas, para que el movimiento representado sea con respecto a esa placa (Wang et al., 2018; Wang et al., 2020). Mientras que otros parámetros como intersección, oscilaciones anuales y semestrales, magnitudes de salto, se estiman mediante mínimos cuadrados con el valor de la tendencia asumido. Así mismo, proporciona series temporales limpias. A estos se les han eliminado las soluciones de posición periférica para aclarar las gráficas en los casos en que la presencia de valores atípicos expande la escala vertical de las gráficas, lo que dificulta ver los detalles de la mayoría de los datos. Se incluyen las correcciones por cualquier desplazamiento debido a cambios o reubicaciones del hardware de la antena, así como saltos causados por sismos para estimar las velocidades de la estación (los sismos cercanos se consideran dentro de los $10^{(M/2-0.8)}$ km de la estación, donde M es la magnitud del evento).

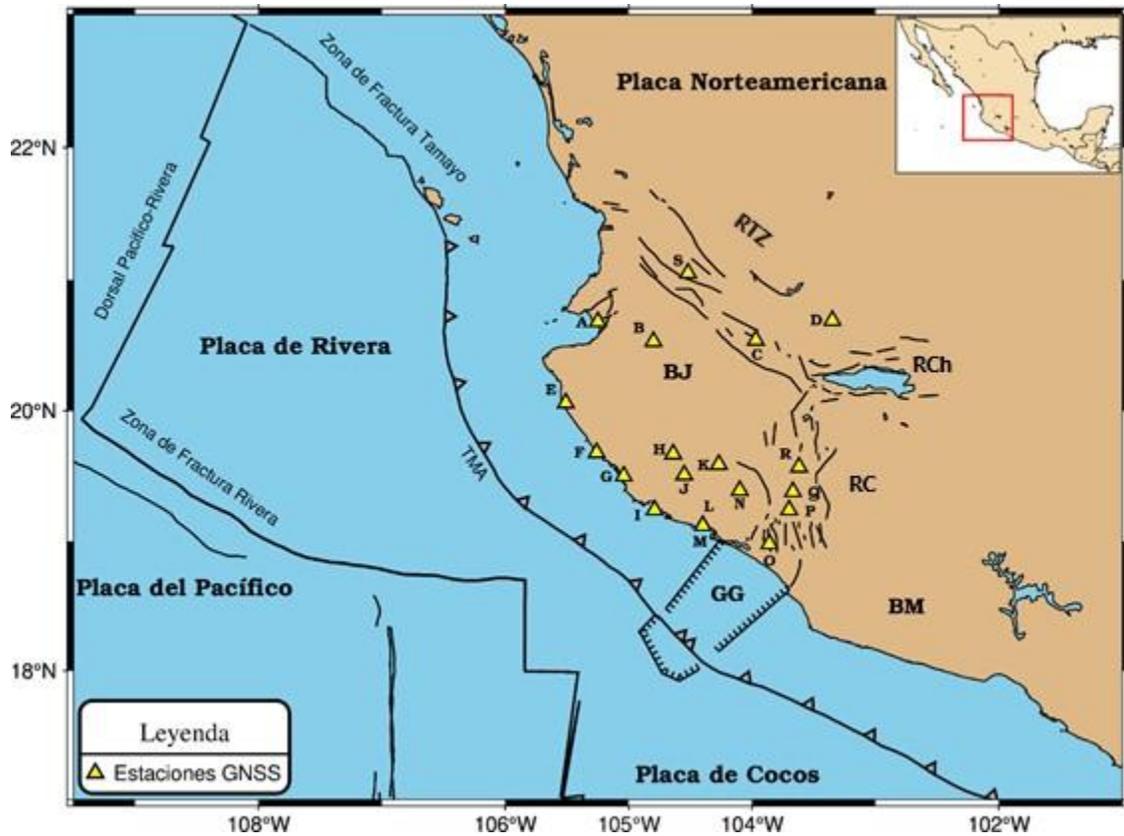


Figura 21. Localización de las 19 estaciones GNSS de operación continua en la zona de estudio. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

La metodología utilizada en este estudio se basa en los pasos que se describen en la Figura 22. Debido a que las 19 estaciones utilizadas se encuentran en 3 diferentes zonas (BJ, RC y RTZ), se analizó la influencia que presenta la geometría de la red de estaciones, así como la combinación de sus velocidades (tsview y NGL). Utilizando la prueba Tau se identificaron los errores individuales en el conjunto de datos de entrada, principalmente en los sitios que contenían errores graves en sus velocidades y que no permitían generar un modelo consistente con las direcciones de movimiento del bloque.

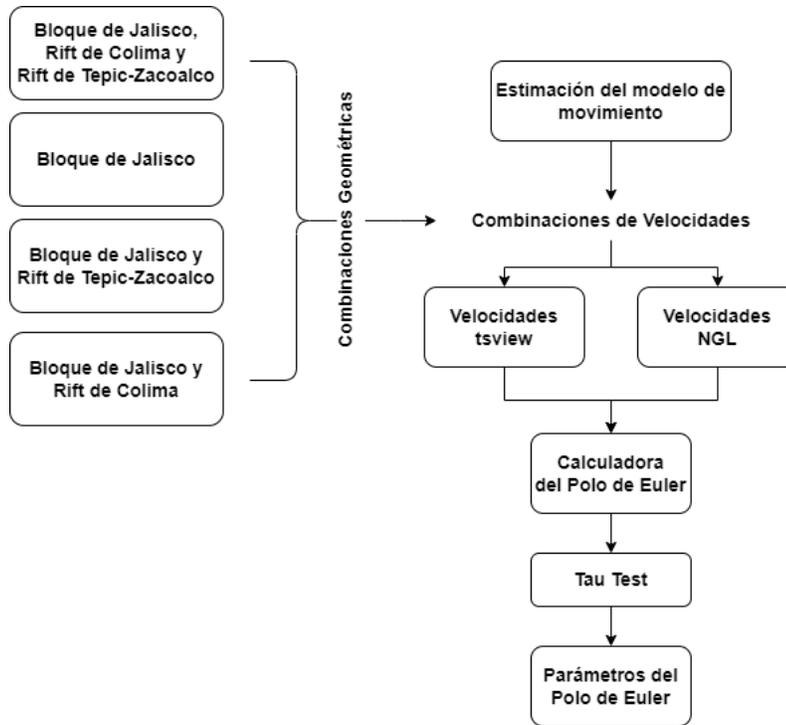


Figura 22. Metodología para la estimación de los parámetros del polo de Euler.

A partir de las soluciones de velocidades es posible estimar los parámetros del polo de Euler, con lo cual se modelan los movimientos rígidos que presenta el BJ y se pueden estimar nuevas coordenadas o velocidades en la región del modelo. Para esto, se utilizó la Calculadora de Polo de Euler (EPC) (Goudarzi et al., 2014), donde, a partir de las estaciones localizadas en la misma placa tectónica, se estimaron los parámetros del polo de Euler que mejor describen el movimiento del bloque. Dichos parámetros están conformados por la ubicación del eje de rotación del bloque, así como de la rotación de Euler o velocidad angular, lo que, en conjunto, permite predecir (estimar) las velocidades de cualquier sitio que se encuentre dentro de la región de la estimación del modelo (Goudarzi et al., 2014). El teorema de Euler puede resolverse a través del método directo, y se formula de la siguiente manera:

$$v_i^p = \Omega^p \cdot x_i = \begin{bmatrix} 0 & -\omega_z & \omega_y \\ \omega_z & 0 & -\omega_x \\ -\omega_y & \omega_x & 0 \end{bmatrix}^p \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_i \quad (16)$$

Donde v_i^p y $x_i(x_i, y_i, z_i)^T$ son la velocidad y posición de la estación i

y $\Omega^p(\omega_x^p, \omega_y^p, \omega_z^p)$ es la velocidad angular o vector de Euler de la placa p asociada con la estación i .

El producto cruzado se toma entre el vector de velocidad angular y el vector de posición de la estación en un sistema de coordenadas cartesianas fijas y centradas en la Tierra (ECEF CCS, por sus siglas en inglés), por lo que la velocidad de la estación también se expresa en el sistema ECEF.

Aplicando las propiedades de la matriz antisimétrica (Liu y Trenkler, 2008) a la ecuación (

$$v_i^p = \Omega^p \cdot x_i = \begin{bmatrix} 0 & -\omega_z & \omega_y \\ \omega_z & 0 & -\omega_x \\ -\omega_y & \omega_x & 0 \end{bmatrix}^p \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_i \quad (16) \text{ y utilizando el sistema}$$

de coordenadas cartesianas ECEF, el cálculo de los vectores de velocidad de la estación i se simplifica y viene dada de la siguiente manera:

$$V_i^{ECEF} = \begin{bmatrix} V_x \\ V_y \\ V_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & z & -y \\ -z & 0 & x \\ y & -x & 0 \end{bmatrix}_{i(ECEF)} \begin{bmatrix} \omega_x \\ \omega_y \\ \omega_z \end{bmatrix}^p = \begin{bmatrix} z_i \omega_y^p - y_i \omega_z^p \\ x_i \omega_z^p - z_i \omega_x^p \\ y_i \omega_x^p - x_i \omega_y^p \end{bmatrix} = X_i \cdot \Omega^p \quad (17)$$

Mientras que, utilizando un sistema de coordenadas cartesiano geodésico local, la estimación de las velocidades se describe de la siguiente manera:

$$V_i^p = \begin{bmatrix} V_n \\ V_e \end{bmatrix}_{i(GL)} = r_e \begin{bmatrix} \sin \lambda & -\cos \lambda & 0 \\ -\sin \phi \cos \lambda & -\sin \phi \sin \lambda & \cos \phi \end{bmatrix}_i \begin{bmatrix} \omega_x^p \\ \omega_y^p \\ \omega_z^p \end{bmatrix} = K_i^{(GL)} \begin{bmatrix} \omega_x^p \\ \omega_y^p \\ \omega_z^p \end{bmatrix} \quad (18)$$

Donde:

r_e = radio de la tierra, ϕ y λ son la latitud y longitud esféricas de la estación.

$K_i^{(GL)}$ es la matriz Jacobiana de observaciones linealizadas.

Debido a que la rotación alrededor del polo de Euler sobre una superficie esférica no cambia la componente altura, la Ecuación

$$V_i^p = \begin{bmatrix} V_n \\ V_e \end{bmatrix}_{i(GL)} = r_e \begin{bmatrix} \sin \lambda & -\cos \lambda & 0 \\ -\sin \phi \cos \lambda & -\sin \phi \sin \lambda & \cos \phi \end{bmatrix}_i \begin{bmatrix} \omega_x^p \\ \omega_y^p \\ \omega_z^p \end{bmatrix} = K_i^{(GL)} \begin{bmatrix} \omega_x^p \\ \omega_y^p \\ \omega_z^p \end{bmatrix} \quad (18)$$

esta simplificada y solamente muestra la estimación para las velocidades horizontales.

La matriz de covarianza de velocidades horizontales, por otro lado, se calcula aplicando la ley de la propagación de los errores a (

$$V_i^p = \begin{bmatrix} V_n \\ V_e \end{bmatrix}_{i(GL)} = r_e \begin{bmatrix} \sin \lambda & -\cos \lambda & 0 \\ -\sin \phi \cos \lambda & -\sin \phi \sin \lambda & \cos \phi \end{bmatrix}_i \begin{bmatrix} \omega_x^p \\ \omega_y^p \\ \omega_z^p \end{bmatrix} = K_i^{(GL)} \begin{bmatrix} \omega_x^p \\ \omega_y^p \\ \omega_z^p \end{bmatrix} \quad (18):$$

$$\sum_{V_i^p}^{(GL)} = K_i^{(GL)} \sum_{\Omega^p} K_i^{T(GL)} \quad (19)$$

Donde:

\sum_{Ω^p} se asume que es una matriz diagonal que se define como:

$$\sum_{\Omega^p} = \text{diag}(\sigma_{\Omega_{lat}^p}^2, \sigma_{\Omega_{long}^p}^2, \sigma_{\Omega^p}^2) \quad (20)$$

La estimación de los parámetros del polo de Euler, por otro lado, se realiza a través del llamado método inverso, en el que se utilizan los vectores de velocidad de n estaciones ubicadas en el mismo bloque o placa tectónica:

$$\begin{bmatrix} V_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ V_n \end{bmatrix}_{3n \times 1}^p = \begin{bmatrix} X_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ X_n \end{bmatrix}_{3n \times 3}^p \begin{bmatrix} \omega_x \\ \omega_y \\ \omega_z \end{bmatrix}_{3 \times 1}^p \quad (21)$$

Con lo cual es posible calcular el vector de rotación $\Omega^p = (\omega_x^p, \omega_y^p, \omega_z^p)^T$ para la placa P o bloque rígido usando el método de mínimos cuadrados (Goudarzi et al., (2014):

$$\Omega^p = (A^T W A)^{-1} (A^T W L)$$

Donde:

W es la matriz de pesos de las observaciones y

L es el vector de velocidad $(V_1 \dots V_n)^T$

A es la matriz de diseño $(X_1 \dots X_n)^T$

Así, suponiendo la rotación en una esfera, el vector de rotación podría definirse por la tasa de rotación $|\Omega^p|$ (velocidad angular) y el polo de rotación (latitud y longitud esféricas) de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} |\Omega^p| &= \sqrt{(\omega_x^p)^2 + (\omega_y^p)^2 + (\omega_z^p)^2} \\ \Omega_{lat}^p &= \arctan\left(\omega_z^p / \sqrt{(\omega_x^p)^2 + (\omega_y^p)^2}\right) \\ \Omega_{long}^p &= \arctan\left(\omega_y^p / \omega_x^p\right) \end{aligned} \quad (22)$$

Debido a que las estaciones de nuestra zona de estudio se encuentran distribuidas en 3 zonas diferentes (BJ, RC y RTZ), se realizaron 4 configuraciones geométricas (BJ, BJ-RC, BJ-RTZ, BJ-RTZ-RC) para conocer su influencia en los resultados de la estimación de los parámetros del polo de Euler, ya que según Goudarzi et al., (2014), las estaciones deben de localizarse en la misma placa o bloque tectónico. Así mismo, se realizó la combinación de las soluciones de nuestro procesamiento y las proporcionadas por el NGL.

Prueba Tau

Para evaluar la calidad de las 19 estaciones GPS/GNSS utilizadas para la estimación de los parámetros del polo de Euler se utilizó, como primer paso, la prueba Tau, que, según Goudarzi et al., (2014) se define como:

$$\tau_i = \frac{v_i}{\hat{\sigma}_0 \cdot \sqrt{q_{ii}}} = \frac{v_i}{\hat{\sigma}_{v_i}} = \frac{\bar{v}_i}{\hat{\sigma}_0} \quad (23)$$

Donde \bar{v}_i es el residuo estandarizado, v_i es el residuo calculado del ajuste, y q_{ii} es el elemento de la diagonal principal de la matriz de cofactores de los residuos q_{vv} , la cual se puede utilizar para detectar estadísticamente errores en el conjunto de datos. Esta matriz se puede escribir como (Ghilani, 2010):

$$Q_{vv} = W^{-1} - A Q_{xx} A^T \quad (24)$$

donde W es la matriz de ponderación de las observaciones, A es la matriz de diseño del ajuste y Q_{xx} es la matriz de cofactores de incógnitas que se obtiene del ajuste. W viene dada como:

$$W = Q^{-1} = \sigma_0^2 \Sigma^{-1} \quad (25)$$

Donde Q es la matriz de cofactores y se puede expresar como:

$$Q = \frac{1}{\sigma_0^2} \Sigma \quad (26)$$

La estructura y elementos individuales de la matriz Σ es:

$$\Sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{x1}^2 & \sigma_{x1x2} & \cdots & \sigma_{x1xn} \\ \sigma_{x2x1} & \sigma_{x2}^2 & \cdots & \sigma_{x2xn} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \sigma_{xnx1} & \sigma_{xnx2} & \cdots & \sigma_{xn}^2 \end{bmatrix} \quad (27)$$

Debido a que las soluciones de velocidades de las estaciones utilizadas se consideraron independientes, los valores de covarianza correspondientes se sustituyen por 0 ($\sigma_{xij} = 0$).

Por lo tanto, Q será una matriz diagonal con elementos iguales a $\sigma_{xi}^2 / \sigma_0^2$. La inversa de una matriz diagonal también es una matriz diagonal, siendo sus elementos los recíprocos de las diagonales originales, por lo que la Ecuación $W = Q^{-1} = \sigma_0^2 \Sigma^{-1}$ (25) se convierte en:

$$W = \begin{bmatrix} \frac{\sigma_0^2}{\sigma_{x1}^2} & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \sigma_{x2}^2 & & 0 \\ 0 & & \ddots & \\ 0 & 0 & & \frac{\sigma_0^2}{\sigma_{xn}^2} \end{bmatrix} = \sigma_0^2 \Sigma^{-1} \quad (28)$$

Así, los residuos estándar se calculan a partir de los elementos diagonales apropiados de Q_{vv} como:

$$\bar{v}_i = \frac{v_i}{\sqrt{q_{ii}}} \quad (29)$$

Usando q_{vv} , la desviación estándar del residual es $\sigma_0 \sqrt{q_{ii}}$, donde σ_0 es el valor de un sigma a priori. Si un residuo difiere significativamente de cero, la observación

correspondiente puede considerarse un error grave. Por lo tanto, se sugiere multiplicar el

denominador de $\bar{v}_i = \frac{v_i}{\sqrt{q_{ii}}}$ (29) por σ_0 para probar

esta hipótesis:

$$t_i = \frac{v_i}{\sigma_0 \cdot \sqrt{q_{ii}}} = \frac{v_i}{\sigma_{v_i}} = \frac{\bar{v}_i}{\sigma_0} \quad (30)$$

cuyo valor crítico $\tau_{\alpha/2}$ se puede calcular a partir de la distribución t de Student (ver

Goudarzi et al., 2014), usando $t_i = \frac{v_i}{\sigma_0 \cdot \sqrt{q_{ii}}} = \frac{v_i}{\sigma_{v_i}} = \frac{\bar{v}_i}{\sigma_0}$ (30)

y el criterio τ , se muestran las observaciones (estaciones) que presentan un mayor valor, las cuales se analizan para un posible rechazo cuando:

$$\frac{\left| \frac{\bar{v}_i}{\sigma_0} \right|}{\wedge} > \tau_{\alpha/2} \quad (31)$$

Los errores que se eliminan utilizando la prueba Tau son únicamente de una sola observación (estación) a la vez, que corresponde a los residuos estandarizados más grandes que se marcó

$$\frac{\left| \frac{\bar{v}_i}{\sigma_0} \right|}{\wedge} > \tau_{\alpha/2}$$

como un valor atípico o error utilizando σ_0 (31),

y se ejecutó nuevamente la prueba. De esta manera, la prueba Tau se efectuó n veces para descartar las observaciones con valores atípicos.

3.7. Evaluación de catálogos sísmicos en el Bloque de Jalisco

Un catálogo sísmico es una base de datos que contiene los parámetros que caracterizan a un sismo, tales como la fecha (año, mes, día, hora, minuto, segundo), profundidad, latitud, longitud, tipo de magnitud, error en la localización, entre otros (dependiendo del catálogo), calculados en las mismas condiciones, con el objetivo de constituirse como una base de datos homogénea y útil para la realización de estudios en sismología.

Por lo general, el uso de la información de un catálogo sísmico conlleva una evaluación preliminar del mismo para conocer su calidad y confiabilidad, con lo cual, se hace necesario, dependiendo del estudio, realizar un análisis de la Magnitud de Completitud (M_c) (Wiemer y Wyss, 2000; Amini, 2014; Arroyo et al., 2017), la cual se puede considerar como un análisis de calidad de los datos de un catálogo sísmico, ya que esta se define como la magnitud más baja en la cual el 100% de los sismos son detectados exitosamente dentro de una región y periodo de tiempo (Woessner y Wiemer, 2005); o en ocasiones un filtrado de sismos previos, principales y réplicas, con el objetivo de separar los sismos independientes y dependientes (Van Stiphout et al., 2012), para conocer el peligro sísmico de alguna región en específico (Amini, 2014).

La M_c varía en el tiempo y el espacio y depende de factores que afectan la capacidad de detección de una red sísmica tales como la densidad y distribución de las estaciones, el tipo de instrumentación usada, la eficiencia del envío de datos desde las estaciones al centro de procesamiento, procedimientos de detección de sismos, entre otros (Chouliaras, 2009; Wiemer y Wyss, 2000). Así mismo, el conocimiento preciso de la M_c es esencial para muchos estudios relacionados con la sismicidad, así como para conocer de manera más precisa parámetros como el valor de b de la relación Gutenberg-Richter (Woessner y Wiemer, 2005), al cual se le asocia la capacidad de representar varios aspectos de las propiedades sísmicas del medio, como el régimen de esfuerzos (Kulhanek, 2005).

De esta manera, desde que la relación Frecuencia-Magnitud (FM) de los sismos fue establecida por Gutenberg y Richter, (1965) (Ecuación $\log_{10} N = a - bM$ (32)), esta se ha utilizado en un gran número de estudios para conocer la actividad sísmica de una región (Marzocchi y Sandri, 2003; Benitez et al., 2012; Woessner y Wiemer, 2005;

Cristóbal y Pérez, 2015). Además, algunos estudios han demostrado que la variación del valor de b o la pendiente de la relación FM está relacionada principalmente con las variaciones de temperatura, presión de poros, y en particular con el estado de estrés de la corteza (Wiemer y Wyss, 2000; Bilim, 2019; Chen y Zhu, 2020).

$$\text{Log}_{10}N = a - bM \quad (32)$$

Donde;

N = número de sismos acumulados con magnitud mayor o igual a M por año,

a = productividad sísmica,

b = pendiente o valor de b

De acuerdo con Bilim, (2019), el valor a es la medida del nivel regional de sismicidad, la cual depende del área comprendida por la sismicidad y se puede obtener estimando el logaritmo de la sumatoria del número de eventos de cada magnitud del catálogo analizado, mientras que el valor de b es la pendiente de la distribución de frecuencia-magnitud y tiene fundamentos mecánicos que se consideran un indicador de tensión o un medidor de deformación (Schorlemmer et al., 2005, Narteau et al., 2009, Spada et al., 2013). Si b es grande, los sismos pequeños son relativamente comunes, mientras que, cuando b es pequeño, los sismos pequeños son relativamente raros (Frohlich y Davis, 1993). Estos valores pueden ser obtenidos trazando el número acumulativo de los eventos en función de la magnitud utilizando el método de mínimos cuadrados. Así mismo, puede ser estimado a través del software ZMAP, el cual utiliza el método de máxima verosimilitud para obtener los valores a y b , así como su incertidumbre (Wiemer, 2001; Gulal et al., 2016; Nava et al., 2017), donde el valor de b esta dado de la siguiente manera:

$$b = \frac{\log e}{Ma - (Mc - \Delta M / 2)} \quad (33)$$

Donde e es una constante, Ma es la magnitud media, Mc es la magnitud mínima de la integridad de la magnitud y ΔM es el ancho de la agrupación del catálogo (Aki, 1965; (Utsu, 1965; Bender, 1983). En este caso, la magnitud mínima del conjunto de datos se calcula a partir de la integridad de la magnitud (Mc).

A nivel mundial, se ha estimado y considerado que el valor promedio de b es de aproximadamente 1.0 en regiones de sismicidad activa (Frohlich y Davis, 1993), mientras

que valores distintos a este se consideran como anómalos, donde un valor de $b > 1.0$ se ha relacionado principalmente con regiones volcánicas (Wyss et al., 2001; Londoño, 2022), que posiblemente están asociadas con acumulación de magma o fluidos. Por otro lado, valores menores que $b < 1.0$ están relacionados principalmente con regiones de subducción, donde ocurren sismos de gran magnitud, lo que se relaciona con la abundancia relativa de eventos grandes en comparación con eventos de baja magnitud (Arroyo et al., 2017; Chen y Zhu, 2020). Así, Gutenberg y Richter, (1965) encontraron que los valores de b varían de 0.45 a 1.5, mientras que Miyamura, (1962) sugirió que los valores de b cambian de 0.4 a 1.8 según la edad geológica del área tectónica, donde los valores b moderados de 1.0-0.7 son para las zonas orogénicas Circum-Pacífico y Alpino, mientras que los valores b bajos de 0.7-0.6 son para zonas influenciadas principalmente por subducción y zonas de grandes bloques continentales. Así mismo, Schorlemmer et al., (2005) menciona que valores altos de b indican una gran cantidad de eventos pequeños, en relación a los de mayor magnitud, y viceversa.

Para este análisis se utilizaron los catálogos sísmicos que contaron con sismos ocurridos en la región del BJ (latitud 16.15/23.09 y longitud -109.47/-101) con la finalidad de conocer como es la distribución y comportamiento de la sismicidad en dicha zona y correlacionar este fenómeno con la dinámica que presenta este bloque tectónico. Los catálogos de los que se dispuso la información provienen de 7 fuentes (Tabla 5): sismicidad en el campo volcánico Mascota, Jalisco, México para el periodo noviembre 2015 a junio 2016 (Olvera-Cortés, 2018), sismicidad en el Campo Volcánico de Mascota, Jalisco, México durante el periodo agosto 2018 a junio 2019 (Olvera-Cortés, 2021), análisis sísmico en el Bloque de Jalisco en el periodo junio-diciembre 2015 (Marín-Mesa, 2017), patrones sísmicos en la zona de Cabo Corrientes, Jalisco (Córdoba-Camargo, 2015), geometría de la zona de subducción riveracocos inferida de la sismicidad local (Gutierrez et al., 2015); el catálogo de sismos del Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2023); y el catálogo de sismos del USGS (Servicio Geológico de los Estados Unidos) (USGS, 2023). Sin embargo, solamente 5 de ellos fueron utilizados para la estimación de la M_c ya que el catálogo de Olvera-Cortés (2018) solamente cubre un área de 30 km^2 aproximadamente, además de que solo detectó 44 sismos.

Tabla 5. Catálogos sísmicos analizados

Catálogo	No. Sismos	Magnitud		Profundidad (km)		Periodo	Tipo de Magnitud
		Min.	Max.	Min.	Max.		
Córdoba-Camargo (2015)	623	0	5.1	0	71	01-06/2012	M _L
Gutiérrez et al. (2015)	1471	1.4	5.9	0	109.5	02-11/2006	M _L
Marín-Mesa (2017)	512	0	3	0	62	06-12/2015	M _c
Olvera-Cortéz (2018)	44	0.9	3.9	4	29	11/2015-06/2016	M _c
Olvera-Cortéz (2021)	370	0.9	3.9	0.5	78.2	08/2018-06/2019	M _c
SSN (2023)	23268	1.8	8.2	1	206	01/1900-01/2023	M _w
USGS (2023b)	424	3.1	8.0	0	183.5	01/1976-12/2022	m _b

M_L: Magnitud Local

M_c: Magnitud de Coda

M_w: Magnitud de Momento

m_b: Magnitud de onda de cuerpo de periodo corto

Estudios recientes han utilizado la magnitud M_w para la estimación del valor de b, realizando una homogeneización de las diferentes magnitudes de los catálogos a esta magnitud (Cristóbal y Pérez, 2015; Gulal et al., 2016; Arroyo et al., 2017; Raub et al., 2017; Pudi et al., 2018). Sin embargo, en ocasiones no resulta conveniente realizar dicha homogeneización ya que las ecuaciones empíricas utilizadas para dicho fin (Ecuación $M_w = 1.0319m_b + 0.0223$

$$(34, M_w = 0.8095M_L + 1.3003$$

$$(35 M_w = 0.7947M_c + 1.342$$

(36, Kadirioğlu y Kartal, 2016) generan un error en la conversión que aumenta conforme disminuye la magnitud ya que en la mayoría de los casos han sido estimadas para regiones específicas. Además, la mayoría de los catálogos utilizados en nuestro caso contaba con sismos mayormente menores que magnitud M_w ≤ 4.0. Para el caso del catálogo del USGS, las magnitudes m_b, M_L y M_c registradas se convirtieron a M_w ya que estas presentaban valores mayores que M_w ≥ 3.0.

$$M_w = 1.0319m_b + 0.0223 \quad (34)$$

$$M_w = 0.8095M_L + 1.3003 \quad (35)$$

$$M_w = 0.7947M_c + 1.342 \quad (36)$$

3.8. Tensor de velocidad de deformación

La deformación se puede definir como el cambio en el tamaño o forma de un cuerpo debido a tensiones internas, producidas por una o más fuerzas aplicadas sobre el mismo o, en otras palabras, es el gradiente del campo de desplazamiento. Para estudiar el patrón de deformación de una región dinámicamente activa y comprender mejor los diversos factores tectonofísicos que interaccionan, se pueden aplicar varios modelos y métodos con el fin de cuantificar y analizar los fenómenos de desplazamiento o deformación de la tierra. Para un primer acercamiento al estudio de la deformación, uno de los métodos más simples utilizados es el método basado en los cambios de las coordenadas de las estaciones con respecto a un marco de referencia, a través de una interpolación-extrapolación entre estaciones GNSS (Sarsito et al., 2019). Donde, de la diferencia de coordenadas entre épocas para cada estación se puede

obtener el vector de desplazamiento (Ecuación (37))

$$d(n, e, u) = (n, e, u)_{tj} - (n, e, u)_{t0}$$

o la tasa de velocidad (Ecuación (38)):

$$v(n, e, u) = \frac{(n, e, u)_{tj} - (n, e, u)_{t0}}{tj - t0}$$

$$d(n, e, u) = (n, e, u)_{tj} - (n, e, u)_{t0} \quad (37)$$

$$v(n, e, u) = \frac{(n, e, u)_{tj} - (n, e, u)_{t0}}{tj - t0} \quad (38)$$

De lo cual, (n, e, u) son las componentes de desplazamiento en norte, este y altura, $t0$ y tj son la época de inicio y final.

Por otro lado, muchos fenómenos físicos se pueden representar matemáticamente mediante tensores, mismos que pueden ser clasificados según su orden como: *escalar*, el cual es una cantidad que tiene magnitud, pero no dirección (por ejemplo masa, temperatura, presión), que pueden ser funciones del espacio y del tiempo y no necesariamente han de ser constantes; *vector*, es una cantidad que tiene magnitud y dirección (por ejemplo velocidad, aceleración, fuerza); *tensor de segundo orden* (tensor de orden 2), es una cantidad que tiene magnitud y dos direcciones, como la tensión y la deformación. Una de las características que presentan

los tensores es que estos son independientes del sistema de referencia, mientras que sus componentes si serán dependientes y variarán con el tiempo (Chaves, 2012). Este último, es una matriz bidimensional de valores numéricos que se pueden utilizar para describir el estado físico o las propiedades de un material, un ejemplo de un tensor geofísicamente importante es el estrés, el cual se define como fuerza por unidad de área. Por ejemplo, si se toma un cubo de material y se somete a una carga arbitraria, se puede medir la tensión sobre él en varias direcciones

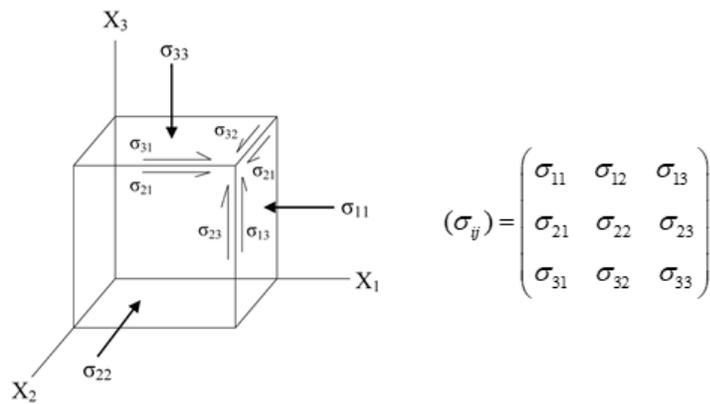


Figura 23). Estas medidas formarán un tensor de segundo orden, donde los valores de la diagonal principal son las tensiones principales ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$), mientras que los valores que se encuentran fuera de la diagonal principal, serán los esfuerzos cortantes y tangenciales.

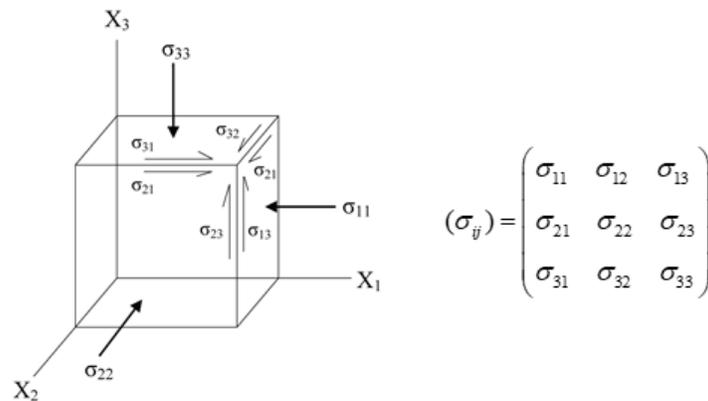


Figura 23. Tensor de segundo orden.

Desde hace tiempo se ha venido trabajando con el modelado de las deformaciones en 2D y 3D de datos de desplazamiento/velocidad de observaciones geodésicas tradicionales así como de GPS (Shen et al., 1996, Pietrantonio y Riguzzi, 2004, Gulal et al., 2016, Fukahata

et al., 2020) con la finalidad de tener un mejor conocimiento de la deformación que ocurre en áreas tectónicamente activas.

Existen diferentes tipos de tensores para representar la deformación. Los tensores finitos de deformación miden la verdadera deformación y pueden usarse tanto deformaciones grandes como pequeñas. Para los tensores finitos se diferencia entre tensores materiales (configuración no deformada (inicial) o Lagrangiana) y tensores espaciales (configuración deformada (final) o Euleriano), como el que se muestra en un medio continuo deformable de la Figura 24, según sea el sistema de coordenadas usado para representarlo. En esta figura se muestran dos puntos (estaciones) en el sistema de coordenadas inicial X (x, y, z de los puntos P y Q), que se desplaza a lo largo de dos vectores no paralelos u , hasta sus coordenadas finales x (x, y, z , de los puntos $P1$ y $Q1$). Si la deformación es homogénea (es decir, las líneas paralelas en el estado inicial permanecen paralelas en el estado final), la relación entre los vectores de desplazamiento y las posiciones iniciales se expresa por

$$u_i = t_i + G_{ij} X_j \quad y \quad G_{ij} = \frac{\partial u_i}{\partial X_j} \quad (39)$$

Donde,

t_i es una constante de integración que representa la traslación de un punto en el origen y,

G_{ij} son los gradientes de desplazamiento en el estado inicial.

G se conoce como el tensor de gradiente de desplazamiento de Lagrange (Cardozo & Allmendinger, 2009). Asimismo, la relación entre los vectores de desplazamiento y las posiciones finales está expresada por

$$u_i = t_i + g_{ij} x_j \quad y \quad g_{ij} = \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \quad (40)$$

Donde,

g_{ij} son los gradientes de desplazamiento en el estado final.

g se conoce como el tensor de gradiente de desplazamiento euleriano.

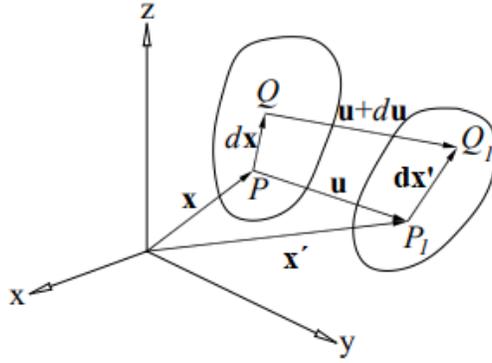


Figura 24. Movimientos en un medio deformable.

Cuando se trabaja en 2D, el sistema de ecuaciones presenta 6 incógnitas: las dos componentes del vector de traslación y las cuatro componentes del tensor de gradiente de desplazamiento lagrangiana o euleriano (Ecuación 41, mientras que para el caso de 3D hay 12 incógnitas):

Cada punto con datos de desplazamiento/velocidad proporciona dos ecuaciones. Por lo tanto, en 2D se requiere un mínimo de tres estaciones no colineales para calcular la deformación.

La solución del sistema de ecuaciones lineales se resuelve a través de la reformulación de las ecuaciones 39 y 40 en 3 matrices, donde dos de ellas contendrán cantidades conocidas y una contiene cantidades desconocidas. Para la configuración inicial y en 2D se tiene:

$$\begin{bmatrix} {}^1u_1 \\ {}^1u_2 \\ {}^2u_1 \\ {}^2u_2 \\ \dots \\ \dots \\ {}^nu_1 \\ {}^nu_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & {}^1X_1 & {}^1X_2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & {}^1X_1 & {}^1X_2 \\ 1 & 0 & {}^2X_1 & {}^2X_2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & {}^2X_1 & {}^2X_2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & 0 & {}^nX_1 & {}^1X_2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & {}^nX_1 & {}^nX_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ G_{11} \\ G_{12} \\ G_{21} \\ G_{22} \end{bmatrix} \quad (41)$$

La solución a las ecuaciones tensoriales es una aplicación de la teoría inversa, y se resuelve mediante el método de mínimos cuadrados ponderados, en el que el problema tendrá la forma

$$b = Ma \quad (42)$$

donde b es el vector con desplazamientos/velocidades conocidas, M es la matriz con las

$$\begin{matrix} \text{posiciones} & \text{inicial} & \text{(Ecuación} \\ & & (41) \end{matrix} \begin{bmatrix} {}^1u_1 \\ {}^1u_2 \\ {}^2u_1 \\ {}^2u_2 \\ \dots \\ \dots \\ {}^nu_1 \\ {}^nu_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & {}^1X_1 & {}^1X_2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & {}^1X_1 & {}^1X_2 \\ 1 & 0 & {}^2X_1 & {}^2X_2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & {}^2X_1 & {}^2X_2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & 0 & {}^nX_1 & {}^nX_2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & {}^nX_1 & {}^nX_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ G_{11} \\ G_{12} \\ G_{21} \\ G_{22} \end{bmatrix}$$

o final de las estaciones (la matriz de diseño), y a es el vector con los parámetros del modelo desconocidos. Para resolver a , b se multiplica por la inversa de la matriz M

$$a = M^{-1}b \quad (43)$$

Una vez estimados el valor de a y el gradiente de desplazamiento, se calcula el tensor de deformación, en la configuración inicial el tensor de deformación Lagrangiana

$$E_{ij} = \frac{1}{2} [G_{ij} + G_{ji} + G_{ki}G_{kj}] \quad (44)$$

O en la configuración final, el tensor de deformación Euleriano

$$e_{ij} = \frac{1}{2} [g_{ij} + g_{ji} + g_{ki}g_{kj}] \quad (45)$$

Debido al esfuerzo matemático que se requiere para la determinación del campo de deformación de las zonas en proceso de deformación, principalmente analizadas con estaciones GNSS, es que se han venido desarrollando diversos programas como STRAINGPS (Pietrantonio y Riguzzi, 2004), grid_strain y Grid_strain3 (Teza et al., 2008), StrainSimPro (Allmendinger et al., 2007), SSPX, entre otros, para estimar el tensor de velocidad de deformación y contar con modelos que caractericen la deformación de la corteza de un área específica.

Actualmente diversos autores han caracterizado el campo de deformación en zonas con fallas geológicas, así como en zonas tectónicamente activas, principalmente utilizando el campo de velocidad para la determinación de los tensores de deformación a través de datos GNSS de operación continua. Cabe destacar que la mayoría de este tipo de estudios utilizan un campo

de velocidad estimado a través de un marco de referencia regional, una placa tectónica fija o utilizando los parámetros del polo de Euler de una placa tectónica (Sarsito et al., 2019), ya que presentan velocidades más estables que al utilizar un marco de referencia global. Allmendinger et al., (2007) analizan la tensión regional y la tasa de rotación a través de la inversión de las velocidades del GPS para calcular el tensor de velocidad de deformación bidimensional para dos mesetas de colisión (Tíbet y Anatolia), donde obtienen resultados consistentes con las características geológicas a través del análisis de los principales ejes de velocidad de acortamiento, la rotación del eje vertical y la deformación volumétrica bidimensional (dilatación).

Sarsito et al., (2019) caracterizaron la tasa de deformación en la región occidental de Célebes, Indonesia, a través de la estimación de la magnitud de traslación de las velocidades de 34 estaciones (utilizando el polo Euler del Bloque de Sunda), con lo que dieron a conocer un patrón de rotación en sentido antihorario para el brazo sur de esta región. No obstante, la comprensión del patrón geométrico de deformación se describió con más detalle a través del cálculo del patrón de dilatación, el esfuerzo cortante simple y cortante puro. Pamukçu et al., (2019), utilizaron velocidades de estudios previos para analizar la deformación del este del Mediterráneo con 192 estaciones GPS (relativas a Eurasia), creando mapas de extensión, acortamiento, dilatación y rotación, con lo cual se pudo destacar las altas deformaciones en las regiones donde se ubican los principales elementos tectónicos activos. Sin embargo, se destaca la importancia de una distribución homogénea de estaciones para evitar un efecto negativo en las soluciones. Garate et al., (2015) utilizan un campo de velocidad estimado por diferentes grupos de trabajo con alrededor de 60 estaciones (que posteriormente se transformó en un marco de referencia común de Eurasia) para calcular la tasa de deformación para todas las estaciones procesadas. Para este estudio se utilizó el enfoque de vecino más cercano a la cuadrícula, el cual calcula la tasa de deformación en el centro de cada cuadrado. Se calcularon las tasas de deformación por dilatación en 2D y tasa de deformación por cizallamiento. Se destaca la importancia de la cobertura espacial de las estaciones en la zona norte de África, lo cual limitó los resultados más significativos en la región de la Península Ibérica y el mar de Alborán.

En este estudio se utilizó el software SSPX, el cual es un programa de Macintosh que puede realizar cálculos de deformación a partir de valores de velocidad y desplazamiento bidimensional o tridimensional. Así mismo, puede calcular cuatro tipos de deformación diferentes (extensión, acortamiento, dilatación y rotación). Se basa en las características del software StrainSimPro, y presenta capacidades similares a los programas antes mencionados, no obstante, presenta ventajas como la visualización de los datos en un mapa, exportación de resultados de deformación a kml, no presenta límite de puntos con desplazamiento/velocidad, es capaz de resolver problemas de deformación pequeña (deformación infinitesimal) y deformación grande (deformación finita) (Cardozo y Allmendinger, 2009).

4. Resultados

4.1. Análisis estadístico de calidad de las estaciones GPS/GNSS en la zona de estudio

4.1.1. Efectividad de las observaciones

El resultado del cálculo de la efectividad de las observaciones se expresó con el porcentaje de las observaciones completadas registradas en cada estación, respecto a la cantidad de observaciones posibles, mismo que depende de las épocas de observación diarias (un archivo de 24 horas con una tasa de muestreo de 15 segundos tiene 5760 épocas), el ángulo de elevación y la cantidad de satélites disponibles.

Los resultados muestran que 20 estaciones GPS/GNSS presentan un promedio de efectividad mayor al 95% en el periodo de análisis de las observaciones (Tabla 6), contando solamente con 2 estaciones con un porcentaje menor al sugerido por el IGS (95%), la estación PENA y TNMT presentaron 90.48% y 77.75% respectivamente. La estación PENA es una de las estaciones que presenta un número mayor de cambios y/o actualizaciones de hardware/firmware durante los 11 años de datos (junto con la estación TECO). En la serie temporal de la efectividad se pueden observar variaciones del orden de una unidad de porcentaje durante los primeros 3 cambios de hardware/firmware (Figura 25). Posteriormente se produjo un comportamiento atípico durante el periodo del 10 de julio del 2017 al 20 de febrero del 2018 (226 días), en el cual se registró en promedio un porcentaje de efectividad del 7%, lo que influyó en la disminución del promedio general en todo el periodo, así mismo, durante el último periodo de observación (del 1 de noviembre del 2019 al 31 de diciembre del 2020) se presentó un comportamiento heterogéneo en los valores de este índice, lo que pudiera relacionarse principalmente con la actualización del firmware del receptor, de la versión 5.22 a la 5.42, o con algún cambio físico en el área vecina a la estación (Figura 26).

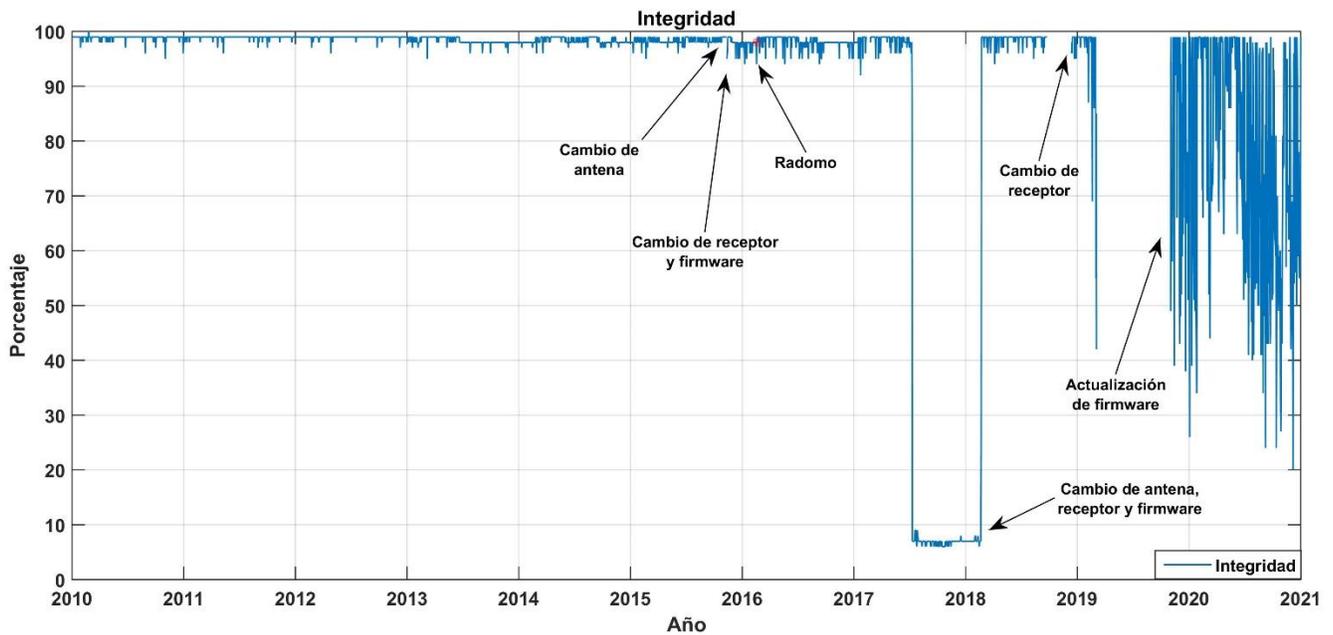


Figura 25. Valores de efectividad de la estación PENA en el periodo de estudio.

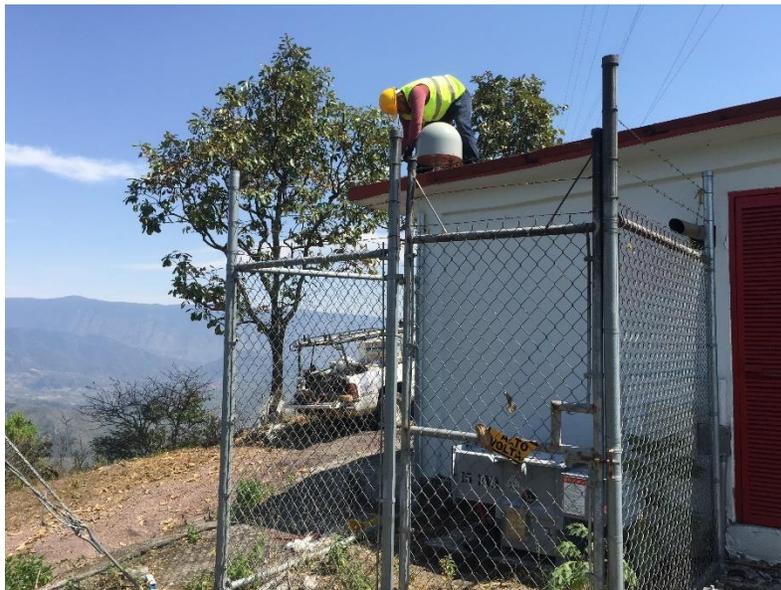


Figura 26. Estación PENA

Por otro lado, la estación TNMT no presentó cambios significativos durante el periodo de análisis, solamente un aumento del 77 a 89% en la segunda actualización de firmware del receptor, de la versión 5.37 a 5.42 (Figura 27). La baja efectividad de las observaciones que presenta esta estación se relaciona principalmente con su ubicación, ya que se encuentra en

la en la ladera de un cerro (Figura 28 y Figura 29), el cual es un factor importante a tener en cuenta durante este tipo de análisis ya que esto puede generar cambios en la relación señal/ruido, mayor efecto de multitrayectoria, pérdidas en la comunicación con el satélite (saltos de ciclo) y disminución de la efectividad, mismo que se presentó en esta estación ya que resultaron valores de 0.95 y 0.57 m para el efecto multitrayectoria en L1 y L2 respectivamente, y 3.29 saltos de ciclo por cada mil observaciones. En el caso de la relación señal/ruido, los valores resultaron estar dentro de lo recomendado.

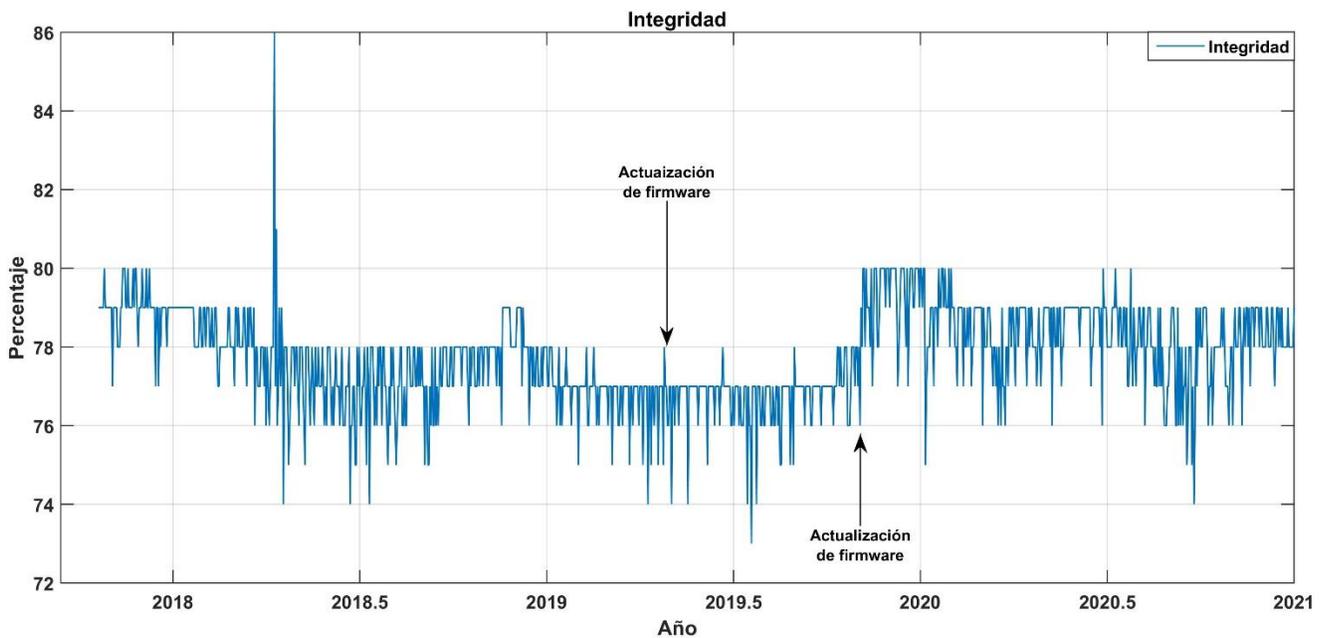


Figura 27. Valores de efectividad de la estación TNMT en el periodo de estudio.



Figura 28. Estación TNMT.



Figura 29. Vista panorámica de la estación TNMT.

4.1.2. Efecto multitrayectoria

Los resultados generales del análisis de calidad de las estaciones que se utilizaron en este estudio muestran que la mayor variación en el efecto multitrayectoria se presenta con el cambio de receptor NETRS a NETR9, que va acompañado con la actualización de firmware, donde el índice MP2 aumentó aproximadamente 20 cm, como se observó en la estación PENA y TECO. Así mismo, las versiones de firmware más actuales (las cuales corresponden a receptores modernos), presentan variaciones principalmente con la versión 5.22 (para el caso de los receptores NETR9) en la mayoría de las estaciones en este conjunto, las cuales presentan una disminución de los valores en MP2 de aproximadamente 10 cm.

