



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID
ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS AGRÓNOMOS

Métodos diferenciales e interferométricos para la evaluación de deformaciones de la corteza terrestre mediante técnicas GNSS e InSAR

Tesis Doctoral

Juan Francisco PRIETO MORÍN
Ingeniero en Geodesia y Cartografía

Directores: Dr. Tomás R. Herrero Tejedor (UPM) y Dr. José Fernández Torres (CSIC)



2015

Memoria de tesis presentada en el Departamento de Ingeniería Agroforestal de la nueva Escuela Técnica Superior de Ingeniería Agronómica, Alimentaria y de Biosistemas, ambos como continuadores del Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría-Expresión Gráfica, de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos de Madrid, para optar al grado de doctor por la Universidad Politécnica de Madrid dentro del programa de doctorado de «Geodesia y Geomática» 235A que lleva por título

Métodos diferenciales e interferométricos para la evaluación de deformaciones de la corteza terrestre mediante técnicas GNSS e InSAR

Differential and interferometric methods for evaluation of crustal deformation using GNSS and InSAR techniques

Autor:

Juan Francisco Prieto Morín
Ingeniero Técnico en Topografía
Ingeniero en Geodesia y Cartografía

Bajo la dirección de los Doctores:

D. Tomás R. Herrero Tejedor (UPM) y D. José Fernández Torres (CSIC)



Madrid, seis de diciembre de 2015

*A aquellos dos que me dieron la vida,
a aquella con la que comparto la vida,
a aquellos dos a los que juntos les dimos la vida.*

Índice general

Índice general	i
Índice de figuras	v
Índice de tablas	xiii
Abreviaturas y acrónimos	xix
Agradecimientos	xxvii
Resumen	xxix
Abstract	xxxii
Introducción	1
1 Técnicas geodésicas para posicionamiento en geodinámica	11
1.1 Introducción	11
1.2 Técnicas geodésicas clásicas	12
1.3 Limitaciones de los métodos geodésicos clásicos	25
1.4 Sistemas de posicionamiento geodésico por satélite	27
1.4.1 Principio de multilateración espacial	28
1.4.2 Determinación del tiempo de viaje de la señal	29
1.4.3 Estructura de la señal GNSS	30
1.4.4 Medidas que realiza un receptor GNSS	32
1.4.4.1 Medida sobre el código	33
1.4.4.2 Medida de la fase de la onda portadora	35
1.4.5 Combinación lineal de medidas de fase GNSS	39
1.4.5.1 Combinación entre observables registrados en un mismo receptor	41
1.4.5.2 Combinación entre observables de varios receptores	41
1.4.6 Combinación de medidas de fase y código GNSS	43
1.4.7 Combinaciones de frecuencias	44
1.4.7.1 Combinaciones libres de ionosfera	44
1.4.7.2 Combinaciones ionosféricas	44

1.4.7.3	Combinaciones <i>Narrow-lane</i> y <i>wide-lane</i>	45
1.4.7.4	Combinación Melbourne-Wübbena	45
1.5	Sistemas de referencia de tiempo y espacio usados en GNSS	45
1.5.1	Sistema de referencia de tiempos	45
1.5.2	Sistema de referencia de espacio	47
1.5.2.1	Sistemas de referencia de espacio actuales	49
1.5.2.2	Sistemas de referencia de espacio de constelaciones GNSS	54
1.5.2.3	Sistemas de referencia de espacio instantáneos	58
1.6	Fuentes de error que afectan a las señales GNSS	60
1.6.1	Fuentes convencionales de error de las señales GNSS	61
1.6.1.1	Órbitas de los satélites y errores en sus relojes	61
1.6.1.2	Retardo ionosférico	63
1.6.1.3	Retardo troposférico	65
1.6.1.4	Error del reloj del receptor	68
1.6.1.5	<i>Multipath</i> y ruido de la medida	69
1.6.2	Fuentes especiales de error	76
1.6.2.1	Efecto relativista	76
1.6.2.2	Marea terrestre	78
1.6.2.3	Carga oceánica	79
1.6.2.4	Carga atmosférica	82
1.6.2.5	Efecto <i>Phase Wind Up</i>	82
1.6.2.6	Desplazamiento del centro de fase de las antenas y su variación	83
1.7	Sistemas diferenciales de Rádar de Apertura Sintética	85
1.7.1	Rádar de Apertura Sintética	90
1.7.2	Interferometría rádar	90
1.7.3	Interferometría rádar diferencial	94
1.7.4	Procesado multitemporal	97
2	Marco geológico y geodinámico de las islas de Tenerife y La Palma	101
2.1	Introducción	101
2.2	Situación tectónica y geodinámica regional	103
2.2.1	Origen y tectónica del archipiélago canario	103
2.2.2	Evolución del archipiélago	108
2.2.3	Estado actual	109
2.3	Marco tectónico y geodinámico de la isla de Tenerife	114
2.4	Marco tectónico y geodinámico de la isla de La Palma	118
2.5	Peligrosidad potencial en las islas de Tenerife y La Palma	122
3	Estudios geodésicos previos	125
3.1	Introducción	125
3.2	Estudios generales en el archipiélago y de marcos geodésicos de referencia	129
3.2.1	Posicionamiento y marcos de referencia	129
3.2.2	Gravimetría estructural	133

3.2.3	Otros estudios	135
3.3	Nuevas técnicas espaciales	136
3.4	Estudios anteriores en Tenerife y La Palma	137
3.4.1	Posicionamiento: métodos clásicos	137
3.4.2	DInSAR	143
3.4.3	GNSS	147
3.4.4	Gravimetría y estudios estructurales	149
4	Redes GNSS diseñadas para la monitorización de las islas de Tenerife y La Palma	153
4.1	Introducción	153
4.2	Red GNSS en la Isla de Tenerife	154
4.2.1	Características espaciales de la red de monitorización	155
4.2.2	Metodología de diseño y establecimiento de la red	157
4.2.2.1	Accesibilidad	157
4.2.2.2	Seguridad	158
4.2.2.3	Estabilidad del suelo	158
4.2.2.4	Horizonte despejado	159
4.2.2.5	Multipath	160
4.2.2.6	Monumentación de la red	160
4.2.2.7	Sistema de estacionamiento en superficie	162
4.2.2.8	Instalación y rutina de observación	168
4.2.3	Instrumentación y observación de campañas	168
4.3	Red GNSS en la Isla de La Palma	174
4.3.1	Diseño y establecimiento	174
4.3.2	Instrumentación y observación de campañas	176
4.3.3	Aplicación del GNSS a estudios estructurales	180
5	Estrategia de cálculo y proceso de datos GNSS	183
5.1	Introducción	183
5.2	Elección del software de proceso de datos GNSS	183
5.2.1	Categorías de software	183
5.2.2	Software para el proceso de datos GNSS de las redes de las islas de Tenerife y La Palma	191
5.3	Estructura de Software GAMIT y Bernese	193
5.3.1	Estrategia de proceso de datos	194
5.4	Resultados red de monitorización de Tenerife	198
5.4.1	Proceso GAMIT	198
5.4.2	Proceso Bernese	204
5.5	Resultados red de monitorización de La Palma	210
5.5.1	Proceso GAMIT	210
5.6	Resultados red de GNSS para estudios estructurales de La Palma	215

6 Tratamiento e interpretación de las soluciones GNSS	217
6.1 Introducción	217
6.2 Eliminación de valores anómalos en campañas	217
6.2.1 Isla de Tenerife	217
6.2.1.1 Procesado de datos con GAMIT	217
6.2.1.2 Procesado de datos con Bernese	227
6.2.2 Estudio comparativo	234
6.2.3 Procesado GAMIT red de la Isla de La Palma	238
6.3 Cálculo de series temporales y velocidades en las estaciones de monitorización .	245
6.3.1 Isla de Tenerife	247
6.3.1.1 Campo de velocidades para la Isla de Tenerife	259
6.3.2 Isla de La Palma	262
6.3.2.1 Campo de velocidades para la Isla de La Palma	278
6.4 Discusión de resultados	283
6.4.1 Isla de Tenerife	283
6.4.2 Isla de La Palma	288
6.5 Implicaciones de los resultados obtenidos en el diseño de la vigilancia geodésica	292
Conclusiones	295
Bibliografía	305
A Series temporales por campañas (incluido en CD adjunto)	339
A.1 Series temporales de repetibilidades del proceso con GAMIT de la red de monitorización de la Isla de Tenerife	339
A.2 Repetibilidades medias sin valores anómalos del proceso con GAMIT de la red de monitorización de la Isla de Tenerife	390
A.3 Series temporales de repetibilidades del proceso con Bernese de la red de monitorización de la Isla de Tenerife	393
A.4 Repetibilidades medias sin valores anómalos del proceso con Bernese de la red de monitorización de la Isla de Tenerife	444
A.5 Series temporales de repetibilidades del proceso con GAMIT de la red de monitorización de la Isla de La Palma	447
A.6 Repetibilidades medias sin valores anómalos del proceso con GAMIT de la red de monitorización de la Isla de La Palma	501
B Incertidumbres y diferencias en los procesados de las redes de la Isla de Tenerife (incluido en CD adjunto)	505
B.1 Incertidumbres en los procesados de Tenerife	505
B.2 Diferencias de coordenadas en los procesados de Tenerife	505

Índice de figuras

1	Mapa de localización del Archipiélago Canario y su posición relativa con respecto a la costa africana con las dos erupciones históricas más recientes localizadas en las islas de La Palma y El Hierro.	2
1.1	Esquema simplificado de los diferentes efectos que intervienen en la geodinámica y afectan a la forma de la Tierra	13
1.2	Observación geodinámica con equipos EDM	18
1.3	Trilateración con distancias medidas a dos satélites. Caso de un levantamiento planimétrico	28
1.4	Diferencia entre la distancia recorrida por la señal radioeléctrica y la distancia geométrica entre un satélite y un receptor	29
1.5	Diferentes frecuencias en sistemas GNSS actuales y su evolución hasta 2015	30
1.6	Modulación de un código binario sobre una onda portadora por el sistema de inversión de fase usado en los sistemas GNSS actuales	31
1.7	Modulación de un código binario sobre una onda portadora por el sistema de inversión de fase usado en los sistemas GNSS actuales	33
1.8	Distribución actual de los puntos de las redes geodésicas GNSS, SLR, VLBI y DORIS que en la actualidad construyen el marco terrestre ITRF	50
1.9	Representación idealizada de un sistema de referencia terrestre y un marco de referencia terrestre	51
1.10	Mapa Ionosférico Global	64
1.11	Efecto <i>multipath</i> en la propagación de las señales GNSS	69
1.12	Geometría <i>multipath</i> en un estacionamiento GNSS habitual	71
1.13	Dispositivos reductores de efecto <i>multipath</i>	73
1.14	Centros de fase de una antena GNSS y punto de referencia	84
1.15	Esquema básico de funcionamiento de un sistema Rádar	87
1.16	Esquema de registro de imágenes SAR desde un satélite con los diferentes parámetros que definen cada registro.	88
1.17	Esquema de registro de dos imágenes SAR desde dos órbitas con los diferentes parámetros que definen cada registro.	92
1.18	Mapa de deformaciones obtenido mediante técnicas DInSAR.	96

2.1	Esquema geográfico y geodinámico del margen continental noroeste del continente africano con las Islas Canarias y otros grupos de islas volcánicas	104
2.2	Esquema de las Islas Canarias con su posición con respecto a la costa africana . .	106
2.3	Esquema de punto caliente o <i>hotspots</i> y fuente magmática o <i>mantle plume</i> como proceso generador de las las Islas Canarias.	107
2.4	Resumen de las avalanchas en las islas occidentales canarias.	110
2.5	Relocalización de los terremotos que precedieron a la erupción de El Hierro de 2011.	112
2.6	Batimetrías del Instituto Español de Oceanografía del 25 de octubre de 2011 y 24 de febrero de 2012.	113
2.7	Esquema geológico y estructural simplificado de la Isla de Tenerife.	116
2.8	Esquema de la Isla de Tenerife con la localización de los epicentros de la anomalía sísmica registrada desde 2003 hasta 2006, en la isla y alrededores	118
2.9	Esquema geológico simplificado de la isla de La Palma.	120
2.10	Esquema con la localización de las principales zonas de mayor peligrosidad potencial volcánica en las islas de La Palma y Tenerife.	123
3.1	Situación del complejo volcánico Teide-Pico Viejo y la Caldera de Las Cañadas en el entorno de las Islas Canarias.	126
3.2	Mapa esquemático de la red fundamental de enlace de la «Red Antigua 1930» de las Islas Canarias realizada a finales de la década de los años 20 del siglo pasado, y su enlace con el continente africano.	131
3.3	Instalaciones militares españolas en Villa Bens (Franja de Cabo Juby) y torre metálica de observación para el enlace geodésico de la «Red Antigua 1930»	131
3.4	Sismicidad representativa de las Islas Canarias desde 1973 hasta 2003 y localización de epicentros de la anomalía sísmica del 2004.	136
3.5	Micro-red de la caldera de Las Cañadas, en el sur de la misma, observada por métodos clásicos con medidas angulares y de distancias.	138
3.6	Esquema de las líneas de nivelación de alta precisión de la Isla de Tenerife	139
3.7	Esquema de las líneas de nivelación de alta precisión de la Isla de La Palma	141
3.8	Esquema de la red proyectada en la Isla de La Palma, en la zona de aparición del grupo de fallas de 1949 en la cima de Cumbre Vieja.	142
3.9	Interferograma diferencial de la Isla de Tenerife correspondiente al periodo desde el 02-08-1996 hasta el 15-09-2000.	144
3.10	Mapa de velocidades medias de deformación en la dirección del satélite para la Isla de Tenerife entre 1992 y 2005, usando datos ERS	145
3.11	Mapa de velocidades medias de deformación calculadas usando la técnica <i>Coherent Pixel Time Series Approach</i> (CPTS) para el extremo sur de la Isla de La Palma en el intervalo 1992-2000.	146
3.12	Esquema de la red GNSS proyectada en la Isla de Tenerife para comprobar los resultados de las deformaciones obtenidas mediante técnicas InSAR.	148
3.13	Estaciones permanentes GNSS de GRAFCAN desplegadas recientemente para usos cartográficos, geodésicos y de posicionamiento general.	150

4.1	Esquema de la red GNSS revisada y proyectada en la Isla de Tenerife para mantener una metodología de monitorización de precisión en el año 2001	161
4.2	Diferentes sistemas de estacionamiento para antenas GNSS del UNAVCO de altura fija	164
4.3	Diseño de sistema de estacionamiento para monitorización geodinámica con antenas GNSS	165
4.4	Sistemas de monumentación utilizados en las campañas de monitorización geodinámica GNSS en las islas de Tenerife y La Palma.	166
4.5	Esquema de la red GNSS revisada y proyectada en la Isla de La Palma para mantener una metodología de monitorización de precisión.	175
4.6	Esquema de la red GNSS proyectada en la Isla de La Palma para estudios de gravimetría estructural.	182
5.1	Tomografía horizontal del modelo de inversión 3-D estratificado de anomalías de densidad para una profundidad de 2000 m y sección vertical norte-sur de la isla.	216
6.1	Serie temporal de las estaciones Abona y Chinobre.	249
6.2	Serie temporal de las estaciones Pinar de Chío y CLV1.	250
6.3	Serie temporal de las estaciones CLV4 y Cobre.	251
6.4	Serie temporal de las estaciones Gordo y Coloradas.	252
6.5	Serie temporal de las estaciones Güímar y LPAL.	253
6.6	Serie temporal de las estaciones Mozos y La Quinta.	254
6.7	Serie temporal de las estaciones Rasca y Regatón.	255
6.8	Serie temporal de las estaciones Riquer y Taco.	256
6.9	Serie temporal de las estaciones Teide y Ucanca.	257
6.10	Serie temporal de la estación Retama (RETA).	258
6.11	Velocidades anuales de las estaciones de la red de monitorización de la Isla de Tenerife calculadas con GAMIT	260
6.12	Velocidades anuales de las estaciones de la red de monitorización de la Isla de Tenerife calculadas con GAMIT	261
6.13	Series temporales de las estaciones Don Pancho (DPAN) y Fernando Porto (FPOR).	264
6.14	Series temporales de las estaciones Jedey (JEDE) y LP01.	265
6.15	Series temporales de las estaciones LP02 y LP03.	266
6.16	Series temporales de las estaciones LP04 y LP05.	267
6.17	Series temporales de las estaciones LP06 y LP07.	268
6.18	Series temporales de las estaciones LP08 y LP09.	269
6.19	Series temporales de las estaciones LP10 y LP11.	270
6.20	Series temporales de las estaciones LP12 y LP14.	271
6.21	Series temporales de las estaciones LP15 y LP16.	272
6.22	Series temporales de las estaciones LP17 y LP18.	273
6.23	Series temporales de las estaciones LP19 y LP21.	274
6.24	Series temporales de las estaciones LPAL y Roque de los Muchachos (ROQU).	275

6.25	Series temporales de las estaciones San Antonio (SANO) y Time (TIME).	276
6.26	Serie temporal de las estación Tirimaga (TIRI).	277
6.27	Velocidades horizontales anuales de las estaciones de la red de monitorización de la Isla de La Palma	279
6.28	Velocidades verticales anuales de las estaciones de la red de monitorización de la Isla de La Palma	280
6.29	Velocidades horizontales anuales de las estaciones del sur de la Isla de La Palma	281
6.30	Velocidades verticales anuales de las estaciones del sur de la Isla de La Palma . .	282
6.31	Mapa de velocidades obtenido con DInSAR-SBAS para la Isla de Tenerife, en el periodo 1992-2005 con ERS1/2	283
6.32	Series temporales SAR y GNSS de las estaciones Rasca, Abona y Pinar de Chío .	285
6.33	Series temporales SAR y GNSS de las estaciones CLV4, Cobre y Coloradas	286
6.34	Series temporales SAR y GNSS de las estaciones Retama, Mozos y Riquer	287
6.35	Series temporales SAR y GNSS de las estaciones Taco, Teide y Ucanca	288
6.36	Mapa de velocidades obtenido con DInSAR en la Isla de La Palma obtenido con ENVISAT	290
6.37	Estructuras y elementos geológicos de la isla de La Palma con superposición de las velocidades medias verticales detectadas	291
A.1	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones ABON y C774. .	340
A.2	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CHIN y CHIO. .	341
A.3	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CLV2 y Cobre. .	342
A.4	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones COLO y CRUZ. .	343
A.5	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones GORD y GUIM. .	344
A.6	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones MOZO y RASC. .	345
A.7	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones REGA y RETA. .	346
A.8	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RIQU y TACO. .	347
A.9	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones TEID y UCAN. .	348
A.10	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones C747 y CHIO. .	349
A.11	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones REGA y RIQU. .	350
A.12	Serie temporal de repetibilidades Tenerife GAMIT estación Ucanca.	351
A.13	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones C747 y CHIO. .	352
A.14	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CLV1 y CLV4. .	353
A.15	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones REGA y RIQU. .	354
A.16	Serie temporal de repetibilidades Tenerife GAMIT estación Ucanca.	355
A.17	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones C747 y CHIO. .	356
A.18	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CLV1 y CLV4. .	357
A.19	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones GORD y REGA. .	358
A.20	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RIQU y UCAN. .	359
A.21	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones ABON y BOCI. .	360
A.22	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones C774 y CHIN. .	361
A.23	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CHIO y CLV1. .	362
A.24	Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CLV4 y COBR. .	363

A.25 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones COLO y GORD.	364
A.26 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones GUIM y LPAL.	365
A.27 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones MOZO y QUIN.	366
A.28 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RASC y REGA.	367
A.29 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RETA y RIQU.	368
A.30 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones TACO y TEID.	369
A.31 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones TEIT y UCAN.	370
A.32 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones ABON y LPAL.	371
A.33 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones C774 y CHIN.	372
A.34 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CHIO y CLV1.	373
A.35 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CLV4 y COBR.	374
A.36 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones COLO y GORD.	375
A.37 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones MOZO y QUIN.	376
A.38 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RASC y REGA.	377
A.39 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RETA y RIQU.	378
A.40 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones TACO y UCAN.	379
A.41 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones ABON y BOCI.	380
A.42 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones C774 y CHIN.	381
A.43 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CHIO y CLV1.	382
A.44 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CLV4 y COBR.	383
A.45 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones COLO y GORD.	384
A.46 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones MOZO y QUIN.	385
A.47 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RASC y REGA.	386
A.48 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RETA y RIQU.	387
A.49 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones TACO y TEID.	388
A.50 Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones LPAL y UCAN.	389
A.51 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones ABON y C774.	394
A.52 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CHIN y CHIO.	395
A.53 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CLV2 y Cobre.	396
A.54 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones COLO y CRUZ.	397
A.55 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones GORD y GUIM.	398
A.56 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones MOZO y RASC.	399
A.57 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones REGA y RETA.	400
A.58 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RIQU y TACO.	401
A.59 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones TEID y UCAN.	402
A.60 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones C747 y CHIO.	403
A.61 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones REGA y RIQU.	404
A.62 Serie temporal de repetibilidades Tenerife Bernese estación Uanca.	405
A.63 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones C747 y CHIO.	406
A.64 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CLV1 y CLV4.	407
A.65 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones REGA y RIQU.	408
A.66 Serie temporal de repetibilidades Tenerife Bernese estación Uanca.	409
A.67 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones C747 y CHIO.	410

A.68 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CLV1 y CLV4.	411
A.69 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones GORD y REGA.	412
A.70 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RIQU y UCAN.	413
A.71 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones ABON y BOCI.	414
A.72 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones C774 y CHIN.	415
A.73 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CHIO y CLV1.	416
A.74 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CLV4 y COBR.	417
A.75 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones COLO y GORD.	418
A.76 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones GUIM y LPAL.	419
A.77 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones MOZO y QUIN.	420
A.78 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RASC y REGA.	421
A.79 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RETA y RIQU.	422
A.80 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones TACO y TEID.	423
A.81 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones TEIT y UCAN.	424
A.82 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones ABON y LPAL.	425
A.83 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones C774 y CHIN.	426
A.84 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CHIO y CLV1.	427
A.85 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CLV4 y COBR.	428
A.86 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones COLO y GORD.	429
A.87 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones MOZO y QUIN.	430
A.88 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RASC y REGA.	431
A.89 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RETA y RIQU.	432
A.90 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones TACO y UCAN.	433
A.91 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones ABON y BOCI.	434
A.92 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones C774 y CHIN.	435
A.93 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CHIO y CLV1.	436
A.94 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CLV4 y COBR.	437
A.95 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones COLO y GORD.	438
A.96 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones MOZO y QUIN.	439
A.97 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RASC y REGA.	440
A.98 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RETA y RIQU.	441
A.99 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones TACO y TEID.	442
A.100 Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones LPAL y UCAN.	443
A.101 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT DPAN y FPOR.	448
A.102 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT JEDE y LP01.	449
A.103 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP02 y LP03.	450
A.104 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP04 y LP05.	451
A.105 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP06 y LP07.	452
A.106 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP08 y LP09.	453
A.107 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP10 y LP11.	454
A.108 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP12 y LP14.	455
A.109 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP15 y LP16.	456
A.110 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP17 y LP18.	457

A.111 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP19 y LPAL.	458
A.112 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT MAS1 y ROQU.	459
A.113 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT SANO y TIME.	460
A.114 Serie temporal de repetibilidades La Palma GAMIT estación Tirimaga.	461
A.115 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT DPAN y FPOR.	462
A.116 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT JEDE y LP01.	463
A.117 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP02 y LP03.	464
A.118 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP04 y LP05.	465
A.119 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP06 y LP07.	466
A.120 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP08 y LP09.	467
A.121 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP10 y LP11.	468
A.122 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP12 y LP14.	469
A.123 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP15 y LP16.	470
A.124 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP17 y LP18.	471
A.125 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP19 y LPAL.	472
A.126 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT MAS1 y ROQU.	473
A.127 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT SANO y TIME.	474
A.128 Serie temporal de repetibilidades La Palma GAMIT estación Tirimaga.	475
A.129 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT DPAN y FPOR.	476
A.130 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT JEDE y LP01.	477
A.131 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP02 y LP03.	478
A.132 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP04 y LP05.	479
A.133 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP06 y LP07.	480
A.134 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP08 y LP09.	481
A.135 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP10 y LP11.	482
A.136 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP12 y LP14.	483
A.137 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP15 y LP16.	484
A.138 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP17 y LP18.	485
A.139 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP19 y LP21.	486
A.140 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT MAS1 y ROQU.	487
A.141 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT SANO y TIME.	488
A.142 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LPAL y Tirimaga.	489
A.143 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT DPAN y FPOR.	490
A.144 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT JEDE y LP02.	491
A.145 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP04 y LP05.	492
A.146 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP06 y LP08.	493
A.147 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP10 y LP11.	494
A.148 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP12 y LP15.	495
A.149 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP16 y LP17.	496
A.150 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP18 y LP19.	497
A.151 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP21 y LPAL.	498
A.152 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT MAS1 y San Antonio.	499
A.153 Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT Time y Tirimaga.	500

Índice de tablas

1.1	Evolución de las diferentes realizaciones del marco ITRF	52
1.2	Principales parámetros geométricos del elipsoide asociado a GRS80	53
1.3	Principales parámetros geométricos del elipsoide asociado a WGS84	54
1.4	Evolución de las diferentes realizaciones del WGS84	55
1.5	Principales parámetros geométricos del elipsoide asociado a PZ-90	56
1.6	Principales parámetros geométricos del elipsoide asociado a CGCS2000	58
1.7	Precisiones y disponibilidad de los productos de precisión orbitales GNSS que ofrece el IGS	63
1.8	Valores de los parámetros de temperatura, presión y humedad relativa de la atmósfera estándar	67
1.9	Modelos de marea terrestre disponibles bien de forma electrónica o bien como posibilidad de carga automática.	80
1.10	Ejemplo de tabla de parámetros para el cálculo de la carga oceánica en formato BLQ	81
1.11	Principales bandas y longitudes de onda utilizadas en satélites rádar	86
2.1	Erupciones subaéreas históricas de las Islas Canarias según Siebert y otros (2011)	111
3.1	Bases geodésicas de la red geodésica canaria «Red Antigua 1930».	130
3.2	Diferencias de coordenadas entre la red de monitorización GPS del año 2000 y la anterior REGCAN95 -Cuarto Orden.	149
4.1	Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización en la Isla de Tenerife del año 2001	169
4.2	Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización en la Isla de Tenerife del año 2002	170
4.3	Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización en la Isla de Tenerife del año 2004	170
4.4	Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización en la Isla de Tenerife del año 2005	171
4.5	Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización en la Isla de Tenerife del año 2006	172

4.6	Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización en la Isla de Tenerife del año 2007	173
4.7	Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización en la Isla de La Palma del año 2006	177
4.8	Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización en la Isla de La Palma del año 2007	178
4.9	Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización en la Isla de La Palma del año 2008	179
4.10	Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización en la Isla de La Palma del año 2011	180
5.1	<i>Software</i> de postproceso GNSS de carácter comercial	185
5.2	<i>Software</i> de post-proceso GNSS de carácter científico	188
5.3	<i>Software</i> de post-proceso GNSS en línea	190
5.4	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2000, procesadas con el <i>software</i> GAMIT.	198
5.5	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2001, procesadas con el <i>software</i> GAMIT.	199
5.6	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2002, procesadas con el <i>software</i> GAMIT.	200
5.7	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2004, procesadas con el <i>software</i> GAMIT.	200
5.8	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2005, procesadas con el <i>software</i> GAMIT.	201
5.9	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2006, procesadas con el <i>software</i> GAMIT.	202
5.10	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2007, procesadas con el <i>software</i> GAMIT.	203
5.11	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2000, procesadas con el <i>software</i> Bernese.	204
5.12	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2001, procesadas con el <i>software</i> Bernese.	205
5.13	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2002, procesadas con el <i>software</i> Bernese.	206
5.14	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2004, procesadas con el <i>software</i> Bernese.	206
5.15	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2005, procesadas con el <i>software</i> Bernese.	207
5.16	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2006, procesadas con el <i>software</i> Bernese.	208
5.17	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2007, procesadas con el <i>software</i> Bernese.	209

5.18	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de La Palma observados en la campaña de 2006, procesadas con el <i>software</i> GAMIT.	211
5.19	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de La Palma observados en la campaña de 2007, procesadas con el <i>software</i> GAMIT.	212
5.20	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de La Palma observados en la campaña de 2008, procesadas con el <i>software</i> GAMIT.	213
5.21	Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de La Palma observados en la campaña de 2011, procesadas con el <i>software</i> GAMIT.	214
6.1	Repetibilidades de las soluciones calculadas para la estación Regatón (REGA) en la campaña de monitorización de la Isla de Tenerife del 2002, procesada con el <i>software</i> GAMIT.	218
6.2	Repetibilidades de las soluciones calculadas para la estación Abona (ABON) en la campaña de monitorización de la Isla de Tenerife del 2005, procesada con el <i>software</i> GAMIT.	219
6.3	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2000.	220
6.4	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2001.	221
6.5	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2002.	221
6.6	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2004.	222
6.7	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2005.	222
6.8	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2006.	223
6.9	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2007.	224
6.10	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> del conjunto de campañas de observaciones en Tenerife.	225
6.11	Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> del conjunto de campaña de observaciones en Tenerife, una vez eliminados los valores anómalos.	227
6.12	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>Bernese</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2000.	228
6.13	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>Bernese</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2001.	229
6.14	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>Bernese</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2002.	229
6.15	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>Bernese</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2004.	230

6.16	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>Bernese</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2005.	230
6.17	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>Bernese</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2006.	231
6.18	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>Bernese</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2007.	232
6.19	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>Bernese</i> del conjunto de campaña de observaciones en Tenerife.	233
6.20	Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con <i>Bernese</i> del conjunto de campaña de observaciones en Tenerife, una vez eliminados los valores anómalos.	234
6.21	Incertidumbres ENU para los procesados GAMIT y Bernese de la la campañas de la red de monitorización de la Isla de Tenerife.	235
6.22	Diferencias de coordenadas GAMIT-Bernese campañas Tenerife.	237
6.23	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en La Palma del año 2006.	239
6.24	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en La Palma del año 2007.	240
6.25	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en La Palma del año 2008.	241
6.26	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en La Palma del año 2011.	242
6.27	Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> del conjunto de campaña de observaciones en La Palma.	243
6.28	Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> del conjunto de campaña de observaciones en La Palma, una vez eliminados los valores anómalos.	245
6.29	Velocidades anuales de las estaciones de la red de monitorización de la Isla de Tenerife calculadas con GAMIT	259
6.30	Velocidades anuales de las estaciones de la red de monitorización de la Isla de La Palma calculadas con GAMIT	278
A.1	Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2002, una vez eliminados los valores anómalos.	390
A.2	Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2005, una vez eliminados los valores anómalos.	391
A.3	Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2006, una vez eliminados los valores anómalos.	392

A.4	Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2007, una vez eliminados los valores anómalos.	393
A.5	Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con <i>Bernese</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2000, una vez eliminados los valores anómalos.	444
A.6	Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con <i>Bernese</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2001, una vez eliminados los valores anómalos.	445
A.7	Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con <i>Bernese</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2005, una vez eliminados los valores anómalos.	445
A.8	Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con <i>Bernese</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2006, una vez eliminados los valores anómalos.	446
A.9	Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con <i>Bernese</i> de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2007, una vez eliminados los valores anómalos.	447
A.10	Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en La Palma del año 2007, una vez eliminados los valores anómalos.	502
A.11	Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en La Palma del año 2008, una vez eliminados los valores anómalos.	503
A.12	Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con <i>GAMIT</i> de la campaña de observaciones en La Palma del año 2011, una vez eliminados los valores anómalos.	504
B.1	Incertidumbres ENU para los procesados <i>GAMIT</i> y <i>Bernese</i> de la la campaña de 2000 de la red de monitorización de la Isla de Tenerife	506
B.2	Incertidumbres ENU para los procesados <i>GAMIT</i> y <i>Bernese</i> de la la campaña de 2001 de la red de monitorización de la Isla de Tenerife	507
B.3	Incertidumbres ENU para los procesados <i>GAMIT</i> y <i>Bernese</i> de la la campaña de 2002 de la red de monitorización de la Isla de Tenerife	507
B.4	Incertidumbres ENU para los procesados <i>GAMIT</i> y <i>Bernese</i> de la la campaña de 2004 de la red de monitorización de la Isla de Tenerife	508
B.5	Incertidumbres ENU para los procesados <i>GAMIT</i> y <i>Bernese</i> de la la campaña de 2005 de la red de monitorización de la Isla de Tenerife	509
B.6	Incertidumbres ENU para los procesados <i>GAMIT</i> y <i>Bernese</i> de la la campaña de 2006 de la red de monitorización de la Isla de Tenerife	510
B.7	Incertidumbres ENU para los procesados <i>GAMIT</i> y <i>Bernese</i> de la la campaña de 2007 de la red de monitorización de la Isla de Tenerife	511
B.8	Diferencias de coordenadas <i>GAMIT</i> - <i>Bernese</i> campaña 2000	512

B.9	Diferencias de coordenadas GAMIT-Bernese campaña 2001	512
B.10	Diferencias de coordenadas GAMIT-Bernese campaña 2002	513
B.11	Diferencias de coordenadas GAMIT-Bernese campaña 2004	513
B.12	Diferencias de coordenadas GAMIT-Bernese campaña 2005	514
B.13	Diferencias de coordenadas GAMIT-Bernese campaña 2006	515
B.14	Diferencias de coordenadas GAMIT-Bernese campaña 2007	516

Abreviaturas y acrónimos

2D	Posiciones o velocidades en dos dimensiones
3D	Posiciones o velocidades en tres dimensiones
A-DInSAR	Interferometría rádar diferencial avanzada
ALOS	Satélite rádar japonés de observación de la Tierra (<i>Advanced Land Observation Satellite</i>)
APA	<i>American Psychological Association</i>
ARP	Punto de Referencia de la Antena, <i>Antenna Reference Point</i>
ASAR	<i>Advanced Synthetic Aperture Radar</i>
BDS	Sistema de Posicionamiento Global Chino, <i>BeiDou Navigation Satellite System</i>
BDT	Sistema de Tiempo BeiDou (<i>BeiDou Time</i>)
BIPM	<i>Bureau International des Poids et Mesures</i>
BIH	<i>Bureau International de l'Heure</i>
C/A	Código Civil sobre la L1 de la señal GPS (<i>Coarse/Adquisition</i>)
CGCS2000	<i>China Geodetic Coordinate System 2000</i>
CNRS	<i>Centre National de la Recherche Scientifique</i> (Francia)
CODE	<i>Center for Orbit Determination in Europe</i> (Berna, Suiza)
CORS	<i>Continuous Operating Reference Station</i>
COSMO-SkyMed	<i>COnstellation of small Radar Satellites for the Mediterranean Basin Observation</i>
CRS	<i>Conventional Celestial Reference System</i>
CSIC	Consejo Superior de Investigaciones Científicas
CVC	Complejo Central Volcánico (<i>Central Volcanic Complex</i>)

DEM	Modelo Digital de Elevaciones del terreno, <i>Digital Elevation Model</i> ,
DGFI	Instituto Alemán de Investigaciones Geodésicas (<i>Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut</i>)
DInSAR	Interferometría diferencial SAR (<i>Differential InSAR</i>)
DMA	<i>Defense Mapping Agency</i>
doi	<i>Document Object Identifier</i>
DORIS	Determinación de Órbita y Radioposicionamiento Integrado por Satélite (<i>Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite</i>)
DTRF2008	Materialización ITRF2008 del DGFI
ECEF	<i>Earth-Centered, Earth-Fixed</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather</i>
EDM	Distanciometría Electrónica (<i>Electronic Distance Measurement</i>)
EGM08	<i>Earth Gravitational Model 2008</i>
EM	<i>Enriched Mantle</i>
ENE	Este-noreste
Envisat	Satélite radar europeo de observación de la Tierra (<i>Environmental Satellite</i>)
EOT11a	<i>Empirical Ocean Tide Model ver. 11a</i>
ERS	Satélite radar europeo de observación de la Tierra (<i>European Remote Sensing</i>)
ESA	<i>European Space Agency</i>
ESE	Este-sureste
ET	Estación Total
EU	Unión Europea (<i>European Union</i>)
FARA	<i>Fast Ambiguity Resolution Approach</i>
FES2004	<i>Finite Element Solution ver. 2004</i>
FES2012	<i>Finite Element Solution ver. 2012</i>
FK5	Catálogo Fundamental núm. 5 (<i>Fundamentalkatalogue nr. 5</i>)
GAMIT	<i>GPS Analysis at MIT</i>

GDOP	<i>Geometry Dilution Of Precision</i>
GEBCO	<i>General Bathymetric Chart of the Oceans</i>
GEO	<i>Geostationary Earth Orbit</i>
GEONET	<i>GPS Earth Observation Network</i>
GGSP	<i>Galileo Geodetic Service Provider</i>
GIM	Mapa Ionosférico Global (<i>Global Ionospheric Map</i>)
GIPSY	<i>GNSS-Inferred Positioning SYstem</i>
GIS	Sistemas de Información Geográfica, <i>Geographycal Information Systems</i>
GLOBK	<i>Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program</i>
GLONASS	Sistema de navegación global por satélite de la Federación Rusa (<i>GLObal'naya NAvigatsionnaya Sputnikovaya Sistema</i>)
GMF	<i>Global Mapping Function</i>
GNSS	Sistemas de Navegación Global por Satélite (<i>Global Navigation Satellite System</i>)
GNU	GNU's Not Unix
GOT4.7	<i>Global Ocean Tide Model ver. 4.7</i>
GPS	Sistema de Posicionamiento Global de los EEUU (<i>Global Positioning System</i>)
GPST	Escala de tiempo de la costelación GPS (<i>GPS Time</i>)
GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
GRS80	<i>Geodetic Reference System 1980</i>
GST	<i>Galileo System Time</i>
GTRF	<i>Galileo Terrestrial Reference Frame</i>
HIMU	<i>High U/Pb Mantle</i>
IAG	<i>International Association of Geodesy</i>
IAU	Unión Astronómica Internacional, <i>International Astronomical Union</i>
ICD	<i>Interface Control Document</i>
ICRS	Sistema de Referencia Celeste Internacional (<i>International Celestial Reference System</i>)

IDS	<i>International DORIS Service</i>
IEO	Instituto Español de Oceanografía
IERS	Servicio Internacional de Rotación de la Tierra y Sistemas de Referencia (<i>International Earth Rotation and Reference Systems Service</i>)
IGE	Instituto Geográfico y Estadístico
IGN	Instituto Geográfico Nacional
IGS	<i>International GNSS Service</i>
IGSO	<i>Inclined Geostationary Satellite Orbit</i>
ILRS	<i>International SLR Service</i>
InSAR	Interferometría SAR (<i>Interferometric SAR</i>)
ION-GNSS	<i>Institute of Navigation</i>
IONEX	<i>IONosphere Map Exchange Format</i>
ITRF	Marco de Referencia Terrestre Internacional (<i>International Terrestrial Reference Frame</i>)
ITRS	Sistema de Referencia Terrestre Internacional (<i>International Terrestrial Reference System</i>)
IVS	<i>International VLBI Service</i>
JCR	<i>Journal Citation Report</i>
JERS	Satélite radar japonés de observación de la Tierra (<i>Japan Earth Remote Sensing</i>)
JPL	<i>Jet Propulsion Laboratory</i> (Pasadena, CA.)
JTRF2008	Materialización ITRF2008 del JPL
KALREF	<i>KALman filter for REFerence frame determination</i>
LEO	<i>Low Earth Orbiter</i>
LiDAR	<i>Light Detection And Ranging</i>
LLA	Latitud, Longitud, Altura
<i>los</i>	Dirección de vista del satélite (<i>line of sight</i>)
L2C	Código Civil sobre la L2 de la señal GPS
MEO	<i>Medium Earth Orbit</i>

MGEX	<i>Multi-GNSS Experiment</i>
MIT	<i>Massachusetts Institute of Technology</i>
MLR	Distanciometría Láser a la Luna (<i>Moon Laser Ranging</i>)
Moho	Discontinuidad de <i>Mohorovičić</i> . Zona de transición entre corteza y manto terrestre
MORB	<i>Mid Ocean Ridge Basalt</i>
NAP	Nivelación de Alta Precisión
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NE	Noreste
NGA	Agencia de Información Geoespacial y Cartográfica de los EEUU, <i>National Geospatial-Intelligence Agency</i>
NGS	Servicio Geodésico de los EEUU, <i>National Geodetic Survey</i>
NIMA	Agencia Cartográfica Militar de los EEUU (<i>National Imagery and Mapping Agency</i>)
NNE	Nor-Noreste
NMM	nivel medio del mar
NNSS	<i>Navy Navigation Satellite System</i>
NP	Nivelación de Precisión
NRCan	<i>Natural Resources of Canada</i>
NW	Noroeste
OASIS	<i>Orbit Analysis and Simulation Software</i>
OTF	<i>On-The-Fly</i>
PCO	Desplazamiento del Centro de Fase (<i>Phase Center Offset</i>)
PCV	Variación del Centro de Fase (<i>Phase Center Variation</i>)
PEP	<i>Planetary Ephemeris Program</i>
PN	Marco Geodésico «Pico de las Nieves» 1930
PN68	Marco Geodésico «Pico de las Nieves» 1968
PN84	Marco Geodésico «Pico de las Nieves» 1984

PPP	Posicionamiento de Punto Preciso, <i>Precise Point Positioning</i>
PRF	<i>Pulse repetition frequency</i>
PS	Permanent Scatterer®
PSInSAR	Persistent Scatterer Interferometric Synthetic Aperature Radar
PZ-90	Parametry Zemli 1990 (<i>Parameters of the Earth 1990</i>)
RADAR	<i>RAdio Detection And Ranging</i>
RADARSAT	Sistema rádar canadiense de observación de la Tierra
RCO	Red Geodésica de Cuarto Orden
REIC	Red de Enlace de las Islas Canarias
REDNAP	Red de Nivelación de Alta Precisión
REGCAN95	Red Geodésica Canaria por Técnicas Espaciales 1995
REGENTE	Red Geodésica Nacional por Técnicas Espaciales
RF	Marco de Referencia (<i>Reference Frame</i>)
RGOG	Red Geodinámica de Observaciones del Estrecho de Gibraltar
RINEX	<i>Receiver INdependent EXchange format</i>
ROI	Red Geodésica de Orden Inferior
RS	Sistema de Referencia (<i>Reference System</i>)
RTK	<i>Real Time Kinematic</i>
SA	Disponibilidad Selectiva (<i>Selective Availability</i>)
SAR	Rádar de Apertura Sintética (<i>Synthetic Aperture Radar</i>)
SBAS	<i>Small BAseline Subset</i>
SE	Sureste
SEASAT	SEASAT
SI	Sistema Internacional
SLR	Distanciometría Láser a Satélite (<i>Satellite Laser Ranging</i>)
SNR	Relación Señal/Ruido (<i>Signal to Noise Ratio</i>)
SVC	Complejo de Escudo Volcánico (<i>Shield Volcanic Complex</i>)

SW	Suroeste
SPOT	Satélite francés de observación de la Tierra (<i>Satellite Pour l'Observation de la Terre</i>)
SP3	<i>Standard Product #3</i>
SSW	Sur-suroeste
TAI	Tiempo Atómico Internacional (<i>Temps Atomique International</i>)
TEC	Contenido Total de Electrones (<i>Total Electron Content</i>)
TEQC	<i>Translation, Editing and Quality Check</i>
TECU	Unidad de Contenido Total de Electrones (<i>Total Electron Content Unit</i>)
TerraSAR	Satélite radar alemán de observación radar de la Tierra
TIG	Tecnologías de la Información Geoespacial
TInSAR	Interferometría diferencial SAR terrestre (<i>Terrestrial InSAR</i>)
TOPEX/Poseidon	Satélite de observación oceanográfica
T/P	<i>TOPEX/Poseidon</i>
TRF	<i>Terrestrial Reference Frame</i>
TRS	<i>Conventional Terrestrial Reference System</i>
UAV	Vehículo Aéreo no Tripulado (<i>Unmanned Aerial Vehicle</i>)
UE	Unión Europea
UGGI	Unión Geodésica y Geofísica Internacional
UNAVCO	<i>University NAVstar COnsortium</i>
UPM	Universidad Politécnica de Madrid
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
UT	<i>Universal Time</i>
UT1	<i>Universal Time 1</i>
UTC	Tiempo Universal Coordinado, <i>Universal Time Coordinated</i>
UTM	Proyección Universal Transversa de Mercator (<i>Universal Transverse Mercator</i>)
USAF	<i>United States Air Forces</i>

USNO	<i>United States Naval Observatory</i>
VLBI	Interferometría de muy larga base (<i>Very Long Baseline Interferometry</i>)
VMF	<i>Vienna Mapping Function</i>
VRC	<i>Volcanic Risk Coefficient</i>
WGS72	<i>World Geodetic System 72</i>
WGS84	<i>World Geodetic System 84</i>
WNW	Oeste-noroeste
WSW	Oeste-suroeste
ZTD	<i>Zenith Tropospheric Delay</i>

Agradecimientos

Este trabajo realizado en la Universidad Politécnica de Madrid es fruto de un esfuerzo en el cual, bien directa o indirectamente, han participado distintas personas opinando, corrigiendo, teniendo paciencia, dando ánimo, acompañando en los momentos de crisis y también en los de felicidad. Este trabajo me ha permitido aprovechar la competencia y la experiencia de muchas personas que deseo agradecer en este apartado.

Debo agradecer de manera especial y sincera al doctor José Fernández por aceptarme para realizar esta tesis doctoral bajo su dirección en el Grupo de Geodesia Espacial, Gravimetría y Modelado, del Instituto de Geociencias CSIC-UCM. Su apoyo y confianza en mi trabajo y su capacidad para guiar mis ideas ha sido un aporte que nunca será debidamente bien ponderado, no solamente en el desarrollo de esta tesis, sino también en mi formación como investigador. No puedo olvidar agradecer su paciencia ante mi inconstancia, su valiosa dirección y su apoyo para seguir este trabajo y llegar a la conclusión del mismo.

Especial reconocimiento merece el interés mostrado por mi trabajo y las sugerencias recibidas de mi otro director, el doctor Tomás Herrero, con el que me encuentro en deuda no sólo por el ánimo infundido, sino también por la confianza en mí depositada que no han llegado a ceder aún con el paso de los años. También tengo que hacer extensivo este agradecimiento al Grupo de Geovisualización, Espacios Singulares y Patrimonio UPM, del que es coordinador.

Mis agradecimientos a la colaboración de todo el equipo del Grupo de Geodesia Espacial, Gravimetría y Modelado, que a lo largo de estos años se ha involucrado en la toma, procesado de datos y el análisis de los mismos de este estudio de monitorización. Han sido diversas las personas que han pasado por esta fase desde que diseñé las primeras campañas geodésicas en la Isla de Tenerife en el año 2001, y no quisiera olvidar a ninguna de ellas en este momento. Desde luego, mi especial reconocimiento a José Luis G. Pallero, a Pablo González y a Antonio G. Camacho, por su ayuda y apoyo.

Por último no puedo olvidar a mi familia que, de forma incondicional, entendió mis ausencias y mis malos momentos, y ha sido más que comprensiva con todo el tiempo que les robé a nuestras vidas en común.

Juan F. Prieto
57362.8125 40.531638 -3.691854

Resumen

Métodos diferenciales e interferométricos para la evaluación de deformaciones de la corteza terrestre mediante técnicas GNSS e InSAR

La actividad volcánica interviene en multitud de facetas de la propia actividad humana, no siempre negativas. Sin embargo, son más los motivos de peligrosidad y riesgo que incitan al estudio de la actividad volcánica. Existen razones de seguridad que inciden en el mantenimiento del seguimiento y monitorización de la actividad volcánica para garantizar la vida y la seguridad de los asentamientos antrópicos en las proximidades de los edificios volcánicos. En esta tesis se define e implementa un sistema de monitorización de movimientos de la corteza en las islas de Tenerife y La Palma, donde el impacto social que representa un aumento o variación de la actividad volcánica en las islas es muy severo. Aparte de la alta densidad demográfica del Archipiélago, esta población aumenta significativamente, en diferentes periodos a lo largo del año, debido a la actividad turística que representa la mayor fuente de ingresos de las islas.

La población y los centros turísticos se diseminan predominantemente a lo largo de las costas y también a lo largo de los flancos de los edificios volcánicos. Quizá el mantenimiento de estas estructuras sociales y socio-económicas son los motivos más importantes que justifican una monitorización de la actividad volcánica en las Islas Canarias.

Recientemente se ha venido trabajando cada vez más en el intento de predecir la actividad volcánica utilizando los nuevos sistemas de monitorización geodésica, puesto que la actividad volcánica se manifiesta anteriormente por deformación de la corteza terrestre y cambios en la fuerza de la gravedad en la zona donde más tarde se registran eventos volcánicos.

Los nuevos dispositivos y sensores que se han desarrollado en los últimos años en materias como la geodesia, la observación de la Tierra desde el espacio y el posicionamiento por satélite, han permitido observar y medir tanto la deformación producida en el terreno como los cambios de la fuerza de la gravedad antes, durante y posteriormente a los eventos volcánicos que se producen. Estos nuevos dispositivos y sensores han cambiado las técnicas o metodologías geodésicas que se venían utilizando hasta la aparición de los mismos, renovando métodos clásicos y desarrollando otros nuevos que ya se están afianzando como metodologías probadas y reconocidas para ser usadas en la monitorización volcánica.

Desde finales de la década de los noventa del siglo pasado se han venido desarrollando en las Islas Canarias varios proyectos que han tenido como objetivos principales el desarrollo de

nuevas técnicas de observación y monitorización por un lado y el diseño de una metodología de monitorización volcánica adecuada, por otro. Se presenta aquí el estudio y desarrollo de técnicas GNSS para la monitorización de deformaciones corticales y su campo de velocidades para las islas de Tenerife y La Palma.

En su implementación, se ha tenido en cuenta el uso de la infraestructura geodésica y de monitorización existente en el archipiélago a fin de optimizar costes, además de complementarla con nuevas estaciones para dar una cobertura total a las dos islas. Los resultados obtenidos en los proyectos, que se describen en esta memoria, han dado nuevas perspectivas en la monitorización geodésica de la actividad volcánica y nuevas zonas de interés que anteriormente no se conocían en el entorno de las Islas Canarias.

Se ha tenido especial cuidado en el tratamiento y propagación de los errores durante todo el proceso de observación, medida y proceso de los datos registrados, todo ello en aras de cuantificar el grado de fiabilidad de los resultados obtenidos. También en este sentido, los resultados obtenidos han sido verificados con otros procedentes de sistemas de observación radar de satélite, incorporando además a este estudio las implicaciones que el uso conjunto de tecnologías radar y GNSS tendrán en un futuro en la monitorización de deformaciones de la corteza terrestre.

Abstract

Differential and interferometric methods for evaluation of crustal deformation using GNSS and InSAR techniques

Volcanic activity occurs in many aspects of human activity, and not always in a negative manner. Nonetheless, research into volcanic activity is more likely to be motivated by its danger and risk. There are security reasons that influence the monitoring of volcanic activity in order to guarantee the life and safety of human settlements near volcanic edifices. This thesis defines and implements a monitoring system of movements in the Earth's crust in the islands of Tenerife and La Palma, where the social impact of an increase (or variation) of volcanic activity is very severe. Aside from the high demographic density of the archipelago, the population increases significantly in different periods throughout the year due to tourism, which represents a major source of revenue for the islands.

The population and the tourist centres are mainly spread along the coasts and also along the flanks of the volcanic edifices. Perhaps the preservation of these social and socio-economic structures is the most important reason that justifies monitoring volcanic activity in the Canary Islands.

Recently more and more work has been done with the intention of predicting volcanic activity, using new geodesic monitoring systems, since volcanic activity is evident prior to eruption because of a deformation of the Earth's crust and changes in the force of gravity in the zone where volcanic events will later be recorded.

The new devices and sensors that have been developed in recent years in areas such as geodesy, the observation of the Earth from space, and satellite positioning have allowed us to observe and measure the deformation produced in the Earth as well as the changes in the force of gravity before, during, and after the volcanic events occur. The new devices and sensors have changed the geodetic techniques and methodologies that were used previously. The classic methods have been renovated and other newer ones developed that are now vouched for as proven recognised methodologies to be used for volcanic monitoring.

Since the end of the 1990s, in the Canary Islands various projects have been developed whose principal aim has been the development of new observation and monitoring techniques on the one hand, and the design of an appropriate volcanic monitoring methodology on the other. The study and development of GNSS techniques for the monitoring of crustal deformations and their velocity field is presented here.

To carry out the study, the use of geodetic infrastructure and existing monitoring in the archipelago have been taken into account in order to optimise costs, besides complementing it with new stations for total coverage on both islands. The results obtained in the projects, which are described below, have produced new perspectives in the geodetic monitoring of volcanic activity and new zones of interest which previously were unknown in the environment of the Canary Islands.

Special care has been taken with the treatment and propagation of errors during the entire process of observing, measuring, and processing the recorded data. All of this was done in order to quantify the degree of trustworthiness of the results obtained. Also in this sense, the results obtained have been verified with others from satellite radar observation systems, incorporating as well in this study the implications that the joint use of radar technologies and GNSS will have for the future of monitoring deformations in the Earth's crust.

Introducción

Motivación

Las grandes erupciones volcánicas están habitualmente asociadas a volcanes poligenéticos donde diferentes erupciones tienen lugar de forma diferente en el mismo edificio volcánico (Fernández y otros, 2015), donde el área a monitorizar puede estar relativamente bien definida. No obstante un escenario completamente diferente, y que constituye un auténtico desafío, es el que se produce cuando tenemos un volcanismo difuso y disperso afectando un gran área geográfica. Este segundo caso es el que principalmente caracteriza el volcanismo de las Islas Canarias (Figura 1), donde solo existe un estratovolcán activo, el complejo Teide-Pico Viejo en Tenerife, pero donde la actividad históricamente ocurre principalmente en conos frecuentemente monogenéticos a lo largo de los *rifts* (Fernández y otros, 1999, 2003)

Las observaciones tradicionales de actividad sísmica, hidrológica o fumarólica han demostrado ser muy útiles (Sigurdsson y otros, 2011a). También se han llegado a utilizar técnicas de registro en vídeo, registro con *scanner laser* e imágenes térmicas (Tárraga y otros, 2001). La observación sísmica requiere distribuir una serie de sensores sísmicos alrededor del volcán o la zona que se quiere monitorizar y enviar, de forma automática, su registro de datos a un centro de control que los almacena y procesa (Quaas y otros, 1995). La monitorización sísmica es útil en la localización de fuentes volcánicas o tectónicas y, para observar y evaluar su evolución con el tiempo. Quizá el ejemplo más cercano de esta monitorización ha sido la localización de la fuente volcánica submarina de la erupción de El Hierro de noviembre de 2011.

Las nuevas técnicas de observación terrestre basados en satélite en general (Niedzielski, 2014) o bien en particular a través de sistemas de interferometría radar de apertura sintética InSAR (Massonnet y Feigl, 1998; Hanssen, 2001) unidas a también técnicas de observación permanente con Sistemas de Navegación Global por Satélite (*Global Navigation Satellite System*) (GNSS) (Sagiya y otros, 2000), también están muy probadas y son hoy por hoy una técnica de uso común en el caso de detección de movimientos del terreno en tiempo real, que se han extendido muy rápidamente debido al abaratamiento de costes que representan comparándolas con las técnicas geodésicas clásicas (Fernández y otros, 2003). Las técnicas InSAR utilizan imágenes rádar obtenidas mediante satélite, de una zona de la Tierra, en distintas épocas. Varias agencias espaciales nacionales o supranacionales han incluido en sus programas respectivos el lanzamiento de este tipo de satélites. La técnica de observación GNSS continua o permanente permite comparar las posiciones, que día tras día, va describiendo un punto de la superficie terrestre sobre un sistema de referencia absoluto fijado a la Tierra. En este tipo de satélites se

encuentran las constelaciones globales GPS (USA), GLONASS (Rusia), Galileo (EU) o BeiDou (China).

Existen pues hoy en día una amplia variedad de sistemas y técnicas geodésicas suficientemente probadas y con su precisión ya contrastada, que forman un conjunto de herramientas muy potentes en la monitorización de la actividad volcánica (Prieto y otros, 2012).

La presencia de volcanismo activo en las islas Canarias y la existencia de sismicidad superficial y profunda hacen que la situación tectónica de esta región sea de una gran complejidad, y por tanto objeto fundamental de estudio internacional para las Ciencias de la Tierra. Las erupciones han sido geológicamente numerosas. Pero como ya se ha mencionado anteriormente, más allá del motivo de estudio científico, existen razones de seguridad que inciden en el mantenimiento del seguimiento volcánico. Dentro de sus 7.447 km² viven y desarrollan su actividad 2.118.519 habitantes (Figura 1). En las islas hay una densidad de población media de 284,48 hab/km², cifra más de tres veces superior a la media española. El riesgo volcánico en la actualidad, como ha mostrado la reciente erupción submarina de El Hierro (2011), es mayor que en la anterior erupción del Teneguía (1971) debido al aumento considerable de la población así como del nivel económico durante estos cuarenta años en las Islas Canarias.

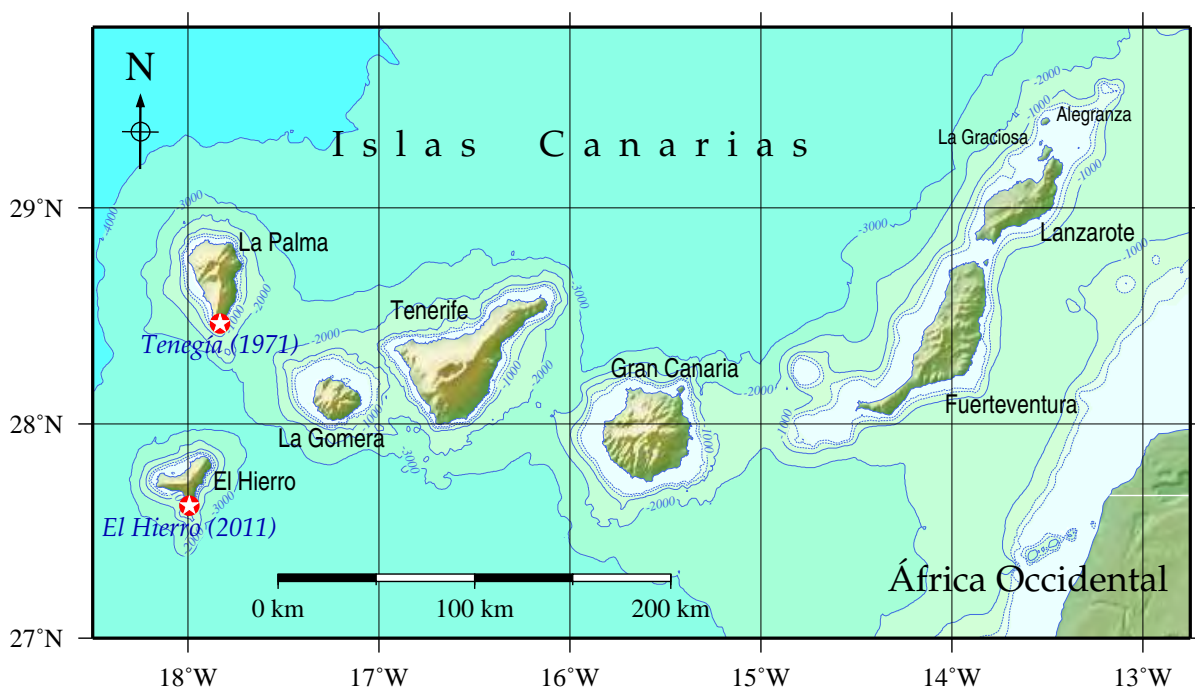


Figura 1: Mapa de localización del Archipiélago Canario y su posición relativa con respecto a la costa africana. Se han representado las dos erupciones históricas más recientes localizadas en las islas de La Palma y El Hierro.

El volcanismo de las Islas Canarias se genera sobre una corteza de transición de tipo continental a oceánica desde las islas orientales a las occidentales, con un espesor cortical igualmente variable desde 11 km en el sector oriental (islas de Lanzarote y Fuerteventura) a 1 km en la isla de El Hierro (Banda y otros, 1981; Suriñach, 1986). Se tiene constancia escrita de unas 19 erupciones subaéreas históricas de las Islas Canarias (Siebert y otros, 2011), todas ellas localizadas

en las islas de Tenerife, Lanzarote, La Palma y El Hierro. La última de estas erupciones subaéreas fue la del Volcán Teneguía en la isla de La Palma en 1971. Tenemos que volver a recordar aquí que la última erupción de la Isla de El Hierro de noviembre de 2011, hasta la fecha se ha mantenido submarina.

Como ha puesto en evidencia el impacto de las erupciones recientes (*p.e.*, la del Teneguía en La Palma en 1971 y la submarina de El Hierro en 2011-2012), hemos de considerar los más de dos millones de población habitando el archipiélago, el nivel de la actividad económica y el reciente crecimiento en exposición. Por tanto, aparte de las razones puramente científicas, existen motivos económicos y de seguridad que justifican la necesidad de desarrollar y mantener un sistema de vigilancia volcánica eficiente.

Toda esta situación configura el Archipiélago Canario como un caso en el cual el diseño de un plan de monitorización volcánica tiene que ser realizado con especial cuidado. El sistema de monitorización debe ser eficiente como primer objetivo, pero al mismo tiempo debe de usar las técnicas de precisión constatada, con unos costes de instalación y mantenimiento que sean asumibles, todo adecuado al nivel de actividad volcánica que en la actualidad presenta el archipiélago.

Desde finales de la década de los noventa del siglo pasado se han venido desarrollando en las islas varios proyectos de investigación, que han tenido como objetivos principales el desarrollo de nuevas técnicas de observación y monitorización por un lado y el diseño de una metodología de monitorización volcánica adecuada, por otro. Estos proyectos se han venido focalizando en las islas de Tenerife, La Palma y Lanzarote, donde la actividad volcánica subaérea reciente se ha manifestado con mayor intensidad ([Fernández y otros, 2015](#)).

Se presenta aquí el estudio y desarrollo de técnicas GNSS para la monitorización de deformaciones corticales y su campo de velocidades para las islas de Tenerife y La Palma. Se ha tenido en cuenta el uso de la infraestructura geodésica y de monitorización existente en el archipiélago a fin de optimizar costes, además de complementarla con nuevas estaciones para dar una cobertura total a las dos islas. Los resultados obtenidos en los proyectos, que se describen a continuación, han dado nuevas perspectivas en la monitorización geodésica de la actividad volcánica y nuevas zonas de interés que anteriormente no se conocían en el entorno de las Islas Canarias.

Objetivos y procedimientos

En las dos últimas décadas el uso de técnicas geodésicas se ha extendido rápidamente en sus aplicaciones al estudio de zonas sismotectónica y volcánicamente activas. El objetivo principal de esta tesis doctoral es analizar, mejorar y aplicar el diseño de redes para monitorización de deformación del terreno, obtenidos con técnicas GNSS, para lograr una estimación de la deformación tridimensional del terreno con alta densidad espacial, y su contraste y validación con técnicas InSAR.

Para que el estudio de datos geodésicos sea rigurosa, no puede llevarse a cabo sin el uso de las matrices de varianzas-covarianzas de cada conjunto de datos. En esta Tesis Doctoral, junto con el análisis por separado de las técnicas geodésicas, se proponen metodologías que sí tienen

en cuenta la propagación de incertidumbres en la estimación del campo 3D de deformación del terreno.

Así, considerando esta situación los objetivos de la presente tesis se pueden resumir como:

Objetivo 1: *“Estudio y diseño de redes de monitorización geodésica y diseño de la metodología de observación”:*

- Diseño de las redes de monitorización, que también contemple la minimización del impacto ambiental y los costes de ejecución, que pueda ser extensible para todo el conjunto de las islas del Archipiélago Canario.
- Dado que la mayor magnitud de la deformación de la corteza terrestre se espera en el sentido vertical, el diseño de la metodología de observación deberá tener esto en cuenta para minimizar las incertidumbres de observación.
- Localización de las áreas de mayor peligrosidad por volcanismo en las islas de Tenerife y La Palma para tenerlo en cuenta en el diseño de las redes.

Objetivo 2: *“Establecimiento de redes de monitorización GNSS en las islas de Tenerife y La Palma”:*

- Observación de distintas campañas GNSS, separadas en el tiempo, a fin de tener un conjunto histórico de coordenadas, y su variación temporal, de las estaciones de monitorización.
- Comparación de al menos dos procesados con *software* GNSS científico de alta precisión a fin de conocer las incertidumbres y repetibilidades de las soluciones que se obtienen con este tipo de *software* y este tipo de redes geodésicas. Cálculo de las distintas campañas GNSS observadas.
- Estudio de las deformaciones temporales en las islas de Tenerife y La Palma con cobertura global para las dos islas.
- Determinación del campo de velocidades medias de las deformaciones en un periodo lo mas amplio posible.
- Validación de los resultados obtenidos mediante otras técnicas de cobertura total de las islas.

También se plantea un objetivo secundario que es *“el diseño de la metodología de observación para dotar de coordenadas a las observaciones de gravimetría estructural.”*

Avance de resultados y publicaciones ligadas a esta tesis

Partes de esta tesis se han venido publicando en un cierto número de artículos en revistas indexadas con revisión por pares, capítulos de libros y publicaciones en *proceedings* de congresos. Si bien en las diferentes publicaciones han intervenido varios autores y se han tratado

además otras técnicas a las aquí descritas, la contribución del autor de esta memoria ha sido en todo lo referente a las técnicas GNSS, el diseño de las diferentes redes, la metodología de observación, el adecuado procesado de los datos, el análisis de las precisiones alcanzadas y la discusión de los resultados.

■ **Artículos en revistas *peer reviewed* e indexadas en JCR:**

Prieto, J.; González, P.; Seco, A.; Rodríguez-Velasco, G.; Tunini, L.; Perlock, P.; Arjona, A.; Aparicio, A.; Camacho, A.; Rundle, J.; Tiampo, K.; Pallero, J.; Pospiech, S. y Fernández, J. (2009). "Geodetic and Structural Research in La Palma, Canary Islands, Spain: 1994–2007 Results". *Pure and Applied Geophysics*, **166(8-9)**, pp. 1461–1484. doi:[10.1007/s00024-009-0505-2](https://doi.org/10.1007/s00024-009-0505-2)

Fernández, J.; González-Matesanz, F. J.; **Prieto, J. F.;** Rodríguez-Velasco, G.; Staller, A.; Alonso-Medina, A. y Charco, M. (2004). "GPS Monitoring in the N-W Part of the Volcanic Island of Tenerife, Canaries, Spain: Strategy and Results". *Pure and Applied Geophysics*, **161(7)**, pp. 1359–1377. doi:[10.1007/978-3-0348-7897-5_5](https://doi.org/10.1007/978-3-0348-7897-5_5).

Camacho, A. G.; Fernández, J.; González, P. J.; Rundle, J. B.; **Prieto, J. F.** y Arjona, A. (2009a). "Structural results for La Palma island using 3-D gravity inversion". *Journal of Geophysical Research*, **114(B05411)**. doi:[10.1029/2008JB005628](https://doi.org/10.1029/2008JB005628)

Fernández, J.; Tizzano, P.; Manzo, M.; Borgia, A.; Gonzalez, P.J.; Martí, J.; Pepe, A.; Camacho, A.G.; Casu, F.; Berardino, P.; **Prieto, J.F.** y Lanari, R. (2009). "Gravity-driven deformation of Tenerife measured by InSAR time series analysis". *Geophysical Research Letters*, **36(L04603)**, p. 13. doi:[10.1029/2008GL036920](https://doi.org/10.1029/2008GL036920)

Smets, B.; d'Oreye, N.; Kervyn, F.; Kervyn, M.; Albino, F.; Arellano, S.; Bagalwa, M.; Balagizi, C.; Carn, S. A.; Darrah, T. H.; Fernandez, J.; Galle, B.; Gonzalez, P. J.; Head, E.; Karume, K.; Kavotha, D.; Lukaya, F.; Mashagiro, N.; Mavonga, G.; Norman, P.; Osodundu, E.; Pallero, J.L.G.; **Prieto, J. F.;** Samsonov, S.; Syaushwa, M.; Tedesco, D.; Tiampo, K.; Wauthier, C. y Yalire, M. M. (2014). "Detailed multidisciplinary monitoring reveals pre- and co-eruptive signals at Nyamulagira volcano (North Kivu, Democratic Republic of Congo)". *Bulletin of Volcanology*, **76(1)**, 787. doi:[10.1007/s00445-013-0787-1](https://doi.org/10.1007/s00445-013-0787-1).

Fernández, J.; González, P.J.; Camacho, A.G.; **Prieto, J. F.** y Brú, G. (2015). "An Overview of Geodetic Volcano Research in the Canary Islands". *Pure and Applied Geophysics*, **172(11)**, pp. 3189–3228. doi:[10.1007/s00024-014-0916-6](https://doi.org/10.1007/s00024-014-0916-6)

■ **Artículos en otras revistas, capítulos de libros y *proceedings* de congresos:**

Prieto, J. F.; Fernández, J.; González, P. J.; Camacho, A. G. y Luzón, F. (2012). *Investigación en vigilancia geodésica de actividad volcánica en las Islas Canarias*. pp. 203–218. En: [García y Luzón \(2012\)](#). 331 pp

Prieto, J. F.; Fernández, J.; Rodríguez-Velasco, G.; Valdés, M.; González-Matesanz, F. J.; González, P. J.; Staller, A.; Hernández, P. A.; Lambás, F.; de Torres, J. A. y Pérez, N. M.

- (2004). "Permanent GPS network in Canary Islands for volcano monitoring: design and objectives". En: *International Symposium Reducing Volcanic Risk in Islands, ITER, Tenerife, Islas Canarias, 2-6 de Junio, 2004*, 09426
- Prieto, J. F.**; Fernández, J.; González, P. J.; Sagiya, T.; Fujii, N.; Hernández, P. A. y Pérez, N. M. (2005). "Permanent ITER-GPS network in Canary Islands for volcano monitoring: design, objectives and first results". En: *Geophysical Research Abstracts*, volumen 7. 1607-7962/gra/EGU05-A-09426
- González, P. J.; Samsonov, S.; Manzo, M.; **Prieto, J. F.**; Tiampo, K. F.; Tizzani, P.; Casu, F.; Pepe, A.; Berardino, P.; Camacho, A. G.; Lanari, R. y Fernández, J. (2010b). "3D volcanic deformation fields at Tenerife Island: integration of GPS and Time Series of DInSAR (SBAS)". *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, **29**, pp. 44–50
- Fernandez, J.; Gonzalez, P.; Arjona, A.; Camacho, A.G.; **Prieto, J. F.**; Seco, A.; Tizzani, P.; Manzo, M.; Lanari, R.; Blanco, P. y Mallorqu, J. (2009). "Geodetic Volcano Monitoring Research in Canary Islands: Recent Results". En: *Eos Trans. AGU*, volumen 90(22). Jt. Assem. Suppl., Abstract G21B-04
- Camacho, A. G.; Fernández, J.; González, P. J.; Rundle, J. B.; **Prieto, J. F.** y Arjona, A. (2008). "Structural results for La Palma island using 3D gravity inversion". En: *Geophysical Research Abstracts*, volumen 10. European Geosciences Union, Vienna. 1607-7962/gra/EGU2008-A-10653
- Samsonov, S.; Tiampo, K.; Gonzalez, P. J.; **Prieto, J.**; Camacho, A. G. y Fernandez, J. (2008). "Surface deformation studies of Tenerife Island, Spain from joint GPS-DInSAR observations". En: *Second Workshop on USE of Remote Sensing Techniques (USEREST) for Monitoring Volcanoes and Seismogenic Areas, Naples, Italy, 11–14 Nov, 2008*, volumen 10443679, p. 6. IEEE Geoscience and Remote Sensing Society (GRSS), Naples, Italy. doi:[10.1109/USEREST.2008.4740337](https://doi.org/10.1109/USEREST.2008.4740337)
- Fernandez, J.; Gonzalez, P. J.; Camacho, A.G.; Rodriguez-Velasco, G.; Arjona, A.; Paller, J.L.G.; **Prieto, J.F.**; Perlock, P.A.; Tiampo, K.F.; Seco, A.; Aparicio, A. y Rundle, J.B. (2008). "DInSAR, GPS and gravity observation results in La Palma, Canary islands". En: *Second Workshop on USE of Remote Sensing Techniques (USEREST) for Monitoring Volcanoes and Seismogenic Areas, Naples, Italy, 11–14 Nov, 2008*, p. 5. doi:[10.1109/USEREST.2008.4740345](https://doi.org/10.1109/USEREST.2008.4740345)
- Fernández, J.; **Prieto, J. F.** y González, P. (2006). "Geodetic observation in Tenerife Island for volcano monitoring 2000-2006. Results and interpretation." En: *Geophysical Research Abstracts*, volumen 8. European Geosciences Union, Vienna
- González, P. J.; **Prieto, J. F.**; Fernández, J.; Sagiya, T.; Fujii, N.; Hernández, P. A. y Pérez, N. M. (2005). "Permanent GPS observation in Tenerife Island for volcano monitoring. Results obtained from May 2004 to present". En: *Geophysical Research Abstracts*, volumen 7
- González-Matesanz, J.; Torres, J. Fernández; **Prieto, J. F.**; Staller, A.; Velasco, G. Rodríguez y Alonso, A. (2003). "Vigilancia GPS en la isla de Tenerife: metodología y resultados". En: *Comunicaciones Tercera Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica:*

proceedings, Valencia, 4–8 Febr. 2000, pp. 306–309. Universidad Politécnica de Valencia (UPV)

Rodríguez-Velasco, G.; Romero, R.; Yu, T. T.; González-Matesanz, F. J.; Quirós, R.; Dalda, A.; Aparicio, A.; Carrasco, D.; **Prieto, J. F.** y Fernández, J. (2002). “On the monitoring of surface displacement in connection with volcano reactivation in Tenerife, Canary Islands, using space techniques”. *Física de la Tierra*, **14**, pp. 85–108

Finalmente, un último artículo de investigación sobre los métodos y resultados desarrollados en el Capítulo 6 está siendo preparado actualmente, y será enviado a una revista arbitrada en un futuro cercano.

Contenido de la tesis

Esta tesis está dividida en las siguientes partes:

- *Introducción*. Esta misma sección que contiene la motivación, los objetivos, la metodología y la estructura de esta tesis. Contiene además el avance de los resultados realizado hasta la fecha.
- *Capítulo 1: Técnicas geodésicas para posicionamiento en geodinámica*. En esta sección se han introducido las técnicas clásicas usadas para monitorización en geodinámica, las limitaciones de éstas, los sistemas GNSS, los sistemas de referencia y de tiempo, las fuentes de error que afectan a las señales GNSS y los sistemas diferenciales SAR.
- *Capítulo 2: Marco geológico y geodinámico de las islas de Tenerife y La Palma*. Este capítulo describe la situación tectónica y geodinámica regionales del archipiélago canario para a continuación describir los marcos tectónico y geodinámico de las islas de Tenerife y La Palma.
- *Capítulo 3: Estudio geodésicos previos*. Aquí se enumeran y comentan los estudios geodésicos generales clásicos en el archipiélago, los modernos mediante técnicas espaciales para finalizar particularizando para las dos islas de Tenerife y La Palma.
- *Capítulo 4: Redes GNSS diseñadas para la monitorización de las islas de Tenerife y La Palma*. Este capítulo describe las características espaciales de las redes geodésicas de monitorización además de la metodología de diseño e implantación de las mismas para las dos islas de Tenerife y La Palma.
- *Capítulo 5: Estrategia de cálculo y proceso de datos GNSS*. En esta sección se ha estudiado la variedad de *software* para proceso de datos GNSS, se han seleccionado dos de los programas (*GAMIT* y *Bernese*), se ha definido la estrategia de cálculo y se han aportado los resultados obtenidos en el procesado de las campañas observadas en las dos islas con los dos programas seleccionados. Concluye el capítulo con los resultados de la red para estudios estructurales en La Palma.

- *Capítulo 6: Tratamiento e interpretación de las soluciones GNSS.* Este capítulo describe la metodología seguida para la detección de valores anómalos en las coordenadas calculadas, se comparan los procesados con los dos programas, y se describe la metodología de cálculo de las series temporales y velocidades en las estaciones de monitorización de las dos islas. Además se discuten y valoran los resultados obtenidos y se comentan las implicaciones de los resultados en el diseño de la vigilancia geodésica.
- *Conclusiones.* La parte final de esta memoria presenta las conclusiones de esta tesis, así como una lista de las futuras líneas de investigación que resultan del presente trabajo.

También, a fin de mejorar las explicaciones y facilitar su comprensión al lector sobre los materiales presentados en los anteriores capítulos, se han añadido dos apéndices a esta memoria. Estos apéndices no se han incorporado a la versión impresa de esta memoria para no dar lugar a un gran volumen de la misma, pero sí se han incorporado a la versión digital de esta tesis en el CD adjunto y son:

- *Apéndice A: Series temporales por campañas.* Incluye la totalidad de las series temporales de repetibilidades de coordenadas, cálculo de las repetibilidades medias con y sin valores anómalos para las campañas calculadas de las dos islas.
- *Apéndice B: Valores de incertidumbres y diferencias en los procesados de las redes de la Isla de Tenerife.* Incluye la totalidad de los valores de incertidumbres y diferencias de coordenadas calculadas con los dos programas para el conjunto de las campañas de la Isla de Tenerife.

Las contribuciones originales del autor se describen a partir del Capítulo 4, 5 y 6.

Como no puede ser de otra manera, los trabajos realizados en esta tesis están encuadrados en varios Proyectos de Investigación subvencionados y Acciones Especiales. De ellos también se han obtenido los datos experimentales utilizados para la realización de esta memoria. Estos Proyectos de investigación y Acciones Especiales han sido:

- *Nuevas metodologías para la integración e interpretación de datos de observación de la Tierra desde el espacio: Aplicaciones en Ciencias de la Tierra e Ingeniería. GEOSIR (AYA2010-17448),* financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación.
- *Integración de datos espaciales y terrestres en el estudio de deformaciones asociadas a riesgos naturales geológicos. (CGL2005-05500-C02),* financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia.
- *Acción Complementaria: Técnicas Geodésicas y Geofísicas para el estudio de la zona volcánica del Teide. PGTEIDE (CGL2004-21643E),* financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia.
- *Comparación de resultados de Sistema de Posicionamiento Global (GPS) e Interferometría Radar de Satélite (InSAR). Estudio de complementariedad y aplicaciones a la vigilancia de riesgos geológicos (REN2002-03450),* financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología.

