Se incluyen los mapas para el periodo 2014-2017 (izquierda) y 2020-2021 (derecha) Valores negativos indican acercamiento al satélite. Los triángulos representan los volcanes holocenos (*Global Volcanism Program*, 2024) y las líneas negras las principales fallas (Martínez-Díaz et al., 2021). Las líneas discontinuas en A muestran la localización de los perfiles de la Fig. 3.59. En A,B,C,D velocidades positivas indican acercamiento al satélite..

Las velocidades LOS resultantes se han analizado utilizando las herramientas ADAtools (Navarro et al., 2020) para identificar automáticamente áreas de deformación activa (ADAs), mediante el uso de la herramienta ADAfinder, y clasificarlas según el fenómeno causante natural o antrópico, empleando la herramienta ADAClassifier (ver Fig. 3.54). Tras probar diversos conjuntos de parámetros iniciales para la búsqueda de ADAs (con la herramienta ADAfinder), se ha optado por un factor multiplicador de 2 para el filtrado por desviación estándar de los puntos, un radio de agrupamiento de puntos de 120m (al ser el espaciado de puntos de PSBAS de ~90 m) y un tamaño mínimo de 5 puntos contiguos para que sean considerados una ADA. Con estos parámetros, se han identificado más de 100 potenciales ADAs en los cuatro conjuntos de datos (Fig. 3.56). La zona noroeste del país, donde se había detectado previamente una elevada velocidad LOS, concentra grandes zonas de ADAs, las cuales deben ser interpretadas con cautela, debido a la dudosa calidad de las velocidades, que podrían contener otro tipo de señal residual (por ejemplo, atmosférica).

La clasificación automática de ADAs se realiza en la zona de solapamiento entre las geometrías ascendente y descendente, ya que es en estas zonas donde es posible realizar la descomposición del movimiento en horizontal y vertical para la herramienta ADAclassifier (Fig. 3.54). Esta herramienta permite analizar el comportamiento de la señal de deformación junto con información geológica y otros datos auxiliares del área de estudio (Modelos Digitales de Elevación, inventarios de diferentes amenazas, inventarios catastrales, etc.). De esta manera, tras una supervisión manual, se han identificado varias ADAs afectadas por diferentes fenómenos de deformación propuestos, como deslizamientos de tierra, asentamientos de consolidación, subsidencia del terreno o subsidencia relacionada con la explotación geotérmica. Se muestran algunos ejemplos de las ADAs clasificadas en la Fig. 3.57.

Se ha detectado un proceso rápido de subsidencia de más de 2cm (4cm de alejamiento en LOS descendente) en medio año (enero a junio de 2020) al norte de

San Salvador, en la Colonia Ciudad Futura, cerca de la localidad de Apopa (Fig. 3.57-A). No existen grandes cambios de topografía en la zona. El proceso no se detecta en el periodo anterior y parece frenarse a mediados de 2020. Atendiendo a un análisis visual cualitativo de imágenes ópticas por satélite de Google Earth, no parece haberse producido ningún gran cambio constructivo en la zona. Chávez-Hernández et al. (2020) no detectan señal en esta zona, lo cual es coherente con nuestros resultados. Un análisis más robusto con procesados específicos y teniendo en cuenta los materiales del suelo y otros factores deberían ser ejecutados para esclarecer las características de este movimiento.

Al sur de Santa Tecla se han detectado potenciales deslizamientos de ladera (Fig. 3.57-B), a pocos kilómetros del barrio de Las Colinas, que fue sepultado por el deslizamiento disparado tras el terremoto de enero de 2001 (Jibson et al., 2004). Además, se han identificado ADAs que no se han asociado automáticamente a un fenómeno concreto por todo el centro del país. Cabe destacar el entorno de la central geotérmica de Berlín (Fig. 3.57-C), donde se detecta alejamiento del satélite. También se detecta movimiento en la ladera occidental del lago Ilopango, quedando la estación SSIA dentro de ADAs identificadas. Este movimiento debería ser estudiado en el futuro, ya que podría invalidar el uso de la estación SSIA para fines tectónicos si se identifica que está monumentada en una zona sujeta a un desplazamiento local. El comportamiento de la velocidad GNSS en esta estación es anómalo, como ha sido comentado con anterioridad, por lo que podría ser coherente con esta constatación.

La identificación y clasificación de estas ADAs es de carácter preliminar, ya que en el futuro se pretende contar con un procesado más completo en ambas geometrías sobre el país (para aumentar el área de solape y, por tanto, la zona efectiva para la herramienta ADAclassifier). En ese caso, sería conveniente emplear la última versión mejorada de la herramienta (Barra et al., 2024). Además, sería de gran utilidad contar con los catálogos de eventos geológicos del MARN para incluir en la clasificación. Se ha descartado aplicar las ADAs al procesado de ALOS, ya que este se ha realizado estrictamente con criterios tectónicos y con resolución espacial relativamente baja (~300 m), resultando de escasa utilidad para la detección de fenómenos locales de pequeña extensión.

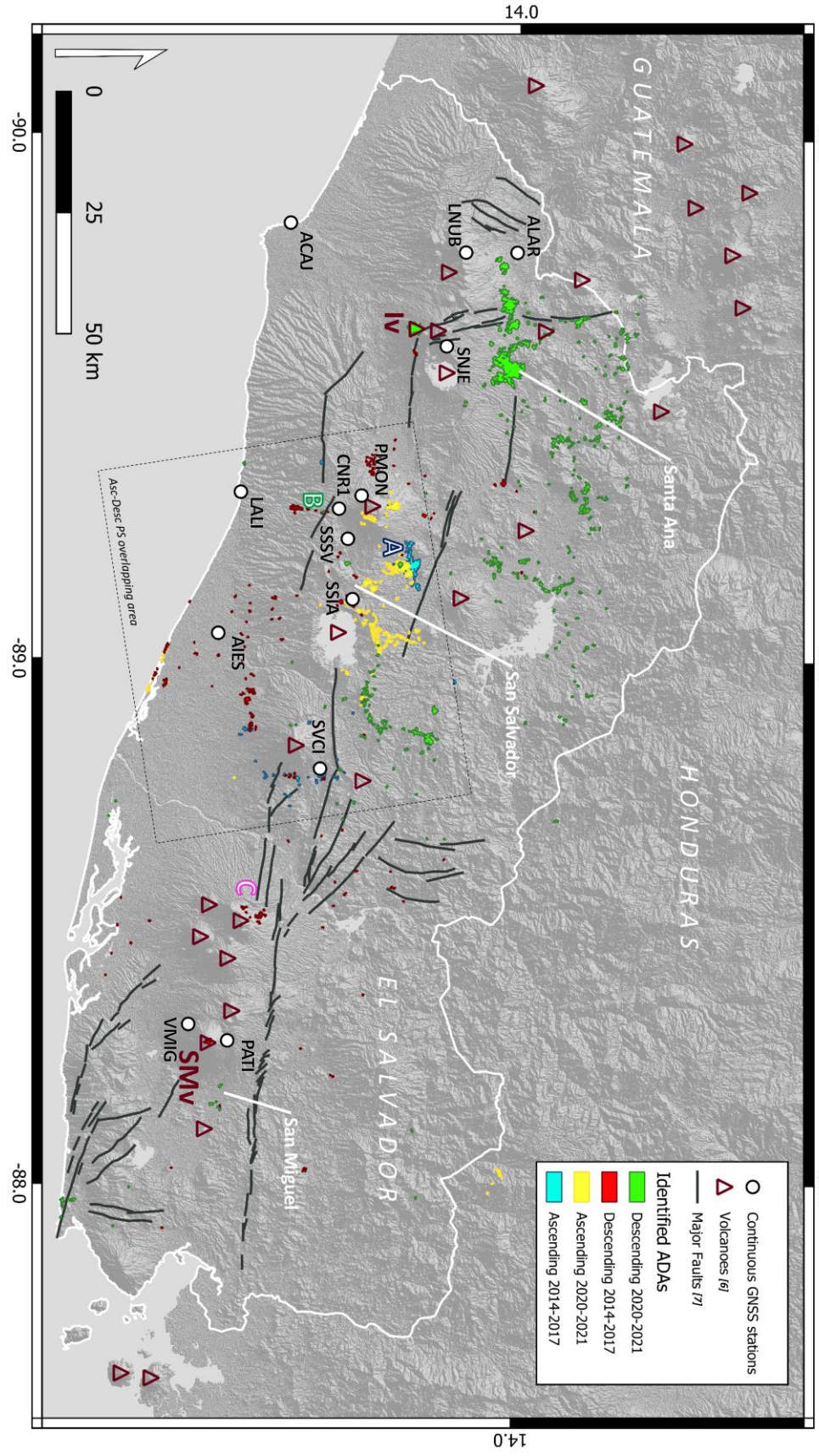


Figura 3.56: ADAs identificadas en El Salvador para los diferentes procesados PSBAS.

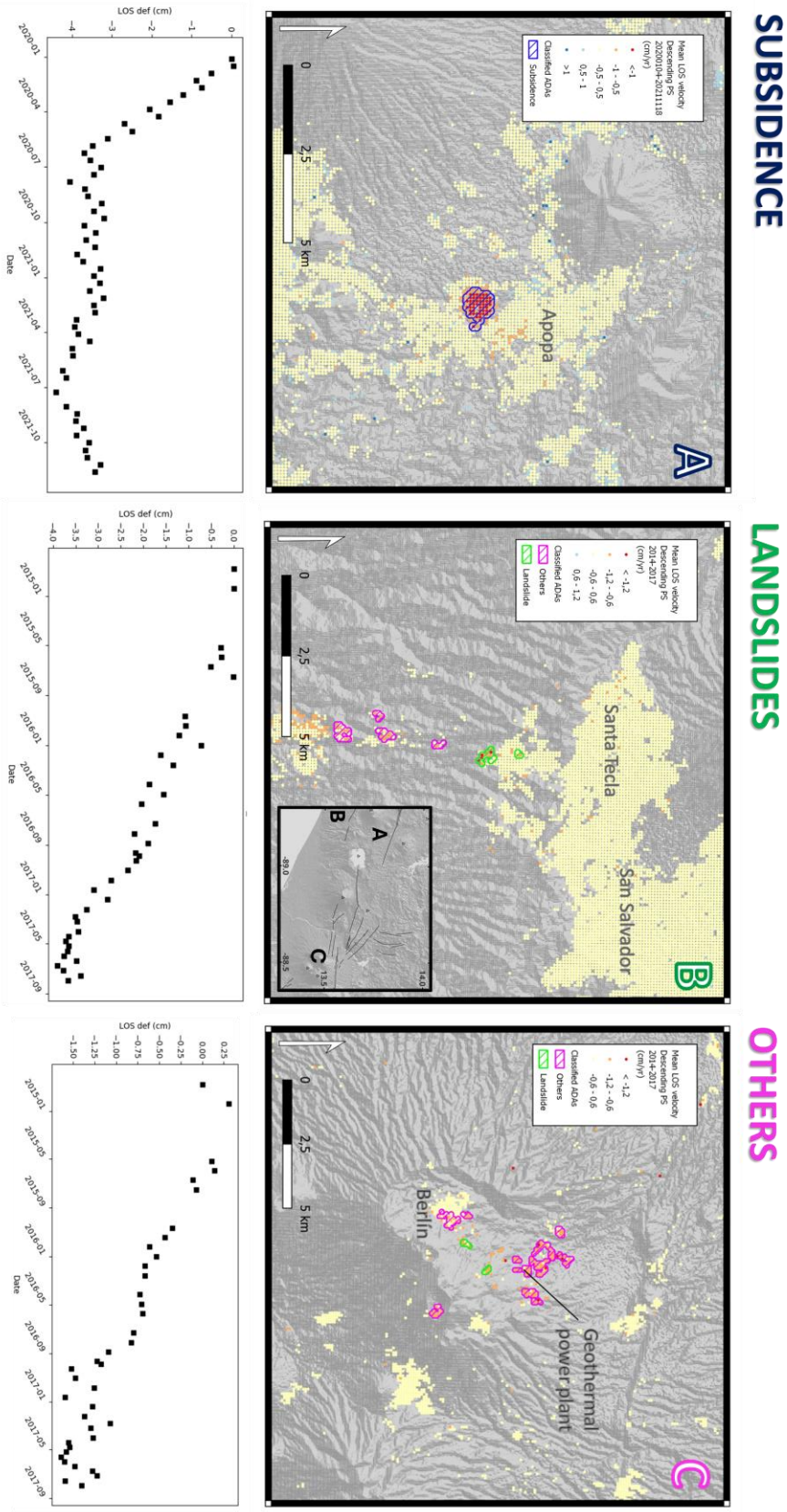


Figura 3.57: Ejemplos de ADAs clasificadas como subsidencia (A), movimientos de ladera (B) y otros (C), con las series temporales LOS correspondientes de puntos dentro de dichas ADAs.

Aunque se encuentran fuera de la zona de clasificación, se ha detectado deformación superficial potencialmente relacionada con la actividad volcánica en los volcanes Izalco, San Miguel y San Salvador en los procesamientos descendentes (Fig. 3.55). La interpretación de esta señal debe ser tomada con cautela, al provenir de un procesamiento no supervisado, pudiendo asumir como deformación señal residual o errores en el procesamiento como errores de desenrollado. En cualquier caso, en los volcanes de San Salvador y San Miguel apenas hay coherencia en el edificio volcánico. Es en el volcán Izalco donde se obtiene mejor coherencia y una señal más clara en el procesado descendente del periodo 2020-2021, presentando un patrón concéntrico de alejamiento del satélite en torno a la cumbre, con un alejamiento máximo de ~3 cm/año en la misma (Fig. 3.58-A). En esta zona no se ha obtenido señal en los procesamientos ascendentes. El MARN no registra actividad volcánica extraordinaria en este periodo, y la sismicidad parece mantenerse en parámetros normales.

El procesado de PSBAS no incluye correcciones atmosféricas. Comparando la velocidad LOS con la topografía, se observa una clara correlación entre los dos datos (Fig. 3.58-B). Esto podría ser indicativo de un residuo atmosférico importante en la señal, correlacionado con la topografía, aunque en volcanes con deformación activa es común observar estos patrones de deformación por contracción o inflación de cámaras magmáticas (Mogi, 1958).

Atendiendo a las series temporales de desplazamiento LOS en la zona de máxima deformación, esto es, la cumbre, se aprecia una posible estacionalidad en la señal (de periodo anual) con algunos saltos que podrían deberse a errores de desenrollado (Fig. 3.58-C). La estación GNSS continua más cercana, SNJE, se encuentra a 7km del cráter del volcán, y a 6km de la zona más cercana en la que se ha obtenido velocidad LOS (Fig. 3.58-A). Las velocidades LOS parecen estabilizarse hacia el sureste del volcán a menos de 5km de distancia de la cumbre (Fig. 3.58-B), por lo que, asumiendo un patrón radial de deformación, dicha estación quedaría fuera de la zona deformada. No obstante, la serie temporal de la componente vertical de SNJE muestra un comportamiento extraño a partir de mediados de 2020 (Fig. 3.58-D), con un salto de unos 20 mm seguido de un hundimiento de unos 40mm adicionales en medio año (hasta 2021). Asumiendo que el movimiento registrado en el volcán Izalco es puramente vertical, se han proyectado las velocidades LOS descendentes de PSBAS al plano vertical. La comparativa de las velocidades verticales en SNJE con GNSS y el Izalco con PSBAS siguen un patrón común, registrándose el mismo hundimiento a mediados de 2020 (Fig. 3.58-D), a pesar de

los ~7km de distancia entre ambos conjuntos de datos. No hay en el catálogo del MARN ningún sismo relevante cercano en esas fechas que explique el salto. Este evento requiere de más investigación en el futuro para esclarecer sus orígenes, entre los que no se descartan el vulcanismo o algún otro evento transitorio como un terremoto lento.

La escasa robustez de los datos y del procesado no permiten sacar conclusiones determinantes sobre si la señal detectada en el volcán Izalco se corresponde con deformación asociada a un proceso volcánico en el periodo 2020-2021. En un trabajo anterior con PSBAS (Carvajal, 2020) se detectó un posible evento en 2018 en el volcán Izalco, pero aquejado de las mismas incertidumbres que las presentadas en este este apartado. Cabe destacar que también se ha detectado deformación similar en el procesado descendente descartado en esta tesis para el periodo 2017-2020. Un procesamiento InSAR específico y riguroso para este periodo y zona sería conveniente para poder determinar con precisión las deformaciones asociadas al volcán Izalco (o al vecino volcán de Santa Ana).

Dado que esta tesis se enfoca en la deformación intersísmica, se ha planteado la hipótesis de que los resultados de PSBAS puedan contener señal tectónica. Observando la Fig. 3.55-B, es posible apreciar un cambio brusco en las velocidades LOS descendentes en el entorno de las fallas de la ESFZ, especialmente en el oeste de El Salvador. Para explorar la posibilidad de que este cambio en las velocidades esté relacionado con el déficit de deslizamiento en las fallas de la ESFZ, se han proyectado las velocidades LOS descendentes de Sentinel-1 en dos perfiles y en cada uno de los periodos analizados (Fig. 3.59). El gradiente de velocidades a ambos lados de la ESFZ parece sobreestimado para el periodo 2020-2021 en los resultados de PSBAS en comparación con el GNSS, especialmente en el oeste del país, donde se detectaba el cambio mayor entre el norte y sur de la falla (perfil aa'-2020-2021). No obstante, las velocidades LOS parecen coincidir relativamente bien en el perfil bb' para el mismo periodo y para el periodo 2017-2020. En cambio, el perfil aa' (periodo 2017-2020) presenta evidencias de residuos atmosféricos correlacionados con la topografía, especialmente en torno al volcán de San Salvador. Las velocidades PSBAS no se ajustan a las velocidades GNSS en este caso.

Pese a la utilidad de procesados automáticos de InSAR para aplicaciones donde la precisión requerida no es muy elevada, PSBAS presenta todavía limitaciones en estudios de deformaciones como la tectónica o la volcánica, que requieren procesados específicos para lidiar con las diferentes fuentes de ruido que afectan a la técnica InSAR.

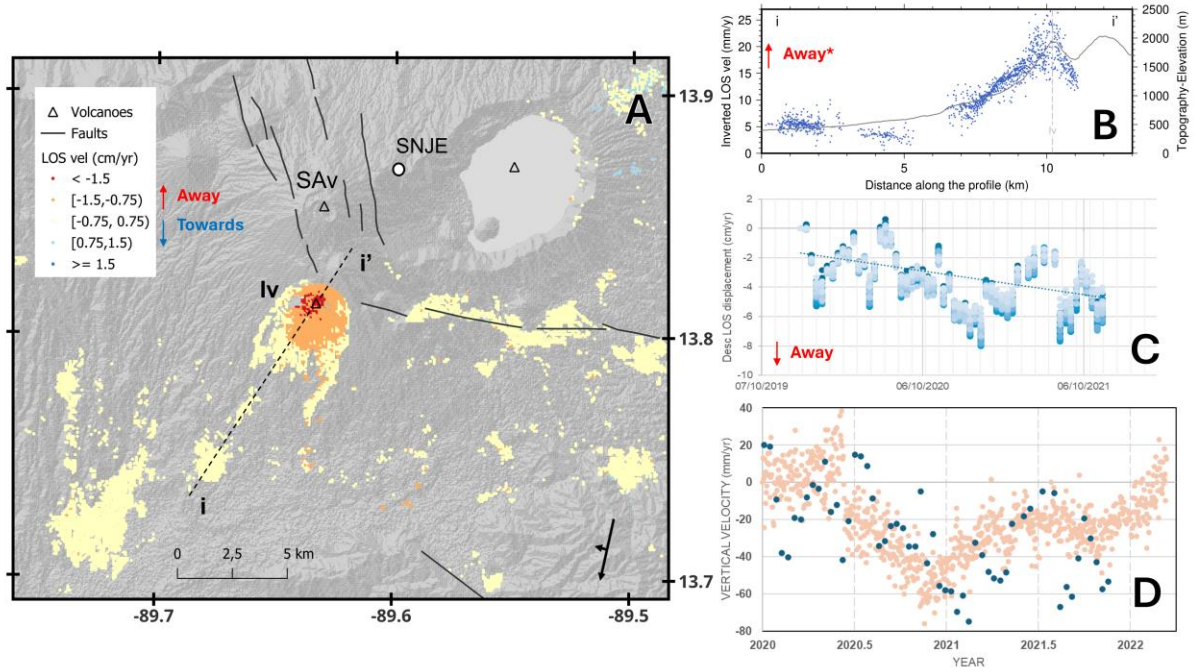


Figura 3.58: Deformación detectada en el entorno del volcán Izalco (Iv) en el procesado descendente de PSBAS, para el periodo 2020-2021.

El subpanel A muestra el mapa de velocidad media LOS, con la localización del perfil i-i' (subpanel B). Los valores negativos indican alejamiento del satélite. SAv hace referencia al volcán de Santa Ana. El círculo blanco muestra la localización de la estación GNSS permanente SNJE. En B se han invertido las velocidades LOS (*) para que sigan la tendencia de la topografía (valores positivos indican alejamiento del satélite). En C se muestra la serie temporal de desplazamiento LOS para un conjunto de 41 puntos en la cumbre del volcán Izalco, ocupando un área de ~500x500 m2. En D se muestra la comparativa de las series temporales en componente vertical de PSBAS en la cumbre del Izalco (puntos azules), asumiendo que toda la velocidad LOS es velocidad vertical, y la componente vertical de la estación GNSS permanente SNJE (puntos rosas).

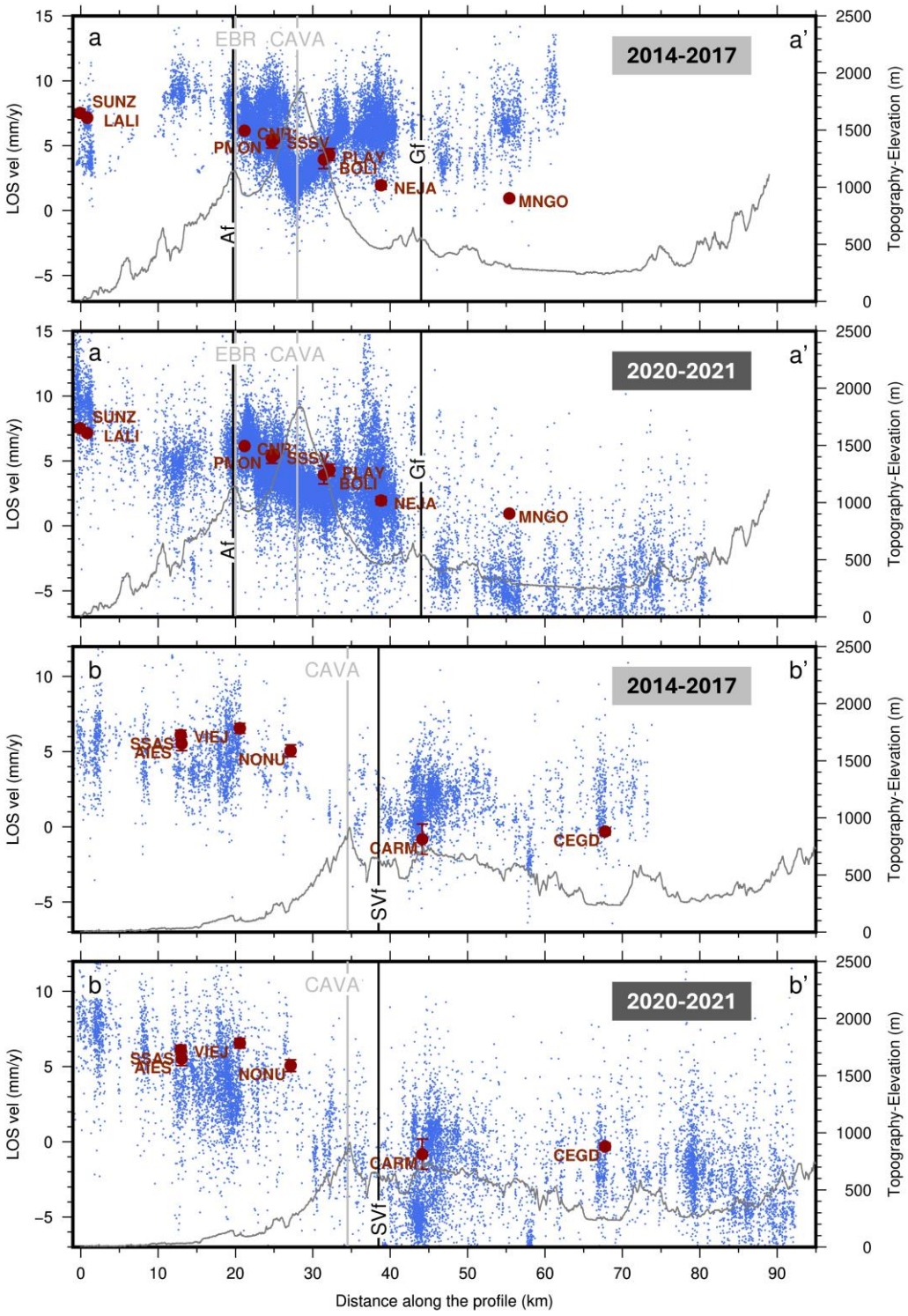


Figura 3.59: Perfiles (aa' y bb') de velocidad LOS descendente resultante de los procesados PSBAS, comprendiendo los dos periodos tratados (2014-2017 y 2020-2021). Véase la Fig. 3.55 para la localización de los perfiles, que coinciden con dos de los perfiles de velocidades ALOS analizados en los apartados anteriores. Los puntos azules muestran las velocidades LOS de Sentinel-1 incluyendo los datos en 10km a cada lado de los perfiles, mientras que los círculos rojos representan las velocidades GNSS horizontales proyectadas a LOS (de las estaciones a menos de 10 km de los perfiles).

3.9. Referencias

Alonso-Henar, J., Álvarez-Gómez, J. A., & Martínez-Díaz, J. J. (2014). Constraints for the recent tectonics of the El Salvador Fault Zone, Central America Volcanic Arc, from morphotectonic analysis. Tectonophysics, 623, 1–13. 10.1016/j.tecto.2014.03.012

Altamimi, Z., Métivier, L., Rebischung, P., Rouby, H., & Collilieux, X. (2017). ITRF2014 plate motion model. Geophysical Journal International, 209(3), 1906–1912. 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. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 121(8), 6109–6131. 10.1002/2016JB013098

Alvarado, D., DeMets, C., Tikoff, B., Hernández, D., Wawrzyniec, T. F., Pullinger, C., Mattioli, G., Turner, H. L., Rodriguez, M., & Correa-Mora, F. (2011). Forearc motion and deformation between El Salvador and Nicaragua: GPS, seismic, structural, and paleomagnetic observations. Lithosphere, 3(1), 3–21. 10.1130/L108.1

Álvarez-Gómez, J. A., Meijer, P. T., Martínez-Díaz, J. J., & Capote, R. (2008). Constraints from finite element modeling on the active tectonics of northern Central America and the Middle America Trench. Tectonics, 27(1)https://doi.org/10.1029/2007TC002162

Álvarez-Gómez, J., Staller, A., Martínez-Díaz, J., Canora, C., Alonso-Henar, J., Insua-Arévalo, J., & Bejar, M. (2019). Push-pull driving of the Central America Forearc in the context of the Cocos-Caribbean-North America triple junction. Scientific Reports, 910.1038/s41598-019-47617-3

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)10.1029/2011GC003751

Authemayou, C., Brocard, G., Teyssier, C., Simon-Labric, T., Guttiérrez, A., Chiquín, E. N., & Morán, S. (2011). The Caribbean–North America–Cocos Triple Junction and the dynamics of the Polochic–Motagua fault systems: Pull-up and zipper models. Tectonics, 30(3)10.1029/2010TC002814

Bagnardi, M., & Hooper, A. (2018). Inversion of Surface Deformation Data for Rapid Estimates of Source Parameters and Uncertainties: A Bayesian Approach. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 19(7), 2194–2211. https://doi.org/10.1029/2018GC007585

Barra, A., Cuevas-González, M., Navarro, J., Béjar-Pizarro, &., M., Ezquerro, P., Bianchini, S., Zezere, J. L., Medici, C., Del Soldato, M., Palamà, R., Shahbazi, S., Mateos, R. M., Poyiadji, E., Alfonso Jorde, D., Crosetto, M., & Monserrat, O. (2024). ADATools: free and user-friendly tools to semiautomatically extract and analyse wide PSI displacement maps. Applications to the European Ground Motion Service (EGMS). . Paper presented at the EGU General Assembly 2024, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-20708

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. 10.1080/00288306.2015.1112817

Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 4(3)10.1029/2001GC000252

Blewitt, G., Hammond, W., & Kreemer, C. (2018). Harnessing the GPS Data Explosion for Interdisciplinary Science. Eos, 9910.1029/2018EO104623

Bommer, J. J., Benito, M. B., Ciudad-Real, M., Lemoine, A., López-Menjívar, M. A., Madariaga, R., Mankelow, J., Méndez de Hasbun, P., Murphy, W., Nieto-Lovo, M., Rodríguez-Pineda, C. E., & Rosa, H. (2002). The El Salvador earthquakes of January and February 2001: context, characteristics and implications for seismic risk. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 22(5), 389–418. 10.1016/S0267-7261(02)00024-6

Bonforte, A., DeMets, C., & Hernandez, D. (2021a). Central America 2014 - El Salvador, Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/GN9B-TV17

Bonforte, A., DeMets, C., & Hernandez, D. (2021b). Central America 2015 - El Salvador, Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/KME4-4W74

Bonforte, A., DeMets, C., & Hernandez, D. (2021c). Central America 2017 - El Salvador, Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/44SZ-QC51

Bonforte, A., DeMets, C., & Hernandez, D. (2021d). Central America 2018 - El Salvador, Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/N1CT-ZC32

Bonforte, A., DeMets, C., & Hernandez, D. (2021e). Central America 2019 - El Salvador, Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/Y655-2P51

Canora, C., Martínez-Díaz, J. J., Villamor, P., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J. A., Pullinger, C., & Capote, R. (2010). Geological and Seismological Analysis of the 13 February 2001 Mw 6.6 El Salvador Earthquake: Evidence for Surface Rupture and Implications for Seismic Hazard. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(6), 2873–2890. 10.1785/0120090377

Canora, C., Martinez-Diaz, J., Villamor, P., Staller, A., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J., Capote, R., & Diaz, M. (2014). Structural evolution of the El Salvador Fault Zone: An evolving fault system within a volcanic arc. Journal of Iberian Geology, 40, 471–488. 10.5209/rev_JIGE.2014.v40.n3.43559

Canora, C., Villamor, P., Martinez-Diaz, J., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J., Capote, R., & Hernández, W. (2012). Paleoseismic analysis of the San Vicente segment of the El Salvador Fault Zone, El Salvador, Central America. Geologica Acta, 10, 103–123. 10.1344/105.000001700

Case, J. E., Holcombe, T. L., & Martin, R. G. (1984). Map of geologic provinces in the Caribbean region. Memoir of the Geological Society of America, 162, 1–30. 10.1130/MEM162-p1

Cavalié, O., Lasserre, C., Doin, M. -., Peltzer, G., Sun, J., Xu, X., & Shen, Z. -. (2008). Measurement of interseismic strain across the Haiyuan fault (Gansu, China), by InSAR. Earth and Planetary Science Letters, 275(3), 246–257. 10.1016/j.epsl.2008.07.057

Chávez-Hernández, J. A., Lazecký, M., Šebesta, J., & Bakoň, M. (2020). Relation between surface dynamics and remote sensor InSAR results over the Metropolitan Area of San Salvador. Natural Hazards, 103(3), 3661–3682. 10.1007/s11069-020-04150-1

Correa-Mora, F., DeMets, C., Alvarado, D., Turner, H. L., Mattioli, G., Hernandez, D., Pullinger, C., Rodriguez, M., & Tenorio, C. (2009). GPS-derived coupling estimates for the Central America subduction zone and volcanic arc faults: El Salvador, Honduras and Nicaragua. Geophysical Journal International, 179(3), 1279–1291. 10.1111/j.1365-246X.2009.04371.x

Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F., & Garcia, M. O. (2005). Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. Geology, 33(12), 989–992. 10.1130/G21992.1

Cosenza-Muralles, A. B., Lasserre, C., DeMets, C., Zan, F. D., Shau, R., Ansari, H., Lyon-Caen, H., Feigl, K., & Parizzi, A. (2022). Large Scale Observations and Modeling of Strain Partitioning in Guatemala from SAR Interferometry.10.1002/essoar.10510185.1

Dach, R., Andritsch, F., Arnold, D., Bertone, S., Fridez, P., Jäggi, A., Jean, Y., Maier, A., Mervart, L., Meyer, U., Orliac, E., Geist, E., Prange, L., Scaramuzza, S., Schaer, S., Sidorov, D., Susnik, A., Villiger, A., Walser, P., & Thaller, D. (2015). Bernese GNSS Software Version 5.210.7892/boris.72297

Dach, R., Schaer, S., Arnold, D., Kalarus, M., Prange, L., Stebler, P., Villiger, A., & Jaeggi, A. (2020). CODE final product series for the

IGS.10.7892/boris.75876.4

DeMets, C. (2004). Central America 2003/2004, UNAVCO, GPS/GNSS Observations Dataset10.7283/T5MG7MKZ

DeMets, C. (2007a). Central America 2006 - El Salvador, UNAVCO, GPS/GNSS Observations Dataset10.7283/T5T151RS

DeMets, C. (2007b). Central America 2006 - Honduras, UNAVCO, GPS/GNSS Observations Dataset10.7283/T5P8491G

DeMets, C. (2008a). Central America 2007 - El Salvador, UNAVCO, GPS/GNSS Observations Dataset10.7283/T5NC5Z91

DeMets, C. (2008b). Central America 2007 - Honduras, UNAVCO, GPS/GNSS Observations Dataset10.7283/T5HM56KP

DeMets, C. (2009). Central America 2008 - El Salvador, UNAVCO, GPS/GNSS Observations Dataset10.7283/T5CV4FVZ

DeMets, C. (2011a). Honduras 2008, UNAVCO, GPS/GNSS Observations Dataset10.7283/T5GM85F9

DeMets, C. (2011b). Honduras 2010, UNAVCO, GPS/GNSS Observations Dataset10.7283/T5736P0K

DeMets, C., & Cosenza-Muralles, B. (2021a). Central America 2015 - Guatemala, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Dataset10.7283/M1GB-4J08

DeMets, C., & Cosenza-Muralles, B. (2021b). Central America 2018 - Guatemala, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Dataset10.7283/M1GB-4J08

DeMets, C., & Hernandez, D. (2021a). Central America 2017 - El Salvador, UW Madison, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/367P-D036

DeMets, C., & Hernandez, D. (2021b). Central America 2018 - El Salvador, UW Madison, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/C8C4-DM76

DeMets, C., & Hernandez, D. (2021c). Central America 2019 - El Salvador, UW Madison, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/1V4H-TS38

DeMets, C., & Hernandez, D. (2021d). Central America 2020 - El Salvador, UW Madison, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/JT7P-J838

DeMets, C., & Hernandez, D. (2021e). Central America Semi-Continuous El Salvador 2014, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/TDK4-9W32

DeMets, C., & Hernandez, D. (2021f). Central America Semi-Continuous El Salvador 2015, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/S748-H417

DeMets, C., & Hernandez, D. (2021g). Central America Semi-Continuous El Salvador 2016, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/NASK-WF45

DeMets, C., & Hernandez, D. (2021h). Central America Semi-Continuous El Salvador 2017, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/YJX1-HH63

DeMets, C., & Hernandez, D. (2021i). Central America Semi-Continuous El Salvador 2018, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/FG4T-4G31

DeMets, C., & Hernandez, D. (2021j). Central America Semi-Continuous El Salvador 2019, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/JK0C-0442

DeMets, C., & Hernandez, D. (2021k). Central America Semi-Continuous El Salvador 2020, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/8X6F-HT76

DeMets, C., & Hernandez, D. (2021l). Central America Semi-Continuous El Salvador 2021, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/XCQ2-DQ45

DeMets, C., & Tikoff, B. (2015a). Central America 2009 - El Salvador, UNAVCO, GPS/GNSS Observations Dataset10.7283/T58P5XT1

DeMets, C., & Tikoff, B. (2015b). Central America 2010 - El Salvador, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/T54X5633

DeMets, C., & Tikoff, B. (2015c). Central America 2012 - El Salvador, UNAVCO, GPS/GNSS Observations Dataset10.7283/T56Q1VHC

DeMets, C., & Tikoff, B. (2015d). Central America 2012 - Guatemala, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/T52Z13TG

DeMets, C., & Tikoff, B. (2015e). Central America 2013 - El Salvador, UNAVCO, GPS/GNSS Observations Dataset10.7283/T5Z60MCZ

DeMets, C., & Tikoff, B. (2015f). Central America 2013 - Guatemala, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/T5TH8K0H

DeMets, C., & Tikoff, B. (2015g). Central America 2013 - Honduras, UNAVCO, GPS/GNSS Observations Dataset10.7283/T5PR7T97

DeMets, C., & Tikoff, B. (2015h). Central America 2014 - El Salvador, UW Madison, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/T5K072K6

Dixon, T. H. (2001). Nicaragua 2001, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/T5JQ0Z5V

Dixon, T. H. (2004). Nicaragua 2003, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/T5DZ06FH

Doin, M. P., Lasserre, C., Peltzer, G., Cavalié, O., & Doubre, C. (2009). Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry: Validation with global atmospheric models. Journal of Applied Geophysics, 69(1), 35–50. 10.1016/j.jappgeo.2009.03.010

Ebmeier, S. K., Biggs, J., Mather, T. A., & Amelung, F. (2013). On the lack of InSAR observations of magmatic deformation at Central American volcanoes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118(5), 2571–2585. https://doi.org/10.1002/jgrb.50195

Ellis, A., DeMets, C., Briole, P., Cosenza, B., Flores, O., Graham, S. E., Guzmán-Speziale, M., Hernández, D., Kostoglodov, V., LaFemina, P., Lord, N., Lasserre, C., Lyon-Caen, H., Rodriguez Maradiaga, M., McCaffrey, R., Molina, E., Rivera, J., Rogers, R., & Staller, A. (2018). GPS constraints on deformation in northern Central America from 1999 to 2017, Part 1 – Time-dependent modelling of large regional earthquakes and their post-seismic

effects. Geophysical Journal International, 214(3), 2177–2194. 10.1093/gji/ggy249

Ellis, A., DeMets, C., McCaffrey, R., Briole, P., Cosenza Muralles, B., Flores, O., Guzmán-Speziale, M., Hernández, D., Kostoglodov, V., LaFemina, P., Lord, N., Lasserre, C., Lyon-Caen, H., Rodriguez Maradiaga, M., Molina, E., Rivera, J., Rogers, R., Staller, A., & Tikoff, B. (2019). GPS constraints on deformation in northern Central America from 1999 to 2017, Part 2: Block rotations and fault slip rates, fault locking and distributed deformation. Geophysical Journal International, 218(2), 729–754. 10.1093/gji/ggz173

Ezquerro, P., Tomás, R., Béjar-Pizarro, M., Fernández-Merodo, J. A., Guardiola-Albert, C., Staller, A., Sánchez-Sobrino, J. A., & Herrera, G. (2020). Improving multi-technique monitoring using Sentinel-1 and Cosmo-SkyMed data and upgrading groundwater model capabilities. Science of the Total Environment, 703, 134757. 10.1016/j.scitotenv.2019.134757

Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., & Alsdorf, D. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. Reviews of Geophysics, 45(2)10.1029/2005RG000183

Fattahi, H., Simons, M., & Agram, P. (2017). InSAR Time-Series Estimation of the Ionospheric Phase Delay: An Extension of the Split Range-Spectrum Technique. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 55(10), 5984–5996. 10.1109/TGRS.2017.2718566

Franco, A., Lasserre, C., Lyon-Caen, H., Kostoglodov, V., Molina, E., Guzman-Speziale, M., Monterosso, D., Robles, V., Figueroa, C., Amaya, W., Barrier, E., Chiquin, L., Moran, S., Flores, O., Romero, J., Santiago, J. A., Manea, M., & Manea, V. C. (2012). Fault kinematics in northern Central America and coupling along the subduction interface of the Cocos Plate, from GPS data in Chiapas (Mexico), Guatemala and El Salvador. Geophysical Journal International, 189(3), 1223–1236. 10.1111/j.1365-246X.2012.05390.x

García-Rodríguez, M. J., & Malpica, J. (2010). Assessment of earthquake-triggered landslide susceptibility in El Salvador based on an Artificial Neural Network model. Natural Hazards and Earth System Sciences, 1010.5194/nhess-10-1307-2010

Garibaldi, N., Tikoff, B., & Hernández, W. (2016). Neotectonic deformation within an extensional stepover in El Salvador magmatic arc, Central America: Implication for the interaction of arc magmatism and deformation. Tectonophysics, 693, 327–339. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.015

Garnier, B., Tikoff, B., Flores, O., Jicha, B., DeMets, C., Cosenza-Muralles, B., Hernandez, D., Marroquin, G., Mixco, L., & Hernandez, W. (2020). An integrated structural and GPS study of the Jalpatagua fault, southeastern Guatemala. Geosphere, 17(1), 201–225. 10.1130/GES02243.1

Garnier, B., Tikoff, B., Flores, O., Jicha, B., DeMets, C., Cosenza-Muralles, B., Hernandez, W., & Greene, D. (2022). Deformation in Western Guatemala Associated With the NAFCA (North America-Central American Forearc-Caribbean) Triple Junction: Neotectonic Strain Localization Into the Guatemala City Graben. Tectonics, 41(2), e2021TC006739. 10.1029/2021TC006739

GEBCO Compilation Group. (2020). GEBCO 2020 Grid10.5285/a29c5465-b138-234d-e053-6c86abc040b9

Geirsson, H., LaFemina, P. C., DeMets, C., Hernandez, D. A., Mattioli, G. S., Rogers, R., Rodriguez, M., Marroquin, G., & Tenorio, V. (2015). The 2012 August 27 Mw7.3 El Salvador earthquake: expression of weak coupling on the Middle America subduction zone. Geophysical Journal International, 202(3), 1677–1689. 10.1093/gji/ggv244

Global Volcanism Program. (2024). [Database] Volcanoes of the World (v. 5.2.1; 3 Jul 2024). Distributed by Smithsonian Institution, compiled by Venzke, E.https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW5-2024.5.2

Goudarzi, M. A., Cocard, M., & Santerre, R. (2014). EPC: Matlab software to estimate Euler pole parameters. GPS Solutions, 18(1), 153–162. 10.1007/s10291-013-0354-4

Hamling, I. J., Wright, T. J., Hreinsdóttir, S., & Wallace, L. M. (2022). A Snapshot of New Zealand's Dynamic Deformation Field From Envisat InSAR and GNSS Observations Between 2003 and 2011. Geophysical Research Letters, 49(2), e2021GL096465. https://doi.org/10.1029/2021GL096465

Hayes, G. P., Wald, D. J., & Johnson, R. L. (2012). Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 11710.1029/2011JB008524

Hayes, H., Moore, M., Portner, P., Hearne, H., Flamme, F., Furtney, F., & Smoczyk, S. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. Science, 362(6410), 58–61. 10.1126/science.aat4723

Higgins, M., La Femina, P. C., Saballos, A. J., Geirsson, H., Strauch, W., Malservisi, R., & Mattioli, G. (2024). The Geodetic Signature of Bookshelf Faulting in Nicaragua. Tectonics, 43(5), e2023TC008101. 10.1029/2023TC008101

Higgins, M., La Femina, P. C., Saballos, A. J., Ouertani, S., Fischer, K. M., Geirsson, H., Strauch, W., Mattioli, G., & Malservisi, R. (2022). Cascading Hazards in a Migrating Forearc-Arc System: Earthquake and Eruption Triggering in Nicaragua. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 127(12), e2022JB024899. 10.1029/2022JB024899

Hreinsdottir, S. (2005). Coseismic deformation of the 2001 El Salvador and 2002 Denali fault earthquakes from GPS geodetic measurements Available from ProQuest Dissertations & Theses Global. (305023407).

International Monetary Fund. (2024). World Economic Outlook. https://www.imf.org/external/datamapper/LP@WEO/OEMDC/ADVEC/WEOWORLD

ISC. (2023). International Seismological Centre, On-line Bulletinhttps://doi.org/10.31905/D808B830

JAXA. (2021). AW3D30

Jibson, R., Crone, A., Harp, E., Baum, R., Major, J., Pullinger, C., Escobar, C., Martínez, M., & Smith, M. (2004). Landslides triggered by the 13 January and 13 February 2001 earthquakes in El Salvador. (pp. 69–88)10.1130/0-8137-2375-2.69

Jolivet, R., & Frank, W. B. (2020). The Transient and Intermittent Nature of Slow Slip. AGU Advances, 1(1), e2019AV000126. 10.1029/2019AV000126

Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M. -., & Peltzer, G. (2011). Systematic InSAR atmospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT, 3810.1029/2011GL048757

Kobayashi, D., LaFemina, P., Geirsson, H., Chichaco, E., Abrego, A. A., Mora, H., & Camacho, E. (2014). Kinematics of the western Caribbean: Collision of the Cocos Ridge and upper plate deformation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 15(5), 1671–1683. https://doi.org/10.1002/2014GC005234

Kowalski, Z., Graniczny, M., Przyłucka, M., Šebesta, J., & Chavez, A. (2017). Vertical ground motions of the San Salvador metropolitan area (AMSS) seen at the ALOS InSAR data [Abstract]. https://fringe2017.esa.int/page_session238.php

LaFemina, P. C., Dixon, T. H., & Strauch, W. (2002). Bookshelf faulting in Nicaragua. Geology, 30(8), 751–754. 10.1130/0091-7613(2002)030

LaFemina, P. (2013a). Nicaragua 2010 - October 2010, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/T54J0C4X

LaFemina, P. (2013b). Nicaragua 2011 - May 2011, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/T5NK3C25

LaFemina, P. (2013c). Nicaragua 2012, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/T5KD1W9D

LaFemina, P., Dixon, T. H., Govers, R., Norabuena, E., Turner, H., Saballos, A., Mattioli, G., Protti, M., & Strauch, W. (2009). Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 10(5)https://doi.org/10.1029/2008GC002181

LaFemina, P., & Saballos, A. (2013a). Nicaragua 2013 - January 2013, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/T5Q52N14

LaFemina, P., & Saballos, A. (2013b). Nicaragua 2013 - March 2013, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/T59W0CWS

Lazecký, M., Spaans, K., González, P. J., Maghsoudi, Y., Morishita, Y., Albino, F., Elliott, J., Greenall, N., Hatton, E., Hooper, A., Juncu, D., McDougall, A., Walters, R. J., Watson, C. S., Weiss, J. R., & Wright, T. J. (2020). LiCSAR: An Automatic InSAR Tool for Measuring and Monitoring Tectonic and Volcanic Activity. Remote Sensing, 12(15)10.3390/rs12152430

Legrand, D., Marroquín, G., DeMets, C., Mixco, L., García, A., Villalobos, M., Ferrés, D., Gutiérrez, E., Escobar, D., Torres, R., & Hernández, D. (2020). Active deformation in the San Salvador extensional stepover, El Salvador from an analysis of the April–May 2017 earthquake sequence and GPS data. Journal of South American Earth Sciences, 104, 102854. 10.1016/j.jsames.2020.102854

Lemrabet, L. (2022). Apport et spécificités des mesures d'interférométrie radar à l'échelle continentale : cas d'étude des déformations actuelles du plateau tibétain oriental Available from http://www.theses.fr/2022LYO10154 http://www.theses.fr/2022LYO10154/document

Lemrabet, L., Doin, M., Lasserre, C., & Durand, P. (2023). Referencing of Continental-Scale InSAR-Derived Velocity Fields: Case Study of the Eastern Tibetan Plateau. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 128(7), e2022JB026251. 10.1029/2022JB026251

Loveless, J. P., & Meade, B. J. (2016). Two decades of spatiotemporal variations in subduction zone coupling offshore Japan. Earth and Planetary Science Letters, 436, 19–30. 10.1016/j.epsl.2015.12.033

Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., & Francis, O. (2006). Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. Ocean Dynamics, 56(5), 394–415. 10.1007/s10236-006-0086-x

Lyon-Caen, H., Barrier, E., Lasserre, C., Franco, A., Arzu, I., Chiquin, L., Chiquin, M., Duquesnoy, T., Flores, O., Galicia, O., Luna, J., Molina, E., Porras, O., Requena, J., Robles, V., Romero, J., & Wolf, R. (2006). Kinematics of the North American–Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. Geophysical Research Letters, 33(19)https://doi.org/10.1029/2006GL027694

Lyon-Caen, H., & Lasserre, C. (2021). Central America 2006 Guatemala French, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/JH5V-EM18

Lyon-Caen, H., Lasserre, C., & Barrier, E. (2021a). Central America 1999 Guatemala French, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/KN35-C459

Lyon-Caen, H., Lasserre, C., & Barrier, E. (2021b). Central America 2003 Guatemala French, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/JCX7-H633

Manunta, M., De Luca, C., Zinno, I., Casu, F., Manzo, M., Bonano, M., Fusco, A., Pepe, A., Onorato, G., Berardino, P., De Martino, P., & Lanari, R. (2019). The Parallel SBAS Approach for Sentinel-1 Interferometric Wide Swath Deformation Time-Series Generation: Algorithm Description and Products Quality Assessment. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 57(9), 6259–6281. 10.1109/TGRS.2019.2904912

Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Staller, A., Alonso-Henar, J., Canora, C., Insúa-Arévalo, J. M., Tsige, M., Villamor, P., Herrero-Barbero, P., Hernández-Moreno, C., Hernández, W., Hernández, D., Marroquín, G., & Mixco, L. (2021). Active faults of El Salvador. Journal of South American Earth Sciences, 105, 103038. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103038

Martinez-Diaz, J., Álvarez-Gómez, J., Benito, B., & Hernandez, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. Geology, 32, 65–68. 10.1130/G20089.1

Maubant, L., Radiguet, M., Pathier, E., Doin, M., Cotte, N., Kazachkina, E., & Kostoglodov, V. (2022). Interseismic coupling along the Mexican subduction zone seen by InSAR and GNSS. Earth and Planetary Science Letters, 586, 117534. 10.1016/j.epsl.2022.117534

McCaffrey, R. (2009). Time-dependent inversion of three-component continuous GPS for steady and transient sources in northern Cascadia. Geophysical Research Letters, 36(7)10.1029/2008GL036784

Mogi, K. (1958). Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surfaces around them: Bulletin of the Earthquake Research Institute, v. 36.

Morishita, Y., Lazecky, M., Wright, T. J., Weiss, J. R., Elliott, J. R., & Hooper, A. (2020). LiCSBAS: An Open-Source InSAR Time Series Analysis Package Integrated with the LiCSAR Automated Sentinel-1 InSAR Processor. Remote Sensing, 12(3)10.3390/rs12030424

Navarro, J. A., Tomás, R., Barra, A., Pagán, J. I., Reyes-Carmona, C., Solari, L., Vinielles, J. L., Falco, S., & Crosetto, M. (2020). ADAtools: Automatic Detection and Classification of Active Deformation Areas from PSI Displacement Maps. ISPRS International Journal of Geo-Information, 9(10)10.3390/ijgi9100584

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bulletin of the Seismological Society of America, 75(4), 1135–1154. 10.1785/BSSA0750041135

Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Ortega-Obregon, C., Elías-Herrera, M., Martens, U., Morán-Ical, S., Chiquín, M., Keppie, J., León, R., & Schaaf, P. (2010). The Maya-Chortís Boundary: A Tectonostratigraphic Approach. International Geology Review, 4910.2747/0020-6814.49.11.996

Plafker, G. (1976). Tectonic aspects of the guatemala earthquake of 4 february 1976. Science (New York, N.Y.), 193(4259), 1201–1208. 10.1126/science.193.4259.1201

Portela, J., Staller, A., Béjar-Pizarro, M., Hamling, I. J., & Hernández, D. (2024). Tectonic deformation in El Salvador from combined InSAR and GNSS data. Tectonophysics, , 230364. 10.1016/j.tecto.2024.230364

Pousse Beltran, L., Pathier, E., Jouanne, F., Vassallo, R., Reinoza, C., Audemard, F., Doin, M. P., & Volat, M. (2016). Spatial and temporal variations in creep rate along the El Pilar fault at the Caribbean-South American plate boundary (Venezuela), from InSAR. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 121(11), 8276–8296. 10.1002/2016JB013121

Pritchard, M. E., Biggs, J., Wauthier, C., Sansosti, E., Arnold, D. W. D., Delgado, F., Ebmeier, S. K., Henderson, S. T., Stephens, K., Cooper, C., Wnuk, K., Amelung, F., Aguilar, V., Mothes, P., Macedo, O., Lara, L. E., Poland, M. P.,

& Zoffoli, S. (2018). Towards coordinated regional multi-satellite InSAR volcano observations: results from the Latin America pilot project. Journal of Applied Volcanology, 7(1), 5. 10.1186/s13617-018-0074-0

Rodríguez, M., DeMets, C., Rogers, R., Tenorio, C., & Hernandez, D. (2009). A GPS and modelling study of deformation in northern Central America. Geophysical Journal International, 178(3), 1733–1754. 10.1111/j.1365-246X.2009.04251.x

Sandwell, D., Mellors, R., Tong, X., Wei, M., & Wessel, P. (2011). Open radar interferometry software for mapping surface Deformation. Eos, Transactions American Geophysical Union, 92(28), 234. 10.1029/2011EO280002

Santamaría-Gómez, A. (2019). SARI: interactive GNSS position time series analysis software. GPS Solutions, 23(2), 52. 10.1007/s10291-019-0846-y

Savage, J. C., & Burford, R. O. (1973). Geodetic determination of relative plate motion in central California. Journal of Geophysical Research, 78(5), 832–845.

Scharroo, R., & Visser, P. (1998). Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites. Journal of Geophysical Research: Oceans, 103, 8113–8127. 10.1029/97JC03179

Schiek, C. G., Hurtado, J. M., Velasco, A. A., Buckley, S. M., & Escobar, D. (2008). Determining Volcanic Deformation at San Miguel Volcano, El Salvador by Integrating Radar Interferometry and Seismic Analyses. Paper presented at the , 2008 U51A–0018. https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2008AGUFM.U51A0018S

Schmid, R., Dach, R., Collilieux, X., Jäggi, A., Schmitz, M., & Dilssner, F. (2016). Absolute IGS antenna phase center model igs08.atx: status and potential improvements. Journal of Geodesy, 90, 343–364. 10.1007/s00190-015-0876-3

Shen, Z., Wang, M., Zeng, Y., & Wang, F. (2015). Optimal Interpolation of Spatially Discretized Geodetic Data. Bulletin of the Seismological Society of America, 105(4), 2117–2127. 10.1785/0120140247

Shen, Z., Jackson, D. D., & Kagan, Y. Y. (2007). Implications of Geodetic Strain Rate for Future Earthquakes, with a Five-Year Forecast of M5 Earthquakes in Southern California. Seismological Research Letters, 78(1), 116–120. 10.1785/gssrl.78.1.116

Snay, R., Saleh, J., Dennis, M., DeMets, C., & Mora-Páez, H. (2021). Expanding TRANS4D's Scope to Include 3D Crustal Velocity Estimates for a Neighborhood of the Caribbean Plate. Journal of Surveying Engineering, 147(4), 04021025. 10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000377

Staller, A. (2014). Modelización de las deformaciones corticales en El Salvador (Centroamérica) mediante la integración de datos geodésicos (GPS), geológicos y sismológicos. Unpublished manuscript. https://oa.upm.es/29172/

Staller, A., Álvarez-Gómez, J., Martinez-Diaz, J., & Benito, B. (2016a). Present day kinematics of El Salvador Fault Zone

Staller, A., Diaz, M., & Hernandez, D. (2021a). Central America 2007 - El Salvador, Spain ZFESNET, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/Z7XC-WJ45

Staller, A., Diaz, M., & Hernandez, D. (2021b). Central America 2008 - El Salvador, Spain ZFESNET, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/M7K6-6S77

Staller, A., Diaz, M., & Hernandez, D. (2021c). Central America 2010 - El Salvador, Spain ZFESNET, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/FJBD-H988

Staller, A., Diaz, M., & Hernandez, D. (2021d). Central America 2012 - El Salvador, Spain ZFESNET, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/VSRR-S929

Staller, A., Diaz, M., & Hernandez, D. (2021e). Central America 2017 - El Salvador, Spain ZFESNET, GAGE Facility, GPS/GNSS Observations Datasethttps://doi.org/10.7283/4J0W-5990

Staller, A., Martínez-Díaz, J. J., Benito, B., Alonso-Henar, J., Hernández, D., Hernández-Rey, R., & Díaz, M. (2016b). Present-day crustal deformation

along the El Salvador Fault Zone from ZFESNet GPS network. Tectonophysics, 670, 66–81. 10.1016/j.tecto.2015.12.017

Staller, A., Martinez-Diaz, J., Benito, B., Hernandez, D., Díaz, M., Pullinger, C., Demets, C., Canora, C., Álvarez-Gómez, J., & Bejar, M. (2008). Red GPS "ZFESNET" para el estudio de la evolución del ciclo sísmico de deformaciones y esfuerzos asociado a la Zona de Falla de El Salvador. GPS network to study the evolution of the seismic cycle of stress and strain associated to the El Salvador Fault Zone.10

Styron, R., Garcia-Pelaez, J., & Pagani, M. (2020). CCAF-DB: the Caribbean and Central American active fault database. Natural Hazards and Earth System Sciences, 20(3), 831–857. 10.5194/nhess-20-831-2020

Twardzik, C., Vergnolle, M., Sladen, A., & Avallone, A. (2019). Unravelling the contribution of early postseismic deformation using sub-daily GNSS positioning. Scientific Reports, 9(1), 1775. 10.1038/s41598-019-39038-z

Voss, N. K., Malservisi, R., Dixon, T. H., & Protti, M. (2017). Slow slip events in the early part of the earthquake cycle. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 122(8), 6773–6786. 10.1002/2016JB013741

Wang, H., & Wright, T. (2012). Satellite geodetic imaging reveals internal deformation of western Tibet. Geophysical Research Letters, 39, 7303. 10.1029/2012GL051222

Wang, H., Wright, T. J., Yu, Y., Lin, H., Jiang, L., Li, C., & Qiu, G. (2012). InSAR reveals coastal subsidence in the Pearl River Delta, China. Geophysical Journal International, 191(3), 1119–1128. 10.1111/j.1365-246X.2012.05687.x

Weinberg, R. F. (1992). Neotectonic development of western Nicaragua. Tectonics, 11(5), 1010–1017. 10.1029/92TC00859

White, R. A. (1991). Tectonic implications of upper-crustal seismicity in Central America. In D. B. Slemmons, E. R. Engdahl, M. D. Zoback & D. D. Blackwell (Eds.), Neotectonics of North America (pp. 0). Geological Society of America. 10.1130/DNAG-CSMS-NEO.323

Xu, X., & Sandwell, D. T. (2020). Toward Absolute Phase Change Recovery With InSAR: Correcting for Earth Tides and Phase Unwrapping Ambiguities. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 58(1), 726–733. 10.1109/TGRS.2019.2940207

Yu, C., Penna, N. T., & Li, Z. (2020). Ocean Tide Loading Effects on InSAR Observations Over Wide Regions. Geophysical Research Letters, 47(15), e2020GL088184. 10.1029/2020GL088184

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: Solid Earth, 102, 18035–18055. 10.1029/97JB01380

CAPÍTULO 4: LAS BÉTICAS ORIENTALES

4. Las Béticas Orientales

En este capítulo se desarrollan los datos, metodología específica y resultados obtenidos en la presente tesis acerca de la modelización cinemática de fallas en las Béticas Orientales a partir de técnicas geodésicas. Se analiza con más detalle la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO), la cual es referida por sus siglas en inglés, EBSZ (Eastern Betic Shear Zone), por coherencia con las figuras. El capítulo se halla en vías de publicación, estando actualmente en la fase de revisión: Portela et al. (en revisión).

El capítulo comienza con una introducción acerca de los estudios previos en la región (apartado 4.1) y del contexto sismo-tectónico de las Béticas Orientales (apartado 4.2). En el apartado 4.3 se explican los orígenes y características de los datos geodésicos brutos de partida, posteriormente procesados y empleados en los cálculos y análisis. En el apartado 4.4 se aborda la metodología específica seguida en este capítulo (cabe recordar que lo relativo a información básica de las técnicas y los métodos empleados se trata en el capítulo 2). El apartado 4.5 se centra en el análisis del campo de velocidades GNSS obtenido, el cual resulta el punto de partida para el campo tasa de deformación (4.6) y el modelado cinemático (4.7). El capítulo continúa con una sección (4.8) dedicada a discutir las implicaciones de los resultados para la cinemática regional. Finalmente, se ha incluido un apartado (4.9) en el que se describe el potencial del empleo de la técnica InSAR para estudios tectónicos en las Béticas Orientales, así como las pruebas realizadas en esta tesis al respecto.

4.1. Antecedentes

La cordillera Bética Oriental, ubicada en el sudeste de España, representa una de las regiones con mayor actividad sísmica en la península ibérica. La Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO o EBSZ, por sus siglas en inglés, Eastern Betic Shear Zone) comprende el principal sistema de fallas activas en la zona y podría estar acomodando hasta un tercio de los 5-6 mm/año de convergencia entre las placas de Nubia y Eurasia en Iberia (por ejemplo, Borque et al., 2019; Koulali et al., 2011; Palano et al., 2015; Serpeloni et al., 2007; Vernant et al., 2010). En la

zona han ocurrido terremotos históricos con magnitudes Mw≥6 (IGN), lo que evidencia su alto potencial sísmico, a pesar de la moderada sismicidad registrada. Se han sugerido posibles efectos de triggering (disparo) entre grandes terremotos históricos (Yazdi et al., 2023). Recientemente, la falla de Alhama de Murcia fue responsable del terremoto de Lorca de 2011, de magnitud Mw 5.2 (Martínez-Díaz et al., 2012b), el evento más destructivo del último siglo en España.

El Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS, por sus siglas en inglés) se ha utilizado consistentemente durante las últimas décadas para determinar la deformación de la corteza y los patrones de estrés con el fin de caracterizar el comportamiento de las fallas y evaluar el riesgo sísmico (por ejemplo, Segall y Davis, 1997; Shen et al., 2007). Las tendencias actuales en el procesamiento GNSS para estudios de la deformación de la superficie se enfocan en grandes redes a nivel continental, que incluyen miles de estaciones (por ejemplo, Kreemer et al., 2020; Piña-Valdés et al., 2022; Serpelloni et al., 2022). Sin embargo, estos modelos tienden a suavizar los campos de velocidad (por ejemplo, Piña-Valdés et al., 2022), lo cual puede sesgar las tasas de deformación en áreas con movimientos lentos, como las Béticas Orientales, donde las fallas más activas presentan tasas de desplazamiento del orden de 1 mm/año (por ejemplo, Borque et al., 2019). Además, en los últimos años se han publicado varios estudios regionales que cubren redes GNSS en la región del Mediterráneo y el sur de Iberia (Devoti et al., 2017; Garate et al., 2015; Palano et al., 2015; Pérez-Peña et al., 2010; Sparacino et al., 2020; Vernant et al., 2010). Algunos de ellos incluyen modelos cinemáticos de bloques elásticos para explicar la deformación superficial medida (Asensio et al., 2014; Koulali et al., 2011; Vernant et al., 2010). No obstante, estos estudios se centran en patrones de deformación regionales más amplios, en lugar de en el comportamiento de fallas individuales. El único estudio a partir de datos SAR en la región para determinar deformación intersísmica en fallas del entorno de la ciudad de Granada (Sousa et al., 2014) ha sido infructuoso.

A lo largo de la EBSZ, se han realizado algunos estudios GNSS locales en las últimas décadas. Echeverria et al. (2013) proporcionan la primera tasa de deslizamiento geodésica para las fallas de Alhama de Murcia y Palomares (~1.5 mm/año entre ambas fallas combinadas), basada en observaciones en la red GNSS CuaTeNeo. Además, se estima una tasa máxima de deslizamiento lateral izquierdo de ~1.3 mm/año para la falla de Carboneras (Echeverria et al., 2015), en el extremo sur de la EBSZ. Borque et al. (2019) se enfocan en las fallas más septentrionales de la EBSZ, determinando tasas de deslizamiento para la falla del Bajo Segura

(0.2-0.7 mm/año) y el segmento norte de la falla de Crevillente (0.4-0.7 mm/año). Junto con los resultados geodésicos, se han realizado varios estudios paleosísmicos y geológicos en las principales fallas de la EBSZ para determinar su estructura y tasa de deslizamiento a largo plazo (por ejemplo, Gómez-Novell et al., 2022; Herrero-Barbero et al., 2020; Martín-Banda et al., 2016; Martínez-Díaz et al., 2012a; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012).

A pesar del progreso, muchos aspectos siguen siendo inciertos, como la distribución del deslizamiento entre las fallas de Alhama de Murcia (AMf) y Palomares (Pf), el comportamiento de los segmentos central y septentrional de la AMf, así como la cinemática de la falla de Carrascoy (Cf) y otras fallas en la región. Además, se han empleado muy pocas estaciones GNSS para determinar las tasas de deslizamiento publicadas y no se han construido modelos locales de bloques elásticos centrados en las fallas de la EBSZ. Por lo tanto, existe una falta de información precisa sobre la distribución actual de la deformación en la EBSZ. Con el objetivo de cerrar esta brecha, se estableció en 2016 la red de monitoreo GeoActiva, que comprende estaciones GNSS episódicas y continuas, abarcando el área central de la EBSZ (ver apartado 4.3. para más detalles). Se presentan aquí los primeros resultados derivados de más de siete años de observaciones en las estaciones episódicas y continuas de la red GeoActiva (Staller et al., 2022) y otras redes GNSS públicas en la zona. Derivamos un campo de velocidad GNSS actualizado para las Béticas Orientales, que alimenta un modelo local cinemático de bloques elásticos. Estos resultados son cruciales para mejorar la evaluación del riesgo sísmico en la región.

4.2. Contexto sismo-tectónico

La convergencia entre las placas de Nubia y Eurasia en el Mediterráneo occidental da lugar a una amplia zona de deformación entre el norte de África e Iberia. Se estima que la tasa de convergencia NNO-SSE en la región del Mar de Alborán es de 5-6 mm/año (DeMets et al., 2015). Esta convergencia genera un patrón de deformación muy complejo, que se traduce en un régimen compresivo asociado con un acortamiento NNO-SSE en las cordilleras Béticas (España), del Rif (Marruecos) y del Tell (Argelia), así como en una extensión E-O en la Cuenca de Alborán y las Béticas centrales. Esto conduce también a un régimen transtensional entre España y Marruecos (Koulali et al., 2011; Serpelloni et al., 2007). Hacia el este, parece que

la mayor parte de la convergencia se acomoda en el norte de África (norte de Argelia), aunque parte de la deformación se transfiere hacia el norte. Serpelloni et al. (2007) sugieren que entre 1.6 y 2.7 ±0.6 mm/año se acomodan al norte de Argelia, a través de la Cuenca Algero-Balear y en el sureste de Iberia (las Béticas Orientales). Algunos estudios (por ejemplo, Coppier et al., 1989; Palano et al., 2015) proponen que un bloque oceánico ubicado entre Argelia y las Béticas Orientales actúa como un indentador, transfiriendo parcialmente la convergencia Nubia-Eurasia hacia estas últimas.

Una de las principales estructuras que acomoda esta deformación en Iberia es la Zona de Cizalla Bética Oriental (EBSZ), un conjunto de fallas de desgarre sinestral e inversas, que se extiende unos 250 km a través del sureste de Iberia en dirección NE-SO, cruzando las Zonas Internas de la Cordillera Bética (ver Fig. 4.1). La zona de cizalla continúa hacia el sur en el Mar de Alborán, donde se conecta con la cordillera del Rif en el norte de Marruecos a través de la Zona de Cizalla Trans-Alborán (De Larouzière et al., 1988). La EBSZ podría estar acomodando entre 1 y 3 mm/año de la convergencia Nubia-Eurasia, distribuida en fallas con bajas tasas de deslizamiento de alrededor de ~1 mm/año (Echeverria et al., 2013). Las principales fallas dentro del sistema son, de norte a sur, la Falla de Crevillente (Crf en Fig. 4.1), la Falla del Bajo Segura (BSf), la Falla de Carrascoy (Cf), la Falla de Alhama de Murcia (AMf), la Falla de Palomares (Pf) y la Falla de Carboneras (Caf). Estas fallas presentan una cinemática de deslizamiento lateral izquierdo y de tipo inverso, coherente con el acortamiento NNO-SSE dominante impulsado por la convergencia Nubia-Eurasia.

La EBSZ se caracteriza por una actividad sísmica instrumental de baja a moderada, con magnitudes típicamente inferiores a Mw 5.5 (Fig. 4.2). La mayor parte de la sismicidad se genera en la corteza a profundidades someras de menos de 20 km (Sánchez-Roldán et al., 2021). No hay registros instrumentales (desde la década de 1920) de terremotos corticales con una magnitud superior a Mw 5.2 relacionados con la EBSZ. Sin embargo, la evidencia histórica y paleosísmica apunta a la ocurrencia de grandes terremotos con magnitudes estimadas superiores a Mw 6 en la zona, asociados con las principales fallas dentro de la EBSZ (IGN; Martínez-Díaz et al., 2019; Yazdi et al., 2023).

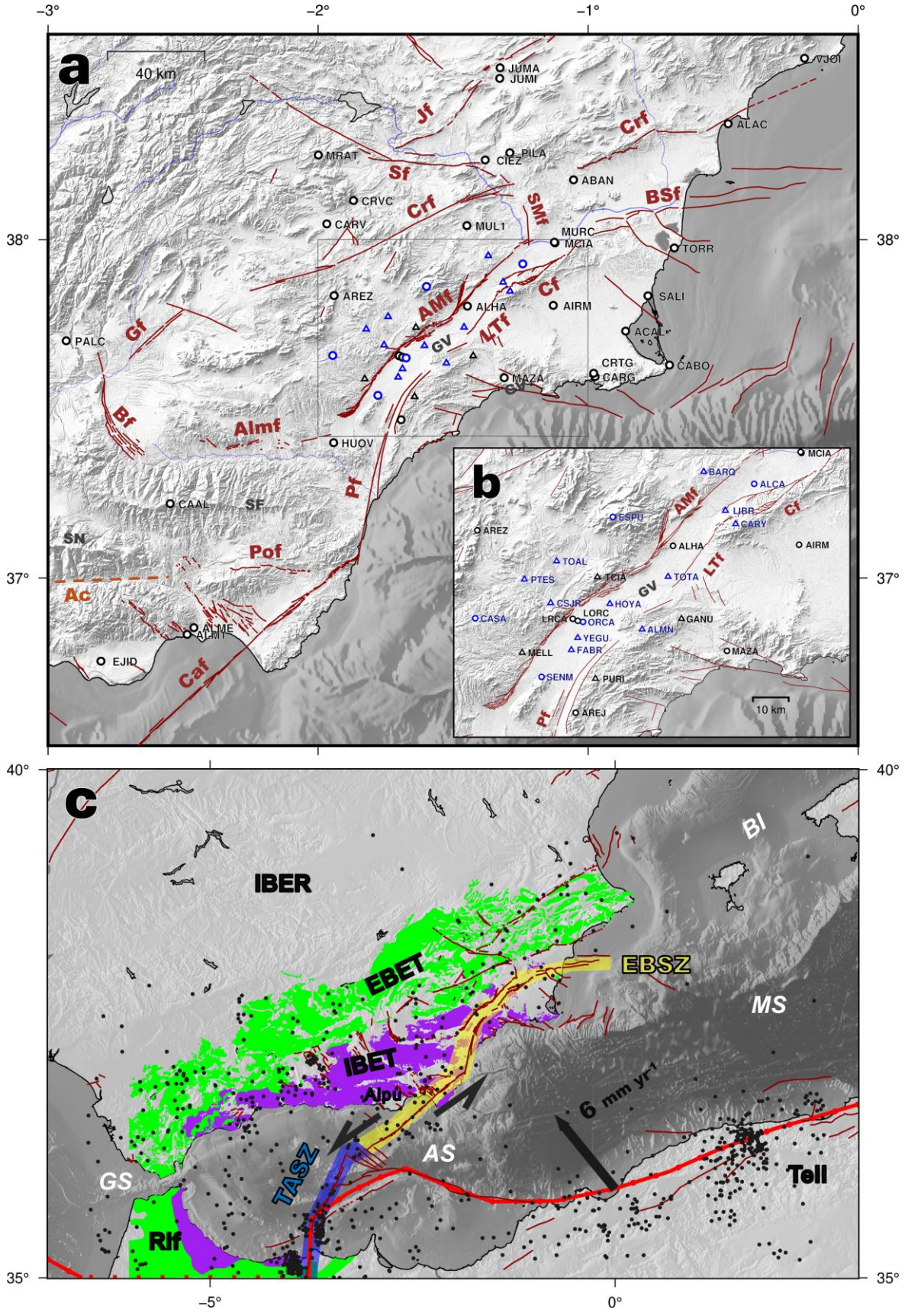


Figura 4.1: Contexto sismotectónico de las Béticas Orientales y ubicación de las estaciones GNSS.

El panel a muestra la ubicación de las estaciones GNSS continuas (círculos) y episódicas (triángulos) utilizadas en este estudio, con la red Geoactiva destacada en azul. El rectángulo muestra la extensión del panel b. Las fallas de la Base de Datos de Fallas Activas Cuaternarias de Iberia (QAFI) (IGME, 2022) se muestran como líneas rojas oscuras: AMf – (falla de) Alhama de Murcia, Almf – Almanzora, Bf – Baza, BSf – Bajo Segura, Cf – Carrascoy, Caf – Carboneras, Crf – Crevillente, G – Galera, Jf – Jumilla, LTf – Los Tollos, Pf – Palomares, Pof – Polopos, Sf – Socovos, SMf –Segura Medio. La línea naranja discontinua muestra la ubicación aproximada del corredor de las Alpujarras (Ac). Se muestran otras características geográficas: GV - Valle del Guadalentín, SF – Sierra de los Filabres, SN – Sierra Nevada. El panel b muestra las principales características tectónicas de la región. Las Zonas Externas (EBET) e Internas (IBET) de las Béticas están sombreadas en verde y morado, respectivamente. Otras características tectónicas se nombran en negro: ALPU (Alpujarras), IBER (Iberia), Rif, Tell. Los sistemas de fallas de la Zona de Cizalla Bética Oriental (EBSZ) y la Zona de Cizalla Trans-Alborán (TASZ) se destacan en amarillo y azul, respectivamente. El límite de placas según Bird et al. (2003) se muestra en rojo claro, mientras que las fallas QAFI se muestran en rojo oscuro. La flecha gris muestra la dirección de la convergencia de las placas Nubia (NUBI) – Eurasia (EURA) (DeMets et al., 2015). Los puntos grises indican los epicentros de terremotos con Mw≥4 (IGN). Ver Fig. 4.2 para una distribución más detallada de la sismicidad. Otras características geográficas: AS – Mar de Alborán, BI – Islas Baleares, MS – Mar Mediterráneo, GS – Estrecho de Gibraltar.

La falla de Alhama de Murcia (AMf en Fig. 4.1) parece ser la responsable de varios eventos sísmicos importantes recientes, como los de 1579, 1674 (Mw6.0), 1818, 1855, 1911 (Ms 5.7) y el terremoto Mw 5.2 de Lorca de 2011 (Martínez-Díaz et al., 2019). Este último representa el terremoto más dañino en las últimas décadas en España, a pesar de su magnitud relativamente baja, ya que causó nueve muertes y daños extensos en la ciudad de Lorca, con pérdidas económicas que ascienden hasta los 1000 M € (Martínez-Cuevas y Gaspar-Escribano, 2016). El terremoto fracturó un área de 4 por 5 km de la falla AMf y podría haber adelantado entre 200 y 1000 años el ciclo sísmico de los segmentos adyacentes (Martínez-Díaz et al., 2012b). Herrero-Barbero et al. (2020) estiman tasas de deslizamiento a largo plazo para la terminación norte de la AMf que varían entre 0.32 mm/año y 0.05 mm/año. Más recientemente, Gómez-Novell et al. (2022) estiman una tasa de deslizamiento neta de 1.35-1.64 mm/año en la parte central de la AMf. Las tasas de deslizamiento geodésicas publicadas son consistentes con este valor, con una estimación combinada de 1.5 mm/año para la AMf y Pf (Echeverria et al., 2013).

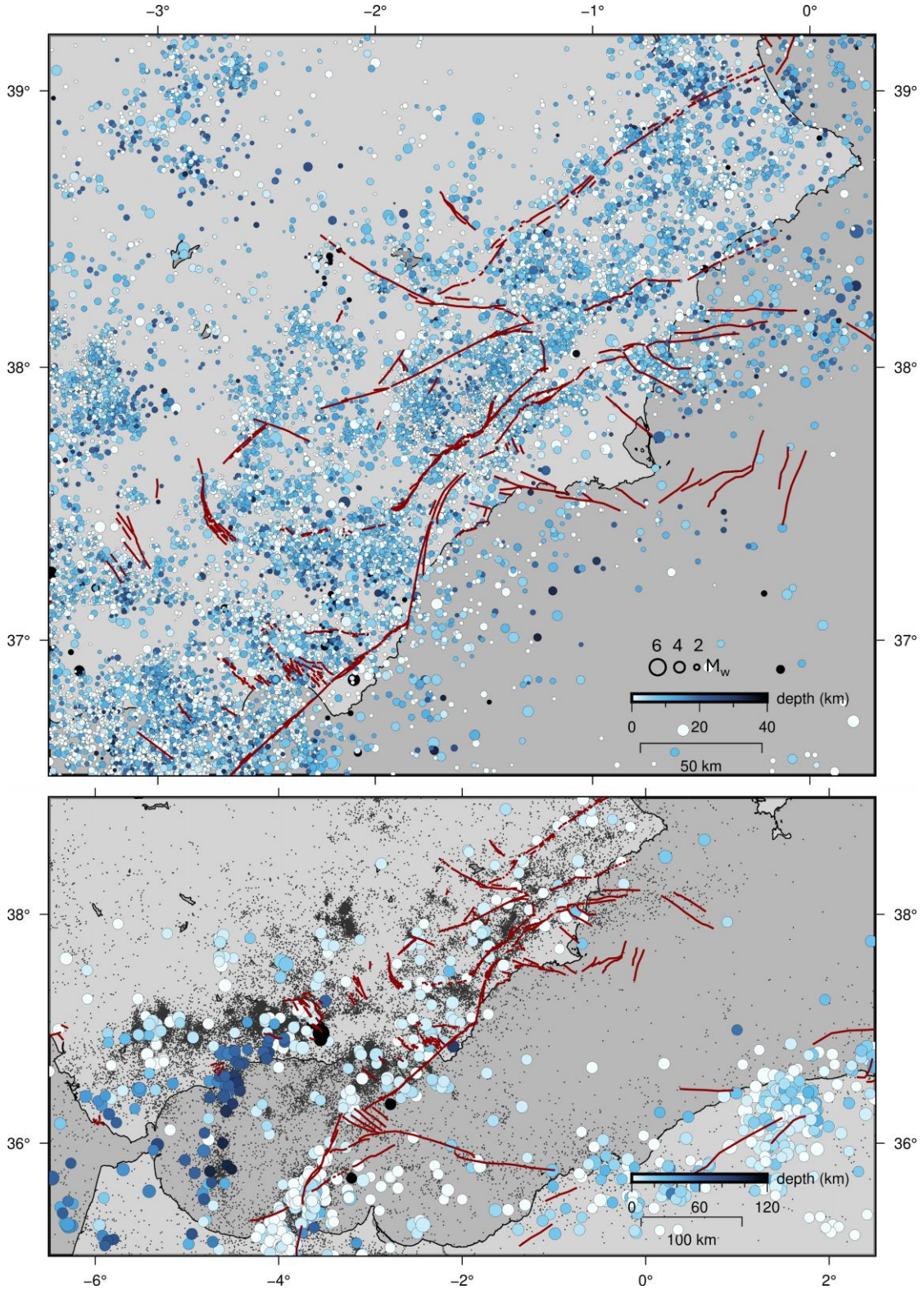


Figura 4.2: Sismicidad (círculos) en las Béticas Orientales (arriba) y en la región de Iberia-Magreb (abajo).

El color representa la profundidad del hipocentro y el tamaño es proporcional a la magnitud (Mw). En la región de Iberia-Magreb, los terremotos con Mw<4 se muestran como puntos negros. Las líneas rojas muestran las principales fallas

Además de las principales fallas de desgarre (e inversas) NE-SO de la EBSZ, existen fallas menores normales y de desgarre con dirección NW-SE a NE-SO, asociadas con terremotos moderados que recientemente han causado daños considerables (Rodríguez-Escudero et al., 2014): Adra Mw 5.0 (1993-94), Bullas Mw 5.0 (2002) y La Paca Mw 4.8 (2005).

4.3. Datos

La red de monitoreo GeoActiva (Staller et al., 2022) se estableció por primera vez en 2016, y actualmente consta de 16 estaciones GNSS (5 estaciones continuas y 11 estaciones episódicas), la mayoría de las cuales han estado activas durante más de seis años (Tabla 4.1). Su ubicación fue seleccionada en función de las otras redes continuas y episódicas existentes en la zona, las trazas de fallas y su cinemática conocida (ver Fig. 4.1). El objetivo de las tres estaciones episódicas FABR, HOYA y YEGU, y de la estación continua ORCA, instaladas en colaboración con el Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC), es estudiar la subsidencia del Alto Guadalentín, más que la tectónica regional. Esta área muestra uno de los procesos de subsidencia más rápidos de Europa, alcanzando tasas de desplazamiento vertical superiores a 10 cm/año (por ejemplo, Fernández-Merodo et al., 2021).

La presente tesis se centra principalmente en la EBSZ. Sin embargo, se extiende el procesamiento GNSS al sureste de Iberia y al norte de Marruecos para obtener una comprensión más amplia de la tectónica regional. Por lo tanto, se han procesado las observaciones de las siguientes redes GNSS desde 1998 hasta junio de 2023:

1. Todas las estaciones continuas y episódicas de la red GeoActiva.
2. Las estaciones episódicas GANU, MELL, PURI y TCIA, pertenecientes a la red CuaTeNeo, que se ha revisitado en los últimos años.
3. Algunas de las estaciones episódicas de la red IGN – REGENTE en las Béticas Orientales, que también fueron revisitadas en 2016 y 2021, aunque posteriormente descartadas.
4. Todas las estaciones continuas en el sur de Iberia, las Islas Baleares y el norte de África pertenecientes a redes públicas nacionales y subnacionales:

a. ERGNSS (Red Geodésica Nacional de Estaciones de Referencia GNSS), Instituto Geográfico Nacional-IGN (https://www.ign.es/web/gl/gds-gnss-estaciones-permanentes).

b. ERVA (Red Geodésica de Estaciones de Referencia de Valencia), Generalitat Valenciana (https://icv.gva.es/es/web/icv-erva/inicio).

c. MERISTEMUM (Consejería de Agua, Agricultura y Medio Ambiente de la Región de Murcia), ahora integrada en la red REGAM.

d. RAP (Red Andaluza de Posicionamiento), Junta de Andalucía (https://www.juntadeandalucia.es/institutodeestadisticaycartografia/rap/nodos).

e. REGAM (Red Geodésica Activa de Murcia), Consejería de Fomento e Infraestructuras de la Región de Murcia (https://sitmurcia.carm.es/regam-presentacion).

f. RENEP (Rede Nacional de Estações Permanentes GNSS), Direção-Geral do Território (https://renep.dgterritorio.gov.pt/).

5. Todas las estaciones continuas en el sur de Iberia y el norte de Marruecos pertenecientes al proyecto Topoiberia (Garate et al., 2015).

6. Todas las estaciones disponibles pertenecientes a UNAVCO en el norte de Marruecos (https://www.unavco.org/data/gps-gnss/gps-gnss.html).

7. Estaciones continuas distribuidas por Europa y el norte de África pertenecientes a las redes internacionales EPN-EUREF (Bruyninx et al., 2019, https://epncb.oma.be/) e IGS (International GNSS Service) a través de CDDIS (Noll, 2010; https://cddis.nasa.gov/). Estas estaciones se han seleccionado para ajustar nuestras soluciones al marco ITRF2014 (Altamimi et al., 2016). Véase su distribución en la Fig. 4.3.

En total, se han procesado 173 estaciones GNSS entre 1998 y 2023. Los datos relacionados con todas las estaciones (ubicación, red de monitoreo, periodo de observaciones…) se pueden consultar en el Anexo B, (Tabla B2.1). Los ficheros diarios (y/o horarios) RINEX de las redes mencionadas, se encuentran disponibles en las direcciones proporcionadas.

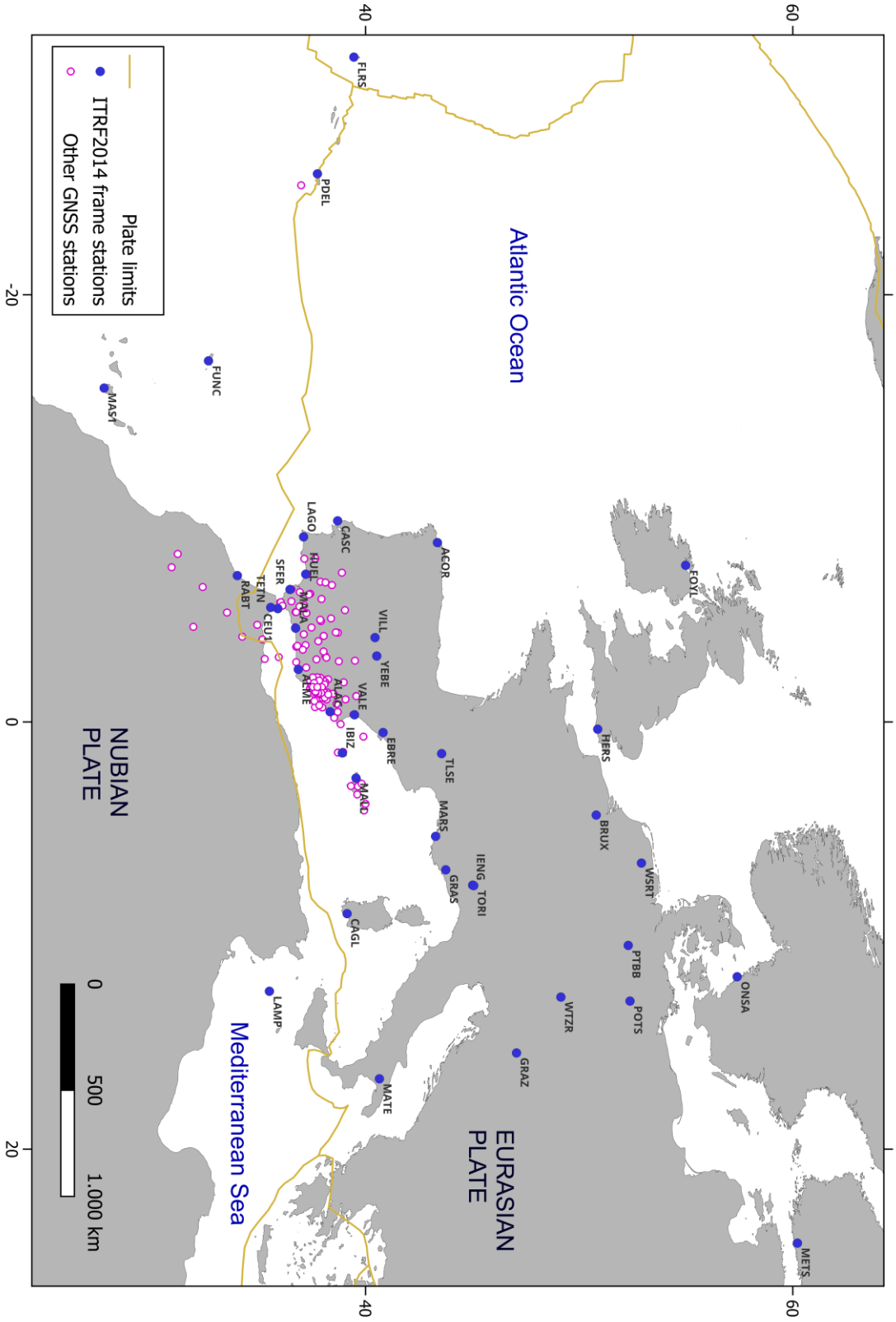


Figura 4.3: Estaciones GNSS procesadas en Europa y el norte de África. Se destacan (con círculos azules y etiquetadas con su nombre) las estaciones pertenecientes a la red del marco ITRF2014 (Altamimi et al., 2016). Límites de placas según Bird (2003).