Se analizaron los valores del promedio móvil RMS de las combinaciones lineales de multitrayecto en la pseudodistancia y en la fase portadora de las observables L1 (MP1) y L2 (MP2) de la señal GPS de las 22 estaciones, los cuales se encuentran entre 0.14-0.99 m para MP1 y 0.19-0.94 m para MP2, considerando el valor promedio (Tabla 6). De acuerdo con los resultados obtenidos en el cálculo de los valores MP1 y MP2, la estación INEG muestra los valores más bajos (Figura 30) en comparación con el resto de las estaciones, la cual alcanzó 0.14 y 0.19 m en MP1 y MP2 respectivamente. Cabe señalar que esta estación forma parte de la red geodésica internacional del IGS, y se encuentra ubicada en la azotea de un edificio (Figura 31), lo que ayuda a que disminuya este índice por haber pocas superficies laterales reflejantes. Por otro lado, la estación MPR1 alcanzó los valores más altos en ambas frecuencias, presentando un promedio de 0.99 y 0.94 en MP1 y MP2 respectivamente (Figura 32, (Tabla 6), lo que se asocia con la ubicación de esta estación, ya que se encuentra en la cercanía de una torre de control (Figura 33), en el aeropuerto de la ciudad de Puerto Vallarta, además de que el hardware y firmware no ha sido actualizado desde su inicio de operación (Tabla 4).

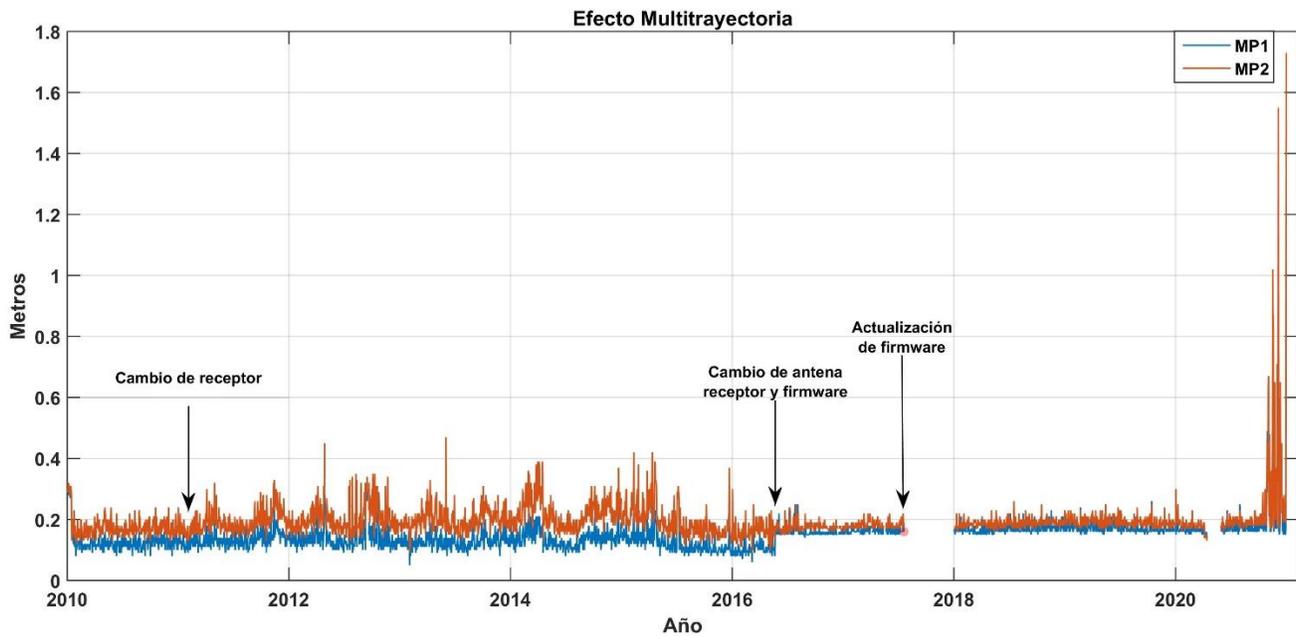


Figura 30. Valores de multitrayectoria de la estación INEG en el periodo de estudio.



Figura 31. Estación INEG.

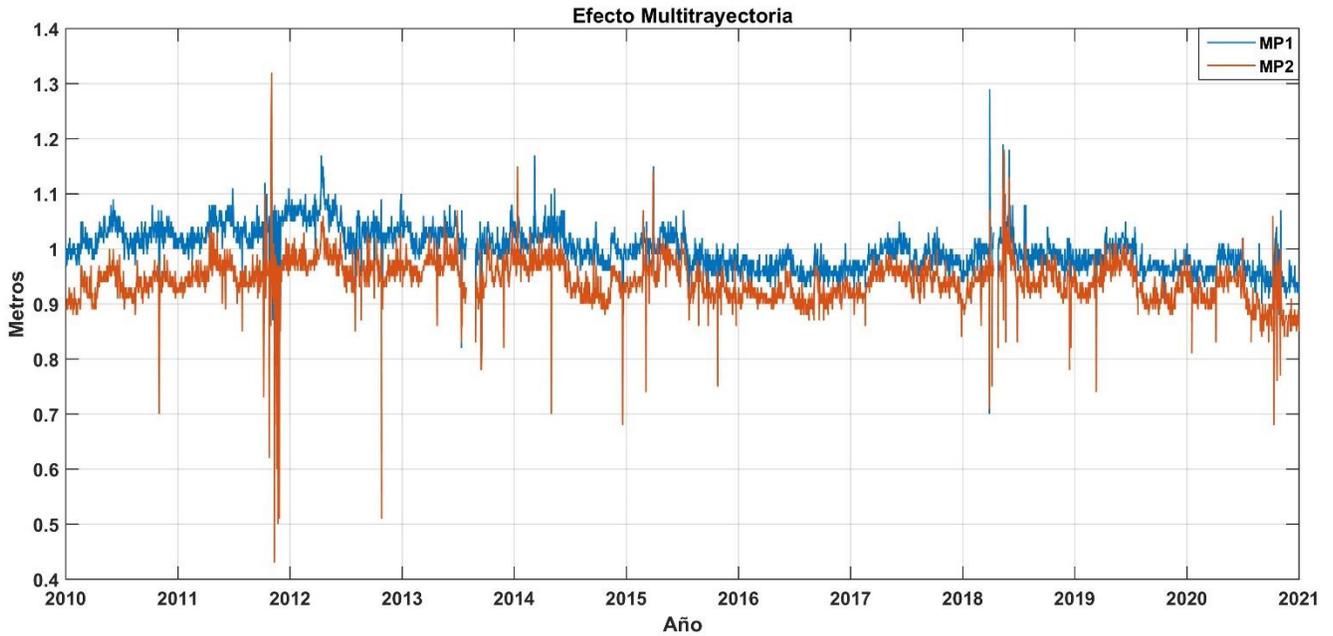


Figura 32. Valores de multitrayectoria de la estación MPR1 en el periodo de estudio.



Figura 33. Ubicación de estación GPS MPR1.

Se observa que el 90.90 y 95.45% de las estaciones presenta valores mayores a los recomendados por el IGS (30 cm) en la frecuencia L1 y L2 respectivamente, siendo la frecuencia L2 la que presenta los valores más cercanos a los recomendados (Tabla 6). Así mismo, se observa que otras 5 de las estaciones presentaron valores mayores a 1 m en L1

(TNAM, TNMR, TNMT, INEG y MPR1), y 2 estaciones más en L2 (INEG y MPR1, (Tabla 6), no obstante, solamente se presentaron en periodos menores a 4 días, exceptuando la estación TNMR y TNMT, las cuales presentaron valores elevados en un periodo de 17 y 336 días respectivamente. En el caso de TNMR se presentaron estos valores en MP1 después de la actualización de firmware de la versión 5.1 a 5.22 realizado el 1 de abril del 2018, por otro lado, la estación TNMT tuvo un aumento del valor en MP1 después de la actualización de firmware de la versión 5.37 a 5.42, realizada el 2 de noviembre del 2019. Las demás estaciones presentaron un comportamiento homogéneo en el efecto multitrayectoria durante el periodo de estudio, con valores menores a 1 m.

4.1.3. Saltos de ciclo

Los valores obtenidos en el cálculo de los saltos de ciclo para las estaciones de la zona de estudio muestran el promedio de las pérdidas en el seguimiento de la señal satelital por cada 1000 observaciones completas, considerando una máscara de elevación de 10° sobre el horizonte. Se observa que el 31.81% de las estaciones (siete) presentan en promedio más de 1 CSR durante todo el periodo de estudio. La estación PENA presentó un promedio de 67.65 CSR durante el periodo extraordinario de 226 días antes mencionados (Figura 34), llegando a tener valores máximos de hasta 83.33 CSR, lo que provocó que el promedio general aumentara a 4.89 CSR (Tabla 6), no obstante, durante el periodo que presenta un comportamiento homogéneo se alcanza un promedio de 1.11 CSR, lo que se encuentra cercano a lo sugerido por el IGS.

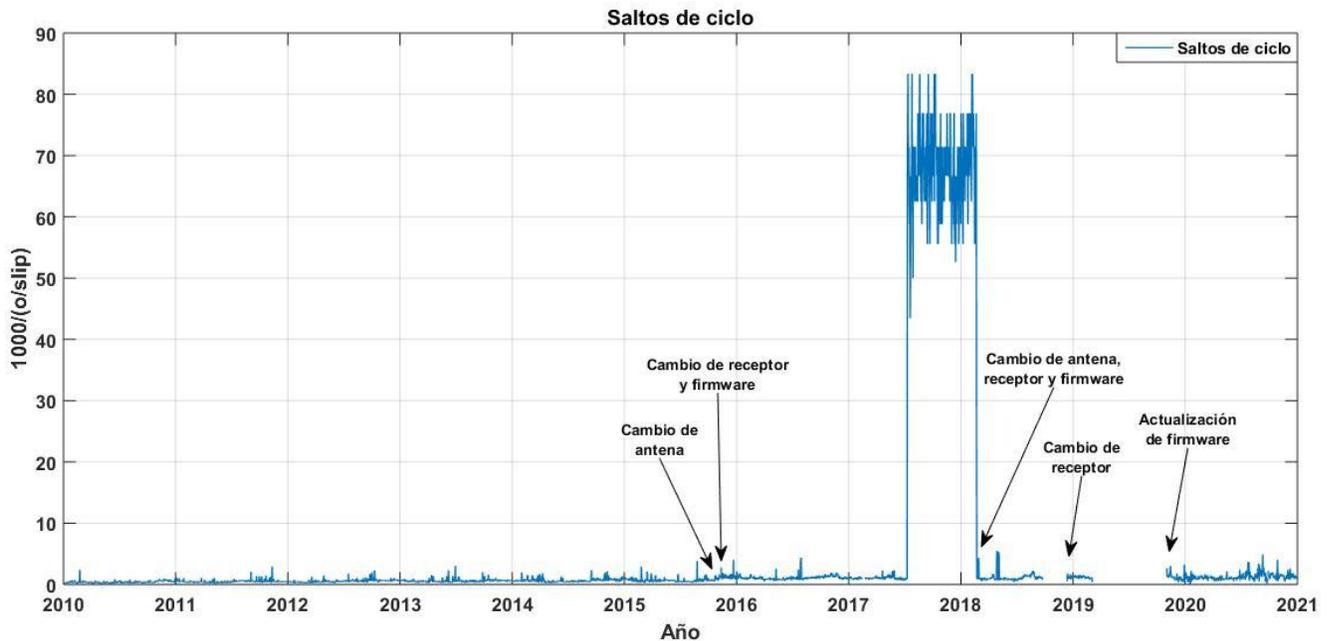


Figura 34. Saltos de ciclo de la estación PENA en el periodo de estudio.

Se observa que la estación TNMR presentó un promedio de 2.37 CSR durante el periodo de estudio debido principalmente a un aumento de este índice después de realizar un cambio de receptor (mismo modelo) y actualización de firmware de la versión 4.85 a 5.1, ya que durante un lapso de 529 días se presentaron valores mayores a 3 CSR (Figura 35). Así mismo, 26 días después a una nueva actualización de firmware (de la versión 5.1 a 5.22) se estabilizó este índice, mostrando en promedio valores de 0.53 CSR.

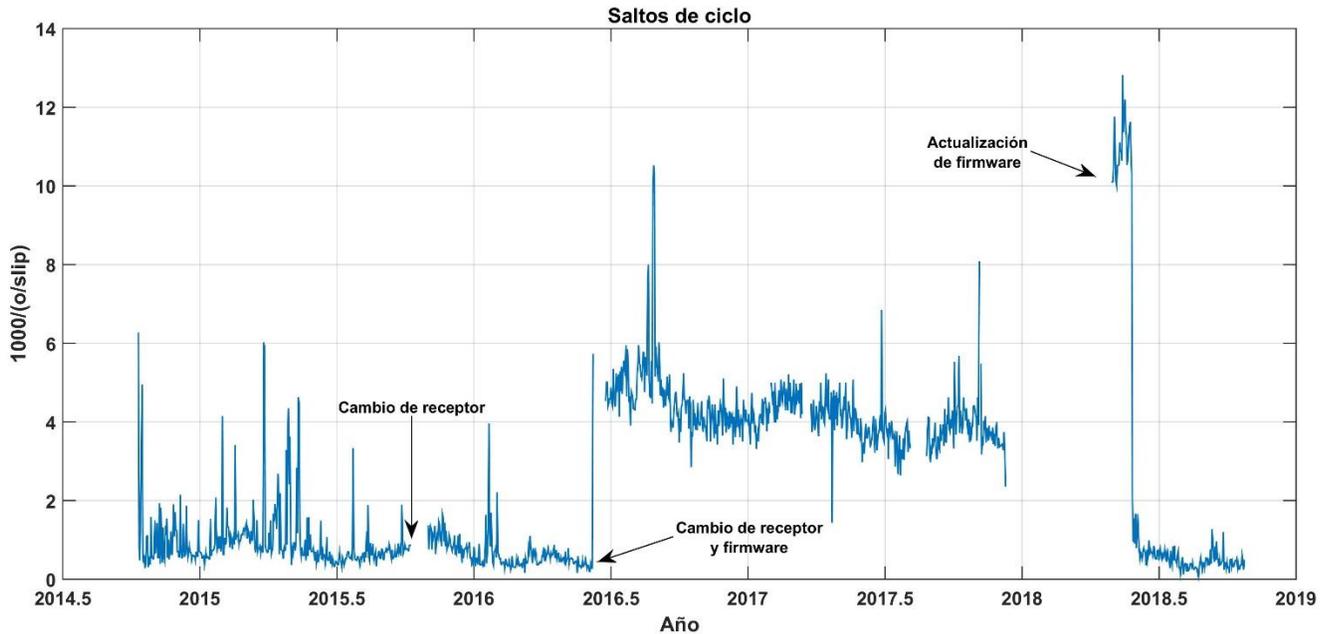


Figura 35. Saltos de ciclo de la estación TNMR en el periodo de estudio.

La estación TNMT presentó un promedio de 3.29 CSR durante el periodo de estudio (Tabla 6). Se observa que durante la serie temporal se presentaron valores mayores a 1 CSR, lo que se asocia con la ubicación de la estación (Figura 36), ya que como se mencionó, se ubica en la ladera de un cerro, lo cual puede estar provocando la pérdida de conectividad a los satélites. Aunado a lo anterior, se observa un aumento en los valores de este índice después de la actualización de firmware de la versión 5.37 a 5.42, donde se alcanzan valores mayores que 3 CSR después de esta actualización, durante un periodo de 426 días.

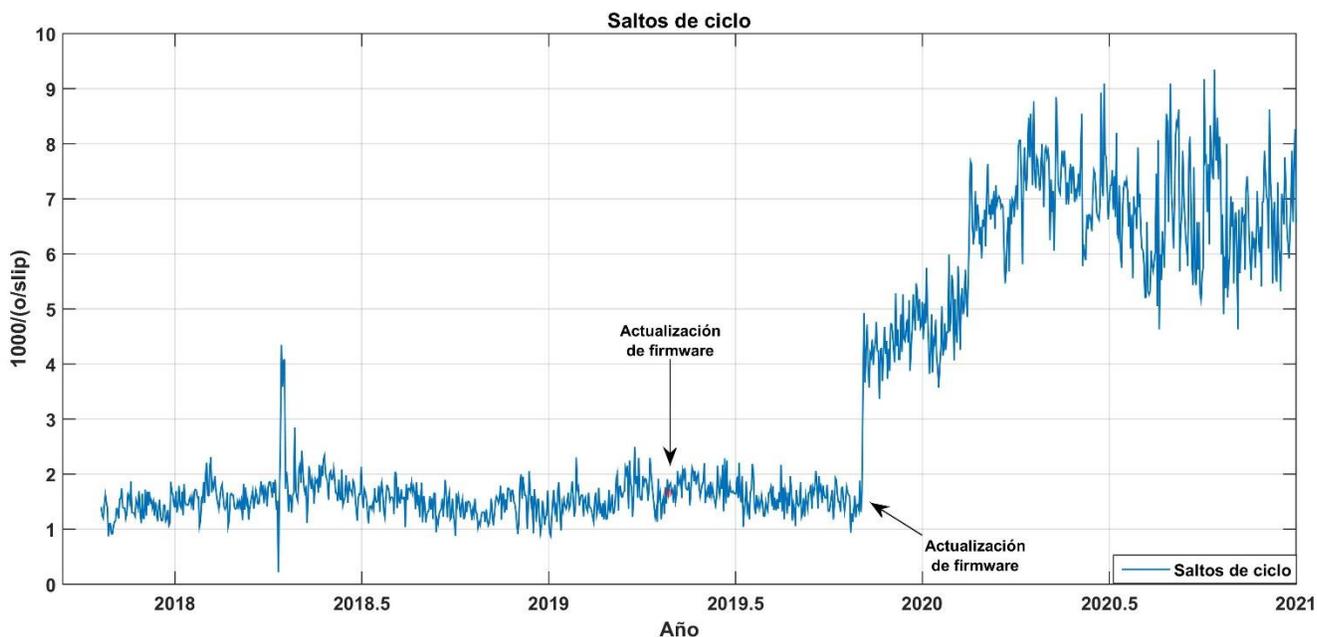


Figura 36. Saltos de ciclo de la estación TNMT en el periodo de estudio.

La estación UGEO presentó un promedio de 1.05 CSR durante el periodo de estudio (Tabla 6). Se observa que durante la serie temporal se presentaron valores cercanos y mayores a 1 CSR principalmente después del 16 de febrero del 2015, lo que se asocia con un cambio de receptor y firmware, así mismo, este índice aumenta nuevamente después de un cambio de receptor y antena efectuados el día 12 de junio del 2018 (Figura 37). Los valores que presenta esta estación se asocian principalmente con el tipo de receptor y antena ya que estos son versiones viejas (receptor Trimble NETRS y antena TRM41249.00), lo cual, en el caso del receptor, no permite hacer actualizaciones de firmware que otras versiones más actuales (de receptores) realizan. Así mismo, la ubicación de esta estación es otro factor que considerar, ya que se encuentra en la cercanía de 2 árboles de gran altura (Figura 38).

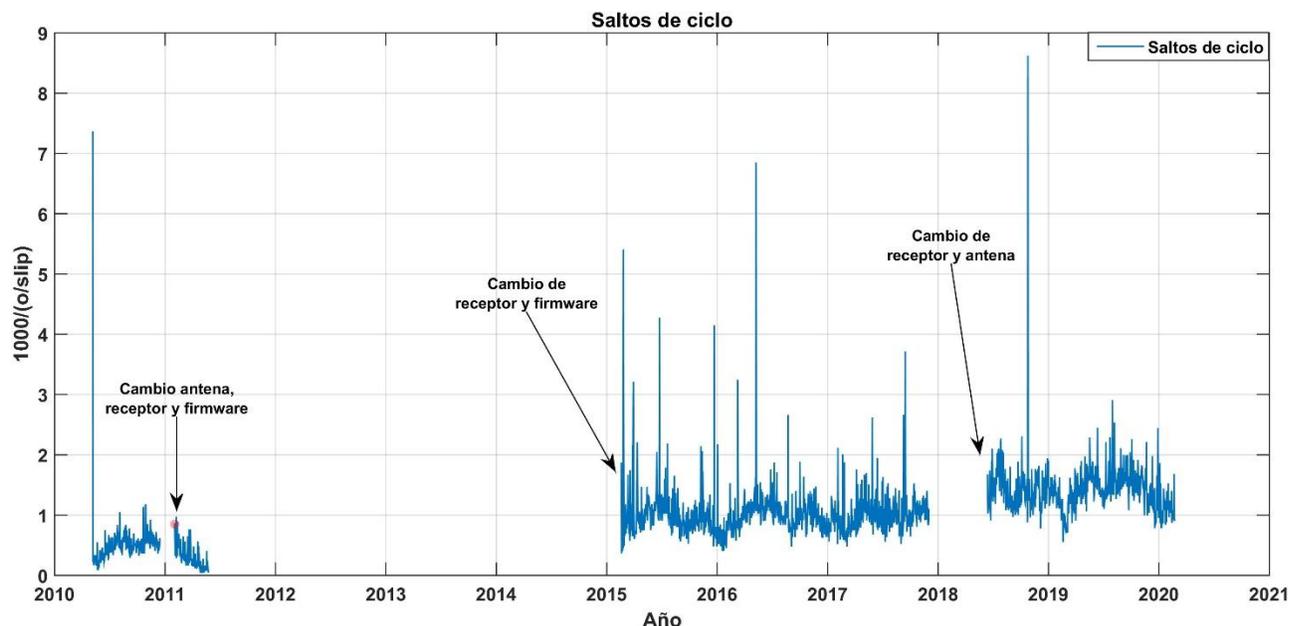


Figura 37. Saltos de ciclo de la estación UGEO en el periodo de estudio.



Figura 38. Estación UGEO.

La estación INEG presentó un promedio de 4.44 CSR durante el periodo de estudio (Tabla 6). Se observa que desde el 1 de enero del 2010 hasta el 20 de mayo del 2016 se presentaron valores mayores a 4 CSR (Figura 39), lo que se asocia con la capacidad del receptor Trimble 5700 ya que durante este periodo se utilizaron 2 receptores de este modelo y mismo firmware (versión 1.24), pero diferente número de serie. Posteriormente se realizó una actualización de la estación (antena, receptor y firmware, Tabla 4) lo cual generó una mejora en la calidad

de los CSR, obteniendo un valor promedio de 0.08 CSR durante el periodo del 20 de mayo del 2016 al 13 de octubre del 2020, donde. Posteriormente, al final del 2020 se produce una variación heterogénea en los valores de este índice, lo cual se desconoce ya que no se presentaron cambios de hardware/firmware ni una disminución en el tiempo de las sesiones diarias.

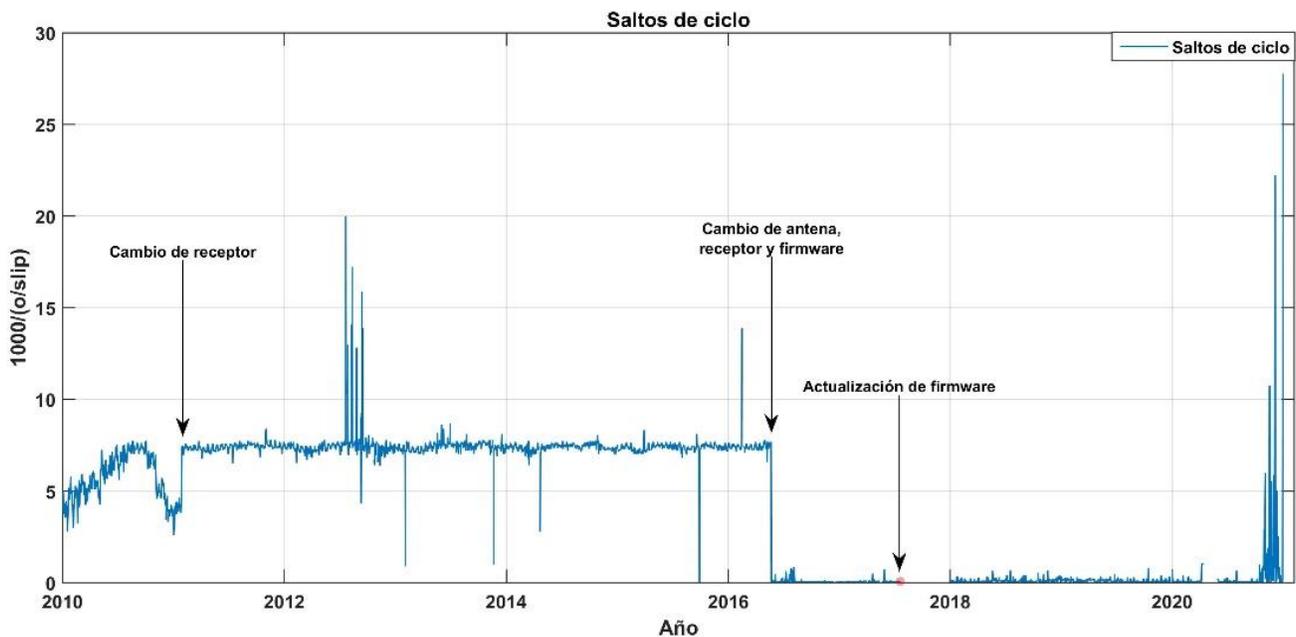


Figura 39. Saltos de ciclo de la estación INEG en el periodo de estudio.

La estación COL2 presentó un promedio de 4.56 CSR durante el periodo de estudio (Tabla 6). Se observa que desde el 1 de enero del 2010 hasta el 12 de mayo del 2016 se presentaron valores mayores a 7 CSR durante este periodo (Figura 40), lo que se asocia principalmente con el mal funcionamiento del receptor Trimble 5700 ya que se ha presentado este mismo comportamiento en otra estación (INEG), con el mismo receptor (Trimble 5700) y versión de firmware (1.24), localizándose la estación en la azotea de un edificio (Figura 41). Posterior a esta fecha se realizó una actualización de la estación (antena, receptor y firmware, Tabla 4) lo cual generó una mejora en la calidad de los CSR, obteniendo un valor promedio de 0.15 CSR durante el periodo del 12 de mayo del 2016 al 31 de diciembre del 2020.

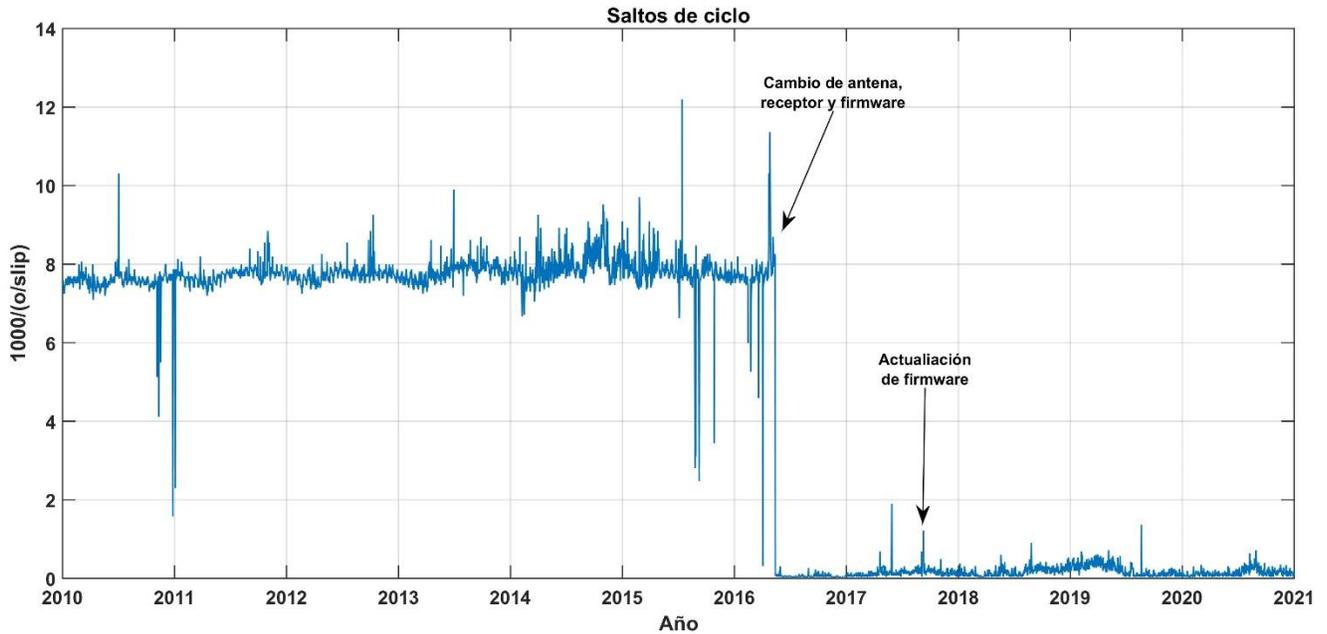


Figura 40. Saltos de ciclo de la estación COL2 en el periodo de estudio.



Figura 41. Estación COL2.

La estación INAY presentó un promedio de 1.34 CSR durante el periodo de estudio (Tabla 6), no obstante, debido a que se presentaron valores muy elevados del día 21 al 24 de junio, los cuales van de 2 a 333 CSR, se descartaron estos días para poder generar una gráfica que ilustrara mejor la serie temporal de este índice (Figura 42). Considerando solamente los nuevos valores resulta un promedio general de 1.03 CSR, donde el valor máximo es 2.43 CSR. Esto pudiera deberse a que a un lado de la estación se encuentra una estructura de publicidad (Figura 43), lo que pudiera estar provocando los saltos de ciclos presentados.

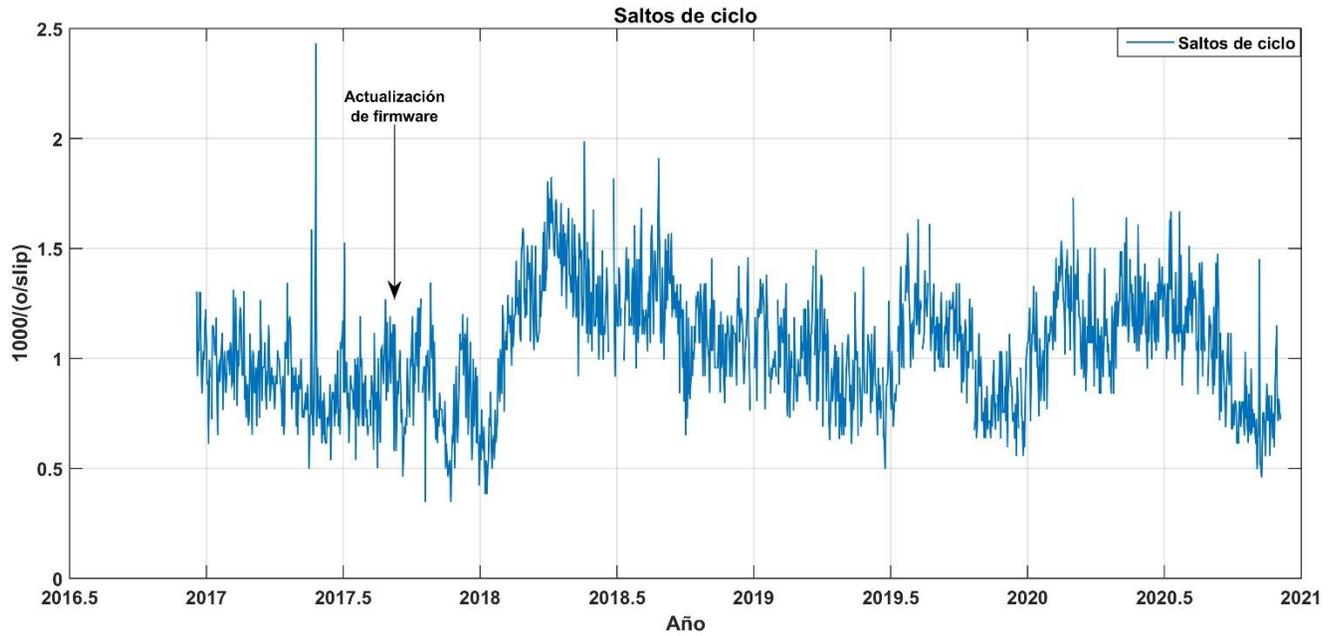


Figura 42. Saltos de ciclo de la estación INAY en el periodo de estudio.



Figura 43. Estación INAY.

4.1.4. Relación señal/ruido

Los resultados del análisis de la relación señal/ruido muestran la capacidad de las estaciones de la zona de estudio para evaluar el rendimiento de captura y seguimiento de las señales fuertes y débiles que el sistema (antena, receptor, señal) se encuentra registrando. Se observó un aumento de hasta 10 dBHz en SNR2 en la mayoría de las estaciones que se actualizaron a la versión de firmware 5.2, mientras que, dos estaciones (INEG y COL2) que actualizaron su equipo completamente, de una versión más antigua a una versión más reciente, presentaron un aumento en este mismo índice de hasta 12 dBHz.

Se observó la mayor variación de este índice con la actualización a la versión 5.42 del receptor NETR9, el cual tiene un aumento significativo en la frecuencia SNR2 de hasta 12 dBHz, así mismo, se pudo observar que el 90.90% de las estaciones (20) registraron señales fuertes (mayores a 40 dBHz) en la frecuencia L1, en promedio, no obstante, el 9.10% (2 estaciones) registraron señales cercanas a 40 dBHz (Tabla 6), siendo las estaciones INEG y COL2 las que registraron los promedios más bajos (39.52 y 39.26 dBHz, respectivamente). En la Figura 44 se muestra el comportamiento de la relación señal/ruido de la estación INEG, la cual presentó un valor promedio de 35.18 dBHz en el periodo del 1 de enero del 2010 hasta el 20 de mayo del 2016. Posteriormente se realizó un cambio de antena, receptor y firmware, lo que hizo que el valor promedio de SNR1 aumentara a 46.37 dBHz, mientras que el valor de SNR2 disminuyó de un promedio de 45.08 a 42.11 dBHz en el mismo periodo, no obstante, continuó registrando señales fuertes.

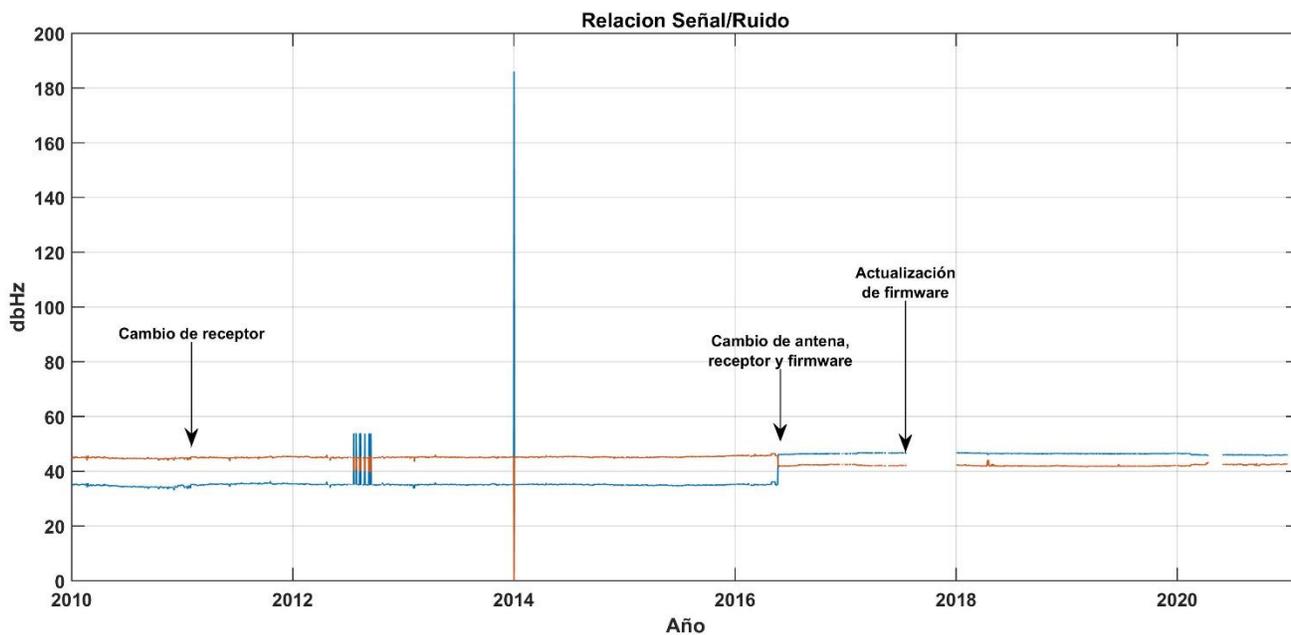


Figura 44. Relación señal/ruido de la estación INEG en el periodo de estudio.

La estación COL2 por su parte, presenta un cambio significativo en la serie temporal del SNR, principalmente en la frecuencia L1 (Figura 45). Se observa que en el periodo del 1 de enero del 2010 al 15 de mayo del 2016 el valor promedio de SNR1 es de 34.26 dBHz y cambia a 46.16 después de un cambio de antena, receptor y firmware, teniendo una mejora en dicho parámetro. Por otro lado, el valor promedio de SNR2 antes del cambio de hardware/firmware era de 42.07 dBHz, el cual disminuyó a 41.28 dBHz, no obstante, a pesar de haber disminuido, continúa recibiendo señales fuertes.

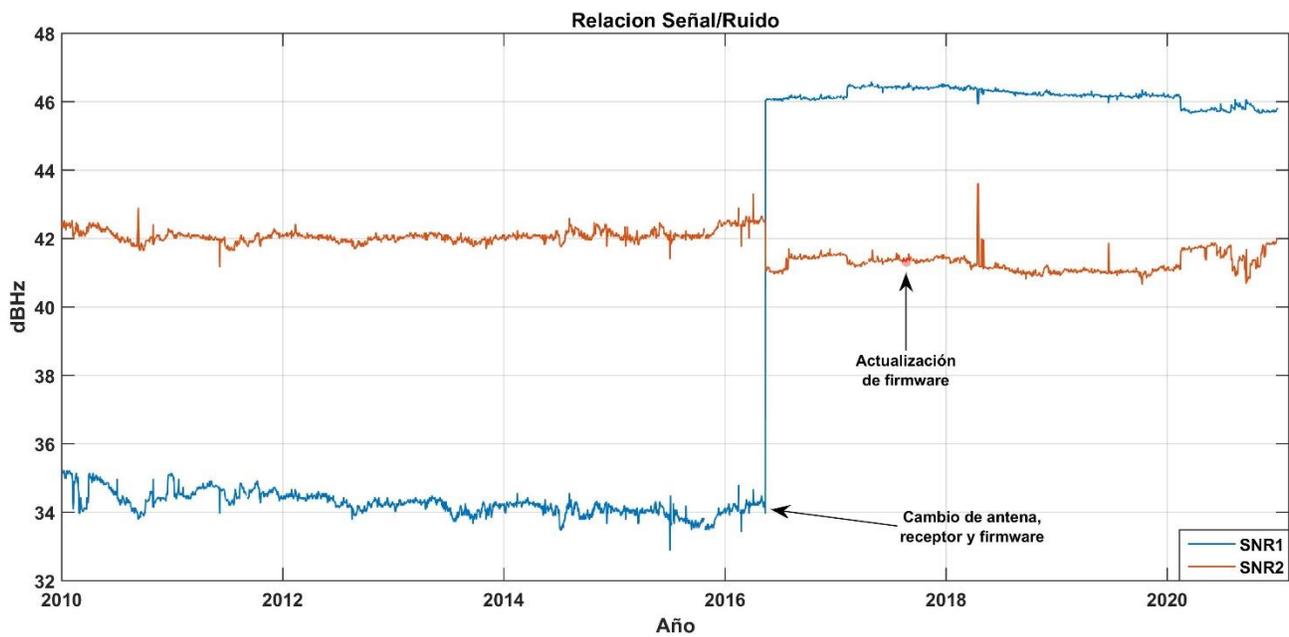


Figura 45. Relación señal/ruido de la estación COL2 en el periodo de estudio.

Tabla 6. Estadística del análisis de calidad de las estaciones GPS/GNSS de la zona de estudio.

Estación	Efectividad (%)			MP1 (m)			MP2 (m)			SNR1 (dB/Hz)			SNR2 (dB/Hz)			CSR (1000/(o/slps))			Tiempo (Hr)			# Sat.
	Min	Max	Prom	Min	Max	Prom	Min	Max	Prom	Min	Max	Prom	Min	Max	Prom	Min	Max	Prom	Min	Max	Prom	Prom
PENA	6	100	90.4	0.2	3.4	0.6	0.4	3.7	0.7	43.5	45.6	44.4	14.7	37.9	30.4	0.1	83.3	4.9	0.2	24	23.2	29.82
TECO	91	99	97.8	0.3	0.8	0.6	0.3	0.5	0.4	43.0	45.1	44.4	28.7	36.2	30.7	0.1	5.7	0.6	7.2	24	23.9	30.31
TNAM	79	100	99.7	0.4	1.0	0.4	0.2	0.9	0.3	43.2	45.7	45.0	31.4	41.1	33.6	0.1	7.4	0.1	19.6	24	23.9	30.74
TNCC	93	100	97.6	0.3	0.6	0.4	0.2	0.5	0.3	43.9	45.8	45.1	31.7	41.2	34.3	0.1	4.8	0.2	5.4	24	23.9	30.75
TNCM	73	100	99.7	0.4	0.7	0.4	0.2	0.7	0.3	43.1	45.8	45.1	31.7	41.0	33.4	0.1	5.2	0.2	3.6	24	23.9	30.72
TNCN	91	100	99.6	0.4	0.7	0.4	0.2	0.5	0.3	43.2	45.5	44.8	30.0	36.9	31.3	0.1	4.9	0.4	1.1	24	23.9	30.78
TNCT	43	100	99.6	0.4	0.5	0.4	0.2	0.6	0.3	43.8	45.0	44.5	28.8	35.5	30.0	0.1	2.5	0.1	0.1	24	23.7	30.76
TNIF	2	100	98.8	0.4	0.6	0.4	0.2	0.5	0.3	43.4	45.6	44.9	30.9	40.5	33.5	0.1	4.3	0.2	0.5	24	23.8	30.75
TNLC	95	100	99.4	0.4	0.6	0.4	0.2	0.5	0.3	43.4	45.4	44.7	30.3	40.9	33.3	0.1	5.0	0.2	23.7	24	23.9	30.77
TNMO	93	100	99.8	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3	43.7	45.6	44.9	29.9	36.5	31.2	0.1	2.7	0.2	2.5	24	23.9	30.03
TNMR	42	100	95.4	0.5	1.0	0.6	0.4	0.8	0.4	45.0	45.4	45.2	31.7	32.6	32.1	0.1	12.8	2.3	1.3	24	23.7	30.69
TNMS	91	100	98.5	0.4	0.8	0.5	0.3	0.8	0.4	43.9	46.1	45.2	31.4	40.6	33.3	0.2	5.6	0.8	3.5	24	23.9	30.72
TNMT	73	86	77.7	0.8	1.1	0.9	0.4	0.7	0.5	44.0	45.9	44.7	30.9	40.6	34.3	0.2	9.3	3.3	2.7	24	23.9	30.68
TNMZ	1	100	99.5	0.1	0.4	0.4	0.0	0.3	0.3	43.9	46.9	44.7	28.0	33.8	30.7	0.1	5.0	0.5	0.1	24	23.9	30.37
TNTM	95	100	99.4	0.4	0.7	0.5	0.3	60.0	0.3	42.7	44.8	44.0	28.9	39.4	30.0	0.1	3.9	0.1	23.7	24	23.9	30.76
UAGU	54	100	98.8	0.2	0.5	0.4	0.3	0.4	0.3	43.6	45.7	45.0	30.3	37.1	31.6	0.1	4.3	0.2	2.1	24	23.8	30.40
UCOE	26	100	99.8	0.2	0.6	0.4	0.2	0.7	0.3	43.5	46.1	44.5	29.6	36.4	30.8	0.1	8.0	0.1	1.0	24	23.8	30.92
UGEO	83	98	95.9	0.2	0.4	0.4	0.2	0.5	0.4	43.7	45.9	45.0	30.2	35.4	31.8	0.1	8.6	1.1	0.1	24	23.9	30.57
INEG	53	100	99.5	0.0	1.5	0.1	0.0	1.7	0.1	33.1	53.8	39.5	39.4	46.5	43.9	0.1	27.7	4.4	1.0	24	23.7	30.50
MPR1	2	100	98.1	0.6	1.2	0.9	0.4	1.3	0.9	43.5	48.0	46.6	39.7	45.5	42.5	0.1	62.5	0.1	0.1	24	23.0	30.39
COL2	26	100	99.2	0.1	30.6	0.1	0.1	0.6	0.3	32.8	46.5	39.2	40.6	43.6	41.7	0.1	12.1	4.5	3	24	23.9	30.46
INAY	25	100	99.6	0.3	5.8	0.3	0.3	4.9	0.3	40.7	46.9	46.3	26.6	43.6	41.1	0.3	333.0	1.3	2.4	24	23.9	30.80

4.1.5. Relación calidad-precisión

Con la finalidad de conocer cuál es el impacto que presenta la variación de los índices de calidad respecto a la precisión de las soluciones diarias obtenidas en GAMIT/GLOB-K se graficaron las series de tiempo en el sistema de coordenadas topocéntrico (ENU) así como la desviación estándar de dichas soluciones. Se utilizaron las estaciones que presentan los mayores cambios en los índices de calidad para tener una mejor caracterización de la relación calidad-precisión.

La estación TECO presentó la mayor variación en el índice MP1 el 14/01/2015 con un cambio de receptor y actualización de firmware (NETRS v. 1.1-3 a NETR9 v. 4.85), lo que ocasionó un aumento de 0.34 a 0.72 cm. Sin embargo, esta actualización no provocó ningún cambio en el comportamiento de la serie temporal de coordenadas ENU o de la desviación estándar (Figura 46). Por otro lado, con el cambio de antena TRM59800.00 a TRM57971.00 realizado el 17/02/2016 se observó una variación de 5 mm en la componente N, pero no se observó variaciones en la desviación estándar.

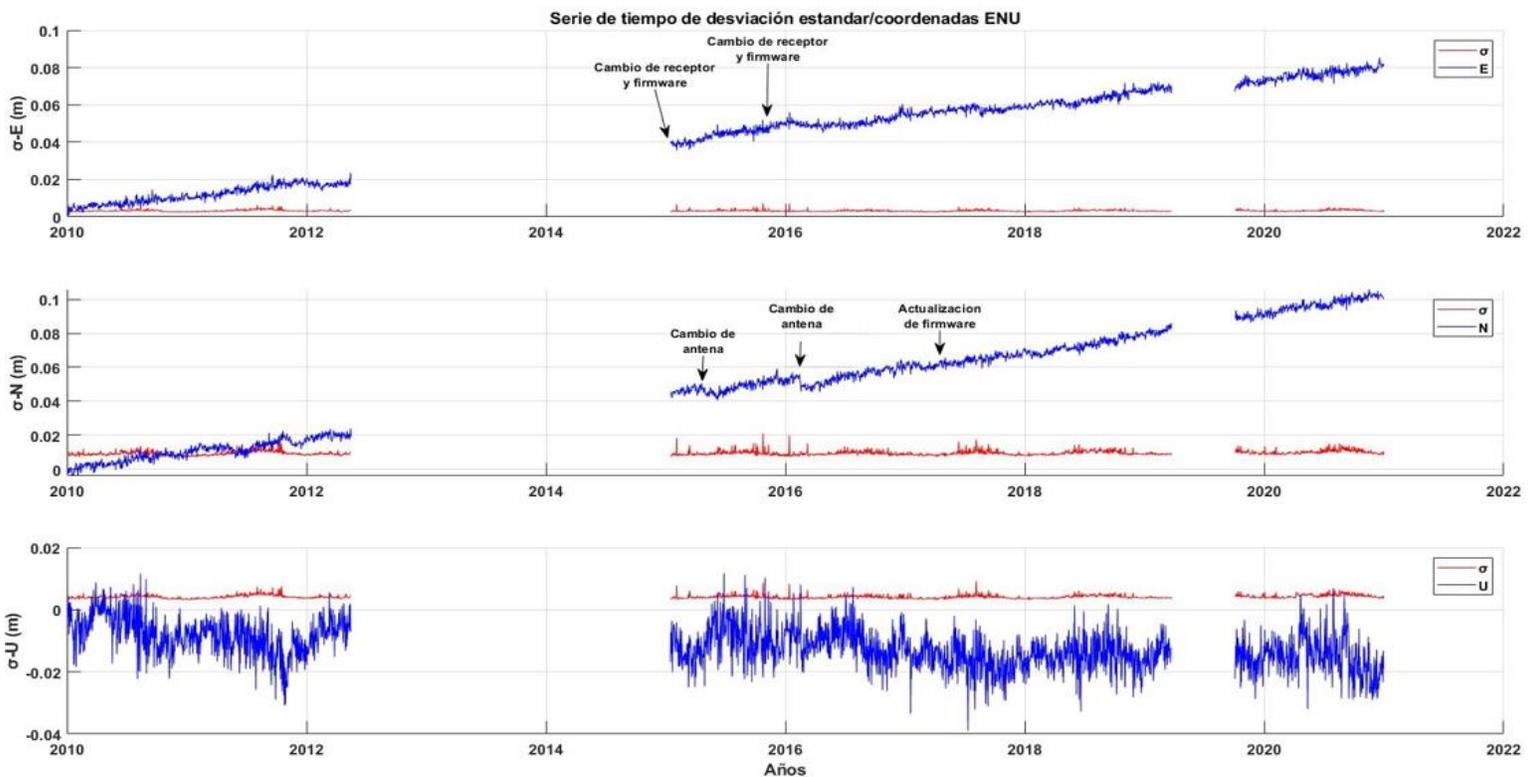


Figura 46. Serie de tiempo de coordenadas ENU y desviación estándar de estación TECO

La estación TNIF presentó una de las mayores variaciones en el índice SNR2 el 02/11/2019 con la actualización de firmware v. 5.37 a 5.42, contando con un receptor NETR9, lo que ocasionó un aumento 31.7 a 39.0 dBHz. Sin embargo, esta actualización no provocó ningún cambio en el comportamiento de la serie temporal de coordenadas ENU o de la desviación estándar (Figura 47).

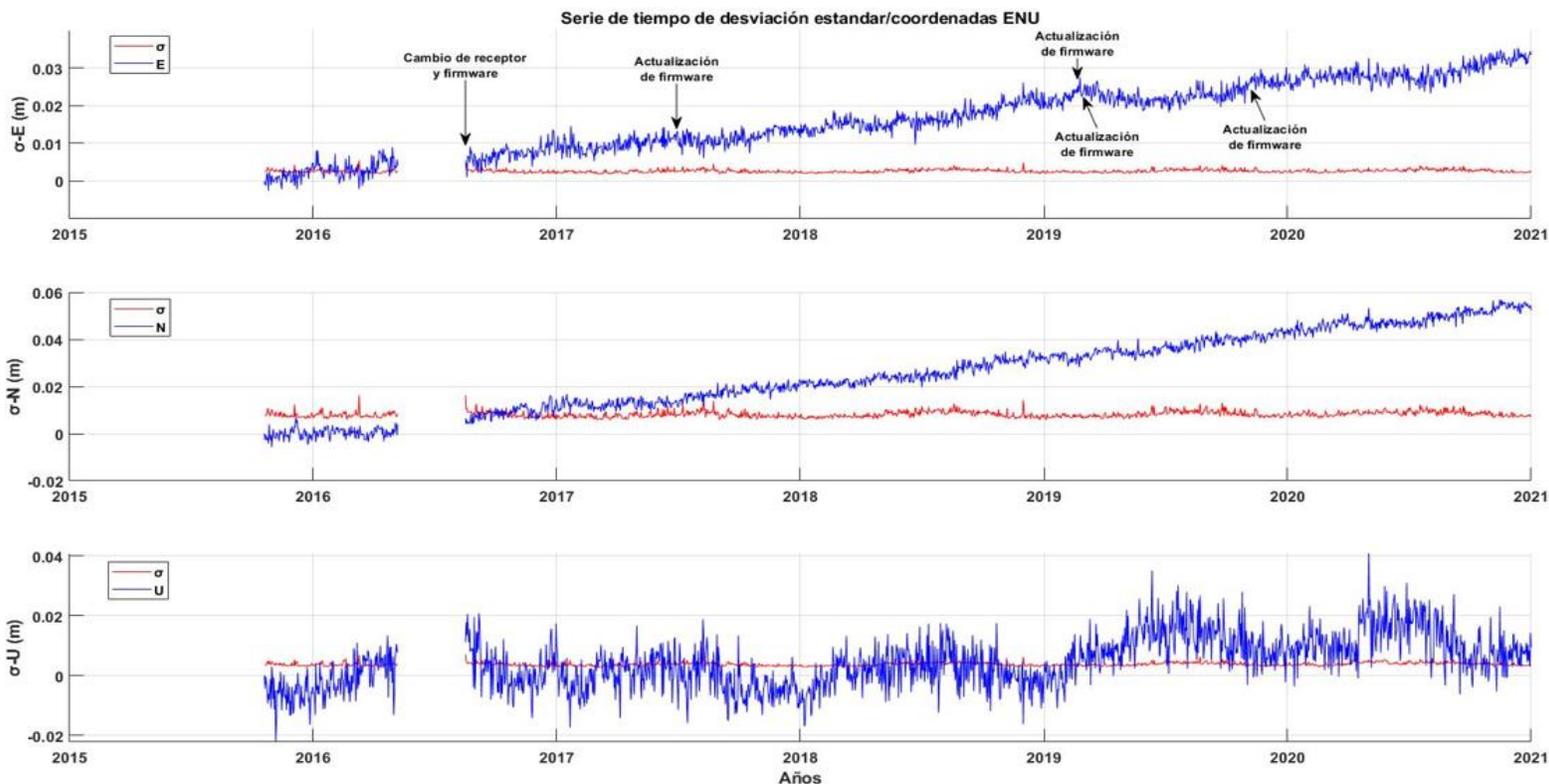


Figura 47. Serie de tiempo de coordenadas ENU y desviación estándar de estación TNIF.