- *Riesgo sísmico y volcánico en España: Estudio de la aplicación de nuevas técnicas de vigilancia geodésica e interpretación.* (AMB99-1015-C02), financiado por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología.

En la elaboración de esta memoria se han seguido los criterios clásicos de notación, en la formulación geodésica y simbología, definidos por Baarda (1957) y ampliados en Sevilla (2009) en la medida en que ello ha sido posible, pues al ser quizá la más utilizada, el lector se encontrará más cómodo con ella.

Aparte de los programas de cálculo *Bernese* y *GAMIT*, con los que se ha realizado la mayor parte del procesado de datos GNSS (Sección 5.2), se han utilizado además los programas *GNU Octave* (Eaton y otros, 2014) y *Proj.4*¹, para el posterior tratamiento de las soluciones obtenidas con los primeros y de las series temporales.

Así mismo, las fotografías y gráficos incluidos son atribuidas al autor, salvo mención expresa de lo contrario. Para la confección de los diferentes gráficos también se han utilizado indistintamente las herramientas de *software* libre *Octave*, *GIMP*² e *Inkscape*³.

Los gráficos de cartografía han sido elaborados con *Generic Mapping Tools* (Wessel y otros, 2013), siguiendo los criterios de representación cartográfica de Drachal y de Bowska (2014). Para esta cartografía se ha utilizado la base de datos oceánica *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO) (BODC, 2010), y la base de datos de elevaciones ETOPO (Amante y Eakins, 2009). También se han usado los modelos de datos de elevaciones del Instituto Geográfico Nacional (IGN) para las Islas Canarias⁴. Para la representación de la batimetría se ha usado el modelo de Arndt y otros (2013) utilizado en el proyecto *International Bathymetric Chart*, también por ser muy difundido y en aras de facilitar la interpretación de la cartografía al lector.

En cuanto a la redacción del capítulo de bibliografía se ha usado el sistema de referencia bibliográfica de la *American Psychological Association* (APA) actualizado (American Psychological Association, 2010). En el caso de las citas de capítulos de libros, además del capítulo en sí, se ha hecho referencia al libro al que pertenece para facilitar su localización. Con este mismo fin se han incluido los códigos de *Document Object Identifier* (doi) en las referencias a los artículos de las publicaciones que, ha fecha de elaboración de esta memoria, están disponibles. En la versión digital de esta memoria, se han incorporado a los códigos de doi de las referencias el correspondiente hiper enlace que facilita el acceso al artículo por parte del lector, si éste dispone de conexión a Internet. Para la confección general del texto de la memoria se han seguido las recomendaciones de Bezos López (2008) en la medida en que ello ha sido posible.

¹"The Proj.4 library": <https://github.com/OSGeo/proj.4>

²<http://www.gimp.org/downloads/>

³<https://inkscape.org/es/descargas/linux/>

⁴<http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/>

Técnicas geodésicas para posicionamiento en geodinámica

1.1. Introducción

En este capítulo se hace una revisión de las principales técnicas de medición que se vienen usando en Geodinámica, desde las técnicas que podríamos denominar no-geodésicas que en general solo van a poder medir una componente del efecto correspondiente, hasta las técnicas geodésicas clásicas en las que se determinan posiciones bien altimétricas o planimétricas.

Se analizarán las limitaciones de estos métodos geodésicos clásicos de una o dos componentes para posteriormente introducir los verdaderos sistemas que registran posiciones en tres dimensiones (o mejor dicho cuatro si incluimos el tiempo, el movimiento), que son los Sistemas de Navegación Global por Satélite (*Global Navigation Satellite System*) (GNSS).

Sobre la base de los sistemas GNSS actuales, se describen los principios asociados al posicionamiento por satélite antes de describir los diferentes modos que se utilizan para el posicionamiento.

Para determinar la posición de un receptor situado sobre la superficie terrestre, los sistemas de radio-navegación utilizan el principio de multilateración en el que la distancia geométrica entre el receptor en el suelo y el emisor a bordo de un satélite, se obtiene por medida del tiempo de propagación de una señal particular emitida por el satélite. Se continua en este capítulo explicando, a través de un ejemplo simple, este principio de la multilateración para seguir con la relación entre la distancia geométrica y el tiempo de propagación o «viaje» de una señal radioeléctrica.

Continuamos indicando de qué forma el receptor puede acceder al tiempo de propagación de la señal emitida por los satélites GNSS describiendo las diferentes medidas que realizan los receptores.

Se detalla a continuación los modelos matemáticos simplificados que se utilizarán posteriormente para expresar las medidas de fase y las de «pseudodistancia»s realizadas con receptores de sistemas GNSS. Esta modelización está basada esencialmente en diversas obras de referencia tales como [Teunissen y Kleusberg \(1998\)](#), [Kaplan y Hegarty \(2006\)](#) y [Hofmann-Wellenhof y otros \(2008\)](#).

En una primera parte se definen las ecuaciones de observación asociadas a las medidas de código, para después seguir con las observaciones asociadas a las medidas de diferencias de

fase. Para el problema del posicionamiento de precisión relativo que nos interesa en nuestro estudio, las incógnitas de posicionamiento y ambigüedades son las más significativas. En una segunda parte se estudiarán las combinaciones lineales que permiten simplificar las ecuaciones de observación y eliminar ciertos términos que son esenciales en el problema del posicionamiento.

El rol principal de todo sistema de posicionamiento es referenciar la posición del receptor sobre un sistema de medida física de tres dimensiones. Por ello se describen finalmente los sistemas de referencia tanto de tiempos para los propios satélites como de referencia de espacio para los satélites y para los puntos o estaciones en tierra. Se detallan los sistemas de referencia geodésicos y sus marcos actuales, para continuar describiendo los propios de las distintas constelaciones de los satélites GNSS. Se concluye con la presentación de los sistemas de referencia de espacio instantáneos IGS que van a tener aplicación directa en el posicionamiento GNSS de precisión y, por tanto, en el desarrollo de esta tesis.

Estudiado el marco de referencia de las constelaciones, se pasa a continuación a describir las fuentes de error a las que están sometidas las observaciones GNSS, pues habrá que reducirlas, modelarlas o calcularlas a fin de obtener un posicionamiento de precisión. El capítulo concluye con una revisión de la técnica InSAR, describiendo sus mecanismos, sus variantes, sus precisiones y su aplicación en geodinámica.

1.2. Técnicas geodésicas clásicas

La geodinámica siempre tuvo un fuerte nexo con la geodesia. Recordemos que la geodesia se basa en la medición y el conocimiento de tres propiedades fundamentales de la Tierra (Torge y Müller, 2012):

- su campo gravitatorio,
- su forma geométrica, y
- su orientación en el espacio.

Además, en las últimas décadas el mayor énfasis en el desarrollo de las técnicas geodésicas ha ido dirigido a la variación con el tiempo de estos tres pilares de la geodesia. Esto ha sido posible gracias a la alta precisión que se obtiene en las técnicas de medida por satélite y también gracias a la existencia material de un verdadero sistema de referencia terrestre que sólo la geodesia ha sido capaz de determinar (Altamimi y otros, 2002b, 2007). Como cada una de estas tres propiedades están interconectadas a través de leyes físicas y están forzadas por procesos naturales de interés científico (Lambeck, 1988), es ahora cuando la geodesia espacial se ha unido a la geodesia clásica para, de una forma interdisciplinar, continuar apoyando a otras técnicas y disciplinas geofísicas, incluyendo la tectónica, sismología, vulcanología, oceanografía, hidrología, glaciología, geomagnetismo, física de la atmósfera, meteorología, climatología, cambio climático, planetología, la metrología, la astronomía fundamental y más, en el estudio de la geodinámica terrestre.

En cierto modo podemos decir que la Tierra está «viva» pues en su seno, las corrientes de convección controlan la tectónica de placas y provocan sismos y erupciones volcánicas. En su

superficie, los océanos, la atmósfera, los glaciares, los ríos, las lagos no tienen reposo. Todos estos desplazamientos modifican la forma de la Tierra, su campo de la gravedad, y resultan de causas físicas muy variadas. La medida de estas deformaciones está perturbada por un conjunto de fenómenos, también muy variados, que hay que tener en cuenta o modelar. Esta rica diversidad ha provocado un fuerte desarrollo de la geodesia espacial y viene a ser una herramienta geofísica muy precisa en la definición de la superficie de la corteza terrestre en términos que nunca antes había sido posible (Turcotte y Schubert, 2014).

Hoy la geodinámica de la corteza terrestre no puede ser estudiada sino es a través de esta agrupación de ciencias, técnicas y herramientas. Van Camp y de Viron (2005) hacen un repaso de todos los efectos que vienen a modificar las condiciones de la corteza terrestre, que se ha intentado resumir en la Figura 1.1. Establecen además unas causas directas y otras indirectas que afectan a la corteza terrestre y confirman el carácter interdisciplinar del estudio de la geodinámica.

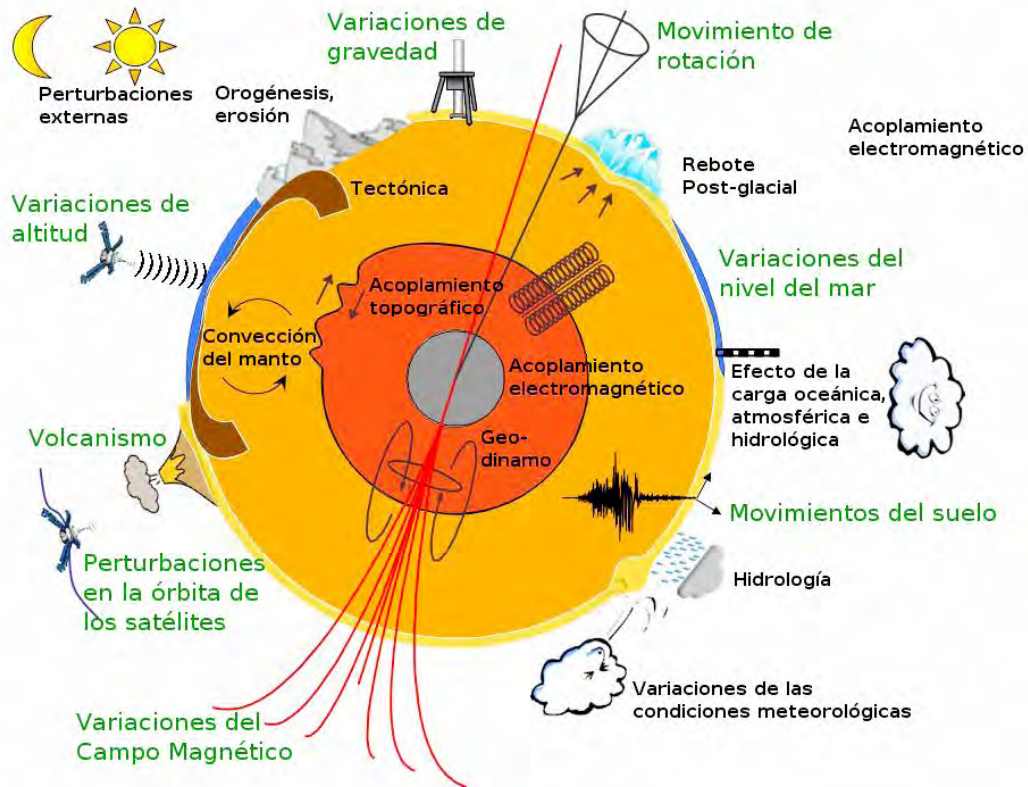


Figura 1.1: Esquema simplificado de los diferentes efectos que intervienen en la geodinámica y afectan a la forma de la Tierra (modificado de Van Camp y de Viron, 2005)

Las observaciones geodésicas, su procesado y su análisis posterior contribuyen a entender procesos relevantes que se suceden en la superficie terrestre. Estos procesos incluyen, pero no están solo limitados, a:

- hidrología y almacenamientos de agua continentales, regionales o locales,

- equilibrio de masas de placas de hielo y glaciares,
- rebote post-glacial,
- mareas, terrestres y oceánicas,
- circulación oceánica y cambios de presión en los fondos marinos,
- movimientos de la corteza terrestre asociados con tectónica continental, terremotos y volcanes, incluyendo deformaciones costeras por carga oceánica y hundimientos de tipo antrópico,
- condiciones meteorológicas y clima, estructura de la atmósfera, contenido de vapor de agua y climatología espacial

La monitorización volcánica comprende el control sistemático de varios tipos de datos geológicos, geoquímicos y geofísicos en un volcán. Cada tipo de datos (como medidas de temperatura, gravedad o terremotos) puede dar información sobre procesos físicos que se puede relacionar con movimientos internos de rocas u otros fenómenos precursores de erupción. Según [McNutt y otros \(2000\)](#), todos los datos disponibles tienen que ser sintetizados de forma coherente para poder llegar a una correcta interpretación de los fenómenos volcánicos y que esta interpretación sea consistente con las observaciones.

La detección de variaciones en las posiciones (relativas o absolutas) de puntos sobre la superficie terrestre, en el movimiento del geocentro o en irregularidades en la rotación terrestre, son señales primarias que pueden ser reflejo de cambios actuales o precursores de cambios futuros en la superficie terrestre próxima.

Debido a este carácter interdisciplinar que caracteriza a la geodinámica, pluridisciplinarias son también sus sistemas y metodologías de medida, estando compuestos de diferentes técnicas de medida para cubrir todos los parámetros necesarios que se quieren monitorizar. Normalmente las técnicas de medida vendrán a evaluar alguno de los efectos nombrados anteriormente, o como mucho un par de ellos. Independientemente de la ciencia o tecnología de procedencia de los sistemas de medida, hay dos condiciones que caracterizan a cada uno de ellos ([USGS, 2001](#); [Dzurisin, 2007](#)):

- El tiempo que transcurre entre las mediciones. Nos encontraremos con sistemas de medición discreta, ya sea una sola o vez, o de forma repetida a lo largo del tiempo de estudio del fenómeno geodinámico, en contraposición a los sistemas de medida continua en que el registro de la medida, además de estar automatizado, se realiza las 24 horas al día de los 365 días que consta el año. En este caso, la medida se realiza con un cierta cadencia o intervalo de alta frecuencia que depende del sistema de medida y del parámetros que se desea monitorizar.
- La localización del instrumento o sensor. Existen sensores directamente localizados en la Tierra (en su superficie o en su interior) y también sistemas aerotransportados. Ambos proveen de información o medida local en el primer caso y regional en el otro. Existe una tercera categoría que son los sensores espaciales, que ofrecen una información regional o global del efecto.

Así, los receptores GNSS que miden deformaciones asociadas a los movimientos de origen magmático o tectónico, tienen un carácter local y con los convenientes sistemas de telemetría pueden ser operados de forma continua. Los sistemas modernos son capaces de registrar variaciones en la componente vertical entre 30 mm y 5 mm, con una frecuencia óptima de registro entorno a 100 s^{-1} (Blewitt, 2015).

En este sentido, no todos los registros y datos que podemos disponer de los diferentes sensores que despleguemos en una zona de actividad los tendremos disponibles al mismo tiempo, o en el mismo instante. Unos registros serán inmediatos mientras otros no estarán disponibles salvo al cabo de varias horas o incluso días. Esto dificulta la tarea de la monitorización, añadido además el problema de los diferentes formatos de datos y «sistemas de referencia» propios de cada tipo de sensor. Algunos datos pueden ser interpretados directamente según se dispone de ellos, mientras otros requieren de un procesado más o menos complejo que causarán retardos en la interpretación (McNutt y otros, 2000).

Otro de los principales problemas en la monitorización volcánica es que muchas de las señales interpretadas como precursoras, como el registro de eventos sísmicos o la detección de deformación en superficie ocurren antes de las erupciones. Pero también se producen las mismas señales antes de las intrusiones, lo que complica la interpretación. La principal razón es debida a que las señales se muestran similares, puesto que ambos procesos se producen a la misma profundidad, diferenciándose únicamente en que el magma alcance o no la superficie terrestre.

En el caso de la detección de deformaciones en superficie, ya sean horizontales o verticales, las técnicas geodésicas clásicas de monitorización en geodinámica se vienen centralizando principalmente en la distanciometría electrónica (EDM), la nivelación de precisión (NP) y el levantamiento de puntos de control con estación total (ET) (Savage y otros, 1987; Dzurisin, 2007), y estas deformaciones pueden variar desde algunos milímetros hasta varios metros.

Las observaciones de nivelación necesitan equipos constituidos por 4-6 operadores mientras que la distanciometría o los levantamientos con estación total son suficientes equipos con la mitad de operadores. El gran consumo de recursos humanos es una característica común de estos sistemas de medida, además de realizar los trabajos en zonas problemáticas o incluso peligrosas como pueden ser los ambientes volcánicos. Esto hace que estas técnicas sean poco usadas aunque sean de muy alta precisión. Los nuevos sistemas de observación robótica de estaciones totales no se están imponiendo tanto como lo han hecho en el campo de la ingeniería civil. Varias razones apuntan al poco uso de estos equipos en este campo: el aislamiento y peligrosidad de las zonas donde se realizan los trabajos, el desembolso inicial que representan siempre los equipos de última generación, el coste de su mantenimiento y la limitada cobertura que ofrecen al ser equipos que necesitan visión directa entre la estación total y los puntos que se quieren monitorizar. Es de esperar que con el abaratamiento que se espera de estos equipos, su uso se popularice más allá de lo que hoy se usa en el campo de la ingeniería civil. Aún así, en los ya citados estudios del volcán *Stromboli*, se viene utilizando un sistema de monitorización con una estación total robótica *Leica Geosystems* desde hace algunos años, llegando a detectar deformaciones del orden de varios mm/d (Puglisi y otros, 2005).

La principal ventaja de estos equipos de medición es la alta precisión que se obtiene para la medición de movimientos y patrones de deformación antes del evento, durante y después

del mismo, y también para prever medidas fiables de los movimientos del terreno durante periodos de meses o incluso de años. La principal desventaja estriba en que las deformaciones detectadas se refieren, siempre como relativas, a una de las estaciones que forma parte de la red (estación de referencia). Esta estación tiene que estar lo suficientemente lejana a la zona objeto de deformación para que no sea afectada por ésta, y lo suficientemente cerca del resto de estaciones de monitorización para que el error en la observación sea controlado. Estas dos condiciones se contraponen y buscar su equilibrio no siempre es una tarea fácil.

Los métodos de triangulación y trilateración han sido los más usados dentro de este campo y hay reseñas de su uso en geodinámica desde el siglo XVII. Se usa habitualmente el método de triangulación, unido o superpuesto al de trilateración, formando redes planimétricas donde se miden ángulos (triangulación) y distancias (trilateración) entre puntos físicos materializados por pilares (puntos de control o vértices geodésicos). Finalmente se obtienen redes completas de ángulos y distancias tal y como se usan en geodesia general sin ningún tipo de diferencias (Vaníček y Krakiwsky, 1986; Torge y Müller, 2012). Las distancias se observan con equipos EDM y como se ha comentado, también aquí se establecen unos puntos de control (estaciones de referencia) que se tienen que comprobar como exentos de deformación. Estas estaciones de referencia serán lo puntos fijos del posterior proceso de datos o cálculo de la red. Cualquier deformación que se pretenda registrar en la red se puede medir volviendo a repetir en campo la red inicial observada, obteniendo el movimiento entre ambas épocas por diferencia de posiciones entre ambas campañas de observación en un principio. Esta es la técnica habitual (Caspary, 1987) para registrar movimientos horizontales conocida en geodinámica como «repetición». Cada campaña de observaciones viene durando desde un par de días hasta algún mes en el caso de grandes redes. En todas estas técnicas clásicas de observación se tienen varios factores comunes que influyen en la duración de las observaciones en campo. Así la duración

- depende de de los métodos usados,
- de la magnitud de la red que hay que observar,
- de los recursos humanos disponibles para llevar a cabo la observación, y
- de las condiciones meteorológicas que se presentan en la zona y la época de la observación.

Por consideraciones que ya son meramente logísticas o financieras, se suelen repetir las observaciones una o dos veces por año en la mayoría de las monitorizaciones volcánicas, pero siempre este intervalo entre las campañas de observación ha de estar supeditado a las particularidades concretas del fenómeno que se quiere monitorizar.

Los puntos de control que se miden, por supuesto, tienen que ser visibles dos a dos pues todas las observaciones son ópticas o electro-ópticas. Esto constriñe las redes que se pueden observar, pero la precisión es muy alta. La sencillez del método unido a una rigurosa salvaguarda de los datos observados y la posibilidad de volver a recalcular observaciones clásicas ha permitido, con estos métodos, analizar la evolución de las redes a lo largo de los años. En la bibliografía se documentan redes con un siglo de evolución (Yu y Segall, 1996; Kenner y Segall, 2000).

La distanciometría electrónica (EDM) todavía sigue siendo un sistema muy usado en geodinámica. Los sistemas láser tienen la ventaja de su portabilidad, relativamente baratos y todavía preferibles donde los receptores GNSS no son viables o bien su uso no es prudente (Day y otros, 1999). Los reflectores normalmente quedan fijos en el propio terreno y no se desinstalan mientras dure el fenómeno o evento que se quiere monitorizar, que pueden ser incluso varios años. Los reflectores suelen ser marcas reflectantes de bajo coste o prismas simples.

Para conocer más sobre estos equipos y métodos de observación se pueden consultar las monografías clásicas de Burnside (1991) y Rüeger (1996), pero en esencia podemos resumir que estos sistemas EDM dirigen un haz estrecho de luz monocromática de amplitud modulada hacia un reflector a una cierta distancia. Comparando las fases de la señal enviada y la señal que devuelve el prisma y recoge el sistema Distanciometría Electrónica (*Electronic Distance Measurement*) (EDM), se calcula la distancia que separa a ambos dispositivos. Los modernos usan en su mayoría una señal láser. El resultado depende de la velocidad de la luz en el aire, que depende de la densidad atmosférica (función de la presión y la temperatura) y de la concentración de vapor de agua (humedad) (Matsui y Kimur, 2008). La medición de estos parámetros no es tan sencillo como en topografía o geodesia general, pues las distancias son de varios kilómetros en áreas con grandes concentraciones de agua, gases, o incluso elementos piroclásticos en el caso de volcanes. Se ha llegado a hacer uso de helicópteros en la medición de las condiciones atmosféricas al menos en cada uno de los extremos de la línea que se está midiendo (Dzurisin, 2007). Con estos parámetros se calculan las oportunas correcciones a las distancias medidas por el sistema EDM para compensar las diferentes condiciones atmosféricas que tendrán las distintas campañas en las que se realizarán las mediciones (Ciddor y Hill, 1999).

El método de observación empleado suele la medición de distancias de líneas simples. Los prismas o elementos reflectantes se suelen colocar en roca estable sobre el terreno objeto de deformación que no siempre puede ser accesible, con tornillos espansores. En lugares más cómodos y, en principio, libre de deformación se estaciona el sistema EDM y se realizan las correspondientes mediciones a los reflectores visibles. Las observaciones no se ajustan en red, y simplemente las longitudes medidas y corregidas se comparan posteriormente con las realizadas en otras épocas y se procede al estudio de tensiones o esfuerzos del terreno a través de los oportunos modelos (Savage y otros, 1987). Las desviaciones estándar de las distancias por el método de medición línea a línea, una vez corregidas, tienen la forma simple (1.1):

$$\sigma = \sqrt{\epsilon^2 + \alpha^2 + \beta^2 L^2} \quad (1.1)$$

donde la constante ϵ representa el error de estacionamiento del distanciómetro sobre la marca o punto de control, α es el error en distancia constante y característico de cada instrumento e independiente de la distancia que se mida, el término β es la estimación de la parte del error del instrumento proporcional a la distancia medida, y L la distancia medida. Valores típicos para este tipo de mediciones están en valores de α entre 1 y 7 mm, y 0,02 y 5 mm/km (partes por millón -ppm-) para β (Savage y otros, 1987).

Las líneas simples de medidas de distancias se anidan en polígonos cerrados en los que se intenta medir también las posibles diagonales, o bien desde una estación central. Con esta técnica es posible modelar posteriormente un mapa de esfuerzos o *strain* del terreno deduciendo éstos en cada línea medida. Las clásicas cadenas de triángulos geodésicos (Bomford, 2012) se



Figura 1.2: Observación geodinámica con equipos EDM RangeMaster III en el Estrecho de Gibraltar. La Red Geodinámica de Observaciones del Estrecho de Gibraltar (RGOG) se desarrolló en los años 1982/83 por los centros geodésicos oficiales de España y Marruecos para monitorizar el Estrecho de Gibraltar, a fin de iniciar los estudios de un proyecto de comunicación estable en el mismo. La red se observó en 1984, 1989 y 2008. Comprende observaciones entre estaciones a cada lado del Estrecho de ángulos horizontales y verticales, distancias mediante EDM, nivelación NAP, determinaciones astronómicas de latitud, longitud y acimut y, posteriormente GNSS. El equipo RangeMaster III, si bien no tiene una precisión excesivamente alta ($\pm 5 \text{ mm} + 1 \text{ ppm}$), su alcance máximo es de 60 km que lo hace muy recomendable para redes de lado largo, como es el caso de la RGOG. El sistema utiliza un láser He-Ne de 632,8 nm de frecuencia visible. Se puede apreciar en la imagen el retorno del haz rojo emitido y devuelto por la estación remota.

(Fotografía cortesía de J. L. Valbuena).

intentan evitar, aunque no siempre se consigue, pues no permiten una adecuada predicción de los esfuerzos del terreno. Siguiendo esta técnica, en España se observó en diferentes épocas de la década de los 80, y posteriormente en el 2008, la Red Geodinámica de Observaciones del Estrecho de Gibraltar (RGOG) con cuatro estaciones de control en la costa norte del Estrecho y otras cuatro en la costa sur. Entre otras técnicas, se realizaron todas las observaciones EDM entre las ocho estaciones (Reilly y otros, 1992), con equipos RangeMaster III como se muestra en la Figura 1.2. Este equipo ha sido uno de los de mayor alcance fabricados y muy usado en este tipo de redes de lado largo.

Los sistemas EDM bi-colores presentan mayor precisión pues permiten modelar la densidad del aire analizando las diferencias en el tiempo de viaje de cada una de las dos señales. Por contra, el mercado de estos equipos no es tan grande y se han fabricado pocos modelos. Los equipos que existen son caros y pesados lo que limita su uso en campo (Langbein, 1989).

Las precisiones que se vienen obteniendo con estos equipos son del tipo $0,5 \text{ mm}$ para α y $0,2 \text{ mm/km}$ para β (Battaglia y otros, 2003).

La nivelación por diferencia de alturas (NP y NAP) con niveles o equaltímetros, es una técnica muy probada y usada en geodinámica para medir diferencias de altura entre los puntos de control. También aquí se usa el método de repetición de Caspary (1987) para el proceso de datos registrados en diferentes épocas, al igual que se hace en los métodos de deformación horizontal antes comentados. Es posible usar la nivelación trigonométrica con estación total, pero la precisión es menor que con niveles equaltímetros de compensador, llegando en este último caso a ser del tipo $0,5\sqrt{L} \text{ mm}$, siendo L la longitud de la línea de nivelación expresada en kilómetros (Vaníček y otros, 1980). En oposición a la ventaja de la alta precisión, el mayor inconveniente que tienen estas técnicas radica en que el trabajo es lento y necesita de varios operadores con experiencia acreditada, pues los itinerarios de nivelación no se van a poder llevar a cabo a través de caminos o viales asfaltados. El estudio que Fernández y otros (1999) realizan de la aplicación de distintos sensores y metodologías para detección de deformaciones en islas volcánicas, estiman que con este tipo de técnicas de nivelación se pueden detectar intrusiones con un radio de sección de $0,6 \text{ km}$ y mayores, a una profundidad de 25 km . Si la intrusión se ha producido a una distancia radial al punto de control menor de 1 km , se pueden detectar intrusiones de un radio de sección menor $0,3 \text{ km}$ hasta una profundidad de 6 km .

En cuanto a la metodología de anidar los itinerarios de este tipo de nivelaciones, éstos normalmente se limitan a determinar la diferencia de alturas entre los puntos de control que forman un itinerario compuesto por varias nivelaciones simples que se encadenan. Normalmente se ejecutan los itinerarios en sus dos sentidos, a fin de obtener una primera contrastación en campo de los desniveles obtenidos.

Estudios de fenómenos mas amplios pueden exigir la formación de redes altimétricas, basadas en la adición de itinerarios de nivelación en un proceso de datos más elaborados.

Existen también técnicas de medida y detección de movimientos que se han recuperado de los estudios y tecnología aplicada en geotecnia y otras ramas de la ingeniería, con equipos de uso menos generalizado. En este campo, los inclinómetros se usan para medir la inclinación de terreno con una muy alta precisión (Agnew, 1986). Si bien su uso masivo es en el área del control de deformaciones de ingeniería civil su uso ha sido extendido al ámbito geodésico en general (Wyczałek y otros, 2013). Registran movimientos a menudo demasiado pequeños como para poder ser medidos con equipos de distanciometría electrónica EDM.

De hecho, con este tipo de equipos se interpretan cambios en la inclinación del terreno de menos de 1 ppm (Chadwick y otros, 1983, 1988). Tienen el inconveniente de su carácter local (Dzurisin, 1992) pero ofrecen a cambio una muy alta precisión en la detección de la deformación. Aunque el progreso en el cambio de inclinación se puede registrar minuto a minuto, ese carácter local hace que no se pueda saber qué está ocurriendo en la zona que separa un inclinómetro de otro. Por ejemplo, la detección de cambios de inclinación registrados en una red de inclinómetros instalados alrededor de un edificio volcánico, asumiría que la cumbre del volcán se está elevando. Esta deducción se realiza en base a que se asume que el terreno entre los inclinómetros se está comportando de la misma forma, lo cual no es el caso particularmente en terrenos con abundancia de fallas. Aún así, en volcanes con fluidos de lava de baja viscosidad, como los hawaianos o los islandeses, los registros de inclinómetros están dando información

inmediata de lo que está sucediendo en el interior del edificio volcánico. La elección del lugar de instalación de los inclinómetros tampoco es una tarea fácil, pues la mayoría de estos equipos están afectados por cambios en la temperatura y en la humedad. También hay que tener en cuenta la inercia y deriva de este tipo de equipos.

Junto a este tipo de sensores también se usan los extensómetros, disponibles tanto verticales como horizontales instalados en la dirección que se desee controlar, o como agrupación de varios de ellos dispuestos en varias direcciones formando un testigo 3D conocidos como *Deformation Gages*. Estas agrupaciones son capaces de registrar conjuntamente las tres componentes del vector de deslizamiento. Este tipo de dispositivos pueden llegar a una precisión relativa de $10^{-5}\epsilon$, siendo ϵ la longitud del propio sensor. Los extensómetros verticales se instalan en grandes pozos y son capaces de realizar medidas con precisión absoluta de hasta $\pm 1,0$ mm (Iwatsubo y Swanson, 1992). Tanto extensómetros como inclinómetros son equipos tradicionalmente muy usados en monitorización de zonas de falla (Nava y Glowacka, 1999) y que se continúan usando masivamente por su sencillez y precisión. Los extensómetros que se usan en control de movimientos de falla registran el desplazamiento entre dos bases o monumentos situados en lados opuestos de ésta. Suelen tener una longitud de dos o tres metros, longitud que permite mantener la precisión en la medida de la deformación, y a la vez cruzar la zona de falla en un plano perpendicular a ésta. Los modernos equipos ya están automatizados y permiten un registro continuo y automático cuyo intervalo de muestro va desde segundos hasta horas. En la actualidad se utilizan en conjunción con otras técnicas a las que dan contraste o calibración de sus resultados (Sarychikhina y otros, 2011).

En el estudio de Fernández y otros (1999), se analiza la precisión de este tipo de instrumentos juntamente con los instrumentos de geodesia clásicos, desde un punto de vista teórico. En el estudio se realiza una determinación de los límites de detección de cada instrumento y cada técnica de medición asociada a el mismo, basada en la precisión de los mismos y las fuentes de error asociadas al proceso de medición. El estudio simula estas técnicas de medición a la orografía y geología de las Islas Canarias. Así, además del uso de extensómetros e inclinómetros proponen el uso de mareógrafos en las zonas costeras, juntamente con GNSS. Los mareógrafos registran las variaciones del nivel medio del mar e, indirectamente, posibles cambios en la zona costera donde se instalan. Existen diferentes tipos en función del sistema de medida, utilizando desde codificadores electrónicos hasta ultrasonidos. El estudio de Fernández y otros (1999) cifra la sensibilidad de estos equipos junto con sus métodos de observación en 5 cm. Algunos de los últimos desarrollos en este tipo de equipos de mareógrafos y sensores hidráulicos pueden llegar hasta analizar la composición del agua y los gases que incorpora.

Pero no sólo se han venido realizando observaciones directas de cambio de posición o deformación del terreno, como los métodos ya comentados de triangulación, trilateración, nivelación y GNSS. También son precursores de la actividad volcánica los cambios en las propiedades físicas (*p.e.* densidad, temperatura, presión) de las rocas o los materiales debajo de la superficie.

Según Murray y otros (2000), si se monitorizan los cambios en estas propiedades, se puede tener cierta indicación de cual va a ser la naturaleza y magnitud de la incipiente erupción. Estos procesos magmáticos pueden también inducir cambios en la fuerza del campo magnético. Los magnetómetros que habitualmente se despliegan en volcanología pueden medir inducciones

magnéticas de 0,1 nT, y habitualmente miden fluctuaciones que van desde unos pocos nT hasta algunos miles de nT.

Los cambios locales de densidad de los materiales bajo la superficie producidos por movimientos de magma, pueden ser detectados midiendo directamente la variación de la aceleración debida a la gravedad. Son típicas, en este sentido, variaciones de decenas o incluso centenas de μGal ¹. Es de todos conocido que la aceleración debido a la fuerza de la gravedad es aproximadamente de $9,8 \text{ ms}^{-2}$ en la superficie terrestre. La gravedad varía unos 7000 μGal entre las montañas próximas al Ecuador (donde el radio terrestre es mayor) y el nivel del mar en los polos terrestres. Observando las variaciones de la aceleración de la gravedad y relacionándolas con heterogeneidades en la distribución de la densidad de los materiales bajo la superficie terrestre, se pueden identificar diques de intrusión magmática, tubos alimentadores e incluso cámaras magmáticas. También se pueden asociar los cambios en la aceleración de la gravedad con cambios en elevación. La variación de la gravedad con la altura, el gradiente de «aire libre», viene a ser de unos $308 \mu\text{Gal m}^{-1}$.

Los sistemas habituales que se usan en volcanología para registrar la aceleración de la gravedad, suelen ser equipos (gravímetros) cuyo sensor consiste en una masa suspendida por un muelle o resorte. Un sistema más o menos complejo de engranajes y palancas es el que proporciona una lectura precisa de la fuerza necesaria que tiene que ser aplicada, bien mecánica o electrónicamente, a la masa para devolverla a su posición inicial antes de estar sometida al campo gravitatorio terrestre. Necesitan de una calibración previa y las observaciones se vienen realizando directamente sobre la superficie terrestre. Existen algunos equipos diseñados para usarse en barcos o en aeronaves. También se han lanzado, en los últimos años, misiones de satélites de aplicaciones gravimétricas como el caso del [GRACE](#).

[Fernández y otros \(1999\)](#) proponen la realización de observaciones de gravedad, tanto absolutas como relativas, a fin de registrar cambios locales de este parámetro. A través de la realización de observaciones con gravímetros de largo y corto periodo, registrando la variación de la gravedad. En una fase posterior de modelado, se pueden inferir los movimientos o desplazamientos de masas bajo la corteza terrestre que han provocado esta variación de la gravedad. La resolución de los métodos de registro continuo de gravedad se establece en $\pm 10 \mu\text{Gal}$, ya sea con equipos de gravedad absoluta o relativa. En el caso de medidas discretas en campañas de campo, la resolución se fija en $\pm 30 \mu\text{Gal}$, por supuesto con gravímetros relativos. Con este tipo de equipos se puede llegar a detectar intrusiones de radio de sección de 0,2 km y mayores con profundidades de hasta 25 km en cualquier dirección. Los gravímetros se muestran mucho más sensibles en la detección de intrusiones de magma que otras técnicas de medición de desplazamientos puros. Existen ejemplos clásicos de utilización de observaciones de variaciones de gravedad en [Peter y otros \(1989\)](#) y [Groten y Becker \(1995\)](#). [Jachens y Roberts \(1985\)](#) observaron una disminución de la gravedad que correlaron con un levantamiento de la corteza terrestre producido entre 1980 y 1983 en la Caldera de Long Valley después de una serie de terremotos en enero de 1983, y que probablemente, fue seguida de adición de masa en profundidad. Los modelos propuestos incluyen inyección de magma a profundidades entre 3 y 5 km, e implican volúmenes inyectados de hasta 0,2 km³ ([Rundle y Whitcomb, 1986](#)). Con la

¹Aunque el *Gal* no es una unidad del SI, es frecuente su uso en gravimetría. Recordemos que $1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ ms}^{-2}$

medida de la gravedad y el estudio de sus anomalías se pueden cartografiar las distribuciones de densidad en profundidad e inferir la geología del subsuelo. Los cambios temporales de la gravedad pueden permitir evaluar la tectónica y la actividad volcánica. En el anterior estudio de [Jachens y Roberts \(1985\)](#) se pudieron relacionar máximos de anomalías residuales isostáticas con una región de alta actividad sísmica en 1983.

En todos los tipos de levantamientos con observaciones gravimétricas es esencial, para una correcta interpretación de los datos, que se realicen medidas de los cambios de altitud al mismo tiempo que se hacen las observaciones de gravedad. Las observaciones de gravedad se debe corregir del efecto que la atracción por marea terrestre tiene sobre un cuerpo en la superficie terrestre y que varía fuertemente con el momento de la observación. Los registros de gravedad se suelen expresar como relativos al valor de la gravedad en una estación de referencia que, preferiblemente, debe estar localizada fuera del área de actividad volcánica de interés. La red también se observa con el sistema de «repetición» alguna semanas, meses o años después o antes de un evento volcánico. La gravedad relativa observada y corregida de marea terrestre debe también ser corregida de cualquier cambio de elevación que se haya producido, bien por movimiento de la propia estación o por el sistema de estacionamiento del gravímetro utilizado. Una vez realizada esta corrección, cualquier cambio residual en gravedad detectado se correlaciona con cambios en la densidad. Este concepto se conoce como «anomalía gravimétrica»

[Battaglia y otros \(2008\)](#) desarrollan una técnica de observaciones gravimétricas repetidas en el tiempo, obteniendo series temporales gravimétricas de estaciones que forman una red. Esta técnica conocida como «microgravimetría», usada en volcanes activos permite detectar estados de reactivación con un grado de detalle que no puede ser conseguido con otro tipo de técnica. Se está convirtiendo en una técnica cada vez más reconocida para confeccionar mapas de la redistribución de masas asociadas a la actividad volcánica.

Con los diversos modelos que desarrollan en función del tipo de fuente que genera la reactivación, no solo detectan la posición de la propia fuente, si no también la cantidad de masa redistribuida, la densidad del material que dispara la reactivación y, así, la naturaleza de la fuente que la causa. Esta metodología que aúna instrumentación y modelado la contrastan en el Etna, el Teide y la caldera *Long Valley*.

Recientemente, [Camacho y otros \(2009b\)](#) desarrollan una metodología usando inversión gravimétrica, a partir de observaciones de gravedad relativa, donde obtienen los modelos de contraste de densidades de las diversas capas horizontales de la corteza separadas por discontinuidades irregulares. Establecen diversos ejemplos de simulación y la aplican a la isla volcánica de Tenerife.

También se han llegado a realizar observaciones de gravedad absoluta en volcanología. Estos instrumentos, conocidos como gravímetros absolutos, están basados en la determinación del tiempo de caída de una masa. Suelen usar para ello, un interferómetro láser que sigue la elevación de un cubo reflector que ha sido impulsado verticalmente, y su subsiguiente caída. La instrumentación es altamente precisa, pero es a la vez costosa, muy pesada y sólo transportable en vehículo. Su operación también es compleja, necesitándose en torno a una jornada para obtener un valor de la observación. Los efectos de elevación y marea también tiene que ser corregidos en las observaciones. En el volcán Vesubio se han realizado varias determinaciones entre los años 1986 y 1994 con una precisión de $\pm 3 \mu\text{Gal}$.

Todos estos sistemas son de uso local y si bien su precisión es alta en términos relativos, instrumentar grandes zonas de interés geodinámico comporta gran inversión en material a la par que en mantenimiento de los sistemas instalados. Casi todos estos sistemas tienen una gran deriva en su utilización continua durante largos periodos de observación (Dzurisin, 2007).

En la condición de sensores aerotransportados encontramos algunos de los anteriores (gravimetría, geomagnetismo, ...) si bien su precisión queda muy mermada. En este campo también encontramos la imagen térmica de detección remota, que se usa para medir variaciones en la temperatura de zonas volcánicas o masas de agua. La altimetría láser mide cambios en la corteza terrestre, si bien su precisión queda limitada por la propia precisión en la determinación de la posición de la aeronave que transporta el equipo.

Dentro de este grupo empiezan a aparecer sistemas hasta ahora habían sido propios de equipos satelitales, como las técnicas:

- Rádar de Apertura Sintética (*Synthetic Aperture Radar*) (SAR),
- Interferometría SAR (*Interferometric SAR*) (InSAR),
- Interferometría diferencial SAR (*Differential InSAR*) (DInSAR) o
- *Light Detection And Ranging* (LiDAR).

Estas técnicas consiguen detectar deformaciones del terreno de tipo centimétrico y se están utilizando, cada vez más, desde el lanzamiento del satélite ERS-1 por la Agencia Europea del Espacio en 1991 que, entre otros sensores, contaba con un sensor radar de apertura sintética (SAR). Con las imágenes que proporcionaba dicho satélite se pudieron obtener, por primera vez, mapas de deformación y desplazamientos co-sísmicos, ocurridos durante el terremoto de Landers, en California en 1992 (Massonnet y otros, 1993), o los desplazamientos eruptivos del volcán Etna en 1993 (Massonnet y otros, 1995).

La interferometría SAR posee un gran potencial para estudiar deformaciones del terreno: por un lado puede cubrir áreas muy extensas del terreno (hasta $400 \times 400 \text{ km}^2$) con una alta resolución espacial (desde pocos cm hasta unos 10 m) y, por tanto, alcanza una precisión comparable a la obtenida con técnicas geodésicas clásicas basadas en redes terrestres (Massonnet y Feigl, 1998). En la actualidad, la popularidad de las imágenes SAR y sus múltiples aplicaciones, entre ellas la medida de deformaciones del terreno, ha hecho proliferar las misiones de satélites artificiales equipados con sensores SAR. Así al primitivo ERS-1 le han sucedido su hermano el ERS-2, los japoneses JERS-1 y ALOS, los canadienses RADARSAT-1 y RADARSAT-2, el Envisat de la ESA, el TerraSAR-X alemán, y los italianos de la familia COSMO-SkyMed. Esta popularidad reside en que la técnica es relativamente barata si pensamos que cubrimos grandes áreas cada 20 ó 30 días, se pueden monitorizar zonas que a pie pueden resultar peligrosas, y no necesita una infraestructura previa en el terreno. De estudios teóricos en la Isla de Tenerife comparando esta técnica con las técnicas clásicas de observación geodésica (Fernández y otros, 1999), se desprende que con el mismo coste de una observación clásica de ángulos, distancias y desniveles se puede cubrir, con técnicas InSAR asistido de GNSS, una superficie 400 veces mayor. Parte de los estudios tratados en esta memoria se han realizado apoyándose en estas técnicas que se desarrollarán con más amplitud en la Sección 1.7.

También en este grupo se utiliza la fotogrametría, pero su uso queda muy limitado a áreas con una deformación esperada en el terreno extrema. Con esta técnica se llegaron a registrar desplazamientos de hasta 100 m en el volcán Santa Helena en 1980 (Moore y Albee, 1980).

El principal inconveniente de esta técnica es el coste que representa la obtención de los fotogramas que implica la contratación de un vuelo fotogramétrico *ex-profeso* en cada época de control. Si se requieren varias épocas para monitorizar el movimiento, se requerirán un número igual de vuelos. Esta técnica se ha venido sustituyendo por la obtención de imágenes desde satélites, según han ido mejorando las actuales misiones. Aún así se encuentra uno de los primeros ejemplos de este tipo de monitorización en Achilli y otros (1993), en el que monitorizan con esta técnica el volcán Etna, obteniendo unos resultados con una resolución de 10-20 cm.

A principios de los años 90 del siglo pasado se empiezan a desarrollar los primeros sistemas de cálculo automático que se aplican a imágenes fotogramétricas o a imágenes ópticas de satélite. La técnica *imageodesy*, basada en varios niveles de interpolación y cálculo del índice de correlación lineal, se aplicó al estudio de los desplazamientos del terremoto de Loma Prieta y a la dinámica de campos de dunas en EEUU usando imágenes del satélite SPOT (Crippen, 1990, 1992). También se ha usado el cálculo de correlaciones cruzadas para el estudio de la dinámica de glaciares (Scambos y otros, 1992) con imágenes ópticas de satélite. Estas técnicas se adaptan más adelante para el estudio de glaciares con imágenes SAR (Joughin y otros, 1999).

Vanpuymbroeck y otros (2000) utilizan por primera vez los métodos basados en la correlación de fase a imágenes SPOT para estudiar deformaciones cosísmicas producidas por un terremoto, el de Landers y posteriormente el Izmit. Más adelante Delacourt y otros (1998) adaptan esta técnica para imágenes de alta resolución aéreas y de satélite *Quickbird*.

En las erupciones que tuvo el volcán Stromboli durante los años 2000-2003, se realizaron diversos vuelos fotogramétricos, catorce de ellos entre enero y julio de 2003. Las imágenes fueron adquiridas en película fotográfica y digitalizadas en una estación de trabajo fotogramétrica *Helava*, que permite la generación de modelos digitales de elevación por métodos de correlación automáticos. Los productos fotogramétricos de estos vuelos sirvieron para vigilar la evolución de los productos volcánicos emitidos, así como su volumen, para evaluar los movimientos de masas y procesos de inestabilidad de laderas y pendientes (Baldi y otros, 2008).

En González (2010) se desarrolla una técnica de caracterización espacial de desplazamientos horizontales del terreno denominada *Phase-Cor* con imágenes obtenidas mediante fotogrametría, que aplica al terremoto de Izmit de 1999 (González y otros, 2010a). También se aplica esta técnica a las erupciones del volcán *Stromboli*, obteniendo datos de desplazamientos con una alta resolución espacial que se pueden relacionar con posibles cambios en la dinámica de las terrazas inestables de lava.

Los sensores infrarrojos u ultravioletas son un ejemplo de técnicas espaciales de medida de cambios de temperatura de la corteza. Las comentadas técnicas de SAR y sus variantes se usan desde satélites para generar y registrar cambios en los modelos de elevación del terreno (DEM) de grandes áreas a escala global. Dentro de este campo es donde han irrumpido con fuerza las tecnologías GNSS.

Más reciente es la aparición de equipos del tipo Vehículo Aéreo no Tripulado (*Unmanned Aerial Vehicle*) (UAV) en la observación volcánica. Si bien los primeros usos de los UAVs fueron en el campo de la monitorización de gases y cambios de temperatura (McGonigle y otros, 2008;

Pieri y otros, 2013) dotados con este tipo sensores, ya empiezan a ser aplicados también en el control de deformaciones (Sparks y otros, 2012; Torrero y otros, 2015) dotándoles de cámaras fotogramétricas o incluso pequeños equipos LiDAR. En la evolución de este tipo de equipos también está presente la miniaturización de los componentes y el los avances informáticos, teniendo hoy a disposición del investigador equipos LiDAR terrestres de fácil manejo, que permiten integrar sus datos con los de otros sensores como los de tipo geo-rádar a través de técnicas GNSS (Conejo Martin y otros, 2015).

1.3. Limitaciones de los métodos geodésicos clásicos

Es útil tener en cuenta el contexto histórico de los levantamientos geodésicos terrestres en el momento del desarrollo de la geodesia clásica sobre los años 70 del pasado siglo (Bomford, 2012). Los trabajos geodésicos clásicos de más alta precisión, en torno al milímetro, se han venido usando desde esa época para medir movimientos horizontales de la corteza terrestre a escalas regionales e inferir de ellos los esfuerzos o las tensiones de la corteza terrestre (Savage, 1983). Sin embargo, las limitaciones de los métodos geodésicos clásicos que se desarrollaron en la sección anterior, implican que es esencialmente imposible avanzar en la investigación geodésica a escala global manteniendo esas precisiones. Unido ésto a su alto coste hace que estos métodos hayan quedado relegados a un ámbito local o a lo sumo regional.

Más aún, los métodos geodésicos clásicos no son realmente de naturaleza tridimensional (3-D). Esto es así porque las redes geodésicas se observaban y calculaban de forma separada en redes planimétricas (horizontales) y redes altimétricas (verticales), con ninguna o muy pobre conexión entre ambos tipos (González-Matesanz y otros, 2006; Prieto, 2009a).

En principio, las redes altimétricas pueden ser conectadas o unidas a las planimétricas realizando en uno o varios vértices medidas con distintas técnicas que las altimétricas, normalmente mediante la observación de ángulos cenitales. En la práctica esto es difícil de conseguir debido a los distintos requerimientos de cada una de los dos tipos de redes. Los puntos de control horizontal tienen que ser colocados en zonas prominentes como las partes altas de cerros y lomas, a fin de poder conectar los mismos mediante las mínimas observaciones que garanticen el máximo de precisión. Por el contrario, los puntos de control vertical se suelen colocar a lo largo de valles, carreteras o vías de comunicación, que hacen su medición más eficiente (Murray y otros, 2000). A todo esto se viene a añadir que la medición de los ángulos cenitales no es particularmente precisa (Ciddor y Hill, 1999), y está sujeta a errores sistemáticos muy significativos como es la refracción atmosférica.

Además, la medida del desnivel con respecto al campo gravitatorio terrestre (con nivelación mediante niveles) no es la misma cantidad que el desnivel geométrico, que normalmente está referido a algún elipsoide convencional, que desde luego no representa el nivel del mar (Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006). Así, las redes planimétricas y altimétricas y sus respectivos sistemas de coordenadas, a menudo denominado a su conjunto «sistema de coordenadas 2 + 1», no pueden nunca ser enteramente consistentes.

En los métodos terrestres de observación geodésica las observaciones deben efectuarse entre puntos de control que están relativamente cerca unos de otros. Es a causa de esto por lo que en los métodos terrestres aumentan los errores de forma directa con el aumento de la dis-

tancia a través de la red, introduciendo errores aleatorios accidentales proporcionales a la raíz cuadrada de la distancia que se proyecta.

Todavía más, los errores sistemáticos en los métodos terrestres, como lo pueden ser los errores relacionados con la altitud del punto, la temperatura, la latitud, . . . , aumentan de forma lineal con la distancia (ver ecuación 1.1). Por ejemplo, la propagación de las ondas utilizadas en los instrumentos clásicos se produce enteramente en la troposfera, y por ello los errores debido a refracción aumentan con la distancia entre las estaciones o puntos de control. En contraste, en el caso de los métodos de geodesia espacial, la propagación de las ondas se realiza en su mayor parte en el vacío. La refracción ionosférica se puede modelar gracias a los sistemas multi-frecuencia o también en postproceso.

No nos podemos olvidar del problema de la necesidad de visibilidad real entre los puntos de control para las observaciones terrestres clásicas. No sólo en lo relativo al terreno entre los puntos, sino también en lo relativo a las condiciones atmosféricas cambiantes del lugar en las diferentes épocas del año en que se realizan las observaciones. Tampoco nos podemos olvidar que en la mayoría de estos métodos clásicos, la precisión que se obtiene también depende de las habilidades y de la experiencia de los operadores de campo que realizan las observaciones, y de los procedimientos desarrollados para mitigar los posibles errores sistemáticos en el propio campo.

La fotogrametría y las técnicas de detección remota vienen a paliar parte de estos problemas y, como se ha comentado, los sistemas de detección remota han sido y seguirán siendo muy usados en geodinámica, pero algunos tienen el gran problema que su resolución espacial. Según han ido avanzando las misiones espaciales a lo largo de la última década mejorando los sistemas y equipos, este problema cada vez va siendo menor. Aún así, la identificación de los puntos de control en los documentos sigue siendo muy importante si de ellos queremos extraer posiciones con alta precisión.

Recordemos que los sistemas SAR detectan movimientos diferenciales en la dirección hacia el propio satélite, con lo que estrictamente hablando, estamos también ante un caso de determinación 2D. Están apareciendo metodologías que combinan medidas SAR+GNSS, SAR e imagen óptica, SAR 3D, SAR+óptico+GNSS (Puglisi y Coltelli, 2001; Watson y otros, 2002; Fernández y otros, 2003; González y otros, 2009) que intentan solventar la falta de tridimensionalidad de las observaciones SAR, pero por ahora todavía es necesaria la asistencia de otra técnica combinada para obtener valores de desplazamiento 3D reales de precisión.

Finalmente hay que recordar que como mucho la extensión espacial de los trabajos geodésicos clásicos están limitados a las propias extensiones de los países o los continentes si es que se consiguen hacer observaciones que cubran varios países (Torge y Müller, 2012). En la práctica los diferentes países que conforman el globo han adoptado diferentes convenciones o criterios para establecer sus marcos geodésicos o sus sistemas de referencia oficiales en los que se refieren las coordenadas de sus redes geodésicas. Como consecuencia, cada nación tiene un marco de referencia no siempre compatible con el de sus vecinos, al nivel de la precisión que requieren las observaciones geodinámicas (Blewitt, 2015).

En geodinámica la medida de los movimientos de los continentes es muy importante desde el punto de vista científico. La conexión de los continentes o islas a través de los océanos y, la observación de la variación con el tiempo de estas posiciones, hoy por hoy no es posible sin

el uso de la tecnología de satélites. Así, en la geodesia clásica es posible caracterizar la forma aproximada de la Tierra, sin embargo, el estudio del cambio de la forma de la Tierra con el tiempo a través de este tipo de medidas sigue estando, a efectos prácticos, muy limitado a la regionalidad.

1.4. Sistemas de posicionamiento geodésico por satélite

Posiblemente los sistemas de posicionamiento por satélite GNSS son la herramienta más versátil para navegación, topografía y geodesia jamás diseñada. Aparte de las consabidas aplicaciones navegación marina, terrestre y aérea, a la topografía clásica de levantamientos, en cartografía, como soporte de Sistemas de Información Geográfica, *Geographical Information Systems* (GIS), en geodinámica se ha venido usando habitualmente en el estudio de movimientos asociados a la tectónica de placas. Ejemplos clásicos de este tipo de estudios se pueden encontrar en Larson y otros (1997); Sella y otros (2002); Reilinger y otros (2006). Recientemente se empezó a utilizar en monitorización de deformaciones del terreno producidos por causas geológicas (Böhme y otros, 2013), por actuaciones antropogénicas (Schaal y otros, 2012) o en ingeniería civil de precisión (Velasco Gómez, 2010). En este tipo de monitorizaciones, los sistemas GNSS prometen ser una eficaz herramienta de monitorización puesto que se está consiguiendo medir características dinámicas de las estructuras además de sus desplazamientos estáticos en tiempo real, mientras que los métodos convencionales de monitorización con acelerómetros no pueden medir desplazamientos estáticos (Im y otros, 2013).

Contrariamente a las demás técnicas geodésicas, los sistemas GNSS no miden únicamente un sólo parámetro que relaciona la posición relativa de dos puntos sobre el terreno como puede ser su diferencia de alturas, su distancia euclídea o su rumbo, sino que se determina con una única medición la posición tridimensional completa (3D) de cada punto en un marco de referencia, que puede ser absoluto o no.

Con la aparición de estos sistemas fue cuando, por primera vez, una sola técnica permite monitorizar desplazamientos 3D de la superficie terrestre de forma continua con precisión milimétrica. Estos sistemas permiten un posicionamiento relativo cuya precisión no se degrada con la distancia, además de no requerir la visibilidad entre los puntos de control que se están midiendo. Toleran un amplio rango de condiciones atmosféricas y puede llegar a unirse continentes con estas técnicas debido a su carácter global. En cuanto a la precisión, aparte de ser muy alta, pues llega a valores del orden de pocos milímetros en posicionamiento de fase continuo de alta precisión (Altamimi y otros, 2011), permite un alto grado de repetibilidad en las medidas y reproducción de la observación con diferentes condiciones (Blewitt, 2015).

Para determinar la posición de un determinado punto de control sobre la superficie terrestre, los sistemas GNSS utilizan todos el principio básico de multilateración espacial, en la que la distancia geométrica entre el correspondiente receptor de las señales, convenientemente estacionado en el punto de control, y el satélite emisor de las mismas se obtienen por medida del tiempo que una señal particular invierte en el viaje desde el satélite hasta el receptor.

En esta sección empezamos explicando de una forma sencilla este principio de multilateración. A continuación se revisa la relación entre la distancia geométrica y el tiempo de propagación de una señal eléctrica. Especificamos después de qué forma el receptor puede acceder al

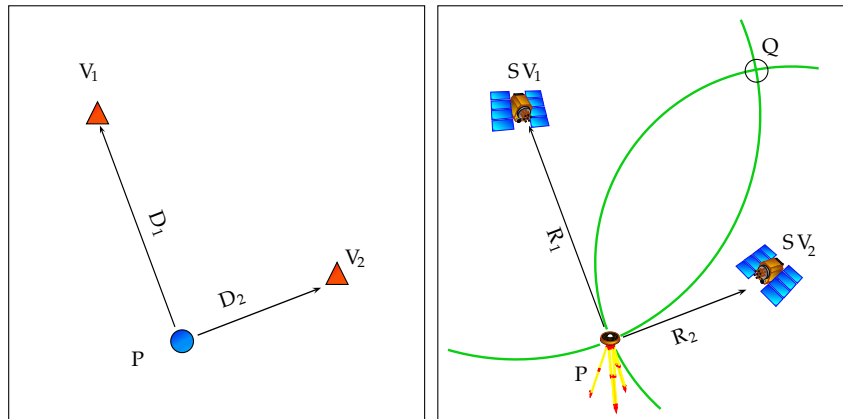


Figura 1.3: Trilateración con distancias medidas a dos satélites. Caso de un levantamiento planimétrico: el receptor se encarga de medir la distancia que le separa de dos puntos vértices o puntos conocidos (izquierda). Cada distancia permite definir una circunferencia centrada en cada punto SV_1 y SV_2 (derecha). Para calcular la posición del receptor se necesita determinar la intersección de las dos circunferencias

tiempo de propagación de la señal detallando la estructura de la señal emitida por los satélites GNSS y describiendo las diferentes medidas realizadas por el receptor. Concluye la sección con un estudio de las fuentes de error a las que están sometidas las observaciones GNSS, a fin de modelarlas en el posicionamiento GNSS de precisión.

1.4.1. Principio de multilateración espacial

Aunque los sistemas GNSS tienen un inequívoco e inseparable carácter 3D, para explicar el principio de multilateración es más simple considerando un problema en dos dimensiones, como en el caso de un levantamiento topográfico planimétrico. El objetivo es determinar la posición de un objeto P a partir de las distancias geométricas que separan este punto P de dos puntos conocidos V_1 y V_2 como se representa en la Figura 1.3 (izquierda).

Si tenemos en cuenta un receptor GNSS en un punto que queremos determinar y consideramos dos satélites GNSS en los puntos conocidos, como se representa en la Figura 1.3 (derecha), midiendo las distancias PSV_1 y PSV_2 se pueden definir dos circunferencias de radios R_1 y R_2 centrados respectivamente en SV_1 y SV_2 . Estas dos circunferencias se intersectan en dos puntos, donde uno de ellos puede ser fácilmente descartado por aberrante (*p.e.* demasiado alejado de las coordenadas aproximadas del punto que se quiere determinar).

En la práctica, las coordenadas de los dos puntos de intersección se pueden obtener expresando las distancias geométricas PSV_1 y PSV_2 en función de las coordenadas cartesianas de los puntos P , SV_1 y SV_2 . El sistema tiene dos ecuaciones y dos incógnitas que se pueden obtener resolviendo el sistema utilizando la teoría de mínimos cuadrados, por ejemplo, después de haber linealizado en torno a una posición aproximada del punto P que se quiere calcular (Langley, 1991).

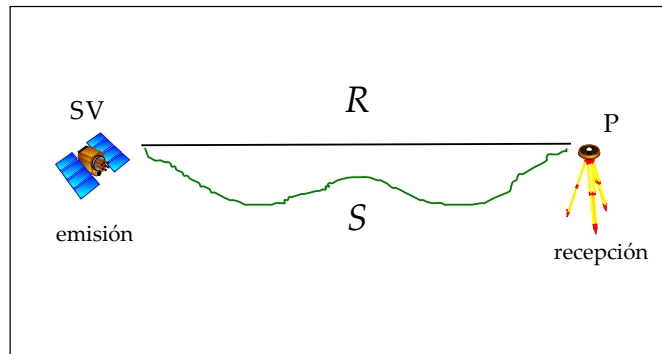


Figura 1.4: Diferencia entre la distancia recorrida por la señal radioeléctrica S y la distancia geométrica R entre un satélite y un receptor. Si la distancia geométrica es la mínima distancia entre ambos, la señal radioeléctrica sufrirá diferentes desviaciones que provocarán que ésta no siga un camino mínimo.

En el espacio físico de tres dimensiones que estamos tratando, el problema es idéntico: a partir de las distancias medidas a un conjunto de tres satélites, se determina la posición del receptor a través de la intersección de tres esferas.

En la práctica, a las tres incógnitas de posición añade una incógnita en tiempo por falta de sincronización entre los relojes de los satélites y el reloj del receptor. Para resolver el problema de posicionamiento por satélite, hay que considerar la intersección de cuatro esferas en un espacio de cuatro dimensiones, espacio y tiempo, en lugar de tres dimensiones, únicamente espacio.

1.4.2. Determinación del tiempo de viaje de la señal

En un sistema de navegación por satélite, la distancia geométrica entre un satélite de una constelación GNSS y un receptor en la superficie terrestre se determina midiendo el tiempo de propagación de una señal emitida por el satélite.

El tiempo de propagación t_{prop} de una señal radioeléctrica corresponde simplemente a la diferencia entre los instantes de recepción t_r y de emisión t_e de esa señal expresado en una misma escala de tiempo según la ecuación:

$$t_{prop} = t_r - t_e. \quad (1.2)$$

Como se ilustra en la Figura 1.4, la distancia S recorrida por una señal radioeléctrica entre su instante de emisión t_e por el satélite SV y su instante de recepción t_r por el receptor P , no es necesariamente igual a la distancia geométrica R que separa el satélite del receptor.

Las dos cantidades S y R no son completamente independientes. La distancia geométrica R y el camino óptico S coinciden en el caso ideal de una señal radioeléctrica que se propaga en el vacío. La relación entre la distancia geométrica R y la recorrida S , que permite expresar la distancia geométrica R que separa el satélite del receptor en función de los instantes de emisión t_e y de recepción t_r se denomina «ecuación de propagación».

Conociendo la expresión de la ecuación de propagación, un receptor puede determinar su distancia geométrica con relación a un satélite GNSS midiendo el tiempo que tarda la señal ra-

dielectrica emitida por el satélite en llegar al receptor y posteriormente determinar su posición por el principio de multilateración.

Ésta es una de las dos medidas que se pueden realizar en tecnología GNSS, en el método unidireccional que se apoya en la propagación de las señales radioeléctricas. Es conocido como la medida de «pseudodistancia» y utiliza para ello los códigos asociados a la señal (Leick, 2004). Se consigue una precisión métrica o decimétrica. La segunda de las medidas, que sobre este método unidireccional de propagación de la señal se puede realizar, es la diferencia de fase de la señal entre el instante de la emisión y el instante de la recepción y permite estimar la variación de la distancia satélite receptor con una precisión centimétrica o milimétrica, como más adelante se verá.

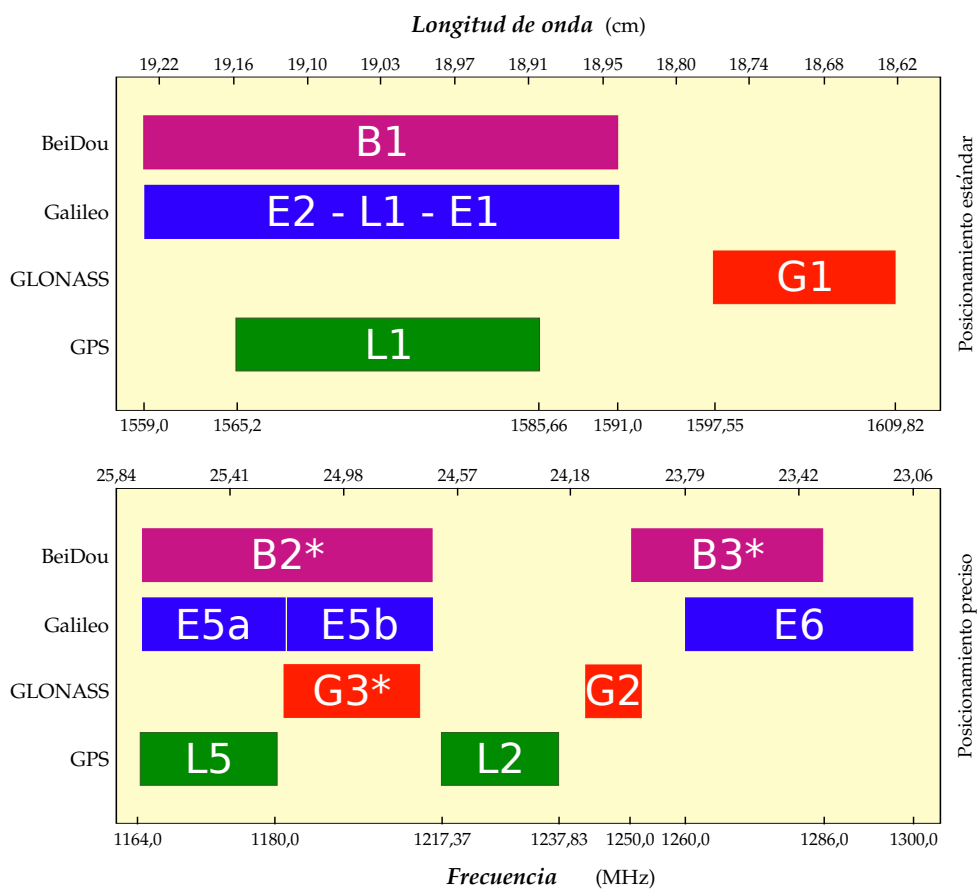


Figura 1.5: Diferentes frecuencias en sistemas GNSS actuales y su evolución hasta 2015. El diagrama superior contiene las longitudes de onda que garantizan el posicionamiento de tipo estándar mientras que el cuadro inferior contiene las longitudes de onda que permiten un posicionamiento de precisión. Las frecuencias marcadas con (*) no tienen publicado su ICD a la fecha de formación de esta memoria. (Modificado de Chong, 2009; RISDE, 2008; European Union, 2010; GPSW, 2010 y CSNO, 2012)

1.4.3. Estructura de la señal GNSS

Para mejor entender los conceptos anteriormente expuestos es preferible abordar parte de la teoría sobre la estructura de la señal emitida por el satélite GNSS. Esta señal está esencial-

mente constituida de una onda sinusoidal pura, llamada «onda portadora», sobre la que se superponen, o viajan, otros tipos de secuencias de códigos binarios.

Las frecuencias cedidas a los sistemas de navegación por satélite están localizadas en parte superior de la banda L, entre 1160 y 1610 MHz, que se corresponde con una longitud de onda entre aproximadamente 18 y 26 cm. En la Figura 1.5 se aprecian las diferentes longitudes de onda y sus anchos de banda que se utilizan en los sistemas GNSS actuales.

Dos son los tipos de códigos asociados a cada frecuencia:

- Una señal, que depende del tiempo, ligada al instante de emisión de la señal por el satélite. Se habla en este caso de «códigos pseudoaleatorios».
- Un conjunto de parámetros que necesita el receptor a fin de poder calcular su posición: efemérides de los satélites, estado de la constelación, estado de los relojes de los satélites, etc. El conjunto de toda esta información es lo que forma el «mensaje de navegación».

Estos códigos, pseudoaleatorio y mensaje de navegación, se incorporan a la onda portadora en forma de códigos binarios. Esta superposición de códigos y onda se realiza a través de la técnica denominada modulación por inversión de fase. Esta modulación consiste en invertir la fase de la portadora en función del valor del código binario (0 ó 1) que tiene que ser transmitido en el mismo instante (Leick, 2004; Kaplan y Hegarty, 2006; Hofmann-Wellenhof y otros, 2008) tal como se aprecia en la Figura 1.6.

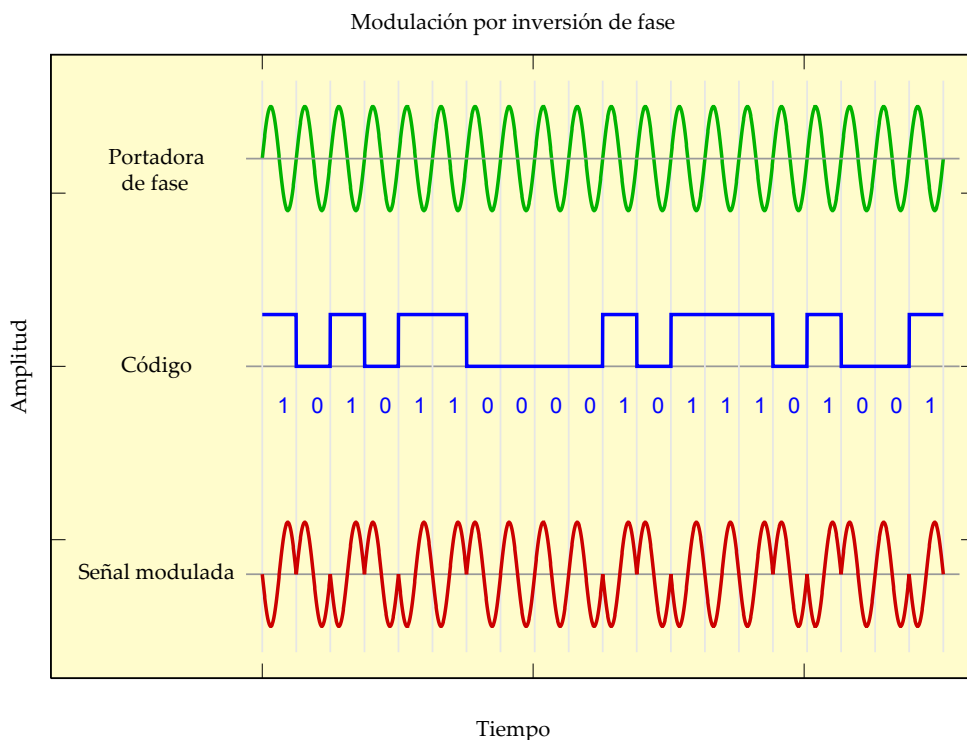


Figura 1.6: Modulación de un código binario sobre una onda portadora por el sistema de inversión de fase usado en los sistemas GNSS actuales. En la señal modulada que finalmente se transmite, va incluido la información del código y la onda portadora, además del correspondiente mensaje de navegación

Un código «pseudoaleatorio» corresponde a una secuencia binaria de longitud finita en el tiempo en la que sus valores son perfectamente conocidos de antemano. El término pseudoaleatorio significa simplemente que la secuencia binaria que constituye el código posee el mismo comportamiento estocástico que un ruido aleatorio. Esta propiedad permite limitar los problemas de interferencias y facilita el cifrado de códigos para las aplicaciones militares, gubernamentales o comerciales.

En teoría, cuando un código pseudoaleatorio está encriptado, solamente los usuarios que dispongan de las claves de desencriptado lo podrán utilizar. Pero en la práctica GNSS, existen diferentes técnicas que permiten realizar mediciones con este tipo de códigos encriptados. Así existen técnicas tipo *codeless*, correlación cruzada de código, *Z-Tracking*, *Smart Track*,... muchas de ellas sujetas a patente (Hofmann-Wellenhof y otros, 2008).

1.4.4. Medidas que realiza un receptor GNSS

Para determinar el tiempo que tarda la señal emitida por el satélite en llegar al receptor, éste puede utilizar bien la información de tiempos sobre el código binario pseudoaleatorio, o bien, directamente la fase de la onda portadora. La técnica de medida sobre la fase, mucho más compleja de construir, es la que se suele usar en geodesia y geodinámica, por su alto grado de precisión en la medida y está reservada a los receptores de alta gama o profesionales, bien sea de naturaleza mono-frecuencia o bi-frecuencia. Hoy la mayoría de los receptores de uso civil son capaces de tratar, de forma simultánea, las medidas de código, encriptado o no, y las medidas de fase para varias frecuencias y para varios satélites.

Desde luego no es el objetivo de este trabajo el de abordar en detalle los procesos físicos que permiten al receptor realizar las medidas sobre la fase y sobre el código pseudoaleatorio, sino mas bien resumir las principales características. Aspectos mas detallados sobre este tema se pueden encontrar en la bibliografía clásica (p.e. Braasch y van Dierendonck, 1999; Bona, 2000; Kaplan y Hegarty, 2006; Rost y Wanninger, 2009; Misra y Enge, 2011).

Resumiendo, un receptor de señales de sistemas GNSS está esencialmente constituido por una antena, verdadero sensor que capta el conjunto o paquete de señales que provienen de los satélites que tiene visibles sobre su horizonte, y de una unidad de tratamiento, que se encarga de analizar las señales recibidas y efectuar las medidas. Para realizar las medidas sobre el código pseudoaleatorio y sobre la portadora de fase, el receptor antes debe separar las señales que le han llegado de los diferentes satélites. La frecuencia recibida está afectada de efecto *Doppler*. El receptor utiliza el almanaque de los satélites (previsión de largo periodo) para calcular las frecuencias recibidas (con *Doppler*) y es capaz de determinar para cada satélite su banda de frecuencias propia en el momento de la medida.

Para un satélite dado, las medidas sobre el código y la fase se realizan de forma independiente por dos bucles de seguimiento:

- el correlador de código (*Delay Lock Loop*), para realizar la medida sobre el código pseudoaleatorio,
- el correlador de fase (*Phase Lock Loop*), para la medida sobre la fase de la portadora.

Estos correladores permiten hacer coincidir la señal que proviene de un satélite, ya sea de código o de fase, con su réplica generada internamente por el receptor, y no emitida. La comparación entre la señal recibida y la réplica generada en el receptor se hace internamente a través de la unidad de tratamiento.

1.4.4.1. Medida sobre el código

El código pseudoaleatorio es por definición una función binaria del tiempo perfectamente conocida tanto por el satélite como por el receptor. Si t designa un valor del tiempo medido o indicado por un reloj de referencia, $cod(t)$ es el valor que corresponde al código pseudoaleatorio que corresponde a un instante t .

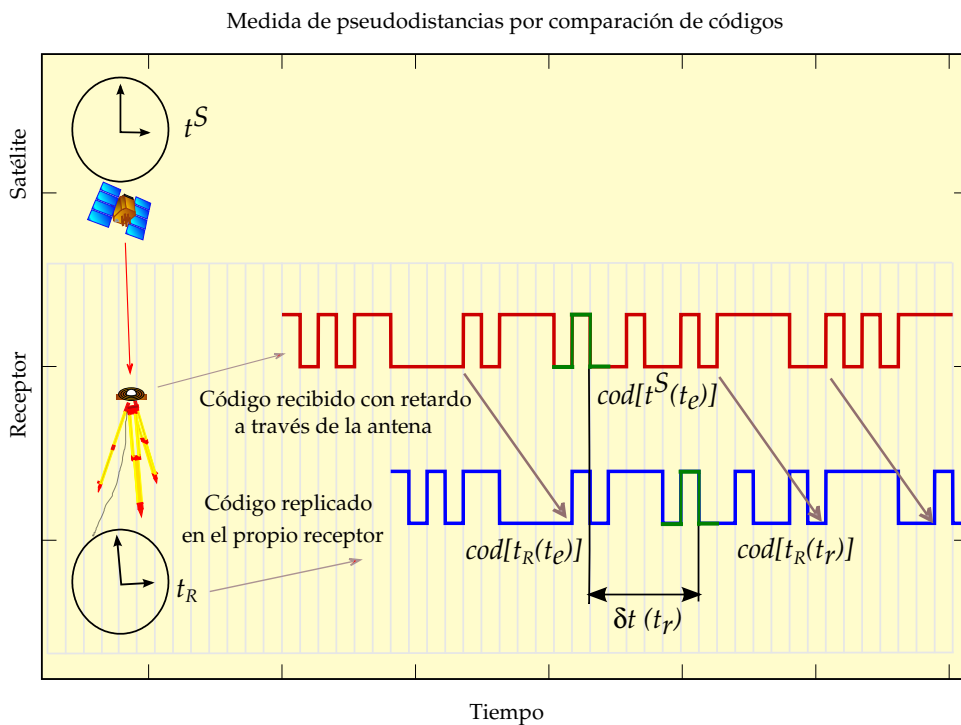


Figura 1.7: Modulación de un código binario sobre una onda portadora por el sistema de inversión de fase usado en los sistemas GNSS actuales. En la señal modulada que finalmente se transmite, va incluido la información del código y la onda portadora

El satélite, como el receptor, está equipado con un reloj interno que le permite disponer de su propia escala de tiempos. Tenemos entonces dos escalas de tiempo, una la que marca el reloj del satélite y otra la que marca el reloj de receptor. Por regla general, dispondremos de varios satélites sobre el horizonte y también podemos disponer de varios receptores en tierra operando todos ellos, satélites y receptores, de forma simultánea. Cada uno de los satélites y cada uno de los receptores tendrán su propia escala de tiempo, la que marque cada uno de sus relojes internos. Si tomamos como referencia una escala externa de tiempos de referencia ajena a receptores y satélites, *p.e.* el denominado tiempo GPS (GPST), cuando el reloj de tiempo GPS indica el valor t , el reloj del receptor indica el valor $t_R(t)$ y el reloj del satélite indica el

valor $t^S(t)$. Por supuesto, los inmediatos valores $t - t_R(t)$ y $t - t^S(t)$ corresponden al decalaje o incertidumbre de la sincronización entre el tiempo de referencia de la constelación y cada uno de los relojes del satélite del y receptor.