Tabla 4.1: Datos de la red Geoactiva.
Se incluyen sus coordenadas (lat, lon, h), tipo de observación (continuas-cont o episódicas-camp), número de días de observación (#days obs.), periodo de tiempo observado (time span), y una x marcando los años en los que se realizaron observaciones (de forma continua para las estaciones cont.).

		Coord			Length		Observed years										
Acronym	**Type**	**lat (º)**	**lon (º)**	**h (m)**	**#days obs.**	**Time span** (years)	**2011**	**2012**	…	**2016**	**2017**	**2018**	**2019**	**2020**	**2021**	**2022**	**2023** 1st
ALCA	cont	37.93	-1.24	132.3	1393	4.0							x	x	x	x	x
CASA	cont	37.66	-1.95	1021.3	241	1.7									x	x	x
ESPU	cont	37.86	-1.60	1614.8	1342	12.0	x	x					x	x	x	x	x
ORCA[1]	cont	37.65	-1.67	361.6	1752	7.4				x				x	x	x	x
SENM	cont	37.54	-1.78	554.5	2484	7.1				x	x	x	x	x	x	x	x
ALMN	camp	37.64	-1.52	573.4	12	7.3				x	x		x		x		x
BARQ	camp	37.95	-1.37	419.0	14	7.3				x	x		x		x	x	x
CARY	camp	37.85	-1.29	931.9	17	7.3				x	x		x		x		x
CSJR	camp*	37.69	-1.76	422.9	438	7.4				x	x		x		x	x	x
FABR[1]	camp	37.60	-1.70	350.8	8	5.4				x	x		x		x		
HOYA[1]	camp	37.69	-1.61	320.1	15	7.3				x	x		x		x		x
LIBR	camp	37.87	-1.31	213.9	19	7.3				x	x		x		x	x	x
PTES	camp*	37.74	-1.82	553.7	413	7.4				x	x		x		x	x	x
TOAL	camp	37.77	-1.74	600.6	9	5.1					x		x		x	x	
TOTA	camp	37.74	-1.46	256.4	17	7.1				x	x		x		x		x
YEGU[1]	camp	37.62	-1.69	344.1	12	7.3				x	x		x		x		x

4.4. Metodología específica

En este apartado se desarrolla la metodología seguida para obtener el campo de velocidades intersísmicas GNSS en las Béticas Orientales, el campo de deformación tectónica y los modelos cinemáticos de bloques. Un resumen gráfico se presenta en el Fig. 4.4. Con respecto a las tentativas de estudio InSAR en las Béticas Orientales, véase el apartado respectivo (4.9) para la explicación de la metodología seguida.

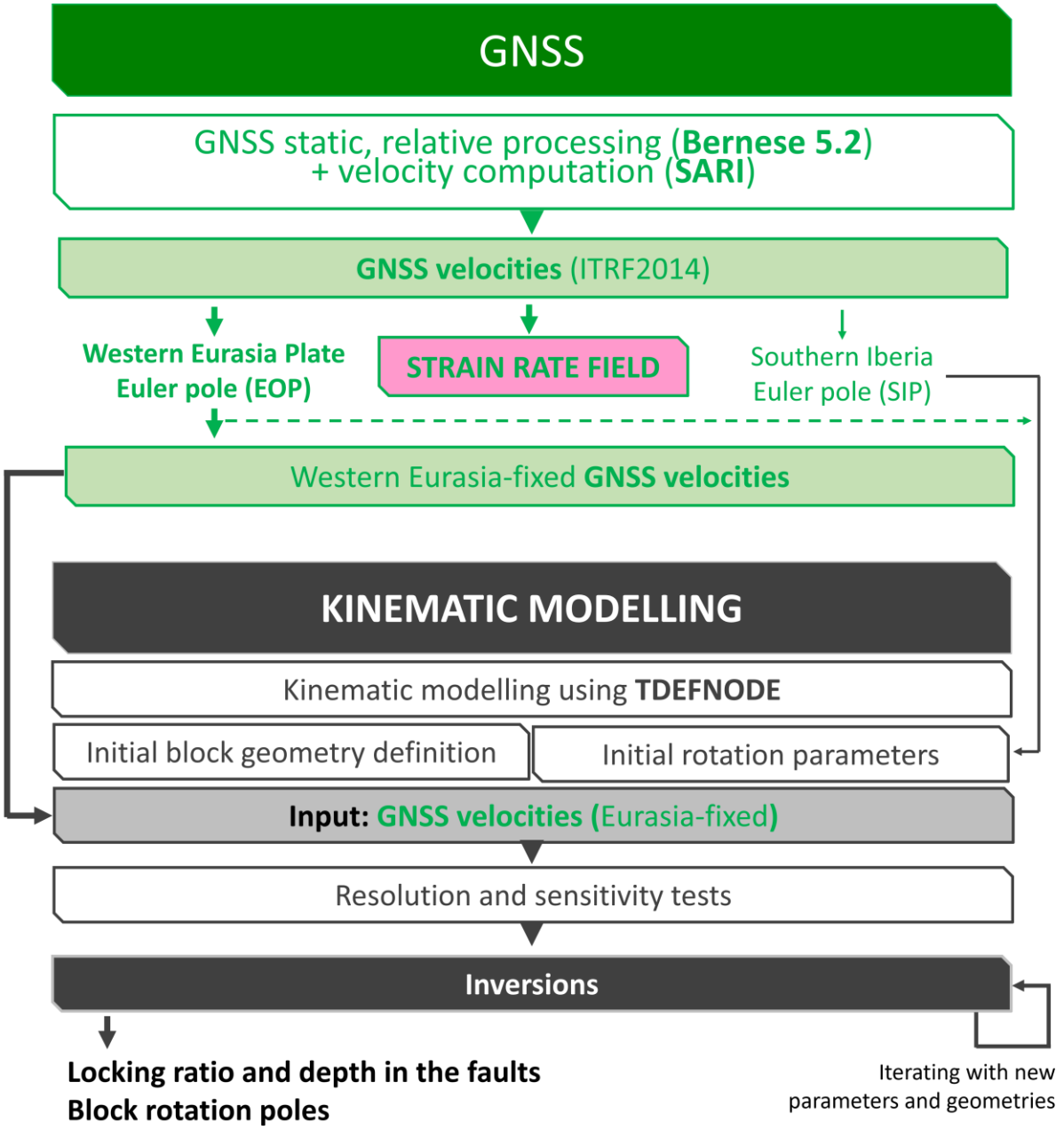


Figura 4.4: Esquema de la metodología seguida en el Capítulo 4.
Se excluyen los estudios adicionales InSAR, los cuales se desarrollan en el apartado 4.9.

4.4.1. Procesamiento de observaciones GNSS

Las observaciones GNSS (ficheros RINEX diarios) se han procesado siguiendo un enfoque tradicional estático, relativo y de dobles diferencias, utilizando el software Bernese 5.2 (Dach et al., 2015). Se han empleado los productos finales del Centro de Determinación de Órbitas en Europa, CODE (Dach et al., 2020): efemérides precisas, parámetros de orientación terrestre, información de relojes, modelos de

ionosfera y troposfera, y sesgos diferenciales de código (P1-P2 y P1-C1) para satélites y receptores. Además, se han incorporado correcciones absolutas para los centros de fase de las antenas (Schmid et al., 2016) y correcciones de carga de marea oceánica derivadas del modelo FES2004 (Lyard et al., 2006). Se han obtenido soluciones diarias de posicionamiento (y sus incertidumbres), ligadas al marco de referencia ITRF2014 (Altamimi et al., 2016) a través de una transformación Helmert sin traslación neta utilizando 42 estaciones de referencia (ver Fig. 4.3).

4.4.2. Determinación del campo de velocidades

Se emplea el software SARI (Santamaría-Gómez, 2019) para estimar la velocidad de cada componente (e,n,u) en cada estación GNSS y evaluar el ruido relacionado con las series temporales. Se estima una tendencia lineal en cada componente de cada serie temporal mediante un ajuste de mínimos cuadrados ponderados. Se ajusta asimismo una función sinusoidal periódica (con periodos semestrales y/o anuales) en las series continuas, y se realiza una corrección de los saltos (offset), originados tanto por terremotos como por otras causas. Se eliminan los valores atípicos (outliers) de la serie temporal cuando los residuos con respecto al modelo ajustado superan los ~4 mm en la componente horizontal y ~10 mm en la componente vertical. En algunas estaciones que muestran comportamientos no lineales (como las de la zona de subsidencia del valle del Guadalentín), se ajusta una tendencia polinómica. No se detectan decaimientos postsísmicos significativos en las series temporales de las estaciones activas próximas al área de ruptura del terremoto de Lorca de 2011 (es decir, LORC y LRCA), después de la corrección del desplazamiento cosísmico. No obstante, esas estaciones están fuertemente afectadas por la subsidencia del valle del Guadalentín y muestran un comportamiento no lineal.

Las incertidumbres en las tendencias de las series temporales GNSS suelen subestimarse (véase, por ejemplo, Mao et al., 1999). Para compensar este hecho, en cada serie temporal de estaciones continuas (en cada componente e,n,u) se ha ajustado un modelo de ruido de ley de potencia con el software SARI, permitiendo evaluar el tipo dominante de ruido presente en cada serie temporal y, en consecuencia, escalar conformemente las incertidumbres de las tendencias estimadas. Dado que el ajuste resultó inconsistente para las series temporales

episódicas (de campaña), se ha optado por un enfoque alternativo para estimar el ruido en estas últimas. En las estaciones episódicas se ha seguido en consecuencia el enfoque de Echeverria et al. (2013), ya que el área de estudio es similar y en esta tesis se han revisitado algunas de las estaciones GNSS observadas por ellos. Sin embargo, la monumentación de tipo clavo utilizada en la red GeoActiva es más robusta que la utilizada en la red CuaTeNeo (Echeverria et al., 2013), por lo que se decide ser menos conservador y agregar 0.4 mm/√año a las desviaciones estándar calculadas de las velocidades episódicas. Cabe destacar que todas las estaciones CuaTeNeo revisadas tenían una base de hormigón, por lo que se les ha aplicado este mismo factor. Finalmente, se ha aumentado el nivel de confianza de las incertidumbres escaladas en las velocidades GNSS al 95% (2σ). De esta manera, se ha obtenido un valor más significativo para las incertidumbres en las velocidades GNSS.

Las velocidades GNSS con respecto al marco ITRF2014 se han referido a un marco fijado en la parte occidental de la placa de Eurasia, que se ha calculado en esta tesis, con el objetivo de mejorar la interpretación del campo de velocidades. Se ha calculado un Polo de Euler para Eurasia occidental utilizando las velocidades ITRF2014 y el software EPC (Goudarzi et al., 2014). Se ha seguido un criterio de calidad similar al de Nocquet y Calais (2003) para la selección de las estaciones GNSS para la inversión de sus velocidades en el cálculo del polo de rotación. En consecuencia, las velocidades seleccionadas pertenecen a (1) estaciones continuas (2) ubicadas dentro de la placa de Eurasia (3) con un mínimo de 4 años de observaciones y (4) una desviación estándar en la velocidad horizontal inferior a 1 mm/año. Además, (5) solo se consideran estaciones dentro de Eurasia estable; excluyendo así cualquier estación GNSS ubicada en el sur de Iberia (excepto ALAC), el sur de Italia y las Azores. La solución del polo fue iterada, eliminando en cada iteración aquellas velocidades con un residuo horizontal (con respecto a las velocidades modeladas utilizando la respectiva solución del polo) superior a 1 mm/año.

4.4.3. Determinación del campo tasa de deformación

El cálculo del campo tasa de deformación sigue el enfoque de Shen et al. (2015) para derivar los tensores de deformación en una malla utilizando velocidades GNSS horizontales discretas. Se emplea el software StrainTool

(https://dsolab.github.io/StrainTool) para obtener un campo de la tasa de deformación horizontal que cubra la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (EBSZ) y sus alrededores. Se excluyen de los cálculos las estaciones ruidosas, es decir, aquellas con comportamientos anómalos (por ejemplo, AIRM) o no tectónicos, de comportamiento local (por ejemplo, aquellas ubicadas en la cuenca del río Guadalentín, afectadas por la subsidencia del terreno) y estaciones con periodos de observación muy cortos (por ejemplo, CASA, ALM1). El parámetro de suavizado óptimo D (Shen et al., 2007) para el área de estudio se estima para cada punto de la malla de cálculo en función de los resultados de varias simulaciones: se define un rango de D entre 1 y 300 km (extensión aproximada SO-NE de las Béticas Orientales), con un rango de búsqueda de 1 km, y se prueban varios valores para Wt (el umbral de los coeficientes de ponderación total de los datos), variando entre 0 y 10. Finalmente, se adopta Wt=3, que parece ser un punto de inflexión a partir del cual umbrales más altos de Wt no aportan mucho beneficio en términos de reducción de la desviación estándar de los parámetros del campo de deformación, al tiempo que se preserva cierta rugosidad en la solución (Fig. 4.5). Se han estimado las tasas de deformación en una cuadrícula de 0.15º x 0.15º.

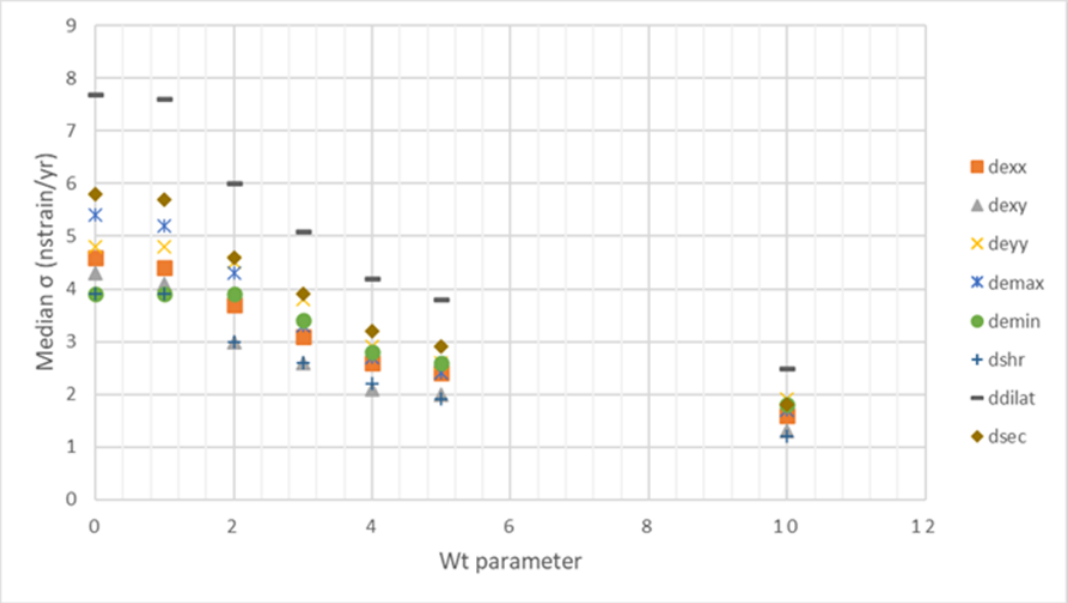


Figura 4.5: Desviación estándar mediana de las incertidumbres de los parámetros del campo de deformación obtenidos utilizando StrainTool, para diferentes valores de Wt (el umbral de los coeficientes de reponderación total de los datos).
Incertidumbres de los parámetros: dexx, dexy, deyy (elementos del tensor tasa de deformación), demax, demin (ejes principales del tensor tasa de deformación), dshr (máxima tasa de deformación de cizalla), ddilat (tasa de dilatación), dsec (segundo invariante del tensor tasa de deformación).

4.4.4. Modelado cinemático

Se ha utilizado el software TDEFNODE (McCaffrey, 2009) para construir modelos elásticos de bloques de las Béticas Orientales que ayuden a evaluar la deformación tectónica observada, mediante la inversión de las velocidades GNSS calculadas, así como de otros campos de velocidades GNSS publicados en la zona. Consúltese el Capítulo 2 para más información acerca de la metodología básica de los modelos de bloques. Las fallas, que se definen como límites entre los bloques, se discretizan en nodos a lo largo de su traza y profundidad. La inversión con TDEFNODE permite estimar profundidades y grados de acoplamiento (Φ), así como vectores de deslizamiento en cada nodo de una falla. A continuación, se describen dos factores clave en la construcción de los modelos cinemáticos inversos: (4.4.4.1) la generación de la geometría de los modelos, esto es, la definición geométrica de los bloques y las fallas a modelar, y de los nodos que conforman dichas fallas; y (4.4.4.2) los datos de partida y la estrategia seguida en las inversiones.

4.4.4.1. Geometría y pruebas de resolución

El software TDEFNODE requiere la definición de bloques elásticos y las fallas que los delimitan, las cuales pueden estar bloqueadas y acumulando deformación o pueden dejarse deslizar sin acumular deformación (creep). Se han definido para las Béticas Orientales varias geometrías de bloques, desde una geometría simple de dos bloques hasta una más compleja, que incluye bloques más pequeños. Se han establecido sus límites siguiendo la geometría simplificada de las fallas activas publicadas en la Base de Datos de Fallas Activas del Cuaternario de Iberia, QAFI (IGME, 2022), así como otros límites a partir de mapas geológicos y tectónicos de trabajos previos (ver las secciones siguientes). Se han respetado las segmentaciones conocidas de las fallas para la definición de la geometría, como la de la AMf (Martínez-Díaz et al., 2012a), incluyendo sus cuatro segmentos, que se nombran, de sur a norte, AMf-1, AMf-2, AMf-3 y AMf-4. Se ha seguido la segmentación de la QAFI para otras fallas: fallas de Palomares (Pf-1 y Pf-2), Carrascoy (Cf-1 y Cf-2) y Crevillente (Crf), en la que se distingue entre su sector oriental (sector Alicante, Crf-A) y su sector occidental (sector Murcia, Crf-M).

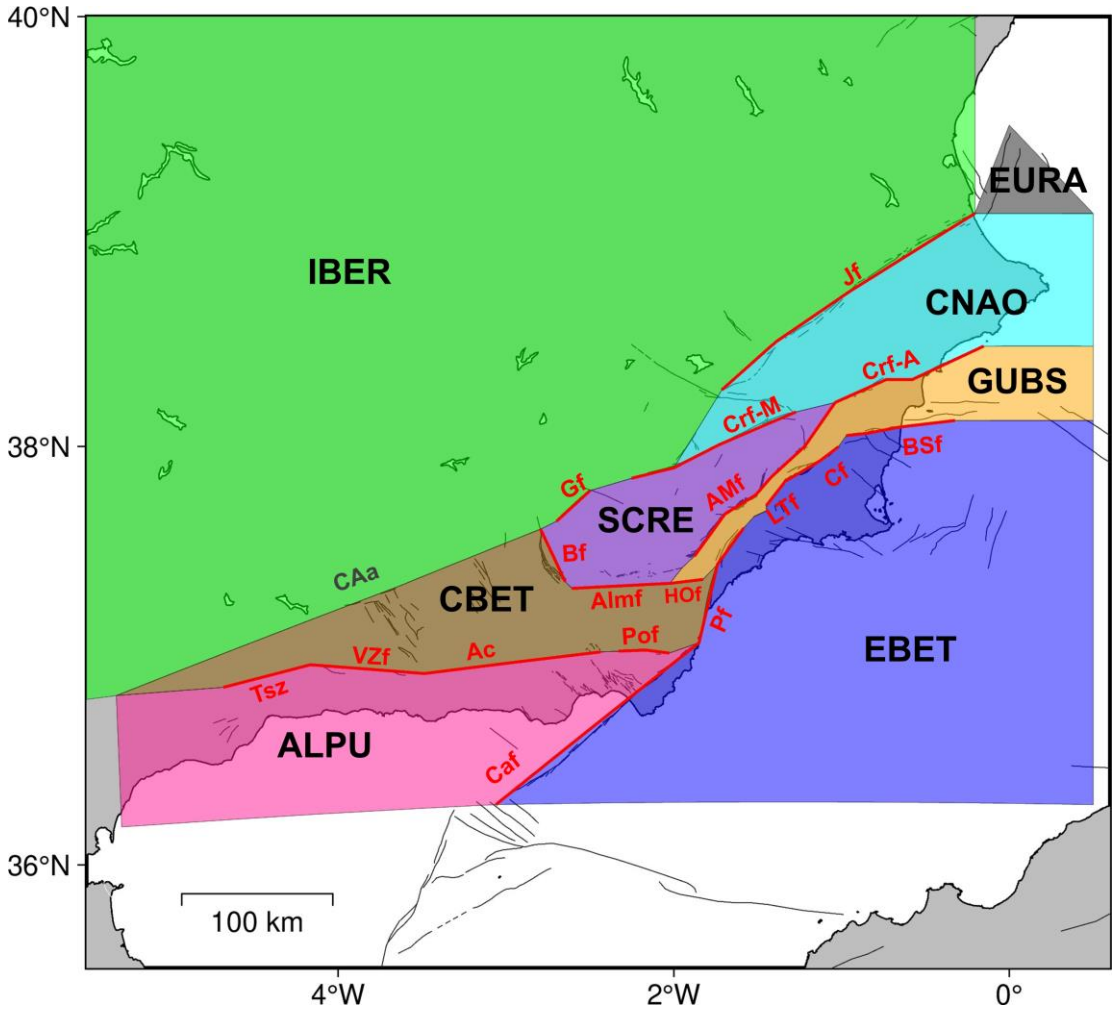


Figura 4.6: Geometría final de bloques para los modelos cinemáticos. Los bloques rígidos se muestran como polígonos con color, con sus acrónimos en negro: ALPU – Alpujarras, CBET – Béticas Centrales, CNAO – Cabo de la Nao, EBET – Béticas Orientales, EURA – Eurasia (bloque fijo para la referencia del marco), GUBS – Guadalentín-Bajo Segura, IBER – Iberia, SCRE – Sur de Crevillente. Las fallas limitantes se muestran como líneas rojas y comparten nombres con las definidas en la Fig. 4.1. Se diferencia entre los sectores de la falla de Crevillente en Alicante (Crf-A) y Murcia (Crf-M). Nuevas fallas: Ac – Corredor de Alpujarras, HOf – Falla de Huércal-Overa, Tsz – Zona de Cizalla de Torcal, VZf – Falla de Ventas de Zafarraya. CAa hace referencia al Accidente Cádiz-Alicante, y fue descartado como falla bloqueada debido a limitaciones de resolución, permitiendo que deslice libremente en creep. Otras fallas de QAFI (IGME, 2022) se representan como líneas grises.

Inicialmente, se ha testado una geometría simple con dos bloques rígidos (las Béticas Orientales, EBET, e Iberia, IBER), divididos por las fallas de la EBSZ. Esta geometría se ha hecho progresivamente más compleja, con el objetivo de reducir los residuos de la inversión (la estrategia de inversión se detalla en el siguiente

apartado). El conjunto final de modelos considerados consiste en siete bloques (ALPU, CBET, CNAO, EBET, GUBS, IBER, SCRE), así como un bloque fijo virtual adicional, EURA, que actúa como marco de referencia (Fig. 4.6). En la mayoría de modelos finales se ha optado por invertir conjuntamente (para el mismo polo de rotación) tres de los bloques, IBER, CBET y SCRE. La definición de bloques se discute con más detalle en la siguiente sección, ya que algunos límites se basan en las velocidades residuales obtenidas en los modelos iniciales.

Se definen las principales fallas limitantes de bloques, permitiendo que su grado de acoplamiento sea determinado en las inversiones (Fig. 4.6), aunque se impone deslizamiento sin acumulación de deformación (creep) a algunos límites (por ejemplo, el CAa) al no disponer de suficiente resolución para invertirlos. Las pruebas de resolución realizadas, basadas en la distribución de las estaciones GNSS cuyas velocidades son invertidas, llevan a fijar la profundidad de bloqueo de las fallas dentro de la EBSZ en 10 km, sin variaciones en profundidad, ya que no se dispone de suficientes datos para invertir este parámetro. De manera similar, no se alcanza suficiente resolución para resolver variaciones de bloqueo a lo largo de la traza en las fallas ubicadas en áreas con baja densidad de estaciones GNSS (ver Fig. 4.7). Las pruebas realizadas indican que solo se dispone de resolución para resolver la variación del acoplamiento en tramos cortos (~10 km) a lo largo de la traza de las fallas centrales de la EBSZ. Dado que algunas fallas definidas en la zona son ya de longitud limitada por su geometría en la QAFI (~10 km, por ejemplo HOf o LTf en Fig. 4.6), solamente se permiten variaciones internas de acoplamiento a lo largo de su traza en la AMf. En las otras fallas, se invierte para un grado de acoplamiento común para todos sus nodos.

Se realiza una prueba de sensibilidad de los datos GNSS con respecto a cambios en el buzamiento y la profundidad de las fallas. Cambios leves de 10º en el buzamiento (de 90º a 80º) solo tienen un impacto notable en las velocidades de las estaciones que se encuentran en el bloque levantado de las fallas, directamente sobre el plano de la falla. Dado que las fallas son bastante superficiales, el impacto de este cambio es mínimo (un cambio promedio <5% en las velocidades predichas entre los modelos y una diferencia promedio de ~0.01 mm/año). De manera similar, aumentar la profundidad fija de las fallas de 10 km a 15 km solo produjo un cambio promedio en las velocidades predichas del 7% (con una diferencia promedio de 0.03 mm/año en las velocidades). Las diferencias se muestran en la Fig. 4.8.

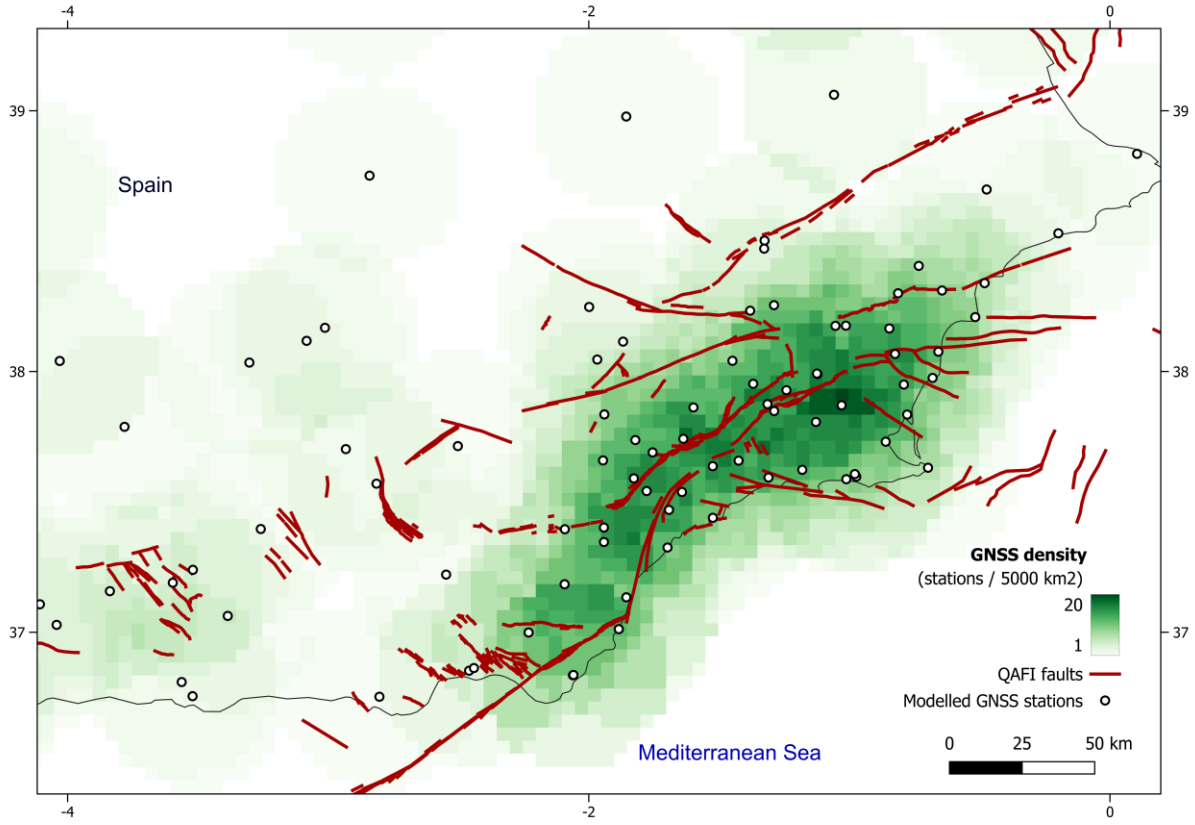


Figura 4.7: Densidad de estaciones GNSS modeladas.
Se caracteriza la densidad como número de estaciones por 5000 km² para cada celda de resolución.

Las diferencias debidas a la variación de la profundidad de acoplamiento sí son notables en fallas con mayor buzamiento. En concreto, la sección 1 de la falla de Carrascoy (Cf) buza 30º hacia el sur según la QAFI, ocasionando que varias estaciones GNSS se sitúen directamente sobre la falla, en su bloque levantado. No obstante, este buzamiento tan anómalo está discutido, por lo que se ha decidido fijar su buzamiento en 85º, en concordancia con la sección 2 de la misma falla y la siguiente falla hacia el sur (LTf).

Se ha probado como colofón uno de los modelos finales con tres conjuntos de geometrías de buzamiento: (1) el buzamiento del QAFI (modificado en la Cf), (2) con todas las fallas buzando a 90º, esto es, verticales, y (3) con todas las fallas buzando a 70º. Como se esperaba según las pruebas de resolución, los cambios en la cinemática resultante de las fallas entre las diferentes geometrías de buzamiento son muy sutiles (máximo ±0.1 mm/año en la tasa de deslizamiento en algunas fallas), por lo que se ha optado por la geometría de buzamiento del QAFI

modificada como la geometría preferida. Estos análisis parecen indicar que los datos disponibles y la metodología empleada son insuficientes para caracterizar los ángulos de buzamiento de las fallas de la EBSZ.

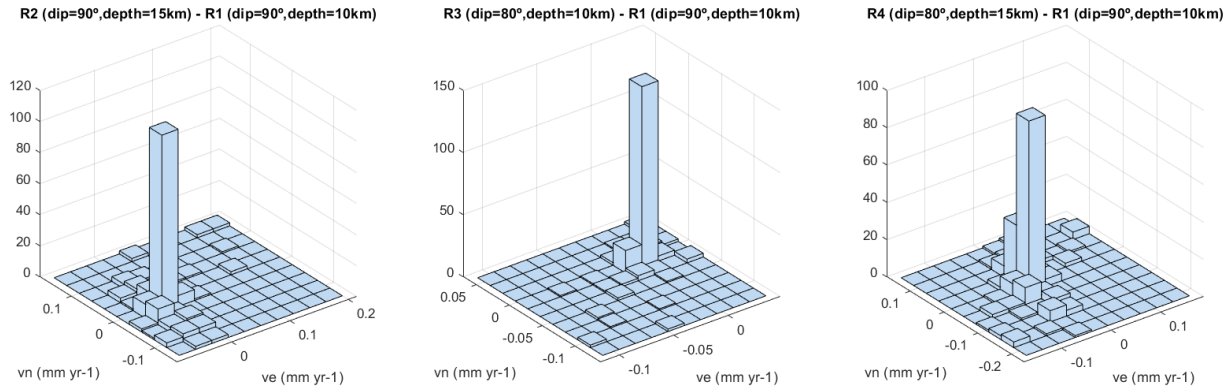


Figura 4.8: Estadísticos de los modelos de sensibilidad.
Histogramas bivariantes de las diferencias en las velocidades este (ve) y norte (vn) entre los modelos directos producidos con diferentes geometrías (R1-4, véanse los encabezados de la figura para los parámetros empleados). Las diferencias se muestran con respecto al modelo R1, en el que todas las fallas están configuradas con un buzamiento de 90º (vertical) hasta una profundidad de 10 km.

4.4.4.2. Estrategia de inversión

Como datos de entrada para los modelos se utilizan las velocidades GNSS con respecto a Eurasia Occidental (utilizando el polo calculado en esta tesis). Además, se integran otras soluciones de campos de velocidades GNSS en la región: Borque et al., 2019 (B19); Echeverría et al., 2013 (E13); Echeverría et al., 2015 (E15); Martín-Rojas et al., 2023 (MR23); Serpelloni et al., 2022 (S22). Se ha reducido el peso de los campos de velocidad de B19 y MR23 en nuestros modelos, ya que utilizan posicionamiento absoluto en su procesamiento GNSS y no proporcionan velocidades en las estaciones continuas regionales con las que se puedan comparar los resultados con otras soluciones. Aunque en menor medida, se ha reducido también el peso de las demás soluciones, ya que el periodo de tiempo de sus series temporales es más corto que el de las velocidades de la presente tesis.

Se ha ajustado un polo de Euler absoluto adicional a las velocidades ITRF2014 del sur de Iberia (SIP). Para calcular el polo SIP, inicialmente se utilizan todas las estaciones procesadas dentro de la Península Ibérica y las Islas Baleares. No

obstante, fue necesario eliminar las siguientes estaciones para converger a una solución: (1) todas las estaciones dentro de la EBSZ; (2) todas las estaciones ubicadas en las Islas Baleares, que mostraron un comportamiento diferenciado; y (3) la estación ACOR, ubicada en el norte de Iberia, con una velocidad anómala. El polo del sur de Iberia (SIP) determinado se expone en la Tabla 4.2. El polo SIP se ha referido posteriormente al polo calculado de Eurasia Occidental (EOP), para ser empleado como valor inicial para las rotaciones de bloques relativas al marco fijo de Eurasia. Como valores iniciales para el grado de acoplamiento en las fallas, se parte de un acoplamiento medio Φ=0.5.

La estrategia general de la inversión radica en la búsqueda de modelos que reduzcan el estadístico χ^2 de los residuos, la raíz cuadrada media ponderada (wrms) de los datos GNSS ajustados y las incertidumbres de los parámetros estimados (los polos de rotación de los bloques y grado de acoplamiento en las fallas). Esto se aplica tanto al refinamiento de los parámetros de inversión como a las geometrías de bloques y fallas.

Aumentando la complejidad de la geometría de los modelos conforme a esta estrategia (siempre preservando la coherencia geológica y tectónica), se ha logrado reducir el estadístico χ^2 de los primeros modelos simples (de dos bloques) de 53.2 a ~10.4 en el último conjunto de modelos más complejos. De manera similar, el wrms de los datos GNSS se ha reducido de 0.6 a 0.3 mm/año.

Inicialmente, se probaron geometrías simples que involucraran dos bloques: Iberia (IBER) y las Béticas Orientales (EBET). Se exploraron diferentes estructuras limitantes dentro de la EBSZ, obteniendo los mejores resultados utilizando las fallas Cf, AMf y Jf como límites. La conexión inicial entre AMf y Jf se estableció a través de la falla de Socovos (Sf) y la falla de Segura Medio (SMf), ambas poco estudiadas (Fig. 4.1). Estos modelos tienden a ajustar alto grado de acoplamiento y tasa de deslizamiento a estas fallas. Posteriormente se probaron geometrías más complejas, basadas en las características geológicas de la región y en los residuos de los modelos simples. Estos residuos tendían a ser mayores entre la BSf y la Jf y en el sur de Iberia. Después de probar diferentes límites de cierre, se definieron los nuevos bloques CNAO y ALPU (Fig. 4.6). Esto mejoró significativamente el ajuste de las inversiones (χ^2 ~19, wrms ~0.45 mm/año). También se testaron geometrías diferentes en el extremo oriental de ALPU, optando finalmente por cerrar el bloque a través de la continuación de la falla de Polopos (Pof), intersecando con las fallas Caf y Pf (ver Fig. 4.6).

Posteriormente se realizaron pruebas con diferentes combinaciones de tres bloques adicionales: los bloques de las Béticas Centrales (CBET), Guadalentín-Bajo Segura (GUBS) y Sur de Crevillente (SCRE), cuyas geometrías finales se muestran en la Fig. 4.6.

Se introdujo el bloque CBET, que incluye las sierras de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (SN y SF en la Fig. 4.1) y está separado de IBER a través del Accidente Cádiz – Alicante (Sanz de Galdeano, 1983), o CAa en la Fig. 4.6. Sin embargo, las elevadas incertidumbres en los polos y parámetros determinados del bloque CBET propiciaron su unión con el bloque IBER, ya que el movimiento relativo entre ambos es pequeño. De esta manera, se ha estimado el mismo polo para ambos bloques (dejando que las fallas limitantes se deslicen libremente, sin acoplamiento). Esta constricción contribuyó a la mejora de los estadísticos de las inversiones y la coherencia de los resultados.

De manera similar, el polo de rotación del bloque SCRE se ajustaba con gran incertidumbre debido a su tamaño limitado y al pequeño número de estaciones GNSS ubicadas dentro de él. Las incertidumbres del polo disminuyeron considerablemente al eliminar las estaciones CASA y CSJR (como era esperable con base en los resultados, véase el apartado 4.5). Uno de los modelos finales seleccionados (apartado 4.7) incluye SCRE como bloque independiente, mientras que, en los otros, se une al bloque IBER.

Finalmente, la introducción del bloque GUBS, ubicado entre las dos ramas paralelas de fallas que discurren a través de la EBSZ central y septentrional, ha posibilitado evaluar la distribución de la deformación entre esas dos ramas: (1) la AMf y Crf al oeste, y (2) la Pf, LTf, Cf y BSf al este (Fig. 4.5). Con base en mapas tectónicos locales y regionales y el trabajo de Martínez-Díaz et al. (2024), se ha considerado que la vinculación del extremo nororiental de la AMf con la Crf (sector Alicante, Crf-A) es la geometría más plausible para cerrar el bloque GUBS. No obstante, dado que no hay suficientes estaciones GNSS en el área, no se dispone de la resolución para poder seleccionar con robustez este límite o uno alternativo a través de la falla del Segura Medio, SMf (Fig. 4.1).

Como último intento de sofisticación de la geometría de los modelos, se testó la posibilidad de dividir el bloque GUBS en dos bloques separados (ya que sus velocidades parecen variar de norte a sur), estableciendo un límite al vincular la Cf con la AMf. Los resultados fueron inconsistentes, debido a la escasez de datos, por lo que se ha descartado este enfoque. En cualquier caso, el bloque GUBS

también se estima con gran incertidumbre debido a la escasez de estaciones GNSS válidas: cabe recordar que muchas estaciones situadas en este bloque están fuertemente afectadas por la subsidencia del valle del Guadalentín, y por lo tanto han sido descartadas del análisis tectónico. En consecuencia, los resultados deben interpretarse con cautela.

4.5. Campo de velocidades GNSS

Las series temporales de las estaciones continuas y episódicas de la red GeoActiva se muestran en las Figuras 4.9 y 4.10. La lista completa de las velocidades GNSS con respecto a ITRF2014 se puede consultar en la Tabla B2.1 del Anexo B. La mediana de las incertidumbres 2σ (con nivel de confianza del 95%) estimadas para las velocidades, después de ser escaladas de acuerdo con el ruido estimado (como se explica en la sección 4.4.2), es de 0.1, 0.1 y 0.2 mm/año (este, norte, vertical) en las estaciones continuas y de 0.4, 0.4 y 0.9 mm/año en las estaciones episódicas. Las series temporales GNSS continuas presentan un tipo de ruido predominante entre el blanco y el flicker, con un índice espectral mediano de -0.88, -0.94 y -0.68 para las componentes este, norte y vertical, respectivamente. Al compararse con otros campos de velocidades GNSS publicados en la región, la solución de esta tesis muestra pequeñas discrepancias en las estaciones comunes, presentando un error cuadrático medio (rmse) entre las respectivas soluciones menor de 0.5 mm/año. Véase la sección 4.5.2 y la Tabla 4.3 para más detalles.

Se ha obtenido un polo para la placa de Eurasia Occidental (EOP): $\Phi = 52.61 \pm 0.07^{o}$; $\Lambda = -103.83 \pm 0.25^{o}$; $\Omega = 0.25145 \pm 0.0005\ ^{o}$/Myr. Este polo muestra incertidumbres significativamente menores que los de Echeverria et al. (2013), como se muestra en la Tabla 4.2. Las velocidades GNSS horizontales con respecto a Eurasia Occidental se muestran en la Figura 4.11. Las velocidades verticales, se muestran en la Figura 4.13. A escala regional (Figura 4.11-A), se observan velocidades pequeñas en el norte y centro de Iberia (generalmente menores de 2 mm/año), lo que indica un movimiento lento con respecto a Eurasia. Esta diferencia aumenta hacia el sur y oeste de la Península Ibérica, donde se observa un residuo rotacional en sentido horario con respecto a Eurasia, en concordancia con otras publicaciones (por ejemplo, Palano et al., 2015). Las velocidades de las estaciones ubicadas en la costa sureste de Iberia, al oeste de la EBSZ, en la zona de las Alpujarras (Alpu en Fig. 4.1), presentan un desplazamiento hacia el sureste en su dirección y una

magnitud mayor que las que rotan con Iberia. En las Islas Baleares, las velocidades muestran una dirección consistente hacia el este, presentando un comportamiento diferente al de Iberia, a pesar de su magnitud limitada (< 0.4 mm/año). Más al sur, las estaciones en el norte de Marruecos se desplazan hacia el oeste con respecto a Eurasia unos ~4.5 mm/año.

Las velocidades horizontales con respecto a Eurasia en las Béticas Orientales (Figura 4.11-B) muestran un comportamiento distintivo con respecto a Iberia. Presentan una dirección norte, convergente hacia Iberia, en concordancia con la dirección de convergencia Nubia-Eurasia. Cabe destacar que las estaciones afectadas por la subsidencia del Valle del Guadalentín (ver más abajo) han sido eliminadas de las figuras para una mejor interpretación tectónica. A pesar del patrón de dirección claro, las velocidades con respecto a Eurasia en las Béticas Orientales son de pequeña magnitud (< 2 mm/año). El gradiente de velocidad es mayor alrededor de las fallas de la EBSZ, especialmente en la zona central, donde se encuentran las fallas AMf, Cf y Pf. Los cambios en las velocidades son menos claros en la terminación norte de la EBSZ, alrededor de las fallas de Bajo Segura (BSf) y Crevillente (Crf).

Proyectando las velocidades en cuatro perfiles perpendiculares a las principales fallas de la EBSZ central, que tienen un azimut aproximado de N40º, se han determinado las velocidades paralelas y normales a las fallas (Figura 4.12). Se observa una diferencia acumulada de 1.5-2 mm/año paralela a la falla en los perfiles AA', BB' y CC', coherente con un movimiento de deslizamiento lateral izquierdo. De manera similar, se percibe una disminución en las velocidades normales a la falla desde la costa hacia el interior, especialmente en los perfiles BB' y CC', en coherencia con un acortamiento de 1-1.5 mm/año en la zona. En estos casos, la deformación parece acumularse alrededor de las fallas de la EBSZ. Curiosamente, el perfil DD' no muestra casi ninguna diferencia en las velocidades alrededor de la EBSZ, esto es, en el entorno de las fallas de Carrascoy (Cf) y Crevillente (Crf). Sin embargo, se observa una diferencia en las velocidades más al norte, cerca de la falla de Jumilla (Jf) en ambas componentes (normal y paralela). Esto se desarrolla más adelante en detalle, con los modelos cinemáticos (apartado 4.7).

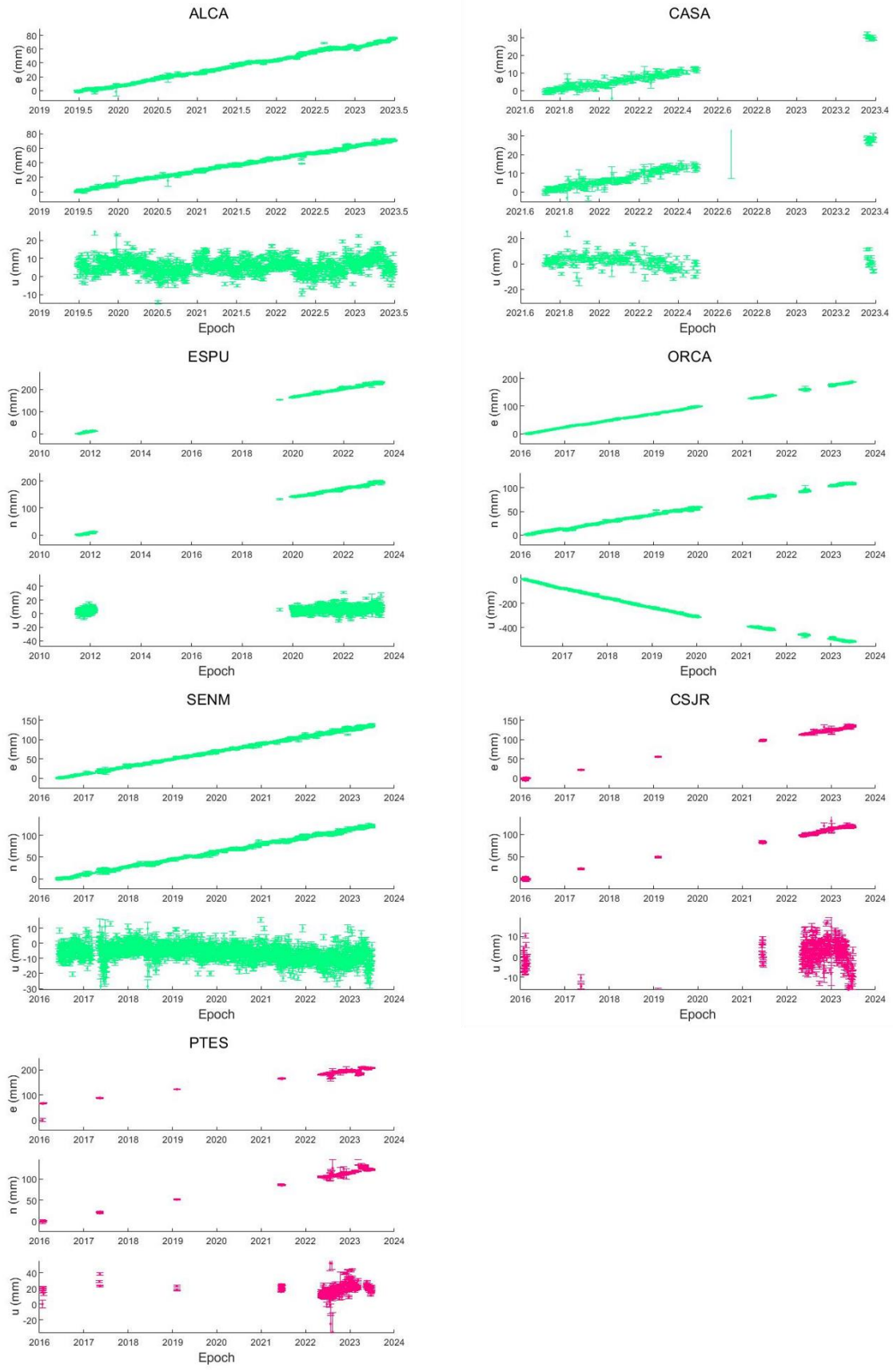


Figura 4.9: Series temporales GNSS (ITRF2014) en componentes este, norte y vertical de las estaciones continuas de la red GeoActiva. CSJR y PTES son semi-continuas.

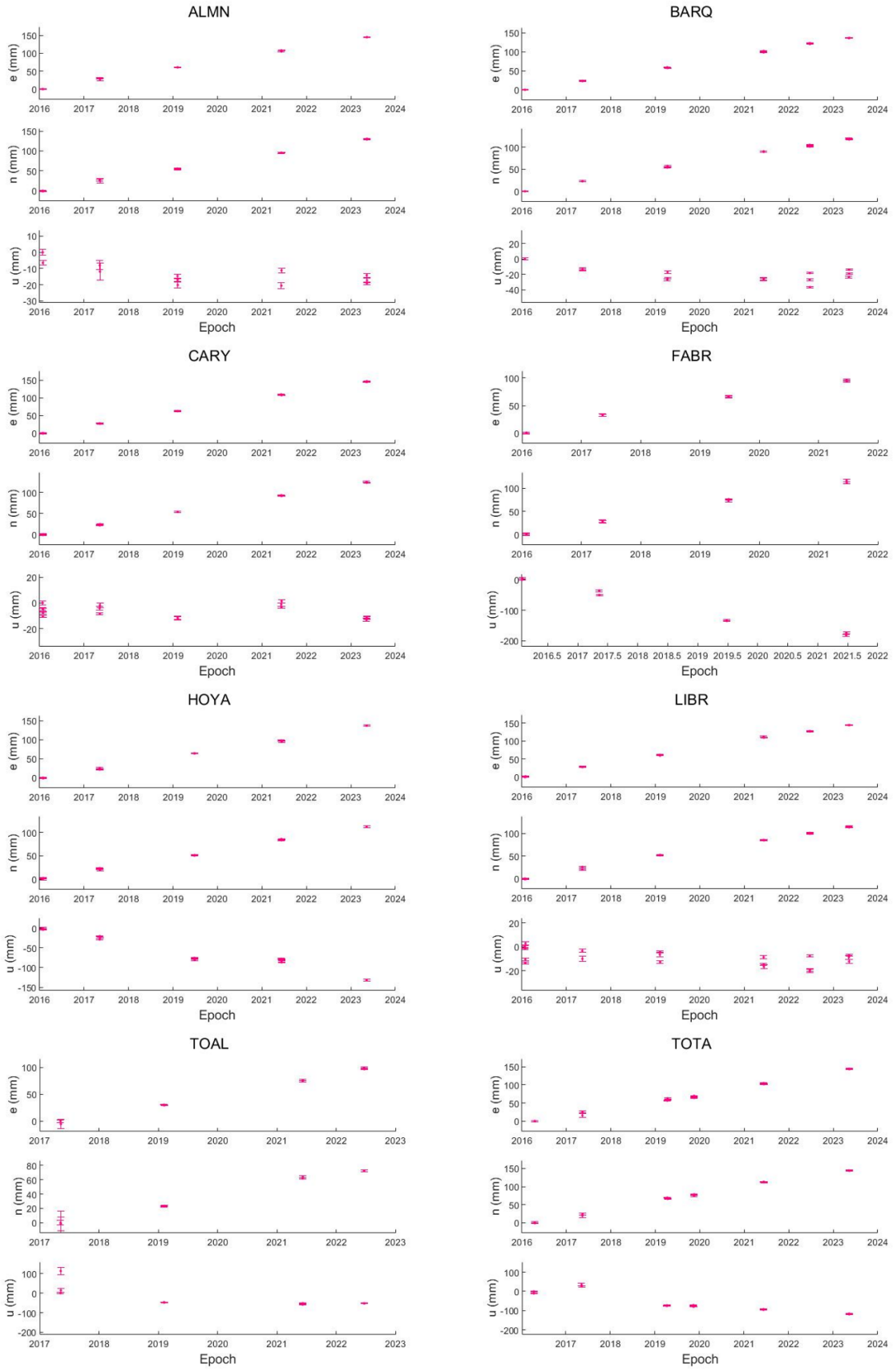


Figura 4.10: Series temporales GNSS (ITRF2014) en componentes este, norte y vertical de las estaciones de campaña de la red GeoActiva.

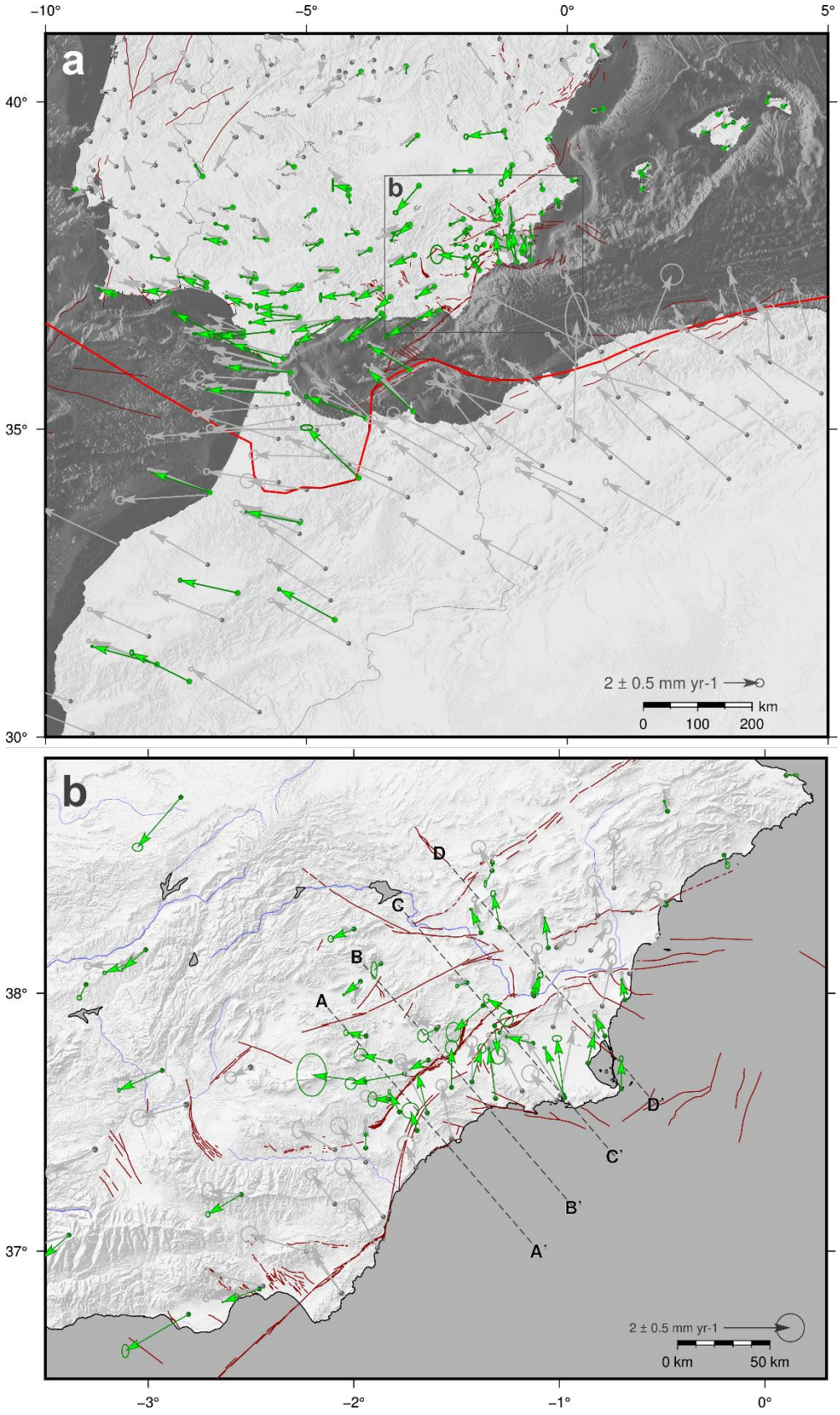


Figura 4.11: Campo de velocidades GNSS horizontales con respecto a Eurasia occidental. a: Campo de velocidades GNSS en la región del sur de Iberia - Magreb. La solución de esta tesis (con elipses de error 2σ) se muestra como vectores verdes. Las soluciones de

Bougrine et al., 2019; Serpelloni et al., 2022 y Sparacino et al., 2020 se muestran como vectores grises. b: Campo de velocidades GNSS en las Béticas Orientales. Las líneas rojas oscuras representan fallas de QAFI (IGME, 2022). En (a), el límite de placa Eurasia-Nubia (Bird, 2003) se muestra en rojo claro. El campo de velocidades de esta tesis (con elipses de error de 2σ) se muestra como vectores verdes. Las soluciones de Borque et al. (2019); Echeverria et al. (2013 y 2015); Martín-Rojas et al. (2023) y Serpelloni et al. (2022) se muestran como vectores grises. Ver Fig. 4.16 para la comparación de los diferentes campos de velocidad. Las líneas discontinuas muestran la ubicación de los perfiles en la Fig. 4.12.

Adicionalmente, las velocidades horizontales con respecto a la placa de Nubia, utilizando el polo de Altamimi et al. (2017), se muestran en la Figura 4.14. Algunas características cinemáticas son resaltadas al fijar la placa de Nubia: (1) Iberia experimenta una mayor rotación en sentido horario con respecto a Nubia, (2) las velocidades en el Rif (norte de Marruecos) muestran una rotación similar a las velocidades del sur de Iberia, y (3) las Béticas Orientales muestran un movimiento consistente hacia el sureste, diferenciado de la rotación de Iberia.

Las velocidades verticales se muestran en la Figura 4.13. El sur de Iberia está dominado por velocidades verticales cercanas a cero o ligeramente negativas (< 1 mm/año). La mayoría de las estaciones en las Islas Baleares muestran una velocidad vertical negativa, con un hundimiento de ~1 mm/año. La zona de las Béticas Orientales muestra un comportamiento similar, sin un patrón tectónico claro. Sin embargo, las estaciones dentro del valle del Guadalentín (es decir, FABR, HOYA, LORC, LRCA, ORCA, TOTA, YEGU, véase Fig. 4.15) muestran velocidades verticales por debajo de -10 mm/año, alcanzando -74.8±0.5 mm/año en ORCA (Fig. 4.9). Excluyendo esas estaciones, las velocidades verticales no son significativas en la EBSZ, con la magnitud de su movimiento siendo del mismo orden que la de sus incertidumbres 2σ. En consecuencia, y debido a las elevadas incertidumbres, se han excluido las velocidades verticales de todas las estaciones del modelado cinemático. Además, se excluyen las velocidades horizontales de las estaciones mencionadas afectadas por la subsidencia de cualquier análisis tectónico, incluyendo ALHA (ubicada en el valle del Guadalentín, pero con una tasa de subsidencia menor).

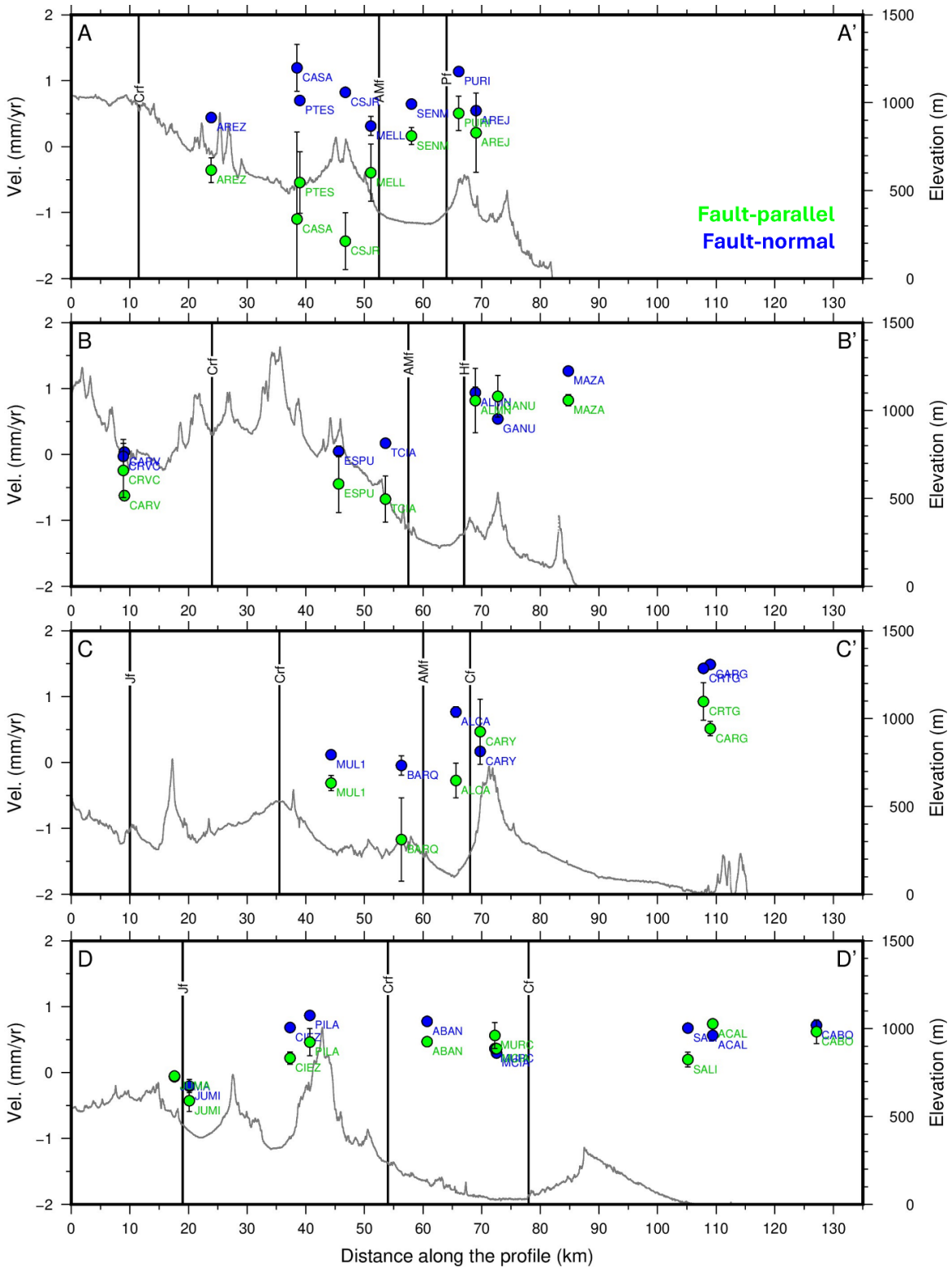


Figura 4.12: Perfiles de velocidades horizontales GNSS (en un máximo de 10 km a ambos lados del perfil), proyectadas en direcciones paralelas (verde) y normales (azul) a la dirección promedio de las fallas de la EBSZ.

Ver la ubicación de los perfiles en la Fig. 4.11. La topografía a lo largo del perfil se representa como una línea continua gris. Las fallas principales que cruzan el perfil están indicadas con líneas negras.

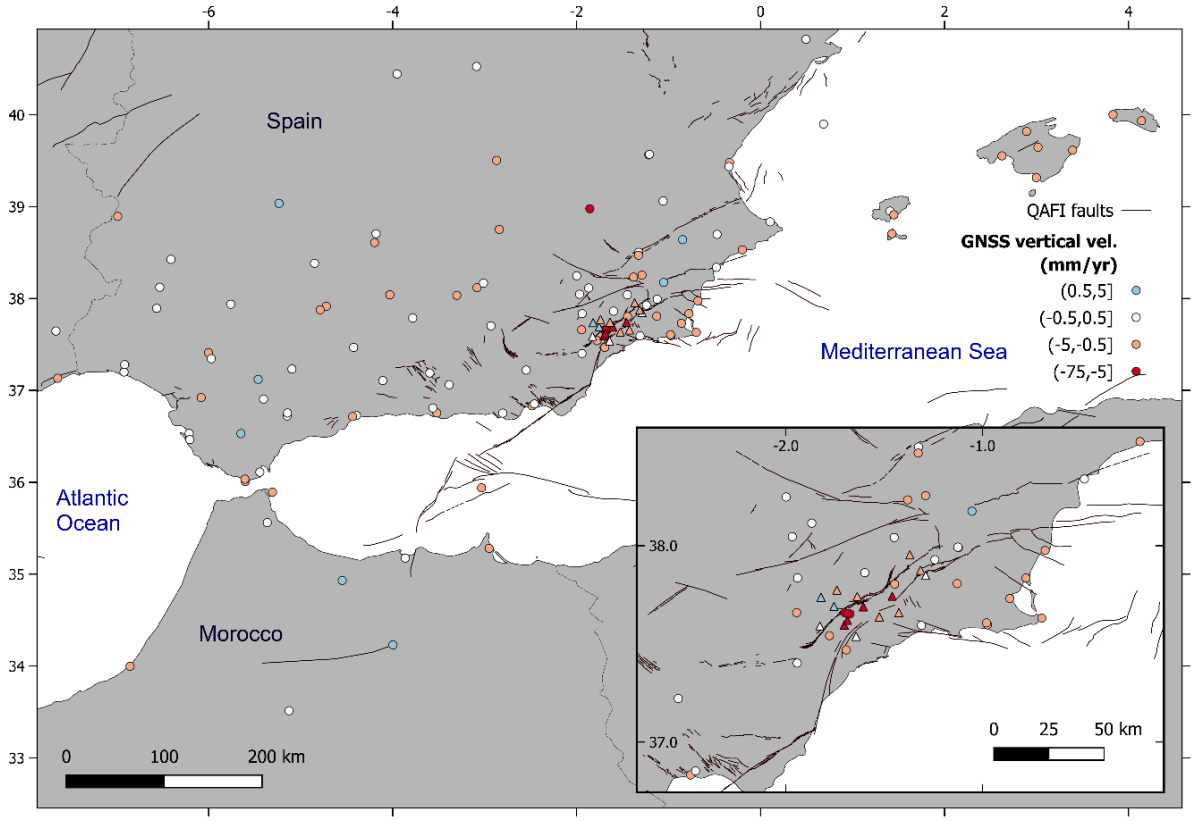


Figura 4.13: Velocidades verticales GNSS calculadas en las estaciones continuas /círculos) y de campaña (triángulos).

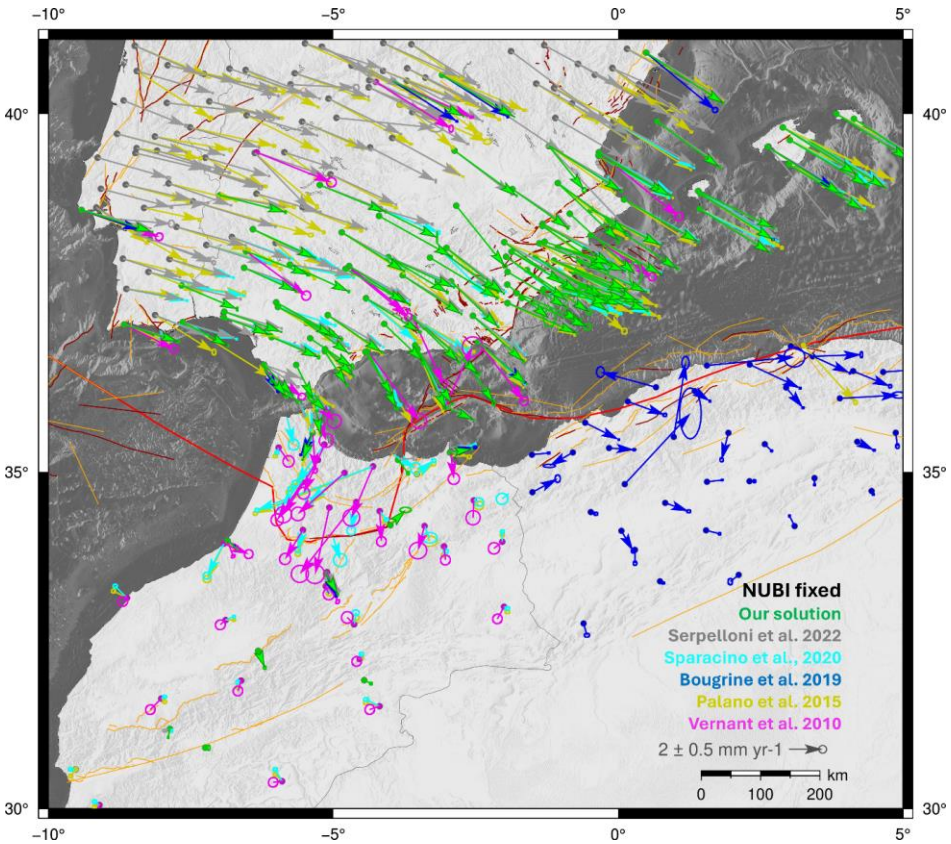


Figura 4.14: Velocidades horizontales GNSS y sus elipses de error (1σ) de diferentes fuentes (ver leyenda en la figura), incluida la solución de esta tesis en verde, con respecto a la placa Nubia (fija). Las velocidades con respecto a Nubia se calculan con el polo de Altamimi et al. (2017).

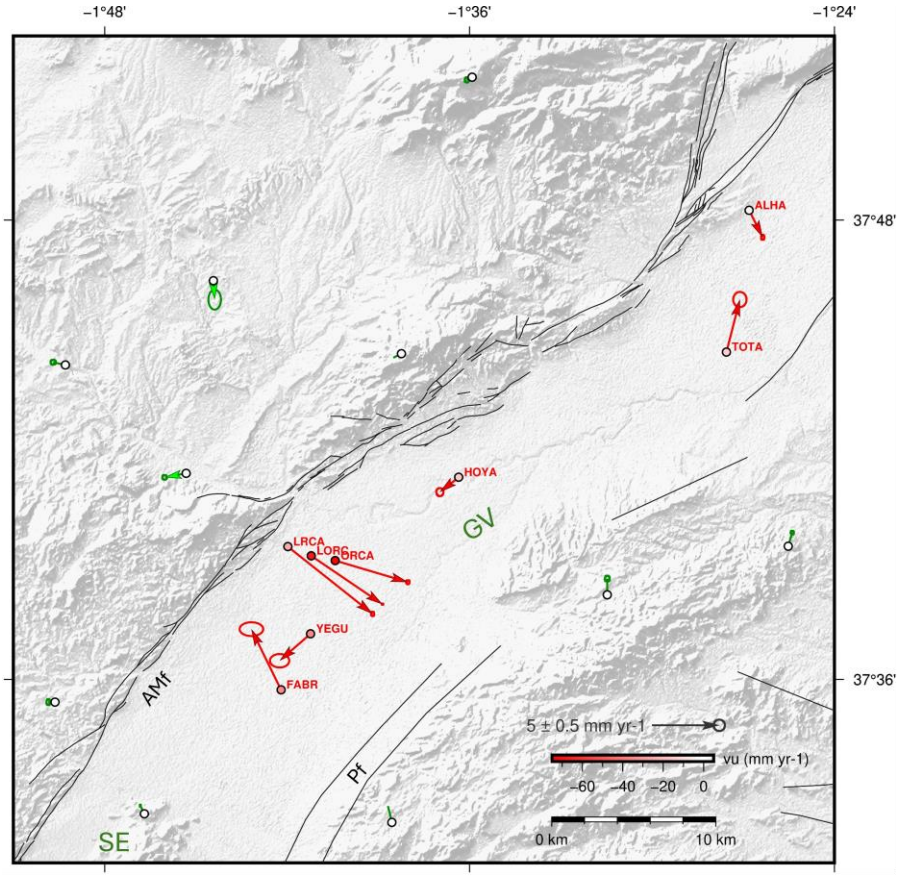


Figura 4.15: Velocidades GNSS en el valle del Guadalentín (GV). Velocidades horizontales (vectores) y verticales, vu (círculos), resaltando etiquetadas en rojo las estaciones eliminadas del análisis tectónico. SE: Sierra de Enmedio.

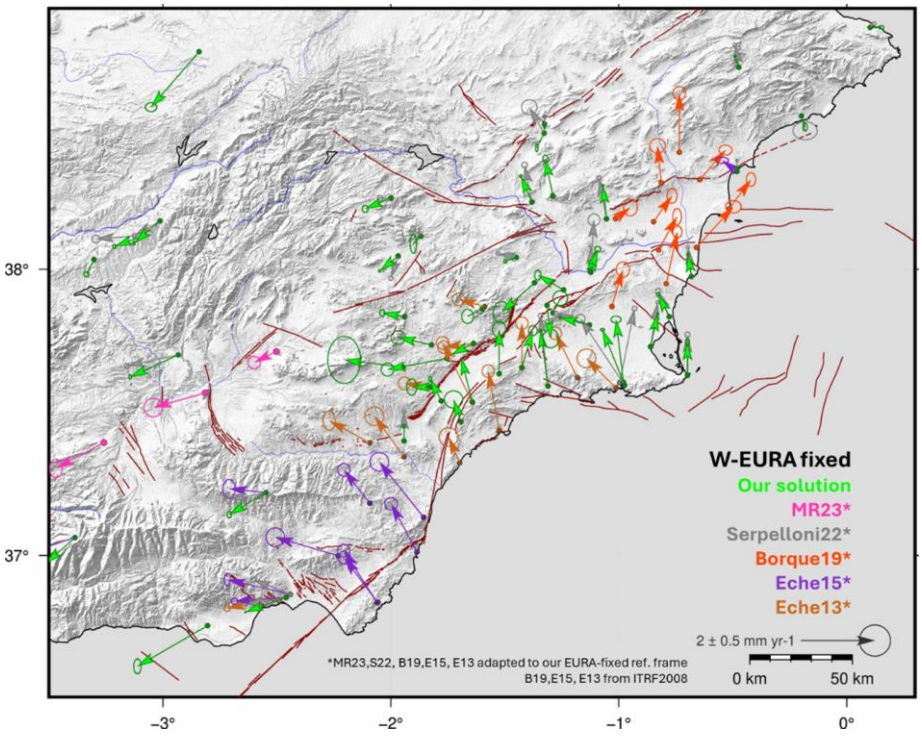


Figura 4.16: Velocidades horizontales GNSS con respecto a Eurasia Occidental y sus elipses de error (1σ) en la región de las Béticas Orientales. Las velocidades mostradas pertenecen a diferentes fuentes, incluyendo la solución de esta tesis en verde: MR23 (Martín-Rojas et al., 2023), Serpelloni22 (Serpelloni et al., 2022), Borque19 (Borque et al., 2019), Eche15 (Echeverria et al., 2015), Eche13 (Echeverria et al., 2013).

Tabla 4.2: Polos de Euler absolutos calculados para Eurasia Occidental (comparables al determinado en esta tesis, EOP) y para el Sur de Iberia (SIP), mostrando su ubicación (latitud, longitud), velocidad angular y las incertidumbres en su determinación.

Pole	Fuente	LAT (ºN)	σ_{LAT}	LON (ºE)	σ_{LON}	W (º/Myr)	σ_W
ITRF2014 – Eurasia occidental	Esta tesis (EOP)	52.61	0.07	-103.83	0.25	0.25145	0.001
ITRF2008 – Eurasia occidental	Echeverria et al. (2013)	54.94	0.75	-97.75	0.52	0.2603	0.001
ITRF2008 – Eurasia occidental	Palano et al. (2015)	55.05	0.16	-99.45	0.32	0.258	0.001
ITRF2014 – Sur de Iberia	Esta tesis (SIP)	30.21	0.36	-134.23	0.91	0.22510	0.001

Tabla 4.3: Comparación entre la solución de velocidades GNSS de esta tesis y otros campos de velocidades publicados, en términos de diferencias absolutas medianas y el error cuadrático medio (rmse) en las estaciones comunes, tanto para las componentes este (e) como norte (n).

SOURCE	*# common stations*	*median(|e|)* *mm/yr*	*median(|n|)* *mm/yr*	*rmse(e)* *mm/yr*	*rmse(n)* *mm/yr*
Bougrine et al., 2019	33	0.18	0.15	0.28	0.23
Echeverria et al., 2013	28	0.45	0.21	0.48	0.26
Echeverria et al., 2015	26	0.42	0.23	0.46	0.33
Palano et al., 2013	14	0.34	0.26	0.44	0.36
Palano et al., 2015	76	0.23	0.17	0.38	0.31
Serpelloni et al., 2022	114	0.08	0.22	0.21	0.28
Sparacino et al., 2020	64	0.11	0.15	0.21	0.23
Vernant et al., 2010	22	0.40	0.40	0.56	0.57

4.6. Campo tasa de deformación

Siguiendo el método de Shen et al. (2015) para estimar el campo tasa de deformación en una malla de 0.15ºx0.15º, se ha obtenido un coeficiente de suavización D que varía entre ~10 km en las áreas con mayor densidad de datos GNSS y ~50 km en las áreas más alejadas de la EBSZ. Los tensores tasa de deformación resultantes se pueden observar en la Fig. 4.17, junto con el campo rotacional. Resultados adicionales están disponibles en la Fig. 4.18. Se observa que las tasas de deformación son mayores en la zona central de la EBSZ (aunque esto podría estar relacionado con la densidad de datos), con un segundo invariante máximo de 71±10 nstrain/año entre las estaciones de ALMN y TCIA (Fig. 4.18 – A). Se puede observar un patrón de compresión NW-SE dentro de la EBSZ, coherente con la dirección de convergencia Nubia-Eurasia. Más al norte y al oeste, parece predominar un régimen extensional. En el suroeste de la EBSZ, la dirección de extensión SW-NE es coherente con el aumento detectado de las velocidades en las Alpujarras hacia el sureste (Fig. 4.17 y 4.18 – B). El "escape" de las Alpujarras hacia el oeste con respecto a las Béticas Orientales fue propuesto por Martínez-Díaz y Hernández-Enrile (2004), y posteriormente confirmado por las observaciones geodésicas de Echeverria et al. (2015). Se explora esta singularidad en los modelos cinemáticos (véase el siguiente apartado). Es posible observar la concentración de deformación de cizalla máxima de ~45 ± 7 nstrain/año a lo largo del Valle del Guadalentín y las fallas centrales de la EBSZ: las fallas de Alhama de Murcia y Palomares, así como la continuación de esta última hacia el norte (Fig. 4.18 – C). Se obtiene una dirección predominante de deslizamiento lateral izquierdo alineada con las fallas centrales de la EBSZ (AMf, Pf), coherente con su cinemática conocida (Fig. 4.18 – D). Estos valores son coherentes en magnitud y ubicación con los de Echeverria et al. (2013). Se observa asimismo (Fig. 4.17) una divergencia en el campo rotacional (~2º/Myr en sentido horario hacia el este y ~1º/Myr en sentido antihorario hacia el oeste). Esto podría estar indicando una transferencia radial de la deformación, hacia el este en dirección a las Islas Baleares y hacia el oeste en dirección a las Alpujarras, coherente con la extensión medida en las áreas centrales de las Béticas Orientales. Esta observación también es consistente con la transferencia propuesta por Palano et al. (2015) de la convergencia Nubia-Eurasia a través de un bloque indentador entre Argelia y las Béticas Orientales, que estaría causando un escape de las Islas Baleares hacia el este.

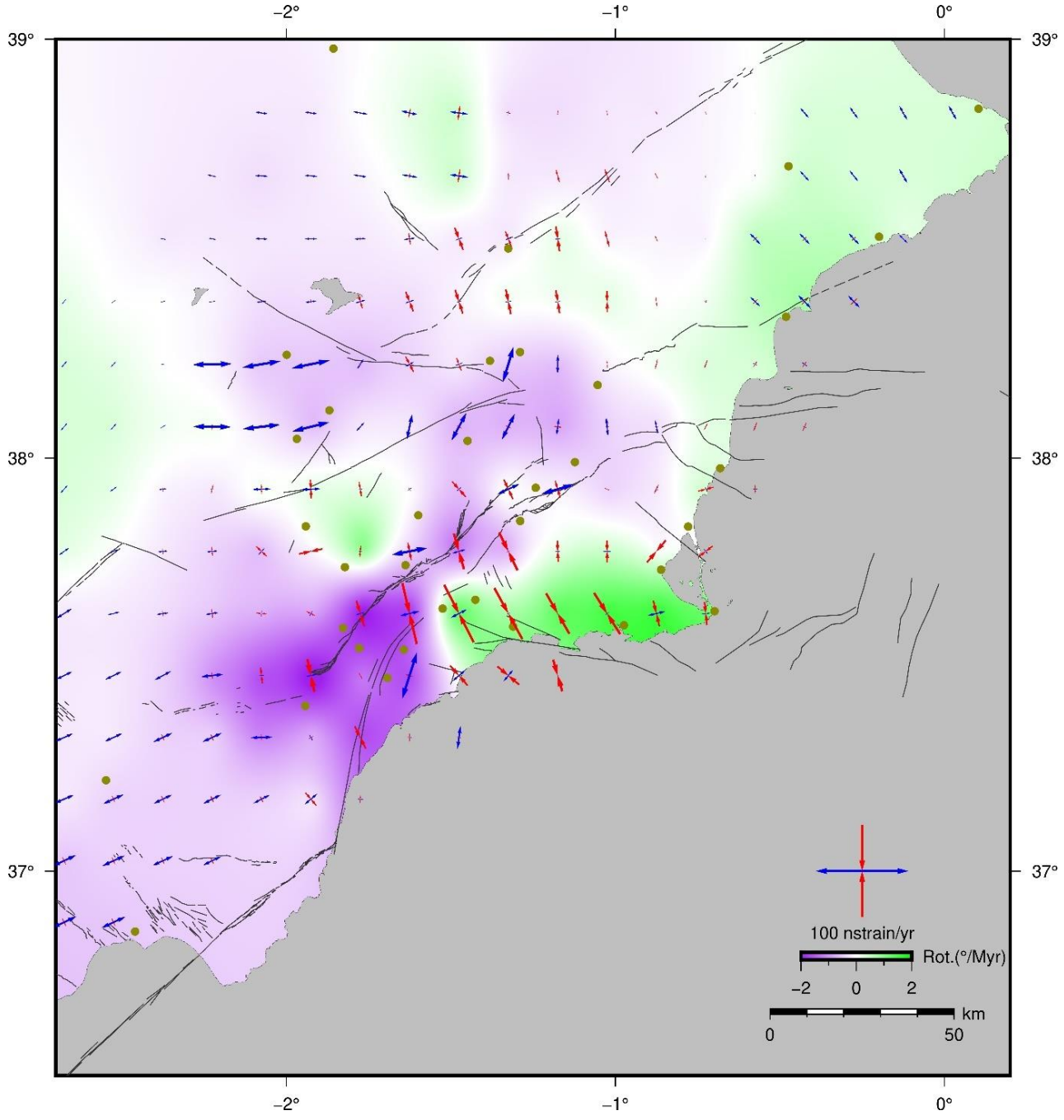
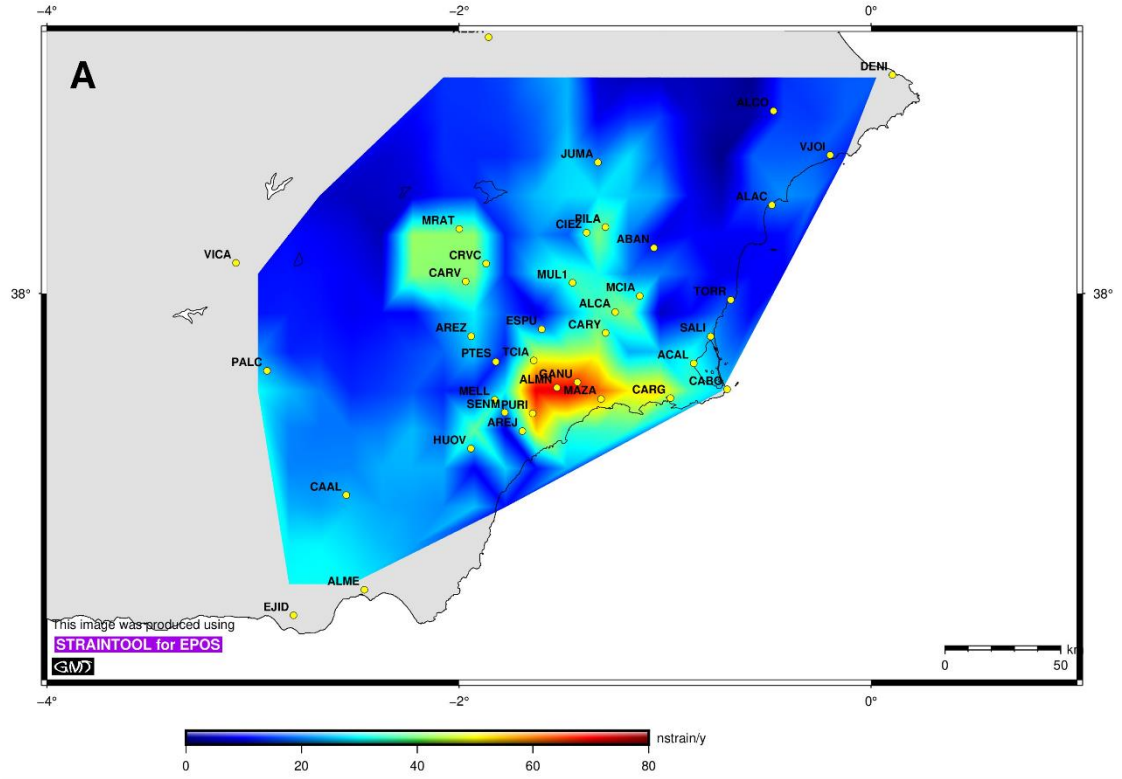
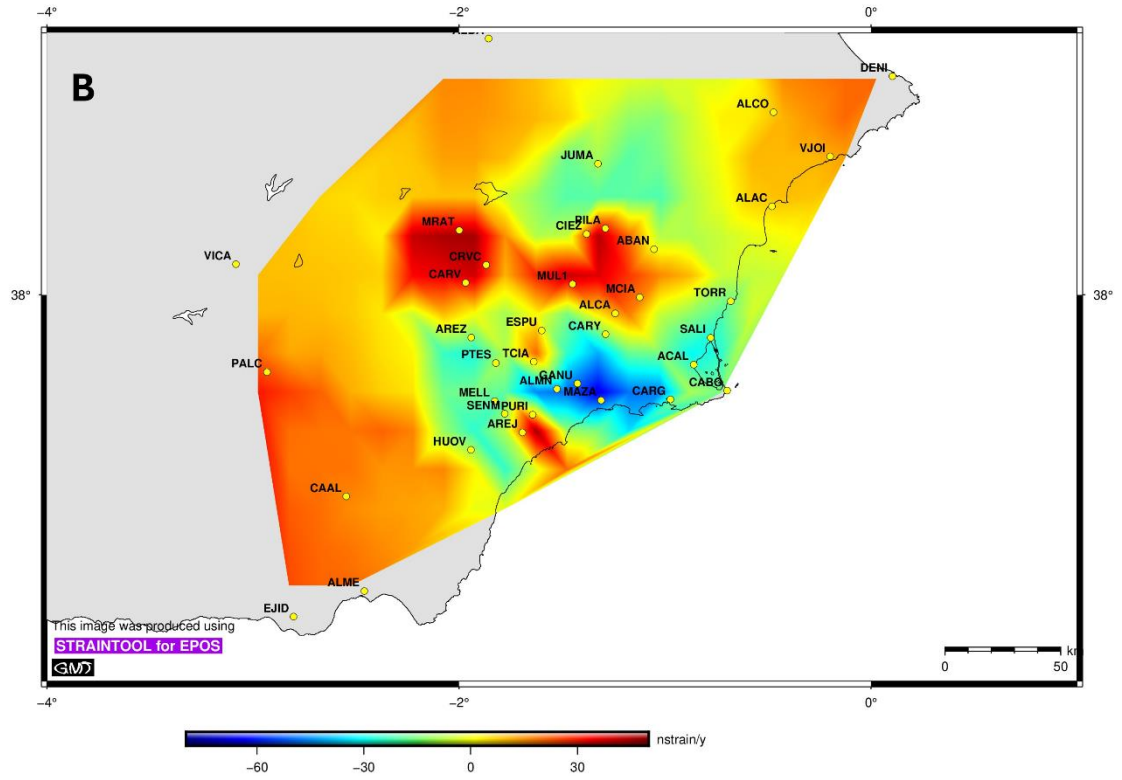


Figura 4.17: Campo de tasa de deformación derivado de la solución GNSS de esta tesis utilizando un enfoque de mallado (Shen et al., 2015).
Los tensores de deformación están representadas con vectores azules (extensión) y rojos (compresión). El mapa de color continuo en (a) muestra la tasa de rotación, en °/Myr, siendo positiva para rotaciones en sentido horario. Los puntos indican la ubicación de las estaciones GNSS utilizadas para el cálculo. Las líneas de color gris oscuro muestran los trazados de fallas de QAFI (IGME, 2022).