Por otro lado, la estación COL2 fue una de las estaciones que presentó la mayor variación en los saltos de ciclo. Esta estación contaba con un receptor Trimble 5700 y antena TRM41249.00, los cuales cambiaron a un receptor Leica GR10 y antena LEIAR10 el 12/05/2016. Esto produjo una disminución de los saltos de ciclo de 7.75 a 0.15, así mismo, se produjo una disminución del índice MP2 de 0.41 a 0.20 m y un aumento de SNR1 de 34.26 a 46.16 dBHz. Los cambios antes mencionados solo presentaron un pequeño salto en las coordenadas de la componente U, sin modificar la serie temporal de la desviación estándar (Figura 48).

Se observó un salto mayor a 10 cm en la componente U en mayo del 2010, sin embargo, se desconoce la causa, ya que no ocurrió algún sismo en esa fecha ni tampoco se registró algún cambio de hardware y firmware de la estación.

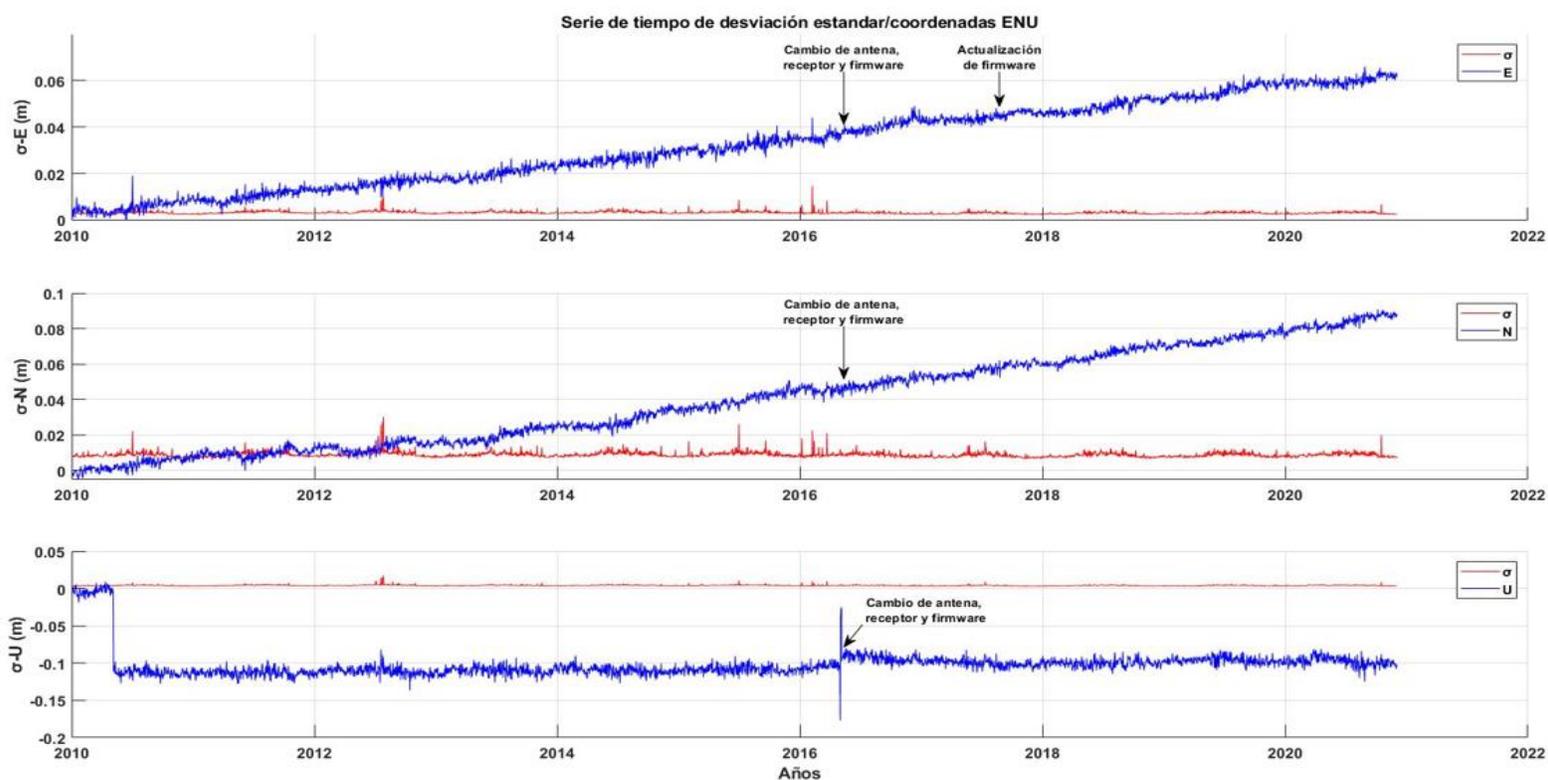


Figura 48. Serie de tiempo de coordenadas ENU y desviación estándar de la estación COL2.

4.2. Análisis de ajuste libre de la red

La evaluación del ajuste libre de la red que se realizó a través del paquete GAMIT donde se analizaron los rms de los residuos de fase unidireccionales (satélite-receptor) presentes en el archivo “autcln.post.sum”, que da a conocer la calidad relativa de las estaciones de la red, donde se obtuvo un valor promedio por año de aproximadamente 9 mm, alcanzando hasta 27.8 mm. Lo cual indica que nuestro ajuste libre presenta resultados aceptables en este término, ya que, además, las coordenadas de las estaciones fueron estables y no presentaron correcciones mayores durante el procesamiento. La Figura 49 y la Tabla 7 muestran los valores promedios anuales obtenidos en el ajuste de la red de cada año.

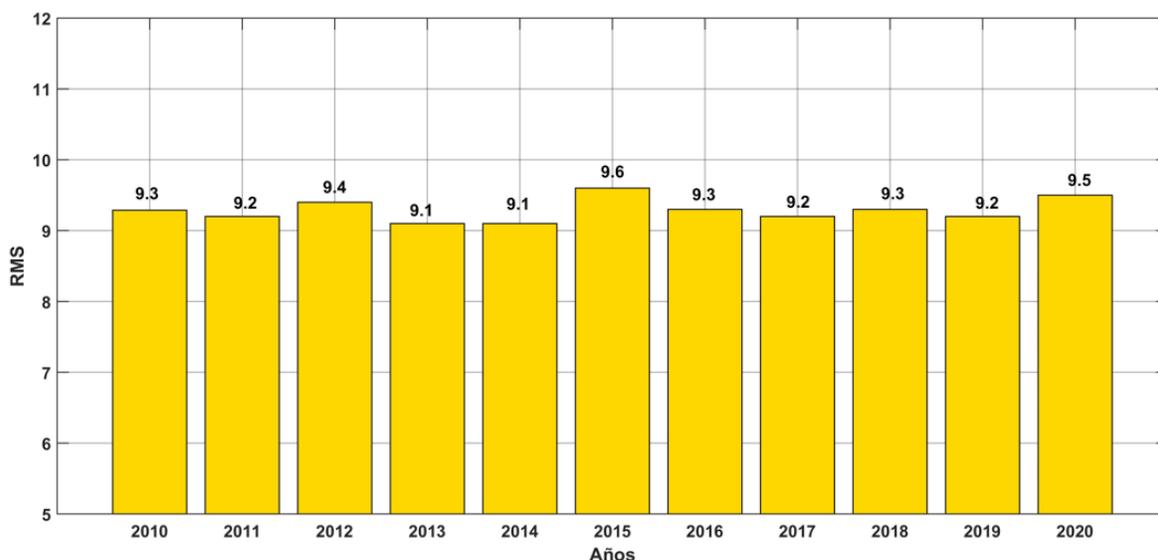


Figura 49. Valores rms de los residuos de fase del ajuste libre de la red.

Tabla 7. Valores rms del ajuste libre.

Año	Estaciones	RMS promedio	RMS mayor	RMS menor
2010	25	9.3	17.8	7.7
2011	24	9.2	12.5	7.7
2012	24	9.4	27.8	7.7
2013	24	9.1	11.7	7.9
2014	22	9.1	11.4	7.7
2015	29	9.6	23.9	7.9
2016	33	9.3	13.3	7.5
2017	38	9.2	13.3	7.6
2018	35	9.3	12.7	7.6
2019	32	9.2	12.8	7.8
2020	31	9.5	12.9	8.1

Se verificó el porcentaje de estaciones y archivos “x” utilizados durante los días de procesamiento, donde se muestra que, durante la mayoría de los días se utilizaron el 99.9 % de las estaciones y los archivos “x” (Figura 50, Tabla 8). Lo que indica que un porcentaje demasiado bajo de archivos de observación fueron excluidos del procesamiento por contar con poco tiempo de medición (menos de 3 horas). Se observa que en el año 2014 se presenta el menor porcentaje entre estos valores, sin embargo, solamente excluyó 1.5 archivos de observación en un día por contar con una sesión de observación demasiado corta.

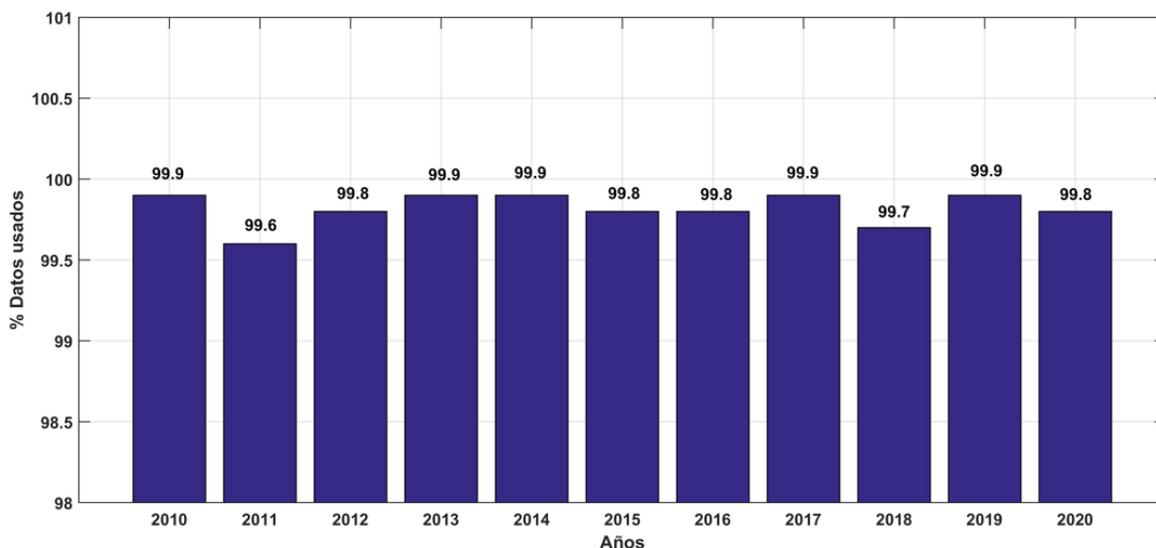


Figura 50. Porcentaje de estaciones/archivos “x” utilizados en el procesamiento.

Tabla 8. Relación estaciones/archivos “x” utilizados.

Años	% promedio	% Máximo	% Mínimo
2010	99.9	100	95.8
2011	99.6	100	95.6
2012	99.8	100	95.6
2013	99.9	100	95.6
2014	99.9	100	95.2
2015	99.8	100	96.2
2016	99.8	100	96.8
2017	99.9	100	97.3
2018	99.7	100	94.5
2019	99.9	100	96.6
2020	99.8	100	96.5

Así mismo, se verificó el porcentaje de ambigüedades de carril ancho y carril estrecho resueltas (Figura 51). La primera nos da a conocer si las sesiones fueron demasiado cortas o si hubo pseudodistancias deficientes, lo que podría causar problemas con la actualización de las coordenadas del día siguiente en el archivo “L”, para lo cual, se obtuvieron valores mayores al 90% en la mayoría de los años. Los años 2012 y 2013 tuvieron valores muy cercanos a este, mientras que el año 2014 tuvo el valor más bajo, presentando un porcentaje del 86.9%, sin embargo, es aceptable. Por otro lado, los valores de ambigüedades de carril estrecho resueltas para este periodo de estudio superan el 80 % en todos los años procesados,

lo que indica que la configuración de la red y los modelos y parámetros empleados funcionaron adecuadamente.

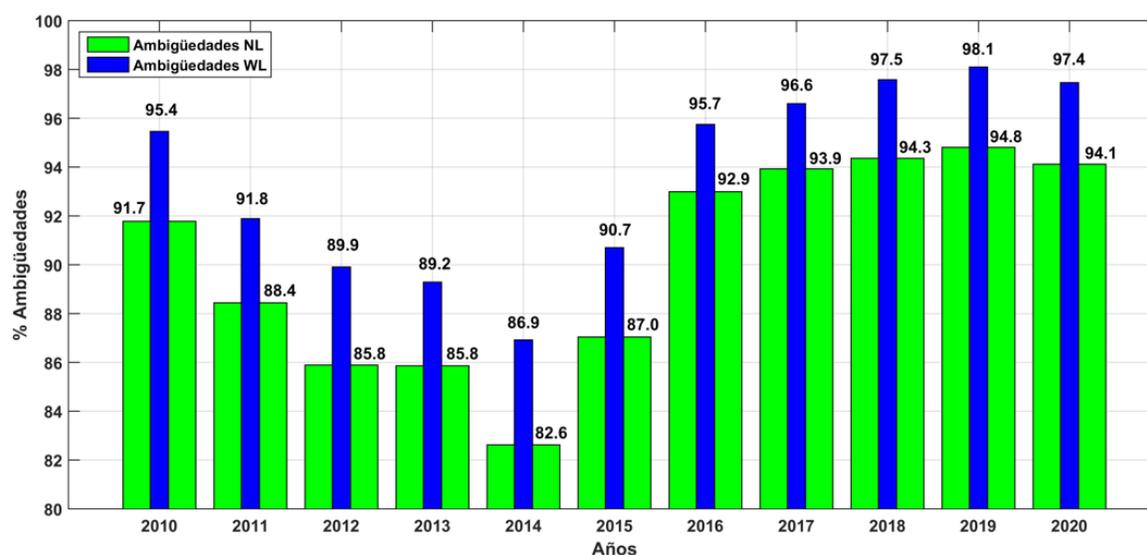


Figura 51. Porcentaje de ambigüedades resueltas para WL y NL en el periodo de estudio.

Además de lo anterior, se analizó el rms del pseudorange de las estaciones, ya que, valores superiores a 5 m podrían reflejar coordenadas aproximadas deficientes o un funcionamiento inadecuado del receptor. Sin embargo, debido a que durante la verificación de los archivos sh_gamit_ddd.summary no se presentaron actualizaciones de coordenadas, se omitió la verificación de este parámetro. (Herring et al., 2018)

4.3. Introducción del marco de referencia

Los resultados generados en el archivo .org de resumen de estabilización muestra que, para nuestro periodo de estudio, se utilizaron más del 70% de las estaciones (14 estaciones) para introducir el marco de referencia IGS14 (Figura 52), presentando un mínimo de 10 estaciones utilizadas para ello, lo cual, según Herring et al. (2015), es el mínimo número de estaciones recomendables en una red continental. Así mismo, los valores del ajuste para la estabilización “post rms” se encuentran en el orden de 1.5 mm para nuestro periodo de estudio (Figura 53), el cual es un valor aceptable según (Herring et al., 2018) y comparable con estudios como Sarsito et al., (2019), considerando además que, el valor de las incertidumbres del ajuste (Figura 54) y las repetibilidad de las posiciones de las estaciones (Tabla 9 y Figura 55) se encuentran en este mismo orden.

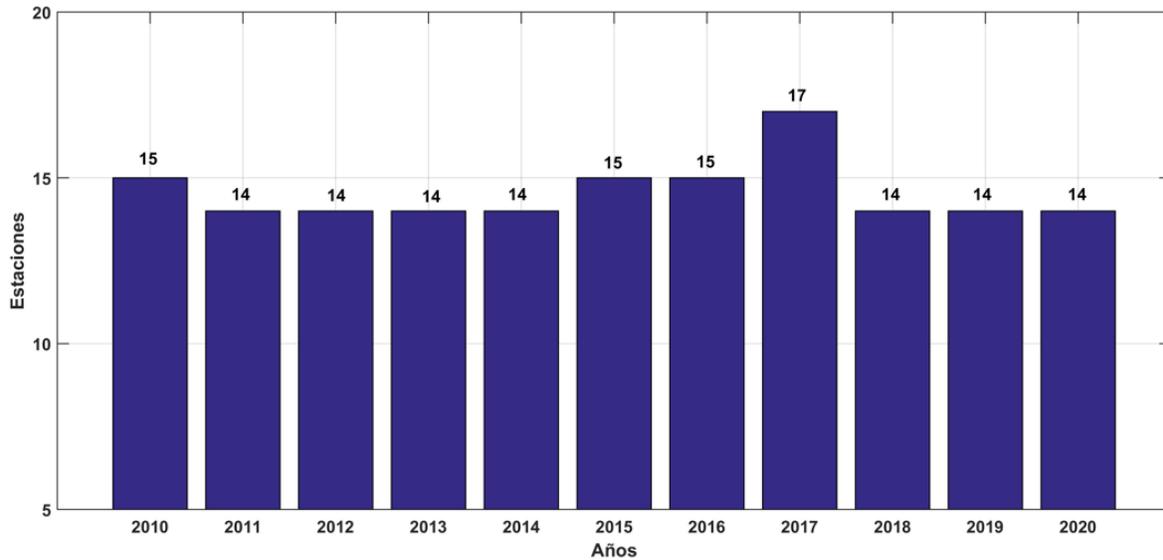


Figura 52. Estaciones utilizadas para la estabilización.

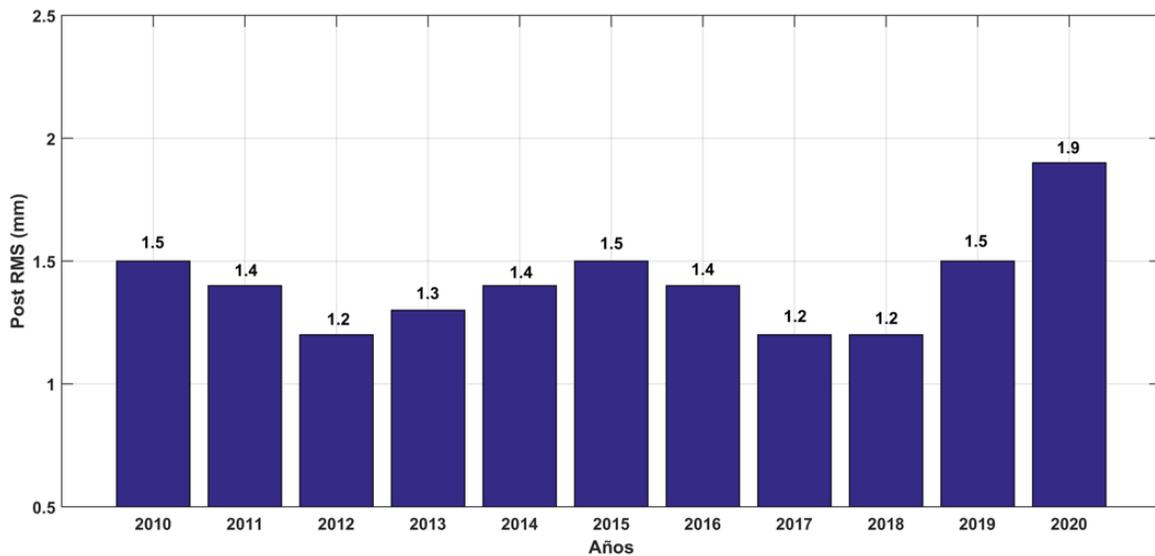


Figura 53. RMS del ajuste al introducir el marco de referencia.

Se observa que los valores de incertidumbre son en promedio menores que 1 mm para las componentes horizontales (este y norte), mientras que para la componente altura se encuentra en el orden de 3 mm (Figura 54). Por otro lado, los valores de repetibilidad se encuentran en el orden de 1 mm para las componentes horizontales (este y norte), mientras que para la componente altura se encuentra en el orden de 4 mm, siendo las estaciones UCOM y TNMT las que presentaron los valores más elevados en esta componente (4.8 y 6.1 mm, respectivamente).

SUMMARY POSITION ESTIMATES FROM GLOBK Ver 5.34X									
Long.	Lat.	dE adj.	dN adj.	dE +-	dN +-	RHO	dH adj.	dH +-	SITE
(deg)	(deg)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)		(mm)	(mm)	
285.91906	4.64007	0.89	-0.42	0.99	0.94	-0.514	0.58	3.77	BOGT_8PS*
284.23768	20.01206	-1.23	-3.08	0.96	0.72	-0.515	-3.82	2.83	SCUB_4PS*
283.17317	39.02173	-4.34	-1.47	0.88	0.56	0.003	-0.32	2.72	GODE_GPS*
273.75101	12.14894	3.92	-25.29	1.00	0.94	-0.340	-0.42	3.56	MANA_3PS
270.88340	13.69709	3.96	5.19	0.76	0.78	-0.454	-4.08	2.63	SSIA_4PS*
269.69633	-0.74300	-0.19	-1.60	0.70	0.93	-0.489	4.75	3.02	GLPS_2PS*
258.77216	19.64875	67.07	35.57	0.62	0.68	-0.059	19.73	2.57	TNMO_GPS
258.30558	19.81318	-5.24	-3.72	0.68	0.72	-0.034	-26.58	2.81	UCOE_GPS
257.71580	21.85615	-0.73	2.08	0.43	0.51	-0.051	0.27	1.91	INEG_4PS*
257.68503	21.91850	-2.22	-3.05	0.56	0.61	-0.022	-32.03	2.33	UAGU_GPS
256.64893	20.69378	-4.71	-5.63	0.69	0.71	-0.016	-26.32	2.88	UGEO_GPS
256.29812	19.24444	-1.50	-0.83	0.76	0.79	0.022	112.24	3.11	COL2_2PS
256.13898	18.98455	-7.39	-3.55	0.79	0.83	-0.002	-30.87	3.38	TECO_GPS
255.98501	30.68051	2.88	-5.39	0.60	0.56	0.023	-2.39	2.49	MDO1_2PS*
255.89852	19.39053	-3.91	-2.97	0.82	0.84	0.019	-30.04	3.33	PENA_GPS
255.59847	19.12410	-0.98	1.10	0.91	0.89	-0.033	-0.49	3.77	UCOM_GPS
255.47541	38.80312	-1.23	-0.15	0.52	0.64	-0.014	-5.58	2.13	AMC2_4PS*
255.36292	19.66513	-6.15	-3.15	0.70	0.75	0.051	-31.41	2.90	PURI_GPS
254.75080	20.67900	0.36	0.81	0.76	0.77	0.061	3.15	3.08	MPR1_GPS
254.73739	39.99507	-0.95	0.16	0.52	0.66	-0.050	-5.20	2.15	NIST_GPS*
254.49235	20.06398	-4.79	-2.63	0.89	0.91	0.073	-35.92	3.70	PZUL_GPS
251.88107	34.30151	0.91	-0.11	0.44	0.44	-0.056	3.68	1.80	PIE1_3PS*
243.57765	32.89194	-1.18	-0.16	1.05	0.99	0.036	-2.33	3.99	MONP_4PS*
243.11075	35.42516	-0.40	3.27	0.61	0.50	-0.108	-0.06	2.09	GOLD_3PS*
241.82677	34.20482	0.67	1.38	0.69	0.53	0.046	0.34	2.52	JPLM_5PS*
240.31737	48.13152	-0.91	-1.17	0.64	0.75	-0.468	-0.13	2.01	BREW_GPS*
239.38355	34.55631	-0.04	0.43	0.71	0.54	-0.043	3.54	2.49	VNDP_5PS*

Figura 54. Valores de ajuste e incertidumbre de las estaciones utilizadas. Donde dE, dN y dH son las incertidumbres. Se muestra como ejemplo los valores estimados para la primera semana del año 2010.

Tabla 9. Valores de repetibilidad de las series de tiempo de las estaciones.

Estación	Repetibilidad (m)		
	Sn	Se	Su
COL2	0.0011	0.0032	0.0013
UGEO	0.0010	0.0033	0.0013
INAY	0.0011	0.0030	0.0013
MPR1	0.0013	0.0034	0.0015
UCOM	0.0016	0.0046	0.0019
UCOE	0.0010	0.0032	0.0013
UAGU	0.0009	0.0026	0.0012
TNTM	0.0010	0.0028	0.0011
TNMZ	0.0011	0.0030	0.0012
TNMT	0.0018	0.0054	0.0029
TNMS	0.0010	0.0030	0.0013
TNMR	0.0012	0.0033	0.0013
TNLC	0.0010	0.0029	0.0012
TNIF	0.0009	0.0030	0.0012
TNCT	0.0010	0.0028	0.0012
TNCN	0.0009	0.0030	0.0012
TNCM	0.0009	0.0027	0.0011
TNCC	0.0010	0.0030	0.0012
TNAM	0.0009	0.0027	0.0012
TECO	0.0011	0.0035	0.0014
PZUL	0.0013	0.0033	0.0014
PENA	0.0014	0.0038	0.0016
PURI	0.0011	0.0033	0.0014
TNMO	0.0009	0.0030	0.0012

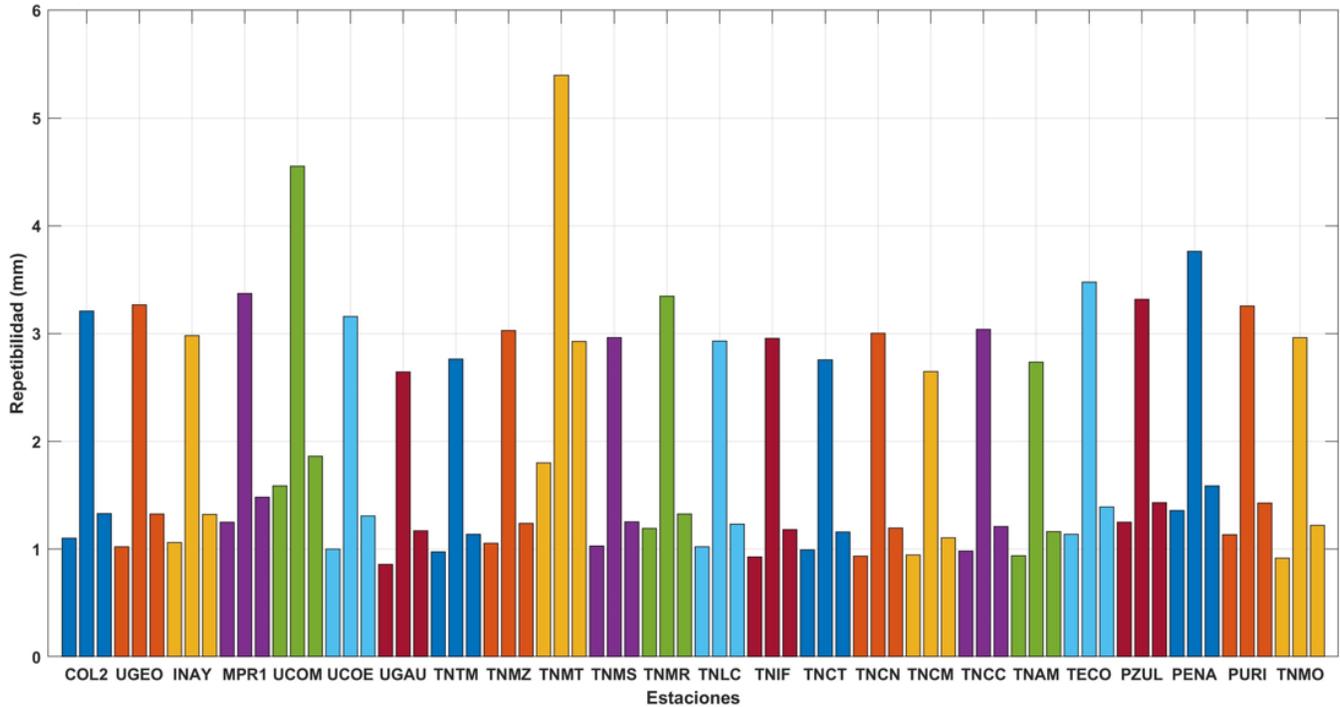


Figura 55. Resultados de repetibilidad. El orden de los valores es norte, este y altura.

Por otro lado, según Herring et al., (2018), es conveniente verificar los valores de w_{rms} y n_{rms} de la estabilización, donde los valores del primero deben de ser cercano a 1-2 mm en horizontal y de 3-10 en vertical (Figura 56), y el segundo debe de ser cercano a 1 mm en las 3 componentes (Figura 57). Para nuestro experimento se obtuvo un valor promedio en los 11 años utilizados en w_{rms} de 1.4, 1.5 y 4.0 mm para las componentes este, norte y altura, respectivamente, siendo el año 2020 el que presentó un valor mayor en la componente altura, con un valor de 5.8 mm. Por otro lado, los valores obtenidos en el n_{rms} presentaron un promedio de 2.1, 2.4 y 1.6 para las componentes este, norte y altura, respectivamente.

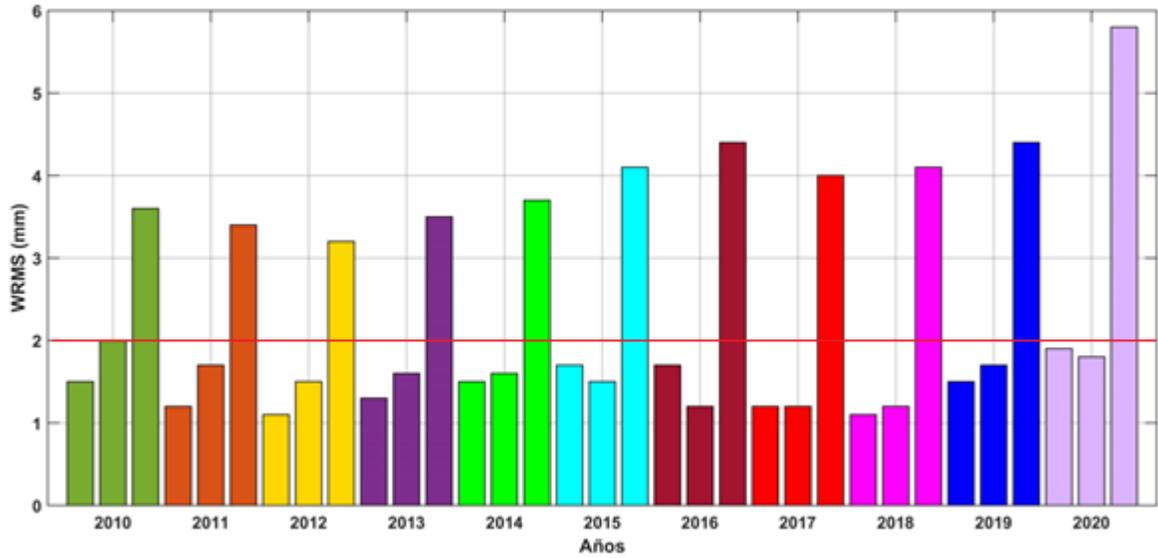


Figura 56. Valores de wrms por año. Los valores por año están dados en E, N, altura.

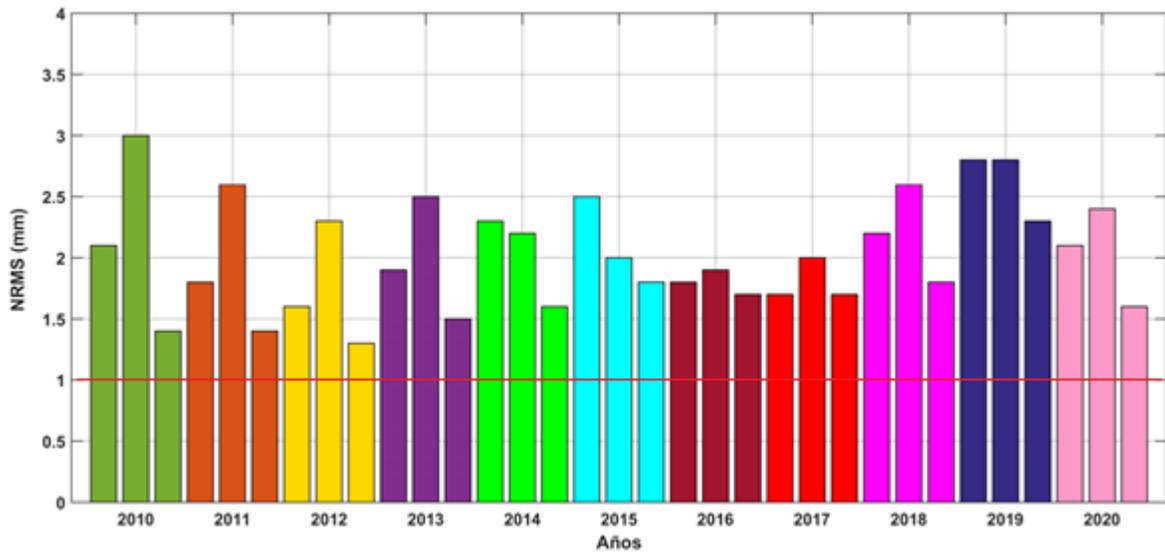


Figura 57. Valores de nrms por año. Los valores por año están dados en E, N, altura.

4.4. Velocidad de las estaciones GPS/GNSS

Para el cálculo de las tasas de velocidad de las estaciones ubicadas en la zona de estudio se utilizaron las soluciones semanales, ya que presentaron valores de repetibilidad más bajos que las soluciones diarias. Así mismo, se utilizaron dos marcos de referencia, el IGS14 y la Placa Norteamericana como fija. Se puede observar que los vectores de velocidad obtenidos utilizando el marco de referencia IGS14 (Figura 58, Tabla 10) muestran dos direcciones preferenciales, las estaciones que se encuentran dentro del BJ y el BM, y que además se encuentran más cerca a la Trinchera Mesoamericana muestran una dirección general hacia el noroeste, con una velocidad promedio de -3.46 y 4.05 mm/año en las componentes este y norte, respectivamente, mientras que las estaciones que se encuentran hacia el norte, principalmente las que se ubican dentro y cerca del rift de Tepic-Zacoalco y rift de Chapala, así como la estación en Aguascalientes, muestran direcciones preferenciales hacia el oeste-suroeste, con una velocidad promedio de -7.43 y -2.61 mm/año en las componentes este y norte, respectivamente, lo que concuerda con las velocidades estimadas por algunos autores para esta región (Selvans et al., 2011; Hernández-Andrade et al., 2022), así como con las velocidades estimadas por Blewitt et al. (2018). La estación TNMT presenta una velocidad de -8.78 y 9.8 mm/año en las componentes este y norte, siendo esta la mayor velocidad en todas las estaciones, lo que pudiera relacionarse con el comportamiento local de la estación, ya que la variación de los índices de calidad no generó una variación en la serie temporal de coordenadas o de precisión.

Por otro lado, los vectores de velocidad calculados considerando la Placa Norteamericana como referencia presentan direcciones preferenciales en sentido norte-noreste en la mayoría de las estaciones. De la misma manera que en el caso anterior, los resultados de este experimento muestran dos grupos de estaciones con velocidades similares. Las estaciones que se encuentran cercanas a la trinchera presentan una velocidad promedio de 6.29 y 10.81 mm/año en las componentes este y norte, respectivamente; exceptuando la estación TNMT, que presenta una dirección hacia el norte y una velocidad de 1.1 y 16.61 mm/año en las componentes este y norte, respectivamente. Mientras que las estaciones que se encuentran hacia el norte, cerca del rift de Tepic-Zacoalco y rift de Chapala, así como la estación en Aguascalientes, muestran una velocidad promedio de 2.74 y 3.91 mm/año en las

componentes este y norte, respectivamente (Figura 59, Tabla 10), lo que concuerda con las velocidades estimadas por Blewitt et al. (2018) para la mayoría de las estaciones de nuestra zona de estudio, utilizando la placa de norteamérica como referencia.

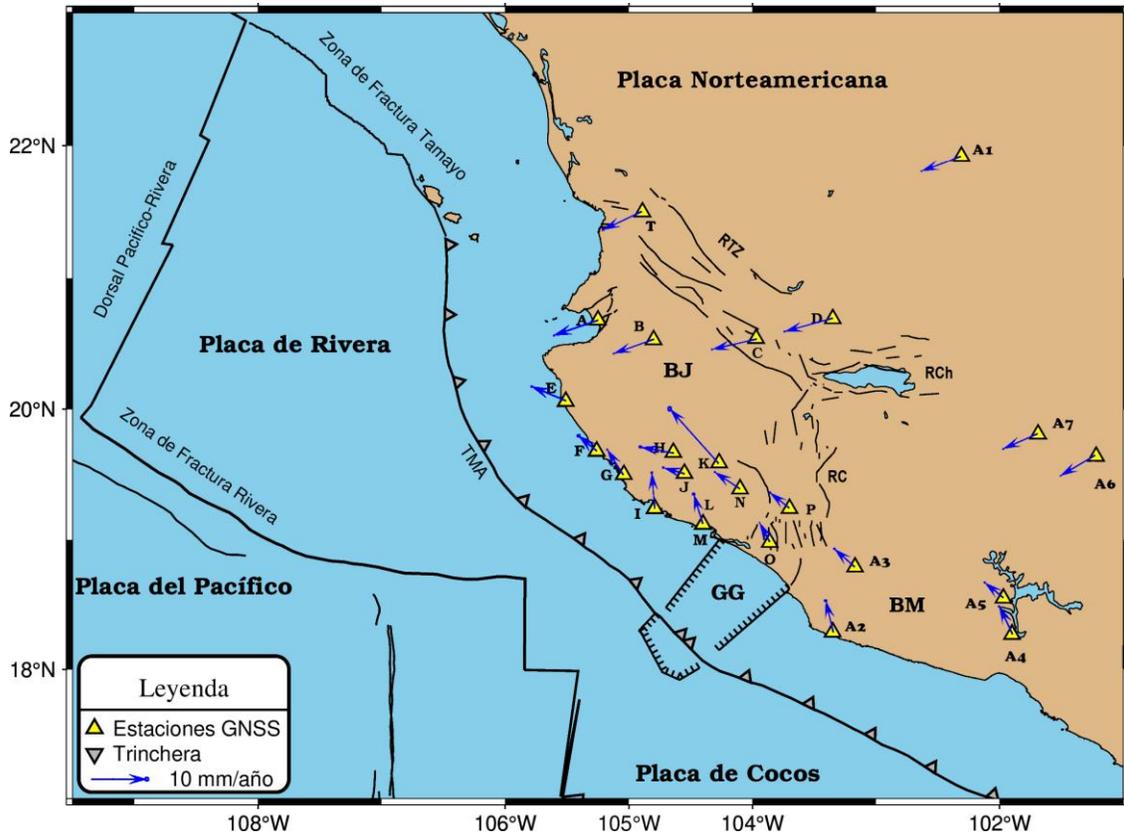


Figura 58. Velocidades estimadas considerando el marco de referencia IGS14. RTZ: Rift de Tepic-Zacoalco, RC: Rift de Colima, RCh: Rift de Chapala, BJ: Bloque de Jalisco, BM: Bloque de Michoacán, TMA: Trinchera Mesoamericana, GG: Graben El Gordo. Las estaciones se identifican con el nombre de las letras. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

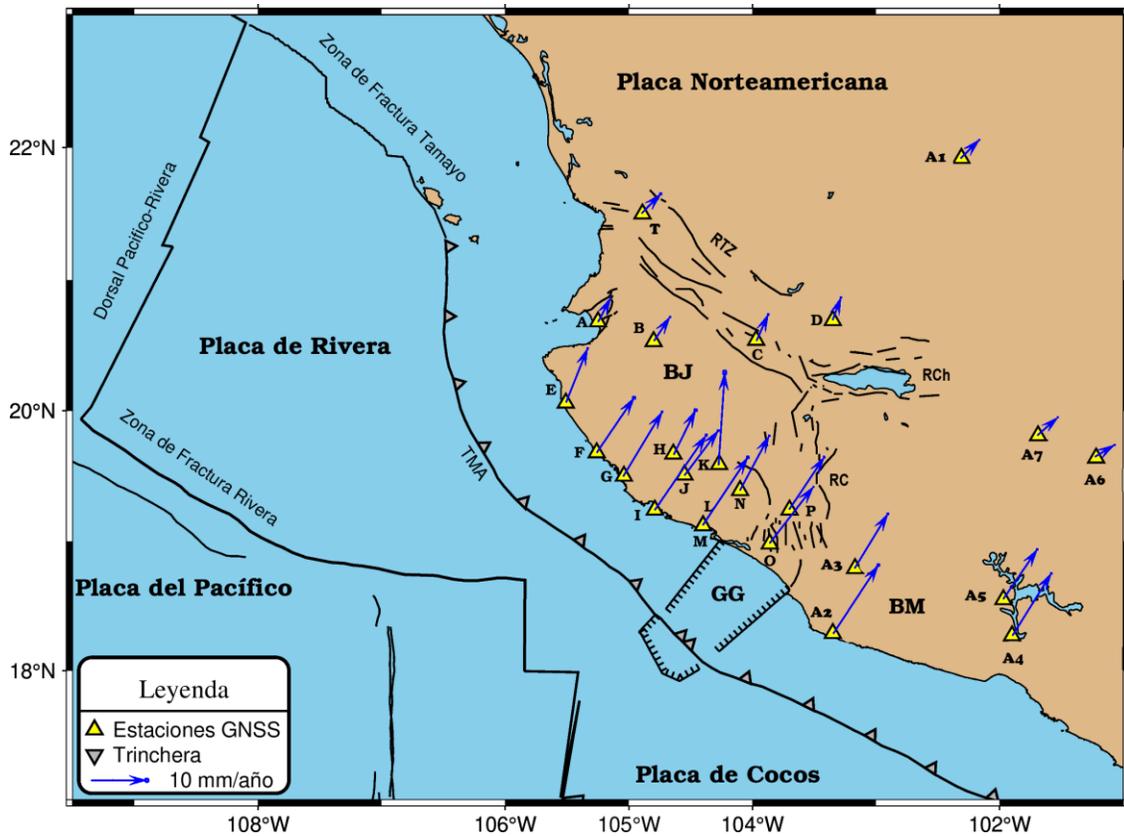


Figura 59. Velocidades estimadas considerando la Placa Norteamericana como referencia. RTZ: Rift de Tepic-Zacoalco, RC: Rift de Colima, RCh: Rift de Chapala, BJ: Bloque de Jalisco, BM: Bloque de Michoacán, TMA: Trinchera Mesoamericana, GG: Graben El Gordo. Las estaciones se identifican con el nombre de las letras. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

Tabla 10. Velocidad de estaciones GPS/GNSS.

Estación	E	N	IGS14 (mm/año)		NA (mm/año)		Sigma (mm/año)	
			Ve	Vn	Ve	Vn	e	n
UCOE	-101.69	19.81	-6.17	-2.73	3.64	3.23	0.01	0.01
TNIF	-101.90	18.27	-2.42	4.99	6.96	11.16	0.03	0.03
TNCN	-101.97	18.55	-3.34	2.74	6.12	8.91	0.03	0.03
UAGU	-102.31	21.92	-7.08	-2.63	3.34	3.34	0.01	0.01
TNCC	-103.17	18.79	-3.64	3.26	5.97	9.79	0.03	0.03
TNMR	-103.35	18.29	-1.38	5.68	8.09	12.31	0.06	0.05
UGEO	-103.35	20.69	-8.62	-2.38	1.51	4.04	0.02	0.02
COL2	-103.70	19.24	-3.47	2.76	6.28	9.41	0.03	0.03
TECO	-103.86	18.98	-1.82	3.41	7.88	10.14	0.01	0.01
TNAM	-103.97	20.54	-8.00	-1.88	2.12	4.74	0.02	0.02
PENA	-104.10	19.39	-4.55	3.01	5.26	9.78	0.02	0.02
TNMT	-104.27	19.59	-8.78	9.8	1.1	16.61	0.1	0.12
UCOM	-104.40	19.12	-1.65	5.29	8.11	12.17	0.06	0.05
TNMZ	-104.40	19.12	-1.65	5.29	8.11	12.17	0.06	0.05
TNLC	-104.55	19.51	-3.82	1.12	6.05	8.02	0.03	0.03
PURI	-104.64	19.67	-5.98	1.09	3.94	7.99	0.07	0.06
TNTM	-104.79	19.24	-0.56	6.47	9.25	13.47	0.04	0.04
TNMS	-104.80	20.53	-7.25	-2.6	2.9	4.29	0.02	0.02
INAY	-104.90	21.50	-6.96	-3.33	3.45	3.5	0.04	0.04
TNCM	-105.04	19.50	-2.9	4.55	6.99	11.6	0.02	0.02
MPRI	-105.25	20.68	-7.95	-2.72	2.25	4.29	0.01	0.01
TNCT	-105.26	19.68	-3.25	2.74	6.69	9.84	0.07	0.06
PZUL	-105.51	20.06	-6.19	2.6	3.87	9.74	0.02	0.02
TNMO	-101.22	19.64	-6.23	-3.71	3.51	2.11	0.01	0.01

Cabe mencionar que las velocidades y sus respectivas incertidumbres calculadas en esta etapa aún no han sido analizadas mediante algún software de análisis de series de tiempo GPS, y ya que estas se ven afectadas por diversos factores, es necesario realizar dicho proceso para su posterior análisis.

4.5. Análisis de series temporales

Como se puede observar en la Tabla 10, las incertidumbres obtenidas en el cálculo de las velocidades son demasiado bajas, con un promedio de 0.03 mm/año en las componentes horizontales (no se muestra la componente altura en el apartado anterior ya que el software GAMIT/GLOB-K genera un archivo de resumen de velocidades solo con las componentes horizontales, la componente vertical no se analiza en este apartado). Lo anterior se debe principalmente a que dicho error se obtiene en un ajuste de la red de estaciones GNSS que se realizó en el procesamiento con GLOB-K, donde, según García Cañada, (2016) no se consideran los errores de los modelos utilizados en el procesamiento, así como aquellos producidos por causas que no se pueden modelar. Es por ello que se hace aún más necesario realizar un análisis de las series de tiempo GPS obtenidas, que además de calcular las velocidades, permite obtener resultados más realistas en el cálculo de las incertidumbres, las cuales se calcularon usando las incertidumbres de las estimaciones de coordenadas en la serie temporal y las propiedades estadísticas de los residuos con suposiciones de ruido blanco o correlacionado.

Este análisis se realizó solamente para los resultados obtenidos utilizando la Placa Norteamericana como referencia ya que en el caso en el que las estaciones están referidas a un marco de referencia global el efecto predominante es la tendencia (como se menciona en el capítulo 2, sección 2.3), lo que además genera velocidades y direcciones que no concuerdan con los desplazamientos reales de la zona de estudio, lo cual es consecuencia del movimiento debido a la tectónica global. Así mismo, según Kouba, (2009), la influencia del marco de referencia de los satélites es menor a la que se produce al utilizar una red global. Por otro lado, las direcciones y velocidades de las estaciones ubicadas en el BJ se ajustaron mejor al comportamiento real de la dinámica de esta zona utilizando una placa tectónica como referencia.

Debido a que las series de tiempo de coordenadas (ver ejemplo en la Figura 60) son mayormente influenciadas por los movimientos de la corteza terrestre, y, además, en la mayoría de los casos presentan una tendencia, para estimar las velocidades de las estaciones GPS/GNSS e intentar identificar los tipos de ruido que las afectan se generaron series residuales (ver ejemplo en la Figura 61).

Para conocer qué modelo de ruido que se ajusta mejor a nuestras series de tiempo, se verificó cual era la influencia que originaba el considerar y no considerar los saltos utilizando ambos modelos de ruido disponible en tsview. Se observó que cuando no se consideran dichos saltos a través del modelo de ruido blanco (ver ejemplo en la Figura 61) se obtienen valores mayores de repetibilidad (wrms) con hasta 2 mm en algunas estaciones, que al considerarlos (ver ejemplo en la Figura 62). Esto se debe principalmente a que, cuando se consideran los saltos en las series temporales se realiza un cálculo y ajuste de la media antes y después de este, lo que resulta favorable para el modelo utilizado ya que el valor de los nrms (raíz cuadrada de χ^2 por grado de libertad (gl)) tiende a disminuir, mismo que se refleja en un mejor ajuste del modelo en la serie residual. Así mismo, al comparar las velocidades obtenidas, se presentaban diferencias en algunas estaciones de hasta ± 1 mm/año en alguna de las componentes, mientras que las incertidumbres presentaban valores hasta 7 veces más bajos al analizar la serie residual sin saltos, lo que resulta en valores demasiado optimistas.

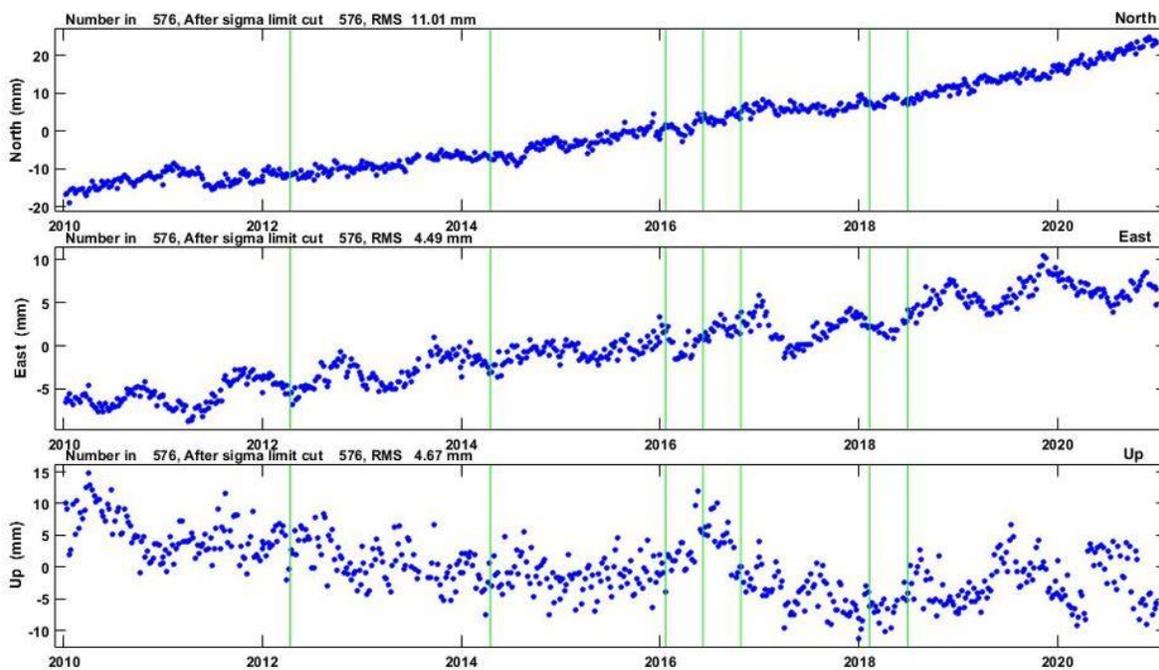


Figura 60. Ejemplo se serie de tiempo de coordenadas de la estación MPR1.

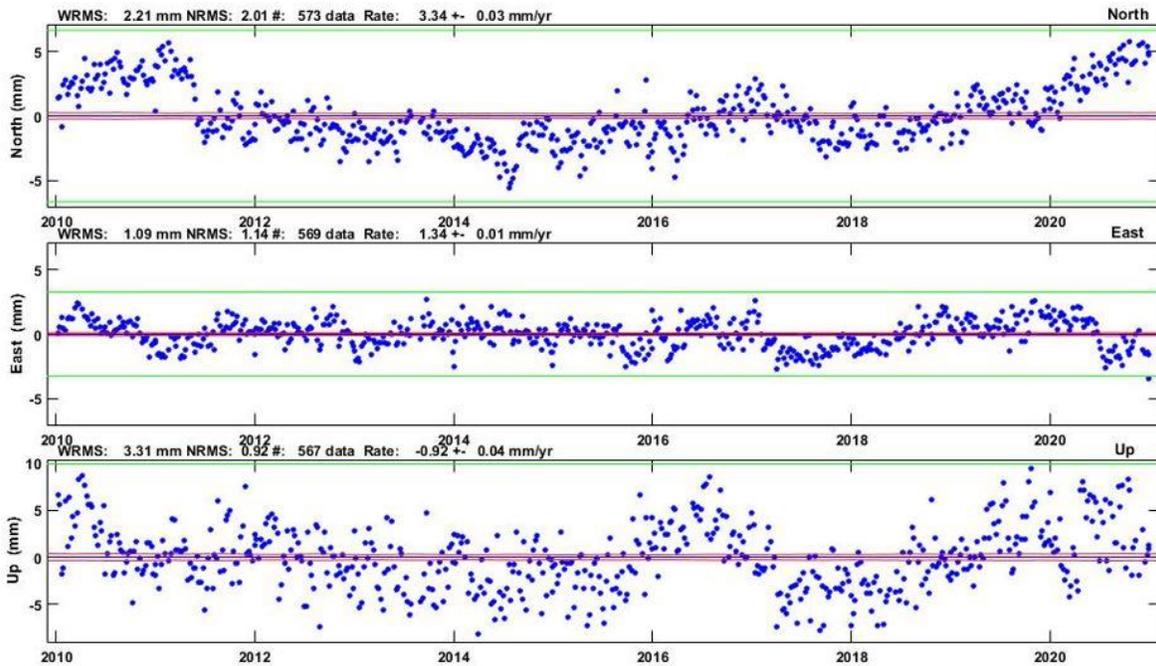


Figura 61. Serie de tiempo residual de estación MPR1 con modelo de ruido blanco sin considerar saltos. Las líneas verdes muestran los límites de 3 veces la dispersión WRMS de los residuales. Las líneas rojas casi horizontales cercanas a cero en los gráficos muestran los límites $1-\sigma$ de la serie temporal del modelo en función de las desviaciones estándar de las estimaciones de parámetros con la contribución del valor medio general de la serie temporal eliminada.