Tomando como referencia la Figura 1.7, sea ahora t_e el instante de emisión de la señal por el satélite pero indicada por el reloj de referencia. En este mismo instante, el reloj del satélite indica el valor $t^S(t_e)$ y, también en ese mismo instante, genera el valor del código $cod[t^S(t_e)]$.

Este valor $cod[t^S(t_e)]$ se recibe en el receptor y llega en un instante t_r en la escala del reloj de referencia. En este instante t_r , el reloj del receptor indica el valor $t_R(t_r)$ y está generando internamente el valor $cod[t_R(t_r)]$ de la secuencia de error pseudoaleatorio.

Como se ilustra en la Figura 1.7, el código pseudoaleatorio generado por el satélite se recibe a través de la antena (en rojo) con un cierto retardo $\delta t(t_r)$, que es el tiempo que ha tardado la señal en viajar desde el satélite hasta el receptor, incluyendo la falta de sincronización de los dos relojes, pues el momento de salida de la señal se ha medido en un reloj (satélite) y el momento de llegada en otro reloj distinto (receptor).

Así, el correlador de código que actúa en el receptor permite obtener el valor $\delta t(t_r)$ del decalaje temporal entre los códigos recibido y generado asociado al máximo de correlación entre las secuencias de «bits» de ambos códigos. Este decalaje temporal se expresa simplemente por:

$$\delta t(t_r) = t_R(t_r) - t^S(t_e). \quad (1.3)$$

En la práctica, el receptor no mide directamente la cantidad de tiempo $\delta t(t_r)$, sino su equivalente en distancia que en terminología GNSS adopta el nombre de medida de «pseudodistancia», siguiendo la idea ilustrada en la Figura 1.4:

$$S(t_r) = c [t_R(t_r) - t^S(t_e)] + \epsilon(t_r), \quad (1.4)$$

donde $S(t_r)$ es la «pseudodistancia» medida entre el receptor R y el satélite S en la época t_r , c la constante que representa la velocidad de la luz en el vacío, $t_R(t_r)$ el instante de recepción de la señal según el reloj del receptor, $t^S(t_e)$ el instante de emisión de la señal según el reloj del satélite y $\epsilon(t_r)$ el error aleatorio o ruido de la medición.

Esta medida de la «pseudodistancia» puede ser realizada de dos maneras diferentes por el receptor según Willis (1989) y Spilker (1996):

- Simultáneamente a nivel de la recepción. A un instante de recepción t_r dado, el receptor determina con la ayuda de las medidas los instantes de emisión $(t_e)^n$ de la señal por el conjunto de los n satélites visibles sobre el horizonte cuyas señales le están llegando en este instante. Es el método más utilizado.
- Simultáneamente a nivel de la emisión. Para una misma transición de código pseudoaleatorio (p. e. un mismo instante de emisión t_e), el receptor determina los instantes de recepción $(t_r)^n$ sobre el conjunto de los n satélites visibles.

En el formato *Receiver INdependent EXchange format* (RINEX) (Gurtner, 1994) utilizado universalmente para intercambiar y compartir las observaciones registradas por receptores GNSS,

las medidas simultáneas de los satélites están almacenadas al nivel de recepción. La conversión a formato RINEX de las observaciones registradas por un receptor almacenadas a nivel de la emisión no ofrece mayor dificultad pues los fabricantes de receptores ofrecen la aplicación necesaria.

La precisión con la que el receptor puede determinar su posición utilizando el código pseudoaleatorio depende esencialmente de la precisión con que se puede efectuar la medida de la «pseudodistancia» y de la geometría de los satélites. Para cuantificar la influencia de la geometría de los satélites sobre la precisión del posicionamiento, se utiliza generalmente el *Geometric Dilution of Precision* GDOP (Hofmann-Wellenhof y otros, 2008). Los receptores GNSS actuales son capaces de realizar esta medida con una precisión en torno a un centímetro de ciclo de frecuencia de código (Van Dierendonck, 1996). Vistas las longitudes de onda utilizadas por los códigos pseudoaleatorios en los sistemas GNSS actuales, la precisión máxima con la que el receptor puede medir la «pseudodistancia» es de alguna decenas de centímetros en código P del sistema GPS o de algunos metros en código C/A o L2C de la misma constelación.

La observación modelada en la ecuación (1.4) puede ser desarrollada adaptándola al tiempo de referencia de la constelación GPS, puesto que:

$$\begin{aligned} t_R(t) &= t_R(t_r) + dt_R(t), \\ t^S(t) &= t^S(t_e) + dt^S(t), \end{aligned} \quad (1.5)$$

siendo $dt_R(t)$ y $dt^S(t)$ los estados de los relojes de satélite y receptor con respecto al tiempo de referencia (GPST). Sustituyendo (1.5) en (1.4) obtenemos la «pseudodistancia» como función del instante de tiempo en que la señal se recibió:

$$\begin{aligned} S(t) &= c \left\{ [t_R(t) - dt_R(t)] - [t^S(t) - dt^S(t)] \right\} + \epsilon(t) \\ &= c \left\{ [t_R(t) - t^S(t)] - [dt_R(t) - dt^S(t)] \right\} + \epsilon(t) \\ &= c\delta t(t) - c [dt_R(t) - dt^S(t)] + \epsilon(t) \\ &= \rho_R^S(t) - c [dt_R(t) - dt^S(t)] + \epsilon(t), \end{aligned} \quad (1.6)$$

donde $\rho_R^S(t)$ es la distancia desde el receptor (en la época de recepción) al satélite (en la época de emisión). Este modelo está simplificado. Entre, otras cosas asume que la velocidad de la luz en la atmósfera es constante, c , sin tener en cuenta la refracción, e ignora la teoría de la relatividad. Pero este modelo sencillo es muy útil para entrar en los principios de los sistemas GNSS. Mas adelante se incluirán sobre esta ecuación los demás elementos que intervienen, que han quedado todos agrupados bajo el término genérico $\epsilon(t)$.

1.4.4.2. Medida de la fase de la onda portadora

Vamos ahora a introducir la medida del observable de portadora de fase, que es el que realmente se usa para aplicaciones de alta precisión. En parte de esta explicación nos vamos a apoyar en el anterior modelo desarrollado para la pseudodistancia de código, además, vamos a presentar esta aproximación desde un punto de vista de relacionar el observable con

la «distancia», donde la portadora de fase vendrá expresada en metros, en vez de en ciclos, pues así mantienen las ecuaciones de los dos modelos de observables las mismas dimensiones. Sin embargo, hay diferencias fundamentales entre los observables de portadora de fase y pseudodistancia, como veremos cuando discutamos más adelante los problemas que presenta la «ambigüedad inicial de fase» y la «pérdida de ciclos».

El término «fase» podemos considerarlo simplemente como «ángulo de rotación», que para análisis GNSS convencionalmente se expresa en ciclos. Una onda portadora es simplemente una función sinusoidal de tiempo, que se expresa matemáticamente en función del parámetro tiempo t a través de la forma general (Tipler y Mosca, 2008):

$$\text{onda}(t) = A(t) \text{sen}[\phi(t)], \quad (1.7)$$

donde $A(t)$ es la amplitud de la onda y $\phi(t)$ su fase en función del tiempo. Esta última puede ser desarrollada en función de la frecuencia $f(t)$, de la onda portadora a cada instante. Tomando como valor de la fase en el instante inicial $\phi_0 = \phi(t_0)$:

$$\phi(t) = f(t) \cdot t + \phi(t_0). \quad (1.8)$$

El funcionamiento del correlador de fase es idéntico al de código. Se efectúa la correlación de las señales para determinar la diferencia de fase existente entre la onda portadora recibida del satélite, a través de la antena del receptor, y la generada por el propio receptor como se ilustra en la figura

En el instante t_e indicado por el reloj de referencia (p. e. Tiempo GPS, GPST), el reloj del satélite indica el valor $t^S(t_e)$ y genera la fase en ciclos:

$$\phi^S(t_e) = f^S(t_e) \cdot t^S(t_e) + \phi^S(t_0), \quad (1.9)$$

donde $f^S(t_e)$ es la frecuencia instantánea de la señal emitida por el satélite en el instante t_e y $\phi^S(t_0)$ la fase en el origen. Una vez recibido este valor de la fase por el receptor, el reloj de diferencia indica t_r . El reloj del receptor indicaría en ese mismo instante el valor $t_R(t_r)$ y genera, con las mismas notaciones precedentes, la fase en ciclos:

$$\phi_R(t_r) = f_R(t_r) \cdot t_R(t_r) + \phi_R(t_0). \quad (1.10)$$

Teóricamente, el correlador de fase permite obtener el valor $\delta\phi(t_r)$ de la diferencia de fase entre la señal recibida del satélite y la señal generada internamente en el mismo receptor. En realidad, esta diferencia de fase se obtiene por convolución de la señal recibida y la señal replicada, generando la llamada señal «batida», para posteriormente comparar esta última con con la señal replicada (Spilker, 1996). Esta diferencia de fase se expresa por:

$$\begin{aligned} \delta\phi(t_r) &= \phi_R(t_r) - \phi^S(t_e) \\ &= f_R(t_r) \cdot t_R(t_r) - f^S(t_e) \cdot t^S(t_e) + \phi_R(t_0) - \phi^S(t_0). \end{aligned} \quad (1.11)$$

En la práctica, solo la parte decimal, entre 0 y 2π , de la diferencia de fase $\delta\phi(t_r)$ se puede medir por correlación a través de la ecuación (1.11), pues este método no permite hacer distinción entre el número total de ciclos o longitudes de onda enteras que tiene la señal completa.

Vamos a llamar t_1 al instante en el que el receptor realiza su primera medida sobre la fase de la señal proveniente del satélite. En este instante, el receptor mide la parte decimal $\delta_{dec}\phi(t_1)$ de la diferencia de fase $\delta\phi(t_1)$. La parte entera de esta diferencia, N , es lo que se denomina «ambigüedad inicial de fase» y es desconocida. Para el instante de la primera medida, tenemos entonces:

$$\delta\phi(t_1) = \delta_{dec}\phi(t_1) + N + \epsilon(t_1), \quad (1.12)$$

con $\epsilon(t_1)$ como la incertidumbre o error aleatorio en la medida de fase en el instante t_1 .

Este valor de la diferencia de fase varía con el tiempo, y como el satélite y receptor están continuamente cambiando su posición relativa, en otro instante distinto el valor de esta diferencia de fase es otro. El correlador de fase dispone de un «contador de ciclos» que contabiliza el número de ciclos enteros de fase que se han ido acumulando con el tiempo transcurrido, desde el instante de la primera medida t_1 . Mientras no haya interrupción de la señal y satélite y receptor se alejen entre sí, el receptor mide a cada instante $t_n > t_1$, además de la parte decimal $\delta_{dec}\phi(t_n)$ de la diferencia de fase, el número de ciclos de la fase completados desde la primera medida de fase realizada por ese receptor, referido por $n_{\delta\phi}(t_n)$. En un instante genérico t_n , la diferencia de fase $\delta\phi(t_n)$ se expresa ahora por la forma:

$$\delta\phi(t_n) = \delta_{dec}\phi(t_n) + n_{\delta\phi}(t_n) + N + \epsilon(t_n). \quad (1.13)$$

El observable proporcionado por el receptor en el instante t_n , comúnmente llamado «medida de fase» y con notación $\Phi(t_r)$, es por definición la parte decimal de la diferencia de fase, obtenida por correlación, aumentada del número entero de ciclos acumulados (o sustraídos) desde el instante de la primera medida, dado este último valor por el contador de ciclos:

$$\Phi(t_r) = \delta_{dec}\phi(t_r) + n_{\delta\phi}(t_r) + \epsilon(t_r). \quad (1.14)$$

Recuperando ahora la expresión (1.11) de la diferencia de fase entre ambas señales, la medida de fase al instante de recepción t_r se expresa en ciclos con la expresión (1.13) en la forma:

$$\Phi(t_r) = f_R(t_r) \cdot t_R(t_r) - f^S(t_e) \cdot t^S(t_e) + \phi_R(t_0) - \phi^S(t_0) - N + \epsilon(t_r). \quad (1.15)$$

A fin de simplificar las expresiones y notaciones en el resto de este documento, como se comentó anteriormente vamos a utilizar una expresión de la medida de fase en términos o dimensiones de distancia, multiplicando la expresión anterior, en ciclos, por la longitud de onda nominal λ de la portadora considerada, esto es $\Phi(t_r)$ representará realmente $\lambda\Phi(t_r)$ de la expresión anterior. Con estas consideraciones, la medida de fase se expresará en metros, por:

$$\Phi(t_r) = \lambda f_R(t_r) \cdot t_R(t_r) - \lambda f^S(t_e) \cdot t^S(t_e) + \lambda\phi_R(t_0) - \lambda\phi^S(t_0) - \lambda N + \epsilon(t_r), \quad (1.16)$$

donde también para simplificar la notación como ya hemos realizado antes, el último término de error $\epsilon(t_r)$ representará realmente $\lambda\epsilon(t_r)$, explicado de otra forma, el error aleatorio de la medida de fase también ha quedado expresado en dimensiones de distancia.

La medida de diferencia de fase es mucho mas precisa que la medida de pseudodistancia. Los receptores actuales son capaces de medir el término $\delta_{dec}\phi(t_r)$ con una precisión de unas 3 milésimas de ciclo (Van Dierendonck, 1996), que representa unos 0,5 mm sobre las portadoras de frecuencia tipo L1 y menos de 0,8 mm en las portadoras de tipo L2 y L5 para el sistema GPS.

Sin embargo, la medida de fase $\Phi(t_r)$ sobre la onda portadora de la ecuación (1.16) siempre quedará indeterminada pues no conoceremos el término λN , ambigüedad inicial de fase. En determinar el valor entero exacto de esta ambigüedad esta la llave para un posicionamiento de alta precisión y es uno de los problemas que se tratarán mas adelante.

Desde los años 80, varios métodos han sido desarrollados para tratar este problema originado por la ambigüedad sobre la medida de fase. Todas estas técnicas utilizan el carácter «entero» particular de la ambigüedad que incluye un fuerte constreñimiento al problema y lo hace mas difícil de tratar.

Continuando con el modelo de ecuación general de fase, al igual que hicimos en el caso de la ecuación general de código del epígrafe anterior, vamos a referir la ecuación a una única clase de tiempo, el tiempo de referencia, sustituyendo la ecuación (1.5) en (1.16):

$$\begin{aligned} \Phi_R^S = & \lambda f_R(t_r) [t_R(t) - dt_R(t)] - \lambda f^S(t_e) [t^S(t) - dt^S(t)] \\ & + \lambda \phi_R(t_0) - \lambda \phi^S(t_0) - \lambda N_R^S + \epsilon(t_r). \end{aligned} \quad (1.17)$$

Esta expresión de la medida de fase puede ser simplificada considerablemente si despreciamos las desviaciones entre la frecuencia nominal f y las frecuencias instantáneas $f^S(t_e)$ del satélite en el momento de la emisión y $f_R(t_r)$ del receptor en el momento de la emisión. Esta aproximación es posible realizarla pues los relojes del satélite y del receptor tienen una alta estabilidad en frecuencia a corto periodo (Hofmann-Wellenhof y otros, 2008). En el desarrollo de esta tesis, trabajaremos con esta hipótesis. Si simplificamos en este sentido la expresión anterior, tenemos en cuenta que la frecuencia nominal es $f = c/\lambda$, y agrupando los tiempos de emisión y recepción, y los parámetros de sincronización de ambos relojes, quedaría

$$\begin{aligned} \Phi_R^S = & \lambda f [t_r(t) - dt_R(t)] - \lambda f [t^S(t) - dt^S(t)] + \lambda \phi_R(t_0) - \lambda \phi^S(t_0) - \lambda N_R^S + \epsilon(t) \\ = & c [t_r(t) - t^S(t)] - c [dt_R(t) - dt^S(t)] + \lambda \phi_R(t_0) - \lambda \phi^S(t_0) - \lambda N_R^S + \epsilon(t) \\ = & c \delta t(t) - c [dt_R(t) - dt^S(t)] + \lambda [\phi_R(t_0) - \phi^S(t_0)] - \lambda N_R^S + \epsilon(t). \end{aligned} \quad (1.18)$$

Esta expresión es análoga a la expresión (1.6) de la pseudodistancia con la salvedad que han aparecido dos términos nuevos:

$$-\lambda N_R^S + \lambda [\phi_R(t_0) - \phi^S(t_0)], \quad (1.19)$$

donde N_R^S es la ambigüedad inicial de fase que representa un número entero de ciclos, y $\phi_R(t_0)$ y $\phi^S(t_0)$ las fases iniciales de las señales del receptor y satélite que serán siempre menores de un ciclo. Estas tres cantidades siempre serán constantes en el transcurso del tiempo y al conjunto de las tres es lo que se denomina *carrier phase bias* en terminología GNSS.

Al igual que en el caso de la pseudodistancia, el producto de la velocidad de la luz en el vacío y el tiempo que invierte la señal desde que sale del satélite hasta que llega al receptor, se puede expresar como la distancia geométrica entre el satélite y el receptor, quedando:

$$\Phi_R^S(t) = \rho_R^S(t) - c [dt_R(t) - dt^S(t)] + \lambda [\phi_R(t_0) - \phi^S(t_0)] - \lambda N_R^S + \epsilon(t). \quad (1.20)$$

Recordemos que $\rho_R^S(t)$ es la distancia desde el receptor (en la época de recepción) al satélite (en la época de emisión), $dt_R(t)$ y $dt^S(t)$ los estados de los relojes de satélite y receptor con respecto al tiempo de referencia (GPST), y $\epsilon(t)$ el error aleatorio que con toda certeza se cometerá en la medida.

Al igual que en el caso de la ecuación que modela la pseudodistancia, la ecuación aquí obtenida para la medida de fase es una ecuación simplificada pues no se han tenido en cuenta diversos factores que mas adelante se estudiarán y se incorporarán a ambas ecuaciones. Estos parámetros tendrán que incluir el modelado de los efectos relativistas, errores de ruido electrónico en receptores y satélites, refracción troposférica e ionosférica, sincronización entre canales del receptor, *multipath*, errores orbitales, . . . Estos efectos podrán ser eliminados o al menos mitigados en su mayor parte bien (1) usando modelos diferenciales en el procesado de los datos GNSS registrados, (2) modelando empíricamente cada efecto e incluyendo su contribución en cada momento en las ecuaciones de la medida de fase, (3) procesando conjuntamente medidas de fase registradas con distintas frecuencias, (4) a través de la inclusión de parámetros externos, o (5) una solución combinada de todas las anteriores.

Para las demás frecuencias que se utilicen en la observación simultánea se podrá construir un modelo de medida de fase similar al anterior en el que solo cambiará la longitud de onda λ . Nótese que para el caso de los actuales satélites de la constelación rusa GLONASS hay que diferenciar la longitud de onda de la señal que recibida de cada satélite, pues GLONASS trabaja con frecuencias distintas para cada satélite aunque muy parecidas. Los satélites GLONASS de la próxima generación llevarán frecuencias iguales (Kaplan y Hegarty, 2006).

1.4.5. Combinación lineal de medidas de fase GNSS

Cuando se tiene un conjunto de medidas, como las anteriores, registradas entre uno o varios receptores y varios satélites, la resolución de las mismas se realiza generalmente por ajuste mínimo cuadrático. Existen diferentes métodos para la resolución de un conjunto de observaciones de medida, ya sea de fase o de pseudodistancia, pero el mas usado es por combinación lineal de las ecuaciones (1.6) o (1.20) realizadas de forma instantánea por uno o varios receptores. Con este método, es posible eliminar un cierto número de términos que intervienen en las mismas.

En esta sección describimos, en el caso de medidas de fase, las combinaciones lineales mas empleadas en el posicionamiento GNSS. Estas combinaciones también son extrapolables al caso de las medidas de pseudodistancia.

Vamos a introducir aquí una notación simplificada y generalizada de la expresión (1.20), asociada a la medida de fase, que utilizaremos por ser mas cómoda y volveremos a usar más adelante en este capítulo. La expresión de la medida de fase la reescribiremos como:

$$\Phi_{f,R}^S = \rho_R^S + \Theta_{f,R} + \Xi_f^S + Y_{f,R}^S - \lambda N_{f,R}^S + \epsilon_{f,R}^S \quad (1.21)$$

expresión donde $\Phi_{f,R}^S$ es la medida de fase que ha registrado un receptor R de un satélite S y en una frecuencia f ; el siguiente término ρ_R^S es el término de distancia geométrica que será función de la posición del satélite en el momento de emitir la señal y del receptor en el momento de recibirla (objetivo final del posicionamiento), que en principio no depende de la frecuencia;

$\Theta_{f,R}$ es el conjunto de términos dependientes de la señal de frecuencia f que genera el receptor R , donde quedarán agrupados ahora el estado del reloj de este receptor $dt_R(t)$ y el desfase inicial $\phi_R(t_0)$; en Ξ_f^S estará el conjunto de términos que dependen de la señal de frecuencia f emitida por el satélite S y que ahora son el estado del reloj $dt^S(t)$ y el desfase inicial $\phi^S(t_0)$; en $Y_{f,R}^S$ irán todos los términos asociados con la propagación de la señal, que mas adelante habrá que tener en cuenta; y $\lambda N_{f,R}^S$ será la ambigüedad inicial de fase entre el satélite y el receptor en la correspondiente frecuencia f y que ya sabemos que se trata de un número entero y es constante en el tiempo y, finalmente $\epsilon(t)$ que es el error aleatorio asociado a la medida. Hay que tener en cuenta que todos los factores que intervienen en la anterior ecuación, a excepción de la ambigüedad son función del tiempo, cuya notación se ha evitado para mayor claridad.

La posición del receptor, que es una incógnita, y los términos de ambigüedad enteros son las denominadas «incógnitas principales» del posicionamiento. Estas incógnitas se van a estimar a partir de la medidas de fase y de pseudodistancia. Los otros términos que constituyen las ecuaciones son las «incógnitas secundarias» del problema del posicionamiento. Éstas últimas son las que se van a eliminar a través de métodos de combinación lineal.

Estos métodos dan muy buenos resultados en los posicionamiento relativo y diferencial, pero poseen algunos inconvenientes. Por un lado el ruido o error aleatorio asociado a la combinación de medidas es mayor que el error inicial asociado a cada medida. Por otro, las diferentes nuevas medidas que se van a obtener por combinación de las medidas originales se correlan entre ellas mismas, cuando las medidas originales son independientes ([Hofmann-Wellenhof y otros, 2008](#)).

Si realizamos una combinación de medidas realizadas por un receptor R sobre dos satélites S y T , en un mismo instante de recepción, van a tener dos parámetros comunes en la posición del receptor y el estado de su reloj. Estas dos medidas estarán a partir de ahora correladas entre ellas mismas.

De la misma forma, si tomamos las medidas realizadas en un mismo instante por dos receptores distintos R y Q sobre un mismo satélite S , tienen en común la posición del satélite y su estado de reloj, y estarán entonces físicamente correladas. Esta correlación física entre medidas no se tiene generalmente en cuenta a la hora de construir los modelos estocásticos de resolución ([Hofmann-Wellenhof y otros, 2008](#)) y se simplifica el problema usando la hipótesis de que las medidas registradas en un mismo receptor con un conjunto de satélites se obtienen por electrónicas distintas, y entonces estas medidas son independientes entre ellas.

Las combinaciones de medidas utilizadas para reducir o eliminar la influencia de los términos secundarios en las ecuaciones de observación se pueden agrupar en dos tipos:

- las combinaciones realizadas sobre las medidas de un mismo receptor, donde hablaremos de «combinación entre observables»,
- las combinaciones realizadas diferenciando las medidas observadas por diferentes receptores. Estas combinaciones se llaman «combinaciones entre receptores» o simplemente «combinaciones diferenciales» y son la base de los modos de posicionamiento relativo.

A la hora de construir estas combinaciones lineales no hay que perder de vista dos situaciones importantes. El error aleatorio aumentará el ruido asociado a la combinación de medidas.

Éste debe ser suficientemente fiable como para no degradar la precisión del posicionamiento. Por otro lado, en la medida de fase interviene un término de ambigüedad que tiene una naturaleza de número entero pues así es el modelo funcional que se desarrolló en la sección anterior. Los modelos matemáticos que se utilicen por combinación lineal deberán mantener este carácter entero.

1.4.5.1. Combinación entre observables registrados en un mismo receptor

Simples Diferencias de receptor: Sean dos satélites S y T cuyas señales se registran simultáneamente por un mismo receptor. La combinación de diferencia simple o «simple diferencia en receptor» sobre la medida de fase tiene por definición:

$$\nabla\Phi_{f,R}^{ST} = \Phi_{f,R}^T - \Phi_{f,R}^S \quad (1.22)$$

y la ecuación de observación simplificada asociada a esta combinación de medida es:

$$\nabla\Phi_{f,R}^{ST} = \nabla\rho_R^{ST} + \nabla\Xi_f^{ST} + \nabla Y_{f,R}^{ST} - \nabla\lambda N_{f,R}^{ST} + \epsilon_{f,R}^{ST}. \quad (1.23)$$

La diferencia simple en receptor permite eliminar matemáticamente el conjunto de términos de la ecuación de observación que dependen únicamente del receptor, en este caso el estado de su reloj y la fase inicial.

Permite además conservar el carácter de número entero en la diferencia de ambigüedades que aparece. En efecto, la ambigüedad de la simple diferencia $\nabla\lambda N_{f,R}^{ST}$ es un número entero pues resulta de una diferencia de enteros.

Por definición, el ruido asociado a la simple diferencia de medidas es $\sqrt{2}$ veces mayor que el error asociado a cada medida original.

1.4.5.2. Combinación entre observables de varios receptores

Como muestra la ecuación (1.21), los observables medidos por un receptor GNSS está íntimamente ligadas al término de desfase del reloj del satélite, y como se verá más adelante en este capítulo, también a la influencia de la atmósfera terrestre sobre la propagación de la señal de radiofrecuencia.

El modo de posicionamiento relativo se apoya en dos ideas fundamentales:

- para dos receptores suficientemente próximos, las señales transmitidas por un mismo satélite a esos dos receptores tienen el mismo valor del término de desfase del reloj del satélite;
- si se considera la atmósfera terrestre como un medio continuo, las señales emitidas por un mismo satélite a dos receptores próximos serán influenciados por la atmósfera por igual.

Por tanto, cualquier diferencia de las medidas realizadas por un mismo satélite sobre dos o más receptores suficientemente próximos para que estén sometidos a las mismas condiciones atmosféricas, eliminará de las ecuaciones de observación el término del reloj del satélite y la posible influencia de la atmósfera.

Es importante hacer notar que las combinaciones lineales por diferencias que se describen en esta sección, deben estar realizadas en el mismo instante por el conjunto de satélites. En tiempo real, como se verá, esta condición es difícil de cumplir pues la transmisión de las medidas observadas por los diferentes receptores no estarán sincronizadas.

Supongamos que un receptor R transmite a cada instante sus observaciones a otro receptor móvil M . Las medidas realizadas en el instante t por el receptor R se reciben en el equipo móvil M en el instante $t + \delta t$. Si se realiza la combinación de observaciones realizadas en el instante t , el receptor móvil M las procesará en el instante $t + \delta t$, pero corresponderá a la posición que tenía en el instante t . Si el equipo está en movimiento el posicionamiento tiene el correspondiente error de movimiento. Para evitar esto, cabe la posibilidad de extrapolar las observaciones realizadas por el receptor R y llevarlas al instante $t + \delta t$, pero entonces estaremos introduciendo un error de extrapolación de las observaciones.

Simples Diferencias en satélite: La combinación de observaciones de diferencias simples o «simple diferencia de satélite» entre dos receptores R y Q y un satélite S tiene la forma:

$$\nabla\Phi_{f,RQ}^S = \Phi_{f,Q}^S - \Phi_{f,R}^S. \quad (1.24)$$

La ecuación de observación simplificada asociada a la diferencia simple de satélite es:

$$\nabla\Phi_{f,RQ}^S = \nabla\rho_{RQ}^S + \nabla\Theta_{f,RQ} + \nabla Y_{f,RQ}^S - \nabla\lambda N_{f,RQ}^S + \epsilon_{f,RQ}^S. \quad (1.25)$$

Este modelo permite eliminar matemáticamente en las ecuaciones de observación los términos que dependen únicamente del satélite, en este caso el estado del reloj y la fase inicial. El ruido que incorpora es similar al de las simples diferencias de receptor antes vistas y vale $\epsilon_{f,R}^S\sqrt{2}$. El nuevo valor de diferencias de ambigüedades también sigue siendo un número entero. Hay que hacer constar que esta diferencia puede ser en algún caso negativa.

Dobles Diferencias: La diferencia doble o «doble diferencia» es la combinación de medidas usada en la mayoría de los programas de procesamiento de datos GNSS, pues combina las ventajas de la simple diferencia de receptor (1.22) y la simple diferencia de satélite (1.24).

Si tenemos dos receptores R y Q , y dos satélites S y T , la combinación de simple diferencia se define como:

$$\Phi_{f,RQ}^{ST} = \Delta\nabla\Phi_{f,RQ}^{ST} = \Phi_{f,Q}^T - \Phi_{f,R}^T - \Phi_{f,Q}^S + \Phi_{f,R}^S. \quad (1.26)$$

La ecuación de observación simplificada asociada a la doble diferencia de medidas tendrá la forma:

$$\Phi_{f,RQ}^{ST} = \Delta\nabla\rho_{RQ}^{ST} + \Delta\nabla Y_{f,RQ}^{ST} - \Delta\nabla\lambda N_{f,RQ}^{ST} + \epsilon_{f,RQ}^{ST}. \quad (1.27)$$

Se elimina matemáticamente de las ecuaciones de observación, con las diferencias dobles, el conjunto de términos que dependen del receptor y el satélite; relojes y fases iniciales. Solo quedarían las ambigüedades y los términos que son función de la atmósfera. Si los receptores están próximos, estos últimos se anulan.

El ruido de la doble diferencia de medidas es por supuesto dos veces más importante que el error de la ecuación original $2\epsilon_{f,R}^S$. El término en función de las ambigüedades sigue siendo diferencia de dos enteros, siendo también entero, aunque puede ser negativo.

Triplas Diferencias: La triple diferencia no es más que una doble diferencia en el tiempo. Posee todas las ventajas de la doble diferencia y además elimina el término de la ambigüedad, que es constante con el tiempo en ausencia de pérdidas de ciclos. Esto es, los receptores deben seguir la señal de los satélites sin interrupción para que se mantenga la ambigüedad inicial.

Entre dos instantes t_0 y t_1 , la expresión de la triple diferencia asociada a los receptores R y Q , y a los satélites S y T , es simplemente:

$$\partial\Delta\nabla\Phi_{f,RQ}^{ST}(t_0, t_1) = \Phi_{f,RQ}^{ST}(t_1) - \Phi_{f,RQ}^{ST}(t_0). \quad (1.28)$$

La ecuación de observación simplificada asociada a la diferencia triple de medidas de fase se representa por:

$$\partial\Delta\nabla\Phi_{RQ}^{ST}(t_0, t_1) = \partial\Delta\nabla\rho_{RQ}^{ST}(t_0, t_1) + \partial\Delta\nabla Y_{f,RQ}^{ST}(t_0, t_1) - \partial\Delta\nabla\lambda N_{f,RQ}^{ST}(t_0, t_1) + \epsilon_{f,RQ}^{ST}(t_0, t_1). \quad (1.29)$$

Las triples diferencias presentan un nivel de ruido del orden $2\sqrt{2}$ con respecto al error de la medida original y están correladas entre ellas. Aunque se considere que las medidas de fase son independientes con el transcurso del tiempo, las diferencias triples sí están correladas.

Las diferencias triples se usan para calcular una primera posición aproximada del receptor con una precisión de algunas decenas de centímetros y para detectar saltos de ciclos en las medidas de fase (Leick, 2004).

Más adelante se incorporarán a estos modelos otros términos de errores que van a afectar a la señal, a los receptores y a los satélites. Se describirá su resolución y se complementarán con otros modelos de combinación no lineal.

1.4.6. Combinación de medidas de fase y código GNSS

Zumberge y otros (1997) desarrollan una técnica que proporciona la posición absoluta de un solo receptor con los datos de código y fase registrados por éste. Esta técnica se denomina Posicionamiento de Punto Preciso, *Precise Point Positioning* (PPP) y permite la estimación de las coordenadas del punto de estación y las correcciones a su reloj de forma independiente para cada estación analizada.

Dado que el proceso se basa en las observaciones brutas de código y de diferencia de fase, la calidad del estado de los relojes de los satélites y de las órbitas de los mismos que se tiene que utilizar es muy importante.

Recordemos que las anteriores técnicas de combinación lineal de medidas de fase (Sección 1.4.5, están basadas en la estrategia del posicionamiento relativo que permite la estimación de las coordenadas de las estaciones simultáneamente para toda una red, usando observaciones de diferencias dobles (líneas de base) y resolviendo las ambigüedades iniciales de fase, fijándolas a sus valores enteros correctos (Dach y otros, 2007).

La mayor diferencia con respecto al método PPP es que el uso de las diferencias dobles de fase anula los errores de los relojes del satélite y del receptor. Es por ello que en este tipo de combinaciones no es necesario una alta precisión en los datos de los relojes, y se logra una alta precisión para la geometría relativa entre los puntos que forma la red. Sin embargo, las técnicas de combinación lineal de fase necesitan mas tiempo de cálculo que el método PPP.

1.4.7. Combinaciones de frecuencias

Con las medidas y observaciones presentadas en las anteriores secciones, es posible definir combinaciones de esas medidas que tendrán diferentes características y que nos permitirán eliminar o cuantificar algunos de los errores propios de este sistema de posicionamiento (ver Sección 1.6).

1.4.7.1. Combinaciones libres de ionosfera

Como se mostrará más adelante, el efecto ionosférico es una fuente de incertidumbres que afectan a los sistemas GNSS difícil de modelar. Por ejemplo, el modelo de Klobuchar (GPSW, 2010) es capaz de eliminar, como término medio, sólo el 50 % de este efecto.

Es por ello que en su origen los sistemas GNSS se diseñaron para trabajar con al menos dos frecuencias (ver Sección 1.4.3).

El efecto ionosférico depende de la frecuencia siguiendo una relación $\alpha_f = 40,3 \cdot 10^{16} / f^2$, donde la frecuencia f en Hz (Hofmann-Wellenhof y otros, 2008). Teniendo en cuenta esto, es posible eliminar este efecto tanto en las medidas de pseudodistancia por código (P) como en las medidas de fase (L) usando las siguientes combinaciones de observables para las dos frecuencias originales que se emiten desde los satélites:

$$PC = \frac{f_1^2 P_1 - f_2^2 P_2}{f_1^2 - f_2^2}, \quad (1.30)$$

$$LC = \frac{f_1^2 L_1 - f_2^2 L_2}{f_1^2 - f_2^2}. \quad (1.31)$$

Estas combinaciones de frecuencias resultan una nueva frecuencia «sintética» con su correspondiente longitud de onda diferente de las señales originales. Así, por ejemplo, en el caso de la constelación GPS $\lambda_c = 10,7$ cm, en vez de las originales de 19,03 cm (λ_1) y 24,42 cm (λ_2). Es importante recalcar aquí que la ambigüedad inicial de esta combinación, para el caso del observable de fase, no será ya un número entero de λ_c longitud de onda.

1.4.7.2. Combinaciones ionosféricas

Este tipo de combinaciones eliminan los efectos no dispersivos y dejan el retardo por efecto ionosférico al nivel de los errores instrumentales. Responden a los modelos:

$$PI = P_2 - P_1, \quad (1.32)$$

$$LI = L_1 - L_2. \quad (1.33)$$

1.4.7.3. Combinaciones *Narrow-lane* y *wide-lane*

Las expresiones de los modelos para este tipo de combinaciones son de la forma:

$$P\delta = \frac{f_1 P_1 + f_2 P_2}{f_1 + f_2}, \quad (1.34)$$

$$LW = \frac{f_1 L_1 - f_2 L_2}{f_1 - f_2}. \quad (1.35)$$

La combinación *wide-lane* (LW) tiene la ventaja de generar un nuevo observable con una longitud de onda relativamente más grande $\lambda_W = 86,2$ cm en el caso de [GPS](#). Esta combinación será de gran ayuda a la hora de detectar los posibles saltos de ciclo en un conjunto de observaciones.

Más allá de esto, en el caso de los sistemas [GNSS](#) más modernos (Galileo, [GPS-L5](#), ...) se conseguirán combinaciones *extra wide-lane* (EWL), con una longitud de onda equivalente del tipo de 5,9 m. ([Hernandez-Pajares y otros, 2003](#)).

1.4.7.4. Combinación Melbourne-Wübbena

Esta combinación se utiliza junto con la *wide-lane* para detectar también pérdidas o saltos de ciclo y para estimar la ambigüedad *wide-lane*. Su ecuación responde al modelo siguiente:

$$W = LW - P\delta. \quad (1.36)$$

1.5. Sistemas de referencia de tiempo y espacio usados en GNSS

Hasta ahora hemos hablado de distancias, posiciones de receptores y posiciones de satélites, tiempo de receptor y tiempo de satélite sin haber definido claramente los sistemas de referencia de cada uno de esos parámetros.

El objetivo de todo sistema de posicionamiento por satélite es referir la posición del receptor en cada instante en un espacio físico de tres dimensiones. Vamos a definir ahora un referencial temporal, también llamado escala de tiempos, para referir los acontecimientos (emisión y recepción) y un referencial de espacio, para referir la posición de los satélites y los receptores.

1.5.1. Sistema de referencia de tiempos

Una de las lecciones aprendidas de todo lo anteriormente revisado es que el tiempo es un parámetro esencial en el funcionamiento de todo sistema de posicionamiento mediante satélites. Permitirá generar la onda portadora al satélite, el código pseudoaleatorio que compone la señal emitida y también la generada en el receptor, datar el instante de la llegada de la señal y medir el tiempo de viaje de esta señal.

Es importante distinguir el concepto de «sistema de referencia de tiempos» (*time reference system*) y su realización en la práctica (*time reference frame*). Un sistema de referencia de tiempos necesita definir dos parámetros: su fecha origen y su unidad de medida. La escala de medida de tiempos se obtiene por acumulación de las unidades de medida de tiempo, con referencia al

origen. Como se indica en [Richards \(2000\)](#), una escala de tiempos ideal posee las propiedades siguientes:

- debe ser universal,
- no debe tener interrupciones,
- debe ser uniforme,
- tiene que ser fácilmente accesible,
- se debe de poder medir en ella con la suficiente precisión requerida.

Para realizar de manera práctica una escala de tiempos a escala mundial, se necesitan dos cosas: la realización de una unidad de tiempos y la realización de la escala de tiempos asociada por acumulación de unidades de tiempo, teniendo en cuenta los correspondientes términos correctivos.

Hoy, el «Tiempo Atómico Internacional» ([TAI](#)) es la escala de tiempos utilizada a escala internacional para la datación científica de los hechos o acontecimientos. Se calcula *a posteriori* en el *Bureau International des Poids et Mesures* ([BIPM](#)), un centro perteneciente al Servicio Internacional de Rotación de la Tierra y Sistemas de Referencia (*International Earth Rotation and Reference Systems Service*) ([IERS](#)), a partir de los datos que recibe de unos 250-300 relojes atómicos distribuidos por todo el globo terrestre, en 53 de laboratorios y centros nacionales ([Arias, 2004](#)).

La unidad de escala del [TAI](#) se mantiene en lo posible próxima al Segundo Internacional utilizando los datos aportados por los laboratorios que poseen los mejores relojes de cesio.

Si bien el [TAI](#) es una escala de tiempos práctica muy cercana a la escala ideal que hoy por hoy se puede llegar a realizar en términos de uniformidad y estabilidad, no puede ser utilizada para aplicaciones en tiempo real como son los posicionamientos mediante satélite, pues el [TAI](#) se obtiene siempre *a posteriori* de haber sucedido.

En la vida civil, el concepto de tiempo está fuertemente ligado a la alternancia de los días y las noches, y por tanto, a la escala de tiempos [UT1](#) que es la que está ligada a la rotación de la Tierra ([McCarthy y Seidelmann, 2009](#)). La escala de tiempos [UT1](#), por estar ligada a la rotación terrestre no presenta uniformidad en su medida. Para ello existen diversas realizaciones prácticas ligadas a la rotación de la Tierra, que intentan subsanar este problema.

El Tiempo Universal Coordinado, *Universal Time Coordinated* ([UTC](#)), responsable a nivel mundial del tiempo legal, es una escala de tiempos idéntica o derivada del [TAI](#), decalada un cierto número de segundos para que se adapte aproximadamente a la escala de tiempos [UT1](#) rotacional:

$$TAI = UTC + n, \quad (1.37)$$

donde n es el número entero de segundos intercalares y el valor después de junio de 2015 es de $n = 36$ segundos ([Gambis, 2015](#)). Este número de segundos intercalares varía con el transcurso del de tal forma que se mantiene la diferencia, entre el [UTC](#) y el [UT1](#), siempre por debajo del segundo. La posibilidad de decalar o no en 1 segundo el tiempo [UTC](#) para adaptarlo a la rotación terrestre se revisa el día primero de enero y el día primero de julio de cada año

natural. Este sistema viene funcionando así desde los años setenta del siglo pasado. La Unión Astronómica Internacional, *International Astronomical Union (IAU)*, consciente que la adición, siempre no previsible aunque sí anunciada, de segundos intercalares perjudica los sistemas de comunicación y navegación que se usan hoy en día, está examinando la posibilidad de suprimir estos segundos intercalares, insertarlos a intervalos definidos y mas espaciados en el tiempo, o simplemente eliminar el UTC y dejar el TAI como único tiempo legal (McCarthy y Klepczynski, 1999).

Es por todo esto que en la actualidad cada constelación de satélites de posicionamiento GNSS, materializa su propio marco de referencia de tiempos. Así, GPS utiliza una escala de tiempos denominada Escala de tiempo de la constelación GPS (*GPS Time*) (GPST), materializada por los relojes atómicos que dispone el *United States Naval Observatory (USNO)* que, a su vez, también contribuyen a la materialización del TAI y del UTC.

Esta escala de tiempos GPST fue sincronizada con el UTC a las 0^h del 6 de enero de 1980. En esa época había un decalaje entre el TAI y el UTC de 19 segundos, que se mantiene todavía, pues al contrario que ocurre con el UTC, el GPST no se decala. Esta escala de tiempo se transfiere a los relojes de los satélites, que también son de naturaleza atómica, pero su propia deriva hace que con la operación continua del satélite, su reloj se separe del GPST.

En el caso de la constelación GLONASS, el «Tiempo GLONASS» que utiliza se genera de forma similar por la realización UTC(SU) por la ex Unión Soviética de la escala UTC (RISDE, 2008). Esta escala sí se decala y esto añade importantes problemas operacionales.

El futuro sistema Galileo utilizará el *Galileo System Time (GST)* que es una escala de tiempos continua muy próxima al TAI pues está decalada con respecto a este último 0,35 ns (Moudrak y otros, 2008).

El sistema de tiempos incorporado en la constelación china *BeiDou Navigation Satellite System*, BDS, se denomina *BeiDou Time (BDT)* y también utiliza el segundo internacional como unidad. El origen se sitúa a las 0^h UTC del primero de enero de 2006 (CSNO, 2012).

1.5.2. Sistema de referencia de espacio

Un sistema de referencia de espacio (Souchay y Feissel-Vernier, 2010) está constituido por un origen y un conjunto de reglas, parámetros convencionales y modelos teóricos que permiten en todo instante definir un triedro orientado en el espacio.

Las coordenadas de puntos referidas a un sistema de referencia de espacio se expresan en un sistema de coordenadas cartesianas (OXYZ) y se denominan «coordenadas geocéntricas».

Como en el caso de los sistema de tiempos, es importante distinguir el concepto de «sistema de referencia» (*reference system*), RS, de carácter teórico e ideal, y el concepto de «marco de referencia» (*reference frame*), RF, que se corresponde con la realización práctica de un sistema de referencia teórico.

Los satélites que forman las constelaciones GNSS pertenecen al dominio celeste y la descripción de su movimiento se realiza en general en un sistema de ejes no giratorio, esto es, la orientación de los ejes de su sistema no sigue la rotación de la Tierra. Por el contrario, los receptores están habitualmente ligados a la Tierra y siguen un movimiento de rotación en torno al eje terrestre. Sus posiciones se relacionan en un sistema de ejes que gira con la Tierra.

Por ello, en geodesia espacial es necesario definir dos tipos de sistema de referencia de espacio, uno celeste denominado **CRS** (*Celestial Reference System*) para la descripción del movimiento de los satélites, y otro llamado **TRS** (*Terrestrial Reference System*) para expresar la posición de los receptores.

El paso entre un sistema celeste y uno terrestre, detallado en [Torge \(2001\)](#), también explicado en [Sevilla \(2009\)](#) y posteriormente actualizado en [Petit y Luzum \(2010\)](#), se efectúa con la ayuda de transformaciones que tienen en cuenta el movimiento diurno de rotación de la Tierra en torno a su eje ($\mathbf{R}_S(t)$), los fenómenos de precesión y nutación ($\mathbf{R}_N(t)$ y $\mathbf{R}_P(t)$) y el movimiento del polo ($\mathbf{R}_p(t)$) a través de la relación:

$$[TRS] = \mathbf{R}_p(t)\mathbf{R}_S(t)\mathbf{R}_N(t)\mathbf{R}_P(t)[CRS] \quad (1.38)$$

Según [Capitaine \(2005\)](#), la construcción de un sistema de referencia de espacio, ya sea celeste o terrestre, necesita las siguientes etapas:

- definición de las propiedades de un sistema de referencia de espacio ideal (CS o TS),
- elección de una estructura física que permita verificar al menos las propiedades anteriores,
- modelización de la estructura: evaluación de los parámetros de la estructura en función del tiempo. En este nivel se habla entonces de «sistema de referencia convencional» celeste (CRS) o terrestre (CTS),
- realización práctica del sistema de referencia terrestre (*TRF Terrestrial Reference Frame*) o celeste (*CRF Celestial Reference Frame*).

Por definición, un sistema de referencia celeste ideal tiene la propiedad de ser inercial (no hay rotación, sólo movimiento rectilíneo uniforme). Un sistema de referencia celeste convencional (CRS) está ligado a un conjunto de puntos fundamentales. Su origen se hace coincidir con el centro de masas de la Tierra. El eje OZ se hace coincidir con el eje medio de rotación de la Tierra. El eje OX se corresponde con la dirección del punto Aries o equinocio vernal, y el eje OY completa un triedro dextrógiro orientado OXYZ.

Según ([Altamimi y otros, 2002a](#)), un sistema de referencia terrestre ideal es tal que la corteza terrestre no tiene que tener traslación, ni rotación, ni expansión. Un Sistema de Referencia Terrestre Convencional (CTS) está basado en la posición y el movimiento, ligados a las deformaciones de la corteza terrestre, de un conjunto de puntos repartidos por la superficie del globo terrestre, normalmente los continentes.

Desde las últimas décadas, los continuos avances en el modelado de las observaciones registradas con técnicas de geodesia espacial, han venido mejorando la determinación del marco de referencia terrestre, rozando actualmente 1 mm de precisión ([Blewitt y otros, 2010](#)) en la superficie de los continentes, pero no en el fondo del mar. Las técnicas con las que se ha realizado el marco de referencia terrestre incluyen:

- *Global Navigation Satellite Systems, GNSS*
- *Satellite LASER Ranging, SLR*

- *Very Long Base Interferometry*, [VLBI](#)
- *Doppler Orbitography Radio Interferometry System*, [DORIS](#)

Los organismos e instituciones que trabajan y mantienen estas técnicas se han agrupado y organizado como servicios científicos dentro de Asociación Internacional de Geodesia ([IAG](#)). Cada servicio materializa su propio marco de referencia de forma independiente, siendo el [IERS](#) el encargado de unirlos en una, por el momento, solución ponderada final ([Altamimi y otros, 2011](#)). Actualmente se cuenta con la siguiente estructura para la materialización del marco de referencia terrestre, basada en estos denominados «Servicios Asociados de Geodesia Espacial», siempre bajo la coordinación de la [IAG](#) ([Altamimi, 2006](#)):

- [IERS](#), como centro coordinador y conservador de la solución final del *International Terrestrial Reference Frame* ([ITRF](#)), creado en 1988,
- International [VLBI](#) Service ([IVS](#)) desde 1999, utilizando medidas interferométricas sobre fuentes radioeléctricas lejanas, fundamentalmente quásares ([Schlüter y otros, 2002](#)),
- International [SLR](#) Service ([ILRS](#)), usando observaciones láser sobre satélites artificiales ([Pearlman y otros, 2002](#)) desde 1999,
- International [DORIS](#) Service ([IDS](#)), el más reciente desde 2003 con la incorporación de medidas sobre satélites orbitográficos ([Tavernier y otros, 2006](#)), y el
- International GNSS Service ([IGS](#)), es el más veterano desde 1994. Hoy por hoy solamente utiliza observaciones [GPS](#) y [GLONASS](#) ([Dow y otros, 2002](#)), aunque está previsto que en un futuro se incorporen las observaciones Galileo ([Altamimi, 2006](#)).

Cada una de las técnicas tiene su importancia individual y complementa al resto. [VLBI](#) permite conectar el marco terrestre con el marco celeste y aporta además la escala. [SLR](#) localiza el centro de masas de la Tierra, y así fija el origen del triedro de ejes de las coordenadas. [GNSS](#) y [DORIS](#) definen el movimiento del polo y densifican los puntos sobre la superficie terrestre con coordenadas y sus variaciones (velocidades). Una vez que cada técnica ha realizado su propio marco, el [IERS](#), usando los enlaces geodésicos realizados entre los diferentes sensores en los observatorios donde hay más de una técnica (Figura 1.8), realiza la solución final del marco terrestre correspondiente.

1.5.2.1. Sistemas de referencia de espacio actuales

Los sistemas de referencia celeste y terrestre convencionales utilizados en la actualidad para aplicaciones científica son el [ICRS](#) y el [ITRS](#).

El [ICRS](#) (*International Celestial Reference System*) reemplazó desde enero de 1998 al anterior [FK5](#) ([Fricke y otros, 1988](#)). Está compuesto por un conjunto de modelos y de parámetros convencionales que permiten definir la orientación de sus ejes y el origen. El [FK5](#) era materializado con estrellas convencionales.

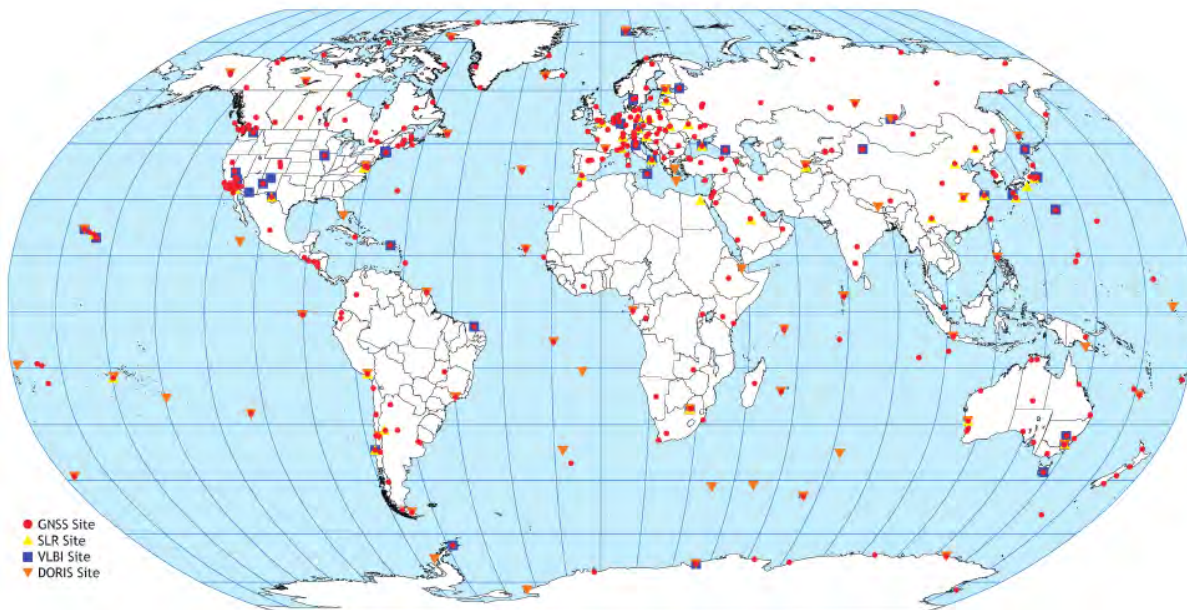


Figura 1.8: Distribución actual de los puntos de las redes geodésicas *GNSS*, *SLR*, *VLBI* y *DORIS* que en la actualidad construyen el marco terrestre *ITRF*, según *Noll (2008)*.

El *ICRF* (*International Celestial Reference Frame*), fue oficialmente adoptado en 1998 y es la realización práctica actual del *ICRS*. Se obtuvo determinando, con alta precisión, las coordenadas de unas 600 fuentes extra-galácticas por técnicas *VLBI*. Para la segunda realización se han utilizado más de 3400 (*Ma, 2009*), pero se espera seguir manteniéndolo con una selección de unas 290.

El *ITRS* (*International Terrestrial Reference System*) es el sistema de referencia terrestre utilizado a escala internacional para las aplicaciones científicas y de ingeniería de alta precisión (*Boucher y Altamimi, 1996*). El *ITRS* es un sistema de referencia ideal (ver la Figura 1.9 izquierda) que satisface las condiciones siguientes (*Petit y Luzum, 2010*):

- es un sistema geocéntrico, su origen corresponde al centro de masas de la Tierra, incluyendo en este concepto los océanos y la atmósfera,
- la unidad de medida de distancia es el metro *SI*,
- su orientación es la del sistema de referencia del *BIH* en la fecha 1984.0. La base vectorial canónica es directa, dextrógira, ecuatorial, y móvil sólida con la Tierra, de forma que sigue su movimiento de rotación diurna.
- la evolución con el tiempo del sistema no puede generar rotaciones residuales con respecto a la corteza terrestre.

El *ITRF* (*International Terrestrial Reference Frame*) es la realización práctica de un sistema de referencia ideal, el *ITRS* tal como lo define la *IUGG (1991)*, y está formado por un conjunto de puntos con sus coordenadas cartesianas y sus velocidades *3D* (ver la Figura 1.9 derecha).

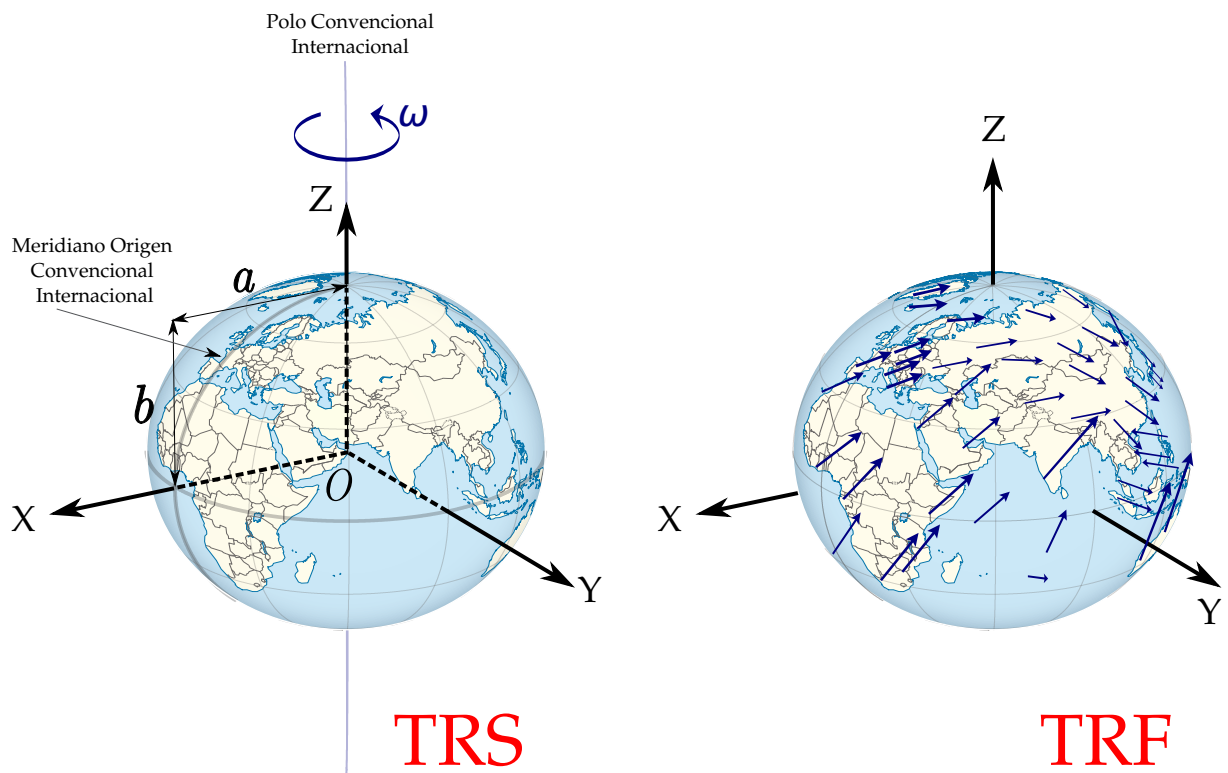


Figura 1.9: Representación idealizada de un sistema de referencia terrestre y un marco de referencia terrestre. A la izquierda la representación de un TRS, con un sistema de ejes de medida que gira con la Tierra (ECEF), centrado en el propio geocentro, orientado con respecto a un polo convencionalmente elegido y a un meridiano origen también convencionalmente elegido. En la definición también se incluyen los parámetros geométricos y dinámicos que materializan el elipsoide de referencia asociado al sistema, como la velocidad de rotación de la Tierra (ω), el coeficiente de forma dinámica (J_2), la constante de gravitación universal (GM) y semiejes del propio elipsoide (a semieje mayor, b semieje menor). A la derecha, la representación de un TRF, donde se realizan observaciones y mediciones en una serie de puntos sobre la superficie terrestre y, apoyándose en los parámetros definidos en el TRS, se calculan posiciones y variaciones de posiciones con el tiempo (velocidades) para esos puntos en el sistema cartesiano ECEF.

Solución ITRF	Época de referencia	Estaciones
ITRF88	1988.0	120
ITRF89	1988.0	113
ITRF90	1988.0	120
ITRF91	1988.0	131
ITRF92	1988.0	155
ITRF93	1993.0	160
ITRF94	1993.0	209
ITRF96	1997.0	290
ITRF97	1997.0	309
ITRF2000	1997.0	800
ITRF2005	2000.0	608
ITRF2008	2005.0	934

Tabla 1.1: Evolución de las diferentes realizaciones que el marco *ITRF* ha tenido desde sus inicios, con inclusión de su época origen de referencia de sus coordenadas y velocidades, y el número de estaciones que se han usado en su definición, comprendiendo las cuatro técnicas, que son las que materializan cada realización.

El marco *ITRF* se construye combinando las posiciones y velocidades determinadas por las diferentes técnicas geodésicas ya comentadas (*VLBI*, *GPS*, *DORIS*, *SLR*) de unos 250 puntos repartidos sobre la superficie del globo (Figura 1.8).

La última solución de *ITRF* es el denominado *ITRF2008*, que se definió en mayo de 2010, con diferencias de rotaciones, desplazamientos y cambios de escala nulos a la época de referencia 2005.0, esto es, el 1 de enero de 2005 (Tabla 1.1). A partir de esta fecha, el propio marco aporta las velocidades esperables en los puntos que lo definen. Se han utilizado datos de las cuatro técnicas geodésicas de precisión desde 1980 a 2009.5 (*Altamimi y otros, 2011*).

Otras soluciones del marco *ITRF* existen y han sido utilizadas en esta tesis debido a su naturaleza temporal en la que se han venido registrando datos durante varios años. Estas otras realizaciones han sido el *ITRF2005* (*Altamimi y otros, 2007*), de similares características cuya época de referencia es 2000.0 (Tabla 1.1) y ha utilizado datos de las cuatro técnicas desde 1980 a 2006.

También se ha utilizado la solución *ITRF2000* del marco *ITRF* (*Altamimi y otros, 2002b*). Esta solución adoptó la época de referencia 1997.0 y se construyó con una colección de datos desde 1970 a 2000, que incluían incluso distanciometría láser a la Luna (*MLR*). Otras realizaciones históricas han sido los *ITRF97*, *ITRF96*, *ITRF94*, *ITRF93*, *ITRF92*, *ITRF91*, *ITRF89* e *ITRF88* (ver la Tabla 1.1).

El acceso por parte del usuario al marco *ITRF* es bien sencillo y se realiza a través del uso de las coordenadas y las velocidades de las estaciones, de cada técnica geodésica, que forman el marco. La transformación entre dos marcos de referencia distintos se realiza a través de una transformación de semejanza de las coordenadas cartesianas, que se caracteriza por siete parámetros que se suministran con las soluciones *ITRF*. Así, para transformar coordenadas

Parámetro	Símbolo	Valor
Semieje mayor	a	6378137,0 m
Aplanamiento (deriv.)	f	1/298,257222101
Semieje menor (deriv.)	b	6356752,3141 m

Tabla 1.2: Principales parámetros geométricos del elipsoide asociado a GRS80 (Moritz, 2000). Realmente es sistema completo se define, además de usando el semieje mayor a del elipsoide, fijando un valor para la velocidades de rotación de la Tierra ω , el coeficiente de forma dinámica J_2 y la constante de gravitación universal GM . Fuera de estos cuatro parámetros, el resto de parámetros que se usan frecuentemente son derivados de los cuatro originales.

desde un ITRF1, \mathbf{X}_1 , a un ITRF2, \mathbf{X}_2 , se utilizará el modelo:

$$\mathbf{X}_2 = \mathbf{X}_1 + \mathbf{T} + D \cdot \mathbf{X}_1 + \mathbf{R} \cdot \mathbf{X}_1, \quad (1.39)$$

donde \mathbf{T} es un vector tridimensional con la traslación de origen entre ambos marcos, \mathbf{R} es la matriz ortogonal de rotación que contiene el conjunto de los tres ángulos de Euler, y D el cambio de escala en la forma $D = \text{escala} - 1$. Si también se considera la evolución con el tiempo, los parámetros resultan 14, pues también se utilizan sus primeras derivadas.

Todas las soluciones del marco ITRF se apoyan sobre el elipsoide asociado a **GRS80** (*Geodetic Reference System*), que es un elipsoide de revolución que aproxima de forma global la superficie del geoide a una forma matemática mas sencilla para efectuar los cálculos geodésicos. Para mayor referencia sobre este elipsoide se pueden consultar las bibliografías clásicas Vaníček y Krakiwsky (1986), Seeber (2003) o Torge y Müller (2012). En la Tabla 1.2 se han resumido sus parámetros de geometría obtenidos de la citada bibliografía.

Antes de seguir avanzando en este tema, en relación con la forma de expresar las coordenadas, una vez definidos el origen, la orientación y la escala del sistema de coordenadas (y su evolución con el tiempo), en geodesia actual es conveniente expresarlas en forma de coordenadas cartesianas. Este tipo de coordenadas son más fáciles de transformar de un sistema de coordenadas a otro y su modelo de transformación es matemáticamente muy operativo, sencillo (1.39) e independiente del elipsoide asociado pues se trata de un sistema espacial, no ligado a ninguna superficie matemática. Cuando hablamos de coordenadas en un sistema de referencia geodésico como los previamente o los que a continuación se van a seguir utilizando, debemos seguir pensando que las coordenadas cartesianas son las fundamentales. Por ejemplo, dentro de un receptor GNSS, el problema del posicionamiento se resuelve en coordenadas cartesianas (X, Y, Z) y la posición sobre el elipsoide GRS80 (longitud, latitud y altitud) se calcula y se muestra en pantalla sólo como un paso derivado y último del sistema.

Es importante tener en cuenta que un Sistema de Referencia Terrestre (TRS) no debe confundirse con un sistema de coordenadas (*p.e.* ECEF, LLA) ni con un marco de referencia (TRF). Un TRF es la realización de un TRS, y un sistema de coordenadas es únicamente la forma de representar las coordenadas de un TRF (ver la Figura 1.9).

Parámetro	Símbolo	Valor
Semieje mayor	a	6378137,0 m
Aplanamiento	f	1/298,257223563
Semieje menor (deriv.)	b	6356752,3142 m

Tabla 1.3: Principales parámetros geométricos del elipsoide asociado a WGS84, según NIMA (2004). Si bien en un principio este sistema se definió por la NIMA siguiendo un criterio parecido al utilizado para definir el GRS80, en la última revisión ya utiliza para ello el aplanamiento f en vez del coeficiente de forma dinámica J_2 (en su forma normalizada $\bar{C}_{2,0}$), a fin de mantener las mismas magnitudes.

1.5.2.2. Sistemas de referencia de espacio de constelaciones GNSS

El sistema GPS utiliza el WGS (*World Geodetic System*). Éste es un sistema terrestre convencional desarrollado por la antigua agencia cartográfica militar norteamericana *Defense Mapping Agency* (DMA) en su momento, después la NIMA (*National Imagery and Mapping Agency*) en 1996 y desde 2003 NGA (*National Geospatial-Intelligence Agency*). Las efemérides que radio-difunden los satélites están referidas a este sistema de referencia. Hoy en día el sistema está completamente desarrollado y en fase de mejora. Cuenta con unos 30 a 32 satélites operativos, dependiendo la cantidad de ellos disponible en función de la rapidez de reposición de los satélites que llegan al final de su vida útil.

El WGS84 corresponde a la primera realización del sistema WGS para la constelación GPS y su diseño data del año 1984. Se obtuvo a partir de las coordenadas de unos 1500 puntos repartidos por todo el globo que fueron obtenidas gracias a las observaciones *Doppler* sobre satélites de la anterior constelación del sistema *Navy Navigation Satellite System* (NNSS) conocido como *Transit* (1964). Apoyándose en este sistema, que no tenía cobertura global y ni siquiera estaba disponible las 24 horas del día en la mayor parte de las zonas de cobertura, se transfirieron coordenadas a las cinco estaciones de control que en aquel momento dispuso la NIMA para poder calcular las posiciones de los satélites GPS desde ellas. Estas estaciones siguen estando operativas y se localizan en *Colorado Springs*, *Hawaii*, *Kwajalein*, *Ascensión* y *Diego García*. Este marco entró en operación en el año 1987 y su concordancia con el marco ITRF estaba en aquel momento en torno a 0,57 m de diferencia en el origen (ITRF, 2007). Todo el sistema estaba operado en exclusividad por las fuerzas aéreas norteamericanas (USAF).

Los parámetros geométricos del elipsoide asociado a WGS84 son, en la práctica, similares a los adoptados para el GRS80, pues realmente de este último elipsoide se derivó (NIMA, 2004) (consultar la Tabla 1.3).

Desde aquel marco inicial se han sucedido varias realizaciones al igual que ha pasado con el ITRF. Todas las demás implementaciones (ver la Tabla 1.4) se han ido adaptando con la mejora constante de los conocimientos que sobre los ITRS y las diversas realizaciones ITRS se han ido desarrollando. Las sucesivas realizaciones se identifican por la sigla genérica WGS84 seguido del número de la semana GPS, entre paréntesis, de su entrada en servicio para el cálculo de coordenadas de los satélites GPS. Así, la realización WGS84(G730) entró en servicio el 29 de junio de 1994. La realización WGS84(G873) operó desde el 29 de enero de 1997, y el 20 de enero de 2002 entra en operación la denominada WGS84(G1150) hasta el 5 de febrero de 2012 en que

Realización WGS84	Fecha de operación	Marco de procedencia	Precisión aprox. [m]
WGS72	hasta 1986	TRANSIT	±4
WGS84	27-01-1987	TRANSIT	±1
G730	29-06-1994	ITRF91	±0,1
G873	29-09-1996	ITRF94	±0,05
G1150	21-01-2002	ITRF2000	±0,02
G1674	5-02-2012	ITRF2008	±0,01
G1762	16-10-2013	ITRF2008	±0,01

Tabla 1.4: Evolución de las diferentes realizaciones del [WGS84](#) desde sus inicios, como sistema heredado del correspondiente a su predecesor sistema de navegación Transit, hasta su paulatino alineamiento con las correspondientes soluciones [ITRFxx](#). Para diferenciar el nombre de las respectivas realizaciones se añade al nombre [WGS84](#), el número de la semana [GPS](#) en que cada una de las realizaciones ha entrado en operación. La letra «G» indica que en su realización se han utilizado exclusivamente observaciones [GPS](#).

entró el marco [WGS84\(G1674\)](#). El marco actual se denomina [WGS84\(G1762\)](#) y opera desde el 16 de octubre de 2013. Estas realizaciones han ido llevando paulatinamente el marco [WGS84](#) a coincidir con el [ITRF](#). Las últimas realizaciones [WGS84\(G1150\)](#) y [WGS84\(G1674\)](#) está alineadas con los marcos [ITRF2000](#) e [ITRF2008](#) respectivamente, con un grado de concordancia en torno al centímetro o dos centímetros de diferencia ([Merrigan y otros, 2002](#); [ITRF, 2007](#)). Aunque ([Roberts y otros, 2012](#)) esperaban una precisión centimétrica para la realización [G1674](#), lo cierto es que los defectos del marco [IGb08](#) ([Rebischung y otros, 2015](#)) obligaron a recalcular el marco. El marco actual [WGS84\(G1762\)](#) también está alineado con [ITRF2008](#) y responde a una precisión centimétrica ([Malys, 2014](#)). En la [Tabla 1.4](#) se han resumido las características importantes de la evolución de este marco. Sin embargo, el [WGS84](#) no es accesible directamente a esta precisión centimétrica a causa de la limitación en la precisión de las efemérides radiodifundidas. Aunque no desde un punto de vista conceptual, desde un punto de vista práctico se puede considerar que el [WGS84](#) y el [ITRS](#) son dos sistemas idénticos.

Todo este esfuerzo ha sido en parte gracias a la intervención de la antigua [NIMA](#) en el mantenimiento del marco de referencia. Esta agencia ha introducido nuevas estaciones monitoras a las cinco iniciales en *Adelaida, Buenos Aires, Hermitage, Bahrain, Quito, Washington, Eielson (Alaska), Wellington, Pretoria, Osan (Corea), Tahití* y *Cape Cañaverl*, resultando un total de diecisiete. Algunas de estas estaciones forman parte del [ITRF](#), y desde este marco se han transferido las coordenadas para la actual realización del [WGS84](#).

Para garantizar la autonomía, independiente de otras operaciones [GNSS](#), cada sistema [GNSS](#) define su propio marco de referencia. Al mismo tiempo, con el fin de apoyar la inter-operabilidad, cada sistema [GNSS](#) establece su relación con respecto al resto de sistemas. Aquí, el [ITRF](#) es de importancia capital puesto que los marcos de referencia propios de cada constelación acaban siendo referidos al marco [ITRF](#).

El sistema [GLONASS](#) utiliza el sistema de referencia terrestre [PZ-90](#) (*Parametry Zemli 1990*) desde agosto de ese año, y es en este sistema en que se transmiten sus efemérides. Los pará-

Parámetro	Símbolo	Valor
Semieje mayor	a	6378136,0 m
Aplanamiento (deriv.)	f	1/298,257839303
Semieje menor (deriv.)	b	6356751,3617 m

Tabla 1.5: Principales parámetros geométricos del elipsoide asociado a PZ-90, PZ-90.02 y PZ-90.11 según RISDE (2008). Este sistema utiliza en su definición los cuatro parámetros originales: semieje mayor a del elipsoide, velocidad de rotación de la Tierra ω , el coeficiente de forma dinámica en su versión normalizada $\bar{C}_{2,0}$ y la constante de gravitación universal GM . También fuera de estos cuatro parámetros, el resto de parámetros geométricos son derivados de los cuatro originales.

metros geométricos de su elipsoide asociado se reflejan en la Tabla 1.5. Anteriormente usaba el SGS-85 (*Soviet Geodetic System 1985*). El marco es similar al WGS84 en cuanto a sus dimensiones, pero existe una diferencia entre ellos de varios metros (Revnivykh, 2007) en cuanto a su posición relativa a la Tierra. Para subsanar este problema se ha recalculado y modificado el marco PZ-90 apoyándose en el ITRF, al igual que hiciera el WGS84. La posterior realización, denominada PZ-90.02, entró en operación el 20 de septiembre de 2007 y se diferencia del ITRF2005 en una treintena de centímetros a nivel geocéntrico y en un máximo de cincuenta centímetros en la superficie terrestre según las determinaciones de Revnivykh (2007). La última realización de este marco, PZ-90.11, se está usando desde el 15 de enero de 2014 y se alinea con ITRF2008 con una precisión de 1 cm (Zueva y otros, 2014).

Las efemérides que transmiten los satélites GLONASS están referidas a este sistema. Si bien la constelación fue declarada oficialmente operativa en 1995, un año después que lo hiciera su homóloga GPS, cuando se puso en órbita su satélite número 24, la desaparición de la Unión Soviética en 1991 con el consiguiente recorte en inversión, hizo mermar la constelación hasta alcanzar la cifra mínima de 6 satélites en 2001. A partir de ese momento, los esfuerzos de inversión de la nueva Agencia Espacial de la Federación Rusa, que invierte cerca de la tercera parte de su presupuesto en mantener el sistema, consiguieron que en octubre de 2010 volvieran a estar operativos 24 satélites. En diciembre de 2012 permanecen operativos 24 satélites y otros dos en fase de test o mantenimiento (Federal Space Agency, 2013). El mantenimiento de estas constelaciones es muy costoso y siempre está sujeto a accidentes no previstos. El fallo en la lanzadera soviética del 2 julio de 2013 destruyó otros tres satélites GLONASS que iban a ser puestos en órbita (Merryl, 2013), retrasando en meses el plan de modernización promovido por la agencia espacial rusa.

El marco de referencia en el que se apoya la constelación está materializado en el terreno por varias estaciones monitoras con coordenadas en este sistema. Desde la última realización PZ-90.11, estas estaciones están en Krasnoznamensk, Golitsyno, Schelkovo, San Petersburgo, Komso-molsk Amur, Yeniseisk, Murmansk, Yakutsk, Zelenchuk, Vorkuta, Ulan-Ude, Ussuriysk y Nurek. Prácticamente todas están en territorio de la Federación Rusa por razones de seguridad y facilidad de instalación. Esto facilita en sí la labor de monitorización de la constelación, pero reduce las capacidades de carga de datos a los satélites y monitorización. Anteriormente se utilizó alguna

otra estación más, pero la desmembración de la antigua URSS también ha afectado al sistema de control de [GLONASS](#).

Aunque en esta tesis sólo se han utilizado datos registrados de satélites de las anteriores dos constelaciones, se incluyen sólo unas notas con relación al sistema y marco de referencia de la constelación Galileo. Aunque la constelación no está ni mucho menos operativa, pues solamente diez satélites existen hasta octubre de 2015 ([European Space Agency, 2015](#)) de los treinta previstos, el marco de referencia [GTRF](#) (*Galileo Terrestrial Reference Frame*) ya ha sufrido cuatro realizaciones. Es previsible que según avance la precisión obtenida en el marco y el devenir de la constelación, la realización no sufra muchos más cambios al igual que ha venido sucediendo con las constelaciones gemelas. El centro que se encarga de ello es el *Galileo Geodetic Service Provider* ([GGSP](#)), entre otras funciones. Es un centro financiado a través del Sexto Programa Marco de la [UE](#). El marco [GTRF](#) está alineado con ITRF2005, pues utiliza estaciones en el marco [ITRF](#), pero en realidad es una realización independiente del mismo con constreñimiento mínimo. En la versión de [GTRF](#) [GTRF09v01](#), de abril de 2009, se tiene una diferencia con respecto a ITRF2005 calculado sobre los 71 puntos comunes de 1,1 y 2,9 mm en horizontal y vertical respectivamente ([Gendt y otros, 2011](#)). La posterior realización [GTRF13v01](#), también mantienen unas discrepancias milimétricas con respecto a ITRF2008. La última realización, [GTRF14v01](#), se alinea rigurosamente a ITRF2008 ([IGb08](#)) a nivel de algunos milímetros ([Enderle, 2014](#)). Este hecho hace que [GTRF](#) y [WGS84](#) sólo se diferencien en algunos centímetros.

De igual forma se pueden dar unas ideas sobre el Sistema de Posicionamiento Global Chino, *BeiDou Navigation Satellite System* ([BDS](#)), que utiliza el sistema geodésico de referencia terrestre [CGCS2000](#), *China Geodetic Coordinate System 2000*, ([CSNO, 2012](#)). Aunque los lanzamientos de satélites comenzaron en el año 2000, la mayor parte de los satélites que componen esta constelación fueron lanzados desde 2010 hasta la fecha. La constelación está compuesta por tres tipos de satélites si nos atenemos al tipo de su órbita: órbita geoestacionaria ([GEO](#)), órbita media ([MEO](#)) a distancias similares a los [GPS](#) o [GLONASS](#), y órbita geoestacionaria inclinada ([IGSO](#)) ([Chen y otros, 2012](#)). La constelación se declaró operativa en diciembre de 2011 ([BBC News Technology, 2011](#)) con un total de 10 satélites. En diciembre de 2013 alcanzan un número de 16 satélites operativos ([China Satellite Navigation Office, 2013](#)). Los parámetros geométricos de su elipsoide asociado se reflejan en la Tabla 1.6 ([Yang, 2009](#)). Poco se conoce de este sistema de referencia con respecto al marco [WGS84](#) o al [ITRF](#), más allá de su diferencia geométrica. [Zhao y otros \(2014\)](#) establecen en su estudio que la nueva realización del marco [CGS2012](#) queda alineado con ITRF2008 con una precisión de 1 cm. Las efemérides que transmiten los satélites [BDS](#) están referidas a este sistema [CGCS2000](#), aunque también se transmiten parámetros de referencia a los demás sistemas ([CSNO, 2012](#)). Aunque poco difundido en occidente quizá por su iniciación como sistema regional, en agosto de 2015, el sistema cuenta con 17 satélites operativos de un total de 19 en órbita ([InsideGNSS News, 2015](#)). Se están obteniendo precisiones en posicionamiento muy similares a las que se obtienen con [GPS](#) ([Li y otros, 2013](#)). China tiene planeado completar la constelación con 35 satélites en 2020 ([InsideGNSS News, 2015](#)).