Second invariant of strain rate



Dilatation



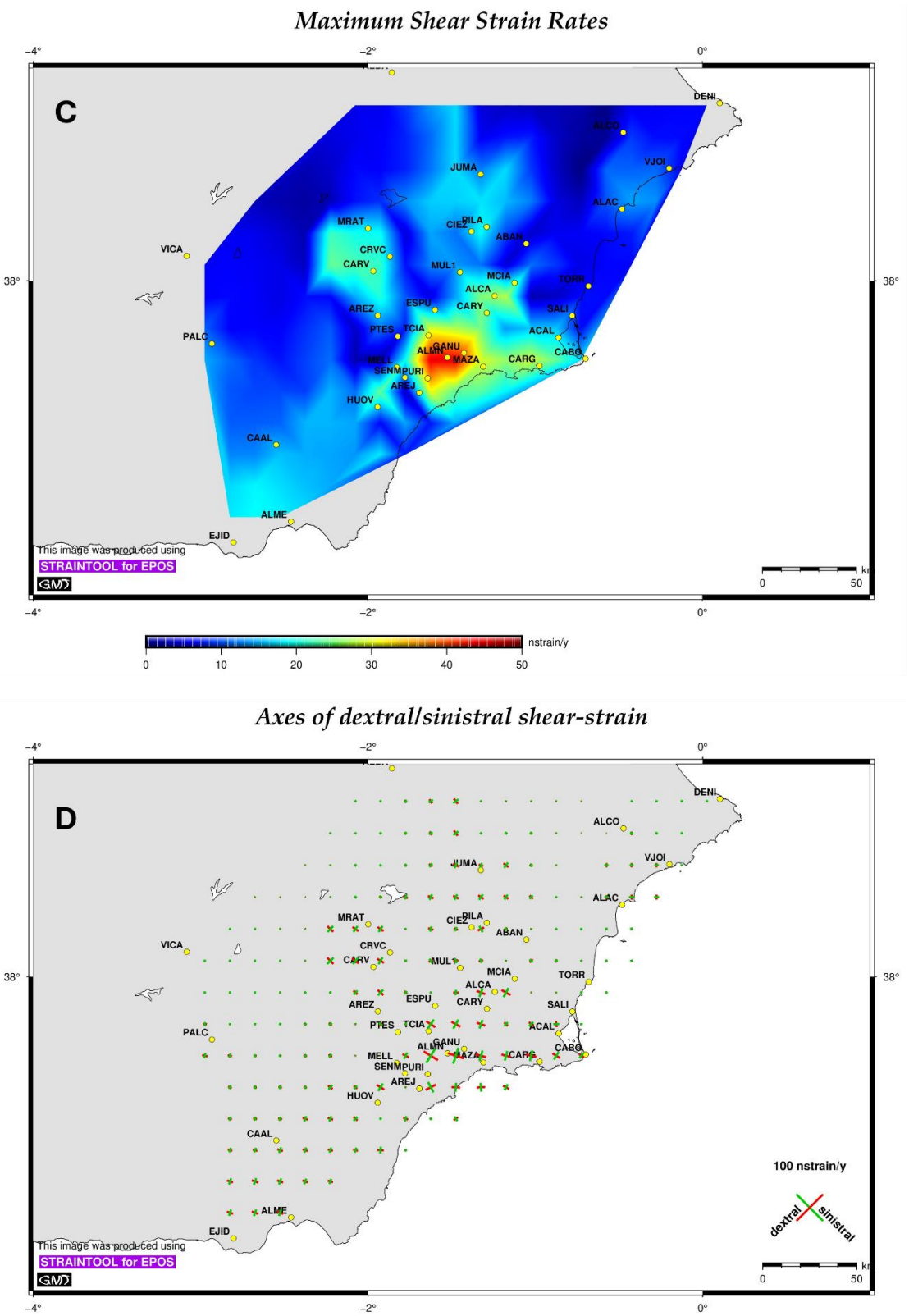


Figura 4.18: Parámetros adicionales del campo de tasa de deformación en las Béticas Orientales (estrategia de mallado):
(A) segunda invariante de la tasa de deformación, (B) tasa de dilatación, (C) tasa máxima de deformación de cizalla y (D) posibles ejes de cizalla sinestral o dextral.

Alternativamente, se ha calculado un campo de tasa de deformación basado en una triangulación de Delaunay, determinando los parámetros de deformación en cada baricentro de triángulos formados a partir de tres estaciones GNSS que actúan como vértices (Fig. 4.19). Se excluyen del análisis aquellos triángulos en los límites del área de estudio que se construyen con ángulos extremadamente agudos. La segunda invariante máxima se alcanza en la misma zona que con el método anterior (aproximadamente entre ALMN y TCIA), aunque con un valor más alto de ~136 nstrain/año. Esta área también muestra el valor más alto de tasa de dilatación (~86 nstrain/año). La dirección de cizalla sinestral se alinea con las fallas centrales de la EBSZ alrededor del Valle del Guadalentín (AMf, Pf, etc.). El valle del Guadalentín también presenta las tasas de compresión más altas, de -80 nstrain/año, mientras que un régimen extensional más suave (~40 nstrain/año) se observa hacia el norte, entre MCIA y CARV, así como hacia el sudoeste (coherente con el escape de las Alpujarras). Para fallas localizadas, el enfoque tradicional de Delaunay parece ser más conveniente, ya que la magnitud de las velocidades GNSS es baja (< 2 mm/año) y el área de estudio es limitada en tamaño (aproximadamente 40,000 km²). Por lo tanto, el suavizado espacial puede sesgar fácilmente la solución de deformación. El enfoque de Delaunay evita el suavizado espacial, aunque es muy sensible a los datos de entrada ruidosos y a su distribución. En cualquier caso, los resultados de deformación parecen indicar que la deformación se acumula principalmente en las áreas central y sur de la EBSZ, disminuyendo hacia su terminación norte. Parece haber una transferencia de la deformación hacia el norte (la falla de Jumilla).

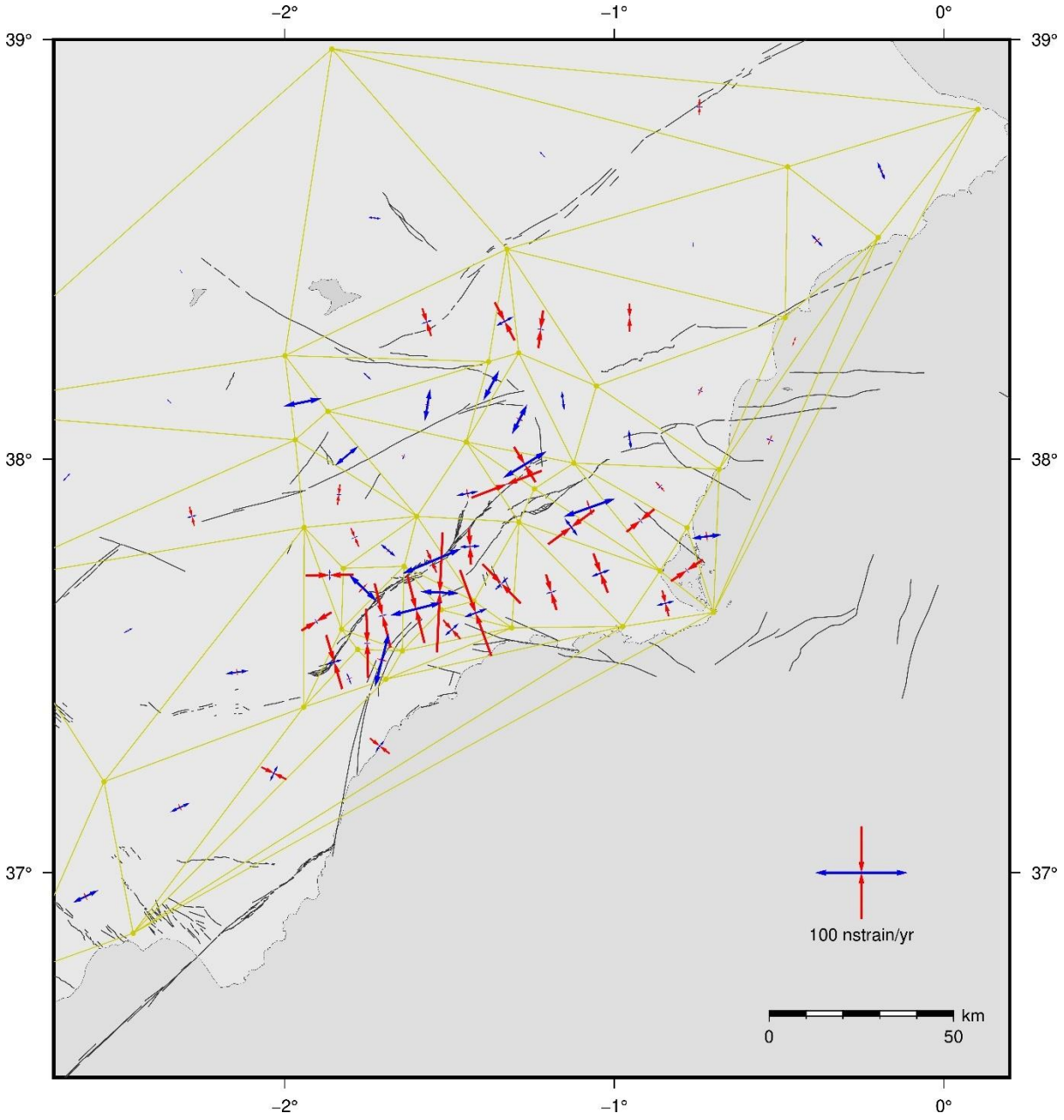


Figura 4.19: Campo de tasa de deformación derivado de la solución GNSS de esta tesis utilizando un enfoque clásico de triangulación de Delaunay.
Los tensores de deformación están representados con vectores azules (extensión) y rojos (compresión). Los puntos indican la ubicación de las estaciones GNSS utilizadas para el cálculo. Las líneas amarillas muestran los triángulos utilizados para el cálculo. Las líneas de color gris oscuro muestran los trazados de fallas de QAFI (IGME, 2022).

4.7. Modelos cinemáticos resultantes

Dadas las limitaciones indicadas por los modelos de resolución y sensibilidad, así como por la escasez de datos en algunos bloques críticos (véase el apartado 4.4.4), se ha optado por presentar dos modelos preferidos en lugar de uno, lo cual ayuda a concebir de manera más precisa la variabilidad e incertidumbres en las soluciones: (A) un modelo que incluye todos los bloques en la Fig. 4.6, pero con CBET ligado a IBER (modelo A en la Fig. 4.20); y (B) un modelo que incluye todos los bloques en la Fig. 4.6, pero con CBET y SCRE ligados a IBER (modelo B en la Fig. 4.20). Además, se presenta una variación del modelo B (Modelo C en la Fig. 4.20), restringiendo el grado de acoplamiento en todas las fallas a Φ=1 (es decir, forzando que todas las fallas estén completamente acopladas e invirtiendo exclusivamente las rotaciones de los bloques). Por lo tanto, el modelo C representa un caso extremo y debe considerarse como un escenario menos probable con tasas de deslizamiento máximas. A pesar de la variabilidad en los resultados, los modelos coinciden en la cinemática general de la zona. Los resultados se pueden ver resumidos gráficamente en la Fig. 4.20, donde se muestran grados de acoplamiento y tasas de deslizamiento, así como cuantificados en las Tablas 4.4 (tasas de deslizamiento) y 4.5 (parámetros de rotación de los bloques invertidos).

A continuación, se discuten los resultados individualizados para las diferentes fallas modeladas. Cabe señalar que los grados de acoplamiento Φ en las fallas se presentan entre 0 (implicando deslizamiento sin acumulación de deformación o creep) y 1 (acoplamiento total). Las tasas de deslizamiento compresivas y de desplazamiento lateral sinestral se presentan como números negativos en el texto y en las figuras (Fig. 4.20, Tabla 4.4, Tabla 4.5).

En el norte, las Béticas Orientales están delimitadas por una (o varias) estructuras que acomodan un desplazamiento lateral sinestral de ~-1.2 mm/año y una compresión de ~-0,6 mm/año. Pese a haber definido la falla de Jumilla (Jf) como límite en esta área, tal como se publica en el catálogo QAFI (IGME, 2022), la deformación podría estar distribuida entre más estructuras, como parece sugerir la distribución difusa de la deformación (Fig. 4.17). La sismicidad (Fig. 4.2) muestra un patrón distribuido dentro del bloque CNAO, al sur de la Jf. No se dispone de suficientes estaciones GNSS para resolver este problema ni para estimar con precisión el grado de acoplamiento de la Jf.

La falla de Crevillente (Crf) muestra una alta variabilidad en su segmento oriental de Alicante (Crf-A en la Fig. 4.20), pero con bajas tasas de deslizamiento (0-0.4

mm/año). Estudios recientes (Borque et al., 2019; Martín-Rojas et al., 2015) sugieren una cinemática inversa-sinestral en esta sección de la falla. Borque et al. (2019) estiman una tasa de deslizamiento lateral de -0,8 mm/año para la Crf-A a partir de datos GNSS de campaña, pero sus incertidumbres son muy altas. En cuanto a los resultados de esta tesis, aunque la Crf-A parece tener un deslizamiento ligeramente sinestral en el modelo A, las incertidumbres son casi del mismo orden, por lo que cualquier conclusión debe tomarse con cautela. Si se fuerza el grado de acoplamiento a Φ=1 en todas las fallas (modelo C), la Crf-A muestra tasas de deslizamiento ligeramente dextrales (0.1±0.1 mm/año) y extensionales (0.4±0.1 mm/año). Por lo tanto, los resultados no son concluyentes para la Crf-A. Las bajas tasas de deslizamiento son coherentes con la migración de la deformación hacia la falla de Bajo Segura (BSf) propuesta por Martín-Rojas et al. (2015). En su segmento occidental de Murcia (Crf-M), el acoplamiento estimado para la Crf es nulo (Φ=0) en el modelo A (esto es, creep asísmico), mientras que en el modelo B, cuando el bloque SCRE está ligado al bloque IBER, converge hacia un desplazamiento lateral dextral (0.3±0.2 mm/año) y extensional (0.2±0.1 mm/año). Esto concuerda con la deformación extensional predominante en la zona (Fig. 4.17).

La falla de Bajo Segura (BSf), que está fuertemente acoplada en los modelos, muestra una compresión predominante (-0.5 a -1.1 mm/año), con una pequeña componente sinestral (-0.2 mm/año). Sin embargo, las tasas de deformación (Fig. 4.17) son pequeñas en esta zona, aunque aumentan hacia el sur (mostrando compresión). Esto podría indicar que la deformación compresiva se acomoda en una estructura al sur de la BSf o internamente en el bloque levantado (sur) de la BSf. Estas estructuras podrían ser evaluadas como límites en futuros modelos cinemáticos.

Una compresión ligeramente inferior, de -0.3 a -0.9 mm/año, se acumula en la falla Carrascoy (Cf), especialmente en su segmento occidental, que muestra un mayor índice de acoplamiento. En cambio, la tasa de deslizamiento lateral (sinestral) es mayor en la Cf (-0.3 a -0.6 mm/año) que en la BSf. Más al sur, la falla Los Tollos (LTf) converge a deslizamiento asísmico en estos modelos, aunque modelos anteriores indicaban cinemáticas similares a las de la Cf. La LTf muestra una incertidumbre muy alta para el grado de acoplamiento estimado (Φ = 0.0±1.9 en el modelo B), similar al segmento central de la AMf. Cuando se fuerza a estar bloqueada (modelo C), la LTf muestra tasas de deslizamiento sinestrales (-1.1 mm/año) y convergentes (-0.6 mm/año).

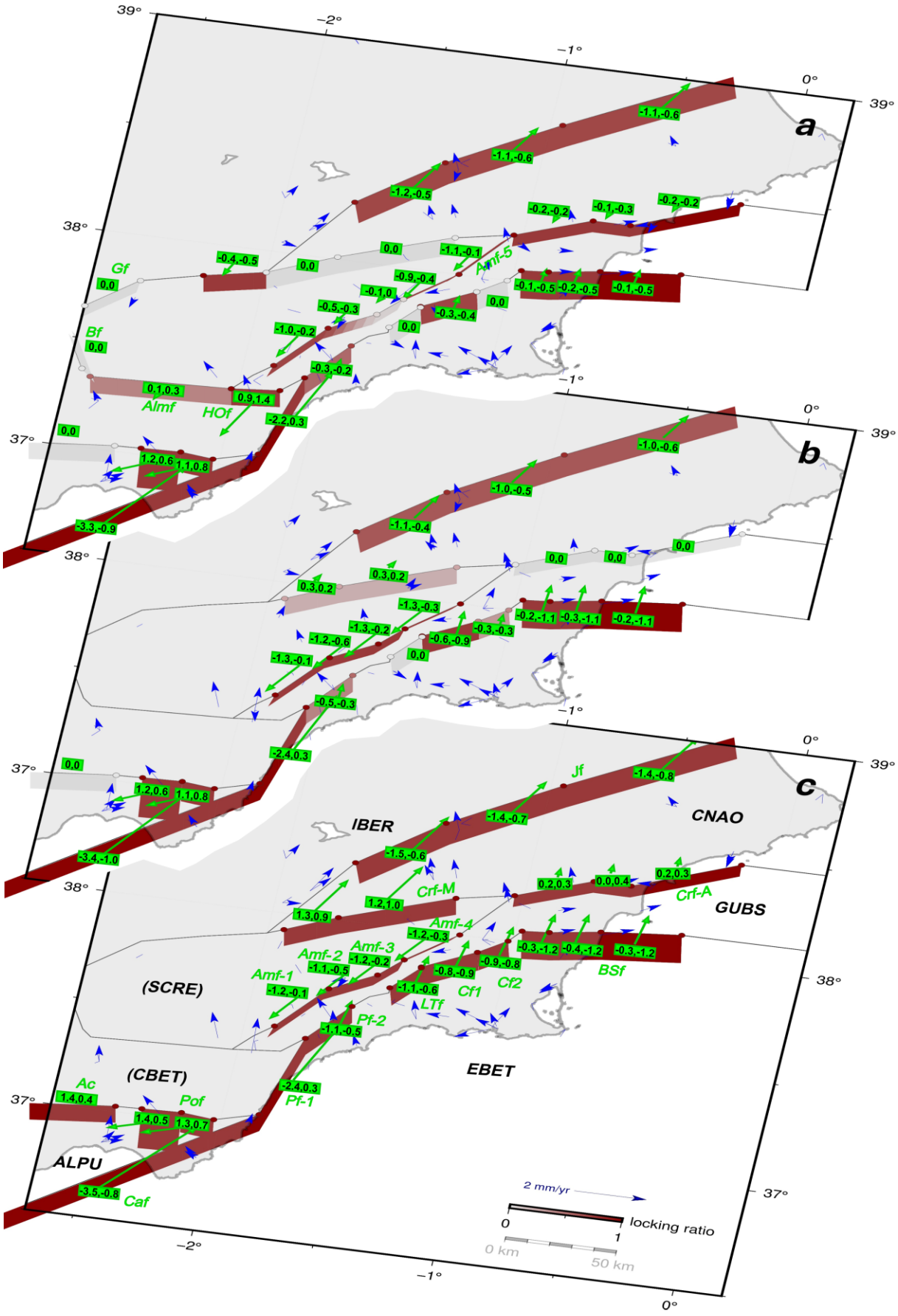


Figura 4.20: Modelos cinemáticos seleccionados para la EBSZ (A-a, B-b, C-c).

[Fig. 4.20] Las fallas se representan como planos, coloreados según su grado de acoplamiento invertido (locking ratio). Los nodos superficiales correspondientes se representan como círculos, coloreados también por el grado de acoplamiento (nótese que el acoplamiento de la superficie de la falla está interpolado entre los nodos). Las líneas grises representan los límites de bloques que pueden interpretarse como fallas en deslizamiento asísmico, y no son objeto de la inversión. Los bloques están nombrados en negro, como en la Fig. 4.6, con SCRE y CBET entre paréntesis, ya que no siempre son invertidos (solo SCRE es invertido en el modelo A). Las tasas de deslizamiento para cada falla o segmento se presentan como vectores verdes (ubicados en los bloques levantados y en el centro de cada segmento), y las tasas de deslizamiento paralelas y normales a la falla se muestran en rectángulos verdes, en mm/año. Los nombres de las fallas corresponden a los de las Fig. 4.1 y 4.6, con algunas subdivisiones en segmentos. Los vectores azules muestran los residuales GNSS.

La falla de Alhama de Murcia (AMf) parece estar casi completamente acoplada en todos sus segmentos, con la excepción del segmento AMf-3 en el modelo A (Fig. 4.20), hecho que podría atribuirse a la relativa menor densidad de estaciones GNSS en el área. El grado de acoplamiento en este segmento se ajusta con una incertidumbre muy alta (0.1±1.0). Las tasas de deslizamiento estimadas muestran un movimiento de deslizamiento consistentemente sinestral (con un máximo de -1.3±0.1 mm/año en el modelo B) y una tendencia hacia la compresión en los segmentos centrales (hasta -0.6 mm/año), que disminuye hacia el extremo sur de la falla (AMf-1). Esto está de acuerdo con otros estudios que definen la AMf como una falla sinestral con componente inversa (por ejemplo, Martínez-Díaz, 2002). Aunque de mayor magnitud, la distribución de las tasas de deslizamiento determinadas concuerda con otros estudios (Gómez-Novell et al., 2020; Herrero-Barbero et al., 2020) en asignar tasas de deslizamiento más altas a los segmentos del sur (AMf-1 y especialmente AMf-2), en comparación con los segmentos del norte (AMf-3). Las tasas de deslizamiento en el segmento AMf-2 son consistentes con las de Gómez-Novell et al. (2022), quienes estiman una tasa neta de deslizamiento de 1.35-1.64 mm/año para este segmento. Sin embargo, los modelos de esta tesis predicen altas tasas de deslizamiento para el segmento AMf-4. Considerando las tasas geológicas a largo plazo, parece que la deformación hacia la terminación norte de la Falla Alhama de Murcia disminuye gradualmente en el segmento AMf-3 (Herrero-Barbero et al., 2020). Esta observación parece contradecir los resultados de los modelos, que predicen una tasa de deslizamiento elevada en la sección AMf-4. Cabe destacar que algunas de las estaciones GNSS en el área (BARQ y LIBR)

muestran un comportamiento anómalo y necesitan más campañas de observación para derivar una velocidad robusta.

Tabla 4.4: Tasas de deslizamiento e incertidumbres de las principales fallas en las Béticas Orientales derivadas de los modelos inversos.
Se muestran las tasas de deslizamiento promedio para cada falla o segmento en la columna 2. Se diferencia entre el sector de Alicante y el sector de Murcia en la falla de Crevillente (Crf-A y Crf-M, respectivamente). Consúltese la Fig. 4.20 para ver cambios sutiles en la tasa de deslizamiento a lo largo de las fallas. Las fallas BSf, Caf y Jf están marcadas con un asterisco, ya que podrían estar reflejando la acumulación conjunta de deformación en otras estructuras en su proximidad.

Fault name	Segment	Fault parallel and normal slip rates by model (in mm/yr). Negative for left-lateral and convergent slip					
		A		B		C	
		Parallel	Normal	Parallel	Normal	Parallel	Normal
Alhama de Murcia	AMf-1	-1.0±0.2	-0.2±0.2	-1.3±0.1	-0.1±0.1	-1.3±0.1	-0.1±0.1
	AMf-2	-0.5±0.2	-0.3±0.2	-1.2±0.1	-0.6±0.1	-1.1±0.1	-0.5±0.1
	AMf-3	-0.1±0.2	0.0±0.2	-1.3±0.1	-0.2±0.1	-1.2±0.1	-0.2±0.1
	AMf-4	-0.9±0.2	-0.4±0.2	-1.3±0.1	-0.3±0.1	-1.2±0.1	-0.3±0.1
Bajo Segura*	BSf	-0.2±0.1	-0.5±0.2	-0.2±0.1	-1.1±0.1	-0.4±0.1	-1.2±0.1
Carboneras*	Caf*	-3.3±0.1	-0.9±0.2	-3.4±0.1	-1.0±0.2	-3.5±0.1	-0.8±0.2
Carrascoy	Cf-1	-0.3±0.1	-0.4±0.2	-0.6±0.1	-0.9±0.1	-0.8±0.1	-0.9±0.1
	Cf-2	0.0±0.1	0.0±0.2	-0.3±0.1	-0.3±0.1	-0.9±0.1	-0.8±0.1
Crevillente	Crf-A	-0.2±0.1	-0.2±0.2	0.0±0.1	0.0±0.1	0.1±0.1	0.4±0.1
	Crf-M	0.0±0.1	0.0±0.3	0.3±0.1	0.2±0.1	1.3±0.1	1.0±0.1
Jumilla*	Jf*	-1.2±0.1	-0.6±0.1	-1.0±0.1	-0.5±0.1	-1.4±0.1	-0.7±0.1
Palomares	Pf-1	-2.2±0.1	0.3±0.1	-2.4±0.1	0.3±0.1	-2.4±0.1	0.3±0.1
	Pf-2	-0.3±0.2	-0.2±0.2	-0.5±0.1	-0.3±0.1	-1.1±0.1	-0.5±0.1

Tabla 4.5: Polos calculados con respecto a Eurasia occidental para los bloques elásticos definidos en las inversiones preferidas (A, B, C).
Λ – longitud, Φ – latitud, Ω – velocidad angular, (ωx, ωy, ωz) - componentes cartesianas y sus incertidumbres (σ)..

Block	Model	Λ	Φ	Ω	ω_x	ω_y	ω_z	$\sigma_{\omega x}$	$\sigma_{\omega y}$	$\sigma_{\omega z}$
		º	º	º/Myr	º/Myr	º/Myr	º/Myr	º/Myr	º/Myr	º/Myr
IBER	A	-5.054	40.568	-0.1330	-0.1006	0.0089	-0.0865	0.0016	0.0002	0.0013
	B	-5.054	40.568	-0.1330	-0.1006	0.0089	-0.0865	0.0016	0.0002	0.0013
	C	-5.054	40.568	-0.1330	-0.1006	0.0089	-0.0865	0.0015	0.0002	0.0012
EBET	A	4.866	37.337	-0.1426	-0.1130	-0.0096	-0.0865	0.0591	0.0010	0.0457
	B	5.487	37.310	-0.1427	-0.1130	-0.0109	-0.0865	0.0569	0.0010	0.0440
	C	5.428	37.013	-0.1437	-0.1142	-0.0109	-0.0865	0.0402	0.0007	0.0310
ALPU	A	-9.565	46.086	-0.1201	-0.0821	0.0138	-0.0865	0.0168	0.0013	0.0126
	B	-9.565	46.086	-0.1201	-0.0821	0.0138	-0.0865	0.0159	0.0012	0.0120
	C	-8.991	47.006	-0.1183	-0.0797	0.0126	-0.0865	0.0137	0.0010	0.0102
CNAO	A	1.146	38.044	-0.1404	-0.1105	-0.0022	-0.0865	0.0554	0.0005	0.0442
	B	1.146	38.044	-0.1404	-0.1105	-0.0022	-0.0865	0.0363	0.0004	0.0288
	C	1.766	37.728	-0.1414	-0.1118	-0.0034	-0.0865	0.0283	0.0004	0.0225
GUBS	A	2.398	37.717	-0.1414	-0.1118	-0.0047	-0.0865	0.0495	0.0019	0.0387
	B	0.501	37.740	-0.1413	-0.1118	-0.0010	-0.0865	0.0375	0.0010	0.0292
	C	-0.118	37.912	-0.1589	-0.1253	0.0003	-0.0976	0.0291	0.0007	0.0227
CBET	A	Tied to IBER								
	B									
	C									
SCRE	A	-2.076	39.518	-0.1418	-0.1093	0.004	-0.0902	0.1564	0.0052	0.122
	B	Tied to IBER								
	C									

La falla de Palomares (Pf) muestra un comportamiento diferenciado entre sus segmentos. El segmento norte de la Pf (moderadamente acoplado) presenta una tasa de deslizamiento sinestral de -0.3 a -0.4 mm/año y una tasa de deslizamiento convergente de -0.2 a -0.3 mm/año. Esto es coherente con los resultados anteriores de esta tesis, que indican que la mayor parte del deslizamiento sinestral parece ser acomodado por la AMf en lugar de la Pf. El deslizamiento sinestral combinado entre la AMf y la Pf en esta sección sería de -1.3 a -1.8 mm/año, lo cual es coherente con la tasa combinada de -1.5 mm/año obtenida por Echeverria et al. (2013). Sin embargo, es importante resaltar que las altas incertidumbres de las velocidades GNSS en la vecindad de la Pf y AMf limitan mucho este análisis. Se necesitan períodos de observación más largos en las estaciones GNSS episódicas (por ejemplo, CSJR) y continuas (CASA) para mejorar estas incertidumbres. Estudios futuros de InSAR también podrían ayudar a abordar la partición de la deformación entre la Pf y la AMf. El segmento sur de la Pf muestra un mayor grado de acoplamiento y una tasa de deslizamiento sinestral más elevada (-2.2 a -2.4 mm/año). Aunque se predice una extensión de 0.2 a 0.3 mm/año, la falta de estaciones fiables en el área (y la presencia del mar al este) limita un análisis más detallado. En esta zona, se eliminan de la inversión algunas velocidades de Echeverria et al. (2015) debido a sus altos residuos en todos los modelos.

La falla de Carboneras (Caf) converge en una estructura fuertemente acoplada en los modelos, con las tasas de deslizamiento más altas de la EBSZ: -3.3±0.1 mm/año de deslizamiento sinestral y -1.0±0.2 mm/año de deslizamiento convergente en el modelo B. La tasa de deslizamiento de la falla de Carboneras se ha definido previamente en ~1.3 mm/año basándose en datos GNSS (Echeverría et al., 2015) y paleoseismología (Moreno, 2010; Moreno et al., 2015). Según los resultados presentados en este estudio, la falla de Carboneras aumentaría su actividad en casi 3 veces, esto es, reduciendo el intervalo de recurrencia de 800 - 6000 años para eventos con magnitudes superiores a 6.5 (Herrero-Barbero et al., 2021; Álvarez-Gómez et al., 2023), a 250 - 2000 años. Sin embargo, estos resultados deben interpretarse con cautela, ya que la tasa de >3 mm/año podría estar indicando el movimiento diferencial total entre dos bloques tectónicos (ALPU y EBET), en lugar de la tasa de deslizamiento individual de la Caf. Además, el movimiento del bloque EBET podría estar sesgado, ya que la mayoría de las estaciones que lo definen están concentradas más al norte de la Caf (ver Fig. 4.20). En la estrecha franja de tierra directamente al este de la terminación septentrional de la Caf, solamente se invierten un par de estaciones episódicas (Echeverria et al., 2015). En el modelo

regional de Vernant et al. (2010), las tasas de deslizamiento predichas para el área de la Caf también son menores (-1.2 y 0.2 mm/año de deslizamiento lateral y normal, respectivamente), pero predicen tasas de deslizamiento muy altas en su continuación hacia el oeste (4.7 y 3.3 mm/año) y hacia el sur (-0.4 mm/año y 5.9 mm/año). Por lo tanto, la tasa de deslizamiento >3 mm/año de la Caf podría estar distribuida en otras estructuras regionales.

Al oeste de la Caf, lejos de la EBSZ, el límite norte del bloque ALPU muestra una cinemática general de tipo dextral (que va desde ~1.2 mm/año en la falla de Polopos, Pof, hasta 0.6-1 mm/año en la falla de Ventas de Zafarraya, VZf) y extensional (0.8 – 0.2 mm/año), coherentes con los resultados de deformación. En la sección subsiguiente se aborda con más detalle la cinemática de las Alpujarras.

En algunos modelos se invierte una falla que cierra el bloque GUBS en el sur, ya que ayuda a mejorar los estadísticos de las inversiones, que se pasa a denominar falla de Huércal-Overa (HOf en la Fig. 4.6) y sigue aproximadamente la falla de Albox oriental, definida por Massana et al. (2005). Los modelos ajustan deslizamientos dextrales (0.7-0.9 mm/año) y extensionales (0.9 – 1.4 mm/año) en este límite. La falla HOf podría no ser una estructura real, sino más bien un reflejo de la deformación distribuida en el área. Además, la zona de falla del Corredor Almanzora (Almf), que actúa como el límite sur del bloque SCRE, muestra tasas de deslizamiento bajas (0.1 y 0.3 mm/año) y un índice de acoplamiento bajo. Más al oeste, las fallas de Baza y Galera (Bf y Gf) convergen consistentemente a un grado de acoplamiento nulo (Φ=0) en estos modelos, pero la incertidumbre de este parámetro es muy elevada (>2). Por lo tanto, estos resultados no parecen ser robustos. En el entorno de Bf y Gf existen pocas estaciones GNSS disponibles, especialmente estaciones continuas con velocidades robustamente estimadas.

4.8. Implicaciones para la cinemática regional

La cinemática y el límite tectónico entre las placas de Eurasia y Nubia a través del mar de Alborán y el estrecho de Gibraltar presentan todavía grandes incógnitas (por ejemplo, Vernant et al., 2010). Dado que se ha adoptado una estrategia más local para los modelos cinemáticos de esta tesis, no se intenta inferir la cinemática a escala regional. No obstante, es posible extraer algunas conclusiones de los resultados. Los resultados de los modelos en zonas alejadas de la región de las Béticas Orientales se muestran en la Fig. 4.21.

El escape del bloque de las Alpujarras (ALPU), propuesto por primera vez por Martínez-Díaz y Hernández-Enrile (2004) utilizando criterios geológicos y sismotectónicos, podría explicar el aumento de las velocidades hacia el sur de Iberia, causando extensión y desgarre dextral en las fallas limitantes del norte de ALPU, como la zona de cizalla del Torcal (Tsz) y la falla de Ventas de Zafarraya (VZf). Estos resultados son coherentes con el arrastre hacia el oeste de la cuenca de Alborán (por ejemplo, Frasca et al., 2015). Los modelos sugieren que la VZf podría estar acomodando entre 0.2 mm/año (modelo A) y 1.3 mm/año (modelo C) de movimiento dextral y de 0.2 mm/año (A) a 0.7 mm/año (C) de movimiento extensional, coherente con la cinemática normal y dextral de la VZf (Grützner et al., 2013; Reicherter et al., 2003). El modelo B predice deslizamientos intermedios (dextrales y extensionales) de 0.5 y 0.3 mm/año para la VZf. Esto no concuerda con los resultados de las campañas GNSS de Madarieta-Txurruka et al. (2024), que estiman un acortamiento NNE-SSO de 2 mm/año en la VZf. Las velocidades de campaña de Martín-Rojas et al. (2023), que también sugieren un acortamiento en la VZf, muestran los mayores residuos (1.4 – 1.7 mm/año) en nuestros modelos de bloques, mostrando una gran discrepancia con las estaciones continuas cercanas (ver Fig. 4.21).

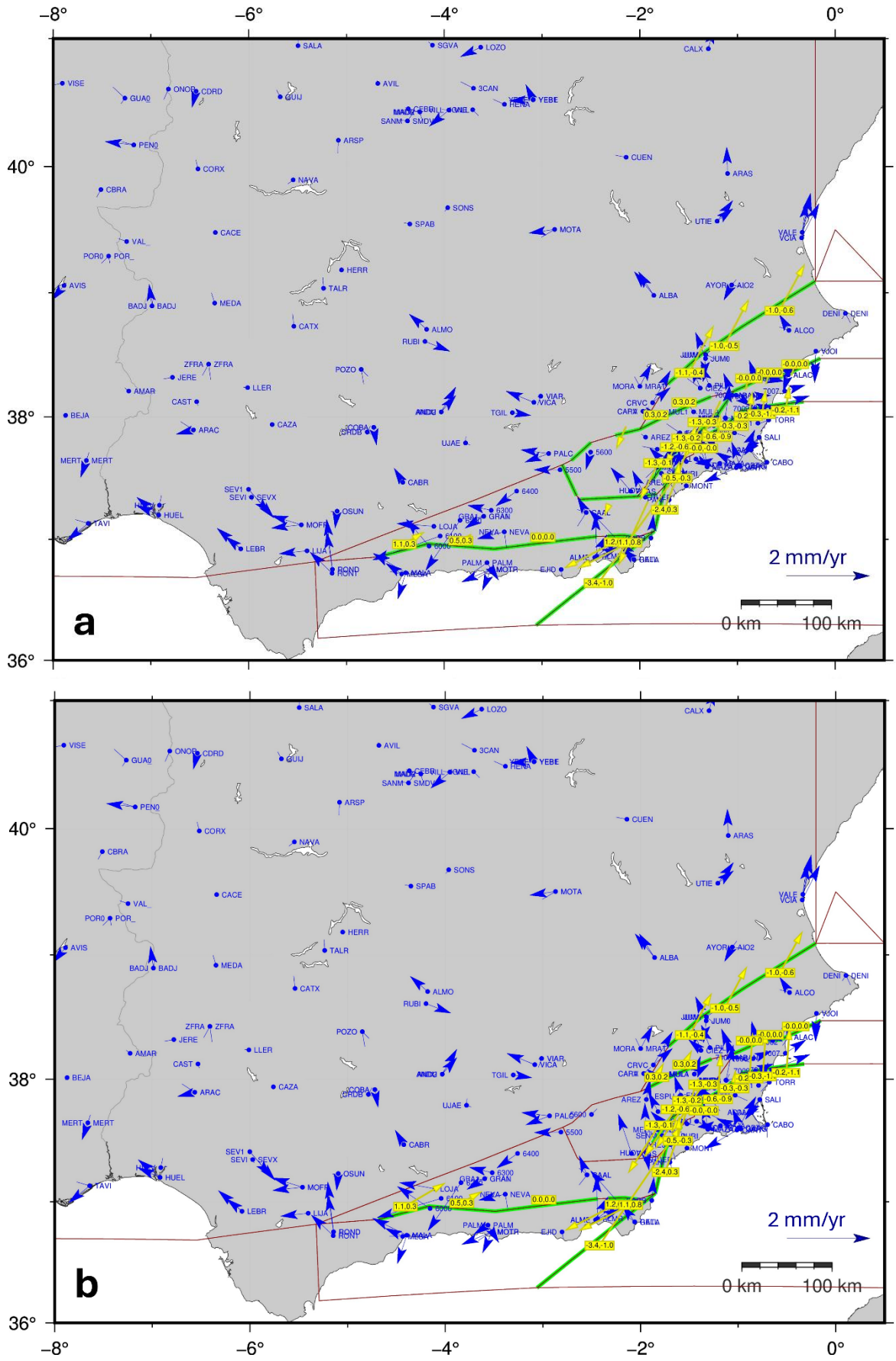
El Corredor de las Alpujarras (ACf) muestra un resultado menos estable, convergiendo en un comportamiento de creep en la falla en los modelos A y B, pero presentando un potencial de altas tasas de deslizamiento dextral (1.5 mm/año) y extensional (0.4 mm/año) en el modelo C.

Las tasas de deslizamiento en la Tsz están dominadas en los modelos por deslizamiento dextral (0.6 – 1.5 mm/año), con menores tasas de deslizamiento extensional (0.2-0.3 mm/año). En el límite occidental de ALPU, se incluyen las estaciones ROND y RON1 dentro de este bloque (Fig. 4.22), pero sistemáticamente se obtienen residuos orientados hacia el norte de ~0.9 mm/año (Fig. 4.21). Sin embargo, incluir estas estaciones en los bloques CBET/IBER lleva a residuos aún mayores orientados hacia el oeste de ~1.3 mm/año. Esto podría estar indicando que no se están resolviendo adecuadamente los límites de los bloques en esta zona. Además, se excluyen el resto de estaciones GNSS al oeste de ALPU de los modelos, ya que su movimiento muestra un comportamiento diferente, más relacionado con el de África del Norte.

La ubicación del límite sur del bloque ALPU y su interacción con las fallas del mar de Alborán aún es desconocida. Se ha establecido una falla que se desliza asísmicamente (en creep) al sur de ALPU, ya que no se están incluyendo las

estaciones GNSS en el norte de África en los modelos. Vernant et al. (2010) modelan una falla marina paralela a la costa sur de Iberia, con 4.7-5.5 mm/año de deslizamiento dextral y deslizamientos extensionales variables (3.3 mm/año en el este) y compresivos (-1.5 mm/año en el oeste). Sin embargo, ignoran los límites septentrionales del bloque ALPU. Además, solo unas pocas estaciones intervinieron su solución de la cinemática de este bloque. Es posible que parte de esa cizalla dextral y extensión se acomoden en el límite norte del bloque de las Alpujarras (ACf, VZf, Tsz), como se discutió anteriormente. La velocidad de la estación ALBO, ubicada en la Isla de Alborán (Fig. 4.22) y al sur de la intersección entre las fallas de Yussuf, Al-Idrissi y Carboneras, está más alineada con las velocidades en el norte de África, pero con una magnitud menor. Una mayor resolución proporcionada por la densificación de las estaciones GNSS y un periodo extendido de observación podrían ayudar a determinar el patrón de deformación a través del mar de Alborán mediante nuevos modelos cinemáticos, a pesar de las dificultades de tales modelos lejos de la costa, donde hay menos datos disponibles.

Al noreste de las Béticas Orientales, las velocidades GNSS obtenidas en las Islas Baleares son bastante lentas con respecto a Eurasia occidental (< 0.4 mm/año), pero están consistentemente dirigidas hacia el este/noreste. Según Palano et al. (2015), el patrón de velocidad observado en las islas Baleares (ahora con un período de monitoreo mucho más largo) es similar al de la terminación norte de las Béticas Orientales, aunque difiere significativamente de la península ibérica. Los datos de esta tesis sugieren que las velocidades dentro de las islas podrían estar relacionadas con el bloque CNAO (prolongación norte de las Béticas Orientales), mostrando un comportamiento bastante distintivo en comparación con el de las Béticas Orientales centrales. Contrariamente, la estación de la isla ICOL, ubicada entre la península ibérica y las islas Baleares, parece moverse de acuerdo con la península ibérica. La fuga hacia el este de las islas Baleares está en consonancia con la transmisión propuesta de la convergencia Nubia-Eurasia a través de un bloque indentador ubicado al sur de las Béticas Orientales (Coppier et al., 1989; Palano et al., 2015). También se observa un patrón radial de la deformación transmitida desde el norte de África hacia las Béticas Orientales. Estos hallazgos se sintetizan en un esquema cinemático en la Fig. 4.22. Estas hipótesis también podrían explorarse en el futuro con modelos cinemáticos a una escala regional.


−8°
−6°
−4°
−2°
0°
40°
38°
36°
a
b
2 mm/yr
0 km
100 km

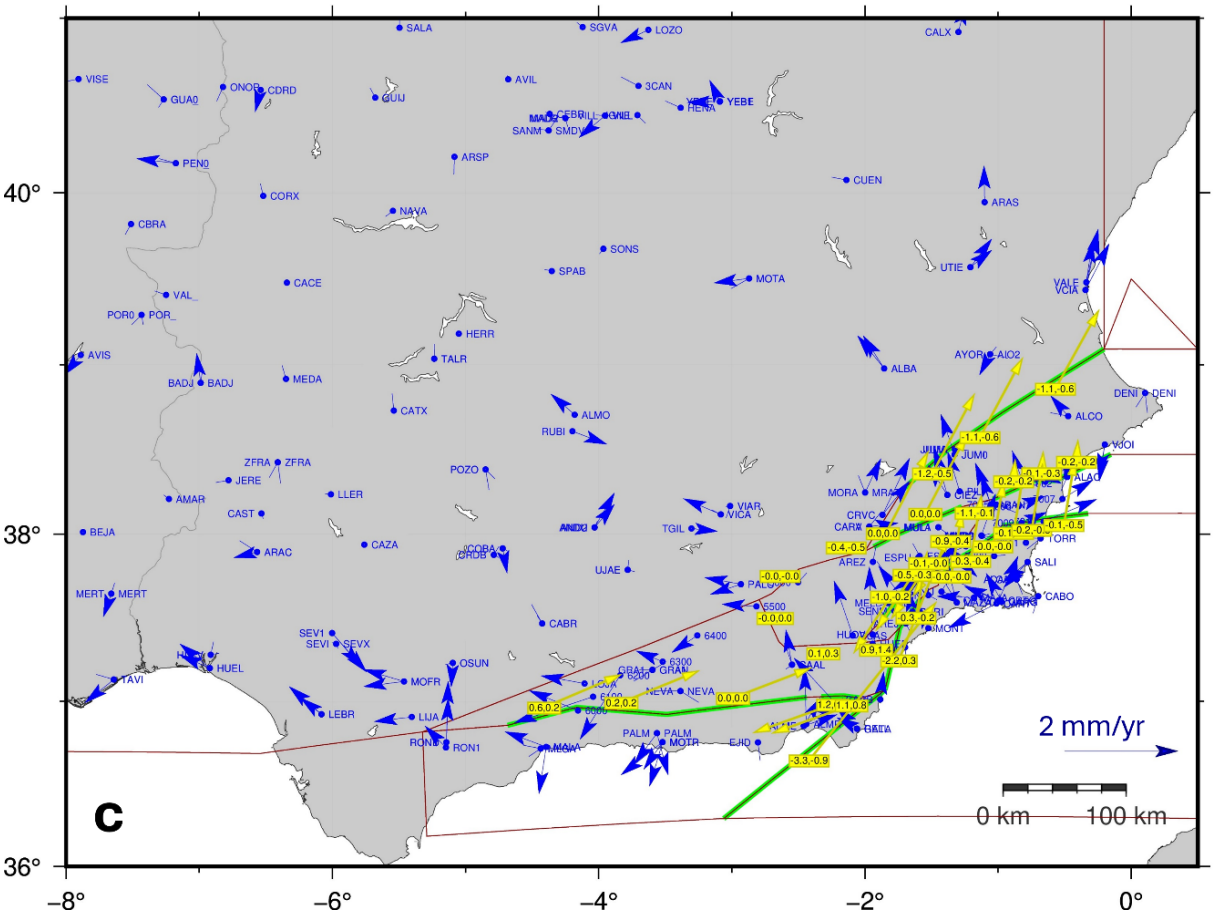


Figura 4.21: Residuos horizontales GNSS (vectores azules) y tasas de deslizamiento predichas (vectores amarillos) para los modelos A-a, B-b y C-c a una escala regional. Las cajas amarillas muestran los valores de las tasas de deslizamiento (paralela a la falla, normal a la falla) en mm/año. Valores negativos para deslizamientos sinestrales y convergentes. Límites de bloques en rojo, con las fallas invertidas resaltadas en verde.

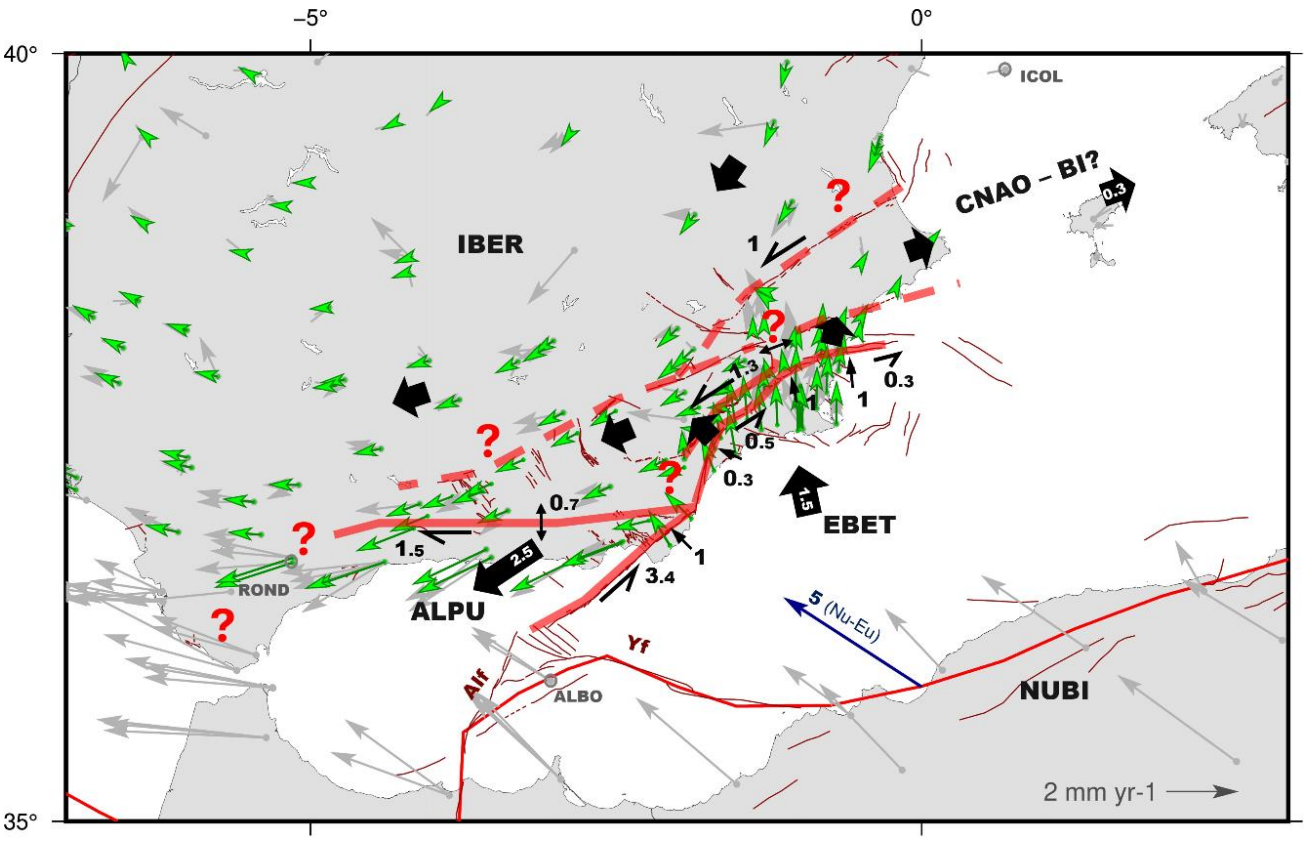


Figura 4.22: Esquema cinemático basado en los resultados de esta tesis. Los movimientos son relativos a Eurasia occidental, con sus valores aproximados en mm/año. Se muestra el campo de velocidades observado en esta tesis como vectores grises, así como los de Bougrine et al. (2019) y Serpelloni et al. (2022). Los vectores verdes representan las velocidades predichas en uno de los modelos preferidos (modelo B en la Fig. 4.20). Los vectores negros gruesos muestran los movimientos aproximados de los bloques. Las flechas negras más delgadas indican los deslizamientos aproximados de las principales fallas limitantes. El vector azul marcado con (Nu-Eu) muestra la velocidad predicha por el polo geodésico Nubia-Eurasia de Altamimi et al. (2017). Algunas estaciones GNSS indicadas en el texto están etiquetadas y marcadas con círculos (ALBO, ICOL, ROND). Abreviaturas. Fallas: AIf – Falla de Al-Idrissi, Yf – Falla de Yusuf. Bloques: ALPU – Alpujarras, BI – Islas Baleares, CNAO – Cabo de la Nao, EBET – Béticas Orientales, IBER – Iberia, NUBI – Nubia.

4.9. Potencial de estudios tectónicos InSAR en las Béticas

4.9.1. Introducción

Es indudable el potencial del empleo de la técnica GNSS para estudiar deformaciones tectónicas en superficie en diversas zonas del mundo (e.g. Beavan et al., 2016; Echeverria et al., 2013; Segall and Davis, 1997; Staller et al., 2016). No obstante, el campo de velocidades GNSS y los modelos cinemáticos derivados del mismo en este capítulo han revelado también limitaciones inherentes al registro de dicha deformación en puntos discretos del terreno, con un gran coste en la instalación y mantenimiento de equipos GNSS. La técnica InSAR surge como un complemento de indudable valor para el estudio de las deformaciones superficiales, con una gran mejora en cobertura espacial, como se ha demostrado en el Capítulo 3. El empleo de la misma podría ser de gran valor para dilucidar el comportamiento de algunas estructuras para las cuales el GNSS no ha ofrecido una respuesta robusta en las Béticas Orientales. Son ejemplos de ello la partición de deformación entre las fallas de Alhama de Murcia y la falla de Palomares, o la acumulación de deformación en el entorno de la falla de Jumilla y el límite septentrional de la EBSZ.

La técnica InSAR ha sido empleada en las Béticas, pero primordialmente para fines no tectónicos. Se han usado exhaustivamente datos InSAR para estudiar la subsidencia del valle del Guadalentín (Bonì et al., 2015; Béjar-Pizarro et al., 2016; Ezquerro et al., 2017; Fernández et al., 2018; Fernández-Merodo et al., 2021) y de la ciudad de Murcia (Bru et al., 2013), así como otras deformaciones relacionadas con minería (López-Vinielles et al., 2021) o movimientos de ladera (Reyes-Carmona et al., 2021). Martínez-Díaz et al. (2012b) emplearon la técnica DInSAR para estimar el plano de ruptura del terremoto de Lorca de 2011 (Mw 5.2), a partir de la deformación cosísmica registrada. No obstante, la deformación intersísmica en las Béticas Orientales todavía supone un desafío para las técnicas A-DInSAR por las pequeñas tasas de deformación, como ha quedado patente en las tasas de deslizamiento determinadas en este capítulo (en el entorno de 1 mm/año). Consecuentemente, apenas existen estudios InSAR enfocados en la tectónica de esta región. Sousa et al. (2014) emplearon interferometría radar con imágenes ERS-1/2 y Envisat para estudiar las fallas del entorno de la ciudad de Granada, pero no detectaron deformación atribuible a ninguna de las estructuras tectónicas de la zona.

Recientemente han surgido nuevas oportunidades para la aplicación de datos de interferometría a través de servicios de movimiento del terreno, con datos en línea abiertos y gratuitos. Esta tendencia dio comienzo en 2018, cuando Noruega lanzó la plataforma *InSAR Norway* (https://insar.ngu.no/) ofreciendo en abierto datos de deformación del terreno en todo el país escandinavo a partir de imágenes Sentinel-1. A este le siguieron otras iniciativas nacionales, como la germana *BodenBewegungsdienst Deutschland* (BBD, https://bodenbewegungsdienst.bgr.de).

A partir de 2020, se puso a disposición de los usuarios el European Ground Motion Service de Copernicus (EGMS, Servicio Europeo de Movimiento del Suelo, https://egms.land.copernicus.eu/), que ofrece de forma gratuita una medición continua del movimiento de la superficie en toda la Unión Europea, Islandia, Noruega y el Reino Unido, aprovechando las imágenes Sentinel 1 de la ESA a través de la técnica de interferometría radar diferencial avanzada, A-DInSAR (Crosetto et al., 2020). El EGMS ofrece cobertura, por tanto, en las Béticas Orientales, abriendo nuevas oportunidades de aplicación de datos InSAR en la zona. No obstante, los productos EGMS ofrecen una precisión limitada, que podría no ser suficiente para evaluar las pequeñas deformaciones tectónicas en las Béticas Orientales.

Por todo ello se ha seguido la siguiente estrategia en esta tesis:

- En primer lugar (apartado 4.9.2), se han calculado las velocidades LOS ascendentes y descendentes, predichas por uno de los modelos cinemáticos preferidos determinados en esta tesis. Estos modelos directos sirven para evaluar como primera aproximación la deformación tectónica esperable en geometría LOS que podría ser registrada mediante técnica InSAR.
- Seguidamente, se ha realizado una comparativa con los datos disponibles del EGMS (apartado 4.9.3.) con los resultados GNSS de esta tesis, para validar la precisión de los productos EGMS y evaluar su potencial aplicación a estudios tectónicos en la región. Esta comparativa se he ejecutado con dos de los productos ofrecidos por el mismo.
- Finalmente, se ha realizado un intento de procesado independiente (apartado 4.9.4.) de las imágenes Sentinel 1 disponibles en las Béticas Orientales mediante el software Gamma, con el objetivo de obtener las

series temporales de desplazamiento con mayor precisión que la proporcionada por el EGMS.

Un esquema de la metodología seguida se muestra en la Fig. 4.23.

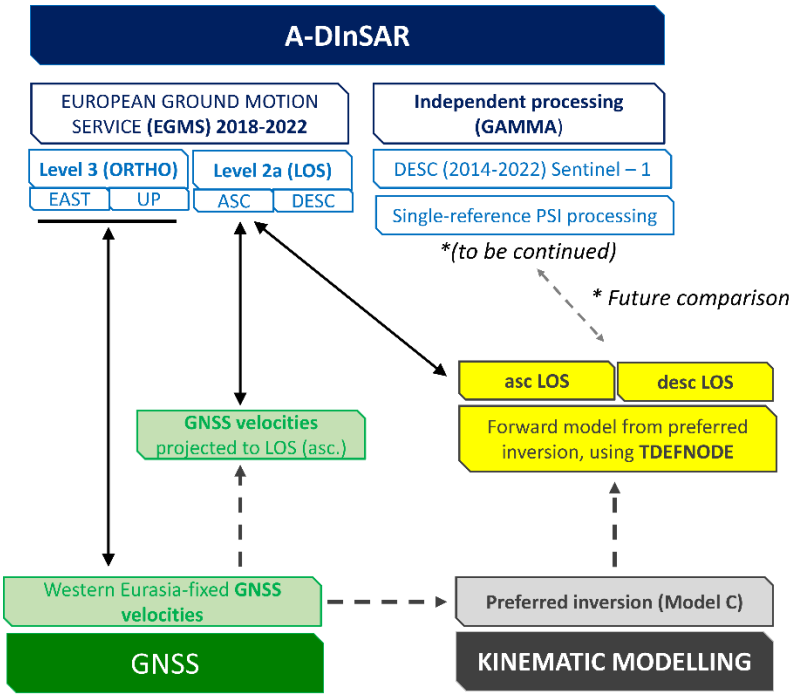


Figura 4.23: Esquema de la metodología seguida para el tratamiento de datos InSAR en las Béticas Orientales. Las dobles flechas negras indican las comparativas realizadas entre las diferentes técnicas y productos.

4.9.2. Modelos directos tectónicos

Para evaluar la potencial máxima deformación registrable mediante técnica InSAR, en este caso con la geometría propia de observación de la misión Sentinel 1, se ha generado un modelo directo que predice las velocidades LOS con base en los resultados de las inversiones.

En concreto, se ha partido de las rotaciones de bloques determinadas en el modelo C (Tabla 4.5), en el que se ha forzado acoplamiento máximo (Φ=1) en todas las fallas, con el objetivo de analizar la capacidad de la técnica InSAR para determinar estos grados de acoplamiento.

Los modelos directos calculados en geometría ascendente y descendente (Fig. 4.24), predicen velocidades LOS de muy pequeña magnitud, con diferencias entre bloques

inferiores a 1 mm/año. Debe tenerse en consideración que la deformación modelada es exclusivamente horizontal y la sensibilidad de la geometría LOS (más favorable a movimientos verticales) se resiente en consecuencia. La órbita descendente parece especialmente desfavorable para captar los movimientos relativos de los bloques. Las mayores velocidades se dan al sur de la EBSZ, en la zona del escape de las Alpujarras.

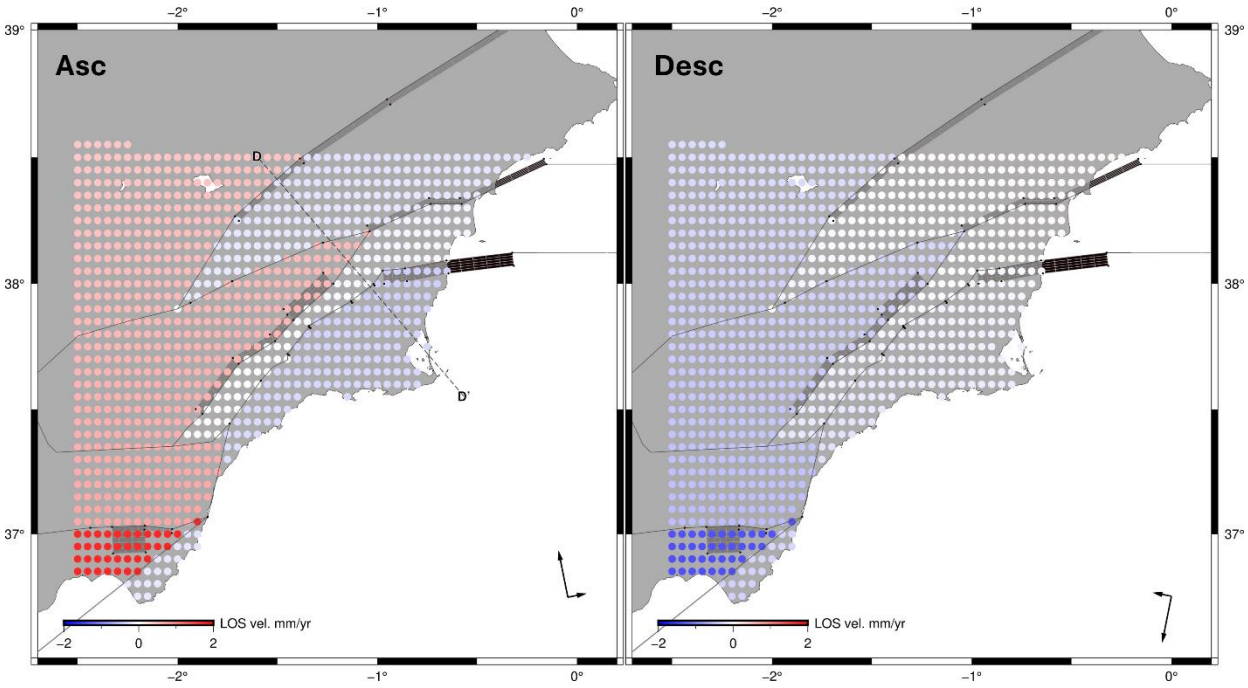


Figura 4.24: Modelo directo con las velocidades LOS predichas para Sentinel 1 en geometría ascendente (Asc) y descendente (Desc). El modelo se ha generado con los valores de rotación invertidos en el modelo C. DD' muestra el trazado del perfil correspondiente.

4.9.3. Comparativa con EGMS

Se realiza una doble comparativa de los datos GNSS de esta tesis con los datos EGMS en período 2018-2022 (véase la Fig. 4.23 para una idea general): una comparativa con las velocidades este y verticales del producto ORTHO (nivel 3) del EGMS, y una comparativa de las velocidades LOS ascendentes del producto BASIC (nivel 2a) del EGMS.

En primer lugar, se han comparado los resultados GNSS de esta tesis con el producto ORTHO del EGMS (período 2018-2022) tanto para las velocidades este

como verticales en las Béticas Orientales. El producto ORTHO contiene las componentes horizontal (este) y vertical estimadas a partir de las mediciones originales de la línea de visión del satélite (LOS), remuestreadas a una cuadrícula de 100 m, y referenciadas a un modelo derivado de datos GNSS (Ferretti et al., 2021).

Se han recabado todos los píxeles de EGMS dentro de un radio de 150 m alrededor de las estaciones GNSS (con un promedio de 8 puntos por estación), calculando la media y la desviación estándar de las velocidades de EGMS. Se han referido todas las velocidades este (en GNSS y EGMS) a la velocidad promedio respectiva en el área para evitar problemas de referencia entre los marcos (GNSS) ITRF2014 y (EGMS) ETRF00. El RMSE entre las velocidades de la solución GNSS y el EGMS es de 0.5 mm/año y 2.7 mm/año para las velocidades este y vertical, respectivamente. Aunque ambas componentes muestran una correlación positiva, las velocidades verticales correlacionan mejor entre sí (R^2 = 0.97) que las velocidades horizontales (R^2 = 0.89). Sin embargo, la correlación es más débil si se eliminan las velocidades afectadas por la subsidencia de Guadalentín (es decir, las que tienen una magnitud mayor en ambas componentes, este y vertical). En ese caso, la correlación (R^2) se reduce a 0.65 y 0.34 en las velocidades este y vertical, aunque el rmse también se reduce a 0.3 y 0.7 mm/año, respectivamente. La comparación entre ambos conjuntos de datos se muestra en la Fig. 4.25. Además, se han proyectado las velocidades este y verticales en el perfil AA' de la Fig. 4.13, que atraviesa la subsidencia del valle del Guadalentín: véase la Fig. 4.26. A pesar del buen acuerdo visual (también en las Fig. 4.27 y 4.28), el ruido presente en las velocidades de EGMS no permite extraer información valiosa sobre la partición de la deformación entre las fallas AMf y Pf, ni evidencian ningún comportamiento tectónico.

Dado que el nivel ORTHO no es el producto original del EGMS, sino que incorpora un modelo tectónico GNSS y se halla remuestreado, se ha decidido realizar una comprobación adicional en el nivel más básico ofrecido (nivel 2a) por el EGMS, el cual está disponible en geometría LOS (ascendente y descendente). Debido a que este producto incluye muchos datos y presenta un gran tamaño, se ha limitado el análisis a la geometría ascendente, la cual registra mayores deformaciones potenciales según el modelo directo calculado (Fig. 4.24). Además, en este caso se ha analizado el perfil DD', ya que se encuentra alejado del proceso de subsidencia del valle del Guadalentín, de forma que pueda ser más fácil apreciar variaciones sutiles debidas a la tectónica.

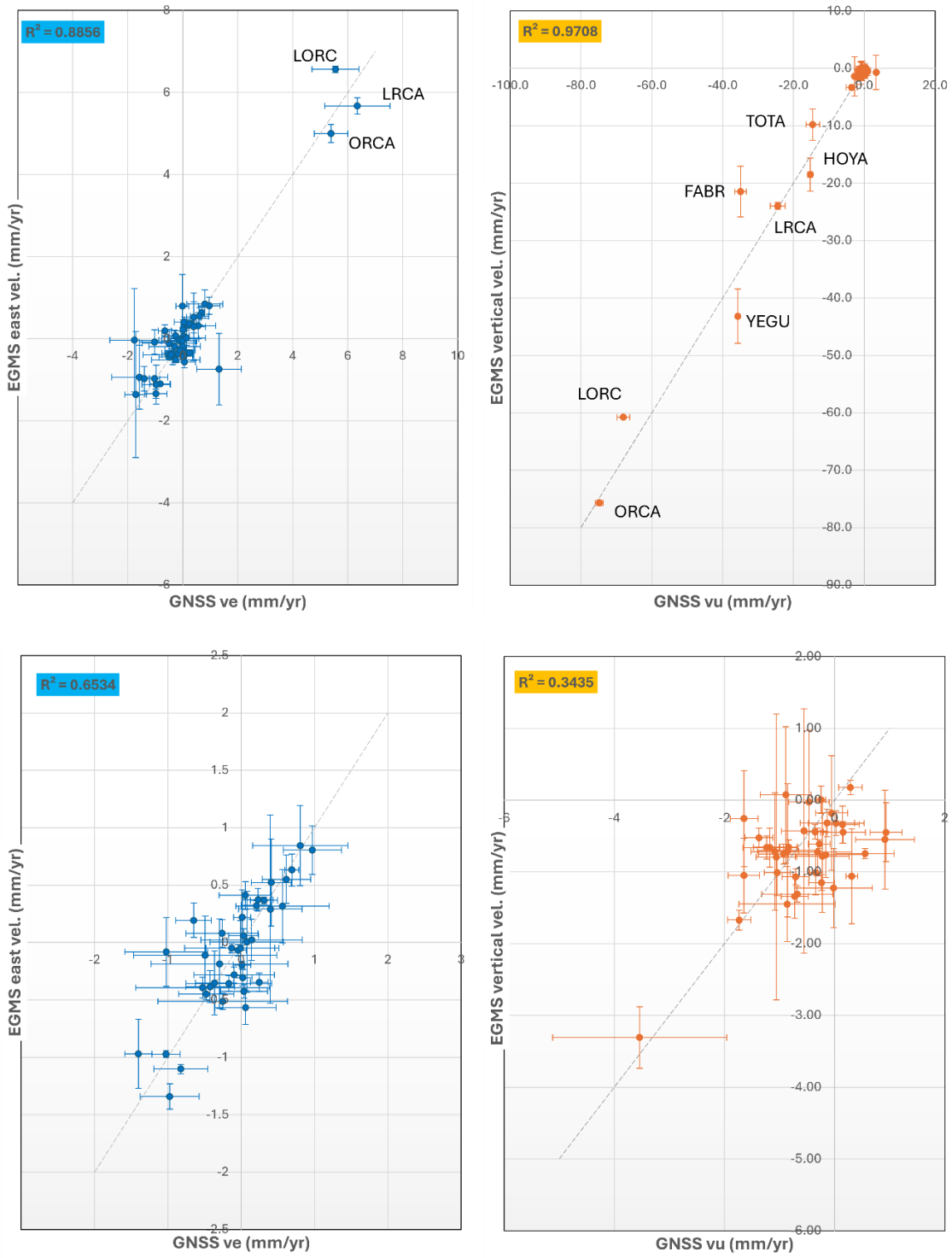


Figura 4.25: Comparación de las velocidades GNSS de este estudio y las velocidades Este y Vertical del EGMS – producto Ortho.

Las velocidades EGMS han sido obtenidas dentro de un radio de 150 m alrededor de la ubicación de cada estación GNSS. Las barras de error muestran la desviación estándar de las velocidades GNSS (barras horizontales) y la desviación estándar del promedio de las velocidades de los píxeles de EGMS (barras verticales). En los dos gráficos inferiores se han eliminado las velocidades afectadas por la subsidencia del valle del Guadalentín.

El perfil resultante (Fig. 4.29) muestra una elevadísima dispersión en las velocidades LOS de EGMS (de ±2 a ±5 mm/año), a pesar de que se ha restringido el número de puntos a proyectar a aquellos situados como máximo a 500 m a cada lado del perfil. Este nivel original del EGMS resulta, pues, de utilidad nula para cualquier estudio tectónico en el contexto de la EBSZ (compárese con el modelo predicho en la Fig. 4.29) debido al ruido presente en las velocidades LOS.

Aunque el acuerdo entre EGMS en el nivel ORTHO y las velocidades GNSS es generalmente bueno, los resultados de EGMS no son adecuados para estudios tectónicos en áreas con tasas de deformación tan pequeñas. Esto demuestra la necesidad de una estrategia de procesamiento InSAR específica y minuciosa al tratar con deformaciones pequeñas y de larga longitud de onda, como la deformación tectónica de las Béticas Orientales.

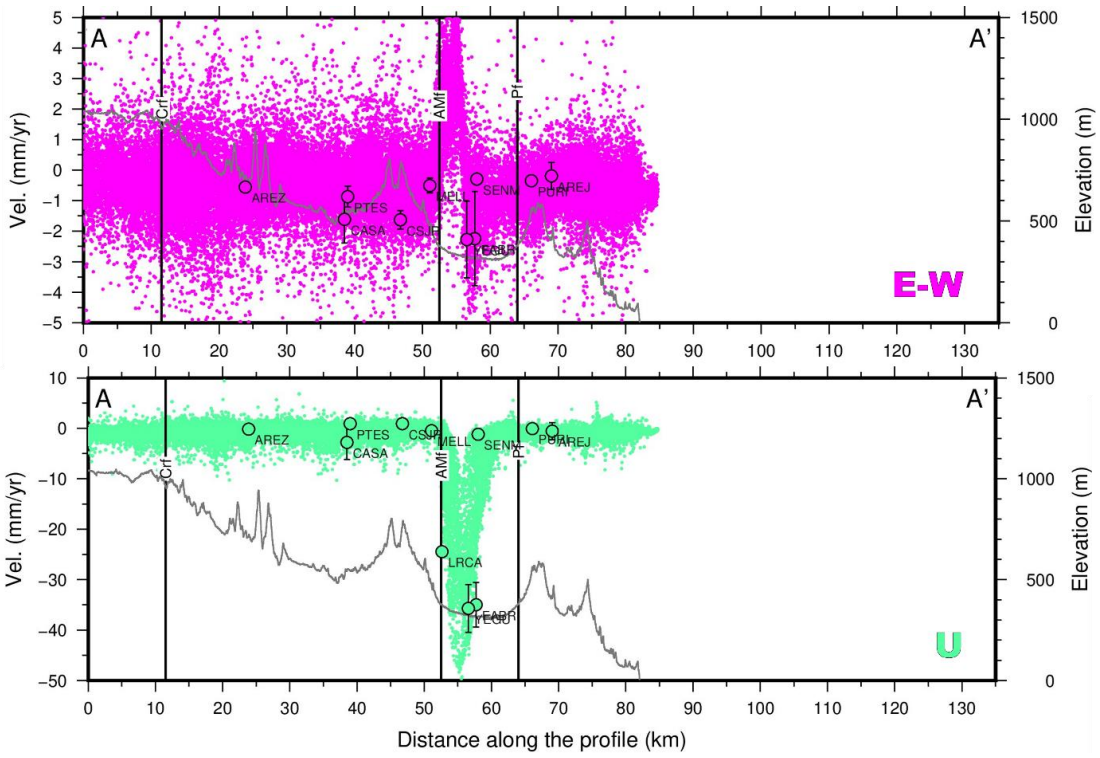


Figura 4.26: Perfiles de EGMS y GNSS, siguiendo el perfil AA' de las Figuras 4.11 y 4.13, que muestran las componentes descompuestos E-O y verticales (U) del producto ORTHO de EGMS (puntos de colores) y las correspondientes velocidades GNSS de este estudio (grandes círculos etiquetados).

El ancho del perfil es de 5 km para EGMS y 10 km para las estaciones GNSS a cada lado del perfil. La topografía a lo largo del perfil está representada por una línea continua gris. Las principales fallas que cruzan el perfil están indicadas con líneas negras. Consúltense las Figuras 4.27 y 4.28 para la comparación en mapa de EGMS y GNSS.

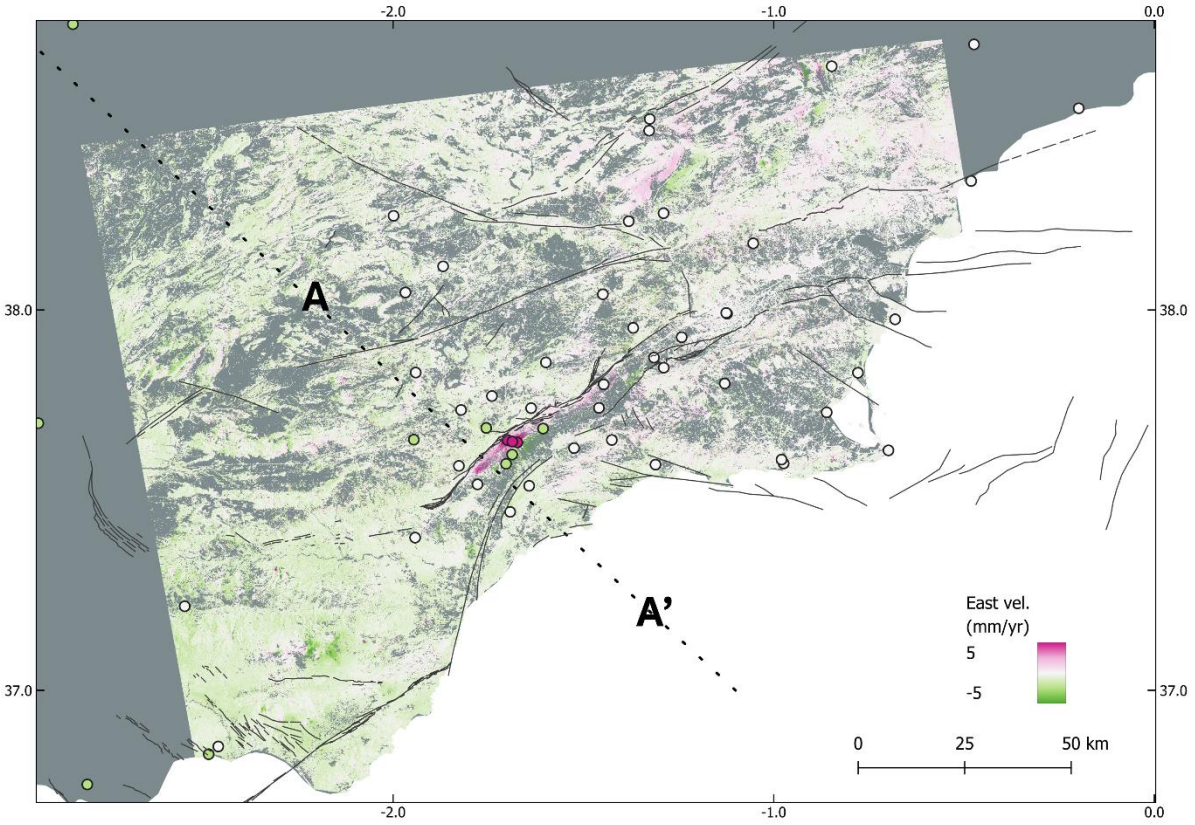


Figura 4.27: Velocidades este obtenidas de la solución EGMS 2018-2022 (Crosetto et al., 2021; https://egms.land.copernicus.eu/) y velocidades este (e) GNSS de esta tesis (círculos coloreados) en las Béticas Orientales.
La línea discontinua muestra el perfil AA' del manuscrito. Las líneas grises continuas muestran las trazas de fallas QAFI.

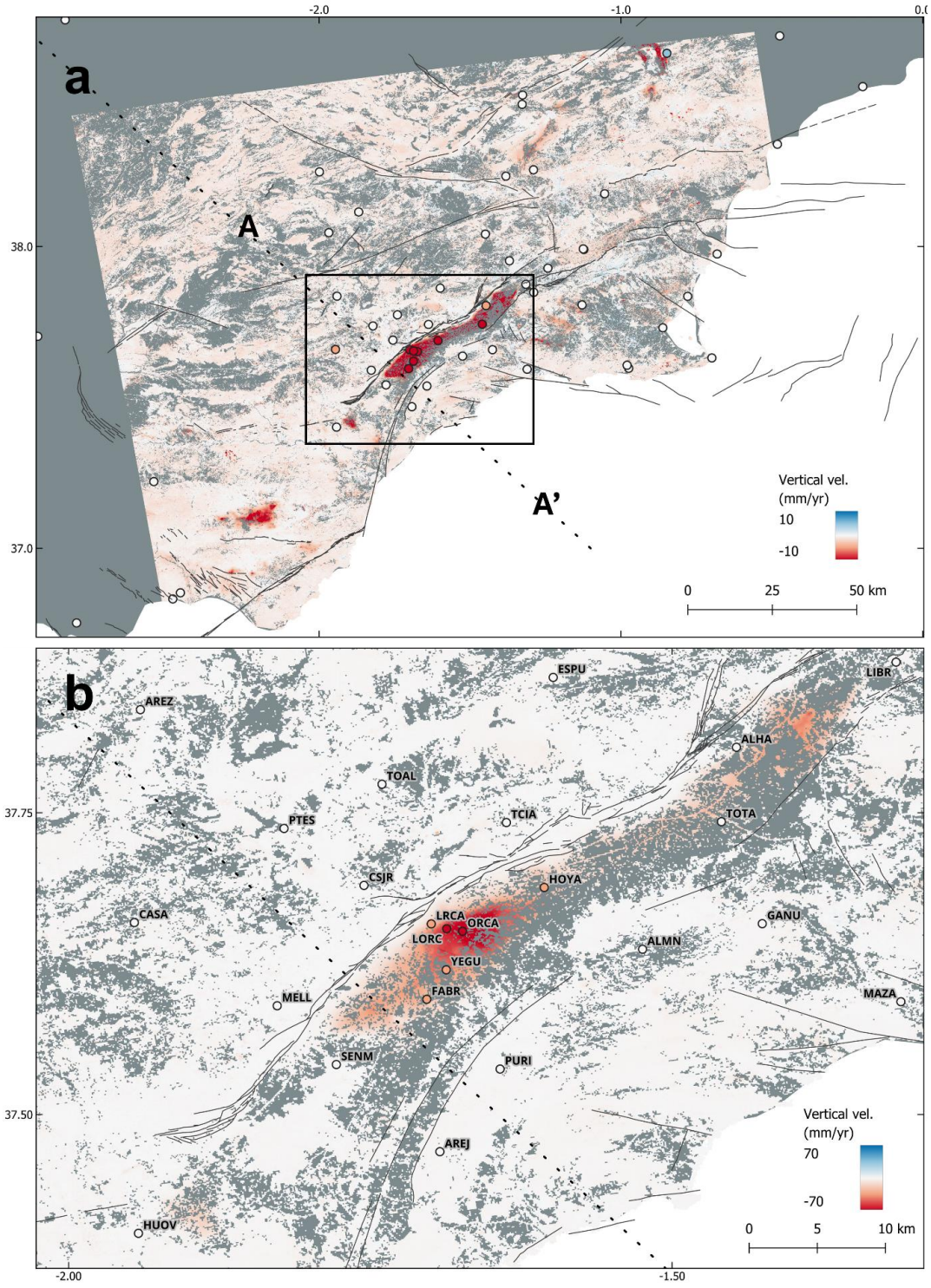


Figura 4.28: Velocidades verticales obtenidas de la solución EGMS 2018-2022 (Crosetto et al., 2021) y velocidades verticales GNSS de esta tesis (círculos coloreados) en las Béticas Orientales (a), y con más detalle en el valle del Guadalentín (b).
Nótese la diferente escala de colores. El rectángulo en el subpanel a muestra la extensión del subpanel b. La línea discontinua muestra el perfil AA' del manuscrito. Las líneas grises continuas muestran las trazas de fallas QAFI.

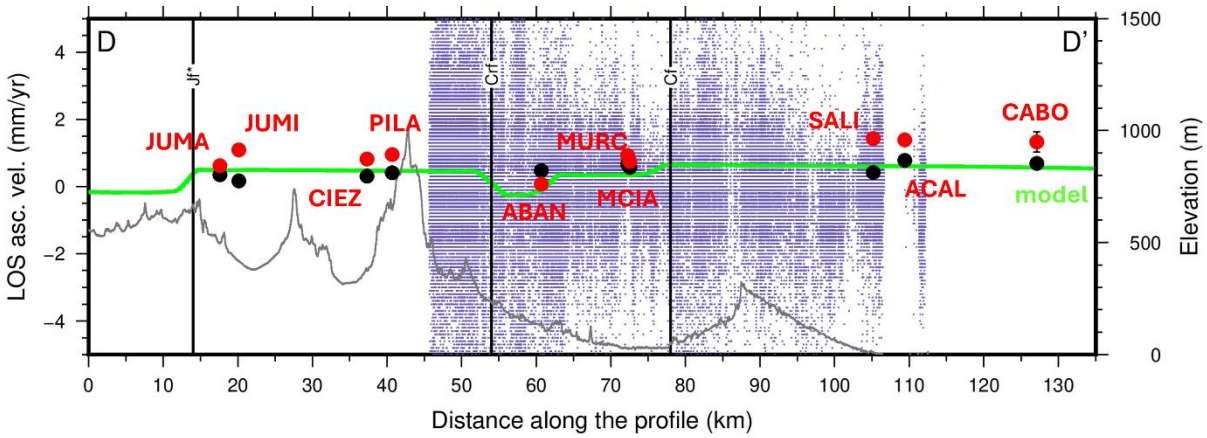


Figura 4.29: Perfil de EGMS (nivel 2A) y GNSS, siguiendo el perfil DD' (Fig. 4.11 y 4.13). Véase también su localización en Fig. 4.24. Se muestra la velocidad ascendente LOS del producto 2A de EGMS (puntos azules), las velocidades GNSS de esta tesis proyectadas a geometría LOS ascendente de Sentinel 1 teniendo en cuenta las tres componentes ve,vn,vu de la velocidad (puntos rojos) y solamente las velocidades horizontales ve,vn (puntos negros). Se muestra también el perfil del modelo directo predicho para la zona (línea verde). El ancho del perfil es de 500 m para EGMS y 10 km para las estaciones GNSS a cada lado del perfil. La topografía a lo largo del perfil está representada por una línea continua gris. Las principales fallas que cruzan el perfil están indicadas con líneas negras.

4.9.4. Estrategia de procesado: planteamientos y perspectivas para investigaciones futuras

Dadas las limitaciones de los productos EGMS y con el objetivo de mejorar los modelos cinemáticos construidos exclusivamente a partir de datos GNSS en las Béticas Orientales, se ha decidido realizar un procesado A-DInSAR exprofeso para determinar con precisión las velocidades LOS en torno a las estructuras tectónicas de la zona de estudio.

Con el objetivo de diseñar la estrategia de procesado más apropiada, teniendo en cuenta las características de la zona y del fenómeno que se pretende medir, se han realizado algunas pruebas de procesado en la zona de estudio

Se ha decidido emplear imágenes Sentinel-1 de la Agencia Espacial Europea (ESA, European Space Agency), por considerarse las más apropiadas para esta tarea por

los siguientes motivos: (1) La ESA ofrece en abierto todas las imágenes de la misión Sentinel-1, por lo que su descarga es accesible y gratuita; (2) la misión cubre el periodo desde 2014 hasta el presente, el cual se solapa con la época de monitoreo de la red GeoActiva y de densificación de las redes GNSS regionales; (3) Sentinel-1 opera en banda C ($\lambda \sim 5.6$ cm), y dada la aridez general de la zona y la escasez de vegetación frondosa (e.g. CORINE Land Cover, https://land.copernicus.eu/en/products/corine-land-cover/clc2018), la banda C no es un impedimento a priori para lograr una buena coherencia en la región.

Se han descargado todas las imágenes Sentinel-1 que cubren la EBSZ, con modo de escaneo IW (Interferometric Wide) y en formato SLC (Single Look Complex), tanto en geometría ascendente como descendente. En total, se dispone de 548 imágenes en geometría ascendente, con un tamaño combinado de 2.1 TB, y de 726 imágenes en geometría descendente, sumando otros 3.1 TB.