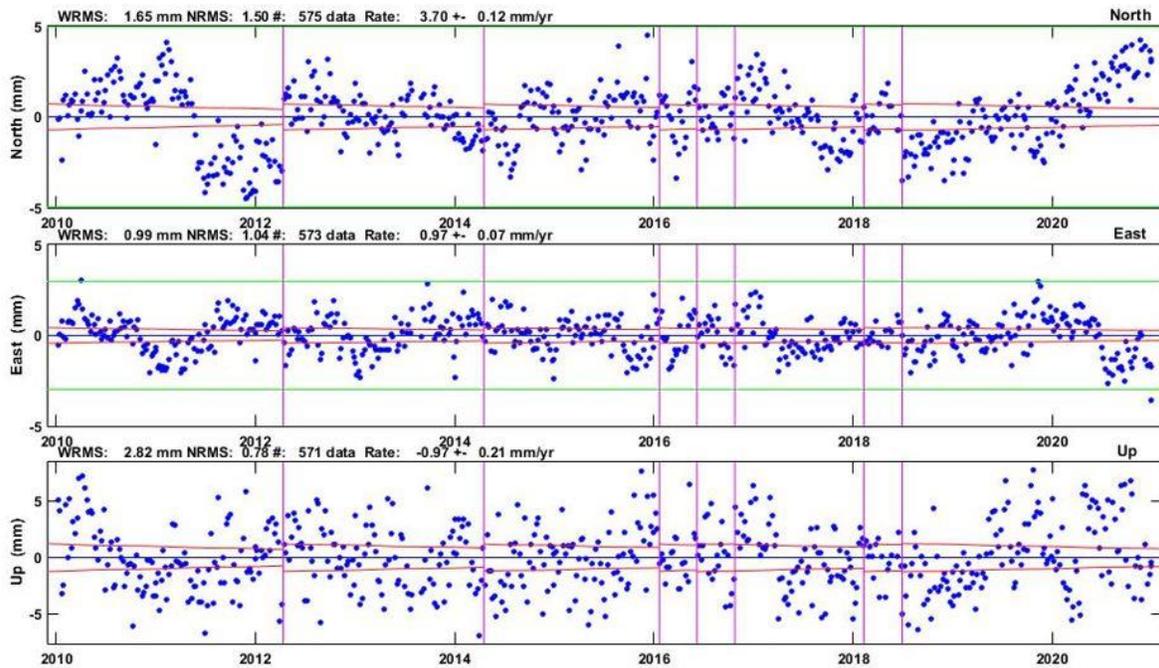


Figura 62. Serie de tiempo residual de estación MPR1 con modelo de ruido blanco considerando saltos.

De la misma manera, se realizó el mismo procedimiento utilizando el modelo de caminata aleatoria. Cuando se utilizó este modelo (Real-Sigma en tsview), se obtuvo el mismo comportamiento que con el modelo anterior en lo referente a wrms, y velocidades estimadas, mientras que los valores de nrms de algunas componentes se elevan hasta 9 veces para algunas estaciones si no se contemplan dichos saltos (Figura 63 y Figura 64).

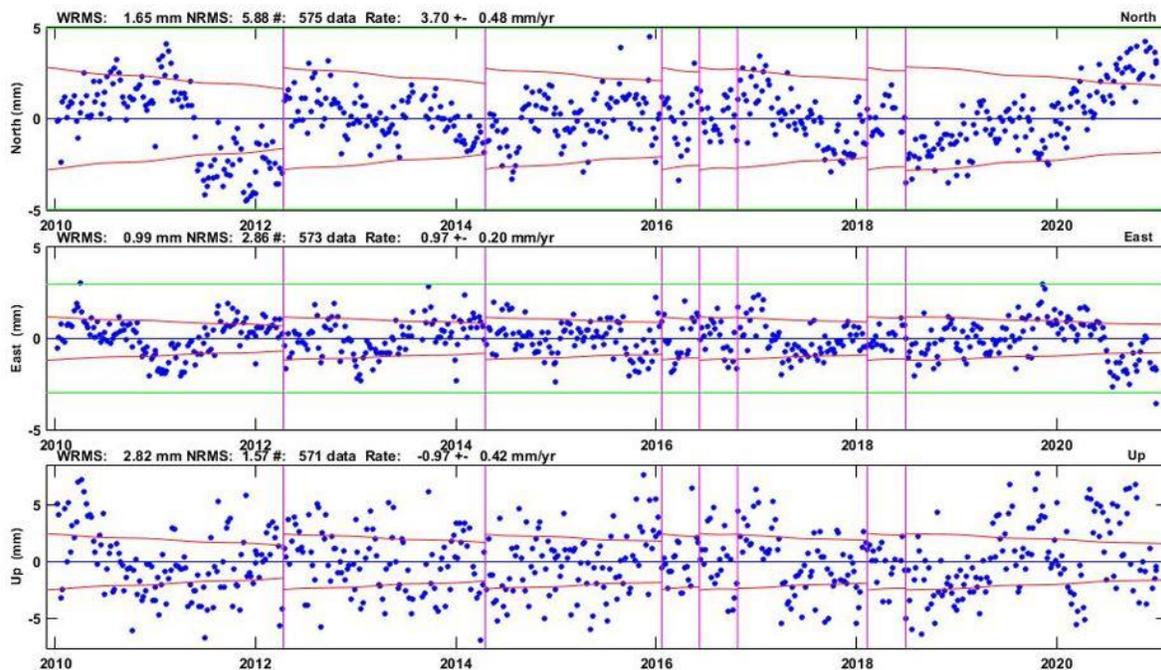


Figura 63. Serie de tiempo residual de estación MPR1 con modelo de caminata aleatoria considerando saltos.

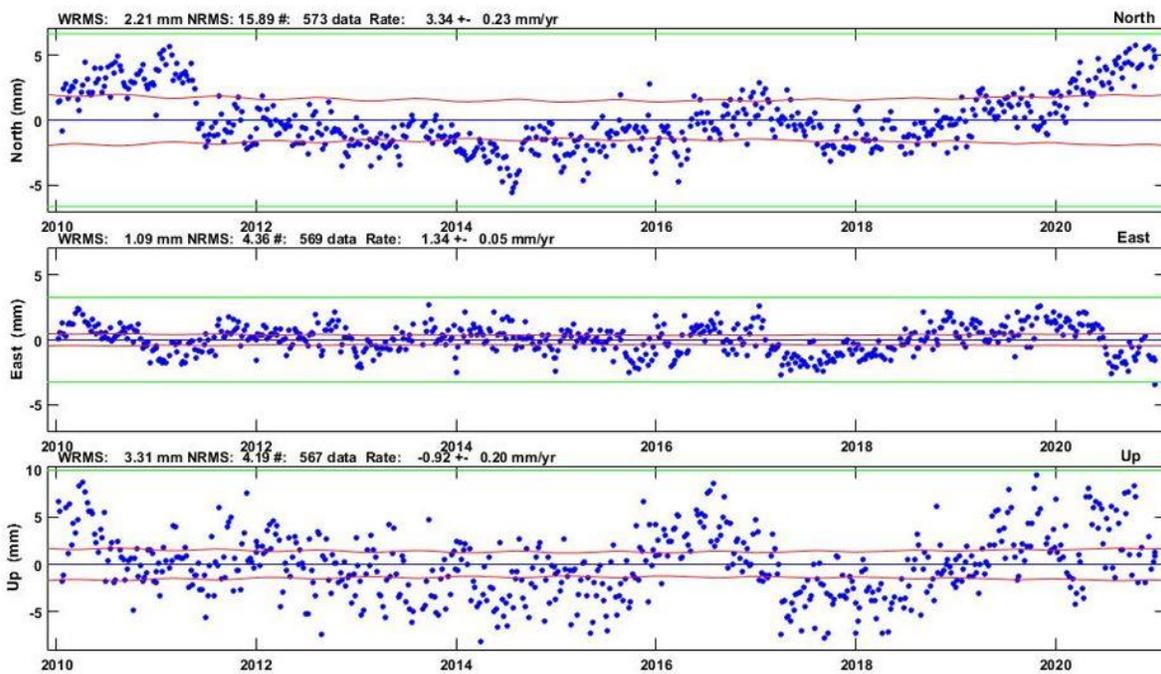


Figura 64. Serie de tiempo residual de estación MPR1 con modelo de caminata aleatoria sin considerar saltos.

Se observó, que el tiempo de correlación resultante al utilizar dicho modelo se ve directamente afectado al momento de ingresar los saltos a la serie temporal, presentando tiempos de correlación de hasta 1 día en ambas componentes (Figura 65 y Figura 66), mientras que, si estos no se contemplaban, se llegaba a alcanzar un tiempo de correlación de hasta 1024 días en las componentes horizontales y 256 días en la componente vertical (Figura 67 y Figura 68).

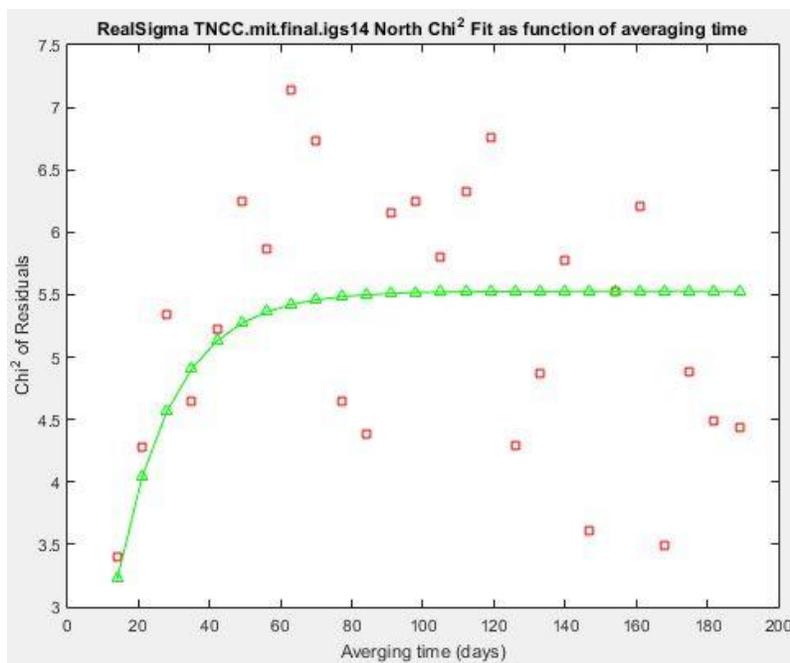


Figura 65. Ajuste exponencial de los valores de χ^2/gl de los residuos en el promedio temporal de estación TNCC de la componente norte.

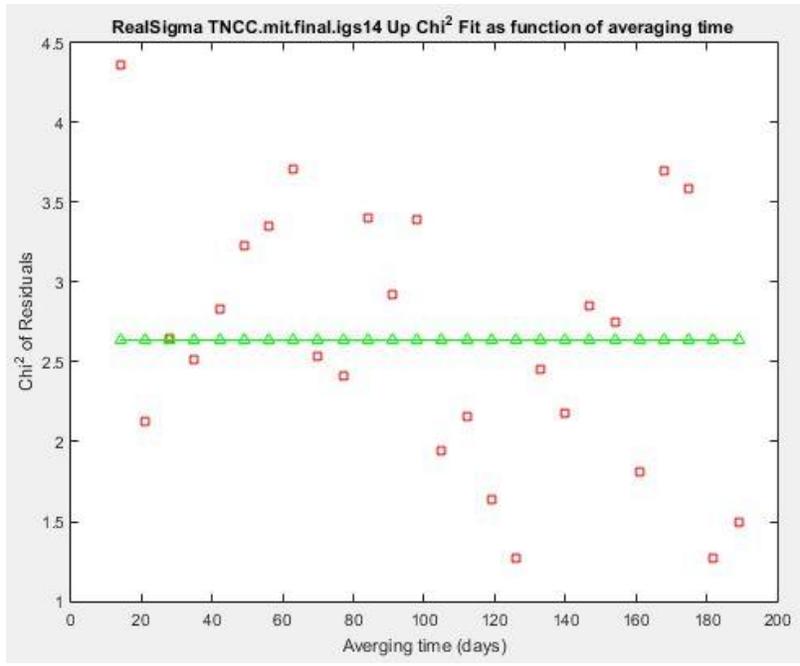


Figura 66. Ajuste exponencial de los valores de χ^2/gl de los residuos en el promedio temporal de estación TNCC de la componente altura.

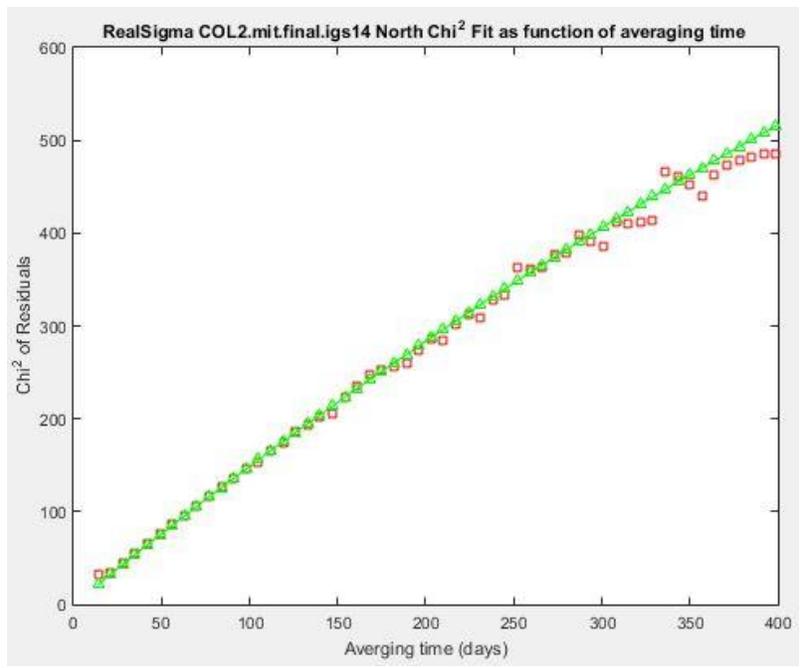


Figura 67. Ajuste exponencial de los valores de χ^2/gl de los residuos en el promedio temporal de estación COL2 de la componente norte.

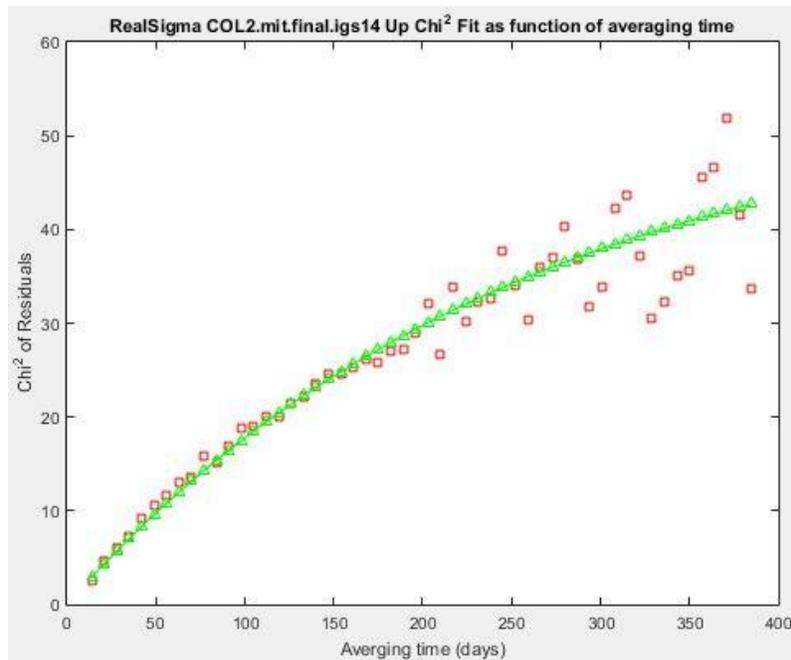


Figura 68. Ajuste exponencial de los valores de χ^2/gl de los residuos en el promedio temporal de estación COL2 de la componente altura.

Con base en las pruebas realizadas en nuestro caso de estudio, se obtuvieron valores menores y más constantes de las incertidumbres de las velocidades al no contemplar los saltos en las series temporales que en las pruebas donde se contemplaron. Por otro lado, los valores de nrms se incrementan hasta 9 veces para algunas componentes de algunas estaciones, como se puede ver en los 3 casos que se muestran en la Tabla 11, mostrando, además, diferencias de hasta 2 mm en la estimación de la velocidad en algunas estaciones. En estos ejemplos se observa que tanto los valores de repetibilidad como nrms son mayores cuando no se contemplan los saltos. Para el caso de la estación PENA, que es una de las estaciones que presentan un mayor número de saltos, se puede observar que el valor de nrms es mayor en un factor de 9.6 al no contemplarlos, así mismo, se puede ver que el tiempo de correlación es mucho mayor en las componentes horizontales, mientras que en la vertical permanece igual.

Se observó que, para todos los casos analizados, era más conveniente contemplar los saltos, ya que los valores de repetibilidad y nrms eran menores. Así mismo, a pesar de que, para la mayoría de las estaciones el tiempo de correlación disminuía en las 3 componentes, esto no degradaba los resultados obtenidos, sino que se presentaba una mejor relación entre el

modelo y los valores calculados (según los nrms obtenidos), así mismo, los valores de incertidumbres presentaban diferencias en un factor de hasta 4 veces, siendo en la mayoría de los casos, más realistas al considerar dichos saltos.

Tabla 11. Tabla de valores obtenidos contemplando y no contemplando salto en las series temporales.

Estación	Tiempo de correlación en días (N, E, U)	WRMS	NRMS	Rate	Sigma	WRMS	NRMS	Rate	Sigma	WRMS	NRMS	Rate	Sigma
		mm	N	mm/año	mm (±)	mm	E	mm/año	mm (±)	mm	U	mm/año	mm (±)
		N	N	N	N	E	E	E	E	U	U	U	U
TNCC (C/saltos)	8, 1, 1	1.25	1.85	9.59	0.54	1.04	2.04	3.25	0.48	2.91	1.18	-0.84	1.10
TNCC (S/saltos)	128, 32, 128	1.47	4.94	9.63	0.21	1.20	3.67	4.83	0.13	4.61	5.99	0.36	0.81
PENA (C/saltos)	32, 32, 64	1.44	2.62	6.77	0.30	0.92	1.68	4.09	0.17	3.31	1.88	2.18	0.71
PENA (S/saltos)	512, 512, 64	3.62	25.25	8.68	0.44	1.63	11.67	4.39	0.18	3.58	2.37	2.19	0.14
TNAM (C/saltos)	2, 16, 8	1.23	1.67	5.49	0.34	0.83	1.92	1.13	0.3	2.91	1.61	-13.40	0.97
TNAM (S/saltos)	128, 256, 512	1.52	5.61	4.6	0.17	1.33	9.56	1.09	0.23	8.11	23.22	-15.00	2.12
MPR1 (C/sismos)	128, 32, 62	1.65	5.88	3.70	0.48	0.99	2.86	0.97	0.20	2.82	1.57	-0.97	0.42
MPR1 (S/sismos)	512, 128, 256	2.21	15.89	3.34	0.22	1.09	4.36	1.34	0.05	3.31	4.19	-0.92	0.20

Como se observa en la Tabla 12, la estimación de las velocidades de las 3 componentes de todas las estaciones, así como de los valores de wrms, son idénticos al utilizar ambos modelos de ruido. Así mismo, se puede observar que al utilizar el modelo de ruido blanco los valores de nrms, así como las incertidumbres son menores que al utilizar el modelo caminata aleatoria en un factor 1.9, 1.8 y 1.5 (en promedio) para las componentes norte, este y altura, respectivamente. Esto pudiera reflejar que el modelo de ruido blanco se ajusta mejor a las observaciones, sin embargo, la estimación de las incertidumbres para nuestro caso de estudio utilizando dicho modelo, como mencionan algunos autores, es demasiado optimista en comparación con el uso del modelo de caminata aleatoria.

Tabla 12. Comparación de resultados utilizando ambos modelos de ruido.

Estación	WRMS (mm)			Velocidad (mm/año)			Sigma (mm/año) modelo RW			Sigma (mm/año) modelo WN			NRMS modelo RW			NRMS modelo WN		
	N	E	U	N	E	U	N	E	U	N	E	U	N	E	U	N	E	U
UCOE	1.24	0.8	2.6	3.22	2.64	1.06	0.26	0.15	0.41	0.12	0.08	0.26	2.48	1.68	1.21	1.16	0.91	0.77
TNIF	1.05	0.94	2.85	10.78	5.64	0.15	0.4	0.41	1.00	0.3	0.26	0.81	1.38	1.81	1.11	1.02	1.16	0.9
TNCN	1.01	0.8	2.56	9.59	4.25	0.25	0.26	0.22	0.81	0.2	0.16	0.51	1.26	1.37	1.26	0.97	0.97	0.79
UAGU	1.4	1.12	3.57	2.93	2.34	-75.24	0.49	0.36	1.86	0.17	0.14	0.69	4.28	3.89	3.4	1.51	1.54	1.26
TNCC	1.25	1.04	2.91	9.59	3.25	-0.84	0.54	0.48	1.10	0.35	0.30	0.84	1.85	2.04	1.18	1.22	1.27	0.90
TNMR	1.22	0.81	2.8	10.6	6.03	-10.43	0.84	0.58	1.37	0.6	0.42	1.45	1.54	1.2	0.73	1.11	0.86	0.77
UGEO	1.04	2.07	2.8	3.71	0.67	2.16	0.26	0.42	0.75	0.19	0.2	0.54	1.38	2.66	1.11	1.01	1.22	0.82
COL2	1.43	0.84	2.54	8.59	5.19	0.64	0.33	0.15	0.36	0.11	0.06	0.21	3.94	2.12	1.27	1.3	0.91	0.79
TECO	1.54	1.11	3.01	10.64	6.72	-1.85	0.47	0.21	0.50	0.14	0.10	0.28	4.52	2.47	1.43	1.38	1.18	0.81
TNAM	1.23	0.83	2.91	5.49	1.13	-13.48	0.34	0.30	0.97	0.26	0.17	0.59	1.67	1.92	1.61	1.28	1.09	0.98
PENA	1.44	0.92	3.31	6.77	4.09	2.18	0.30	0.17	0.71	0.14	0.09	0.31	2.62	1.68	1.88	1.20	0.87	0.83
TNMT	2.37	1.60	3.64	19.72	-1.28	1.98	0.74	0.45	0.63	0.32	0.22	0.49	3.55	2.82	0.77	1.54	1.37	0.61
UCOM	1.82	1.67	3.79	9.95	8.15	2.34	0.74	0.71	0.91	0.20	0.18	0.40	5.19	5.42	1.83	1.37	1.36	3.79
TNMZ	1.16	0.91	2.4	9.22	7.68	-6.77	0.66	0.64	1.25	0.56	0.75	1.18	1.33	1.55	0.79	1.14	1.09	0.75
TNLC	1.03	0.93	2.94	8.63	2.99	-0.14	0.3	0.44	1.29	0.29	0.26	0.83	1.08	1.95	1.45	1.02	1.15	0.93
PURI	1.27	0.73	2.94	3.68	3.27	0.09	0.60	0.27	0.97	0.36	0.21	0.86	1.83	1.03	0.95	1.10	0.80	0.84
TNTM	1.26	0.88	3.03	15.38	4.69	1.39	0.65	0.42	1.63	0.38	0.1	0.92	2.21	1.81	1.8	1.27	1.15	1.01
TNMS	1.07	0.75	2.64	4.64	1.73	-1.51	0.27	0.25	0.73	0.24	0.17	0.57	1.23	1.37	1.05	1.07	0.91	0.82
INAY	0.98	0.81	2.38	4.13	1.59	-9.92	0.19	0.21	0.45	0.13	0.11	0.31	1.49	1.93	1.04	1.01	0.98	0.74
TNCM	1.12	0.87	2.61	12.66	6.5	-0.02	0.31	0.39	0.74	0.23	0.19	0.56	1.51	2.42	1.2	1.14	1.17	0.91
MPRI	1.65	0.99	2.82	3.70	0.97	-0.97	0.48	0.20	0.42	0.12	0.07	0.21	5.88	2.86	1.57	1.50	1.04	0.78
TNCT	0.88	0.59	1.83	10.14	4.33	-1.08	0.34	0.45	0.88	0.32	0.25	0.72	0.99	1.25	0.7	0.95	0.82	0.65
PZUL	1.38	0.75	2.87	7.77	2.00	-3.29	0.50	0.20	0.76	0.33	0.18	0.68	1.96	0.90	0.90	1.28	0.82	0.81
TNMO	1.68	0.95	2.64	2.64	2.69	-0.91	0.47	0.14	0.57	0.13	0.07	0.2	5.91	2.18	2.34	1.62	1.15	0.83

Para conocer más acerca de la influencia que presenta el ruido blanco en las series de tiempo, se realizó el análisis de los residuos promediados. Para un modelo de error de ruido blanco, el chi-cuadrado por grado de libertad no dependería del tiempo promedio, como en el caso del modelo de caminata aleatoria. Según Herring, (2003) y Blanco Díaz, (2013), si el ruido es blanco el wrms debería decrecer según la raíz cuadrada del tiempo promediado, y el nrms permanecer igual. Por ejemplo, para una serie temporal de coordenadas diarias, los valores deberían de reducirse en un factor de 5.5 (raíz cuadrada de 30). Para nuestro caso, si los residuos fueran ruido blanco, los valores deberían de haberse reducido en un factor de 4.3 ya que la serie temporal es de coordenadas semanales. Como se muestra en la Tabla 13, las dispersiones se redujeron en un factor de 1.4, 1.5 y 1.5 para las componentes norte, este y altura respectivamente, en promedio.

Tabla 13. Dispersiones de promedios de 30 y 7 días de las series temporales residuales

Estaciones	WRMS Norte (días)		Factor	WRMS Este (días)		Factor	WRMS altura (días)		Factor
	30	7		30	7		30	7	
PENA	1.13	1.26	1.12	0.69	0.87	1.26	2.49	2.56	1.03
MPR1	1.43	1.68	1.17	0.81	1.08	1.33	1.97	2.42	1.23
TECO	1.24	1.07	0.86	0.87	1.18	1.36	2.05	2.79	1.36
TNAM	0.82	1.51	1.84	0.65	0.94	1.45	2.14	3.3	1.54
TNCC	0.91	1.56	1.71	0.79	1.08	1.37	1.87	3.48	1.86
TNCM	0.79	0.89	1.13	0.66	0.93	1.41	1.68	2.54	1.51
TNCN	0.66	0.54	0.82	0.56	1.37	2.45	1.7	2.79	1.64
TNCT	0.52	0.4	0.77	0.41	0.76	1.85	0.96	3.04	3.17
TNIF	0.67	0.9	1.34	0.69	1.07	1.55	1.6	1.97	1.23
TNLC	0.63	1.07	1.70	0.67	1.34	2.00	1.97	2.65	1.35
TNMO	1.41	1.87	1.33	0.68	0.79	1.16	1.97	2.45	1.24
TNMR	0.8	1.59	1.99	0.55	0.55	1.00	1.55	1.55	1.00
TNMS	0.68	1.01	1.49	0.53	0.52	0.98	1.65	1.77	1.07
TNMT	2.05	2.03	0.99	1.3	1.4	1.08	2.23	2.16	0.97
TNMZ	0.65	0.96	1.48	0.67	1.51	2.25	1.38	2.93	2.12
TNTM	0.92	0.94	1.02	0.63	1.54	2.44	2.07	0.54	0.26
UAGU	1.15	1.39	1.21	0.94	1.08	1.15	3.15	3.34	1.06
UCOE	0.96	1.14	1.19	0.57	0.63	1.11	1.78	2.23	1.25
UGEO	0.7	1.47	2.10	0.87	1.47	1.69	2.04	2.47	1.21
COL2	1.18	1.48	1.25	0.64	0.88	1.38	1.74	3.28	1.89
INAY	0.69	1.38	2.00	0.58	0.37	0.64	1.48	4.57	3.09

Una vez realizado el análisis de las series temporales residuales utilizando los modelos de ruido mencionados anteriormente, así como diferentes consideraciones, se compararon las velocidades obtenidas en este proceso con las velocidades publicadas por el NGL en su página oficial. Así mismo, se compararon las velocidades obtenidas con el paquete GLOBK y el NGL (Tabla 14) para contrastar la influencia del proceso realizado en este apartado con tsview en las series temporales. Donde se obtienen velocidades más cercanas a las publicadas por este organismo, así como incertidumbres más realistas.

Las Figura 69 y Figura 70 muestran las diferencias entre las velocidades estimadas por el NGL y las calculadas con el paquete GLOBK (sin analizar), así mismo, se muestran las diferencias entre el NGL y las velocidades estimadas en tsview, donde se puede observar que para la componente este (Figura 69) la mayor diferencia de velocidad entre NGL y tsview es de 3.02 mm/año, la cual se presentó en la estación TNTM, mientras que la menor diferencia se presentó en la estación TNMR con 0.13 mm/año. Por otro lado, para los residuales entre el NGL y las velocidades de GLOBK se obtuvo la mayor diferencia en la estación TNCT, con 3.52 mm/año, y una menor diferencia de 0.98 mm/año en la estación TECO.

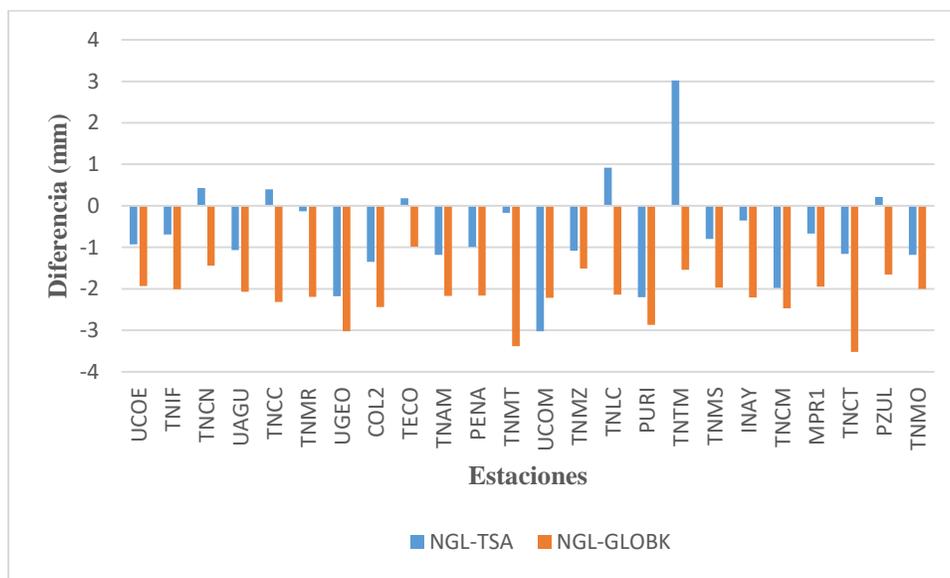


Figura 69. Residuales de velocidad entre NGL-tsview y NGL-GLOBK de la componente este.

Mientras que, para el componente este la estación TNMR presentó la menor diferencia (residual entre NGL y tsvie), para la componente norte (Figura 70) presentó la diferencia de velocidades más elevada, con 2.95 mm/año. Por otra parte, la estación TECO presentó el residual más bajo en este mismo cotejo, con un valor de 0.22 mm/año. Para el caso de las velocidades del NGL-GLOBK, la estación TNMT presentó la mayor diferencia, con un valor de 5.27 mm/año, mientras que la estación TECO también presentó la menor diferencia en este caso, con un valor de 0.28 mm/año.

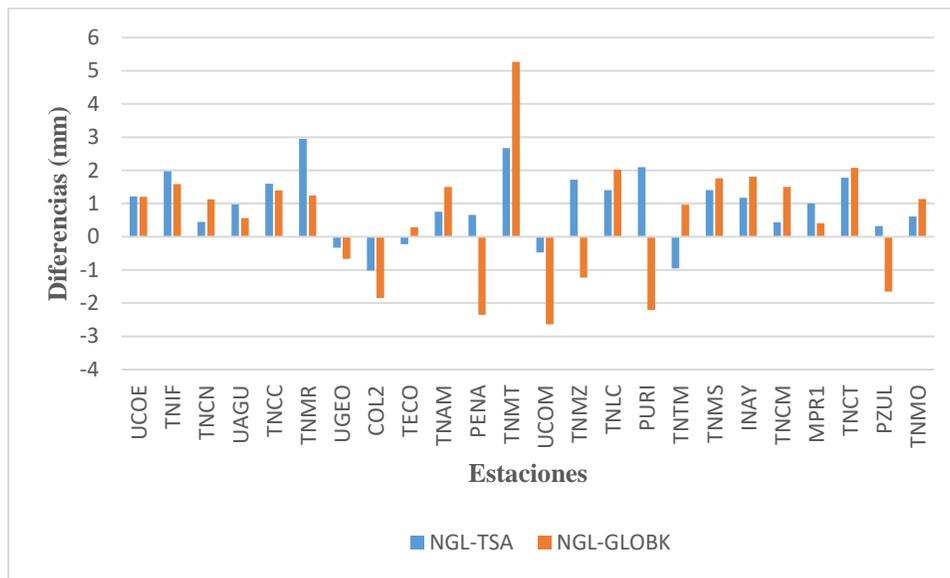


Figura 70. Residuales de velocidad entre NGL-tsvie y NGL-GLOBK de la componente norte.

Tabla 14. Comparación de velocidades obtenidas en este estudio y el NGL. Los valores están dados en mm/año.

Estación	ID	Vel. NGL		Vel. Tsview		Vel. GLOBK		NGL-tsview		NGL-GLOBK	
		Vn	Ve	Vn	Ve	Vn	Ve	Δn	Δe	Δn	Δe
UCOE	A6	4.43	1.71	3.22	2.64	3.23	3.64	1.21	-0.93	1.2	-1.93
TNIF	A4	12.75	4.95	10.78	5.64	11.16	6.96	1.97	-0.69	1.59	-2.01
TNCN	A5	10.04	4.68	9.59	4.25	8.91	6.12	0.45	0.43	1.13	-1.44
UAGU	A1	3.9	1.27	2.93	2.34	3.34	3.34	0.97	-1.07	0.56	-2.07
TNCC	A3	11.19	3.65	9.59	3.25	9.79	5.97	1.6	0.4	1.4	-2.32
TNMR	A2	13.55	5.9	10.6	6.03	12.31	8.09	2.95	-0.13	1.24	-2.19
UGEO	D	3.38	-1.51	3.71	0.67	4.04	1.51	-0.33	-2.18	-0.66	-3.02
COL2	P	7.57	3.84	8.59	5.19	9.41	6.28	-1.02	-1.35	-1.84	-2.44
TECO	O	10.42	6.9	10.64	6.72	10.14	7.88	-0.22	0.18	0.28	-0.98
TNAM	C	6.24	-0.05	5.49	1.13	4.74	2.12	0.75	-1.18	1.5	-2.17
PENA	N	7.43	3.1	6.77	4.09	9.78	5.26	0.66	-0.99	-2.35	-2.16
TNMT	K	21.88	-2.28	19.72	-1.28	16.61	1.1	2.67	-0.17	5.27	-3.38
UCOM	L	9.53	5.89	10	8.91	12.17	8.11	-0.47	-3.02	-2.64	-2.22
TNMZ	M	10.94	6.6	9.22	7.68	12.17	8.11	1.72	-1.08	-1.23	-1.51
TNLC	J	10.04	3.91	8.63	2.99	8.02	6.05	1.41	0.92	2.02	-2.14
PURI	H	5.78	1.07	3.68	3.27	7.99	3.94	2.1	-2.2	-2.21	-2.87
TNTM	I	14.43	7.71	15.38	4.69	13.47	9.25	-0.95	3.02	0.96	-1.54
TNMS	B	6.05	0.93	4.64	1.73	4.29	2.9	1.41	-0.8	1.76	-1.97
INAY	Q	5.31	1.24	4.13	1.59	3.5	3.45	1.18	-0.35	1.81	-2.21
TNCM	G	13.1	4.52	12.66	6.5	11.6	6.99	0.44	-1.98	1.5	-2.47
MPR1	A	4.7	0.3	3.7	0.97	4.29	2.25	1	-0.67	0.41	-1.95
TNCT	F	11.92	3.17	10.14	4.33	9.84	6.69	1.78	-1.16	2.08	-3.52
PZUL	E	8.09	2.21	7.77	2.00	9.74	3.87	0.32	0.21	-1.65	-1.66
TNMO	A7	3.25	1.51	2.64	2.69	2.11	3.51	0.61	-1.18	1.14	-2

4.6. Estimación del modelo de movimiento del Bloque de Jalisco

Las velocidades de las estaciones del BJ referidas a la Placa Norteamericana proporcionan un mejor entendimiento de la deformación que ocurre en el BJ, así como una mejor interpretación geofísica (apartado 2.3). Así, se optó por utilizar dicha referencia para la estimación de los parámetros del polo de Euler. Los vectores de velocidad calculados a través de nuestro procesamiento en GAMIT/GLOB-K y también analizados en tsview fueron muy similares a los valores publicados por el NGL en su página oficial (Tabla 14), ambas técnicas mostraron incertidumbres menores que 1 mm/año en la mayoría de las estaciones. La dirección de las velocidades de la mayoría de las estaciones dentro del BJ presentaron un sentido preferencial norte-noroeste (Figura 59). Las mayores magnitudes en los vectores de velocidad se presentaron en la zona sur-sureste, alcanzando valores de hasta 19.72 (estación K) y 8.15 (estación M) mm/año en la componente norte y este, respectivamente, mientras que en la zona norte-noroeste la magnitud de los vectores de velocidad fue de 5.49 (estación C) y 1.73 (estación B) mm/año en la componente norte y este respectivamente, lo que podría relacionarse principalmente con la geometría de subducción de la placa de Rivera (Bartolomé et al., 2011; Núñez-Cornú et al., 2016; Núñez et al., 2019) y la variación en la tasa de convergencia que se presenta a lo largo del límite de subducción Rivera-Norteamérica (Frey et al., 2007; DeMets et al., 2010; Brudzinski et al., 2016), así como con la actividad sísmica de la zona.

Las velocidades calculadas a través del análisis de las series temporales de coordenadas con tsview dan a conocer gran parte del campo de velocidad que se presenta en el BJ, así como las posibles implicaciones debido a la geología regional de esta zona. Sin embargo, debido a que el NGL cuenta con velocidades calculadas para un número mayor de estaciones dentro del área del BJ, se optó por utilizar ambas soluciones de velocidades en la estimación de los parámetros del polo de Euler.

Como se mencionó en el apartado 3.6, se verificó la influencia que presenta la geometría de las 19 estaciones y la combinación de las velocidades en la estimación del polo de Euler. En la Tabla 15 se dan a conocer las 7 pruebas realizadas con diferentes combinaciones geométricas y de velocidad, así como los resultados obtenidos. Una vez realizado el análisis de las estaciones dentro del programa EPC a través de la prueba Tau, se identificaron los

errores individuales en el conjunto de datos de entrada, principalmente en los sitios que contenían errores graves en sus velocidades, así, se seleccionaron las 12 mejores estaciones.

Los resultados de la prueba 1 muestra la incertidumbre más baja en la estimación de los parámetros del polo de Euler (Tabla 15), donde el promedio de los residuales es de 1.49 y 0.90 mm/año para la componente norte y este, respectivamente. Sin embargo, debido a que la estación TNMZ se encuentran muy cercana a la estación UCOM (60 m) se realizó una prueba removiendo dicha estación (prueba 2), con lo cual se obtuvo un aumento en la incertidumbre de los parámetros (menor al 5 %) y una disminución del valor promedio de los residuales a 1.24 y 0.79 mm/año en las componentes norte y este, respectivamente, presentando residuales menores que 3 mm/año en general. Siendo este el modelo que mejor caracteriza el movimiento el Bloque de Jalisco.

Tabla 15. Combinaciones realizadas para la obtención de los parámetros del polo de Euler.

Prueba	Gestor	Geometría	Estaciones			Núm. de Estaciones	Promedio Residual (mm/año)		Parámetros del Polo de Euler			
			BJ	RC	RTZ		Vn	Ve	Latitud	Longitud	Velocidad angular (°/M-años)	
1	NGL	BJ-RC-RTZ	6	4	2	12	1.49	0.9	20.694±5.57	106.965±0.41	1.437±0.21	
2	NGL	BJ-RC-RTZ	5	4	2	11	1.24	0.79	20.693±5.84	106.968±0.43	1.435±0.22	
3	NGL/tsview	BJ-RC-RTZ	8	4	2	14	1.8	0.94	21.039±8.16	107.731±0.76	1.171±0.25	
4	NGL	BJ	9	0	0	9	2.47	1.23	20.780±12.04	107.806±0.99	1.308±0.42	
5	NGL	BJ-RTZ	9	0	2	11	2.41	1.28	20.855±13.15	108.163±1.26	1.048±0.36	
6	NGL	BJ-RC	8	4	0	12	1.78	0.88	20.837±7.22	107.699±0.64	1.288±0.24	
7	NGL/tsview	BJ-RC	8	4	0	12	1.72	1.02	21.085±8.77	108.016±0.88	1.153±0.26	

La Tabla 16 muestran y enumeran las velocidades del NGL utilizadas para la estimación de nuestro modelo, así como las velocidades estimadas utilizando los parámetros del modelo, además, se dan a conocer los residuos entre la velocidad estimadas y calculadas de los sitios, los cuales muestran una diferencia de hasta 2.8 mm y 1.8 mm/año en la componente norte y este, respectivamente, principalmente en las estaciones que se consideraron para la estimación del modelo.

Tabla 16. Parámetros cinemáticos del bloque estimados.

Nombre	ID	Velocidades NGL (mm/año)		Sigma (mm/año)		Velocidades Estimadas (mm/año)		Residuos entre velocidades estimadas y calculadas (mm/año)		Tiempo
		Vn	Ve	n	e	Vn	Ve	Vn	Ve	
MPRI*	A	4.70	0.30	0.23	0.22	4.50	0.06	0.20	0.23	13.88
TNMS*	B	6.05	0.93	0.37	0.34	5.70	0.48	0.35	0.44	6.36
TNAM*	C	6.24	-0.05	0.28	0.28	7.80	0.51	-1.56	-0.56	7.89
UGEO	D	3.38	-1.51	0.34	0.29	9.40	0.10	-6.02	-1.61	18.32
PZUL	E	8.09	2.21	0.39	0.42	3.80	1.80	4.29	0.41	11.68
TNCT	F	11.92	3.17	2.14	1.98	4.50	2.80	7.42	0.37	5.17
TNCM	G	13.1	4.52	0.53	0.65	5.00	3.40	8.10	1.12	7.52
PURI*	H	5.78	1.07	0.38	0.37	6.10	2.90	-0.32	-1.83	6.55
TNTM	I	14.43	7.71	0.70	1.00	5.70	4.10	8.73	3.61	4.62
TNLC	J	10.04	3.91	0.42	0.52	6.30	3.40	3.74	0.51	6.39
TNMT	K	21.88	-2.28	0.66	0.65	7.00	3.10	14.88	-5.38	4.41
TNMZ	L	10.94	6.6	2.99	2.1	6.70	4.40	4.24	2.20	5.40
UCOM*	M	9.53	5.89	0.36	0.44	6.70	4.40	2.83	1.49	8.37
PENA*	N	7.43	3.1	0.33	0.3	7.50	3.70	-0.07	-0.60	14.00
TECO*	O	10.42	6.9	0.31	0.37	8.10	4.80	2.32	2.10	15.1
COL2*	P	7.57	3.84	0.3	0.23	8.50	4.10	-0.93	-0.26	17.59
COO4*	Q	10.24	4.14	0.63	0.59	8.60	3.70	1.64	0.44	10.92
ANIG*	R	4.66	-0.72	0.32	0.34	6.40	-0.94	-1.74	0.22	8.29
NVDO*	S	6.93	2.67	0.7	0.64	8.70	3.20	-1.77	-0.53	7.21

* Estaciones seleccionadas para la estimación de los parámetros del polo de Euler

Con la finalidad de conocer cuál es la correlación que presentan las velocidades proporcionadas por el NGL y las estimadas por el modelo, se estimó el coeficiente de correlación de Pearson para cuantificar la fuerza y la dependencia lineal entre las componentes norte y este de dichas velocidades. El cual viene dado por la siguiente fórmula:

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (46)$$

Donde:

n es el tamaño de la muestra

x_i, y_i son puntos muestrales individuales indexados con i

\bar{x} denota la media muestral definida por $\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$ (análogamente para \bar{y})

De esta manera, se obtuvo un coeficiente de correlación de $r=0.624$ y $r=0.909$ para las componentes norte y este respectivamente (Figura 71), considerando un nivel de confianza del 95%, lo cual nos proporciona una correlación casi directa, principalmente para la componente este. Así mismo, el RMSE de la componente norte y este resultó en 1.53 mm/año y 1.02 mm/año, respectivamente.

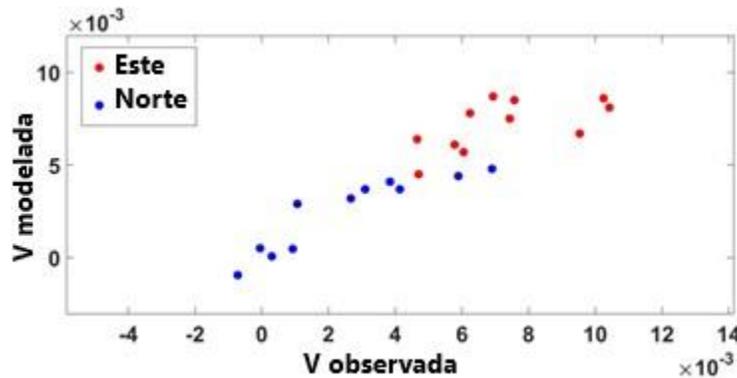


Figura 71. Coeficiente de correlación de Pearson.

Los valores de la Tabla 17 muestran el mejor ajuste obtenido en el cálculo del polo de Euler, así como los valores obtenidos por diferentes autores en el cálculo del polo de Euler para la placa de Rivera (Figura 72). El modelo de movimiento estimado en nuestro estudio utilizando la Placa Norteamericana como referencia presenta una rotación en sentido antihorario, con dirección preferencial hacia el norte-noreste, lo que concuerda con la dirección de subducción estimada por los modelos de movimiento de la placa de Rivera propuesto por DeMets y Wilson, (1997) y Demets y Traylen, (2000). Así mismo, DeMets et al., (2010) realizaron una estimación más reciente de modelos de movimiento para un gran número de placas tectónicas, donde el modelo estimado por el circuito PVEL (Pacific VELOCities) para la placa de Rivera es recomendado para estudios geofísicos en esta región. Los modelos antes mencionados presentan rotación en sentido anti-horario con dirección preferencial noreste,

con velocidades cercanas a 3 cm/año en el límite sur de la subducción de la placa de Rivera y hasta a 1 cm/año cerca de las Islas Mariás, mismas que se calcularon con respecto a la Placa Norteamericana a través de tasas de expansión del fondo marino y los azimuts de las fallas.

La ubicación de los polos de Euler estimados por los autores antes mencionados se encuentra dentro de un radio de 40 km entre sí, y a más de 145 km del polo de Euler estimado en nuestro estudio. Por otro lado, el polo de Euler estimado por Argus et al., (2011) se encuentra a ~60 km de nuestro polo, presentando una rotación en el mismo sentido y una dirección preferencial hacia el noreste. Cabe mencionar que, la velocidad angular estimada por Argus et al., (2011) es muy similar a la estimada por el modelo de DeMets et al., 2010, sin embargo, la ubicación del polo de Euler generaría una dirección de rotación ligeramente diferente. Así mismo, Zheng et al., (2014) también realizan una estimación de los parámetros para la placa de Rivera, sin embargo, la ubicación del polo se encuentra a ~270 km hacia el sur de nuestra estimación, lo que resulta en una dirección preferencial de subducción en sentido noroeste, que no concuerda con la dinámica de la zona.

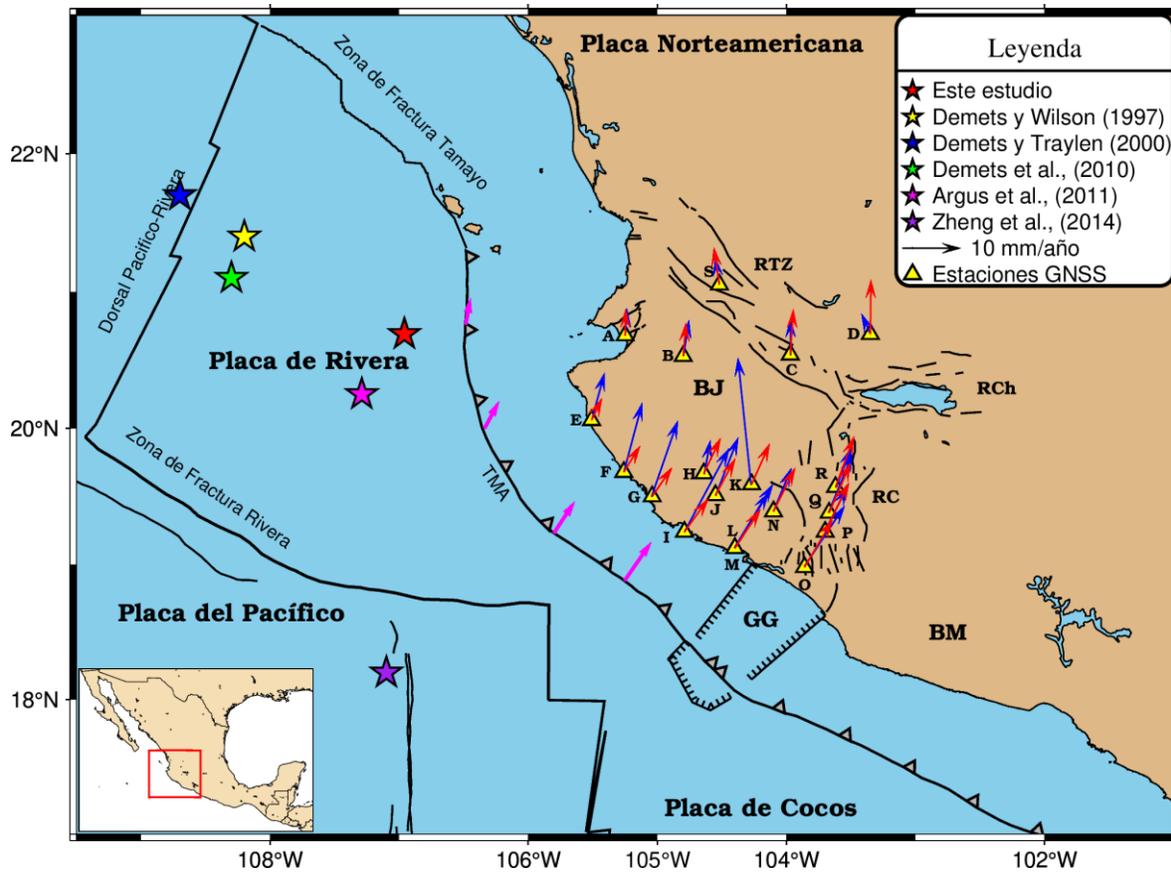


Figura 72. Polos de Euler estimados para la placa de Rivera. Se muestran las velocidades estimadas por el modelo del Bloque de Jalisco (BJ): flechas rojas; así como las velocidades calculadas por el NGL: flechas azules, con respecto a la Placa Norteamericana. Velocidades estimadas con los parámetros del polo de Euler de DeMets et al., (2010): flechas magenta. Polo de Euler: estrellas. BM: Bloque de Michoacán, RC: Rift de Colima, RTZ: Rift de Tepic-Zacoalco, RCh: Rift de Chapala, TMA: Trincheras Mesoamericanas, GG: Graben El Gordo. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

Tabla 17. Parámetro del polo de Euler estimados.