Parámetro	Símbolo	Valor
Semieje mayor	a	6378137,0 m
Aplanamiento	f	1/298,257222101
Semieje menor (deriv.)	b	6356752,3141 m

Tabla 1.6: Principales parámetros geométricos del elipsoide asociado a [CGCS2000](#), según [Yang \(2009\)](#). Es peculiar la procedencia de los parámetros que definen este sistema: mientras que el semieje mayor a del elipsoide, su aplanamiento f y la velocidad de rotación de la Tierra ω se han recuperado del [GRS80](#), la constante de gravitación universal GM se ha elegido del [WGS84](#).

1.5.2.3. Sistemas de referencia de espacio instantáneos

De acuerdo con las ideas anteriormente tratadas, una de las obligaciones que tiene el [IERS](#) para materializar el [ITRF](#), es la de combinar posiciones de estaciones calculadas por varios centros de análisis que han procesado observaciones realizadas con las cuatro técnicas geodésicas, [VLBI](#), [SLR](#), [GNSS](#) y [DORIS](#) (Figura 1.8). Con cada una de estas técnicas, cada uno de sus centros coordinadores de análisis materializa un *Terrestrial Reference Frame* (TRF) diferente, cuyo producto final combinado es el [ITRF](#) en sus diferentes realizaciones en la historia. Esta combinación se realiza usando, como parámetros de entrada, las coordenadas calculadas por cada uno de los servicios que mantiene cada una de las cuatro técnicas, juntamente con las desviaciones estándar obtenidas en cada proceso de cálculo ([Altamimi y otros, 2007, 2011](#)). Recientemente se ha comenzado a ensayar, por parte de [Seitz y otros \(2012\)](#), una nueva técnica de realización de estos marcos partiendo directamente de la adición de las ecuaciones normales obtenidas en cada proceso de ajuste de cada solución independiente. Esta solución denominada [DTRF2008](#) y desarrollada en el [DGFI](#) es, estocásticamente hablando, más rigurosa pues mantiene la información de la matriz varianza-covarianza completa. La diferencia con la solución de [Altamimi y otros \(2011\)](#) en coordenadas está en torno a algunos milímetros. A su vez, el *Jet Propulsion Laboratory* (Pasadena, CA.) ([JPL](#)) también ha presentado ([Gross y otros, 2014](#)) otra solución denominada [JTRF2008](#) basada en filtrados *Kalman*, usando el *software* [KALREF](#). De los trabajos presentados, es de esperar que estas estrategias de cálculo sean admitidas como de igual o mayor calidad, y el [IERS](#) tendrá entonces que reprocesar todas las soluciones anteriores siguiendo el nuevo criterio. La nueva solución prevista para la realización del marco [ITRF](#) será la fechada como [ITRF2013](#) ([Altamimi, 2013](#)), cinco años después de la actual [ITRF2008](#) como ya viene siendo habitual, no existiendo información aún de la estrategia de solución que se va a llevar a cabo en el momento de redactar esta memoria.

Generalmente, los usuarios de las técnicas [GNSS](#) no accedemos directamente al [ITRF](#), aunque es cierto que es el *datum* de referencia principal y es la realización más precisa en origen, orientación y escala. La razón de esta circunstancia es porque las posiciones relativas (y su variación) entre los puntos que materializan el [ITRF](#) no son consistentes con el marco aislado de los sistemas [GNSS](#) al actual nivel de precisión que instantáneamente se pueden llegar a obtener. Recordemos que el servicio de la [IAG](#) encargado de mantener los sistemas [GNSS](#) era el [IGS](#) ([Dow y otros, 2002](#)). El [IGS](#) genera, a través de su seguimiento y monitorización de los sistemas [GNSS](#), productos muy precisos de estas constelaciones, a saber, efemérides mucho más pre-

cisas que las que generan los propios centros de control de las constelaciones, parámetros de los estados de los relojes de los propios satélites e, incluso, modelos de la atmósfera deducidos o modelados a partir de los datos de las mas de 200 estaciones en tierra con las que cuenta. Recordemos que el sistema de control mas amplio que existe es el de la constelación **GPS** y sólo cuenta, a día de hoy, con unas 17 estaciones repartidas por todo el globo para el cálculo de los parámetros radiodifundidos de la constelación. Los productos **IGS** de mayor precisión que los radiodifundidos por las propias constelaciones, son los que deberán ser usados si queremos obtener un verdadero posicionamiento de precisión, tal como se ha realizado en esta memoria.

Si se usan las coordenadas de las estaciones pertenecientes a ITRF2005 o ITRF2008 para generar estos productos de precisión, se introducirán distorsiones e inconsistencias que no van a poder ser controlados y aislados. Puede ocurrir y ocurrirá que un conjunto de estaciones monitoras no se mueva en el tiempo tal como predijera el marco **ITRF** correspondiente, acuciándose más este hecho cuanto más nos alejásemos en tiempo con respecto a la época inicial del marco **ITRF**. Esto no quiere decir que el marco aislado que genera el **IGS** sea superior al **ITRF** o a aquellos otros obtenidos con las demás técnicas, sólo que es más consistente si utilizamos sólo observaciones puras **GNSS**.

Para mantener completamente esta consistencia interna, desde el año 2000 el *International GNSS Service* (**IGS**) forma estos marcos secundarios instantáneos de técnica **GNSS** exclusivamente, con coordenadas y velocidades lineales calculadas con los datos que usa para generar diariamente los productos de precisión comentados. Este marco instantáneo es el marco de trabajo diario del **IGS**. Así apareció el marco «IGS00» alineado a ITRF2000, mediante una transformación de Helmert de 14 parámetros (7+7, posiciones y velocidad), similar a la del modelo descrito (1.39) y su primera derivada, con una selección de 54 estaciones de alta calidad (**Ray y otros, 2004**). En la actualidad se hace con más de 100 y al primer marco IGS00 le han sucedido distintas realizaciones con el paso del tiempo, pues se han ido alineando a cada solución **ITRFxx** correspondiente en cada época (**Bruyninx, 2007**).

Este procedimiento parte de preservar completamente el marco de referencia **ITRF**, incluyendo la escala, pero elimina cualquier distorsión interna generada por un movimiento particular de cualquier estación en cualquier época posterior a la época de referencia del **ITRF** correspondiente. Recordemos que el objetivo principal de estos marcos instantáneos es el modelado muy preciso de las efemérides de precisión y cualquier distorsión en una o varias estaciones en tierra alteraría la bondad de las efemérides calculadas.

Es por esto que la precisión de estos marcos **IGS** instantáneos es muy alta a corto periodo, pero la precisión absoluta a largo periodo es más limitada, pues no se tienen en cuenta los efectos de *datum* del **ITRF** que aportan el resto de las técnicas (**Ferland y otros, 2004**), que influyen en la rotación de la red. La consistencia interna, a largo periodo, con **ITRF** en las coordenadas de las estaciones se mantiene en el nivel del milímetro (**Ray y otros, 2004**).

En el caso del análisis de datos **GNSS** registrados en el transcurso de intervalos de tiempo muy cortos (días o semanas), como es el caso de esta tesis, es preferible procesar estos datos incorporando los productos de precisión publicados por el **IGS** que estarán referidos a los marcos **IGS** correspondientes en el tiempo. Gracias a esta ventaja de la consistencia de los datos recogidos junto con la alta precisión de los productos **IGS** se puede llegar incluso a precisiones centimétricas en posicionamiento absoluto preciso (**Zumberge y otros, 1997**) con un receptor.

El IGS calcula sus productos de precisión con respecto a estos marcos instantáneos y aconseja y guía su uso a través de las recomendaciones de Kouba (2003).

Desde aquella realización del marco IGS del año 2000, las sucesivas realizaciones que se han ido sucediendo han sido, hasta la fecha:

- IGS00, del 2 de diciembre de 2001 al 10 de enero de 2004 (semanas GPS 1143 a 1252). Estaba alineado a ITRF2000, pero realmente era una actualización de marcos anteriores con 54 estaciones de referencia,
- IGB00, desde el anterior hasta el 4 de noviembre de 2006-11-04 (semanas GPS 1253 a 1399). Alineado a ITRF2000, con 99 estaciones de referencia. Hasta este marco incluido solo se tuvieron en cuenta calibraciones relativas de los centros de fase de las estaciones GNSS en tierra y no se tuvieron en cuenta las calibraciones de las antenas de los satélites. Este hecho tendrá consecuencias en los posicionamientos de precisión que se hubiesen determinado en estas fechas y tendrá una posterior revisión en esta tesis.
- IGS05, hasta el 16 de abril de 2011 (semanas GPS 1400 a 1631). Alineado con ITRF2005 con 132 estaciones de referencia. Con este marco comenzó la aplicación de datos de calibración absoluta para los centros de fase de las antenas GNSS en tierra y de los satélites (que se tratará en la Sección 1.6.2.6). Este marco también fue el que se ha usado para el primer proyecto del IGS de reprocesado de datos antiguos hasta 1994.
- IGS08, desde el anterior hasta el 7 de octubre del año 2012 (semanas GPS 1632 hasta 1709), alineado con ITRF2008 con 232 estaciones de referencia. De ellas, 91 se han clasificado como IGS08 *core network* y previsiblemente serán las que servirán para futuras implementaciones de los marcos IGS. Se han utilizado calibraciones absolutas de centros de fase (para estaciones y para satélites) con correcciones adicionales en función de la latitud para hacerlas consistentes con el marco anterior según Rebischung y otros (2012). Los autores ya establecen que esta realización habría que actualizarla en breve. Existe una ligera modificación a este marco instantáneo, denominada IGB08, desde la comentada semana GPS 1709, que afectan a una veintena de estaciones IGS dotadas de antenas JAVAD tipo Regant (Schmid, 2013) y otra serie de problemas generales (Rebischung y otros, 2012). Esta actualización de marco instantáneo no tiene efecto en el desarrollo de esta tesis, pues ninguna de las estaciones que están afectadas ha sido usado en el proceso de datos. Tampoco se registraron datos GNSS en este intervalo.

1.6. Fuentes de error que afectan a las señales GNSS

Recordando los efectos geofísicos asociados a los movimientos de la corteza terrestre en la Sección 1.2, hay algunos de estos efectos que van a tener su influencia en el intervalo de registro de las observaciones GNSS. El proceso de cálculo de estas señales o un posterior tratamiento de las coordenadas obtenidas para los puntos de control, deberán tener en cuenta esta influencia. Algunos de estos efectos y su influencia sobre las observaciones son cuantificables a priori. Según sea su amplitud, tendrán que ser tenidos en cuenta o no en el tratamiento de estas observaciones, a fin de eliminar el efecto si la amplitud fuese superior a la precisión que se desea

obtener en las deformaciones. Otros efectos, por el contrario, no podrán ser modelados desde las observaciones y tendrán que ser estudiados analizando las coordenadas obtenidas de las estaciones de control.

Valette (1992) hace un estudio pormenorizado de estos efectos cuantificables. Éstos se pueden resumir en :

- rebote post-glaciar, debido a este efecto se llegan a registrar desplazamientos horizontales en los que la velocidad anual llega hasta 20 mm/a;
- deriva de placas tectónicas, dependiendo del lugar evaluado varían considerablemente, resultando en el entorno de las Islas Canarias de 10 a 20 mm/a;
- en los bordes de las placas, los desplazamientos horizontales y verticales pueden llegar hasta los 50 mm/a e incluyen: la deformación pre y post-sísmica, las elevaciones y las subsidencias o hundimientos. Además de deformaciones de origen volcánico o geológico, también existen las deformaciones de origen antrópico (extracción de agua, petróleo,...);
- fenómenos de marea, donde los desplazamientos pueden llegar a algún cm en pocas horas. Las más importantes son las mareas terrestres donde la amplitud puede llegar hasta unos 30 cm. La carga oceánica provoca amplitudes de unos 5 cm, el efecto de carga atmosférica es el menor de estos y llega a unos 0,3 mm/a. Las mareas oceánicas no tienen importancia directa en el posible desplazamiento de una estación en tierra, a menos que lo que se intente controlar sea el propio barco en el que estemos realizando unas hipotéticas observaciones.

Estos efectos debe de considerarse como fuentes de error y serán tratados más adelante a lo largo de esta sección. Además, se van a revisar las fuentes propias de error de los sistemas GNSS, desde una clasificación como fuentes convencionales de error y como fuentes especiales de error.

1.6.1. Fuentes convencionales de error de las señales GNSS

1.6.1.1. Órbitas de los satélites y errores en sus relojes

El error orbital de un satélite puede ser definido como la discrepancia entre la posición verdadera del satélite y su valor calculado. Esta discrepancia se suele expresar en base a tres componentes orbitales: en el sentido de la trayectoria de la órbita, perpendicular a su plano y radialmente hacia el foco de la órbita. Un error en el reloj del satélite se puede descomponer en un retardo o adelanto del reloj sobre su patrón conocido como «estado del reloj», una deriva, también conocido como «marcha del reloj», y una variación de la deriva. Cada uno de estos dos últimos elementos es la derivada del anterior correspondiente.

La información relativa a la órbita del satélite y su error de reloj está incluida en las efemérides que transmiten los satélites en la propia señal. Estas efemérides transmitidas GPS (también llamadas efemérides *predicted*) consisten en los parámetros keplerianos y su variación en el tiempo, y están disponibles en el momento de la observación con una precisión de 1,6 m para las posiciones de los satélites y unos 7 ns para las correcciones a sus relojes (Dach y Jean,

2013). Las efemérides transmitidas **GLONASS** que se proporcionan en forma de coordenadas, velocidades y aceleraciones también están disponibles en el momento de la observación. Su precisión varía en función del modelo del satélite. Para los satélites **GLONASS** clásicos están en el peor de los casos en 20 m en posición y $0,3 \text{ cm/s}^2$ en velocidad, mientras que para los modernos **GLONASS-M** se ha conseguido rebajar a 7 m en posición y $0,2 \text{ cm/s}^2$ en velocidad, siempre en el peor de los casos (**RISDE, 2008**). En cuanto al estado del reloj, éste se determina con 20 ns de error.

Fuera de estos productos existen los ya comentados productos de precisión que proporciona el **IGS** (**Kouba, 2003**). Ninguno de estos productos está disponible en el momento de la observación y sólo se pueden obtener, al cabo del tiempo, tras el correspondiente procesado por los Centros de Análisis del **IGS** y su distribución. En el caso de las efemérides precisas y los relojes de los satélites, se calculan usando los datos brutos registrados en unas 250 estaciones permanentes de referencia distribuidas por todo el globo (**Gendt y otros, 2013**), que forman la red **IGS** ya comentada anteriormente (ver la Figura 1.8). Los equipos instalados en las estaciones son receptores bi-frecuencia de altas prestaciones y las observaciones se registran de forma continua e ininterrumpida. Estas observaciones se transmiten a los Centros de Datos del servicio para que posteriormente los Centros de Análisis procesen las efemérides y coloquen éstas a disposición de los usuarios vía «Internet». Por ahora, estos servicios están restringidos a dos de los sistemas de navegación: **GPS** y **GLONASS**. Viendo la rápida evolución del panorama **GNSS**, el **IGS** ha iniciado en 2011 el proyecto *Multi-GNSS Experiment* (**MGEX**) con el propósito de explorar y promover el uso de las nuevas constelaciones y señales (**Montenbruck y otros, 2013**).

En este proceso, el **IGS** proporciona efemérides precisas de los satélites, estados de los relojes de los satélites y de los receptores de las estaciones **IGS**, las coordenadas geocéntricas de éstas mismas, los parámetros de rotación de la Tierra y parámetros troposféricos e ionosféricos. Estos productos precisos se han venido calculando desde el año 1994 y, conforme se ha avanzado en el tiempo y en las metodologías de cálculo, se ha mejorado su precisión (**Kouba, 2003**). Hoy en día, toda una serie de productos **IGS** de precisión están disponibles para las comunidades **GNSS** científica y técnica con diferente grado de precisión, incluyendo productos precisos ultra-rápidos, rápidos y finales ponderados. Desde los productos ultra-rápidos a los finales la precisión aumenta, pero también la «latencia» o tiempo de espera del usuario para acceder a los mismos (ver la Tabla 1.7).

Alguno de los Centros de Análisis del **IGS** también publican los productos que van obteniendo, además de otros productos de precisión no **IGS**. Estos centros son principalmente el **JPL**, *Natural Resources of Canada* (**NRCan**), o el *Center for Orbit Determination in Europe* (Berna, Suiza) (**CODE**), algunos de sus productos se han usado en el proceso de datos de esta tesis y serán convenientemente anunciados en su momento.

Desde 1999, el **IGS** también se encarga de calcular y mantener productos de precisión de la constelación **GLONASS**, al menos de sus satélites operacionales (**Weber y otros, 2005**). Se vienen obteniendo así, en un cálculo conjunto con datos registrados en unas 110 estaciones con receptores híbridos **GPS+GLONASS** (**Gendt y otros, 2013**), efemérides precisas en su grado de solución final ponderada, en el mismo marco instantáneo de referencia (ver Sección 1.5.2.3) junto con la solución final ponderada para **GPS** (**Dow y otros, 2009**).

Efemérides	Latencia	Precisión órbitas	Precisión relojes	Precisión PPP diario
Transmitidas	Tiempo real	≈ 1 m	≈ 5 ns (1,5) m	
IGS tiempo real	15 segundos	≈ 3 cm	≈ 250 ps (7,5) cm	
IGS ultra rápidas	3 – 9 horas	≈ 3 cm	≈ 150 ps (4,5) cm	
IGS rápidas	17 – 41 horas	$\approx 2,5$ cm	≈ 75 ps (2,5) cm	$\approx 3 – 7$ mm
IGS finales	12 – 18 días	$\approx 2,5$ cm	≈ 75 ps (2,5) cm	$\approx 2,5 – 5$ mm

Tabla 1.7: Precisiones y disponibilidad de los productos de precisión orbitales GNSS, tanto en coordenadas como en tiempo, que ofrece el IGS y la precisión esperable para PPP (Rebischung y otros, 2015).

1.6.1.2. Retardo ionosférico

La ionosfera es la región de la atmósfera que se sitúa entre 50 y 1000 km sobre la superficie de la Tierra. En esta capa, la luz ultravioleta del Sol ioniza átomos y moléculas. Como resultado, se producen electrones e iones a partir de partículas atmosféricas neutras en un proceso que Hernández-Pajares y otros (2009) denominan «foto-ionización». Estos electrones libres en la capa de la atmósfera ejercen una alta influencia en la propagación de todas las señales de micro-ondas. Aquí aparecen los fenómenos de refracción, reflexión y absorción. Cuando las señales GNSS atraviesan la ionosfera, su velocidad cambia y, por tanto, la distancia que se mide entre satélite y receptor está alterada por este retardo ionosférico. Este efecto, que puede llegar a decenas de metros, es la fuente de error dominante desde la desaparición de la Disponibilidad Selectiva (*Selective Availability*) (SA) en mayo de 2000. Este efecto ionosférico tiene que ser tenido en cuenta si se quiere obtener una alta precisión en el posicionamiento.

El índice de refracción es uno de los más importantes parámetros que caracterizan la ionosfera. La ionosfera se comporta como un medio dispersivo, y aquí el índice de refracción varía con la frecuencia de la señal. Como resultado de esto, la capa de la ionosfera causa distinto retardo a las señales según provengan de la constelación GPS o GLONASS, o procedan de su señal L1 o L2. Siguiendo la notación de Seeber (2003), el retardo en la medida de la fase se puede escribir como:

$$\Delta\Phi = -\frac{40,3}{f^2} \text{TEC}, \quad (1.40)$$

donde f es la frecuencia de la señal propagada (Hz) y TEC el Contenido Total de Electrones (*Total Electron Content*) (TEC), que representa el número total de electrones a lo largo de la trayectoria en ionosfera entre el satélite y el receptor por unidad de superficie. Habitualmente el TEC se expresa en unidades TEC (TECU), donde 1 TECU = 10^{16} electrones por m^2 . Como se deduce por el signo de la expresión (1.40), las medidas que se hacen de fase son de menor magnitud que las que hubiésemos registrado en ausencia de ionosfera.

Para los usuarios de receptores mono-frecuencia, el sistema de control de la constelación GPS implementa en el mensaje de navegación un modelo de corrección ionosférica. Este modelo desarrollado por Klobuchar (1987) se calcula cada dos horas usando 8 parámetros ($\alpha_i, \beta_i, i =$

0, ..., 3) que determinan la amplitud (α_i) y el periodo (β_i) del modelo de corrección. El modelo es muy sencillo, pero lamentablemente sólo compensa entre el 50-60% del total del efecto ionosférico según el propio autor. La principal ventaja del modelo, además de su sencillez, es que se conoce en el momento de la observación y puede ser directamente aplicado. De *facto* es el único modelo que se puede usar en posicionamiento aislado de código.

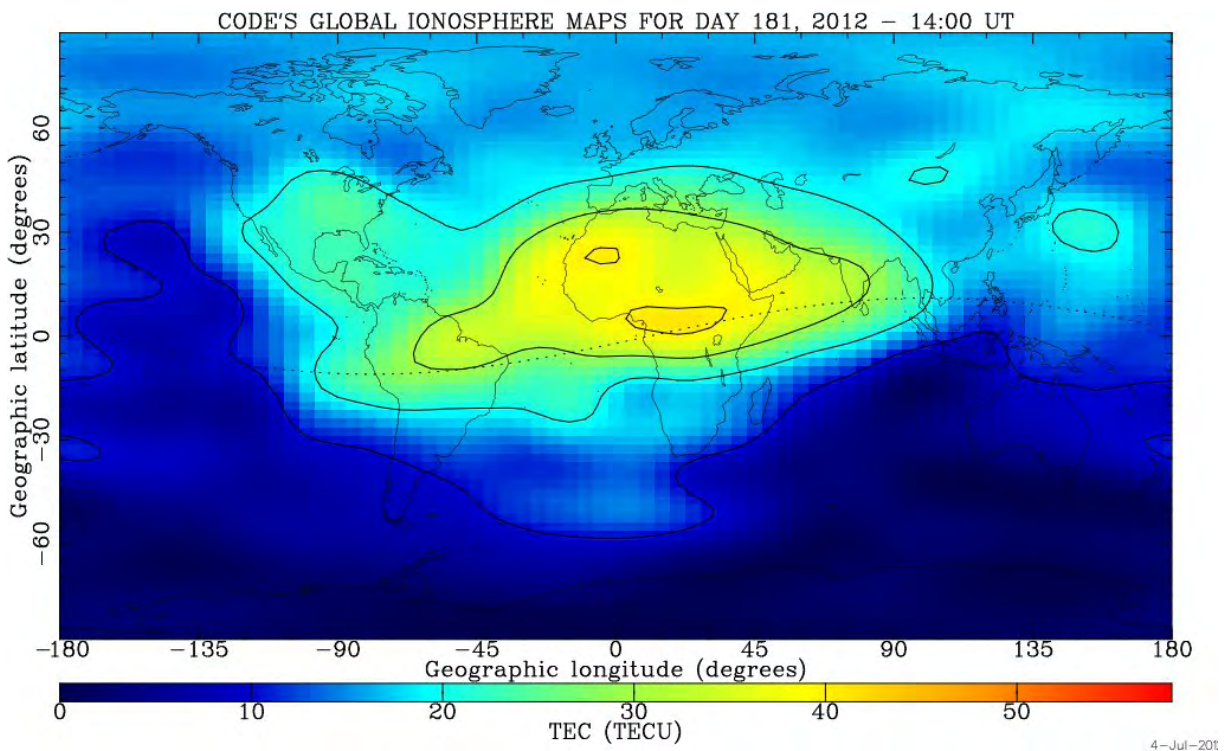


Figura 1.10: Mapa Ionosférico Global (Global Ionospheric Map) para el 4 de julio de 2012 a las 14:00 UTC. El código de colores representa el contenido total de electrones en unidades TECU. Se aprecia como la actividad ionosférica coincide con las zonas tropicales donde a las 14:00 UTC está incidiendo el Sol, focalizando su máximo unos grados por encima del Ecuador, como corresponde al mes de julio. Por el contrario la mínima actividad ionosférica coincide con las zonas terrestres que en este instante tienen el Sol bajo su horizonte (modificado del [CODE](#)).

Una alternativa más precisa a este modelo es el uso de «mapas ionosféricos». Se trata de aproximar el retardo ionosférico por una rejilla de puntos que cubra la ionosfera completa. El IGS calcula y mantiene modelos de mapas ionosféricos que cubren el globo entero. Este modelo recibe el nombre de Mapa Ionosférico Global (*Global Ionospheric Map*) (GIM), y según [Chen y Gao \(2002\)](#) tiene mejor aproximación que el modelo de Klobuchar. En este tipo de mapas, se ofrece el valor total del TEC calculado para cada nodo de la rejilla del mapa, en unidades TECU. Un ejemplo se muestra en la Figura 1.10. De esta forma, el usuario puede interpolar el valor del TEC en función de su posición y del valor del TEC de los nodos que lo rodean. Los datos del modelo GIM se difunden siguiendo el protocolo IONEX ([Schaer y otros, 1998](#)) en el sitio *web* del IGS. Estos datos GIM se calculan diariamente y los archivos disponibles contienen los coeficientes TEC derivados de las observaciones GPS registradas en las estaciones del IGS. También el [CODE](#) genera este tipo de archivos a cuatro días vista. Los archivos GIM

que genera el **CODE** se denominan siguiendo el protocolo de nomenclatura $IODwwwd.ION$, donde www representa la semana **GPS** del día cuyos datos están registrados y d es el número del día dentro de la semana, empezando el domingo con $d = 0$. Los correspondientes archivos que genera el **IGS** también siguen este protocolo **IONEX**, variando el prefijo que es el indicativo de la agencia: $IGSwwwd.ION$. La extensión $.ION$ es característica de este protocolo **IONEX**. Esta es la procedencia de los modelos de mapas ionosféricos que han sido usados en el proceso y reducción de datos **GNSS** en esta tesis.

1.6.1.3. Retardo troposférico

La troposfera es la capa de la atmósfera que se sitúa desde la superficie terrestre hasta unos 40 km (**Hofmann-Wellenhof y otros, 2008**). A diferencia de la ionosfera, este medio no es dispersivo, pues es parte de la atmósfera neutra (sin ionizar) y el efecto se puede eliminar por combinación directa de la señal L1 y la L2, pues su efecto no varía con la longitud de onda. El retardo troposférico es equivalente al efecto de refracción troposférica. Esta denominación puede que sea algo incorrecta puesto que está excluyendo la estratosfera, que también es parte de la atmósfera neutra. Es probable que al ser la componente troposférica dominante, esta sea la causa de esta denominación del efecto.

Varios son los factores que afectan a la magnitud de este retardo: el ángulo de elevación del satélite, la altitud de la estación donde estamos registrando las observaciones, la presión atmosférica, la temperatura y la presión de vapor de agua. El factor que describe la variabilidad de la troposfera es el índice de refracción, que varía rápidamente con el tiempo y el lugar de observación. Varios investigadores han propuesto modelos empíricos que describen este retardo, especialmente con bajos ángulos de elevación de los satélites donde el retardo adquiere mayor magnitud. El valor del retardo es mínimo en el cénit, y en ese punto se le conoce con el término *Zenith Tropospheric Delay (ZTD)*.

Hopfield (1969) divide este efecto de retardo en componente seca y húmeda. La componente seca aporta alrededor del 90 % del efecto, mientras que la componente húmeda es la causante del 10 % restante. La componente seca (hidrostática) es más estable y por ello más sencilla de modelar, mientras que la húmeda es más difícil debido a la irregular variación del contenido de agua líquida y el vapor de agua en el tiempo y el espacio en la troposfera (**Misra y Enge, 2011**). Según **Hofmann-Wellenhof y otros (2008)**, el valor medio de este efecto en el cénit es aproximadamente de 2,5 m. Los modelos suelen estimar los valores de las dos componentes en el cénit para poder escalarlos después con una función de mapeado con la altura del satélite. La expresión de la componente seca para el retardo troposférico del modelo de Hopfield se puede representar por:

$$\Delta_s^{Trop}(E) = \frac{10^{-6}}{5} \frac{77,64}{\text{sen } \sqrt{E^2 + 6,25}} \frac{p_0}{T_0} [40136 + 148,72(T_0 - 273,16)], \quad (1.41)$$

y la correspondiente para la componente húmeda:

$$\Delta_h^{Trop}(E) = \frac{10^{-6}}{5} \frac{(-12,96T_0 + 3,718 \cdot 10^5)}{\text{sen } \sqrt{E^2 + 2,25}} \frac{e_0}{T_0^2} \times 11000, \quad (1.42)$$

que son función del parámetro E que es el ángulo de elevación del satélite expresado en grados, p_0 es la presión atmosférica en hPa, T_0 la temperatura en kelvin (K) y e_0 la presión parcial de vapor de agua también en hPa, obtenidos todos estos parámetros para el punto de estación del receptor, en la superficie terrestre. Las dimensiones de este modelo son de longitud.

Este modelo es totalmente experimental y ha sido construido usando un gran número de perfiles de globos-sonda meteorológicos, en diferentes localizaciones sobre la superficie terrestre, a lo largo de varios años (Hopfield, 1969). Se basa en una variación constante de la temperatura con la distancia a la superficie terrestre. Sobre la base de este modelo se han venido desarrollando diversas modificaciones. A estas realizaciones se las conoce como modelos de «Hopfield modificado».

Saastamoinen (1973) desarrolla otro modelo para la estimación del retardo troposférico, basado en las leyes de los gases. En este modelo, aparte de asumir ciertas aproximaciones, se utiliza también un modelo de atmósfera como mezcla de dos gases ideales: aire seco y vapor de agua. Este modelo tiene como expresión:

$$\Delta^{Trop}(E) = \frac{2,277 \cdot 10^{-3}}{\text{sen}(E)} \left[P_0 + \left(\frac{1255}{T_0} + 0,05 \right) e_0 - \frac{1,16}{\tan^2(E)} \right], \quad (1.43)$$

también en metros y en función del ángulo de elevación, donde p_0 es la presión atmosférica en hPa, T_0 la temperatura en kelvin y e_0 la presión parcial de vapor de agua también en hPa, todos ellos medidos en superficie.

Posteriormente, Niell (1996) reforma un anterior modelo de Herring en el que asume que la dependencia del retardo con la elevación es únicamente función de parámetros geográficos, y propone una función de mapeado del tipo:

$$m(v) = \frac{1 + \frac{a}{b}}{1 + \frac{1+c}{a}} \frac{1}{\text{sen}(v) + \frac{b}{\text{sen}(v) + c}} + \Delta m(v), \quad (1.44)$$

esta vez en función de v , distancia cenital, que se calcula como $v = 90^\circ - E$, donde los parámetros a , b y c se dan tabulados tanto para componente seca como para componente húmeda para las latitudes φ_i , de 15° , 30° , 45° , 60° y 75° . La corrección por altura se expresa como:

$$\Delta m(v) = \frac{1}{\text{sen}(v)} - \frac{1 + \frac{a_h}{b_h}}{1 + \frac{1+c_h}{a_h}} \frac{1}{\text{sen}(v) + \frac{b_h}{\text{sen}(v) + c_h}} \times H, \quad (1.45)$$

que se sustituye en la expresión (1.44) y donde H es la altura ortométrica en km y $a_h = 2,53 \cdot 10^{-5}$, $a_h = 5,49 \cdot 10^{-3}$ y $c_h = 1,14 \cdot 10^{-3}$.

Diversos modelos han sucedido a estos tres comentados que son los más usados y se viene usando la terminología *mapping functions* para este tipo de modelos. La cuestión que se plantea es por qué existen tantos modelos diferentes. Una razón es la dificultad de poder modelar con

Parámetro	Símbolo	Valor
Temperatura	T	291,15 K
Presión	p	1013,25 hPa
Humedad relativa	H_R	50 %

Tabla 1.8: Valores de los parámetros de temperatura, presión y humedad relativa de la atmósfera estándar con 0,0375 % de contenido de CO₂ (Ciddor, 1996). Estos valores entran como constantes de los modelos y se calculan variaciones diferenciales a los mismos dentro del proceso de cálculo y estimación del resto de los parámetros del posicionamiento.

precisión el vapor de agua en la atmósfera. El simple uso de observaciones meteorológicas en superficie no puede garantizar suficiente precisión y es por ello por lo que se han venido desarrollando radiómetros de vapor de agua. Estos instrumentos miden la temperatura de brillo con observaciones radiométricas de micro-ondas a lo largo del camino que lleva la señal, permitiendo el cálculo del retardo de la componente húmeda. Estos equipos son costosos. Quizá la dificultad de modelar el efecto troposférico va a seguir requiriendo mayor investigación y desarrollo durante los próximos años.

Algunos de los paquetes de cálculo que se comentan en la Sección 5.2 intentan solucionar esta situación estimando el retardo cenital por troposfera en el propio ajuste mínimo-cuadrático de las observaciones de fase en una red observada, y ofrecen al usuario esta posibilidad en el momento del procesado de datos de fase. Normalmente se calcula un valor del retardo cenital para cada estación y sesión observada; sin embargo, es una buena práctica estimar más de un valor del retardo cenital por sesión (Brunner y Welsch, 1993). Este criterio es el que se ha seguido en el procesado de datos de esta tesis.

Los parámetros que necesitan estos modelos para la evaluación del retardo están basados en la medida de la presión, la temperatura y la humedad relativa en el momento de la observación y en el propio lugar. Esto no siempre es posible, bien por la rapidez de la medida, bien porque la medida se prolonga por horas de observación o bien porque no se dispone de equipos de campo suficientemente precisos para evaluar estos parámetros. En estos casos, los modelos funcionan con unos parámetros fijos correspondientes a una «atmósfera estándar» (ver la Tabla 1.8). En el proceso de cálculo se introducen variaciones diferenciales a estos parámetros que se estiman juntamente con las coordenadas y demás parámetros del posicionamiento.

Es por todo lo anterior que los modelos tratados sólo tienen en cuenta la dependencia estacional de la variación temporal de la atmósfera. Las diferentes *mapping functions* producen diferentes coordenadas calculadas con los mismos datos de observación, no solo en lo referente a precisión y repetibilidad, sino también con diferentes sistematismos y con las variaciones estacionales (Boehm y otros, 2006a). Ahora ya se dispone de datos continuos de la atmósfera con una gran cobertura en una escala global. Es por tanto posible tener una *mapping functions* que se puede calcular para cualquier lugar de la Tierra y para cualquier fecha con una consistencia mayor que las anteriores.

La *Global Mapping Function* (GMF) usa, en su definición, una rejilla global de 15° × 15° de perfiles de datos mensuales medios de presión, temperatura y humedad recogidos por el

European Centre for Medium-Range Weather (ECMWF). A partir de estos datos, se calculan los valores de los parámetros de componente hidrostática y componente húmeda a del modelo 1.44, para los 312 nodos de esa rejilla. Los coeficientes hidrostáticos se reducen al nivel del mar con la corrección de amplitud de [Niell \(1996\)](#). Se determinan, a continuación, unos valores medios a_0 y unas amplitudes anuales A de una función senoidal por ajuste mínimo cuadrático de la serie temporal para cada nodo, con las fases referidas al 28 de enero, de la forma (1.46) siguiente:

$$a = a_0 + A \cdot \cos\left(\frac{\text{doy} - 28}{365} \cdot 2\pi\right), \quad (1.46)$$

donde *doy* es el día de año que corresponde al día de la observación, con inicio al primero de enero y fin al último día de diciembre.

Entonces, la rejilla global de los valores medios de a_0 y la de las amplitudes A para los coeficientes hidrostáticos y de componente seca, se expanden en coeficientes armónicos esféricos espaciales hasta grado y orden 9, también a través de un ajuste mínimo-cuadrático según la ecuación (1.47):

$$a_0 = \sum_{n=0}^9 \sum_{m=0}^n P_{nm}(\text{sen } \varphi) [A_{nm} \cdot \cos(m\lambda) + B_{nm} \cdot \text{sen}(m\lambda)], \quad (1.47)$$

en función de la latitud y la longitud. [Boehm y otros \(2006a\)](#) mantienen que la rejilla así formada deja unos residuos en un nivel sub-milimétrico de precisión, en términos de la altitud de la estación. Los coeficientes hidrostáticos y de componente húmeda a para cualquier lugar de coordenadas dadas y para un día de año dado se determinan con la ecuación (1.46). La ventaja con respecto a los antiguos métodos de mapeado es evidente puesto que los coeficientes de esta función y su predecesora VMF ([Boehm y otros, 2006b](#)), se obtienen de datos de modelos numéricos meteorológicos con datos locales y realistas.

1.6.1.4. Error del reloj del receptor

El reloj del receptor GNSS suele ser un oscilador de cuarzo debido a las ventajas de menor tamaño, bajo consumo de energía y su bajo coste. El inconveniente principal de este tipo de osciladores es su relativa baja estabilidad, que se traduce en derivas de reloj en corto espacio de tiempo. El error del reloj del receptor en el momento de la observación va a ser calculado, como otra incógnita más, junto con las tres componentes de coordenadas al resolver el problema del posicionamiento. Este error del estado del reloj del receptor aparece en la ecuación (1.6) del observable de código y también en la ecuación (1.20) del observable de fase de la Sección 1.4.4.

Alternativamente, este parámetro se puede eliminar si se realizan ecuaciones de diferencias simples de fase entre el receptor y dos satélites como se ha visto en la expresión (1.23). La estimación de este parámetro de error o más bien de «sincronización» del reloj del receptor será uno de los principales parámetros a calcular en la mayoría de los métodos de posicionamiento GNSS.

1.6.1.5. *Multipath* y ruido de la medida

El concepto de error por *multipath* o multi-camino significa que una o más señales reflejadas llegan hasta la antena del equipo GNSS puesto en estación, además de la señal directa en dirección al satélite (*los*). En el contexto de este estudio, el *multipath* está causado por reflexiones provocadas por objetos bien sea lejanos o cercanos a la propia estación de la antena. Al receptor le llegan entonces varias señales superpuestas, tantas como reflexiones se hayan producido, degradándose así la precisión de las medidas de código y fase (Weill, 2002). Se pueden dar los casos en que las señales reflejadas lleguen provocadas por superficies horizontales, verticales o inclinadas (Figura 1.11), *p.e.* pavimentos, edificios, láminas de agua, vehículos, paredes rocosas naturales. Aquí, la adecuada elección del lugar de estacionamiento de los equipos evitando este tipo de situaciones es muy importante, y es la principal forma de minimizar este efecto.

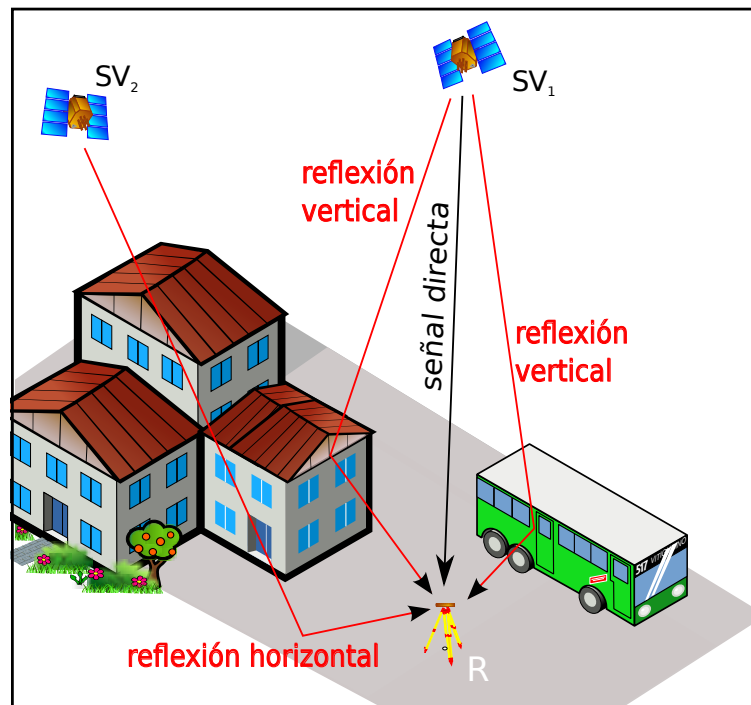


Figura 1.11: Efecto *multipath* en la propagación de las señales GNSS. La señal directa en dirección al satélite (*los*) siempre es más corta que cualquiera de las señales reflejadas. Éstas últimas pueden ser producidas por paramentos verticales como edificios o vehículos, horizontales como las producidas por el propio terreno donde se estaciona la antena o una lámina de agua próxima, o bien con una cierta inclinación por cualquier otra causa. Estas reflexiones siempre enmascararán una mayor distancia entre satélite (SV) y receptor (R).

La señal alterada por efecto *multipath* tiene un mayor recorrido que la señal directa (las Figuras 1.11 y 1.12), introduciendo un error en las observaciones de pseudodistancia y diferencia de fase, que se propagará en las soluciones de posicionamiento que se obtengan con estas observaciones. La naturaleza del efecto *multipath* puede ser especular o difusa. La primera se genera por reflexiones siguiendo la ley de Snell mientras que la segunda genera reflexiones en

cualquier dirección independientemente del ángulo y dirección de llegada. El *multipath* especular es muy problemático, pues introduce errores sistemáticos y dependientes del tiempo que no siempre van a ser convenientemente tratados por los programas de procesamiento de datos GNSS. Como contraposición, el *multipath* difuso aparece como un ruido dentro de la señal que puede ser eliminado más fácilmente, a través de mecanismos de *hardware* en la antena o en el receptor, tratándose esta situación como si se tratara de simple ruido de la señal.

No hay un modelo generalizado del efecto *multipath*, pues depende en su mayor parte del tiempo y de la situación geométrica de la estación con respecto a las fuentes de reflexión. Sin embargo, la influencia del *multipath* se puede estimar con una combinación de observaciones de código y fase, tanto para la frecuencia L1 como la L2 (Hofmann-Wellenhof y otros, 2008). Este término de error aparecería englobado en $Y_{f,R}^S$ del modelo de la ecuación (1.21).

Este efecto es dos órdenes de magnitud mayor en observaciones de código que en observaciones de fase, y se mueve en el intervalo de decímetros a metros (Braasch, 1996). En condiciones extremas de *multipath*, el error puede llegar hasta los 100 m. En casos severos provoca la pérdida de seguimiento de la señal por parte del receptor.

Para el caso del observable de fase, Seeber (2003) establece un modelo básico de la influencia del *multipath*. También comenta además que el *multipath* introduce un desplazamiento de la fase observada que tiene naturaleza periódica y puede ser de varios centímetros. Las señales directa y reflejada, de una forma simplificada, las representa por:

$$\begin{aligned} A_D &= A \cos \Phi_D, \\ A_R &= \alpha A \cos \Phi_D + \Phi, \end{aligned} \quad (1.48)$$

donde A_D es la amplitud de la señal directa en la dirección de vista del satélite (*line of sight los*, representada en negro en la Figura 1.11), A_R es la amplitud de la señal reflejada y recibida desde otra dirección cualquiera (en rojo en la citada figura), α un factor de fuerza de la señal reflejada y que varía desde el valor 0 (no hay reflexión) hasta el valor 1 (señal reflejada tan potente como la directa *los*), Φ_D es la fase de la señal directa y Φ representa el desplazamiento de fase de la señal reflejada con respecto a la directa. A la antena le llegarán las dos señales superpuestas, que tendrán la expresión:

$$\begin{aligned} A_D + A_R &= A \cos \Phi_D + \alpha A \cos \Phi_D + \Phi \\ &= \beta A \cos \Phi_D + \Theta, \end{aligned} \quad (1.49)$$

tomando como amplitud máxima de la señal directa $A_{D,m\acute{a}x} = A$ y amplitud máxima de la señal reflejada $A_{R,m\acute{a}x} = \alpha A$, agrupando términos Seeber (2003) llega a la conclusión de que el error resultante por *multipath*, Θ , en la fase observada es:

$$\Theta = \arctan \left(\frac{\text{sen } \Phi}{\alpha^{-1} + \cos \Phi} \right), \quad (1.50)$$

y la amplitud de la señal resultante:

$$B = \beta A = A \sqrt{1 + \alpha^2 + 2\alpha \cos \Phi}. \quad (1.51)$$

Revisando las ecuaciones (1.50) y (1.51) se llega a la conclusión que para el máximo de señal reflejada, $\alpha = 1$, el máximo valor de Θ es:

$$\Theta_{\text{máx}} = 90^\circ. \quad (1.52)$$

Si tomamos el ejemplo del observable de fase de la L1 GPS que tiene una longitud de onda de $\lambda = 10,05$ cm, se obtiene un valor de 5 cm. Si se realizan combinaciones de frecuencias L1, L2 y L3, tal como se ha visto en la Sección 1.4.5, éste valor podrá ser mayor o menor, en función del tipo de combinación escogida. Kleusberg (1990) llega a cifrar la propagación de este error a la hora de determinar altitudes en ± 15 cm.

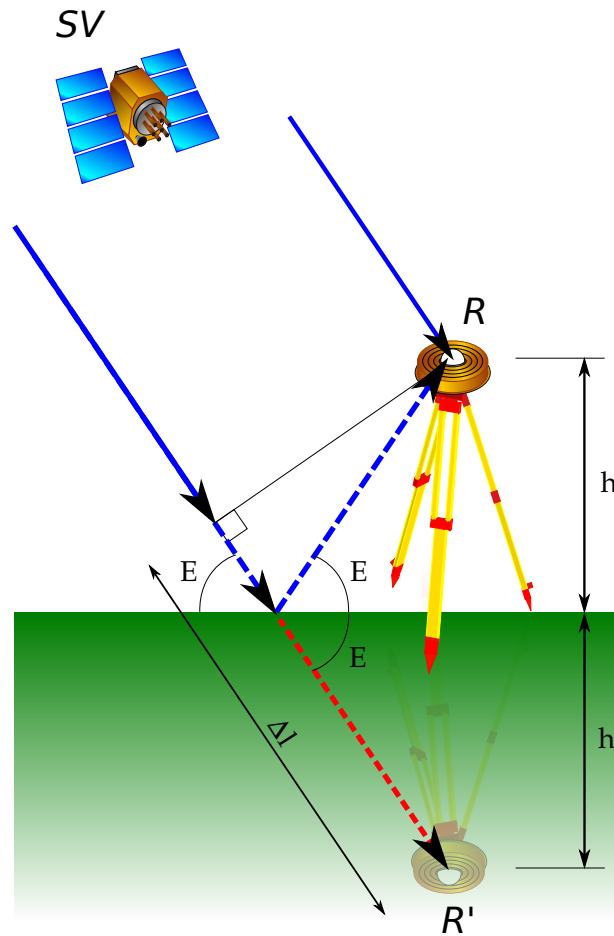


Figura 1.12: Geometría multipath en un estacionamiento GNSS habitual. Para un tipo de reflector horizontal e infinito, como el terreno donde se estaciona la antena (parte sombreada), los parámetros importantes son la altura de antena (h) sobre el terreno y el ángulo de elevación del satélite (E). Estos parámetros tienen relación directa con el camino adicional (línea azul de trazos) que va a sufrir la señal reflejada (Δl) hasta llegar al elemento de antena. El camino que sigue la señal reflejada desde el suelo, hasta el elemento de antena (R) es equivalente a la prolongación de la señal más allá del suelo hasta una posición simétrica (R') del elemento de antena con respecto al terreno (línea roja de trazos).

Debido a la propia geometría de los satélites y su variación con el tiempo, el efecto del multipath en observaciones de fase tiene un comportamiento periódico, con valores que oscilan entre 15 y 30 minutos de tiempo. Este periodo no sólo depende de la localización de las

fuentes de reflexión, si no también de la altura de la antena sobre el terreno en que se estaciona (Larson y otros, 2008). Un simple cambio de altura de estacionamiento puede incrementar el *multipath* y, también, deteriorar los resultados (Even-Tzur y Shaked, 2008). Cuando se realizan observaciones estáticas de larga duración, los periodos largos se compensan, minimizando este efecto. Periodos intermitentes de alto efecto *multipath* no son tan problemáticos, mientras que las observaciones de periodos cortos si son altamente influenciadas por este efecto (Hofmann-Wellenhof y otros, 2008), pues es probable que se registren los datos de fase durante un máximo de *multipath*.

Los trabajos de Larson y otros (2007) y Zavorotny y otros (2010) llegan más lejos en el establecimiento de un modelo de *multipath* para la señal de diferencia de fase. Estiman que cuando el receptor GNSS recibe las dos señales, la directa y la reflejada, la potencia de la señal (o relación señal-ruido SNR), como función del tiempo y la altura del, satélite, se caracteriza por una patrón de oscilación cuasi-periódico que recuerda al fenómeno de franjas de intensidad de luz característico también de la interferometría óptica. Estas oscilaciones se producen por la diferencia de fase entre la señal directa y la reflejada, y son función de la distancia h al objeto que provoca la reflexión y la longitud de onda λ de la señal GNSS. Establecen el modelo de diferencia de fase de este efecto para un hipotético escenario de reflexión plana como cuyo modelo simplificado se muestra en la Figura 1.12.

En este escenario modelo, el camino adicional Δl , o diferencia de longitudes entre los caminos seguidos por la señal directa y la reflejada, se puede expresar en función de la semejanza de los triángulos que forman ambas señales en la Figura 1.12:

$$\Delta l = 2h \operatorname{sen} E, \quad (1.53)$$

donde h es la altura de la antena sobre el suelo, y E el ángulo de elevación del satélite con respecto al horizonte. La correspondiente fase relativa y su derivada con el tiempo se puede definir como (Larson y otros, 2007):

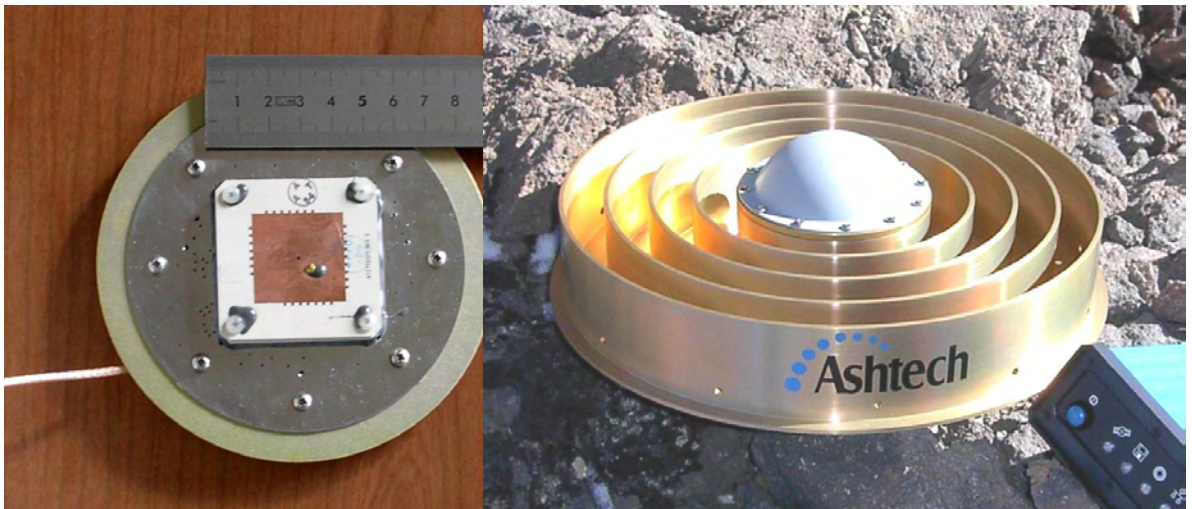
$$\Phi = 2\pi \frac{\Delta l}{\lambda} + \Phi_0 = \frac{4\pi h}{\lambda} \operatorname{sen} E + \Phi_0, \quad (1.54)$$

y la frecuencia de las reflexiones por *multipath*, tomada como su derivada con respecto al tiempo, siempre sobre este modelo de reflector plano, tiene la forma:

$$f = \frac{d\Phi}{dt} = \frac{4\pi h}{\lambda} \cos E \frac{dE}{dt}. \quad (1.55)$$

A pesar del rápido desarrollo que se ha venido realizando en la tecnología de los receptores GNSS por los fabricantes de equipos, el efecto *multipath* sigue siendo una de las fuentes principales de error en posicionamiento y navegación. Así varios métodos de mitigación de *multipath* aplicados sobre los propios receptores se han llevado a la práctica. Yang y otros (2004) clasifican estos desarrollos en tres categorías. La primera categoría esta basada en tomar medidas mitigadoras del efecto en el momento de registro de las señales en el propio punto de estación, e incluye el uso de antenas concepto *choke-ring* (Figura 1.13b), el uso de conjuntos (*arrays*) de antenas, o el uso de planos de tierra metálicos (Figura 1.13a) que reducen las señales reflejadas procedentes de satélites con ángulos de elevación bajos, o procedentes del propio suelo. La

segunda categoría se basa en manipular las distintas bandas de señales disponibles (*p.e.* L1, L2 o L5) con tecnología de correlación de una banda sobre las otras en el propio receptor. Hay diversas técnicas en este campo y la investigación es continua. [Towsend y otros \(2000\)](#) desarrollan una técnica que permite separar la señal que ha registrado la antena en la componente de la señal directa satélite-receptor (*los*) y las señales indirectas usando un conjunto de correladores y estimando la función de correlación del receptor. Esta técnica permite reducir el error en torno a un 90%. La tercera categoría se basa en el procesado directo de la señal, explorando la relación señal-ruido, suavizado de portadoras de fase o usando combinaciones de datos ([Phelts y Enge, 2000](#)).



a)

b)

Figura 1.13: Dispositivos reductores de efecto multipath: **a)** Detalle del plano de tierra metálico en una antena bi-frecuencia Leica AT502 a la que le ha sido retirado el domo protector superior para poder mostrar su interior. El elemento de antena es la pieza cuadrangular de cerámica, que se dispone encima del plano de tierra circular para evitar que lleguen hasta el centro de fase de la antena, señales reflejadas desde el suelo o terreno donde se estaciona la antena. El plano de tierra debe de ser de mayor tamaño que el elemento de antena y en este caso es de unos 110 mm de diámetro. El efecto de reducción de multipath aumenta con el tamaño del propio plano de tierra (imagen de [Prieto y Velasco, 2012](#)). **b)** Antena con dispositivo reductor de multipath «choke-ring» del fabricante Ashtech Inc. En este modelo, el elemento de antena está fabricado por Dorne-Margolin y se encuentra debajo del domo protector central. La antena dispone de un plano de tierra circular de unos 380 mm de diámetro sobre el que se han dispuesto cinco anillos cilíndricos verticales concéntricos con el elemento de antena, que actúan de pantalla contra señales reflejadas. Una vez capturada la señal por el espacio entre dos cilindros consecutivos, se anula por sucesivas reflexiones en las paredes verticales que representan los mismos cilindros. La profundidad de éstos es de unos 60 mm, suficiente para eliminar el multipath máximo esperable según la expresión (1.52). En este sistema, plano de tierra y anillos de choque forman parte de una única pieza de aluminio (imagen de [Prieto y otros, 2005](#)).

Independientemente de este tipo de desarrollos que día a día se van mejorando, varias medidas se pueden seguir a fin de minimizar el efecto del *multipath* de forma generalizada en la fase de diseño de la observación, durante la operación en campo de las antenas y receptores

GNSS, o en el momento del procesado de los datos registrados. Resumiendo a [Yang y otros \(2004\)](#) y a [Larson y otros \(2007\)](#), estas medidas se pueden agrupar en tres grandes bloques:

- medidas adoptadas en el diseño de la observación,
- medidas adoptadas en los receptores y el diseño de los programas de procesado de datos, y
- calibración de las estaciones.

En cuanto al diseño de la observación, se puede asegurar que una de las medidas más efectivas es simplemente elegir el lugar de observación y estacionamiento de la antena, estacionándola en áreas libres de reflectores cercanos. Si el estacionamiento viene obligado por otras circunstancias en lugares con alto potencial de señales reflejadas, habría que usar una antena de alta calidad que tenga algún dispositivo mitigador de *multipath* como los ya comentados planos de tierra ampliados o elegir una antena con anillos tipo *choke-ring* como el mostrado en la Figura 1.13b. Hay trabajos recientes que constatan una alta reducción del efecto *multipath* envolviendo la parte inferior de la antena en materiales sintéticos que absorban las señales reflejadas ([Jarlemark y otros, 2012](#)) o simplemente esparciendo esta clase de materiales en el entorno de la estación.

Un procedimiento particular de reducción del *multipath* es la observación de diferencias sidéreas ([Agnew y Larson, 2007](#)). Se basa este concepto en asumir que como la constelación de satélites GPS tiene un periodo de rotación de 12 horas sidéreas, en un lugar de observación concreto se va a tener la misma constelación cada día con un retardo de $3^{\text{min}}56^{\text{s}}$ de tiempo UT, y también se repetirá con este ciclo el efecto *multipath* para ese punto de estación ([Choi y otros, 2004](#)). El proceso en campo exige varios días de observación las 24 horas para deducir la componente sidérea del efecto *multipath* y aplicar el correspondiente filtro sidéreo para eliminarlo.

Aquí es importante llamar la atención en los trabajos de [Johnson y otros \(1995\)](#) y también los de [Larson y otros \(2007\)](#). Ya se ha comentado que estos autores estudian la influencia que la altura de la antena sobre el suelo, entre otras características, sobre el *multipath*. [Johnson y otros \(1995\)](#) llegan a la conclusión que las antenas GPS no deben ser instaladas cerca del suelo porque la componente de error en *multipath* del observable de fase es de una frecuencia tal que se confunde con un error troposférico para los satélites de baja altura. Los errores que detecta son del tipo de varios centímetros y recomienda no usar alturas inferiores a 1 m. Mas tarde, los estudios de [Han y Rizos \(1996a\)](#) y [Even-Tzur y Shaked \(2008\)](#) también corroboran este efecto.

[Larson y otros \(2008\)](#) establecen que la frecuencia del *multipath* proveniente del entorno donde se estaciona la antena está determinada por la altura de antena (ver modelo 1.55) y, su amplitud, por la reflectancia del terreno que a su vez está relacionada con el contenido de humedad del mismo. También muestran que la influencia de la altura de antena sobre la frecuencia del *multipath* sigue el patrón en el que antenas mas distantes del suelo tienen frecuencias más altas que las antenas que se estacionan más cercanas al suelo, según el modelo (1.55).

Llegados a este punto, es importante resumir las consecuencias de esta caracterización de la frecuencia y periodo del *multipath* con la altura de antena y del satélite, a la hora de adoptar una altura de antena patrón para las observaciones GNSS y una máscara de elevación para los

satélites. Las fuentes de reflexión horizontales y cercanas al punto de estación producen oscilaciones en el *multipath* de largo periodo, mientras que las alturas de mayor magnitud producen oscilaciones de corto periodo. Esta última situación será más apropiada a la hora de eliminar el ruido de la señal, al disponer de una señal de alta frecuencia.

Posteriormente Larson y otros (2010), estudiando estos efectos sobre la red GNSS de *Hawaii*, comprueban que el efecto *multipath* del propio lugar de estación para alturas de antena entre 0,5 y 2 metros produce errores con periodos de 30-10 min. Comprueban también la influencia del intervalo de registro de datos llegando a la conclusión que registros en torno a 30 segundos son suficientemente adecuados para modelar el *multipath*, especialmente en terrenos volcánicos, como el del volcán *Kilauea* objeto de su estudio, caracterizado por suelos con fuerte reflexión. En este mismo estudio, ensayan sus modelos de reducción de *multipath* para algunas de las estaciones, y los resultados los relacionan con la rugosidad de la superficie que refleja las señales en el entorno de las estaciones. En su caso, esta superficie está normalmente formada generalmente por lavas limpias o con un manto de cenizas, donde las pequeñas crestas y valles formados por los propios bloques de lava y cenizas, tienen unas dimensiones muy próximas a la propia longitud de onda de las señales GNSS (entre 19 y 26 cm).

Todos estos detalles no solo van a revestir una especial importancia a la hora de proyectar los puntos en el terreno que van a ser medidos mediante técnicas GNSS, sino que también habrá que tenerlos en cuenta a la hora de elegir la adecuada altura de la antena GNSS sobre los puntos e, incluso, a la hora de definir el intervalo de registro o muestreo de los datos brutos de código y fase GNSS en los puntos de control.

Weill (2002) ha revisado la adopción de medidas en los receptores y el diseño de los programas de procesamiento de las señales en el momento de la observación. La idea básica de todas ellas radica en que las señales GNSS son polarizadas a izquierdas. Toda señal reflejada cambia su dirección de polarización, y esto puede ser detectado en el receptor en tiempo de observación. Bajo esta idea básica se han ido desarrollando diversas implementaciones prácticas en los propios receptores, cuyos detalles no acostumbra a ser revelados por los propios fabricantes de los equipos a fin de evitar que su tecnología sea plagiada por la competencia. En las conferencias anuales del *Institute of Navigation (ION-GNSS)* se suelen comunicar estos avances, a modo de presentación por parte de los fabricantes sin llegar al detalle de los algoritmos.

En cuanto a calibrar la propia estación, el primer paso a realizar es la detección del propio *multipath*. Esto sólo se puede realizar a base de registrar gran número de observaciones con diferentes constelaciones y en diferentes épocas del año. Por ello hasta ahora este tipo de calibraciones se está realizando en antenas instaladas en estaciones de referencia permanentes como pueden ser las del IGS o las de las redes de orden nacional (Dilßner y otros, 2008). Los procedimientos pasan por calibrar los centros de fase (Schmid y otros, 2005) bien sea con robots o en cámara aneroide, deducir el *multipath* remanente analizando la relación SNR (Comp y Axelrad, 1998), y por supuesto, analizar su periodicidad sidérea (Choi y otros, 2004; Agnew y Larson, 2007). Los trabajos de Dilßner y otros (2008) y Jarlemark y otros (2012) llegan a constatar efectos sistemáticos en la determinación de la altitud del orden del centímetro siguiendo estas pautas.

1.6.2. Fuentes especiales de error

Existen modelos matemáticos o físicos que prácticamente eliminan el efecto provocado por la fuente correspondiente.

1.6.2.1. Efecto relativista

El principio del posicionamiento mediante satélite (ver la Sección 1.4.2) se basa en la medición del tiempo de viaje de la señal desde que sale del satélite hasta que llega a la antena del receptor. La relatividad aparece debida a las diferencias del potencial gravitacional y la velocidad a que están sometidos tanto el reloj del satélite como del reloj del receptor. Afecta a la medición del tiempo y habrá que corregir a las observaciones realizadas sobre los relojes. Profundizando algo más, los relojes de los satélites están sujetos a dos efectos relativistas: la relatividad especial y la relatividad general. Según la teoría de la relatividad especial, el reloj del satélite que viaja a una velocidad constante parece ir más lento que un reloj situado simultáneamente en la Tierra debido al efecto de alteración del tiempo durante su movimiento relativo. En función de la teoría de la relatividad general, el reloj del satélite parece ir más rápido que el que está en la superficie terrestre. Estos efectos están ampliamente revisados por [Zhu y Groten \(1988\)](#) y por [Rothacher y Beutler \(2002\)](#). Dado que el satélite se mueve en una órbita con respecto al centro de la Tierra y el receptor se mueve solidariamente a la superficie terrestre, el efecto relativista se puede descomponer en tres partes siguiendo un orden temporal:

1.6.2.1.1. Efecto relativista sobre el reloj del satélite Recordemos que debido a la teoría de la relatividad, los relojes que se están moviendo con alta velocidad aparentan ir más lentos que los relojes que se mueven con menor velocidad relativa, y los relojes situados a gran altitud sobre la superficie terrestre aparentan ir más rápidos que los relojes sobre la propia superficie. Los efectos sobre estos relojes son de pequeña magnitud y pueden considerarse lineales.

Para compensar estos efectos se aplica una corrección a la frecuencia patrón que se genera en el propio satélite. Esta frecuencia patrón del oscilador del satélite, de la cual se derivan las diferentes señales que luego va a transmitir mediante dispositivos multiplicadores, es de $f_0 = 10,23$ MHz. Siendo f'_0 la frecuencia emitida y f_0 la frecuencia recibida en el lugar de la observación, según [Hofmann-Wellenhof y otros \(2008\)](#) la corrección que habría que aplicar a la frecuencia antes de ser emitida sería, considerando los dos efectos relativistas comentados anteriormente:

$$\Delta f_{relSV} = \frac{f'_0 - f_0}{f_0} = \frac{1}{2} \left(\frac{v}{c} \right)^2 + \frac{\mu}{c^2} \left(\frac{1}{R_T + h} - \frac{1}{R_T} \right), \quad (1.56)$$

donde v es la velocidad media del satélite, $\mu = GM_T$ la constante gravitacional de la Tierra ($3986004,418 \cdot 10^8 \text{ m}^3\text{s}^{-2}$ según las actuales convenciones del [IERS](#)), R_T el radio terrestre medio y h la altura del satélite sobre la superficie terrestre. Usando unos valores medios de $h = 20000$ km, $v = 3,9 \text{ kms}^{-1}$ y $R_T = 6370$ km, sustituyendo en la expresión (1.56) se obtiene una variación a la frecuencia de:

$$\Delta f_{relSV} = \frac{f'_0 - f_0}{f_0} = -4,464 \cdot 10^{-10}, \quad (1.57)$$

que, a pesar de las simplificaciones realizadas, es un valor suficientemente preciso (Ashby, 2002) e incluso se elimina, en el caso de los posicionamientos relativos, en donde la distancia entre receptores es un valor muy pequeño cuando se compara con la distancia de estos mismos al satélite.

Usando este valor calculado con la expresión (1.57), la frecuencia que se genera en el satélite debe de incrementarse en $\Delta f_{relSV} = -4,464 \cdot 10^{-10} f_0 = 4,57 \cdot 10^{-3}$ Hz. Esta frecuencia que realmente se genera en el satélite es de 10,22999999543 MHz, para que cuando se reciba en la antena del receptor, alterada por este efecto, sea de 10,23 MHz.

Ashby (2003) llama la atención en la utilización de una distancia constante entre satélite y centro de la Tierra, para el cálculo de esta modificación a la frecuencia nominal. Realmente la órbita no es circular, si no elíptica, aunque su excentricidad es muy pequeña. Esto causa un error periódico en el reloj del satélite, que varía con la posición del satélite. Calcula la corrección en tiempo por este efecto de acuerdo a la expresión:

$$\Delta t_{relSV}^S(t) = -\frac{2}{c^2} \rho^S(t) \dot{\rho}^S(t), \quad (1.58)$$

donde ρ^S y $\dot{\rho}^S$ son los vectores posición del satélite y su velocidad, respectivamente. El autor propone que este término correctivo en tiempo al reloj del satélite sea incluido en el mensaje de navegación, junto con los parámetros que definen la marcha del reloj. Al no ser así, esta corrección la tiene que realizar el *software* del receptor, si el posicionamiento es en tiempo real, o el *software* de tratamiento de datos, si éstos van a tratarse en post-proceso.

1.6.2.1.2. Efecto relativista sobre la propagación de la señal Durante el intervalo de tiempo transcurrido desde que la señal se emite en el satélite y se recibe en la antena del receptor, tanto la posición del satélite como del receptor varían debido al movimiento del satélite en su órbita por un lado, y a propia rotación terrestre por otro. Por tanto, la distancia recorrida por la señal entre el satélite y el receptor no se corresponde exactamente con la distancia que separaba ambos elementos en el momento de su transmisión. Este hecho se conoce como «efecto Sagnac» y, de acuerdo con Su (2001), se puede modelar como

$$\Delta t_{Sagnac}(t) = \frac{1}{c} [\rho_R(t) - \dot{\rho}^S(t)] [\omega_e \times \rho_R(t)], \quad (1.59)$$

donde $\rho_R(t)$ es el vector posición instantánea del receptor y ω_e el vector de rotación de la Tierra.

Por otro lado, el efecto del campo gravitacional terrestre da lugar a una curvatura espacio-temporal que se refleja en unas medidas de distancias mayores de las que se hubiesen hecho en un espacio euclídeo. Este efecto lo modelan Rothacher y Beutler (2002) a través de la expresión

$$\Delta t^{rel}(t) = -2 \frac{\mu}{c^2} \ln \frac{\rho^S(t) + \rho_R(t) + \rho_R^S(t)}{\rho^S(t) + \rho_R(t) - \rho_R^S(t)}, \quad (1.60)$$

en la que $\rho^S(t)$ y $\rho_R(t)$ son las distancias geocéntricas del satélite y receptor respectivamente, y $\rho_R^S(t)$ es la distancia satélite-receptor. El mismo autor cifra este efecto en 18,6 mm. Existe un último efecto que altera la señal de propagación conocido como «retardo Saphiro», que es causado por el cambio que experimenta la velocidad de la luz en presencia del campo gravitacional terrestre. Ashby (2003) evalúa este efecto en unos 2 cm y lo considera despreciable.

1.6.2.1.3. Efecto relativista sobre el reloj del receptor El receptor estacionado sobre la superficie de la Tierra gira con la misma. Según [Hofmann-Wellenhof y otros \(2008\)](#), la velocidad lineal que experimenta el receptor si está estacionado sobre el Ecuador es de $0,5 \text{ km s}^{-2}$. En otras localizaciones del receptor en la superficie terrestre será menor, disminuyendo en función de $\cos\varphi$ (latitud) hasta alcanzar el valor 0 en los dos polos. Independientemente del valor de este efecto, se incluirá en la propia estimación del estado del reloj del receptor (ver [1.6.1.4](#)) sin tener que aplicar ninguna corrección adicional.

1.6.2.2. Marea terrestre

Puesto que la Tierra no es un sólido rígido, responde como un cuerpo elástico a las fuerzas externas ejercidas por otros cuerpos celestes. Las mareas terrestres se producen por la fuerza gravitacional provocada, principalmente, por el Sol y la Luna. Esta fuerza provocará deformaciones periódicas sobre la superficie terrestre que se manifiestan en desplazamientos horizontales y verticales. Estos desplazamientos se pueden representar por armónicos esféricos de grado y orden caracterizados por los números de *Love* y los números de *Shida*. Según [Kouba y Héroux \(2001\)](#), el efecto que provoca la marea terrestre es dependiente de la latitud del lugar, la frecuencia de la marea y el tiempo sidéreo, y puede llegar a unos 30 cm en desplazamiento vertical y unos 5 cm en desplazamiento horizontal. El desplazamiento provocado por la marea terrestre, los dividen los autores anteriores para su estudio, en una parte constante y una parte periódica. La componente periódica se puede promediar en el posicionamiento estático a lo largo de todo un día de observación, mientras que la parte constante puede llegar hasta unos 12 cm en las regiones de latitudes medias. Incluso con tiempos de observación largos, desechar la corrección por marea terrestre puede provocar un error de hasta 12,5 cm en altura y 5 cm en horizontal en la posición del punto que se quiere determinar. Según [Petit y Luzum \(2010\)](#), la ecuación para determinar la corrección, tanto periódica como constante, del efecto por marea terrestre es:

$$\Delta\vec{r} = \sum_{j=2}^3 \frac{GM_j R_T^4}{GM_T R_j^3} \left\{ h_2 \hat{r} \left(\frac{3(\hat{R}_j \cdot \hat{r})^2 - 1}{2} \right) + 3l_2 (\hat{R}_j \cdot \hat{r}) [\hat{R}_j - (\hat{R}_j \cdot \hat{r}) \hat{r}] \right\}, \quad (1.61)$$

que representa el vector desplazamiento de la estación en componentes cartesianas. en la expresión (1.61),

GM_j = constante gravitacional de la Luna ($j = 2$)
o de el Sol ($j = 3$),

GM_T = constante gravitacional de la Tierra,

\hat{R}_j, R_j = vector unitario desde el geocentro a la Luna o a el Sol
y la magnitud de ese vector,

R_T = radio ecuatorial terrestre,

\hat{r}, r = vector unitario desde el geocentro a la estación y
la magnitud de ese vector,

h_2 = número *Love* de grado 2,

l_2 = número *Shida* de grado 2.

En la expresión anterior (1.61), la parte proporcional de h_2 entre llaves da la parte radial (no vertical) del desplazamiento de la estación inducido por marea terrestre, mientras que los

términos en l_2 representan el vector desplazamiento perpendicular al plano de la dirección radial.

El IERS es el centro encargado de definir los modelos de marea terrestre dentro de las tareas encomendadas a este organismo. Hay varios modelos que el propio IERS ha ido actualizando. Existen los modelos IERS1989, IERS1992, IERS1996 (McCarthy, 1996), IERS2003 (McCarthy y Petit, 2004) y la última revisión IERS2010 (Petit y Luzum, 2010).

1.6.2.3. Carga oceánica

De forma muy similar a las mareas terrestres, la redistribución del agua del mar bajo la fuerza gravitacional actúa aplicando una carga sobre el fondo del mar y en la zona costera adyacente, que causa deformaciones sobre el propio lecho marino y desplazamientos sobre el terreno costero adyacente que pueden llegar hasta los 10 cm. La carga oceánica pura se puede medir utilizando mareógrafos y equialtímetros (niveles), realizando observaciones de nivelación en la playa o en la costa para evaluar su elevación o hundimiento con respecto a un punto de control interior (Witchayangkoon, 2000) de forma similar a la metodología descrita en la Sección 1.2.

El efecto de carga oceánica en un punto determinado depende del tiempo, y tiene una componente periódica diurna y otra componente semi-diurna con un orden de magnitud menor que el que produce la marea terrestre. Este efecto tiene que tenerse en cuenta cuando se persigue un posicionamiento de orden centimétrico en las cercanías de la costa en periodos de observación menores de 24 horas, mientras que el efecto es despreciable si la estación se localiza lejos de la línea costera (Kouba y Héroux, 2001).

Cuando la Tierra sólida juntamente con las masas de fluidos que contiene se consideran como un único sistema en reposo sin la actuación de ninguna fuerza externa, la posición del centro de masa común permanece fijo en el espacio. Cuando un fenómeno, como la marea oceánica, causa desplazamientos de masas de fluidos en la Tierra, el centro de masas del conjunto de estos fluidos se mueve periódicamente y se compensa con un movimiento opuesto del centro de masas de la Tierra sólida. Las estaciones que están sujetas a la parte de la Tierra sólida, están sometidas también a este movimiento de contrarrestación.

El potencial que genera la marea oceánica debido a la atracción gravitacional de la Luna y de el Sol se puede describir por expansión de un conjunto de armónicos de mareas, *p.e.* Hartmann y Wenzel (1995). La respuesta de los océanos, al revés que para la Tierra sólida, está fuertemente afectada por las condiciones locales y regionales que afectan al flujo de los fluidos. Los modelos basados en expresiones analíticas no son adecuados para describir la respuesta global de marea oceánica. En su lugar, es más frecuente el uso de modelos basados en rejillas geo-referenciadas de los valores del efecto. En la Tabla 1.9 se han resumido los modelos más utilizados en los últimos años. La mayoría de los modelos tienen incorporados datos de altitud de la superficie oceánica obtenidos a partir de altimetría por satélite, además de datos mareográficos. El desarrollo de esta parte de la ciencia es muy prolífico y la aparición de nuevos modelos o mejoras de los existentes es muy frecuente. De hecho, la renovación del modelo FES2012 todavía no se ha adoptado internacionalmente (AWG, 2014). Según Petit y Luzum (2010), la máxima contribución a la incertidumbre en el valor de la carga la provocan los erro-

res en los modelos de marea oceánica y recomiendan usar los modelos más recientes existentes para corregir su efecto sobre el punto de estación. Siguiendo esta línea, los modelos de alta resolución más recientes son el [FES2004](#), el [GOT4.7](#) y el [EOT11a](#). Sin embargo, recientemente se han encontrado ciertas inconsistencias en algunos de estos modelos y parece más prudente, por ahora, usar el contrastado modelo [FES2004](#), que todavía se sigue usando en la elaboración del ITRF2013 ([AWG, 2014](#)).

Tabla 1.9: Modelos de marea terrestre disponibles bien de forma electrónica o bien como posibilidad de carga automática.

Modelo	Autores	Metodología	Resolución
SCW80	Schwidorski y Szeto (1980)	Mareógrafos	$1^\circ \times 1^\circ$
FES94.1	Le Provost y otros (1994)	modelo numérico	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$
CSR3.0	Eanes y Bettadpur (1995)	Altimetría TOPEX/Poseidon	$1^\circ \times 1^\circ$
TPXO5	Egbert y otros (1994)	Solución inversa hidrodin. con altimetría T/P	256×512
FES95.2	Le Provost y otros (1998)	mod. num. y altimetría	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$
CSR4.0	Eanes y Schuler (1999)	Carga T/P + Le Provost	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$
GOT99.2b	Ray y otros (1999)	TOPEX/Poseidon	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$
FES98	Lefèvre y otros (2000)	mod. num. y altimet. mareógr.	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$
NAO99.b	Matsumoto y otros (2000)	mod. num. + altimet. T/P	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$
TPXO6.2	Egbert y Erofeeva (2002)	idem+mareógraf.	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$
TPXO7.1	Egbert y Erofeeva (2002)	idem	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$
TPXO7.2	Egbert y Erofeeva (2002)	idem+ GRACE+ERS	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$
FES99	Lefèvre y otros (2002)	mod. num. y altimetría de mareógrafos	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$
FES2004	Lyard y otros (2006)	modelo numérico	$0,125^\circ \times 0,125^\circ$
AG06a	Andersen y otros (2006)	Altimetría multi-misión	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$
EOT08a	Savcenko y Bosch (2008)	Altimetría multi-misión	$0,125^\circ \times 0,125^\circ$
GOT4.7	Ray y otros (2011)	T/P +corr. troposférica	$0,125^\circ \times 0,125^\circ$
EOT11a	Savcenko y Bosch (2011)	Altimetría multi-misión	$0,125^\circ \times 0,125^\circ$
FES2012	Carrère y otros (2012)	modelo numérico	$1^\circ/16 \times 1^\circ/16$

La carga oceánica sobre la corteza terrestre en un lugar determinado debida a un armónico de marea dado se calcula integrando la altura de marea con un función de ponderación (función de Green), llevando esta integración a toda la masa oceánica. La carga total se puede obtener sumando el efecto de todos los armónicos. En la práctica, si se desea obtener el desplazamiento obtenido por la carga oceánica de las mareas con el nodo lunar habitual de 18,6 años, se pueden usar las 11 ondas (amplitudes y fases) habituales, y este desplazamiento valdría

$$\Delta c = \sum_{k=1}^{11} f_k A_{ck} \cos(\chi_k(t) + u_k - \phi_{ck}), \quad (1.62)$$

donde f_k (a 1-3 mm de precisión $f_k=1$) y u_k (a 1-3 mm de precisión $u_k=0$) depende de la longitud del nodo lunar; k representa las 11 ondas principales de marea consideradas, que son M_2, S_2, N_2, K_2 como semi-diurnas, K_1, O_1, P_1 y Q_1 como diurnas, y M_f, M_m, S_{sa} como ondas de largo periodo; ω_k es la velocidad angular en el momento $t = 0^h$; χ_k es el argumento astronómico en el momento $t = 0^h$; A_{ck} es la amplitud específica de la estación; ϕ_{ck} es la fase específica de la

estación (Scherneck, 1999). Estas dos últimas representan la respuesta del suelo por el efecto de carga oceánica.