Dado el ingente volumen de datos, finalmente se optó por realizar una tentativa de procesado en órbita descendente en un área limitada de la EBSZ central, para comprobar la posibilidad de registrar deformación tectónica, incluso en el caso más desfavorable según los modelos directos (Fig. 4.24). Se ha reducido el procesamiento a un área de ~7000 km^2 en el entorno de la ciudad de Lorca, barrida por el sub-swath 2 de la órbita descendente de Sentinel-1. Además, dado que el objetivo es determinar la deformación intersísmica, esto es, a largo plazo, se han decimado las imágenes, seleccionando una de cada seis imágenes solamente del sensor S1-A (degradando su frecuencia temporal, pero preservando su cobertura temporal total). De esta manera, se ha reducido el número inicial de imágenes a 92.

Para llevar a cabo las pruebas de procesado, se ha empleado el software Gamma Remote Sensing (http://www.gamma-rs.ch/, e.g. Wegmüller et al., 2016). Se hace uso del Modelo Digital del Terreno con paso de malla de 5 metros (MDT05) de España (Instituto Geográfico Nacional. 2024) para el corregistro de imágenes y para la geocodificación. Entre los diferentes enfoques para calcular series temporales InSAR, se ha seleccionado una estrategia de procesado de referencia única y empleando la información de fase sin multi-look, con el objetivo de obtener la información más precisa posible.

Para la selección de la imagen de referencia, se han calculado las líneas base perpendiculares entre las diferentes imágenes Sentinel-1 con objeto de seleccionar la imagen de referencia (en una época central y minimizando las líneas base

perpendiculares al resto de imágenes). Se ha seleccionado la imagen correspondiente a la fecha del 28/10/2019 como referencia. Es posible observar que las líneas base perpendiculares calculadas (Fig. 4.30- A) se mantienen en general en los ± 100 m, coherentes con el tubo orbital fijado por la misión de 200m de diámetro. No obstante, en las últimas fechas (imágenes 91 y 92), la línea base perpendicular dobla su tamaño. En abril de 2024, la ESA anunció que procedía a suspender las maniobras de control de la inclinación orbital de Sentinel-1 por razones de seguridad (https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/-/sentinel-1a-change-in-the-orbit-control-strategy), provocando una deriva en la órbita el sensor S1-A (nótese que el sensor S1-B ya no está en activo desde 2022) y una esperable degradación de la coherencia en las aplicaciones InSAR. Para analizar con mayor detalle esta eventualidad, se han calculado las líneas base de todas las imágenes posteriores a marzo de 2024 (Fig. 4.30- B), las cuales muestran una tendencia clara a aumentar con el tiempo. De esta manera, finalmente se ha prescindido de las imágenes con fechas posteriores a marzo de 2024 (eliminando de la red las imágenes 91 y 92).

Estas pruebas nos han permitido concluir que con esta estrategia se consigue suficiente coherencia en los interferogramas diferenciales generados con imágenes Sentinel-1. De esta manera, parece una estrategia adecuada en primer término, que debe ser continuada para la generación de series temporales. Dado que se han decimado las imágenes para reducir los tiempos de procesamiento, es necesario evaluar si esta acción puede repercutir negativamente en el resultado.

Además de la continuación del procesamiento mencionado, en el futuro se pretenden evaluar nuevos tipos de correcciones que permitan limpiar la señal InSAR de señales no tectónicas o fuentes de ruido más allá de los efectos atmosféricos, tales como las cargas por mareas terrestres sólidas (Xu y Sandwell, 2020) o mareas oceánicas (Yu et al., 2020).

La continuación de esta línea de investigación queda por tanto como una línea futura de trabajo a continuar después de la presente tesis doctoral.

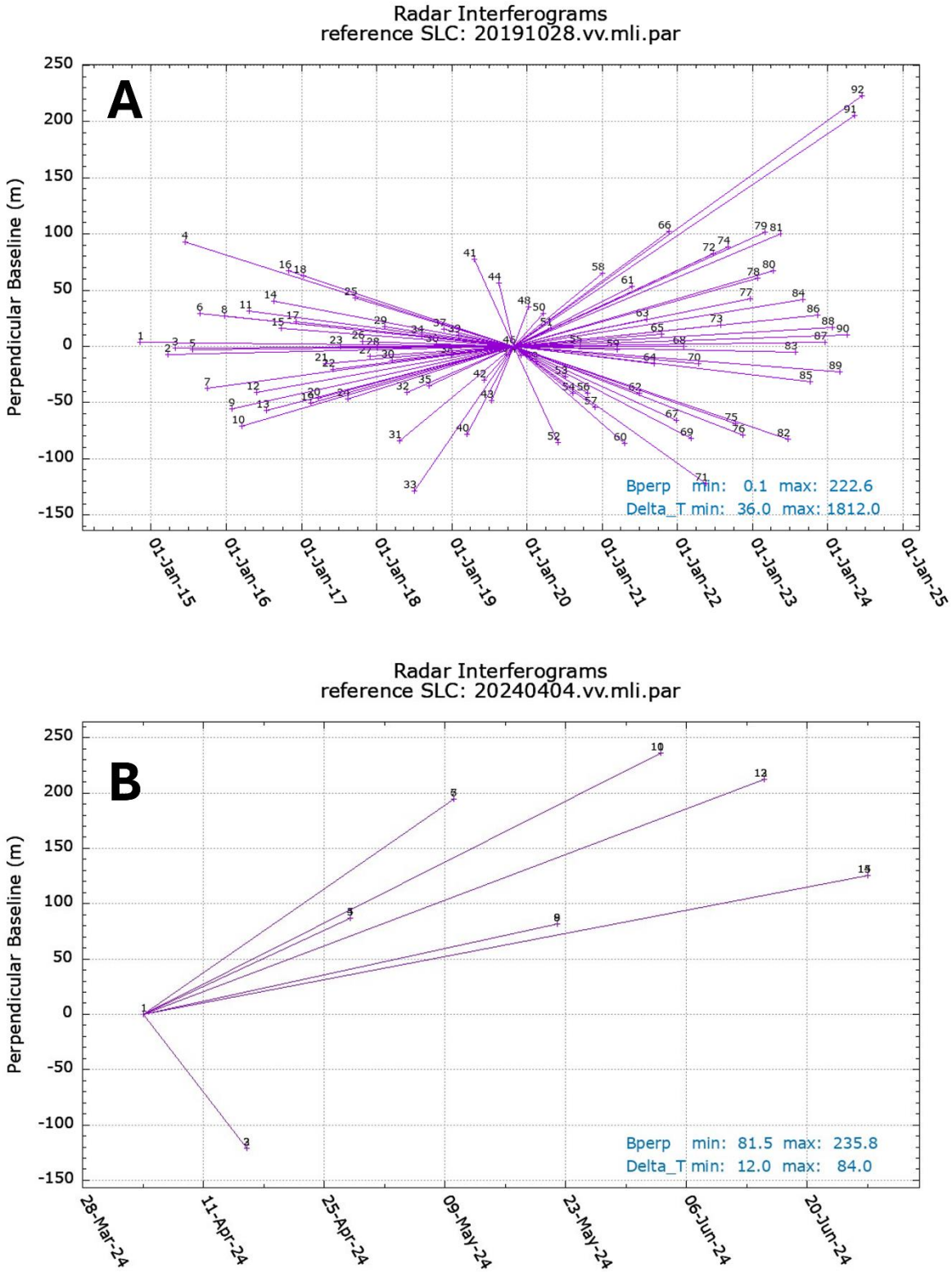


Figura 4.30: Líneas base temporales (abscisas) y perpendiculares (ordenadas) de las imágenes descendentes Sentinel-1 seleccionadas para el procesamiento (A) y todas las imágenes disponibles a partir de abril de 2024 (B).

4.10. Referencias

Altamimi, Z., Métivier, L., Rebischung, P., Rouby, H., & Collilieux, X. (2017). ITRF2014 plate motion model. Geophysical Journal International, 209(3), 1906–1912. 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. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 121(8), 6109–6131. 10.1002/2016JB013098

Álvarez-Gómez, J. A., Herrero-Barbero, P., & Martínez-Díaz, J. J. (2023). Seismogenic potential and tsunami threat of the strike-slip Carboneras fault in the western Mediterranean from physics-based earthquake simulations. Nat.Hazards Earth Syst.Sci., 23(6), 2031–2052. 10.5194/nhess-23-2031-2023

Asensio, E., Khazaradze, G., & Echeverria, A. (2014). Block Kinematics of the Iberia-Maghrebian region from inversion of geodetic data. (pp. 215–218)

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. 10.1080/00288306.2015.1112817

Béjar-Pizarro, M., Guardiola-Albert, C., García-Cárdenas, R. P., Herrera, G., Barra, A., López Molina, A., Tessitore, S., Staller, A., Ortega-Becerril, J., & García-García, R. P. (2016). Interpolation of GPS and Geological Data Using InSAR Deformation Maps: Method and Application to Land Subsidence in the Alto Guadalentín Aquifer (SE Spain). Remote Sensing, 8(11)10.3390/rs8110965

Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 4(3)10.1029/2001GC000252

Bonì, R., Herrera, G., Meisina, C., Notti, D., Béjar-Pizarro, M., Zucca, F., González, P. J., Palano, M., Tomás, R., Fernández, J., Fernández-Merodo, J. A., Mulas, J., Aragón, R., Guardiola-Albert, C., & Mora, O. (2015). Twenty-year advanced DInSAR analysis of severe land subsidence: The Alto Guadalentín

Basin (Spain) case study. Engineering Geology, 198, 40–52. 10.1016/j.enggeo.2015.08.014

Borque, M. J., Sánchez-Alzola, A., Martin-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

Bougrine, A., Yelles-Chaouche, A. K., & Calais, E. (2019). Active deformation in Algeria from continuous GPS measurements. Geophysical Journal International, 217(1), 572–588. 10.1093/gji/ggz035

Bru, G., Herrera, G., Tomás, R., Duro, J., De la Vega, R., & Mulas, J. (2013). Control of deformation of buildings affected by subsidence using persistent scatterer interferometry. Structure and Infrastructure Engineering, 9(2), 188–200. 10.1080/15732479.2010.519710

Bruyninx, C., Legrand, J., Fabian, A., & Pottiaux, E. (2019). GNSS metadata and data validation in the EUREF Permanent Network. GPS Solutions, 23(4), 106. 10.1007/s10291-019-0880-9

Coppier, G., Griveaud, P., de Larouziere, F., Montenat, C., & Ott d'Estevou, P. (1989). Example of Neogene tectonic indentation in the Eastern Betic Cordilleras: the Arc of Aguilas (Southeastern Spain). Geodinamica Acta, 3(1), 37–51. 10.1080/09853111.1989.11105173

Crosetto, M., Solari, L., Balasis-Levinsen, J., Bateson, L., Casagli, N., Frei, M., Oyen, A., Moldestad, D. A., & Mróz, M. (2021). DEFORMATION MONITORING AT EUROPEAN SCALE: THE COPERNICUS GROUND MOTION SERVICE. Int.Arch.Photogramm.Remote Sens.Spatial Inf.Sci., XLIII-B3-2021, 141–146. 10.5194/isprs-archives-XLIII-B3-2021-141-2021

Crosetto, M., Solari, L., Mróz, M., Balasis-Levinsen, J., Casagli, N., Frei, M., Oyen, A., Moldestad, D. A., Bateson, L., Guerrieri, L., Comerci, V., & Andersen, H. S. (2020). The Evolution of Wide-Area DInSAR: From Regional and National Services to the European Ground Motion Service10.3390/rs12122043

Dach, R., Andritsch, F., Arnold, D., Bertone, S., Fridez, P., Jäggi, A., Jean, Y., Maier, A., Mervart, L., Meyer, U., Orliac, E., Geist, E., Prange, L., Scaramuzza, S., Schaer, S., Sidorov, D., Susnik, A., Villiger, A., Walser, P., & Thaller, D. (2015). Bernese GNSS Software Version 5.210.7892/boris.72297

Dach, R., Schaer, S., Arnold, D., Kalarus, M., Prange, L., Stebler, P., Villiger, A., & Jaeggi, A. (2020). CODE final product series for the

IGS.10.7892/boris.75876.4

De Larouzière, F. D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C., & Ott d'Estevou, P. (1988). The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. Tectonophysics, 152(1), 41–52. 10.1016/0040-1951(88)90028-5

DeMets, C., Iaffaldano, G., & Merkouriev, S. (2015). High-resolution Neogene and Quaternary estimates of Nubia-Eurasia-North America Plate motion. Geophysical Journal International, 203(1), 416–427. 10.1093/gji/ggv277

Devoti, R., D'Agostino, N., Serpelloni, E., Pietrantonio, G., Riguzzi, F., Avallone, A., Cavaliere, A., Cheloni, D., Cecere, G., D'Ambrosio, C., Falco, L., Selvaggi, G., Métois, M., Esposito, A., Sepe, V., Galvani, A., & Anzidei, M. (2017). A Combined Velocity Field of the Mediterranean Regionhttps://doi.org/10.4401/ag-7059

Echeverria, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Dávila, J. M., & Suriñach, E. (2013). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. Tectonophysics, 608, 600–612. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.020

Echeverria, A., Khazaradze, G., Asensio, E., & Masana, E. (2015). Geodetic evidence for continuing tectonic activity of the Carboneras fault (SE Spain). Tectonophysics, 663, 302–309. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.009

Ezquerro, P., Guardiola-Albert, C., Herrera, G., Fernández-Merodo, J. A., Béjar-Pizarro, M., & Bonì, R. (2017). Groundwater and Subsidence Modeling Combining Geological and Multi-Satellite SAR Data over the Alto Guadalentín Aquifer (SE Spain). Geofluids, 2017(1), 1359325. 10.1155/2017/1359325

Fernandez, J., Prieto, J. F., Escayo, J., Camacho, A. G., Luzón, F., Tiampo, K. F., Palano, M., Abajo, T., Pérez, E., Velasco, J., Herrero, T., Bru, G., Molina, I., López, J., Rodríguez-Velasco, G., Gómez, I., & Mallorquí, J. J. (2018). Modeling the two- and three-dimensional displacement field in Lorca, Spain, subsidence and the global implications. Scientific Reports, 8(1), 14782. 10.1038/s41598-018-33128-0

Fernández-Merodo, J. A., Ezquerro, P., Manzanal, D., Béjar-Pizarro, M., Mateos, R. M., Guardiola-Albert, C., García-Davalillo, J. C., López-Vinielles, J., Sarro, R., Bru, G., Mulas, J., Aragón, R., Reyes-Carmona, C., Mira, P., Pastor, M., & Herrera, G. (2021). Modeling historical subsidence due to groundwater withdrawal in the Alto Guadalentín aquifer-system (Spain). Engineering Geology, 283, 105998. 10.1016/j.enggeo.2021.105998

Ferretti, A., Passera, E., & Capes, R. (2021). Algorithm Theoretical Basis Document. End-to-end implementation and operation of the European Ground Motion Service (EGMS). . (). https://land.copernicus.eu/en/technical-library/egms-algorithm-theoretical-basis-document

Frasca, G., Gueydan, F., & Brun, J. (2015). Structural record of Lower Miocene westward motion of the Alboran Domain in the Western Betics, Spain. Tectonophysics, 657, 1–20. 10.1016/j.tecto.2015.05.017

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. 10.1007/s10291-014-0387-3

Gómez-Novell, O., Ortuño, M., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J. M., Rockwell, T. K., Baize, S., Martínez-Díaz, J. J., Pallàs, R., & Masana, E. (2022). Improved Geological Slip Rate Estimations in the Complex Alhama de Murcia Fault Zone (SE Iberia) and Its Implications for Fault Behavior. Tectonics, 41(12), e2022TC007465. 10.1029/2022TC007465

Gómez-Novell, O., Chartier, T., García-Mayordomo, J., Ortuño, M., Masana, E., Insua-Arévalo, J. M., & Scotti, O. (2020). Modelling earthquake rupture rates in fault systems for seismic hazard assessment: The Eastern Betics Shear Zone. Engineering Geology, 265, 105452. 10.1016/j.enggeo.2019.105452

Goudarzi, M. A., Cocard, M., & Santerre, R. (2014). EPC: Matlab software to estimate Euler pole parameters. GPS Solutions, 18(1), 153–162. 10.1007/s10291-013-0354-4

Grützner, C., Ruano, P., Jabaloy, A., Galindo-Zaldivar, J., Becker-Heidmann, P., Sanz de Galdeano, C., Rudersdorf, A., & Reicherter, K. (2013). Late Holocene rupture history of the Ventas de Zafarraya Fault (Southern Spain). Cuaternario Y Geomorfología, 27, 51–61.

Herrero-Barbero, P., Álvarez-Gómez, J. A., Martínez-Díaz, J. J., & Klimowitz, J. (2020). Neogene Basin Inversion and Recent Slip Rate Distribution of the Northern Termination of the Alhama de Murcia Fault (Eastern Betic Shear Zone, SE Spain). Tectonics, 39(7), e2019TC005750. https://doi.org/10.1029/2019TC005750

Herrero-Barbero, P., Álvarez-Gómez, J. A., Williams, C., Villamor, P., Insua-Arévalo, J. M., Alonso-Henar, J., & Martínez-Díaz, J. J. (2021). Physics-Based Earthquake Simulations in Slow-Moving Faults: A Case Study From the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberian Peninsula). Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 126(5), e2020JB021133. 10.1029/2020JB021133

IGME. (2022, QAFI: Quaternary Active Faults Database of Iberia. Accessed 2024, from IGME web site: https://info.igme.es/QAFI. Retrieved 2024, from https://info.igme.es/QAFI

IGN. (2024). Instituto Geográfico Nacional (IGN). Catálogo de terremotos.https://doi.org/10.7419/162.03.2022

Instituto Geográfico Nacional. (2024). Modelo Digital del Terreno con paso de malla de 5 metros (MDT05) de España. https://www.idee.es/csw-inspire-idee/srv/spa/catalog.search?#/metadata/spaignMDT05

Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R. W., Vernant, P., Reilinger, R. E., McClusky, S., Mourabit, T., Davila, J. M., & Amraoui, N. (2011). New GPS constraints on active deformation along the Africa–Iberia plate boundary. Earth and Planetary Science Letters, 308(1), 211–217. 10.1016/j.epsl.2011.05.048

Kreemer, C., Blewitt, G., & Davis, P. M. (2020). Geodetic evidence for a buoyant mantle plume beneath the Eifel volcanic area, NW Europe. Geophysical Journal International, 222(2), 1316–1332. 10.1093/gji/ggaa227

López-Vinielles, J., Fernández-Merodo, J. A., Ezquerro, P., García-Davalillo, J. C., Sarro, R., Reyes-Carmona, C., Barra, A., Navarro, J. A., Krishnakumar, V., Alvioli, M., & Herrera, G. (2021). Combining Satellite InSAR, Slope Units and Finite Element Modeling for Stability Analysis in Mining Waste Disposal Areas. Remote Sensing, 13(10)10.3390/rs13102008

Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., & Francis, O. (2006). Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. Ocean Dynamics, 56(5), 394–415. 10.1007/s10236-006-0086-x

Madarieta-Txurruka, A., González-Castillo, L., Peláez, J. A., Galindo-Zaldívar, J., Borque, M. J., Lacy, M. C., Ruiz-Armenteros, A., Henares, J., Ruano, P., Sánchez-Alzola, A., Avilés, M., Rodríguez-Caderot, G., Martínez-Moreno, F. J., Tendero-Salmerón, V., Vinardell-Peña, R., & Gil, A. J. (2024). Active Shortening Simultaneous to Normal Faulting Based on GNSS, Geophysical, and Geological Data: The Seismogenic Ventas de Zafarraya Fault (Betic Cordillera, Southern Spain). Tectonics, 43(2), e2023TC007956. 10.1029/2023TC007956

Mao, A., Harrison, C. G. A., & Dixon, T. H. (1999). Noise in GPS coordinate time series. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 104, 2797–2816. 10.1029/1998JB900033

Martín-Banda, R., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J. M., Salazar, Á E., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez-Gómez, J. A., Medialdea, A., & Herrero, M. J. (2016). New insights on the seismogenic potential of the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberia): Quaternary activity and paleoseismicity of the SW segment of the Carrascoy Fault Zone. Tectonics, 35(1), 55–75. https://doi.org/10.1002/2015TC003997

Martínez Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Herrero-Barbero, P., Gómez-Novell, O., Staller, A., & Portela, J. (2024). Estudio preliminar de la prolongación de la falla de Alhama de Murcia al NE del valle del río Segura como fuente sismogenética. Paper presented at the XI Congreso Geológico De España, 800.

Martínez-Cuevas, S., & Gaspar-Escribano, J. (2016). Reassessment of intensity estimates from vulnerability and damage distributions: the 2011 Lorca earthquake. Bulletin of Earthquake Engineering, 14(10), 2679–2703. 10.1007/s10518-016-9913-8

Martínez-Díaz, J. J., Masana, E., & Ortuño, M. (2012). Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain; Tectónica activa de la Falla de Alhama de Murcia, Cordillera Bética, España. Journal of Iberian Geology: An International Publication of Earth Sciences, 38(1), 253–270. 10.5209/REV_JIGE.2012.V38.N1.39218

Martínez-Díaz, J. J., Alonso-Henar, J., Insua-Arévalo, J. M., Canora, C., García-Mayordomo, J., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez-Gómez, J. A., Ferrater, M., Ortuño, M., & Masana, E. (2019). Geological evidences of surface rupture related to a seventeenth century destructive earthquake in Betic Cordillera (SE Spain): constraining the seismic hazard of the Alhama de Murcia fault. Journal of Iberian Geology, 45(1), 73–86. 10.1007/s41513-018-0082-2

Martínez-Díaz, J. J., Bejar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J. A., Mancilla, F. d. L., Stich, D., Herrera, G., & Morales, J. (2012). Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture: The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake. Tectonophysics, 546-547, 28–37. 10.1016/j.tecto.2012.04.010

Martínez-Díaz, J. J., & Hernández-Enrile, J. L. (2004). Neotectonics and morphotectonics of the southern Almería region (Betic Cordillera-Spain) kinematic implications. International Journal of Earth Sciences, 93(2), 189–206. 10.1007/s00531-003-0379-y

Martin-Rojas, I., Alfaro, P., & Estévez, A. (2015). 3D geometry of growth strata in a fault-propagation fold: insights into space–time evolution of the Crevillente Fault (Abanilla-Alicante sector), Betic Cordillera, Spain. International Journal of Earth Sciences, 104(5), 1387–1404. 10.1007/s00531-015-1143-9

Martín-Rojas, I., Alfaro, P., Galindo-Zaldivar, J., Borque-Arancón, M. J., García-Tortosa, F. J., Sanz de Galdeano, C., Avilés, M., Sánchez-Alzola, A., González-Castillo, L., Ruano, P., Medina-Cascales, I., Tendero-Salmerón, V., Madarieta-Txurruka, A., Pedrosa-González, M. T., & Gil-Cruz, A. (2023). Insights of Active Extension Within a Collisional Orogen From GNSS (Central Betic Cordillera, S Spain). Tectonics, 42(7), e2022TC007723. 10.1029/2022TC007723

Martínez-Díaz, J. J. (2002). Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. Tectonophysics, 356(4), 291–305. 10.1016/S0040-1951(02)00400-6

Masana, E., Martínez-Díaz, J. J., Hernández-Enrile, J. L., & Santanach, P. (2004). The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebian region. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 10910.1029/2002JB002359

Masana, E., Pallàs, R., Perea, H., Ortuño, M., Martínez-Díaz, J. J., García-Meléndez, E., & Santanach, P. (2005). Large Holocene morphogenic earthquakes along the Albox fault, Betic Cordillera, Spain. Journal of Geodynamics, 40(2), 119–133. 10.1016/j.jog.2005.07.002

McCaffrey, R. (2009). Time-dependent inversion of three-component continuous GPS for steady and transient sources in northern Cascadia. Geophysical Research Letters, 36(7)10.1029/2008GL036784

Moreno, X. (2010). Neotectonic and Paleoseismic Onshore-Offshore integrated study of the Carboneras Fault (Eastern Betics, SE Iberia). Universidad de Barcelona; CSIC - Unidad de Tecnología Marina (UTM).

Moreno, X., Masana, E., Pallàs, R., Gràcia, E., Rodés, Á, & Bordonau, J. (2015). Quaternary tectonic activity of the Carboneras Fault in the La Serrata range (SE Iberia): Geomorphological and chronological constraints. Tectonophysics, 663, 78–94. 10.1016/j.tecto.2015.08.016

Nocquet, J. -., & Calais, E. (2003). Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001. Geophysical Journal International, 154(1), 72–88. 10.1046/j.1365-246X.2003.01935.x

Noll, C. E. (2010). The crustal dynamics data information system: A resource to support scientific analysis using space geodesy. Advances in Space Research, 45(12), 1421–1440. 10.1016/j.asr.2010.01.018

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bulletin of the Seismological Society of America, 75(4), 1135–1154. 10.1785/BSSA0750041135

Ortuño, M., Masana, E., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J., Štěpančíková, P., Cunha, P. P., Sohbati, R., Canora, C., Buylaert, J., & Murray, A. S. (2012). An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: The Alhama de Murcia fault (Eastern Betic shear zone, Spain). GSA Bulletin, 124(9-10), 1474–1494. 10.1130/B30558.1

Palano, M., González, P. J., & Fernández, J. (2015). The Diffuse Plate boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal deformation evidence for viscous coupling and fragmented lithosphere. Earth and Planetary Science Letters, 430, 439–447. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.040

Pérez-Peña, A., Martín-Davila, J., Gárate, J., Berrocoso, M., & Buforn, E. (2010). Velocity field and tectonic strain in Southern Spain and surrounding areas derived from GPS episodic measurements. Journal of Geodynamics, 49(3), 232–240. https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.01.015

Piña-Valdés, J., Socquet, A., Beauval, C., Doin, M., D'Agostino, N., & Shen, Z. (2022). 3D GNSS Velocity Field Sheds Light on the Deformation Mechanisms in Europe: Effects of the Vertical Crustal Motion on the Distribution of Seismicity. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 127(6), e2021JB023451. https://doi.org/10.1029/2021JB023451

Portela, J., Staller, A., Béjar-Pizarro, M., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., & Khazaradze, G. (en revisión). New Insights on the Crustal Deformation in the Eastern Betics from Densified GNSS Data. Tectonics,

Reicherter, K. R., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Ruano, P., Becker-Heidmann, P., Morales, J., Reiss, S., & González-Lodeiro, F. (2003). Repeated palaeoseismic activity of the Ventas de Zafarraya fault (S Spain) and its relation with the 1884 Andalusian earthquake. International Journal of Earth Sciences, 92(6), 912–922. 10.1007/s00531-003-0366-3

Reyes-Carmona, C., Galve, J. P., Moreno-Sánchez, M., Riquelme, A., Ruano, P., Millares, A., Teixidó, T., Sarro, R., Pérez-Peña, J. V., Barra, A., Ezquerro, P., López-Vinielles, J., Béjar-Pizarro, M., Azañón, J. M., Monserrat, O., & Mateos, R. M. (2021). Rapid characterisation of the extremely large landslide threatening the Rules Reservoir (Southern Spain). Landslides, 18(12), 3781–3798. 10.1007/s10346-021-01728-z

Rodríguez-Escudero, E., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Insua-Arévalo, J. M., & Capote del Villar, R. (2014). Tectonic setting of the recent damaging seismic series in the Southeastern Betic Cordillera, Spain. Bulletin of Earthquake Engineering, 12(5), 1831–1854. 10.1007/s10518-013-9551-3

Sánchez - Roldán, J. L., Martínez - Díaz, J. J., Cantavella, J. V., Álvarez - Gómez, J. A., & Morales, J. (2021). Relocation of Seismicity in the Guadalentín Tectonic Valley, Eastern Betics Shear Zone (Southeast Iberia). Seismological Research Letters, 92(5), 3046–3064. 10.1785/0220200341

Santamaría-Gómez, A. (2019). SARI: interactive GNSS position time series analysis software. GPS Solutions, 23(2), 52. 10.1007/s10291-019-0846-y

Sanz de Galdeano, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las cordilleras béticas. Estud.Geol, 43, 435–443.

Savage, J. C., & Burford, R. O. (1973). Geodetic determination of relative plate motion in central California. Journal of Geophysical Research, 78(5), 832–845.

Savage, J. C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 88, 4984–4996. 10.1029/JB088iB06p04984

Schmid, R., Dach, R., Collilieux, X., Jäggi, A., Schmitz, M., & Dilssner, F. (2016). Absolute IGS antenna phase center model igs08.atx: status and potential improvements. Journal of Geodesy, 90, 343–364. 10.1007/s00190-015-0876-3

Segall, P., & Davis, J. (1997). GPS APPLICATIONS FOR GEODYNAMICS AND EARTHQUAKE STUDIES. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 25(Volume 25, 1997), 301–336. 10.1146/annurev.earth.25.1.301

Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., & Gasperini, P. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. Geophysical Journal International, 169(3), 1180–1200. 10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x

Serpelloni, E., Cavaliere, A., Martelli, L., Pintori, F., Anderlini, L., Borghi, A., Randazzo, D., Bruni, S., Devoti, R., Perfetti, P., & Cacciaguerra, S. (2022).

Surface Velocities and Strain-Rates in the Euro-Mediterranean Region From Massive GPS Data Processing. Frontiers in Earth Science, 10 https://www.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2022.907897

Shen, Z., Wang, M., Zeng, Y., & Wang, F. (2015). Optimal Interpolation of Spatially Discretized Geodetic Data. Bulletin of the Seismological Society of America, 105(4), 2117–2127. 10.1785/0120140247

Shen, Z., Jackson, D. D., & Kagan, Y. Y. (2007). Implications of Geodetic Strain Rate for Future Earthquakes, with a Five-Year Forecast of M5 Earthquakes in Southern California. Seismological Research Letters, 78(1), 116–120. 10.1785/gssrl.78.1.116

Sousa, J. J., Ruiz, A. M., Hooper, A. J., Hanssen, R. F., Perski, Z., Bastos, L. C., Gil, A. J., Galindo-Zaldívar, J., Galdeano, C. S. d., Alfaro, P., Garrido, M. S., Armenteros, J. A., Giménez, E., & Avilés, M. (2014). Multi-temporal InSAR for Deformation Monitoring of the Granada and Padul Faults and the Surrounding Area (Betic Cordillera, Southern Spain). Procedia Technology, 16, 886–896. 10.1016/j.protcy.2014.10.040

Sparacino, F., Palano, M., Peláez, J. A., & Fernández, J. (2020). Geodetic Deformation versus Seismic Crustal Moment-Rates: Insights from the Ibero-Maghrebian Region10.3390/rs12060952

Staller, A., Portela, J., Béjar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J. A., Martínez-Díaz, J. J., Pérez-López, R., & Khazaradze, G. (2022). Actualización del campo de velocidades GNSS en las Béticas Orientales. Resultados preliminares. Paper presented at the Iberfault, 171–174.

Staller, A., Martínez-Díaz, J. J., Benito, B., Alonso-Henar, J., Hernández, D., Hernández-Rey, R., & Díaz, M. (2016). Present-day crustal deformation along the El Salvador Fault Zone from ZFESNet GPS network. Tectonophysics, 670, 66–81. 10.1016/j.tecto.2015.12.017

Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, J. M., Garate, J., McClusky, S., & Reilinger, R. (2010). Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone. Journal of Geodynamics, 49(3), 123–129. https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.10.007

Wegmüller, U., Werner, C., Wiesmann, A., Strozzi, T., Kourkouli, P., & Frey, O. (2016). Time-series analysis of Sentinel-1 interferometric wide swath data: Techniques and challenges. Paper presented at the 2016 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 3898–3901. 10.1109/IGARSS.2016.7730012

Xu, X., & Sandwell, D. T. (2020). Toward Absolute Phase Change Recovery With InSAR: Correcting for Earth Tides and Phase Unwrapping Ambiguities. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 58(1), 726–733. 10.1109/TGRS.2019.2940207

Yazdi, P., García-Mayordomo, J., Álvarez-Gómez, J. A., Gaspar-Escribano, J., & Masana, E. (2023). Exploring the Connection of XVI-Century Major Historical Earthquakes in the Eastern Betic Cordillera, Spain: Insights From Viscoelastic Relaxation of the Lithosphere. Tectonics, 42(11), e2023TC007917. 10.1029/2023TC007917

Yu, C., Penna, N. T., & Li, Z. (2020). Ocean Tide Loading Effects on InSAR Observations Over Wide Regions. Geophysical Research Letters, 47(15), e2020GL088184. 10.1029/2020GL088184

CAPÍTULO 5: CONTRIBUCIONES EN PELIGROSIDAD SÍSMICA

5. Contribuciones en peligrosidad sísmica

5.1. Introducción

5.1.1. Antecedentes

La presente tesis doctoral tiene como objetivo la caracterización de zonas de fallas activas a través del modelado de observaciones geodésicas. Los resultados obtenidos a este respecto tienen un potencial indudable para la mejora de la estimación de la peligrosidad sísmica en las dos regiones de estudio: El Salvador y las Béticas Orientales. Por consiguiente, aunque no es objeto primordial de la tesis el cálculo actualizado de la amenaza sísmica, se desarrollan en este capítulo posibles aplicaciones de los resultados obtenidos a la evaluación de la peligrosidad sísmica en las zonas de estudio, analizando el impacto de dichos resultados.

La peligrosidad o amenaza sísmica de un emplazamiento, siguiendo una definición probabilista, se define como la probabilidad de excedencia de un determinado nivel de movimiento del terreno a raíz de la actividad sísmica esperable en las fuentes sismogénicas de la zona de influencia durante un periodo de tiempo determinado (Insituto Geográfico Nacional, 2013).

Existen dos métodos generales de estimación de la peligrosidad sísmica: el probabilista y el determinista. Los métodos deterministas calculan los movimientos esperados en un emplazamiento con base en un único terremoto (un escenario sísmico sísmico con una magnitud y una distancia fuente-emplazamiento determinadas). En muchas ocasiones se modelan los escenarios más conservadores, esto es, los terremotos máximos posibles en una determinada fuente cercana al emplazamiento de estudio. Los métodos probabilistas consideran todas las fuentes sísmicas de la zona de influencia, con sus respectivas recurrencias y ofrecen una estimación integrada para todas las fuentes de la probabilidad de superación de un nivel de movimiento del suelo, para un periodo de exposición dado. Dentro de los métodos probabilistas, la metodología PSHA (Probabilistic Seismic Hazard Assessment) se ha popularizado en las últimas décadas, al

incorporar mejoras en la estimación de incertidumbres, el empleo de árboles lógicos y la desagregación de la peligrosidad (Rivas-Medina, 2014).

La metodología PSHA puede aplicarse, a su vez, desde diferentes enfoques. Los métodos PSHA zonificados asumen una sismicidad uniforme en cada zona sismogénica definida (y, por tanto, un potencial sísmico homogéneo y equiprobable dentro de cada zona). Por lo general, los métodos zonificados asumen que la sismicidad sigue un modelo poissoniano, esto es, que existe una independencia temporal entre la ocurrencia de dos terremotos. También existen métodos no zonificados, que evalúan la sismicidad de manera independiente, definiendo tasas de actividad distribuida espacialmente a partir del catálogo sísmico (por ejemplo, a través de funciones estadísticas de kernel). Estos métodos no incluyen directamente las fallas activas como fuentes sísmicas independientes, sino que introducen un factor de direccionalidad en las tasas de distribución espacial en la zona de falla. Esto puede ser una ventaja si dichas fuentes sísmicas (esto es, las fallas con cinemática conocida) no están bien estudiadas en una región. Con la mejora del conocimiento de las fallas a partir de datos geológicos y geodésicos en muchas zonas del mundo, la incorporación de las mismas como fuentes sismogénicas independientes (métodos híbridos) ha experimentado un auge en los últimos años. También cabe destacar el surgimiento de modelos de peligrosidad dependientes del tiempo, que tienen en cuenta la dependencia temporal entre los sismos.

El primer estudio probabilista de peligrosidad sísmica en El Salvador fue publicado por Algermissen et al. (1988), seguido de otros estudios realizados por Alfaro et al. (1990) y Singh et al. (1993) y Bommer et al. (1996). Desde entonces, la metodología probabilista se ha aplicado en varios estudios de peligrosidad regionales (generalmente comprendiendo toda Centroamérica), como en Benito et al. (2012), Salgado-Gálvez et al. (2022), y en estudios centrados en El Salvador, como Salazar et al. (2013), Salazar (2018) y Staller (2014). Recientemente también se ha publicado un informe del gobierno incluyendo la evaluación probabilista de la peligrosidad en el país (Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 2020). Por otra parte, Alonso-Henar et al. (2018) genera cuatro escenarios sísmicos deterministas en las principales fallas de la Zona de Falla de El Salvador (ESFZ, por sus siglas en inglés).

Los primeros análisis probabilistas de la amenaza sísmica incluyendo (al menos parcialmente) las Béticas Orientales se basan en métodos zonificados (e.g. Martín, 1984; Molina, 1998; Buforn et al., 2005; Benito et al., 2010; Mezcua et al., 2011;

IGN-UPM, 2013; Salgado-Gálvez et al., 2015), en métodos sin zonificar con funciones de kernel (Crespo et al., 2014) o en una combinación de ambos (Peláez-Montilla y López-Casado, 2002). Véase Benito y Gaspar-Escribano (2007) para una relación más exhaustiva de los primeros estudios de peligrosidad sísmica en la península ibérica. Además, Gaspar-Escribano et al. (2015) analiza las incertidumbres a lo largo del proceso de cálculo de los mapas de peligrosidad de IGN-UPM (2013).

Paralelamente han ido surgiendo análisis de peligrosidad en los que se han incorporado las fallas como fuentes sismogénicas indepemdientes (García-Mayordomo, 2005; García-Mayordomo et al., 2007; Rivas-Medina, 2014; Rivas-Medina et al., 2018; Gómez-Novell et al., 2020). También se han realizado escenarios deterministas en las principales fallas de la EBSZ (Herrero-Barbero et al., 2023)

Dadas las limitaciones temporales de los catálogos sísmicos para registrar terremotos de magnitudes grandes en zonas de deformación lenta, publicaciones recientes han recurrido también a simuladores de terremotos basados en modelos físicos para generar un catálogo sintético de terremotos en las Béticas Orientales (Herrero-Barbero et al., 2021; Álvarez-Gómez et al., 2023).

Cabe destacar que, además de los estudios locales y regionales mencionados, existen evaluaciones de la peligrosidad sísmica a escala continental y global, como Giardini et al. (2014) o Johnson et al. (2023).

Los modelos de deformación a partir de observaciones geodésicas suponen una fuente de datos de enorme importancia para la estimación de la peligrosidad sísmica (e.g. Johnson et al., 2024). Es por ello que los resultados de los modelos de esta tesis en lo referente a la deformación de la corteza presentan un gran potencial para futuras evaluaciones de la peligrosidad sísmica, ya sea en El Salvador o en las Béticas Orientales.

Los parámetros cinemáticos determinados para las fallas activas permiten incorporar estas como fuentes independientes al cálculo de la amenaza (e.g. Staller, 2014; Rivas-Medina et al., 2018) y generar escenarios sísmicos deterministas (e.g. Alonso-Henar et al. (2018), Herrero-Barbero et al., 2023).

Adicionalmente, en los últimos años han cobrado protagonismo estudios que vinculan directamente el potencial sísmico en una región con la tasa de deformación geodésica (strain rate), como, por ejemplo: Ward (2007), Zhu et al. (2022) o Gao et al. (2023). En zonas de elevada actividad sísmica y fallas conocidas,

en las cuales precisamente se desarrollan la mayor parte de los estudios sísmicos, geológicos, paleosismológicos o de sismicidad histórica, el potencial sísmico está bien determinado (Ward, 2007). No obstante, muchas zonas del globo presentan sismicidad distribuida o de baja actividad y fallas desconocidas o con tasas de deslizamiento inciertas, en las cuales los estudios de paleosismología y sismicidad histórica son escasos o insuficientes para determinar con precisión la actividad sísmica real, lo cual sesga las evaluaciones de la amenaza símica en dichas zonas (Ward, 1994). Las Béticas Orientales podrían representar un buen ejemplo con estas características.

El empleo de técnicas geodésicas para el monitoreo de la deformación en superficie permite resolver algunas incógnitas al respecto, contribuyendo a (1) proporcionar una tasa promedio de terremotos en zonas con escasa sismicidad histórica e instrumental, (2) determinar tasas de deformación independientemente para verificar datos geológicos existentes o (3) evaluar la coherencia entre el campo de deformación (strain) actual y el registro histórico de terremotos (Ward, 2007). Potencialmente, la tasa de deformación obtenida de observaciones geodésicas puede combinarse con la sismicidad instrumental para mejorar la evaluación de la peligrosidad sísmica (e.g. Stevens y Avouac, 2021).

Ward (1994) fue pionero en incorporar datos geodésicos, geológicos, paleosísmicos, de sismicidad histórica y sintética para mejorar la evaluación del potencial sísmico en las zonas alejadas de las fallas más estudiadas del sur de California, Estados Unidos. Su estudio concluye que el 40% del momento sísmico se libera en áreas distribuidas por la región alejadas de las fallas principales (como la de San Andrés), en las cuales los catálogos sísmicos y los datos paleosismológicos son insuficientes para determinar la tasa de terremotos.

Desde entonces, han surgido diversos estudios relacionando la tasa de actividad de terremotos con la deformación registrada en superficie mediante receptores GNSS, especialmente en los últimos años: Ward (2007); Bird y Kreemer (2015); Maurer et al. (2018); Stevens y Avouac (2021); Piña-Valdés et al. (2022); Zhu et al. (2022); Gao et al. (2023); Guns et al. (2024); Maurer et al. (2024). La mayoría de los estudios se centran en zonas exhaustivamente estudiadas, con grandes fallas continentales y con tasas de deformación elevadas, como California (Ward, 2007; Maurer et al., 2018; Guns et al., 2024), Nueva Zelanda (Maurer et al., 2024) o el norte de China (Zhu et al., 2022; Gao et al., 2023), o parten de modelos de deformación a escala continental (Stevens y Avouac, 2021, en Asia y Piña-Valdés et al., 2022, en Europa) o global (Bird y Kreemer, 2015). Hasta la fecha, estos

métodos no se han aplicado a pequeña escala en zonas de baja deformación, como las Béticas. La correlación detectada entre las tasas de sismicidad y de deformación es generalmente buena (e.g. Stevens y Avouac, 2021), aunque en muchos casos las tasas de deformación geodésicas predicen tasas de sismicidad más elevadas que las observadas (e.g. Guns et al., 2024).

5.1.2. Aplicaciones en peligrosidad

En esta tesis se han realizado dos aplicaciones relacionadas con la evaluación de la peligrosidad sísmica, que muestran el potencial y el impacto de los resultados obtenidos.

En primer lugar, se ha decidido aplicar el método de Ward (1994 y 2007) a una de las zonas de estudio, las Béticas Orientales, para calcular las tasas de actividad sísmica a partir del campo de deformación geodésico, y evaluar su potencial uso para la mejora de la evaluación de la amenaza sísmica (apartado 5.2). Precisamente las Béticas Orientales se caracterizan por presentar una sismicidad moderada y distribuida, en la que los catálogos sísmicos instrumentales están incompletos y los trabajos de paleosismología (e.g. Gómez-Novell et al., 2022) y sismicidad histórica (e.g. Yazdi et al., 2023) siguen progresando.

En segundo lugar, como se ha mencionado anteriormente, la caracterización cinemática de las fallas de las zonas de estudio de esta tesis posibilita también la incorporación de las fallas en los cálculos de peligrosidad sísmica. En esta tesis se han determinado y actualizado las tasas de deslizamiento y profundidades de acoplamiento en muchas fallas activas de El Salvador y las Béticas Orientales (algunas sin datos previos). Esto permite, entre otros cálculos, generar escenarios deterministas mediante la simulación de roturas en las principales fallas activas caracterizadas (o segmentos de falla).

De esta manera, se ha realizado una aplicación de la nueva caracterización de fallas en El Salvador (Capítulo 3) para la generación de escenarios sísmicos deterministas. En concreto, se han simulado escenarios sísmicos en la falla de Guaycume (apartado 5.3), la cual parece haber sido responsable del terremoto destructivo Ms6.7 de 1917 (Alonso-Henar et al., 2018) y cuya tasa de deslizamiento ha sido refinada en este estudio.

Cabe destacar que estas aplicaciones no pretenden ser un análisis exhaustivo de los datos para la mejora de la evaluación de la peligrosidad sísmica, sino dos

ejemplos de aplicación que se espera puedan ser ampliados en el futuro. En el apartado 5.4 se discute otra posible aplicación de los resultados de esta tesis.

5.2. Potencial sísmico en las Béticas Orientales

5.2.1. Método de cálculo

El potencial sísmico en las Béticas Orientales se ha calculado siguiendo la metodología presentada por Ward (1994 y 2007).

En primer lugar, se ha calculado el campo de tasa de deformación (strain rate) y todos los parámetros derivados, a partir de las velocidades GNSS en la región. La teoría general sobre el campo de deformación puede encontrarse en el Capítulo 2 (apartado 2.3). El procedimiento específico de cálculo en las Béticas Orientales se desarrolla en el Capítulo 4 (apartados 4.4.3 y 4.6). En concreto, se emplean los datos del cálculo en una malla de puntos, según el método de Shen et al. (2015).

Para calcular la tasa de momento escalar a partir de la tasa de momento tensorial se sigue igualmente la formulación de Ward (1994). De entre los parámetros del campo de tasa de deformación resultante (Fig. 4.17), se selecciona la tasa de deformación geodésica máxima ($\dot{\varepsilon}_{max}$):

$$\dot{\varepsilon}_{max} = max\left(|\dot{\lambda}_1|, |\dot{\lambda}_2|\right) \tag{5.1}$$

En la ecuación (5.1) $\dot{\varepsilon}_{max}$ es el mayor autovalor, en valor absoluto ($|\dot{\lambda}_1|, |\dot{\lambda}_2|$) del tensor tasa de deformación horizontal ($\dot{\varepsilon}$). Dado que generalmente $\dot{\lambda}_1 + \dot{\lambda}_2 \neq 0$, entonces $\dot{\varepsilon}_{max} \geq \frac{1}{2}|\dot{\lambda}_1 - \dot{\lambda}_2|$, es decir, $\dot{\varepsilon}_{max}$ es mayor o igual a la tasa máxima de deformación de cizalla horizontal. Es por ello que $\dot{\varepsilon}_{max}$ resulta un parámetro representativo de la tasa total de deformación derivada de las velocidades horizontales GNSS. Además, Ward (2007) indica que el parámetro $\dot{\varepsilon}_{max}$ se comporta de manera más estable que los autovalores o autovectores de $\dot{\varepsilon}$ por separado, incluso en casos con escasez de datos geodésicos. Nótese que existen alternativas a la elección de este parámetro, que podrían ser testadas en el futuro (e.g. Savage y Simpson, 1997).

A partir de $\dot{\varepsilon}_{max}$, se calcula la tasa de momento geodésico (escalar) $\dot{M}_g$, siguiendo la formulación de Kostov (1974), y asumiendo que el tensor tasa de deformación se mantiene constante en profundidad (en una capa de profundidad sismogénica H_s) y con un módulo de cizalla μ igualmente uniforme:

$$\dot{M}_g = 2\mu A H_s \dot{\varepsilon}_{max} \tag{5.2}$$

La tasa de momento geodésico $\dot{M}_g$ se obtiene para un área de cálculo A. En concreto, para las Béticas Orientales se ha empleado una unidad de cálculo (A) de 20 x 20 km^2, coherente con la distancia media entre los puntos de la malla de cálculo del campo tasa de deformación y tamaños de ruptura de terremotos con magnitudes Mw~6.5 (Hans y Bakun, 2008), y una profundidad sismogénica (H_s) de 15 km (coherente con las profundidades máximas de los terremotos corticales, e.g. Sánchez-Roldán et al., 2021). El módulo de rigidez se ha tomado como constante ($\mu = 3.3 \times 10^{10}\ \mathrm{N}/m^2$).

El potencial sísmico en una zona se puede ajustar a una determinada ley de recurrencia, que relaciona el tamaño (magnitud) y la frecuencia de los terremotos asociados a una determinada fuente (falla o zona sismogénica) en un periodo determinado. La ley de recurrencia más extendida es la definida por Gutenberg y Richter (1944), así como variaciones de la misma. La tasa de momento geodésico se puede traducir en una tasa de ocurrencia de terremotos (o potencial sísmico) asumiendo que la ecuación (5.2) se distribuye en terremotos con tamaños ajustados a una distribución Gutenberg-Richter, caracterizada por sus parámetros a y b, y truncada (Ward, 1994) por una magnitud máxima (M_{max}).

$$\dot{\mathrm{N}}(m) = 10^{a-bm}; \quad m < M_{max} \tag{5.3}$$

En (5.3), $\dot{\mathrm{N}}(m)$ representa la tasa acumulada de terremotos con una magnitud igual o superior a m, a es una constante del modelo que representa el nivel total de actividad sísmica en la región y b es una constante del modelo correspondiente a la tasa relativa de ocurrencia de terremotos pequeños frente a grandes (un valor bajo de b indica una mayor proporción de terremotos grandes).

Siguiendo la formulación de Ward (1994), es posible calcular el periodo de recurrencia medio (T) para eventos mayores a una magnitud determinada (M_w):

$$T(m > M_w) = \left(\frac{b}{b+1}\right)\frac{10^{(b+1.5)M_{max}+9.05}}{\dot{M}_g(10^{bM_{max}} - 10^{bM_w})} \tag{5.4}$$

El potencial sísmico (Ψ) por unidad de área y para magnitudes mayores a una dada, se obtiene pues como (e.g. Pei et al., 2022):

$$\Psi(m > M_w) = {}^{1}/_{T} \tag{5.5}$$

En este caso, se han empleado los parámetros de sismicidad (b, Mmax) de la zonificación GM12 (IGN-UPM, 2013) como datos de entrada para la ecuación 5.4. A cada punto de cálculo del campo de deformación (Fig. 5.1) se le han asignado los parámetros correspondientes a la zona sismogénica en la que se ubican (Tabla 5.1). Los resultados del potencial sísmico calculado, así como un análisis de sensibilidad de los parámetros principales, se presentan a continuación. Se ha calculado el potencial para terremotos con Mw ≥ 5, ya que sismos de magnitudes Mw~5 han generado daños significativos recientemente, como ejemplifican los terremotos Mw4.8 en La Paca (Benito et al., 2007) y Mw5.2 en Lorca (Martínez-Díaz et al., 2012).

Tabla 5.1: Parámetros de sismicidad seleccionados de las zonas de la zonificación GM12 (IGN-UPM, 2013). Véase su ubicación geográfica en la Fig. 5.1. Se muestran los datos de magnitudes máximas (MMax y su desviación estándar σMM), así como del parámetro b de la ley de Gutenberg-Richter y su desviación estándar σb.

Zona	MM	σMM	b	σb
12	5.1	0.3	1.42	0.28
30	5	0.4	0.99	0.38
31	6.6	0.4	0.79	0.08
36	6.6	0.4	1.04	0.13
37	6.8	0.2	1.00	0.10
38	6.7	0.2	1.00	0.08
39	6.7	0.1	1.27	0.30
55	6.7	0.3	0.88	0.05

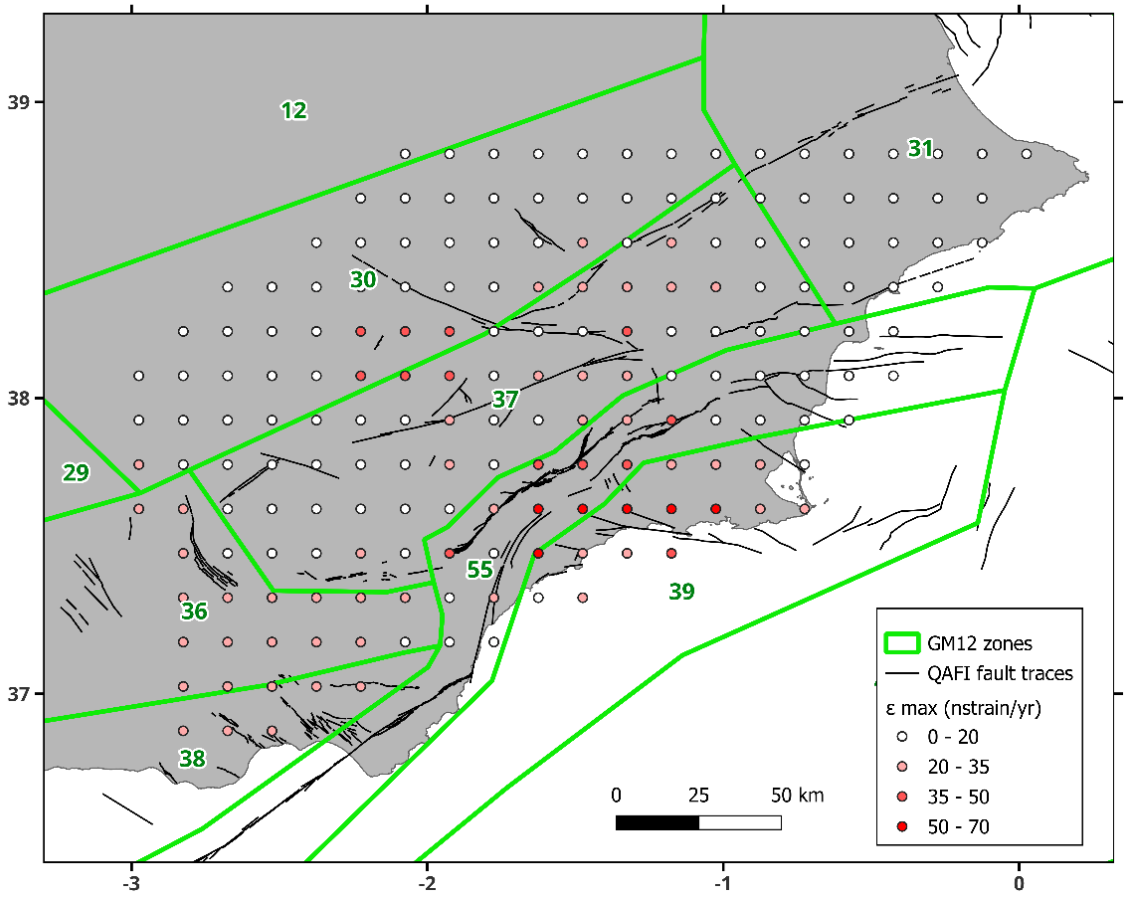


Figura 5.1: Zonas sismogénicas de la zonificación GM12 (IGN-UPM, 2013), mostradas como polígonos verdes y con su numeración original. Se muestra también la tasa máxima de deformación geodésica ($\dot{\varepsilon}_{max}$) en sus puntos de cálculo.

5.2.2. Potencial sísmico estimado

El intervalo de recurrencia medio y el potencial sísmico calculado para terremotos de magnitud Mw ≥ 5 se muestran en la Fig. 5.2. Cabe recordar que estos parámetros se han calculado para un área de 400 km² (20 km x 20 km) en torno a los puntos de cálculo, con base en la distancia entre los mismos y coherentemente con el potencial tamaño de un terremoto de Mw ≥ 5 en la zona. Al obtenerse el potencial sísmico (Fig. 5.2-B) directamente como el valor inverso (ecuación 5.5) del intervalo de recurrencia (Fig. 5.2-A), los resultados entre ambos son análogos, por lo que se analizan indistintamente.

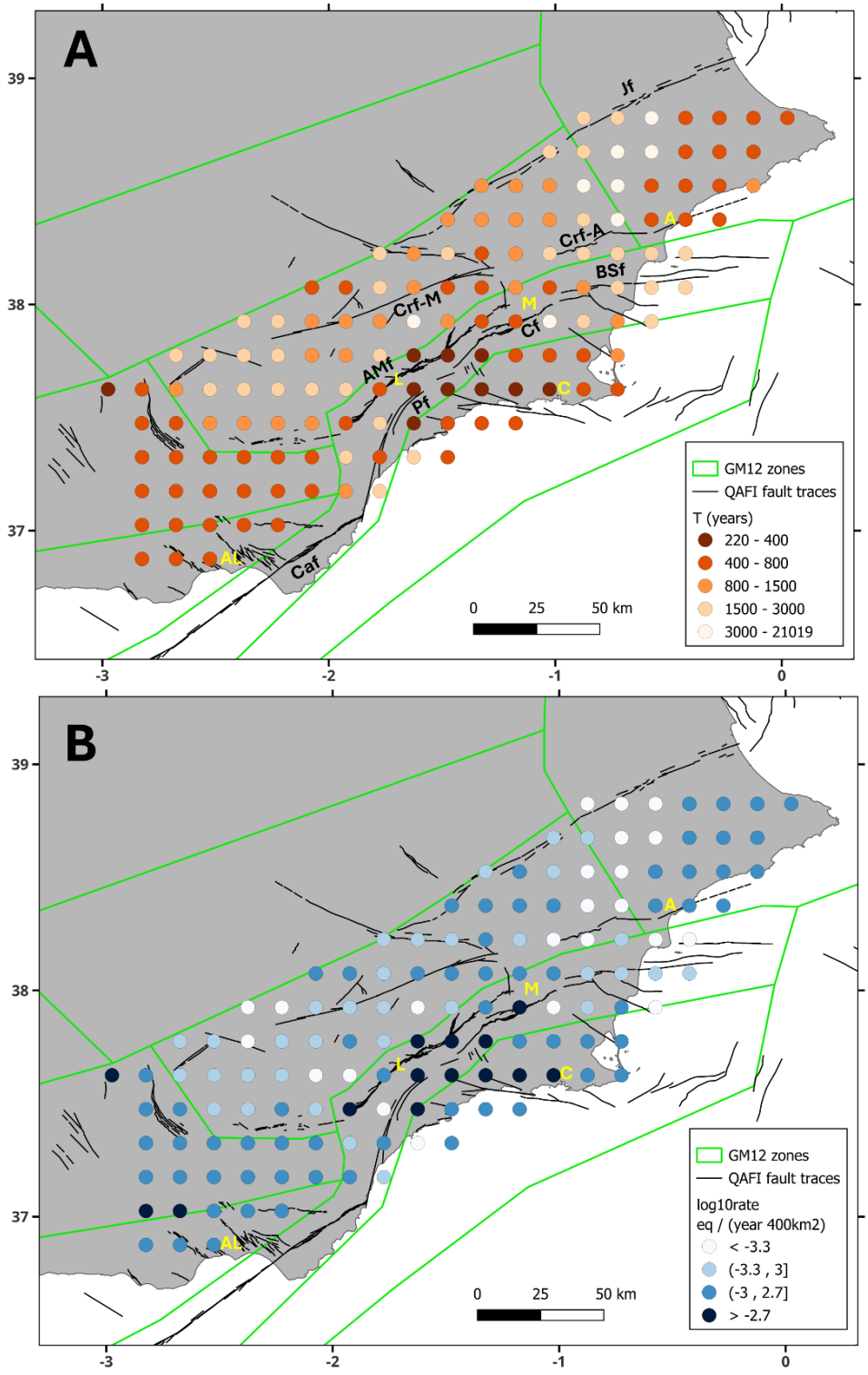


Figura 5.2: Intervalo de recurrencia medio (A) y potencial sísmico (B) calculado para terremotos de Mw≥5 en las Béticas Orientales.

El potencial sísmico en B se muestra como el log10 de la tasa de terremotos, calculado en 400 km2 (20km x 20km) en torno a los puntos de cálculo. Las letras amarillas muestran la localización de las ciudades de Alicante (A), Almería (AL), Cartagena (C), Lorca (L) y Murcia (M). Las principales fallas están nombradas: Alhama de Murcia (AMf), Bajo Segura (BSf), Carboneras (Caf), Carrascoy (Cf), Crevillente (sector Alicante Crf-A y sector Murcia Crf-M), Palomares (Pf).

Los menores intervalos de recurrencia (inferiores a 400 años) se obtienen en el entorno de las fallas de Alhama de Murcia (AMf) y Palomares (Pf) y la ciudad de Lorca, con una extensión hacia la ciudad de Cartagena. Esta región coincide con la zona donde se ha obtenido una mayor tasa máxima de deformación geodésica ($\dot{\varepsilon}_{max}$). Esta zona también coincide con los máximos valores de aceleración obtenidos en estudios recientes de peligrosidad sísmica en las Béticas Orientales (e.g. Rivas-Medina et al., 2018; Gómez-Novell, 2020), solo superados por zonas aledañas a la falla de Carboneras (con mala cobertura en el cálculo del campo de deformación de esta tesis) y a la ciudad de Granada (fuera de la zona de cálculo). La densidad de estaciones GNSS podría estar influenciando estos resultados, por lo que análisis futuros, o la inclusión de otras fuentes de información podrían esclarecer este hecho.

Los intervalos de recurrencia son mayores al norte de las Béticas Orientales, en el entorno de las fallas de Jumilla y Crevillente, aunque hay variaciones locales: los intervalos parecen menores en las terminaciones orientales de ambos sectores de la falla de Crevillente (en el entorno de las ciudades de Murcia y Alicante).

Si se comparan los resultados de potencial sísmico con el mapa de aceleración pico del terreno para un periodo de retorno de 475 años de IGN-UPM (2013), se aprecian algunas diferencias fundamentales. Las mayores aceleraciones en la EBSZ se estiman en la ciudad de Murcia, prolongándose hacia el este, siguiendo la falla de Bajo Segura (BSf). En esta zona, el potencial sísmico derivado de datos geodésicos presenta valores pequeños, en concordancia con la baja tasa máxima de deformación geodésica ($\dot{\varepsilon}_{max}$) en la zona (Fig. 5.1). La discrepancia entre la elevada sismicidad de la zona y la baja tasa de deformación geodésica podría deberse a que esta última está mal constreñida en la zona, por disponer de pocas estaciones GNSS, o que la deformación registrada no está reflejando la deformación intersísmica en la zona. Ambos productos parecen coincidir, no obstante, en una cierta concentración de potencial/aceleraciones elevadas en el corredor de la EBSZ hacia el sur de la ciudad de Murcia, por el corredor de fallas del Guadalentín (AMf, Cf, Pf).

De esta manera, los datos geodésicos y sismo-tectónicos podrían resultar complementarios para futuros estudios de amenaza, aunque conviene analizar las limitaciones del potencial sísmico determinado en este capítulo.

Se ha realizado un análisis de sensibilidad a los parámetros intervinientes en el cálculo del potencial con el objetivo de analizar las limitaciones e incertidumbres

asociadas a la metodología seguida. Para ello, se ha analizado la influencia de variaciones realistas en los parámetros de la ecuación (5.4), incluyendo los parámetros que influyen en el cálculo de la tasa de momento geodésico (5.2). Se parte de unos valores realistas (o empleados en el cálculo) para las Béticas Orientales ($\mu = 33\ GPa, A = 400\ km^2, H_s = 15\ km,\ \dot{\varepsilon}_{max} = 20\ nstrain/año\ , b = 1, M_{max} = 6.7$), y se varían individualmente (manteniendo fijos el resto de parámetros) en rangos razonables para la zona. Se calcula el periodo de recurrencia (T) para terremotos con Mw ≥ 5 (aunque se testa la influencia combinada de la magnitud máxima y los resultados de T para magnitudes diferentes).

Los resultados del análisis se muestran en la Fig. 5.3. Como es razonable, valores inferiores de la tasa de deformación geodésica máxima ($\dot{\varepsilon}_{max}$) implican un mayor periodo de recurrencia para sismos mayores a una determinada magnitud.

Los parámetros que menor influencia parecen tener en el cálculo son el parámetro b de la Ley de Gutenberg-Richter y el módulo de rigidez μ, los cuales hacen variar el periodo de recurrencia un máximo de 250 a 400 años al hacerlos variar dentro de un rango razonable.

La selección del área de cálculo influye enormemente en los resultados, especialmente si se seleccionan áreas muy pequeñas (< 20 x 20 km^2). Como es coherente, áreas muy pequeñas de cálculo presentarán un potencial sísmico más pequeño. Este parámetro se fija en las publicaciones sin gran discusión al respecto, a pesar de la evidente influencia del mismo en el resultado: 100x100 km^2 en Ward et al. (2007) y Zhu et al. (2022), y ~500x500 km^2 en Gao et al. (2023). En este caso, se ha escogido un área de cálculo de 20x20 km^2, ya que el estudio se realiza a una escala más local y dicho tamaño es coherente con la distancia entre los puntos de cálculo del campo de tasa de deformación, así como con el tamaño de terremotos moderados que pudieran ocurrir en la zona. Partiendo de la base que el análisis de sensibilidad se ha realizado con valores realistas en las Béticas Orientales, el área de cálculo seleccionada parece razonable (Fig. 5.3). Un caso similar ocurre con la profundidad sismogénica (H_s), ya que, si se escoge una profundidad pequeña, se reduce el volumen de cálculo, aumentando el periodo de recurrencia.

Otro parámetro determinante en el resultado es la magnitud máxima escogida (M_{max}). Este parámetro provoca que el periodo de recurrencia se sature en torno a cero cuando la magnitud de cálculo y la magnitud máxima tienen un valor parecido.

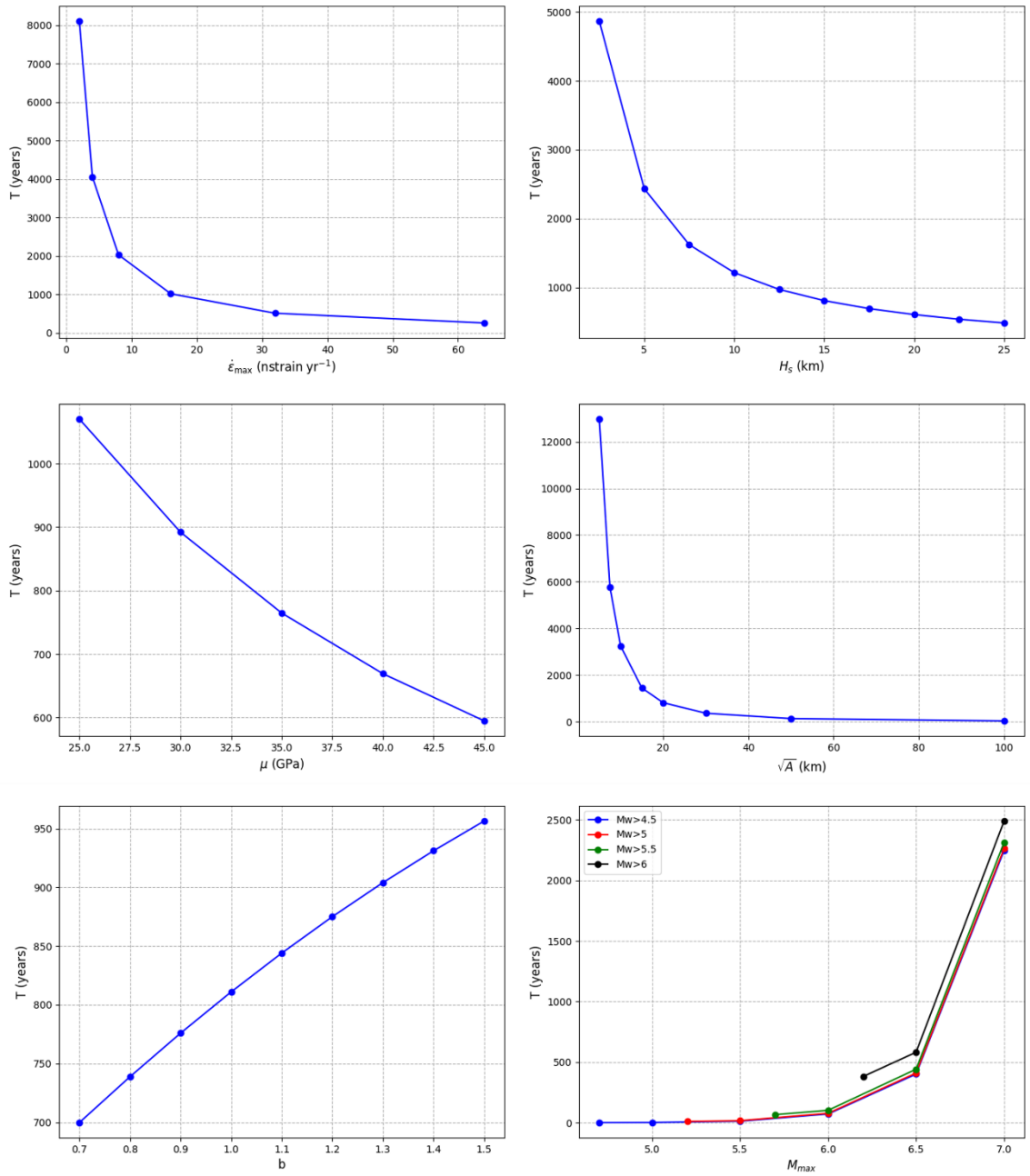


Figura 5.3: Resultados del periodo de recurrencia (T) variando uno de los parámetros de cálculo y fijando el resto, en cada caso.

Como se ha demostrado con este análisis, este método conlleva la elección de diversos parámetros que pueden introducir ruido en el cálculo de la peligrosidad sísmica. Además, Ward (2007) advierte que este método presenta otras importantes desventajas, como la posible inclusión de señal asísmica o ajena a la tectónica en el cálculo del campo de deformación, o la dependencia de los parámetros de una ley Gutenberg-Richter para realizar los cálculos.

Pese a las limitaciones, el cálculo de potencial sísmico a partir del campo de deformación geodésico supone una nueva fuente de información, cuyos resultados pueden complementar a otros estudios. El caso presentado en este capítulo representa un resultado todavía preliminar, que debe compararse con la sismicidad instrumental de la zona antes de poder ser empleado. No obstante, se espera que estos resultados precedan futuros estudios al respecto, conforme el campo de deformación geodésico se conozca con mayor precisión (incluyendo estudios InSAR).

5.3. Escenario sísmico en El Salvador

5.3.1. Elección del escenario

Además del cálculo del potencial sísmico, los datos geodésicos permiten caracterizar el comportamiento cinemático de las fallas activas, que son las estructuras en las que se generan los terremotos. Conforme el conocimiento sobre las fallas ha ido mejorando, los estudios de peligrosidad sísmica han ido cambiando el enfoque de las fuentes sísmicas empleadas como input, para incorporar dichas fallas como fuentes sísmicas independientes (e.g. Rivas-Medina, 2014).

La subducción, especialmente su acoplamiento, no está bien constreñida en los modelos presentados en el Capítulo 3, por lo que se ha descartado inferir el estado de carga de alguna de sus zonas o asperezas. En cambio, los modelos cinemáticos en esta tesis han permitido caracterizar las principales fallas de la Zona de Falla de El Salvador (ESFZ, por sus siglas en inglés). Los terremotos originados en esta última suponen una gran amenaza para la población por su escasa profundidad y cercanía a zonas pobladas (Legrand et al., 2020). En El Salvador, los últimos terremotos destructivos datan de enero de 2001 (Mw 7.6, originado en la subducción) y febrero de 2001 (Mw 6.5, asociado a la falla de San Vicente). La falla de San Vicente, por tanto, parece encontrarse en una etapa inicial de carga en su ciclo sísmico, atendiendo al periodo de recurrencia (tiempo entre la ocurrencia de terremotos en la misma falla) de 173-234 años (Staller, 2014; Staller et al., 2016).

No obstante, otras fallas de la ESFZ podrían encontrarse en etapas finales de su fase intersísmica. Los escenarios sísmicos generados por Alonso-Henar et al. (2018) apuntan a la falla de Guaycume como fuente del terremoto Ms6.7 que en junio de 1917 causó gran destrucción en poblaciones al norte de San Salvador. Desde

entonces, el catálogo sísmico del MARN no recoge sismicidad superficial cercana a la falla (Fig. 5.4). Además, Alonso-Henar et al. (2018) resaltan la relevancia de esta falla debido a su cercanía a la ciudad de San Salvador. Staller (2014) estima un periodo de recurrencia elevado, de 258 años, elevándose hasta 313 años en Staller et al. (2016). No obstante, la tasa de la falla de Guaycume ha sido actualizada en esta tesis, así como su grado y profundidad de acoplamiento. En concreto, se han estimado tasas de deslizamiento bajo dos suposiciones, materializadas en los modelos cinemáticos de cinco bloques (i5a) y seis bloques (i6a) del Capítulo 3, respectivamente (Tabla 5.2).

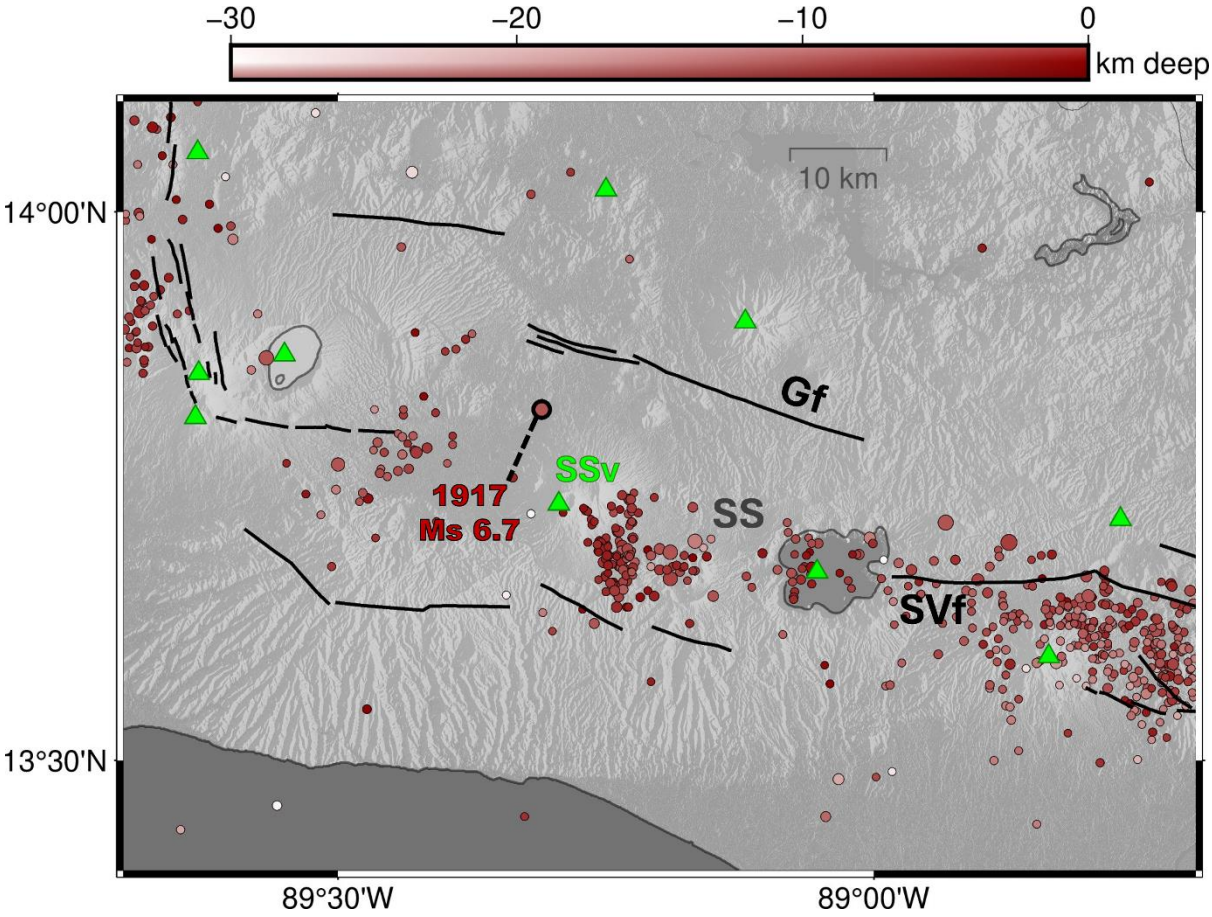


Figura 5.4: Sismicidad superficial (profundidad≥-30km) con Mw≥3 en el entorno de la ciudad de San Salvador (SS).
Se muestran los terremotos del periodo 1898-2021 (catálogo del MARN) como círculos (con su color variando con la profundidad hipocentral), las principales fallas como líneas negras (Gf – falla de Guaycume, SVf – falla de San Vicente) y los volcanes como triángulos verdes (SSv – volcán de San Salvador). Se indica el epicentro del terremoto Ms6.7 de 1917 según Ambraseys y Adams (2001).

Según el modelo i5a (Tabla 5.2) la falla de Guaycume acomodaría prácticamente todo el movimiento del arco, resultando en una tasa de deslizamiento total de 13.4 mm/año, con una componente predominante lateral (de desgarre dextral) de 12.4 mm/año y una componente extensiva de 5.3 mm/año. La profundidad de acoplamiento estimada es de 11.25 km, con un acoplamiento total ($\Phi = 1$).

Atendiendo al modelo de seis bloques (i6a, Tabla 5.2) la tasa de deslizamiento se reparte con las fallas situadas al sur de San Salvador. De esta manera, la tasa de deslizamiento total en la falla de Guaycume desciende hasta los 8.5 mm/año, ganando importancia la componente extensiva (6.4 mm/año) frente a la componente de desgarre lateral (5.6 mm/año). En este modelo, la profundidad de acoplamiento desciende hasta los 5.6 km, y el grado de acoplamiento también es ligeramente menor ($\Phi = 0.87$).

Consecuentemente, se ha decidido analizar el periodo de recurrencia según las dos caracterizaciones cinemáticas (i5a, i5b). Posteriormente, se ha calculado un escenario sísmico determinista en la falla de Guaycume, conforme al escenario más conservador, esto es, el modelo i5a (con mayores tasas de deslizamiento), aunque debe tenerse en cuenta que dicho modelo podría sobreestimar la tasa de la falla. De esta manera, se ha estimado un periodo de recurrencia para ambos modelos (apartado 5.3.2), calculando posteriormente las aceleraciones predichas por la rotura máxima en la falla (apartado 5.3.3).

Tabla 5.2: Parámetros cinemáticos estimados y sus incertidumbres (σ) para la falla de Guaycume en los modelos cinemáticos de 5 bloques (i5a) y 6 bloques (i6a): grado de acoplamiento (Φ), tasas de deslizamiento brutas (movimiento total sin tener en cuenta el acoplamiento) paralelas a la falla (Vp) y ortogonales a la falla (Vo) y tasas de deslizamiento acumuladas en la falla [$\dot{u} = V * \Phi$] paralelas ($\dot{u}_p$), ortogonales ($\dot{u}_o$) y totales ($\dot{u}_{total}$). También se muestra la profundidad de acoplamiento (D).

			mm/yr							km
Model	Φ	σ	Vp	σ	Vo	σ	$\dot{u}_p$	$\dot{u}_o$	$\dot{u}_{total}$	**D**
i5a	1.00	0.15	12.4	0.1	5.3	0.2	**12.4**	**5.3**	**13.4**	**11.25**
i6a	0.87	0.16	6.4	0.8	7.4	0.8	**5.6**	**6.4**	**8.5**	**5.6**

5.3.2. Cálculo del periodo de recurrencia

De manera alternativa a las zonas sismogénicas, áreas caracterizadas por una tasa de ocurrencia de terremotos (Ṅ) y a una tasa relativa (b) de ocurrencia de terremotos pequeños frente a grandes (e.g. Tabla 5.1, IGN-UPM, 2013), las fallas se incorporan a los cálculos de peligrosidad parametrizadas por su geometría (lineal, siguiendo su traza en superficie, o planar) y su cinemática (su tasa de deslizamiento). El paso de estos parámetros físicos de las fallas a un modelo de recurrencia sísmica para cada una (que permita incorporarlas al cálculo de la amenaza) no es directo, y existen diversos planteamientos al respecto (véase Rivas-Medina, 2014).

Una estrategia extendida se basa en el modelo de terremoto característico (Wesnousky et al., 1983), que asume una acumulación continua del momento sísmico en la falla, el cual es totalmente liberado en terremotos de magnitud máxima perfectamente periódicos, conocidos como terremotos característicos (ver Fig. 5.5).

Si la acumulación del momento sísmico es uniforme en el tiempo y en toda la extensión de la falla, como en el modelo de terremoto característico, la tasa de momento sísmico que se acumula en la falla se puede calcular a partir de la tasa de deslizamiento ($\dot{u}$) de la misma, el coeficiente de rigidez o cizalla de la corteza (μ) y el área de la falla (A), mediante la ecuación de Brune (1964):

$$\dot{M}_0 = \mu\, \dot{u}\, A \tag{5.6}$$

El periodo de recurrencia (T_r), esto es, el tiempo transcurrido entre terremotos en la falla, se conocería pues a partir del momento sísmico liberado en el terremoto característico (M_0) y la tasa de momento sísmico que se acumula en la falla ($\dot{M}_0$):

$$T_r = M_0\, \dot{M}_0^{-1} \tag{5.7}$$

La tasa de terremotos característicos en la falla ($\dot{N}_c$) se calcula como la inversa del periodo de recurrencia para dichos sismos:

$$\dot{N}_c = {T_c}^{-1} \tag{5.8}$$

El momento sísmico liberado en el terremoto característico (M_0) puede ser estimado a partir de fórmulas empíricas que relacionan la magnitud máxima esperada con el tamaño de la rotura, esto es, su área o longitud en superficie (Stirling et al., 2013). La magnitud momento se relaciona con el momento sísmico a través de la ecuación de Hanks y Kanamori (1979), que se muestra modificada para las unidades del momento sísmico en N m:

$$M_w = \frac{2}{3} log M_0 - 6.03 \tag{5.9}$$

La obtención del periodo de recurrencia en una falla puede permitir conocer el estado de carga de la misma, especialmente si se conoce el tiempo desde el último terremoto (*elapsed time*).

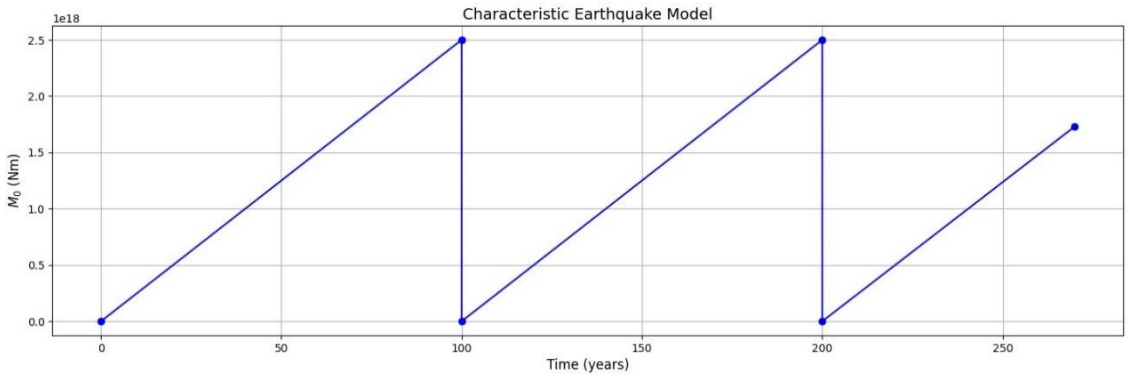


Figura 5.5: Modelo de terremoto característico.
En este ejemplo se muestra el momento sísmico acumulado, calculado para una tasa de deslizamiento u ̇=1 cm/año, un área de ruptura A=15x20 km2, un coeficiente de rigidez μ = 33 GPa, y un periodo de recurrencia de T=100 años.

De esta manera, resulta de gran interés estudiar el periodo de recurrencia en las fallas de la ESFZ, dada su gran contribución a la amenaza sísmica en El Salvador. En concreto, se ha decidido focalizar la aplicación de esta tesis en la falla de Guaycume, partiendo de dos caracterizaciones cinemáticas con base en los dos modelos cinemáticos seleccionados en el Capítulo 3. La falla de Guaycume se ha modelado como una estructura de 35.8 km de largo y con un buzamiento de 80º. Como se indicó en el apartado anterior, la profundidad máxima de acoplamiento se ha derivado de los modelos, alcanzando 11.25 km y 5.6 km en los modelos i5a e i6a, respectivamente. En consecuencia, se ha obtenido un área para la falla de 409

km² para el modelo i5a y de 203.6 km² para el modelo i6a (Tabla 5.3). El cabeceo o *rake* se ha determinado con base en las componentes de la tasa de deslizamiento (ver Tabla 5.3).

Dada la geometría de la falla, es posible calcular la magnitud que generaría una ruptura máxima en la misma. Se han seleccionado cuatro ecuaciones para relacionar el tamaño de la falla (y ruptura máxima potencial) con la magnitud momento Mw equivalente. Para su elección, se ha tenido en cuenta el régimen tectónico para el cual se hallan calibradas, limitándolo a un régimen de límite de placa cortical y a un régimen volcánico. También se ha considerado que las ecuaciones estén diseñadas para un tipo de deslizamiento compatible con la falla de Guaycume (deslizamiento oblicuo, normal o de desgarre). Además, se han descartado aquellos modelos que tienen en cuenta exclusivamente la longitud de la falla para calcular Mw (por ejemplo, Wesnouski, 2008), dado que en las dos geometrías de la falla modeladas (i5a, i6a) se emplea la misma longitud de falla. De esta manera se seleccionaron cuatro relaciones, cuyas ecuaciones se exponen a continuación, promediando el resultado con los siguientes pesos (p): p=1/6 para Hans y Bakun (2008) para áreas inferiores a 537 km²; p=1/6 para Leonard (2010); p=1/3 para Stirling et al. (2008) y p=1/3 para Villamor et al. (2001). Se otorga un peso conjunto de 1/3 para Hans y Bakun (2008) y Leonard (2010) por presentar una formulación casi idéntica. Cabe destacar que las ecuaciones de Stirling et al. (2008) y Villamor et al. (2001) han sido testadas para El Salvador por Staller (2014), estimando magnitudes coherentes para el terremoto de San Vicente de 2001. Las ecuaciones seleccionadas dependen del área de la falla (A), o, de manera equivalente, de su longitud (L) y anchura (W):

$$Hans\ y\ Bakun\ (2008): M_w = logA + 3.98 \pm 0.03 \tag{5.10}$$

$$Leonard\ (2010): M_w = logA + 3.99 \tag{5.11}$$

$$Stirling\ et\ al. (2008): M_w = 4.18 + \frac{2}{3} logW + \frac{4}{3} logL \tag{5.12}$$

$$Villamor\ et\ al. (2001): M_w = \frac{4}{3} logA + 3.39 \tag{5.13}$$

Las magnitudes Mw estimadas según estas ecuaciones, así como el promedio ponderado, se exponen en la Tabla 5.4. Hans y Bakun (2008) y Leonard (2010) calculan las magnitudes más bajas, mientras que Stirling et al. (2008) estima las mayores magnitudes. Finalmente se ha seleccionado una magnitud máxima de Mw=6.8 para el modelo i5a, y de Mw=6.5 para el modelo i6a. Estas magnitudes parecen coherentes con el sismo Ms 6.7 de 1917 (*Ambraseys y Adams, 2001*).