Modelo	Placa/bloque	Relativo a	Núm. De sitios	Parámetros de rotación del polo de Euler			Dirección
				Latitud	Longitud	Momento Angular (°/Ma)	
Presente estudio	Bloque de Jalisco	Placa Norteamericana	11	20.69°±5.84	-106.96°±0.43	1.43±0.22	Norte-noreste
DeMets y Wilson, (1997)	Rivera	Placa Norteamericana	NA*	21.40°	-108.20°	4.30	Noreste
Demets y Traylen, (2000)	Rivera	Placa Norteamericana	NA*	21.70°	-108.70°	3.16**	Noreste
DeMets et al., (2010)	Rivera	Placa Norteamericana	NA*	21.10°	-108.30°	4.35	Norte-noreste
Argus et al., (2011)	Rivera	NNR-RF*	NA*	20.25°	-107.29°	4.536	Noreste
Zheng et al., (2014)	Rivera	Absoluto	NA*	18.20°	-107.10°	4.336	Noroeste

*No aplica

*No Net Rotation Reference Frame

** Se utilizó el circuito PVEL (Pacific VELocities)

Con la finalidad de conocer cómo sería el comportamiento de las direcciones de rotación de la placa de Rivera en la región del BJ, se realizó la estimación de las velocidades angulares de una malla de vértices ubicados en la zona de estudio (Figura 73) utilizando los parámetros del modelo estimado por el circuito PVEL de DeMets et al., (2010). Se puede observar que las direcciones estimadas utilizando dicho modelo concuerdan en su mayoría con las direcciones que se presentan en las estaciones ubicadas en el BJ. Cabe resaltar que la magnitud de ambas velocidades no concuerda ya que las velocidades angulares se estimaron mediante el uso de una placa oceánica, mientras que las velocidades en tierra son velocidades continentales, y estas reflejan la influencia de la placa subductante en la superficie.

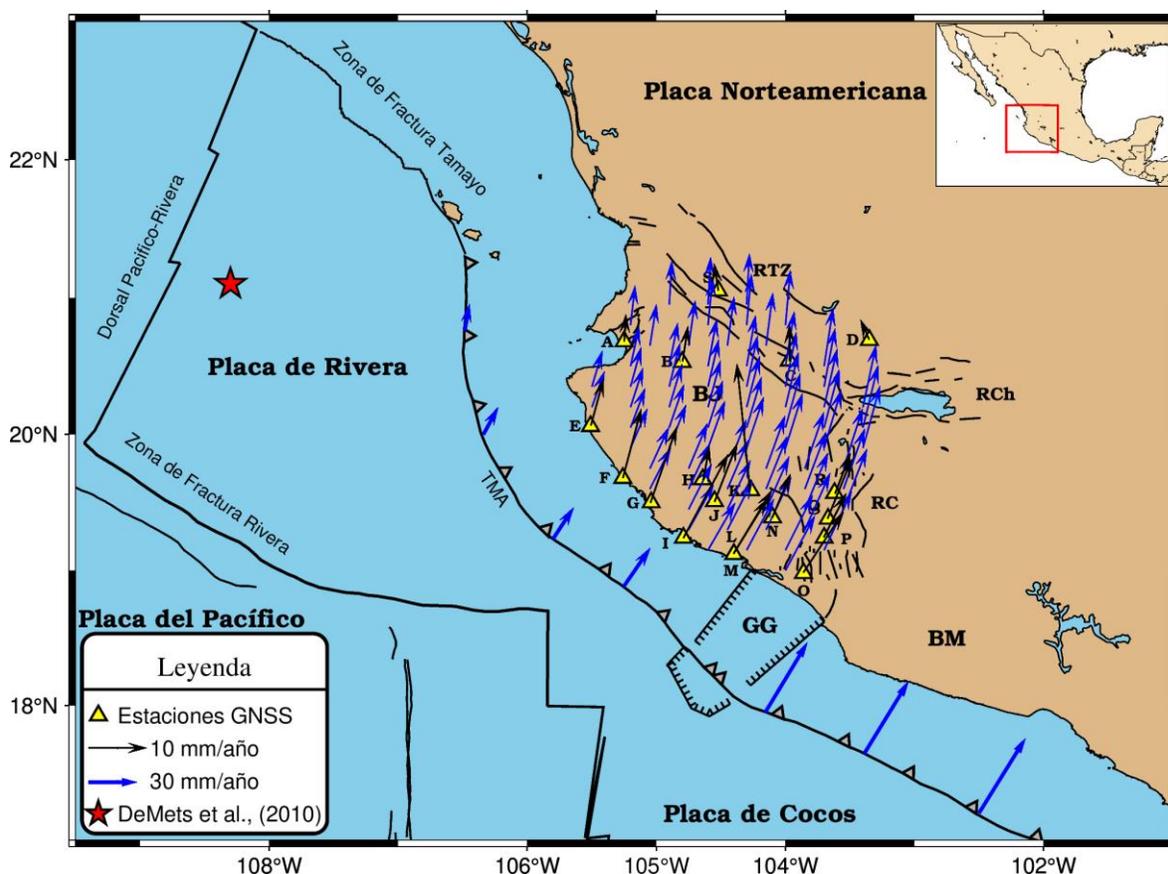


Figura 73. Velocidades angulares estimadas con los parámetros del polo de Euler de la placa de Rivera por DeMets et al., (2010). Velocidades angulares: flechas azules. Velocidades estimadas por el NGL: flechas negras. Polo de Euler de la placa de Rivera: estrella roja. BM: Bloque de Michoacán, RC: Rift de Colima, RTZ: Rift de Tepic-Zacoalco,

RCh: Rift de Chapala, TMA: Trinchera Mesoamericana, GG: Graben El Gordo. Las velocidades se graficaron con una escala diferente ya que presentan diferente magnitud.

Por otro lado, para conocer la correlación que presenta la rotación de la placa de Rivera y la rotación del Bloque de Jalisco estimada por el modelo de movimiento de este estudio, se realizó la estimación del coeficiente de correlación coseno de 155 vértices con velocidades angulares de ambos modelos, el cual es una medida de la similitud entre las direcciones de dos vectores. Dicho coeficiente se describe a través de la siguiente:

$$Corr_Coseno = \frac{V_{AE} \cdot V_{BE} + V_{AN} \cdot V_{BN}}{\sqrt{V_{AE}^2 + V_{AN}^2} \sqrt{V_{BE}^2 + V_{BN}^2}} \quad (47)$$

Donde:

A y B son los modelos

E y N son la componente Este y Norte

Ya que las velocidades angulares se encuentran ubicadas de manera homogénea dentro de la zona del Bloque de Jalisco se optó por representar los valores de esta correlación en el mapa de la Figura 74, en la que se puede observar una alta correlación entre las direcciones de rotación de la placa de Rivera y el Bloque de Jalisco. La mayor correlación se presenta en la zona sur, con valores de hasta 0.998, mientras que disminuye hacia el norte, alcanzando valores de 0.97. No obstante, se presenta una correlación alta.

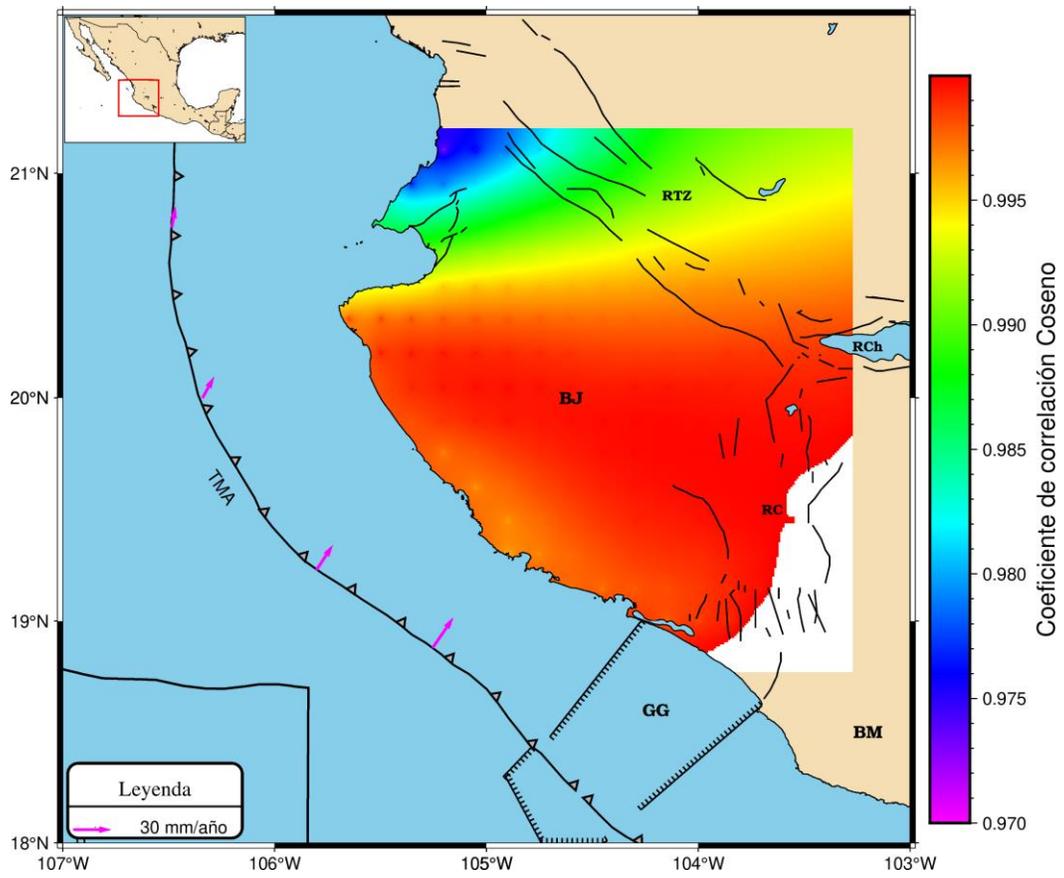


Figura 74. Coeficiente de correlación coseno.

4.7. Estimación del valor de b para la zona del Bloque de Jalisco

Se realizó un análisis de la sismicidad de los catálogos a través de la estimación de la magnitud de completitud, para lo cual, se planteó obtenerla a través de la relación de frecuencia-magnitud de Gutenberg-Richter y a través del programa ZMAP versión 7.0 (Wiemer, 2001), con el método de Máxima Curvatura (MAXC).

4.7.1. Catálogo sísmico de Córdoba-Camargo (2015)

El catálogo de Córdoba-Camargo (2015), cuenta con 623 sismos de magnitud M_L , de los cuales, 490 se encuentran a una profundidad menor o igual a 20 km, 123 están en el rango de 20 a 40 km, 7 eventos entre 40 a 60 km, y 3 a más de 60 km. De acuerdo con el USGS²⁰, los sismos de magnitud M_L por lo general se analizan entre magnitud $2.0 \leq M_L \leq 6.5$, sin embargo, debido a que Córdoba-Camargo (2015) menciona que los sismos de este catálogo se obtuvieron con un RMS menor que 0.5 s en localización se planteó obtener la M_c del catálogo a partir de dicha magnitud ($M_L > 0.1$), quedando un total de 552 sismos, como primer filtrado.

Con base en la estimación realizada a través del número acumulativo en función de la magnitud se obtuvo un valor de $M_c=2.0$ (Figura 75), mientras que en el programa ZMAP se obtuvo una M_c con un valor de 2.3 (Figura 76), que sería la magnitud más baja a la que la RESAJ pudo detectar exitosamente los sismos dentro de la zona de estudio. Cabe mencionar que en la estimación de este catálogo no se realizó otro filtrado para los sismos ya que son sismos locales y no se presentaron eventos mayores que $M_L > 5.1$, y por lo general, el filtrado de sismos de un catálogo se realiza para separar los eventos principales y de fondo de los eventos secundarios y réplicas (Van Stiphout et al., 2012).

²⁰ <https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards/magnitude-types>

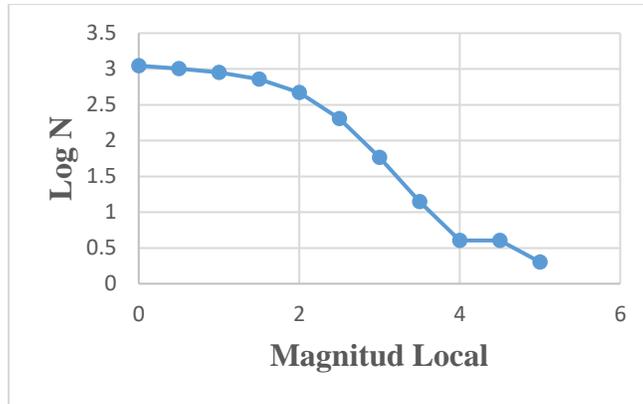


Figura 75. Estimación manual de la magnitud de completitud.

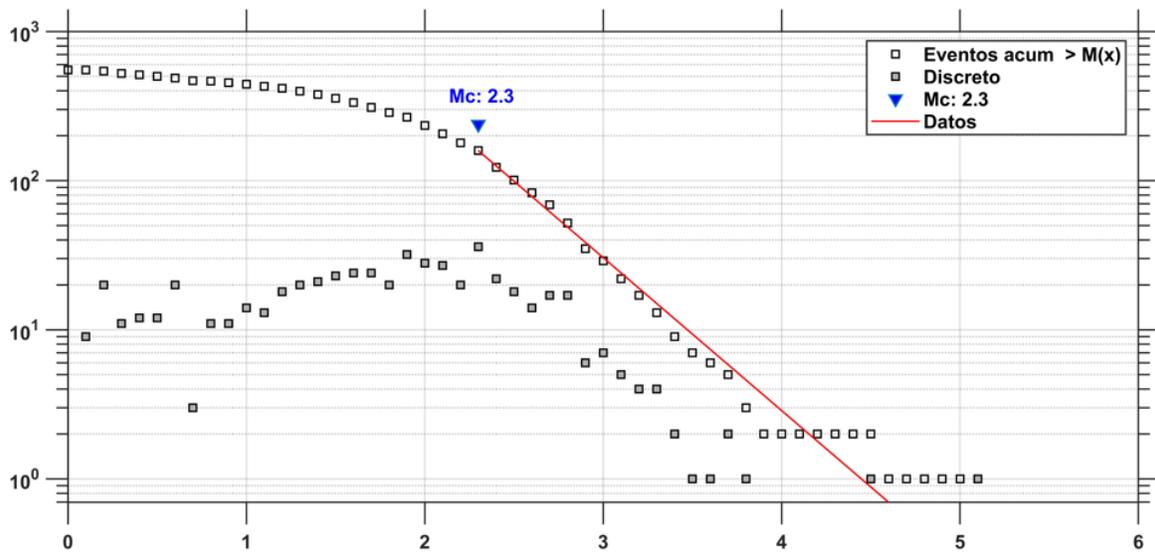


Figura 76. Estimación en ZMAP de la magnitud de completitud.

Se analizó el número acumulativo de los sismos durante el periodo del catálogo (Figura 77 y Figura 78), el cual presentó un aumento consistente de enero a la mitad de marzo (periodo 1), lo que nos indica que durante ese periodo la sismicidad fue consistente y se presentó una liberación de esfuerzos. Por otro lado, desde mediados de marzo a finales de abril (periodo 2) se presentó una disminución en la acumulación de los eventos, lo que se relaciona con una acumulación de esfuerzo por la falta de sismicidad. Posteriormente, a inicios de mayo se produjeron 4 sismos de magnitud 3.1 y 2 sismos de magnitud 3.2, lo cual se podría relacionar con la liberación de dicho esfuerzo acumulado.

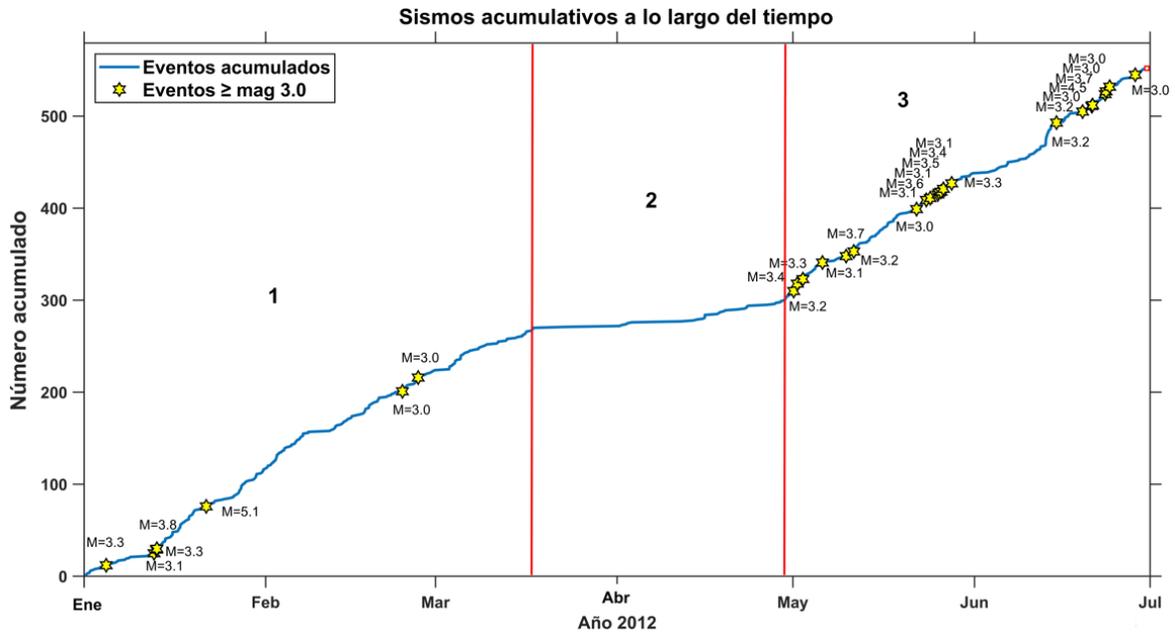


Figura 77. Número acumulativo de sismos.

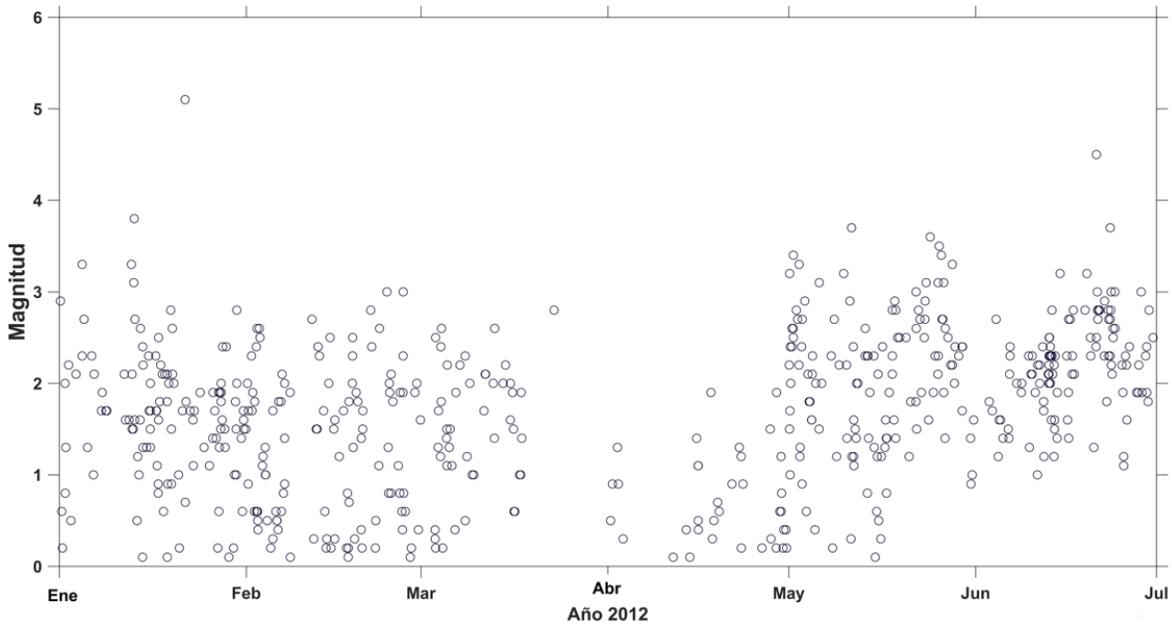


Figura 78. Magnitud de sismicidad en el periodo de estudio.

Una vez obtenido el nuevo catálogo de sismos con magnitud mayor que $M_c > 2.3$ se graficaron en la Figura 79.

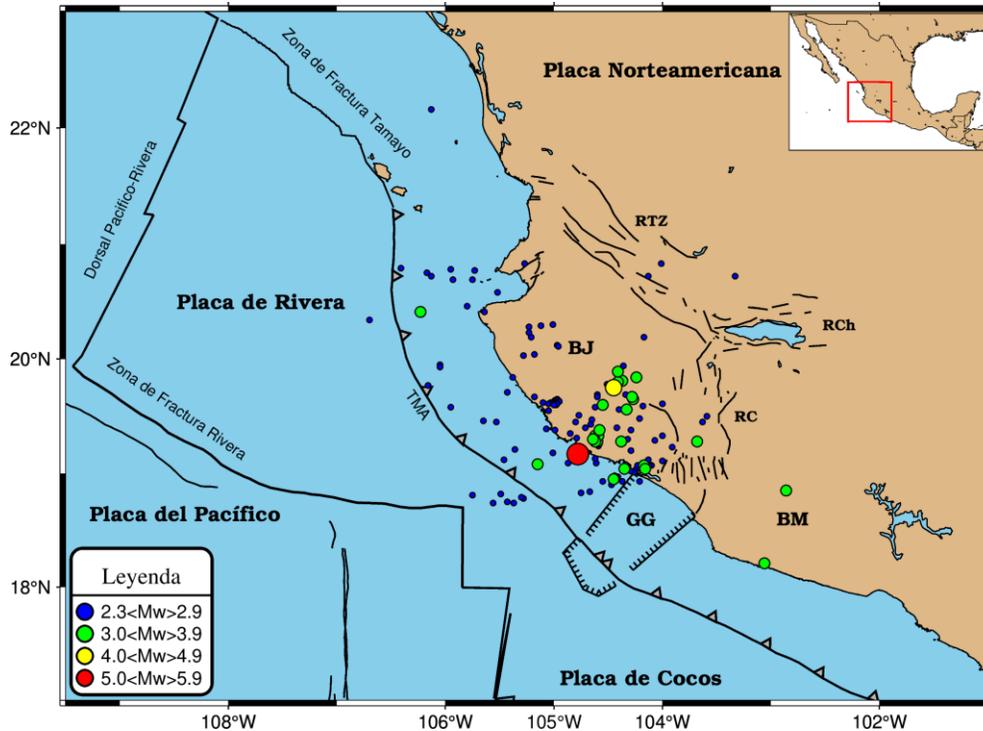


Figura 79. Sismicidad de la zona de estudio en el periodo de enero a junio del 2012. RTZ: Rift de Tepic-Zacoalco, RCh: Rift de Chapala, RC: Rift de Colima, GG: Graben El Gordo, BM: Bloque de Michoacán, BJ: Bloque de Jalisco, TMA: Trinchera Mesoamericana. Se muestran los sismos mayores que $M_c > 2.3$.

De acuerdo con los resultados obtenidos, así como lo mencionado por Córdoba-Camargo (2015), se puede inferir que el terreno es más competente en la zona sureste del BJ que en la zona noroeste, lo que se refleja en una mayor acumulación de esfuerzos y conllevaría a la presencia de un evento de mayor magnitud y por consiguiente a la liberación de energía de deformación. Por otro lado, de nuestro análisis se puede concluir que solamente el 25.5% de los sismos del catálogo de Córdoba-Camargo (2015) son confiables en un 100%.

Una vez estimado el valor de M_c , se utilizó el nuevo catálogo para estimar el valor de b para la zona del BJ. Se realizó la estimación a través de mínimos cuadrados para obtener un valor general de la zona del catálogo, el cual resultó en $b=0.79$ (Figura 80).

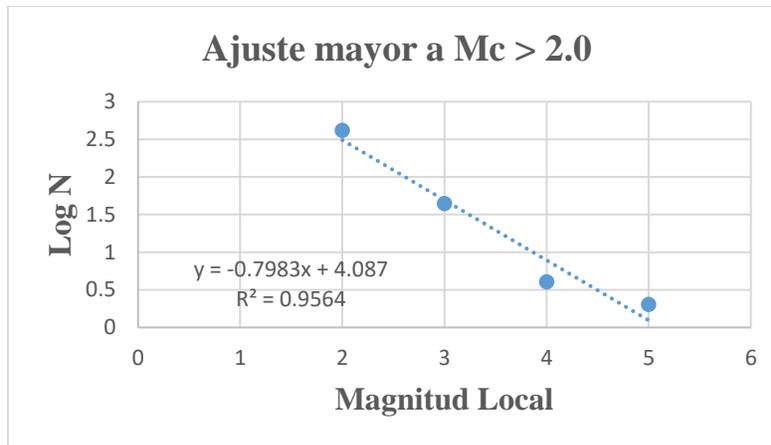


Figura 80. Estimación del valor de b con mínimos cuadrados.

Adicionalmente se estimó este mismo valor en el programa ZMAP, el cual utiliza el método de máxima verosimilitud, donde además se realizó una interpolación para conocer su variación espacial. Para este caso fue necesario considerar todos los sismos de magnitud $M_L > 0.1$ dentro del área de mayor ocurrencia sísmica, ya que si se utilizan los sismos mayores a $M_c = 2.3$ la interpolación solamente se realizaría con sismos $2.3 < M_L < 5.1$ y no habría una relación de sismos pequeños con grandes. Así, la Figura 81 muestra los valores de b estimados para la zona del BJ, donde se obtuvo un valor promedio de $b = 1.03 \pm 0.08$. Se seleccionó solamente esta área ya que si se utiliza toda la zona del catálogo se introduciría demasiado error en las zonas con poca sismicidad.

Se puede observar que existen 4 zonas representativas con diferentes valores de b. En la zona norte se presenta una pequeña región con valores menores o cercanos a 0.8, lo cual podría deberse a la poca distribución de sismicidad y un mayor error en la interpolación. La zona oeste presenta valores de b que val de 1.2 a 1.4, esto se puede deber a que es una región con una baja relación de frecuencia-magnitud. Mas hacia el este de esta zona se presentan los valores más altos de b, de hasta 1.8, lo cual se asocia con la baja relación de frecuencia-magnitud, el periodo del catálogo y la baja precisión en la estimación de b para esa región. Por otro lado, desde la zona centro a este de la interpolación se observaron valores de b que van de 0.8 a 1.0 aproximadamente, lo que se puede relacionar con una zona de subducción con alto potencial sismogénico. A pesar de que el tiempo que cubre este catálogo es muy corto, los valores de b obtenidos desde la zona centro a este corresponde con zonas de subducción y con potencial sismogénico.

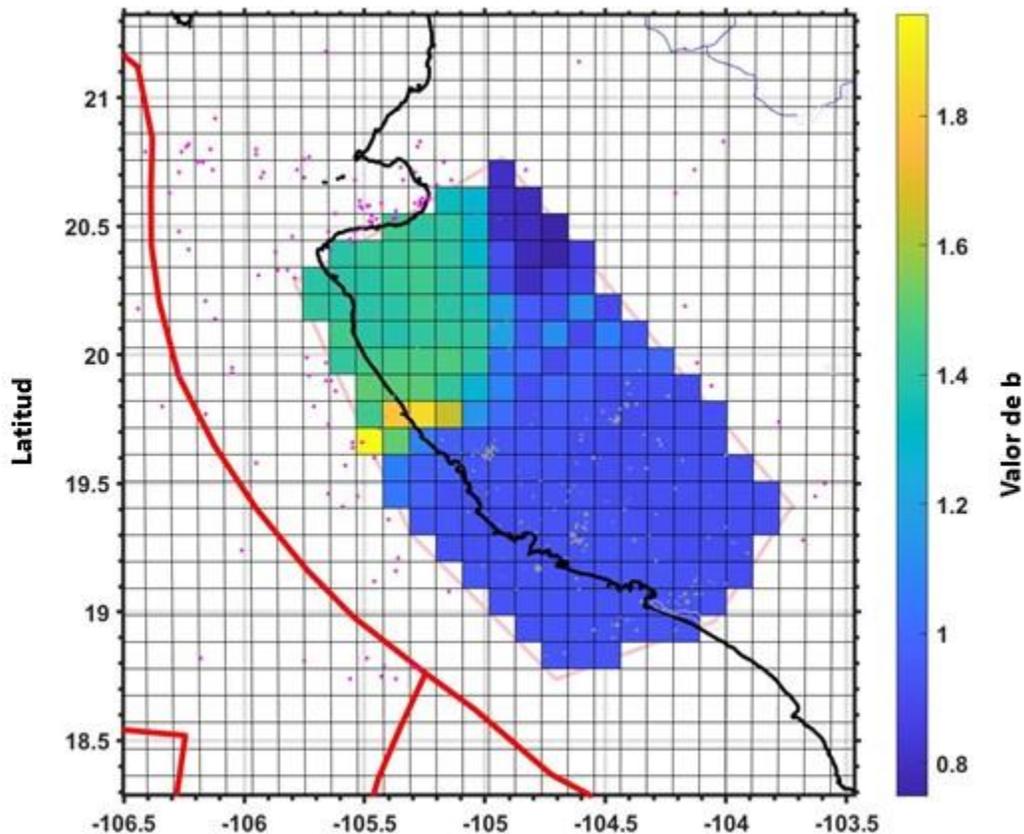


Figura 81. Interpolación del valor de b.

4.7.2. Catálogo sísmico de Gutiérrez et al. (2015)

Los datos del catálogo de Gutiérrez et al. (2015) fueron colectados durante el proyecto de Mapeo de la zona de subducción de Rivera de enero a noviembre del 2006 a través de 50 estaciones sísmicas ubicadas en el BJ y el BM. El catálogo original cuenta con alrededor de 2100 eventos localizados a través de procedimientos estándar, sin embargo, a través de una comunicación personal, el autor solamente pudo proporcionar 1471, los cuales van de magnitud $1.4 < M_L < 5.9$ y profundidades de 0 a 109.2 km. El error de ubicación promedio es de 0,8 km en horizontal y 1,0 km en vertical, y el tiempo de origen tiene un error medio de 0,2 s.

Para la estimación de la M_c se siguió el mismo procedimiento que en la primera parte del análisis. Se realizó la estimación a través del número acumulativo, donde se obtuvo un valor aproximado de $M_c=2.5$ (Figura 82), mientras que en el programa ZMAP se obtuvo un valor

de $M_c=2.8$ (Figura 83). De nuestro análisis se puede concluir que solamente el ~65% de los sismos del catálogo de Gutierrez et al. (2015) son confiables en un 100%.

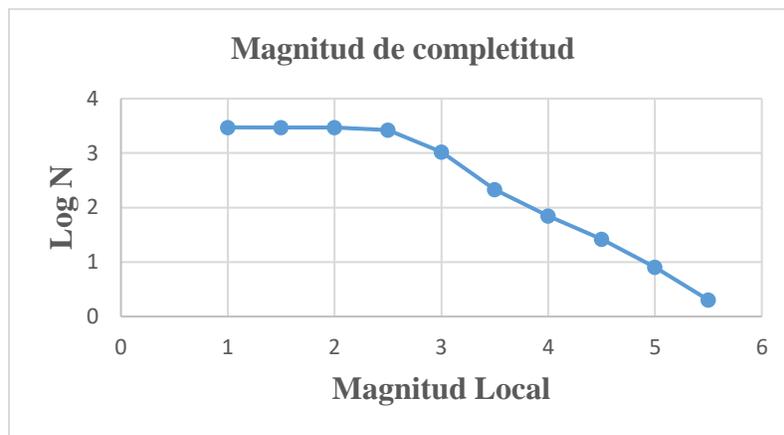


Figura 82. Estimación manual de la magnitud de completitud.

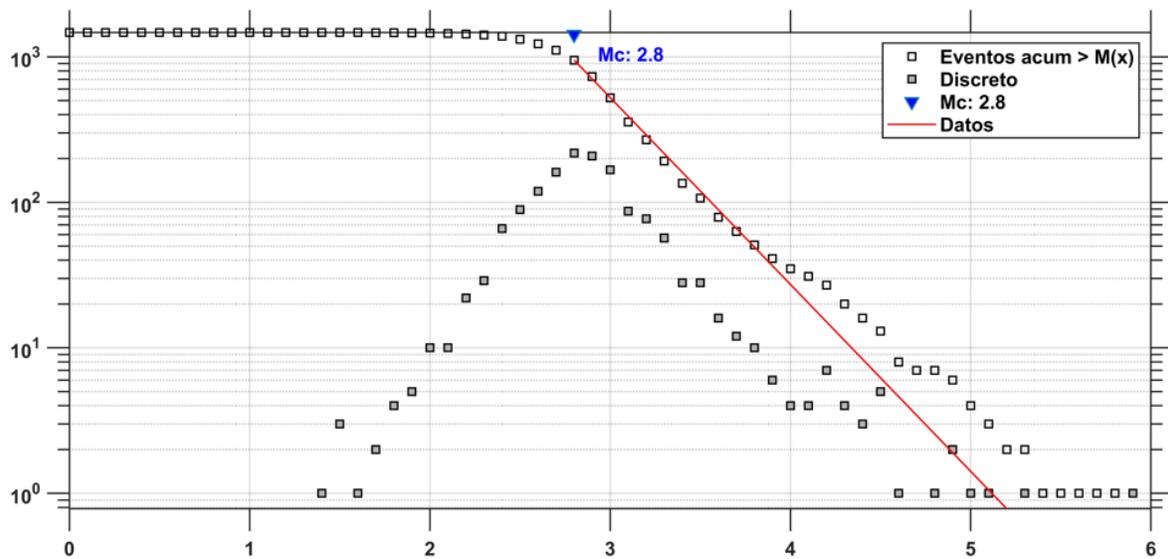


Figura 83. Estimación en ZMAP de la magnitud de completitud.

Se analizó el número acumulativo de los sismos durante el periodo del catálogo donde se puede observar periodos sin acumulación de sismos (Figura 84), lo cual se debió a que en ese tiempo no hubo registros sísmicos (Figura 85) principalmente por sobreescritura de datos. Con el valor de M_c obtenido a través de ZMAP se realiza la localización de la sismicidad en la zona de estudio de este catálogo (Figura 86).

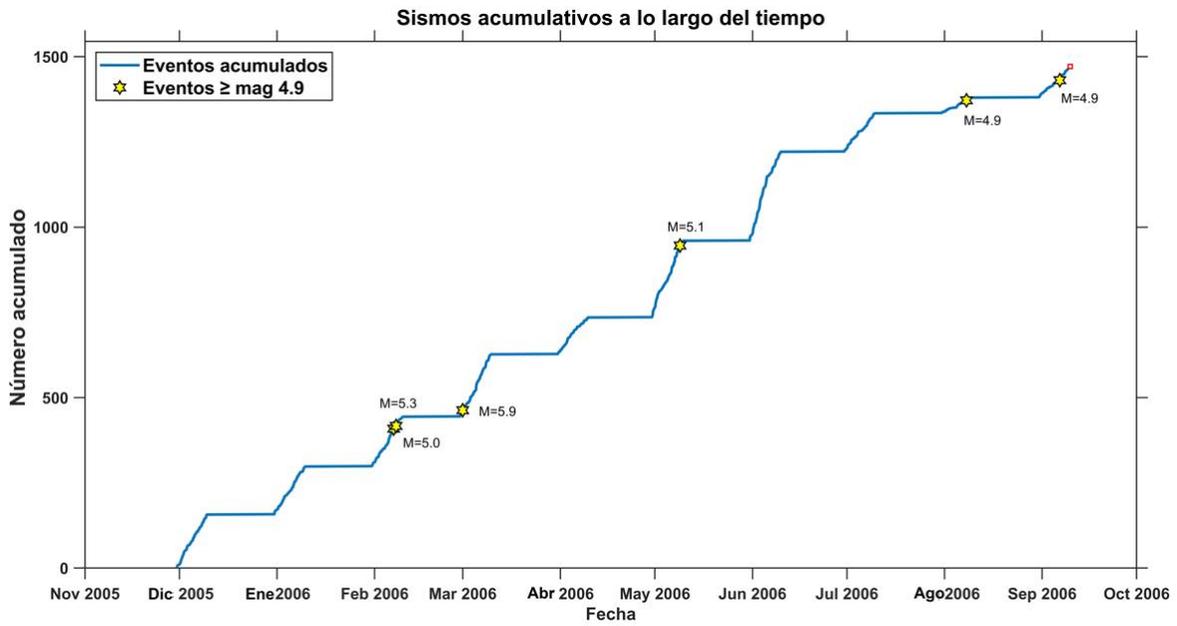


Figura 84. Número acumulativo de sismos.

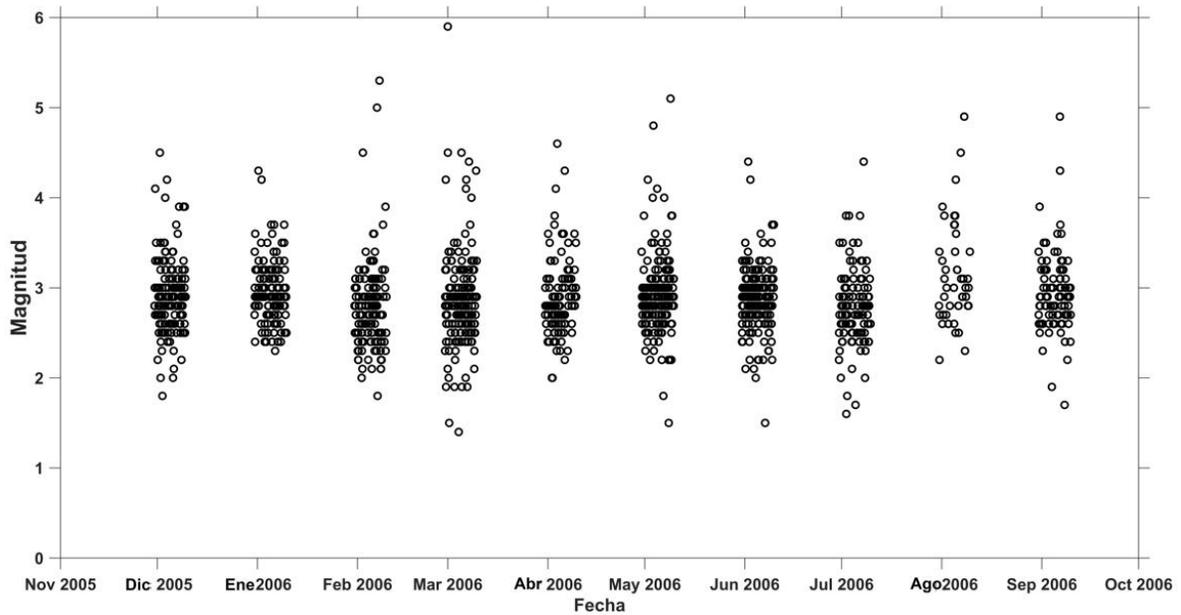


Figura 85. Magnitud de sismicidad en el periodo de estudio.

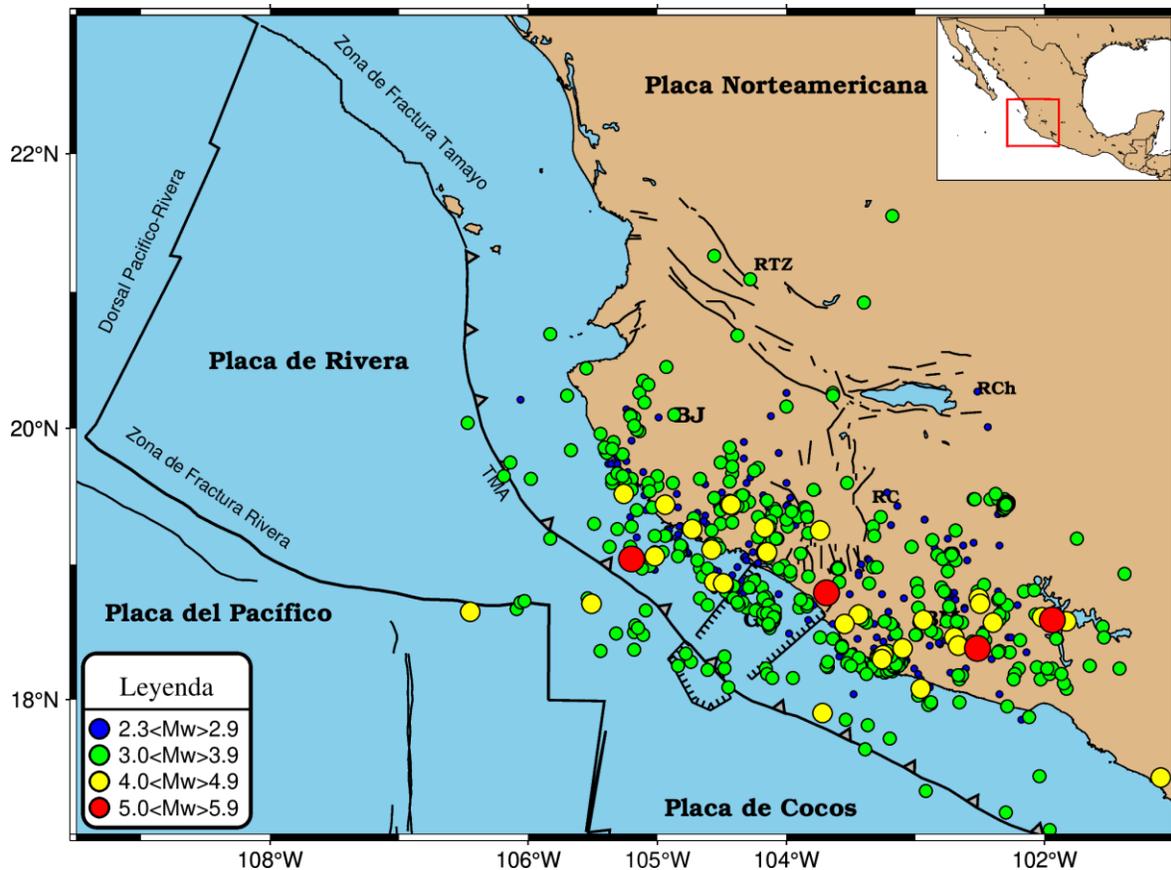


Figura 86. Sismicidad de la zona de estudio utilizando el catálogo de Gutierrez et al., (2015). BJ: Bloque de Jalisco, RTZ: Rift de Tepic-Zacoalco, RC: Rift de Colima, RCh: Rift de Chapala, TMA: Trinchera Mesoamericana. Se muestran los sismos mayores que $M_c > 2.8$.

Conforme el valor de M_c obtenido previamente de manera manual, se realizó la estimación de un valor promedio de $b=1.03$ para toda la zona (Figura 87). Cabe mencionar que este catálogo cubre parte del Bloque de Michoacán, y por tal motivo, la estimación de ambos parámetros es influenciada por la sismicidad de un área más extensa. Por otro lado, utilizando el programa ZMAP se obtiene un valor promedio de $b=1.28 \pm 0.04$, el cual sería un valor estimado para la zona que cubre el catálogo. Para conocer la variación espacial de b en la zona se utilizaron todos los sismos del catálogo, ya que al utilizar el catálogo modificado con la M_c se generaban valores de b altos (mayores que $b > 2.0$). Así, se obtuvo la interpolación que se muestra en la Figura 88, en la que se presentan valores de $0.9 < b < 1.7$. Los valores más bajos de b se encuentran en el Bloque de Michoacán, cerca de la región sureste, donde se han

producido sismos entre magnitud Mw 5.0 a 5.9, mientras que en la zona costera del BJ los valores de b son mayores que $b > 1.0$.

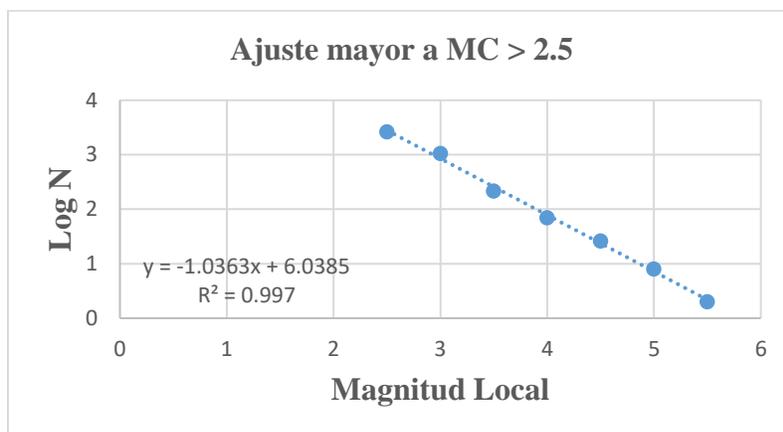


Figura 87. Estimación del valor de b con mínimos cuadrados.

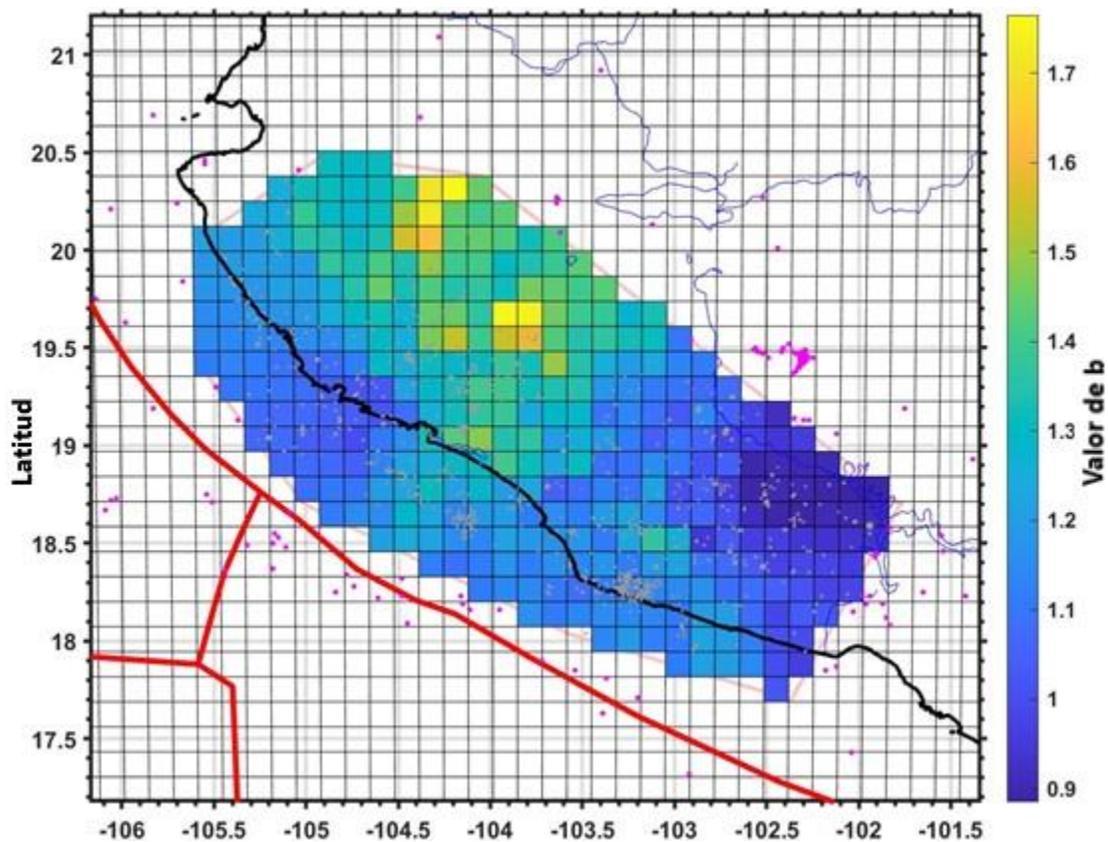


Figura 88. Interpolación del valor de b.

4.7.3. Catálogo sísmico de Marin-Mesa (2017)

Se analizaron 638 con 17 estaciones de la red sísmica RESAJ durante el 2015, de los cuales 512 fueron relocalizados, mismos que se utilizan para nuestro análisis. Este catálogo presenta magnitud de coda o de duración con valores de $1 < M_c < 3$. La estimación de la magnitud de completitud manualmente proporcionó un valor de $M_c = 2.0$ (Figura 89), mientras que en el programa ZMAP se obtuvo un valor de $M_c = 2.2$ (Figura 90). Es necesario considerar que la sismicidad solamente se registró hasta la magnitud 3.0 y que no se realizó la conversión de M_c a M_w ya que la ecuación empírica que se utiliza (Ecuación $M_w = 0.7947M_c + 1.342$ (36) genera un mayor error en las magnitudes bajas. El número acumulativo de los sismos fue constante ya que se tuvo un registro continuo de los eventos (Figura 91), sin embargo, como se mencionó, la mayor magnitud registrada fue de 3.0, lo que influye en la relación de frecuencia-magnitud.

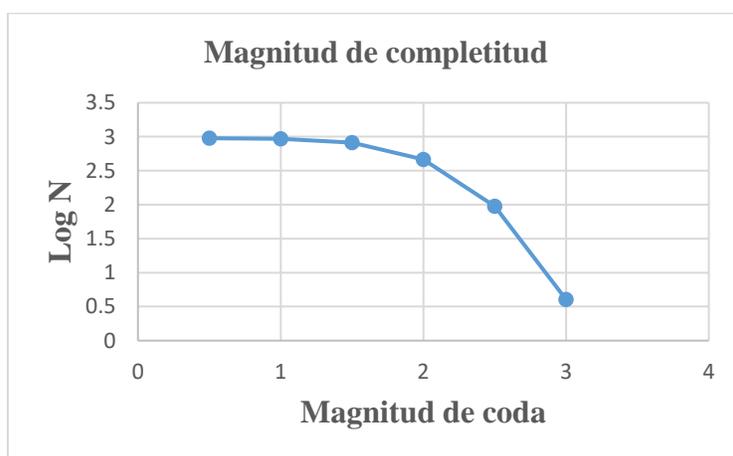


Figura 89. Estimación manual de la magnitud de completitud.

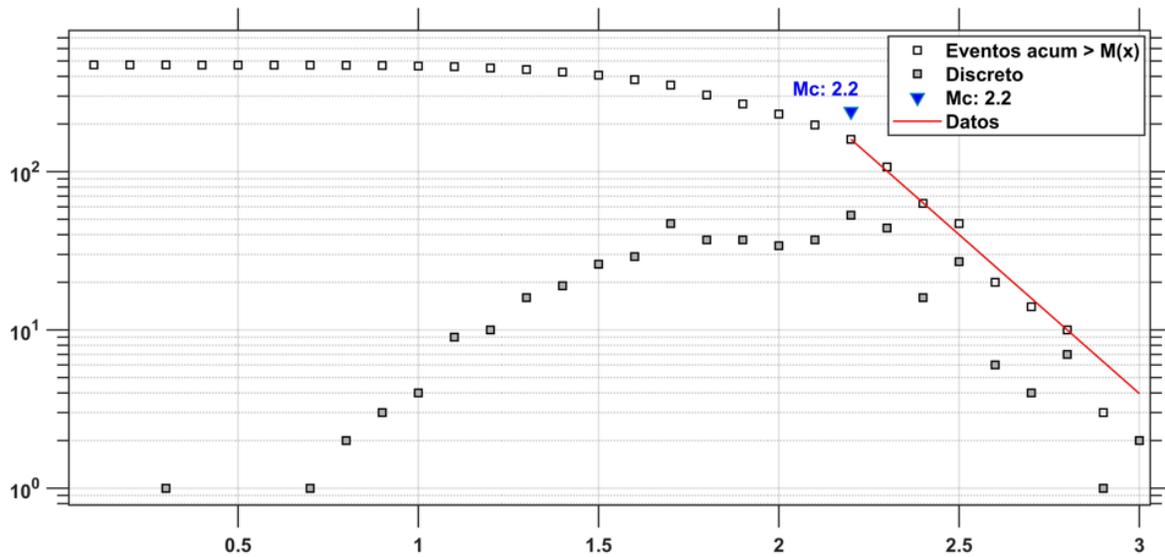


Figura 90. Estimación en ZMAP de la magnitud de completitud.

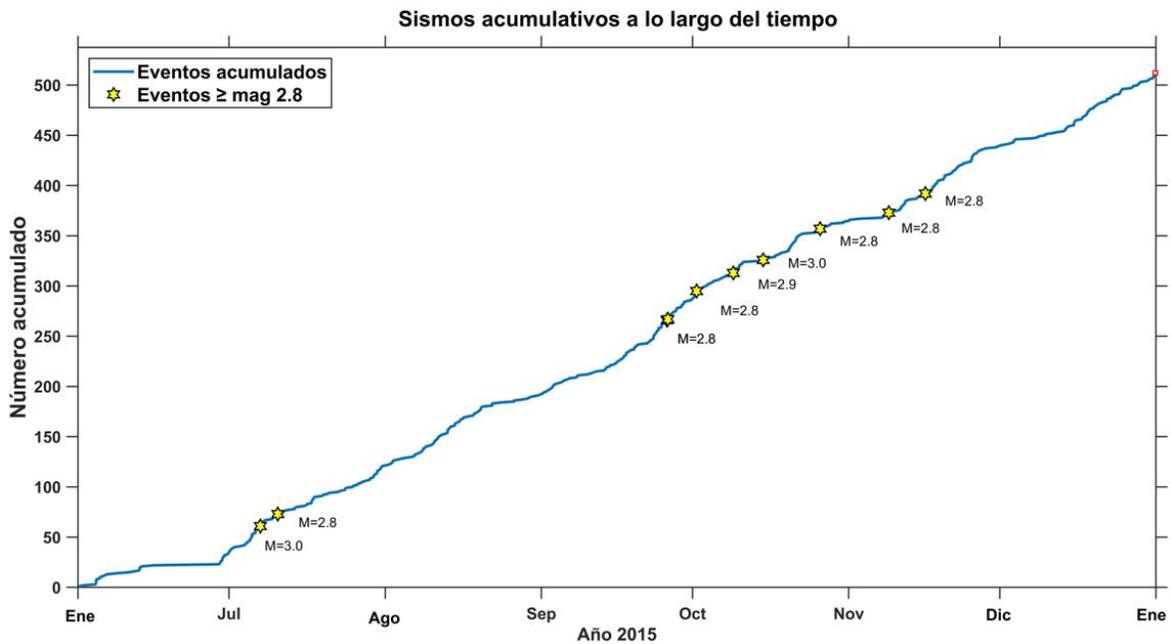


Figura 91. Número acumulado de sismos.