Tabla 1.10: Ejemplo de tabla de parámetros para el cálculo de la carga oceánica datos en formato BLQ. En concreto, estos datos han sido determinados para uno de los puntos de control utilizados más adelante en esta memoria, localizado en la Isla de La Palma. Cada registro de cada estación tiene una pequeña cabecera con información sobre el modelo de marea utilizado (FES2004 post-procesado en este caso), el punto de estación (LP18) seguido de sus coordenadas geodésicas. Las primeras tres filas de números contienen las amplitudes (en metros) a través de sus componentes radial, este y sur. Las tres líneas siguientes contienen los valores de las respectivas fases (en grados), con el mismo criterio de componentes. Existen once columnas, que se corresponden con las 11 ondas de marea principales con el orden M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 , O_1 , P_1 , Q_1 , M_f , M_m y S_{sa} .

```

$$$ Ocean loading displacement
$$$
$$$ Calculated on froste using olfg/olmpp of H.-G. Scherneck
$$$
$$$ COLUMN ORDER:  M2  S2  N2  K2  K1  O1  P1  Q1  MF  MM  SSA
$$$
$$$ ROW ORDER:
$$$ AMPLITUDES (m)
$$$   RADIAL
$$$   TANGENTL   EW
$$$   TANGENTL   NS
$$$ PHASES (degrees)
$$$   RADIAL
$$$   TANGENTL   EW
$$$   TANGENTL   NS
$$$
$$$ Ocean tide model: FES2004
$$$
$$$ END HEADER
$$$
  LP18
$$$ FES2004_PP ID: 2011-09-30 13:11:18
$$$ Computed by OLMPP by H G Scherneck, Onsala Space Observatory, 2011
$$$ LP18,                               lon/lat: 342.1494   28.4746   0.00
  .02268 .00903 .00471 .00256 .00283 .00173 .00093 .00082 .00041 .00020 .00014
  .00145 .00053 .00029 .00014 .00022 .00023 .00007 .00005 .00005 .00003 .00002
  .00608 .00198 .00130 .00053 .00052 .00054 .00017 .00016 .00009 .00004 .00003
 -140.7 -121.0 -151.8 -128.0 -110.8   85.7 -111.6   42.0 -175.3  176.9  179.3
  -86.8  -41.0 -109.1  -43.1  -84.4 -118.8  -83.0 -150.4   13.2    1.9    0.0
 -111.0  -80.7 -131.3  -87.9  -66.1 -163.3  -66.8  156.1  -16.1  -10.7   -2.7
$$$

```

Para una estación determinada, las amplitudes A_{ck} y las fases ϕ_{ck} para las 11 ondas de marea principales se pueden obtener de los modelos de la Tabla 1.9. Algunos de los modelos han sido implementados por servicios *web* de carga oceánica (Scherneck, 1991) que facilitan enormemente su cálculo a fin de obtener un modelo correctivo. Los parámetros suelen codificarse según el formato denominado BLQ, cuyo ejemplo se ha incluido en la Tabla 1.10 para aclarar este concepto. Estos parámetros han sido obtenidos del servicio <http://www.oso.chalmers.se/~loading/>

1.6.2.4. Carga atmosférica

El calentamiento diurno de la atmósfera causa oscilaciones de presión sobre la superficie oceánica, de periodo diurno S_1 , semi-diurno S_2 , y armónicos mayores. Esta «marea atmosférica» ha sido estudiada desde hace tiempo (Rabbel y Schuh, 1986; vanDam y otros, 1994), y su efecto induce también movimientos periódicos en la corteza terrestre (Petrov y Boy, 2004). Estos dos autores ya cifraban el desplazamiento en el orden de los 20 mm en la componente vertical y 3 mm en la componente horizontal. Los estudios recientes de Wijaya y otros (2013) admiten que se pueden llegar a unos valores máximos de 30 mm con respecto a un estado medio de la corteza correspondiente a una presión media tomada como referencia. Este desplazamiento varía en función de la localización geográfica con valores mayores en las regiones de latitud media en comparación con las regiones de latitudes altas (Petit y Luzum, 2010). También se han venido desarrollando una variedad de modelos que vienen a evaluar el desplazamiento por este efecto, variando desde los muy simples hasta los muy complejos. Entre ellos, un modelo clásico aunque no por ello funcional y simple es el aportado por Rabbel y Schuh (1986), que cifran este desplazamiento como

$$\Delta r = -0,35p - 0,55p', \quad (1.63)$$

donde Δr es el desplazamiento por carga atmosférica en milímetros; p es la diferencia de la presión en el lugar de estación con respecto al valor estándar (1013,25 hPa, Tabla 1.8); p' es la anomalía de presión a 2000 km de la estación.

1.6.2.5. Efecto *Phase Wind Up*

Las señales GPS y GLONASS transmitidas por los satélites en L1 y L2 tienen una polarización circular dextrógira. Las observaciones de portadora de fase desde un receptor son dependientes de la orientación mutua de la antena del satélite y la antena del receptor. Una rotación relativa de las dos antenas (satélite y receptor) cambiará la observación de la portadora de fase hasta un ciclo. Este efecto Wu y otros (1993) lo denominan *phase wind up*.

Por regla general, la antena del receptor en un posicionamiento estático está siempre orientada en la misma dirección. Durante la observación, la antena del satélite normalmente gira lentamente debido a la continua reorientación de los paneles solares hacia el Sol. La antena del satélite puede llegar a rotar hasta una revolución en menos de media hora durante el periodo en el que el satélite queda eclipsado del Sol por la propia Tierra. Cuando el satélite pierde el contacto con el Sol, la antena del satélite inicia una rápida rotación para poder reorientar sus paneles hacia el Sol (Kouba y Héroux, 2001).

Para un posicionamiento diferencial este efecto no tiene importancia incluso a varios cientos de kilómetros, pero es importante en un posicionamiento de precisión puesto que este efecto puede llegar a evaluarse en media longitud de onda (Kouba y Héroux, 2001). Según Wu y otros (1993), la corrección por efecto *phase wind up* se puede evaluar como

$$\begin{aligned} D &= x - k(k \times x) + k \times y, \\ \bar{D} &= \bar{x} - k(k \times \bar{x}) - k \times \bar{y}, \\ \Delta\varphi &= \text{sign}(k(\bar{D} \times D)) \cos^{-1} \frac{\bar{D} \times D}{|\bar{D}| \times |D|}, \end{aligned} \quad (1.64)$$

donde k es el vector unitario en el satélite con dirección al receptor; x, y, z son los vectores unitarios en el sistema local del receptor; $\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}$ son los vectores unitarios en el sistema local del satélite; $\Delta\varphi$ es la corrección por efecto *phase wind up*; D, \bar{D} son los vectores de los dipolos efectivos del satélite y receptor.

1.6.2.6. Desplazamiento del centro de fase de las antenas y su variación

En anteriores secciones (ver 1.4.1 y 1.4.4) se ha comentado que, aproximadamente, las observaciones de código y fase registradas en un receptor se corresponden con la distancia geométrica entre éste y el satélite que las emitió. Realmente, estas observaciones se relacionan con la distancia geométrica entre los centros de fase de las antenas del satélite y del receptor. Estos centros «eléctricos» no son constantes en su posición con el tiempo. Este efecto ha sido muy estudiado durante estos últimos años por su importancia y magnitud. Los estudios de Mader (1999); Hatanaka y otros (2001); Rothacher (2001); Schmid y otros (2005, 2007); Mader y Bilich (2012), coinciden en afirmar que la posición de los centros de fase varía en función de la frecuencia que se use y la altura y acimut de la dirección al satélite (*los*). Así, el centro de fase de la antena no es un punto físico ni un punto estable en el espacio. En resumen, cada señal procedente de cada satélite tiene su propio centro de fase en la antena del receptor.

Desde el punto de vista de la antena del receptor, durante el intervalo de tiempo que dure la observación, estarán llegando a la antena observaciones simultáneas de satélites cada uno con una dirección distinta (*los*). Como cada señal llega con distinta altura y acimut, y para una frecuencia dada la posición física del centro de fase varía con estos parámetros, las señales procedentes de los satélites tienen distintos centros de fase no coincidentes. En definitiva, al no existir un único centro de fase no existe un único punto de medida, y realmente lo que existe es una «superficie de medición» próxima al centro físico de la antena. Esta situación se ha representado en la Figura 1.14.

Los autores citados anteriormente, llegan a comprobar que los valores que se vienen obteniendo a la hora de determinar las distintas posiciones que adoptan los centros de fase de una antena, pueden llegar a alcanzar los 20 mm, y afirman que cuando se requiere la máxima precisión en el posicionamiento, se debe de usar el modelo completo de calibración de estas posiciones para cada antena que se use. Este problema es tan importante que desde el 30 de junio de 1996, se viene utilizando algún tipo de calibración de antena en todos los productos que calcula el IGS (Schmid y otros, 2007), que se ha ido paulatinamente mejorando con posteriores desarrollos.

En líneas generales este problema de calibración de antena se solventa con la definición de un «centro de fase medio». La variación de la ubicación del centro de fase instantáneo en función de la dirección de la señal de llegada para una frecuencia específica es lo que llamamos la Variación del Centro de Fase (*Phase Center Variation*) (*PCV*).

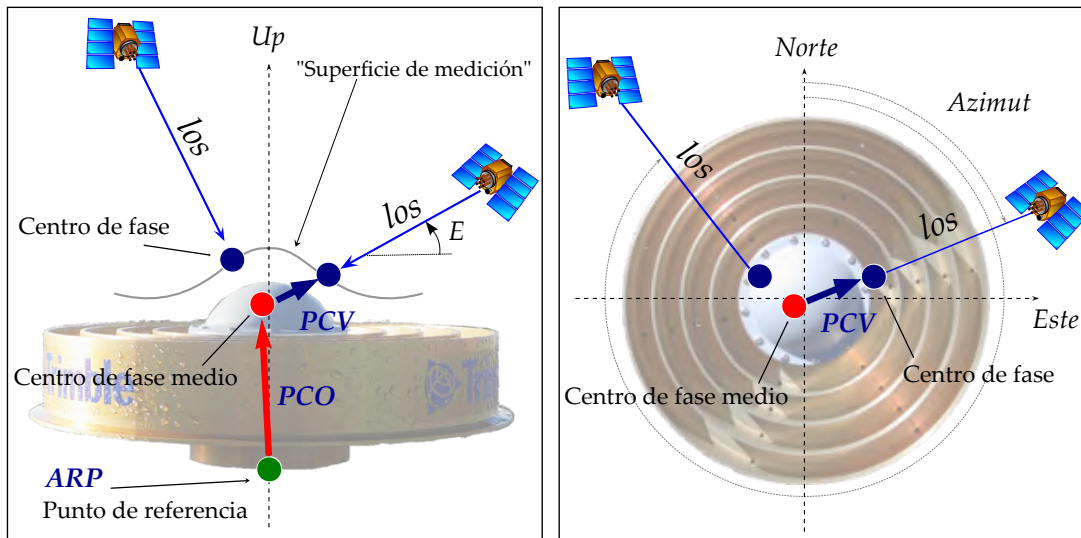


Figura 1.14: Centros de fase de una antena GNSS y punto de referencia ARP. El punto de referencia de la antena ARP se sitúa en la intersección del plano de su base con el eje vertical de simetría de la antena. En función de la altura y acimut del satélite cuyas señales se reciben, existirán distintos centros de fase (círculos azules) que forman una «superficie de medida». Para poder referir los datos de calibración de la antena, se define un centro de fase medio (círculo rojo). El vector PCO es uno de los parámetros de calibración y tiene como origen el ARP y como extremo el centro de fase medio (flecha roja). Los vectores PCV entre este centro de fase medio y los centros de fase instantáneos para cada satélite (flechas azules) se calibran en función de la altura al satélite (ángulo E) y su Azimut con respecto al norte de unos ejes de calibración previamente definidos para cada modelo de antena.

Las PCV (Figura 1.14) se calcularían con respecto a este centro de fase medio de forma que sus valores fuesen mínimos. Según Zeimetz y Kuhlmann (2008), este centro de fase se determina imponiendo la condición:

$$\sum \text{PCV}^2 \rightarrow \text{mín.} \quad (1.65)$$

El problema real, a la hora de llevar esto a una medición en la práctica, radica en que las coordenadas que se obtienen de las efemérides de los satélites están referidas a sus centros de masas, por un lado. Por otro, las coordenadas que se desean determinar son las de un cierto punto que no es el centro de fase de la antena del receptor y ni siquiera estará en la propia antena. Por regla general, la antena se estacionará sobre el punto cuyas coordenadas se desean obtener. Para poder calcular estas coordenadas del punto de estación, se necesita referir las observaciones GNSS registradas a algún punto de referencia accesible físicamente, tanto en el satélite como en el receptor, fuera de sus centros de fase que nos son accesibles. La posición de estos puntos de referencia deberán ser incluidos, tanto para la antena del satélite como para la antena del receptor, en su proceso de calibración. Este problema y la variedad de modelos de

antena existentes y futuros, que tienen que ser objeto de calibración, y las diversas técnicas de calibración empleadas, han contribuido y seguirán contribuyendo a que se genere bibliografía en esta materia.

En las antenas de ambos equipos se define este Punto de Referencia de la Antena, *Antenna Reference Point* (ARP), y se busca su relación con los centros de fase medios correspondientes. La diferencia entre la posición del centro de fase medio, definido con el modelo (1.65), y el ARP es lo que llamamos Desplazamiento del Centro de Fase (*Phase Center Offset*) (PCO). Como el centro de fase medio se ha determinado usando la condición (1.65), no se pueden separar los efectos del PCO y los PCV, y a cada PCO le corresponde un único conjunto de PCVs que describen correctamente el comportamiento de cada antena. En el caso del satélite este ARP es el centro de masas. En el caso de las antenas de los receptores, el ARP se define como la intersección de un eje vertical y un plano horizontal (ver Figura 1.14). El eje vertical de la antena es el que queda materializado por el eje principal del sistema de estacionamiento. La intersección de este eje vertical y el plano horizontal, materializado por la base de la antena, es el ARP del receptor (Mader, 1999).

1.7. Sistemas diferenciales de Rádar de Apertura Sintética

Las técnicas de Interferometría Rádar, como InSAR, DInSAR, PSInSAR y el algoritmo SBAS, son quizás los métodos desarrollados más recientemente para monitorizar masivamente cambios y movimientos en la superficie del terreno. Los cambios en la elevación y desplazamientos horizontales de la superficie terrestre se registran mediante el tratamiento la fase de la señal rádar, utilizando la interferometría de pares de datos SAR tomados en la misma zona en épocas distintas. Se puede llegar a conseguir detectar movimientos en el nivel sub-centimétrico o milimétrico. Por contraposición a esta ventaja de tan alta resolución espacial y al ya comentado bajo coste de su utilización (1.2) cuando se comparan estas técnicas con las clásicas, está la desventaja que tienen las técnicas de interferometría de su utilización limitada, debido a los errores causados por la no homogeneidad de la atmósfera y los problemas de decorrelación espacio-temporal (Zebker y Villasenor, 1992; Zebker y otros, 1997).

El concepto inicial de SAR fue introducido por Wiley en la *Goodyear Aircraft Corporation* en 1951, y el primer experimento con éxito fue desarrollado por un equipo de investigación de la Universidad de Illinois en 1953 (Sherwin y otros, 1962). Graham (1974) realizan la primera aplicación práctica del SAR para la obtención de datos de información topográfica. La investigación SAR con satélites comenzó en 1978 con el lanzamiento del SEASAT, que fue el primer satélite que orbitaba la Tierra con un sistema de banda L de SAR a bordo. Inicialmente diseñado para la exploración de la superficie oceánica usando la amplitud, posteriormente con los datos registrados con el programa SEASAT usando la fase, Goldstein y otros (1988) fueron capaces de recuperar información topográfica, elevaciones de terreno, en el *Death Valley* en los Estados Unidos.

La técnica de Interferometría Diferencial de Radar de Apertura Sintética, *Differential Interferometry of Synthetic Aperture Radar*, (DInSAR), se conoce desde los años noventa y ha sido aplicada al registro y análisis de deformaciones relacionadas con sismos (Massonnet y otros, 1993; Talebian y otros, 2004; Stramondo y otros, 2005), volcanes activos (Massonnet y otros,

Banda	Frecuencia [GHz]	λ [cm]
Ka	40 – 25	0,75 – 1,2
Ku	17,6 – 12	1,7 – 2,5
X	12 – 7,5	2,5 – 4
C	7 – 3,75	4 – 8
S	3,75 – 2	8 – 15
L	2 – 1	15 – 30
P	0,5 – 0,25	60 – 120

Tabla 1.11: Principales bandas y longitudes de onda utilizadas en satélites rádar. Una de las propiedades de los satélites con sensores SAR es la longitud de onda o la frecuencia en la que operan. Esta tabla resume las varias designaciones dadas a los satélites SAR en función de la banda del espectro radioeléctrico y las correspondientes frecuencias y longitudes de onda (Gomarasca, 2009b; Moreira y otros, 2013).

1995; Sigmundsson y otros, 1999; Amelung y otros, 2000), glaciares (Goldstein y otros, 1993; Kwok y Fahnestock, 1996), deslizamientos (Carnece y otros, 1996), hundimientos causados por extracción de material en minas (Carnece y Delacourt, 1999; Wegmüller y otros, 2004) o extracción de fluidos tanto en acuíferos someros (Hofmann y otros, 2001) como profundos en campos geotérmicos del mundo (Massonnet y otros, 1997; Fialko y Simons, 2000). Incluso se ha conseguido relacionar la actividad sísmica con la extracción de agua (González y otros, 2012) a través de estas técnicas.

Los sistemas Rádar funcionan como el *flash* de una cámara fotográfica pero emitiendo una radio-frecuencia en vez de destellos luminosos. El esquema básico de su funcionamiento se ha representado en la Figura 1.15 donde un transmisor genera una señal electromagnética de gran potencia en el espectro de las ondas de radio. Esta señal no se emite de forma continua sino que se hace a forma de pulsos discretos. Un duplexor enruta la señal hacia una antena que, a su vez, emite estos pulsos hacia el terreno. Éste refleja la señal en función de sus características y parte de la radiación reflejada vuelve a ser recibida en la antena. El duplexor se encarga de separar esta radiación reflejada hacia el receptor. El posterior procesamiento de la señal la registra y la digitaliza. Finalmente el sistema de control ofrece al usuario los archivos imagen registrados en un formato conocido para su posterior tratamiento según la aplicación. La señal recibida en la antena rádar se registrará como un valor de fase y otro de intensidad. La fase nos informa del tiempo transcurrido, que es proporcional a la distancia recorrida de una forma similar a los medidores EDM ya tratados. Por otro lado la intensidad nos informa de la rugosidad, de la pendiente y de las propiedades eléctricas del objeto, que dependen de la temperatura, humedad, etc.

Las longitudes de onda más utilizadas por los radares son las bandas K, X, C, S, L y P, que se corresponden con las longitudes de onda respectivas reflejadas en la tabla 1.11.

Los registros rádar pueden ser realizados desde dos tipos principales de plataformas: las antenas pueden ser transportadas por una aeronave o bien por un satélite (Rosen y otros, 2000).

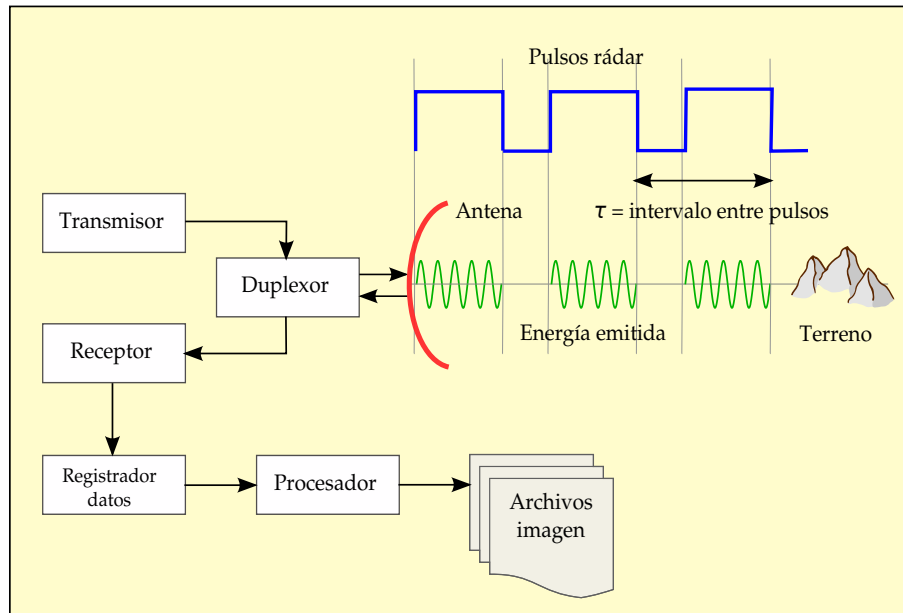


Figura 1.15: Esquema básico de funcionamiento de un sistema RADAR. Una señal electromagnética se genera en forma de pulsos y es emitida por una antena hacia el objetivo que se desea estudiar. τ es el intervalo de tiempo entre dos pulsos consecutivos. Parte de la radiación que llega al objetivo se absorbe por el objeto, otra parte se refleja en función de sus características. Parte de esta radiación reflejada vuelve a ser recibida en la antena del sistema. La señal recibida es procesada y digitalizada convenientemente para ser suministrada al usuario.

Los recientes avances en el desarrollo y miniaturización de los equipos están propiciando el uso de estos sistemas de rádar en plataformas terrestres para deformaciones en edificios (Mazzanti y Cipriani, 2012), en ferrocarriles (Chang y otros, 2014), o incluso en laderas inestables (Mazzanti y otros, 2015). Sin embargo, hoy por hoy no se usa tan masivamente como los sistemas aéreos y satelitales aunque el futuro en este campo es muy prometedor y ya se habla de técnicas TInSAR.

En este tipo de plataformas, el instrumento rádar (sensor) que está instalado en el satélite (plataforma) lateralmente al mismo que orbita alrededor de la Tierra. A intervalos constantes, esta antena lateral transmite pulsos rádar modulados en frecuencia (denominados *chirps*) hacia la superficie terrestre. Los ecos reflejados vuelven a ser recibidos en la antena que después serán demodulados y digitalizados. Entre la transmisión y la recepción de cada pulso, la plataforma se desplaza unas decenas de metros con respecto a los puntos en el terreno. La señal reflejada por los puntos y recibida en la antena estará sujeta a efecto *Doppler* y tendrá un desplazamiento en su frecuencia. Los puntos situados en el plano perpendicular a la órbita no verán alterada su frecuencia por efecto *Doppler* (Figura 1.16).

Las dimensiones de una imagen registrada desde un satélite están definidas por dos parámetros. Primero, la dirección del acimut definida por la órbita del satélite donde va embarcado el sensor. La distancia en esta dirección va a definir la longitud de la imagen (ver la Figura 1.16). Los satélites SAR tienen órbitas que van de un polo geográfico al opuesto, todo ello a fin de repetir un camino similar con una cierta frecuencia de paso. También hay dos términos

que definen el movimiento del satélite en su órbita. Rosen y otros (2000) hablan de «órbita ascendente» cuando la imagen se registra durante el tránsito del satélite del Hemisferio Sur al Hemisferio Norte celestes y, de «órbita descendente» cuando la imagen se registra en el tránsito del Hemisferio Norte al Sur.

El segundo parámetro que define las dimensiones de la imagen es el haz de radar que apunta a una dirección denominada dirección de vista del satélite (*los*), en dirección perpendicular a la órbita o dirección «range».

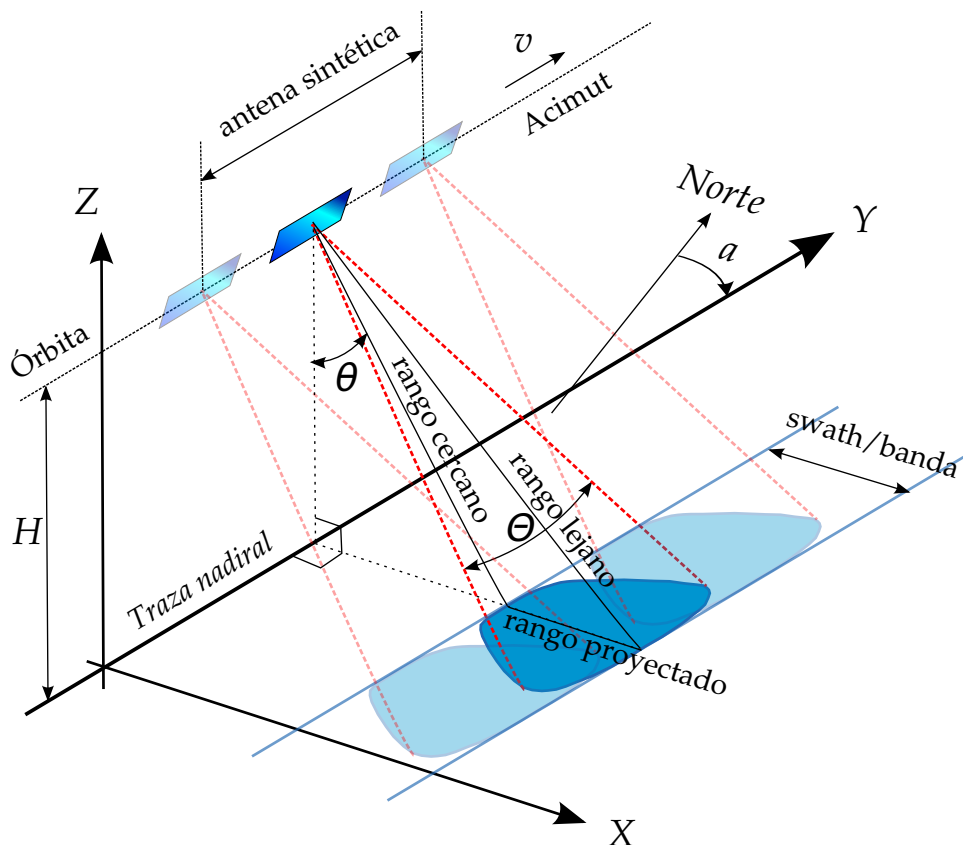


Figura 1.16: Esquema de registro de imágenes SAR desde un satélite con los diferentes parámetros que definen cada registro. El satélite se mueve con una velocidad v en una órbita que a una altura H , con un acimut a sobre la superficie terrestre. La antena que lleva el satélite barre lateralmente lanzando pulsos radar hacia la superficie terrestre perpendicularmente a la órbita. Es la llamada dirección «range» o distancia. Esta señal en forma de haz se emite con un ángulo θ con la vertical del satélite, y barre lateralmente con un ángulo de apertura Θ , que depende de la longitud L de la antena. La intersección de este haz con la superficie terrestre se denomina huella (footprint), representada en la figura por el recinto azul.

La intersección de la superficie del haz con la superficie terrestre será una figura cerrada donde se tendrá una distancia mínima, denominada «rango cercano», que define la distancia más corta entre el sensor y la figura cerrada con los puntos registrados en el terreno. Por oposición, la distancia máxima «rango lejano» será la distancia mayor entre el sensor y la figura

intersección (ver la Figura 1.16). La distancia a lo largo del terreno en esta dirección *los* define el ancho de la imagen y se denomina «rango proyectado».

Supondremos que la antena real de rádar de la Figura 1.16 tiene una longitud L y una anchura W , y viaja adaptada lateralmente a un satélite que se mueve en la dirección de avance del satélite (acimut) a una velocidad \mathbf{v} y a una altitud sobre el terreno h . Los pulsos rádar se envían desde la antena en la dirección del «rango» que forma un ángulo de inclinación θ con respecto a la vertical, proyección nadiral del satélite sobre la superficie terrestre. El haz barre un ángulo de apertura Θ con un intervalo τ entre pulso y pulso. El área del terreno que «ilumina» el haz rádar tiene una anchura proporcional por el patrón de la antena en la dirección de rango y una longitud también proporcional por el patrón pero en la dirección del acimut. Esta anchura y longitud de la imagen una vez proyectadas sobre el terreno (*swath*) son:

$$\begin{aligned} w_r &= \frac{\lambda R}{W \cos \theta'} \\ l_r &= \frac{\lambda R}{L}, \end{aligned} \quad (1.66)$$

donde w_r y l_r son la anchura y longitud del área iluminada respectivamente, λ es la longitud de onda y R es la distancia a un punto sobre el terreno desde la antena. Así, la distancia mínima a la que dos cuerpos diferentes se pueden distinguir, resolución espacial, para la dirección de rango depende de la diferencia en tiempo entre pulsos, siendo la diferencia de tiempos mínima igual a la duración del pulso τ . Entonces la resolución en rango $\delta_r = c\tau/2$ proyectada sobre el terreno valdría (Hanssen, 2001):

$$\delta_r = \frac{c\tau}{2 \sin \theta}. \quad (1.67)$$

Separar pulsos a esta frecuencia no es posible dada la baja cantidad de energía que se devuelve hacia el sensor en relación con el ruido del sistema (Curlander y McDonough, 1991). En su lugar se usa una frecuencia modulada o pulso *chirp*, con un ancho de banda B_w , con lo que se llegan a resolver diferencias de tiempo de $1/B_w$, que se traduce en una resolución en rango proyectada sobre el terreno de:

$$\delta_r = \frac{c}{2B_w \sin \theta}. \quad (1.68)$$

Según Lanari y Franceschetti (1999), para los satélites ERS-1/2 y Envisat, que tienen un ancho de banda B_w en torno a 15,5 MHz, se obtiene una resolución $\delta_t \approx 25$ m. En la dirección de avance del satélite (acimut), dado que los objetos que están situados a la misma distancia en rango son devueltos al mismo instante a la antena, la distancia mínima a la que dos puntos se pueden discriminar es proporcional a la longitud del pulso del patrón de la antena, y la longitud del área iluminada l_w tiene la segunda expresión recogida en la ecuación 1.66, y la resolución en dirección del acimut tendría la expresión 1.69. Para el caso de los satélites de la ESA comentados antes y para que la resolución en acimut fuese similar a la resolución en rango, la longitud de la antena L deberá ser de 500 m.

$$\delta_a = \frac{\lambda R}{L}. \quad (1.69)$$

1.7.1. Rádar de Apertura Sintética

Construir antenas de esa longitud y equiparlas en un satélite es prácticamente imposible. Para aumentar la resolución en dirección del acimut con tamaños de antena L relativamente pequeños se desarrolló el concepto de Rádar de Apertura Sintética SAR.

Los pulsos rádar se emiten hacia el terreno mientras el satélite se va moviendo siguiendo su órbita. Estos pulsos se emiten con un cierto intervalo τ . La frecuencia de su repetición PRF define la regularidad con que se emiten los pulsos. La transmisión periódica de una señal desde el satélite hacia el punto objetivo en el terreno hacen que los satélites SAR sean unos sensores remotos activos. Esto contrasta con los sensores pasivos que simplemente registran señales emitidas o recibidas desde la Tierra por fuentes naturales (*p.e.* el Sol). El área registrada desde una posición del satélite se denomina huella (*footprint*) y sería el recinto representado en azul en la Figura 1.16. A medida que el satélite se desplaza a lo largo de su órbita, esta huella se mueve también y un punto particular del terreno estará presente en sucesivos pulsos de la señal. Como resultado, aparecerá como si el punto fue registrado con un ángulo de apertura Θ mucho más amplio que se utiliza un solo pulso. Se aumenta así la apertura de una forma artificial o matemática, como si utilizase una antena de longitud L mayor, por ello a esta característica de los satélites SAR se denomina con el término «apertura sintética». La resolución en rango es inversamente proporcional al ancho de banda de la señal transmitida. La resolución en la dirección del acimut se mejora al aumentar artificialmente el tamaño de la antena con la apertura sintética.

Un punto sobre la superficie terrestre recibe pulsos desde las diferentes posiciones que el satélite adopta en su trayectoria orbital. Ahora, dado que la frecuencia emitida varía dependiendo de la posición relativa entre emisor y receptor debida al movimiento (efecto Doppler), entonces la diferencia Doppler se utiliza para separar los pulsos reflejados el punto entre cada dos posiciones del satélite (Figura 1.16), y obtener una imagen con una resolución espacial equivalente a la de una antena real de dimensión en acimut L_S . Así, la resolución en acimut de un sensor SAR, siguiendo el modelo de la ecuación 1.69 es:

$$\delta_a = \frac{\lambda R}{L_S}, \quad (1.70)$$

y como $L_S = 2\lambda R/L$, que es equivalente a la resolución en el terreno del sensor en modo simple. Entonces la ecuación 1.70 se puede escribir como:

$$\delta_a = \frac{L}{2}, \quad (1.71)$$

donde la resolución en dirección del acimut δ_a de un sistema SAR sólo depende de la longitud de la antena SAR en la dirección del acimut L .

1.7.2. Interferometría rádar

La interferometría SAR, InSAR, es una técnica geodésica ya afianzada, basada en la combinación de dos imágenes SAR de la misma escena adquiridas desde puntos ligeramente diferentes. Esta combinación da como resultado una nueva imagen conocida como interferograma. La

toma de imágenes puede ser simultánea, tomándose las imágenes mediante dos antenas ligeramente separadas o de forma secuencial en el tiempo. En este último caso, la primera imagen es la imagen de referencia llamada *master*, mientras que la segunda (adquirida con fecha posterior a la primera) es llamada imagen *slave*. Los fundamentos de la interferometría rádar InSAR se basan en la comparación, píxel a píxel, de los valores de dos imágenes complejas SAR diferentes. De forma general, la fase es el punto de oscilación de la onda armónica electromagnética debida a la radiación de la antena SAR y está relacionada con el doble del tiempo de viaje de la señal, en este caso el recorrido antena-terreno-antena. Podemos representar una onda en su forma de función compleja del tipo $z = Re + i \cdot Im$. Este número complejo, en coordenadas polares, se corresponde con el argumento del valor de fase (φ) y un módulo (amplitud). Un interferograma no es más que la diferencia de fases entre las dos imágenes *master* y *slave* que, funcionalmente, se calcula como la multiplicación de la imagen compleja de referencia *master*, por la conjugada compleja de la esclava *slave* (Ferretti y otros, 2000; González, 2010). Así, la fase de la imagen de referencia *master* φ_m y de la *slave* φ_s es tal que,

$$\phi = \varphi_s - \varphi_M = \frac{4\pi(R_S - R_M)}{\lambda} = \frac{4\pi\delta R_{S,M}}{\lambda}, \quad (1.72)$$

donde R_M y R_S son las distancias desde el sensor al punto evaluado en cada una de las dos imágenes. El modelo 1.72 anterior se ha desarrollado suponiendo que las fases de la reflectividad del terreno, del retraso atmosférico, la topografía y la deformación del terreno son las mismas en ambas imágenes, y que el ruido en ambas imágenes puede ser también obviado. Así, si no se tienen en cuenta estas diferencias geométricas de las dos imágenes la fase del interferograma (fase interferométrica ϕ) se calcula por simple diferencia de las las fases de las dos imágenes SAR (Hanssen, 2001).

La ecuación (1.72) sugiere que, en las condiciones previamente mencionadas, la fase interferométrica es proporcional a la diferencia de caminos recorridos por la señal durante dos adquisiciones. Debido a la diferencia en la geometría de las adquisiciones, la diferencia en caminos recorridos por la señal es la suma de varias contribuciones producidas por una superficie de referencia sin relieve (δR_e , *curved Earth*), topografía (δR_t), la deformación (δR_d) y el retraso atmosférico (δR_{atm}):

$$\phi = \varphi_e + \varphi_t + \varphi_d + \varphi_{atm} = \frac{4\pi}{\lambda}(\delta R_e + \delta R_t + \delta R_d + \delta R_{atm}). \quad (1.73)$$

La técnica de InSAR diferencial clásica, DInSAR, trata de eliminar las componentes conocidas de la ecuación (1.73) para obtener la fase relacionada con las deformaciones del terreno. La contribución de una superficie de referencia (también conocida como contribución orbital) puede ser determinada usando órbitas precisas de los satélite, de una forma similar a como se determinan en los sistemas GNSS (ver la Sección 1.6.1.1). La contribución topográfica puede ser determinada a partir de un modelo digital de elevación externo (DEM) o estimada de un interferograma independiente y después restada del interferograma original. González (2010) analiza cada elemento que contribuye a la ecuación 1.73:

1. Contribución de fase debida a la superficie de referencia sin relieve (δR_e).

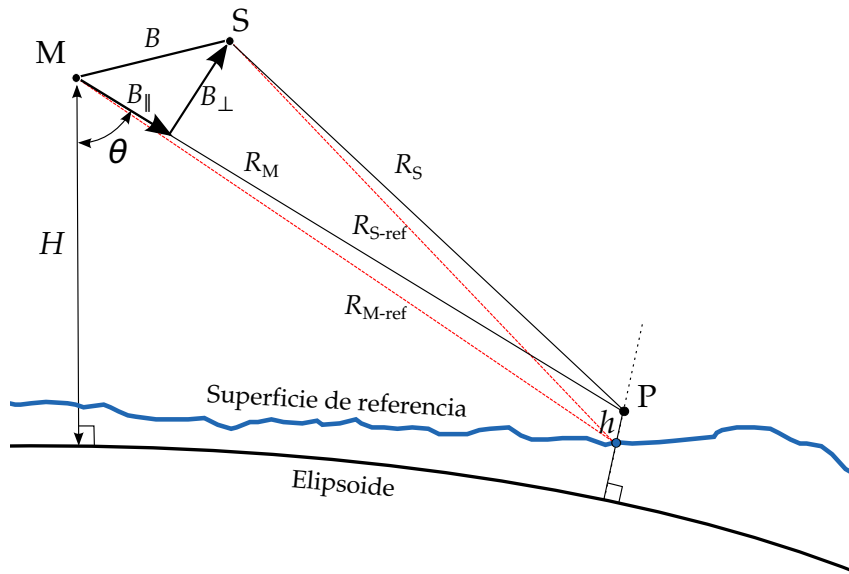


Figura 1.17: Esquema de registro de dos imágenes SAR desde dos órbitas con los diferentes parámetros que definen cada registro. Las órbitas «master» y «slave» son sensiblemente paralelas y desplazadas (las trazas de las órbitas no se han representado puesto que la figura muestra una sección perpendicular a las mismas). Los puntos M y S representan las posiciones del satélite en el momento en que hace las dos tomas para registrar el punto P a una cierta altura h . Tanto las distancias o rangos R_M y R_S , como el ángulo e incidencia θ_i , la base línea \mathbf{B} y la base línea efectiva \mathbf{B}_\perp están definidos en un plano perpendicular a las órbitas.

Si dos imágenes «master» y «slave» se registran desde diferentes puntos M y S, existe una diferencia de fase que es dependiente de la separación entre las posiciones de los satélites en las dos órbitas. La contribución por geometría está determinada por las posiciones espaciales M y S y la posición del punto P (ver Figura 1.17) y se puede definir en función de la línea base interferométrica \mathbf{B} , que se puede descomponer en las dos componentes \mathbf{B}_\parallel en la dirección del rango o distancia y \mathbf{B}_\perp perpendicular a la línea de vista al satélite (los).

Para su estudio se suele dividir la contribución por geometría en dos dos componentes: una contribución del elipsoide de referencia (fase tierra plana) y una contribución de la topografía por encima del elipsoide (fase topográfica). La contribución por tierra plana sería,

$$\phi_e = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{\mathbf{B}_\perp}{R \tan \theta - \zeta'} \quad (1.74)$$

donde \mathbf{B}_\perp es la componente en la dirección perpendicular a la de acimut de la separación espacial entre satélites también denominada línea de base perpendicular. R es la distancia entre la antena y el terreno, y ζ es la pendiente local del terreno.

2. Contribución de fase debida a la topografía (δR_t).

Si tal como muestra la Figura 1.17, la zona de toma no es plana y el relieve terrestre es significativo, a la componente por tierra plana anterior se le añade una fase que es proporcional a la diferencia de altitud entre del tipo:

$$\phi_t = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{\mathbf{B}_\perp}{R \sin \theta} \delta h, \quad (1.75)$$

donde δh es la diferencia de altitud a la superficie de referencia. Si la línea base \mathbf{B}_\perp tiende a cero, la componente topográfica también tiende a cero, como se puede desprender de la Figura 1.17. Si la línea base aumenta pueden aparecer en el procesado problemas de «decorrelación espacial».

3. Contribución de fase debida a la deformación (δR_d).

La deformación que habría sufrido el terreno se puede detectar como un desplazamiento relativo en la dirección de la línea al satélite (*los*). Una deformación producida en dirección hacia el sensor se manifestaría por una reducción de la distancia o rango R de acuerdo con la ecuación (1.72). Si el terreno ha sufrido una deformación entre una toma y la otra, la contribución en fase debida a la deformación que ha sufrido el terreno sería:

$$\phi_d = \frac{4\pi}{\lambda} \delta \mathbf{U}_{\text{los}}, \quad (1.76)$$

donde \mathbf{U}_{los} es la deformación tridimensional proyectada en la dirección del rango o línea de vista *los*.

La deformación ϕ_d se puede registrar a escala temporal y a escala espacial. Los desplazamientos co-sísmicos ocurren instantáneamente, mientras que los desplazamientos inter-sísmicos pueden sucederse en un amplio intervalo de tiempo de años o incluso décadas. Los deslizamientos y los hundimientos del terreno tienen un patrón temporal intermedio. Desde el punto de vista de escala espacial, las señales de deformación afectan a áreas del orden de centenas de metros hasta decenas de kilómetros. Algunos efectos particulares como la acumulación de tensión tectónica pueden afectar a grandes regiones de decenas de kilómetros.

4. Contribución de fase debida al retraso atmosférico (δR_{atm}).

Si las condiciones de la refracción atmosférica en las dos tomas no han sido iguales, el efecto se traducirá en un retraso diferencia en la llegada de la señal. Este retardo está correlado con la altitud y puede ser del orden de 1 – 2 cm de retraso por cada kilómetro de diferencia de altura (Hanssen, 2001; Elliott y otros, 2008) y la contribución se puede expresar por:

$$\phi_{atm} = \frac{4\pi}{\lambda \cos \theta} \int_0^h (N_S - N_M) \delta h, \quad (1.77)$$

donde N es la estructura de refracción en la imagen *master* y la *slave*.

1.7.3. Interferometría rádar diferencial

La interferometría rádar diferencial (**DInSAR**) es otro ejemplo claro de una técnica interferométrica bien establecida y ya consolidada. Similar como la **InSAR**, la ventaja de la alta sensibilidad de los instrumentos **SAR** para medir las distancias en la dirección de propagación del satélite (*los*) se explota con el fin de detectar deformaciones desplazamientos de la superficie de la Tierra. La medición de esta deformación será en la dirección *los* al satélite y a una escala relacionada con la propia longitud de onda de la señal rádar que usa el satélite.

Para el estudio de las deformaciones del terreno usando la interferometría rádar, la contribución de fase interferométrica debida a la topografía φ_t , así como la de la geometría de adquisición φ_e (si las imágenes fueron registradas desde posiciones distintas), tienen que ser corregidas, modelando y substrayendo sus efectos. El proceso de modelado y eliminación de estas contribuciones se denomina «interferometría radar diferencial» (**DInSAR**) y, retomando la ecuación (1.73), φ es la fase interferométrica diferencial:

$$\phi = \varphi_e + \varphi_t + \varphi_d + \varphi_{atm} + \epsilon = \varphi_d + \varphi_{atm} + \epsilon, \quad (1.78)$$

donde ϵ engloba a los posibles errores no tenidos en cuenta, debidos a los sistemas de medida o procesado, como ya hemos venido usando en ecuaciones anteriores. Para poder calcular un interferograma rádar diferencial existen dos estrategias principales. Una de ellas está basada en la combinación de interferogramas usando varias imágenes (*stacking*) (**Rocca, 2007**) y la otra se basa en la utilización de modelos digitales de elevaciones **DEM** obtenido de otras fuentes u otros sensores (**Massonnet y Feigl, 1998; Hanssen, 2001**).

Según **Moreira y otros (2013)**, varios aspectos perjudican la precisión de este modelo. Primero, la precisión del **DEM** debe de ser del mismo orden de magnitud o mejor que la sensibilidad que tiene la fase en función de la línea base interferométrica. Otro muy importante es el ruido que tendrá la fase debido a la decorrelación espacial muy relacionada con la «coherencia» (ver expresión 1.81), y también, a las variaciones en el medio de propagación. El último es como consecuencia del retardo atmosférico, que principalmente es debido al contenido de vapor de agua en la troposfera. Este retardo es del orden de 2 – 4 m (**Graham, 1974**), pero como ya se ha comentado anteriormente, su gradiente a escala local está en el orden de 1 cm km⁻¹. Este hecho limita la precisión del modelo de interferometría **SAR** diferencial convencional, siendo sólo de interés para casos donde los desplazamientos son mayores que este valor. Según **Belcher (2008)**, en las bandas de baja frecuencia como la L o P, el **TEC** también causa un pequeño retardo que introduce un efecto de desplazamiento no despreciable en el sentido del acimut de la toma.

Si suponemos que existen fases residuales debidas a las imperfecciones en la corrección de la geometría del interferogramas (*p.e.* error en las órbitas, φ_e) y a los errores del **DEM**, continuando con la ecuación (1.73) la fase interferométrica diferencial se puede expresar como:

$$\phi = \varphi_e + \varphi_t + \varphi_d + \epsilon. \quad (1.79)$$

Y si simplificamos la expresión englobando los residuos y errores atmosféricos en ϵ , la fase diferencial sería únicamente proporcional a los desplazamientos en la dirección *los* (φ_d) y teniendo

en cuenta la expresión (1.76):

$$\phi_d = \frac{4\pi}{\lambda} \delta \mathbf{U}_{\text{los}} + \epsilon. \quad (1.80)$$

Debido al carácter cíclico de la fase, la fase interferométrica se obtiene con valores comprendidos entre $-\pi$ y $+\pi$ (o entre 0 y 2π), es decir, la fase interferométrica tiene módulo 2π , y se conoce como fase enrollada. El procedimiento que se utiliza para recuperar la fase original de la señal se llama desenrollado de fase (*phase unwrapping*), y es un paso final muy importante en el procesamiento interferométrico que es indispensable para la estimación de los desplazamientos relativos entre los píxeles individuales de un interferograma.

Podríamos resumir los pasos principales del procesado interferométrico según [Massonnet y Feigl \(1998\)](#) que también contempla [González \(2010\)](#):

1. Preproceso

- Enfoque de la imagen, asignando los ecos de los pulsos a cada píxel.

2. Creación del Interferograma, con los pasos necesarios para el cálculo del interferograma con topografía.

- Alineado de las imágenes, para referenciar espacialmente una sobre la otra, con una precisión mejor que 1/10 del tamaño de píxel ([Hanssen, 2001](#)).
- Filtrado espectral, para maximizar la coherencia se eliminan las partes no comunes del ancho de banda de los espectros de las imágenes.
- Interpolación de la imagen *slave* sobre la geometría de la imagen *master*.
- Cálculo del interferograma complejo mediante multiplicación compleja de las imágenes.
- Corrección por Tierra plana según el modelo (1.74). Como resultado, se obtiene principalmente la fase topográfica.

3. Interferograma diferencial.

- Corrección por Topografía. Como resultado se obtiene la fase diferencial.
- Filtrado espacial de la fase diferencial.
- Desenrollado, eliminando la ambigüedad de fase $[-\pi, \pi]$ o bien $[0, 2\pi]$ y detectando los cambios de fase e integrándolos.
- Georreferenciación, consistente en el cálculo de coordenadas geodésicas para cada píxel del interferograma.

La sensibilidad de la fase interferométrica para detectar la deformación es muy alta. Cada franja equivale aproximadamente a una diferencia de distancia (deformación) de $\lambda/2$, que utiliza el satélite, en la línea de la observación del rádar *los* (ver la Figura 1.18).

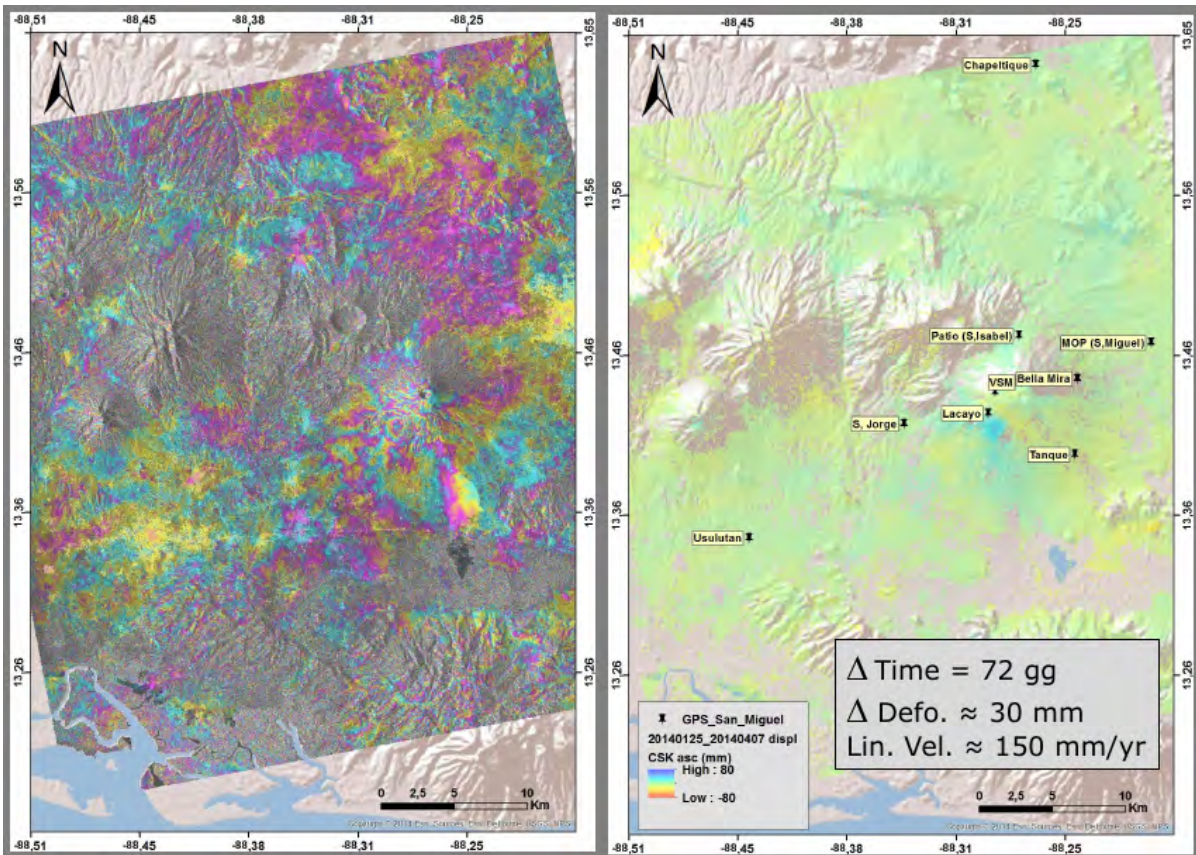


Figura 1.18: Mapa de deformaciones obtenido mediante técnicas *DInSAR*. El interferograma de la izquierda está realizado con dos imágenes *SAR* obtenidas por el satélite *COSMO-SkyMed* el 25 de enero del 2014 y el 7 de abril de 2014, y representa la deformación post-eruptiva del volcán San Miguel, en la Zona de Falla de El Salvador, que entró en erupción el 29 de diciembre anterior. El interferograma se ha obtenido sin desenrollado de fase y se pueden apreciar las franjas de cambios de color o «fringes» marcando las iso-zonas de deformación. Cada «fringe» equivale a media longitud de onda de deformación. Los «fringes» se hacen más estrechos y concéntricos en la zona de máxima deformación en el entorno del edificio del volcán. Existen zonas en las que no se han representado los «fringes» debido a la baja coherencia por la densa vegetación y sistematismos atmosféricos. Para la confección del interferograma de la derecha se han utilizado las mismas imágenes y se ha realizado un «desenrollado de fase». Se aprecia un máximo de deformación (azul) en el flanco SW del edificio del volcán con aumento de la altitud (imagen de *Bignami y otros, 2015*).

La calidad de los resultados de deformaciones del terreno obtenidos usando la técnica *DInSAR* depende de la calidad de la fase interferométrica diferencial. El parámetro que se usa para evaluar la calidad de esta fase es la denominada «coherencia interferométrica» (γ), y es buen estimador para medir la semejanza entre las dos imágenes *SAR*. La coherencia interferométrica para dos imágenes complejas g_M (imagen *master*) y g_S (imagen *slave*) *SAR* se define como (*Sarychikhina y otros, 2011*):

$$\gamma = \left| \frac{\sum g_M g_S^*}{\sqrt{\sum |g_M(x,y)|^2 \sum |g_S(x,y)|^2}} \right|, \quad (1.81)$$

donde g_S^* es el complejo conjugado de la imagen *slave*. La coherencia se encuentra definida entre los valores 0 y 1. Si la coherencia es igual a cero, significa que las imágenes están completamente decorrelacionadas y así el interferograma resultante será casi todo ruido, que no está relacionado con la deformación que se pretende determinar. Por el contrario, una coherencia cercana a la unidad se corresponde con un interferograma exento de ruido a partir del cual se puede generar un mapa de deformación de alta calidad (ver la Figura 1.18).

Las fuentes de decorrelación (o degradación de coherencia) son la decorrelación temporal y decorrelación espacial. La decorrelación temporal se debe a las variaciones de reflectividad de los puntos de la imagen que pueden ser causadas por elementos como la lluvia, el viento sobre la vegetación, crecimiento de la misma, el arado o no de los campos, etc. La degradación de correlación aumenta con la distancia que hay entre satélites en el momento de realizar las dos tomas (línea base). Recordemos que la decorrelación espacial está relacionada con la geometría de la toma, y aquí, la componente perpendicular de la línea base a la dirección de observación B_{\perp} (ver la Figura 1.17) es el parámetro que tiene mayor influencia en el grado de decorrelación espacial.

1.7.4. Procesado multitemporal

La interferometría rádar diferencial está limitada por la pérdida de esta coherencia interferométrica debido, como se ha visto, a los cambios temporales en las propiedades del terreno (decorrelación temporal), y a la existencia de líneas base perpendiculares excesivamente grandes (ver la Sección 1.7.3). A finales de los años 90, los estudios de Usai (1997), Usai y Hanssen (1997) y Hanssen y Usai (1997) identificaron que ciertos elementos de las imágenes (píxeles) en los interferogramas diferenciales se mantenían coherentes, incluso con líneas base espaciales y temporales grandes. Este hecho ha servido para mitigar los efectos de la pérdida de coherencia y ha hecho desarrollar las denominadas técnicas de interferometría diferencial avanzadas, multibaselines, multitemporales o procesados en series temporales, que combinan la información de fase de un conjunto de interferogramas diferenciales formados con un cierto número de imágenes SAR. Para reconstruir la evolución que ha tenido la deformación del terreno con el tiempo se han desarrollado diferentes técnicas que estudian la información de deformación (diferencias de fases) de estos píxeles que existen en los interferogramas diferenciales. Todas las técnicas propuestas, se diferencian principalmente en cómo se seleccionan los elementos puntuales o blancos coherentes de los interferogramas. Principalmente estos métodos se pueden resumir en dos grupos:

1. Métodos de selección de blancos por amplitud.

Estas técnicas usan la resolución máxima de los interferogramas y se denominan *Permanent* o Persistent Scatterer Interferometric Synthetic Aperature Radar (PSInSAR), y han sido definidos y utilizados por Ferretti y otros (2000) y por Hooper (2008). Los interferogramas en esta metodología se forman usando una única imagen *master* de referencia. Puesto que no se ha calculado la coherencia interferométrica, el criterio para la selección de candidatos a píxeles coherentes o PS se basa en un parámetro de estabilidad de fase que es el índice de dispersión de la amplitud de los interferogramas (D_a). Este índice está

relacionado con la desviación estándar de la fase interferométrica σ_φ en cada píxel que [Ferretti y otros \(2000\)](#) la definen como:

$$\sigma_\varphi \approx D_a = \frac{\sigma_a}{\bar{a}}, \quad (1.82)$$

donde σ_a es la desviación estándar y \bar{a} la media temporal de la amplitud de las imágenes. Este índice se calcula, para cada píxel, seleccionando aquellos píxeles que muestran un valor de σ_φ entre 0,25 y 0,4 según [Ferretti y otros \(2000\)](#). Los píxeles que muestran gran estabilidad de fase temporal (bajos valores de D_a), se correlan con aquellos puntos del terreno que poseen un comportamiento de reflexión de tipo puntual o reflectores puntuales. Solamente en áreas urbanas existe una gran densidad espacial de este tipo de reflectores. La gran ventaja de este tipo de reflectores es que la reflexión de las señales SAR en estos puntos es muy grande comparada con la de los puntos de su entorno y, a la vez, estable en el tiempo. La reflexión en estos puntos es prácticamente independiente de las condiciones de líneas de base, con lo que se pueden formar todos los interferogramas usando la imagen de referencia.

Cuando se han identificado los candidatos a PS, la información de fase se analiza en la coordenada temporal, y se diferencia con respecto a un punto en la imagen *master* que es la que se considera sin movimiento. En este análisis se debe asumir un cierto tipo de modelo de deformación, ya sea lineal, sinusoidal, etc, con el que se intenta simular la evolución del movimiento del terreno píxel a píxel.

2. Métodos de selección de blancos por coherencia espacial.

Varios autores exploraron estos métodos. Así [Mora y otros \(2003\)](#), [Usai \(2003\)](#) y [Lanari y otros \(2004\)](#) se refieren a ellos como *Small BAseline Subset (SBAS)*. Aquí se utilizan todas las posibles combinaciones interferométricas para un conjunto de imágenes SAR. En este tipo de métodos, el criterio de selección se basa en la coherencia espacial, que sirve para evaluar la estabilidad de la fase interferométrica. Los puntos que se muestran más coherentes no suelen ser reflectores puntuales como en el caso de los métodos anteriores, sino reflectores o blancos distribuidos, es decir, zonas relativamente grandes que se mantienen inalteradas. Este tipo de reflectores son más sensibles a la longitud de la componente perpendicular de la línea base (\mathbf{B}_\perp , Figura 1.17), por lo que la combinación de interferogramas se hace respetando unos criterios límite de líneas base espaciales y temporales. De esta forma, se minimiza la pérdida de coherencia espacial y los posibles efectos topográficos, además de la decorrelación temporal, lo cual puede dar como consecuencia la aparición de subconjuntos de interferogramas (*subsets*) sin imágenes comunes entre ellos. Se seleccionarán aquellos píxeles que muestren una coherencia espacial promedio alta.

Al seleccionar los PS basándose en la estabilidad de la coherencia, estos métodos son más apropiados para el estudio de regiones no urbanas, donde el tipo de mecanismo de reflexión mayoritario es el tipo difuso o distribuido: vegetación, zonas rocosas, etc.

Para intentar conjugar las ventajas de los dos métodos, se han empezado a desarrollar métodos mixtos o híbridos, con los que se intenta extraer la información de deformación de los

diferentes tipos de elementos de reflexión, ya sean [PSInSAR](#) puntuales o [SBAS](#) distribuidos ([Hooper, 2008](#)).

Marco geológico y geodinámico de las islas de Tenerife y La Palma

2.1. Introducción

La presencia de volcanismo activo en el archipiélago atlántico de las islas Canarias y la existencia de sismicidad superficial y profunda hacen que la geodinámica de esta región sea de una gran complejidad, y por tanto objeto fundamental de estudio internacional para las Ciencias de la Tierra. Las erupciones han sido geológicamente numerosas, aunque en algunas de las islas no han ocurrido recientemente. El bienestar de la población, el entorno paisajístico y la economía de la región están muy unidos a la actividad volcánica.

Por tanto, además de aspectos científicos, existen razones de protección civil e incluso económicas que inciden en el mantenimiento del seguimiento de la actividad volcánica, de realizar su vigilancia y monitorización. Dentro de sus 7.446 km² viven y desarrollan su actividad 2.114.845 habitantes según los datos del [INE \(2015\)](#) al 1 de enero de 2014. La densidad de población en las islas es de 284,02 *hab*/km², cifra mas de tres veces superior a la media española (91,9 *hab*/km²). El riesgo volcánico en la actualidad, como ha mostrado la última erupción submarina de El Hierro (2011), es mayor que en la anterior erupción del Teneguía (1971) debido al aumento considerable de la población así como del nivel económico durante estos cuarenta años en las Islas Canarias (Figura 1).

Además, la variabilidad climática da lugar a una gran diversidad biológica que, junto a la riqueza paisajística y geológica, justifica la existencia en Canarias de cuatro parques nacionales, que varias islas sean reservas de la biosfera de la UNESCO, y otras tengan zonas declaradas Patrimonio de la Humanidad. En este sentido, algunas Tecnologías de la Información Geoespacial (**TIG**) como las utilizadas en este trabajo de investigación y otras afines, tienen gran importancia en el estudio y visualización de estos espacios singulares ([Pérez Martín y otros, 2011](#); [Prada Llorente y otros, 2013](#); [Herrero y otros, 2015](#)). En definitiva, estos atractivos naturales, el buen clima y las playas hacen de las islas un importante destino turístico, ya el primero dentro de España en número de pernoctaciones ([INE, 2015](#)), siendo visitadas cada año por casi 13 millones de personas (12.991.012 en 2014), en su mayoría británicos, españoles no canarios y alemanes. Estos hechos hacen que la economía canaria esté basada fundamentalmente en el sector terciario (en un 74%), en su casi totalidad turismo, que también ha proporcionado el desarrollo de otras actividades en el archipiélago, como la construcción.

Perepérez (2014) usa el concepto de riesgo (*risk, R*) refiriéndose al número de muertos y de heridos, pérdidas materiales e interrupción de la actividad económica a causa de cierto fenómeno natural. En este sentido, aunque el riesgo volcánico en Canarias es muy moderado en términos relativos, el conocimiento del estado de la actividad volcánica es absolutamente necesario, dado el carácter de zona insular y aislada con respecto a la Península Ibérica. Este panorama se complica considerablemente si tenemos en cuenta que los puertos de Santa Cruz de Tenerife y Las Palmas de Gran Canaria son puertos con gran actividad de tránsito de mercancías entre América y África con Europa. El complejo refinero de Santa Cruz, el más antiguo de España, no sólo abastece a estos barcos sino que también abastece de carburante a todo el archipiélago.

Más allá del riesgo real que supone para las personas la actividad volcánica, está también el riesgo por todos los demás procesos que la actividad volcánica lleva aparejados consigo. Los periodos de recurrencia de los colapsos verticales o deslizamientos de laderas (*debris avalanches*) tienen periodos de recurrencia de decenas de años, más próximos en el tiempo que los volcánicos, y están también afectados por la actividad hídrica o la propia climatología de las islas y que pueden darse en cualquier escenario de edificios volcánicos inestables.

Todo ello hace que el riesgo, como tal, sea digno de consideración por las entidades administrativas encargadas de la planificación anticipada de medidas para la seguridad de la población, como por la propia comunidad científica, frente a la eventualidad de desastres naturales en general. La monitorización en general es la mejor herramienta para el conocimiento del riesgo y su evaluación, y permitiría la preparación de la tecnología de prevención del riesgo volcánico asociado.

El análisis del marco tectónico y geodinámico, así como las erupciones históricas en Canarias ponen de manifiesto la peligrosidad (*natural hazard, H*) potencial, entendida ésta como la probabilidad de que ocurra un fenómeno natural potencialmente desastroso en un lugar determinado y dentro de un período de exposición definido previamente (UNDRO, 1980). Además, el conocimiento de este marco tectónico y geodinámico y las erupciones históricas son necesarias a la hora de definir los métodos de monitorización y medida.

En este Capítulo se repasará el marco tectónico y regional de todo el archipiélago comenzando con su situación en el contexto geodinámico global y continuando con las hipótesis del origen del archipiélago desde el tipo Hawaiano, el modelo de bloques tectónicos, continuación del Atlas africano o los recientes modelos unificados.

Las diferentes etapas de evolución del archipiélago, desde la formación del edificio oceánico, pasando por la fase escudo, la fase erosiva y el rejuvenecimiento, se describen con particularización para cada isla, para completar el estudio con la revisión del estado volcanológico histórico más reciente y el estado actual, con los últimos cambios en la actividad sísmica.

Se tratan a continuación los marcos geodinámico y tectónico de la isla de Tenerife desde su fase inicial de formación como edificio oceánico y su evolución, pasando por diferentes estadios hasta la situación actual. Se describen también los procesos de generación de la caldera de Las Cañadas y el complejo Teide-Pico Viejo. Se detallan también los últimos cambios en la sismicidad próxima y su posible explicación.

Continúa este capítulo con un desarrollo, igualmente detallado, del marco geodinámico de la isla de La Palma, describiendo sus diferentes etapas de su proceso de formación con los

procesos de generación de la caldera de Taburiente y la formación de la dorsal Cumbre Vieja, posiblemente la más activa del archipiélago en la actualidad. Una vez revisado todo esto, el capítulo concluye con el análisis de las zonas de mayor peligrosidad (H) volcánica, tanto en Tenerife como en La Palma, necesarias a la hora de establecer un plan de monitorización.

2.2. Situación tectónica y geodinámica regional

El archipiélago Canario (Figura 1) está formado por siete islas principales y varios islotes de origen volcánico que forman una cadena que se extiende unos 500 km en el Atlántico este, localizado entre los paralelos 27°37' y 29°25' de latitud norte y los meridianos 13°20' y 18°10' de longitud al oeste de Greenwich, a menos de 95 km de distancia de la costa oeste africana. Su clima es subtropical, aunque varía localmente según la altitud y la vertiente norte o sur de cada isla. La lluvia y la cubierta vegetal son bajas, con la excepción de la isla de La Palma. La ausencia de agua en la superficie ha provocado la búsqueda del agua a través de túneles o galerías horizontales, llegando a realizarse en torno a 3000 km de galerías, siendo más numerosas en las islas de Tenerife, La Palma y El Hierro.

2.2.1. Origen y tectónica del archipiélago canario

Tectónicamente están situadas en la placa de Nubia cerca de su margen continental pasivo africano, sobre el que descansa la corteza oceánica jurásica (150-180 Ma) que sirve de base litosférica a las islas (Figura 2.1). Este área es una zona de calma magnética, por lo que la edad de la corteza oceánica bajo las islas no puede determinarse con exactitud. Existen otros archipiélagos también volcánicos, como Madeira, Cabo Verde, Salvajes y Azores, que entre todos ellos forman el grupo denominado Macaronesia y que comparten el mismo contexto geodinámico.

El área volcánica en el que se están encuadradas las islas se extiende por el Norte hasta los Bancos de Concepción y Dacia y por el Sur hasta los Sahara *seamounts*. Entre Canarias y África se localiza una importante cuenca cuyos sedimentos alcanzan los 10 km de espesor. Hacia el Oeste se encuentran las llanuras abisales interrumpidas por importantes edificios volcánicos submarinos en una franja que se extiende desde la región del *Haagar* en el Norte de África hasta las *White Mountains* en Norteamérica, constituyendo la zona con mayor actividad volcánica del Atlántico. (Figura 2.1)

El límite entre las placas de Nubia y Eurasia muestra, de oeste a este, una transición de deformación simple en los límites oceánicos atlánticos de la placa, caracterizado por pequeños cinturones sísmicos, que evolucionan hasta un ancho cinturón de sismicidad y deformación de compresión en todo el Atlas africano. Este patrón también caracteriza los cinturones orogénicos de tipo alpinos de la región mediterránea (Rebai y otros, 1992; Vannucci y otros, 1980). En este sentido, los movimientos de las placas han llevado a sugerir diferentes polos de rotación, algunos cerca de las Islas Canarias y Cabo Verde, que se han propuesto en la literatura recogida sobre la placa de Nubia (DeMets y otros, 1994; Calais y otros, 2003), indicando un movimiento anti-horario de baja velocidad para esta placa tectónica de Nubia (Nocquet y Calais, 2004; Serpelloni y otros, 2007). Por otro lado, Mantovani y otros (2007) han completado recientemente el

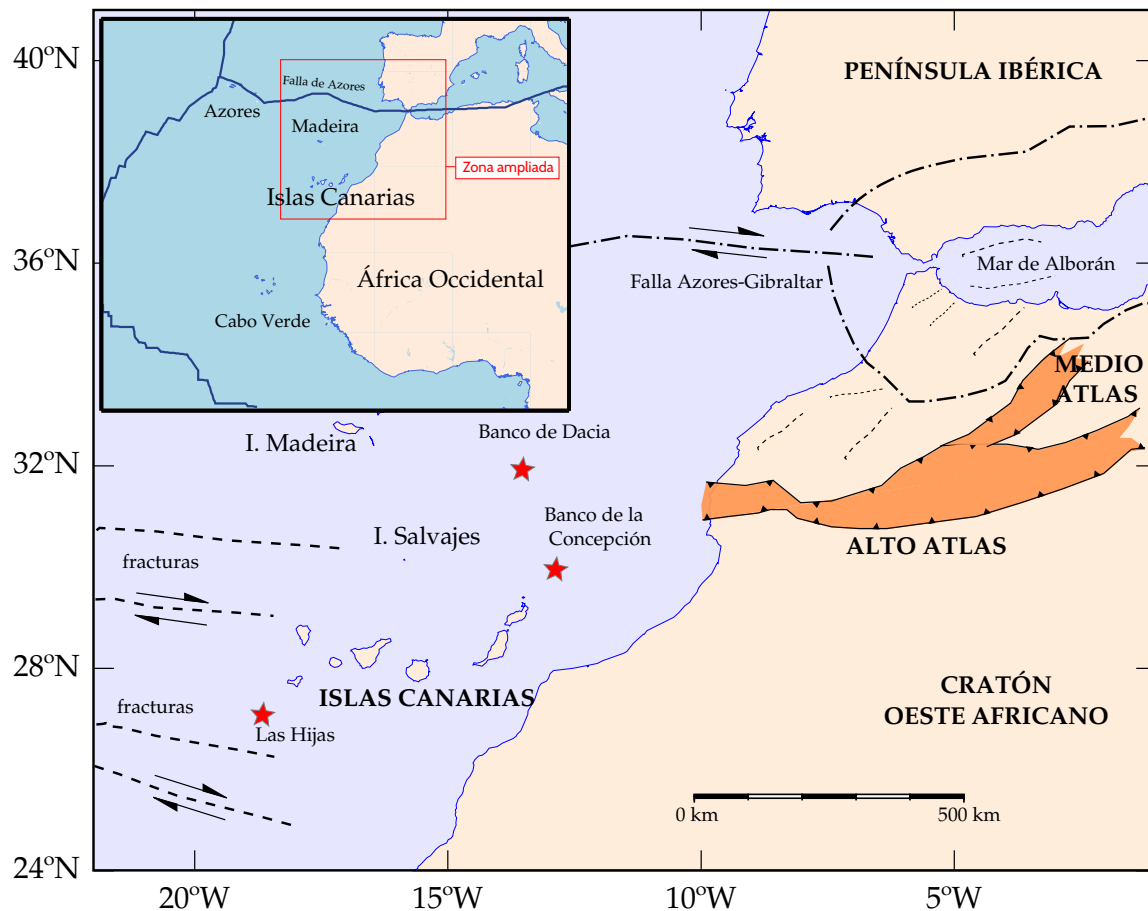


Figura 2.1: Esquema geográfico y geodinámico del margen continental noroeste del continente africano con las Islas Canarias y otros grupos de islas volcánicas que están en su margen (adaptado con información de Vegas y Banda, 1982; Mezcua y otros, 1992; Geldmacher y otros, 2001; Carracedo y otros, 2002; Cunha y otros, 2012 y Ellero y otros, 2012).

estudio de la distribución de los bordes de la placa de Nubia y su movimiento que al menos en su parte norte y oeste ha quedado definida. La parte este y sur es mucho más difusa, y los últimos estudios realizados presentan la posibilidad de separar una nueva placa hacia el este que sería la placa de *Somalia* (Stamps y otros, 2008), y presumiblemente otra hacia el sur denominada placa de *Lwandle* e incluso otra zona de transición antes de la placa índica (Horner-Johnson y otros, 2007; DeMets y otros, 2010).

Tanto el basamento de las islas como los propios edificios insulares están afectados por importantes sistemas de fracturas. Existen dos grupos principales de éstas: el primero relacionado con la apertura del Atlántico, de dirección WNW a ESE (La Palma - Tenerife - Gran Canaria), y el segundo relacionado con la tectónica del Atlas del continente africano, de dirección ENE a WSW (Tenerife - La Gomera - El Hierro) y NNE a SSW (Lanzarote - Fuerteventura) (Mezcua y otros, 1992; Araña y Ortiz, 1991).

Según Araña y Ortiz (1991) las Islas Canarias se formaron con la elevación e inclinación de estructuras independientes continentales en época jurásica, debido a una compresión generali-

zada en todo el noroeste africano que afecta a la franja localizada entre Canarias, Cabo Verde y tierra firme africana. En vez de pasar a ser unas estructuras pasivas con esa pequeña deriva de la placa de Nubia, han formado un archipiélago volcánico con una larga historia de actividad volcánica que empezó hace más de 40 millones de años (Ancochea y otros, 1990).

El volcanismo de las Islas Canarias se genera sobre una corteza de transición de tipo continental a oceánica desde las islas orientales a las occidentales, con un espesor cortical igualmente variable desde 11 km en el sector oriental (islas de Lanzarote y Fuerteventura) a 1 km en la isla de El Hierro (Banda y otros, 1981; Suriñach, 1986).

Se trata de un volcanismo intraplaca de carácter alcalino generado en una zona de grandes fracturas que desde el continente africano coalescen con fracturas atlánticas (Araña y Ortiz, 1991) favoreciendo la salida de magmas alcalinos con características de MORB¹ y provenientes de un manto con mezcla de reservorios mantélicos tipo HIMU y EM (Aparicio y otros, 2003; Day y otros, 2010).

Carracedo y otros (2002) deducen que el magmatismo de las islas empezó durante el Cretácico y el volcanismo subaéreo durante el Mioceno, a partir de datos de sísmica de refracción y anomalías magnéticas. Aportan que el conjunto de todas las islas descansa sobre una corteza oceánica cuyos límites sitúan el conjunto de Lanzarote-Fuerteventura (Figura 2.2) y la costa africana de Mauritania (Roest y otros, 1992). Establece una fuerte anomalía magnética en la corteza oceánica cerca de las islas de La Palma y El Hierro, del Jurásico medio en torno a los 56 Ma. Ésta es la zona más occidental del archipiélago. En la zona de sedimentos entre las islas más orientales y la costa africana también detecta una anomalía de tendencia más suave de unos 175 Ma. Los perfiles sísmicos muestran un cierto número de discontinuidades, interpretadas como fracturas de en la corteza. Algunas de ellas están sísmicamente activas. Por otro lado, los datos sísmicos indican que la profundidad del *Moho* se encuentra a unos 13 km por debajo de las islas.

Los estados geológicos más antiguos son difíciles de reconstruir. Así, Cantagrel y otros (1993) hablan de edades K-Ar en el magmatismo submarino de Fuerteventura y lo datan entre los 35 a 30 Ma, en contraste de otros autores como Le Bas y otros (1991), Steiner y otros (1998) y Balogh y otros (1999), que trabajando estrictamente sobre paleontología y radiometría, sugieren que la actividad magmática submarina de Fuerteventura empezó en el senoniense o en una época entre 80 a 70 Ma. Esta parte parece ser la más antigua en oposición con la edad del magmatismo submarino de La Palma, en la zona más occidental del archipiélago, que se debió formar hace solo 4 ó 3 Ma (Staudigel y otros, 1986).

En volcanismo subaéreo de Fuerteventura se inició hace unos 20,6 Ma, y presentan las series volcánicas más antiguas de todas las islas. Se corresponden con un periodo en el Mioceno inferior (Ancochea y otros, 1993). En El Hierro, la isla más joven, las series volcánicas datan de hace 1,12 Ma (Carracedo y otros, 2001). Todas las islas excepto La Gomera han estado activas en el último millón de años, y cuatro de ellas han registrado erupciones en los últimos cinco siglos. Al menos una docena de erupciones han ocurrido en las islas de Lanzarote, Tenerife y La Palma entre los años 1500 y 1971, donde la última erupción tuvo lugar en el volcán Teneguía

¹Para la nomenclatura de acrónimos geológicos y geoquímicos hemos preferido seguir la notación anglosajona. Cada acrónimo geológico y geoquímico también ha sido adecuadamente introducido en la Sección de Acrónimos de esta memoria

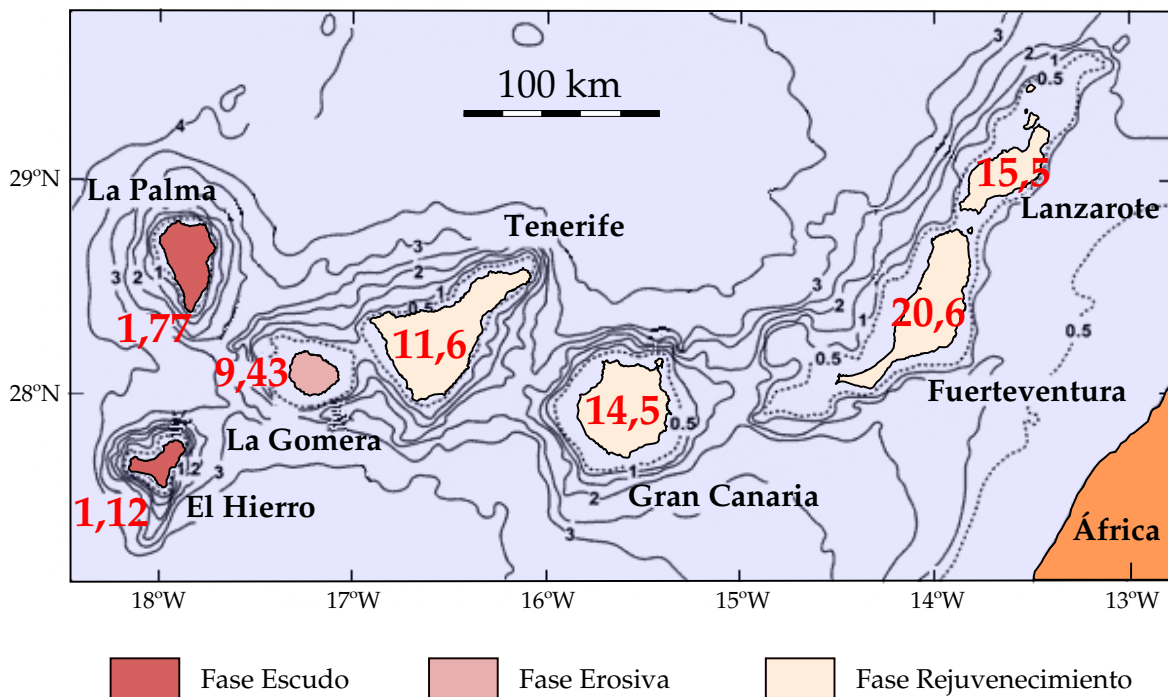


Figura 2.2: Esquema de las Islas Canarias con su posición con respecto a la costa africana, su fase volcánica actual y referencia (en rojo) a la edad de su volcanismo subaéreo en millones de años (adaptado con información de [Geldmacher y otros, 2001](#), de [Carracedo y otros, 2002](#) y de [Day y otros, 2010](#)).

en la isla de La Palma ([Araña y Fuster, 1974](#); [Hernández-Pacheco y Vals, 1982](#)), localizado en la Figura 2.9. Por otro lado en las islas de Fuerteventura, Gomera y la Palma y por debajo de la Serie Antigua afloran complejos basales constituidos por rocas plutónicas asociadas a rocas volcánicas y sedimentos que, en el caso de Fuerteventura, han sido datados con edades cretácicas ([Robertson y Bernoulli, 1982](#)).