La tasa de momento sísmico se ha calculado con base en la ecuación (5.6), mientras que el momento sísmico equivalente a la Mw máxima en la falla se ha determinado conforme la ecuación (5.9). De esta manera, se ha calculado el periodo de recurrencia (5.7) de un terremoto característico en la falla de Guaycume para las dos geometrías y tasas de deslizamiento propuestas (Tabla 5.5). Los resultados muestran un periodo de recurrencia similar para los dos casos, de ~110 años para el modelo i5a y de ~123 años para el modelo i6a. La similitud en los periodos de recurrencia para ambos modelos se debe a la compensación entre el área, la magnitud máxima y las tasas de deslizamiento manejadas. Es decir, pese a la menor tasa de deslizamiento en el modelo i6a, el modelo de terremoto característico predice un periodo de recurrencia similar al modelo i5a, al precisar de menos tiempo para acumular la deformación necesaria para generar un sismo característico de tamaño más moderado (Mw 6.5).

Las diferencias con el periodo de recurrencia estimado por Staller (2014) para la falla de Guaycume (258 años) se explican principalmente por la magnitud máxima estimada (con Mw 6.8 y 6.5 en esta tesis, y casi 7 en Staller, 2014). El área de la falla parametrizada por Staller (2014) es mayor incluso que el modelo i5a, con ~457 km^2. Ambos factores contribuyen a estimar en su caso un periodo de recurrencia mayor. La tasa de deslizamiento estimada en Staller (2014) es de 9.3 mm/año, inferior al modelo i5a, pero ligeramente superior al modelo i6a. No obstante, esto se compensa por las mencionadas diferencias en el área y las magnitudes máximas estimadas. En el caso del periodo de recurrencia calculado por Staller et al. (2016) es aún mayor: 313 años. La tasa tomada para la falla de Guaycume es menor (8 mm/año), pero la magnitud máxima de la falla es mayor (Mw 6.9), lo que explica el incremento en el periodo de recurrencia.

El periodo de recurrencia estimado es, por tanto, un parámetro que debe considerarse con precaución, dada la variabilidad debida esencialmente a la estimación de las magnitudes máximas en la falla. En cualquier caso, atendiendo al periodo de recurrencia estimado de 110-123 años y a la fecha estimada del último gran terremoto (Ms6.7) en 1917, la falla de Guaycume debe ser tenida en cuenta

en los estudios de peligrosidad sísmica, pues podría estar acercándose al final del periodo intersísmico (años 2027-2040).

Este resultado justifica además la elección de la falla de Guaycume para generar escenarios sísmicos que estimen las aceleraciones causadas por la rotura del terremoto característico en sus alrededores, entre los que se encuentra la ciudad de San Salvador.

Tabla 5.3: Parámetros cinemáticos y geométricos para la falla de Guaycume.

MODEL	i5a	i6a
$\dot{u}_p$ (mm/yr)	12.4	5.6
$\dot{u}_o$ (mm/yr)	5.3	6.4
$\dot{u}_{total}$ (mm/yr)	13.4	8.5
Depth (km)	11.3	5.6
Length (km)	35.8	35.8
Dip (º)	80.0	80.0
Width (km)	11.4	5.7
Area (km^2)	409.0	203.6
Rake (º)	-156.9	-130.8

Tabla 5.4: Magnitud momento (Mw) estimada con base en las ecuaciones seleccionadas para la falla de Guaycume, en función de las geometrías determinadas en las inversiones (i5a, i6a).

		Mw	
Ecuación	**Peso**	**i5a**	**i6a**
Hans and Bakun (2008)	1/6	6.6	6.3
Leonard (2010)	1/6	6.6	6.3
Sirling et al. (2008)	1/3	7.0	6.8
Villamor et al. (2001)	1/3	6.9	6.5
Promedio:		6.8	6.5

Tabla 5.5: Periodo de recurrencia (Tr) calculado para los dos modelos de la falla de Guaycume (i5a,i6a). Se ha tomado un módulo de cizalla μ=30 Gpa.

.

MODEL	$\dot{u}$ mm/yr	A km^2	$\dot{M}_0$ Nm/yr	M_w	M_0 Nm	T_r yr
i5a	13.4	409.0	1.64739E+17	6.8	1.81399E+19	110.1
i6a	8.5	203.6	5.20331E+16	6.5	6.37812E+18	122.6

5.3.3. Estimación de las aceleraciones

Los modelos de atenuación o ecuaciones de predicción del movimiento del suelo, GMPEs por sus siglas en inglés (Ground Motion Prediction Equations), son modelos matemáticos que permiten estimar la intensidad del movimiento del suelo generada por un terremoto en un emplazamiento dado, con base en diversos parámetros. En general, estas ecuaciones dependen de (1) la magnitud (tamaño) del sismo, (2) la atenuación geométrica por la distancia entre el emplazamiento del cálculo y la falla, epicentro o hipocentro del terremoto, (3) el tipo de fallamiento, (4) el tipo de suelo del emplazamiento de cálculo, que puede amplificar o atenuar el movimiento y (5) otros parámetros dependiendo del modelo seleccionado. El efecto de la amplificación o atenuación del suelo depende principalmente, en la mayoría de modelos, de la velocidad de propagación de ondas corte en los 30 m más superficiales (vs30).

Los GMPEs estiman la intensidad del movimiento en un emplazamiento, parametrizada a través de las aceleraciones espectrales en un periodo T determinado SA(T), la aceleración máxima del suelo o PGA (Peak Ground Acceleration, por sus siglas en inglés) o la velocidad máxima del suelo, PGV (Peak Ground Velocity). En este caso se simplificará el análisis atendiendo en exclusiva a la PGA.

En esta tesis se ha empleado para el ejemplo de aplicación el GMPE de Cauzzi et al. (2014). Su elección ha estado motivada por ser uno de los modelos de atenuación seleccionados para terremotos corticales en el modelo de amenaza sísmica del GEM (GEM Hazard Team, 2023), con base en varios criterios, entre los que se incluye una comparativa con los movimientos del suelo observados en la región, analizando los residuos de movimiento utilizando la herramienta de movimiento fuerte de OpenQuake (Weatherill, 2014). Basándose en dichos criterios, seleccionaron los modelos de atenuación de Abrahamson et al. (2014), Akkar et al. (2014) y Cauzzi et al. (2014), a los que confirieron el mismo peso en sus cálculos. No obstante, en su comparativa detectaron que los movimientos predichos en El Salvador eran inferiores a los observados en terremotos anteriores. De esta manera, y con base en un cálculo preliminar en roca, se han descartado los modelos de Abrahamson et al. (2014) y Akkar et al. (2014) para este apartado, debido a que predecían menores movimientos que Cauzzi et al. (2024), especialmente el primero.

Para el cálculo de las aceleraciones se ha empleado el software OpenQuake (Pagani et al., 2014). Los parámetros de la ruptura coinciden con los expuestos en el

apartado anterior para el modelo i5a (Tabla 5.3). La falla de Guaycume se ha modelado como una ruptura simple de un plano, simulando un terremoto de magnitud Mw=6.8 y cabeceo -156.9º para el escenario i5a.

En primer lugar, se ha realizado un cálculo en roca, asumiendo una vs30=760 m/s uniforme en toda la zona de cálculo. Posteriormente, se ha realizado una segunda estimación, teniendo en cuenta el efecto local del suelo. Para ello, se ha empleado la clasificación del suelo (Fig. 5.6 - A) publicada en el informe de evaluación probabilística de amenaza sísmica de El Salvador (Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, 2020). Las tipologías del suelo siguen la clasificación de NEHRP (FEMA, 2020), asignando un rango de valores de vs30 a cada clase. En este cálculo se ha tomado el valor central de cada intervalo de vs30 (Fig. 5.6 - B). En el entorno de San Salvador predominan los suelos de clase C, CD y D (arenas y arcillas), con la excepción del volcán de San Salvador (SSv en Fig. 5.6), caracterizado por rocas blandas (clase B). De esta manera, la vs30 estimada en San Salvador, oscila entre 255 y 540 m/s.

Los resultados de las aceleraciones en términos de PGA se muestran en la Fig. 5.7, considerando las aceleraciones en roca e incorporando el efecto local del suelo. A continuación se analizan los resultados de este último caso.

Las aceleraciones pico máximas obtenidas en el campo cercano a la falla de Guaycume (y teniendo en cuenta el efecto de sitio) son de ~0.7g . La PGA en las localidades cercanas a la falla (ver Fig. 5.7-b) es de 0.5g en Apopa, 0.52g en Quezaltepeque, y de 0.35g en Cojutepeque. El modelo predice una PGA de ~0.32g en el noreste de la ciudad, degradándose hacia el sudoeste hasta ~0.14g.

Las aceleraciones pico estimadas son coherentes con las aceleraciones calculadas por Alonso-Henar et al. (2018) en su escenario sísmico simulado en la falla de Guaycume para un terremoto de Mw 6.8 (comparable con el modelo i5a de esta tesis). En concreto, las aceleraciones pico calculadas con el modelo de atenuación de Schmidt (2010) son similares a las obtenidas en el modelo i5a: Alonso-Henar et al. (2018) obtiene una PGA máxima de 0.75g y una PGA de 0.4-0.6g en Apopa y otras localidades directamente al sur de la falla de Guaycume. Ambos valores son similares a los obtenidos aquí, discutidos en el párrafo anterior, aunque difieren con las aceleraciones predichas por el modelo de atenuación de Cepeda et al. (2004), que parece infraestimar el movimiento. Además de las diferencias esperables debidas a los diferentes modelos de atenuación seleccionados, también cabe

destacar que se han empleado diferentes valores de vs30 en Alonso-Henar et al. (2018) y en esta tesis.

El impacto de incluir el efecto de sitio es notable, ya que eleva la PGA hasta 162 cm s-2 (~0.17g) en algunos emplazamientos en suelos blandos cercanos a la falla de Guaycume (Fig. 5.8). El impacto es notable también en la ciudad de San Salvador, por asentarse sobre terrenos blandos. Este hecho resalta la necesidad de considerar el efecto local en los cálculos de aceleración.

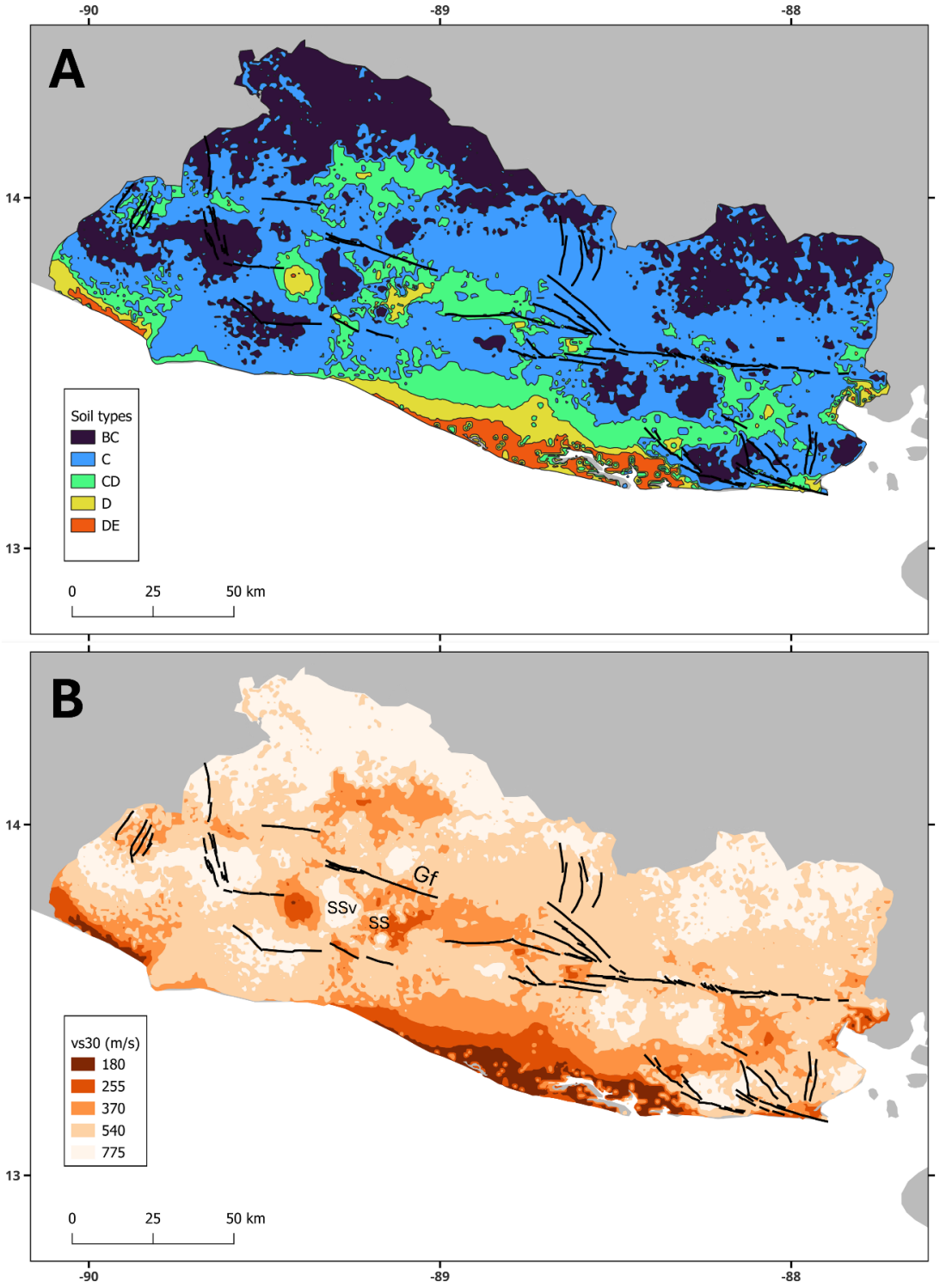


Figura 5.6: Clasificación de suelos y vs30 en El Salvador.
(A) Clasificación NEHRP (FEMA, 2020) de suelos en El Salvador y (B) vs30 asociada a cada clase, según datos del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (2020). Tipos de suelo: BC – roca blanda, C - arena muy densa o arcilla dura, CD - arena densa o arcilla muy rígida, D - arena medianamente densa o arcilla rígida, DE - arena suelta o arcilla medianamente rígida. Abreviaturas: Gf – falla de Guaycume, SS – San Salvador, SSv – volcán de San Salvador.

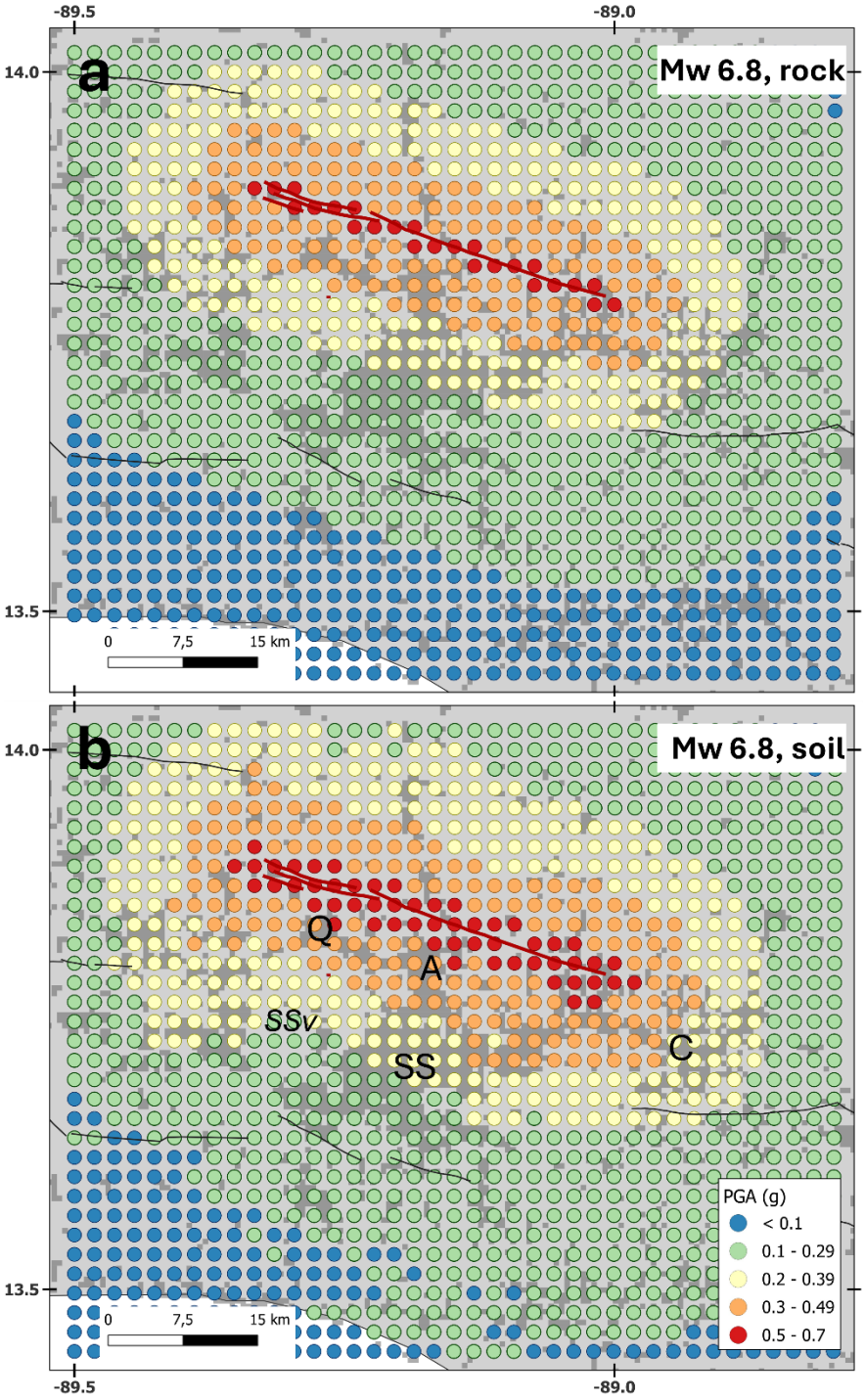


Figura 5.7: Aceleración pico PGA para los dos escenarios simulados: Mw 6.8 en roca (a), y considerando el efecto de sitio (b). La falla de Guaycume se resalta como una línea roja, mientras otras fallas se muestran como líneas grises. En gris oscuro se muestran las zonas urbanizadas, las cuales han sido estimadas con base en las edificaciones de Global ML (Bing Maps, 2024), mostrándose aquellas zonas con una densidad de edificaciones superior a 150 edificios/km^2. Además, se destacan poblaciones relevantes cercanas a la falla de Guaycume: A – Apopa, C – Cojutepeque, Q – Quezaltepeque, SS – San Salvador y el volcán de San Salvador (SSv).

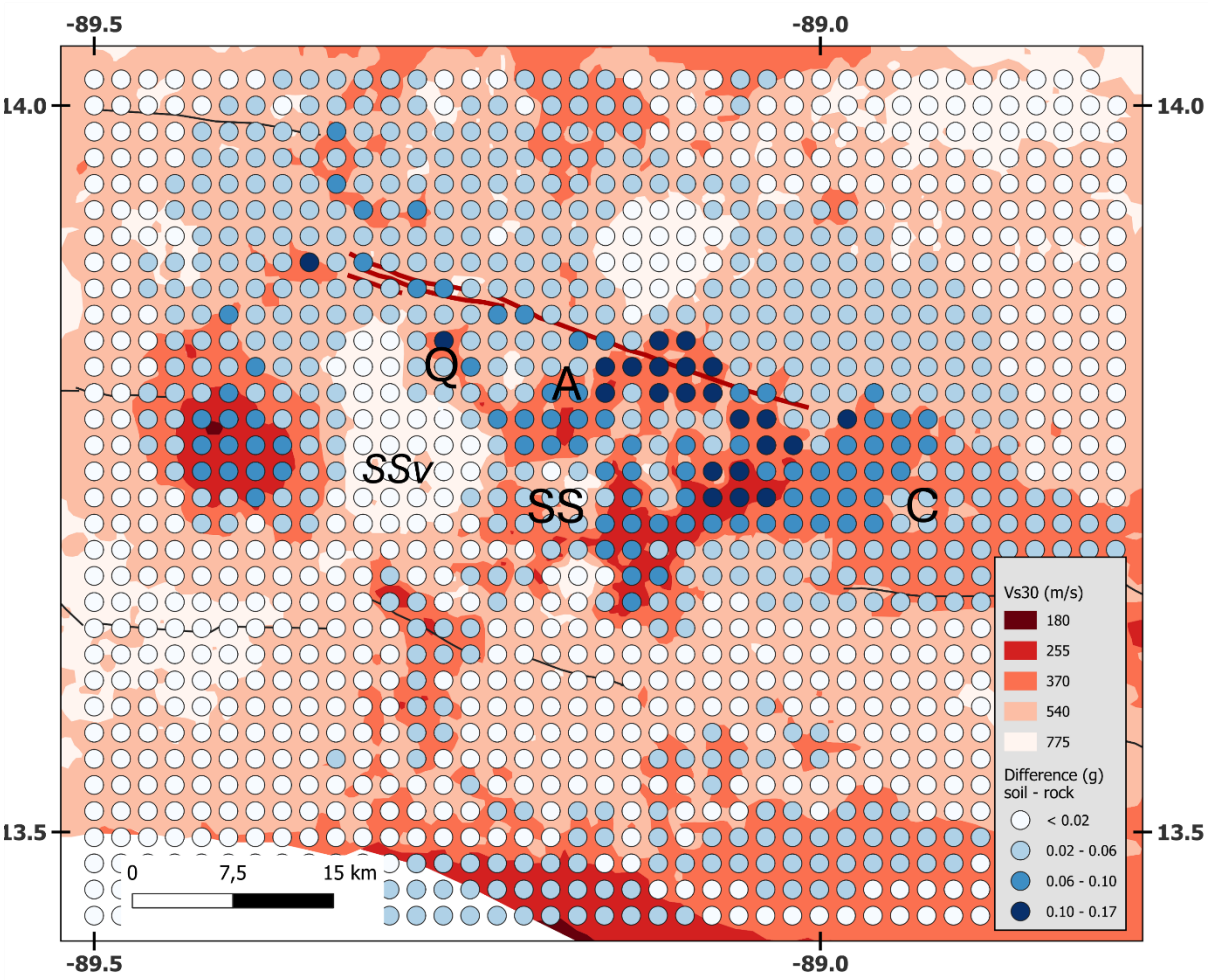


Figura 5.8: Diferencias entre las aceleraciones pico PGA predichas en suelo y en roca por el modelo i5a. Se muestra también la vs30, y las principales fallas (con la falla de Guaycume resaltada en rojo).

5.4. Otras aplicaciones potenciales

Las aplicaciones preliminares realizadas en este capítulo podrían ser extendidas a otras áreas de las zonas de estudio. En el caso de los escenarios sísmicos, sería conveniente extender el estudio de los periodos de recurrencia a las principales fallas de El Salvador y las Béticas Orientales. De esta manera, podrían priorizarse estudios específicos en algunas fallas, en las que también cabría la posibilidad de simular escenarios sísmicos deterministas incorporando la nueva caracterización de las fallas. El estudio del potencial sísmico basado en el campo tasa de deformación geodésico podría extenderse igualmente a El Salvador, para evaluar sus contribuciones potenciales.

Otra aplicación posible de los resultados de la presente tesis sería a través de un estudio probabilista de amenaza sísmica incorporando las fallas con sus tasas actualizadas. Las tasas de deslizamiento presentadas en esta tesis, que actualizan otras tasas geodésicas previas en ambas zonas de estudio y también proporcionan tasas en fallas con cinemática desconocida hasta la fecha, podrían ser combinadas con tasas de deslizamiento determinadas por técnicas de paleosismicidad, y contribuir a mejorar la evaluación probabilista de la peligrosidad con métodos híbridos (incorporando zonas sismogénicas y fallas) en El Salvador (Staller, 2014; Salazar, 2018) y las Béticas Orientales (Rivas-Medina et al., 2018; Gómez-Novell et al., 2020).

5.5. Referencias

Abrahamson, N. A., Silva, W., & Kamai, R. (2014). Summary of the ASK14 Ground-Motion Relation for Active Crustal Regions. Earthquake Spectra, 3010.1193/070913EQS198M

Akkar, S., Sandıkkaya, M. A., & Ay, B. Ö. (2014). Compatible ground-motion prediction equations for damping scaling factors and vertical-to-horizontal spectral amplitude ratios for the broader Europe region. Bulletin of Earthquake Engineering, 12(1), 517–547. 10.1007/s10518-013-9537-1

Alfaro, C. S., Kiremidjian, A. S., & White, R. A. (1990). Seismic Zoning and Ground Motion Parameters for El Salvador. John A Blume Earthquake Center Technical Report 93. Stanford Digital Repository, http://purl.stanford.edu/yq951mj8521

Algermissen, S. T., Hansen, S. L., & Thenhaus, P. C. (1988). Seismic hazard evaluation for El Salvador. Report for the US Agency for International Development, 21

Alonso-Henar, J., Benito, B., Staller, A., Álvarez-Gómez, J. A., Martínez-Díaz, J. J., & Canora, C. (2018a). Large-magnitude crustal seismic sources in El Salvador and deterministic hazard scenarios. Engineering Geology, 243, 70–83. 10.1016/j.enggeo.2018.06.015

Alonso-Henar, J., Benito, B., Staller, A., Álvarez-Gómez, J. A., Martínez-Díaz, J. J., & Canora, C. (2018b). Large-magnitude crustal seismic sources in El Salvador and deterministic hazard scenarios. Engineering Geology, 243, 70–83. 10.1016/j.enggeo.2018.06.015

Álvarez-Gómez, J. A., Herrero-Barbero, P., & Martínez-Díaz, J. J. (2023). Seismogenic potential and tsunami threat of the strike-slip Carboneras fault in the western Mediterranean from physics-based earthquake simulations. Nat.Hazards Earth Syst.Sci., 23(6), 2031–2052. 10.5194/nhess-23-2031-2023

Ambraseys, N. N., & Adams, R. D. (2001). Seismicity of Central America: A Descriptive Catalogue, 1898-1995. World Scientific.

Benito, B., & Gaspar-Escribano, J. (2007). Ground motion characterization and seismic hazard assessment in Spain: context, problems and recent developments. Journal of Seismology, 11(4), 433–452. 10.1007/s10950-007-9063-1

Benito, B., Lindholm, C., Camacho, E., Climent, A., Griselda, M., Molina, E., Rojas, W., Escobar, J., Talavera, E., Guillermo, A., & Torres, Y. (2012). A New Evaluation of Seismic Hazard for the Central America Region. The Bulletin of the Seismological Society of America, 102, 504–523. 10.1785/0120110015

Benito, M. B., Navarro, M., Vidal, F., Gaspar-Escribano, J., García-Rodríguez, M. J., & Martínez-Solares, J. M. (2010). A new seismic hazard assessment in the region of Andalusia (Southern Spain). Bulletin of Earthquake Engineering, 8(4), 739–766. 10.1007/s10518-010-9175-9

Bing Maps. (2022). GlobalMLBuildingFootprints (https://github.com/microsoft/GlobalMLBuildingFootprints)

Bird, P., & Kreemer, C. (2015). Revised Tectonic Forecast of Global Shallow Seismicity Based on Version 2.1 of the Global Strain Rate Map. Bulletin of the Seismological Society of America, 10510.1785/0120150068

Bommer, J., Hernandez, D., Navarrete, J. A., & Salazar, W. (1996). Seismic hazard assessments for El Salvador. Geofisica Internacional, 35, 227–244. 10.22201/igeof.00167169p.1996.35.3.459

Brune, J. N. (1968). Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones. Journal of Geophysical Research (1896-1977), 73(2), 777–784. 10.1029/JB073i002p00777

Buforn, E., Benito, B., de Galdeano, C. S., del Fresno, C., Muñoz, D., & Rodriguez, I. (2005). Study of the Damaging Earthquakes of 1911, 1999, and 2002 in the Murcia, Southeastern Spain, Region: Seismotectonic and Seismic-Risk Implications. Bulletin of the Seismological Society of America, 95(2), 549–567. 10.1785/0120040041

Cauzzi, C., Edwards, B., Fäh, D., Clinton, J., Wiemer, S., Kästli, P., Cua, G., & Giardini, D. (2014). New predictive equations and site amplification estimates for the next-generation Swiss ShakeMaps. Geophysical Journal International, 200(1), 421–438. 10.1093/gji/ggu404

Cepeda, J. M., Benito, M. B., & Burgos, E. A. (2004). Strong-motion characteristics of January and February 2001 earthquakes in El Salvador. In W. I. Rose, J. J. Bommer, D. L. López, M. J. Carr & J. J. Major (Eds.), Natural Hazards in El Salvador (pp. 0). Geological Society of America. 10.1130/0-8137-2375-2.405

Crespo, M. J., Martínez, F., & Martí, J. (2014). Seismic hazard of the Iberian Peninsula: evaluation with kernel functions. Natural Hazards and Earth System Sciences, 14(5), 1309–1323. 10.5194/nhess-14-1309-2014

FEMA. (2020, Oct 13,). 2020 NEHRP Recommended Seismic Provisions for New Buildings and Other Structures. US Official News https://www.nibs.org/reports/2020-nehrp-recommended-seismic-provisions

Gao, Y., Qu, W., Zhang, Q., Li, J., Li, D., Wang, Y., & Hao, M. (2023). Assessment of the seismic hazard in North China by combining micro-seismicity records and geodetic observations. Tectonophysics, 869, 230130. 10.1016/j.tecto.2023.230130

García-Mayordomo, J., Gaspar-Escribano, J., & Benito, B. (2007). Seismic hazard assessment of the Province of Murcia (SE Spain): analysis of source contribution to hazard. Journal of Seismology, 11(4), 453–471. 10.1007/s10950-007-9064-0

Gaspar-Escribano, J. M., Rivas-Medina, A., Parra, H., Cabañas, L., Benito, B., Ruiz Barajas, S., & Martínez Solares, J. M. (2015). Uncertainty assessment for

the seismic hazard map of Spain. Engineering Geology, 199, 62–73. 10.1016/j.enggeo.2015.10.001

GEM Hazard Team. (2023). PSHA input model documentation for Caribbean and Central America (CCA) v2019.1.0. (). https://www.globalquakemodel.org/product/caribbean-central-america-hazard

Giardini, D., Wössner, J., & Danciu, L. (2014). Mapping Europe's Seismic Hazard. Eos, Transactions American Geophysical Union, 95(29), 261–262. 10.1002/2014EO290001

Gómez-Novell, O., Ortuño, M., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J. M., Rockwell, T. K., Baize, S., Martínez-Díaz, J. J., Pallàs, R., & Masana, E. (2022). Improved Geological Slip Rate Estimations in the Complex Alhama de Murcia Fault Zone (SE Iberia) and Its Implications for Fault Behavior. Tectonics, 41(12), e2022TC007465. 10.1029/2022TC007465

Gómez-Novell, O., García-Mayordomo, J., Ortuño, M., Masana, E., & Chartier, T. (2020). Fault System-Based Probabilistic Seismic Hazard Assessment of a Moderate Seismicity Region: The Eastern Betics Shear Zone (SE Spain). Frontiers in Earth Science, 8 https://www.frontiersin.org/journals/earth-science/articles/10.3389/feart.2020.579398

Guns, K., Sandwell, D., Xu, X., Bock, Y., Yong, L. W., & Smith-Konter, B. (2024). Seismic Moment Accumulation Rate From Geodesy: Constraining Kostrov Thickness in Southern California. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 129(5), e2023JB027939. 10.1029/2023JB027939

Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California*. Bulletin of the Seismological Society of America, 34(4), 185–188. 10.1785/BSSA0340040185

Hanks, T., & Bakun, W. (2008). M-logA Observations for Recent Large Earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America - BULL SEISMOL SOC AMER, 98, 490–494. 10.1785/0120070174

Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84, 2348–2350. 10.1029/JB084iB05p02348

Herrero-Barbero, P., Álvarez-Gómez, J. A., Tsige, M., & Martínez-Díaz, J. J. (2023). Deterministic seismic hazard analysis from physics-based earthquake simulations in the Eastern Betics (SE Iberia). Engineering Geology, 327, 107364. 10.1016/j.enggeo.2023.107364

Herrero-Barbero, P., Álvarez-Gómez, J. A., Williams, C., Villamor, P., Insua-Arévalo, J. M., Alonso-Henar, J., & Martínez-Díaz, J. J. (2021). Physics-Based Earthquake Simulations in Slow-Moving Faults: A Case Study From the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberian Peninsula). Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 126(5), e2020JB021133. 10.1029/2020JB021133

IGN-UPM. (2013). Actualización de mapas de peligrosidad sísmica de España 2012. Centro Nacional de Información Geográfica.

Johnson, K. M., Hammond, W. C., & Weldon, R. J.,II. (2024). Review of Geodetic and Geologic Deformation Models for 2023 U.S. National Seismic Hazard Model. Bulletin of the Seismological Society of America, 114(3), 1407–1436. 10.1785/0120230137

Johnson, K., Villani, M., Bayliss, K., Brooks, C., Chandrasekhar, S., Chartier, T., Chen, Y., Garcia-Pelaez, J., Gee, R., Styron, R., Rood, A., Simionato, M., & Pagani, M. (2023). Global Seismic Hazard Map.10.5281/zenodo.8409647

Kostrov, V. V. (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock (in Russian). USSR Physics of the Solid Earth, (1), 23–44.

Legrand, D., Marroquín, G., DeMets, C., Mixco, L., García, A., Villalobos, M., Ferrés, D., Gutiérrez, E., Escobar, D., Torres, R., & Hernández, D. (2020). Active deformation in the San Salvador extensional stepover, El Salvador from an analysis of the April–May 2017 earthquake sequence and GPS data. Journal of South American Earth Sciences, 104, 102854. 10.1016/j.jsames.2020.102854

Leonard, M. (2010). Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(5A), 1971–1988. 10.1785/0120090189

Martín, A. J. (1984). Riesgo Sísmico en la Península Ibérica (PhD thesis).

Martínez-Díaz, J. J., Bejar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J. A., Mancilla, F. d. L., Stich, D., Herrera, G., & Morales, J. (2012). Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture: The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake. Tectonophysics, 546-547, 28–37. 10.1016/j.tecto.2012.04.010

Maurer, J., Johnson, K., & Segall, P. (2018). Bounding the Moment Deficit Rate on Crustal Faults Using Geodetic Data: Application to Southern California. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(12), 11,048–11,061. 10.1029/2018JB016097

Maurer, J., Johnson, K., Wallace, L. M., Hamling, I., Williams, C. A., Rollins, C., Gerstenberger, M., & Van Dissen, R. (2023). Geodetic Strain Rates for the 2022 Update of the New Zealand National Seismic Hazard Model. Bulletin of the Seismological Society of America, 114(1), 57–77. 10.1785/0120230145

Mayordomo, J. G. (2005). Caracterización y análisis de la peligrosidad sismica en el sureste de España. Paper presented at the

Mezcua, J., Rueda, J., & García Blanco, R. M. (2011). A new probabilistic seismic hazard study of Spain. Natural Hazards, 59(2), 1087–1108. 10.1007/s11069-011-9819-3

Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. (2020). Evaluación probabilística de amenaza

sísmica de El Salvador. ().

Molina Palacios, S. (1998). Sismotectónica y peligrosidad sísmica del área de contacto entre Ibéria-Africa. Universidad de Granada). Retrieved from http://hdl.handle.net/10481/53680

Ocaña, E., Stich, D., Carmona, E., Vidal, F., Bretón, M., Navarro, M., & García-Jerez, A. (2008). Spatial analysis of the La Paca, SE Spain, 2005 seismic series through the relative location of multiplets and principal component analysis. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 166(3), 117–127. 10.1016/j.pepi.2007.12.005

Pagani, M., Monelli, D., Weatherill, G., Danciu, L., Crowley, H., Silva, V., Henshaw, P., Butler, L., Nastasi, M., Panzeri, L., Simionato, M., & Vigano, D. (2014). OpenQuake Engine: An Open Hazard (and Risk) Software for the Global Earthquake Model. Seismological Research Letters, 85(3), 692–702. 10.1785/0220130087

Pei, W., Zhou, S., Zhuang, J., Xiong, Z., & Piao, J. (2022). Application and discussion of statistical seismology in probabilistic seismic hazard assessment studies. Science China Earth Sciences, 65(2), 257–268. 10.1007/s11430-021-9824-0

Peláez Montilla, J. A., & López Casado, C. (2002). Seismic Hazard Estimate at the Iberian Peninsula. Pure and Applied Geophysics, 159(11), 2699–2713. 10.1007/s00024-002-8754-3

Piña-Valdés, J., Socquet, A., Beauval, C., Doin, M., D'Agostino, N., & Shen, Z. (2022). 3D GNSS Velocity Field Sheds Light on the Deformation Mechanisms in Europe: Effects of the Vertical Crustal Motion on the Distribution of Seismicity. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 127(6), e2021JB023451. https://doi.org/10.1029/2021JB023451

Rivas Medina, A. (2014). Contribución metodológica para incorporar fallas activas en la modelización de la fuente dirigida a estimaciones de peligrosidad sísmica. Aplicación al sur de España. Unpublished manuscript. https://oa.upm.es/23328/

Rivas-Medina, A., Benito, B., & Gaspar-Escribano, J. (2018). Approach for combining fault and area sources in seismic hazard assessment: application in south-eastern Spain. Nat.Hazards Earth Syst.Sci., 18(11), 2809–2823. 10.5194/nhess-18-2809-2018

Salazar, W. (2018). Principles of Probabilistic Seismic Hazard Assessment (PSHA) and Site Effect Evaluation and Its Application for the Volcanic Environment in El Salvador. In Valentina Svalova (Ed.), Earthquakes (pp. Ch. 8). IntechOpen. 10.5772/intechopen.75845

Salazar, W., Brown, L., Hernández, W., & Guerra, J. (2013). An Earthquake Catalogue for El Salvador and Neighbouring Central American Countries and its Implication in the Seismic Hazard Assessment. Journal of Civil Engineering and Architecture, 7, 1018–1045. 10.17265/1934-7359/2013.08.011

Salgado - Gálvez, M. A., Ordaz, M., Singh, S. K., Pérez - Campos, X., Huerta, B., Bazzurro, P., & Fagà, E. (2022). A Caribbean and Central America Seismic Hazard Model for Sovereign Parametric Insurance Coverage. Bulletin of the Seismological Society of America, 113(1), 1–22. 10.1785/0120220117

Salgado-Gálvez, M., Cardona, O., Tibaduiza, M., & Barbat, A. (2015). Probabilistic seismic hazard and risk assessment in Spain10.13140/2.1.3073.1049

Savage, J. C., & Simpson, R. W. (1997). Surface strain accumulation and the seismic moment tensor. Bulletin of the Seismological Society of America, 87(5), 1345–1353. 10.1785/BSSA0870051345

Schmidt, V. (2010). Avances para estudios del riesgo sísmico a escala regional y local: aplicación a América Central ya la Bahía de Cádiz (sur de España). Universidad Politécnica De Cataluña.Barcelona [Tésis Ph.D],

Shen, Z., Wang, M., Zeng, Y., & Wang, F. (2015). Optimal Interpolation of Spatially Discretized Geodetic Data. Bulletin of the Seismological Society of America, 105(4), 2117–2127. 10.1785/0120140247

Singh, S. K., Gutiérrez, C., Arboleda, J., & Ordaz, M. (1993). Peligro sísmico en El Salvador. Universidad Nacional Aut6noma De Mdxico,

Staller, A. (2014). Modelización de las deformaciones corticales en El Salvador (Centroamérica) mediante la integración de datos geodésicos (GPS), geológicos y sismológicos. Unpublished manuscript. https://oa.upm.es/29172/

Staller, A., Martínez-Díaz, J. J., Benito, B., Alonso-Henar, J., Hernández, D., Hernández-Rey, R., & Díaz, M. (2016). Present-day crustal deformation along the El Salvador Fault Zone from ZFESNet GPS network. Tectonophysics, 670, 66–81. 10.1016/j.tecto.2015.12.017

Stevens, V. L., & Avouac, J. (2021). On the relationship between strain rate and seismicity in the India–Asia collision zone: implications for probabilistic seismic hazard. Geophysical Journal International, 226(1), 220–245. 10.1093/gji/ggab098

Stirling, M., Gerstenberger, M., Litchfield, N., Mcverry, G., Smith, W., Pettinga, J., & Barnes, P. (2008). Seismic hazard of the Canterbury Region, New Zealand: New earthquake source model and methodology. Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering, 4110.5459/bnzsee.41.2.51-67

Stirling, M., Goded, T., Berryman, K., & Litchfield, N. (2013). Selection of Earthquake Scaling Relationships for Seismic - Hazard Analysis. Bulletin of the Seismological Society of America, 103(6), 2993-3011. 10.1785/0120130052

Villamor, P., Berryman, K. R., Webb, T., Stirling, M. W., McGinty, P., Downes, G., Harris, J., & Litchfield, N. (2001). Waikato Seismic

Loads: Revision of Seismic Source Characterisation, GNS Client

Report 2001/59. ().

Ward, S. N. (1994). A multidisciplinary approach to seismic hazard in southern California. Bulletin of the Seismological Society of America, 84(5), 1293–1309. 10.1785/BSSA0840051293

Ward, S. N. (2007). Methods for Evaluating Earthquake Potential and Likelihood in and around California. Seismological Research Letters, 78(1), 121–133. 10.1785/gssrl.78.1.121

Weatherill, G. (2014). OpenQuake Ground Motion Toolkit - User Guide. Global EarthquakeModel (GEM). Technical Report.

Wesnousky, S. G., Scholz, C. H., Shimazaki, K., & Matsuda, T. (1983). Earthquake frequency distribution and the mechanics of faulting. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 88, 9331–9340. 10.1029/JB088iB11p09331

Wesnousky, S. G. (2008). Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture. Bulletin of the Seismological Society of America, 98(4), 1609–1632. 10.1785/0120070111

Yazdi, P., García-Mayordomo, J., Álvarez-Gómez, J. A., Gaspar-Escribano, J., & Masana, E. (2023). Exploring the Connection of XVI-Century Major Historical Earthquakes in the Eastern Betic Cordillera, Spain: Insights

From Viscoelastic Relaxation of the Lithosphere. Tectonics, 42(11), e2023TC007917. 10.1029/2023TC007917

Zhu, S., Chen, J., & Shi, Y. (2022). Earthquake potential in the peripheral zones of the Ordos Block based on contemporary GPS strain rates and seismicity. Tectonophysics, 824, 229224. 10.1016/j.tecto.2022.229224

CHAPTER 6: CONCLUSIONS AND OPEN QUESTIONS

6. Conclusions and open questions

This chapter is written in English, in accordance with the Spanish laws RD 99/2011 and RD 1393/2007, to apply for the 'International Doctorate' distinction. In this chapter, the conclusions from each study area (El Salvador and the Eastern Betics), as well as the general conclusions of this thesis, are presented. Additionally, open questions for future research are discussed.

6.1. Conclusions

6.1.1. El Salvador

Some of the conclusions for El Salvador are extracted from Portela et al. (2024).

A first image of the complex tectonic deformation field in El Salvador and the surrounding areas is obtained in this thesis. New GNSS velocities and the first continuous velocity field derived from InSAR data in El Salvador are acquired, and these are inverted along several profiles to assess the deformation within the ESFZ and its eastern termination.

Regarding the results in the ESFZ, higher velocities of the CAFA are observed on the western sections of the fault zone. Broad signals are detected, which, in combination with the new GNSS data, allow the dismissal of the Guaycume fault as the main structure accommodating the forearc motion in the San Salvador area. Due to the presence of possible non-modelled residual signals near the faults, ALOS velocities were discarded for inverting slip rates and locking depths in the ESFZ. A slip rate of 10.8 ± 2.4 mm/yr for the San Vicente fault is obtained from the inversion of GNSS velocities. Possible short-wavelength deformations in the Lempa basin, consistent with a pull-apart structure, are also detected.

Novel results have been achieved regarding the propagation of deformation on both sides of the ESFZ. West of the ESFZ, the deformation appears to be distributed between the Jalpatagua and Ahuachapán faults to the south, and the Ipala Graben

area to the north, showing predominant oblique extension, in agreement with a closing zipper junction in Guatemala. The strike slip rate of the western ESFZ (12.4 ± 0.8 mm/yr in the vicinity of San Salvador) is reduced to a maximum of 5.5 ± 1 mm/yr in the Jalpatagua fault. East of the ESFZ, the deformation is distributed between the San Miguel fault in the north (which does not seem to accumulate most of the deformation) and the Intipuca fault to the south. This structure seems to be active and accommodating at least 3 mm/yr of ascending LOS deformation. East of these structures, it is proposed that the San Miguel fault continues east into southern Honduras, accommodating a small part of the forearc movement. To the south, it is proposed that the Marabios fault (following the CAVA in Nicaragua) continues into the Estero Real and the Fonseca Gulf, accommodating ~10.4 mm/yr of dextral strike-slip movement regarding the results of the combined inversion of ALOS and GNSS data. This structure is believed to be connected with the Intipuca fault in eastern El Salvador.

A new Euler pole for the Caribbean plate with respect to ITRF2014 has also been computed, based on several station throughout the Caribbean (Λ = -101.86 ± 0.29, Φ = 34.37 ± 0.36, Ω = 0.259 ± 0.002), which will be useful for future geodetic studies in the region.

The kinematic block models present trade-off and resolution issues in determining the coupling ratio in the subduction of the Cocos plate. However, the results of simpler models suggest that the coupling is weak off the coast of El Salvador (Φ ~ 0.2), increases toward Guatemala to the west (Φ ~ 0.5), and decreases to the east (Φ ~ 0 off the coast of the Gulf of Fonseca). The volcanic arc faults tend to be strongly coupled ($\Phi \rightarrow 1$) at least in their uppermost 7.5 km.

The five-block kinematic models predict dextral strike-slip rates of 12-13 mm/yr on the central faults of the ESFZ (Guaycume -Gf- and San Vicente -Sf- faults), weakening to 6.1 ± 0.6 mm/yr on the Jalpatagua fault to the west, as well as to the east, where it is distributed between the San Miguel fault (3.1 ± 0.7 mm/yr) and the faults on southeastern El Salvador, such as the Intipuca fault (6.2 ± 0.7 mm/a). The strike-slip rates increase again in Nicaragua, reaching 9 ± 0.7 mm/a mm/yr on the Marabios fault. The models predict extension in central El Salvador (up to 5.3 ± 0.2 mm/yr in San Salvador), the Ipala graben (6-8.7 mm/yr), and in the western margin of the Gulf of Fonseca (~3 mm/yr).

When a new block is added in central El Salvador, the slip rates are distributed between the northern branch (Gf, SVf) with ~6 mm/yr of dextral strike-slip and 3-

7 mm/yr of extension, and the southern branch (Berlín -Bf- and Ayagualo -Af- faults) with 2.3-5.5 mm/yr of dextral strike-slip and 1.4-2.7 mm/yr of compression. However, these model inversions present greater uncertainties.

Despite the limitations due to the scarcity of permanent GNSS stations in the study period and the limited number of images and short observing time span of ALOS, these results shed light on some of the uncertainties regarding the deformation in the ESFZ and its terminations. The undergoing continuous GNSS network densification, as well as current and new SAR missions (such as SAOCOM, NISAR or ROSE-L) may contribute to better determine the complexities in the interseismic deformation within El Salvador, both in space and time.

The newly derived slip rates allowed updating the recurrence interval of the Guaycume Fault to 110-123 years, which could be nearing the end of its interseismic period. A worst-case seismic scenario was simulated for a Mw6.8 earthquake in the fault, resulting in a peak ground acceleration, considering site effects, of approximately 0.5g in the populated areas just south of the fault (Apopa, Quezaltepeque) and 0.14-0.32g in San Salvador.

6.1.2. The Eastern Betics

Some of the conclusions for the Eastern Betics are extracted from Portela et al. (under review).

The Eastern Betics, despite their moderate seismicity and slow tectonics, show a rather complex surface deformation. The tectonic complexities, combined with other deformation sources such as the subsidence in the Guadalentín Valley, and the scarcity of geodetic data in critical areas, pose significant challenges to obtaining reliable kinematic parameters for the EBSZ and regional faults. Nonetheless, relevant results have been achieved, contributing to a better understanding of how deformation is accumulated in the Eastern Betics and its surrounding areas.

Slip rates and a broader kinematic understanding of the main faults of the EBSZ have been obtained:

- The central EBSZ is dominated by strike slip and convergent motion, which is accommodated by the two branches closing the Guadalentín and Segura valleys. The Alhama de Murcia fault seems to accommodate most

of the deformation in the southern part (up to -1.3 mm/yr of sinistral strike-slip and -0.6 mm/yr convergent slip in its central segment, where the 2011 Lorca earthquake happened). However, it cannot be discarded that the northern segment of the Palomares fault could present high slip rates and accommodate a significant part of the deformation. More detailed studies and observations are needed in this area.

- The Carrascoy fault accommodates more convergent slip (-0.3 to -0.9 mm/yr) than left-lateral strike-slip (-0.3 to -0.6 mm/yr). Further north, the convergence increases in the Bajo Segura fault (-0.5 to -1.1 mm/yr), although the small strain rates in the area could indicate that this deformation is accommodated by one or more structures south of this fault.
- The Crevillente fault seems to be more active in its western Murcia segment, where extension and right-lateral strike slip dominates. The kinematics of the eastern Alicante segment are not conclusive.
- The northern limit of the Eastern Betics is still unclear. One or several structures (possibly south of the Jumilla fault) could accommodate up to -1.2 mm/yr of sinistral strike-slip and -0.6 mm/yr of convergent slip.
- At the southern limit of the EBSZ, the Carboneras fault shows the fastest slip rates reaching -3.5 mm/yr of sinistral strike-slip and ~-1 mm/yr of convergent slip. This deformation propagates towards the southern segment of the Palomares fault, which exhibits a maximum -2.4 mm/yr sinistral strike-slip rate. However, very few GNSS stations are available on the eastern side of these faults, so their rates are not well constrained. The high slip rate of the Caf could be reflecting differential block motion rather than the individual Caf slip rate, as the deformation may be accommodated by several structures in the region. It is still unclear how the deformation is transmitted northwards (toward the northern segment of the Palomares fault and the Alhama de Murcia fault).

The Alpujarras and southern Iberia show a distinctive motion with respect to the rest of the peninsula, accommodating up to 1.5 and 0.7 mm/yr of dextral and extensional in their northern bounding faults (including the Torcal shear zone and the Ventas de Zafarraya fault).

The convergence of Nubia and Eurasia seems to generate a radial transmitting pattern in southeastern Iberia, starting in the Eastern Betics and irradiating

towards the east, causing a 0.3 mm/yr (north-)eastward escape of the Balearic Islands, and westwards (west of the EBSZ), converging with the Alpujarras escape. This is supported by the observed divergent rotational field in the EBSZ, and the extension north of the central and eastern EBSZ, around the Crevillente fault.

Some limitations could be addressed by taking advantage of the new improvements in Earth observation data availability. On a local scale, the continuation of the explicit tectonic-oriented InSAR study could shed light on the distribution of the deformation around the individual faults of the EBSZ. This could be crucial in areas where the availability of GNSS data is scarce. On a regional scale, the densification of GNSS networks in southern Iberia and northwestern Africa gives way to future and more precise regional kinematic models, which could shed light on the transmission of the deformation due to the Nubia-Eurasia convergence. In any case, the obtained geodetic slip rates and block kinematics provide new information on the tectonic deformation of the Eastern Betics and will help in addressing future seismic hazard studies in the area.

The recurrence period and seismic potential in the Eastern Betics has been estimated based on the geodetic strain rate field. The results suggest that the shortest recurrence periods (<400 years) occur in the central faults of the EBSZ, such as the Alhama de Murcia fault. However, there are significant uncertainties in the calculation, so these results should be interpreted with caution.

6.1.3. General conclusions

InSAR and GNSS techniques are primarily complementary. The GNSS technique, well established for measuring tectonic deformations, is limited by the sparse spatial density of its measurements, as it requires the installation of costly equipment to observe any point on the Earth's surface. Although InSAR potentially provides nearly continuous deformation data over the terrain, it has significant limitations due to the observation geometry (LOS), noise sources (atmosphere, vegetation), and the difficulty of registering small deformations distributed over large areas.

Thus, the symbiotic use of both geodetic techniques and the integration of their data for monitoring surface deformation is beneficial, especially in tectonic studies where deformation may be subtle and spatially distributed, but with abrupt changes in specific areas (for example, across and along faults).

As part of this thesis, daily GNSS observations from 344 stations (spanning over more than 20 years in some of them) were retrieved and processed. Additionally, hundreds of SAR images from the ALOS and Sentinel-1 missions have been downloaded, accounting for a total of ~10 TB of raw data in this PhD. As data volumes continue to grow, there is an increasing need for innovative processing strategies that not only enhance efficiency and accuracy but also facilitate collaboration among researchers and institutions to maximise the value of the data collected.

Kinematic block models are a powerful tool for characterising active fault zones, based on the inversion of geodetic data. These models allow for the determination of slip rates and locking ratios on faults that act as a limit for tectonic blocks. However, these models seem more suitable for the treatment of large blocks and faults, as they exhibit considerable variation in their results in areas with high tectonic complexity and low deformation, such as the Eastern Betics. The simplification of fault geometries is necessary to perform the inversions, but this simplification can compromise the tectonic interpretability of the results. Moreover, the performance of the models is logically limited in areas far from data. For example, it has not been possible to solve for the coupling in the subduction of the Cocos Plate beneath the Caribbean Plate in El Salvador. This issue has required the imposition of a priori constraints. In this case, a trade-off between various model parameters was also detected.

In any case, kinematic block models and the subsequent characterisation of active fault zones using geodetic data provide invaluable information for seismic hazard studies. This thesis has shown a possible application based on the geodetic strain rate field, but other potential applications in terms of hazard have also been addressed. It is hoped that the results presented here will be useful for future seismic hazard studies in El Salvador and the Eastern Betics.

6.2. Open questions

Presented below are some open questions and future lines of research that remain pending after this doctoral thesis.

1. Are we measuring interseismic deformation in El Salvador, or are we only capturing a series of transient events? As recent publications in subduction zones suggest (e.g. Maubant et al., 2022), considering temporal variations

for future inversions could be beneficial, especially in El Salvador, where the deformation appears to be non-stationary, at least since the geodetic observations began in the 2000s.

2. Can we measure the tectonic deformation of the individual structures of the ESFZ with geodetic observations in areas with distributed deformation, such as the Fonseca Gulf region, or with tectonic complexities, such as the central ESFZ parallel fault branches? Where ALOS data were insufficient, the newer and more accurate Sentinel-1 (band C) SAR images could be useful for addressing the tectonic complexities of the ESFZ in El Salvador, despite the extensive coverage of forests and agricultural lands in the country. Recent studies, such as Cosenza-Muralles et al. (2022) in Guatemala and western Honduras, have obtained promising results regarding tectonic deformation derived from Sentinel-1 images.
3. To what degree and depth is the Cocos plate subducting slab coupled offshore El Salvador? This is a key aspect for seismic hazard studies in the area, and it is still not well constrained, due to the existing trade-offs in kinematic models and the fact that the closest geodetic data are more than 100 km away. Alternative measurements, such as seafloor geodesy observations (e.g., Evans et al., 2022), could be considered.
4. Is it possible to improve the quantification of slip rates on the slow faults of the EBSZ? The low slip rates and the presence of the Guadalentín Valley subsidence limit the efficacy of the installed GNNS networks around the EBSZ. Incorporating InSAR velocities could help to better determine the individual fault behaviour, although the subtle tectonic deformation (with most of the faults presenting slip rates ~1 mm/yr) still pose a challenge to this technique. In the future, a new InSAR processing strategy will be implemented, trying to take into account as many error sources as possible, such as Solid Earth Tides (Xu and Sandwell, 2020) and Ocean Tide Loading (Yu et al., 2020).
5. Is it possible to improve the quantification of slip rates on the faults of the EBSZ? The low slip rates and the presence of subsidence in the Guadalentín Valley limit the efficacy of the existing GNSS networks around the EBSZ. Incorporating InSAR velocities could help to better determine individual fault behaviour; however, the subtle tectonic deformation (with most faults presenting slip rates of ~1 mm/yr) continues to pose a challenge to this

technique. In the future, a new InSAR processing strategy will be implemented, aiming to account for as many error sources as possible, such as Solid Earth Tides (Xu and Sandwell, 2020) and Ocean Tide Loading (Yu et al., 2020).

6. How is the Nubia-Eurasia convergence accommodated across the Alboran Sea? The slip rate of the onshore portion of the Carboneras Fault is not well constrained, let alone its continuation beneath the sea. Similarly, the faults in the Alboran Sea have poorly constrained kinematics. Nonetheless, it would be beneficial to take advantage of the densification of GNSS stations on both sides of the Mediterranean (Bougrine et al., 2019; Portela et al., under review) to help clarify their behaviour.

Additionally, when possible, it would be desirable to continue some tasks:

1. Completing the aforementioned Sentinel-1 A-DInSAR processing in the Eastern Betics.
2. Continuing the ALOS-2 ScanSAR processing in El Salvador (and potentially the Eastern Betics at a later stage), now that they have finally been released by JAXA.
3. Considering other present and future SAR missions for measuring the tectonic deformation in any of the areas, such as SAOCOM-L, NISAR or ROSE-L.
4. Continuing the GNSS campaigns in the ESFZ and EBSZ, as well as the progressive densification of permanent GNSS stations, particularly near faults with poorly constrained kinematics.
5. In addition to considering temporal variations in kinematic block models, it would be interesting to include non-geodetic observations in future models, such as earthquake slip vector azimuths.
6. Identifying the sources and causes of the locally active deforming areas, detected throughout El Salvador (such as the Apopa sudden subsidence event).
7. Building new regional kinematic models for the Nubia-Iberia convergent zone, taking advantage of the new GNSS data, as well as other published velocity fields.

8. Updating the seismic hazard assessments in the ESFZ and the EBSZ by incorporating the characterised faults (through their slip rates and uncertainties) as independent seismic sources in a PSHA calculation.

9. Using the seismic potential derived from geodetic strain rates (Ward, 2007) for an alternative evaluation of the seismic hazard in the Eastern Betics. Different parameters for characterising the strain and computing the seismic potential should be tested, taking into account the limitations discussed in this thesis.

10. Simulating deterministic scenarios on the main faults of the ESFZ and EBSZ, especially for those where the recurrence interval suggests that the fault is nearing the end of its interseismic cycle.

11. Utilising non-elastic models to simulate interseismic deformation, such as viscoelastic models (e.g., Boulze et al., 2024), which may be more suitable for regions like El Salvador.

6.3. References

Bougrine, A., Yelles-Chaouche, A. K., & Calais, E. (2019). Active deformation in Algeria from continuous GPS measurements. Geophysical Journal International, 217(1), 572–588. 10.1093/gji/ggz035

Boulze, H., Fleitout, L., Klein, E., & Vigny, C. (2024). Decoding inter-seismic deformation: Insights from viscoelastic modeling. Paper presented at the EGU General Assembly 2024, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-2389

Cosenza-Muralles, A. B., Lasserre, C., DeMets, C., Zan, F. D., Shau, R., Ansari, H., Lyon-Caen, H., Feigl, K., & Parizzi, A. (2022). Large Scale Observations and Modeling of Strain Partitioning in Guatemala from SAR Interferometry.10.1002/essoar.10510185.1

Evans, E. L., Minson, S. E., & Chadwell, C. D. (2022). Imaging the next Cascadia earthquake: optimal design for a seafloor GNSS-A network. Geophysical Journal International, 228(2), 944–957. 10.1093/gji/ggab360

Maubant, L., Radiguet, M., Pathier, E., Doin, M., Cotte, N., Kazachkina, E., & Kostoglodov, V. (2022). Interseismic coupling along the Mexican subduction zone seen by InSAR and GNSS. Earth and Planetary Science Letters, 586, 117534. 10.1016/j.epsl.2022.117534

Mccaffrey, R. (2002). Crustal Block Rotations and Plate Coupling. Plate Boundary Zones (pp. 101–122)10.1029/GD030p0101

Portela, J., Staller, A., Béjar-Pizarro, M., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., & Khazaradze, G. (under review). New Insights on the Crustal Deformation in the Eastern Betics from Densified GNSS Data. Tectonics,

Portela, J., Staller, A., Béjar-Pizarro, M., Hamling, I. J., & Hernández, D. (2024). Tectonic deformation in El Salvador from combined InSAR and GNSS data. Tectonophysics, , 230364. 10.1016/j.tecto.2024.230364

Ward, S. N. (2007). Methods for Evaluating Earthquake Potential and Likelihood in and around California. Seismological Research Letters, 78(1), 121–133. 10.1785/gssrl.78.1.121

Xu, X., & Sandwell, D. T. (2020). Toward Absolute Phase Change Recovery With InSAR: Correcting for Earth Tides and Phase Unwrapping Ambiguities. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 58(1), 726–733. 10.1109/TGRS.2019.2940207

Yu, C., Penna, N. T., & Li, Z. (2020). Ocean Tide Loading Effects on InSAR Observations Over Wide Regions. Geophysical Research Letters, 47(15), e2020GL088184. 10.1029/2020GL088184

Anexos

Anexo A: Estudios inacabados de deformación en El Salvador

A.1.: Evaluación de la herramienta LiCSBAS

La iniciativa Looking Into Continents from Space with Synthetic Aperture Radar, LiCSAR (Lazecký et al., 2020), del COMET (Centre for Observation and Modelling of Earthquakes, Volcanoes and Tectonics) se encuentra disponible con acceso abierto. LiCSAR es un sistema automático para producir interferogramas geocodificados a partir de imágenes Sentinel-1 y estimaciones de coherencia en grandes regiones (con resolución espacial de ~100 m). El COMET ha desarrollado el software libre LiCSBAS (Morishita et al., 2020) para el cálculo de series temporales a partir de los productos LiCSAR. Actualmente, se encuentran disponibles interferogramas diferenciales ya generados a través de LiCSAR en grandes zonas del planeta con gran actividad tectónica y volcánica, incluyendo El Salvador (https://comet.nerc.ac.uk/comet-lics-portal/), pero no las Béticas Orientales, objeto del Capítulo 4. Consecuentemente, se ha realizado un análisis preliminar exploratorio para intentar determinar la aplicabilidad de estos productos en El Salvador.

Se han seleccionado dos frames disponibles de LiCSBAS, que cubren prácticamente todo El Salvador: el frame 063A_07617_091113 en órbita ascendente, y el frame 128D_07552_151615 en órbita descendente. En ambos casos se ha probado con distintos niveles de multilook (ML), siendo al final posible converger con ML=20 en órbita ascendente y ML=10 y ML=20 en órbita descendente. El filtrado de interferogramas por calidad implementado en LiCSBAS filtraba gran parte de los interferogramas formados por LiCSAR en El Salvador. Se han probado criterios más laxos (de umbral de coherencia y cierre de fase), pero los resultados no han sido óptimos.

La coherencia obtenida en geometría ascendente ha sido muy deficiente, obteniendo resultados en pocas decenas de píxeles repartidos por El Salvador. En geometría descendente, con mejores resultados, las velocidades medias obtenidas en El Salvador son muy elevadas, variando (con ML=10) entre -8 y 3 cm (Fig. A1.1). También se ha probado la incorporación de correcciones atmosféricas de GACOS

(Yu et al., 2018), implementada en el software. Las correcciones atmosféricas parecen mitigar parcialmente el ruido, reduciendo las velocidades LOS medidas a un rango de ~[-5,2.5] cm (Fig. A1.1). Entre el norte y el sur de San Salvador se observa una diferencia de velocidades LOS de ~3 cm/año, lo cual es excesivo en comparación con los datos GNSS, que indican diferencias de velocidades en el entorno de ~1 cm/año. Además, el patrón de deformación observado no se asemeja al obtenido a partir de los resultados de esta tesis (Capítulo 3).

Dada la incoherencia detectada en los resultados, y las dificultades en el procesado, se ha decidido posponer nuevos intentos de procesamiento con LiCSBAS en El Salvador y excluir los mismos de esta tesis doctoral. Consecuentemente, estos datos no se han empleado para analizar deformaciones activas en El Salvador. En el futuro podría considerarse continuar el procesamiento, con diferentes pruebas y parámetros, aunque debe tenerse en cuenta que, al tratarse de un procesamiento no supervisado, la intervención en el mismo es limitada. No obstante, este software y plataforma representa una excelente herramienta para hacer más accesible el procesamiento A-DInSAR.

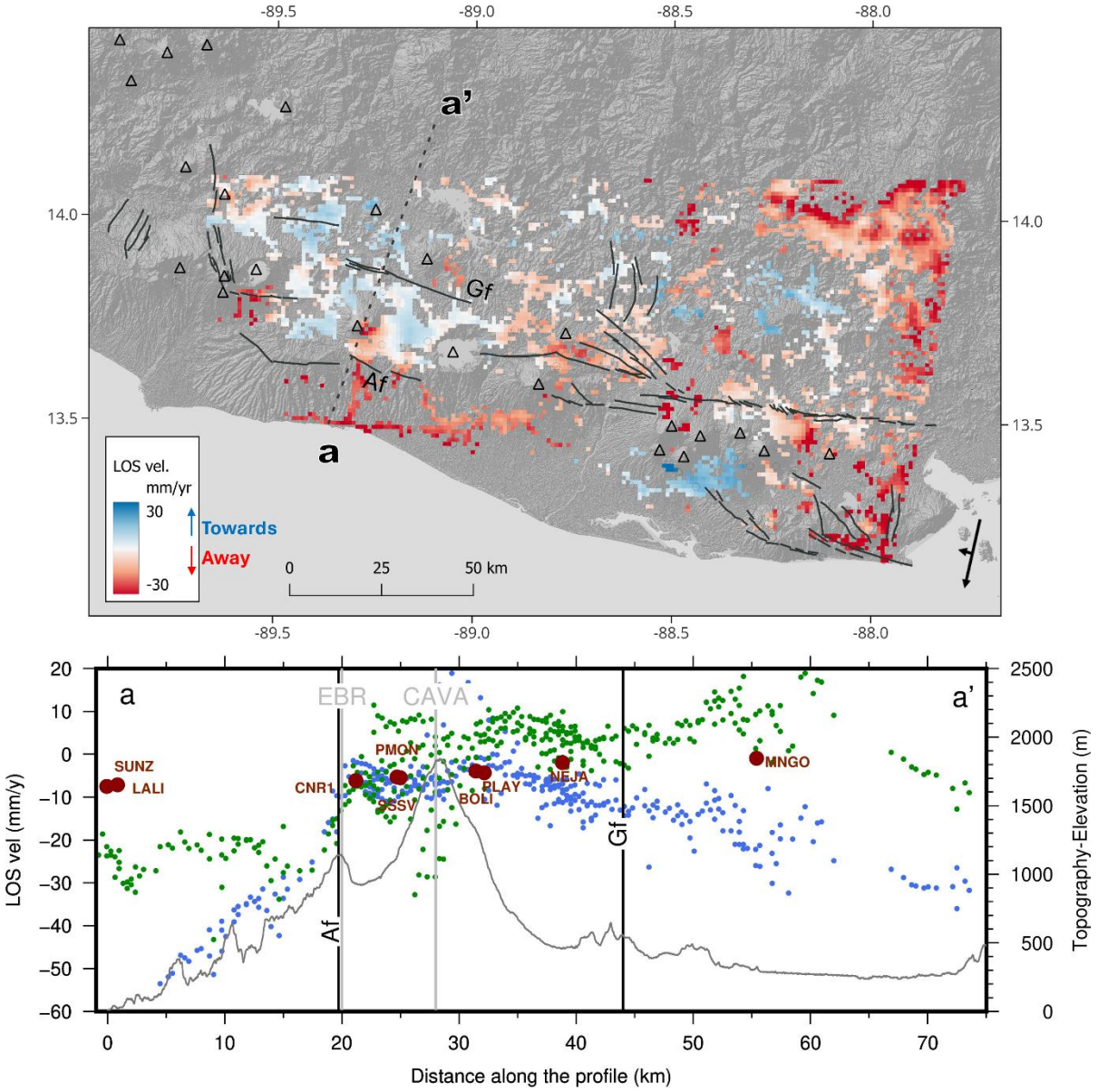


Figura A1.1: Mapa de velocidad LOS descendente obtenido con LiCSBAS para El Salvador.

Se muestra el mapa con las velocidades LOS descendentes calculadas con LiCSBAS aplicando las correcciones atmosféricas de GACOS, y la localización del perfil aa' (debajo). En el perfil aa' se muestran las velocidades LOS a 10km a cada lado del perfil, antes (puntos azules) y después (puntos verdes) de las correcciones de GACOS. Los puntos rojos muestran las velocidades horizontales GNSS proyectadas a geometría LOS descendente. Fallas: Af – Ayagualo, Gf – Guaycume. Otros: EBR – Cordillera del Bálsamo, CAVA – Arco Volcánico Centroamericano.

A.2.: Procesamiento de imágenes liberadas ALOS-2

El sensor PALSAR-2 de la misión ALOS-2, todavía en activo y perteneciente a la Agencia Espacial Japonesa (JAXA), opera en banda L (λ ~ 23.6 cm), siendo más conveniente su uso para lograr mejor coherencia en El Salvador que el de la banda C.

Las imágenes de ALOS-2 son, no obstante, de pago. En una primera fase de la tesis doctoral se exploró la posibilidad de adquirir imágenes ALOS-2 PALSAR-2 para su aplicación a tectónica en El Salvador, pero se descartó debido al elevado precio de las mismas. Cuando se exploró esta posibilidad, en 2021, cada imagen ALOS-2 en modo ScanSAR se podía adquirir por 80,000 JPY (~640 EUR con el tipo de cambio de principios de 2021), mientras que una imagen en modo StripMap (con mejor resolución espacial) tenía un costo de 240,000 JPY (~1920 EUR con cambio de 2021). La descarga completa de una sola geometría (órbita descendente, trayectoria 147) de imágenes ScanSAR (es decir, la opción más económica) en 2021 (48 imágenes) hubiera supuesto un desembolso de 30,700 EUR, por lo que se descartó el uso de estas imágenes.

La liberación de las imágenes ALOS-2 PALSAR-2 por parte de la JAXA se anunció hace varios años, pero se pospuso sine die. Finalmente, el 24 de julio de 2024 se anunció la liberación progresiva de las imágenes adquiridas en modo ScanSAR (https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/dataset/palsar2_l22_e.htm). Esta fecha resultó demasiado tardía para plantear incorporar estos datos a la tesis doctoral. No obstante, la JAXA ofrecía anteriormente, a través del G-Portal (https://gportal.jaxa.jp/gpr/search?tab=1), un número limitado de imágenes ALOS-2 en modo ScanSAR-Normal, que barre la superficie con un swath de 350 km y obtiene resoluciones espaciales de ~100m. En concreto, para El Salvador, están disponibles de manera gratuita seis imágenes en geometría descendente, cubriendo gran parte del año 2021, con las siguientes fechas de adquisición (formato año/mes/día): 2021/01/08, 2021/02/19, 2021/04/02, 2021/09/03, 2021/10/15 y 2021/11/26. Al abarcar menos de un año de registro, y dada su escasa frecuencia temporal, se ha descartado el uso de estas imágenes para complementar el estudio tectónico de El Salvador. No obstante, aprovechando su disponibilidad, se han descargado estas imágenes con el objeto de investigar posibles deformaciones volcánicas en El Salvador durante el periodo mencionado.

Aunque no hay informes de actividad volcánica en el volcán Izalco en estos años, los resultados del procesamiento automático de imágenes Sentinel-1 con PSBAS

(apartado 3.8.2) muestran velocidades compatibles con deformación volcánica. No hay erupciones del volcán San Miguel reportadas en 2021, siendo las más próximas en tiempo en febrero de 2020 y noviembre de 2022. No obstante, a principios de 2021, el MARN registró signos de actividad volcánica (http://www.snet.gob.sv/ver/vulcanologia/informes+especiales/). En el resto de volcanes no se ha registrado actividad eruptiva para ese periodo, lo cual no significa que no se estén deformando. Con el objetivo de determinar si existe deformación achacable a vulcanismo activo en alguno de los volcanes de El Salvador (especialmente en el volcán Izalco y en el volcán San Miguel), se ha procedido a generar interferogramas diferenciales de todo el país con las imágenes de ALOS-2.

Se han generado todos los posibles interferogramas diferenciales entre las imágenes de 2021 de ALOS-2 (Fig. A2.1) mediante el software ISCE (https://github.com/isce-framework/isce2). Las baselíneas perpendiculares son generalmente cortas (<100m), con excepción de aquellas que incluyen a la imagen de abril de 2021 (≥400m). Se emplea el MDT de paso de malla de 30 m de ALOS (JAXA, 2021). Cabe destacar que este procesamiento ha requerido de un tiempo muy elevado en su ejecución, al lidiar con las imágenes ScanSAR de ALOS-2, cada una de las cuales se subdivide 5 frames (imágenes) de 6GB cada una (es decir cada imagen ScanSAR pesa aproximadamente 30 GB en una polarización concreta).

Los interferogramas resultantes han sido corregidos de ruido ionosférico, el cual se ha detectado en prácticamente todos los interferogramas realizados con ALOS-2 (Fig. A2.2), manifestándose como varias franjas con dirección E-O o N-S. Se ha estimado la fase ionosférica mediante la técnica de Split Range-Spectrum (Fattahi et al., 2017), y posteriormente se ha sustraído de la fase interferométrica original. Los interferogramas corregidos resultantes presentan pocas franjas, pero persistentes espacialmente, lo que podría indicar residuos atmosféricos de otro tipo, entre otras fuentes posibles de ruido. En un análisis visual preliminar de los volcanes San Miguel e Izalco no se ha encontrado señal local aparente. Esta señal podría estar potencialmente enmascarada por las señales de larga longitud de onda mencionadas. Dado que la detección de actividad volcánica no es el objetivo principal de esta tesis, se ha decidió desistir por el momento de esta línea de investigación. Un nuevo procesamiento específico de las zonas de interés, limitando el área y tiempo de procesado, y forzando una resolución espacial más fina en los interferogramas, podría ser planteado a futuro. El renovado anuncio de la liberación gradual de las imágenes ScanSAR de ALOS-2 PALSAR-2 el pasado 24

de julio de 2024 supone un revulsivo para futuras aplicaciones tectónicas y volcánicas (entre otras) en países como El Salvador, aunque deberá materializarse en los próximos meses. Igualmente, los datos de otras misiones SAR deben ser considerados, tanto aquellas que se encuentran en activo (como SAOCOM, de la Comisión Nacional de Actividades Espaciales argentina, y operativo en banda L) como misiones futuras, destacando NiSAR de la NASA estadounidense, que operará simultánemante en las bandas L y S.

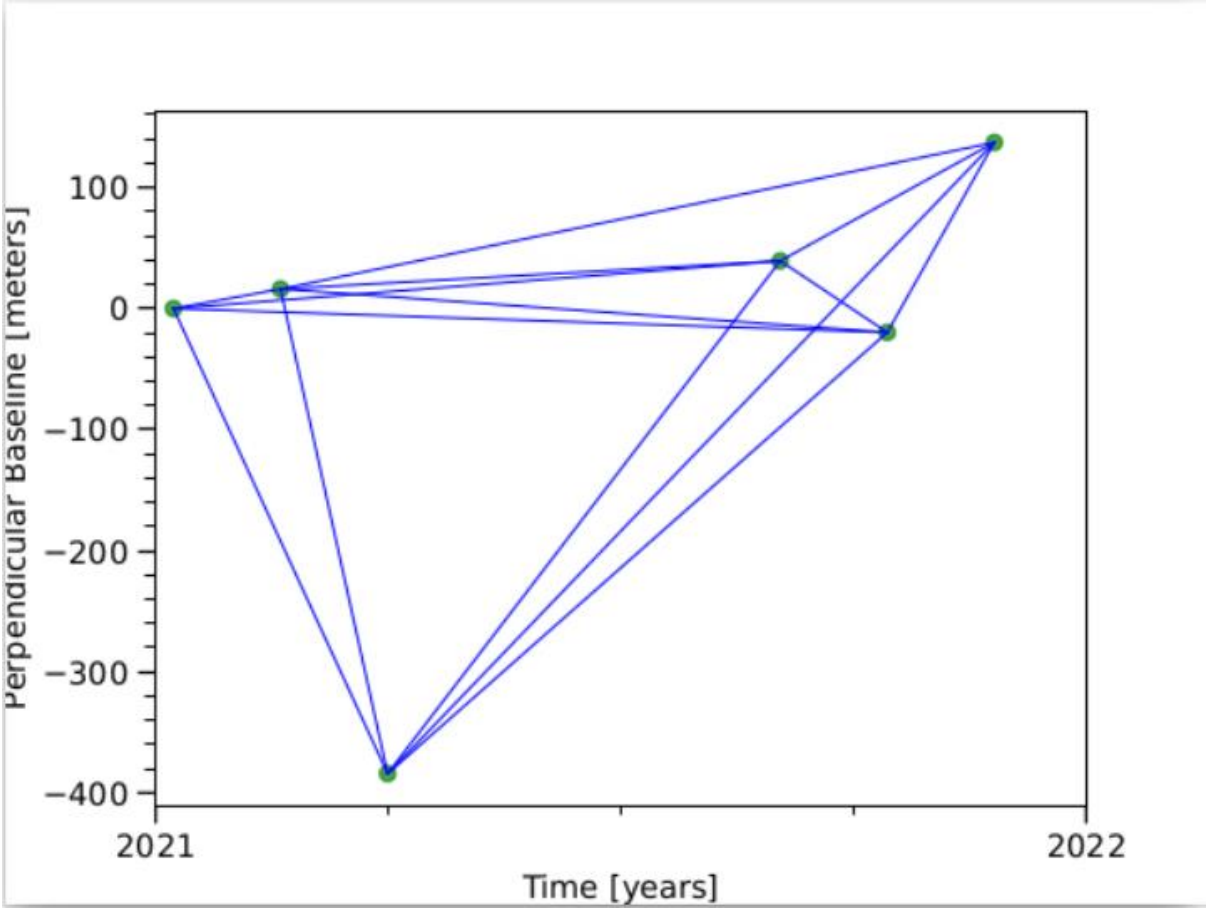


Figura A2.1: Líneas base temporales en años (abscisas) y espaciales (líneas base perpendiculares) en metros (ordenadas) de las imágenes ALOS-2 PALSAR-2 ScanSAR en El Salvador (puntos verdes). Las líneas azules muestran los interferogramas generados.

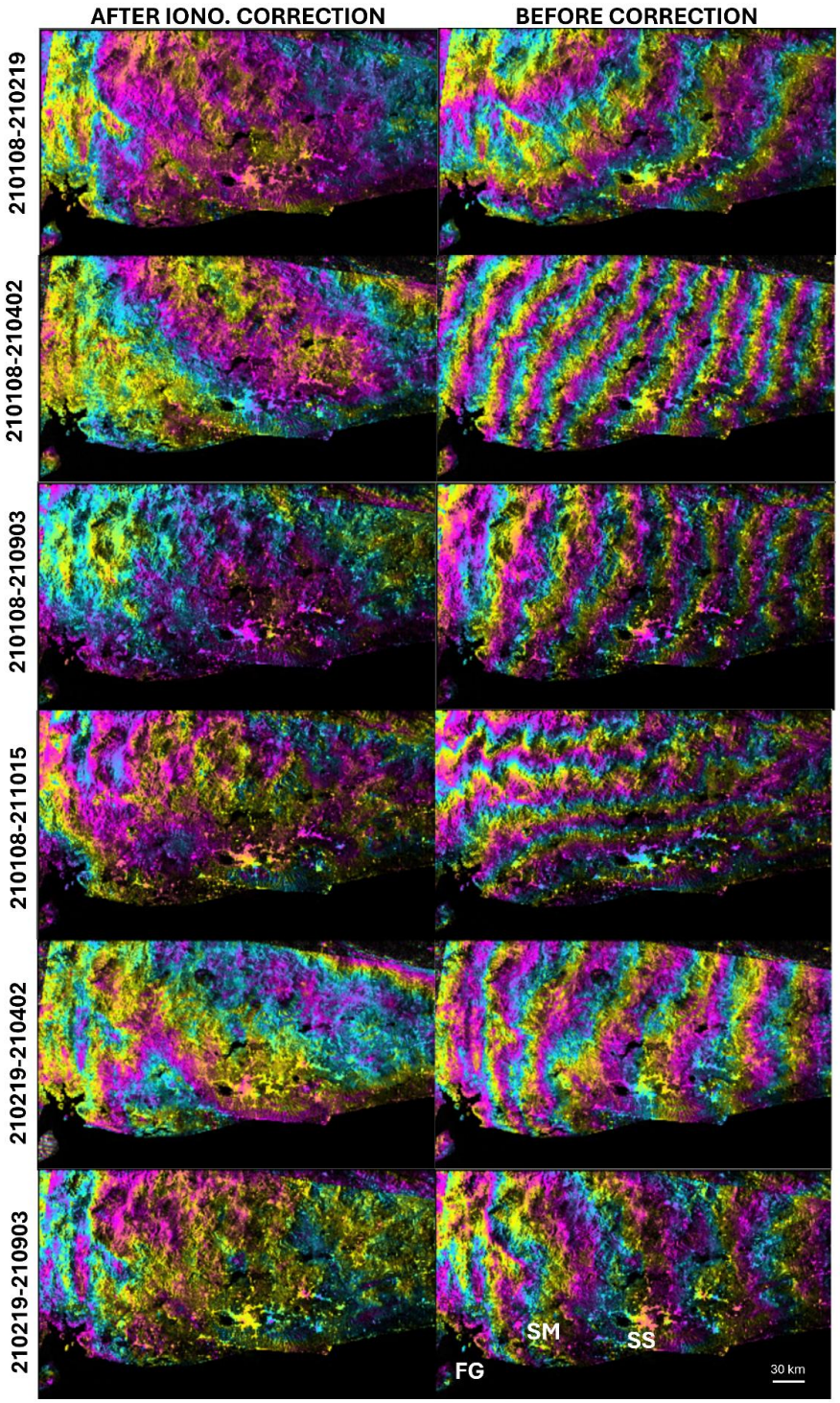


Figura A3.2: Selección de interferogramas generados con las imágenes ALOS-2 descendentes en El Salvador (en geometría radar), antes (derecha) y después (izquierda) de la aplicación de correcciones ionosféricas.

Se han seleccionado todos los interferogramas con respecto a la primera imagen (19/02/21). Se muestran las fechas de las imagénes primaria y secundaria a la izquierda (formato aammdd). Se muestra una escala gráfica aproximada solo como referencia. FG: Golfo de Fonseca; SM: San Miguel; SS: San Salvador.

A.3.: Referencias

Fattahi, H., Simons, M., & Agram, P. (2017). InSAR Time-Series Estimation of the Ionospheric Phase Delay: An Extension of the Split Range-Spectrum Technique. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 55(10), 5984–5996. 10.1109/TGRS.2017.2718566

JAXA. (2021). AW3D30

Lazecký, M., Spaans, K., González, P. J., Maghsoudi, Y., Morishita, Y., Albino, F., Elliott, J., Greenall, N., Hatton, E., Hooper, A., Juncu, D., McDougall, A., Walters, R. J., Watson, C. S., Weiss, J. R., & Wright, T. J. (2020). LiCSAR: An Automatic InSAR Tool for Measuring and Monitoring Tectonic and Volcanic Activity. Remote Sensing, 12(15)10.3390/rs12152430

Morishita, Y., Lazecky, M., Wright, T. J., Weiss, J. R., Elliott, J. R., & Hooper, A. (2020). LiCSBAS: An Open-Source InSAR Time Series Analysis Package Integrated with the LiCSAR Automated Sentinel-1 InSAR Processor. Remote Sensing, 12(3)10.3390/rs12030424

Yu, C., Li, Z., Penna, N. T., & Crippa, P. (2018). Generic Atmospheric Correction Model for Interferometric Synthetic Aperture Radar Observations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(10), 9202–9222. 10.1029/2017JB015305

Anexo B: Relación de datos y resultados GNSS

B.1.: El Salvador

B.1.1: Estaciones GNSS y velocidades

Tabla B1.1: Estaciones GNSS en El Salvador, sus velocidades ITRF2014 (este, norte, vertical) y sus incertidumbres (2σ), en mm/año, procesadas en El Salvador.
La columna ITRF14 indica si la estación pertenece al marco ITRF2014 (Altamimi et al., 2016): y – Sí, n – No. La columna TYPE indica si la observación es continua (cont) o episódica - en campañas (camp). La columna "Num. days" indica el número de días con datos en cada estación. Las últimas columnas indican las velocidades Este (VE), Norte (VN) y Vertical (VU), y sus incertidumbres con un nivel de confianza del 95%. Consúltese el manuscrito de la tesis (Capítulo 3) para las referencias de los datos GNSS descargados.