Del valor de M_c obtenido manualmente, se estimó un valor promedio de $b=2.06$ para toda la zona, mientras que con el programa ZMAP se estimó un valor promedio muy similar, de $b=2.01 \pm 0.13$. Estos valores no corresponden con el rango de valores usualmente observados para b , los cuales van de $0.4 < b > 1.8$ aproximadamente (Miyamura, 1962; Gutenberg y Richter, 1965; Aki, 1981). Debido a lo anterior, se seleccionó solamente la sismicidad que

se encuentra en el área de Cabo Corrientes, que es donde se encuentra el mayor grupo de estaciones sísmicas con la mayor cercanía. Así, se pudo estimar un valor de $b=1.64\pm 0.15$ para esta zona (Figura 92), sin embargo, estos valores altos de b son más característicos de zonas volcánicas (Wyss et al., 2001; Londoño, 2022), lo cual, no correspondería con los resultados para esta región seleccionada. Con base en los resultados, se concluyó que solamente se utilizarán los sismos con magnitud mayor que $M_c > 2.2$, con lo que se concluye que solamente el ~31% de los sismos del catálogo de Marin-Mesa (2017) son confiables en un 100%.

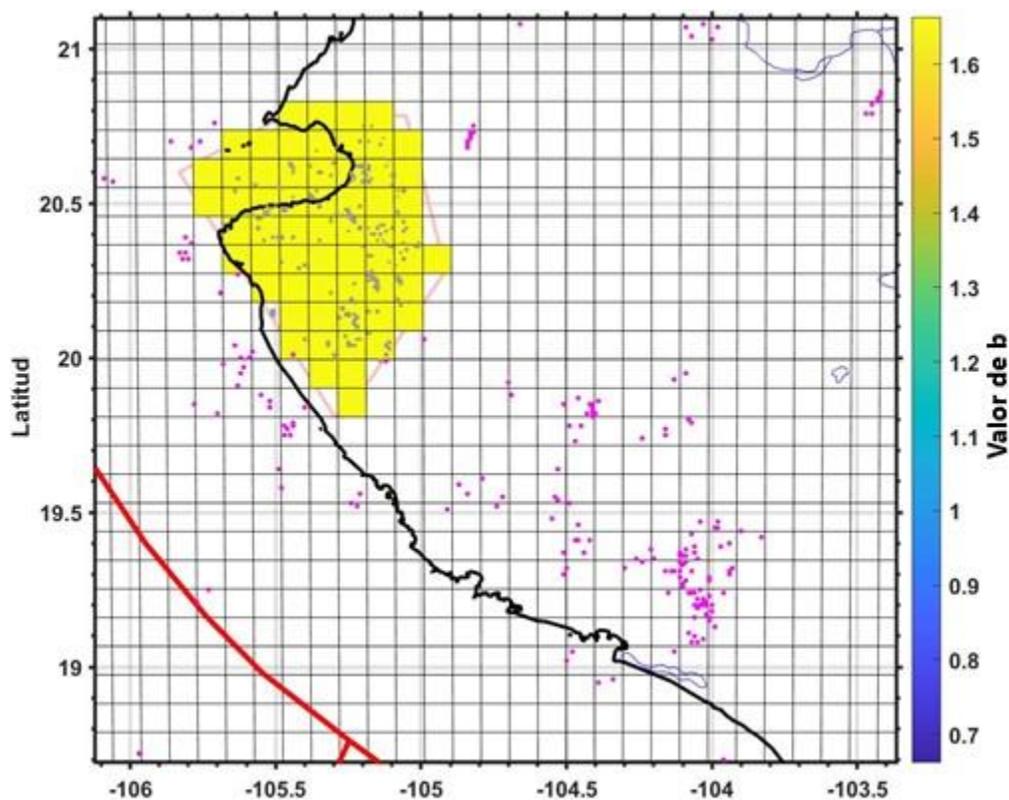


Figura 92. Valor de b interpolado para la zona de Cabo Corrientes.

4.7.4. Catálogo de Olvera-Cortés (2018)

En el estudio de Olvera-Cortés (2018) se analizaron sismos en la zona volcánica de Mascota en el periodo de noviembre del 2015 a junio del 2016. Se utilizaron datos de 3 estaciones separadas a una distancia entre 15 y 20 km entre sí, cubriendo un área de 30 km². Se localizaron un total de 44 sismos que cumplen los parámetros de precisión establecidos en el estudio, sin embargo, no se estimó la M_c y el valor de b ya que la distribución y magnitud de la sismicidad no es lo suficientemente robusta en esta zona. Así, se planteó analizar la sismicidad de esta zona con el catálogo actualizado de Olvera-Cortés (2021), el cual cuenta con un número mayor de sismos y más estaciones sísmicas (4 en total).

4.7.5. Catálogo de Olvera-Cortés (2021)

Con base en el estudio de sismicidad realizado por Olvera-Cortés (2018), se decidió instalar una cuarta estación en el campo Volcánico de la Primavera y poder localizar un mayor número de sismos con mayor precisión. El periodo de análisis de este estudio cubre de agosto de 2018 a junio del 2019. La distancia entre las estaciones fue de entre 15 y 25 km. Se registró un total de 1688 eventos, de los cuales 1036 son eventos locales, sin embargo, solo 370 fueron utilizados, ya que eran los que estaban disponibles en el documento consultado.

La estimación del valor de la M_c realizada manualmente proporcionó un valor de 2.5 (Figura 93), al igual que en el programa ZMAP (Figura 94). Conforme al valor estimado en ZMAP, se contempla considerar los sismos mayores a M_c ya que la sismicidad de este catálogo cubre gran parte del BJ, sin embargo, debido a que la mayor distribución de estos se encuentra en el campo volcánico y Valle de Mascota, solamente se estima el valor de b para esta zona. Solamente el 49% de los sismos del catálogo de Olvera-Cortés (2021) son confiables en un 100%.

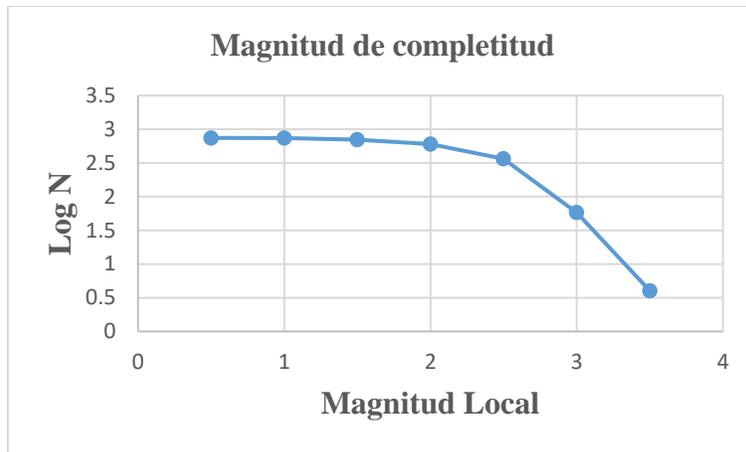


Figura 93. Estimación manual de la magnitud de completitud.

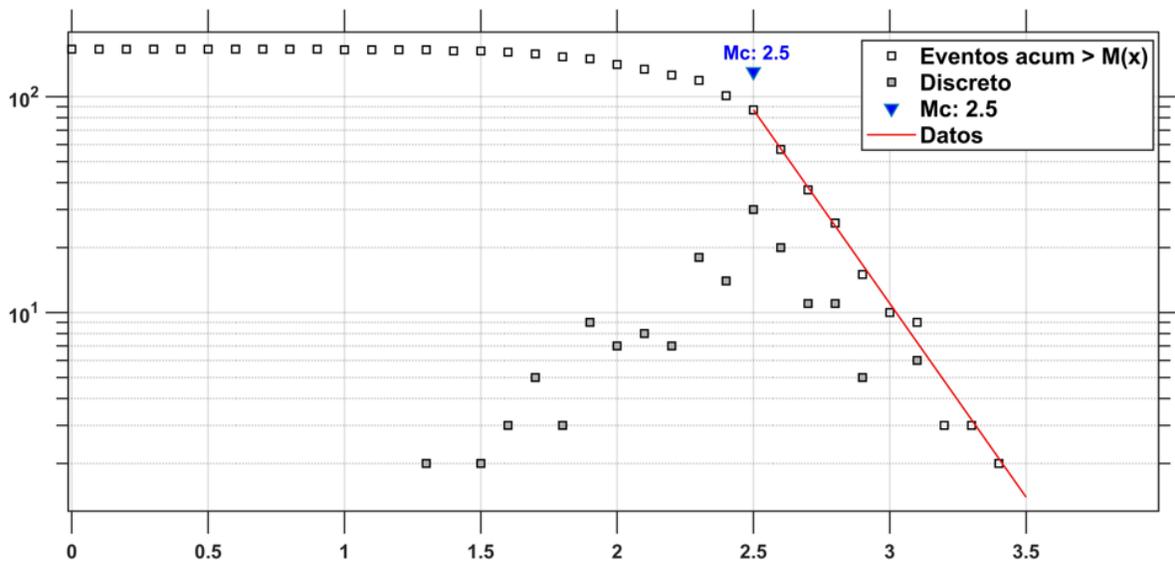


Figura 94. Estimación en ZMAP de la magnitud de completitud.

Se estimó el valor de b con mínimos cuadrados para toda la zona del catálogo para conocer si dicho valor coincidía con las características de la sismicidad de la zona. Se obtuvo un valor de $b=1.95$ (Figura 95), el cual es un valor demasiado alto para la zona del BJ, o para la zona volcánica de Mascota. Esto se debe principalmente a la distribución de la sismicidad y a la relación de frecuencia-magnitud del catálogo. Debido a esto, se seleccionó solamente la sismicidad localizada en el campo volcánico de Mascota, obteniendo una estimación de $b=1.60\pm 0.23$ en el software ZMAP, lo cual es un valor cercano al estimado por Olvera-Cortés (2021), de $b=1.44$.

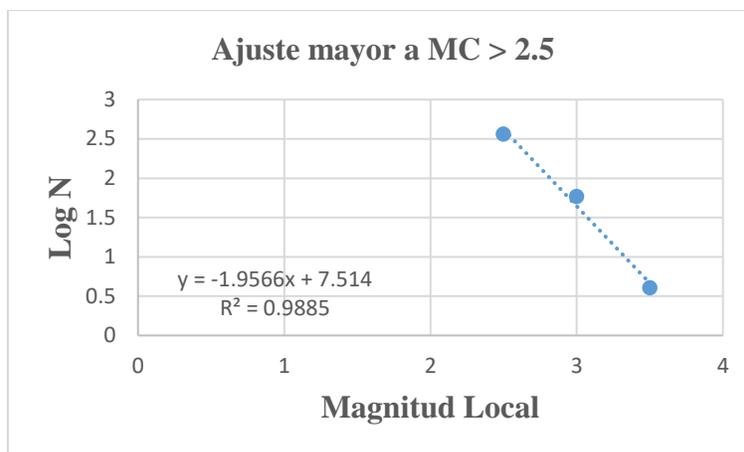


Figura 95. Estimación en Excel del valor de b.

4.7.6. Catálogo del USGS (2023)

Se realizó la búsqueda de los eventos en la página oficial del USGS para conocer su catálogo sísmico y utilizarlo en nuestro estudio. Este catálogo presenta datos desde 1976 a 2022, sin embargo, debido a que la ubicación de las estaciones de la red sísmica de este organismo solamente cuenta con una estación cercana a nuestra zona de estudio (La Paz) la información se limitó solamente a 791 sismos de magnitud mayor que $M > 3$. Aunado a esto, los eventos presentan diferentes tipos de magnitudes, tales como m_b , M_d , M_L , M_S , M_w , M_{wb} , M_{wc} , M_{ww} (Tabla 18), lo cual dificulta una correcta estimación de la M_c y por consiguiente del valor de b.

Tabla 18. Sismicidad del catálogo del USGS de 1976 a 2022.

Magnitud	No. Sismos	Magnitud		Profundidad (km)	
		Min.	Max.	Min.	Max.
M_b	424	3.1	8.0	0	183.5
M_d	280	3.5	4.6	0	183.5
M_L	2	3.2	3.3	10	10
M_S	8	4.3	5.2	10	38.1
M_w	17	5.1	8.0	10	95
M_{wb}	6	5.5	7.6	10	42
M_{wc}	40	4.9	6.3	9.6	85.7
M_{ww}	14	5.1	6.6	5	41.5

m_b : Magnitud de onda de cuerpo de periodo corto.
 M_d : Magnitud de duración.
 M_L : Magnitud local
 M_S : Magnitud de onda superficial
 M_w : Magnitud de momento
 M_{wb} : Magnitud de momento de onda de cuerpo
 M_{wc} : Magnitud de momento centroide
 M_{ww} : Magnitud de momento de fase w

Para más información acerca de los tipos de magnitud consultar la página oficial del USGS²¹

Debido a que la magnitud m_b fue la que tuvo un mayor número de registros, se utilizó para la estimación de la M_c y el valor de b . Como primera instancia, se obtuvieron estos parámetros manualmente, donde se estimó una $M_c=4.0$ y un valor de $b=1.51$ (Figura 96).

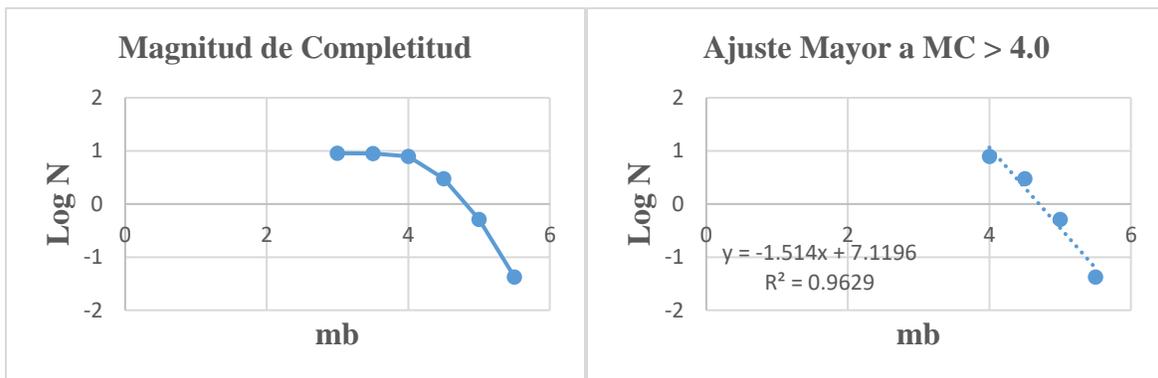


Figura 96. Estimación de la M_c y valor de b utilizando magnitud m_b (magnitud de onda de cuerpo de periodo corto).

El valor de b obtenido utilizando la magnitud m_b resultó alto con relación a valores estimados para zonas de subducción, además de que, valores altos de b no corresponden a este tipo de ambientes tectónicos. Por otro lado, en el programa ZMAP se realizó una selección de los eventos que se encuentran principalmente en el BJ, con lo cual se estimó un valor de $b=1.45$, considerando solamente 182 sismos.

Debido a lo anterior, se optó por realizar la conversión de magnitud m_b , M_L y M_c a magnitud M_w a través de las ecuaciones empíricas mencionadas anteriormente, con lo cual se obtuvieron 731 sismos de magnitud M_w . De esta manera, se realizó nuevamente la

²¹ <https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards/magnitude-types>

estimación del valor de M_c y b para el nuevo catálogo homogeneizado, con el que se obtuvo el mismo valor de $M_c=4.0$ y un valor de $b=0.80$ (Figura 97) a través de mínimos cuadrados, el cual se ajusta mejor a los valores de zonas subducción con un alto potencial sismogénico. Sin embargo, el programa ZMAP no proporcionó valores de b congruentes, ya que se estimó un valor promedio de 4.54, principalmente para la zona del BJ.

La interpolación del valor de b en ZMAP no fue posible ya que se generaban valores demasiado altos (mayores que $b>4$) en general para toda la zona que cubre el catálogo. Esto podría ser ocasionado por la distribución de los sismos en toda el área, así como la relación frecuencia-magnitud, o posiblemente por la influencia de la conversión de magnitudes y el error de conversión que implica.

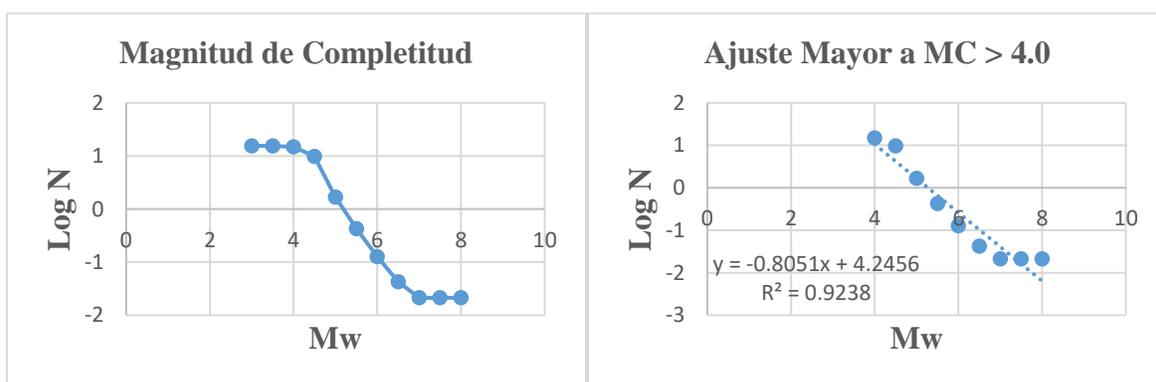


Figura 97. Estimación de la M_c y valor de b utilizando magnitud M_w (magnitud momento).

4.7.7. Catálogo del SSN (2023)

Como primera instancia, se planteó utilizar la sismicidad a partir de 1992 ya que el Servicio Sismológico Nacional comenzó a medir con la red de Observatorios Sismológicos de Banda Ancha en este año. De acuerdo con la consulta realizada en el portal del SSN y considerando el área mencionada anteriormente, se descargaron 23095 eventos que van de magnitud M_w 1.8 a 8.0, con profundidades que van de 1 a 206 km. Así, utilizando el software ZMAP se estimó una $M_c=3.5$, con lo cual es posible utilizar el 58% (13409 sismos) de la sismicidad total de manera confiable. Una vez obtenido el nuevo catálogo se estimó el valor de b , el cual fue de $b=1.62$ en general para todo el bloque, sin embargo, para algunas regiones dentro del BJ los valores de b resultaban demasiado altos, presentando valores de hasta 3.5.

Se realizó un nuevo análisis utilizando la totalidad del catálogo de sismos desde 1900 hasta inicios de 2023, considerando un total de 23268 sismos, en el que se obtuvo un valor de M_c igual al anterior (3.5), con lo que resulta el mismo porcentaje de sismos confiables (13579). En este caso el valor de b es de $b=1.55$. De lo anterior se puede mencionar que el 58% de los eventos del catálogo del SSN son 100% confiables en el periodo de 1900-2023.

Debido a que el valor de b obtenido con el nuevo catálogo también resultó ser muy elevado, se optó por aplicarle el filtro de GruenthalPerCom (Van Stiphout et al., 2012), con lo cual se reemplazó dicho catálogo con 1781 eventos, considerando en su mayoría sismos independientes (o de fondo) y principales, con lo que se obtuvo un valor de $M_c=3.6$ (Figura 98), mientras que con el método de mínimos cuadrados se obtuvo un valor de $M_c=3.0$.

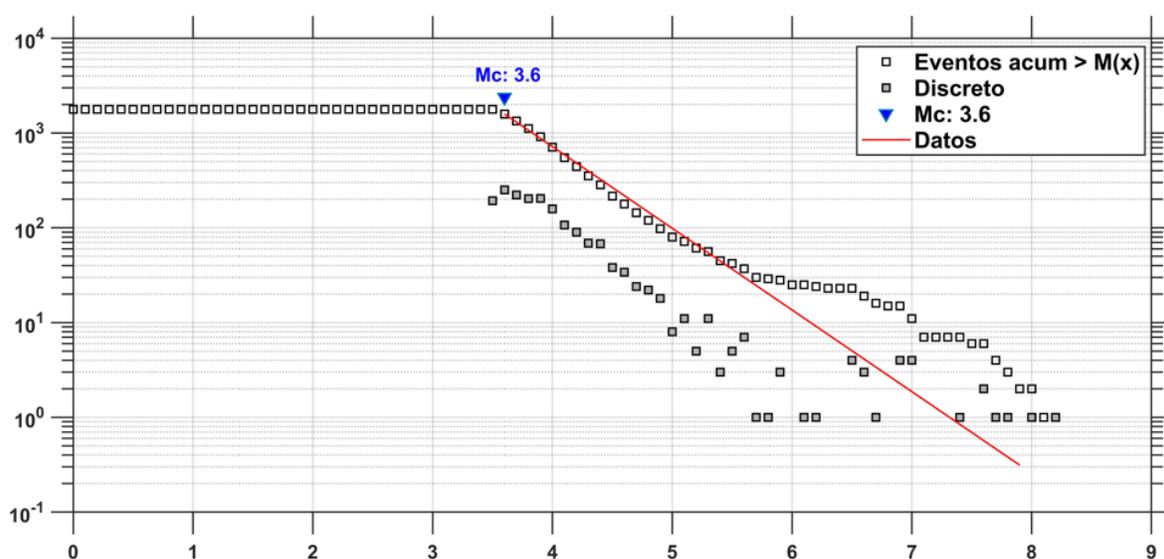


Figura 98. Estimación en ZMAP de la magnitud de completitud.

No se analizó el número acumulativo de los sismos durante el periodo del catálogo ya que en un periodo demasiado largo y solamente se aprecia la acumulación constante a finales de la década de los 80's.

Una vez estimado el valor de M_c , se utilizó el nuevo catálogo para estimar el valor de b para la zona del BJ a través de ZMAP en el que se obtuvo un valor promedio de $b=0.86\pm 0.02$ y un valor anual de $a=4.213$. Además, se realizó una interpolación para conocer su variación espacial (Figura 99) con la que se puede observar que para la zona centro y sureste del BJ los valores de b son menores que 1.0, lo que corresponde a valores típicos de zonas de

subducción (Benitez et al., 2012; Arroyo et al., 2017), y a valores cercanos estimados por Zuñiga y Wyss, (2001) para la zona de subducción mexicana ($b \approx 0.9$). Por otro lado, el valor obtenido a través de la estimación con mínimos cuadrados fue de $b=0.785$ y $a=4.3214$, los cuales son valores cercanos a los estimados en ZMAP.

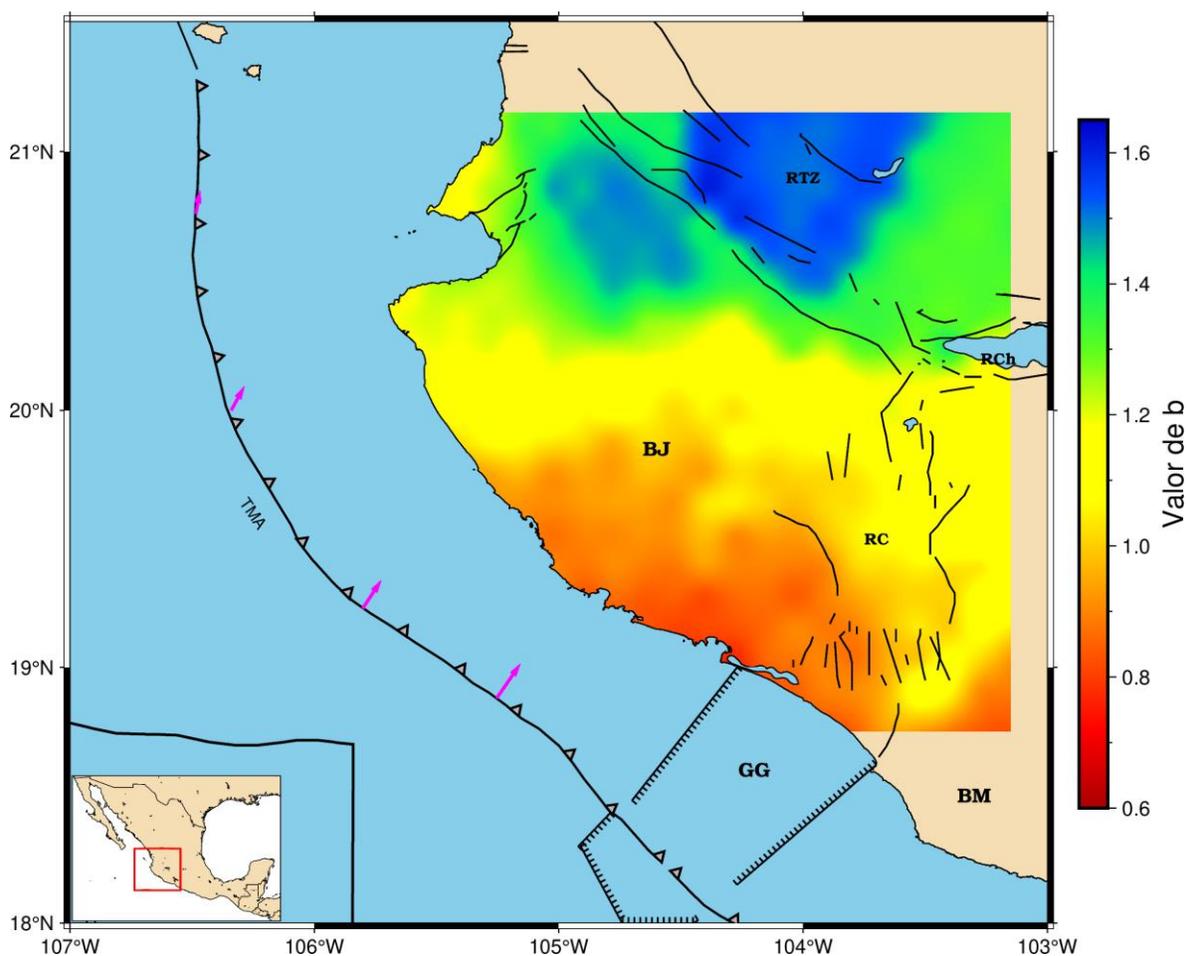


Figura 99. Interpolación del valor de b para el catálogo del SSN.

Los resultados del análisis de la sismicidad de nuestra zona de estudio resultan más convenientes al utilizar el catálogo del SSN, ya que este cuenta con sismicidad histórica desde 1900 hasta 2023 y una distribución de sismos que cubre todo el BJ. Por otro lado, la mayoría de los catálogos utilizados (a excepción del catálogo del USGS) no resultan convenientes ya que solamente cubren periodos menores a 1 año (en el caso del USGS cubre de 1976-2023), lo que se deriva en la no consideración de sismos grandes que están presentes en un catálogo de mayor periodo, así como una diferencia en la estimación de la M_c y el valor de b para el

BJ. Sin embargo, a pesar de que el catálogo del USGS cubre un periodo considerable, no se obtuvieron valores congruentes con la zona de estudio debido a la ubicación de las estaciones sísmicas de este organismo y su capacidad para detectar sismos en esta región.

Los valores obtenidos en la estimación del valor de b utilizando el catálogo del SSN son congruentes con la relación de frecuencia-magnitud que se presenta en el área analizada. Así mismo, de acuerdo con nuestra estimación del valor de b obtenida a través de este catálogo, se observan 2 zonas con valores de b menores que 1 (Figura 99); en la zona sureste, en el límite entre la placa de Rivera y Cocos en la parte oceánica, donde han ocurrido un gran número de sismos de subducción mayores que magnitud $M_w > 5.0$, en la que se estimaron valores de b de hasta 0.77, y en la zona centro-oeste del bloque, donde ocurrieron 3 sismos importantes, el de $M_w 7.4$ en 1900, $M_w 8.2$ en 1932 y el de $M_w 6.6$ en 1933, en la que se estimaron valores de b de hasta 0.87, ambas con una precisión mayor que 0.1, con un intervalo de confianza del 95%. Lo anterior se asocia con la acumulación de esfuerzos en estas dos regiones.

Aunado a lo anterior, se realizó una nueva estimación para conocer el comportamiento de b en profundidad (Figura 100), donde se puede observar una variación irregular en los primeros 20 km de profundidad (Figura 101), esto se debe principalmente a que en esta capa solamente se presenta sismicidad de magnitud menor que $M_w < 6.5$, lo que ocasiona que la relación de frecuencia-magnitud no sea consistente. Por otro lado, en la siguiente capa (20-40 km, Figura 101) se presenta una mejor relación de frecuencia-magnitud ya que se observan sismos desde magnitud $M_w 3.5$ a 8.2, lo que favorece a la estimación del valor de b conforme aumenta la profundidad, tomando valores que van de 1 a 0.55 (Figura 100). A partir de ~40 km el valor de b comienza a aumentar debido a que la sismicidad y la relación de frecuencia-magnitud disminuye, ya que solamente se presenta un sismo mayor que $M_w > 6.5$ a una profundidad de ~60 km.

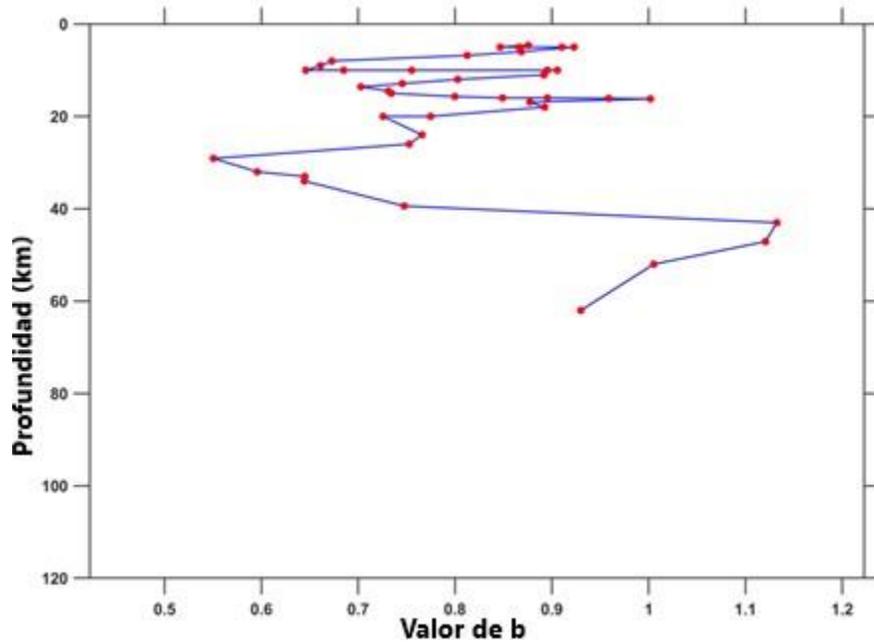


Figura 100. Estimación del valor de b en profundidad.

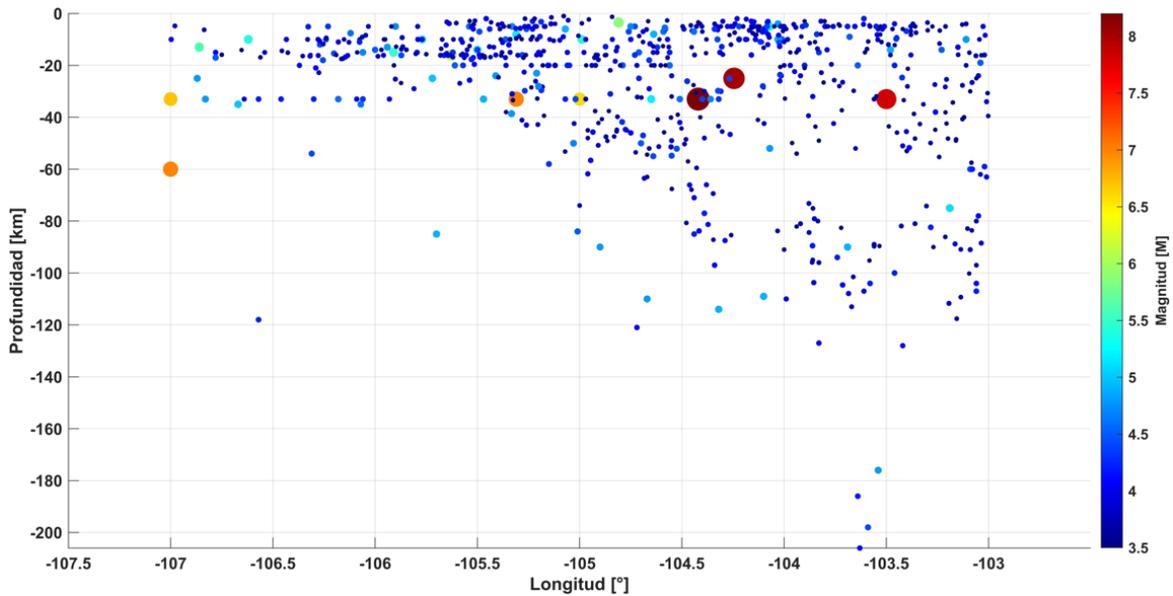


Figura 101. Sismicidad local presentada en latitud-profundidad-magnitud (Mw).

Se puede observar en la Figura 102 que en la zona de subducción se encuentra la mayor acumulación de sismos con profundidades de 0-20 km, así como una menor sismicidad en la región centro-oeste. Por otro lado, esta misma región presenta la mayor acumulación de eventos con profundidades que van de 20-40 km. Cabe mencionar que esta región es donde se estimaron valores de $b \approx 0.87$.

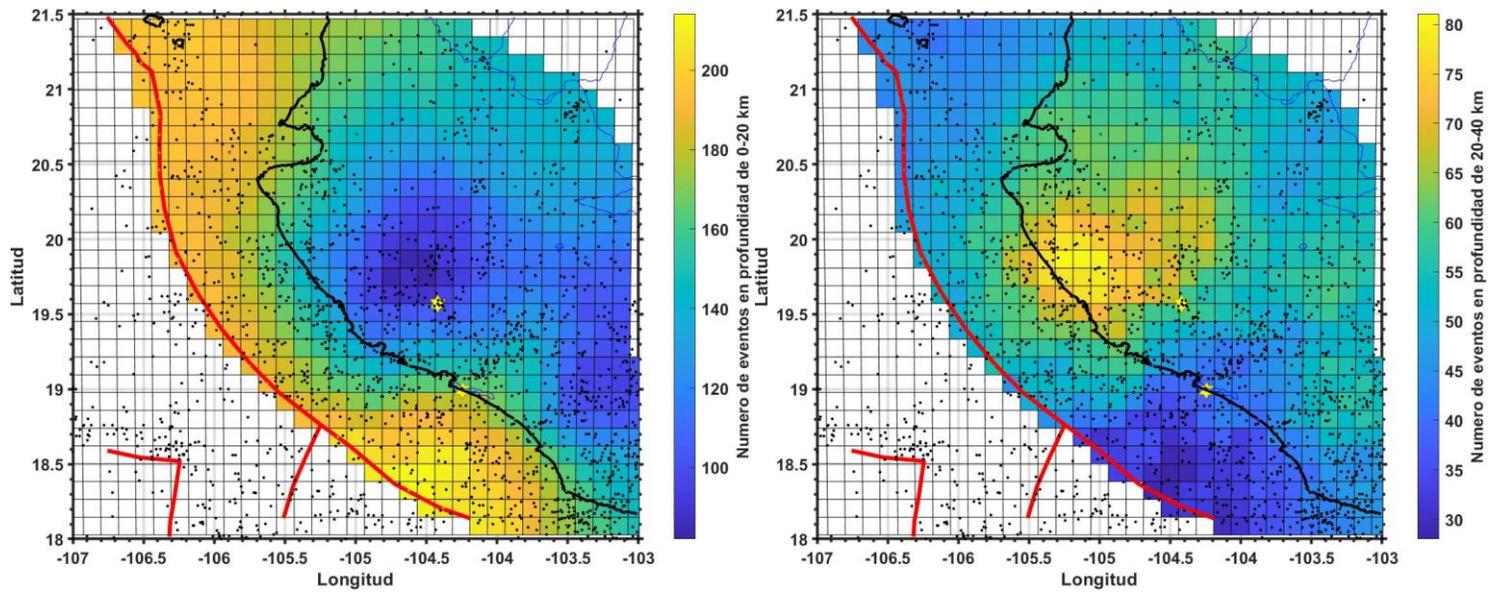


Figura 102. Sismicidad en profundidad. Izquierda: capa 1 de profundidad de 0-20 km.
Derecha: capa 2 de profundidad de 20-40 km.

4.8. Estimación del campo de deformación

Una vez estimado el modelo de movimiento para el BJ que mejor se ajuste a las velocidades y direcciones de esta región, se utilizaron sus parámetros para la estimación de velocidades angulares en la zona de estudio con la finalidad de contar con un mallado más denso de velocidades que pudieran ser empleadas en la estimación de la de deformación de nuestra zona de estudio.

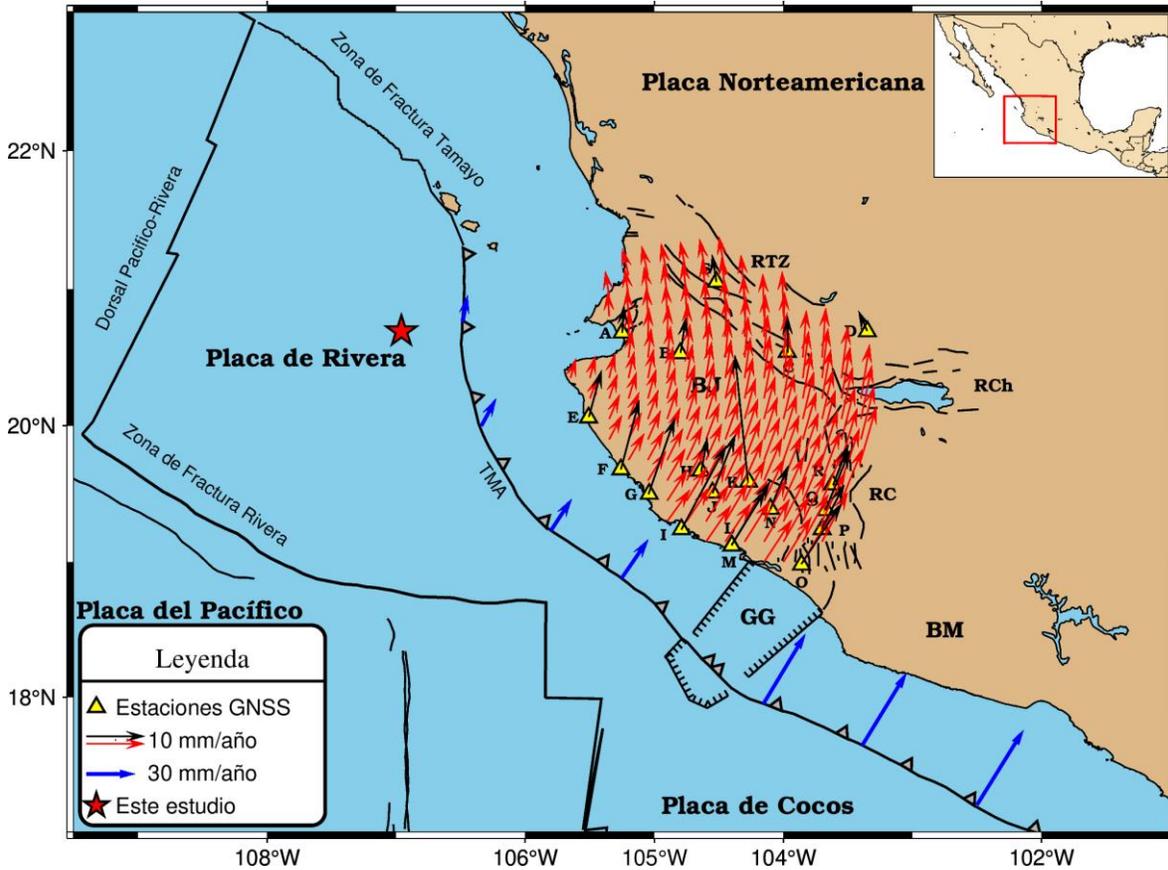


Figura 103. Velocidades angulares del BJ estimadas con el modelo de movimiento propuesto en este estudio. RTZ: Rift de Tepic-Zacoalco, RC: Rift de Colima, RCh: Rift de Chapala, GG: Graben El Gordo, BM: Bloque de Michoacán, BJ: Bloque de Jalisco, TMA: Trinchera Mesoamericana. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

Para la estimación de la deformación en nuestra zona de estudio se utilizaron las velocidades estimadas en tsview de las estaciones de libre acceso con la finalidad de conocer el potencial que presenta el uso de dicha información, esto se realizó a través de 3 diferentes enfoques. El enfoque de Delaunay, que se rige por la condición de que la circunferencia circunscrita de cada triángulo de la red no debe contener ningún vértice de otro triángulo (Romero y Barrón-Fernández, 2016), aunque si se admiten vértices situados sobre la circunferencia, en el cual se utilizó un ángulo de 5° como mínimo para la generación de triángulos. La determinación de las tasas de deformación mediante este enfoque mostró una resolución demasiado pobre a pesar de que se utilizaron estaciones con velocidades angulares para generar un mallado más denso de velocidades (Figura 104). Esto se debe a que la configuración para la triangulación (ángulo de 5°), la geometría de la red, así como la distancia entre las estaciones no permitió que se generara una mayor triangulación. Por otro lado, este enfoque se limitó solamente a la interpolación de los datos, no se realizó extrapolación. La zona de mayor dilatación se presentó en la región oeste del rift de Colima con $5.93e^{-07}$ deformación/año, mientras que en la zona centro-sur del BJ se presentaron valores de compresión que alcanzan los $-2.20e^{-08}$ deformación/año.

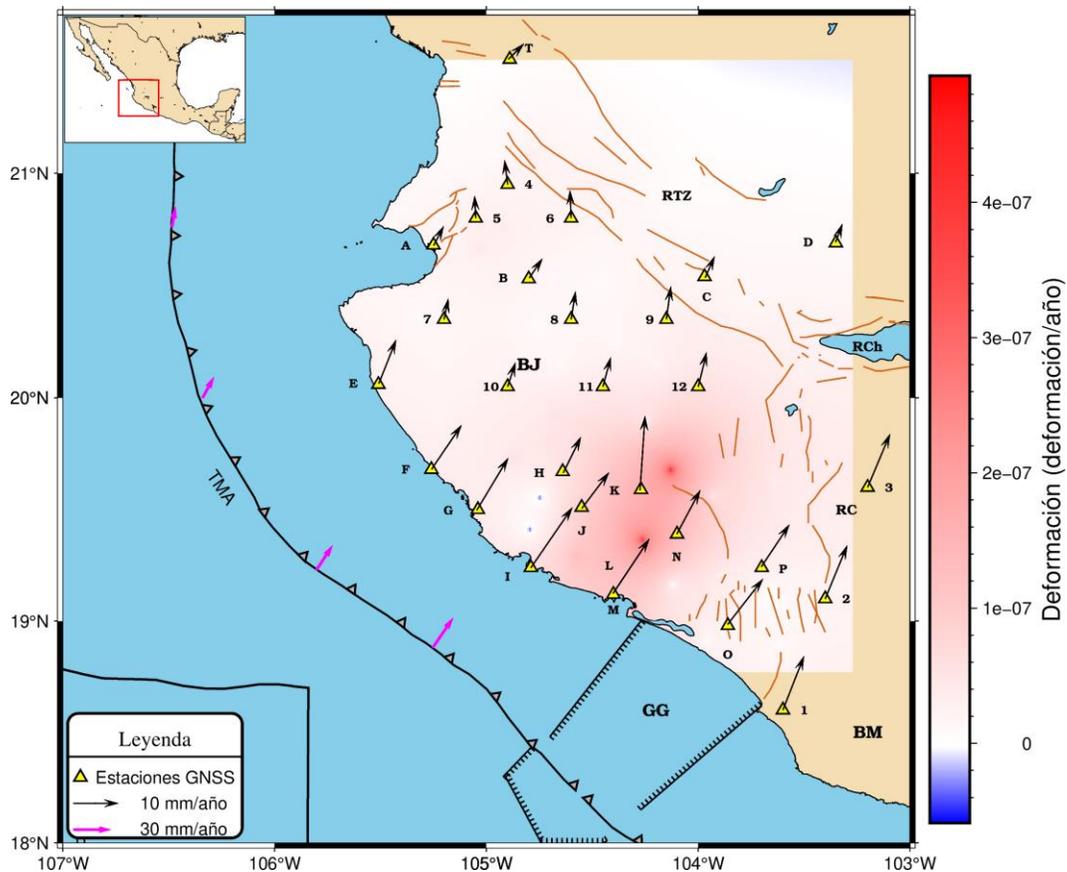


Figura 104. Tasa de deformación de la zona de estudio, enfoque de Delaunay. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

El enfoque de vecino más cercano (Ruikar y Doye, 2012) es una técnica de clasificación de datos basada en el aprendizaje cooperativo con modelos estadísticos y matemáticos, en el cual se realizan clasificaciones basándose en el parecido de objetos cercanos. En este enfoque se utilizó un espaciamiento de 5 km para cada cuadro y 6 estaciones como vecinas más cercanas ya que con menos estaciones disminuía la resolución de la deformación, mientras que con un número mayor no se apreciaban las zonas de mayor deformación. Así mismo, se configuró una distancia máxima de 70 km entre estaciones ya que se utilizaron estaciones y velocidades angulares, lo que apoyó en una mejor resolución de las zonas de dilatación y compresión en el BJ (Figura 105). Se observó que la mayor zona de deformación extensional se presentó en el límite oeste de rift de Colima, con un valor de hasta $2.31e^{-07}$ deformación/año, lo cual es congruente con las características tectónicas de la zona. Por otro lado, se muestran dos zonas compresionales en el límite este y oeste del Rift de Colima, donde la mayor compresión presenta valores de $-1.32e^{-07}$ deformación/año.

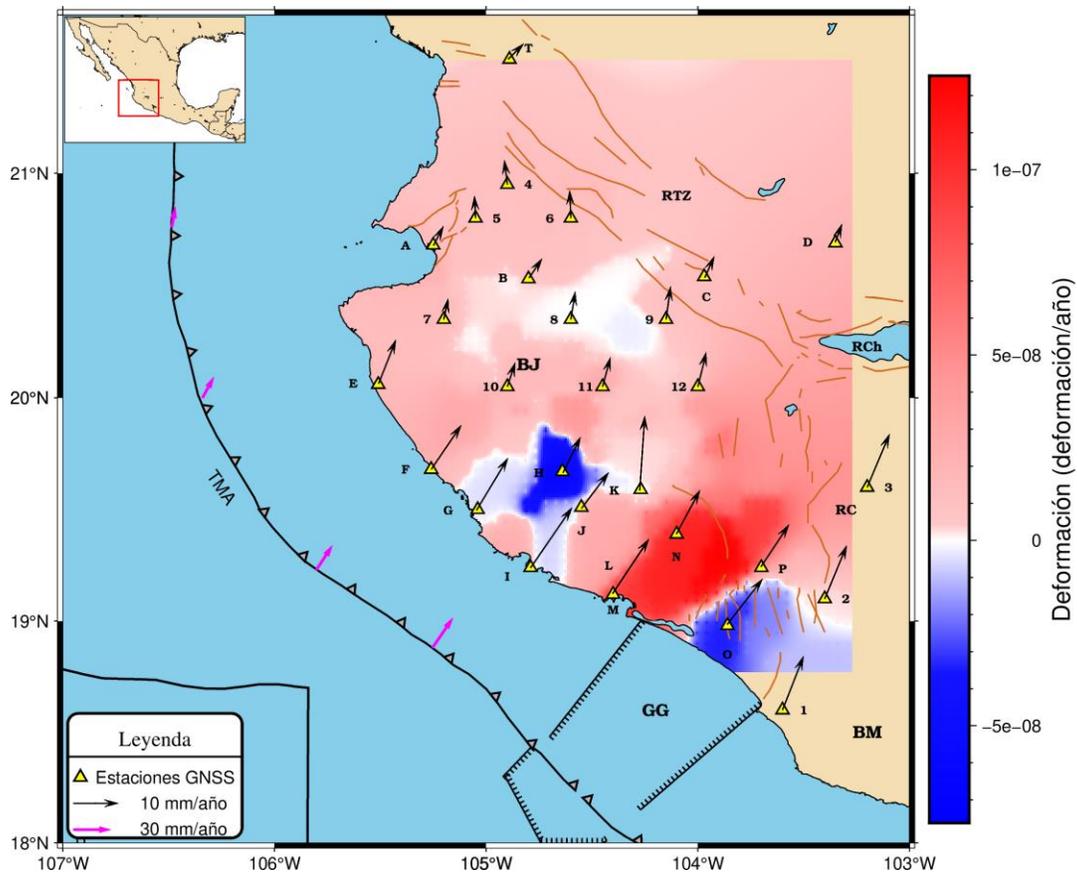


Figura 105. Tasa de deformación de la zona de estudio, enfoque de vecino más cercano. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

En el enfoque de distancia de cuadrícula ponderada (IDW, por sus siglas en inglés; Wuthiwongyothin et al., 2021) se configuró un espaciamiento de cuadrícula de 2 km y un total de 34 estaciones cercanas, utilizando las estaciones físicas y angulares, donde los datos se ponderan por distancia desde el centro de la celda, con un factor de 30 km, ya que a mayor distancia se genera una interpolación que es más difícil de interpretar o correlacionar con la deformación actual del BJJ, de esta manera se mostró una mejor resolución y una mejor interpretación de la deformación. Se observó una zona extensional a lo largo del rift de Colima con valores de hasta $1.05e^{-07} \pm 2e^{-09}$ deformación/año, lo que concuerda con el comportamiento de esta región (zona extensional). Así mismo, se observó que en el rift de Chapala se presenta una zona de extensión de menor magnitud, con valores cercanos a $1.34e^{-08}$ deformación/año (Figura 106). Por otro lado, la mayor zona compresional se localiza en la parte central del BJJ, donde algunas velocidades físicas y angulares comienzan a disminuir de

magnitud hasta el límite norte noreste, donde limita con el rift de Tepic-Zacoalco. Las mayores magnitudes de compresión estimadas para esta zona del bloque son de aproximadamente $-4.75e^{-08} \pm 4e^{-09}$ deformación/año. Así mismo, en la zona oeste del Bloque de Michoacán se presentó una pequeña zona compresional que podría relacionarse con el comportamiento del rift de Colima, con valores de aproximadamente $-2.00e^{-8}$ deformación/año.

En la parte noroeste del BJ se presenta una franja de compresión (óvalo gris), con valores cercanos a $-1.70e^{-08}$ deformación/año, lo cual se debe a la influencia de la velocidad calculada para la estación INAY, ya que esta presenta una menor velocidad que las estaciones que se encuentran dentro del BJ debido a que se ubica en una zona más estable, y fuera del BJ. Así mismo, la red de estaciones y velocidades angulares esta escasamente distribuida en esta zona, lo que podría generar una interpolación incongruente de la deformación, ya que esta es una zona extensional.