El origen del magmatismo en las islas Canarias y sus complicadas relaciones espacio temporales ha sido objeto de debate durante mucho tiempo. El origen del volcanismo oceánico intraplaca se suele atribuir a plumas mantélicas (*mantle plumes*). Pero el largo periodo de actividad eruptiva en el archipiélago (> 20,6 Ma), sus características morfológicas y estructurales, la firma sísmica y la evolución geotérmica presentan problemas al anterior modelo ([Hoernle y Schmincke, 1993](#); [Carracedo y otros, 1998](#); [Canas y otros, 1998](#)).

Varias hipótesis han sido propuestas para explicar cómo esos magmas pueden haber llegado a la superficie:

- Teniendo como origen un punto caliente o *hotspot* tipo Hawaiano y una pluma mantélica (*mantle plume*), según [Carracedo y otros \(1998\)](#); [Dañobeitia y Canales \(2000\)](#). Una fuente magmática que procede del manto (*mantle plume*) aflora a través de la corteza y va formando cada estructura. A medida que la corteza sigue su deriva en su lento movimiento, nuevas estructuras siguen apareciendo de la fuente magmática. Las objeciones a este modelo residen en la información que ha proporcionado la sísmica; la litosfera bajo las islas

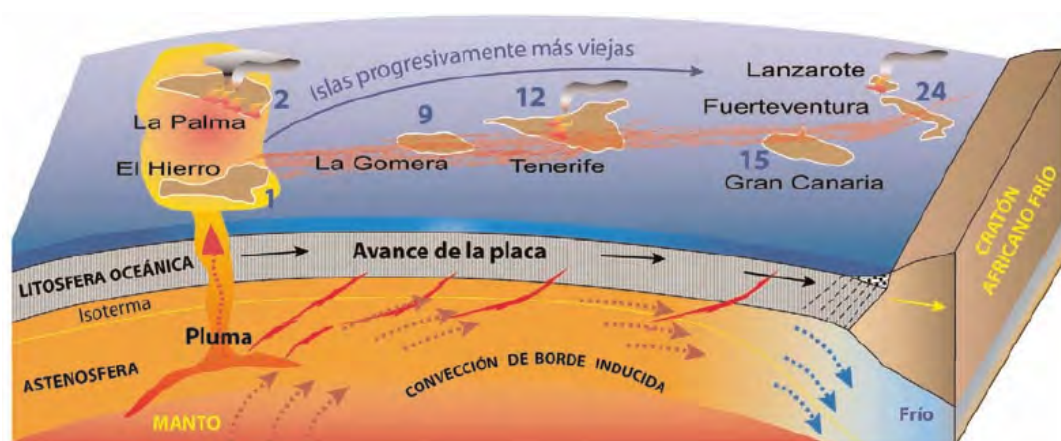


Figura 2.3: Esquema de punto caliente o hotspots y fuente magmática o mantle plume como proceso generador de las Islas Canarias. La fuente magmática aflora y forma las estructuras y el lento movimiento de la capa cortical se encarga de desplazarlas por el Atlántico hacia la costa africana (de Carracedo y otros, 2007a).

Canarias no tiene tanta temperatura. A esto se une que la progresión de las islas lleva dirección este, mientras que la placa lleva dirección noreste. Las series más antiguas de las islas más antiguas indican que ha habido cortes en el tiempo de este proceso del orden de varios millones de años. Tampoco hay excesivos montañas submarinas o abultamientos batimétricos de estructuras que no hubiesen llegado a emerger y no hay subsidencia en las islas occidentales.

- Usando un modelo de bloques tectónicos emergentes (Araña y Ortiz, 1986). Los esfuerzos de compresión tectónica fuerzan un adelgazamiento de la corteza oceánica, y este proceso puede ser la causa principal del magmatismo y la posterior elevación de bloques formando las islas. La relajación ocasional del esfuerzo tectónico permitiría las erupciones de magma. Pero este modelo no propone un proceso convincente para la génesis del magma ni para la distribución espacial y temporal tan peculiar del volcanismo canario.
- A través de una ruptura que se propaga desde el Atlas africano (Anguita y Hernán, 1975). En tiempos del Cenozoico hubo en este área una estructura activa como extensión regional del Atlas (Fuster, 1975). La objeción principal es que la litosfera oceánica del entorno canario y sus alrededores es jurásica. Además, las fallas, las rupturas y la geometría de las dorsales que presenta cada una de las islas es diferente y las islas están separadas por fosas profundas donde desaparece la litosfera cenozoica. Esta teoría ha venido a reforzarse últimamente con los estudios de Zhang y otros (2014), que datan la desecación y contracción del mar de Tethys -antecesor de los modernos mares Mediterráneo, Negro y Caspio- durante el Mioceno final y la consiguiente elevación del Sahara y el Atlas, en el entorno de los 11 Ma, que es conforme con la aparición del volcanismo subaéreo en Canarias (Figura 2.2), salvo la comentada excepción de la Isla de Fuerteventura.
- Mediante un modelo unificado (Anguita y Hernán, 2000). Recientemente se ha sugerido que el origen del magma es debido a una anomalía en el manto. Fases de tensión en la

litosfera generan fracturas que sirven como conductos de liberación de magma, y posteriores fases compresivas producen la elevación de las islas como conjuntos de estructuras en flor. Este modelo explica las relaciones magmáticas y tectónicas desde el Cretácico hasta el Mioceno. Pero permanecen sin resolver varias cuestiones en la geología canaria y la del Atlas africano desde el Mioceno hasta la época actual.

2.2.2. Evolución del archipiélago

El conjunto de datos y estudios geológicos de los últimos años hacen llegar a la conclusión de que las islas Canarias, como en el Archipiélago Hawaiano, presentan inicialmente unos estados submarinos, seguidos de una etapa de formación de un escudo, un estado de desmantelamiento, un estado de erosión y finalmente un estado de rejuvenecimiento (Walker, 1997). Según Carracedo y otros (1999), estos estados en las Islas Canarias son:

1. Aparición de una montaña submarina y emergencia a la superficie, conteniendo sedimentos submarinos, rocas volcánicas (principalmente basaltos alcalinos, *pillow*-basaltos y hialoclastitas), enjambres de diques e intrusiones plutónicas máficas (Mg+Fe) y ultramáficas que forman el núcleo de las islas. En esta etapa estaría la proto-isla de Las Hijas, una montaña submarina a unos 70 km al SE de El Hierro, probablemente destinada a ser la próxima isla canaria (Rihm y otros, 1998) si no prospera algún otro tipo de erupción como la reciente erupción submarina de 2011.
2. Formación del edificio-escudo, caracterizado por flujos de lava traquibasálticos y basaltos alcalinos subaéreos, que van acumulándose formando un edificio en forma de concha o escudo que va adquiriendo cada vez más esfuerzos por los materiales que soporta. Las estructuras asociadas a estos edificios son lo que se han dado en llamar Series Basálticas Antiguas y su formación es muy rápida, al igual que la propia fase. En este estado se encontrarían las islas de La Palma y El Hierro (Figura 2.2).
3. Desmantelamiento y erosión, conteniendo rocas con composiciones de tipo traquíticas y fonolíticas. La actividad eruptiva en las fases juveniles de los volcanes es particularmente intensa, de tal forma que las islas crecen muy rápidamente, superando con frecuencia el límite de estabilidad del edificio insular o de parte de él. En consecuencia, las zonas inestables se desploman, gracias a lo cual se recupera el equilibrio y el edificio volcánico puede seguir su desarrollo. En esta fase afloran los citados complejos basales y también se manifiesta la existencia de lavas submarinas a distinta altura en varias islas (*p.e.* a más de 1000 m en La Palma). También en esta fase se encuentra la isla de La Gomera. Las islas de La Palma y El Hierro ya han empezado a registrar fases de desmantelamiento desde el último medio millón de años. Aunque anteriormente también aparecen, en esta fase se manifiestan las avalanchas de materiales (*debris avalanches*) colapsos catastróficos que provocan una caída de un gran campo de bloques rocosos que se dispersa por un área extensa. Son deslizamientos relativamente superficiales que arrancan espesores de unas cuantas centenas de metros hasta algo más del kilómetro.
4. Estado de rejuvenecimiento, conteniendo nefelinitas, basanitas y los flujos de lava basálticos. Aquí, los primeros edificios se han erosionado fuertemente o han colapsado en

calderas, perdiendo su volumen y altura original. Aparece nueva actividad magmática en pequeños cráteres formando nuevos campos de lava que se alinean con las fracturas del terreno. Se desarrolla también sedimentación de tipo cuaternario en el litoral que van formando depósitos marinos (Carracedo y otros, 2002). En esta fase se encontrarían las islas de Tenerife, Gran Canaria, Lanzarote y Fuerteventura. En este volcanismo post-erosivo o de rejuvenecimiento, las erupciones se alinean sobre ejes volcanotectónicos, formando cordilleras «dorsales» que en islas como Tenerife y El Hierro llevan direcciones NW-SE y NE-SE, mientras que en La Palma es N-S. En el caso de la El Hierro, estas dorsales condicionan la estructura insular.

Los sucesivos estados se separan unos de otros por intervalos de tiempo de varios millones de años y puede haber intervalos sin actividad en alguno de ellos. Con toda esta actividad, el paisaje canario se queda caracterizado por los colapsos de estructuras de la tercera fase, los desmantelamientos verticales, calderas, que son lo que generan en las islas la mayoría de las depresiones del terreno.

A diferencia de lo prolongado de la actividad volcánica directa, los colapsos verticales y los deslizamientos son procesos catastróficos que ocurren casi de forma instantánea. En Canarias se han documentado al menos una decena de estos deslizamientos, el último en El Hierro ocurrido entre 0,12 y 0,02 Ma. Aparte de los pequeños deslizamientos de carácter local, se han generado por colapso vertical los valles de La Tejeda en Gran Canaria, Las Cañadas en Tenerife o Taburiente en La Palma; por avalanchas gravitacionales o grandes deslizamientos (Figura 2.4) los valles de de Güímar, La Orotava y Garachico en Tenerife, El Golfo, El Julán y Las Playas en El Hierro (Masson y otros, 2002); en contraposición con grandes cordilleras volcánicas o dorsales, como Cumbre Vieja en La Palma (Carracedo y otros, 2009).

2.2.3. Estado actual

Las erupciones basálticas monogenéticas son relativamente tranquilas, exceptuando las que surgen en la línea de costa, donde es frecuente que la explosividad aumente al interaccionar agua y magma (erupciones hidromagmáticas), formándose conos achatados con cráteres de gran diámetro. Las erupciones Félsicas son responsables de los extensos y potentes depósitos de pómez en el sur de Tenerife, cuya última erupción de este tipo fue la de Montaña Blanca, en la base del Teide, hace 2000 años.

Es característico del volcanismo canario la formación de estratovolcanes centrales en las islas. A este tipo se corresponden Roque Nublo en Gran Canaria y Teide en Tenerife. Son estructuras volcánicas espectaculares y con un magnífico grado de conservación. El volumen y distribución de los conos volcánicos han proporcionado interesante información sobre la evolución del archipiélago.

Las calderas de colapso también son características de las islas, de hecho han dado nombre internacionalmente a esta estructura geológica. Destacan las calderas de Taburiente en La Palma, Las Cañadas en Tenerife con unas dimensiones aproximadas de 16 × 9 km. Existen túneles lávicos formados por solidificación de la estructura que rodea a un flujo de lava, que finalmente discurre y vacía la estructura dejando el túnel. Los ejemplos más espectaculares son la Cueva de Los Verdes en Lanzarote, de unos 7 km, y la Cueva de Don Justo en El Hierro, de unos 6,3

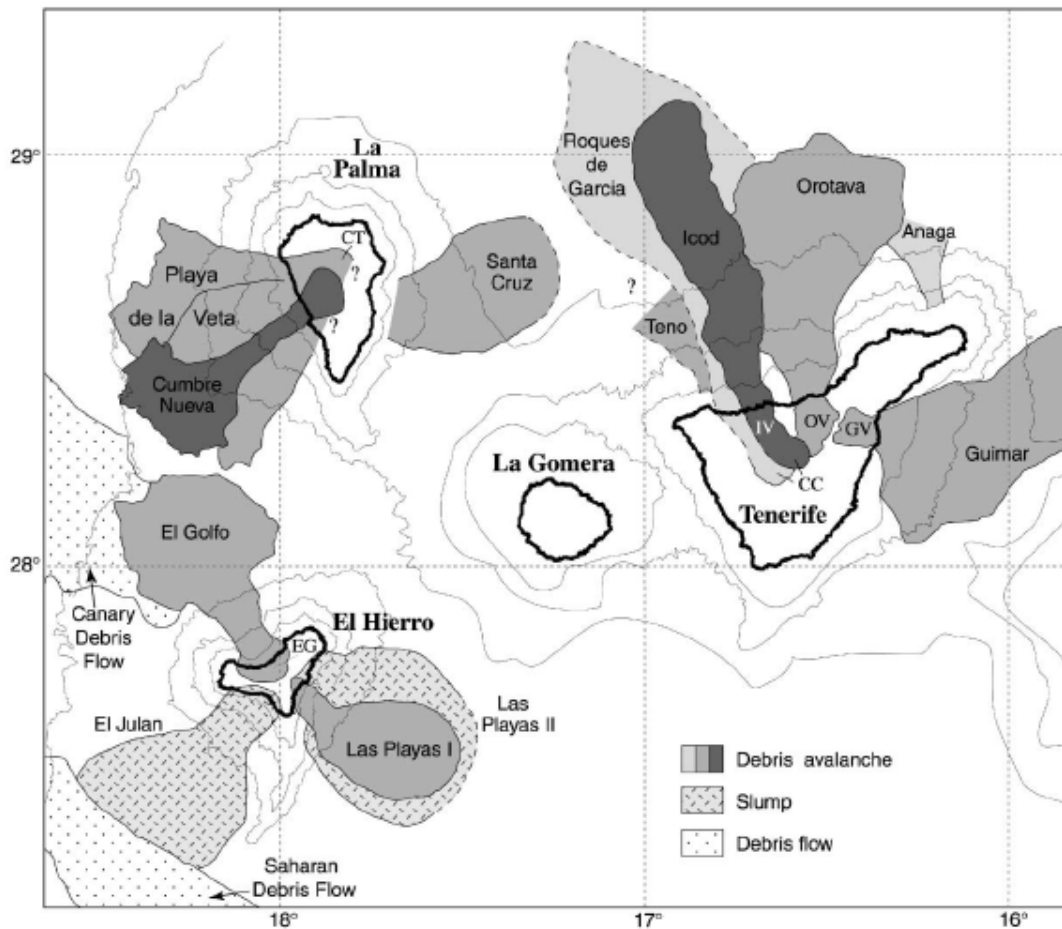


Figura 2.4: Resumen de las avalanchas en las islas occidentales canarias. Las degradaciones de grises sirven para distinguir los depósitos unos de otros (de [Masson y otros, 2002](#)).

km. En el Hierro, La Palma y Tenerife algunos de ellos se utilizan para la extracción de agua del subsuelo ([Carracedo y otros, 2002](#)). Otros edificios y estructuras típicas del volcanismo canarios son los domos, pitones, conos de cinder, mares, hornitos, redes filonianas, campos lávicos de malpaíses, superficies cordadas, lavas submarinas, etc. . . . Los magmas básicos alcalinos típicos del volcanismo se generan en el manto superior a unos 70 km de profundidad. Aunque estos magmas alcanzan rápidamente la superficie, experimentan modificaciones durante su ascenso dando origen a una completa serie de términos: basanitas, basaltos y tefritas ([Ancochea y otros, 1990](#)).

Al ciclo magmático reciente pertenecen las comentadas erupciones subaéreas históricas (1500-1971) del archipiélago ([Romero, 2000](#)), que son las únicas de las que se tiene constancia documental que comienza con la ocupación de las islas por la corona de Castilla entre 1402 y 1496. Estas erupciones subaéreas han tenido lugar en las islas de Lanzarote, Tenerife y La Palma, aunque también en El Hierro, Gran Canaria y Fuerteventura ([Siebert y otros, 2011](#)) existieron erupciones prehistóricas, por lo que todo el archipiélago, excepto la isla de La Gomera, puede considerarse activo (Tabla 2.1).

Fecha de inicio	Fecha finalización	Lugar
1341		Pico del Teide, Tenerife
1396		Pico del Teide, Tenerife
1430		Valle de la Orotava, Tenerife
1435		Tacande. Montaña Quemada - Cumbre Vieja, La Palma
1444		Pico del Teide, Tenerife
24-08-1492		Flanco NW Teide Pico Viejo, Tenerife
19-05-1585	10-08-1585	Tajuya - Cumbre Vieja, La Palma
02-10-1646	21-12-1646	San Martín. Tigalete - Cumbre Vieja, La Palma
17-11-1677	21-01-1678	San Antonio. Fuencaliente - Cumbre Vieja, La Palma
31-12-1704	27-03-1705	Siete Fuentes, Fasnía y Arafo. Güímar Dorsal NE, Tenerife
05-05-1706	13-06-1706	Garachico Dorsal Santiago, Tenerife
09-10-1712	03-12-1712	El Charco - Cumbre Vieja, La Palma
01-09-1730	16-04-1736	Timanfaya Montañas del Fuego, Lanzarote
09-06-1798	14-09-1798	Chahorra - Pico Viejo, Tenerife
31-07-1824	24-10-1824	Tao, Nuevo del Fuego y Tinguatón, Lanzarote
18-11-1909	27-11-1909	Chinyero - Dorsal Santiago, Tenerife
24-06-1949	30-07-1949	San Juan, Hoyo Negro - Cumbre Vieja, La Palma
26-10-1971	18-11-1971	Teneguía - Cumbre Vieja, La Palma

Tabla 2.1: Erupciones subaéreas históricas de las Islas Canarias según *Siebert y otros (2011)*.

Actualmente, las únicas manifestaciones superficiales de procesos magmáticos son las anomalías térmicas asociadas a los volcanes de Timanfaya (Lanzarote), Teneguía (La Palma) y Teide (Tenerife), siendo éste último el único con un campo fumaroliano estable, aunque débil. Recientemente se han registrado cambios en la sismicidad habitual de las islas que se asocian a movimientos de magma bajo la capa cortical.

Estas manifestaciones de tremores sísmicos se produjeron en Tenerife en el año 2004, y son objeto de estudio más adelante en el marco de esta tesis. En julio de 2011 comenzó un aumento de la sismicidad en la zona de El Golfo en la isla de El Hierro, llegándose a registrar más de 700 microsismos entre los días 17 y 23 del citado mes, cuando lo habitual era registrar un par de ellos cada mes a lo sumo. El **IGN** registró un aumento paulatino de la actividad sísmica, localizada entre 9 y 15 km de profundidad, en una zona al norte de la isla que finalmente migra hacia el sur, al este de la zona de El Julán (ver la Figura 2.5). El día 9 de octubre se empiezan a registrar microsismos en profundidades entre 1 y 5 km que se asocian a tremor volcánico (**IGN, 2011a**). Finalmente el día 10 de octubre a las 6:20 horas, los sismógrafos del **IGN** comenzaron a dar una señal anómala. Desde julio se habían registrado más de 9.977 seísmos y ese día los responsables de vulcanología del **IGN**, confirmaron a las 22:30 que se había producido una erupción submarina confirmando la salida de material magmático, localizado a cinco kilómetros al sur de la isla y a 900 metros de profundidad, en una fractura de orientación norte-sur prolongación submarina de la dorsal sur de la isla, y que progresó hacia el norte hasta una posición a unos 2 km de La Restinga y a unos 300 metros de profundidad (**IGN, 2011b**). Posteriormente el

Instituto Español de Oceanografía (IEO) localizó el edificio volcánico en formación en la posición $17^{\circ}59,58'$ al oeste de Greenwich y $27^{\circ}37,18'$ de latitud norte (IEO, 2012), gracias a estudios batimétricos.

Además del tremor, se detectó la liberación de fluidos y gases de tipo volcánico además de la significativa mancha en la superficie del mar y la aparición de peces muertos en la costa (IEO, 2012). Con posterioridad a esa fecha se sucedieron distintos episodios que incluso provocaron la aparición de bombas y escorias volcánicas de hasta unos 30 cm de tamaño relacionadas con magmas basálticos. Este tipo de materiales despedidos, en días posteriores se correspondió con escorias de tamaño lapilli de componentes máficos y félsicos, que alcanzaron un gran tamaño, algunos ejemplares hasta un metro (IGN, 2011b).

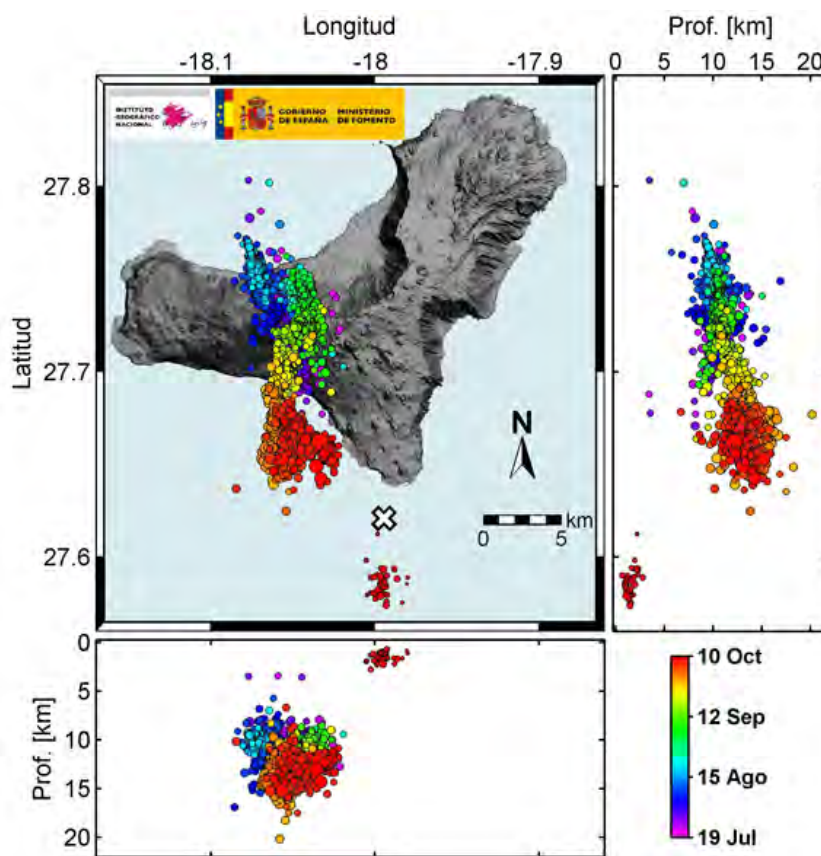


Figura 2.5: Relocalización de los terremotos que precedieron a la erupción de El Hierro de 2011, con representación de los 3.500 eventos con magnitud superior o igual a 1,5 que se han podido relocalizar con una incertidumbre menor de 400 metros. La gama de colores utilizada depende de la fecha del evento. La cruz señala el lugar de la erupción submarina final. (Modificado de Domínguez Cerdeña y otros, 2014).

El IEO, desde los primeros días de la erupción, despacha en la zona el en aquel momento recién botado buque oceanográfico «Ramón Margalef», que entre otras tareas y estudios, ha venido realizando batimetrías para conocer el avance de la erupción en el lecho marino. En la batimetría realizada entre el 7 y 8 de febrero, el IEO confirma que la profundidad a la que se encuentra la cima del cono principal de la erupción submarina se estima en 120 metros. Asi-

mismo, comprueba en la batimetría la aparición de un cono secundario adosado a la ladera del cono principal que tiene una cota de 75 metros y cuya cima se encuentra a 200 metros de la superficie (Gobierno de Canarias, 2012). En anteriores batimetrías, este cono secundario ya había aparecido y había sido posteriormente sepultado por los materiales del cono principal (Arrese y otros, 2011), incluso se había detectado el desplome de parte del escarpe del cañón marino donde ha aparecido la erupción. En la Figura 2.6 se muestran dos batimetrías al principio de la erupción y una vez finalizadas donde se aprecia el nuevo cono volcánico formado y la magnitud de los materiales arrojados.

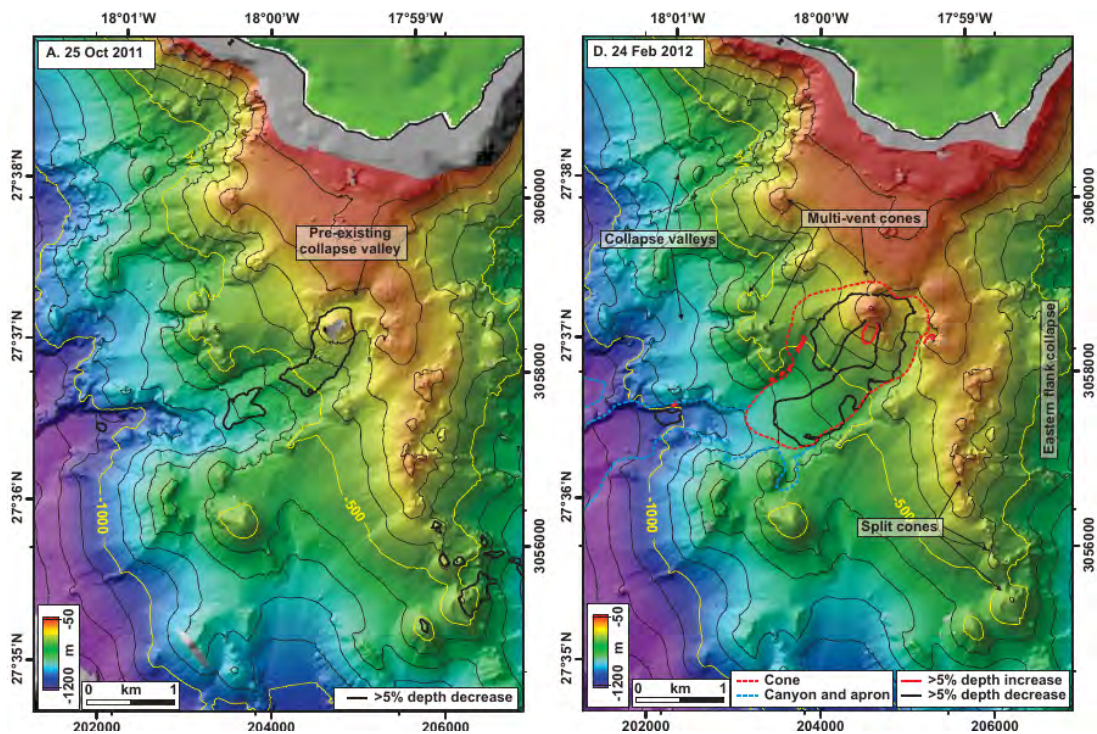


Figura 2.6: Batimetrías del Instituto Español de Oceanografía del 25 de octubre de 2011 y 24 de febrero de 2012. Se aprecia el edificio volcánico formado por los dos conos existentes en esa fecha final sobre el cañón submarino al sur de la isla. La línea roja de trazos representa la zona cubierta por los depósitos de materiales aflorados y el cono de deyección de los mismos. Imágenes de IEO (2012) y de Rivera y otros (2013).

Según los trabajos realizados se deduce además que la emisión de material varía alrededor de la cima principal y que esa zona, es el único lugar de toda el área prospectada en las diferentes campañas en la que se ha detectado actividad volcánica submarina (IEO, 2012).

Durante la erupción se provocó una alteración físico-química de las aguas circundantes, mediante su calentamiento, su acidificación y su desoxigenación. Estos tres procesos son también consecuencias del cambio climático global, si bien este último es provocado por la emisión de dióxido de carbono en la atmósfera de forma antrópica. Los organismos marinos han ido paulatinamente respondiendo a estas alteraciones de su ecosistema con variaciones en su distribución y su grado de supervivencia, en la disminución de las tasas de calcificación y en la alteración de la migración diurna y en profundidad de algunas comunidades pelágicas (Burrows

y otros, 2011). El área afectada por la erupción de 2011 muestra respuestas en el ecosistema local que pueden ocurrir de forma global. Debido a esta similitud, algunos autores (Fraile-Nuez y otros, 2012) ya ven esta zona de El Hierro como un laboratorio natural único donde los indicadores principales del cambio climático están actuando de forma simultánea, y afirman que los resultados que se obtendrán de esta erupción volcánica ayudarán a mejorar la forma de entender cómo el futuro cambio climático puede impactar el ecosistema marino.

El Comité Científico encargado de la evolución del fenómeno eruptivo dio por concluido dicho evento el 5 de marzo de 2012 (El País Sociedad, 2012). Posteriormente se han sucedido unas siete reactivaciones (Carracedo y otros, 2015), las más recientes entre los días 22 y 27 de diciembre de 2013 y entre los días 14 y 18 de marzo de 2014 (IGN, 2015). En todos los casos se registró un aumento de la actividad sísmica a la par que se detectaron deformaciones en la superficie terrestre.

La anomalía en la sismicidad del 2004 en Tenerife ha sido muy tratada y no pasó más allá de una simple anomalía. Sobre la erupción submarina de El Hierro también se ha escrito una gran diversidad de estudios científicos en estos últimos años (Fraile-Nuez y otros, 2012; Carracedo y otros, 2012; Pérez-Torrado y otros, 2012; López y otros, 2012; Rivera y otros, 2013; Domínguez Cerdeña y otros, 2014; Becerril y otros, 2014; Carracedo y otros, 2015). Uno de los estudios geodésicos más significativos es el de González y otros (2013) por ser el primero en utilizar técnicas InSAR. Los autores deducen que el cambio en la actividad sísmica se produce por una migración de magma, que a su vez provoca el llenado de una cámara magmática a una profundidad de $9,5 \text{ km} \pm 4 \text{ km}$. A partir de aquí, el magma se movió hacia arriba a través de dos regímenes de estrés sucesivos; primero a una capa superior de profundidad, y luego a una poco profunda en la zona de El Golfo. Estas observaciones son consistentes con la existencia de un cuerpo de alta densidad a una profundidad entre 6 y 10 km debajo del centro de la isla, ya identificado en otros estudios (Montesinos y otros, 2006), y que probablemente forzó al magma para tomar una ruta alternativa de menor resistencia. El 8 de octubre se produjo el mayor terremoto previo a la erupción de $M = 4,3$ a 12 km de profundidad. Coincidió con el ascenso de la actividad sísmica por debajo de la zona de la grieta. Este evento sísmico probablemente forzó la ruptura final de la corteza por la presión del magma, lo que habría ocurrido a través de la apertura de una fractura hidráulica que luego se propagó rápidamente hacia la superficie a una velocidad de unos 500 m/h (López y otros, 2012).

2.3. Marco tectónico y geodinámico de la isla de Tenerife

La Isla de Tenerife es la más extensa de todo el Archipiélago Canario, con una superficie de unos 2034 km^2 , siendo además, es la más poblada del archipiélago, con 889.936 habitantes en 2014 (El Diario, 2014). Su densidad de 445 hab/km^2 hace de ella la isla más poblada de España. También es el tercer complejo volcánico más alto del mundo que se eleva cerca de 7.500 metros sobre el suelo marino. Como se ha comentado en la Sección 2.2.1, la actividad volcánica subaérea de la isla comenzó en el Mioceno, hace unos 11,6 Ma, con una compleja evolución geológica que ha dejado dos estructuras principales: un complejo volcánico de escudo (*Shield Volcanic Complex, SVC*), y un edificio central volcánico (*Central Volcanic Complex, CVC*) según Gottsmann y otros (2008).

Las formaciones volcánicas más antiguas corresponden a los macizos basálticos de las series antiguas que pertenecían a los antiguos volcanes de la fase escudo (SVC). Estos macizos son los de Anaga, Teno y Roque del Conde, localizados en las esquinas este, oeste y sur de la isla respectivamente (Figura 2.7) y que han sido datados en 8, 7 y 11,6 Ma (Ancochea y otros, 1990) y son potentes apilamientos de coladas, atravesados por numerosos diques. El SVC está en su mayor parte sumergido y forma el 90 % del volumen de la isla. Recientes estudios gravimétricos (Gottsmann y otros, 2008) sugieren la existencia de otro volcán central de la fase escudo, que pudiera ser esencial en la evolución volcánica del edificio central de la isla.

Después de esta fase de escudo, desde hace algo más de 10 Ma, se desarrollan dos estilos eruptivos diferentes, que continúan presentes en la actualidad. Por una parte, erupciones efusivas, especialmente localizadas los denominados ejes volcánicos de la isla, que hoy configuran las dorsales (*rifts*) en dirección NE-SW, denominada simplemente «Dorsal» y en dirección NW-SE, denominada «Dorsal de Santiago»; y por otra, erupciones explosivas asociadas al edificio central (Araña, 2000). Existen otros centros eruptivos que no pueden ser incluidos en los dos grupos anteriores, y existen numerosos conos basálticos en la zona sur de la isla, donde en un amplio área se dispersan numerosos volcanes, que algunos autores denominan «Dorsal Sur» (Carracedo y otros, 2007b). También aparece volcanismo en las zonas que rodean a las dorsales y al edificio central, así como un foco sálico en el sur de la isla.

Los ejes de las dos dorsales prácticamente unen los macizos de Teno y Anaga con la parte central de la isla. Según Ancochea y otros (1990), el periodo de máxima actividad en las dorsales tuvo lugar hace unos 0,8 Ma, aunque las crestas actuales de estas dorsales están formadas por conos mucho más jóvenes, los más recientes tienen menos de 0,17 Ma (Ancochea y otros, 1995). Los centros eruptivos de las erupciones históricas de 1704, 1706, 1798 y 1909 (Tabla 2.1) se sitúan en estos dos ejes. Se trata de un volcanismo basáltico que emite cortos flujos de lava (Romero, 2000).

Hace unos 3 Ma, un edificio fonolítico empezó a emerger formando el estratovolcán de las Cañadas, caracterizado por erupciones explosivas y posteriores episodios de colapsos en caldera (Cantagrel y otros, 1999). Después de la formación de la caldera por colapso de materiales sobre una cámara magmática vacía, un deslizamiento lateral de materiales configuró la actual morfología de la ladera norte de Las Cañadas y el Valle de Icod (Ablay y Martí, 2000). La construcción de este edificio central (CVC) ha tenido lugar durante varios ciclos magmáticos, separados por largos periodos de inactividad. Cada ciclo constructivo-destructivo está compuesto de una secuencia de eventos similar (Martí y otros, 1995): ascenso continuo de magmas basálticos desde el manto, formación de una cámara magmática, destrucción del edificio por colapso y formación de la caldera, erupción de magmas en la parte central, formación de una nueva cámara diferente y migración de la actividad a otro sector. Martí y Gudmundsson (2000) identificaron tres ciclos de formación y colapso entre 1,57 y 0,179 Ma. Según Martí, la duración de cada ciclo varía entre 300 y 100 Ka, separados por periodos de calma entre 120 y 250 Ka.

La ausencia de un muro de caldera visible en el lado norte ha permitido que algunos autores indiquen su origen por deslizamiento lateral (Cantagrel y otros, 1999; Ancochea y otros, 1999). Otros, sin embargo, ven claras evidencias de un colapso vertical como origen de la caldera basándose en la abundancia y la naturaleza de los depósitos piroclásticos que son consistentes con un origen explosivo (Martí y Gudmundsson, 2000; Brown y Branney, 2004).

Hace unos 150 Ka, un nuevo estratovolcán comenzó a emerger en la parte norte de la caldera de Las Cañadas que se había formado. Es la fase más reciente del volcanismo central en Tenerife y quedó un doble estratovolcán que es el actual complejo volcánico Teide-Pico Viejo dentro de la depresión elíptica de 17 km de largo que representa la caldera. Esta última también incluye algunos domos con actividad explosiva. Se mantienen las fumarolas en el cráter de la cumbre del Teide (Almendros y otros, 2000).

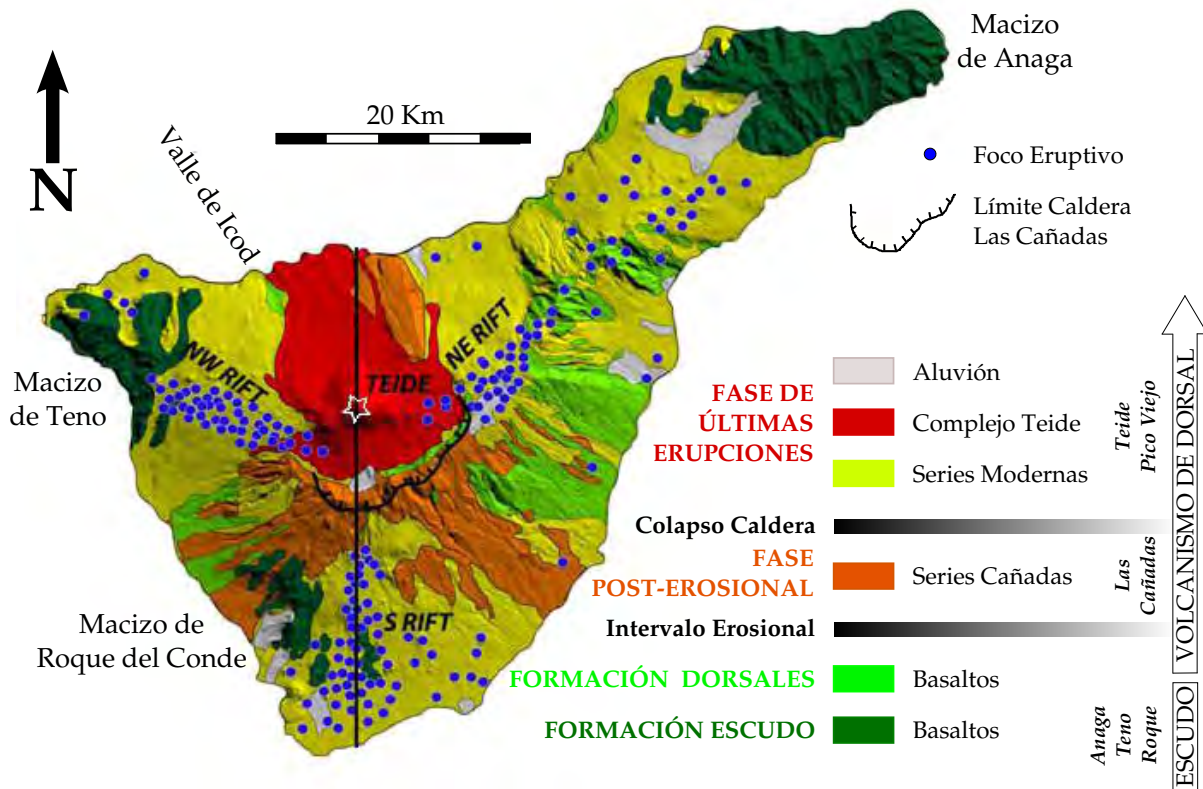


Figura 2.7: Esquema geológico y estructural simplificado de la Isla de Tenerife (modificado de Fernández y otros, 2009). La extensión de la isla es de unos 2.034 km² y alcanza altitudes de 3.800 metros. A la derecha se incluye una columna volcano-estratigráfica simplificada que ilustra la evolución volcánica de la isla. Incorpora la localización de las estructuras superficiales más importantes, macizos y viejos volcanes de la fase escudo, la caldera de Las Cañadas, las dorsales volcánicas y el volcán Teide-Pico Viejo.

El corazón de la isla está formado por un prominente núcleo que es responsable del aumento de la gravedad, y anomalías magnéticas y sísmicas (Ablay y Martí, 2000; Araña y otros, 2000). Se piensa que este núcleo es un complejo ultramáfico (Mg+Fe), formado durante la construcción del SVC. En respuesta a la carga que representa la isla de Tenerife y las vecinas islas de La Gomera y Gran Canaria, la litosfera debajo de Tenerife se ha deformado hundiéndose unos 3.500 m (Watts y otros, 1997; Collier y Watts, 2001), haciendo que todo el bloque volcánico de la isla tenga unos 10.500 m de desarrollo sobre la corteza oceánica.

La erupción volcánica más reciente en Tenerife tuvo lugar en el volcán Chinyero en 1909 (Tabla 2.1). Se localizó en la dorsal NW de Santiago y estuvo activo durante 10 días produciendo

emisiones de lava que causaron algunos daños. La actividad de estas erupciones históricas se caracteriza por la emisión limitada de flujos de lava, dependiendo de la pendiente y que en ocasiones llega a alcanzar rápidamente la costa (Solana, 1995).

Generalizando podemos decir que las erupciones históricas en la isla son de naturaleza similar, de tipo estromboliano que generan estructuras de no más de 300 m de altura sobre el terreno que emerge. El volumen de material que emiten es relativamente pequeño, con emisiones de lava que se mantienen durante periodos que oscilan entre algunos días y tres meses en la de mayor duración. Al edificio central se asocian erupciones félsicas. Las emisiones no han sido tan recientes como en las dorsales y dejaron depósitos piroclásticos y rocas ígneas. Los tres periodos de emisión que identificó Martí y Gudmundsson (2000), quedaron representados por niveles estratigráficos que se denominan «Bandas del Sur» (Alonso y otros, 1988), que ocupan una extensa zona en el sur de la isla. La última erupción de este ciclo tuvo lugar en Montaña Blanca hace unos 2000 años (Ablay y otros, 1995)

Los depósitos de materiales de avalanchas también han sido objeto de estudio por diferentes autores. Ancochea y otros (1990), Carracedo (1994) y Watts y Masson (1995) describen grandes depósitos en la zona oceánica de la costa norte. En el flanco sureste de la dorsal NE, un deslizamiento en dirección sur, sucedido hace unos 0,80 Ma, formó el valle de Güímar. Se han identificado otros seis en dirección norte (Cantagrel y otros, 1999): los de Anaga y Teno (6 Ma) en los antiguos edificios basálticos, el deslizamiento de Tigaiga en Las Cañadas (2,3 Ma), los Roques de García (1,4 Ma), la avalancha de La Orotava (0,6 Ma) que formó el valle de La Orotava y la más reciente avalancha de Icod (0,15 Ma) que formó el valle del mismo nombre.

Recientemente, hacia el final de 2002, las Islas Canarias empezaron a mostrar signos de actividad sismo-volcánica después de casi 100 años de tranquilidad. El máximo de esta actividad tuvo lugar en primavera de 2004, donde se incrementaron los sismos localizados dentro de la Isla de Tenerife cuando tradicionalmente se venían sucediendo fuera de la isla, en el canal que la separa de la isla de Gran Canaria (Mezcua y otros, 1992) y además, este tipo de sismicidad habitual está relacionada con movimientos de la falla existente entre ambas islas (ver la Figura 2.8). Algunos de estos sismos fueron sentidos por la población lo que motivó cierto grado de alarma y la activación de un programa de alerta volcánica (Prieto, 2009b).

Esta actividad sísmica (Almendros y otros, 2007) produjo cambios en la gravedad en superficie, desplazamientos y manifestaciones geoquímicas (Gottsmann y otros, 2006, 2008). La poca profundidad en la ubicación de los hipocentros, la existencia de un temblor volcánico producido por movimientos de magma volcánico, serían indicaciones del despertar del volcán Teide a largo plazo (Almendros y otros, 2007; Martí y otros, 2009). Posteriormente, el nivel de actividad sísmica fue mucho menor que durante la crisis del 2004, aunque siguió registrándose sismicidad de origen volcánico (Tárraga, 2007; Carniel y otros, 2008) y se han detectado deformaciones con tecnología DInSAR (Fernández y otros, 2009). Este aumento de la sismicidad también se registró en las islas de La Palma y El Hierro, aunque con mucha menor intensidad.

Existen estudios estadísticos de probabilidad de ocurrencia de una erupción en Canarias (de la Cruz Reyna, 1996; Astiz y otros, 2000), que la cifran en un valor entre 26 y 41 años, para un nivel de confianza del 95 %. La última erupción en el archipiélago fue en 1971, pero la más reciente en Tenerife fue en 1909. Este hecho unido al tipo de actividad sísmica inesperada y a las históricamente recientes erupciones tanto en el norte como en el sur de la isla, justifican de-

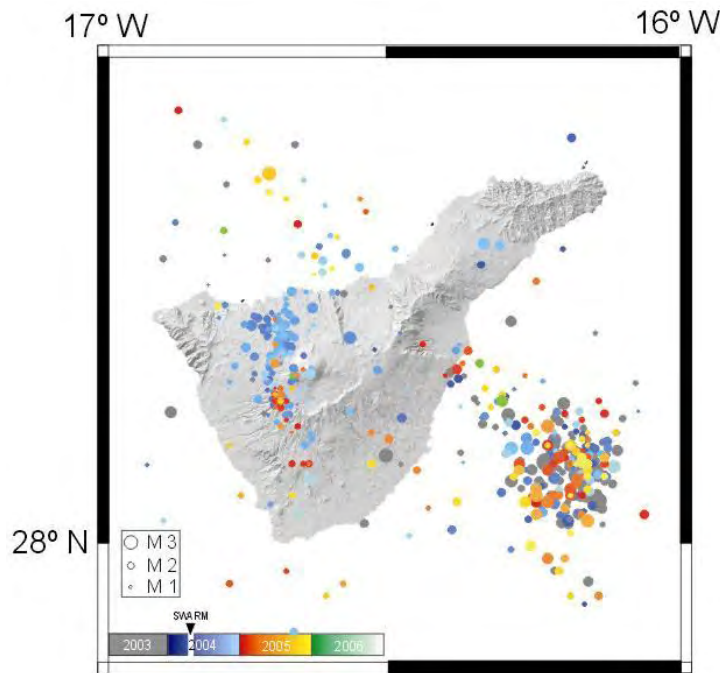


Figura 2.8: Esquema de la Isla de Tenerife con la localización de los epicentros de la anomalía sísmica registrada desde 2003 hasta 2006, en la isla y alrededores, con indicación de su magnitud y el máximo de crisis (Fernández y otros, 2015).

finir algún sistema de monitorización que incluyera las técnicas tratadas en el primer capítulo de esta tesis. Las técnicas GNSS, por su propia naturaleza de determinación de posiciones en tres componentes reales tendrían que ser el núcleo central de este sistema de observación. El sistema de monitorización deberá cubrir toda la isla, no solo el área de la caldera Las Cañadas (Fernández y otros, 2005).

Muy recientemente, Scandone y otros (2016) han propuesto un coeficiente sencillo para evaluar el riesgo volcánico VRC para comparar el grado de riesgo derivado de los diferentes volcanes, que pueden ser utilizados por los organismos de protección civil y los observatorios de volcanes para asignar rápidamente los recursos limitados, incluso sin un conocimiento detallado de cada volcán. Este coeficiente se calcula teniendo en cuenta factores como el índice de explosividad volcánica de la erupción máxima esperada del volcán, la tasa de erupción y la población que pueda verse afectada por la erupción máxima esperada. Los autores demuestran que el coeficiente de riesgo volcánico teórico máximo es 17 y asignan al conjunto de la Isla de Tenerife un valor de 9.

2.4. Marco tectónico y geodinámico de la isla de La Palma

La isla de La Palma es, junto con El Hierro, la isla más joven e históricamente la más activa de todo el archipiélago. Tenía 83.456 habitantes en 2014 (El Diario, 2014) y sus 708,32 km² son en su totalidad Reserva de la Biosfera. La isla consiste en un antiguo volcán de fase escudo

(Taburiente), que empezó a formar una dorsal dominante hace aproximadamente 800 Ka, que todavía presenta actividad (Cumbre Vieja). La isla se ha formado por superposición de pisos volcánicos y representa un ejemplo destacado de este tipo de volcanismo. Su edificio oceánico yace sobre la corteza oceánica a una profundidad de 4.000 m, y la topografía subaérea llega hasta los 2.500 m (Roque de los Muchachos)

La estratigrafía muestra tres volcanes escudo completamente superpuestos y un estratovolcán con superposición parcial. La evolución geológica de isla de La Palma se puede dividir en tres unidades principales que se representa en la Figura 2.9. Entre 4 y 3 Ma está datado un complejo basal, que comprende un edificio oceánico del Plioceno y un complejo plutónico, que emergió y se inclinó por intrusiones magmáticas y la posterior actividad volcánica subaérea. Esta es la unidad estratigráfica inferior (Staudigel y otros, 1986) y también recibe el nombre de «Series marinas». Éstas están formadas por rocas plutónicas (gabros esencialmente), sedimentos y secuencias de rocas basálticas tipo *pillow-lavas* que morfológicamente afloran en la base de la Caldera de Taburiente a una altura de 1.500 m (Hernández-Pacheco y Vals, 1982). Este afloramiento en la base indica un proceso de elevación de las estructuras bien por intrusiones magmáticas repetidas (Galipp y otros, 2006) o por origen meramente tectónico (Hildenbrand y otros, 2003). En la actualidad, las series marinas se inclinan unos 50° al SW (Fernández y otros, 2002a).

La siguiente unidad la formarían los materiales sobre este complejo basal. La parte alta de esta series marinas inclinadas están marcadas por una discordancia erosiva, superpuestas por la siguiente unidad estratigráfica que es la perteneciente al volcán Garafía. Son las denominadas «Series viejas» y están formadas por una serie más potente de coladas de basaltos y basanitas emitidas por estos dos grandes volcanes que delimitan la Caldera (Ancochea y otros, 1994; Carracedo y otros, 2001). El volcán Garafía creció rápidamente desde su foco de magma central (1,72-1,20 Ma) y su actividad cesó repentinamente después de un colapso lateral hacia el sur. Urgelés y otros (1999) la denominan avalancha de «Playa de la Veta». Actualmente estas series conforman la mitad norte de la isla.

Después, el volcanismo migra hacia el sur formando el volcán escudo Taburiente (1,08-0,44 Ma), que se superpone al antiguo edificio oceánico y el volcán Garafía. Esta unidad es más delgada con un sistema central armado con tres dorsales (Carracedo y otros, 2001). Progresivamente la actividad volcánica se focaliza en la dorsal sur formando un joven volcán de escudo, Cumbre Nueva, entre 0,77-0,56 Ma. El volumen de Cumbre Nueva sobrepasó la presión litostática en la profundidad correspondiente a las series marinas inclinadas, produciendo un colapso catastrófico datado en unos 500 ka, y formando el valle de Los Llanos de Aridane (Gillou y otros, 1998) y los depósitos submarinos de materiales de avalancha (*debris avalanche*) de Cumbre Nueva (Urgelés y otros, 1999; Masson y otros, 2002), donde el nuevo estratovolcán Bejenado empieza a crecer. Entre el volcán Bejenado y los antiguos volcanes del norte aparece una incisión erosiva, la Caldera de Taburiente, que se abre paso a través de los sedimentos de El Time hacia el Atlántico por el flanco oeste de la isla (ver la Figura 2.9). Esta caldera fue considerada inicialmente como un típico cráter elevado, después una caldera de erosión (s. XIX) y finalmente Ancochea y otros (1994) la definen como una caldera de avalancha. Los estudios de Carracedo y otros (2001) concluyen que se trata de una caldera de erosión, iniciada por el evento tectónico que supuso el deslizamiento de Cumbre Nueva. Esta etapa de migración se ca-

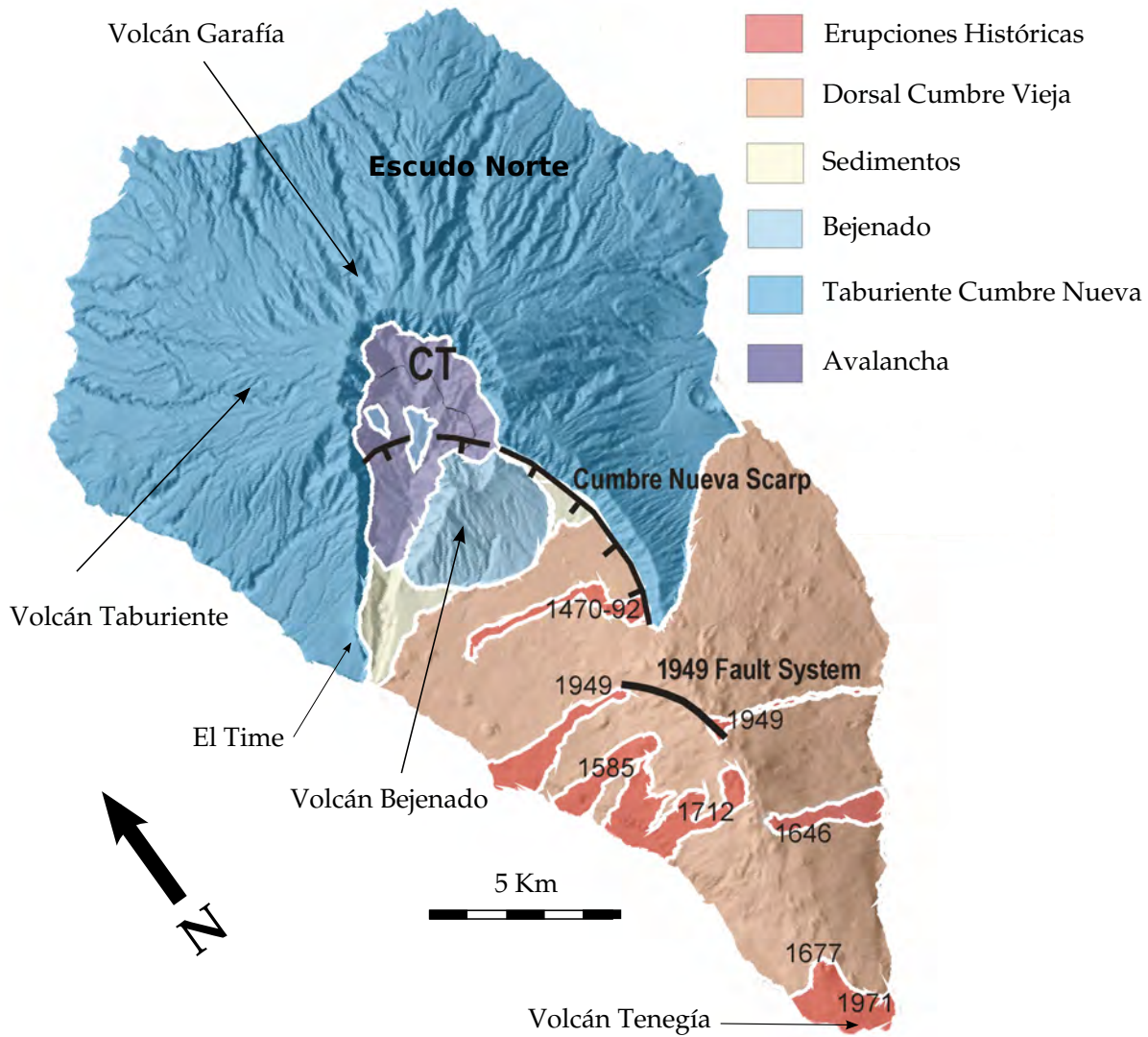


Figura 2.9: Esquema geológico simplificado de La Palma. La extensión de la isla es de unos 730 km² y alcanza altitudes de 2.500 metros. La figura muestra un esquema geológico de La Palma (modificado de Carracedo y otros, 2001 y de Prieto y otros, 2009) con un modelo de sombreado de relieve y la representación de la fractura en la cumbre de Cumbre Vieja aparecida en 1949, las siete erupciones históricas: Montaña Quemada (1470-92), Tajuya o Jedey (1585), Tigalate o San Martín (1646), San Antonio (1677), El Charco (1712), Nambroque o San Juan (1949) y Teneguía (1971). TTT indica la cabeza de la avalancha «debris» de Cumbre Nueva y su prolongación norte inferida. CT es la Caldera de Taburiente.

racteriza por varios episodios de colapsos verticales alternados con la construcción de nuevos edificios volcánicos (Fernández y otros, 2002a).

La tercera unidad está confinada en la mitad sur de la isla. Son las series de Cumbre Vieja, que están formadas por materiales volcánicos de edades más recientes, desde 123 Ka (Carracedo y otros, 2001) hasta la actualidad (Volcán Teneguía, 1971) con materiales fundamentalmente basálticos y subsidiariamente rocas fonolíticas en pitones y domos. El área de Cumbre Vieja corresponde a una zona de dorsal (*rift*) bien desarrollado con dirección N-S, formada por distintos niveles o pisos de volcanismo con pendientes laterales de 20°-30° que se eleva casi 2.000 m sobre el nivel del mar. Tiene una superficie subaérea de 220 km², un volumen estimado de 125 km³ Carracedo y otros (2001) y es la zona en la que desde época histórica se localizan, en su parte más alta, volcanes de gran desarrollo y en algún caso de tipo hidromagmático, con actividad fuertemente explosiva. El volcanismo reciente ha generado más de 120 conos en este área y en los últimos 500 años se han registrado siete erupciones: en 1435, 1585, 1646, 1677, 1712, 1949 y 1971 (ver la Figura 2.9). En el estudio de Scandone y otros (2016), los autores han propuesto un coeficiente de riesgo volcánico VRC para el conjunto de la Isla de La Palma de 5 sobre un máximo de 17.

Es precisamente en este área donde algunos autores (Day y otros, 1999; Carracedo y otros, 1999) han expuesto hipótesis sobre deslizamientos de flancos de ladera con efectos catastróficos que aparentemente no son deducibles dada la consolidación del terreno pero que tendrán que ser evaluados con una monitorización y control geodésico, como se propone en esta tesis. Ya existían precedentes de avalanchas, como se ha comentado, en el flanco oeste de la isla.

Durante las erupciones de 1585, de 1712 y parcialmente durante la de 1949, a lo largo del flanco oeste de la isla, se abren respiraderos de gases en fisuras en sentido E-W tan característicos que son el verdadero patrón de ventilación de Cumbre Vieja (Day y otros, 1999). Más recientemente aparece, cerca de la cima de la propia dorsal de Cumbre Vieja en la erupción de 1949, una falla normal de 4 metros a lo largo de la cresta del volcán en una dirección oeste-suroeste (Day y otros, 1999; Klügel y otros, 1999).

La geometría de este sistema de falla y el intervalo de tiempo que transcurrió durante su formación indican que no es la respuesta en superficie al movimiento de un dique de magma bajo la corteza, como suele ser habitual. En lugar de esto, se ha interpretado como la primera ruptura que aparece en superficie de una posible zona de deformación con un movimiento en sentido oeste del flanco de Cumbre Vieja.

Es posible que las presiones y las repetidas intrusiones a lo largo de la dorsal norte-sur de Cumbre Vieja tiendan a deformar el flanco oeste, con el consiguiente aumento del riesgo según Day y otros (1999), que considera que el volcán está en una incipiente etapa de inestabilidad de su flanco. Como se ha comentado, Ward y Day (2001) sugieren la posibilidad que en una futura erupción el volcán Cumbre Vieja sufra un colapso de su flanco oeste, dejando caer al Atlántico entre 150 y 500 km³ de materiales rocosos. Modelaron el consiguiente *tsunami* que corresponde a ese colapso, concluyendo que las ondas que generará el evento, tendrían una altura superior a 600 m en la propia isla, y podrían cruzar el océano llegando a las costas de América con una altura de unos 10 m, inundando una franja de unos 25 km desde América del Norte hasta la costa norte de América del Sur. Estos estudios han despertado interés y controversia sobre la estructura y la evolución volcánico-tectónica de la isla. Después de este primer estudio se han

sucedido otros. Recientemente [Abadie y otros \(2012\)](#) y [Tehranirad y otros \(2015\)](#) utilizan el programa de modelado matemático de *tsunamis* «THETIS» (CNRS y Universidad de Burdeos) y ensayan varios posibles escenarios. El mayor de ellos simula un colapso de ese flanco oeste de 450 km³ y encuentran que, en la mayor parte de la costa de Florida, sólo se inundarían las zonas que se encontrasen a una altitud menor de 3 m. Si recordamos que [Carracedo y otros \(2001\)](#) estimaban el volumen de Cumbre Vieja en 125 km³, es posible que estos estudios y simulaciones tengan cierta componente de especulación científica.

La posterior erupción del volcán Teneguía en el sur de Cumbre Vieja en 1971, aparentemente no modificó la falla de Hoyo Negro aparecida en 1949, pero realmente no existieron ni después de 1949 ni en 1973 estudios conducentes a la monitorización de la falla o del flanco oeste de la isla. No obstante, la historia de la isla refleja varios episodios de colapso de laderas y los eventos aparecidos no descartan la posibilidad de que más tarde o más temprano se pueda volver a producir un hecho parecido en el flanco oeste. La catástrofe que esto generaría, no solo en la propia isla sino también a escala global, justifica por si sola la adopción de un sistema de monitorización al menos para la mitad sur de la isla.

2.5. Peligrosidad potencial en las islas de Tenerife y La Palma

El estudio del marco tectónico y geodinámico, así como las erupciones históricas en Canarias ponen de manifiesto los parámetros más sensibles en el volcanismo de las islas para una detección temprana de una situación de peligrosidad relacionada con el vulcanismo existente. Se trata aquí de definir las zonas de mayor peligrosidad de origen tectónico y geodinámico, por actividad volcánica, para ambas islas.

Según [Dzurisin \(2007\)](#) un sistema completo de monitorización y vigilancia volcánica debería atender la observación de:

1. La actividad sísmica asociada a la actividad eruptiva, a la que suele preceder en todo evento hasta ahora;
2. Cambios en el volumen, en la composición de gases y fluidos volcánicos, y en la temperatura en superficie y en el subsuelo en las zonas de anomalía térmica;
3. Cambios en la gravedad terrestre, el potencial eléctrico y el magnetismo en superficie que estén relacionados con cambios en los esfuerzos regionales del terreno que anticipen un deslizamiento o una erupción;
4. Cambios en la posición y geometría de la superficie terrestre que igualmente anteceden a alguna de las situaciones anteriores.

Aunque, como ya se había discutido en el capítulo primero de esta memoria, ninguna técnica aislada puede darnos adecuadamente todo el espectro de información que un volcán nos puede ofrecer, hay eventos que ocurren asociados al volcanismo que no siempre producen terremotos, como pueden ser las emisiones de gases o anomalías geofísicas y gravimétricas. Esta tesis se focaliza precisamente en el cuarto de los puntos anteriores y en el posterior desarrollo

de observación geodésica, debería tener en cuenta los principales factores de peligrosidad volcánico asociado, en las dos islas, descritos a lo largo de este capítulo, que se podrían resumir en la monitorización geodésica de:

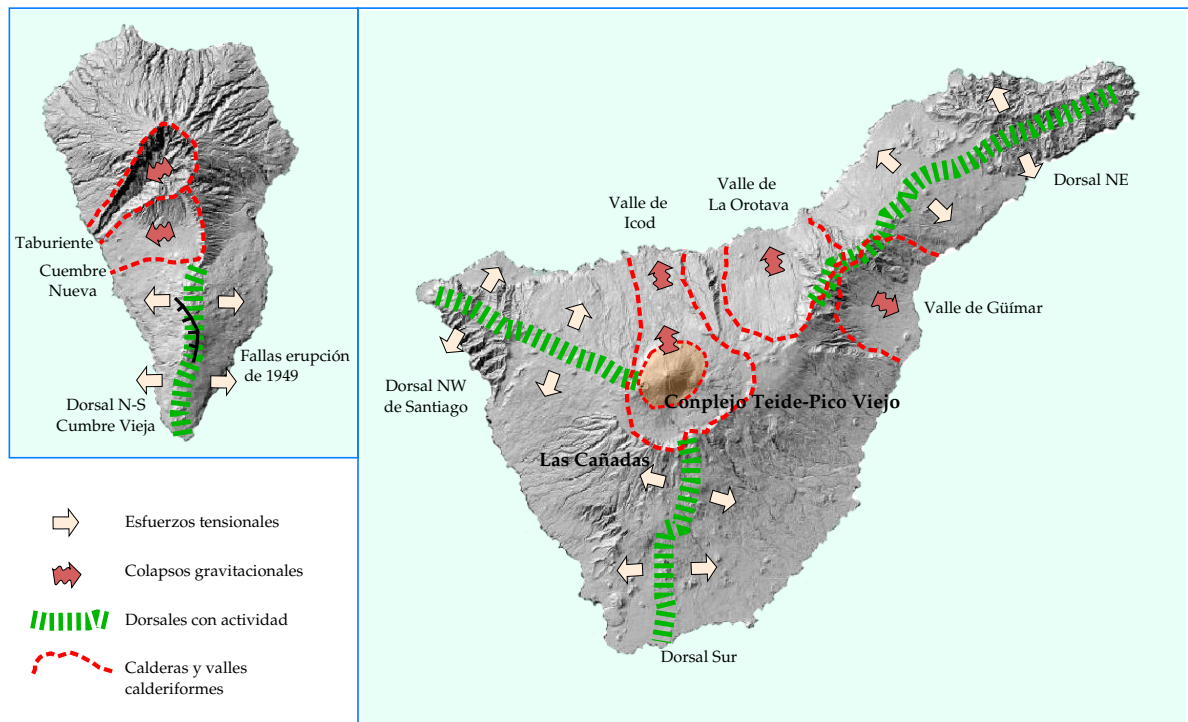


Figura 2.10: Esquema con la localización de las principales zonas de mayor peligrosidad potencial volcánica en las islas de La Palma y Tenerife, con estructuras tipo dorsales representadas en trazos verdes discontinuos (dorsales de Santiago, Noreste y Sur en Tenerife, y la dorsal norte-sur de Cumbre Vieja en La Palma), las zonas de esfuerzos tensionales originados por la inyección continuada de diques (flechas en naranja), las calderas y valles calderiformes originados por deslizamientos de grandes masas en línea roja de trazos (Las Cañadas, Icod, La Orotava y Güímar en Tenerife, y Taburiente y Cumbre nueva en La Palma), la caldera incipiente que se generaría en la zona de fallas de 1949 en trazo negro, y el edificio central del Teide-Pico Viejo con figura cerrada sombreada

1. Las estructuras tipo dorsales (*rift*), edificios volcánicos de carácter poligénico con muchos focos con volcanismo basáltico fisural de baja explosividad donde se está concentrando la actividad eruptiva reciente, inyectando diques de lava entre las fisuras que se abren. En este grupo están las dorsales de Santiago, Noreste y Sur en Tenerife, y la dorsal norte-sur de Cumbre Vieja en La Palma (Figura 2.10).
2. Las zonas de esfuerzos tensionales originados por la inyección continuada de diques en estas estructuras activas, a ambos lados de las dorsales anteriores.
3. Las calderas y valles calderiformes originados por deslizamientos de grandes masas, Las Cañadas, Icod, La Orotava y Güímar en Tenerife, y Taburiente y Cumbre nueva en La Palma. Algunos de estos colapsos gravitacionales están aún en periodo de formación, lo que supone un riesgo adicional al propiamente eruptivo.

4. Las calderas incipientes, la hipotética que se generaría en la zona de fallas de la erupción del volcán San Juan - Llano del Banco en 1949 en La Palma.
5. El edificio central del estratovolcán Teide-Pico Viejo de mecanismos eruptivos más explosivos y de carácter sálico.

Considerando todo lo anterior, las zonas susceptibles de ser monitorizadas en ambas islas y la cobertura que alcanzan todas estas zonas, habría que considerar la monitorización completa de todo el territorio de ambas islas. Recordemos que ya en el estudio teórico de monitorización para la Isla de Tenerife de [Yu y otros \(2000\)](#), estos autores recomendaban la monitorización completa de toda la isla.

Estudios geodésicos previos

3.1. Introducción

Una vez completado el estudio geodinámico en su parte tectónica y volcánica del Archipiélago Canario, particularizando para las islas de Tenerife y La Palma que son el objeto de estudio en esta memoria, han quedado de manifiesto la peligrosidad potencial y las zonas de mayor actividad que deberían ser objeto de monitorización. Se han llevado a cabo diversos estudios de monitorización, cuyos resultados se van a describir a lo largo de este capítulo. Para este resumen de estudios geodésicos previos nos basaremos fundamentalmente en los estudios relacionados en [Prieto y otros \(2012\)](#) y en [Fernández y otros \(2015\)](#).

En el caso de las Islas Canarias existe el estratovolcán activo del Teide, en Tenerife (ver la Figura 3.1) y predominantemente un volcanismo monogenético histórico repartido por gran parte por el resto de las diferentes islas ([Fernández y otros, 1999](#)). Las grandes erupciones volcánicas se asocian normalmente con volcanes poligenéticos, donde tienen lugar erupciones recurrentes en la misma estructura. En estos casos el área a monitorizar está relativamente bien definida. Pero no es tan sencillo cuando no nos limitamos a un único volcán sino que hemos de cubrir una amplia zona volcánica activa como es el caso de las Islas Canarias.

Como ya se ha estudiado en el Capítulo 2 de esta memoria, el volcanismo de las Islas Canarias se genera sobre una corteza de transición de tipo continental a oceánica desde las islas orientales a las occidentales, con un espesor cortical variable ([Banda y otros, 1981](#); [Suriñach, 1986](#)). Se tiene registro de unas dieciocho erupciones subaéreas históricas de las Islas Canarias ([Siebert y otros, 2011](#)), localizadas en las islas de Tenerife, Lanzarote, La Palma y El Hierro. La última de estas erupciones subaéreas fue la del Volcán Teneguía en la isla de La Palma en 1971, y la más reciente ha sido submarina en la de la isla de El Hierro en 2011-2012. Toda esta situación configura el Archipiélago Canario como un caso en el cual es necesario profundizar en una investigación que permita conocer de una forma lo más amplia posible su geodinámica y volcanismo, así como en el diseño de un plan de monitorización volcánica. Esto último tiene que ser realizado con especial cuidado. El sistema de monitorización debe ser eficiente como primer objetivo, pero al mismo tiempo debe de usar técnicas de precisión contrastada, que permitan cubrir el archipiélago con unos costes de instalación y mantenimiento que sean asumibles, adecuado al nivel de actividad volcánica que en cada momento presente el archipiélago ([Fernández y Luzón, 2002](#); [Fernández y otros, 2015](#)).

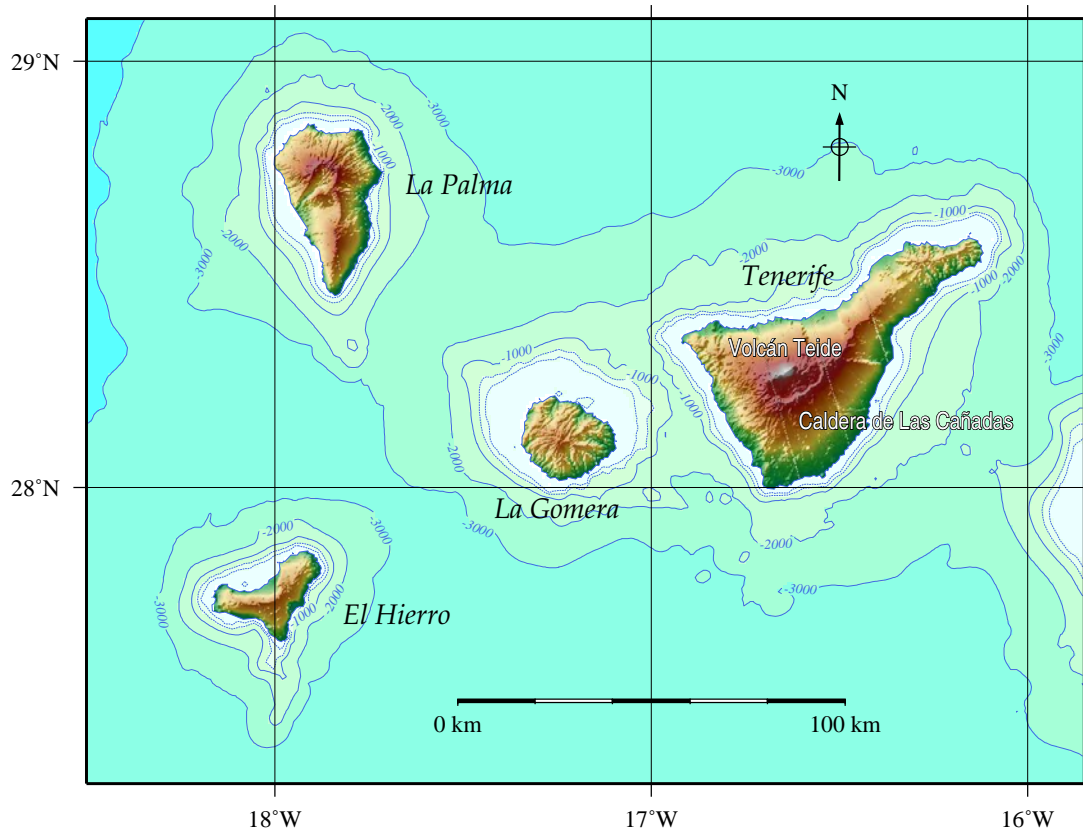


Figura 3.1: Situación del complejo volcánico Teide-Pico Viejo y la Caldera de Las Cañadas en el entorno de las Islas Canarias. Situado en la Isla de Tenerife, el volcán tiene una altitud de 3.718 m sobre el *NMM* y 10.500 m de desarrollo sobre la corteza oceánica. El complejo se eleva en la Caldera de las Cañadas. Esta caldera tiene unas dimensiones aproximadas de 16 km en dirección E-W y 9 km en dirección N-S. El fondo de la caldera está a unos 2.200 m sobre el *NMM*, mientras que su borde más alto llega a unos 2.700 m.

Las observaciones geofísicas y geoquímicas tradicionales de la actividad sísmica, hidrológica o fumarólica han demostrado ser muy útiles en vigilancia volcánica (Sigurdsson y otros, 2011b; Pérez y otros, 2007). La observación sísmica requiere distribuir una serie de sensores sísmicos alrededor del volcán, o zona que se quiere monitorizar, y enviar, de forma automática, su registro de datos a un centro de control que los almacena y procesa (Quaas y otros, 1995). La monitorización sísmica es útil en la localización de fuentes volcánicas y/o tectónicas y, para observar y evaluar su evolución temporal. Quizá el ejemplo más cercano de esta vigilancia ha sido la ya comentada localización de la fuente volcánica submarina de la erupción de El Hierro iniciada en octubre de 2011.

Hasta épocas recientes, el volcanismo canario sólo ha sido estudiado usando técnicas geológicas, geofísicas y geoquímicas, prestándose muy poca atención a las técnicas geodésicas, principalmente en aspectos de vigilancia. Desde la segunda mitad del siglo XX se han venido desarrollando diferentes proyectos de investigación en Canarias, que han tenido entre sus objetivos principales el estudio, desarrollo y validación de diferentes técnicas y metodologías de

observación y monitorización volcánica. Cubriendo tanto aspectos observacionales como de interpretación y modelado.

Las investigaciones en vigilancia geodésica de actividad volcánica en Canarias se iniciaron en los años 80 en la isla de Tenerife, extendiéndose posteriormente al resto de islas. Aún así se concentraban principalmente en Tenerife, Lanzarote, La Palma y El Hierro. Los estudios geodésicos previos tenían como objetivo fundamental la materialización de sistemas de referencia geodésicos.

El desarrollo a lo largo del tiempo, y la ampliación de la cobertura espacial de estas investigaciones en vigilancia geodésica de actividad volcánica ha tenido los dos condicionamientos básicos: el nivel de actividad y las limitaciones de las técnicas disponibles en cada momento. El nivel de actividad fue muy reducido tras la erupción del Teneguía en la Isla de La Palma en 1971 (Araña y Fuster, 1974) hasta la crisis sismo-volcánica en la isla de Tenerife en 2004 (Martí y otros, 2009) y la erupción submarina de la isla de El Hierro (Carracedo y otros, 2012). Esto produjo en los últimos decenios del siglo XX una concentración en las islas de mayor riesgo potencial, y dentro de estas en volcanes o zonas muy específicas que representaban la peligrosidad más importante o mayor actividad histórica (Tenerife, La Palma) o que ofrecían más facilidades para el desarrollo de las investigaciones desde el punto de vista del apoyo institucional, como es el caso de la Isla de Lanzarote.

Por otro lado, estas investigaciones con técnicas geodésicas clásicas se desarrollaron con una cobertura espacial muy limitada, para reducir costes y moverse en presupuestos económicos razonables y consistentes con el nivel de actividad. Las propias características de las observaciones geodésicas clásicas y la instrumentación disponible en esa época 1970-2000 (nivelación, triangulación, distanciometría, gravimetría,...) hacían muy costoso cubrir áreas de decenas de kilómetros cuadrados. Este es el caso de la Caldera del Teide en Tenerife (Sevilla y otros, 1986), Cumbre Vieja en La Palma (Day y otros, 1999) y la estación Geodinámica de Lanzarote (Vieira y otros, 1991).

La situación en cuanto a técnicas de observación cambia de forma drástica a finales del siglo XX por dos hechos de gran relieve científico-técnicos. El primero, la generalización del uso de la observación GNSS para el estudio de deformaciones (Dong y Bock, 1989; Nunnari y Puglisi, 1994b; Abdrakhmatov y otros, 1996) provocado por el avance de la técnica que permite una mejora de las precisiones y el abaratamiento y reducción de tamaño de los receptores GNSS geodésicos. El segundo es la aparición, con un rápido desarrollo y expansión de su uso, de las técnicas InSAR (Massonnet y otros, 1995), que permita cubrir áreas de $100 \times 100 \text{ km}^2$ en una sola imagen con alta resolución espacial, que en el caso del Archipiélago Canario supone monitorizar islas completas con una imagen. Ambos hechos cambiaron, de forma drástica, y definitiva, la vigilancia geodésica de actividad volcánica a nivel mundial.