Name	*Network*	*ITRF14*	*TYPE*	*lat*	*lon*	*Num. days*	*length*	*VE*	*2σ (E)*	*VN*	*2σ (N)*	*VU*	*2σ (U)*
				º	º		years	mm/yr					
ABMF	IGS	y	cont	16.262	-61.528	4000	12.3	10.9	0.1	15.5	0.1	-0.9	0.2
ABVI	UNAVCO	n	cont	18.730	-64.332	1290	6.1	8.7	0.4	14.9	0.2	-0.5	0.5
ACAJ	MARN	n	mix	13.575	-89.833	1586	18	-1.1	0.3	6.6	0.2	-0.5	0.6
AGLA	MARN	n	camp	13.836	-89.683	6	4.5	4.0	1.2	7.7	1.1	-1.4	2.5
AHUA	MARN	n	camp	13.909	-89.808	45	4.9	-0.5	0.6	6.8	0.6	-4.2	0.8
AIES	MARN	n	cont	13.447	-89.050	4695	14.2	2.1	0.9	9.4	0.8	2.2	0.5
ALAR	MARN	n	cont	13.998	-89.781	2272	7.7	5.9	0.7	3.5	1.6	-1.0	0.8
AMAT	ZFESNET	n	camp	13.405	-87.999	6	4.5	8.2	1.1	7.1	1.7	-0.4	1.4
BEMI	MARN/INGV	n	camp	13.443	-88.238	126	7.8	4.5	0.5	8.3	0.5	0.0	1.0
BEND	UNAVCO	n	camp	14.177	-90.595	12	4.9	-3.4	1.3	3.2	0.8	-3.1	1.7
BGGY	UNAVCO	n	cont	17.045	-61.861	2263	6.7	11.3	0.2	16.6	0.2	0.8	0.5
BOAV	IGS	y	cont	2.845	-60.701	3760	14.6	-4.2	0.1	12.0	0.1	0.7	0.7
BOGT	IGS	y	cont	4.640	-74.081	6970	19.8	-0.4	0.2	15.0	0.3	-34.7	0.8
BOLI	MARN	n	camp	13.761	-89.270	34	1.9	5.0	1.4	11.6	1.5	-10.0	5.9
BRMU	IGS	y	cont	32.370	-64.696	1675	16.5	-12.1	0.2	9.2	0.3	-1.1	0.8
BT10	ZFESNET	n	camp	13.529	-88.507	65	6	0.7	0.6	5.9	0.6	-6.9	1.7
CABA	ZFESNET	n	camp	13.728	-88.677	8	4.5	11.1	2.0	12.1	6.1	-0.6	4.1
CALV	UNAVCO	n	cont	12.572	-86.846	1530	4.3	3.1	0.6	9.2	0.6	1.0	2.9
CARI	UNAVCO	n	camp	13.833	-87.689	24	8.9	9.1	0.6	6.6	0.5	1.7	1.1
CARM	ZFESNET	n	camp	13.727	-88.898	7	4.5	12.4	1.9	9.1	1.4	3.7	2.2
CARR	ZFESNET	n	camp	13.669	-88.728	13	4.5	10.5	1.1	9.2	1.0	2.3	2.6
CART	IGS	y	cont	10.391	-75.534	1437	14.6	12.3	0.2	10.9	0.1	-2.0	0.5
CATR	UNAVCO	n	cont	14.463	-89.743	780	4.1	6.0	0.8	4.1	0.8	-0.2	2.3
CBMD	UNAVCO	n	cont	19.738	-79.758	3134	9	-6.8	0.2	3.6	0.2	-1.5	0.2
CEGD	ZFESNET	n	camp	13.940	-88.902	50	8	11.2	0.5	7.6	0.5	2.0	0.8

CGUI	UNAVCO	n	cont	12.976	-87.559	1149	3.5	2.2	1.0	11.5	0.8	-0.9	2.1
CH15	ZFESNET	n	camp	13.622	-88.561	82	10.8	8.2	0.4	7.5	0.4	1.0	0.8
CHET	INE(Mex)	y	cont	18.495	-88.299	5921	16.5	-7.9	0.1	0.9	0.1	-2.7	0.4
CHIN	UNAVCO	n	camp	12.640	-87.137	110	12.2	1.7	0.4	7.6	0.5	-1.9	0.6
CHL0	UNAVCO	n	camp	14.075	-90.382	8	9.9	-1.2	0.5	4.3	0.7	0.7	4.7
CHL5	UNAVCO	n	camp	14.062	-90.370	10	2.2	0.4	1.6	5.9	1.3	-3.5	5.3
CN00	UNAVCO	n	cont	17.669	-61.786	2893	9.2	8.8	0.3	15.8	0.3	-0.9	0.8
CN07	UNAVCO	n	cont	19.758	-70.566	1789	9.5	-5.3	0.4	9.6	0.3	0.6	1.0
CN08	UNAVCO	n	cont	17.903	-71.674	1651	4.7	9.2	0.2	10.4	0.2	1.5	0.5
CN10	UNAVCO	n	cont	17.415	-75.971	1333	6	8.8	0.3	8.4	0.2	-1.1	0.9
CN11	UNAVCO	n	cont	17.021	-77.784	2689	7.6	8.9	0.2	7.9	0.2	-0.5	0.5
CN12	UNAVCO	n	cont	18.004	-76.749	3458	9.5	6.0	0.1	7.6	0.1	-0.8	0.5
CN16	UNAVCO	n	cont	21.422	-77.850	1956	7.9	-8.6	0.2	4.4	0.3	-0.1	0.5
CN18	UNAVCO	n	cont	17.408	-83.944	1315	3.9	-2.4	0.5	3.5	0.4	-0.2	1.2
CN21	UNAVCO	n	cont	13.403	-87.427	1570	7.9	9.9	0.5	7.2	0.6	0.6	0.6
CN22	UNAVCO	n	cont	12.384	-87.045	1853	5.2	-0.5	0.7	10.2	0.4	1.2	1.4
CN29	UNAVCO	n	cont	14.049	-83.375	1830	9.6	12.2	0.4	8.6	0.3	-1.2	0.8
CN30	UNAVCO	n	cont	11.994	-83.772	1899	6.6	11.4	0.4	5.7	0.3	-0.7	0.7
CN35	UNAVCO	n	cont	13.375	-81.363	1799	8.8	11.2	0.6	7.8	0.3	0.2	0.8
CN37	UNAVCO	n	cont	10.793	-75.263	2511	9.5	9.7	0.6	12.6	0.8	0.9	1.7
CN38	UNAVCO	n	cont	12.222	-71.988	1538	9.5	11.7	0.5	13.2	0.2	3.2	1.5
CN40	UNAVCO	n	cont	12.180	-68.958	2581	7.4	12.2	0.1	12.8	0.1	-0.2	0.2
CN42	UNAVCO	n	cont	11.953	-66.682	374	1.1	13.0	1.2	12.5	0.9	-7.8	4.8
CN46	UNAVCO	n	cont	12.487	-61.427	812	3.5	12.7	0.6	14.2	0.3	0.2	1.1
CN49	UNAVCO	n	cont	15.667	-63.618	888	3	10.3	0.6	14.2	0.5	-2.5	1.3
CNCH	UNAVCO	n	camp	14.027	-88.344	21	9	10.1	0.5	6.7	0.6	1.4	1.7
CNR1	MARN	n	cont	13.670	-89.289	4746	14.1	0.2	0.5	5.3	3.1	2.7	1.0
CON0	UNAVCO	n	camp	14.517	-89.452	18	16	8.7	0.5	5.6	0.4	3.6	0.9
CRO1	IGS	y	cont	17.757	-64.584	7612	23.2	10.5	0.3	13.8	0.1	-1.3	0.3
CSJO	ZFESNET	n	camp	13.487	-88.386	5	4.5	6.6	1.2	8.6	1.1	-0.7	2.9
CUCO	ZFESNET	n	camp	13.173	-88.121	47	4.9	0.5	0.8	7.6	0.7	-0.7	1.4
CUPR	UNAVCO	y	cont	18.307	-65.283	1938	11	9.0	0.3	14.3	0.2	-1.3	0.4
DANT	ZFESNET	n	camp	14.008	-89.860	21	6.4	3.8	0.6	4.0	0.6	-0.2	1.1
DERA	ZFESNET	n	camp	13.668	-88.823	27	3.7	10.0	0.8	6.9	0.9	2.8	1.9
DOL0	UNAVCO	n	camp	14.352	-90.580	11	5.1	-3.5	0.9	4.5	0.9	-3.3	3.3
DOL2	UNAVCO	n	camp	14.351	-90.572	10	5.1	-4.3	0.9	3.5	1.4	-2.0	2.1
ELCO	UNAVCO	n	camp	12.806	-87.404	30	12	2.8	0.4	10.1	0.4	-1.5	0.6
ELEN	UNAVCO	y	cont	16.916	-89.868	3263	14.2	-7.0	0.9	0.4	0.8	0.6	2.9
ERAN	UNAVCO	n	camp	14.232	-88.463	18	9	9.9	0.5	6.5	0.5	0.1	1.1
ESTI	UNAVCO	n	cont	13.100	-86.362	962	2.8	14.2	1.1	12.6	0.8	4.3	2.1
GCEA	UNAVCO	n	cont	19.293	-81.378	2767	7.7	-7.8	0.4	3.1	0.2	-2.2	0.5
GLPS	IGS	y	cont	-0.743	-90.304	5755	19.2	50.4	0.1	10.6	0.1	-1.3	0.2
GOLD	IGS	y	cont	35.425	-116.889	7538	23.2	-17.3	0.2	-3.5	0.1	-0.1	0.3
GOME	UNAVCO	n	camp	14.034	-91.081	16	4.9	-3.4	0.8	2.1	0.8	-7.7	1.3
GUAJ	MARN	n	camp	14.228	-89.469	42	5	8.9	0.6	5.9	0.6	1.3	1.0
GUAT	IGS	y	cont	14.590	-90.520	7159	21.5	3.3	0.3	1.9	0.2	-1.1	0.2
GUAY	ZFESNET	n	camp	13.841	-89.162	9	3.5	15.3	2.1	11.2	3.0	-4.8	5.7

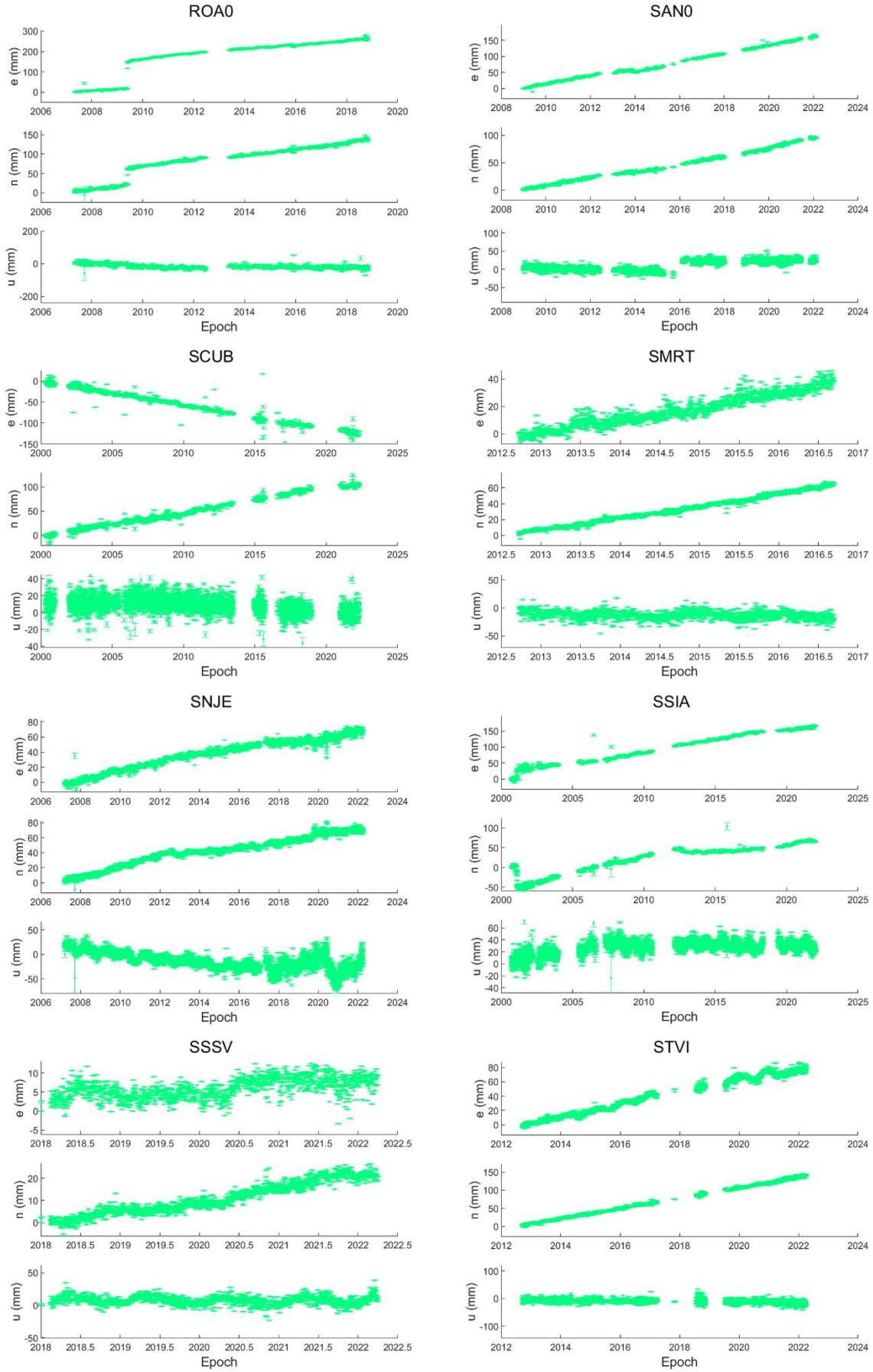
HUEH	UNAVCO	n	cont	15.318	-91.503	791	12.6	-3.2	4.9	3.8	2.2	-2.2	5.0
ICHA	ZFESNET	n	camp	13.560	-88.716	6	4.5	5.1	1.4	9.5	1.3	3.0	3.1
INEG	IGS	y	cont	21.856	-102.284	4176	21.3	-9.0	0.7	-1.6	0.6	-28.1	2.7
IPA0	UNAVCO	n	camp	14.623	-89.628	10	9	7.1	1.0	3.4	1.4	NaN	NaN
ISCO	UNAVCO	y	cont	5.544	-87.056	1599	5.8	48.3	0.6	72.1	0.6	-3.1	1.2
IXTA	UNAVCO	n	camp	14.183	-90.269	12	5.1	0.1	0.8	3.9	0.8	-6.3	1.3
JALA	UNAVCO	n	camp	14.624	-90.011	11	5	3.5	1.2	2.4	1.0	-4.5	2.0
JAMA	IGS	y	cont	17.939	-76.780	1352	7.3	6.8	0.7	7.3	0.6	-1.2	2.1
JCFI	UNAVCO	n	cont	12.684	-86.828	1760	7	6.6	0.6	5.7	0.6	-0.3	1.2
JUAY	MARN	n	camp	13.836	-89.751	25	6.4	0.0	0.6	6.9	0.6	-0.9	1.5
JUCU	ZFESNET	n	camp	13.253	-88.250	42	6.4	3.1	0.6	9.5	0.5	-5.9	3.0
KOUR	IGS	y	cont	5.252	-52.806	7138	23.2	-4.2	0.2	12.7	0.2	-1.0	0.4
LALI	cGNSS	n	cont	13.487	-89.320	1398	4.3	-1.3	0.3	6.1	0.3	1.5	0.6
LCAY	UNAVCO	n	cont	18.188	-73.754	795	6.3	7.7	1.1	11.0	0.6	-7.1	3.1
LEME	UNAVCO	n	cont	12.427	-86.909	3236	12.3	1.2	0.4	11.7	0.3	0.4	0.3
LEON	UNAVCO	n	camp	12.428	-86.909	14	10.3	1.9	0.5	9.3	0.6	-0.7	0.8
LJAS	UNAVCO	n	camp	13.596	-87.747	33	8.9	9.7	0.5	6.4	0.5	0.4	0.9
LMMF	IGS	y	cont	14.595	-60.996	4454	12.3	12.8	0.1	15.6	0.1	-2.5	0.2
LNUB	cGNSS	n	cont	13.902	-89.780	2169	7.7	-0.9	0.4	6.6	0.2	-6.3	0.9
LOLO	ZFESNET	n	camp	13.559	-88.369	12	4.5	11.2	0.8	8.3	1.0	-1.5	2.7
LPIN	ZFESNET	n	camp	13.680	-87.919	8	4.5	9.8	1.0	8.6	1.0	-1.2	2.0
LSSJ	ZFESNET	n	camp	13.378	-88.198	11	9.2	0.5	0.8	8.5	0.8	-4.3	0.9
MANA	IGS	y	cont	12.149	-86.249	7542	21.9	7.5	0.5	12.2	0.9	-1.0	0.7
MAYZ	UNAVCO	y	cont	18.218	-67.159	1596	6.3	9.2	0.2	13.6	0.2	-2.2	0.5
MDO1	IGS	y	cont	30.681	-104.015	6532	23.2	-12.4	0.3	-6.2	0.3	-0.4	0.3
MERI	UNAVCO	y	cont	20.980	-89.620	5936	16.5	-9.2	0.1	0.8	0.1	-1.9	0.2
MIGL	ZFESNET	n	camp	13.529	-88.150	16	4.5	9.8	1.1	7.5	1.1	-1.3	1.9
MNGO	ZFESNET	n	camp	13.965	-89.197	66	13.8	9.1	0.3	7.4	0.3	0.4	0.5
MOMI	UNAVCO	n	cont	12.551	-86.490	468	1.5	20.6	3.9	12.6	1.7	-0.6	5.1
MON0	UNAVCO	n	camp	14.496	-89.859	11	5.1	5.6	0.9	2.6	0.7	-3.7	1.7
MORO	UNAVCO	n	camp	13.599	-86.925	20	8.9	9.3	0.5	6.4	0.5	1.5	1.2
MOYU	UNAVCO	n	camp	14.033	-90.085	14	5.1	0.8	0.8	4.6	0.8	-2.0	2.3
MTP1	UNAVCO	n	cont	14.791	-92.368	4383	13.9	-1.4	1.1	5.4	0.7	0.4	0.9
NAPL	FDT	y	cont	26.149	-81.776	6486	18.8	-10.8	0.0	2.7	0.1	-1.3	0.2
NDAM	UNAVCO	n	camp	13.678	-87.357	22	8.7	9.9	0.6	6.6	0.5	1.0	1.0
NEJA	ZFESNET	n	camp	13.819	-89.231	50	4.6	7.0	0.6	5.0	0.7	0.4	1.4
NIST	IGS	y	cont	39.995	-105.263	4854	13.4	-15.2	0.1	-5.9	0.2	-0.6	0.4
NOCO	UNAVCO	n	camp	14.438	-89.199	32	9.1	10.1	0.4	8.8	0.5	-3.8	0.8
NONU	ZFESNET	n	camp	13.574	-88.952	8	4.5	2.6	1.0	8.3	1.8	3.5	2.3
OAX2	INE(Mex)	y	cont	17.078	-96.717	5948	16.5	-4.8	1.1	2.3	1.9	0.7	1.4
OPAC	ZFESNET	n	camp	13.722	-88.367	8	4.5	9.9	1.6	9.4	1.4	1.9	5.7
OSIC	ZFESNET	n	camp	13.814	-88.146	49	8.3	10.7	0.5	6.6	0.5	-1.2	0.9
PASA	ZFESNET	n	camp	13.592	-87.832	7	4.5	9.6	1.0	8.5	1.5	-1.8	1.1
PATI	MARN	n	cont	13.469	-88.274	2134	8.2	4.9	0.4	6.0	0.3	0.9	0.6
PIE1	IGS	y	cont	34.302	-108.119	7634	23.2	-13.5	0.0	-6.5	0.1	-0.3	0.1
PIN0	UNAVCO	n	camp	14.551	-90.380	22	7	6.3	0.8	3.4	0.7	-11.4	4.8

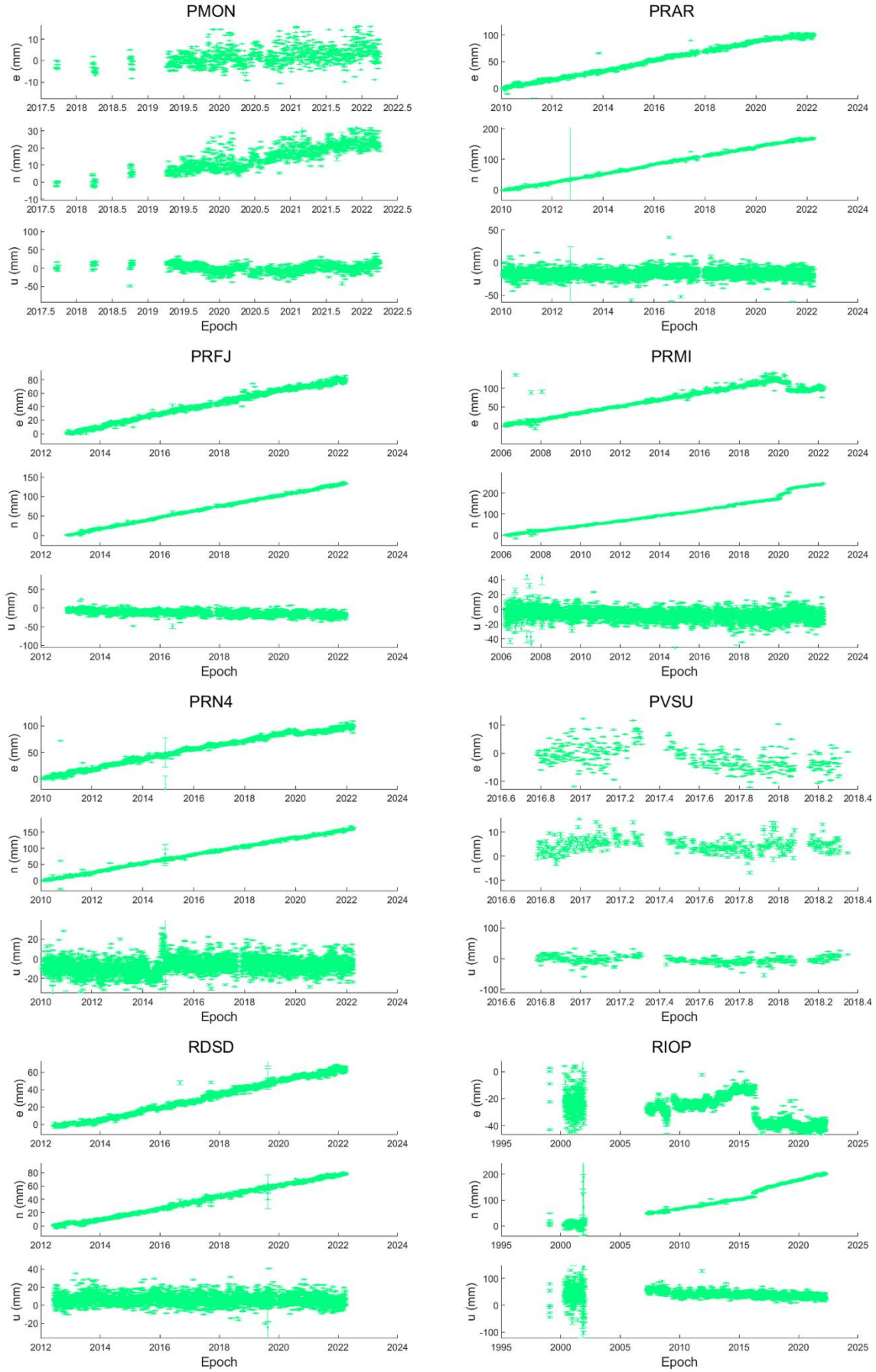
PIN2	UNAVCO	n	camp	14.546	-90.387	14	5.1	0.6	0.7	1.4	0.9	-2.0	1.7
PLAY	ZFESNET	n	camp	13.793	-89.345	8	8.2	3.4	0.9	6.5	0.8	2.2	2.1
PMON	MARN	n	mix	13.712	-89.314	1070	4.5	1.7	1.0	6.0	1.1	1.1	3.9
PONE	UNAVCO	n	camp	12.383	-87.021	26	11.6	2.2	0.5	9.6	0.5	-0.5	0.6
PRAR	HLCM	n	cont	18.450	-66.647	4282	12.2	8.3	0.2	13.8	0.2	-0.4	0.3
PRFJ	HLCM	n	cont	18.326	-65.651	3317	9.3	8.7	0.1	14.3	0.1	-1.2	0.1
PRMI	NOAA	y	cont	17.970	-67.045	5624	16	8.8	0.1	12.6	0.2	-0.6	0.2
PRN4	HLCM	n	cont	18.079	-66.369	4309	12.2	8.7	0.3	13.6	0.2	-12.3	1.8
PRUS	ZFESNET	n	camp	13.347	-88.605	9	4.5	4.0	0.9	8.9	1.0	1.2	2.4
PUCA	ZFESNET	n	camp	13.197	-88.054	54	3.9	-0.2	0.8	6.9	0.8	-0.5	2.3
PVSU	UNAVCO	n	cont	14.342	-90.601	417	1.6	-4.5	2.8	-0.8	2.4	-3.4	9.3
RACH	MARN/INGV	n	camp	13.434	-88.289	144	5	-2.7	0.9	-4.2	0.6	-6.2	0.7
RDSD	IGS	n	cont	18.461	-69.911	3500	9.8	7.0	0.2	8.2	0.1	-0.2	0.4
RECA	UNAVCO	n	camp	13.332	-87.155	32	8.9	10.2	0.5	6.1	0.5	1.4	0.9
RIOG	ZFESNET	n	camp	13.824	-88.578	6	4.5	10.5	1.9	7.8	1.1	-2.8	4.1
RIOP	IGS	y	cont	-1.651	-78.651	5444	23.2	1.6	0.7	7.3	0.5	-0.7	1.0
ROA0	UNAVCO	n	cont	16.318	-86.527	3737	11.5	9.0	0.8	6.8	0.4	-0.1	0.5
SAIN	ZFESNET	n	camp	13.325	-87.815	81	10.5	8.0	0.4	6.7	0.4	-1.7	0.5
SAN0	UNAVCO	n	cont	12.580	-81.716	3490	13.1	12.9	0.5	7.1	0.4	-1.0	1.0
SBAR	ZFESNET	n	camp	13.634	-88.354	8	4.5	10.3	0.8	7.7	1.1	1.7	3.2
SCAR	ZFESNET	n	camp	13.638	-88.083	6	4.25	10.8	1.4	8.7	1.1	4.8	3.9
SCUB	IGS	y	cont	20.012	-75.762	5140	21.9	-5.8	0.1	5.1	0.2	-0.7	0.1
SGTO	UNAVCO	n	camp	13.100	-87.063	25	8.9	8.8	0.5	6.5	0.5	0.3	0.7
SJOR	MARN/INGV	n	camp	13.415	-88.344	149	7.8	2.6	0.4	5.9	0.4	-1.5	0.7
SLOR	UNAVCO	n	mix	13.424	-87.437	605	9.7	10.4	1.0	6.4	0.8	1.1	3.7
SMCO	UNAVCO	n	camp	14.403	-88.954	12	5.5	10.2	0.9	6.0	0.8	1.6	1.8
SMRT	UNAVCO	n	cont	18.042	-63.109	1448	4	9.6	0.3	15.3	0.2	-1.0	0.5
SNJE	MARN	n	cont	13.868	-89.601	5290	15	3.7	0.2	3.9	0.3	-1.4	1.6
SNTA	UNAVCO	n	camp	14.066	-87.950	21	9	10.0	0.5	6.9	0.5	1.6	1.0
SSAS	MARN	n	camp	13.446	-89.052	43	4.7	1.0	0.6	9.1	0.6	4.5	1.1
SSIA	IGS	y	cont	13.697	-89.117	5497	21.3	6.3	0.4	8.6	0.7	0.5	0.6
SSSV	MARN	n	cont	13.687	-89.232	1462	4.2	1.3	0.4	5.6	0.3	0.0	0.6
STVI	UNAVCO	y	cont	18.340	-64.974	2493	9.5	8.6	0.3	14.2	0.1	-0.7	0.2
SUNZ	MARN	n	camp	13.502	-89.390	37	4.9	-1.3	0.6	8.7	0.6	1.0	1.4
SVCI	MARN	n	cont	13.639	-88.793	2273	7.7	5.3	0.3	5.4	0.2	-1.8	1.0
SVIC	ZFESNET	n	camp	13.630	-88.787	10	4.5	5.1	2.2	6.3	2.2	0.9	2.1
TACA	ZFESNET	n	camp	13.970	-89.354	8	8.2	7.8	0.9	4.8	0.8	1.1	1.4
TANQ	MARN	n	camp	13.396	-88.239	141	7.8	4.2	0.4	9.4	0.5	-4.0	1.0
TAXI	UNAVCO	n	cont	14.035	-90.465	1005	3.2	-0.9	1.1	6.2	0.7	-2.4	1.9
TEG1	UNAVCO	n	camp	14.090	-87.206	316	6.4	10.6	0.5	8.3	0.5	0.1	0.7
TEG2	IGN(Hon)	n	cont	14.090	-87.206	2513	10.9	11.1	0.7	8.5	0.6	0.4	0.7
TEJU	UNAVCO	n	camp	14.175	-89.105	6	3.1	6.0	1.3	6.1	2.0	NaN	NaN
TEXW	UNAVCO	n	camp	14.116	-89.500	6	3.1	10.5	1.4	5.0	1.4	NaN	NaN
USLV	MARN/INGV	n	camp	13.345	-88.440	117	7.8	0.1	0.4	5.5	0.5	-0.8	0.7
USUL	ZFESNET	n	camp	13.380	-88.484	11	4.5	2.6	1.4	6.7	1.7	1.3	2.8
VERA	UNAVCO	n	cont	10.854	-84.869	3299	9.5	14.1	1.1	11.4	1.3	0.4	1.1
VIEJ	ZFESNET	n	camp	13.515	-88.988	5	4.5	0.4	1.4	9.9	4.5	3.2	15.3

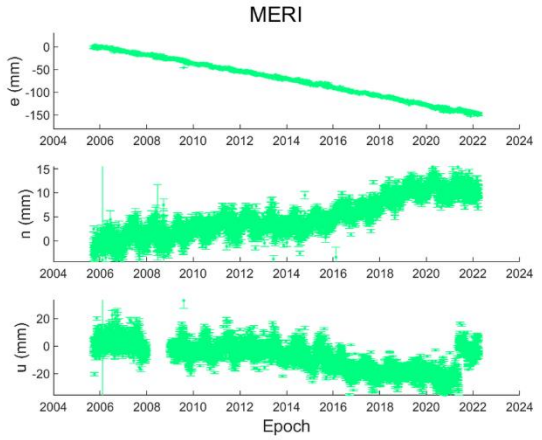
VIKH	NOAA	y	cont	17.716	-64.798	3541	14.7	11.2	0.2	13.5	0.1	-1.9	0.4
VITH	NOAA	y	cont	18.343	-64.969	4430	14.3	8.8	0.1	14.3	0.1	-0.8	0.1
VMIG	MARN	n	cont	13.396	-88.305	5252	14.7	5.5	1.3	9.2	0.5	0.7	0.7
ZAPO	UNAVCO	n	camp	14.139	-89.827	13	5	4.1	1.0	4.2	1.1	-1.7	1.5
ZSU4	FAA	n	cont	18.431	-65.993	2812	9.4	8.5	0.2	14.1	0.2	-0.9	0.3

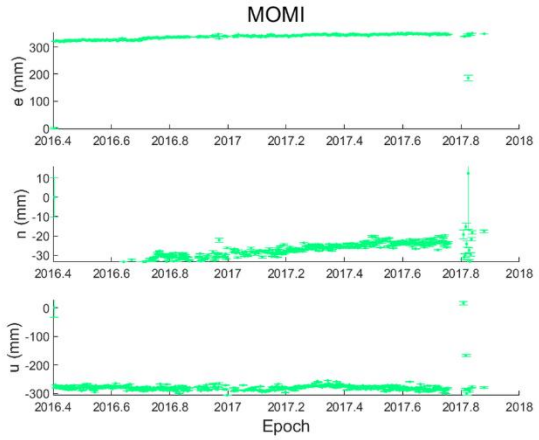
B.1.2: Series temporales GNSS

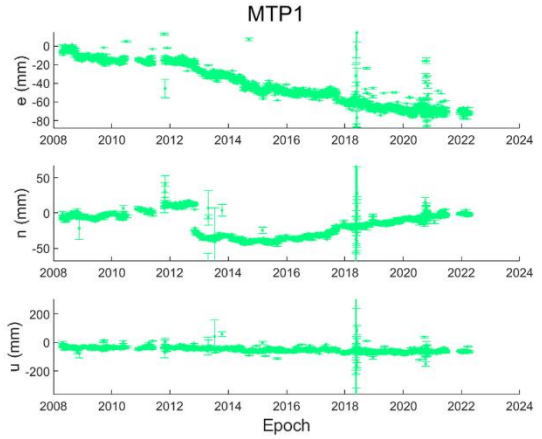
Figura B1.2: Series temporales GNSS e,n,u (marco ITRF2014), en las estaciones continuas (verde) y de campaña (púrpura) en El Salvador y el Caribe.

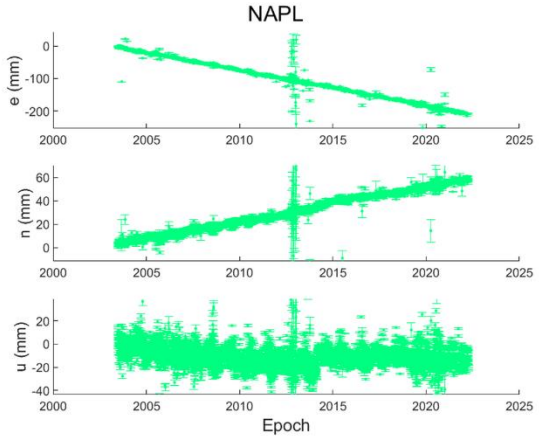

ROA0
SAN0
SCUB
SMRT
SNJE
SSIA
SSSV
STVI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

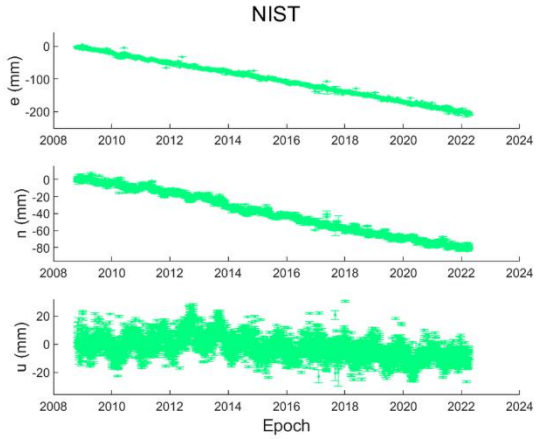

PMON
PRAR
PRFJ
PRMI
PRN4
PVSU
RDSD
RIOP
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

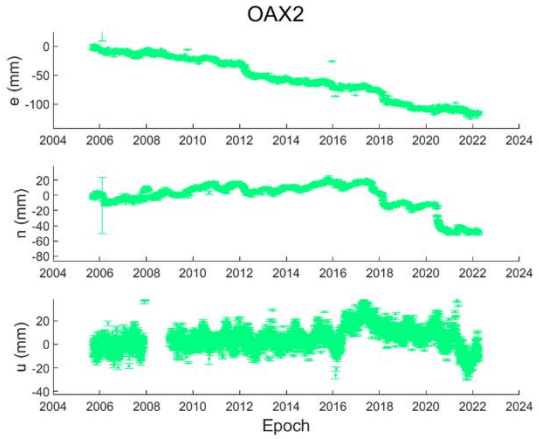

MERI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

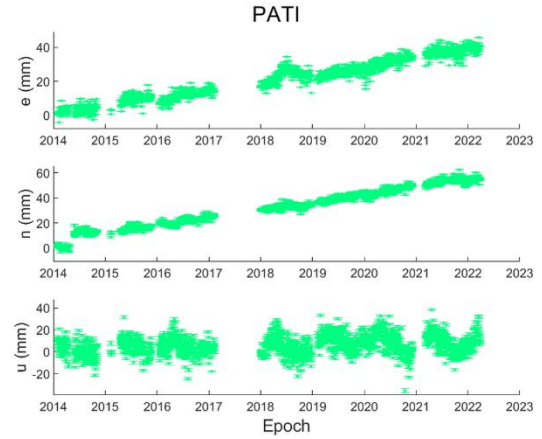

MOMI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

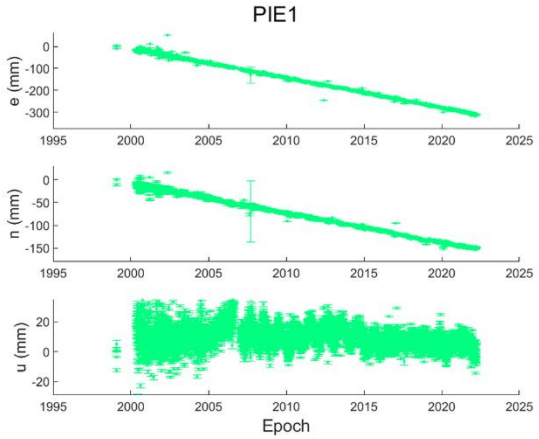

MTP1
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

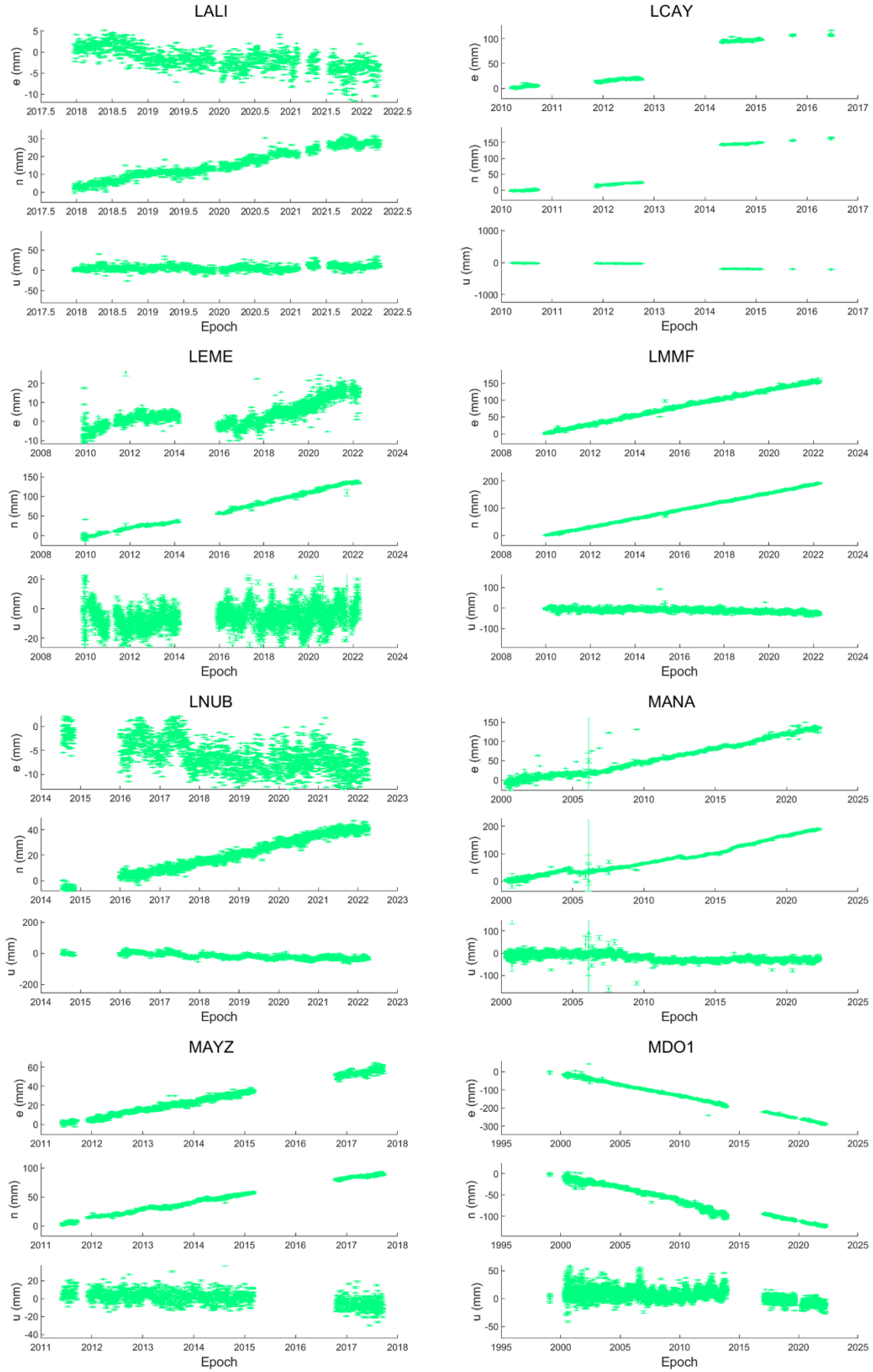

NAPL
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

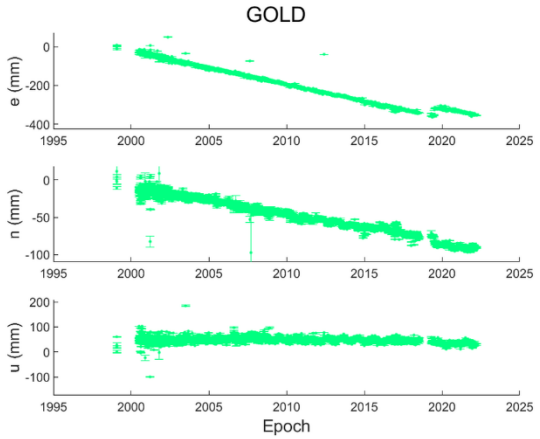

NIST
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

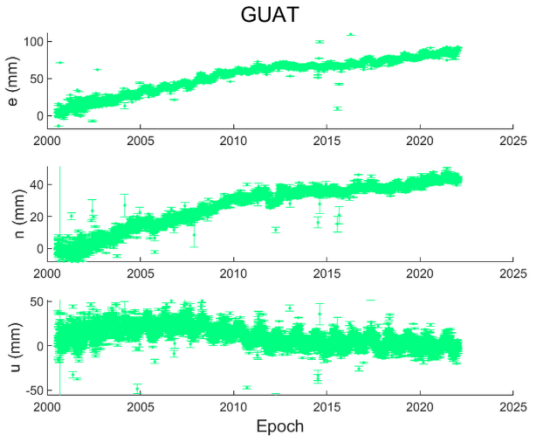

OAX2
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

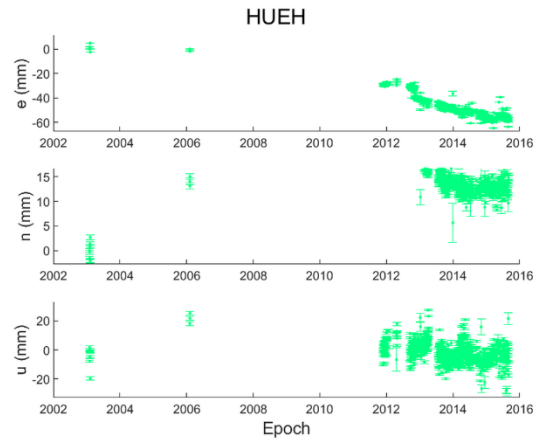

PATI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

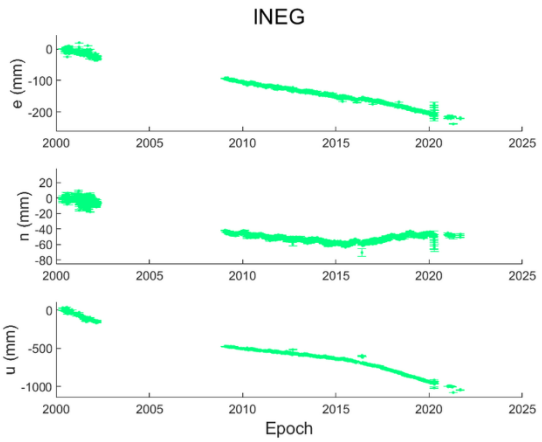

PIE1
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

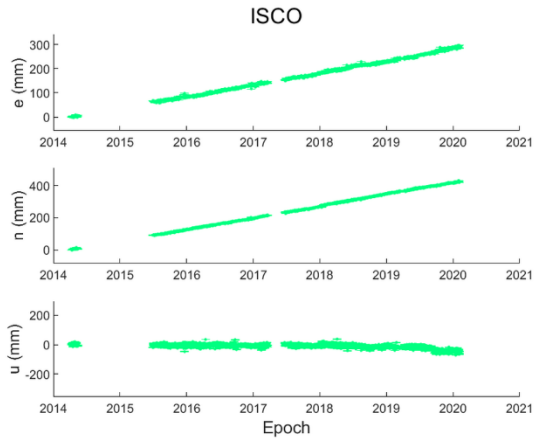

LALI
LCAY
LEME
LMMF
LNUB
MANA
MAYZ
MDO1
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

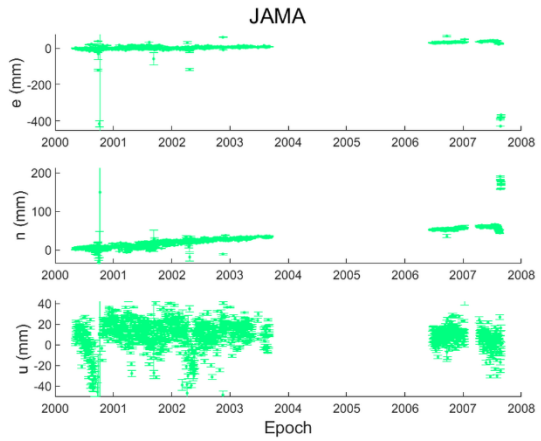

GOLD
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

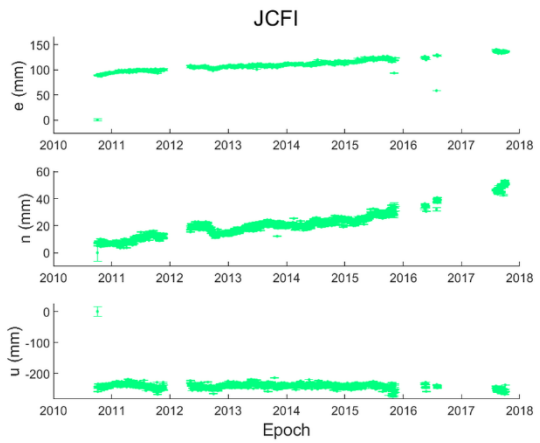

GUAT
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

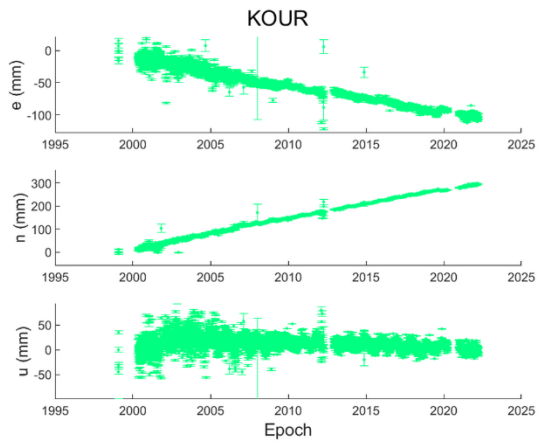

HUEH
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

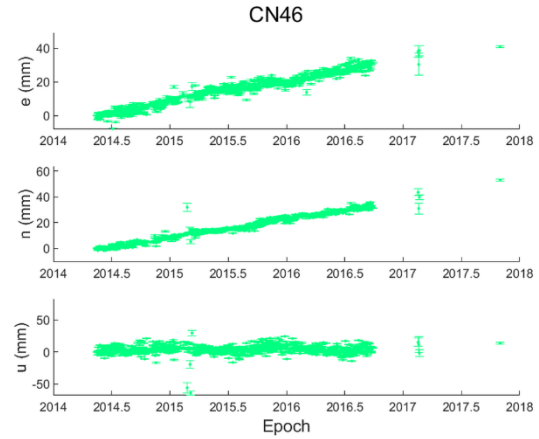

INEG
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

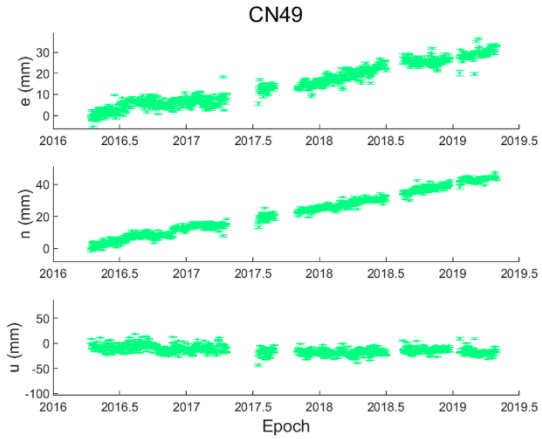

ISCO
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

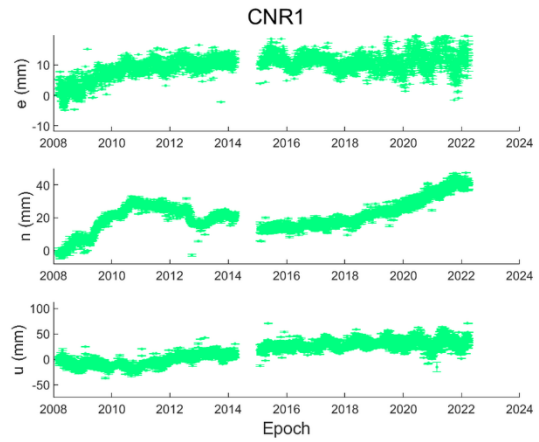

JAMA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

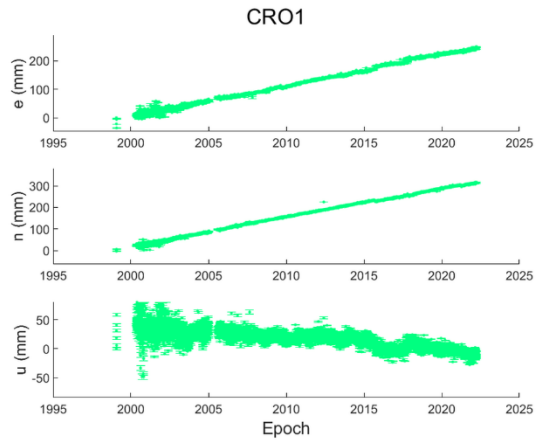

JCFI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

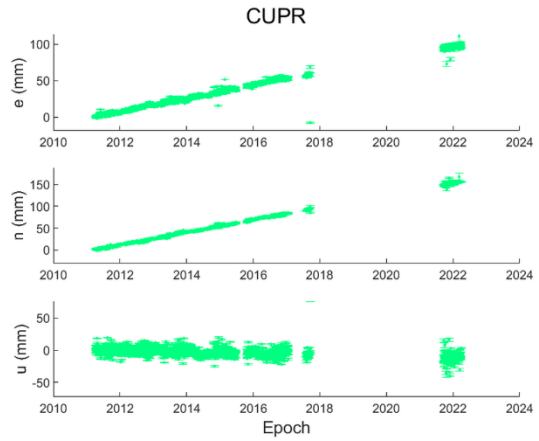

KOUR
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

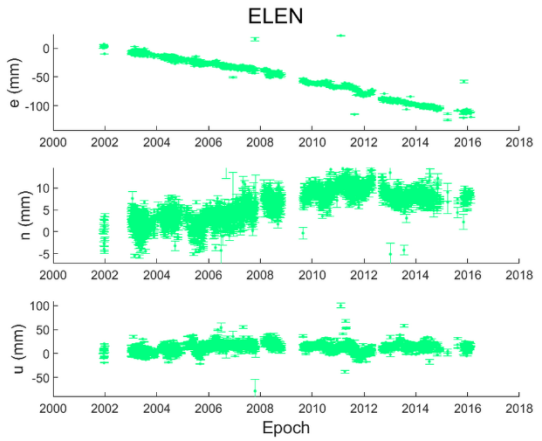

CN46
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

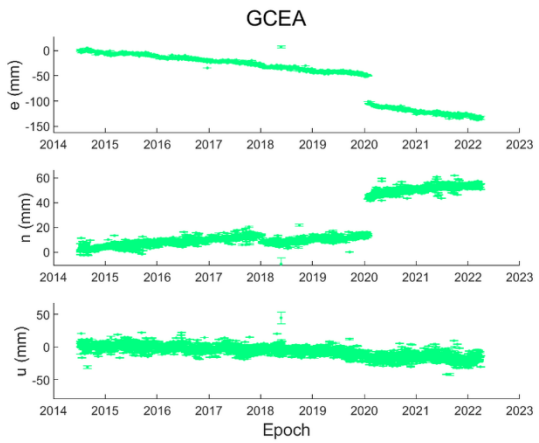

CN49
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

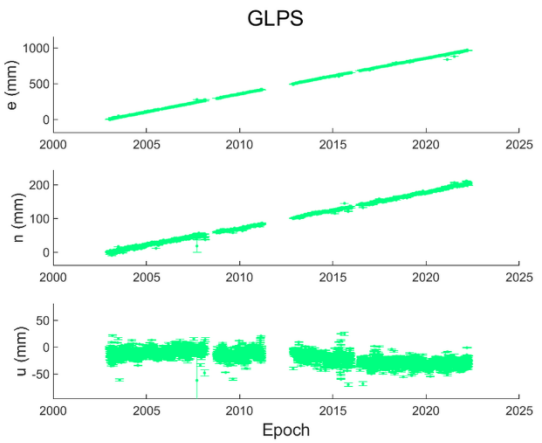

CNR1
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

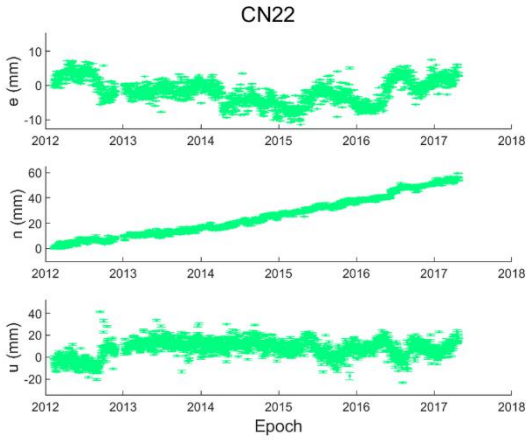

CRO1
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

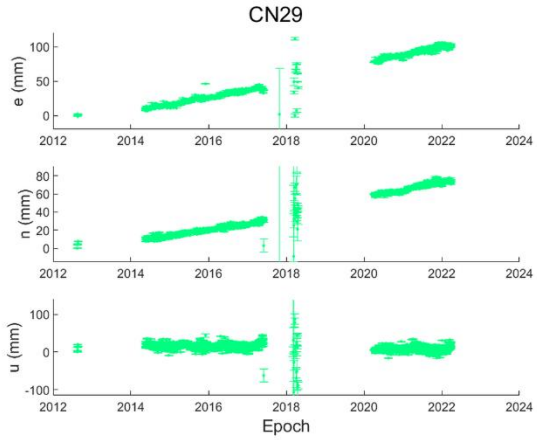

CUPR
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

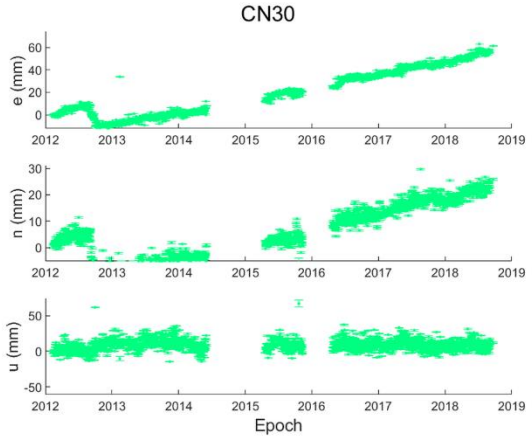

ELEN
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

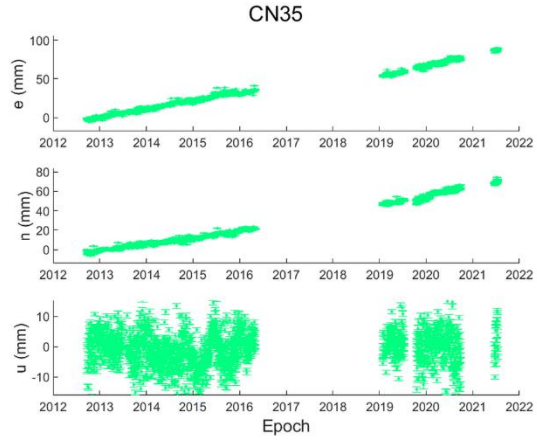

GCEA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

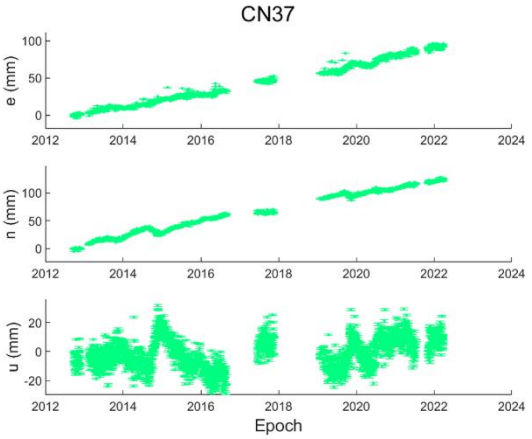

GLPS
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

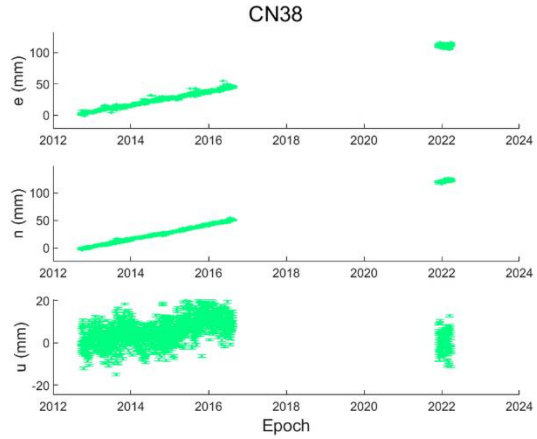

CN22
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

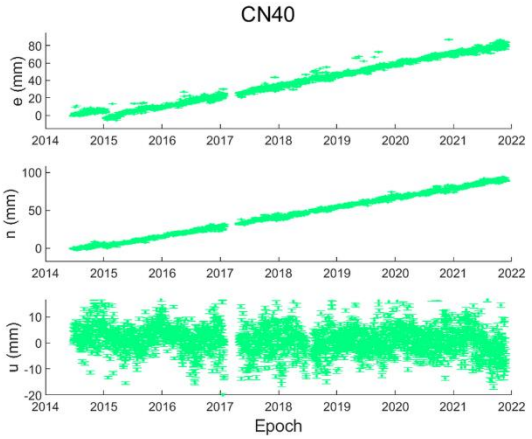

CN29
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

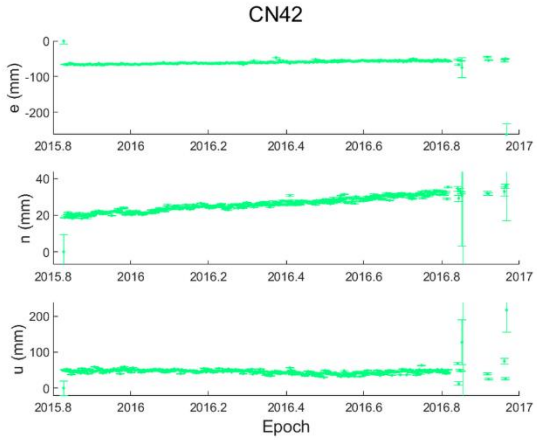

CN30
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

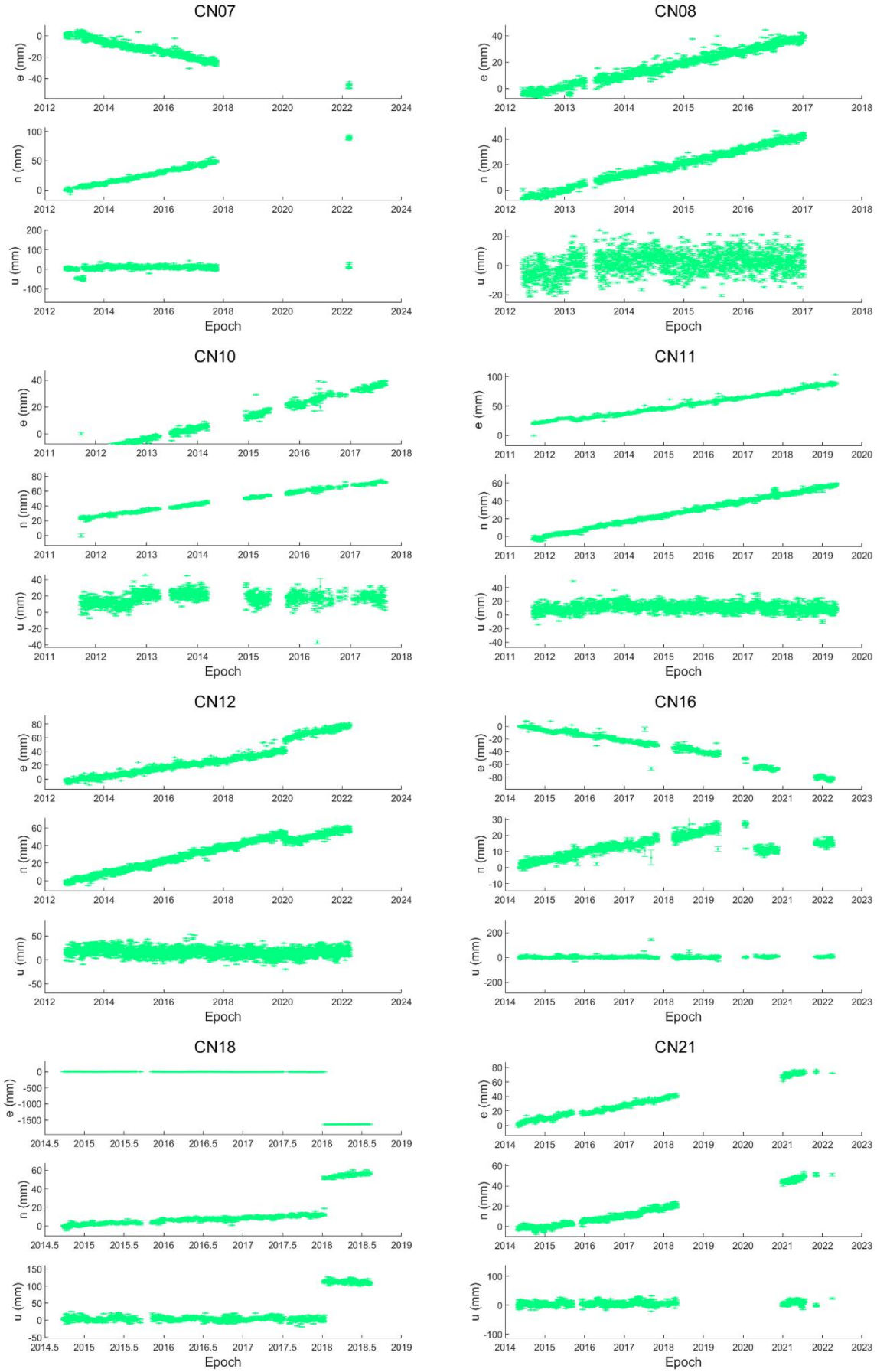

CN35
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

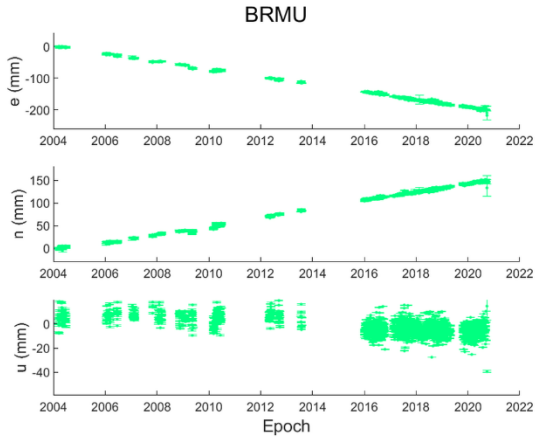

CN37
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

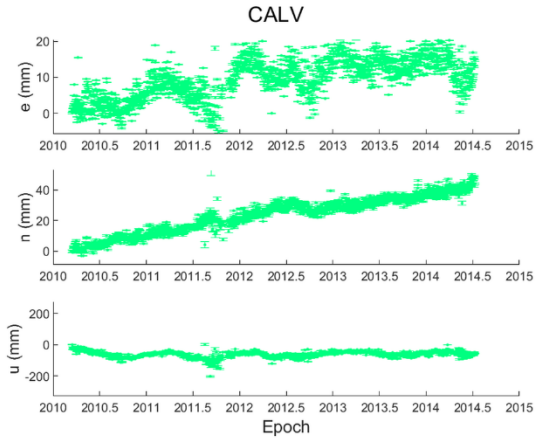

CN38
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

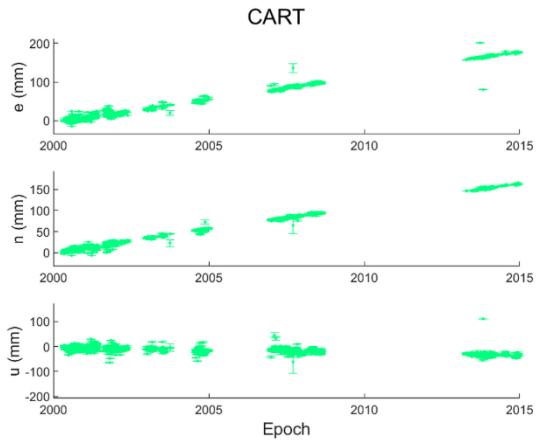

CN40
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

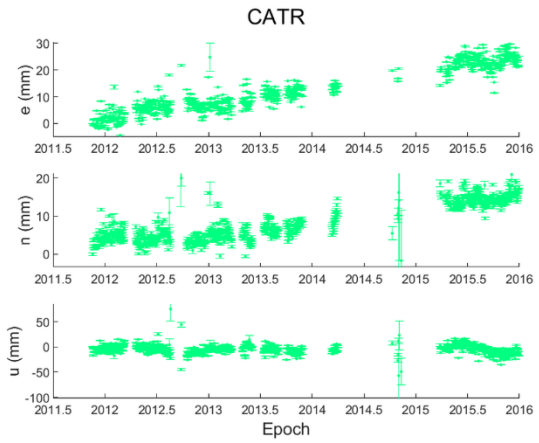

CN42
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

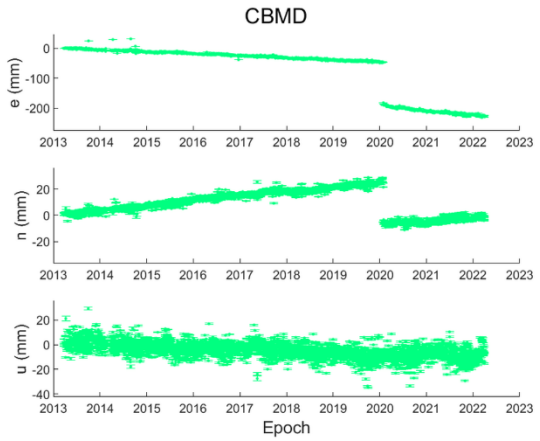

CN07
CN08
CN10
CN11
CN12
CN16
CN18
CN21
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

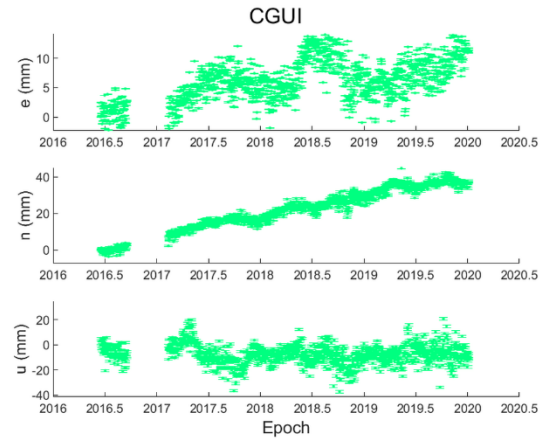

BRMU
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

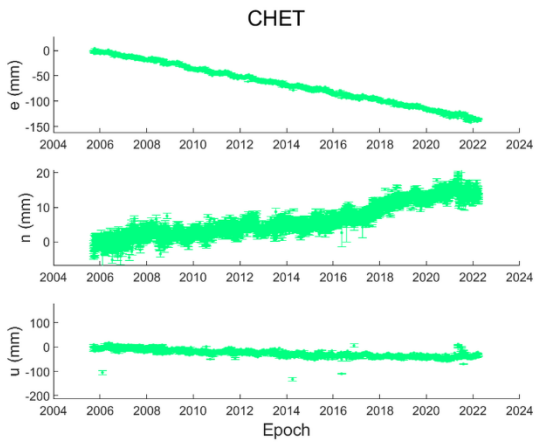

CALV
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

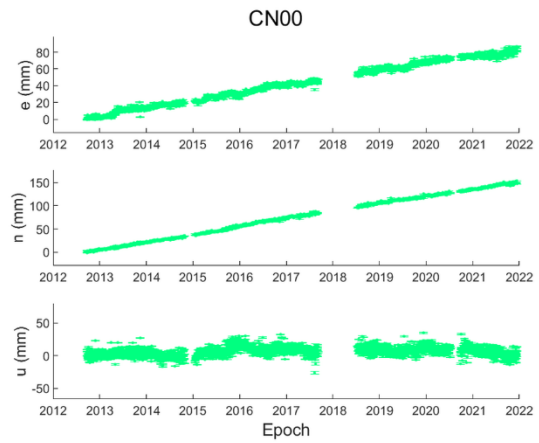

CART
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

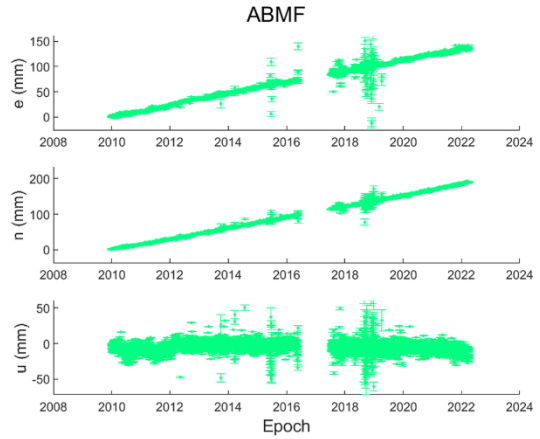

CATR
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

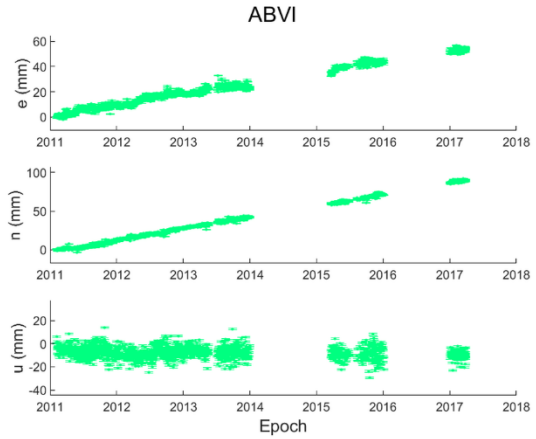

CBMD
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

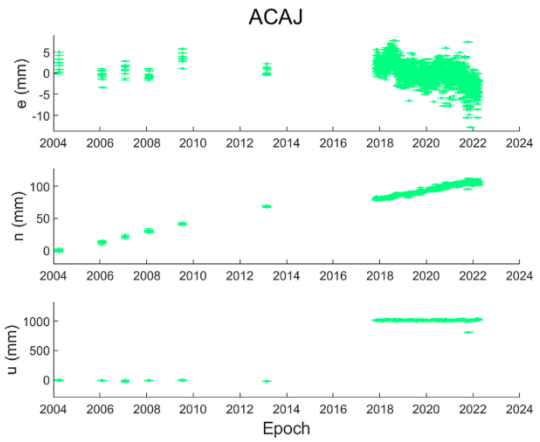

CGUI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

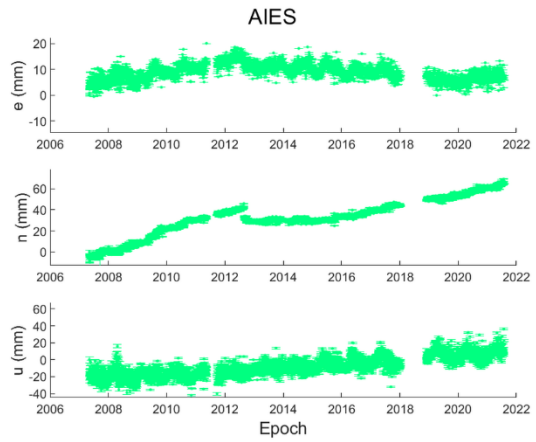

CHET
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

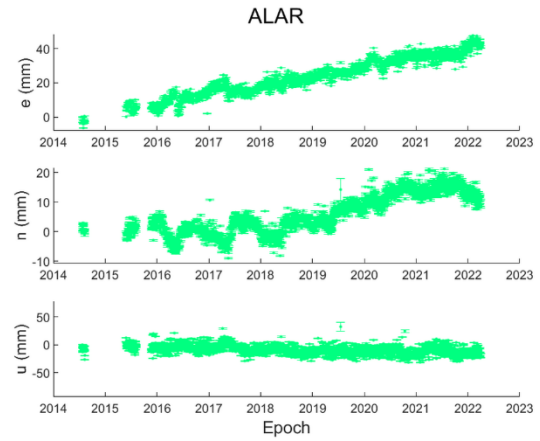

CN00
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

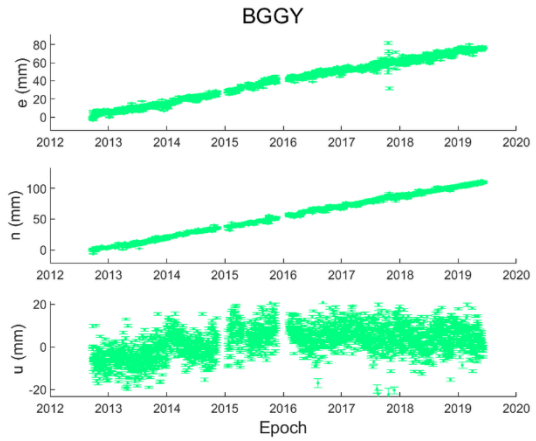

ABMF
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

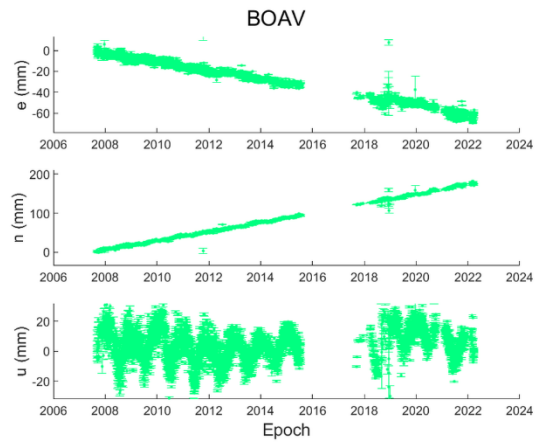

ABVI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

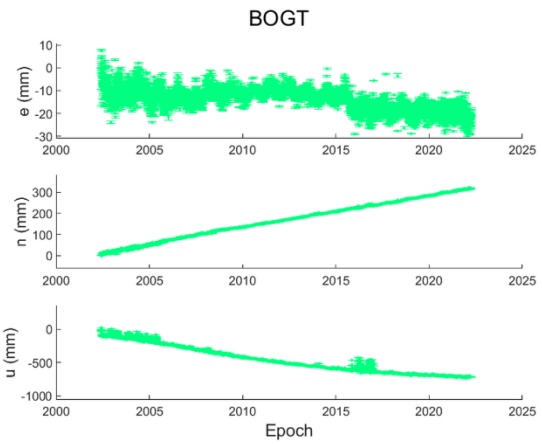

ACAJ
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch


AIES
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

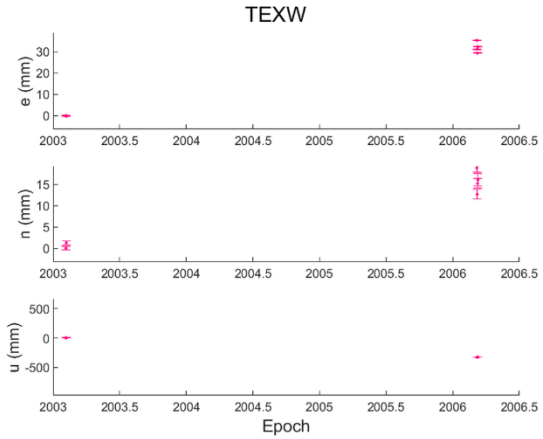

ALAR
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

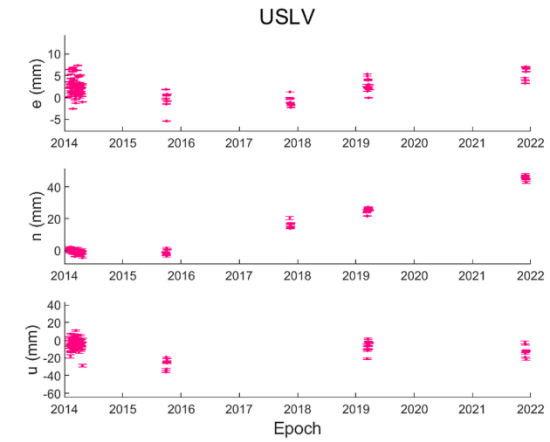

BGGY
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

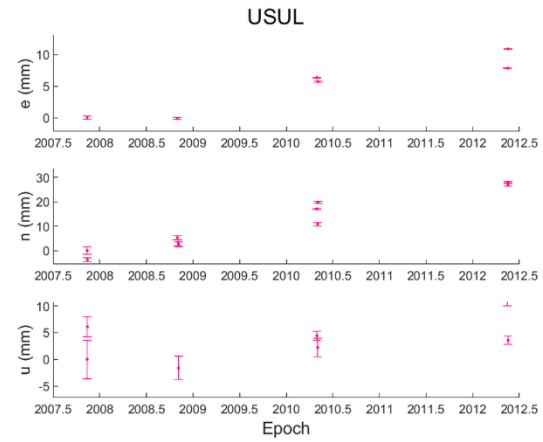

BOAV
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

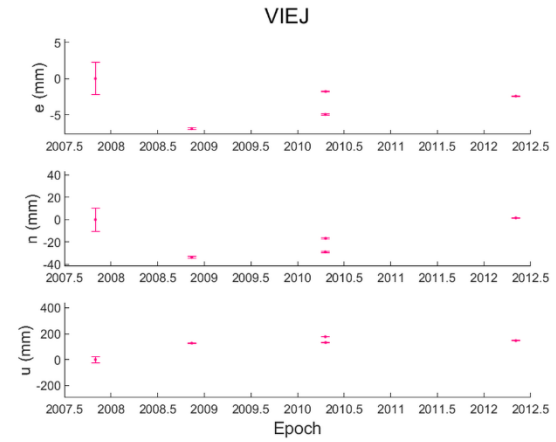

BOGT
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

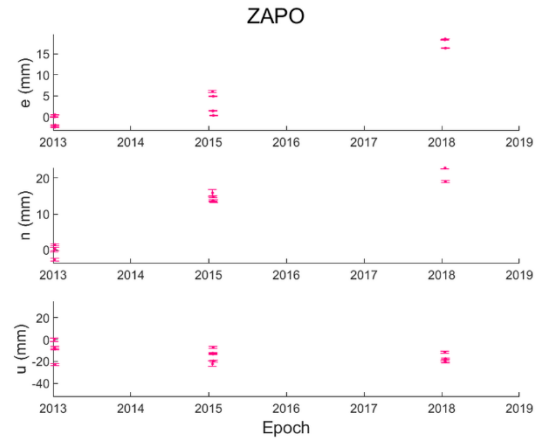
TEJU
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

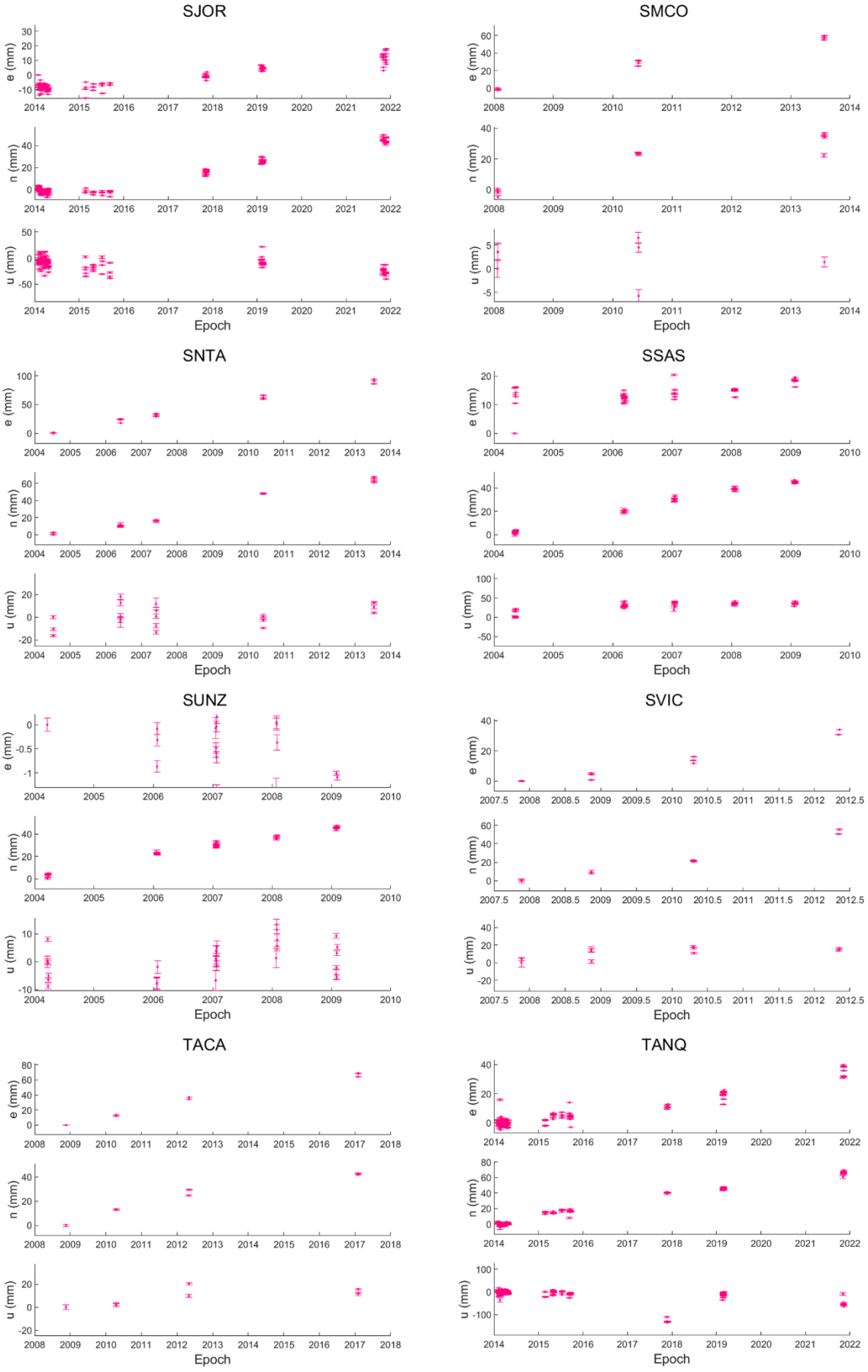

TEXW
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

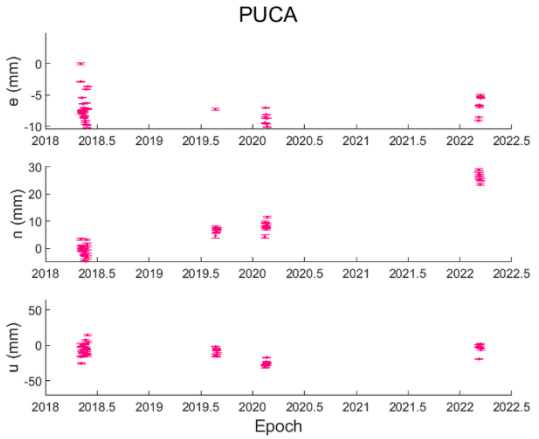

USLV
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

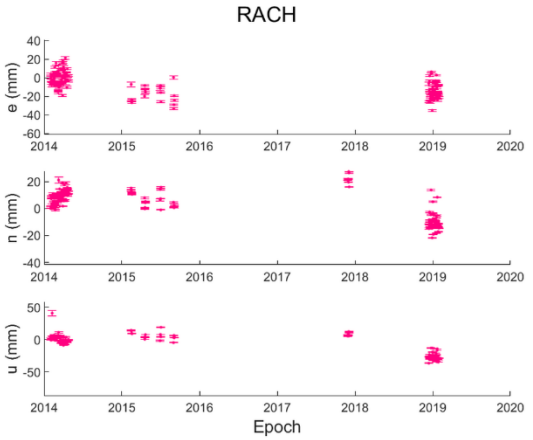

USUL
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

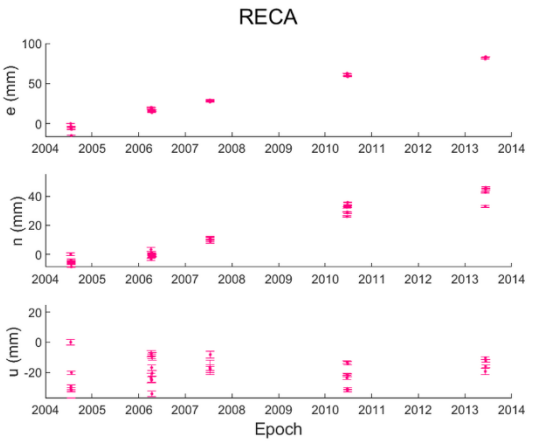

VIEJ
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

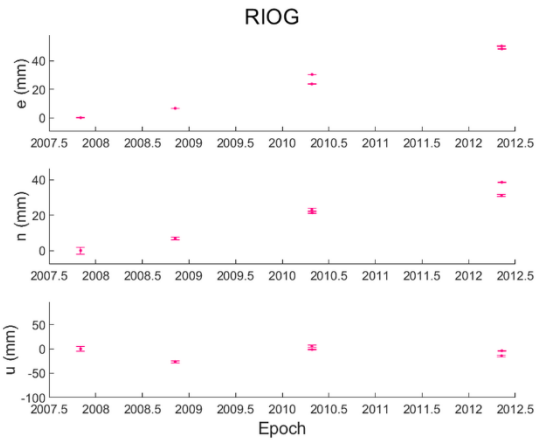

ZAPO
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

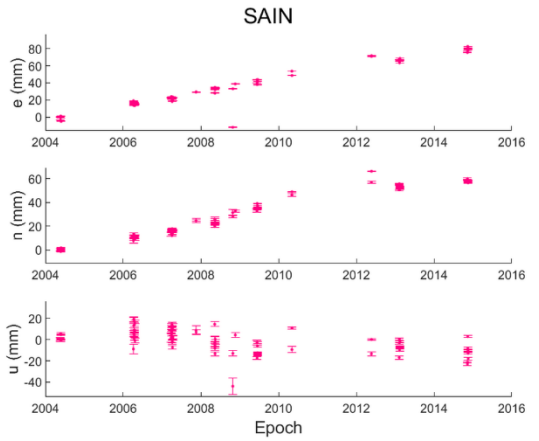

SJOR
SMCO
SNTA
SSAS
SUNZ
SVIC
TACA
TANQ
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