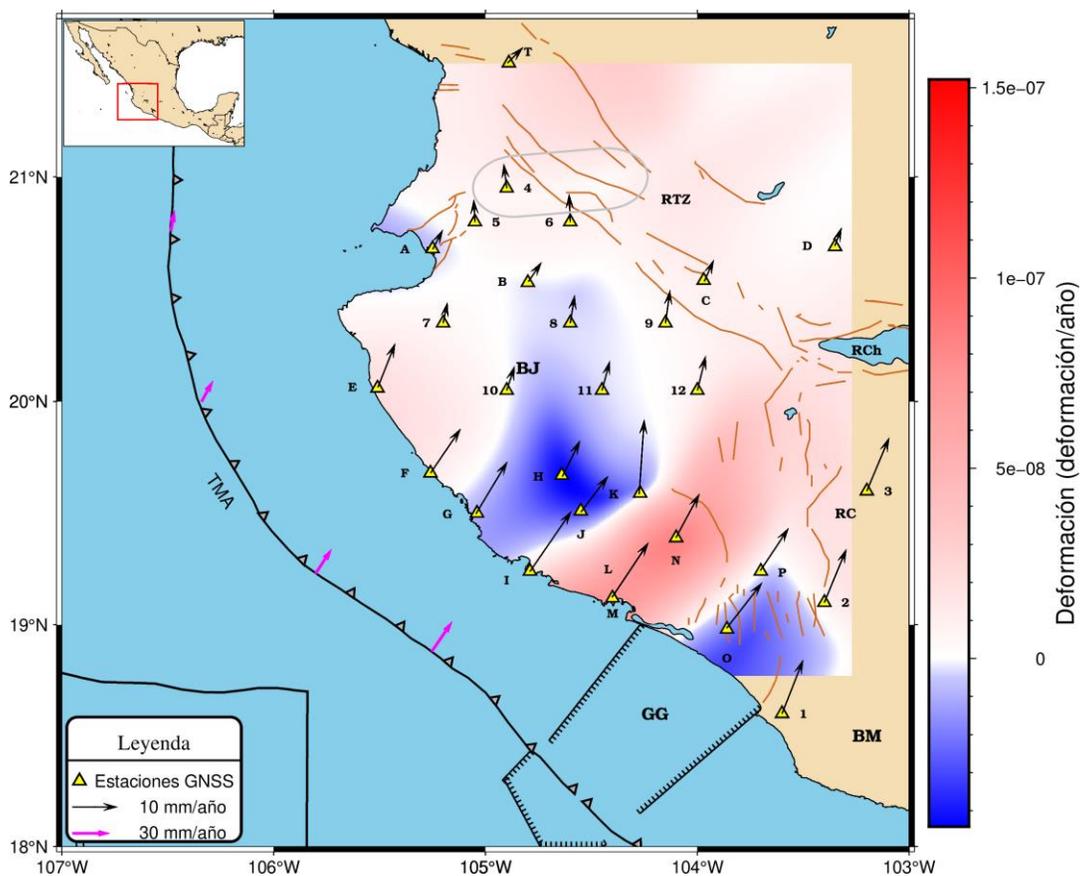


Figura 106. Tasa de deformación de la zona de estudio, enfoque de distancia de cuadrícula ponderada. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

Debido a que el resultado del modelo anterior muestra una zona compresional en la parte noroeste del rift de Tepic-Zacoalco, se decidió realizar un nuevo modelo en el que no se considerara la estación INAY, ya que esta se encuentra en el límite norte del Rift de Tepic-Zacoalco, además de que esa región se encuentra escasamente influenciada por actividad sísmica y tectónica como en la zona del BJ. De esta manera se obtuvo el modelo de deformación de la Figura 107, donde se observó más coherencia entre la deformación que se presenta en el BJ y las estructuras geológicas que lo delimitan.

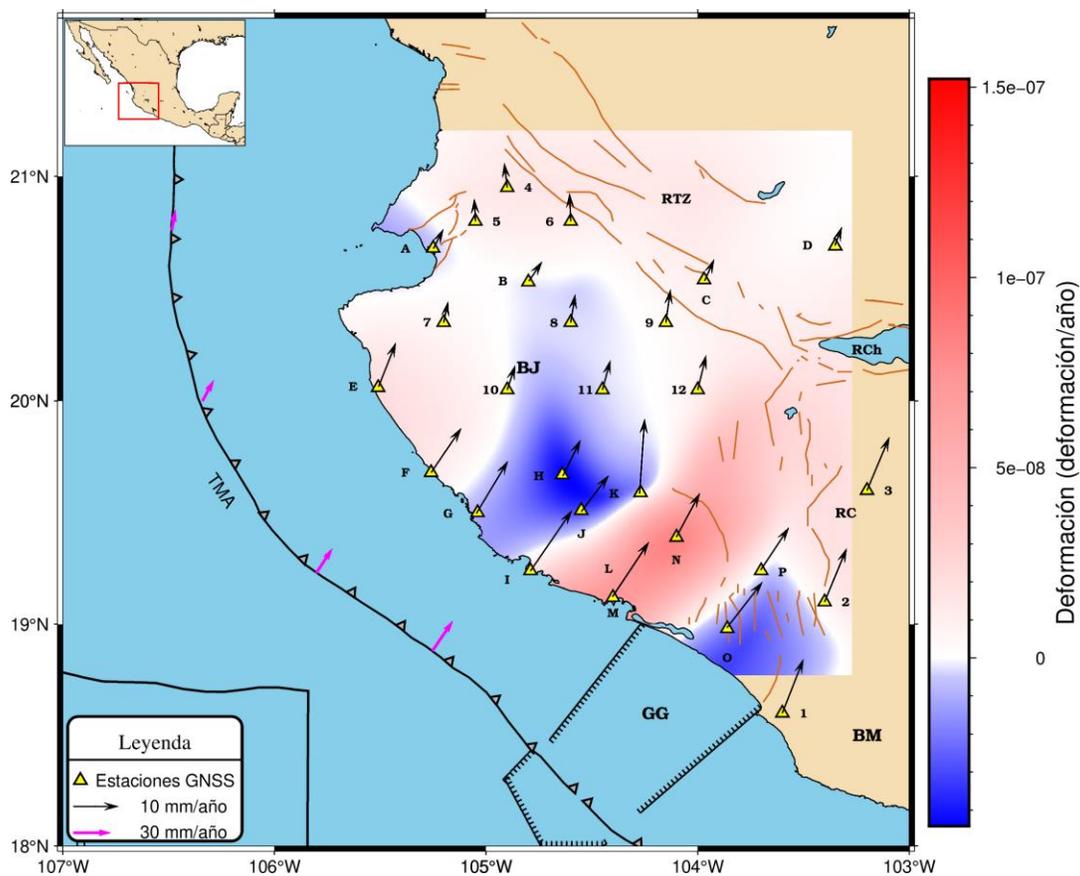


Figura 107. Modelo de deformación de la zona de estudio, sin considerar las estaciones de la zona norte del BJ. El mapa se realizó a través del programa GMT (Wessel et al., 2013).

5. Discusión

5.1 Análisis de calidad y precisión

De acuerdo con el análisis de calidad realizado a las observaciones GPS se observó que los índices de calidad presentan variaciones significativas al presentarse cambios de hardware o firmware en las estaciones, las cuales, en la mayoría de los casos superan los valores recomendados por el IGS para el establecimiento de estaciones de operación continua. Cabe mencionar que, dichas recomendaciones son referentes al establecimiento de estaciones de operación continua que pretendan ser propuestas como futuras estaciones del IGS, así como para su uso como referencia a propietarios y operadores de estaciones para la planificación de sus sitios, y no precisamente para consideraciones geodinámicas ya que las actualizaciones de hardware/firmware de las estaciones GPS/GNSS que mayor influencia tuvieron en los índices de calidad no mostraron algún efecto en la precisión de las soluciones diarias de las estaciones utilizadas. Por otro lado, algunas estaciones presentaron pequeños saltos en las series de tiempo de coordenadas ENU debido al cambio de antenas.

Los principales cambios se dan al actualizar un receptor antiguo a uno más actual, lo cual va de la mano con una versión más reciente de firmware, por ejemplo, el cambio de NETRS v. 1.2-3 a NETR9 v. 4.85 o el Trimble 5700 v. 1.24 a la marca Leica GR10 v. 3.22/6.521.

Fue notable que los días que presentaban un tiempo de sesión bajo (menor que 6 horas) y que a la vez presentaban un índice alto de saltos de ciclo (mayor que 1 salto por cada mil observaciones) presentaban una disminución de la precisión en el orden de 2 veces (o mayor) el valor de la desviación estándar promedio.

De acuerdo con el análisis de calidad-precisión realizado a las soluciones de coordenadas diarias y a los índices de calidad se pudo observar que los cambios de hardware/firmware de las estaciones no produce una variación (en la mayoría de los casos) en las series temporales de coordenadas topocéntricas de las estaciones que presentan los cambios más significativos (TECO, TNIF y COL2). Solamente se observó un salto en la componente U de la estación COL2 con un cambio de antena, lo que pudo haber estado relacionado con la altura de la misma.

Por otro lado, se graficó la serie temporal de la desviación estándar de las estaciones antes citadas para analizar el efecto que pudieran presentar las variaciones de los índices de calidad en la precisión. Las series temporales de desviación estándar no presentaron variaciones que se pudiera relacionar con los índices de calidad o las actualizaciones de hardware/firmware a pesar de que, en el caso de la estación COL2, se presentaron grandes variaciones en los saltos de ciclo.

5.2 Procesamiento y análisis de las observaciones GPS

El análisis de los resultados realizado durante el procesamiento de las observaciones, así como de la introducción del marco de referencia a la red geodésica permitió evaluar la confiabilidad en la determinación de las series de tiempo, así como la confiabilidad del procesamiento mismo.

El análisis de calidad realizado a las observaciones GPS permitió conocer y excluir los días en los que se presentó alguna deficiencia extraordinaria en la calidad de los datos, por ejemplo, en la estación PENA, que registró un promedio de efectividad de 7% del 10 de julio del 2017 al 20 de febrero del 2018. Así mismo, se encontraron inconsistencias entre el tipo de hardware citado en el archivo log y la información del archivo RINEX de algunas estaciones, lo cual se modificó.

Según Herring et al. (2018b) valores mayores que 15 mm en el rms del procesamiento libre de la red sugieren un seguimiento deficiente en el receptor, entornos de trayectos múltiples elevados, condiciones meteorológicas adversas, etc. Sin embargo, en este estudio se obtuvieron en promedio valores menores que 10 mm en el rms del procesamiento a pesar de que la mayoría de las estaciones presentaron valores mayores que 30 cm en MP1 y MP2, así como valores mayores que 1 salto de ciclo por cada mil observaciones, llegando a haber estaciones con 4.9 CSR. Además, no se encontró alguna relación entre este valor y los índices de calidad.

El uso de coordenadas aproximadas, con una precisión mejor que 1 m, utilizadas para el procesamiento inicial en GAMIT y que fueron obtenidas en la plataforma de AUSPOS, permitió realizar ajustes con una variación menor que 30 cm a las coordenadas de las estaciones, lo que se reflejó en una mejor estabilidad en el procesamiento de los días

posteriores. Además de obtener un porcentaje idóneo de ambigüedades de carril ancho (WL) resueltas en el procesamiento, contando con un promedio mayor que el 90% para la mayoría de los años.

Las direcciones y tasas de velocidad estimadas para la zona del BJ a través de un marco de referencia global son consistentes con las velocidades y direcciones estimadas por diferentes autores para la región de México que se encuentra en la Placa Norteamericana (Márquez-Azúa y DeMets, 2003, 2009; Selvans et al., 2011). Sin embargo, el uso de este tipo de marcos geodésicos globales no permite interpretar los desplazamientos desde un punto de vista geofísico, ya que sus velocidades se describen con respecto a una condición de “*No Net Rotation*” (NNR, por sus siglas en inglés), en la que el momento angular de todas las placas tectónicas globales suma cero (Block et al., 2017), lo que hace que las estaciones sean influenciadas por diversos factores geodinámicos a gran escala, como la rotación a largo plazo de las placas tectónicas.

Por otro lado, el campo de velocidad estimado para la zona del BJ a través de un marco de referencia de placa fija permitió conocer la influencia que presenta la placa de Rivera en dicho bloque. Así mismo, las tasas de velocidad presentadas en la región costera se relacionan principalmente con la subducción de las placas de Rivera y Cocos en la norteamericana, ya que estas disminuyen hacia el interior del país, siendo este fenómeno el de mayor influencia en los resultados obtenidos hasta el momento.

5.3 Análisis de series de tiempo

Las velocidades estimadas para las estaciones de nuestro caso de estudio no presentaron variaciones al utilizar los diferentes modelos de ruido disponibles en tsview (modelo de ruido blanco y modelo de ruido correlacionado en el tiempo del tipo random walk). No obstante, las incertidumbres estimadas mediante un modelo de ruido correlacionado en el tiempo del tipo caminata aleatoria presentan resultados más realistas que al utilizar un modelo de ruido blanco. A pesar de esto, para la mayoría de los casos, la diferencia de estos valores entre un modelo y otro no era mayor que un factor de 1.5. Por otro lado, con base en las dispersiones obtenidas del promedio de 30 y 7 días, se observa que los residuos no presentan ruido blanco, ya que estas son menores que un factor de 4.3.

Las velocidades estimadas a través del análisis de las series temporales en tsview presentaron diferencias en promedio de 1.2 y 1.5 mm/año en las componentes norte y este con respecto a las velocidades estimadas con GLOBK, mientras que, presentaron diferencias menores que 1.2 mm/año en ambas componentes (norte y este) respecto a velocidades estimadas por otros autores para estas mismas estaciones (Blewitt et al., 2018). Por otro lado, las velocidades estimadas en GLOBK presentaron una diferencia promedio de 1.6 y 2.1 mm/año con respecto a las velocidades estimadas por Blewitt et al., (2018) y publicadas en el NGL, resultando una mejor estimación de las velocidades al realizar el análisis de las series temporales.

Las direcciones de los vectores de velocidad estimadas utilizando la Placa Norteamericana como fija se asocian con la dirección y geometría de subducción de la placa de Rivera (Núñez-Cornú et al., 2002; Gómez-Tuena et al., 2005; Frey et al., 2007; Bartolomé et al., 2011; Núñez-Cornú et al., 2016; Núñez et al., 2019) y la variación en la tasa de convergencia que se presenta a lo largo del límite de subducción Rivera-Norteamérica (Kostoglodov y Bandy, 1995; Frey et al., 2007; DeMets et al., 2010; Brudzinski et al., 2016), donde se presenta una mayor tasa en el sureste que en el noroeste del BJ. Así, el BJ presenta una mayor velocidad en la región sureste que en la noroeste, lo que además se relaciona con la actividad sísmica de la zona ya que se presenta un mayor número de sismos de magnitud baja ($M_w \geq 4.0$) que en la zona centro y norte.

Las velocidades obtenidas en el procesamiento de las observaciones GPS con el software GAMIT/GLOB-K se ajustan en su mayoría con el comportamiento dinámico del BJ, pudiendo ser estas utilizadas para comprender mejor la deformación de esta zona tectónicamente activa. Sin embargo, el análisis de las series temporales permitió obtener velocidades e incertidumbres más realistas, las cuales se pudieron comparar con las velocidades publicadas por Blewitt et al. (2018) en la región de estudio.

5.4 Modelo de movimiento para el Bloque de Jalisco

Las velocidades calculadas a través de GAMIT/GLOB-K muestran gran parte del campo de velocidad que se presenta en el BJ, así como las posibles implicaciones debido a la geología regional de esta zona. Así mismo, las velocidades e incertidumbres estimadas en el análisis de las series temporales de las coordenadas ofrecen resultados más realistas de las velocidades. Sin embargo, debido a que el NGL cuenta con un número mayor de estaciones y velocidades calculadas dentro del área del BJ, así como una mejor distribución, se optó por utilizar dichas velocidades en la estimación de los parámetros del polo de Euler, lo que se reflejó en una mejor estimación de los resultados y un modelo de velocidades que se ajusta mejor a la rotación del BJ.

El modelo de movimiento estimado para las estaciones que se encuentran dentro y en los márgenes del BJ a través del marco de referencia IGS14 es consistente con las direcciones de los modelos globales estimados para la Placa Norteamericana (Altamimi et al., 2012, 2017), sin embargo, este modelo no caracteriza los desplazamientos propios del BJ. Por otro lado, el modelo estimado con la Placa Norteamericana como referencia describe mejor la velocidad que presenta este bloque, ya que este enfoque minimiza la velocidad de los sitios GPS/GNSS utilizados, además, representa la mejor descripción de la dinámica de esta región. De esta manera, se propone utilizar dicho modelo en esta zona de estudio.

El modelo de movimiento propuesto en este estudio muestra que el BJ tiene una rotación en el plano horizontal con respecto a la Placa Norteamericana en sentido anti-horario, con un polo de rotación de Euler ubicado en Latitud 20.69° y Longitud -106.96° y velocidad angular de $1.43^\circ/\text{Ma}$.

El modelo predice un movimiento general con tendencia norte-noroeste, con una velocidad de $9,0 \text{ mm/año}$ en el sector sureste y $5,1 \text{ mm/año}$ en el sector noroeste del BJ. Las direcciones de la rotación del modelo estimado en este estudio es consistente con las direcciones del modelo de movimiento de la placa de Rivera estimado por DeMets et al., (2010) y proyectadas en la parte continental (Figura 73). Así mismo, el gradiente de velocidad que presenta el modelo de movimiento de la placa de Rivera es similar al que presenta el modelo del BJ, presentando una mayor velocidad en la zona sureste que en la parte noroeste.

De acuerdo con los vectores de velocidad GPS calculados en nuestro trabajo, se puede observar que las estaciones que se encuentran ubicadas en la parte central del bloque presentan una disminución de velocidad con respecto a las estaciones vecinas, lo que podría indicar que en esa zona se está produciendo un bloqueo de las placas tectónicas en el límite de subducción y se refleje en la parte superficial de la corteza con esta disminución de velocidades.

El coeficiente de correlación coseno determinado entre los vectores de rotación del modelo del Bloque de Jalisco y el modelo de movimiento de la Placa de Rivera indican una alta correlación direccional en los movimientos de dichas placas, con valores de hasta 0.998. Sin embargo, es importante tener en cuenta que la correlación no implica necesariamente causalidad, ya que, aunque existe una asociación en las direcciones de rotación, los procesos geodinámicos son complejos y pueden estar influenciados por varios factores.

Es posible que la rotación de la placa de Rivera tenga una influencia significativa en el Bloque de Jalisco, pero no se puede concluir definitivamente sobre la causalidad basándonos únicamente en el coeficiente de correlación coseno. Otros factores geodinámicos, como la interacción con otras placas, fuerzas locales, y procesos tectónicos específicos de la región, también podrían estar contribuyendo a los movimientos observados.

5.5 Análisis de sismicidad en el Bloque de Jalisco

Se analizaron 7 catálogos sísmicos que cubren, en su mayoría, gran parte de la sismicidad que ocurren en el BJ. Sin embargo, debido a que solamente el catálogo del SSN cuenta con el mayor periodo (1900-2023) y con una mayor distribución de eventos en nuestra zona de estudio, se optó por utilizar este catálogo. Cabe mencionar que el catálogo del USGS también cuenta con un periodo considerable (1976-2023) y con una distribución de eventos que cubre gran parte del bloque, no obstante, dicho catálogo presenta distintas estimaciones de magnitudes, lo que ocasiona que en la homogeneización de las magnitudes se produzca un aumento del error de conversión conforme disminuye la magnitud al utilizar las ecuaciones empíricas para tal fin.

La magnitud de completitud estimada para el catálogo del SSN para la zona que cubre el BJ fue de $M_c=3.6$, con lo cual, solamente el 58% de los eventos del catálogo del SSN fueron

detectados exitosamente en un 100% en el periodo de 1900-2023. Esto se debe principalmente al gran número de sismos de magnitud baja que ocurren en esta zona.

Para la estimación del valor de b para nuestra zona de estudio resultó necesario aplicar el filtrado de GruenthalPerCom, con el cual se consideraron los sismos independientes y principales, de esta manera, se obtuvo un valor general de $b=0.86\pm 0.02$ y un valor anual de $a=4.213$, el cual corresponde a valores típicos para zonas de subducción, así como con valores estimados en gran parte de la zona de subducción mexicana (Zuñiga y Wyss, 2001). Así mismo, se observó que la acumulación de esfuerzo se produjo principalmente entre los 20-40 km de profundidad, lo que se relaciona con el ciclo sísmico de esta zona.

Se estimaron valores de b menores que 1 principalmente en la zona centro del BJ, lo que concuerda con la relación de frecuencia-magnitud de esta zona. Así mismo, estos valores concuerdan con el acortamiento de las velocidades que se encuentran más cercanas a la zona centro del bloque, lo que refleja la acumulación de esfuerzo en esta zona.

De acuerdo con los valores de b y las velocidades estimadas principalmente para la zona centro del BJ, la acumulación de esfuerzo en esta región podría ser producto del bloqueo en la interface de subducción entre la placa de Rivera y la Placa Norteamericana, lo que concuerda con algunos estudios relacionados con el bloqueo intersísmico y la zona sismogénica de subducción de Rivera-Norteamérica que han dado a conocer parte de la interacción sismo-tectónica y sismo-geodésica, lo que podría apoyar a la estimación del potencial sísmico en esta región. Así, Cosenza-Murales et al. (2021b) estimaron la magnitud y distribución del bloqueo intersísmico de la zona de subducción de México, en la que se presenta una transición gradual desde un bloqueo fuerte (70-100 %) de la mayor parte (70 %) de la interfaz de subducción de Rivera-Norteamérica, con profundidades máximas de 40 km, principalmente del segmento de ~ 125 km de largo frente a la costa de Puerto Vallarta, estimando un déficit de tasa de deslizamiento elástico anual promedio de ~ 20 mm/año, lo que implicaría que se ha acumulado un deslizamiento de ~ 1.8 m desde que el segmento se rompió por última vez en 1932, con capacidad para producir un sismo de $M \approx 8.0$. Así mismo, con base en el estudio de Martínez-López y Mendoza (2016) en el que analizan los hipocentros y mecanismos focales de los sismos ocurridos en el suroeste de México entre 1964 y 2008 para examinar el ancho sismogénico de la zona de subducción de Jalisco,

sugieren un segmento de 420 km x 75 km, y una magnitud máxima similar a la propuesta por Cosenza-Murales et al. (2021b) de $M_w \approx 8.3$ con un deslizamiento promedio esperado de 2 m, lo que tiene implicaciones importantes para la estimación del potencial sísmico en la zona de subducción del BJ.

Por otro lado, DeMets et al. (1995) sugieren que la energía sísmica que fue liberada por los sismos de 1932 (M_w 8.2 y 7.2) podría volver a acumularse en ~80 años dada una tasa de convergencia cinemática de placas estimada promedio de 20–30 mm/año (DeMets y Stein 1990), además, debido a que después de los sismos de 1932 han ocurrido solamente dos sismos de gran magnitud en las costas del BJ (9 de octubre de 1995 M_w 8.0 en Colima–Jalisco y 22 de enero del 2003 en Tecomán M_w 7.5), y que han roto solamente la mitad de la interfaz de subducción que se rompió en 1932, la zona noroeste del sismo de 1932 ha permanecido sísmicamente inactiva, lo que implica un peligro sísmico para esta zona.

5.6 Campo de deformación en el Bloque de Jalisco

Con base en los resultados obtenidos de los diferentes enfoques utilizados para el análisis del campo de deformación se pudo observar una mejor interpretación al utilizar el enfoque de distancia de cuadrícula ponderada ya que se configuró un tamaño de 2 km por cuadro y una distancia de 30 km para la interpolación, lo que generó una mejor resolución de las zonas de deformación, mientras que el enfoque de Delaunay no cumplió con su condición debido principalmente a la heterogeneidad en la distribución de las estaciones GPS/GNSS y la ubicación de las velocidades angulares estimadas con el modelo, lo que ocasionó una pobre interpolación y una escasa resolución de la deformación en el BJ y sus límites geológicos. Por otro lado, el enfoque de vecino más cercano presentó resultados congruentes con la deformación del BJ, sin embargo, debido a los parámetros utilizados solamente fue posible obtener valores congruentes en las principales zonas de deformación, sin caracterizar las zonas que presentaban menor deformación.

El límite este del BJ, el cual es una zona extensional, y que además se extiende hasta el límite sur con la placa de Rivera y Cocos, presenta la mayor deformación extensional, lo que se podría relacionar con el comportamiento del rift de Colima y los límites tectónicos de esta zona, así como con la rotación del BJ, ya que dicha deformación se encuentra en los límites entre este bloque y el Bloque de Michoacán. Así mismo, concuerda con las características

extensionales expuestas por Rosas-Elguera et al. (1996) para la zona del rift de Colima y con algunos mecanismos focales de fallamiento normal en la zona sureste del bloque, publicados por el Global CMT (Ekström et al., 2012; Dziewonski et al., 1981b).

Se observó una zona extensional en la mayor parte del rift de Tepic-Zacoalco, lo cual concuerda con las características de esta estructura geológica y con el Cinturón Volcánico Transmexicano, que resulta de la subducción oblicua y ángulos de buzamiento variable de las placas de Rivera y Cocos (Gómez-Tuena et al., 2005). Así mismo, la deformación extensional de la parte más hacia el este del rift de Tepic-Zacoalco, donde se une con el rift de Colima, concuerda con los mecanismos focales de fallamiento normal presentados por Pacheco et al.-(1999) para esta misma región.

En la zona centro del BJ se observó una zona de compresión (Figura 107), lo cual puede ser producto principalmente por dos casos. El primero, podría deberse a que en la zona del rift de Colima se está presentando extensión, lo que podría generar dos zonas de compresión en el costado este y oeste del mismo, lo cual coincide con los resultados obtenidos. Sin embargo, en la región este del rift de Colima la distribución de estaciones GPS/GNSS es demasiado pobre y dificulta la generación de un modelo detallado de deformación en esta zona del Bloque de Michoacán, es así que fue necesario generar velocidades angulares en esta región utilizando las estaciones del BM.

En el segundo caso se podría estar acumulando esfuerzo en la zona centro del BJ debido al acoplamiento en la interface de subducción entre la placa de Rivera y la Placa Norteamericana. Este caso podría estar fundamentado con los resultados del cálculo de las velocidades ya que en esta zona se presentó un acortamiento (disminución) de las velocidades que se localizan más hacia el centro del bloque, lo que refleja la deformación en superficie.

Es importante considerar que el número de estaciones GPS/GNSS así como su geometría de distribución en el BJ y sus alrededores se limita a un número poco conveniente para una mejor estimación de la deformación en toda la zona de estudio, sin embargo, la deformación estimada concuerda en gran parte con las características sísmicas y tectónicas que describen esta región.

Por otro lado, la deformación observada en superficie se ajusta con los resultados obtenidos del análisis de la sismicidad en esta misma zona, donde se pudo observar una acumulación de esfuerzo en la zona centro del bloque, a profundidades de 20-40 km y con valores de b de aproximadamente 0.84.

6. Conclusiones

El uso de hardware/firmware actualizado en las estaciones GPS/GNSS garantiza un mejor resultado en la mayoría de los índices de calidad analizados, comparado con el uso de hardware/firmware más antiguo. Sin embargo, lo anterior no garantiza que dichos índices se encuentren dentro de los valores recomendados por el IGS para el establecimiento de estaciones GNSS de operación continua, sino que además dependen del entorno donde se encuentren instalados.

Los valores extraordinarios observados en los índices de multitrayectoria, saltos de ciclo o relación señal/ruido de algunas estaciones geodésicas no influyeron en los resultados de la precisión obtenida de las soluciones diarias de coordenadas, lo que demuestra que, para nuestro caso de estudio, valores altos de los índices de calidad no repercuten en el estudio de la geodinámica del BJ. No obstante, el análisis de calidad sigue siendo de gran importancia para utilizar la información más conveniente al momento de procesar.

El análisis de las series temporales de coordenadas de las estaciones GPS/GNSS permitió una mejor estimación de las velocidades, además de obtener una incertidumbre más realista que las velocidades calculadas por GLOBK. Estos resultados son comparables con los valores publicados por el NGL en su página oficial.

El análisis de las series temporales de coordenadas se realizó solamente para los resultados obtenidos utilizando la Placa Norteamericana como referencia ya que esto permitió conocer la influencia que presenta la dirección y geometría de subducción de la placa de Rivera en el BJ, y generar vectores de velocidad consistentes con las características sismotectónicas de la región. Por otro lado, con el uso de un marco de referencia global, las direcciones y magnitudes de velocidad son afectadas por los movimientos de la tectónica global, lo que no permite realizar una interpretación puramente geofísica.

El modelo de movimiento del Bloque de Jalisco se estimó utilizando las velocidades del NGL ya que cuenta con un mayor número de estaciones GPS/GNSS y una mejor distribución que las estaciones utilizadas en este estudio. Esto resultó en una mejor estimación de los parámetros de dicho modelo y una menor magnitud de los residuos entre las velocidades predichas y las velocidades estimadas en tsview.

El modelo de movimiento estimado presenta una rotación en sentido anti-horario, con dirección predominante hacia el norte-noroeste, lo cual es congruente con la dirección de rotación de la placa de Rivera estimada a través de modelos de movimiento recientes, además, da a conocer la influencia que presenta la subducción de esta en el BJ.

Los valores de $b < 1.0$ obtenidos para la zona centro del BJ concuerdan con la relación de frecuencia-magnitud de los sismos ocurridos en el periodo entre 1900 y 1933 del catálogo del SSN, donde además se presenta una brecha sísmica que se relaciona principalmente con los sismos de magnitud mayor que $M_w > 6.0$ en este periodo, en un radio de 40 km.

De acuerdo con los valores de b obtenidos para la zona centro del BJ, en esta región se está acumulando esfuerzo a profundidades de 20-40 km, lo cual concuerda con el acoplamiento de una porción de la interface de subducción de la placa de Rivera en la Norteamericana.

El campo de deformación observado en la zona del BJ concuerda con las estructuras geológicas que delimitan esta región. En el límite este se observó una zona extensional que se ajusta con la ubicación del rift de Colima y con el límite entre las placas de Rivera y Cocos en la parte continental, mientras que, en la parte norte, donde se ubica el rift de Tepic-Zacoalco se observó una zona extensional con menor magnitud que en el límite este. Esto último se debe principalmente a que en la región del rift de Tepic-Zacoalco la placa de Rivera se subduce hacia el manto, produciendo un sistema de grabenes que se extienden con una magnitud extensional menor. Ambas zonas concuerdan con mecanismos focales de fallamiento normal estimados por diversos autores y por el USGS.

Se observó una zona de compresión en la zona centro del BJ a través del modelo de deformación, lo cual podría relacionarse con la acumulación de esfuerzo que se está produciendo en el interior del bloque. Así mismo, esta zona de compresión se ajusta con los resultados obtenidos del análisis sísmico y con un bloqueo en la interface de subducción mencionado por algunos autores.

6.1. Trabajos futuros

El alcance de esta investigación se centra en el entendimiento del comportamiento del Bloque de Jalisco, producto de la sismicidad y geodinámica de la zona. En ella se han empleado 4 metodologías principales que se enfocan en comprender la dinámica de esta región.

1. Se estimó el campo de velocidad de la zona del Bloque de Jalisco a través de estaciones GPS/GNSS de libre acceso para comprender y monitorear los movimientos de la corteza terrestre de esta zona.
2. Se estimó un modelo de movimiento de bloque con la finalidad de conocer el comportamiento dinámico de este bloque y sus límites tectónicos, así como la posible influencia de la placa de Rivera en dicho bloque.
3. Se ha estimado el valor de b de la zona del Bloque de Jalisco a través de un catálogo nacional con información histórica para entender la distribución de magnitudes de terremotos en una región y la posible acumulación de esfuerzos.
4. Se estimó el campo de deformación utilizando el campo de velocidad anteriormente estimado, el cual es una herramienta crucial para monitorear y comprender la actividad tectónica, evaluar riesgos naturales y mejorar la capacidad de respuesta ante eventos geodinámicos

Con base en lo anterior y derivado de la investigación se hacen las siguientes recomendaciones y consideraciones como trabajos futuros:

- Buscar estaciones GPS/GNSS que no sean de libre acceso, así como información de estaciones de campaña que se hayan medido en esta zona para contar con una mejor estimación del campo de velocidad y comprender mejor el comportamiento de la corteza en esta zona.
- Se pudo observar que las estaciones utilizadas en este estudio cubren gran parte del Bloque de Jalisco, no obstante, la estimación de un modelo de velocidades podría ser una alternativa a considerar para un mayor aporte al conocimiento de la dinámica de esta región.
- Considerar el tiempo de uso del modelo de movimiento del Bloque de Jalisco.

- Analizar las particularidades sismotectónicas, así como la disponibilidad de estaciones GPS/GNSS de libre acceso de la zona sur y occidente de México para estimar modelos de movimiento que describan el movimiento de los principales bloques tectónicos de esta región.
- Realizar un estudio de peligro sísmico en el Bloque de Jalisco.
- Estimar el valor de b para México en sus diferentes límites tectónicos utilizando información de catálogos nacionales e internacionales.

Es importante considerar que esta investigación se centra en el análisis de una zona en específico a través de las metodologías antes mencionadas. Así, para que este estudio tenga mayor impacto a nivel global se podría recomendar estimar la relación entre la deformación superficial obtenida con las estaciones GPS y la acumulación de esfuerzo estimada con la información sísmica, con la finalidad de comprender mejor los procesos sismotectónicos en zonas de deformación.

Así mismo, se podría recomendar realizar un análisis multivariable a través de la combinación de valores de velocidad, sismicidad (magnitud y localización), valores de b y valores de deformación, para conocer las principales zonas con mayor peligro sísmico.

7. Aporte científico y social

Al investigar la dinámica del Bloque de Jalisco a través de observaciones GPS, se puede obtener información valiosa sobre la tectónica de la región. Esto puede ayudar a comprender cómo se relaciona este bloque con las placas tectónicas circundantes y cómo contribuye a la deformación de la corteza terrestre en esa área.

El estudio puede proporcionar información sobre la relación entre la tectónica del Bloque de Jalisco y la sismicidad en la región. Esto es importante para comprender los riesgos sísmicos y la actividad sísmica en el área, lo que a su vez puede ser útil para la planificación de la mitigación de desastres, la construcción de infraestructuras resistentes a terremotos y la seguridad pública.

Al investigar las particularidades sismotectónicas, es posible identificar las fuentes sísmicas específicas en el Bloque de Jalisco y sus zonas de influencia. Esto es esencial para comprender la geología subyacente que genera los terremotos y su potencial impacto.

El estudio puede contribuir a la creación de modelos de peligros sísmicos más precisos para la región. Estos modelos son esenciales para evaluar el riesgo sísmico y tomar decisiones informadas sobre la construcción de infraestructuras críticas, la planificación urbana y la gestión de riesgos. Esto es esencial para la seguridad pública y la planificación de medidas de mitigación de desastres.

El análisis de las particularidades sismotectónicas puede mejorar la comprensión de la sismología histórica regional y el potencial de futuros sismos en la región. Esto es esencial para la evaluación de riesgos y la preparación ante desastres, y, además, puede ser valioso para la investigación científica y la comunidad sismológica en general.

El modelo propuesto en este estudio es esencial para comprender y predecir los cambios en la superficie de la Tierra en una región específica, además, el estudio contribuiría al desarrollo de un modelo geodinámico preciso que describe cómo se mueve el Bloque de Jalisco en respuesta a las fuerzas tectónicas y geodinámicas, así como en la validación de modelos geodinámicos y geodésicos existentes, lo que contribuye al avance del conocimiento en estas áreas científicas.

El conocimiento de los movimientos propios del bloque y la dinámica regional es esencial para la planificación de infraestructuras críticas, como carreteras, puentes y hospitales, asegurando que estén diseñadas para resistir las fuerzas tectónicas y puedan proteger la vida y la propiedad de la región.

La comprensión de las particularidades sismotectónicas es crucial para la preparación y respuesta ante desastres naturales, como terremotos. Proporciona información que puede utilizarse para planificar evacuaciones, coordinar equipos de respuesta y proporcionar ayuda humanitaria de manera efectiva.

Los resultados del estudio pueden ser utilizados para educar al público sobre las implicaciones sísmicas y tectónicas y fomentar la conciencia pública sobre la importancia de la preparación para desastres naturales.

El estudio promueve la colaboración entre diferentes disciplinas científicas, lo que enriquece la comprensión de la geodinámica y su impacto en la sociedad.

7.1. Productos generados

Conferencias y carteles

Participación como conferencista en el Marco de las IV Jornadas Académicas de la División de Ciencias Exactas, Naturales y Tecnológicas del Centro Universitario del Sur (CuSur), de la Universidad de Guadalajara, con el tema “Estimación de Modelos de Movimiento de Placa”. Del 3 al 7 de octubre de 2022.

Participación como conferencista en el Colegio de Bachilleres del Estado de Sinaloa Plantel número 20 “Profesor Jesús Manuel Ibarra Peiro” con el tema “La geodesia y sus aplicaciones en la actualidad”. 16 de noviembre de 2022.

Participación en la Jornada del Conocimiento UAS 2022 con el tema “Coordenadas, Velocidades y Marcos de Referencia como parte del procesamiento de datos GNSS”. 14 de noviembre de 2022.

Participación como ponente con el tema “Estimación de un modelo de movimiento para la zona del Bloque de Jalisco, México a través de observaciones GNSS”, en el sexto congreso nacional de estudiantes de Geomática, Geodesia y Geoinformática 2023. 19 de mayo del 2023. Facultad de Geografía, UAEMex, Toluca, México.

Participación de cartel con el tema “Análisis sísmico en la zona del Bloque de Jalisco para la estimación del valor de b y su posible relación con las velocidades de estaciones GNSS de operación continua”, en el sexto congreso nacional de estudiantes de Geomática, Geodesia y Geoinformática 2023. 19 de mayo del 2023. Facultad de Geografía, UAEMex, Toluca, México.

Participación en el IV Congreso de Ingeniería Geomática CIGEO en calidad de ponente, celebrado en Madrid (España) los días 6 y 7 de julio de 2023.

Resumen

Cabanillas-Zavala, J. L., Trejo-Soto, M. E., y Torres-Carrillo, X. G., (2023). Analysis of the current dynamic of the Jalisco Block, Mexico through GNSS observations. Proceedings. Aceptado.

Artículos

Romero-Andrade, R., Trejo-Soto, M. E., Arellano-Baeza, A. A., & Cabanillas-Zavala, J. L. (2020). Monitoreo del movimiento de la corteza terrestre asociado a sismos mediante observaciones GPS en el Golfo de California. *Revista Ingenierías Universidad de Medellín*, 20(39), 97-114. <https://doi.org/10.22395/rium.v20n39a6>.

Nayak K., Romero-Andrade R., Sharma G., Cabanillas-Zavala J. L., López-Urias C., Trejo-Soto M. T., SP A. A combined approach using b-value and ionospheric GPS-TEC for large earthquake precursor detection: A case study for the recent Colima earthquake of 7.7 Mw, Mexico. *Acta Geodaetica et Geophysica*. Aceptado.

Hernández-Andrade, D., Romero-Andrade, R., Sharma, G., Trejo-Soto, M. E., and Cabanillas-Zavala, J. L. (2022). Quality assessment of Continuous Operating Reference Stations (CORS)-GPS stations in Mexico. *Geodesy and Geodynamics*, 13. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2021.12.003>.

Bibliografía

- Agudelo, G., Wang, G., Liu, Y., Bao, Y., & Turco, M. J. (2020). GPS geodetic infrastructure for subsidence and fault monitoring in Houston, Texas, USA. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 382, 11–18. <https://doi.org/10.5194/piahs-382-11-2020>
- Aki, K. (1965). Maximum Likelihood Estimate of b in the formula $\log_{10}N=a-bm$ and its confidence limits. *Bulletin of Earthquake Research*, 43, 237–239.
- Aki, K. (1981). A probabilistic synthesis of precursory phenomena. *Earthquake Prediction: An International Review*, 4.
- Allmendinger, R. W., Reilinger, R., & Loveless, J. (2007). Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano. *Tectonics*, 26(3), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2006TC002030>
- Alonso-Henar, J., Álvarez-Gómez, J. A., & Martínez-Díaz, J. J. (2017). Neogene-quaternary evolution from transpressional to transtensional tectonics in Northern Central America controlled by cocos: Caribbean subduction coupling change. *Journal of Iberian Geology*, 43(3), 519–538. <https://doi.org/10.1007/s41513-017-0034-2>
- Altamimi, Z., Métivier, L., & Collilieux, X. (2012). ITRF2008 plate motion model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(7), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2011JB008930>
- Altamimi, Z., Métivier, L., Rebischung, P., Rouby, H., & Collilieux, X. (2017). ITRF2014 plate motion model. *Geophysical Journal International*, 209(3), 1906–1912. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx136>
- Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L., & Collilieux, X. (2016). *ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions*. <https://doi.org/10.1002/2016JB013098>
- Amini, H. (2014). Comparing Reasenberg and Gruenthal Declustering Methods for North of Iran. *Second European Conference on Earthquakes Engineering and Seismology, Istanbul AUG*, 1–7.
- Argus, D. F., Gordon, R. G., & DeMets, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(11). <https://doi.org/10.1029/2011GC003751>
- ArRajehi, A., McClusky, S., Reilinger, R., Daoud, M., Alchalbi, A., Ergintav, S., Gomez, F., Sholan, J., Bou-Rabee, F., Ogubazghi, G., Haileab, B., Fisseha, S., Asfaw, L., Mahmoud, S., Rayan, A., Bendik, R., & Kogan, L. (2010). Geodetic constraints on present-day motion of the Arabian Plate: Implications for Red Sea and Gulf of Aden rifting. *Tectonics*, 29(3), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2009TC002482>
- Arroyo, M., Godínez, K., & Linkimer, L. (2017). COMPLETITUD DEL CATÁLOGO DE LA RED SISMOLÓGICA NACIONAL DE COSTA RICA DURANTE 1975-2014. *Boletín de Geología*, 39(3), 1–12. <http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v39n3-2017006>

- Arzate, J. A., Álvarez, R., Yutsis, V., Pacheco, J., & López-Loera, H. (2006). Geophysical modeling of Valle de Banderas graben and its structural relation to Bahía de Banderas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(2), 184–198.
- Atwater, T., & Stock, J. (1998). Pacific-north america plate tectonics of the neogene southwestern united states: An update. *International Geology Review*, 40(5), 375–402. <https://doi.org/10.1080/00206819809465216>
- Bandy, W., Kostoglodov, A. V., Hurtado-Díaz, A., & Mena, M. (1999). Structure of the southern Jalisco subduction zone, Mexico, as inferred from gravity and seismicity. *Geofísica Internacional*, 38(3), 127–136. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1999.38.3.376>
- Bandy, W. L., Michaud, F., Bourgois, J., Calmus, T., Dymant, J., Mortera-Gutiérrez, C. A., Ortega-Ramírez, J., Pontoise, B., Royer, J. Y., Sichler, B., Sosson, M., Rebolledo-Vieyra, M., Bigot-Cormier, F., Díaz-Molina, O., Hurtado-Artunduaga, A. D., Pardo-Castro, G., & Trouillard-Perrot, C. (2005). Subsidence and strike-slip tectonism of the upper continental slope off Manzanillo, Mexico. *Tectonophysics*, 398(3–4), 115–140. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.01.004>
- Bartolomé, R., Dañobeitia, J., Michaud, F., Córdoba, D., & Delgado-Argote, L. A. (2011). Imaging the seismic crustal structure of the western Mexican margin between 19°N and 21°N. *Pure and Applied Geophysics*, 168(8–9), 1373–1389. <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0206-x>
- Bartolomé, R., Górriz, E., Dañobeitia, J., Córdoba, D., Martí, D., Cameselle, A. L., Núñez-Cornú, F., Bandy, W. L., Mortera-Gutiérrez, C. A., Nuñez, D., Castellón, A., & Alonso, J. L. (2016). Multichannel Seismic Imaging of the Rivera Plate Subduction at the Seismogenic Jalisco Block Area (Western Mexican Margin). *Pure and Applied Geophysics*, 173(10–11), 3575–3594. <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1331-y>
- Beavan, J., Wallace, L. M., Palmer, N., Denys, P., Ellis, S., Fournier, N., Hreinsdottir, S., Pearson, C., & Denham, M. (2016). New Zealand GPS velocity field: 1995–2013. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 59(1), 5–14. <https://doi.org/10.1080/00288306.2015.1112817>
- Bedford, J., Moreno, M., Baez, J. C., Lange, D., Tilmann, F., Rosenau, M., Heidbach, O., Oncken, O., Bartsch, M., Rietbrock, A., Tassara, A., Bevis, M., & Vigny, C. (2013). A high-resolution, time-variable afterslip model for the 2010 Maule Mw = 8.8, Chile megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 383, 26–36. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.020>
- Bender, B. (1983). Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, 831–851.
- Benitez, L., Grimolizzi, O., & Benítez, S. (2012). Comportamiento del parámetro “b” de Gutenberg-Richter en los sismos de la región NOA. Argentina. *Revista de Geología Aplicada a La Ingeniería y Al Ambiente*, 0(29), 101–107.
- Benz, H. M., Dart, R. L., Villaseñor, A., Hayes, G. P., Tarr, A. C., Furlong, K. P., & Rhea, S. (2010). Seismicity of the Earth 1900 – 2010 Mexico and Vicinity. *USGS Open File*

Report. <http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr20101083J>

- Bernal-López, L. A., Garibaldi, B. R., León Soto, G., Valenzuela, R. W., & Escudero, C. R. (2016). Seismic Anisotropy and Mantle Flow Driven by the Cocos Slab Under Southern Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, *173*(10–11), 3373–3393. <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1214-7>
- Bilim, F. (2019). The Correlation of B-Value in the Earthquake Frequency-Magnitude Distribution, Heat Flow and Gravity Data in the Sivas Basin, Central Eastern Turkey. *Bitlis Eren University Journal of Science and Technology*, *9*(1), 11–15. <https://doi.org/10.17678/beuscitech.467269>
- Blanco Díaz, M. (2013). Estimación de movimientos de la corteza terrestre con técnicas GPS en la región de Castilla y León [Universidad de Salamanca]. In *Tesis Doctoral*. <http://hdl.handle.net/10366/125441>
- Blewitt, G., Hammond, W., & Kreemer, C. (2018). *Harnessing the GPS Data Explosion for Interdisciplinary Science*, 99. *Eos, Washington, DC*. <https://doi.org/10.1029/2018eo104623>. <https://doi.org/10.1029/2018eo104623>.
- Blewitt, G., Kreemer, C., Hammond, W. C., & J. Gazeux. (2016). MIDAS robust trend estimator for accurate GPS station velocities without step detection. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 3782–3803. <https://doi.org/10.1002/2015JB012608>. Received
- Blewitt, G., & Lavallée, D. (2002). Effect of annual signals on geodetic velocity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *107*(B7), ETG 9-1-ETG 9-11. <https://doi.org/10.1029/2001jb000570>
- Block, G., Crook, C., Donnelly, N., Fraser, R., Lilje, M., Martin, D., Rizos, C., Roman, D. R., Sarib, R., Soler, T., Stanaway, R., & Weston, N. D. (2017). *Manual de Marcos de Referencia en la Práctica* (G. Blick (ed.)).
- Boehm, J., Werl, B., & Schuh, H. (2006). Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *111*(2), 1–9. <https://doi.org/10.1029/2005JB003629>
- Bogusz, J., & Figurski, M. (2014). Annual signals observed in regional GPS networks. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, *11*(2), 125–131. <https://doi.org/10.13168/AGG.2014.0003>
- Borque, M. J., Sánchez-Alzola, A., Martín-Rojas, I., Alfaro, P., Molina, S., Rosa-Cintas, S., Rodríguez-Caderot, G., de Lacy, C., García-Armenteros, J. A., Avilés, M., Herrera-Olmo, A., García-Tortosa, F. J., Estévez, A., & Gil, A. J. (2019). How Much Nubia-Eurasia Convergence Is Accommodated by the NE End of the Eastern Betic Shear Zone (SE Spain)? Constraints From GPS Velocities. *Tectonics*, *38*(5), 1824–1839. <https://doi.org/10.1029/2018TC004970>
- Brudzinski, M. R., Schlanser, K. M., Kelly, N. J., DeMets, C., Grand, S. P., Márquez-Azúa, B., & Cabral-Cano, E. (2016). Tectonic tremor and slow slip along the northwestern

- section of the Mexico subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 454, 259–271. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.08.004>
- Bruyninx, C., Legrand, J., Fabian, A., & Pottiaux, E. (2019). GNSS metadata and data validation in the EUREF Permanent Network. *GPS Solutions*, 23(4), 1–14. <https://doi.org/10.1007/s10291-019-0880-9>
- Cabanillas-Zavala, J., Romero-Andrade, R., & Mackern-Oberti, M. (2019). *Establecimiento y análisis de la nueva Red Geodésica REGJAL con fines geodinámicoa para el estudio del Bloque de Jalisco, México. Tesis de Maestría*. Universidad de Guadalajara.
- Cabral-Cano, E., Pérez-Campos, X., Márquez-Azúa, B., Sergeeva, M. A., Salazar-Tlaczani, L., DeMets, C., Adams, D., Galetzka, J., Hodgkinson, K., Feaux, K., Serra, Y. L., Mattioli, G. S., & Miller, M. (2018). TLALOCNet: A continuous GPS-met backbone in Mexico for seismotectonic and atmospheric research. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 373–381. <https://doi.org/10.1785/0220170190>
- Camacho, M., & Alvarez, R. (2020). Gravimetric analysis of the rifts and volcanic fields of the Jalisco block, Mexico. *Tectonophysics*, 791(February), 228577. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228577>
- Cardozo, N., & Allmendinger, R. W. (2009). SSPX: A program to compute strain from displacement/velocity data. *Computers and Geosciences*, 35(6), 1343–1357. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.05.008>
- Castellanos, J. C., Clayton, R. W., & Pérez-Campos, X. (2018). Imaging the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt With Ambient Seismic Noise: Evidence for a Slab Tear. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(9), 7741–7759. <https://doi.org/10.1029/2018JB015783>
- Castro, R. R., Mendoza-Camberos, A., & Pérez-Vertti, A. (2018). The broadband seismological network (RESBAN) of the gulf of California, Mexico. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 338–344. <https://doi.org/10.1785/0220170117>
- Chang, W. L., Ching, K. E., Lee, C. H., Lee, Y. R., & Lee, C. F. (2016). Earthquake potential of active faults in Taiwan from GPS observations and block modeling. *Seismological Research Letters*, 87(6), 1274–1286. <https://doi.org/10.1785/0220160094>
- Chaves, E. W. V. (2012). Mecánica del Medio Continuo: Conceptos Básicos. In *Tensores* (3rd ed.).
- Chen, J., & Zhu, S. (2020). Spatial and temporal b-value precursors preceding the 2008 Wenchuan, China, earthquake (Mw = 7.9): implications for earthquake prediction. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 11(1), 1196–1211. <https://doi.org/10.1080/19475705.2020.1784297>
- China Satellite Navigation Office. (2020). *BeiDou navigation satellite system signal in space interface control document* (Issue Version 2.0).
- Chouliaras, G. (2009). Investigating the earthquake catalog of the National Observatory of Athens. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9(3), 905–912. <https://doi.org/10.5194/nhess-9-905-2009>

- Cole, B., Awange, J. L., & Saleem, A. (2020). Environmental spatial data within dense tree cover: exploiting multi-frequency GNSS signals to improve positional accuracy. *International Journal of Environmental Science and Technology*, 0123456789. <https://doi.org/10.1007/s13762-020-02634-y>
- Coltice, N., Husson, L., Faccenna, C., & Arnould, M. (2019). What drives tectonic plates? *Science Advances*, 5(10). <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax4295>
- Córdoba-Camargo, A. (2015). *Patrones sísmicos en la zona de Cabo Corrientes, Jalisco*. Universidad de Guadalajara.
- Cosenza-Murales, B., DeMets, C., Márquez-Azúa, B., Sánchez, O., Stock, J., Cabral-Cano, E., & McCaffrey, R. (2021). Co-seismic and post-seismic deformation for the 1995 Colima-Jalisco and 2003 Tecmán thrust earthquakes, Mexico subduction zone, from modelling of GPS data. *Geophysical Journal International*, 228(3), 2137–2173. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab435>
- Cosenza-Murales, B., DeMets, C., Márquez-Azúa, B., Sánchez, O., Stock, J., Cabral-Cano, E., & McCaffrey, R. (2021). GPS-derived interseismic fault locking along the Jalisco–Colima segment of the Mexico subduction zone. *Geophysical Journal International*, 228(3), 2174–2197. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab436>
- Cristóbal, C. Q., & Pérez, J. L. (2015). Análisis de la variación espacio-temporal del valor de b en el valle del Cagua, suroccidente de Colombia. *GEOS*, 35(2).
- Dach, R., S. Lutz, P. Walser, P. F. (Eds). (2015). Bernese GNSS Software Version 5.2. In *Astronomical Institute, University of Bern* (Vol. 2, Issue November). <https://doi.org/10.7892/boris.72297>
- Dañobeitia, J., Bartolomé, R., Prada, M., Nuñez-Cornú, F., Córdoba, D., Bandy, W. L., Estrada, F., Cameselle, A. L., Nuñez, D., Castellón, A., Alonso, J. L., Mortera, C., & Ortiz, M. (2016). Crustal Architecture at the Collision Zone Between Rivera and North American Plates at the Jalisco Block: Tsujal Project. *Pure and Applied Geophysics*, 173(10–11), 3553–3573. <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1388-7>
- Dawidowicz, K. (2018). IGS08.ATX to IGS14.ATX change dependent differences in a gnss-derived position time series. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 15(4), 363–378. <https://doi.org/10.13168/AGG.2018.0027>
- DeMets, C., Carmichael, I., Melbourne, T., Sanchez, O., Stock, J., Suarez, G., & Hudnut, K. (1995). Anticipating the successor to Mexico's largest historical earthquake. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 76(42), 417–424. <https://doi.org/10.1029/95EO00255>
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- DeMets, C., Márquez-azúa, B., & Cabral-cano, E. (2014a). A new GPS velocity field for the pacific plate - Part 1: Constraints on plate motion, intraplate deformation, and the viscosity of pacific basin asthenosphere. *Geophysical Journal International*, 199(3),