Simultáneamente, diferentes estudios teóricos realizados a finales del siglo XX y principios del XXI, junto a los primeros resultados de aplicación del InSAR en las Islas Canarias, hicieron ver la necesidad de ampliar la cobertura de la vigilancia geodésica de actividad volcánica a toda la superficie de las islas para hacerla de una forma eficiente y operativa (Fernández y Luzón, 2002).

Otro cambio fundamental en Canarias que ha impulsado el desarrollo de la investigación en vigilancia de actividad volcánica en este archipiélago ha sido el importante aumento de ac-

tividad que coincidió con los inicios del siglo XXI. Esto se refleja en la ya mencionada crisis sismo-volcánica de Tenerife (2004-2007) que no concluyó en una erupción, y la erupción volcánica submarina en la Isla de El Hierro (2011-2012), que ha sido seguida por diferentes repuntes de actividad sísmica y deformación en 2012 y 2015. Esto ha obligado al uso y desarrollo de nuevas técnicas para la mejora y optimización de la vigilancia geodésica, tanto en aspectos observaciones, como de interpretación y conocimiento del subsuelo en las diferentes islas del archipiélago.

La aplicación de técnicas geodésicas de observación de la Tierra desde el espacio como la InSAR (Massonnet y Feigl, 1998; Hanssen, 2001) unida a la observación GNSS permanente (Sagiya y otros, 2000; Prieto y otros, 2005) están actualmente muy validadas y evolucionadas, siendo hoy por hoy técnicas operativas en la detección de movimientos del terreno. Ambas técnicas han representado una enorme reducción de costes con respecto a las técnicas geodésicas clásicas (Fernández y otros, 2003; Tomás y otros, 2014).

Las técnicas y sensores desarrollados en los últimos años en campos como la geodesia, posicionamiento por satélite y observación de la Tierra desde el espacio han permitido medir tanto la deformación del terreno como las variaciones de la gravedad que se producen antes, durante y posteriormente a eventos volcánicos, con una precisión, cobertura espacial y temporal inimaginable hace pocos decenios (Fernández y otros, 1999; Sigurdsson y otros, 2011b; Dzurisin, 2007; Battaglia y otros, 2008).

Estas innovadoras técnicas de observación han obligado a desarrollar nuevas metodologías de tratamiento de datos y de interpretación -modelos teóricos y técnicas de inversión- que permiten obtener una información rigurosa y objetiva de su aplicación. Tras una fase de validación en los últimos años, estas nuevas técnicas de observación y las metodologías de análisis asociadas están, o deberían estar, produciendo una renovación en los sistemas vigilancia de actividad volcánica (Fernández y otros, 2003; Dzurisin, 2007; Fernández y otros, 2015), afianzándolas y generalizando su uso de forma operativa. Obviamente esta vigilancia geodésica es una parte de un sistema de vigilancia más amplio y complementa diferentes técnicas sísmicas, geofísicas y geoquímicas (Dzurisin, 2007).

Por otro lado, a raíz de la crisis sísmica de Tenerife del 2004, se pone de manifiesto que, si bien desde los años 70 del siglo anterior, se vienen realizando estudios de monitorización geodinámica en las islas, existía una falta de coordinación entre las diferentes instituciones encargadas de vigilancia y protección civil, y los organismos científicos que generan el necesario conocimiento científico-técnico a usar en la observación e interpretación.

El 18 de Junio de 2004 se publica el Real Decreto 1476/2004, que otorga al IGN la competencia sobre la observación, vigilancia y comunicación de la actividad volcánica en el territorio nacional y determinación de los riesgos asociados. Se crea el Grupo de Volcanología con sedes en Madrid y Tenerife, que se dedica al desempeño de las tareas de monitorización en tiempo real de la actividad de una zona volcánica desde 2007.

Para ello utiliza observaciones de señales sismo-volcánicas, geomagnéticas, geoquímicas, geológicas, geodésicas, paleomagnéticas, gravimétricas y de infrasonidos. Si bien el IGN ya tenía una amplia experiencia en las dos primeras técnicas, incluso disponía de redes de alerta sísmica desde los años 80 del anterior siglo (Mezcua, 1995a; Rueda, 1995), el programa de actividades geodésicas incluía la «medida de deformaciones mediante nivelación, GPS perma-

nentes, campañas GPS semestrales y mareógrafos». Lo cierto es que están operativos al menos cinco receptores GNSS permanentes en Tenerife, se ha realizado una nivelación de precisión en cada isla (636 km en Tenerife y 150 km en La Palma) y se han renovado los equipos de los mareógrafos de Santa Cruz, Los Cristianos y Puerto de la Cruz (Valdés, 2008). El programa también ha incluido 42 estaciones en Tenerife de gravedad absoluta y una de marea terrestre. También la crisis de El Hierro (2011-2012) forzó al IGN a desplegar equipos similares en esta isla, en concreto diez estaciones GNSS de registro continuo y otras tres de campaña.

El objeto fundamental de este capítulo es resumir los estudios de vigilancia geodésica previos realizados en las islas de La Palma y Tenerife como introducción a las nuevas aportaciones de esta tesis.

3.2. Estudios generales en el archipiélago y de marcos geodésicos de referencia

3.2.1. Posicionamiento y marcos de referencia

Hasta épocas recientes, el volcanismo canario sólo ha sido estudiado usando técnicas geofísicas y geoquímicas, con muy poca atención a las técnicas geodésicas. La mayoría de los estudios se llevaron a cabo en la Isla de Tenerife usando técnicas clásicas de triangulación, trilateración o nivelación (Sevilla y otros, 1986; Sevilla y Sánchez, 1996). Algunas islas se han estudiado usando gravimetría para la determinación de estructuras volcánicas profundas (Carmacho y otros, 2009a; Gottsmann y otros, 2008). En la Isla de Lanzarote existe un laboratorio geodinámico que opera desde 1987 (Vieira y otros, 1991; Fernández y otros, 1996).

Los primeros proyectos geodésicos, anteriores a la década de los 80 del pasado siglo, estaban fundamentalmente dedicados al establecimiento de un marco de referencia geodésico para las islas. Aunque después estos marcos se utilizaron como apoyo para la monitorización geodésica volcánica, sus fines eran mucho más generalistas en cuanto a sus aplicaciones. Si exceptuamos los ensayos puntuales de determinación astronómica de posiciones de Galbis y Barandica (1909), la primera actuación geodésica con calidad científica que se realiza en el conjunto del archipiélago canario data de los años 20 del pasado siglo. El Instituto Geográfico y Estadístico (IGE) proyectó una red geodésica en 1923 (Gil Montaner, 1929a). La red, que fue finalmente observada entre 1925 y 1928, cubría la totalidad del territorio canario usando técnicas clásicas de observación de ángulos y distancias (ver la Sección 1.2). En su diseño se tuvieron en cuenta fines de tipo científico, cartográfico, militar y utilitario (Torroja, 1926). Estos trabajos geodésicos se realizaron a la vez que los trabajos también geodésicos de la zona del Protectorado Español de Marruecos (Uriol, 1928). La red geodésica estaba formada por una red fundamental, con especificaciones de primer orden, que abarca las islas de Gomera, Hierro, La Palma, Tenerife, Gran Canaria, Lanzarote y Fuerteventura, así como otras redes de relleno en el interior de segundo y tercer orden (Caturla, 1996). Las grandes figuras de enlace cuentan con lados de hasta 250 km (ver Figura 3.2).

La red fundamental se apoya en tres bases medidas con hilos «invar», un material aleación de Ni+Fe con un índice de refracción muy bajo (Levallois, 1988) que había sido desarrollado unos años antes. Estas bases se midieron en las islas de Tenerife, Fuerteventura y Lanzarote,

Isla	Distancia reducida [m]	Error probable [mm]	Fecha observación [año]
Tenerife	1027,2345	0,4796	1925
Fuerteventura	1370,1251	0,7763	1926
Lanzarote	1618,7665	0,9583	1926

Tabla 3.1: Bases geodésicas de la red geodésica canaria «Red Antigua 1930» observadas para definir la escala de la red. Las distancias son reducidas al nivel del mar.

siendo principales las dos primeras y auxiliar la última. En la Tabla 3.1 se muestran sus fechas de observación, longitudes reducidas al nivel del mar y errores más probables en su determinación. Paralelamente a la medición de estas bases, se observaron las correspondientes redes de ampliación (Levallois, 1988) de las citadas bases con instrumentos de medida angular, a fin de transportar la medida de la distancia hasta los lados de la red fundamental de primer orden.

La corta longitud de estas bases viene impuesta por la morfología del terreno, que no permitió diseñarlas de mayor longitud. Además de estas bases, se observaron nueve estaciones astronómicas. La observación angular de la red se realizó con teodolitos *Heyde* y *Kern* de 1 segundo de arco para las estaciones astronómicas, y *Brünnner* de 2 segundos para los triángulos, con series 24 direcciones por cada vuelta de horizonte. Según Gil Montaner (1929b), la observación de la red fue complicada debida a que la propia distribución geográfica de las islas obligaba a proyectar triángulos muy agudos y lados muy variables entre el kilómetro y los 251 km máximos de longitud, además de las permanentes brumas que en Canarias se sitúan entre los 800 y 2000 metros de altura impidiendo visuales entre la costa y las cumbres.

En 1927 se proyecta la unión geodésica del archipiélago canario con el continente africano en Cabo Juby (hoy Tarfaya, Marruecos), distante unos 100 km de la costa canaria. Las operaciones para efectuar dicho enlace se emprendieron ese mismo año (Gil Montaner, 1929b). Tras cuatro meses de trabajo, se establece el enlace entre los vértices Vigán, Muda, Aceitunal y Jandía, situados en el SW de la isla de Fuerteventura, con una torre metálica de 60 m de altura emplazada en el aquel momento fuerte español de Villa Bens, en la franja de Cabo Juby (Torroja, 1928) que se recoge en la Figura 3.3. La distancia máxima observada fue de 142 km, y el desarrollo de la cadena de triangulación de las Islas Canarias, prolongada hasta el continente, supera los cinco grados de arco de paralelo (Figura 3.2).

Todas las observaciones de campo quedaron concluidas en 1930. Caturla (1996) distingue esta red con la denominación «Red Antigua 1930» (RE30). La cadena fundamental fue finalmente calculada y compensada por mínimos cuadrados, obteniéndose resultados definitivos en 1936 (IGC, 1938). Se empleó el Elipsoide Internacional (Hayford, 1910), partiendo para el transporte de coordenadas de la determinación astronómica realizada en el vértice Pico de las Nieves en Gran Canaria y del acimut hacia el vértice Isleta en la misma isla. A causa de este hecho es por lo que también se conoce a este marco de referencia geodésico por Marco Geodésico «Pico de las Nieves» 1930 (PN).

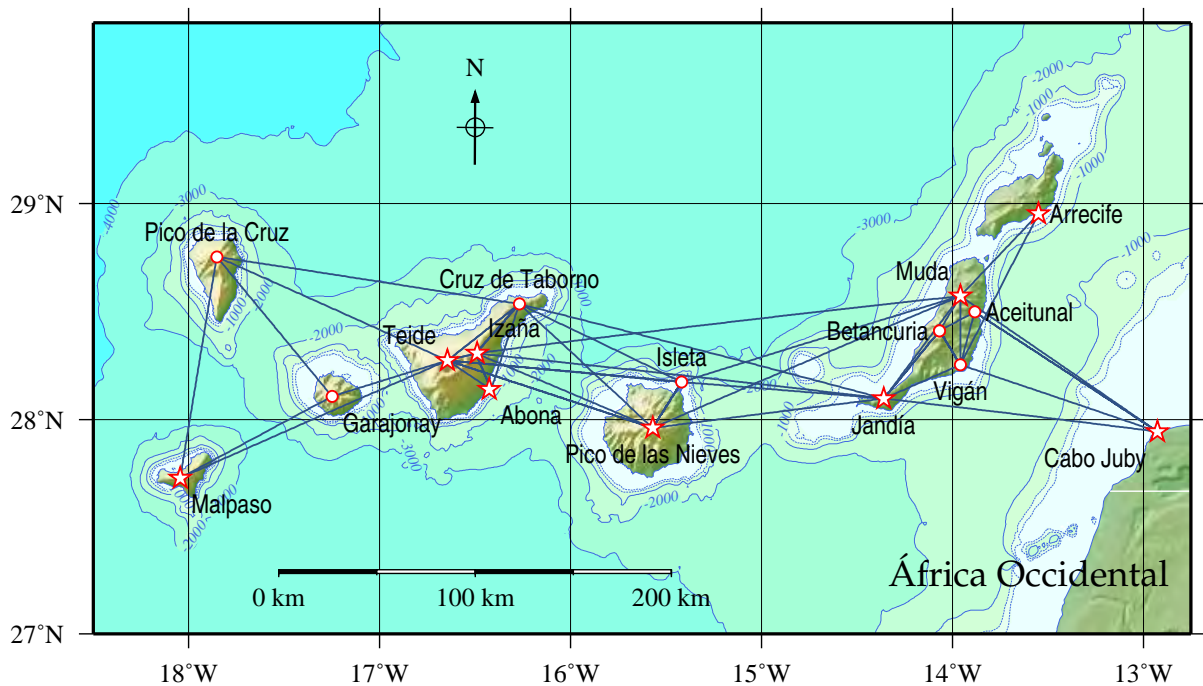


Figura 3.2: Mapa esquemático de la red fundamental de enlace de la «Red Antigua 1930» de las Islas Canarias realizada a finales de la década de los años 20 del siglo pasado, y su enlace con el continente africano. Las estrellas representan las estaciones donde fueron realizadas observaciones astronómicas, los círculos representan las estaciones de Primer Orden y las líneas denotan los enlaces de observaciones geodésicas entre las diferentes estaciones que forman la red (modificado de [Fernández y otros, 2015](#)).



Figura 3.3: **a)** Vista aérea (ca. 1928) de las instalaciones militares españolas en Villa Bens (Franja de Cabo Juby), hoy Tarfaya, donde se aprecia la torre metálica de 60 m de altura usada en la observación para el enlace geodésico de 1927. La torre estaba montada en el fuerte militar que protegía el aeródromo. España ocupó esta parte del Sahara Occidental en 1916 para facilitar la logística de comunicaciones aéreas con Canarias ([Martínez Milán, 2007](#)). Desde 1958 están bajo la administración de Marruecos. (Fotografía tomada de una tarjeta postal de la época). **b)** Detalle del montaje de la torre en el recinto que protegía el fuerte. Sobre la azotea del fuerte, a 12 m de altura, se realizó una determinación astronómica de coordenadas. El enlace angular se realizó en observación excéntrica por intersección inversa desde Fuerteventura ([Gil Montaner, 1929b](#)) usando un proyector AGA de luz Dalen cedido por el Servicio Central de Señales Marítimas, montado éste sobre la torre. La torre fue construida y transportada desde Barcelona, siendo desmontada en los años siguientes para permitir espacio en las ampliaciones posteriores de las instalaciones (fotografía de F. Gil Montaner, Archivo Histórico del IGN, sig. C-770).

Se utiliza el meridiano de Greenwich como origen de longitudes, siendo la primera vez que es utilizado este meridiano en España, junto con el elipsoide de *Hayford*, cumpliendo así los acuerdos de la UGGI acordados en Madrid en 1924 (EMC, 1945). La cartografía final la realizó el ejército desde 1929 utilizando unos resultados provisionales de las redes geodésicas de segundo y tercer orden pues, como se ha comentado, no se había concluido aún el cálculo de la red fundamental (Caturla, 1996). Para su confección se utilizaron técnicas fotogramétricas aéreas (de Lamo, 1931), siendo también uno de los primeros ensayos con estas técnicas en España.

En el año 1968 se procede a un cálculo conjunto de la red fundamental de 1930 juntamente con las redes de segundo y tercer orden de las islas, a fin de obtener un único marco de referencia para el conjunto de las islas (IGC, 1968). Este nuevo cálculo, que no incluye nuevas observaciones, constituye el denominado Marco Geodésico «Pico de las Nieves» 1968 (PN68).

No es hasta el periodo 1976-1978 en que se vuelven a observar y determinar puntos geodésicos en el archipiélago canario. Durante este periodo, el IGN, aborda una campaña de observaciones tipo «doppler» basadas en observaciones sobre satélites del sistema *Transit (Navy Navigation Satellite System)*. Esta nueva red tiene un carácter de tipo científico y de investigación (Caturla, 1978). Se observan los vértices geodésicos de La Laguna en Tenerife, Maspalomas en Gran Canaria y Tostón en Fuerteventura, que quedan unidos por líneas base de gran longitud con los vértices Villafranca (Doppler E) y San Fernando en la península. Estas observaciones geodésicas son las primeras que unieron el archipiélago con la península. Los cálculos de coordenadas se realizaron en el sistema geodésico de referencia WGS72 obteniéndose una precisión submétrica.

Muy posteriormente, El IGN comenzó una nueva red recuperando algunos monumentos antiguos y densificando la anterior red mediante observaciones clásicas por triangulación y medida de distancias con EDM láser en 1982 (Caturla, 1996). Es importante señalar que no se pudo recuperar el punto fundamental Pico de las Nieves de los anteriores marcos de referencia. Se completaron las redes de las islas de Tenerife, La Palma, La Gomera y El Hierro, formando así el llamado Marco Geodésico «Pico de las Nieves» 1984 (PN84). Según el mismo autor, la precisión media de esta nueva red es de tipo decimétrica. En la década de los 90 del siglo pasado se completaron las redes restantes de Gran Canaria, Lanzarote y Fuerteventura con la misma metodología de observación. No obstante, las redes de estas tres últimas islas ya no fueron calculadas en el nuevo marco de referencia PN84, pues ya se habían iniciado los trabajos para la reobservación de las redes de las Islas Canarias con tecnología GNSS.

La nueva red por técnicas espaciales GNSS se compone de una Red de Enlace de las Islas Canarias (REIC) y las correspondientes redes interiores en cada una de las mismas. La REIC de enlace consta de doce estaciones repartidas por todas las islas que pivota en la estación CORS del IGS en Maspalomas (MASP), y está calculada provisionalmente (Caturla, 1996) en el marco ITRF93, época 1994,9. Posteriormente se calcularon las redes GNSS de cada isla, que en su conjunto forman un total de 296 estaciones. La precisión de esta red es centimétrica (Caturla, 1996). En un tercer nivel de jerarquía, usando estas estaciones GNSS, se procedió a realizar un nuevo cálculo de las redes de observaciones angulares y de distancias observadas con anterioridad completando así la nueva Red Geodésica Canaria por Técnicas Espaciales 1995 (REGCAN95). En esta fase se calcularon altitudes ortométricas para todos los vértices por el método de ni-

velación trigonométrica. El IGN también observó una red de nivelación de precisión en todas las islas, referidas a un nivel medio del mar en cada una de las islas. Concluida esta red por técnicas espaciales, [Caturla y Prieto \(1996\)](#) hacen un estudio sistemático de todos los marcos de referencia anteriores y calculan los parámetros de transformación entre los distintos marcos de referencia que han existido en las Islas Canarias desde 1930.

Con posterioridad a estos trabajos, el Gobierno Canario observó una Red Geodésica de Cuarto Orden (RCO), como densificación de REGCAN95, en cada una de las islas ([Blanco y otros, 2000](#)) salvo en la Isla de El Hierro, con una densidad de un vértice por cada 10 km² de superficie. Esta red no estaba materializada por pilares, como las anteriores redes, sino por clavos metálicos en el terreno y estacionamiento con el correspondiente trípode. La observación fue realizada con técnicas GNSS por el método estático-rápido ([Kleusberg, 1990](#); [Van Sickle, 1996](#)) que permite un nivel de precisión aceptable con cortos intervalos de observación. Por supuesto esta RCO se calculó ajustándose sobre el marco de referencia que representaba REGCAN95.

3.2.2. Gravimetría estructural

En los años 1965, 1967 y 1968 el Departamento de Geofísica del *Imperial College, University of London*, realizó los primeros experimentos de sísmica terrestre y marina además de gravimetría que se han desarrollado en las Islas Canarias. En las islas de Lanzarote, Gran Canaria, Tenerife y el Hierro se realizaron medidas de gravedad relativa en 1965, con el fin de confeccionar los correspondientes mapas de «anomalías Bouguer» ([Caturla y Prieto, 1996](#)). La densidad de estas medidas ha permitido la implementación de modelos estructurales en las islas de Tenerife y Lanzarote. Con el fin de discernir si el conjunto del archipiélago era parte del continente africano o se trata de islas oceánicas se lleva a cabo campañas de gravimetría marina durante los años 1967 y 1968. Se realizaron conjuntamente observaciones de refracción sísmica en varios perfiles que sumaban 2.650 km. Con estos datos se confeccionaron mapas gravimétricos para las islas de Gran Canaria, Tenerife, La Gomera, La Palma y El Hierro.

[MacFarlane y Ridley \(1968\)](#) fueron los primeros en interpretar anomalías gravimétricas terrestres en Tenerife y basándose en un pequeño número de estaciones, identificaron una fuerte anomalía gravimétrica positiva al sur del Teide. Este máximo se interpretó como debido a un cuerpo intrusivo y denso con forma cónica elevándose desde el *Moho* hasta una profundidad de unos 4 km bajo la superficie terrestre. También detectaron en los mapas gravimétricos el patrón de los tres sistemas de fractura a 120°, de los que al menos dos ya eran conocidos de otros estudios geológicos. También hicieron la primera interpretación de datos gravimétricos terrestres para la Isla de Lanzarote ([MacFarlane y Ridley, 1969](#)). En este trabajo se detecta la transición de las islas entre la corteza oceánica y la corteza continental. También detectan la presencia de un cuerpo intrusivo de alta densidad en la parte centro-sur de la isla.

También se han empleado medidas de gravedad unidas a sísmica de refracción para determinar la estructura cortical ([Bosshard y MacFarlane, 1970](#)) del archipiélago, dando valores de la profundidad del manto de 12 km al oeste de La Palma y El Hierro, 13,9 km al sur de La Gomera y Tenerife, 15 km al norte de Tenerife y Gran Canaria, y 21-22 km bajo la plataforma continental. Concluyen que la corteza en El Hierro, La Palma, La Gomera y Tenerife es esen-

cialmente oceánica, mientras que Gran Canaria ya está localizada en la zona de transición de la corteza oceánica y continental.

Las décadas de los ochenta y noventa del siglo pasado representan el nacimiento de la geodesia volcánica moderna en las Islas Canarias. En 1987 el *United States Geological Survey* (USGS) llevó a cabo una serie de campañas de gravimetría marina de alta precisión en las Islas Canarias como parte de un programa del Atlántico Este. El área estudiada se extendía a unos pocos kilómetros en el mar alrededor de cada isla (Folger y otros, 1990). Watts (1994) registra datos de 44 perfiles marinos y también utiliza datos terrestres del oeste africano registrados a su vez por la Universidad de Leeds de un área que incluye las Islas Canarias. Estudia la flexión de la litosfera del archipiélago y, comparando datos sísmicos, de anomalías de aire libre de la gravedad y modelos elásticos, estima valores para el espesor de la litosfera y varios resultados sobre su flexión. Concluye que el adelgazamiento observado en la litosfera oceánica de la región puede estar producido por alteraciones térmicas que vendrían ocasionadas por una pluma mantélica (*mantle plume*).

Ranero y otros (1995) obtuvieron un mapa de anomalías de aire libre de anomalía para diversos perfiles y, en combinando con datos sísmicos también, obtuvieron el espesor de la corteza en la zona, concluyendo que el origen más probable de las Islas Canarias es un «punto caliente».

Más tarde, Watts y otros (1997) vuelven a trabajar en su anterior compilación de datos de anomalías de aire libre para comparar los datos observados con otros datos gravimétricos de la Isla de Tenerife calculados con un modelo 2D de la isla. Presentan un modelo interpretativo en dos dimensiones de los flancos de la Isla de Tenerife y la corteza adyacente. Su perfil NE-SW muestra un núcleo volcánico de una densidad de 2.720 kg/m^3 sobre con capas de densidad de 2.480 kg/m^3 en la parte inferior a 2.270 kg/m^3 en la capa superior. También confirman un foso de sedimentos alrededor de la isla con una densidad de 2.080 kg/m^3 .

Canales y Dañobeitia (1998), trabajando en un nuevo recopilatorio de datos batimétricos y de gravedad de perfiles marinos en la zona, concluyen la existencia de una carga bajo sumergida correlacionada con las cargas volcánicas superficiales. La manifestación en la superficie de esta carga sumergida es un hinchamiento oceánico detectado en el basamento anómalo poco profundo y en la anomalía residual de gravedad/geoide.

Con respecto a los datos gravimétricos terrestres, desde la década de los setenta se han realizado diferentes estudios gravimétricos para definir mejorar el conocimiento de las anomalías terrestres locales o bien resaltar algunos detalles de la estructura cortical Lanzarote (Sevilla y Parra, 1975), Tenerife (Vieira y otros, 1986; Camacho y otros, 1991; Ablay y Martí, 2000; Araña y otros, 2000), Fuerteventura (Montesinos, 1999), Gran Canaria (Anguita y otros, 1991; Camacho y otros, 2000) y El Hierro (Montesinos y otros, 2006). Los avances en esta línea de investigación han sido marcados por tres factores:

1. El inicio de uso de los equipos de posicionamiento GNSS;
2. La disponibilidad de cartografía digital; y
3. El aumento de la potencia de cálculo, permitiendo ser más ambiciosos en los estudios de inversión gravimétrica.

De hecho, el posicionamiento mediante la observación GNSS ha representado una revolución también en gravimetría gracias a la obtención con esta metodología, de la necesaria coordenada vertical (altitud) con alta precisión. Los estudios anteriores a la aparición del GNSS se limitaban a usar las líneas de nivelación existentes o aventurarse en otras áreas con bajo nivel de precisión en las altitudes, tales como alturas interpoladas de mapas topográficos o observadas mediante nivelación barométrica. En este último caso, fue difícil lograr exactitudes de altura mejores que 10 m y en el caso del uso de la cartografía para la obtención de la altitud, la precisión está muy sujeta a la escala del mapa y al error cometido al situar la estación en el mapa.

La cartografía digital ha aportado un gran avance en el cálculo de la corrección gravimétrica producida por el efecto de relieve, que puede ser muy importante en las áreas volcánicas. En comparación con determinaciones con cálculos que consumían mucho de tiempo de ordenador utilizando los sistemas de ábaco, el uso de los Modelo Digital de Elevaciones del terreno, *Digital Elevation Model*, (DEM) y la corrección automática de las observaciones a través de programas de ordenador permite una determinación casi instantánea y muy precisa de correcciones de la gravedad, donde la calidad dependiendo principalmente de la propia calidad del DEM y de su resolución (Camacho y otros, 1988).

En tercer lugar, las mejoras continuas en las capacidades informáticas y de los ordenadores personales permitieron el desarrollo de metodologías no subjetivas para la inversión de gravimétrica lineal y no lineal, facilitando la construcción de modelos 3D de contraste de anomalías de densidad. Los modelos consisten en miles de elementos de modelo de resolución (Camacho y otros, 2000). Estos planteamientos contrastan con los anteriores, basados en cálculos directos y prueba posterior. Estos métodos comenzaron a ser desarrollados a partir de la década de los 90 del pasado siglo.

3.2.3. Otros estudios

También de ámbito generalizado en el archipiélago, los estudios geofísicos han sido muy variados: Urgelés y otros (1999) usaron imágenes sónicas y sísmica de reflexión para identificar los eventos de grandes colapsos gravitacionales. Catalán y otros (2003), mediante medidas de magnetismo marino, localizaron fracturas y afloramientos magmáticos. Igualmente se ha usado sísmica de refracción pero multicanal para estudiar la respuesta de la litosfera por carga volcánica (Collier y Watts, 2001); levantamientos geo-magnéticos para modelar los sistemas de alimentación volcánica (Blanco-Montenegro y otros, 2008); y datos sísmicos de alta precisión para investigar sobre la atenuación anelástica de la energía sísmica (Canas y otros, 1995) e incluso se ha aprovechado la existencia de inclinómetros (Eff-Darwich y otros, 2008) en la Isla de La Tenerife para comprobar la sensibilidad de los equipos instalados en monitorización volcánica.

La sismicidad en las Islas Canarias, al menos durante los últimos 25 años, se viene sistemáticamente registrando por el IGN, y se caracteriza por ser una sismicidad difusa y dispersa en la mayor parte de la región y también, por tener una alta concentración en el área localizada entre la islas de Tenerife y Gran Canaria (Figura 3.4), donde llegó a registrarse un terremoto de magnitud 5,2 en 1989. Mezcua y otros (1990, 1992) estudiaron el mecanismo focal del sismo

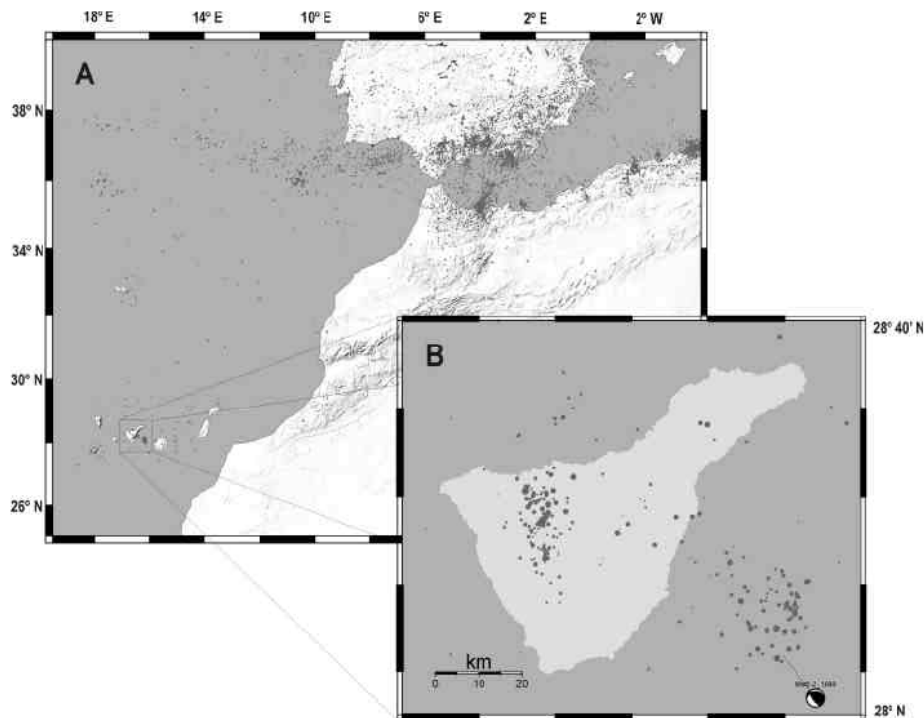


Figura 3.4: Sismicidad representativa de las Islas Canarias desde 1973 hasta 2003 (fuente NEIC-USGS). En el recuadro localización de epicentros de la anomalía sísmica del 2004 (IGN, 2011a)

principal, llegando a la conclusión de que existe un régimen de tensión de compresión horizontal con dirección NW-SE presente en toda la región y se apoyan en la neotectónica en la parte noroeste del continente africano. Jiménez y García-Fernández (1996) intentan explicar este hecho interpretando la existencia de un reservorio hidrotermal caliente en la zona. Almendros y otros (2000) entendían que estas señales sísmicas en el mar y las fumarolas en la cima del complejo Teide-Pico Viejo eran las únicas señales de actividad volcánica hasta la llegada de la anomalía sísmica que produce la crisis del 2004 y que ya ha sido comentada en la Sección 2.3 junto con la reciente de El Hierro. La anomalía sísmica de Tenerife se ha intentado explicar por diferentes técnicas (Pérez y otros, 1994; Gottsmann y otros, 2006) con un movimiento de un dique de magma bajo la superficie que hizo aumentar la actividad sísmica (ver la Figura 3.4).

3.3. Nuevas técnicas espaciales

A finales del siglo XX varios estudios teóricos habían demostrado una clara limitación del sistema de observación desplegado en las islas y la necesidad de cubrir toda la superficie de las islas para poder realizar una monitorización volcánica geodésica operativa. No se podía hacer uso de técnicas geodésicas clásicas debido a sus características y los costos económicos y tiempo (Fernández y otros, 1999; Yu y otros, 2000; Dzurisin, 2007). Todavía la situación en las metodologías de observación cambió drásticamente a finales del siglo XX debido a dos acontecimientos de gran relieve científico y técnico. El primero fue el uso generalizado de la observación GNSS para el estudio de las deformaciones (Dong y Bock, 1989; Nunnari y Puglisi, 1994b; Dixon y

otros, 1997; Fernández y otros, 1999; Sagiya y otros, 2000) causada por el avance de la tecnología que permite obtener mejores precisiones con menor coste, receptores GNSS geodésicos mucho más pequeños y manejables vinculados a observaciones GNSS permanentes.

El segundo acontecimiento fue la aparición, rápido desarrollo y expansión de las técnicas InSAR (Massonnet y Feigl, 1998; Hanssen, 2001) que, en buenas condiciones (Fernández y otros, 2005), permitieron cubrir zonas de $100 \times 100 \text{ km}^2$ en una sola imagen (Carrasco y otros, 2000; Fernández y otros, 2002a) con alta resolución espacial y, después de algunos años, con muy alta precisión (Fernández y otros, 2009; González y Fernández, 2011). Ambos eventos cambiaron drásticamente la monitorización geodésica de la actividad volcánica por todo el mundo y en particular para las Islas Canarias. Ambas técnicas están actualmente validadas y evolucionados, se utilizan habitualmente en la detección de movimientos de tierra y han bajado los costos en comparación con los métodos clásicos (Fernández y otros, 2003; Tomás y otros, 2014). Puede verse un claro ejemplo del impacto de la utilización de estas técnicas en las Islas Canarias en la Isla de Tenerife, descrita más adelante (véase, para más detalles Carrasco y otros, 2000; Rodríguez-Velasco y otros, 2002; Fernández y otros, 2002b, 2003, 2004, 2005

3.4. Estudios anteriores en Tenerife y La Palma

3.4.1. Posicionamiento: métodos clásicos

La Isla de Tenerife es quizá la que mayor investigación y observación geodésica ha tenido a lo largo de la historia. La reobservación periódica de las redes geodésicas de las islas permitirían detectar movimientos de la corteza tanto verticales como horizontales. Como se ha comentado en la Sección 3.2.1, como en el resto del archipiélago también en Tenerife a principios de los años 80 del siglo pasado, debido al mal estado de la red geodésica existente hasta aquel momento que se había realizado en los años 30, el IGN abordó la tarea de renovar la infraestructura geodésica en la isla. Los resultados fueron publicados con la finalización de la ROI en el año 1984 y consta de coordenadas geodésicas de 53 vértices con sus respectivas altitudes al nivel medio del mar.

La red se observó mediante el método de triangulación por vueltas de horizonte con teodolito de 1 segundo centesimal de apreciación (Wild T2). Se completó la red con la observación de distancias mediante distancimetría electro-óptica (EDM), de $5 \text{ mm} \pm 5 \text{ ppm}$ de error (Wild DI3000) para que diesen la escala a la red de triángulos observada, sin más reducción que las debidas a la condiciones meteorológicas del instante de la observación y la referencia de las distancias observadas al geode. Los resultados, eran coordenadas para cada estación ajustadas por mínimos cuadrados y calculados en el antiguo sistema geodésico de referencia de las islas PN84. Arrojaron un error medio de unos 10 cm en planimetría (Caturla, 1996).

La altimetría se observó por nivelación trigonométrica con el mismo equipo de campo, obteniendo la altitud de partida del mareógrafo del puerto de Santa Cruz de Tenerife. El error medio en planimetría resultó de unos 30 cm. Como ya se ha comentado, no se realizó ninguna reobservación posterior pues la llegada de las técnicas GNSS y sus nuevos marcos, dejaron a un lado las observaciones y marcos clásicos. No obstante, se calcularon parámetros de transformación de coordenadas entre los sistemas PN84 y el reciente «REGCAN95» (Caturla y Prieto,

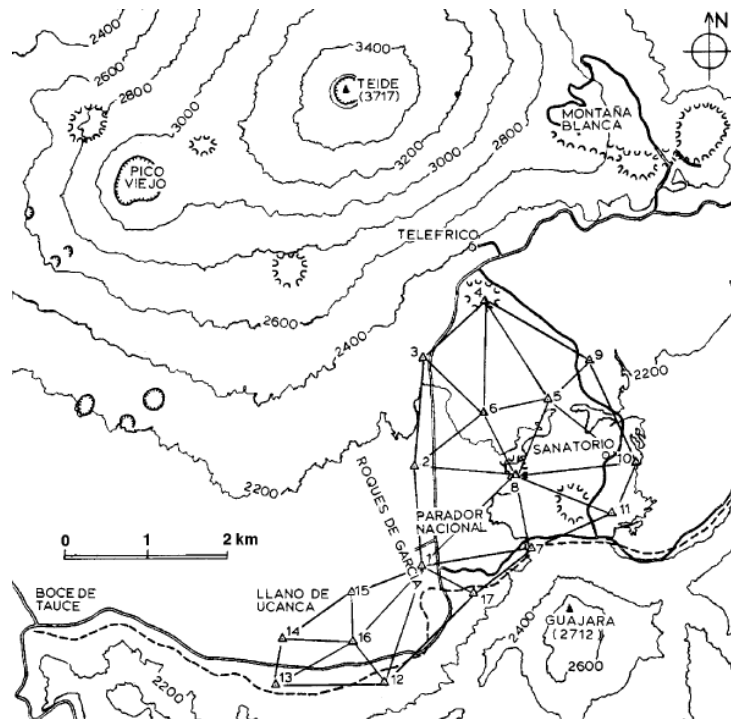


Figura 3.5: Micro-red de la caldera de Las Cañadas, en el sur de la misma, observada por métodos clásicos con medidas angulares y de distancias (Sevilla y otros, 1986).

1996). Los fines puramente cartográficos y geodésicos de esta red, las ausencia de reobservaciones y los errores medios en los puntos desaconsejan la utilización de este marco geodésico para aplicaciones geodinámicas.

De forma más particular, en los años 80 ya se tenía en cuenta que la región alrededor de la Caldera de Las Cañadas del Teide era una de las zonas de mayor riesgo en el archipiélago (Araña y Gómez, 1995). Es por ello que en aquella época los mayores esfuerzos en la investigación volcánica se focalizaron en este área, particularmente los estudios geodésicos. A principios de esa década se diseñó una micro-red dentro de la Caldera de Las Cañadas, en su parte suroeste, de 17 estaciones (Sevilla y otros, 1986). La red se reobserva en seis campañas durante aquellos años hasta el 2000 usando medida angular con teodolito, EDM y perfiles de nivelación de precisión (Figura 3.5). Los perfiles de nivelación unen 52 puntos distribuidos a lo largo de dos itinerarios (Sevilla y otros, 1996). Se completaba la red por el método de triangulación (ver la Sección 1.2) y el resultado final eran coordenadas de los puntos de estación del teodolito ajustadas por mínimos cuadrados. El ámbito de los trabajos se circunscribe al interior de la caldera (Sevilla y otros, 1986; Sevilla y Romero, 1991; Yu y otros, 2000) y entre los años 1985 y 2000 no se detectaron diferencias en las coordenadas de los puntos lo suficientemente importantes que indicaran la existencia de deformaciones significativas ya sea en posición horizontal o vertical (Rodríguez-Velasco y otros, 2002).

Fernández y otros (1999) estudiaron la aplicación de diferentes técnicas geodésicas para la monitorización del volcán Teide y la caldera de Las Cañadas, usando simulación y análisis teórico (un modelo de una intrusión puntual de lava y limitado solo a la caldera). Yu y otros (2000)

extendieron el estudio cubriendo una zona más amplia y la simulación de una fuente distinta (un dique de lava que es la fuente habitual en erupciones basálticas según [Marinoni y Gudmundsson \(2000\)](#)). Cambiaron la profundidad y la localización del dique para establecer las variaciones en la superficie terrestre producida. Encontraron que el tamaño y la localización del dique de intrusión eran muy importantes a la hora de determinar el patrón de deformaciones y la magnitud de las mismas. Su estudio mostraba la necesidad de extender la red geodinámica existente más allá de la caldera para cubrir la totalidad de la isla si es que se deseaba desarrollar una monitorización volcánica eficiente. Una clara elección sería una red de tipo [GNSS](#), el uso de tecnología rádar de satélite, o una combinación de ambas técnicas.

También el [IGN](#) mantiene una red de nivelación de alta precisión en la Isla de Tenerife que consta de un anillo perimetral, observado en los años 80. No está unida esta nivelación con los perfiles de la micro-red de la caldera. Con posterioridad se añade una línea transversal, desde La Laguna hasta Los Cristianos cruzando por las Cañadas del Teide, observada en el año 2000. Estos itinerarios se observaron con nivel de alta precisión (Wild NA2) y miras de material *invar*, con reducción por gravimetría, llegando a una precisión relativa de $1,5\sqrt{km}$ mm (Figura 3.6).

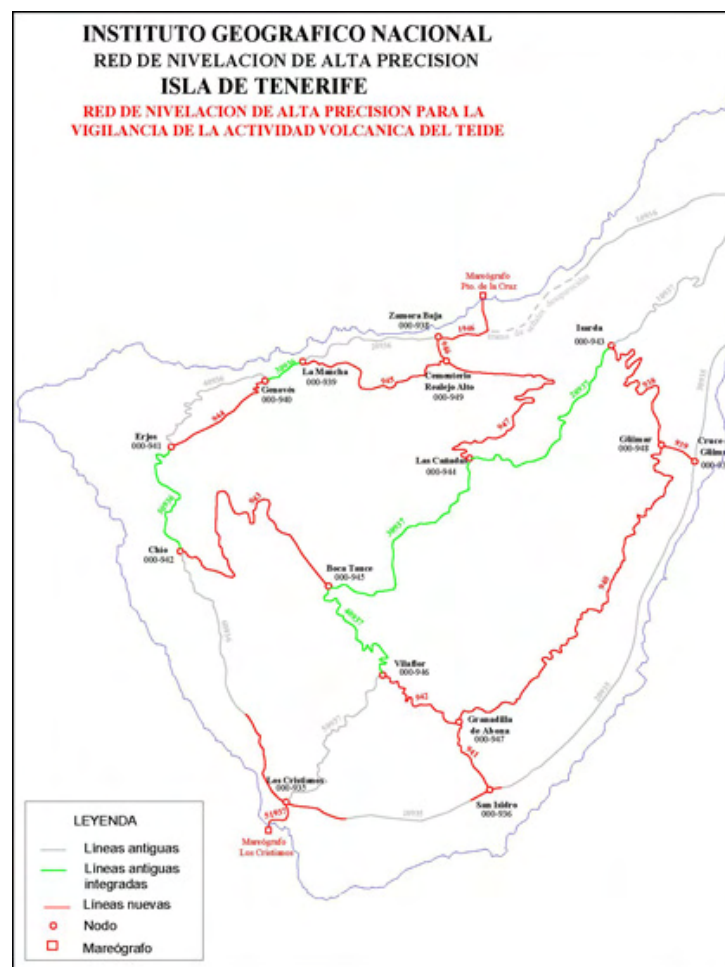


Figura 3.6: Esquema de las líneas de nivelación de alta precisión de la Isla de Tenerife con las líneas antiguas y las nuevas líneas proyectadas para vigilancia volcánica del 2005 (fuente [IGN](#)).

La red realmente tenía una finalidad puramente geodésica y seguía el mismo protocolo que el Programa Nacional de Nivelaciones REDNAP (Barbadillo y otros, 2008). Posteriormente, y dentro del programa de actividades que surgieron a raíz de la crisis sísmica del 2004, se diseñó una densificación de la red anterior formada por 10 tramos que enlazan el anillo exterior con la línea La Laguna-Los Cristianos. Esta ampliación, de casi 310 km incluyendo los enlaces con los mareógrafos, y sus correspondientes medidas de gravimetría, se terminó de observar a finales del año 2005. La precisión de estas nivelaciones es muy alta, pero tampoco ha habido hasta la fecha reobservaciones que permitan detectar cambios en la altitud del terreno. En ninguno de los dos procesos de ampliación se reobservó la red existente.

Aunque todas las líneas discurren por carretera, con esta red de nivelación se podría monitorizar directamente Las Cañadas, parte de la Dorsal NE, el valle de Güímar y el de Icod, y también se podrían monitorizar zonas cercanas a la Dorsal de Santiago, la Dorsal Sur y sus zonas de esfuerzos tensionales (ver la Figura 2.10).

En cuanto a la Isla de La Palma, es importante reseñar que aunque es la isla que registra mayor número de erupciones en los últimos 500 años, no existe más programa de monitorización geodésica que cuantifique la actividad volcánica, que el ya citado iniciado por el IGN en 2007. Sin embargo, el que la última erupción sub-aérea en las Islas Canarias tuviese lugar en esta isla (volcán Teneguía, 1971) ha llevado a que la Isla de La Palma se convirtiera en las últimas décadas en una de las islas más monitorizadas (ver *p.e.* Perlock y otros, 2009; González y otros, 2010c).

Como ya ha sido comentado, el Instituto Geográfico Nacional (IGN) también proyectó en su momento en la Isla de La Palma la correspondiente red geodésica cuyos resultados fueron publicados con la finalización de la ROI en los años 90 del pasado siglo. La red también se observó siguiendo el protocolo de observación de la red que desarrolló el IGN a nivel nacional del todo similar al ya descrito para el caso de la ROI de la Isla de Tenerife. Los errores medios de la red calculada y compensada también son del mismo orden de los encontrados en la red de Tenerife. Como ha ocurrido con el devenir de la ROI a nivel nacional, igual que en la Isla de Tenerife no se realizó ninguna reobservación posterior pues la llegada de las técnicas GNSS y sus nuevos marcos, dejaron a un lado las observaciones y marcos clásicos. También para la Isla de La Palma se calcularon parámetros de transformación de coordenadas entre los sistemas «Pico de las Nieves 1968» y «REGCAN95» (Caturla y Prieto, 1996). Los fines puramente cartográficos y geodésicos de esta red, las ausencia de reobservaciones y los errores medios en los puntos desaconsejan la utilización de este marco geodésico para aplicaciones geodinámicas pues es exactamente gemela a la construida y ajustada para la Isla de Tenerife.

En el año 2000 se realizaron, también por el IGN, itinerarios de nivelación de alta precisión que unían la Caldera de Taburiente por el Roque de los Muchachos con Fuencaliente, por las vías de comunicación que discurren sensiblemente por la costa este y oeste. El itinerario se observó con nivel de alta precisión (Wild NA2) y miras de material *invar*, con reducción por gravimetría, llegándose a una precisión relativa de $1,5\sqrt{km}$ mm (Figura 3.7). La red también tenía fines geodésicos y seguía el mismo protocolo que el programa de nivelaciones nacional REDNAP. Posteriormente, en el año 2007 se completó la nivelación con el anillo norte que circunda el escudo norte de la isla, los anillos centrales que comunican Santa Cruz de La Palma con Tajuya y el paso de El Pilar, siempre por carretera. Finalmente se observó el anillo sur que

une Fuencaliente con las zonas de Teneguía y San Antonio, también por carretera. Aunque la precisión de estas nivelaciones es muy alta, tampoco ha habido hasta la fecha reobservaciones de que reflejen cambios en la altitud del terreno. Ni tan siquiera se observó el anillo del año 2000.

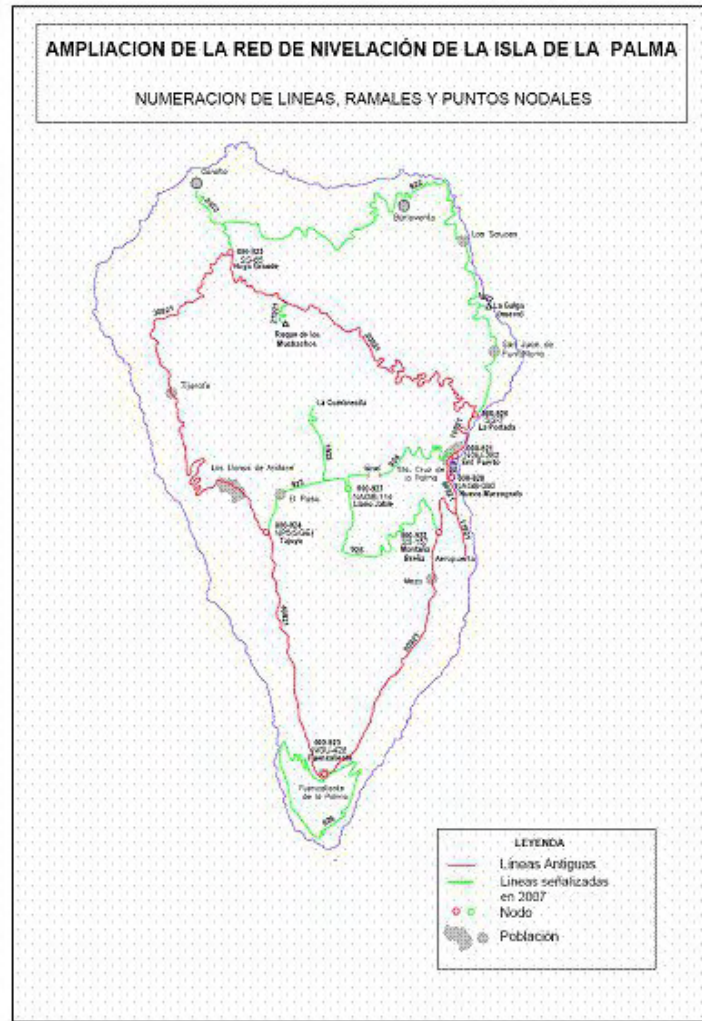


Figura 3.7: Esquema de las líneas de nivelación de alta precisión de la Isla de La Palma. En rojo la línea inicial del año 2000, que unía el Roque de los Muchachos en la Caldera de Taburiente con Fuencaliente en el extremo sur de Cumbre Vieja, a través de las dos carreteras principales de la costa; y en verde las complementarias del 2007, con la nivelación del escudo norte, la central por El Paso y el refugio de El Pilar y la sur que anilla la zona de Fuencaliente (fuente IGN).

Esta isla alcanzó cierta notoriedad internacional entre los años 2000 y 2001 entre la comunidad científica. Se abrió un importante debate científico y social, después de los trabajos de Day y otros (1999) y Ward y Day (2001) sobre un posible colapso que afectaría al flanco oeste de la Isla de La Palma, cuyo tsunami asociado afectaría a la costa este americana. Para conocer el grado de estabilidad del flanco oeste de Cumbre Vieja, se proyecta y observa una red geodésica de monitorización de este flanco que se reobservó en tres ocasiones usando distan-

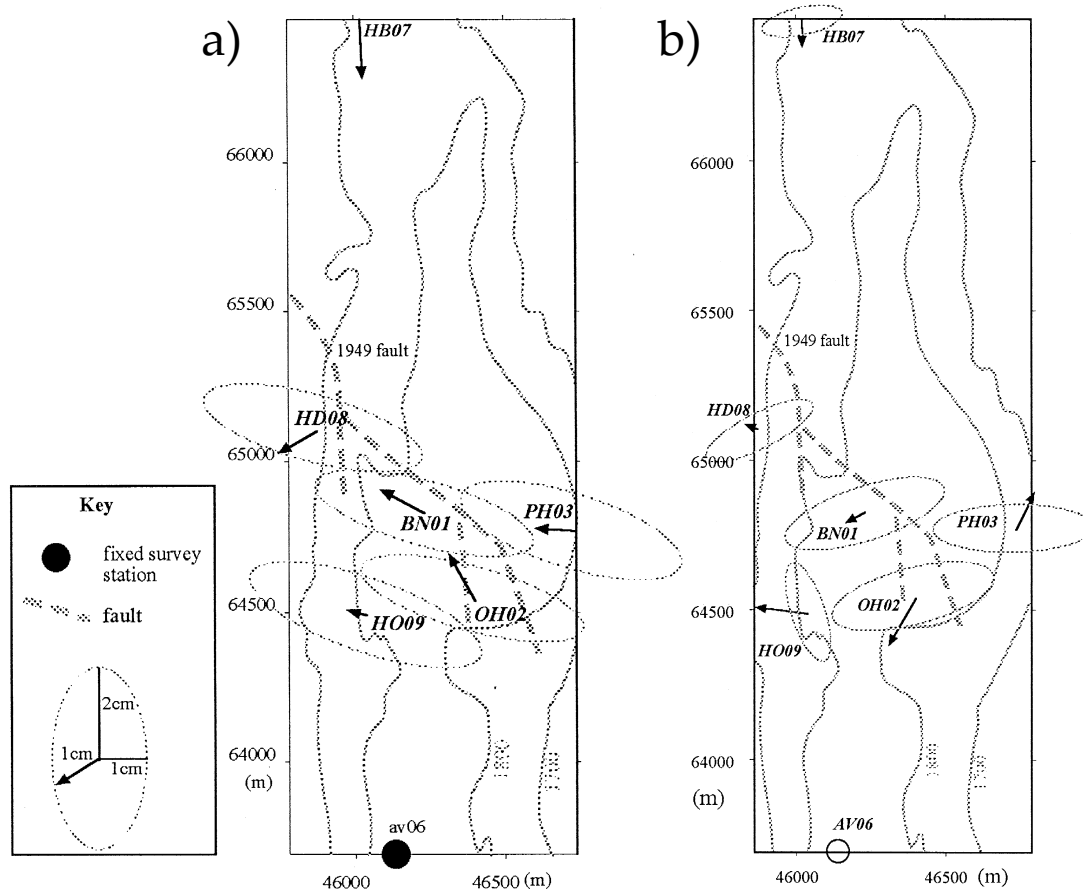


Figura 3.8: Esquema de la red proyectada en la cima de Cumbre Vieja, en la zona de aparición del grupo de fallas de 1949. Los autores indican los vectores de desplazamientos encontrados entre 1994 y 1996 (a) y los encontrados entre 1996 y 1997 (b), su magnitud y dirección así como la elipse de error asociada a cada desplazamiento. La falla queda representada por la línea gris gruesa discontinua (de Moss y otros, 1999).

ciometría electrónica EDM por el método de trilateración (ver la Sección 1.2) y posteriormente con observaciones GPS, con el método estático-rápido, todo ello en 1994, 1996 y 1997. La red inicialmente proyectada en la cima de Cumbre Vieja donde se sitúa el sistema de fallas de 1949 (Figura 3.8), adolecía de problema de *datum* al pivotar toda ella en uno de sus puntos y los resultados eran relativos a esta estación justo en la cima. Se analizaron entonces cada par de estaciones para representar la deformación entre dos estaciones obteniendo las longitudes de las líneas del ajuste de la red. La red era muy limitada por el alcance del EDM y su mal funcionamiento en condiciones de alta nubosidad, bastante habitual en Cumbre Vieja. Por ello, en la campaña de 1997 la red se extendió usando ya técnicas GPS por el método estático-rápido. Se encontraron cambios del orden de unos 4 mm en la mayoría de las longitudes de las líneas que se midieron y en algunas se llegaron a diferencias entre 8 – 10 mm que resultaron ser las más grandes, y también en las líneas entre pilares pues no se usaron sistemas de centrado forzado o auto-centrado para las estaciones en los pilares.

La Figura 3.8 muestra los vectores de hipotéticos movimientos detectados entre octubre de 1994 y marzo de 1996 y sus elipses de error. Estos resultados muestran un posible patrón coherente de desplazamiento hacia el oeste en los puntos de control al oeste de la falla de 1949, sin embargo los vectores de desplazamiento resultaron de la misma magnitud que los errores asociados a la observación siendo por tanto no significativas. Unido esto al poco espacio de tiempo transcurrido entre las campañas hacen imprudente pensar que estamos ante un movimiento en dirección oeste del flanco de Cumbre Vieja. Si bien los autores reconocen este hecho, su estudio aporta otras facetas interesantes para un futuro programa de monitorización. Indican que para que el patrón de desplazamientos se pueda determinar con suficiente nivel de confianza, se deben de realizar reocupaciones mayor duración temporal de la observación de las estaciones, siendo también necesarias más campañas de observación por un lado. Por otro lado, para poder llegar a conocer la deformación asociada más allá del flanco oeste, aconsejan que la red sea extendida y que incluya estaciones también en el norte de la isla.

3.4.2. DInSAR

Con relación a las técnicas InSAR, posiblemente la primera aplicación de estas técnicas con fines de detección de deformaciones fue en la Isla de Tenerife (Carrasco y otros, 2000; Romero y otros, 2002; Fernández y otros, 2002a, 2005). Se usaron 18 imágenes obtenidas con los satélites ERS-1 y ERS-2 de la ESA, para un periodo desde 1992 a 2000. Como ya habían demostrado otros estudios clásicos (Rodríguez-Velasco y otros, 2002), los interferogramas, resultado del procesado de las imágenes SAR, de la zona de la caldera de Las Cañadas corroboraron la no existencia de deformación entre 1993 y 2000 igual o menor que 1 cm. Estos interferogramas resultaron de un alto grado de coherencia dada la naturaleza volcánica de la Tenerife y porque la vegetación no cubre toda la isla.

Sin embargo cuando esta técnica se aplicó más allá con el fin de cubrir la isla entera, sus estudios detectaron dos regiones de subsidencia en Garachico y Pinar de Chío. Ninguna otra técnica usada con anterioridad en Tenerife había estudiado y detectado deformación es estas áreas (Figura 3.9). Estas deformaciones se manifiestan en varios de los interferogramas procesados, que demuestra que no se trata de ningún artificio atmosférico y además aumenta la deformación con el tiempo.

De este estudio se pueden desprender tres detalles muy importantes:

1. las técnicas InSAR pueden ser aplicadas en la Isla de Tenerife para una monitorización volcánica rutinaria;
2. no se obtiene deformación en la zona de estudio clásica de la caldera de Las Cañas (ver la Figura 3.9), en congruencia con los anteriores resultados obtenidos por técnicas clásicas; y
3. la detección de estas dos zonas de deformación que anteriormente no habían sido detectadas en otros estudios de Garachico y Chío, ambas subsidencias.

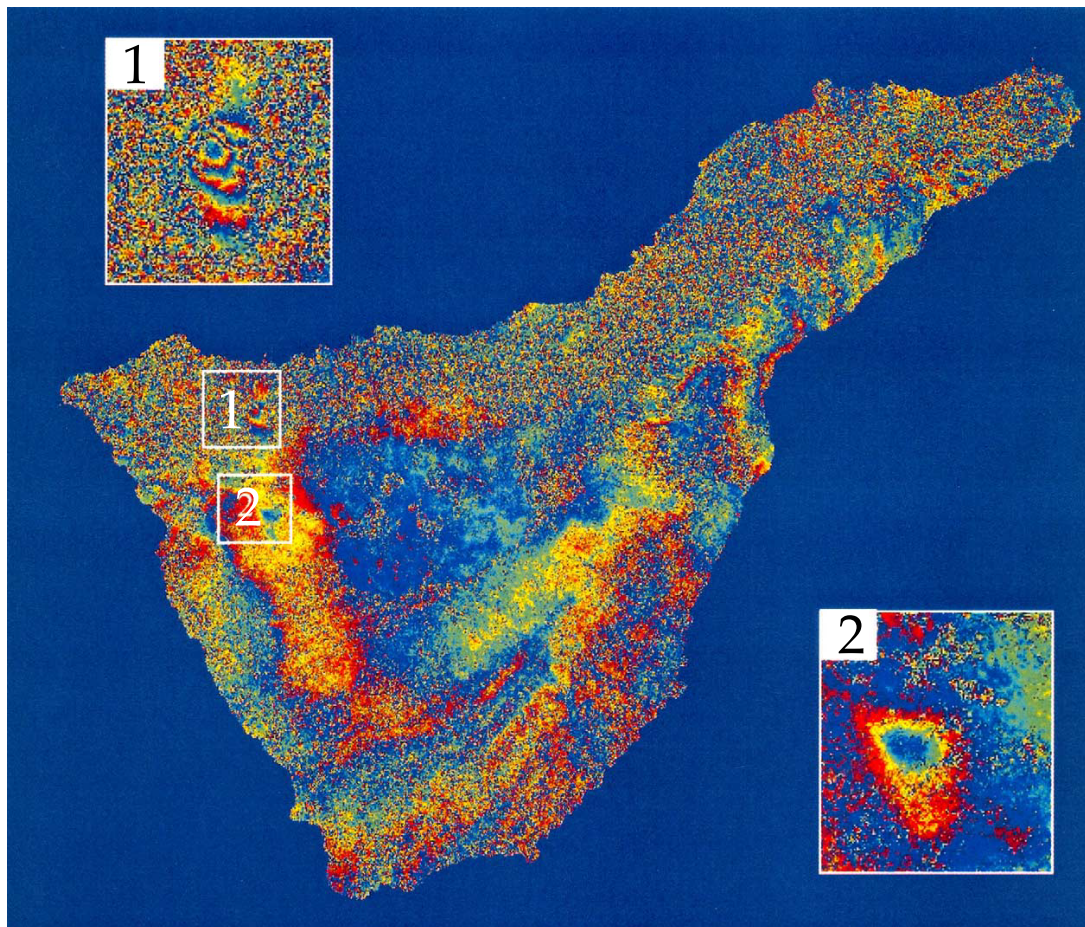


Figura 3.9: Interferograma diferencial de la Isla de Tenerife correspondiente al periodo desde el 02-08-1996 hasta el 15-09-2000. No se detectan deformaciones en Las Cañadas en este intervalo. Las dos ampliaciones 1 y 2 representan las zonas de subsidencia de Garachico y Pinar de Chío desde el 20-07-1993 hasta el 15-09-2000. La subsidencia de Garachico tiene tres ciclos, en otras palabras, sobre 10 cm de subsidencia. La zona de Pinar de Chío tiene un solo ciclo en el mismo intervalo de tiempo, es decir, unos 3 cm de subsidencia (de [Fernández y otros, 2003](#))

Las dos zonas se encuentran en las zonas de esfuerzos tensionales de la Dorsal de Santiago, en la parte noroeste de la isla (Figura 2.10). Una de ellas, Garachico, está localizada en una de las zonas afectadas por las últimas erupciones (Montaña Negra, 1706). Aunque la subsidencia es relativamente pequeña en ambas zonas (sobre 9 cm en Garachico y 3 cm en Pinar de Chío en 9 años), cubren un área muy extensa de unos 15 km² en Garachico y unos 8 km² en Pinar de Chío). La deformación de Garachico respondía a un patrón de subsidencia de 1 cm/a desde 1992 a 2000.

Las posibles causas de las subsidencias podrían estar, según [Fernández y otros \(2002a\)](#), en la compactación de la lava emitida durante las últimas erupciones, subducción post-eruptiva causada por el vaciado de las cámaras magmáticas, reactivación volcánica provocada por el ascenso de un dique, o por la extracción de agua del subsuelo. A fin de confirmar las observaciones realizadas con [SAR](#) y distinguir la verdadera causa, los autores proponen diferentes programas geodésicos y geofísicos que incluyan la observación de una red geodésica de tipo

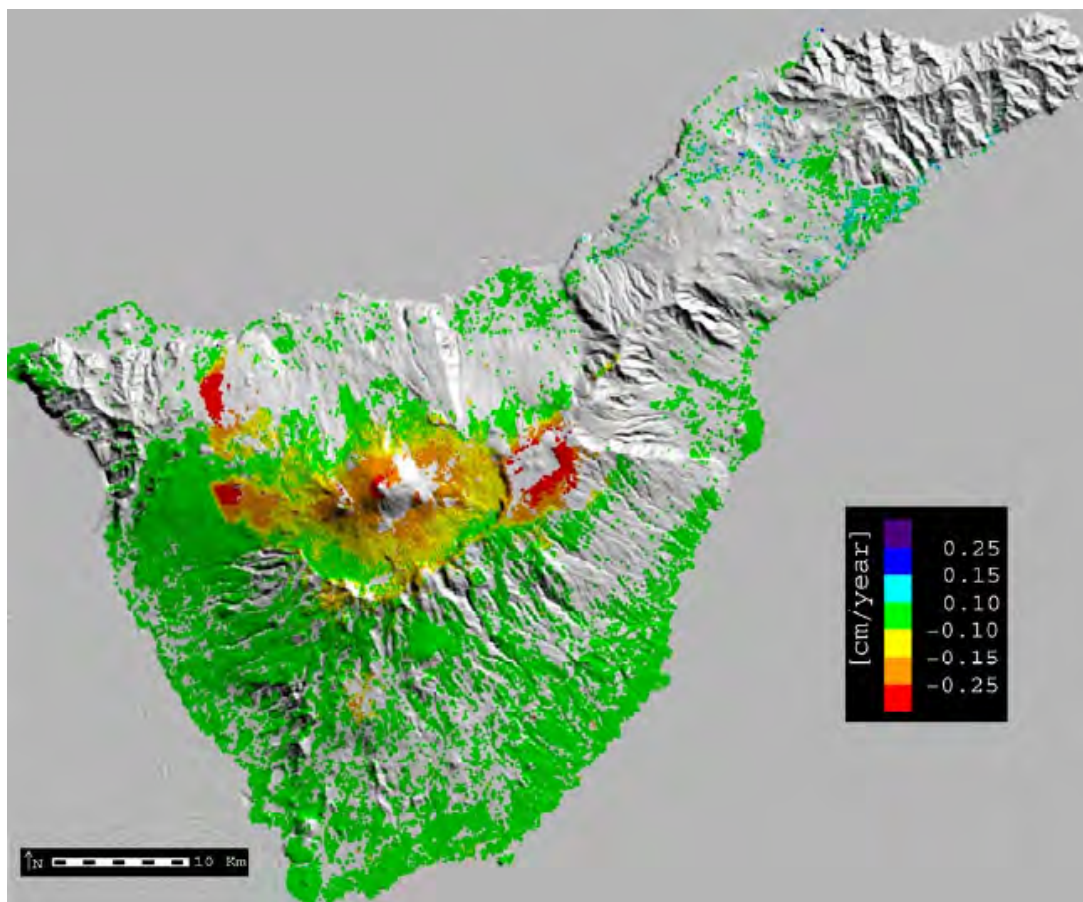


Figura 3.10: Mapa de velocidades medias de deformación en la dirección del satélite para la Isla de Tenerife entre 1992 y 2005, usando datos ERS de órbita descendente con técnica SBAS, según Spinetti y otros (2007). Las zonas en gris indican que no ha sido posible obtener coherencia en las mismas.

GNSS, cuya observación periódica ayudaría a la interpretación de futuros estudios SAR en la isla. Los autores proyectan a tal fin una red de estaciones de control observadas con tecnología GNSS en el año 2000.

Posteriormente, Spinetti y otros (2007) utilizaron la técnica de Interferometría rádar diferencial avanzada (A-DInSAR) Small BAseline Subset del SAR (SBAS) para procesar un conjunto de 70 imágenes SAR de ENVISAT registradas entre 1992 y 2005, obteniendo un mapa de velocidades de deformación mostrado en la Figura 3.10, identificando las zonas de deformación que encontraron Fernández y otros (2002a) y un patrón de subsidencia significativo en el Pico Teide y sus alrededores, y en la conexión del complejo Teide-Pico Viejo con la Dorsal NE. Los autores proponen la utilización de técnicas gravimétricas y GNSS para complementar su estudio.

La complementariedad de las técnicas SAR con los otros tipos de técnicas geodésicas es clara. Los últimos trabajos que se realizan en este campo vienen a buscar metodologías que integren las técnicas SAR, que dan mayor cobertura espacial a las posibles deformaciones, con otras técnicas que garanticen la precisión. Así, Samsonov y otros (2008) proponen una metodología de optimización de datos GPS y DInSAR con datos no continuos y la aplican a la Isla de Tenerife, detectando como algunas señales de movimiento se detectan con GPS en la parte

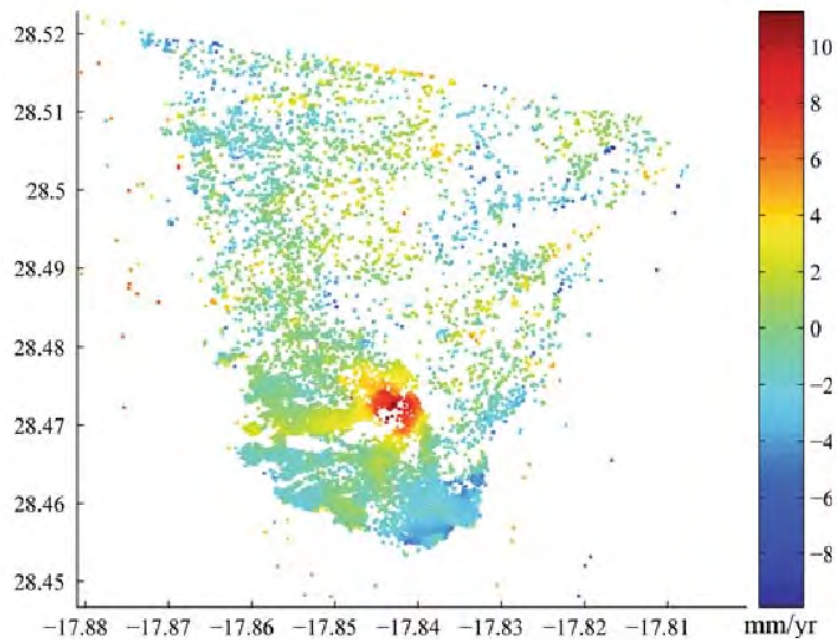


Figura 3.11: Mapa de velocidades medias de deformación calculadas usando la técnica Coherent Pixel Time Series Approach (CPTS) para el extremo sur de la Isla de La Palma en el intervalo 1992-2000. La zona de máxima velocidad de deformación se produce alrededor del volcán Teneguía (según Perlock y otros (2009)).

NW de la isla mientras que en el centro se observan movimientos con **DInSAR**, confirmando los anteriores trabajos de **Spinetti y otros (2007)**. La técnica se puede aplicar con otro tipo de datos como **LiDAR** o incluso nivelación clásica.

En cuando a la Isla de La Palma, los primeros intentos de monitorización **SAR** fueron mediante interferometría clásica llevados a cabo por **Massonnet y Feigl (2000)** y **Fernández y otros (2002a)**, que resultaron no ser lo suficientemente precisos como para detectar desplazamientos en la zona de la erupción del Teneguía (1971).

Perlock y otros (2009) estudian un periodo de nueve años entre 1992 y 2000, usando imágenes **SAR** de las misiones **ERS-1/2** de la **ESA**, e intentar solventar el problema que presenta la densa vegetación de la isla para la interferometría radar mediante dos técnicas de análisis de fase **InSAR**, las *Coherent Pixel Time Series Approach* (CPTS) y *Coherent Target Modeling* (CTM), que ofrecen velocidad de deformación en vez de deformación absoluta.

Detectan así un área de deformación con velocidades entre -4 y -8 mm/a mas o menos circular, de 1 km de diámetro en torno al volcán Teneguía (Figura 3.11). El estudio excluye como posible causas una deformación por movimiento de magma, por extracción de agua o por la carga gravitacional que pudiera representar el nuevo edificio volcánico producido por la erupción de 1971 y concluye que la causa mas probable de esta deformación es una fuente térmica. No constatan deformación, al menos al nivel de precisión del estudio, mas al norte en la zona de Cumbre Vieja, pero estiman que el intervalo de tiempo estudiado es demasiado pequeño como para descartarla totalmente y proponen mantener un programa de monitorización de esa zona.

3.4.3. GNSS

Como ya se ha comentado, el IGN instaló una nueva red geodésica por técnicas espaciales GPS en el año 1994 (REGCAN95). La red utilizó algunos de los antiguos pilares ya existentes de la ROI a los que previamente se instaló de un sistema de autocentrado radial para las antenas GNSS, que garantizaba una reocupación del punto con precisión submilimétrica. REGCAN95 (REGENTE-CANARIAS) fue el banco de pruebas de la posterior Red Geodésica Nacional por Técnicas Espaciales (REGENTE), por tanto comparte con ésta última métodos de observación y calidad final (Regidor-Gutiérrez y otros, 2000; Quirós y otros, 2002). Cada estación se observaba en dos sesiones independientes de al menos tres horas cada una, con equipos GPS de doble frecuencia equipados con antena geodésica. En el ajuste de esta red en el marco geodésico ITRF93, época 94,9, se llegó a una precisión mejor que 5 cm.

La red REGCAN95 se integra a su vez en la REIC, que se observó en la misma campaña pero previamente a REGCAN95 cuyo punto fundamental es la estación GPS permanente de de Maspalomas en Gran Canaria (Barbadillo y Quirós, 1996). Esta red se observó en 3 sesiones de 24 horas cada una con los mismos equipos.

En la Isla de Tenerife REGCAN95 comprende 13 estaciones, 3 de ellas forman parte de la red de enlace en las estaciones de Teide, Bocinegro y Chinobre. En la Isla de La Palma se observaron 9 estaciones, de las cuales las estaciones de San Antonio y Roque de los Muchachos pertenecen a la red de enlace.

Igual que sucedió en el diseño de la red geodésica anterior ROI, REGCAN95 se proyectó para definir un marco de referencia geodésico para las Islas Canarias y no para monitorización volcánica. Esto hace que la red no tenga puntos de control en las estructuras y regiones volcánicas deformables, más que los puntos que, por razón de su cobertura total de las islas, hubiesen coincidido en alguna de estas zonas sensibles. En todo el archipiélago sólo dos estaciones fueron proyectadas con intención de dar cobertura a zonas volcánicas. Se trata de las estaciones que en la Isla de Tenerife se construyeron en los Llanos de Ucanca (caldera de Las Cañadas) y el Pinar de Chío (Dorsal de Santiago) (Caturla, 1996). Recuérdese que con posterioridad a estos trabajos, el Gobierno Canario observó la RCO en cada una de las islas (Blanco y otros, 2000), materializada por clavos en el terreno. La red se calculó ajustándose a REGCAN95.

Como se comentó en la anterior Sección (3.4.2), Fernández y otros (2004) proyectan en la Isla de Tenerife, una red de estaciones de control GNSS para corroborar los resultados de deformación que detectan a través de técnicas InSAR y también que sirva para monitorizar, en un futuro, posibles desplazamientos asociados con una reactivación volcánica. La red recupera algunos de los puntos geodésicos de mas garantías de la red REGCAN95, en total 17, y se completa con dos puntos de la red de Cuarto Orden y otros dos nuevos puntos establecidos en las zonas en las que se ha detectado deformación InSAR (Figura 3.12).

La red se observa en agosto del 2000 usando cinco receptores con el método estático relativo, durante sesiones de 5 a 2 horas, dependiendo de la longitud de la línea que se quería determinar. Se utilizaron sistemas de auto-centrado de antenas en los vértices de la red REGCAN95, mientras que en los clavos de la zona de deformación y en los de la red de Cuarto Orden, se estacionaron las antenas mediante trípode y plataforma nivelante. Los datos registrados con GPS fueron procesados con Bernese 4.2 (Beutler y otros, 2001), constriñendo la red principal a

las tres estaciones de Tenerife que pertenecen a la red de enlace REIC, ciñéndose así al propio marco ITRF de REGCAN95.

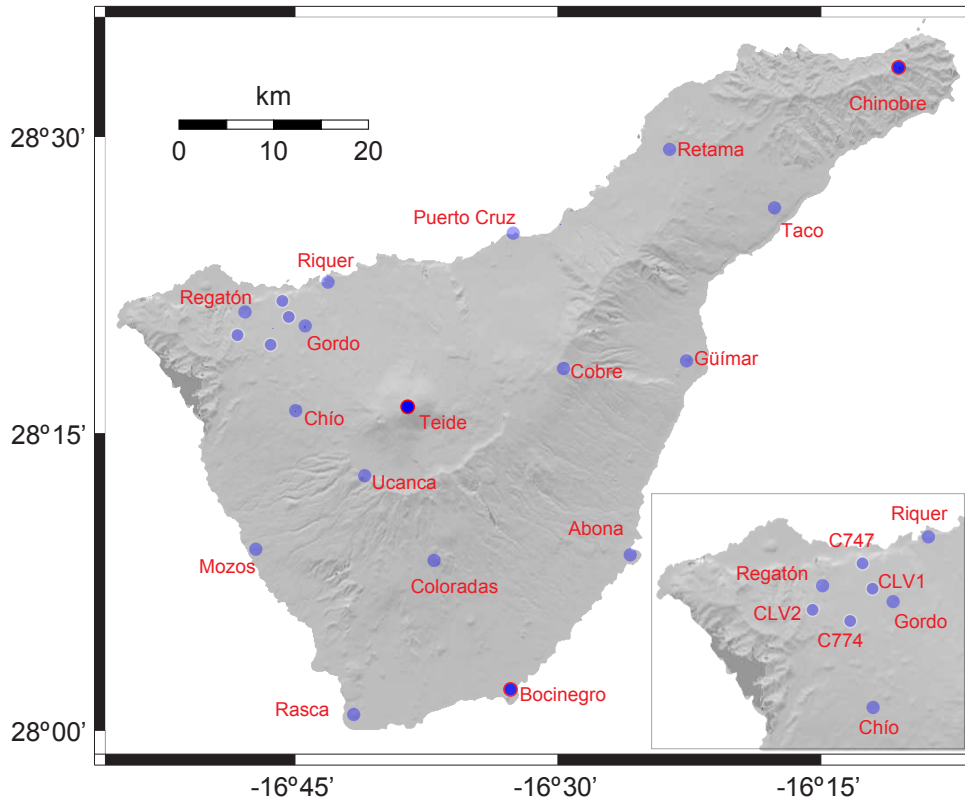


Figura 3.12: Esquema de la red GNSS proyectada en la Isla de Tenerife para comprobar los resultados de las deformaciones obtenidas mediante técnicas InSAR y de monitorización. En la esquina inferior derecha se muestra el detalle ampliado del Macizo de Teno y la Dorsal de Santiago con los puntos establecidos en las zonas de deformación (modificado de Fernández y otros (2004))

La subred que representan los clavos en las zonas de deformación se procesaron de forma separada debido a la diferencia de distancia relativa entre los puntos. Los resultados fueron buenos en función de la precisión obtenida en el procesado de los datos, (valores medios de 2 mm en horizontal y 7 mm en vertical) (Fernández y otros, 2003), si bien la comparación de las coordenadas obtenidas con las anteriores del IGN del procesado REGCAN95 arroja incertidumbres (ver la Tabla 3.2).