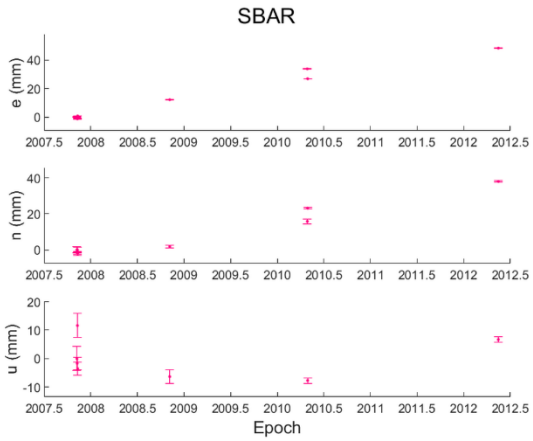

PUCA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

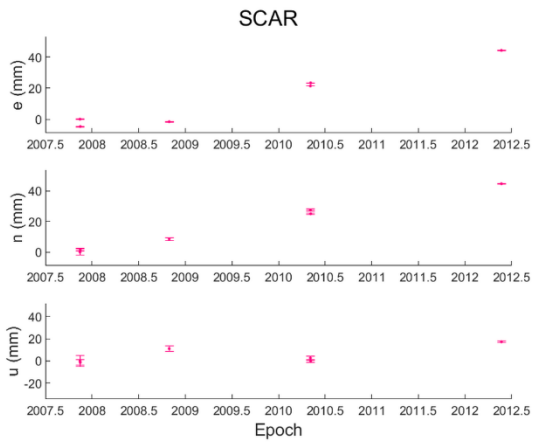

RACH
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

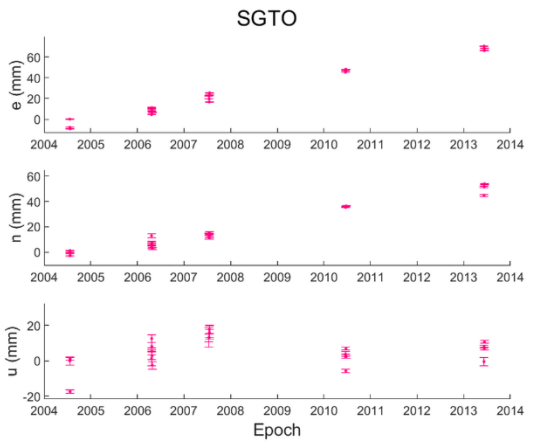

RECA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

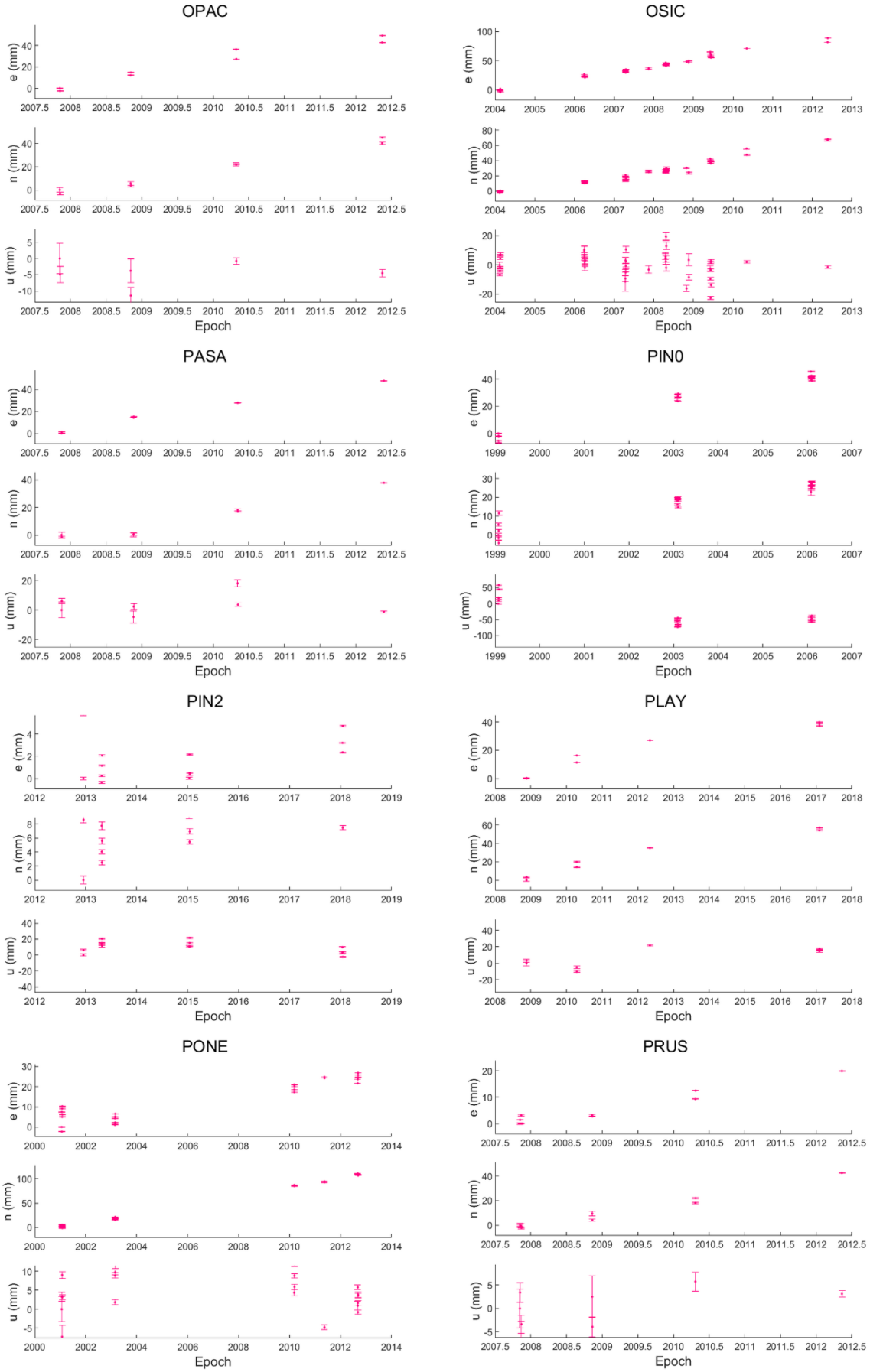

RIOG
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

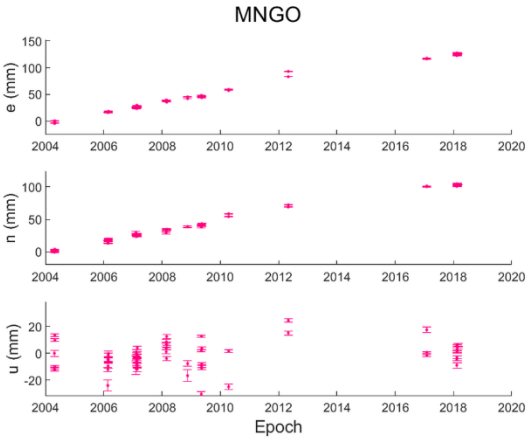

SAIN
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

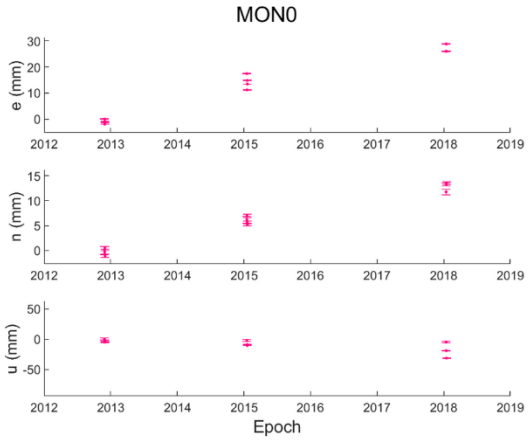

SBAR
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

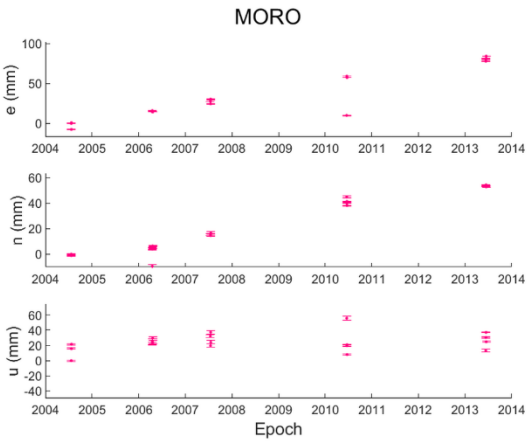

SCAR
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

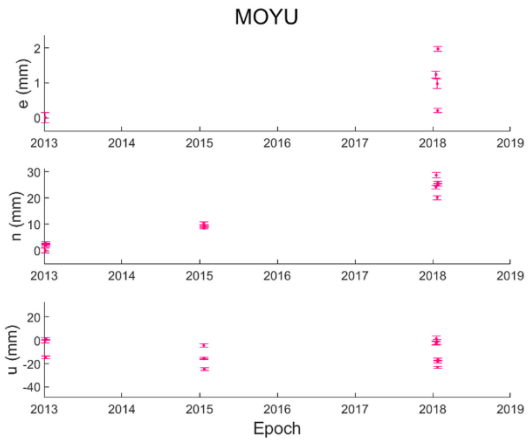

SGTO
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

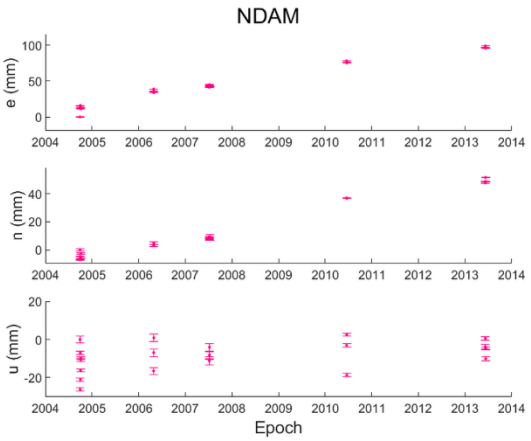

OPAC
OSIC
PASA
PIN0
PIN2
PLAY
PONE
PRUS
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

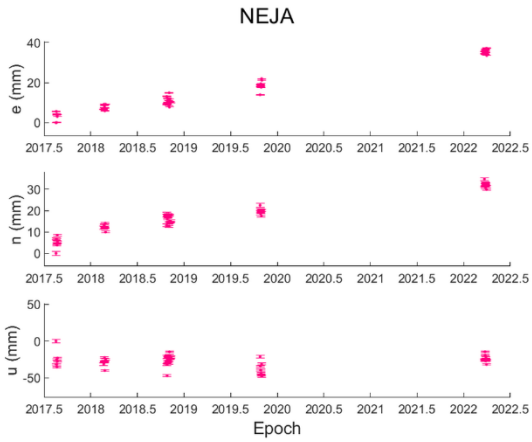

MNGO
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

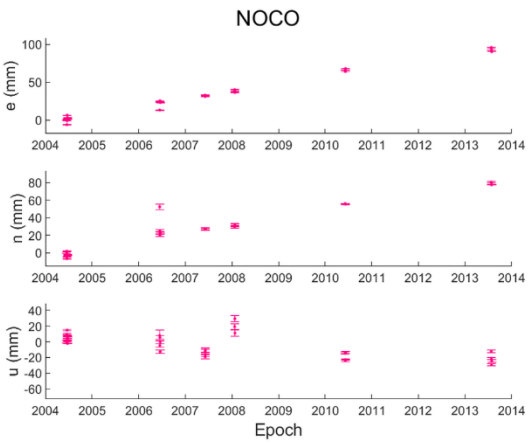

MON0
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

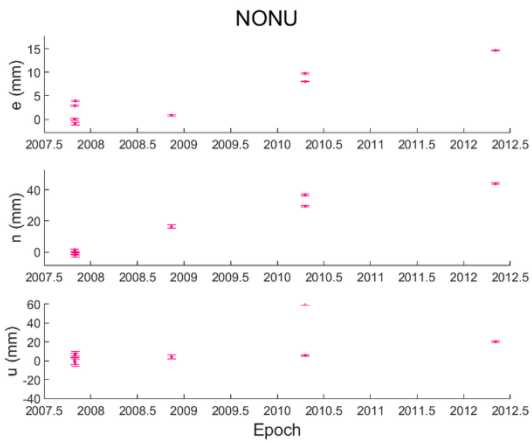

MORO
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

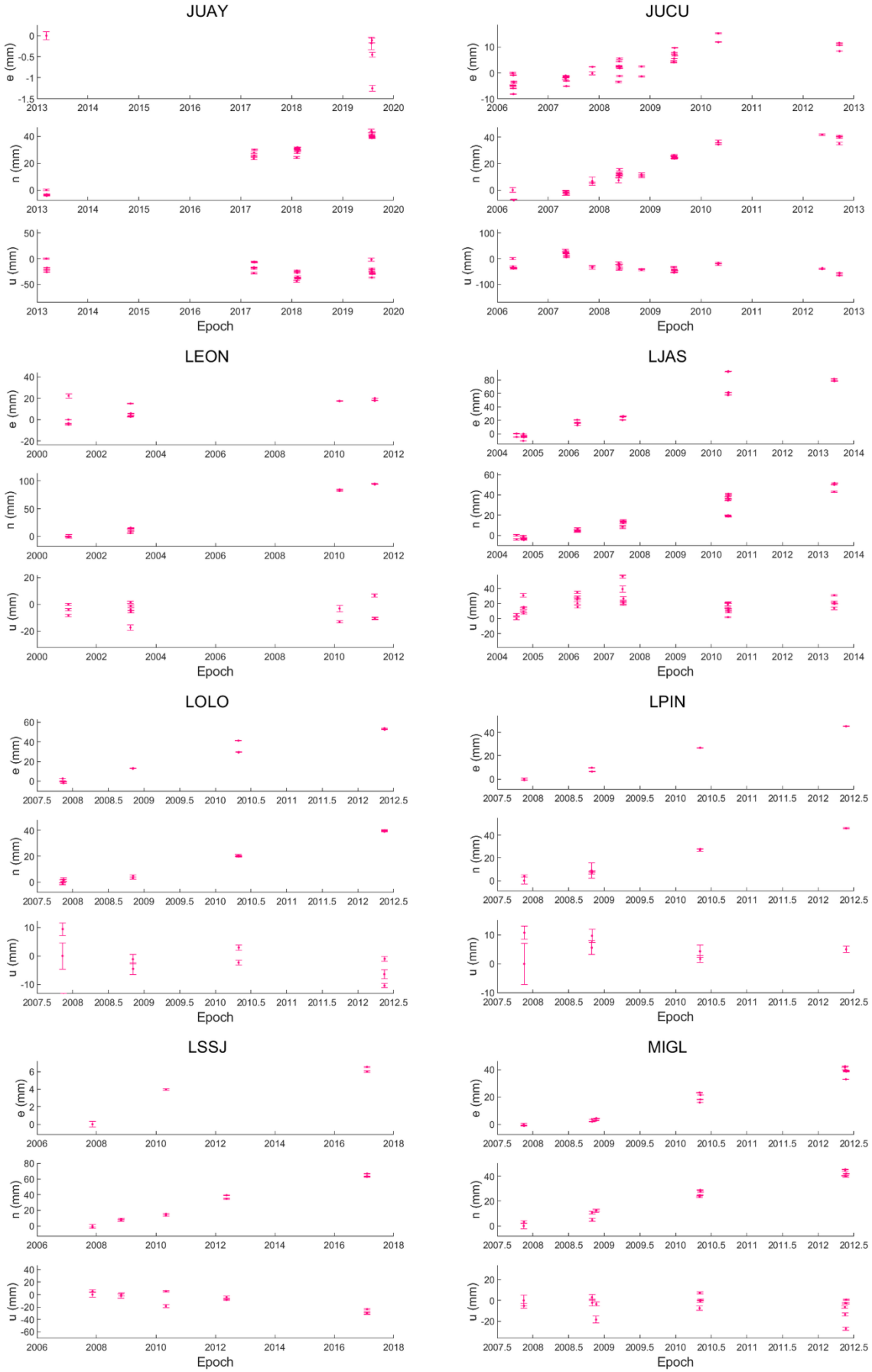

MOYU
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

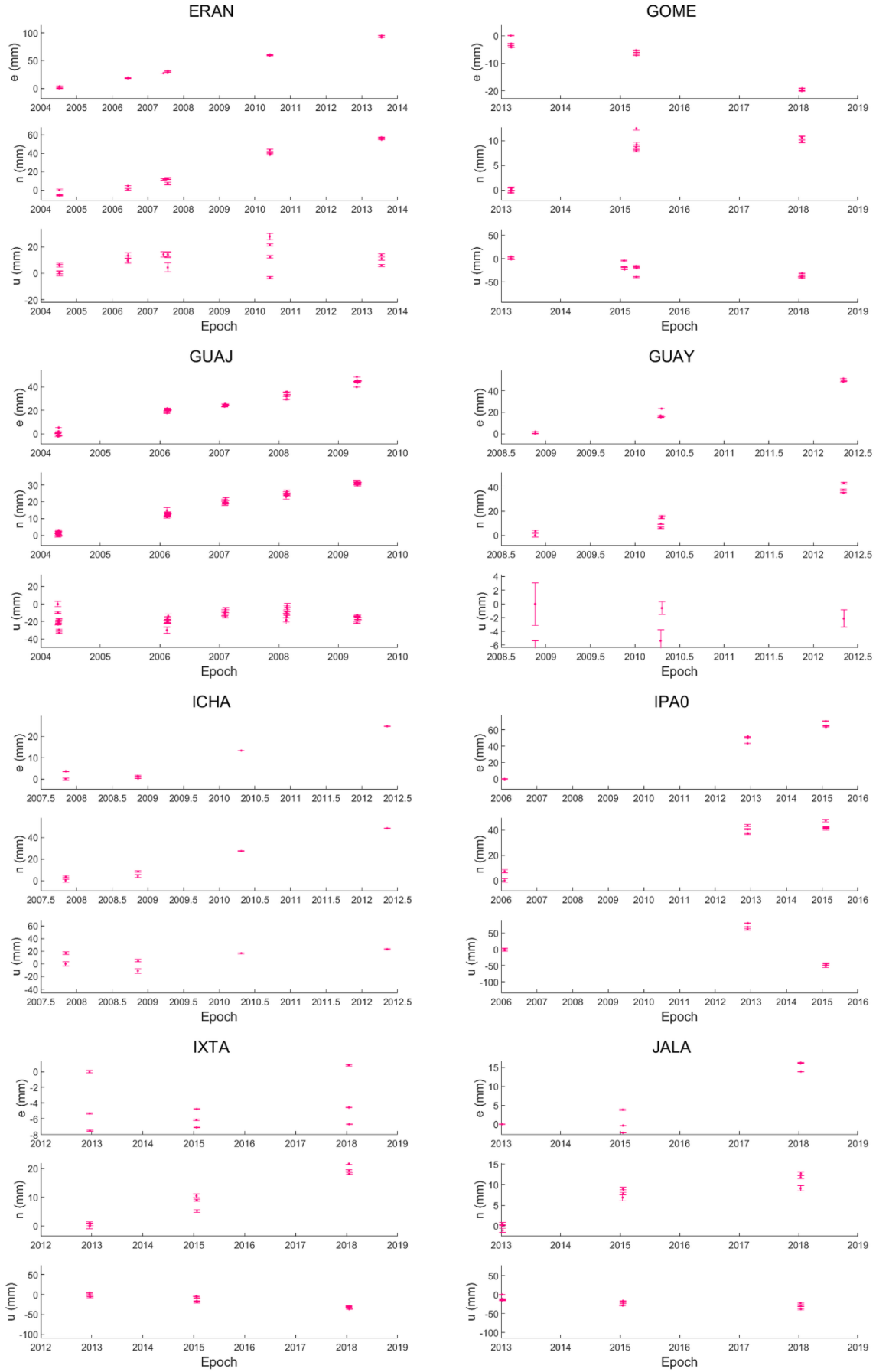

NDAM
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

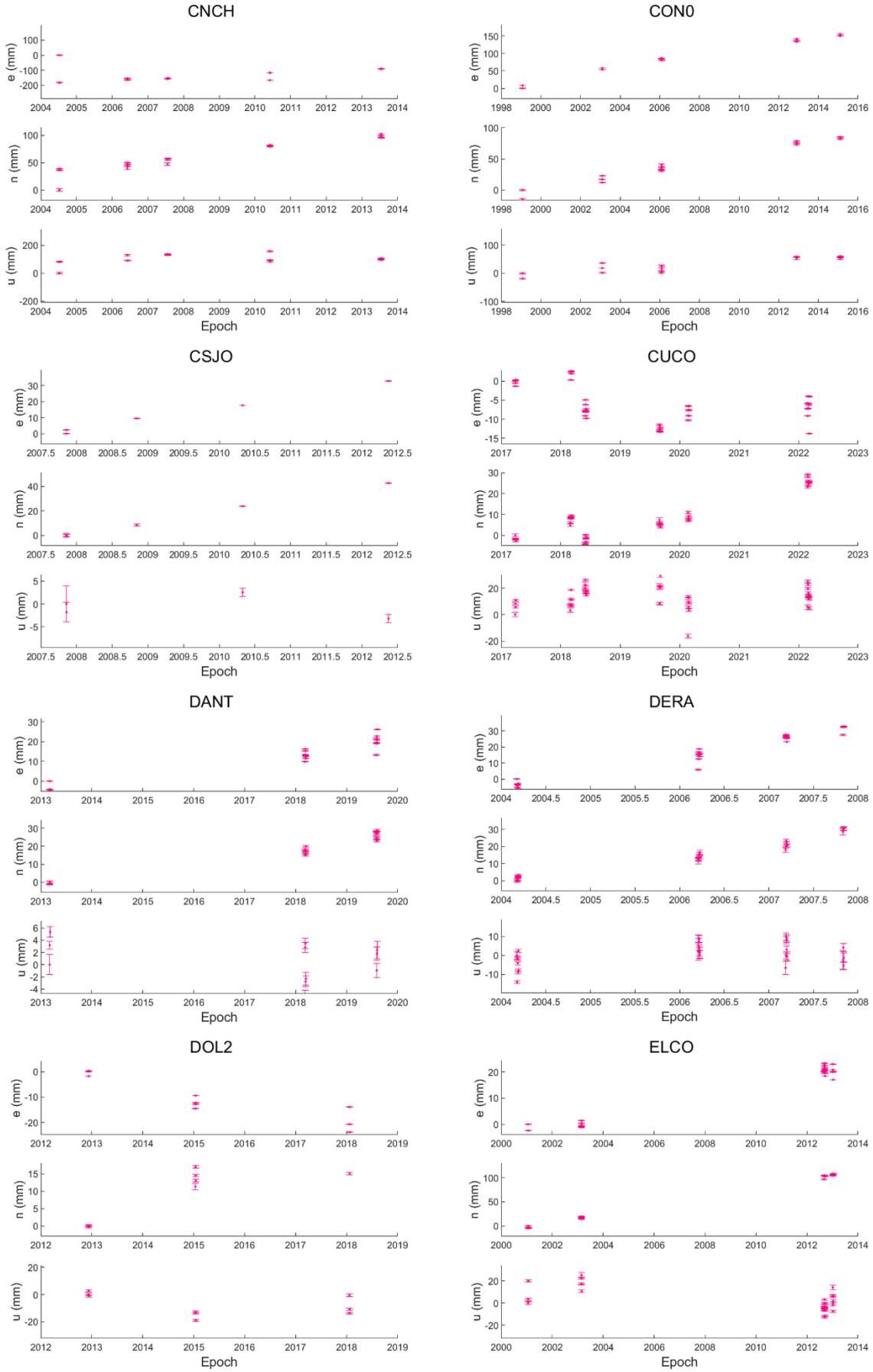

NEJA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

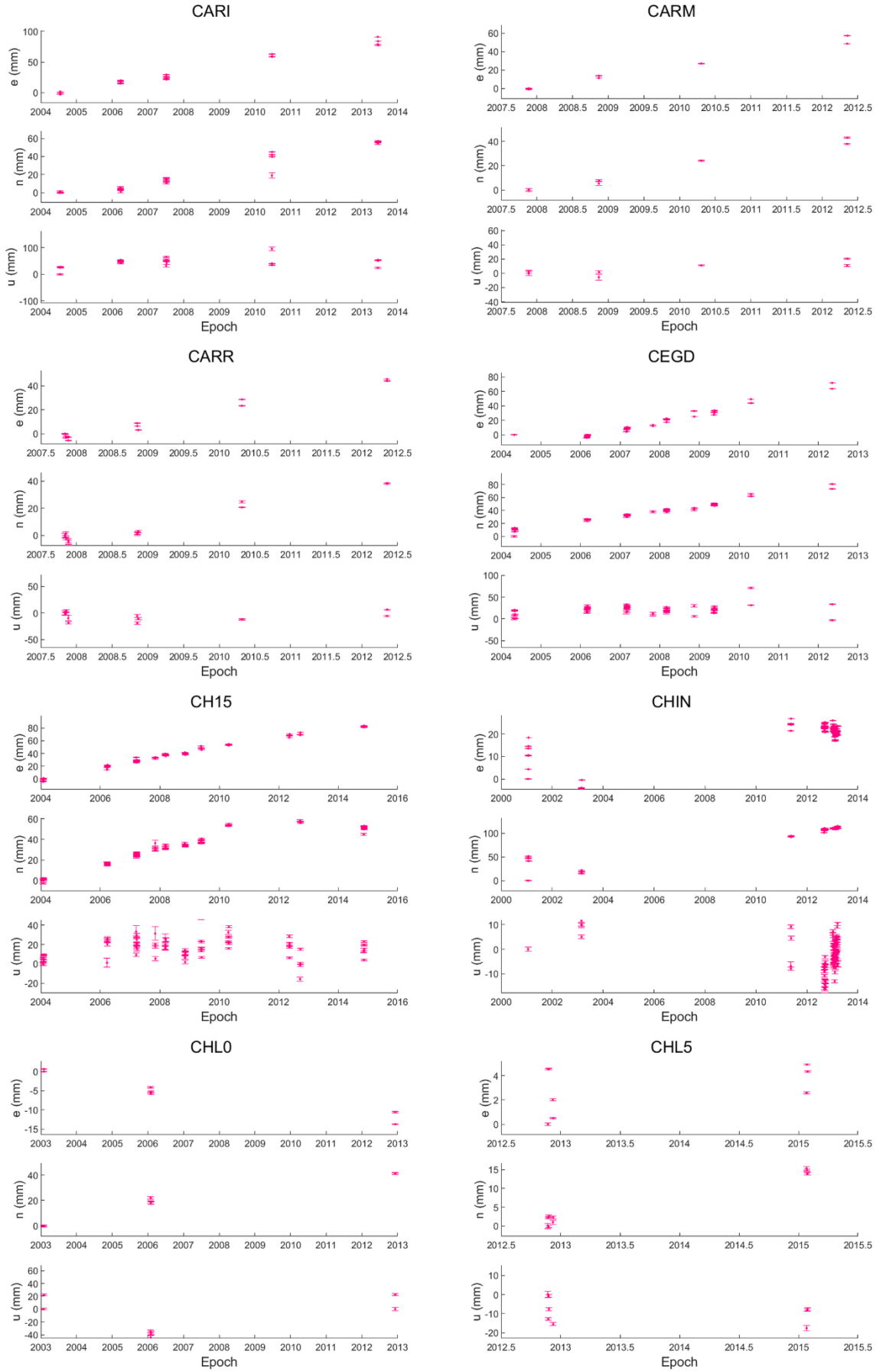

NOCO
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

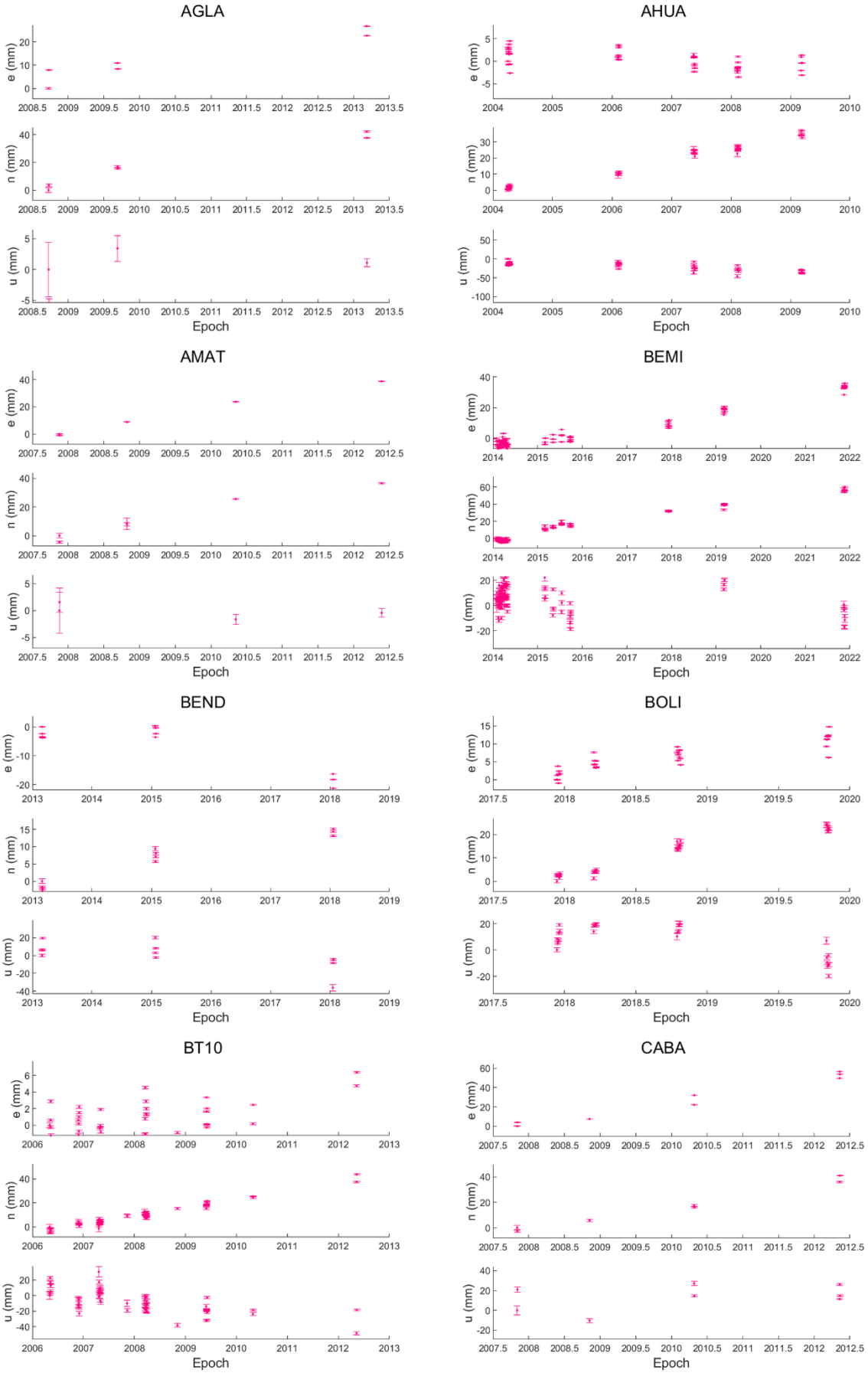

NONU
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

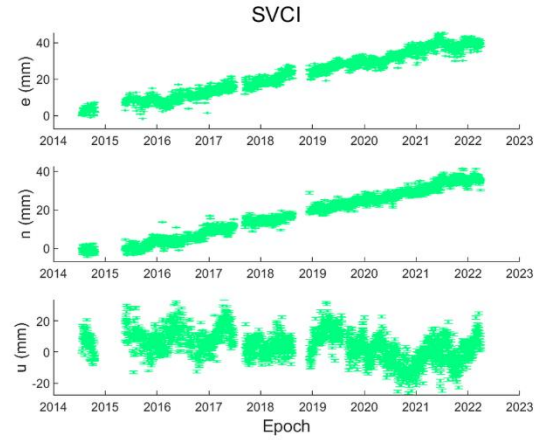

JUAY
JUCU
LEON
LJAS
LOLO
LPIN
LSSJ
MIGL
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

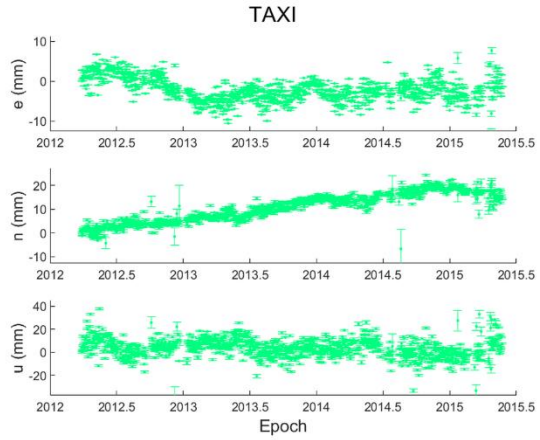

ERAN
GOME
GUAJ
GUAY
ICHA
IPA0
IXTA
JALA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

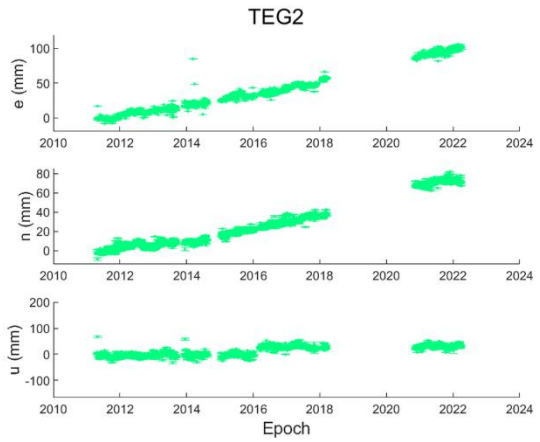

CNCH
CON0
CSJO
CUCO
DANT
DERA
DOL2
ELCO
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

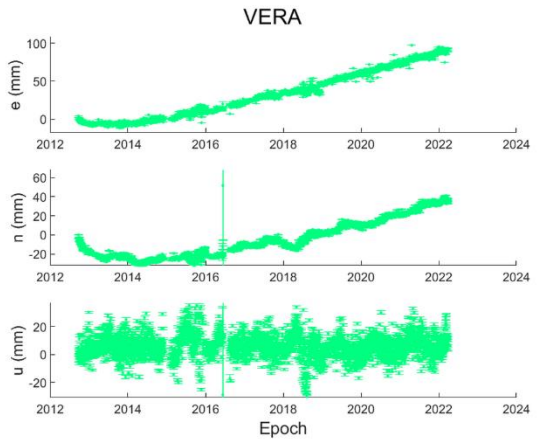

CARI
CARM
CARR
CEGD
CH15
CHIN
CHL0
CHL5
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

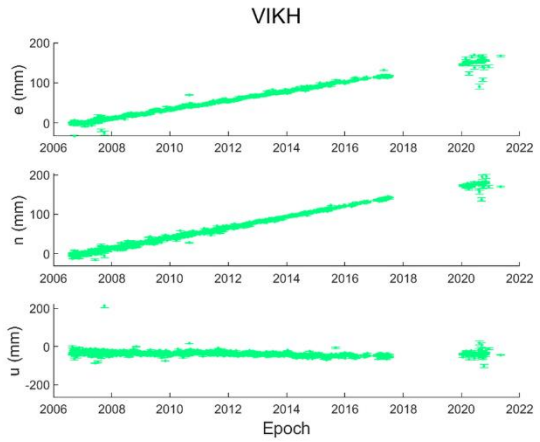

AGLA
AHUA
AMAT
BEMI
BEND
BOLI
BT10
CABA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

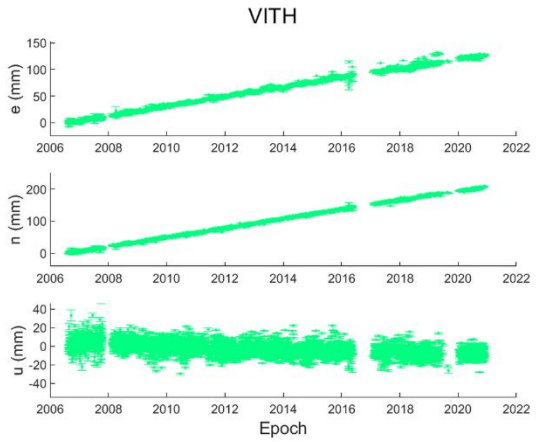

SVCI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

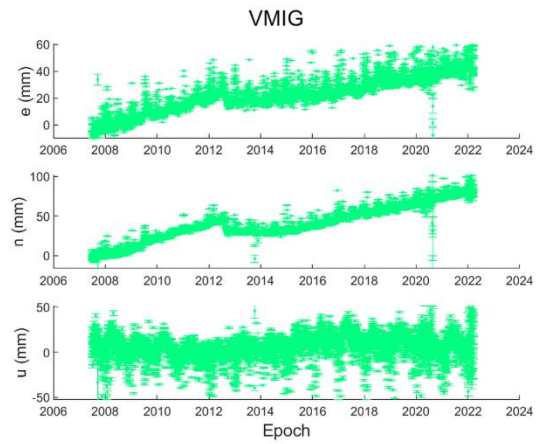

TAXI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

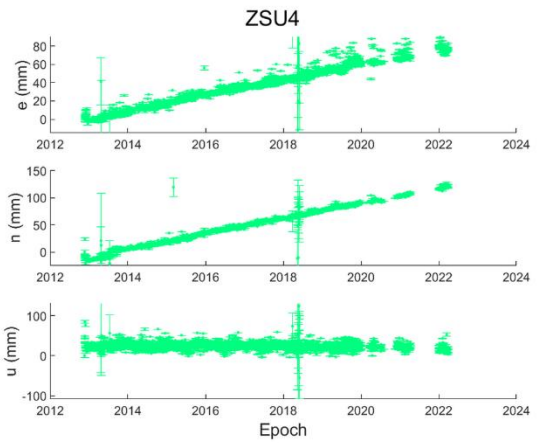

TEG2
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch


VERA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch


VIKH
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch


VITH
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch


VMIG
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch


ZSU4
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

B.2.: Las Béticas Orientales

B.2.1: Estaciones GNSS y velocidades

Tabla B2.2: Estaciones GNSS en El Salvador, sus velocidades ITRF2014 (este, norte, vertical) y sus incertidumbres (2σ), en mm/año, procesadas en las Béticas Orientales.
La columna ITRF14 indica si la estación pertenece al marco ITRF2014 (Altamimi et al., 2016). La columna TIPO indica si la observación es continua (cont) o episódica - en campañas (camp). La columna Proc indica el período de procesamiento de las observaciones: las velocidades en estaciones etiquetadas como "a" han sido actualizadas hasta junio de 2023, mientras que las velocidades "b" y "c" se calculan hasta enero de 2023 (con "c" indicando que dejaron de operar antes de esa fecha). La columna "Num. días" indica el número de días con datos en cada estación. Las últimas columnas indican las velocidades Este (VE), Norte (VN) y Vertical (VU), y sus incertidumbres con un nivel de confianza del 95%.

Name	*Network*	*ITRF 14*	*TYPE*	*lat*	*lon*	*Proc*	*Num. days*	*length*	*VE*	*2σ (E)*	*VN*	*2σ (N)*	*VU*	*2σ (U)*
				º	º			years	mm/yr ----------					
ABAN	REGAM	n	cont	38.18	-1.05	a	4442	13.8	19.7	0.0	17.5	0.1	0.6	0.1
ACAL	REGAM	n	cont	37.73	-0.86	a	4286	13.8	20.1	0.0	17.5	0.0	-0.8	0.1
ACOR	EPN(EUREF)	Y	cont	43.36	-8.40	b	8358	24.1	20.8	0.1	16.8	0.1	-2.1	0.1
AIO2	ERVA	n	cont	39.06	-1.06	a	1333	3.7	19.0	0.2	15.5	0.4	1.5	1.5
AIRM	REGAM	n	cont	37.81	-1.13	a	3198	10.3	19.0	0.0	16.8	0.1	-1.7	0.1
ALAC	IGN	Y	cont	38.34	-0.48	b	8765	24.8	19.9	0.1	16.6	0.1	-0.3	0.1
ALBA	IGN	n	cont	38.98	-1.86	a	7569	21.0	18.6	0.1	16.6	0.2	-7.2	0.3
ALBO	IGN	n	cont	35.94	-3.03	b	2091	7.1	17.6	0.1	18.0	0.1	-1.8	0.2
ALCA	GeoActiva	n	cont	37.93	-1.24	a	1393	4.0	19.1	0.2	17.0	0.2	0.0	0.6
ALCO	ERVA	n	cont	38.70	-0.47	a	6147	18.5	19.8	0.1	16.8	0.0	0.0	0.1
ALGC	RAP	n	cont	36.11	-5.44	b	5794	16.8	16.6	0.1	17.6	0.0	-0.1	0.1
ALHA	REGAM	n	cont	37.80	-1.45	a	2894	12.9	20.8	0.2	14.6	0.3	-3.5	0.4
ALJI	TOPOIBERIA -ROA	n	cont	36.53	-5.65	c	1956	5.4	16.3	0.6	16.5	0.4	0.7	0.8
ALM1	IGN	n	cont	36.83	-2.48	a	1385	4.1	18.3	0.3	19.9	0.2	-1.7	0.5
ALME	IGN	Y	cont	36.85	-2.46	b	8205	23.1	18.7	0.0	16.3	0.0	-0.3	0.1
ALMN	GeoActiva	n	camp	37.64	-1.52	a	12	7.3	19.8	0.3	17.9	0.4	-0.9	1.0
ALMO	IGN	n	cont	38.71	-4.18	b	3435	9.5	18.3	0.1	17.0	0.8	-0.2	0.2
ALOR	IGN/XGAIB	n	cont	39.93	4.14	b	2351	6.7	20.6	0.1	16.3	0.1	-0.8	0.3
AND2	IGN/RAP	n	cont	38.04	-4.03	a	1272	3.6	18.7	0.1	16.7	0.2	0.3	0.3
ANDU	RAP	n	cont	38.04	-4.03	c	4403	12.4	19.0	0.0	16.9	0.1	-0.8	0.2
ARAC	IGN/RAP	n	cont	37.89	-6.57	b	2048	5.8	17.8	0.1	17.1	0.1	-0.3	0.2
AREJ	CuaTeNeo	n	cont	37.47	-1.69	a	992	4.3424	19.6	0.4	17.2	0.4	-0.6	1.7
AREZ	TOPOIBERIA -UJA	n	cont	37.84	-1.94	c	1947	5.3	19.2	0.1	16.7	0.2	-0.2	0.3
AYOR	ERVA	n	cont	39.06	-1.06	c	4440	12.3	19.5	0.1	15.9	0.1	-0.4	0.1

BADJ	IGN/REP	n	cont	38.89	-6.99	b	3677	13.2	18.2	0.1	17.4	0.2	-0.5	0.4
BARQ	GeoActiva	n	camp	37.95	-1.37	a	14	7.3	18.9	0.4	15.8	0.5	-1.1	2.0
BENI	TOPOIBERIA-ROA	n	cont	32.38	-6.32	c	1857	5.1	16.8	0.2	17.5	0.2	0.7	0.5
BRUX	IGS-CDDIS	Y	cont	50.80	4.36	b	4977	14	17.7	0.1	16.3	0.1	-0.2	0.0
CAAL	IGN/RAP	n	cont	37.22	-2.55	a	2062	5.7	18.7	0.1	16.1	0.2	0.1	0.3
CABO	MERISTEMUM	n	cont	37.63	-0.70	a	3856	12.2	20.0	0.1	17.5	0.2	-0.9	0.5
CABR	IGN/RAP	n	cont	37.47	-4.42	b	5143	15.2	18.5	0.2	16.7	0.1	-0.4	0.2
CAGL	EPN(EUREF)	Y	cont	39.14	8.97	c	5792	16.4	21.7	0.1	15.9	0.0	-0.2	0.1
CARG	IGN	n	cont	37.60	-0.97	a	3228	9.1	19.4	0.1	18.0	0.1	-0.9	0.1
CARV	IGN	n	cont	38.05	-1.97	a	2668	8.1	19.2	0.1	16.3	0.1	0.2	0.2
CARY	GeoActiva	n	camp	37.85	-1.29	a	17	7.3	20.1	0.4	17.0	0.4	-0.2	0.8
CASA	GeoActiva	n	cont	37.66	-1.95	a	241	1.7	18.1	0.8	16.8	1.1	-2.8	3.4
CASC	EPN(EUREF)	Y	cont	38.69	-9.42	b	8796	25.5	18.0	0.1	16.9	0.0	-0.4	0.1
CAST	TOPOIBERIA-ROA	n	cont	38.12	-6.53	c	1977	5.4	18.3	0.2	17.1	0.1	-0.1	0.4
CAZA	IGN/RAP	n	cont	37.94	-5.76	b	1952	5.8	18.3	0.1	16.9	0.1	0.2	0.3
CBON	XGAIB	n	cont	39.61	3.39	b	2363	6.7	20.6	0.1	16.4	0.1	-0.8	0.2
CEU1	IGN	Y	cont	35.89	-5.31	b	5421	15.4	15.8	0.1	17.1	0.1	-0.6	0.2
CIEZ	REGAM	n	cont	38.23	-1.38	a	3238	12.9	19.5	0.1	17.3	0.1	-0.7	0.1
COBA	IGN	n	cont	37.92	-4.72	b	6572	18.7	18.6	0.1	16.3	0.1	-0.8	0.2
CRDB	RAP	n	cont	37.88	-4.79	b	6035	16.9	18.6	0.1	16.7	0.1	-0.5	0.1
CRTG	MERISTEMUM	n	cont	37.61	-0.98	a	3767	15.5	19.7	0.2	18.3	0.2	-1.0	0.3
CRVC	MERISTEMUM	n	cont	38.11	-1.87	a	3846	15.5	19.5	0.2	16.5	0.5	-0.1	0.2
CSJR	GeoActiva	n	camp	37.69	-1.76	a	438	7.4	18.1	0.3	16.3	0.3	0.9	0.4
DENI	ERVA	n	cont	38.83	0.10	a	6069	16.9	20.2	0.1	16.5	0.1	-0.3	0.1
EBRE	IGS-CDDIS	Y	cont	40.82	0.49	b	8789	25.7	19.9	0.1	16.0	0.1	-0.4	0.1
EIVI	XGAIB	n	cont	38.95	1.41	b	2403	6.7	20.5	0.1	16.8	0.1	0.3	0.3
EJID	RAP	n	cont	36.75	-2.80	a	987	2.7	17.9	0.2	15.6	0.4	-0.2	0.6
ERRA	TOPOIBERIA-ROA	n	cont	31.94	-4.46	c	1634	4.9	17.2	0.2	18.4	0.2	0.3	0.6
ESPU	GeoActiva	n	cont	37.86	-1.60	a	1342	12.0	19.4	0.3	16.4	0.3	0.3	0.7
FABR	GeoActiva-IGME	n	camp	37.60	-1.70	c	8	5.4	17.6	1.5	21.1	0.9	-35.0	4.4
FLRS	UNAVCO	Y	cont	39.45	-31.13	b	4358	12.3	-10.3	0.1	20.2	0.0	-1.9	0.1
FORM	XGAIB	n	cont	38.71	1.43	b	2409	6.7	20.3	0.1	16.5	0.1	-0.8	0.2
FOYL	EPN(EUREF)	Y	cont	54.98	-7.34	b	4917	15	14.3	0.1	17.1	0.1	0.3	0.2
FSTH	UNAVCO	n	cont	35.18	-3.86	b	1432	4.6	16.6	0.2	18.0	0.2	-0.4	0.3
FUNC	UNAVCO	Y	cont	32.65	-16.91	b	4383	12.3	14.5	0.1	17.5	0.1	-0.8	0.2
GANU	CuaTeNeo	n	camp	37.66	-1.43	c	22	24.1	20.2	0.2	17.6	0.2	-1.1	0.8
GRA1	IGN	n	cont	37.19	-3.60	b	2013	5.6	18.2	0.1	16.1	0.2	-0.3	0.3
GRAS	IGS-CDDIS	Y	cont	43.75	6.92	b	8944	25.7	20.5	0.1	16.0	0.0	-0.2	0.1
GRAZ	IGS-CDDIS	Y	cont	47.07	15.49	b	9182	25.7	21.9	0.1	15.7	0.1	-0.1	0.3
HERS	IGS-CDDIS	Y	cont	50.87	0.34	b	8921	25.7	17.0	0.1	16.7	0.1	-0.8	0.1
HOYA	GeoActiva-IGME	n	camp	37.69	-1.61	a	15	7.3	18.4	0.5	15.5	0.5	-15.3	2.9
HUEL	IGN	Y	cont	37.20	-6.92	b	6848	19.7	17.5	0.4	17.5	0.1	0.1	0.1
HULV	RAP	n	cont	37.28	-6.91	b	6049	17.0	18.2	0.1	17.3	0.1	-0.2	0.1
HUOV	RAP	n	cont	37.40	-1.94	a	5706	15.9	19.8	0.1	17.0	0.1	-0.3	0.2

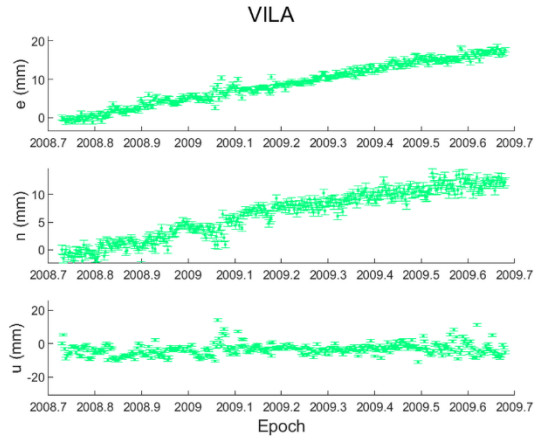
IBIZ	IGN	Y	cont	38.91	1.45	b	5599	18.2	20.3	0.0	16.3	0.1	-1.9	0.0
ICOL	IGN	n	cont	39.90	0.68	a	1649	4.9	19.3	0.2	16.3	0.1	-0.1	0.3
IENG	IGS-CDDIS	Y	cont	45.02	7.64	b	6787	19.1	20.6	0.1	15.5	0.1	0.0	0.1
IFR1	UNAVCO	n	cont	33.51	-5.13	c	4046	12.3	17.0	0.1	17.4	0.1	0.1	0.2
ISGN	UNAVCO	n	cont	34.93	-4.55	c	788	2.4	14.7	2.1	12.7	2.1	3.1	1.9
JUMA	REGAM	n	cont	38.50	-1.33	a	4111	13.8	19.7	0.0	16.5	0.0	-0.4	0.1
JUMI	MERISTEMUM	n	cont	38.47	-1.33	a	3977	15.5	19.5	0.1	16.2	0.2	-1.2	0.2
LAGO	EPN(EUREF)	Y	cont	37.10	-8.67	b	7612	23	17.8	0.2	17.3	0.2	-0.6	0.2
LAMP	EPN(EUREF)	Y	cont	35.50	12.61	b	7979	23.8	20.1	0.3	18.5	0.1	-0.4	0.4
LEBR	RAP	n	cont	36.92	-6.08	b	5195	15.5	17.9	0.2	17.4	0.2	-1.5	0.5
LIBR	GeoActiva	n	camp	37.87	-1.31	a	19	7.3	19.9	0.4	15.7	0.4	-0.9	0.9
LIJA	TOPOIBERIA-ROA	n	cont	36.91	-5.40	c	1870	5.3	17.7	0.1	16.9	0.4	-0.1	0.4
LOJA	TOPOIBERIA-ROA	n	cont	37.11	-4.11	c	1862	5.4	17.7	0.1	16.5	0.6	-0.1	0.4
LORC	MERISTEMUM	n	cont	37.65	-1.69	a	3796	15.5	25.1	0.1	13.1	0.1	-68.0	0.2
LRCA	REGAM	n	cont	37.66	-1.70	a	4191	13.8	26.1	0.2	11.6	0.3	-24.5	0.6
MALA	IGN	Y	cont	36.73	-4.39	b	8197	22.8	17.2	0.3	15.3	0.2	0.1	0.1
MALL	IGN	Y	cont	39.55	2.62	b	8178	22.6	20.5	0.0	16.3	0.2	-0.9	0.2
MARS	IGS-CDDIS	Y	cont	43.28	5.35	b	8587	24.5	20.1	0.1	16.1	0.1	-1.2	0.2
MAS1	IGS-CDDIS	Y	cont	27.76	-15.63	b	9054	25.7	16.5	0.1	17.2	0.1	-1.0	0.3
MATE	IGS-CDDIS	Y	cont	40.65	16.70	b	9296	25.7	23.7	0.1	19.2	0.2	0.2	0.4
MAZA	REGAM	n	cont	37.59	-1.31	a	3848	13.8	19.7	0.1	18.1	0.1	0.3	0.1
MCIA	REGAM	n	cont	37.99	-1.12	a	4493	13.8	19.9	0.0	17.0	0.0	-0.2	0.1
MELI	IGN	n	cont	35.28	-2.95	b	3879	11.1	17.5	0.0	18.9	0.1	-0.9	0.1
MELL	CuaTeNeo	n	camp	37.59	-1.83	c	18	24.2	19.3	0.2	16.6	0.4	-0.5	1.0
MENC	XGAIB	n	cont	40.00	3.83	b	2335	6.7	20.5	0.1	16.5	0.1	-0.9	0.2
MERT	RENEP	n	cont	37.65	-7.66	b	2104	6	17.8	0.1	17.0	0.3	-0.2	0.2
METS	IGS-CDDIS	Y	cont	60.22	24.40	b	9007	25.7	20.1	0.1	12.9	0.1	3.8	0.3
MLGA	RAP	n	cont	36.72	-4.44	b	6018	16.9	17.1	0.1	16.0	0.1	-0.5	0.1
MOFR	IGN	n	cont	37.12	-5.46	b	2947	8.2	17.6	0.1	16.8	0.1	0.6	0.2
MOTA	IGN	n	cont	39.50	-2.87	b	3410	9.5	18.6	0.0	16.1	0.1	-0.6	0.1
MOTR	RAP	n	cont	36.75	-3.52	b	5352	15.4	17.4	0.0	15.2	0.0	-0.7	0.1
MRAT	REGAM	n	cont	38.25	-2.00	a	3834	13.4	19.0	0.1	16.3	0.2	0.0	0.2
MUL1	REGAM	n	cont	38.04	-1.45	c	3967	12.4	19.4	0.1	16.5	0.1	-0.3	0.3
MURC	MERISTEMUM	n	cont	37.99	-1.12	a	2009	15.5	20.0	0.1	17.2	0.1	-0.3	0.3
NEVA	TOPOIBERIA-UJA	n	cont	37.06	-3.39	c	1726	4.9	18.8	0.1	16.0	0.2	-0.1	0.7
ONSA	IGS-CDDIS	Y	cont	57.40	11.93	b	9205	25.7	17.3	0.0	14.8	0.0	2.7	0.1
ORCA	GeoActiva-IGME	n	cont	37.65	-1.67	a	1752	7.4	25.2	0.2	15.0	0.3	-74.8	0.5
OSUN	RAP	n	cont	37.23	-5.10	b	5663	16.1	18.4	0.1	16.4	0.1	0.3	0.2
OUCA	UNAVCO	n	cont	31.21	-7.87	c	1961	5.9	16.3	0.1	17.9	0.1	1.2	0.3
PALC	RAP	n	cont	37.70	-2.93	b	4540	13.2	18.2	0.1	16.1	0.1	0.1	0.2
PALM	TOPOIBERIA-UJA	n	cont	36.81	-3.56	c	1908	5.2	17.8	0.1	15.3	0.1	-0.2	0.3
PDEL	IGS-CDDIS	Y	cont	37.75	-25.66	b	7755	22.7	12.4	0.2	16.0	0.1	-2.6	0.3
PILA	TOPOIBERIA-UJA	n	cont	38.25	-1.29	c	1900	5.2	19.5	0.1	17.6	0.2	-0.7	0.3

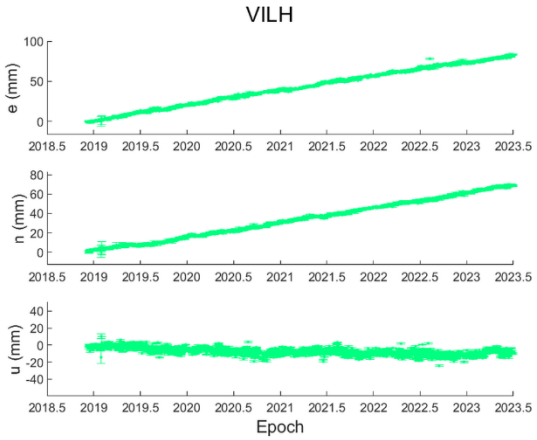
POTS	IGS-CDDIS	Y	cont	52.38	13.07	b	9124	25.7	19.3	0.1	15.3	0.2	-0.2	0.2
POZO	RAP	n	cont	38.38	-4.85	b	5077	15.3	18.5	0.0	16.4	0.1	-0.2	0.1
PTBB	IGS-CDDIS	Y	cont	52.30	10.46	b	8204	22.8	19.0	0.0	15.6	0.1	-0.2	0.1
PTES	GeoActiva	n	camp	37.74	-1.82	a	413	7.4	18.9	0.3	16.8	0.3	0.9	0.7
PURI	CuaTeNeo	n	camp	37.54	-1.64	c	26	25	19.5	0.2	17.8	0.2	-0.1	0.8
RABT	IGS-CDDIS	Y	cont	34.00	-6.85	b	7158	22.6	16.4	0.1	17.9	0.1	-0.8	0.1
RAEG	UNAVCO	n	cont	36.99	-25.13	b	1957	5.5	12.1	0.1	15.2	0.1	-2.1	0.3
RON1	RAP	n	cont	36.72	-5.15	b	1925	5.6	16.7	0.1	16.6	0.1	0.3	0.3
ROND	RAP	n	cont	36.75	-5.14	c	3886	11.0	17.0	0.0	17.0	0.1	-0.1	0.1
RUBI	TOPOIBERIA-IGME	n	cont	38.61	-4.20	c	1947	5.4	19.2	0.1	16.3	0.1	-0.8	0.4
SALI	MERISTEMUM	n	cont	37.83	-0.78	c	3471	10.9	19.6	0.1	17.2	0.1	-1.4	0.1
SENM	GeoActiva	n	cont	37.54	-1.78	a	2484	7.1	19.5	0.1	17.2	0.1	-1.2	0.3
SEV1	IGN/RAP	n	cont	37.41	-6.00	b	1869	5.2	18.9	0.1	16.3	0.2	-1.2	0.2
SEVI	RAP	n	cont	37.35	-5.97	c	4237	12.0	18.3	0.1	16.9	0.1	0.1	0.1
SFER	IGS-CDDIS	Y	cont	36.46	-6.21	b	9113	25.7	16.5	0.3	17.0	0.1	0.4	0.3
SINE	XGAIB	n	cont	39.65	3.02	b	2387	6.7	20.8	0.2	16.4	0.2	-3.5	0.8
SJOR	XGAIB	n	cont	39.31	3.00	c	1911	5.3	20.7	0.1	16.4	0.1	-1.1	0.3
TALR	IGN	n	cont	39.04	-5.24	b	3004	8.4	18.5	0.1	17.0	0.1	1.1	0.4
TAR0	IGN	n	cont	36.01	-5.60	b	1292	3.6	13.8	0.2	19.8	0.2	-1.7	0.5
TAR2	IGN	n	cont	36.03	-5.61	a	710	2.0	26.6	3.2	18.9	2.3	-3.1	2.4
TAVI	RENEP	n	cont	37.13	-7.64	b	2031	6	17.4	0.1	17.0	0.1	-1.0	0.3
TAZA	TOPOIBERIA-ROA	n	cont	34.23	-4.00	c	1344	5.1	17.1	0.7	19.6	0.3	0.7	1.6
TCIA	CuaTeNeo	n	camp	37.74	-1.64	c	21	25.2	19.2	0.2	16.3	0.3	-1.3	0.7
TETN	AFREF/UNAVCO	Y	cont	35.56	-5.36	b	3699	13.3	15.1	0.1	17.0	0.1	-0.3	0.1
TGIL	TOPOIBERIA-UJA	n	cont	38.03	-3.30	c	1953	5.4	19.3	0.1	16.3	0.1	-1.1	0.4
TIOU	TOPOIBERIA-ROA	n	cont	30.92	-7.25	c	1766	5	16.9	0.2	18.4	0.3	0.4	0.5
TLSE	IGS-CDDIS	Y	cont	43.56	1.48	b	7913	22	19.5	0.1	16.3	0.1	-0.2	0.2
TOAL	GeoActiva	n	camp	37.77	-1.74	c	9	5.1	19.8	0.8	15.2	1.3	-1.7	0.7
TOR0	ERVA	n	cont	37.98	-0.68	a	230	0.6	-	-	-	-	-	-
TORI	EPN(EUREF)	Y	cont	45.06	7.66	b	9035	25.7	20.4	0.1	15.8	0.0	0.3	0.2
TORR	ERVA	n	cont	37.98	-0.68	c	5892	16.8	19.9	0.1	17.2	0.1	-0.7	0.1
TOTA	GeoActiva	n	camp	37.74	-1.46	a	17	7.1	20.8	0.9	20.5	1.0	-14.6	2.7
TRAU	XGAIB	n	cont	39.82	2.89	b	2263	6.7	20.4	0.1	16.3	0.1	-0.9	0.2
UCA1	RAP	n	cont	36.53	-6.21	b	2645	7.6	16.8	0.1	16.7	0.1	-0.3	0.3
UJAE	RAP	n	cont	37.79	-3.78	b	5975	17.0	18.8	0.0	16.5	0.1	0.0	0.1
UTI1	IGN	n	cont	39.56	-1.22	a	890	2.5	17.4	0.3	16.3	0.3	1.4	0.5
UTIE	ERVA	n	cont	39.57	-1.21	b	6170	17.5	19.6	0.1	16.2	0.1	-0.4	0.2
VALE	IGN	Y	cont	39.48	-0.34	b	8030	23.0	19.5	0.1	16.4	0.1	-1.1	0.1
VCIA	ERVA	n	cont	39.44	-0.34	b	5743	16.0	19.8	0.1	16.6	0.1	-0.3	0.1
VIAR	RAP	n	cont	38.17	-3.01	b	5246	15.5	18.7	0.1	16.1	0.1	-0.1	0.2
VICA	IGN	n	cont	38.12	-3.08	b	3101	8.6	18.6	0.1	16.4	0.1	-0.8	0.2
VILA	TOPOIBERIA-UJA	n	cont	38.64	-0.85	c	348	0.9	19.5	0.8	15.3	1.6	3.4	3.0
VILH	IGN	n	cont	38.75	-2.84	a	1603	4.6	18.1	0.3	15.2	0.2	-2.0	0.3
VILL	IGS-CDDIS	Y	cont	40.44	-3.95	b	9174	25.7	18.6	0.1	16.6	0.0	-0.3	0.1
VJOI	ERVA	n	cont	38.53	-0.20	a	1853	5.2	20.0	0.1	16.2	0.2	-1.3	0.3

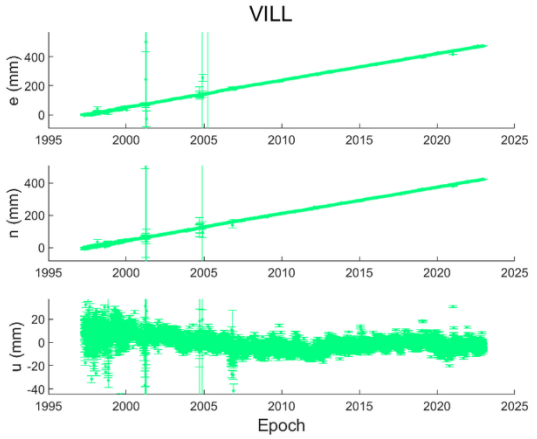
WSRT	IGS-CDDIS	Y	cont	52.91	6.60	b	9189	25.5	17.7	0.0	16.5	0.0	-0.4	0.1
WTZR	IGS-CDDIS	Y	cont	49.14	12.88	b	9241	25.7	20.5	0.1	15.7	0.1	-0.1	0.3
YEBE	IGS-CDDIS	Y	cont	40.52	-3.09	b	8441	23.6	18.9	0.0	16.3	0.0	-0.2	0.1
YEGU	GeoActiva-IGME	n	camp	37.62	-1.69	a	12	7.3	17.5	1.3	14.6	0.9	-35.7	4.8
ZFRA	IGN	n	cont	38.43	-6.41	b	4307	12.0	18.3	0.0	16.8	0.1	-0.4	0.2

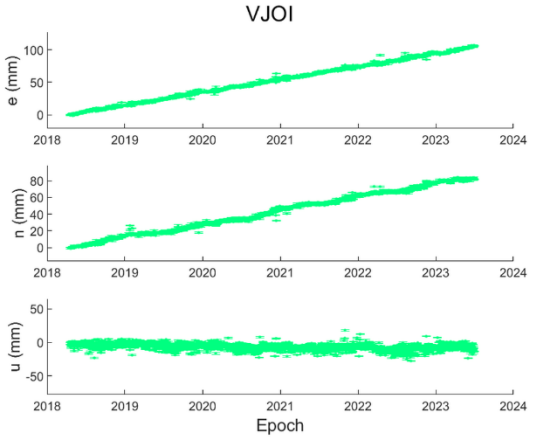
B.2.2: Series temporales GNSS

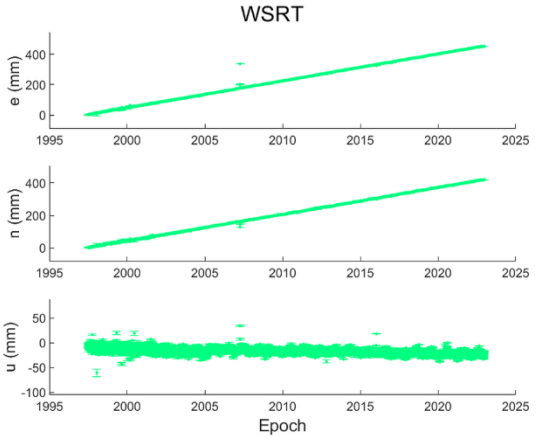
Figura B2.2: Series temporales GNSS e,n,u (marco ITRF2014), en las estaciones continuas (verde) y de campaña (púrpura) en las Béticas Orientales.

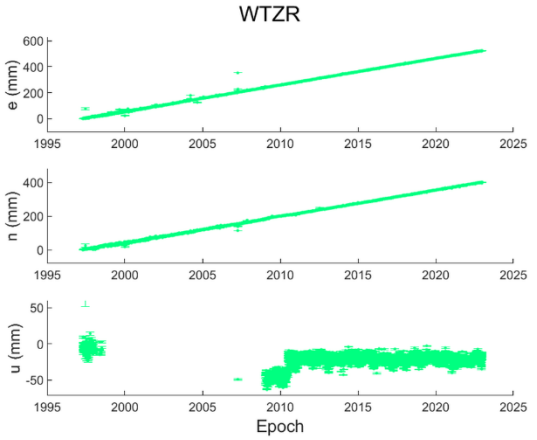

VILA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

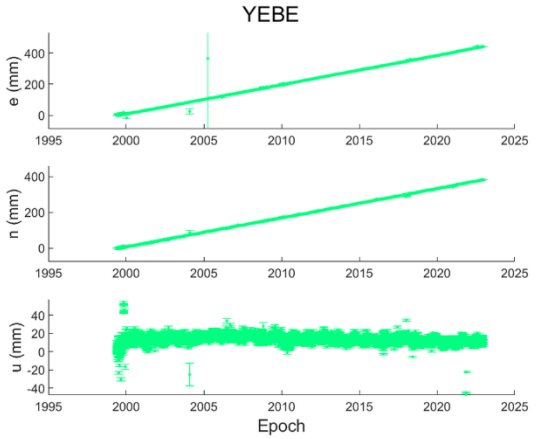

VILH
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

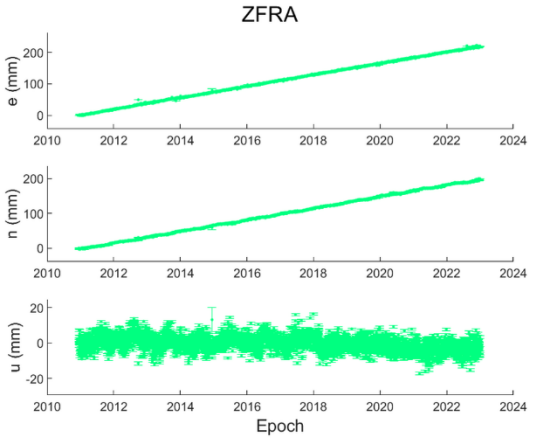

VILL
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

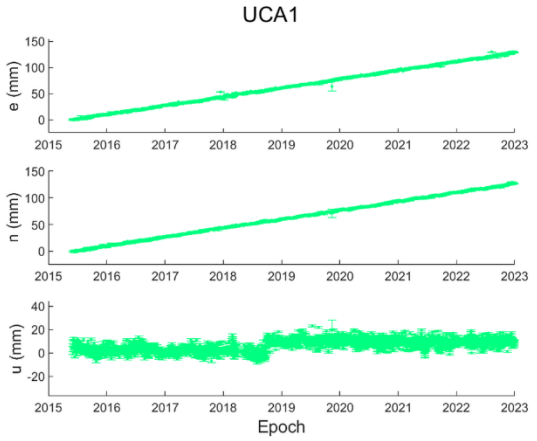

VJOI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

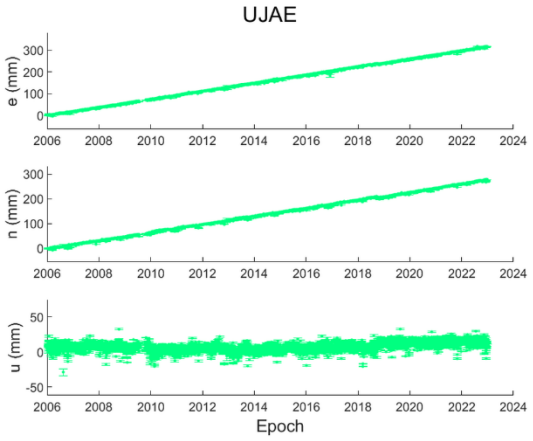

WSRT
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

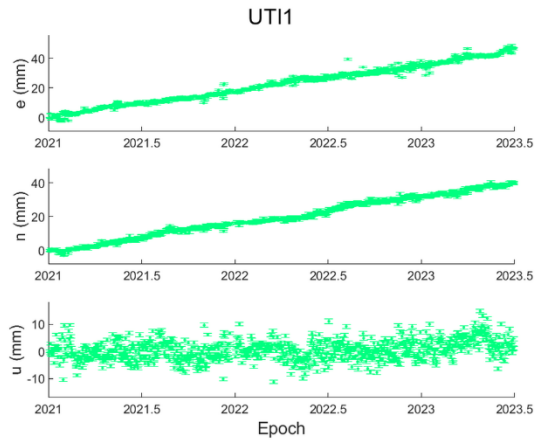

WTZR
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

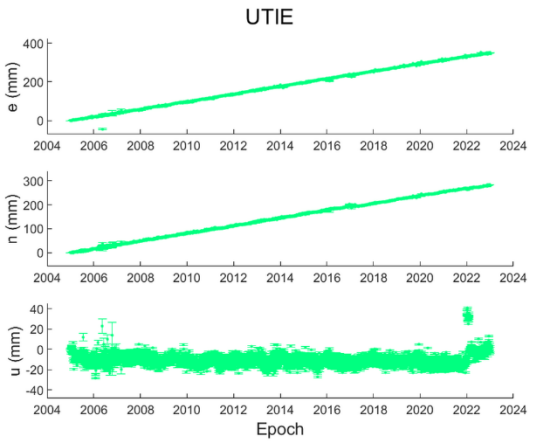

YEBE
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

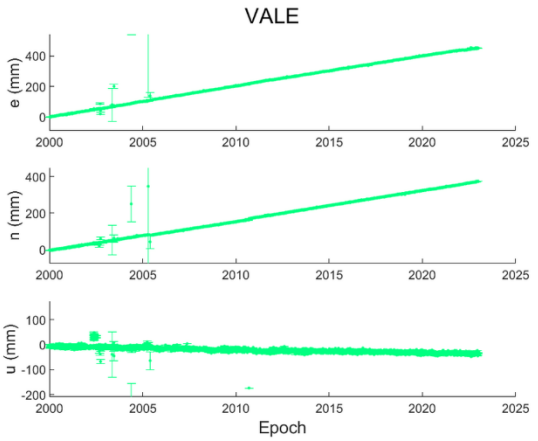

ZFRA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

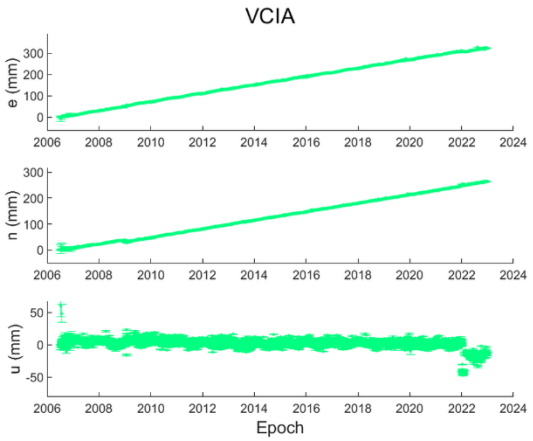

UCA1
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

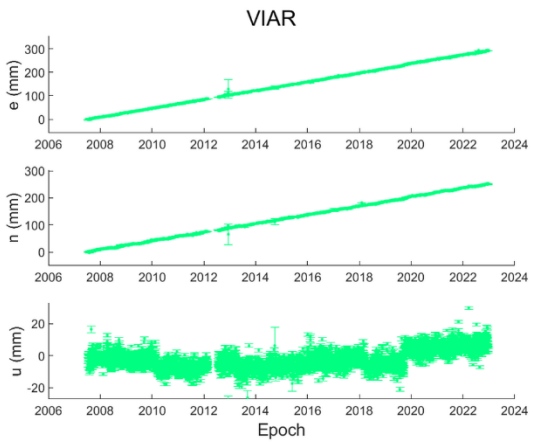

UJAE
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

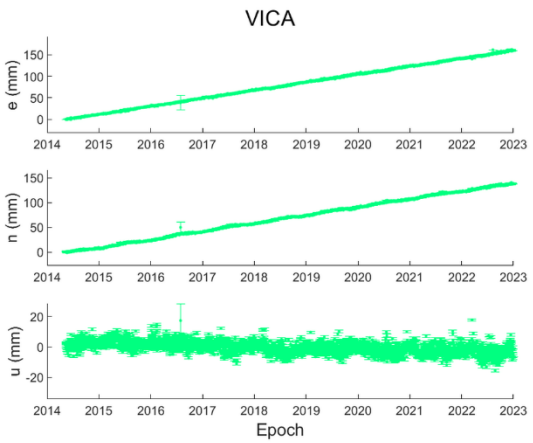

UTI1
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

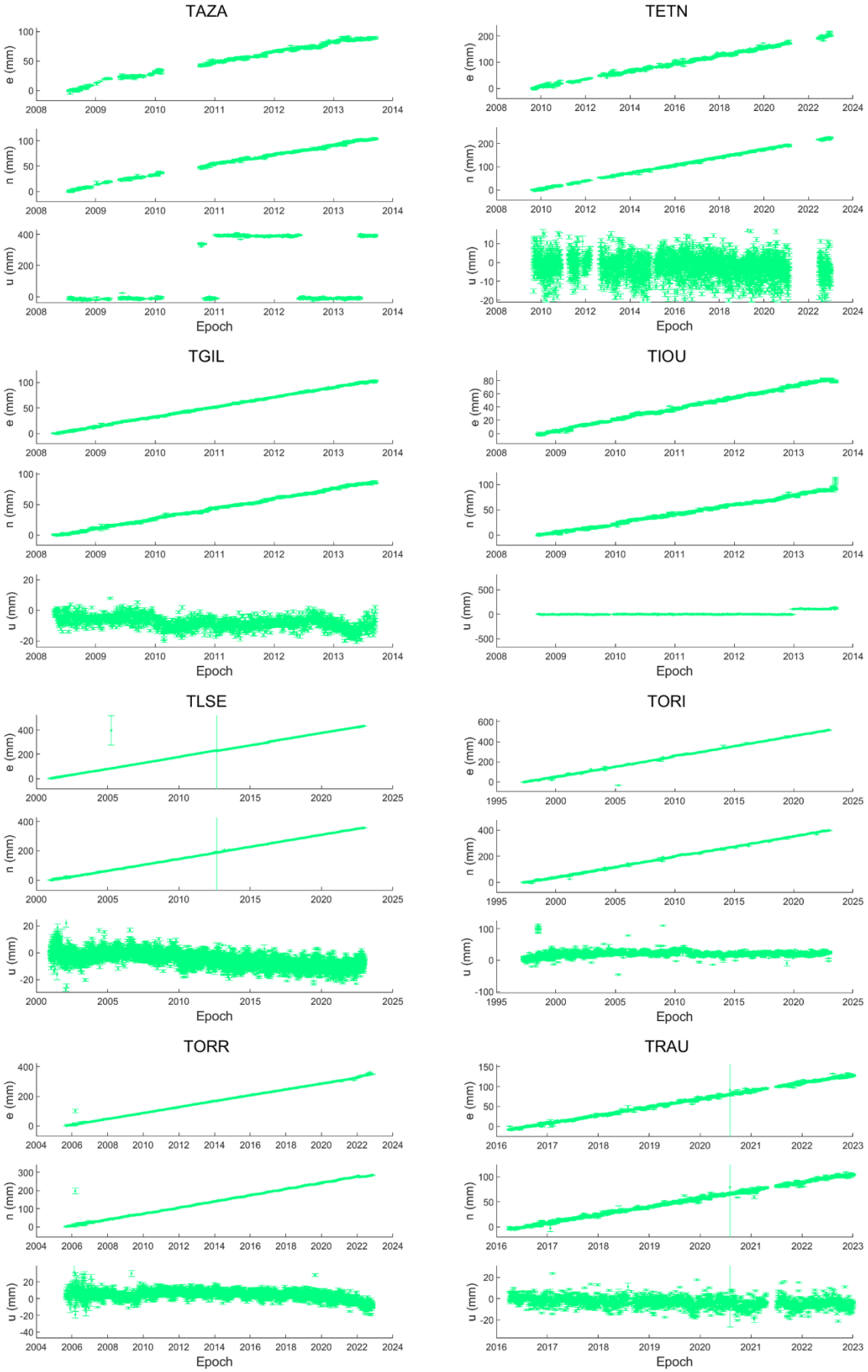

UTIE
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

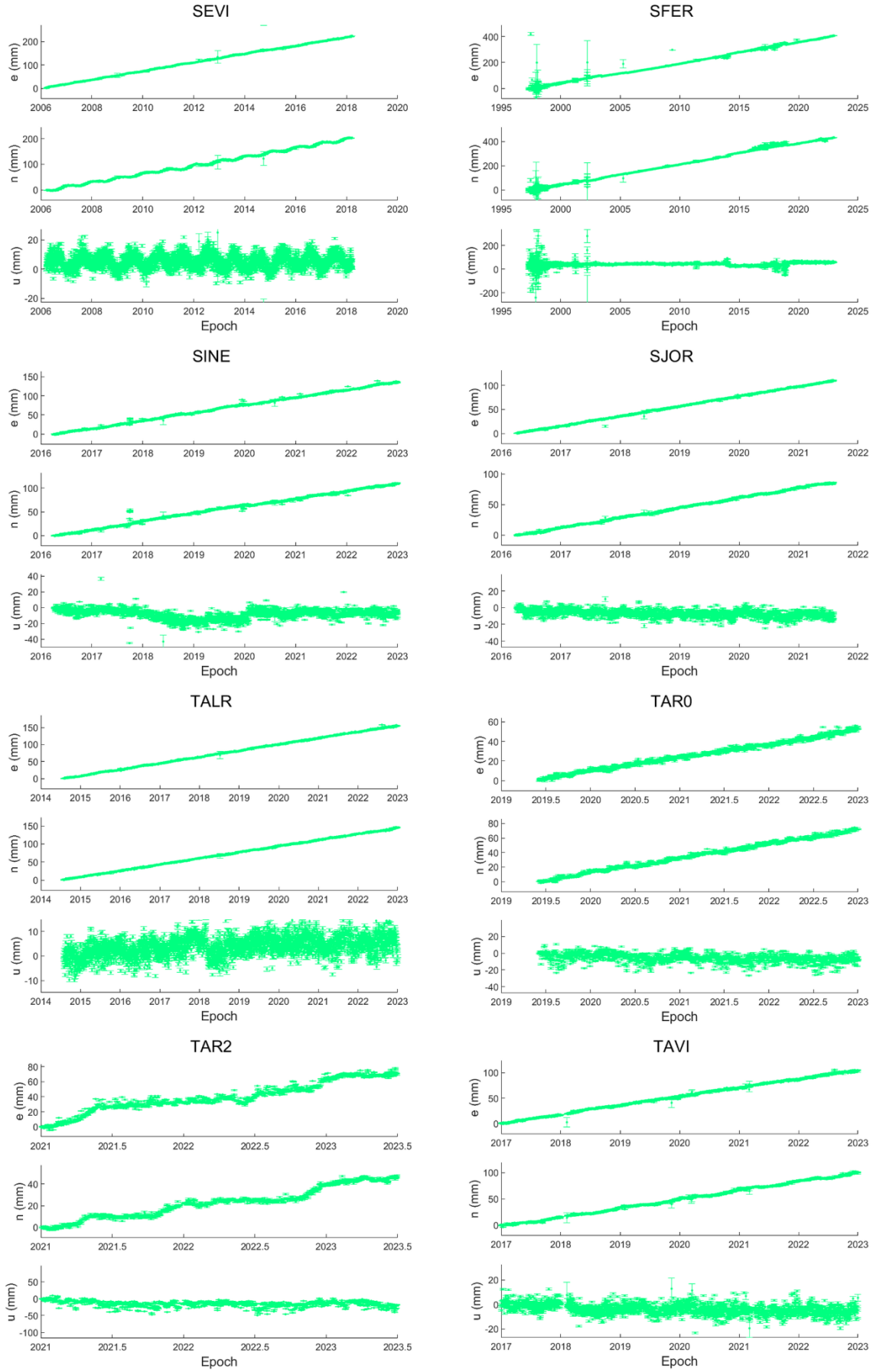

VALE
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

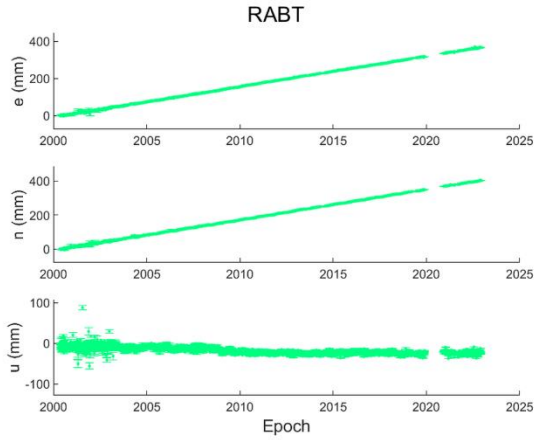

VCIA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

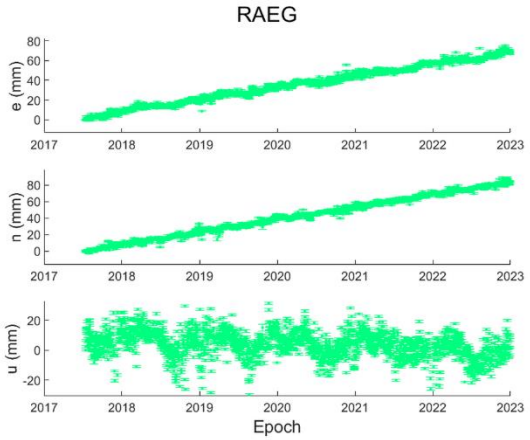

VIAR
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

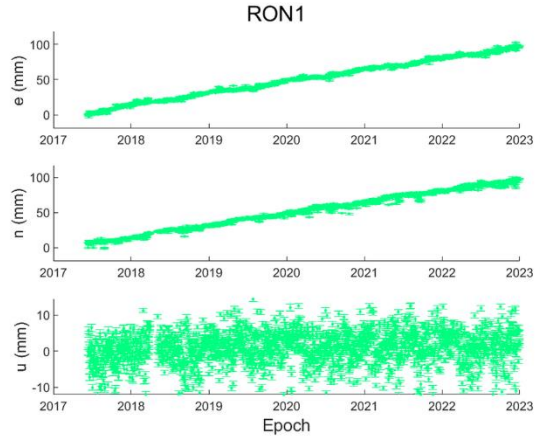

VICA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

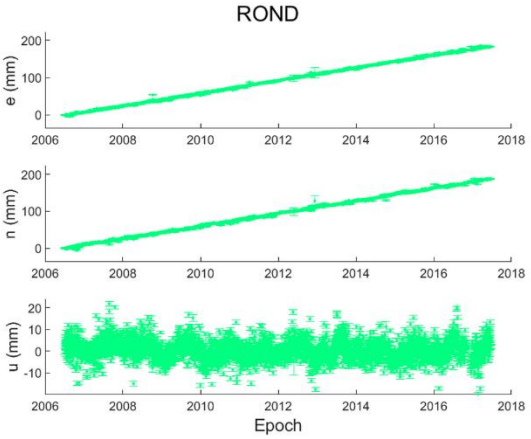

TAZA
TETN
TGIL
TIOU
TLSE
TORI
TORR
TRAU
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

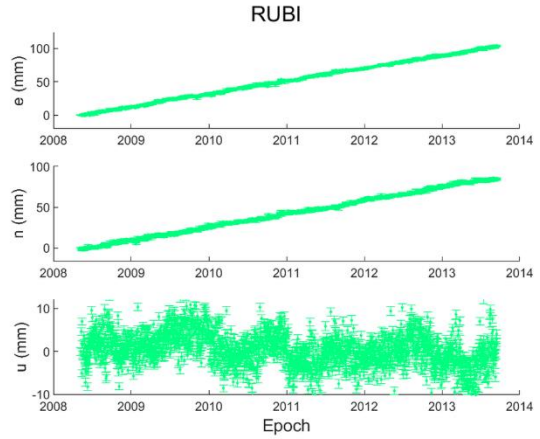

SEVI
SFER
SINE
SJOR
TALR
TAR0
TAR2
TAVI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