1878–1899. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu341>

- DeMets, C., Márquez-azúa, B., & Cabral-cano, E. (2014b). A new GPS velocity field for the Pacific Plate - Part 2: Implications for fault slip rates in western California. *Geophysical Journal International*, 199(3), 1900–1909. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu347>
- DeMets, C., & Traylen, S. (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics*, 318(1–4), 119–159. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00309-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00309-1)
- DeMets, C., & Wilson, D. S. (1997). Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 Ma. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2), 2789–2806. <https://doi.org/10.1029/96jb03170>
- Department Of Defense USA. (2020). Global Positioning System Standard Positioning Service Performance Standard. *Www.Gps.Gov, 5th Edition*, 1–196. <https://www.gps.gov/technical/ps/>
- Dong, D., Herring, T. A., & King, R. W. (1998). Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data. *Journal of Geodesy*, 72(4), 200–214. <https://doi.org/10.1007/s001900050161>
- Dong, D., Wang, M., Chen, W., Zeng, Z., Song, L., Zhang, Q., Cai, M., Cheng, Y., & Lv, J. (2016). Mitigation of multipath effect in GNSS short baseline positioning by the multipath hemispherical map. *Journal of Geodesy*, 90(3), 255–262. <https://doi.org/10.1007/s00190-015-0870-9>
- Douglas, A., Beavan, J., Wallace, L., & Townend, J. (2005). Slow slip on the northern Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 32(16), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2005GL023607>
- Dziewonski, A. M., Chou, T. A., & Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys*, 86, 2825–2852. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825>
- Ekström, G., Nettles, M., & Dziewoński, A. M. (2012). The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200–201, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>
- Estey, L., & Meertens, C. M. (1999). TEQC : The Multi-Purpose Toolkit for GPS / GLONASS Data. *GPS Solutions*, 3(1), 42–49. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/PL00012778>
- Estey, L., & Wier, S. (2014). *TEQC Tutorial: Basics of TEQC use and TEQC Products* (Issue June). www.unavco.org
- Feigl, K. L., Agnew, D. C., Bock, Y., Dong, D., Donnellan, A., Hager, B. H., Herring, T. A., Jackson, D. D., Jordan, T. H., King, R. W., Larsen, S., Larson, K. M., Murray, M. H., Shen, Z. kang, & Webb, F. H. (1993). Space geodetic measurement of crustal deformation in central and southern California, 1984–1992. *Journal of Geophysical Research*, 98(B12), 1984–1992. <https://doi.org/10.1029/93jb02405>

- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas-Salgado, S., & Romero-Rios, F. (2000). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. *Special Paper of the Geological Society of America*, 334(June 2000), 65–83. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2334-5.65>
- Frey, H. M., Lange, R. A., Hall, C. M., Delgado-Granados, H., & Carmichael, I. S. E. (2007). A pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco rift: Evidence for the initial stages of rifting between the Jalisco block (Mexico) and North America. *Bulletin of the Geological Society of America*, 119(1–2), 49–64. <https://doi.org/10.1130/B25950.1>
- Fritsche, M., Döll, P., & Dietrich, R. (2012). Global-scale validation of model-based load deformation of the Earth's crust from continental watermass and atmospheric pressure variations using GPS. *Journal of Geodynamics*, 59–60, 133–142. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.04.001>
- Frohlich, C. ., & Davis, S. D. (1993). Teleseismic b values; Or, much ado about 1.0. *Journal of Geophysical Research*, 98, 631–644.
- Fukahata, Y., Meneses-Gutierrez, A., & Sagiya, T. (2020). Detection of plastic strain using GNSS data of pre- and post-seismic deformation of the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Earth, Planets and Space*, 72(1), 1–10. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-1144-1>
- Furones, A. (2011). *Sistema y marco de referencia terrestre. Sistemas de coordenadas*.
- Gaidzik, K., Ramírez-Herrera, M. T., & Kostoglodov, V. (2016). Active Crustal Faults in the Forearc Region, Guerrero Sector of the Mexican Subduction Zone. *Pure and Applied Geophysics*, 173(10–11), 3419–3443. <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1213-8>
- Garate, J., Martin-Davila, J., Khazaradze, G., Echeverria, A., Asensio, E., Gil, A. J., de Lacy, M. C., Armenteros, J. A., Ruiz, A. M., Gallastegui, J., Alvarez-Lobato, F., Ayala, C., Rodríguez-Caderot, G., Galindo-Zaldívar, J., Rimi, A., & Harnafi, M. (2015). Topo-Iberia project: CGPS crustal velocity field in the Iberian Peninsula and Morocco. *GPS Solutions*, 19(2), 287–295. <https://doi.org/10.1007/s10291-014-0387-3>
- García-Armenteros, J. A. (2020). Monitorización Y Control De Calidad De LasEstaciones De LaRedCgps Topo-Iberia- UJA. *European Scientific Journal August*, 16(24), 1–28. <https://doi.org/10.19044/esj.2020.v16n24p1>
- García Cañada, L. (2016). Análisis de series temporales en estaciones permanentes GPS. *Tesis Doctoral*, 329.
- Ge, L., Han, S., & Rizos, C. (2000). Multipath Mitigation of Continuous GPS Measurements Using an Adaptive Filter. *GPS Solutions*, 4(2), 19–30. <https://doi.org/10.1007/PL00012838>
- Ghilani, C. D. (2010). *Adjustment computation: Spatial data analysis*. Wiley, Hoboken.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). *Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana VoluMen conMeMoratiVo del centenario teMaS SelectoS de la GeoloGía Mexicana toMo lVii, núM Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. 3*, 227–283. <http://www.scielo.org.mx/pdf/bsgm/v57n3/1405-3322-bsgm-57-03-227->

s1.pdf%0Ahttp://www.geociencias.unam.mx/~alaniz/SGM/Centenario/57-3/(2)Gomez.pdf

- Goudarzi, M. A., Cocard, M., & Santerre, R. (2014). EPC: Matlab software to estimate Euler pole parameters. *GPS Solutions*, 18(1), 153–162. <https://doi.org/10.1007/s10291-013-0354-4>
- Goudarzi, M. A., Cocard, M., & Santerre, R. (2015). Noise behavior in CGPS position time series: The Eastern North America case study. *Journal of Geodetic Science*, 5(1), 119–147. <https://doi.org/10.1515/jogs-2015-0013>
- Gualandi, A., Avouac, J. P., Michel, S., & Faranda, D. (2020). The predictable chaos of slow earthquakes. *Science Advances*, 6(27), 1–11. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz5548>
- Guevara, R., Yutsis, V., Varley, N., Almaguer, J., Calderón-Moctezuma, A., & Guevara-Mansilla, O. (2021). Geophysical determination of the Jalisco and Michoacán blocks boundaries along the Colima Graben. *Journal of South American Earth Sciences*, 109(January). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103208>
- Gulal, E., Tiryakioglu, I., Kalyoncuoglu, U. Y., Erdogan, S., Dolmaz, M. N., & Elitok, O. (2016). The determination of relations between statistical seismicity data and geodetic strain analysis, and the analysis of seismic hazard in southwest Anatolia. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 7(1), 138–155. <https://doi.org/10.1080/19475705.2013.879743>
- Gurtner, W. (1994). INNOVATION: RINEX-THE RECEIVER INDEPENDENT EXCHANGE FORMAT. *GPS World*, 5(7), 48–53.
- Gutenberg, & Richter, C. F. (1965). Seismicity of the earth and associated phenomena. *Bulletin of the Seismological Society of America* 1967, 57(3), 563.
- Gutierrez, Q. J., Escudero, C. R., & Núñez-Cornú, F. J. (2015). Geometry of the rivera–cocos subduction zone inferred from local seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(6), 3104–3113. <https://doi.org/10.1785/0120140358>
- Guzmán-Speziale, M. (2009). A seismotectonic model for the Chortís Block. In *Geological Society Special Publication* (Vol. 328, pp. 197–204). <https://doi.org/10.1144/SP328.9>
- Hatanaka, Y. (2008). A Compression Format and Tools for GNSS Observation Data. *Bulletin of the Geographical Survey Institute*, 55, 21–30. <http://web1.gsi.go.jp/common/000045517.pdf>
- He, X., Montillet, J. P., Fernandes, R., Bos, M., Yu, K., Hua, X., & Jiang, W. (2017). Review of current GPS methodologies for producing accurate time series and their error sources. *Journal of Geodynamics*, 106, 12–29. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.01.004>
- He, Y., Zhang, S., Wang, Q., Liu, Q., Qu, W., & Hou, X. (2018). *HECTOR for Analysis of GPS Time Series* (Vol. 497). Springer Singapore. https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-981-13-0005-9_16
- He, Z., Zhang, S., Nan, Y., Liu, K., Qu, W., Wu, H., & Liu, Q. (2018). Analysis of Sea Surface Multipath and Impact on GNSS Precision Positioning. In J. Sun, C. Yang, & S.

- Guo (Eds.), *China Satellite Navigation Conference (CSNC) 2018 Proceedings. CSNC 2018*. https://doi.org/https://doiorg.ezproxy.uacj.mx/10.1007/978-981-13-0005-9_15
- Hernández-Andrade, D., Romero-Andrade, R., Cabanillas-Zavala, J. L., Ávila-Cruz, M., Trejo-Soto, M. E., & Vega-Ayala, A. (2020). Análisis de calidad de las observaciones GPS en estaciones de operación continua de libre acceso en México. *European Scientific Journal ESJ*, 16(33). <https://doi.org/10.19044/esj.2020.v16n33p332>
- Hernández-Andrade, D., Romero-Andrade, R., Sharma, G., Trejo-soto, M. E., & Cabanillas-zavala, J. L. (2022). Quality assessment of Continuous Operating Reference Stations (CORS) - GPS stations in Mexico. *Geodesy and Geodynamics*, February, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2021.12.003>
- Herrada, A., Miranda, S., Fuentes, C., Torres-Lobato, O., Pintos, H., & Smaller Jr, R. (2010). Monitoreo de la calidad de datos GPS continuo: la estación UNSJ (San Juan, Argentina). *Geoacta*, 35(1), 55–62.
- Herring, T. (2003). MATLAB Tools for viewing GPS velocities and time series. *GPS Solutions*, 7(3), 194–199. <https://doi.org/10.1007/s10291-003-0068-0>
- Herring, T. A., Floyd, M. A., King, R. W., & McClusky, S. C. (2015). *Globk Reference Manual. Global Kalman filter VLBI and GPs analysis program*.
- Herring, T. A., King, R. W., Floyd, M. A., & McClusky, S. C. (2018a). *Gamit Reference Manual. GPS Analysis at MIT*.
- Herring, T. A., King, R. W., Floyd, M. A., & McClusky, S. C. (2018b). *Introduction to GAMIT / GLOBK*.
- Hilla, S., & Cline, M. (2004). Evaluating pseudorange multipath effects at stations in the National CORS Network. *GPS Solutions*, 7(4), 253–267. <https://doi.org/10.1007/s10291-003-0073-3>
- Hou, C. S., Hu, J. C., Shen, L. C., Wang, J. S., Chen, C. L., Lai, T. C., Huang, C., Yang, Y. R., Chen, R. F., Chen, Y. G., & Angelier, J. (2005). Estimation of subsidence using GPS measurements, and related hazard: the Pingtung Plain, southwestern Taiwan. *Comptes Rendus - Geoscience*, 337(13), 1184–1193. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.05.012>
- Huerta, E., Mangiaterra, A., & Noguera, G. (2005). GPS Posicionamiento Satelital. In *Universidad Nacional del Rosario*.
- Hutton, W., DeMets, C., Sánchez, O., Suárez, G., & Stock, J. (2001). Slip kinematics and dynamics during and after the 1995 October 9 Mw = 8.0 Colima-Jalisco earthquake, Mexico, from GPS geodetic constraints. *Geophysical Journal International*, 146(3), 637–658. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2001.00472.x>
- IGS. (2020). *Current IGS Site Guidelines – IGS*. <https://kb.igs.org/hc/en-us/articles/202011433-Current-IGS-Site-Guidelines>
- INEGI. (2020). *Red Geodésica Nacional Activa*. https://www.inegi.org.mx/temas/geodesia_activa/
- Kadirioğlu, F. T., & Kartal, R. F. (2016). The new empirical magnitude conversion relations

- using an improved earthquake catalogue for Turkey and its near vicinity (1900–2012). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25(4), 300–310. <https://doi.org/10.3906/yer-1511-7>
- Kall, T., Oja, T., Kollo, K., & Liibus, A. (2019). The noise properties and velocities from a time-series of estonian permanent GNSS stations. *Geosciences (Switzerland)*, 9(5). <https://doi.org/10.3390/geosciences9050233>
- Kamatham, Y. (2018). Estimation, analysis and prediction of multipath error for static GNSS applications. *2018 Conference on Signal Processing And Communication Engineering Systems, SPACES 2018, 2018-Janua*, 62–65. <https://doi.org/10.1109/SPACES.2018.8316317>
- Kearns, T. J., Wang, G., Turco, M., Welch, J., Tsibanos, V., & Liu, H. (2019). Houston16: A stable geodetic reference frame for subsidence and faulting study in the Houston metropolitan area, Texas, U.S. *Geodesy and Geodynamics*, 10(5), 382–393. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2018.05.005>
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauría, E., & Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125–131. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00028-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00028-2)
- Khutorova, O. G., Krasnov, V. I., Jouravlev, A. A., & Khutorov, V. E. (2014). GPS-derived zenith tropospheric delay assimilation into numeric atmosphere model. *20th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*, 9292, 929252. <https://doi.org/10.1117/12.2075628>
- Korolev. (2020). *Global Navigation Satellite System GLONASS: Vol. 2.2*.
- Kostoglodov, V., & Bandy, W. (1995). Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North America plates. *Journal of Geophysical Research*, 100(B9). <https://doi.org/10.1029/95jb01484>
- Kostoglodov, V., Singh, S. K., Santiago, J. A., Franco, S. I., Larson, K. M., Lowry, A. R., & Bilham, R. (2003). A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 30(15), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2003GL017219>
- Kouba, J. (2015). *A Guide to using international GNSS Service (IGS) Products*.
- Kroes, R. (2006). *Precise Relative Positioning of Formation Flying Spacecraft using GPS*. <http://resolver.tudelft.nl/uuid:1a68ee94-3d55-44b9-9d8b-25fa44e96922>
- Kulhanek, O. (2005). *Seminar on b -value* (Issue January 2005).
- Langbein, J. (2004). Noise in two-color electronic distance meter measurements revisited. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(4), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2003JB002819>
- Langbein, J. (2008). Noise in GPS displacement measurements from Southern California and Southern Nevada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(5), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2007JB005247>
- Larson, K. M., Kostoglodov, V., Miyazaki, S., & Santiago, J. A. S. (2007). The 2006 aseismic

- slow slip event in Guerrero, Mexico: New results from GPS. *Geophysical Research Letters*, 34(13), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2007GL029912>
- Lau, L., & Cross, P. (2007). Development and testing of a new ray-tracing approach to GNSS carrier-phase multipath modelling. *Journal of Geodesy*, 81(11), 713–732. <https://doi.org/10.1007/s00190-007-0139-z>
- Lenac, K., & Filjar, R. (2021). Recurrence plot analysis of GPS ionospheric delay time series in extreme ionospheric conditions. *Computers and Geosciences*, 147, 104613. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2020.104613>
- Lesouple, J., Robert, T., Sahmoudi, M., Tourneret, J. Y., & Vigneau, W. (2019). Multipath Mitigation for GNSS Positioning in an Urban Environment Using Sparse Estimation. *IEEE Transactions on Intelligent Transportation Systems*, 20(4), 1316–1328. <https://doi.org/10.1109/TITS.2018.2848461>
- Li, Y., Shan, X., Zhu, C., Qiao, X., Zhao, L., & Qu, C. (2020). Geodetic model of the 2018 Mw 7.2 pinotepa, Mexico, earthquake inferred from insar and GPS data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 110(3), 1115–1124. <https://doi.org/10.1785/0120190101>
- Li, Y., Xu, C., Chen, C., Yin, H., Yi, L., & He, X. (2019). Adaptive Denoising Approach for High-Rate GNSS Seismic Waveform Preservation: Application to the 2010 EI Mayor-Cucapah Earthquake and 2012 Brawley Seismic Swarm. *IEEE Access*, 7, 173166–173184. <https://doi.org/10.1109/ACCESS.2019.2956780>
- Lin, C. H., Jan, J. C., Pu, H. C., Tu, Y., Chen, C. C., & Wu, Y. M. (2015). Landslide seismic magnitude. *Earth and Planetary Science Letters*, 429, 122–127. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.068>
- Liu, S., & Trenkler, G. (2008). Hadamard, Khatri-Rao, Kronecker and other matrix products. *International Journal of Information and Systems Sciences*, 4(1), 160–177. <http://www.math.ualberta.ca/ijiss/SS-Volume-4-2008/No-1-08/SS-08-01-17.pdf>
- Lobkovsky, L. I., Vladimirova, I. S., Gabsatarov, V. V., Garagash, I. A., Baranov, B. V., & Steblov, G. M. (2017). Post-seismic motions after the 2006–2007 Simushir earthquakes at different stages of the seismic cycle. *Doklady Earth Sciences*, 473(1), 375–379. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17030266>
- Löfgren, J. S., & Haas, R. (2014). Sea level measurements using multi-frequency GPS and GLONASS observations. *Eurasip Journal on Advances in Signal Processing*, 2014(1), 1–13. <https://doi.org/10.1186/1687-6180-2014-50>
- Londoño, J. M. (2022). Variación espacio-temporal del valor b en el Volcán Cerro Machín, Colombia. *Boletín de Geología*, 44(3), 143–158. <https://doi.org/10.18273/revbol.v44n3-2022006>
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics* (Segunda ed). Cambridge University Press, New York.
- Maciuk, K., & Chang, X. (2021). Characteristics of seasonal variations and noises of the daily double-difference and PPP solutions. *January*. <https://doi.org/10.1515/jag-2020->

- Mackern, M. V. (2003). *Materialización de un Sistema de Referencia Geocéntrico de alta precisión mediante observaciones GPS*. Universidad Nacional de Catamarca.
- Mackern, M. V., & Sánchez, L. (2009). *Datum realization for the SIRGAS weekly coordinates* (p. 14).
- Mao, A., Harrison, C. G. A., & Dixon, T. H. (1999). Noise in GPS coordinate time series. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *104*(B2), 2797–2816. <https://doi.org/10.1029/1998jb900033>
- Marin-Mesa, T. (2017). *Análisis sísmico en el Bloque de Jalisco en el periodo junio-diciembre 2015*. Universidad de Guadalajara.
- Marquez-Azua, B., & DeMets, C. (2009). Deformation of Mexico from continuous GPS from 1993 to 2008. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *10*(2), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2008GC002278>
- Márquez-Azúa, B., & DeMets, C. (2003). Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001: Implications for the neotectonics of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *108*(B9), 1–20. <https://doi.org/10.1029/2002jb002241>
- Martínez López, M. R., & Mendoza, C. (2016). Acoplamiento sismogénico en la zona de subducción de Michoacán-Colima-Jalisco, México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, *68*(2), 199–214. <https://doi.org/10.18268/bsgm2016v68n2a3>
- Marzocchi, W., & Sandri, L. (2003). A review and new insights on the estimation of the b-value and its uncertainty. *Annals of Geophysics*, *46*(6), 1271–1282. <https://doi.org/10.4401/ag-3472>
- Mateo, M. L., & Mackern, M. V. (2012). Adjustment Methodology in a Regional Densification of a Terrestrial Reference Frame. *New Approach of Indoor and Outdoor Localization Systems. IntechOpen*. *Doi:10.5772/50548*.
- Maury, J., Ide, S., Cruz-Atienza, V. M., Kostoglodov, V., González-Molina, G., & Pérez-Campos, X. (2016). Comparative study of tectonic tremor locations: Characterization of slow earthquakes in Guerrero, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *121*(7), 5136–5151. <https://doi.org/10.1002/2016JB013027>
- McCaffrey, R. (2013). *Crustal Block Rotations and Plate Coupling*. June, 101–122. <https://doi.org/10.1029/gd030p0101>
- McCaffrey, R. (2005). Block kinematics of the Pacific-North America plate boundary in the southwestern United States from inversion of GPS, seismological, and geologic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *110*(7), 1–27. <https://doi.org/10.1029/2004JB003307>
- McCaffrey, R. (2009). Time-dependent inversion of three-component continuous GPS for steady and transient sources in northern Cascadia. *Geophysical Research Letters*, *36*(7), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2008GL036784>

- Meertens, C., Blume, F., Burgland, H., Puskas, C., Wahr, J., Van Dam, T., & Herring, T. (2012). *Non-tectonic signals seasonal and longer term variations in GPS time series* (p. 39).
- Meghan Miller, M., Johnson, D. J., Rubin, C. M., Dragert, H., Wang, K., Qamar, A., & Goldfinger, C. (2001). GPS-determination of along-strike variation in Cascadia margin kinematics: Implications for relative plate motion, subduction zone coupling, and permanent deformation. *Tectonics*, 20(2), 161–176. <https://doi.org/10.1029/2000TC001224>
- Melbourne, T. I., Webb, F. H., Stock, J. M., & Reigber, C. (2002). Rapid postseismic transients in subduction zones from continuous GPS. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10), ETG 10-1-ETG 10-10. <https://doi.org/10.1029/2001jb000555>
- Metzger, S., Ischuk, A., Deng, Z., Ratschbacher, L., Perry, M., Kufner, S. K., Bendick, R., & Moreno, M. (2020). Dense GNSS Profiles Across the Northwestern Tip of the India-Asia Collision Zone: Triggered Slip and Westward Flow of the Peter the First Range, Pamir, Into the Tajik Depression. *Tectonics*, 39(2), 1–20. <https://doi.org/10.1029/2019TC005797>
- Miura, S., Ueki, S., Sato, T., Tachibana, K., & Hamaguchi, H. (2000). Crustal deformation associated with the 1998 seismo-volcanic crisis of Iwate Volcano, Northeastern Japan, as observed by a dense GPS network. *Earth, Planets and Space*, 52(11), 1003–1008. <https://doi.org/10.1186/BF03352321>
- Miyamura, S. (1962). Magnitude-Frequency Relation of Earthquakes and its Bearing on Geotectonics. In *Proceeding of the Japan Academy* (Issue 1, pp. 27–30).
- Montenbruck, O., Steigenberger, P., Prange, L., Deng, Z., Zhao, Q., Perosanz, F., Romero, I., Noll, C., Stürze, A., Weber, G., Schmid, R., MacLeod, K., & Schaer, S. (2017). The Multi-GNSS Experiment (MGEX) of the International GNSS Service (IGS) – Achievements, prospects and challenges. *Advances in Space Research*, 59(7), 1671–1697. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.01.011>
- Mora-Páez, H., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., Mencin, D., Fernandes, R. M. S., Diederix, H., LaFemina, P., Cardona-Piedrahita, L., Lizarazo, S., Peláez-Gaviria, J. R., Díaz-Mila, F., Bohórquez-Orozco, O., Giraldo-Londoño, L., & Corchuelo-Cuervo, Y. (2019). Crustal deformation in the northern Andes – A new GPS velocity field. *Journal of South American Earth Sciences*, 89(November), 76–91. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.002>
- Mortera Gutiérrez, C. A., Bandy, W. L., Ponce Núñez, F., & Pérez Calderón, D. A. (2016). Bahía de Banderas, Mexico: Morphology, Magnetic Anomalies and Shallow Structure. *Pure and Applied Geophysics*, 173(10–11), 3525–3551. <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1384-y>
- Mosad, R., El-kutb, A., El-Hattab, A., Rabah, M., & El-koshy, A. (2020). Detection of Seismic Movements Using GNSS Data. *Port-Said Engineering Research Journal*, 0(0), 0–0. <https://doi.org/10.21608/pserj.2020.35662.1051>
- Muldashev, I. (2016). *Modeling of the Great Earthquake Seismic Cycle*. Universität Potsdam.

- Muldashev, I. A., & Sobolev, S. V. (2020). What Controls Maximum Magnitudes of Giant Subduction Earthquakes? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(9). <https://doi.org/10.1029/2020GC009145>
- Narteau, C., Byrdina, S., Shebalin, P., & Schorlemmer, D. (2009). Common dependence on stress for the two fundamental laws of statistical seismology. *Nature*, 462(7273), 642–645. <https://doi.org/10.1038/nature08553>
- Nava, F. A., Márquez-Ramírez, V. H., Zúñiga, F. R., Ávila-Barrientos, L., & Quinteros, C. B. (2017). Gutenberg-Richter b-value maximum likelihood estimation and sample size. *Journal of Seismology*, 21(1), 127–135. <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9589-1>
- Nocquet, J. M., Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Mothes, P. A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y., Régnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguñña Mendoza, J. M., Martinez, W., Tavera, H., & Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 7(4), 287–291. <https://doi.org/10.1038/ngeo2099>
- Novoa Lizama, C. P. (2015). *Modelo mecánico de acoplamiento sísmico en Chile*. Universidad de Concepción.
- Núñez-Cornú, F. J., Marta, R. L., Nava P, F. A., Reyes-Dávila, G., & Suárez-Plascencia, C. (2002). Characteristics of seismicity in the coast and north of Jalisco Block, Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1–3), 141–155. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00049-3](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00049-3)
- Núñez-Cornú, F. J. (2011). Peligro Sísmico en el Bloque de Jalisco, México. *Física de La Tierra*, 23(October), 199–229. <https://doi.org/10.5209/rev>
- Núñez-Cornú, F. J., Córdoba, D., Dañobeitia, J. J., Bandy, W. L., Figueroa, M. O., Bartolome, R., Núñez, D., Zamora-Camacho, A., Espíndola, J. M., Castellón, A., Escudero, C. R., Trejo-Gómez, E., De Jesús Escalona-Alcázar, F., Plascencia, C. S., Alejandro Nava, F., & Mortera, C. (2016). Geophysical studies across rivera plate and jalisco block, Mexico: Tsujal project. *Seismological Research Letters*, 87(1), 59–72. <https://doi.org/10.1785/0220150144>
- Núñez-Cornú, F. J., Sandoval, J. M., Alarcón, E., Gómez, A., Suárez-Plascencia, C., Núñez, D., Trejo-Gómez, E., Mariscal, O. S., Ortiz, J. G. C., & Zúñiga-Medina, L. M. (2018). The jalisco seismic accelerometric telemetric network (RESAJ). *Seismological Research Letters*, 89(2A), 363–372. <https://doi.org/10.1785/0220170157>
- Núñez, D., Núñez-Cornú, F. J., de Jesús Escalona-Alcázar, F., Córdoba, D., López Ortiz, J. Y., Carrillo de la Cruz, J. L., & Dañobeitia, J. J. (2019). Seismic structure of the southern Rivera plate and Jalisco block subduction zone. *Seismological Research Letters*, 90(5), 1756–1766. <https://doi.org/10.1785/0220180399>
- Ogaja, C., & Satirapod, C. (2007). Analysis of high-frequency multipath in 1-Hz GPS kinematic solutions. *GPS Solutions*, 11(4), 269–280. <https://doi.org/10.1007/s10291-007-0058-8>
- Olvera-Cortés, M. (2018). *Sismicidad en el campo volcánico Mascota, Jalisco, México para*

- el periodo noviembre 2015 – junio 2016.* Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.
- Olvera-Cortés, M. (2021). *Sismicidad en el Campo Volcánico de Mascota, Jalisco, México durante el periodo agosto 2018-junio 2019.* Universidad de Guadalajara.
- Ortega, R., Quintanar, L., & Rivera, L. (2014). Full Moment Tensor Variations and Isotropic Characteristics of Earthquakes in the Gulf of California Transform Fault System. *Pure and Applied Geophysics*, 171(10), 2805–2817. <https://doi.org/10.1007/s00024-013-0758-7>
- Ownby, S. E., Lange, R. A., & Hall, C. M. (2008). The eruptive history of the Mascota volcanic field, western Mexico: Age and volume constraints on the origin of andesite among a diverse suite of lamprophyric and calc-alkaline lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4), 1077–1091. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.08.002>
- Pacheco, J. F., Mortera-Gutiérrez, C. A., Delgado, H., Singh, S. K., Valenzuela, W., Shapiro, N. M., Santoyo, M. A., Hurtado, A., Barrón, R., & Gutiérrez, E. (1999). *Tectonic significance of an earthquake sequence in the Zacoalco half-graben, Jalisco, Mexico.* 12, 557–565.
- Pamukçu, O., Çırmık, A., Dindar, H., & Malalıcı, B. C. (2019). Deformation Analysis of East Mediterranean with using SSPX software. *Deu Muhendislik Fakultesi Fen ve Muhendislik*, 21(61), 235–246. <https://doi.org/10.21205/deufmd.2019216123>
- Pérez-Campos, X., Kim, Y. H., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Manea, V. C., & Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 35(18), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2008GL035127>
- Pérez, N., Venegas, P., Benitez, D., Lara-Cueva, R., & Ruiz, M. (2020). A New volcanic seismic signal descriptor and its application to a data set from the cotopaxi volcano. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 58(9), 6493–6503. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2020.2976896>
- Pérez, O. J., Wesnousky, S. G., De La Rosa, R., Márquez, J., Uzcátegui, R., Quintero, C., Liberal, L., Mora-Páez, H., & Szeliga, W. (2018). On the interaction of the North Andes plate with the Caribbean and South American plates in northwestern South America from GPS geodesy and seismic data. *Geophysical Journal International*, 214(3), 1986–2001. <https://doi.org/10.1093/GJI/GGY230>
- Petit, G., & Luzum, B. (2010). IERS Conventions 2010. IERS Technical Note, 36. Frankfurt am Main: Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie. *IERS Conventions 2010*, 179.
- Petrie, E. J., Hernández-Pajares, M., Spalla, P., Moore, P., & King, M. A. (2010). A Review of Higher Order Ionospheric Refraction Effects on Dual Frequency GPS. *Surveys in Geophysics*, 32(3), 197–253. <https://doi.org/10.1007/s10712-010-9105-z>
- Pietrantonio, G., Devoti, R., Mahmoud, S., & Riguzzi, F. (2016). Kinematics of the Suez-Sinai area from combined GPS velocity field. *Journal of Geodynamics*, 102, 231–238.

<https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.10.003>

- Pietrantonio, G., & Riguzzi, F. (2004). Three-dimensional strain tensor estimation by GPS observations: Methodological aspects and geophysical applications. *Journal of Geodynamics*, 38(1), 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2004.02.021>
- Provost, F., Malet, J. P., Hibert, C., Helmstetter, A., Radiguet, M., Amitrano, D., Langet, N., Larose, E., Abancó, C., Hürlimann, M., Lebourg, T., Levy, C., Le Roy, G., Ulrich, P., Vidal, M., & Vial, B. (2018). Towards a standard typology of endogenous landslide seismic sources. *Earth Surface Dynamics*, 6(4), 1059–1088. <https://doi.org/10.5194/esurf-6-1059-2018>
- Pudi, R., Roy, P., Martha, T. R., Kumar, K. V., & Rao, P. R. (2018). Spatial Potential Analysis of Earthquakes in the Western Himalayas Using b-value and Thrust Association. *Journal of the Geological Society of India*, 91(6), 664–670. <https://doi.org/10.1007/s12594-018-0921-y>
- Putri, N., Landskron, D., & Böhm, J. (2020). Assessing the performance of Vienna Mapping Functions 3 for GNSS stations in Indonesia using Precise Point Positioning. *Advances in Geosciences*, 50, 77–86. <https://doi.org/10.5194/adgeo-50-77-2020>
- Quintanar, L., Cárdenas-Ramírez, A., Bello-Segura, D. I., Espíndola, V. H., Pérez-Santana, J. A., Cárdenas-Monroy, C., Carmona-Gallegos, A. L., & Rodríguez-Rasilla, I. (2018). A seismic network for the valley of Mexico: Present status and perspectives. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 356–362. <https://doi.org/10.1785/0220170198>
- Raub, C., Martínez-Garzón, P., Kwiatek, G., Bohnhoff, M., & Dresen, G. (2017). Variations of seismic b-value at different stages of the seismic cycle along the North Anatolian Fault Zone in northwestern Turkey. *Tectonophysics*, 712–713, 232–248. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.05.028>
- Refayee, H. A., Yang, B. B., Liu, K. H., & Gao, S. S. (2014). Mantle flow and lithosphere-asthenosphere coupling beneath the southwestern edge of the North American craton: Constraints from shear-wave splitting measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 402(C), 209–220. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.01.031>
- REGNOM. (2020). *Red Géodesica del Noroeste de México, Departamento de Sismología del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. Baja California, México*. <http://regnom.cicese.mx/>
- Remondi, B. (1989). *Extending the National Geodetic Survey Geodetic Orbit Formats. November*.
- Riddell, A. R., King, M. A., & Watson, C. S. (2020). Present-Day Vertical Land Motion of Australia From GPS Observations and Geophysical Models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(2). <https://doi.org/10.1029/2019JB018034>
- Rietbrock, A., Ryder, I., Hayes, G., Haberland, C., Comte, D., Roecker, S., & Lyon-Caen, H. (2012). Aftershock seismicity of the 2010 Maule Mw=8.8, Chile, earthquake: Correlation between co-seismic slip models and aftershock distribution? *Geophysical Research Letters*, 39(8). <https://doi.org/10.1029/2012GL051308>

- Rodríguez-Lozoya, H. E., Domínguez, R. T., Robles, L. Q., Meléndez, A. A., Rodríguez-Leyva, H. E., Rocha, W. P., & Páez, F. G. (2017). Attenuation of coda waves in the central region of the Gulf of California, México. *Geofísica Internacional*, 56(2), 137–145. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2017.56.2.1761>
- Romero, N., & Barrón-Fernández, R. (2016). Validación de la triangulación Delaunay empleando álgebra geométrica conforme. *Computacion y Sistemas*, 20(4), 789–798. <https://doi.org/10.13053/CyS-20-4-2387>
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1996). Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology*, 24(10), 921–924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0921:CBOTJB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0921:CBOTJB>2.3.CO;2)
- Ruikar, S. D., & Doye, D. D. (2012). Image Denoising using Tri Nonlinear and Nearest Neighbor Interpolation with Wavelet Transform. *International Journal of Information Technology and Computer Science*, 4(9), 36–44. <https://doi.org/10.5815/ijitcs.2012.09.05>
- Rutz López, M., Cornú Núñez, F. J., & Suárez Plascencia, C. (2013). Study of seismic clusters at Bahía de Banderas Region, Mexico. *Geofísica Internacional*, 52(1), 59–72. [https://doi.org/10.1016/S0016-7169\(13\)71462-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7169(13)71462-4)
- Sánchez, L., & Drewes, H. (2016). Crustal deformation and surface kinematics after the 2010 earthquakes in Latin America. *Journal of Geodynamics*, 102, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.06.005>
- Sánchez, L., & Drewes, H. (2020). *Geodetic Monitoring of the Variable Surface Deformation in Latin America*. https://doi.org/10.1007/1345_2020_91
- Santamaría-Gómez, A., Bouin, M. N., Collilieux, X., & Wöppelmann, G. (2011). Correlated errors in GPS position time series: Implications for velocity estimates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(1), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2010JB007701>
- Santamaría-Gómez, A., Watson, C., Gravelle, M., King, M., & Wöppelmann, G. (2015). Levelling co-located GNSS and tide gauge stations using GNSS reflectometry. *Journal of Geodesy*, 89(3), 241–258. <https://doi.org/10.1007/s00190-014-0784-y>
- Sarsito, D. A., Susilo, S., Rudyawan, A., Muhammad, N. A., Andreas, H., & Pradipta, D. (2019). Walanae fault kinematic deduced from geometric geodetic GNSS GPS monitoring. *E3S Web of Conferences*, 94. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20199404008>
- Savage, J. C. (2018). Euler-Vector Clustering of GPS Velocities Defines Microplate Geometry in Southwest Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2), 1954–1968. <https://doi.org/10.1002/2017JB014874>
- Savage, J. C., & Simpson, R. W. (2013). Clustering of GPS velocities in the Mojave Block, southeastern California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(4), 1747–1759. <https://doi.org/10.1029/2012JB009699>
- Schmitt, S. V., DeMets, C., Stock, J., Sánchez, O., Márquez-azúa, B., & Reyes, G. (2007). A

- geodetic study of the 2003 January 22 Tecomán, Colima, Mexico earthquake. *Geophysical Journal International*, 169(2), 389–406. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03322.x>
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., & Wyss, M. (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437(7058), 539–542. <https://doi.org/10.1038/nature04094>
- Seeber, G. (2003). *Satellite Geodesy* (Second edi).
- Selvans, M. M., Stock, J. M., DeMets, C., Sanchez, O., & Marquez-Azua, B. (2011). Constraints on Jalisco Block Motion and Tectonics of the Guadalajara Triple Junction from 1998-2001 Campaign GPS Data. *Pure and Applied Geophysics*, 168(8–9), 1435–1447. <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0201-2>
- Serrato-Díaz, G. S., Bandy, W. L., & Mortera Gutiérrez, C. A. (2004). Active rifting and crustal thinning along the Rivera-Cocos plate boundary as inferred from Mantle Bouguer gravity anomalies. *Geofísica Internacional*, 43(3), 361–381.
- SGM. (2020). *Servicio Geológico Mexicano*. Geoinfomex. <https://www.sgm.gob.mx/GeoInfoMexGobMx/>
- Sharma, G., Kannaujiya, S., Gautam, P. K. R., Taloor, A. K., Champatiray, P. K., & Mohanty, S. (2021). Crustal deformation analysis across Garhwal Himalaya: Part of western Himalaya using GPS observations. *Quaternary International*, 575–576(August), 153–159. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.08.025>
- Shen, Z. K., Jackson, D. D., & Ge, B. X. (1996). Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(12), 27957–27980. <https://doi.org/10.1029/96jb02544>
- Sieh, K., Natawidjaja, D. H., Meltzner, A. J., Shen, C. C., Cheng, H., Li, K. S., Suwargadi, B. W., Galetzka, J., Philibosian, B., & Edwards, R. L. (2008). Earthquake supercycles inferred from sea-level changes recorded in the corals of west Sumatra. *Science*, 322(5908), 1674–1678. <https://doi.org/10.1126/science.1163589>
- Singh, L. S., Gahalaut, V. K., & Kumar, A. (2014). Nine years of GPS measurements of crustal deformation at Imphal, Indo-Burmese wedge. *Journal of the Geological Society of India*, 83(5), 513–516. <https://doi.org/10.1007/s12594-014-0078-2>
- Siridhara, A. L., & Ratnam, D. V. (2020). Mitigation of Multipath Effects Based on a Robust Fractional Order Bidirectional Least Mean Square (FOBLMS) Beamforming Algorithm for GPS Receivers. *Wireless Personal Communications*, 0123456789. <https://doi.org/10.1007/s11277-020-07071-1>
- Soto, G. L., Ni, J. F., Grand, S. P., Sandvol, E., Valenzuela, R. W., Speziale, M. G., González, J. M. G., & Reyes, T. D. (2009). Mantle flow in the Rivera-Cocos subduction zone. *Geophysical Journal International*, 179(2), 1004–1012. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04352.x>
- Souto, M. S. (2014). Análisis de calidad y procesamiento de datos GNSS de la estación permanente UCOR (Córdoba, Argentina). *Revista de La Facultad de Ciencias Exactas*,

- Spada, M., Tormann, T., Wiemer, S., & Enescu, B. (2013). Generic dependence of the frequency-size distribution of earthquakes on depth and its relation to the strength profile of the crust. *Geophysical Research Letters*, 40(4), 709–714. <https://doi.org/10.1029/2012GL054198>
- SSN. (2023). *México. Universidad Nacional Autónoma de México, I. d. G., Servicio Sismológico Nacional*. Catálogo de Sismos. <http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/>
- Staller, A., Álvarez-Gómez, J. A., Luna, M. P., Béjar-Pizarro, M., Gaspar-Escribano, J. M., & Martínez-Cuevas, S. (2018). Crustal motion and deformation in Ecuador from cGNSS time series. *Journal of South American Earth Sciences*, 86(June), 94–109. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.05.014>
- Stawiki, H., Kostelecký, J., & Novosad, M. (2021). An Innovative Approach to Accuracy of Co-Seismic Surface Displacement Detection Using Satellite GNSS Technology. *Applied Sciences*, 1–15. <https://doi.org/https://doi.org/10.3390/app11062800>
- Su, X., Yao, L., & Meng, G. (2020). Postseismic deformation of the MS 8.1 Nepal earthquake in 2015 from GPS observations. In *China Satellite Navigation Conference (CSNC) 2020 Proceedings: Volume II. CSNC 2020. Lecture Notes in Electrical Engineering, vol 651. Springer,; Vol. 651 LNEE*. https://doi.org/10.1007/978-981-15-3711-0_28
- Suhardja, S. K., Grand, S. P., Wilson, D., Guzman-Speziale, M., Gomez-Gonzalez, J. M., Dominguez-Reyes, T., & Ni, J. (2015). Crust and subduction zone structure of Southwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(2), 1020–1035. <https://doi.org/10.1002/2014JB011573>
- Sun, L., Chen, J., Tan, S., & Chai, Z. (2015). Research on multipath limiting antenna array with fixed phase center. *GPS Solutions*, 19(4), 505–510. <https://doi.org/10.1007/s10291-014-0400-x>
- Tarback, E., & Lutgens, F. (2005). Ciencias De La Tierra. Una introducción a la geología física. In M. Martín-Romer (Ed.), *Geology*.
- Tesmer, V., Boehm, J., Heinkelmann, R., & Schuh, H. (2007). Effect of different tropospheric mapping functions on the TRF, CRF and position time-series estimated from VLBI. *Journal of Geodesy*, 81(6–8), 409–421. <https://doi.org/10.1007/s00190-006-0126-9>
- Teza, G., Pesci, A., & Galgaro, A. (2008). Grid_strain and grid_strain3: Software packages for strain field computation in 2D and 3D environments. *Computers and Geosciences*, 34(9), 1142–1153. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.07.006>
- Tran, D. H., & Wang, S. J. (2020). Land subsidence due to groundwater extraction and tectonic activity in Pingtung Plain, Taiwan. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 382, 361–365. <https://doi.org/10.5194/piahs-382-361-2020>
- Tregoning, P., & van Dam, T. (2005). Atmospheric pressure loading corrections applied to

- GPS data at the observation level. *Geophysical Research Letters*, 32(22), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2005GL024104>
- Trejo-Gómez, E., Ortiz, M., & Núñez-Cornú, F. J. (2015). Source model of the october 9, 1995 Jalisco-Colima tsunami as constrained by field survey reports, and on the numerical simulation of the tsunami. *Geofísica Internacional*, 54(2), 149–159. <https://doi.org/10.1016/j.gi.2015.04.010>
- USGS. (2023). *USGS seismic catalog*. <https://Earthquake.Usgs.Gov/Earthquakes/Search/>
<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
- Üstün, A., & Yalvaç, S. (2018). Multipath interference cancelation in GPS time series under changing physical conditions by means of adaptive filtering. *Earth Science Informatics*, 11(3), 359–371. <https://doi.org/10.1007/s12145-017-0331-5>
- Utsu, T. (1965). A method for determining the value of b in a formula $\log n=a-bM$ showing the magnitude frequency relation for earthquakes. *Geophys. Bull*, 13, 99–103.
- Vaclavovic, P., & Dousa, J. (2015). G-Nut/Anubis: Open-Source Tool for Multi-GNSS DataMonitoring with aMultipath Detection for New Signals, Frequencies and Constellations. *International Association of Geodesy Symposia*, 145–153. <https://doi.org/10.1007/1345>
- Van Dam, T., & Ray, R. (2010). *S1 and S2 Atmospheric Tide Loading Effects for Geodetic Applications*. <https://geophy.uni.lu/atmosphere/tide-loading-calculator/>
- Van Stiphout, T., Zhuang, J., & Marsan, D. (2012). Seismicity declustering. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, February, 1–25. <https://doi.org/10.5078/corssa-52382934>.
- Vázquez, G. E., Bennett, R., & Spinler, J. (2013). Assessment of Pseudorange Multipath at Continuous GPS Stations in Mexico. *Positioning*, 04(03), 253–265. <https://doi.org/10.4236/pos.2013.43025>
- Vidal-Villegas, J. A., Munguía, L., González-Ortega, J. A., Nuñez-Leal, M. A., Ramírez, E., Mendoza, L., Castro, R. R., & Wong, V. (2018). The northwest Mexico seismic network: Real-time seismic monitoring in northern baja California and northwestern sonora, Mexico. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 324–337. <https://doi.org/10.1785/0220170183>
- Vladimirova, I. S., Lobkovsky, L. I., Gabsatarov, Y. V., Steblov, G. M., Vasilenko, N. F., Frolov, D. I., & Prytkov, A. S. (2020). Patterns of the Seismic Cycle in the Kuril Island Arc from GPS Observations. *Pure and Applied Geophysics*, 177(8), 3599–3617. <https://doi.org/10.1007/s00024-020-02495-z>
- Waldron, P. (2020). *What Controls Giant Subduction Earthquakes?* *Eos Transactions American Geophysical Union* 101. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2020EO150390>
- Wallace, L. M., & Beavan, J. (2006). A large slow slip event on the central Hikurangi subduction interface beneath the Manawatu region, North Island, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 33(11), 2–5. <https://doi.org/10.1029/2006GL026009>

- Wallace, L. M., Beavan, J., McCaffrey, R., & Darby, D. (2004). Subduction zone coupling and tectonic block rotations in the North Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *109*(12), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2004JB003241>
- Wallace, L. M., Ellis, S., Miyao, K., Miura, S., Beavan, J., & Goto, J. (2009). Enigmatic, highly active left-lateral shear zone in southwest Japan explained by aseismic ridge collision. *Geology*, *37*(2), 143–146. <https://doi.org/10.1130/G25221A.1>
- Walpersdorf, A., Pinget, L., Vernant, P., Sue, C., & Deprez, A. (2018). Does Long-Term GPS in the Western Alps Finally Confirm Earthquake Mechanisms? *Tectonics*, *37*(10), 3721–3737. <https://doi.org/10.1029/2018TC005054>
- Wang, G., Bao, Y., Gan, W., Geng, J., Xiao, G., & Shen, J. S. (2018). NChina16: A stable geodetic reference frame for geological hazard studies in North China. *Journal of Geodynamics*, *115*(June 2017), 10–22. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.01.003>
- Wang, G., Liu, H., Mattioli, G., Miller, M., Feaux, K., & Braun, J. (2019). CARIB18: A Stable Geodetic Reference Frame for Geological Hazard Monitoring in the Caribbean Region. *Remote Sensing*, *11*(6), 680. <https://doi.org/10.3390/rs11060680>
- Wang, G., Welch, J., Kearns, T. J., Yang, L., & Serna, J. (2015). Introduction to GPS geodetic infrastructure for land subsidence monitoring in Houston, Texas, USA. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, *372*(October), 297–303. <https://doi.org/10.5194/piahs-372-297-2015>
- Wang, G., Zhou, X., Wang, K., Ke, X., Zhang, Y., Zhao, R., & Bao, Y. (2020). GOM20: A stable geodetic reference frame for subsidence, faulting, and sea-level rise studies along the coast of the Gulf of Mexico. *Remote Sensing*, *12*(3), 1–29. <https://doi.org/10.3390/rs12030350>
- Wang, Q. Y., Campillo, M., Brenguier, F., Lecointre, A., Takeda, T., & Hashima, A. (2019). Evidence of Changes of Seismic Properties in the Entire Crust Beneath Japan After the Mw 9.0, 2011 Tohoku-oki Earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *124*(8), 8924–8941. <https://doi.org/10.1029/2019JB017803>
- Wang, W., Zhao, B., Wang, Q., & Yang, S. (2012). Noise analysis of continuous GPS coordinate time series for CMONOC. *Advances in Space Research*, *49*(5), 943–956. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.11.032>
- Webb, F. H., & Zumberge, J. F. (1997). “An Introduction to GIPSY/OASIS-II”. *A User Manual Prepared by Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA*.
- Weber, J. C., Geirsson, H., Latchman, J. L., Shaw, K., La Femina, P., Wdowinski, S., Higgins, M., Churches, C., & Norabuena, E. (2015). Tectonic inversion in the Caribbean-South American plate boundary: GPS geodesy, seismology, and tectonics of the Mw 6.7 22 April 1997 Tobago earthquake. *Tectonics*. <https://doi.org/10.1002/2014TC003665>.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Wobbe, J. L., & Wobbe, F. (2013). Generic Mapping Tools: Improved Version Released. *EOS Trans. AGU*, *94*(45), 409–410. <https://doi.org/10.1002/2013EO450001>

- Wiemer, S. (2001). A Software Package to Analyze Seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letters*, 72(3), 373–382. <https://doi.org/10.1785/gssrl.72.3.373>
- Wiemer, S., & Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(4), 859–869. <https://doi.org/10.1785/0119990114>
- Williams, S. D. P. (2003). The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series. *Journal of Geodesy*, 76(9–10), 483–494. <https://doi.org/10.1007/s00190-002-0283-4>
- Williams, S. D. P. (2004). Error analysis of continuous GPS position time series. *Journal of Geophysical Research*, 109(B3), 1–19. <https://doi.org/10.1029/2003jb002741>
- Woessner, J., & Wiemer, S. (2005). Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2), 684–698. <https://doi.org/10.1785/0120040007>
- Wolf, R. P., & Ghilani, D. C. (2008). *Topografía* (11th ed.). Alfaomega Grupo Editor.
- Wuthiwongyothin, S., Kalkan, C., & Panyavaraporn, J. (2021). Evaluating Inverse Distance Weighting and Correlation Coefficient Weighting Infilling Methods on Daily Rainfall Time Series. *SNRU Journal of Science and Technology*, 13(2), 71–79. https://ph01.tci-thaijo.org/index.php/snru_journal/article/view/243635
- Wyss, M., Klein, F., Nagamine, K., & Wiemer, S. (2001). Anomalously high b-values in the South Flank of Kilauea volcano, Hawaii: Evidence for the distribution of magma below Kilauea's East rift zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106(1–2), 23–37. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00263-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00263-8)
- Xiao, Y., Yao, M. H., Tang, S. H., Liu, H. F., Xing, P. W., & Zhang, Y. (2020). Data Quality Check and Visual Analysis of Cors Station Based on Anubis Software. *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XLII-3/W10(November 2019), 1295–1300. <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-xlii-3-w10-1295-2020>
- Yang, X., & Li, J. (2015). Performances of ionospheric delays for spaceborne GPS. *Aircraft Engineering and Aerospace Technology*, 87(5), 506–512. <https://doi.org/10.1108/AEAT-11-2013-0197>
- Yedukondalu, K., Sarma, A. D., & Satya, V. (2012). Estimation and mitigation of GPS multipath interference using adaptive filtering. *Progress In Electromagnetics Research M*, 21(August), 133–148. <https://doi.org/10.2528/PIERM11080811>
- Yue, C., Dang, Y., Dai, H., Yang, Q., & Wang, X. (2018). Crustal deformation characteristics of Sichuan-Yunnan region in China on the constraint of multi-periods of GPS velocity fields. *Advances in Space Research*, 61(8), 2180–2189. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.01.039>
- Zamora-Camacho, A., Espindola, J. M., Gutiérrez-Peña, Q. J., & Quintanar, L. (2020). Relocalization and Focal Mechanisms of Volcano-Tectonic Events at Colima Volcano, Colima, Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 177(10), 4797–4810.

<https://doi.org/10.1007/s00024-020-02540-x>

- Zhang, J., Bock, Y., Johnson, H., Fang, P., Williams, S., Genrich, J., Wdowinski, S., & Behr, J. (1997). Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Error analysis of daily position estimates and site velocities. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 102(B8), 18035–18055. <https://doi.org/10.1029/97jb01380>
- Zhang, N., Zhang, S., He, Y., Zhang, Q., Zhang, X., & Wan, T. (2017). Characteristic of GPS SNR and it's application for snow depth monitoring analysis. *Lecture Notes in Electrical Engineering*, 437, 175–185. https://doi.org/10.1007/978-981-10-4588-2_15
- Zheng, L., Gordon, R. G., & Kreemer, C. (2014). Absolute plate velocities from seismic anisotropy: Importance of correlated errors. *AGU: Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 119(iv), 3076–3095. <https://doi.org/10.1002/2013JB010902>
- Zobin, V. M. (2011). Influence of Rivera-Cocos plate boundary geodynamics on earthquake intensity patterns: The 9 October 1995 (Mw 8.0) and 21 (22) January 2003 (Mw 7.5) earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 168(8–9), 1355–1361. <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0172-3>
- Zubovich, A., Schöne, T., Metzger, S., Mosienko, O., Mukhamediev, S., Sharshebaev, A., & Zech, C. (2016). Tectonic interaction between the Pamir and Tien Shan observed by GPS. *Tectonics*, 35(2), 283–292. <https://doi.org/10.1002/2015TC004055>
- Zuñiga, F. R., & Wyss, M. (2001). Most- and least-likely locations of large to great earthquakes along the Pacific Coast of Mexico estimated from local recurrence times based on b-values. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(6), 1717–1728. <https://doi.org/10.1785/0120000303>
- Zuo, X., Bu, J., Li, X., Chang, J., & Li, X. (2019). The quality analysis of GNSS satellite positioning data. *Cluster Computing*, 22, 6693–6708. <https://doi.org/10.1007/s10586-018-2524-1>