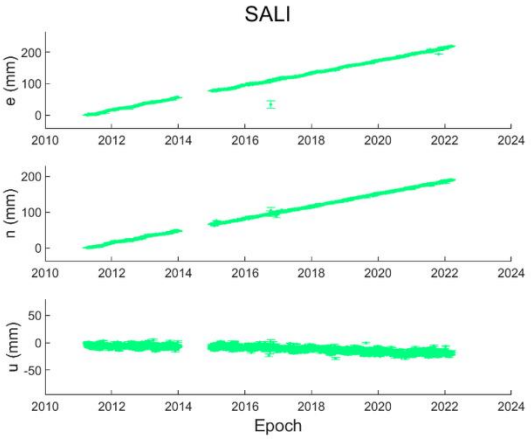

RABT
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

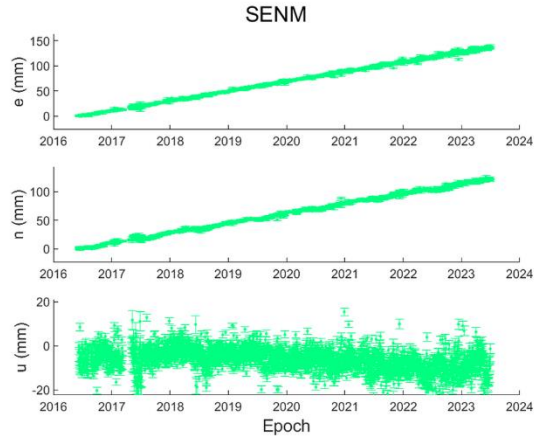

RAEG
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

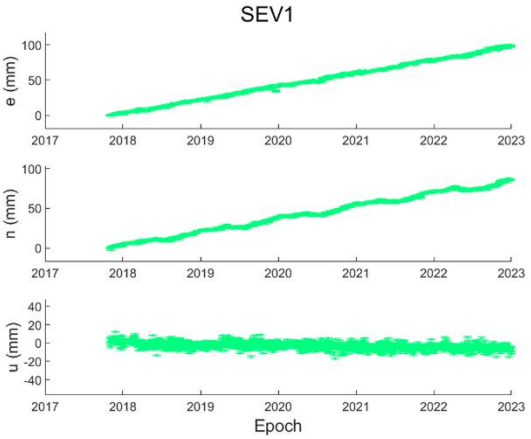

RON1
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

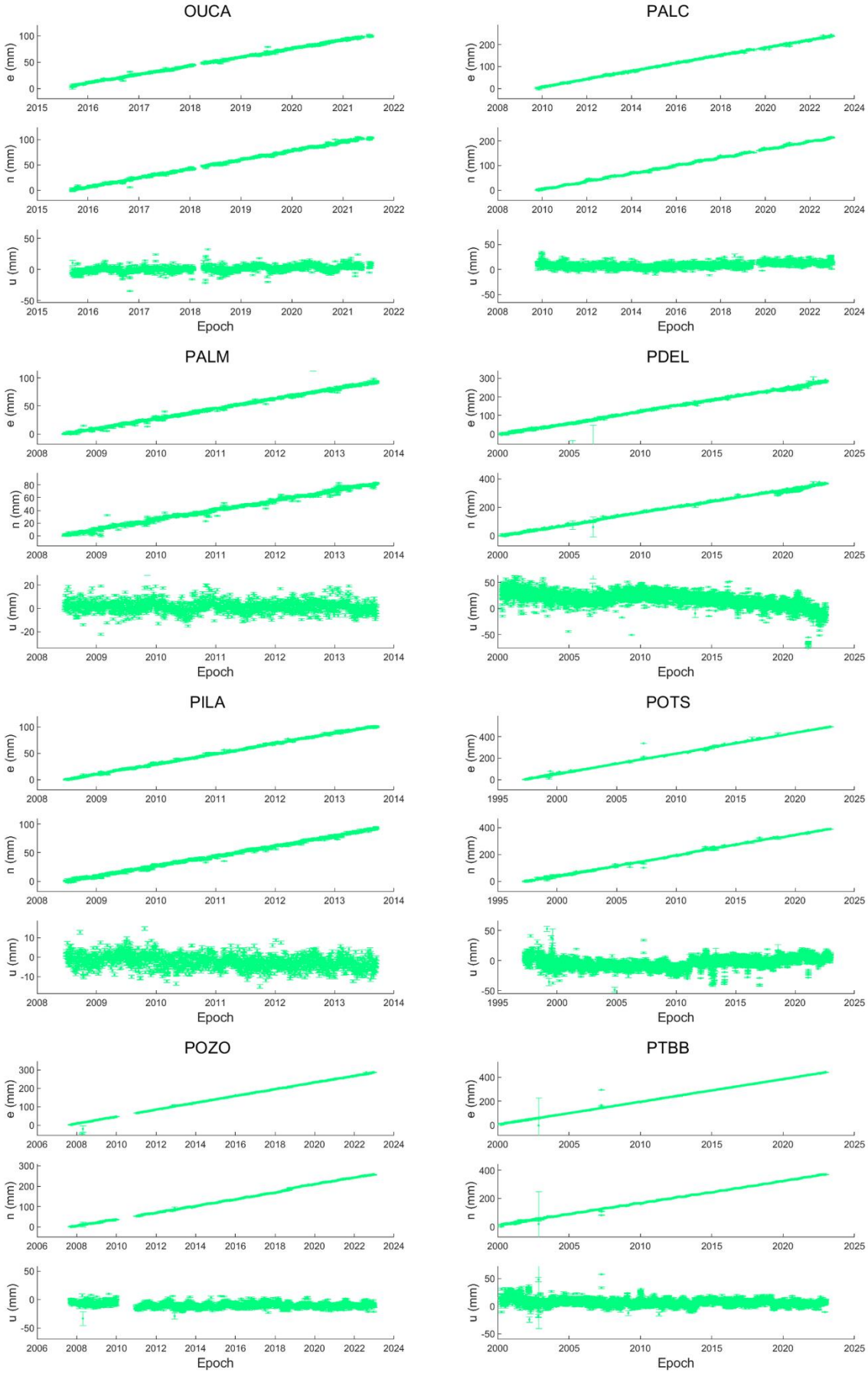

ROND
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

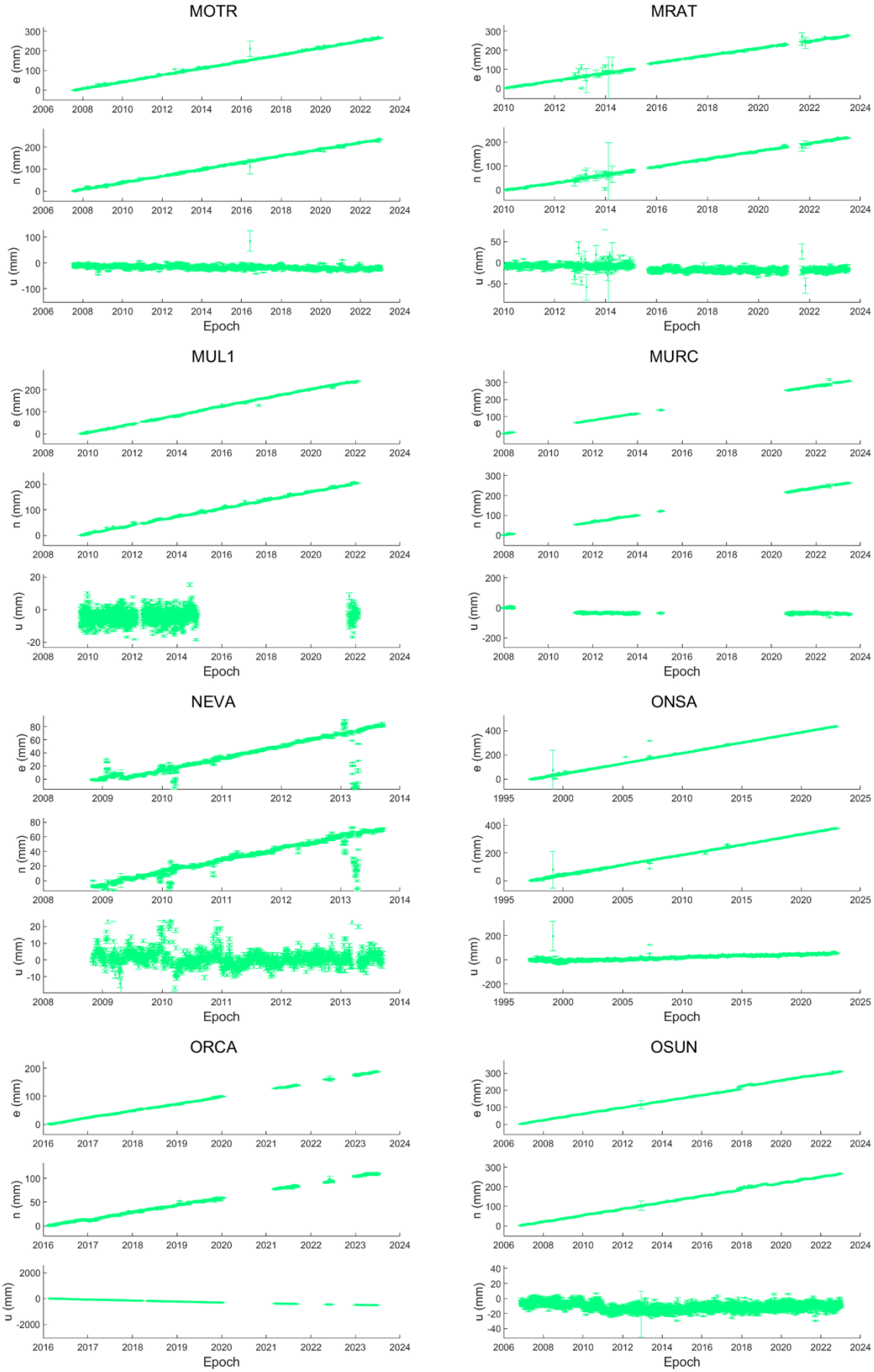

RUBI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

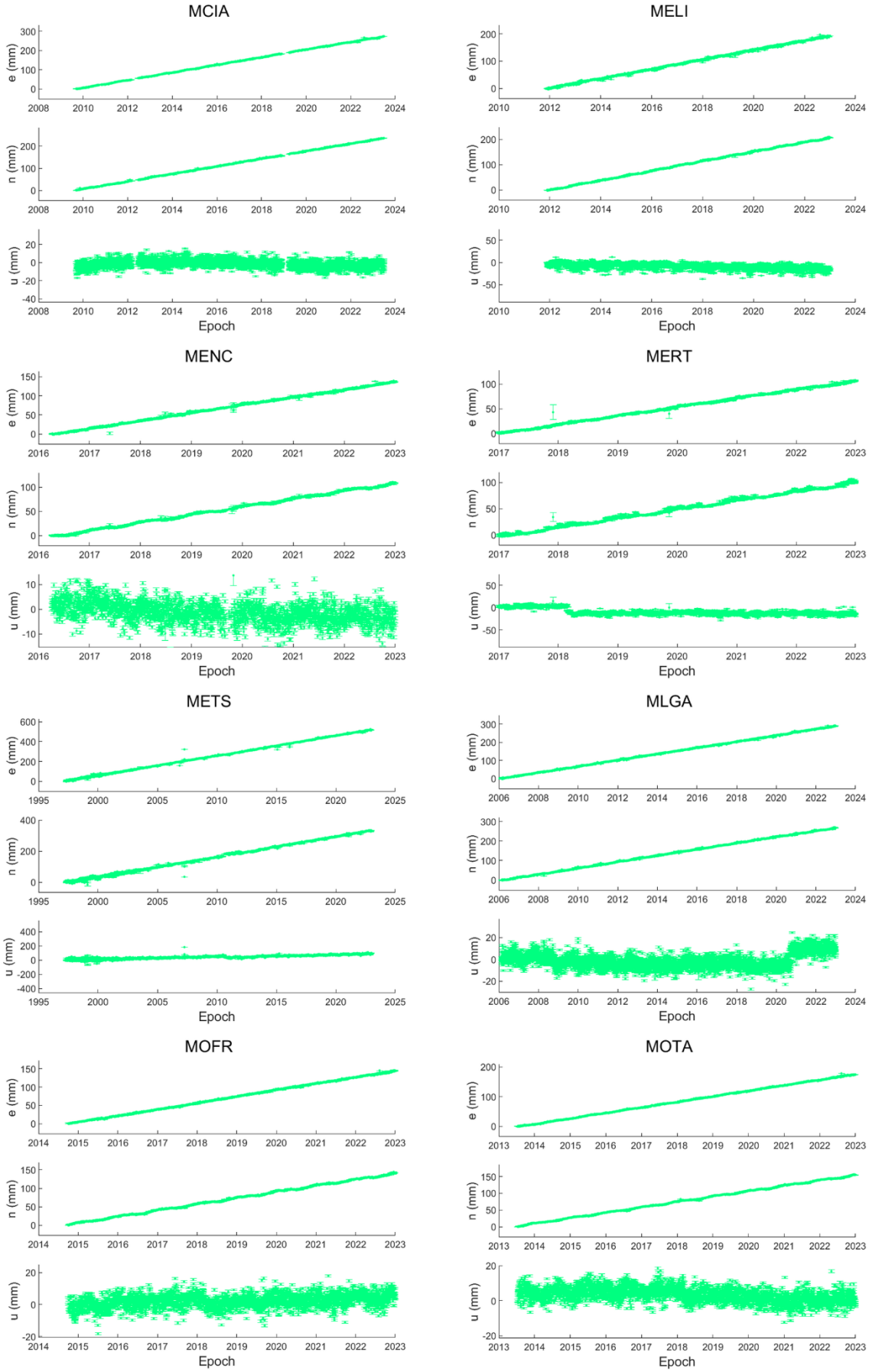

SALI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

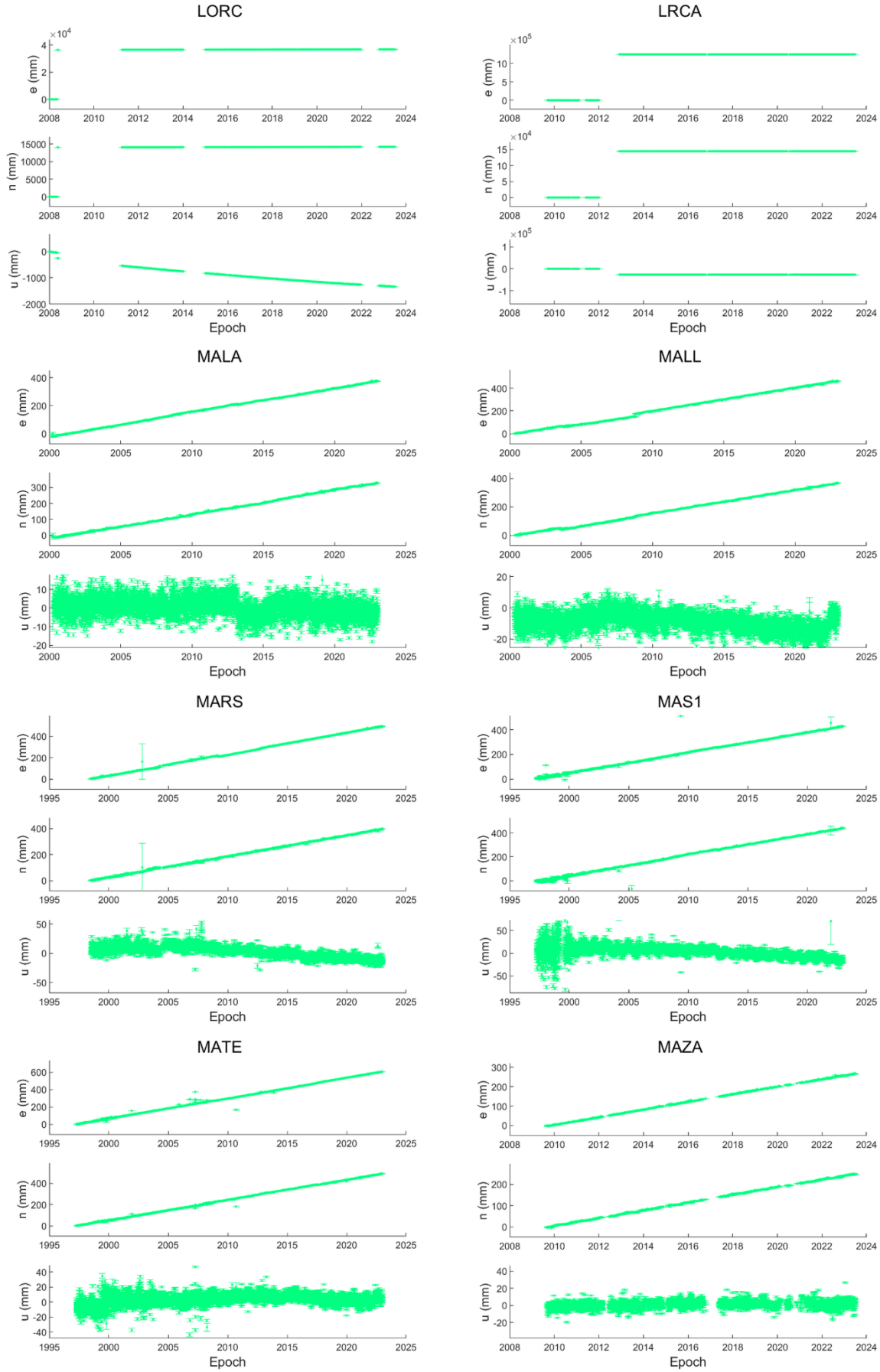

SENM
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

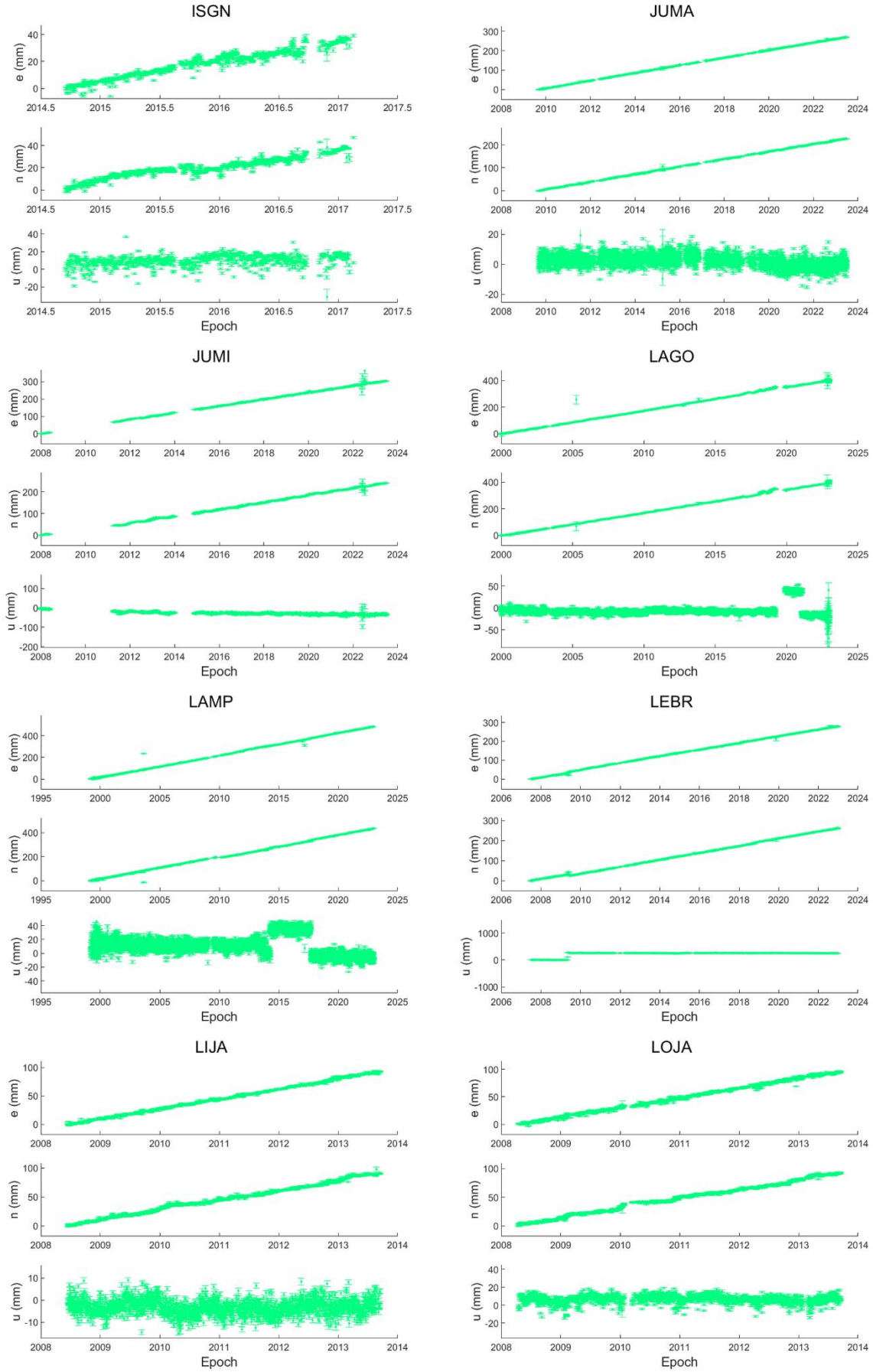

SEV1
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

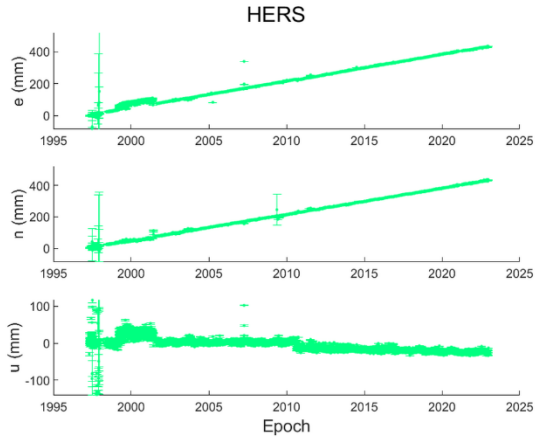

OUCA
PALC
PALM
PDEL
PILA
POTS
POZO
PTBB
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

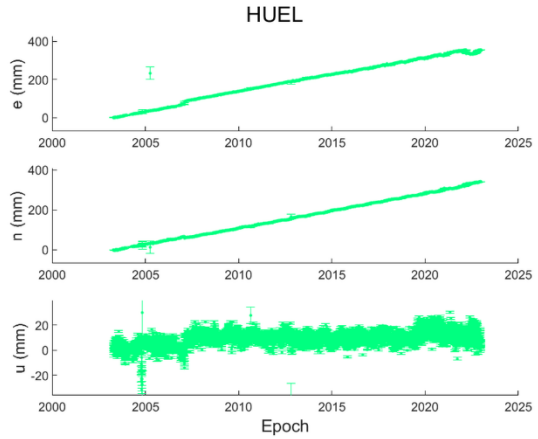

MOTR
MRAT
MUL1
MURC
NEVA
ONSA
ORCA
OSUN
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

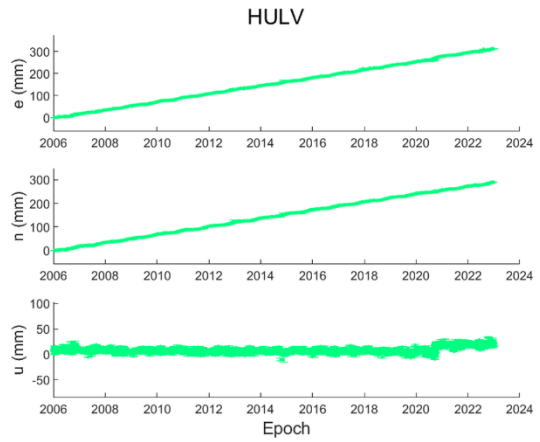

MCIA
MELI
MENC
MERT
METS
MLGA
MOFR
MOTA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

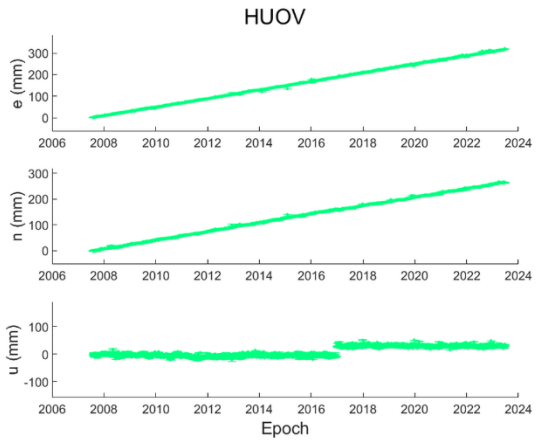

LORC
LRCA
MALA
MALL
MARS
MAS1
MATE
MAZA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

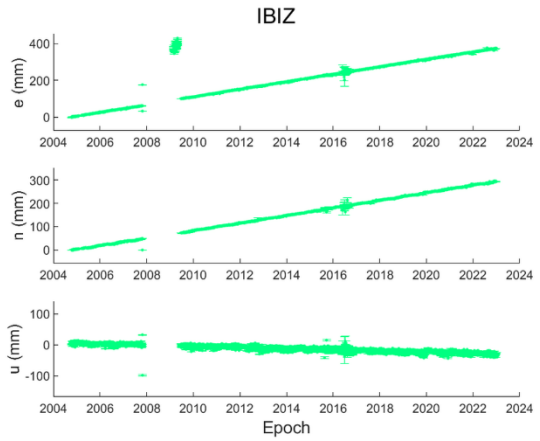

ISGN
JUMA
JUMI
LAGO
LAMP
LEBR
LIJA
LOJA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

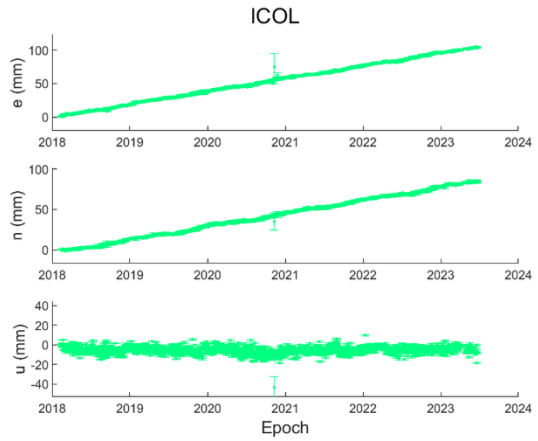

HERS
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

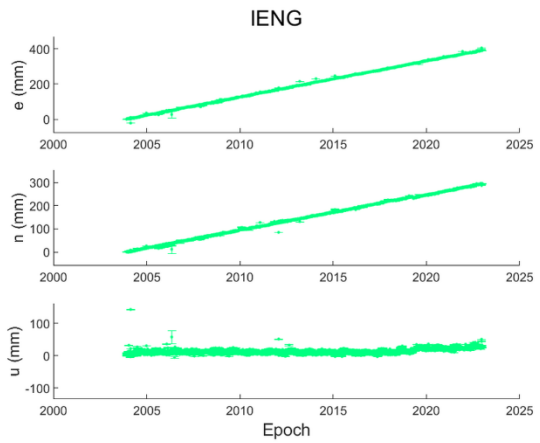

HUEL
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

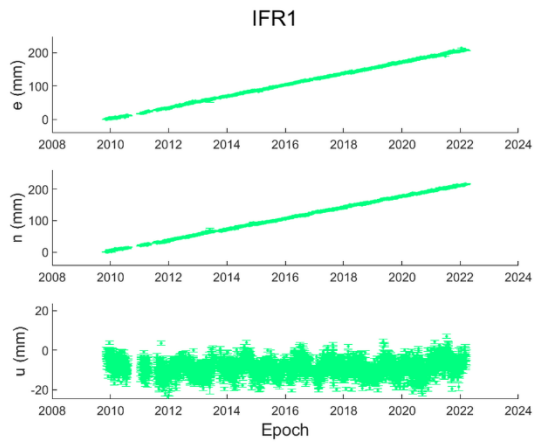

HULV
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

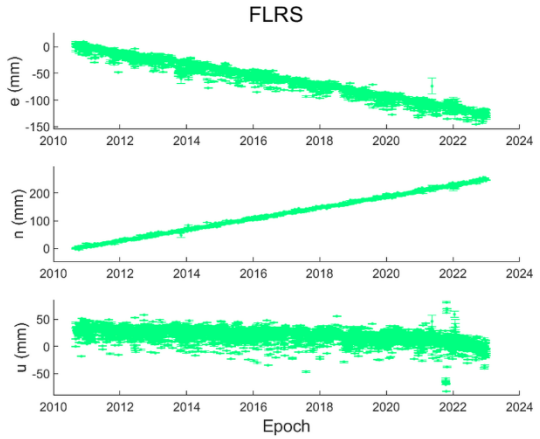

HUOV
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

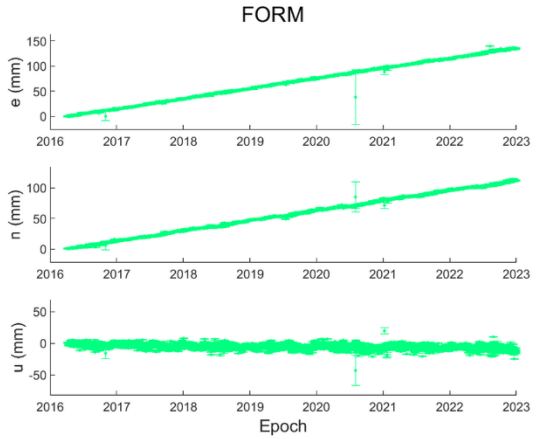

IBIZ
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

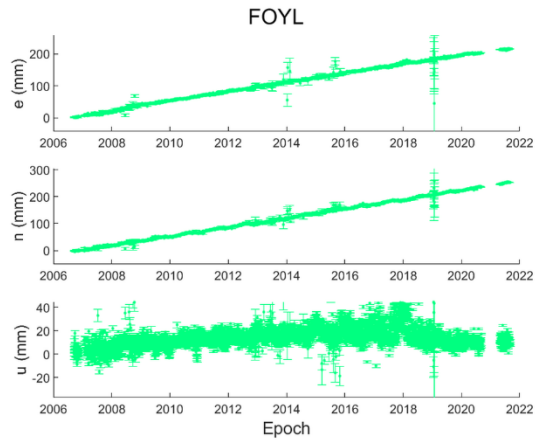

ICOL
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

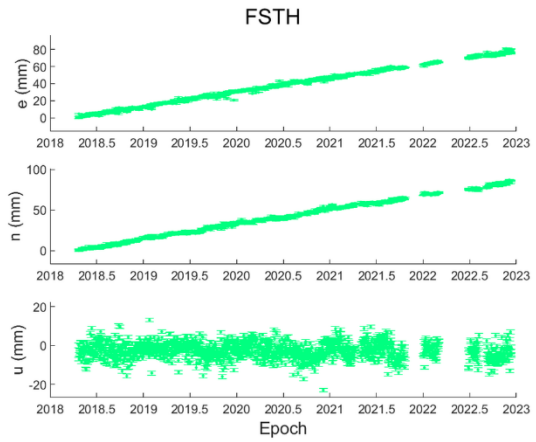

IENG
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

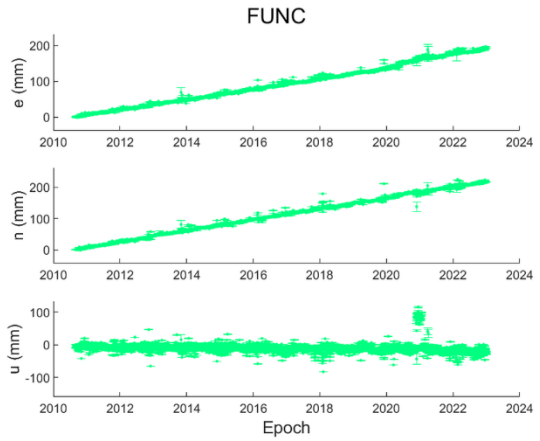

IFR1
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

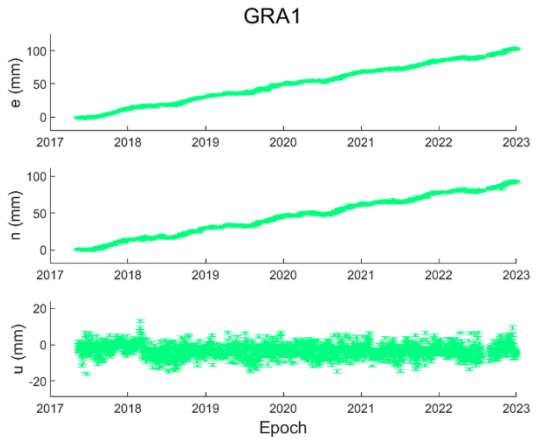

FLRS
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

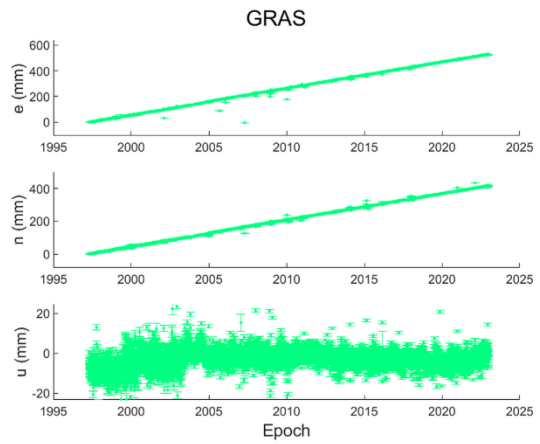

FORM
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

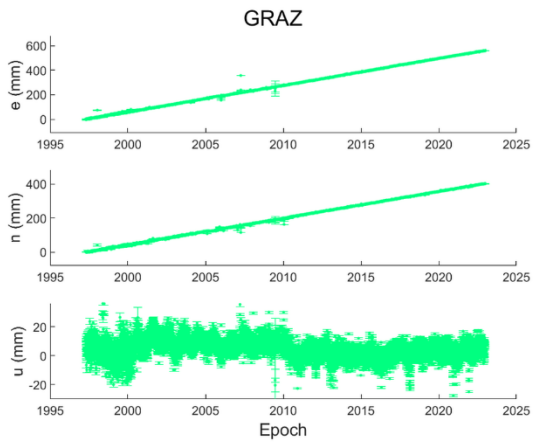

FOYL
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

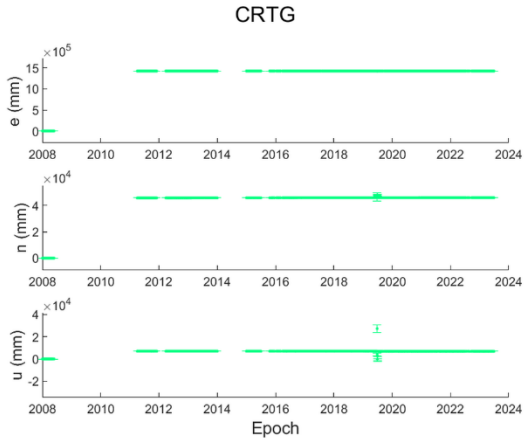

FSTH
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

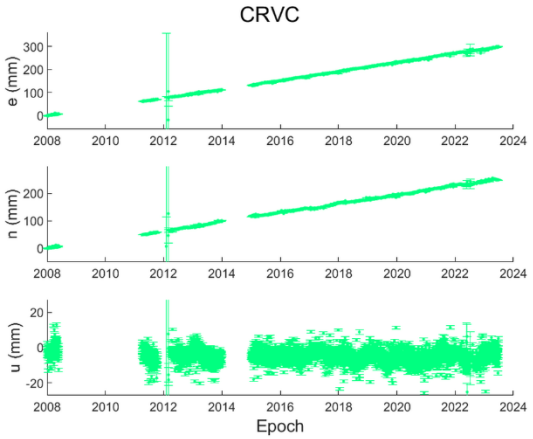

FUNC
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

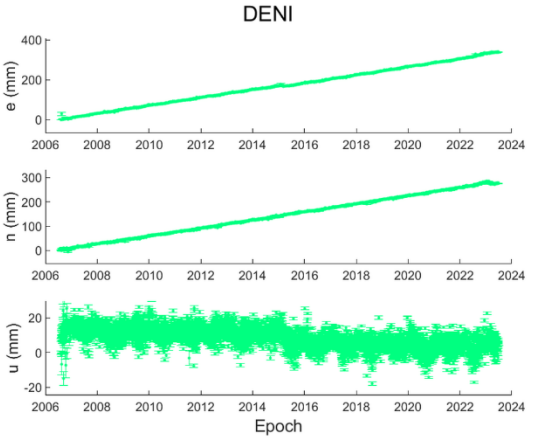

GRA1
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

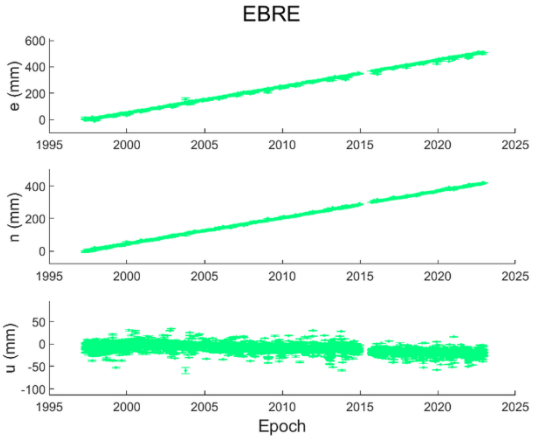

GRAS
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

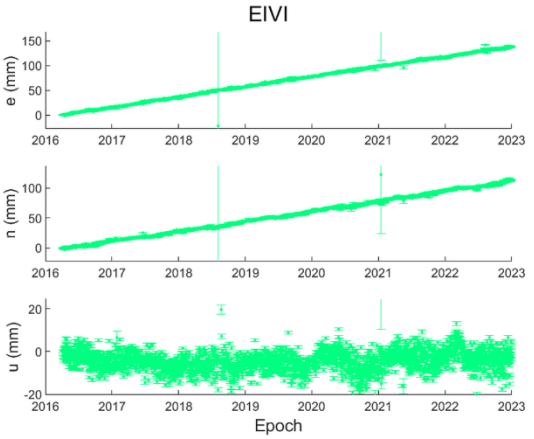

GRAZ
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

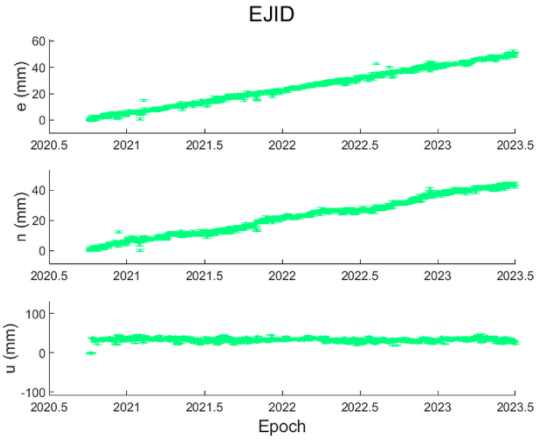

CRTG
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

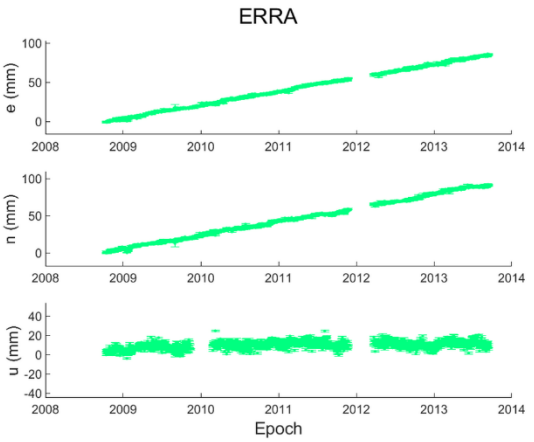

CRVC
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

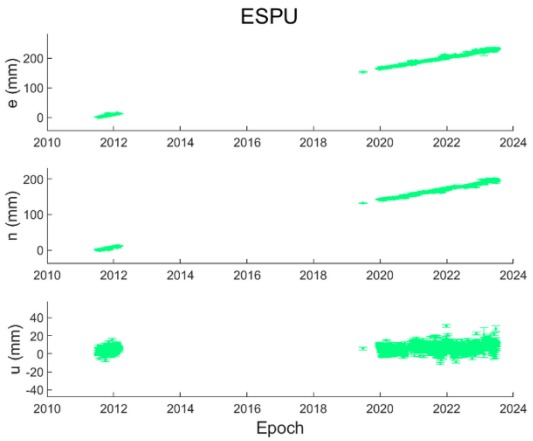

DENI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

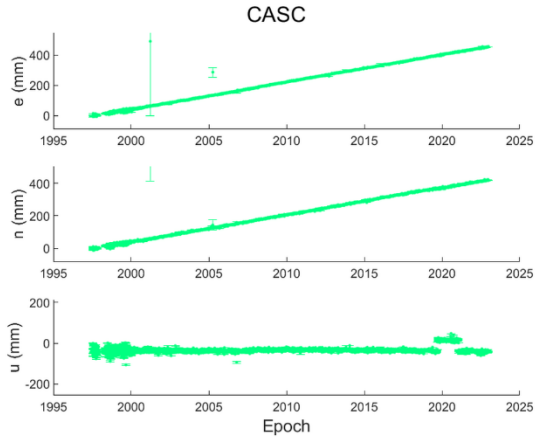

EBRE
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

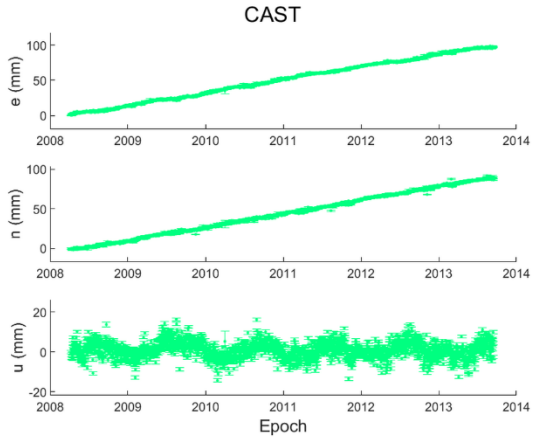

EIVI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

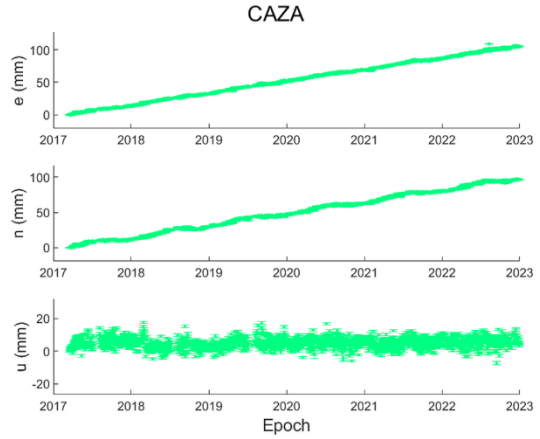

EJID
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

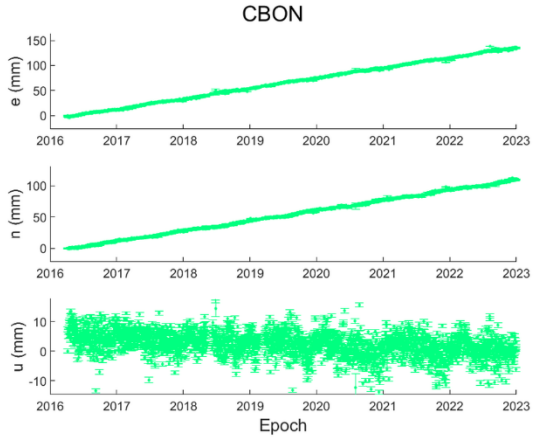

ERRA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

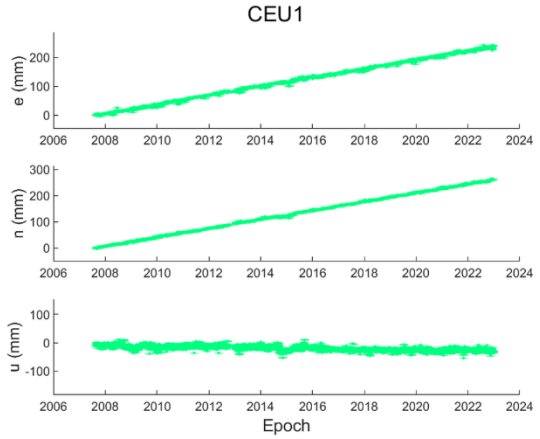

ESPU
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

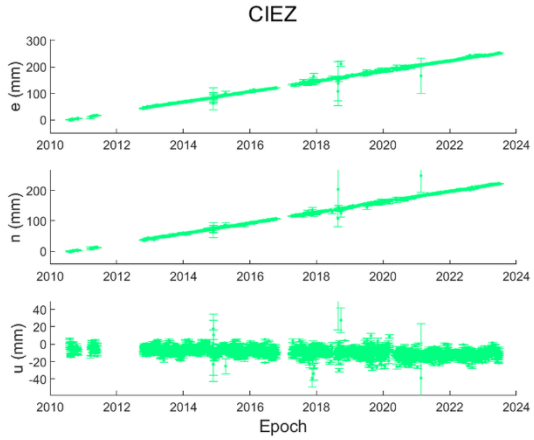

CASC
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

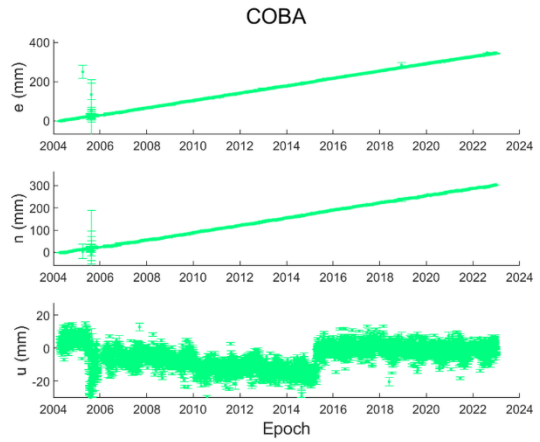

CAST
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch


CAZA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

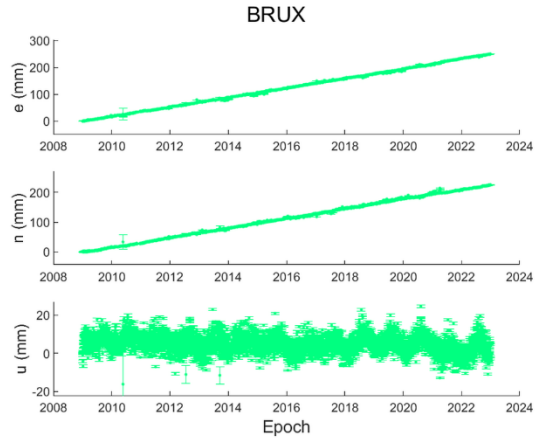

CBON
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

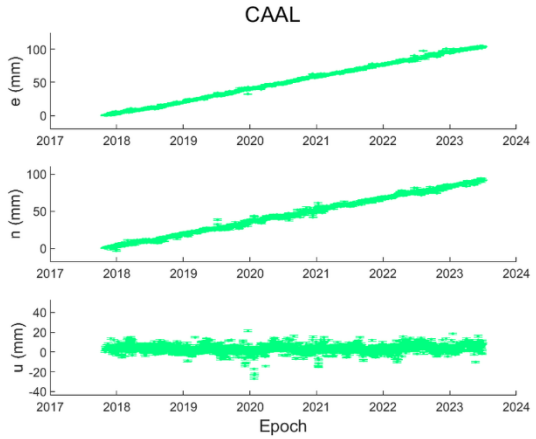

CEU1
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

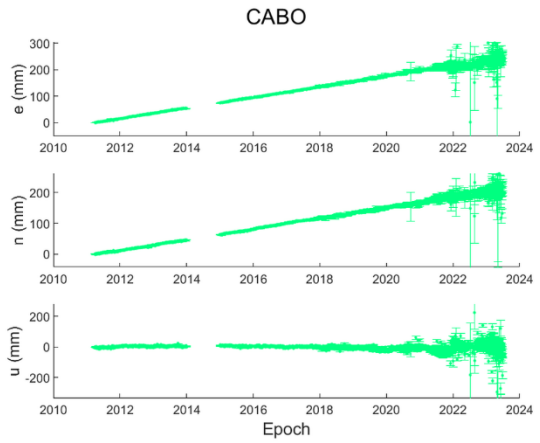

CIEZ
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

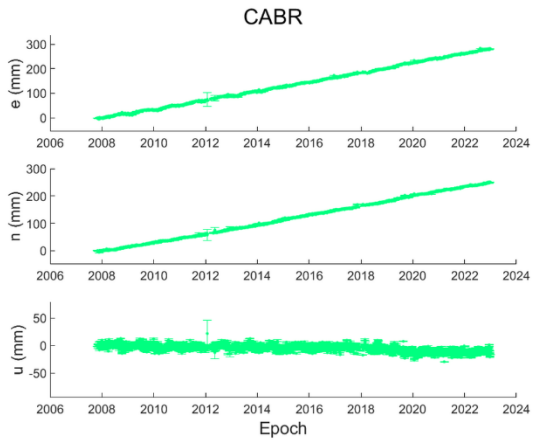

COBA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

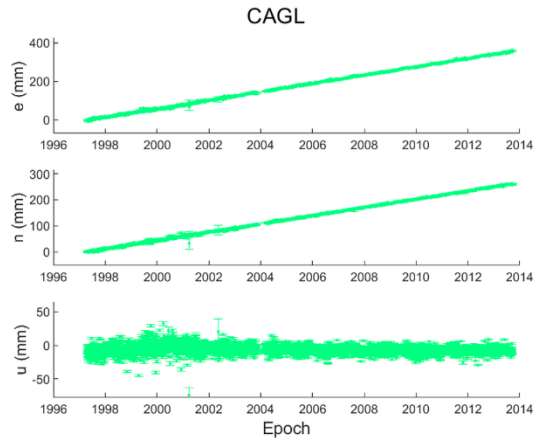
CRDB
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

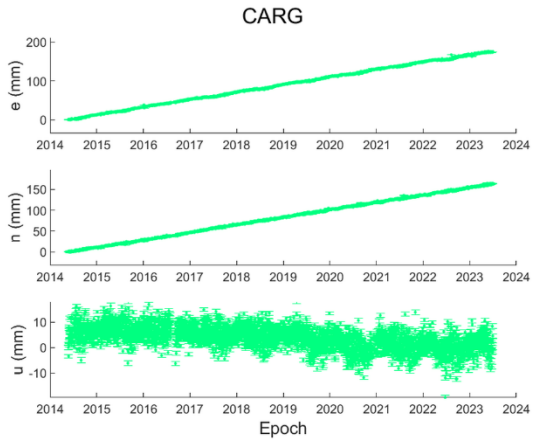

BRUX
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

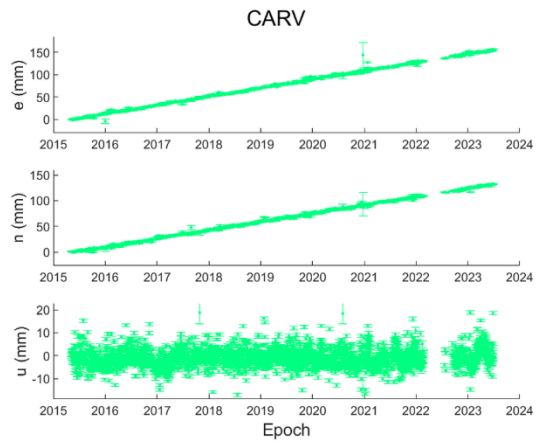

CAAL
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

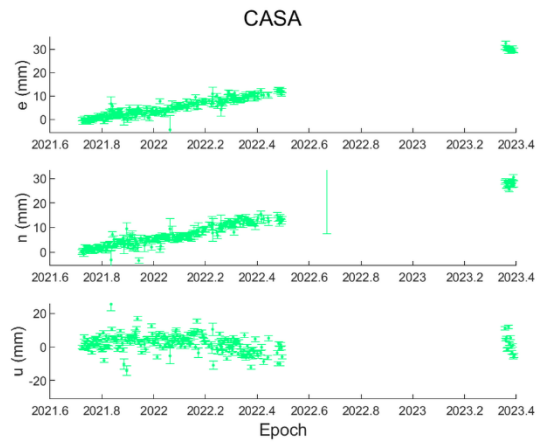

CABO
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

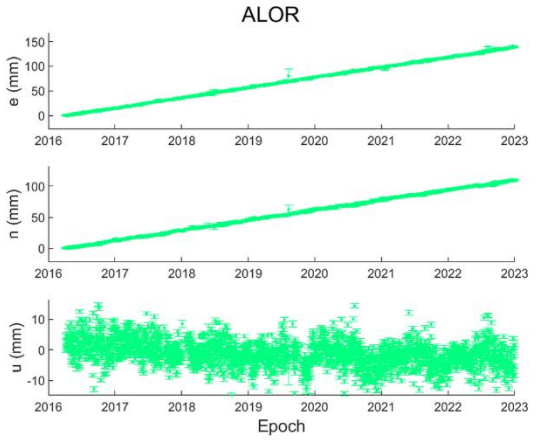

CABR
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

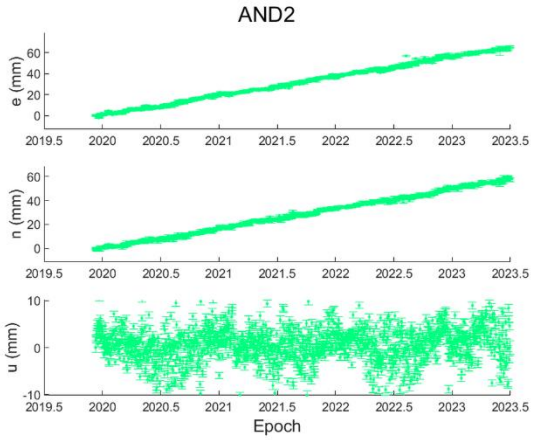

CAGL
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

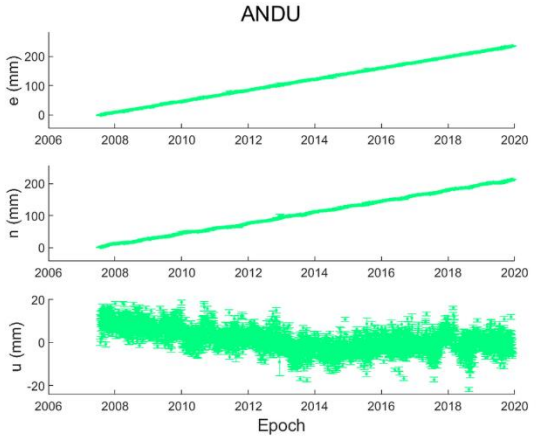

CARG
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

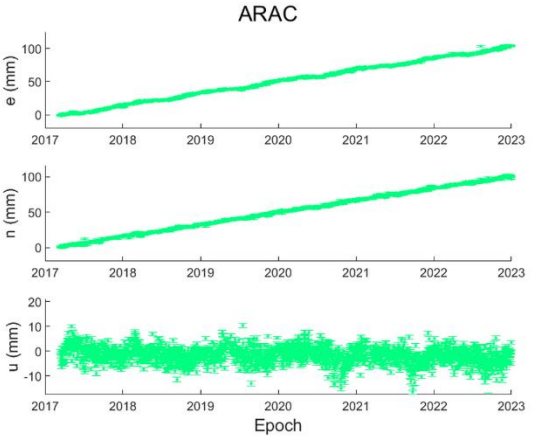

CARV
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

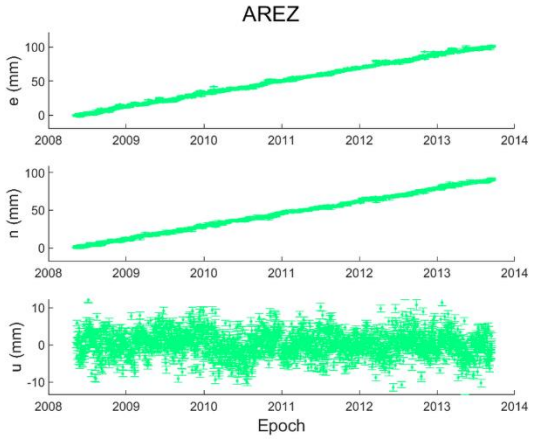

CASA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

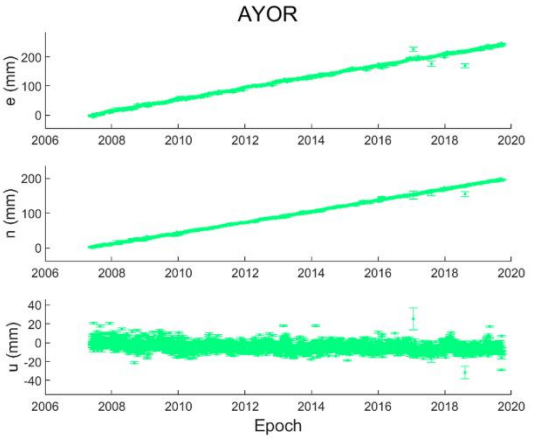

ALOR
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

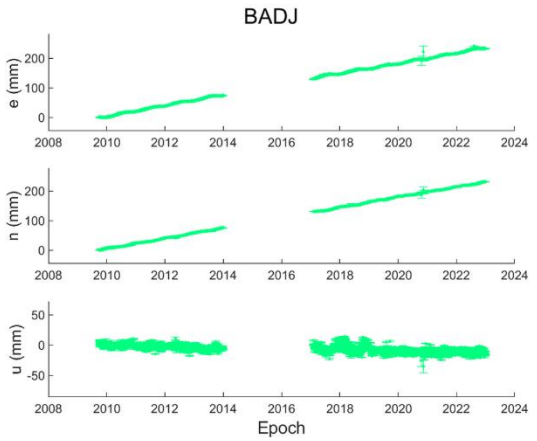

AND2
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

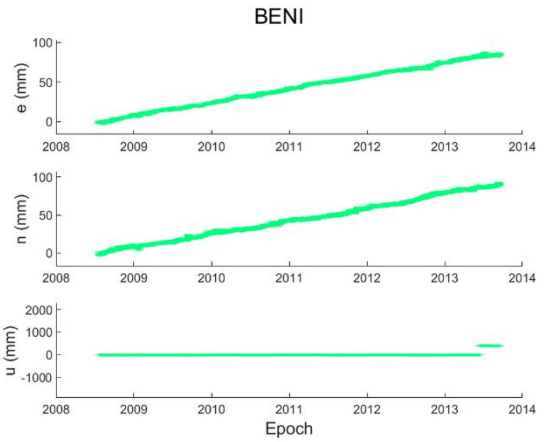

ANDU
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

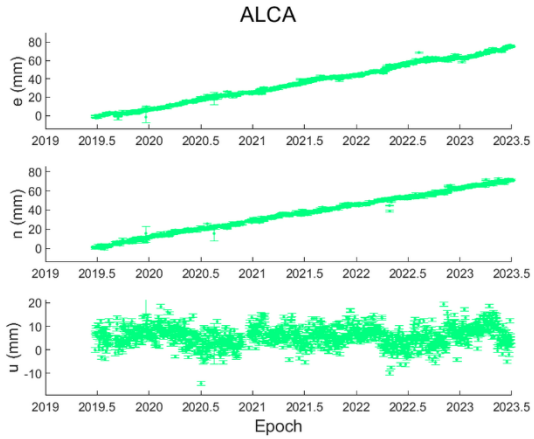

ARAC
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

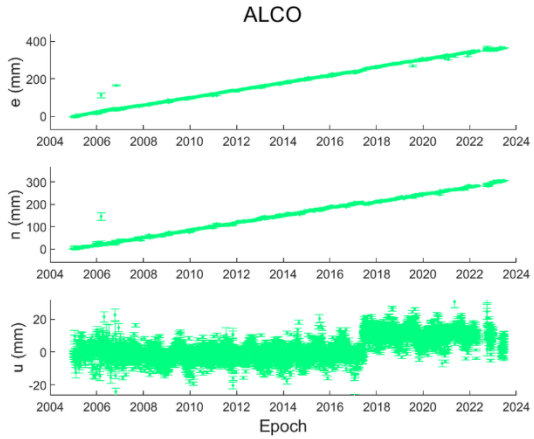

AREZ
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

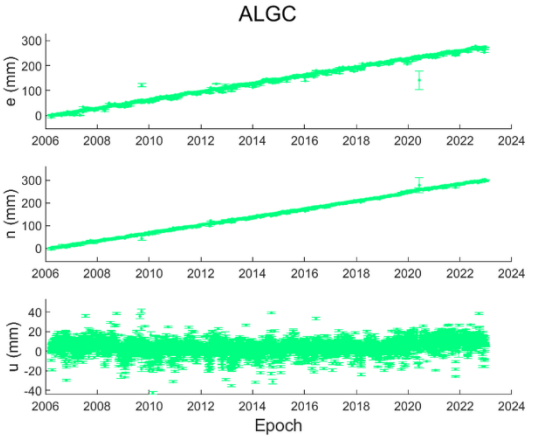

AYOR
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

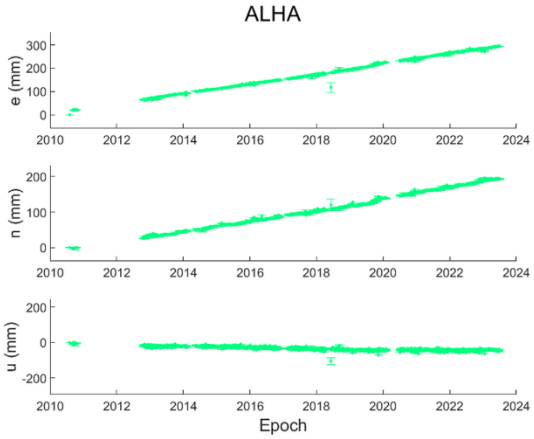

BADJ
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

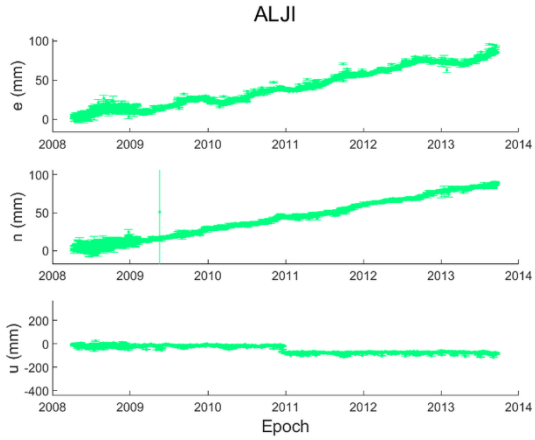

BENI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

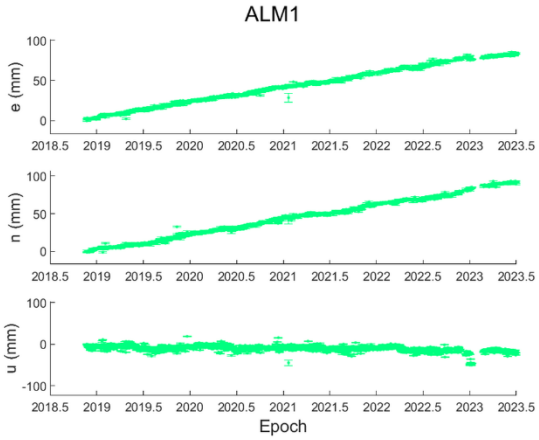

ALCA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

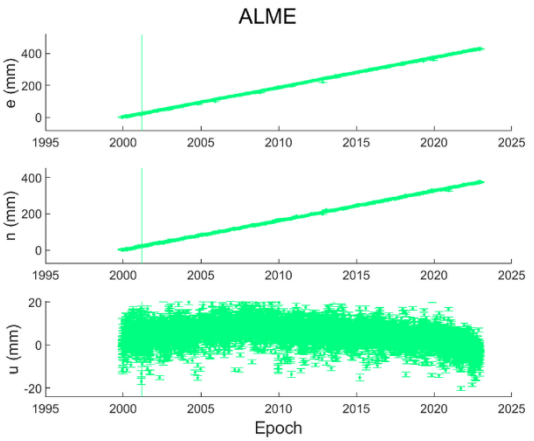

ALCO
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

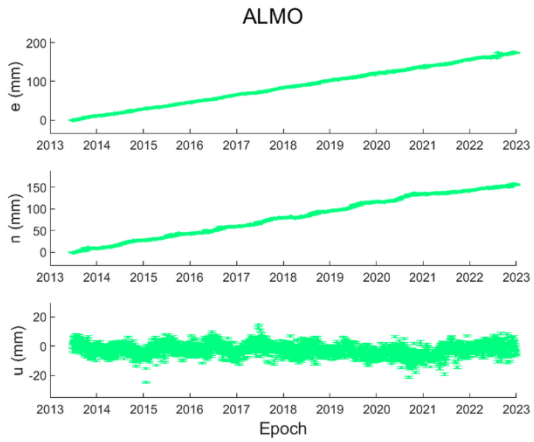

ALGC
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

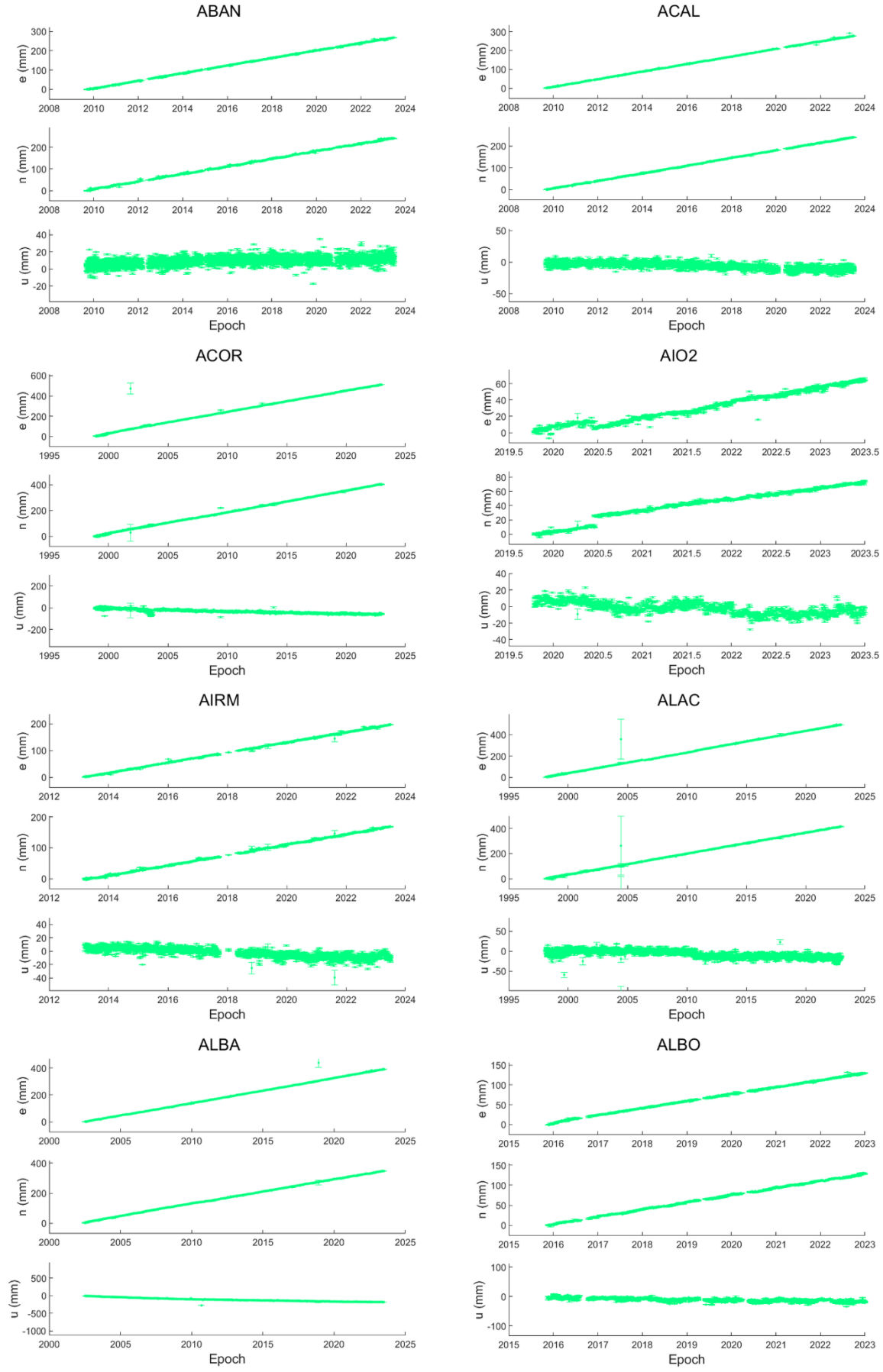

ALHA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

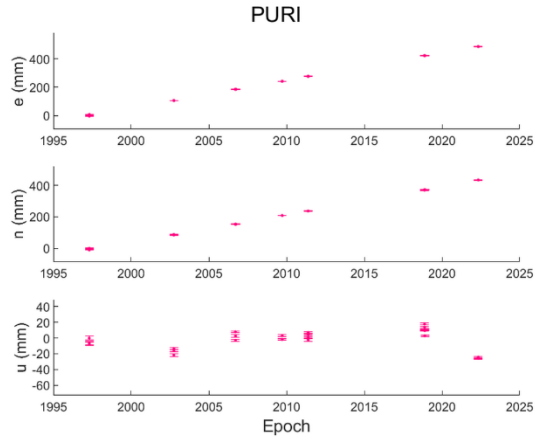

ALJI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

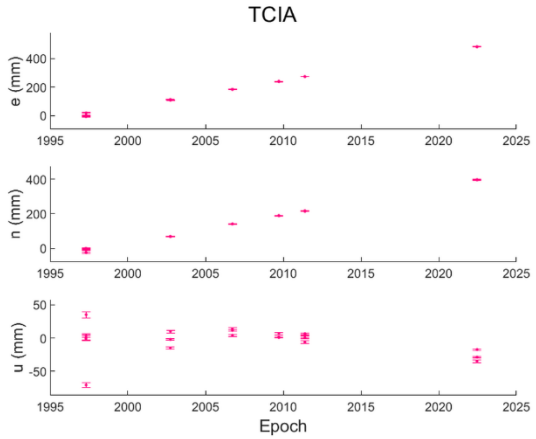

ALM1
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

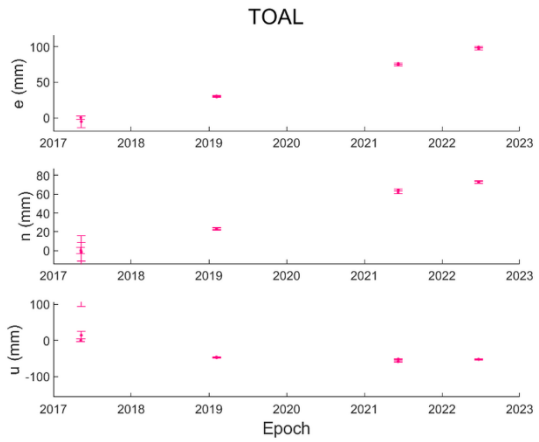

ALME
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

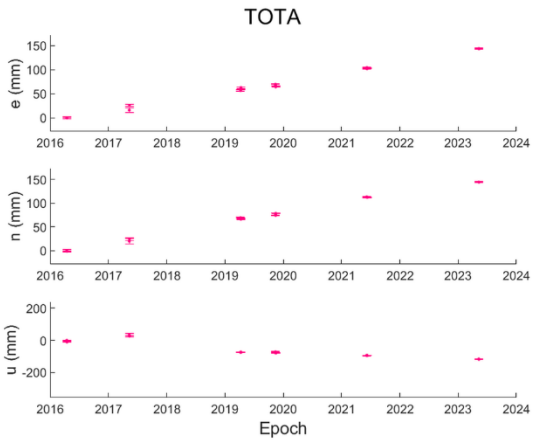

ALMO
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

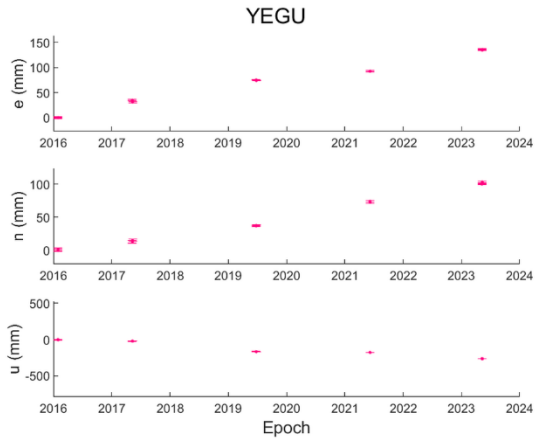

ABAN
ACAL
ACOR
AIO2
AIRM
ALAC
ALBA
ALBO
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

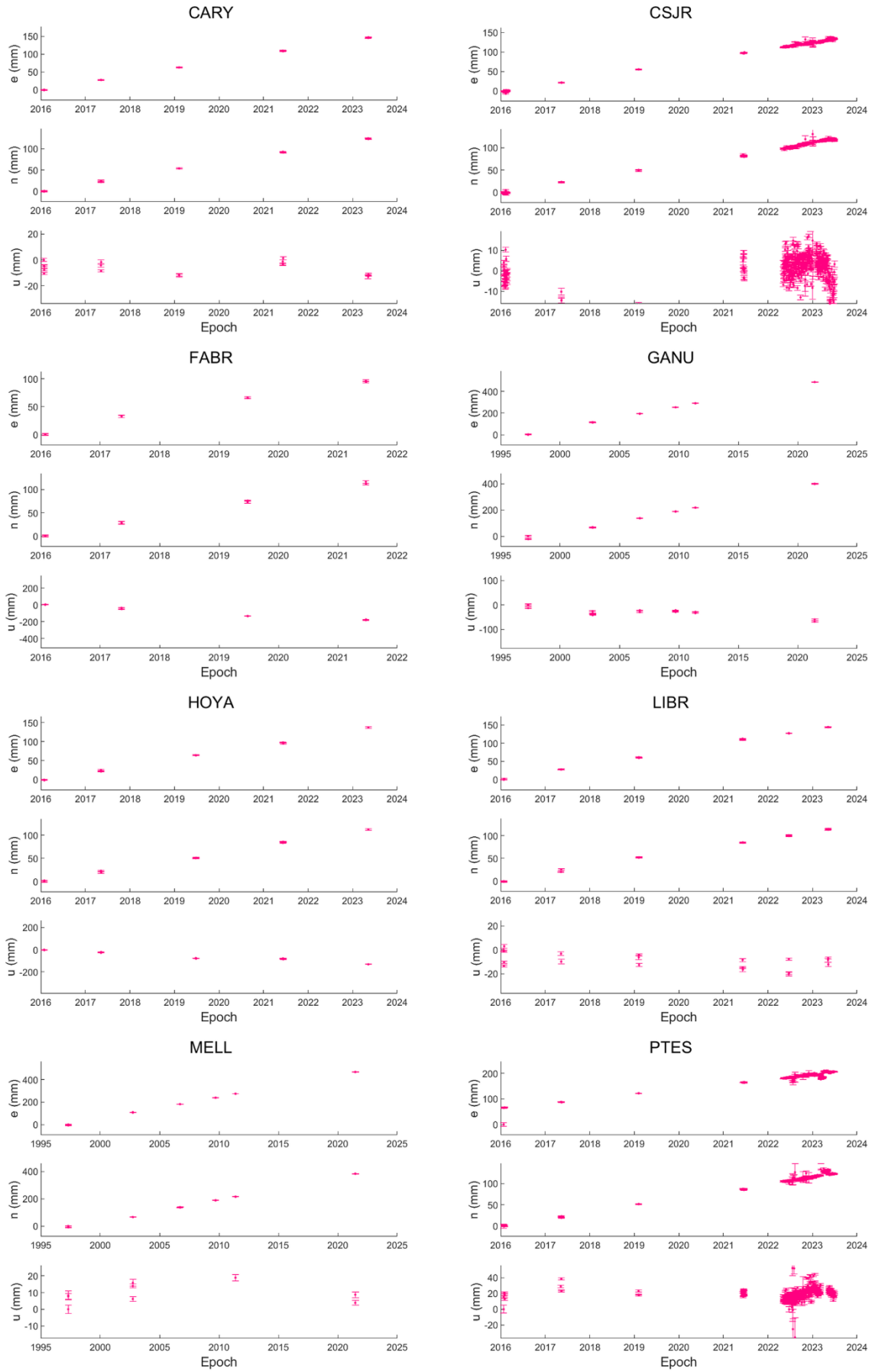

PURI
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

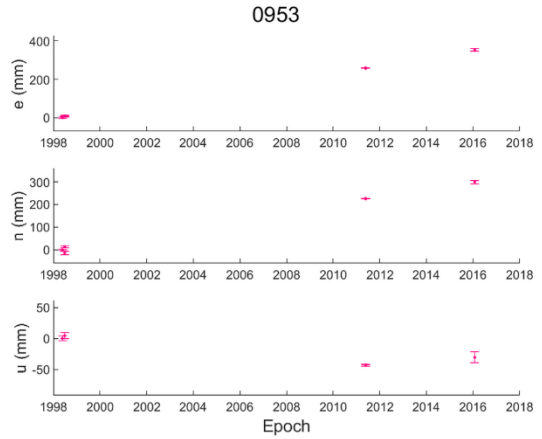

TCIA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

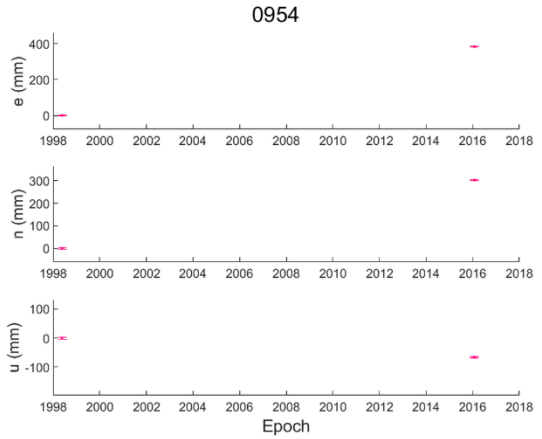

TOAL
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

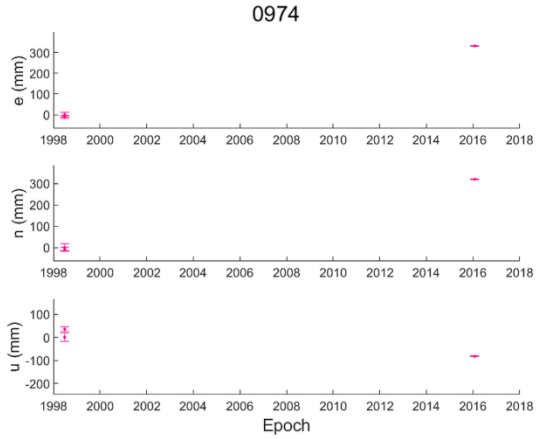

TOTA
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

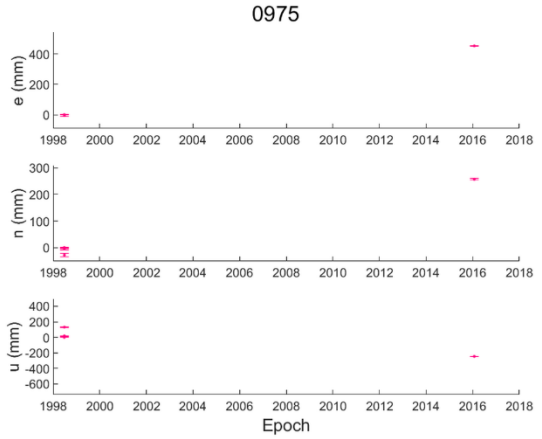

YEGU
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

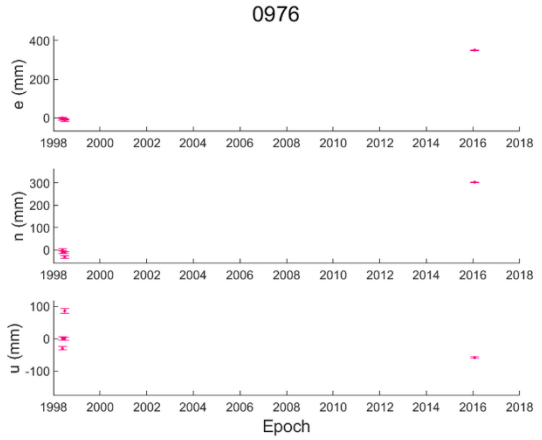

CARY
CSJR
FABR
GANU
HOYA
LIBR
MELL
PTES
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

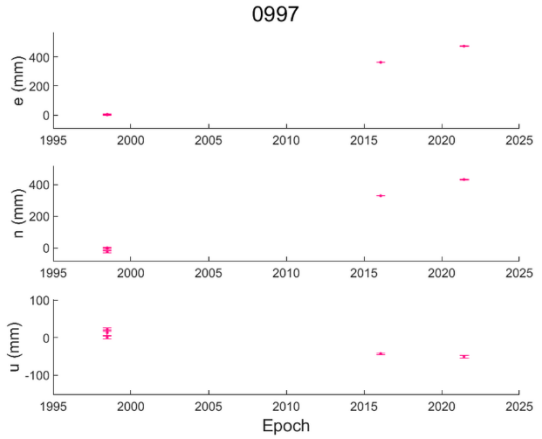

0953
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

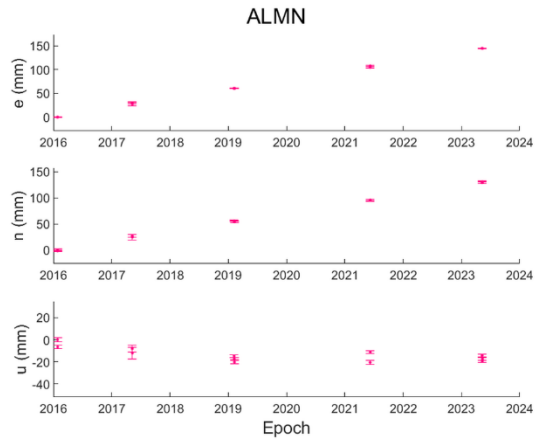

0954
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

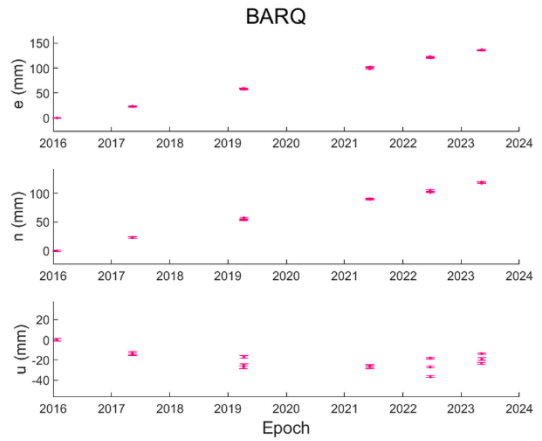

0974
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

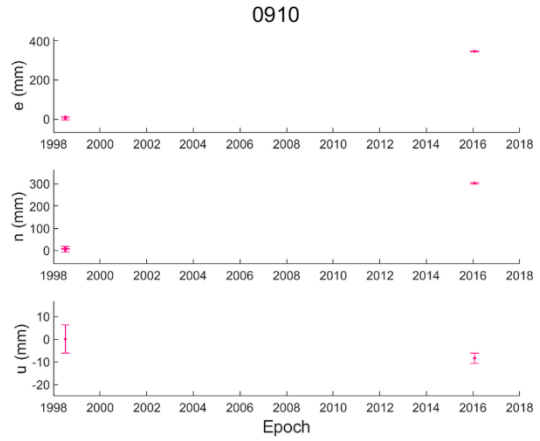

0975
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

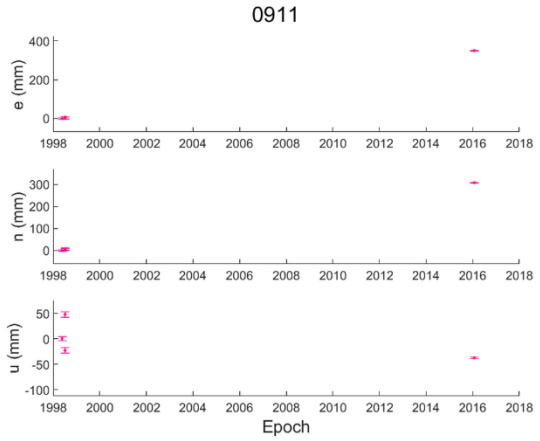

0976
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

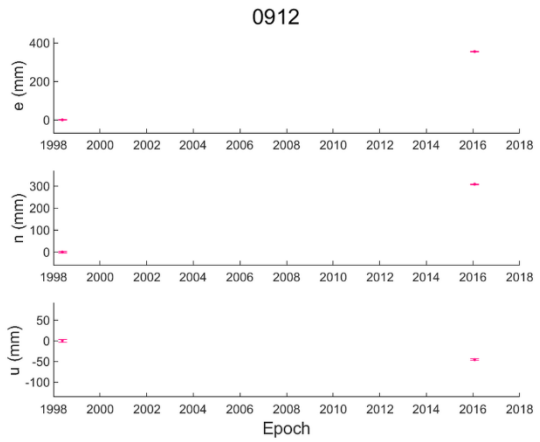

0997
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

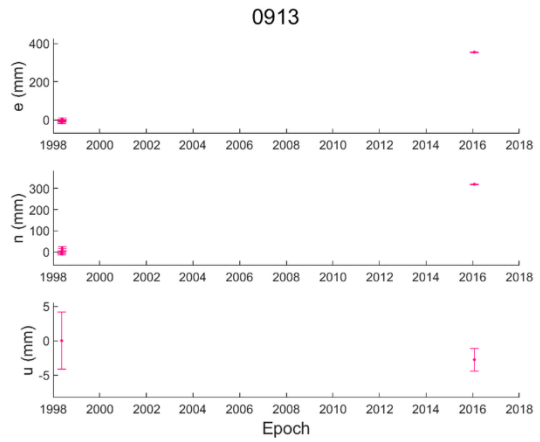

ALMN
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

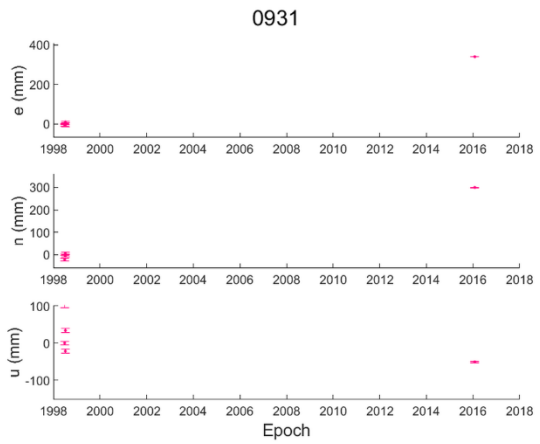

BARQ
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

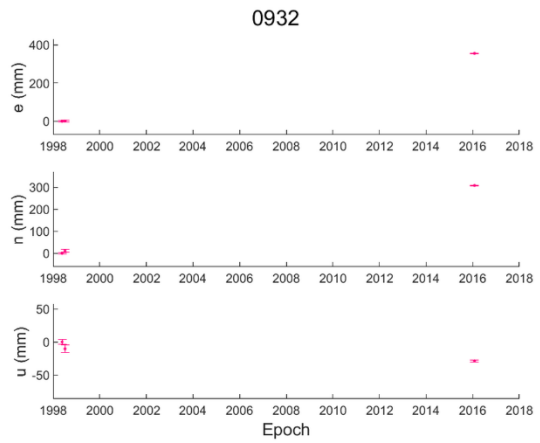

0910
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

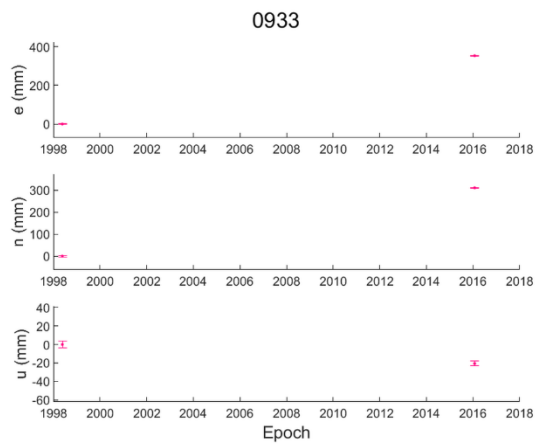

0911
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch

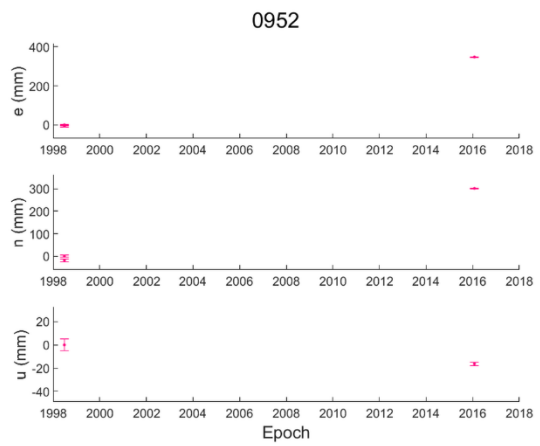

0912
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch


0913
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch


0931
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch


0932
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch


0933
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch


0952
e (mm)
n (mm)
u (mm)
Epoch