En cuatro estaciones se detecta subsidencia. La subsidencia de la estación de Chío parece estar de acuerdo con los resultados previamente determinados con InSAR (Fernández y otros, 2002a). Por el contrario, los encontrados en otras estaciones y la elevación importante en dos de las restantes, sugieren una deformación local muy importante, la existencia de algún error sistemático que no estuviera bien modelado o una mala elección de los emplazamientos de las estaciones. Las deformaciones se atribuyen a compactaciones de lava de las últimas erupciones, subsidencia post-eruptiva por reactivación volcánica mediante un dique o por extracción de agua.

Estación	00-95		
	Norte [mm]	Este [mm]	Altura [mm]
Pto. de la Cruz	-35	-29	-100
Retama	-32	+3	-130
Taco	+2	-19	-3
Riquer	-13	+0	-12
Pinar de Chío	+6	-21	-49
Gordo	-39	-10	+9
Regatón	-25	+7	+6
Güímar	-10	+4	-9
Cobre	-15	-1	+2
Mozos	+1	-4	-33
Roque de Ucanca	-14	-6	-18
Abona	-5	-8	+6
Coloradas	-2	-5	+4
Rasca	-8	-3	-24
C747	+0	+24	+57
C774	-49	+14	+73

Tabla 3.2: Diferencias de coordenadas entre la red de monitorización GPS del año 2000 y la anterior REGCAN95-Cuarto Orden según Fernández y otros (2003). Las estaciones Teide, Chinobre y Bocinegro no aparecen por ser los puntos fijos de control en el procesado de la red

Las 9 estaciones REGCAN95 no se volvieron a observar desde su primera observación el año 1994. Moss y otros (1999) utilizó GPS como soporte a su red de monitorización EDM de Cumbre Vieja, pero no hay constatación de nuevos trabajos en la misma.

Sólo existen dos estaciones permanentes GNSS (Prieto y otros, 2005; Prieto, 2009b) con capacidades geodinámicas. Recientemente la compañía GRAFCAN, perteneciente al Gobierno Canario, ha instalado una estación permanente en la villa de Mazo (Figura 3.13).

Esta estación se une a las que a lo largo del año 2010 y 2011 se han instalado en otras islas dentro de un programa regional con fines cartográficos y geodésicos. En Tenerife existe una en Santa Cruz, otra en Santiago del Teide y una tercera en San Miguel de Abona, pero dado que se han instalado ancladas en fachadas de edificios y lo reciente de su instalación, su estabilidad para usos geodinámicos todavía deberá ser confirmada utilizando una larga serie de sus observaciones.

3.4.4. Gravimetría y estudios estructurales

Las medidas clásicas, las técnicas GNSS o las técnicas InSAR son capaces, por si de detectar deformaciones de la superficie, pero no son capaces de discriminar si estas deformaciones son producidas por movimientos de magma, por dinámica de gases o simplemente por desplazamientos de hidrotermales. En este sentido las técnicas gravimétricas pueden aportar una



a)

b)

c)

Figura 3.13: Estaciones permanentes GNSS de GRAFCAN desplegadas recientemente para usos cartográficos, geodésicos y de posicionamiento general: **a)** estación de Mazo en La Palma, **b)** estación de Santa Cruz en Tenerife y **c)** estación de Santiago del Teide también en Tenerife. Su uso para fines geodinámicos habría que constatarlo cuando se disponga de una serie larga de observaciones (de la IDE GRAFCAN)

información importante sobre los procesos volcánicos, pues están ligadas con la redistribución interna de materiales, información a menudo difícil de obtener con otras técnicas geofísicas o geoquímicas (Battaglia y otros, 2008).

A raíz de la crisis sísmica de 2004 se suceden nuevos estudios gravimétricos de mayor precisión y resolución de los realizados con anterioridad. Se consigue demostrar que las técnicas de micro-gravimetría (Gottsmann y otros, 2006) aplicadas a la monitorización volcánica pueden detectar señales de su actividad dinámica bajo la superficie. Relacionan los cambios en la gravedad superficial observada durante la crisis con una migración de fluidos dentro del propio complejo, y desechan que estén relacionados con el flujo de magma somero característico de la actividad volcánica.

Fernández y otros (1999) y Yu y otros (2000) comprobaron la aplicación de la gravimetría en su estudio de sensibilidad de la deformación del terreno en la isla de Tenerife a fin de definir el sistema de monitorización geodésica más adecuado, considerando una superficie plana en su modelo. En aquel momento ya proponían que habría que comprobar la posible corrección por topografía.

Charco y otros (2007) usan técnicas IBEM para realizar un estudio teórico de sensibilidad de una red permanente GPS instalada en las proximidades del volcán Teide incluyendo la influencia de la topografía del terreno. Llegan a la conclusión, aplicando su modelo al complejo Teide-Pico Viejo, de que la topografía reduce la magnitud del desplazamiento y los cambios en la gravedad superficial porque la profundidad de la fuente magmática crece con la altura del relieve. Comprueban también que el uso de programas de cálculo GNSS que alcancen precisiones geodésicas como Bernese 5.0, permite detectar desplazamientos producidos por una posible intrusión magmática. Proponen el uso de técnicas de micro-gravedad para mejorar la

monitorización del volcán Teide y consideran que se debería instalar una estación gravimétrica con observación continua cerca de una estación GNSS, en particular sobre todo en los flancos del volcán.

Las técnicas de micro-gravimetría han ayudado en estos años a un mejor conocimiento de la estructura interna de la Isla de Tenerife. [Gottsmann y otros \(2008\)](#), con medidas gravimétricas e inversión 3D, proponen la existencia de un anterior complejo volcánico bajo la zona central de la isla, que se habría formado con una temprana estructura de escudo. Detectan que el interior del actual complejo Teide-Pico Viejo tiene forma cilíndrica que se extiende desde unos 3000 m bajo el nivel del mar hasta éste mismo. Este mismo trabajo, y también el de [Araña y otros \(2000\)](#), detecta una región de baja gravedad localizada en el Valle de Icod que cruza la Dorsal de Santiago con un ángulo de 80° , que interpretan como un área bajo esfuerzos extensionales por la existencia de diques y fallas normales.

Redes GNSS diseñadas para la monitorización de las islas de Tenerife y La Palma

4.1. Introducción

En anteriores capítulos se han identificado las zonas de mayor peligrosidad en las islas de Tenerife y La Palma (Sección 2.5) y se han focalizado en ellas los trabajos de monitorización objeto de esta tesis.

A lo largo de este Capítulo se describen las redes GNSS diseñadas para la monitorización volcánica de las dos islas, siendo estas dos redes las pioneras en una monitorización completa de ambas islas.

Para el diseño de la red de monitorización de la Isla de Tenerife se partió de los resultados obtenidos por Fernández y otros (2003), incorporando las conclusiones de su estudio para la mejora del diseño de la nueva red. Se establecen las características que tendrá que tener la red de monitorización de la isla, con especial cuidado en la selección de las zonas que tiene que cubrir. En base a la magnitud de los desplazamientos esperables se elige el método de observación GNSS así como el tipo de equipos y la duración de las sesiones de observación.

En el diseño de la red de monitorización de la isla de Tenerife se han tenido en cuenta en paralelo los aspectos geodinámicos, geodésicos y logísticos, con especial cuidado en la accesibilidad de los puntos de monitorización, la seguridad de los mismos tanto para su señalización como para su observación, la estabilidad del suelo donde se implantan los puntos de monitorización, su horizonte y los obstáculos que dificulten la observación, la posibilidad de *multipath* y su tratamiento. Un aspecto de gran importancia en el diseño de las redes ha sido la monumentación física de la propia red y el sistema de estacionamiento en superficie de los receptores GNSS para realizar la observación.

Con la revisión de anteriores sistemas de estacionamiento utilizados en otras campañas, se ha diseñado, desarrollado y utilizado un sistema de estacionamiento propio para estas redes de control de deformaciones en las islas de Tenerife y La Palma mediante GNSS, que minimiza las incertidumbres en el posicionamiento por un lado y facilita la operación en campo del

observador. Además, también se ha definido unas rutinas de instalación y observación GNSS mediante estos sistemas de estacionamiento.

Se pasa seguidamente a describir la instrumentación usada en las diferentes campañas de observación GNSS realizadas en Tenerife, con detalle de las fechas y sesiones de observación.

Para el caso de la red de monitorización GNSS de la Isla de La Palma se ha seguido un procedimiento análogo al usado en la Isla de Tenerife. Se define el diseño de la red con los mismos criterios, y se detalla la instrumentación utilizada en las campañas de observación así como las fechas y sesiones de observación GNSS.

Finaliza este Capítulo con el detallado de la red GNSS para estudios de gravimetría estructural realizados también en la Isla de La Palma, con descripción de su distribución, instrumentación y metodología de observación en función de los requerimientos de precisión de las observaciones de gravedad.

Es preciso recordar que todo lo descrito en este Capítulo es aportación enteramente original del autor de esta memoria, y constituye una novedad en cuanto a monitorización geodésica volcánica en las islas de Tenerife y La Palma, pues no se ha realizado una monitorización geodésica de la magnitud de la aquí reflejada hasta el momento en que se han desarrollado estos trabajos.

4.2. Red GNSS en la Isla de Tenerife

Los resultados de la campaña de observaciones GNSS en Tenerife del año 2000 (Fernández y otros, 2003) mostraron que las técnicas de posicionamiento por satélite ofrecen un buen sistema de monitorización de deformación, debido a la precisión de los resultados y su repetibilidad. No obstante, las diferencias tan importantes con las coordenadas obtenidas en los puntos comunes con la campaña GPS que dio origen al marco REGCAN95, dejaban entrever la posibilidad de la existencia de errores sistemáticos no bien modelados, bien en una o en otra campaña. Las dos campañas fueron observadas siguiendo los mismos criterios en cuanto a precisión de los equipos, tiempo de observación en cada sesión, repetibilidad de las sesiones, uso de efemérides precisas para los satélites. Quizá la observación de Fernández y otros (2003) ofrecería mayores garantías al ser calculada con un software de tipo científico, Bernese 4.2, mientras que la red REGCAN95 se calculó con un software de tipo comercial, GPSurveyTM de Trimble Navigation, Ltd.

En cuatro de los puntos monitorizados, se obtuvieron valores importantes de subducción: estaciones de Puerto de la Cruz, Retama, Chío y Mozos, cuando sólo se pudieron explicar mediante técnicas InSAR la de una de ellas. Por el contrario, las observaciones en los dos puntos de la RCO mostraban una elevación de los mismos. Así como la trazabilidad del procesado de datos de REGCAN95 estaba documentado, la trazabilidad de la RCO es difuso, pues en su ejecución y desarrollo intervinieron distintos autores con distintos equipos, distintas fases y la conjunción de varios programas de cálculo.

No obstante, estos trabajos unidos a los anteriores basados en InSAR se validan uno a otro. Algunas de las deformaciones detectadas con GPS se localizan en zonas donde la banda C del radar utilizado en las observaciones InSAR mostraba baja coherencia, debido a la existencia de vegetación. Esto demuestra que las dos técnicas, observación GNSS y observación InSAR, se

complementan una a otra y deberían de combinarse en una metodología de monitorización que sea eficiente en la detección de posibles deformaciones asociadas con reactivación volcánica en la isla (Fernández y otros, 2003).

4.2.1. Características espaciales de la red de monitorización

Definir una metodología de observación de monitorización discreta GNSS con asistencia de técnicas InSAR para las islas de Tenerife y La Palma es uno de los objetivos de esta tesis, intentando dar respuesta a las propuestas de monitorización geodinámica y volcánica sugeridas en los trabajos revisados hasta ahora en anteriores capítulos de esta memoria. Como se ha mostrado, se han venido llevando a cabo en ambas islas diversos intentos, pero para llegar a una mayor optimización de esta metodología, a priori habría que tener en cuenta varios aspectos.

Recordemos que por lo expuesto en el Capítulo segundo de esta memoria, el sistema de monitorización debería de extenderse a toda la superficie de las islas, tanto de Tenerife como de La Palma (Moss y otros, 1999; Fernández y otros, 1999; Yu y otros, 2000; Fernández y otros, 2004), pero no tiene que ser con la misma densidad de estaciones de monitorización. Deberá plantearse una mayor densidad de estaciones en las zonas de mayor probabilidad de deformación. Por un lado habrá que definir las zonas en las que se espera encontrar deformaciones para concentrar allí los esfuerzos de las mediciones de campo, siempre con mayor coste que las observaciones radar. El estudio geodinámico y tectónico realizado en capítulo segundo de esta memoria (Sección 2.5) mostraba, desde este punto de vista, que las zonas donde habría que concentrar mas esfuerzo serían:

- las estructuras tipo dorsales de Santiago, Nor-este y Sur en Tenerife, y la dorsal norte-sur de Cumbre Vieja en La Palma (Figura 2.10);
- las zonas de esfuerzos tensionales originados por la inyección continuada de diques en estas estructuras activas, a ambos lados de las dorsales anteriores;
- las calderas y valles de Las Cañadas, Icod, La Orotava y Güímar en Tenerife, y Taburiente y Cumbre nueva en La Palma;
- las caldera incipiente de la zona de fallas de la erupción del volcán San Juan - Llano del Banco en 1949 en La Palma;
- el edificio central del complejo volcánico Teide-Pico Viejo.

A estas zonas habría que incluir además todas aquellas áreas donde, a partir de los trabajos realizados hasta la fecha descritos anteriormente, se encontraron deformaciones por otros métodos de observación. Realmente, como no podía ser de otra forma, estas zonas coinciden con las que se identificaron en el estudio geodinámico anterior de la Sección 2.5, pero se podría focalizar aún mas añadiendo:

1. las dos zonas de deformación detectadas por Fernández y otros (2003) en la Dorsal de Santiago y en uno de sus flancos en la isla de Tenerife;
2. el complejo Teide-Pico Viejo, según Spinetti y otros (2007);

3. las zona de fallas de 1949 y el flanco oeste de Cumbre Vieja en La Palma, según [Day y otros \(1999\)](#) y [Moss y otros \(1999\)](#);
4. la zona alrededor del volcán Teneguía, según [Perlock y otros \(2009\)](#).

Por otro, habría que tener en cuenta todos los efectos sistemáticos o aleatorios que influyen en la calidad de las observaciones GNSS revisados en la Sección 1.6, además de los efectos geodinámicos que afectan a la estabilidad de las estaciones en sí.

En este sentido, es imprescindible conocer la magnitud de los movimientos o deformaciones esperables. Existen varios estudios que catalogan la magnitud de los desplazamientos esperables en superficie en función del tipo de erupción o el tipo de evento geodinámico. Los desplazamientos esperables referidos por distintos autores los podríamos resumir en los siguientes grupos:

1. de medidas realizadas en *Hawaii* y en el volcán Etna, hay gran certeza de que los valores en los desplazamientos en superficie esperados para un fuerte foco de intrusión por diques pueden llegar a ser del orden de magnitud de 500 mm y por encima, según [Swanson y otros \(1976\)](#); [Dzurisin y otros \(1984\)](#); [Pollard y otros \(1993\)](#); [Nunnari y Puglisi \(1994a\)](#); [McGuire \(1996\)](#);
2. Los valores por actividad más profunda de tipo magmática o tectónica son del tipo 25 mm y mayores, según [Murray y Pullen \(1984\)](#) y [Yang y otros \(1992\)](#);
3. desplazamientos asociados a otro tipo de episodios de fallas, comparables a la que se produjo en 1949 en La Palma, son del orden de metros ([Day y otros, 1999](#)).

Con estas premisas tendremos fijado unos parámetros esperables de deformación y, en función de esta deformación esperable, habrá que diseñar tanto la metodología de observación como el instrumental adecuado a esa metodología. Aunque tanto en la Isla de Tenerife como en la Isla de La Palma se podrán dar las tres situaciones anteriores, según los trabajos revisados de [Moss y otros \(1999\)](#); [Fernández y otros \(2003\)](#); [Spinetti y otros \(2007\)](#); [Perlock y otros \(2009\)](#), las variaciones medias de las deformaciones esperables se encuentran en una magnitud algo menor que los 10 mm/a y con este valor como referencia habrá que diseñar la metodología de monitorización. Con este valor como umbral de referencia sólo se puede contar con los métodos de observación GNSS de fase (ver la Sección 1.4), y en concreto con los métodos estático continuo y estático relativo. La incertidumbre en posicionamiento obtenida mediante el método PPP (ver la Sección 1.4.6) estaría en la propia magnitud de la deformación que pretendemos medir ([Ge y otros, 2007](#); [Laurichesse y otros, 2009](#)). Los métodos en tiempo real, aunque sean de fase, no bajan de los 20 mm de incertidumbre ([Hofmann-Wellenhof y otros, 2008](#); [Hall y otros, 2010](#)). A pesar de ello, estos métodos no deberían ser arrinconados y podrán estar presentes en otras aplicaciones de monitorización donde esperaríamos desplazamientos mayores o bien, serían adecuados en monitorizaciones donde la peligrosidad del entorno o las medidas de seguridad que hay que tomar en el mismo no permitan acceder a la estación de monitorización mas que en contadas ocasiones.

4.2.2. Metodología de diseño y establecimiento de la red

Como ya se ha comentado, en función de los resultados obtenidos en la red GNSS observada en el año 2000 (Rodríguez-Velasco y otros, 2002; Fernández y otros, 2004), se pueden evaluar los resultados obtenidos en la zona de deformación, detectada con InSAR, de Pinar de Chío en la Dorsal de Santiago, pero no los de la zona de la vertiente norte de la dorsal correspondiente a la zona de Garachico. Algunos sistematismos en la referencia de la medida de las alturas de las antenas y en la calibración de los diferentes tipos utilizados Fernández y otros (2004) hicieron que el grado de fiabilidad de los resultados fuera menor de lo a priori esperado.

Es por esto que con el fin de conseguir implantar una metodología de monitorización que consiguiera detectar las deformaciones esperables, pasamos a una fase de revisión del diseño de esta red, incluyendo el establecimiento de los puntos de control, su monumentación, su estabilidad, los accesos, la seguridad, el horizonte, el equipamiento, los métodos de observación GNSS, la rutina de observación y todos las posibles fuentes de error e incertidumbre ya fueran propias del sistema GNSS o bien fuentes de incertidumbre de carácter geodinámico o geodésico.

Es importante señalar que, de forma general, el diseño de una red de estas características debe de aunar tres aspectos en paralelo: geodinámicos, geodésicos y logísticos. Partiendo de estas premisas revisamos la elección de los puntos de control realizada en el año 2000, adoptando como criterios para la localización de los mismos la finalidad de la campaña y las exigencias típicas de la observación GNSS que se refieren en la bibliografía clásica sobre el tema (Leick, 2004; Dzurisin, 2007; Hofmann-Wellenhof y otros, 2008).

4.2.2.1. Accesibilidad

Por supuesto, si no podemos acceder a una estación, no podemos usarla para monitorizar movimiento alguno. Una buena accesibilidad significa que podemos observar una mayor cantidad de puntos de monitorización en menos tiempo. Esto implica un uso más eficiente de los fondos empleados y un mayor retorno científico-técnico de los mismos.

Ambas redes, la red de monitorización de la Isla de Tenerife y la de la Isla de La Palma, han sido diseñadas de tal forma que las operaciones de observación de sesiones entre 6 y 8 horas se pueden realizar en un sólo día. En buenas condiciones meteorológicas y en fecha estival, se pueden llegar a observar dos puntos por día en sesiones de seis horas, incluyendo los respectivos viajes. La red de la Isla de Tenerife se puede observar por cinco o seis técnicos en siete o seis días respectivamente, cubriendo cada uno de ellos una distancia de unos 300 km de media por campaña.

Se ha procurado que la mayor parte de los puntos de monitorización sean accesibles en vehículo de tipo turismo en las distintas estaciones del año. Debido también a los constreñimientos de tiempo en una observación simultánea, el acceso desde el vehículo hasta la propia señal se ha intentado minimizar para que el operador no pierda tiempo en largas caminatas. En la mayoría de los casos se puede acceder en vehículo directamente a la señal de observación. Por supuesto, debido a los condicionantes de las zonas que se van a monitorizar, algunos de los puntos de control escapan de estos requerimientos de diseño. Así, se necesita vehículo todoterreno para acceder a los puntos CLV1, CLV3 y GORD (Figura 4.1); se necesita una caminata

de entre quince minutos a media hora para los puntos COLO y CHIN; y el acceso al punto de control del cráter del Teide se tiene que efectuar mediante el teleférico turístico seguido de una pequeña caminata de un cuarto de hora hasta acceder a la señal en el propio cráter. En la mayoría de los puntos el acceso es posible por carretera o pista asfaltada, minimizándose el acceso a los mismos a través de caminos.

Para el rápido acceso a los puntos por parte de los operadores, se han confeccionado para cada punto unas fichas de acceso a estaciones, con indicación de las coordenadas para poder acceder con navegadores GNSS de mano, un croquis de acceso por carreteras y caminos con indicación de distancias parciales desde una entidad de población conocida o un cruce de carreteras característico, unas notas sobre las características especiales que entrañe el estacionamiento del equipo en el punto de control, y fotografías del entorno y detalle de la señal de estacionamiento.

4.2.2.2. Seguridad

La Isla de Tenerife está densamente habitada (ver sección 2.3) y, aunque existen grandes áreas metropolitanas, la población rural está muy dispersa por debajo de los 800 metros de altitud. Todas las estaciones de control se han establecido en áreas de acceso libre y no privativo. Si bien esto es bueno para el acceso a las señales, es malo en cuanto al concepto de seguridad de las estaciones y los estacionamientos de equipos. Las vallas y cercados son raros o inexistentes en la mayoría de los emplazamientos. Las estaciones han sido elegidas de forma que no sean vistas desde las carreteras y están apartadas de las áreas residenciales. Aún así, la posibilidad de robo del equipo durante la observación es evidente, y los equipos deben de ser vigilados durante la misma. Si bien el problema de la pérdida de datos es un problema menor, la sustracción de un receptor impide la continuación de la campaña con la planificación programada. Además, la estación donde se ha sufrido el robo de un equipo es muy probable que tenga que ser abandonada y eliminada para futuras campañas. En este caso, todos los datos registrados en esta estación en campañas anteriores se desperdician. La posibilidad de asegurar los equipos prácticamente está descartada pues, aparte del costo del seguro, las aseguradoras no se suelen hacer cargo de una sustracción si el equipo no está adecuadamente vigilado. Durante la ejecución de las campañas de monitorización de la Isla de Tenerife, ningún receptor ha sido sustraído pues siempre ha contado con la correspondiente vigilancia. En cuatro a las estaciones, sólo una (CLV1) ha sido destruida y eliminada por vandalismo.

4.2.2.3. Estabilidad del suelo

En el caso de la estabilidad del suelo o de la roca donde se instale la señal, el problema es llegar a conocer si el movimiento que tenga la señal colocada en roca también representa, con precisión, el movimiento de la corteza terrestre en ese entorno. Si no es así, se interpretará incorrectamente un movimiento anómalo como una señal tectónica. Es posible que la detección de movimientos anómalos en una estación se detecte eventualmente en el transcurso de las sucesivas campañas de observación. Si esto ocurre, todo el trabajo anterior de observación en esa estación, hasta la detección del movimiento anómalo, también se ha perdido.

Según [Hadley y Agnew \(1995\)](#), una posible fuente de error es el propio movimiento del monumento de la estación de monitorización con respecto a la corteza «profunda» cuyo movimiento queremos determinar. En observaciones frecuentes o periódicas de las estaciones, este «ruido» de la propia inestabilidad de la monumentación tiene que mantenerse por debajo de las capacidades máximas de la técnica de medida empleada. [Langbein y Johnson \(1997\)](#) establecen este error como correlado con el tiempo en el margen de 1 a 2 mm/a, y representa un movimiento aleatorio de cada estación de forma independiente.

La estabilidad de la roca donde se han instalado las señales ha tenido la más alta prioridad, y en la elección de los emplazamientos se ha seguido la máxima de que es preferible no tener datos en una estación candidata a la posibilidad de registrar algunos datos y luego descubrir que la estabilidad de la roca donde apoya era mala. La elección de los emplazamientos concretos donde se han colocado las señales no ha sido sencilla, pues en casi toda la isla las rocas tienen un alto grado de alteración. En el caso de señales o monumentos para campañas [GNSS](#), dos propiedades fundamentales que tienen que tener las mismas son la rapidez para estacionamiento y su bajo coste.

En nuestro caso se eligió, como se describe en la Sección [4.2.2.6](#), un clavo de unos 100 mm de longitud recibido en la roca mediante resina *epoxi* sobre un taladro practicado en la roca nativa. Esta roca se eligió de forma que no estuviera fracturada o alterada, y debía resonar en alta frecuencia cuando se golpeaba con martillo, siguiendo las recomendaciones de [Williams \(2003\)](#) que estima que estos movimientos que afectan a la estabilidad de la monumentación donde la superficie del terreno está afectada por fuerzas «no tectónicas» como la meteorización de la misma. Así, las rocas sedimentarias fueron descartadas, aunque apenas existen en la isla. También las rocas de tipo bomba fueron descartadas, pues es difícil saber si la base en la que han quedado apoyadas se deforma o la misma roca bascula. Aquí también se siguió la máxima de rechazar emplazamientos candidatos que pudieran ser aptos si es que no eran incuestionables. Un vértice heredado de la campaña del año 2000 ([Fernández y otros, 2003](#)), Puerto de la Cruz (CRUZ), fue en principio mantenido por las ventajas propias que ofrece el estacionamiento sobre pilar, pero en campañas posteriores fue desestimado pues el posible movimiento de asentamiento del dique del puerto de Puerto de la Cruz, donde se emplazaba el vértice, podía aparecer como señal anómala. Durante el transcurso de la tormenta *DELTA* que asoló la Isla de Tenerife durante el año 2006, los vientos de gran velocidad que lo acompañaban, se llevaron los cimientos del vértice Güímar (GUIM), colapsando a continuación el monumento.

4.2.2.4. Horizonte despejado

La elección de un horizonte despejado en el entorno de la estación es una norma básica reflejada en la mayor parte de los tratados sobre técnicas [GNSS](#). Se prefirieron los emplazamientos para las estaciones con una visibilidad libre de obstáculos por encima de 15° de altura sobre el horizonte. En algunos casos se han permitido obstáculos en altura superior si estos estaban situados al norte, debido al hecho de que no existen satélites [GNSS](#) orbitando en un cono de unos 35° alrededor del Polo Norte Celeste ([Hofmann-Wellenhof y otros, 2008](#)). En la latitud de Canarias, esto implica un gran círculo sin satélites hacia el norte de la estación. También se evitaron los emplazamientos con líneas eléctricas o telefónicas. En algunos vértices geodésicos existen

repetidores de telecomunicaciones. En estos casos se prefirió mantener la observación de alta precisión que garantizaba el pilar. En el caso del vértice BOCI al sur de la isla, se obtuvieron buenas observaciones en las primeras campañas, no resultando igual en las campañas finales probablemente debido a la instalación de algún sistema de radio-emisión en la ampliación que sufrió el aeropuerto sur de la isla.

4.2.2.5. Multipath

Un horizonte despejado de obstáculos en los emplazamientos candidatos es quizá la mayor ayuda a la hora de minimizar el error por *multipath* en la señal de los satélites (ver la Sección 1.6.1.5). Además de un especial cuidado en la elección de los emplazamientos con horizonte despejado, se rechazaron los lugares con superficies que pudiesen reflejar las señales de los satélites (Seeber, 2003). No se han elegido emplazamientos con estructuras metálicas cercanas y sólo la estación en el vértice RETA tiene una alambrada metálica en sus inmediaciones. La estación se ha mantenido pues esta alambrada queda por debajo de la cabeza del pilar de observación y por la garantía que ofrece el estacionamiento en un vértice con auto-centrado radial.

4.2.2.6. Monumentación de la red

Gran parte de la Isla de Tenerife es Parque Natural, o bien parque regional o zona de especial protección, por ello se tuvo especial sensibilidad con el paisajismo y se evitó la construcción de monolitos de hormigón anclados a la roca nativa que han demostrado ser una monumentación geodésica de gran estabilidad (Talaya y otros, 1999). Ya cuando se proyectó la red REGCAN95, los nuevos vértices geodésicos de Llanos de Ucanca y Pinar de Chío tuvieron que ser mimetizados por el IGN previa solicitud y autorización de las autoridades del Parque Nacional de Las Cañadas y el Teide.

En la fase de diseño de la red de monitorización de la Isla de Tenerife, se revisaron los vértices ya existentes de la red REGCAN95 y se confirmaron varios de ellos pues cumplían los requisitos anteriores y, además tenían las siguientes ventajas:

1. garantizan la duración y estabilidad de mediciones periódicas, tal como es necesario en un control de deformaciones;
2. están provistos de auto-centrado radial unificado del IGN, dispositivo que permite el re-estacionamiento de cualquier equipo geodésico con una repetibilidad mejor que 1 mm;
3. están situados en zonas libres de obstáculos para la observación GNSS y libres de estructuras metálicas;
4. se consideró que estaban firmemente anclados al suelo nativo o roca, y,
5. aunque en un principio no está previsto, debían permitir la nivelación por diferencia de alturas en un futuro si esto era preciso.

Con estos criterios y teniendo siempre presente la finalidad geodinámica, se validaron los vértices **REGCAN95** de Riquer (RIQU), Regatón (REGA) y Gordo (GORD) en la zona de deformación de Garachico; Pinar de Chío (CHIO) en esa zona de deformación que también cubre la Dorsal de Santiago; Teide (TEID) en la cima del edificio volcánico de su nombre; Llanos de Ucanca (UCAN) en la caldera; Coloradas (COLO) en la Dorsal Sur; Cobre (COBR) en la Dorsal NE; Puerto de la Cruz (CRUZ) en el valle de La Orotava, Güímar (GUIM) en el valle de su nombre; Taco (TACO) y Retama (RETA) en los flancos de la Dorsal NE aunque no se espera deformación en los mismos pues no se ha referido actividad en esa zona. Como complemento se validaron también varios vértices en zonas hipotéticamente estables como son Chinobre (CHIN) en el extremo del macizo de Anaga; Mozos (MOZO) en la costa oeste; Rasca (RASC) y Bocinegro (BOCI) en la costa sur y Abona (ABON) en la costa este (Figura 4.1).

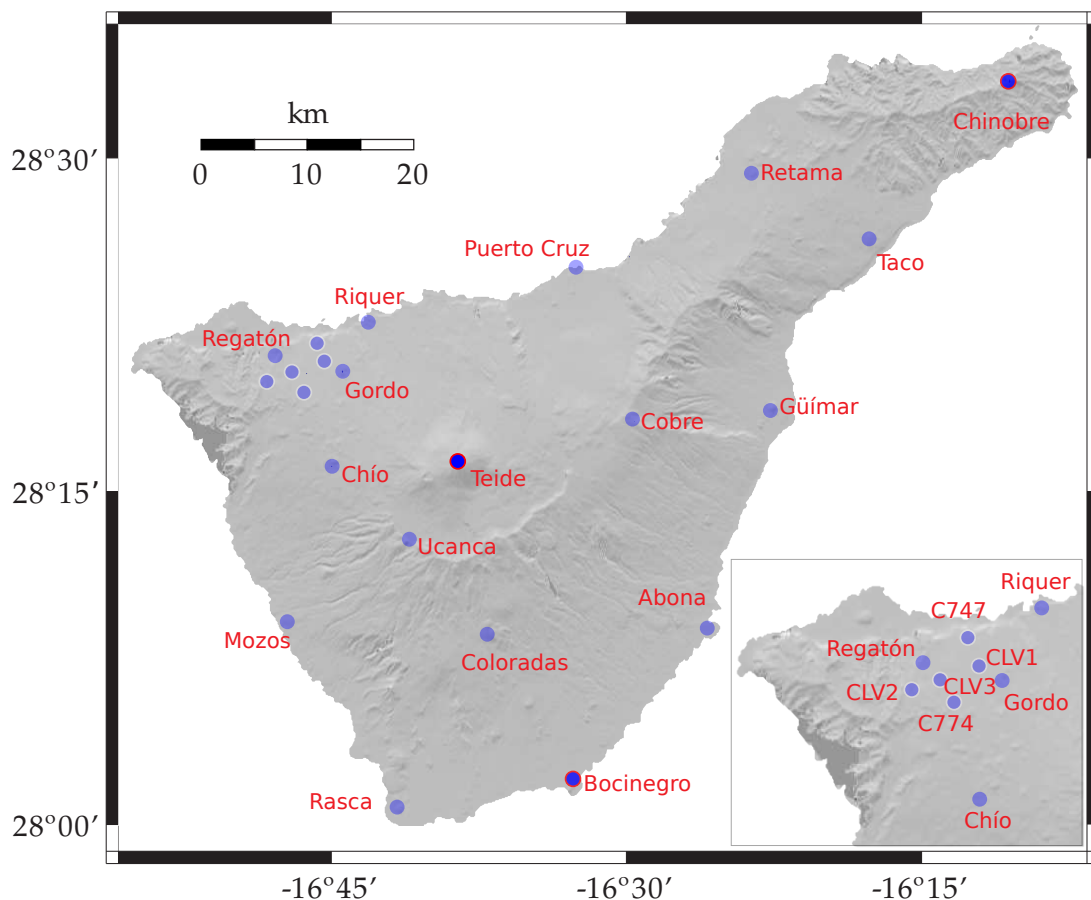


Figura 4.1: Esquema de la red GNSS revisada y proyectada en la Isla de Tenerife para mantener una metodología de monitorización de precisión en el año 2001

Todos estos vértices cumplen las condiciones anteriores y llevan instalado en su cabeza de pilar el sistema de auto-centrado radial como ya se ha comentado para su uso con la asistencia de un dispositivo de centrado forzado tipo *Wild*.

Este dispositivo consiste en una pesada base metálica cilíndrica con un adaptador para la antena o una plataforma nivelante en su parte superior, coincidiendo con el eje del cilindro. En su cara inferior se han dispuesto tres apoyos también metálicos en forma de cónicos invertidos.

Estos tres apoyos están mecanizados en tres posiciones equidistantes del eje del cilindro y separados entre sí 120° (un ejemplo de este dispositivo se puede apreciar en el estacionamiento del instrumento de la Figura 1.2).

El conjunto de la placa-base se estaciona sobre el auto-centrado del pilar situando sus tres apoyos cónicos sobre tres ranuras radiales, que a su vez tiene el auto-centrado radial alojado sobre la cabeza del pilar, separadas también con ángulos de 120° . Este tipo de dispositivo está muy contrastado y ha sido utilizado masivamente en España por el IGN en la observación geodésica de sus redes más recientes por técnicas GNSS (Barbadillo y Quirós, 1996) e incluso, se ha llegado a utilizar en el control de deformaciones de estructuras en ingeniería civil (Velasco y otros, 2015) con resultados excelentes.

Mediante la utilización de este dispositivo de placa-base, se puede repetir el estacionamiento sobre el pilar con una precisión de «centésimas de milímetro» (Fialovszky, 2013). El desgaste diferencial en los tres apoyos de la placa-base debido al uso con el tiempo genera un grado de incertidumbre que habría que sumar a la propia incertidumbre en el ranurado a 120° del auto-centrado radial sobre el pilar. Estas dos circunstancias hacen que este grado de incertidumbre no sea tan alto, pero si se puede garantizar una repetibilidad mejor de 1 mm si este dispositivo está en perfectas condiciones de uso sin deformaciones y el auto-centrado conserva sus tres ranurados (Regidor-Gutiérrez y otros, 2000).

Para la zona de deformación de Garachico se validaron los cuatro vértices utilizados por Fernández y otros (2003) en la observación del año 2000 que se trataban los vértices C774 y C747 procedentes de la RCO y los de nueva implantación CLV1 y CLV2. Además se completó la serie de puntos de control en la zona de deformación con la inclusión de un nuevo quinto punto CLV3, situado en la zona central del área de deformación local.

Tanto los dos puntos de la red RCO como los tres puntos de nueva implantación son estaciones de superficie, es decir, están materializados en el terreno por clavos de acero o latón de 100 mm de largo y un diámetro en su cabeza de unos 30 mm. En su cabeza van provistos de un orificio para poder apoyar el elemento de estacionamiento y van recibidos a la roca nativa con resina sintética *epoxi* (ver detalle en la Figura 4.4).

Con este tipo de monumentación se consigue disimular la señal geodésica en el terreno, no afectar el paisajismo del entorno por la baja huella que deja, y evitar una posible acción destructora de la misma por vandalismo. Por el contrario no se cumple la segunda de las cinco condiciones anteriores impuestas a los puntos de control, pues no se podría re-estacionar un instrumento geodésico con una repetibilidad mejor que 1 mm salvo una mira de nivelación por diferencia de alturas

4.2.2.7. Sistema de estacionamiento en superficie

Para subsanar el problema que representa garantizar un re-estacionamiento, con precisión milimétrica, sobre un punto sobre la superficie del terreno, desestimamos la utilización del trípode con plataforma nivelante usado en la campaña del 2000. Esta fue una de las fuentes de incertidumbres que en aquella campaña pasó desapercibida.

En el momento de diseño de la campaña del año 2001, varios sistemas se habían implantado o utilizado en redes con similares finalidades. El centro que mayor experiencia tenía en

el desarrollo de estos sistemas era y sigue siendo el *University Navstar Consortium* (UNAVCO) que había equipado entre otros a las redes del *National Geodetic Survey* (NGS) y el *U.S. Geological Survey* (USGS). Los sistemas más contrastados y usados eran los reflejados en la Figura 4.2 adjunta.

Todos los diseños tenían en común que la altura de antena permanece fija y no hay posibilidad de equivocación, por parte del operador de campo que realizará las observaciones, en esta medición. El diseño *Deep Drilled Braced Monument* (imagen a en la Figura 4.2) gozaba de ser el más estable. El propio UNAVCO comparaba su estabilidad con el clásico pilar de hormigón y resaltaba su superioridad. Estudios posteriores (Beavan, 2005) rebatieron esa superioridad. Aunque había varias versiones, todas ellas eran de alto coste tanto de fabricación como de instalación, pues había que realizar los taladros para sus tres apoyos en la roca. De ahí su alta estabilidad. Este sistema fue desechado por estas razones y por el impacto ambiental que causaba.

El bastón *Tech 2000 Mast* (imagen b en la Figura 4.2) era ligero pero necesitaba ser nivelado en cada estación y su precisión planimétrica dependía de la bondad de esta nivelación. El *Fixed Height Spike Mount* (imagen c en la Figura 4.2) era más ligero por estar muy próximo al punto de estación y con el sistema de apoyos extensibles tenía una puesta en estación mucho más sencilla, además, un defecto en nivelación dada su corta altura tenía menor influencia en planimetría. Tenía como defecto que al ser tan ligero y las antenas tan grandes en comparación era afectado por las ráfagas de viento, y el operador tenía que colgar contrapesos en los brazos de apoyo.

Este defecto no estaba presente en el último sistema *Levelling Mount* (imagen d en la Figura 4.2) pues parte del sistema se quedaba empotrado en la roca y el operador portaba el fuste nivelable que se ve en la figura. Aunque la altura era corta y ello iba en beneficio de minimizar la incertidumbre de la posición planimétrica, el sistema era pesado, requería de llaves hexagonales para su nivelado y además debía de instalarse previamente la parte empotrada en el suelo y esperar a su fraguado.

En principio la elección del sistema c, *Fixed Height Spike Mount*, parecía la más adecuada, pues un posible defecto en nivelación del mismo tenía menor influencia sobre las coordenadas horizontales debido a su relativamente pequeña altura sobre el suelo.

Un estudio profundo de Johnson y otros (1995) sobre los efectos del *multipath* (ver la Sección 1.6.1.5) sobre los estacionamientos de antena con alturas inferiores a 1 m, llegando a la conclusión de que las antenas GPS no deben ser instaladas cerca del suelo porque la componente de error en *multipath* del observable de fase es de baja frecuencia y se confunde con un error troposférico para los satélites de baja altura. Los errores que detecta son del tipo de varios centímetros y recomienda no usar alturas inferiores a 1 m. Posteriormente, los estudios de Han y Rizos (1996a) y Even-Tzur y Shaked (2008) también corroboran este efecto.

Hatanaka y otros (2001) realizan un estudio de errores sistemáticos en altura que detectan en la red geodinámica japonesa GEONET. Utilizan para ello más de 900 estaciones permanentes GPS instaladas y llegan a comprobar errores de hasta 100 mm en algunos de los casos. Los sistematismos los relacionan con defectos en la calibración de los domos de material plástico que cubren las antenas y la presencia de elementos metálicos en la monumentación de las

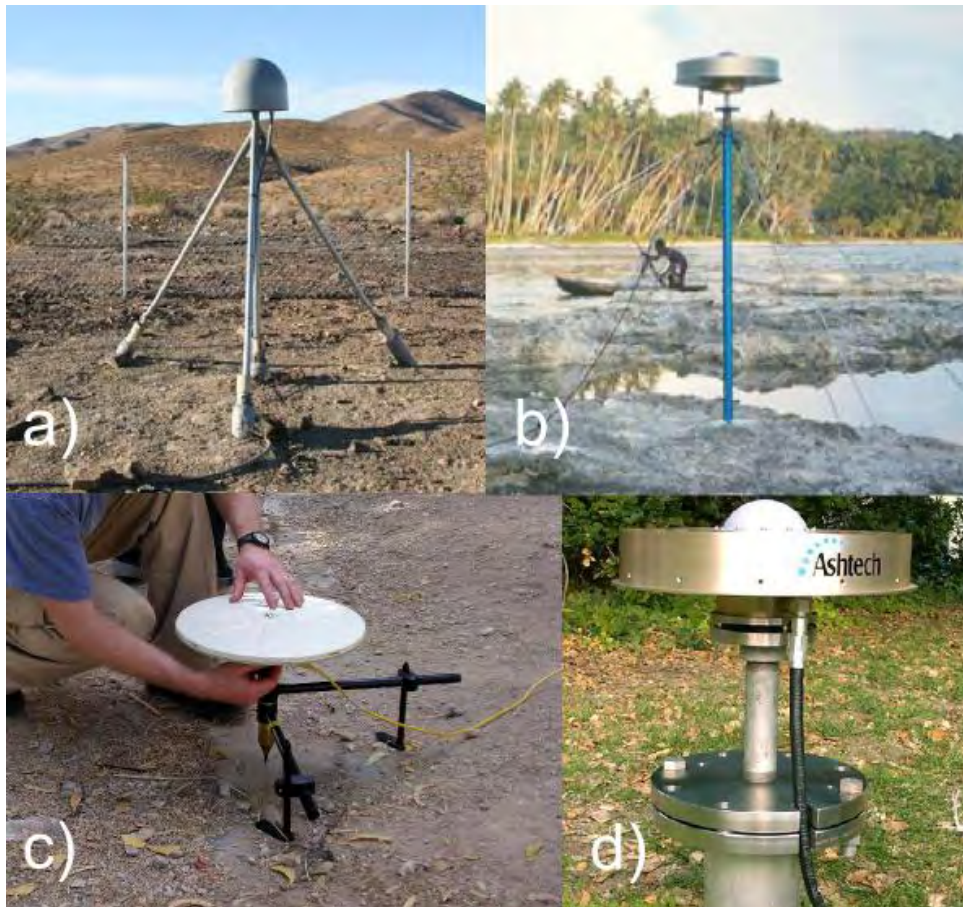


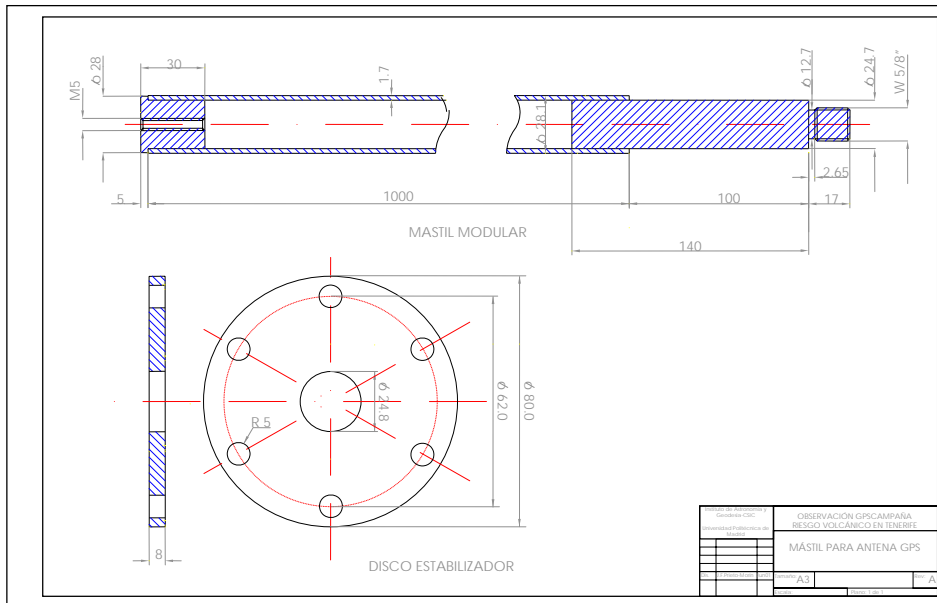
Figura 4.2: *Diferentes sistemas de estacionamiento para antenas GNSS del UNAVCO de altura fija: a) una de las versiones del Deep Drilled Braced Monument, b) bastón Tech 2000 Mast, c) una de las versiones del Fixed Height Spike Mount, d) sistema Levelling Mount. Debido a los defectos de los otros sistemas, el sistema de estacionamiento elegido para la red de monitorización de las islas de Tenerife y La Palma es una variante del Tech 2000 Mast del UNAVCO*

estaciones. La importancia es tal que agrupan las estaciones por tipo de antena y tipo de monumentación para aplicarles una sobre-corrección que modele estos sistematismos.

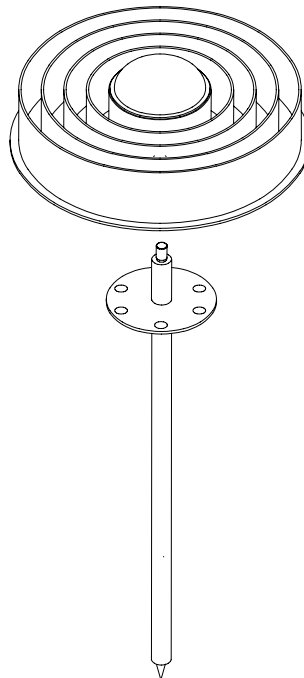
Por estos motivos, para la observación de la red de monitorización de Tenerife y también de La Palma elegimos la filosofía del sistema **b**, *Tech 2000 Mast*, y abandonamos la utilización del sistema *Fixed Height Spike Mount* que a priori parecía mejor. De hecho, estos mismos problemas detectados en este sistema han llevado recientemente al UNAVCO a desaconsejar su uso.

El bastón del UNAVCO es en esencia un mástil de altura fija de dos o más piezas, que dispone en el extremo inferior un elemento cónico para colocar en el clavo de estacionamiento y en el extremo superior, una rosca geodésica de 5/8" para atornillar la antena GNSS. Cerca de su extremo superior dispone de un disco estabilizador con un nivel, donde se engarzan tres tirantes o tensores que permiten la verticalidad del mástil accionando sobre estos tensores. En cierto modo se estaciona igual que la plataforma nivelante de un teodolito cualquiera, donde los tornillos nivelantes se sustituyen por los tensores.

El sistema de estacionamiento que realmente se ha utilizado en las observaciones GNSS objeto de esta tesis, tiene algunas modificaciones con respecto al modelo original del UNAVCO. Este se fabricaba con elementos atornillables, que se iban suplementando hasta formar el bastón o mástil de observación.



(a) Plano de despiece y construcción del mástil



(b) Montaje de antena GNSS

Figura 4.3: Diseño de sistema de estacionamiento nivelable para monitorización geodinámica con antenas GNSS de altura constante.

Nuestro modelo es de una única pieza y no permite extensión ni deformación, con lo que se garantiza que se mantiene inalterable la altura de antena, es decir, la longitud total del mástil con la que se ha mecanizado en el laboratorio de fabricación (ver las Figuras 4.3 y 4.4).

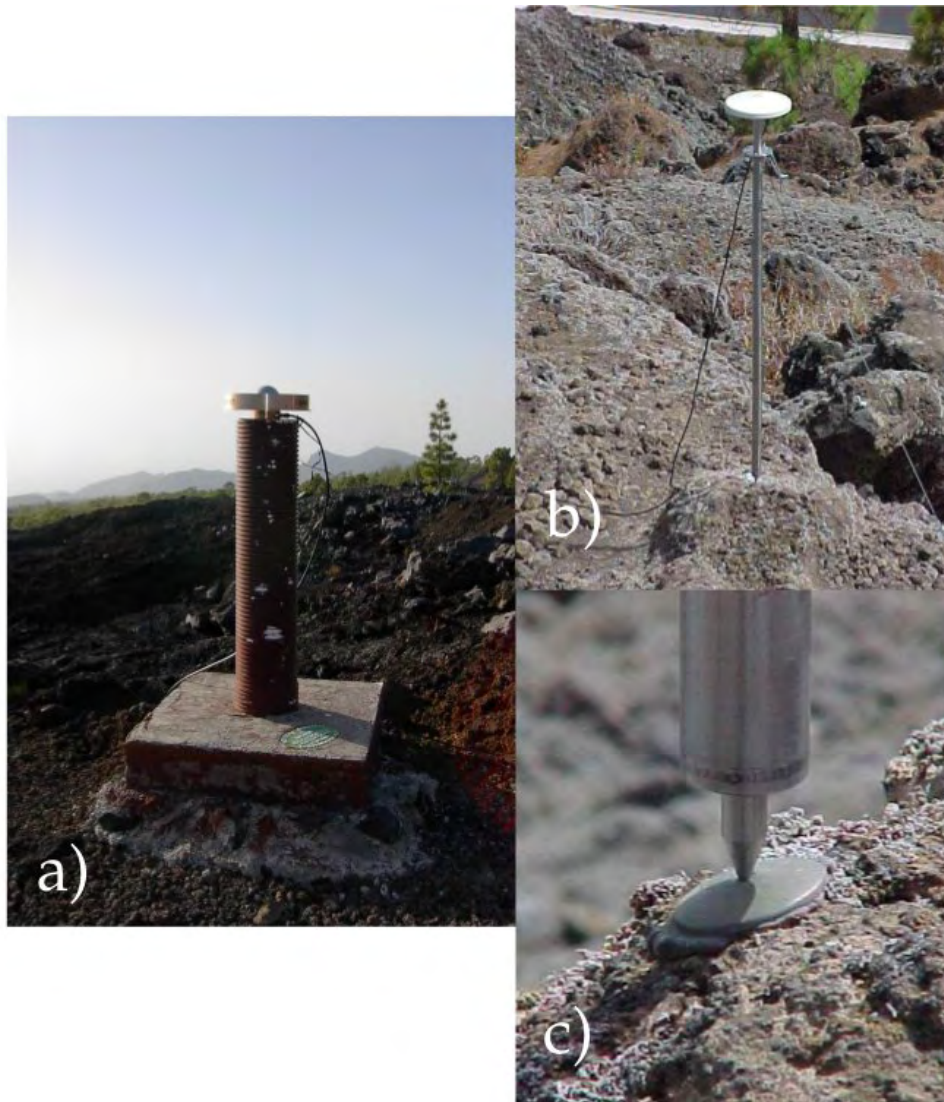


Figura 4.4: *Sistemas de monumentación utilizados en las campañas de monitorización geodinámica GNSS en las islas de Tenerife y La Palma. La Figura a) es un vértice de la red REGCAN95 con auto-centrado radial que garantiza una repetibilidad en el estacionamiento mejor que 1 mm. En este caso el vértice representado es el pilar geodésico mimetizado de Pinar de Chío. La Figura b) es el mástil modificado al efecto de la versión Tech 2000 Mast del UNAVCO estacionado en el punto C774 de la zona de deformación de Garachico. Permite un estacionamiento con una repetibilidad horizontal mejor que 2 mm y tiene una altura constante. El detalle c) representa el centrado del mismo sobre los clavos recibidos a roca. Permite el centrado aun en el caso que el clavo no quede horizontal sobre el terreno*

Además de ésta, el modelo desarrollado y usado inicialmente en las campañas de monitorización tanto de la Isla de Tenerife, y posteriormente en la Isla de La Palma, incorpora las siguientes modificaciones:

- el material con que está realizado el original de fibra de plástico, se ha sustituido por acero inoxidable, que soporta mejor las inclemencias de los ambientes salinos y ácidos en los que va a quedar instalado durante horas de observación;
- incorpora una modificación en la cabeza donde se atornilla la antena GNSS. Esta cabeza permite girar la antena para su correcta orientación en el momento de su puesta en estación, manteniendo la altura constante;
- siguiendo los estudios de Johnson y otros (1995), la altura del bastón por fabricación se ha fijado en 1,100 m, respetando el límite mínimo de 1 m;
- debajo de la cabeza de orientación dispone de un nivel esférico de 8' de apreciación, que una vez nivelado garantiza que el error en planimetría no superará los 1,3 mm.
- el anillo estabilizador donde van anclados los soportes se ha reducido al mínimo a fin de evitar cualquier efecto «multipath» siguiendo los estudios de Hatanaka y otros (2001).
- el elemento de anclaje sobre el clavo en el suelo es un cono de acero inoxidable, intercambiable atornillado en su base, pues se presupone que éste es el elemento que tendrá mayor desgaste durante la fase de observación.

Este sistema de estacionamiento con clavo recibido a la roca y la utilización del mástil de observación presenta varias ventajas:

1. es móvil, dejando únicamente la cabeza del clavo como única huella permanente sobre el terreno, permitiendo minimizar costos, siendo casi toda la «estación» removible;
2. es estable, al anclar la señal sobre la roca nativa maximizando la estabilidad de la estación y usando el mismo sistema para cada una;
3. fácil estacionamiento, garantizando el estacionamiento de la antena con gran rapidez para que el registro de datos GNSS pueda comenzar inmediatamente a la llegada del operador al lugar de estación, permitiendo la visita de al menos dos estaciones por día de trabajo;
4. repetibilidad, asegurando que la antena queda estacionada en la misma posición cada vez que se visita la estación y se registra una nueva sesión de observaciones;
5. modular, al ser todas las piezas de los diferentes bastones de observación empleados iguales, permite su substitución en el caso de rotura o el intercambio de las piezas entre bastones manteniendo las dimensiones;
6. permanencia, garantizando el estacionamiento con el transcurso del tiempo y permitiendo la descarga de datos del equipo incluso en observación, lo que posibilita que el sistema pueda servir también como estación permanente o semi-permanente;
7. uniformidad, al tener estaciones idénticas que hace que no se necesite equipamiento específico para ciertas estaciones, facilitando la logística de las campañas de observación con menos constreñimientos a la hora de su planificación y menos decisiones a adoptar,

8. invisibilidad, haciendo difícil que se descubra la estación accidentalmente a menos que se esté muy próximo a ella, aumentando la seguridad de su permanencia en el tiempo;
9. robustez, minimizando los daños por inclemencias del tiempo o transporte de los sistemas de estación.

4.2.2.8. Instalación y rutina de observación

La instalación de las señales se ha realizado en una fase previa a las campañas de observación. En esta fase previa de elección de los emplazamientos, una vez seleccionados se efectúa el correspondiente taladro en la roca para poder recibir con resina *epoxi* el clavo de observación. Además se efectuaron otros tres taladros que forman un triángulo equilátero a una distancia aproximada de 1 m con la señal de estacionamiento. En estos taladros se dispusieron otros tres clavos auxiliares con resina a fin de poder fijar sobre ellos los vientos o tirantes, que mantienen el bastón de observación vertical durante la fase de observación.

En la fase de observación, el operador dispone el mástil de observación sobre el clavo, instala los vientos uniendo los tres clavos auxiliares con el anillo estabilizador del bastón (ver la Figura 4.4) y procede a nivelar el bastón con la ayuda de un nivel esférico de 8' de sensibilidad y unos tensores en los extremos de los vientos.

Una vez nivelado, atornilla en su cabeza la antena GNSS, orienta la misma desbloqueando la cabeza del bastón y conecta el cable de antena a la misma y al receptor GNSS. Conseguido esto dispone la alimentación del receptor y procede a su encendido para iniciar el registro de los datos de los satélites. Los receptores se programan en laboratorio, de tal forma que con sólo apretar el correspondiente botón en campo el equipo comienza a registrar datos. La descarga de los mismos se realiza en laboratorio, aunque es posible también realizarla en campo.

4.2.3. Instrumentación y observación de campañas

Una vez establecida la red de monitorización y solventados los problemas de estacionamiento con repetibilidad milimétrica nos propusimos la observación periódica de campañas de monitorización GNSS en Tenerife. En concreto se han realizado, después de la campaña del año 2000, en los sucesivos años 2001, 2002, 2004, 2005, 2006 y 2007.

La campaña de observaciones GPS en Tenerife del 2001 se llevó a cabo entre los días 26 y 30 de julio, con cuatro equipos Ashtech Z-XtremeTM del tipo UZ-12 con dos tipos diferentes de antena: la antena Ashtech Geodetic IV y la AeroAntenna AT2775, en sesiones de mañana y tarde de un mínimo de cuatro horas y un máximo de ocho. Los vectores que se debían de observar oscilaban entre los 0,8 y 20 Km. Se observaron un total de nueve estaciones localizadas en las zonas de deformación de Fernández y otros (2002b, 2005) y los vértices REGCAN95 que las delimitan. En concreto fueron UCAN, CHIO, RIQU y REGA en pilares con auto-centrado, y los puntos C774, C747, CLV1, CLV2 y CLV3 en las zonas de deformación usando el bastón de altura constante (ver la Tabla 4.1).

Se siguió el criterio de re-visitarse cada estación al menos en dos sesiones para disponer de la posterior repetibilidad de la solución en cálculo. Los receptores se programaron en laboratorio, para que los operadores de campo no tuviesen mayor complicación que el estacionamiento del

Tabla 4.1: Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización del 2001, observada con receptores *GPS* estacionando en los puntos de *REGCAN95* UCAN, CHIO, RIQU y REGA sobre los pilares con autocentrado radial unificado del *IGN*, y los puntos C774, C747, CLV1, CLV2 y CLV3 en las zonas de deformación usando el bastón de altura constante

Campaña Estación	2001				
	Sesión				
	207 26 jul	208 27 jul	209 28 jul	210 29 jul	211 30 jul
UCAN	✓	✓			✓
CHIO	✓	✓		✓	✓
C774	✓	✓	✓	✓	✓
CLV3		✓	✓	✓	✓
RIQU		✓	✓		✓
C747		✓	✓	✓	✓
REGA			✓	✓	
CLV2			✓	✓	
CLV1					✓

equipo, su conexión y si encendido para poder registrar los datos de los satélites que tenían sobre su horizonte. La descarga de los receptores también se realizó en laboratorio, manteniendo el archivo original del receptor y una versión *RINEX* realizada con *scripts* de la aplicación *TEQC* del *UNAVCO* (Estey y Meertens, 1999). Con la misma aplicación se realizó un primer control de calidad a fin de comprobar la bondad de los datos calculando unas coordenadas por código y una estimación del «multipath» registrado.

En el caso de la campaña del 2002 se siguió la misma metodología que la usada para la anterior del 2001. Sin embargo, en la fase de inspección de la red previa a la observación se identificaron los puntos CLV2 y CLV3 como destruidos y se implantó un nuevo punto en la zona cercana denominándose CLV4. El punto C747 perteneciente a la *RCO* fue eliminado por dar problemas en los procesos previos, pues al estar localizado en una construcción civil, mostraba en realidad las deformaciones de esta construcción. Se utilizaron los mismos equipos con antenas *Ashtech Geodetic IV* en número de cinco, observando entre el 25 y 29 de julio en sesiones de ocho horas, los puntos: UCAN, CHIO, C774, CLV4, RIQU, REGA y CLV1 (ver la Tabla 4.2)

En la campaña del 2004 se procedió con el mismo criterio de observación, mismo número de puntos con la adición del vértice de *REGCAN95* Gordo (GORD), y también los mismos equipos *GNSS*, antenas y similar esquema de sesiones de ocho horas de duración. Se ocuparon los puntos: UCAN, CHIO, RIQU, REGA, GORD, C774, CLV1 y CLV4 (ver la Tabla 4.3), entre el 25 y el 29 de mayo.

A partir del año 2005 se aborda la observación y monitorización de la red de la isla completa tal como se había recomendado en diversos estudios anteriores. Se planifica observación y movimiento de los receptores en las distintas sesiones que constituirán la campaña con dos premisas principales:

Tabla 4.2: Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización del 2002, observada con receptores *GPS* estacionando en los puntos de UCAN, CHIO, RIQU, REGA, C774, CLV1 y CLV4

Campaña Estación	Sesión					2002
	206 25 jul	207 26 jul	208 27 jul	209 28 jul	210 29 jul	
UCAN	✓	✓		✓		
CHIO	✓		✓		✓	
C774	✓	✓		✓		
CLV4	✓	✓	✓	✓	✓	
RIQU		✓		✓	✓	
REGA	✓	✓	✓	✓	✓	
CLV1		✓	✓		✓	

Tabla 4.3: Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización del 2004, observada con receptores *GPS* estacionando en los puntos de UCAN, CHIO, RIQU, REGA, GORD, C774, CLV1 y CLV4

Campaña Estación	Sesión					2004
	146 25 may	147 26 may	148 27 may	149 28 may	150 29 may	
UCAN		✓	✓		✓	
CHIO		✓	✓		✓	
C774	✓		✓	✓		
CLV4		✓		✓	✓	
RIQU	✓		✓			
REGA	✓	✓	✓	✓	✓	
CLV1	✓			✓	✓	
GORD		✓		✓	✓	

Tabla 4.4: Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización del 2005, observada con receptores *GPS* estacionando en los puntos de ABON, C774, CHIN, CHIO, CLV1, CLV4, COBR, COLO, GORD, MOZO, QUIN, RASC, REGA, RETA, RIQU, TACO, TEID y UCAN

Campaña Estación	2005							
	Sesión		178	179	180	181	182	183
	178	179	180	181	182	183		
	27 jun	28 jun	29 jun	30 jun	1 jul	2 jul		
ABON			✓	✓				
C774	✓	✓				✓		
CHIN		✓	✓					
CHIO				✓	✓			
CLV1	✓					✓		
CLV4	✓					✓		
COBR		✓	✓					
COLO				✓				✓
GORD	✓							✓
MOZO				✓				✓
QUIN		✓	✓					
RASC				✓				✓
REGA	✓					✓		
RETA		✓	✓					
RIQU	✓	✓						
TACO		✓	✓					
TEID						✓		✓
UCAN				✓				✓

- la vecindad geográfica del punto de observación, a fin de garantizar la formación de líneas de base cortas entre los puntos y evitar largos traslados de los operadores por las difíciles carreteras y caminos de la isla;
- la reocupación de las estaciones para poder garantizar la repetibilidad de las soluciones.

La campaña se observa entre el 27 de junio y 2 de julio con seis receptores, los anteriormente utilizados equipos Ashtech y otro equipo Trimble 5700TM con antena Trimble Zephyr Geodetic, en sesiones de ocho horas de duración. En las sesiones previas de revisión de la red se detecta que el punto Puerto de la Cruz, perteneciente a [REGCAN95](#) y utilizado en la campaña del 2000, se encuentra en el dique del propio puerto y en este dique han aparecido grietas considerables que desaconsejan su huso. Se sustituye este punto por el también vértice [REGCAN95](#) La Quinta (QUIN) que también se encuentra en el Valle de La Orotava. Finalmente se ocuparon los puntos: ABON, C774, CHIN, CHIO, CLV1, CLV4, COBR, COLO, GORD, MOZO, QUIN, RASC, REGA, RETA, RIQU, TACO, TEID y UCAN (ver la Tabla 4.4).

Tabla 4.5: Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización del 2006, observada con receptores GPS estacionando en los puntos de ABON, C774, CHIN, CHIO, CLV1, CLV4, COBR, COLO, GORD, MOZO, QUIN, RASC, REGA, RETA, RIQU, TACO y UCAN

Campaña Estación	2006							
	Sesión	014 14 ene	015 15 ene	016 16 ene	017 17 ene	019 19 ene	020 20 ene	021 21 ene
ABON					✓	✓		
C774	✓				✓			
CHIN				✓		✓		
CHIO			✓					✓
CLV1	✓				✓			
CLV4	✓		✓					
COBR					✓		✓	
COLO							✓	✓
GORD	✓		✓					
MOZO							✓	✓
QUIN			✓	✓				
RASC							✓	✓
REGA	✓				✓			✓
RETA				✓		✓		
RIQU			✓		✓			
TACO				✓		✓		
UCAN							✓	✓

Entre el 14 y el 21 de enero de 2006 se realiza la tercera campaña general de la isla con similares características en cuanto a equipamiento y sesiones de la proyectada y ejecutada para el año anterior, con la excepción de la eliminación de la estación del Teide (TEID) por haber nieve en su cumbre y ser imposible su ocupación. Se ocuparon los puntos: ABON, C774, CHIN, CHIO, CLV1, CLV4, COBR, COLO, GORD, MOZO, QUIN, RASC, REGA, RETA, RIQU, TACO y UCAN (ver la Tabla 4.5).

En la campaña del 2007 se recupera la observación en el Teide (TEID). El desarrollo de la campaña sigue los mismos criterios de las dos anteriores, observándose entre el 19 y el 25 de septiembre con seis receptores. Los puntos observados fueron: ABON, C774, CHIN, CHIO, CLV1, CLV4, COBR, COLO, GORD, MOZO, QUIN, RASC, REGA, RETA, RIQU, TACO, TEID y UCAN (ver la Tabla 4.6).

Tabla 4.6: Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización en la Isla de Tenerife del 2007, observada con receptores GPS estacionando en los puntos de ABON, C774, CHIN, CHIO, CLV1, CLV4, COBR, COLO, GORD, MOZO, QUIN, RASC, REGA, RETA, RIQU, TACO, TEID y UCAN

Estación	Sesión						
	262 19 sept	263 20 sept	264 21 sept	265 22 sept	266 23 sept	267 24 sept	268 25 sept
ABON				✓	✓		
C774	✓						✓
CHIN						✓	✓
CHIO	✓	✓					✓
CLV1	✓	✓					✓
CLV4	✓	✓					✓
COBR				✓		✓	
COLO			✓	✓			
GORD		✓	✓				
MOZO					✓		✓
QUIN		✓	✓				
RASC						✓	✓
REGA	✓	✓	✓				
RETA			✓			✓	
RIQU		✓	✓				
TACO				✓		✓	
TEID				✓		✓	
UCAN	✓				✓		

4.3. Red GNSS en la Isla de La Palma

Como se ha comentado, La Palma es la isla con mayor actividad volcánica histórica reciente. Unido esto a los estudios de [Moss y otros \(1999\)](#) y [Perlock y otros \(2009\)](#), y la ausencia de un plan de monitorización volcánica de la isla, es lo que nos hace planificar y ejecutar también un programa de monitorización geodinámica para la isla con técnicas GNSS e InSAR. A raíz de los estudios ya relacionados, las variaciones medias de las deformaciones que se podrían esperar por la actividad volcánica de la isla serían muy similares a las esperadas para la Isla de Tenerife, esto es, una magnitud algo menor que los 10 mm/a. Con este valor como referencia y la experiencia acumulada en los similares trabajos desarrollados en Tenerife, abordamos la tarea de diseñar una metodología de monitorización en el año 2006 y se suceden otras campañas en el 2007, 2008 y 2011.

4.3.1. Diseño y establecimiento

Las pautas que definen el diseño y el establecimiento de los puntos que conformarán la red de monitorización de la Isla de La Palma, sigue los mismos criterios que las usadas para definir la de Tenerife, ya comentados en la Sección 4.2.2 y que habían dado buenos resultados ([Fernández y otros, 2004](#); [Fernández y otros, 2006](#)).

Al igual que ocurre en la Isla de Tenerife, toda la Isla de La Palma está declarada como Reserva de la Biosfera. Esto implica que tengamos especial sensibilidad con el entorno y el paisajismo evitando construcción de monolitos de hormigón o sistemas aparatosos metálicos anclados a la roca nativa aunque éstos sean los que han reportado mayor estabilidad.

Intentando aprovechar en la medida de lo posible los monumentos de hormigón de la red REGCAN95 existente y teniendo en cuenta por un lado el estudio geodinámico y tectónico del Capítulo segundo de esta memoria (Sección 2.5), y por otro lado los requisitos expuestos en la Sección 4.2.2.6, se revisaron todos los vértices de esta red existente recuperando los vértices de San Antonio (SANT) en el extremo sur de la Dorsal de Cumbre Vieja y muy próximo a la zona de la última erupción del Teneguía, Jedey (JEDE) y Tirimaga (TIRI) en los flancos oeste y este respectivamente de Cumbre Vieja, Roque de los Muchachos (ROQU) en el muro de la Caldera de Taburiente, El Time (TIME) en su salida por la zona de sedimentos hacia el Atlántico y los vértices Don Pancho (DPAN) y Fernando Porto (FPOR) en la zona de antiguo escudo norte que, en función de los estudios revisados, no se espera deformación registrable (Figura 4.5).

Sobre la base de estos puntos de REGCAN95, se densifica la red con clavos nivelables empotrados en la roca para estacionamiento del bastón de altura fija ya utilizado en la red de Tenerife. Los puntos se identifican con las siglas «LP» seguido de un código numérico de dos cifras. Así los puntos LP01, LP02, LP03 y LP04 se sitúan circundando el antiguo escudo norte (ver la Figura 4.5). LP14 y LP15 acompañan al vértice ROQU en la monitorización del muro de la Caldera de Taburiente. LP16 se sitúa en el interior de la misma en los depósitos del edificio del volcán Nambroque, LP05 y LP06 se sitúan a ambos flancos de la dorsal de Cumbre Nueva, en concreto LP05 queda en la zona de avalancha. Con los puntos LP09, LP10, LP11 y LP19 se monitoriza la Dorsal de Cumbre Vieja. LP11 y LP10 están situados en la zona de erupción de 1949, y LP12 queda en el hipotético flanco que se estaría deformando según [Day y otros \(1999\)](#).

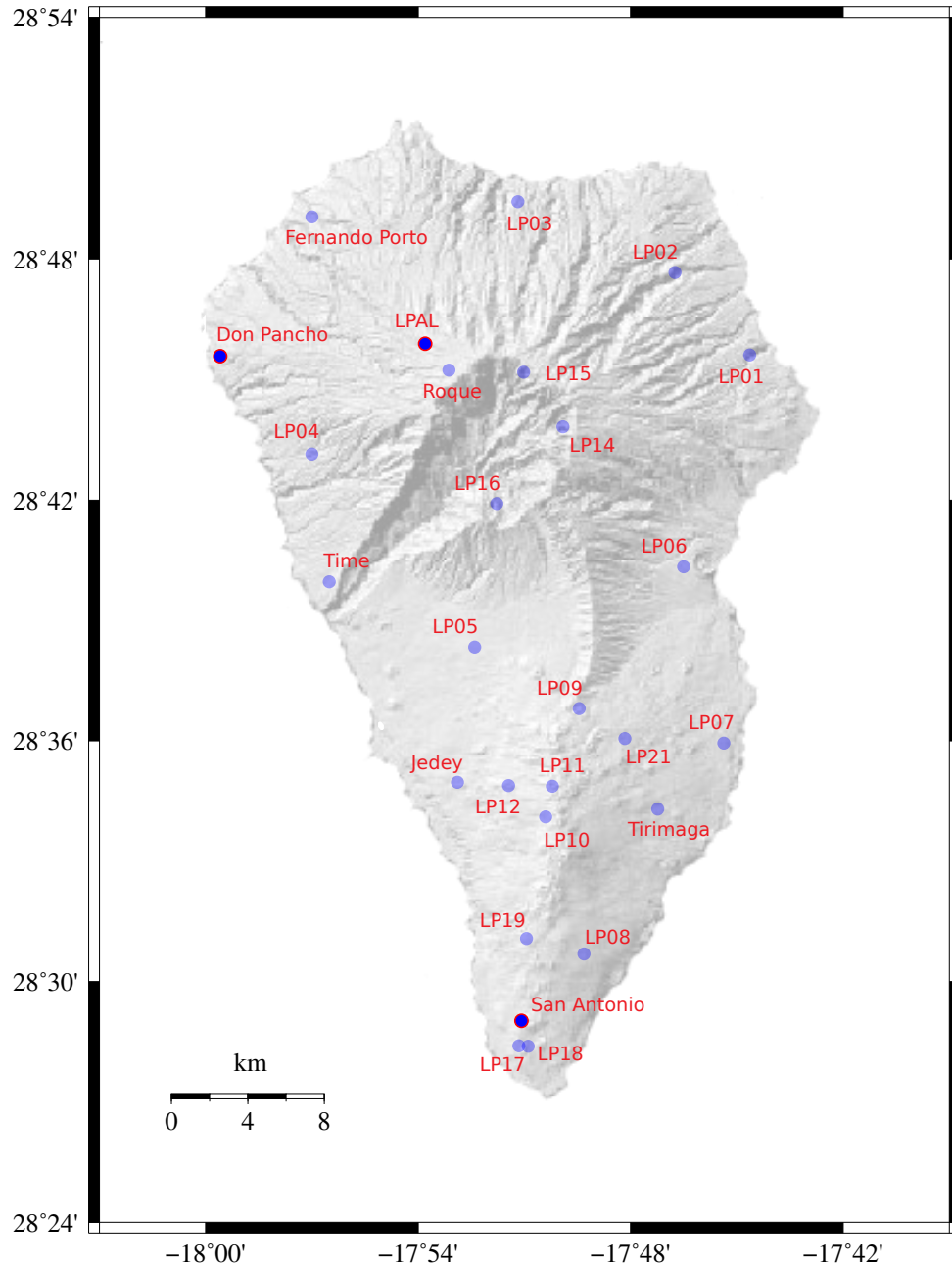


Figura 4.5: Esquema de la red GNSS revisada y proyectada en la Isla de La Palma para mantener una metodología de monitorización de precisión. Se cubren las zonas del antiguo edificio escudo del norte de la isla, la Caldera de Taburiente, la dorsal de Cumbre Vieja con especial atención a los últimos focos eruptivos de 1949 y 1971.

Aquí es importante señalar que se buscaron los puntos monitorizados por [Day y otros \(1999\)](#), con resultado infructuoso implantándose los tres anteriores. El vértice JEDE también estaría en esta zona de influencia. Finalmente LP08 monitoriza el flanco este de Cumbre Vieja junto con el vértice TIRI y los puntos LP17 y LP18 monitorizan la zona de última erupción de 1971 cuya deformación registran [Perlock y otros \(2009\)](#). Posteriormente, en 2008 se incluye un nuevo punto LP21 que viene a reforzar la monitorización del flanco este de Cumbre Vieja.

La red ha sido diseñada para ser observada por seis operadores en nueve días de campaña en una sesión de observación para cada día. Si se observan dos sesiones, la campaña tiene cinco días de duración con seis operadores. En cuanto a la metodología de diseño y establecimiento de la red, se han seguido los mismos criterios de accesibilidad, seguridad, estabilidad del suelo, horizontes, *multipath* y monumentación que se siguieron en el diseño de la red similar de monitorización de la Isla de Tenerife (ver la Sección 4.2.2). También se siguieron las mismas rutinas de instalación de las señales sobre la roca, y en el transcurso de las diferentes campañas que se han observado, se han utilizado los mismos sistemas de estacionamiento en superficie para las antenas GNSS y se han seguido las probadas rutinas de observación y control de calidad de los datos registrados.

En el transcurso de las diferentes campañas que se han venido sucediendo con el tiempo, sólo uno de los puntos de control ha desaparecido, LP07, algunas incidencias se han registrado en el vértice DPAN por tener cerca repetidores de telefonía y el punto LP09 ha sido eliminado de futuras observaciones por estimar que el terreno en el que está implantado no es estable, al identificarse la roca donde estaba implantado con una bomba volcánica.

4.3.2. Instrumentación y observación de campañas

La primera campaña de observación se realizó en noviembre de 2006, empleando siete receptores GNSS en sesiones de cinco y ocho horas según la distancia de la línea base que se observaba, siguiendo el habitual método estático [Hofmann-Wellenhof y otros \(2008\)](#). Los equipos usados fueron Ashtech Z-Xtreme™ con antena Ashtech Geodetic IV, y Trimble 5700™, con antena Trimble Zephyr ya usados en las campañas de Tenerife. Los puntos se revisitaron al menos dos veces para poder garantizar la repetibilidad de las soluciones. Para los estacionamientos de las antenas se utilizó la placa-base tipo *Wild* sobre los pilares con auto-centrado y el ya probado bastón de altura fija, todo ello para garantizar una reocupación con una incertidumbre inferior a 2 mm. El esquema de observación está reflejado en la Tabla 4.7.

Entre los días 4 y 12 de julio de 2007 se realiza la segunda de las campañas, usando receptores similares a los usados en la campaña anterior. Se mantiene el criterio de visitar también en dos ocasiones todos los puntos que conforman la red de la isla. Se mantiene un programa de sesiones de observación similares a las efectuadas en la campaña del 2006 que se pueden consultar en en la Tabla 4.8.

También en julio de 2008 se realiza la segunda de las campañas, usando esta vez seis equipos Topcon HiperPro™ con antena tipo *Choke Ring* Topcon GC3 y un equipo Leica SR530 con antena, también *Choke Ring* Leica AT503. Se visitan también en dos ocasiones todos los puntos que conforman la red de la Isla en sesiones similares a las efectuadas en la campaña del 2007

Tabla 4.7: Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización en la Isla de La Palma del año 2006, observada con receptores **GPS** estacionando en los puntos de CEVI, DPAN, FDOP, JEDE, LP01, LP02, LP03, LP04, LP05, LP06, LP07, LP08, LP09, LP10, LP11, LP12, LP14, LP15, LP16, LP17, LP18, LP19, LP20, LPAL, MAS1, ROQU, SANT, TIME y TIRI

Estación	Sesión									
	310 6 nov	311 7 nov	312 8 nov	313 9 nov	314 10 nov	315 11 nov	316 12 nov	317 13 nov	318 14 nov	
CEVI	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
DPAN							✓	✓		
FDOP						✓	✓			
JEDE		✓						✓		
LP01					✓	✓				
LP02					✓	✓				
LP03						✓	✓			
LP04							✓	✓		
LP05				✓				✓		
LP06				✓	✓					
LP07			✓	✓						
LP08		✓	✓							
LP09			✓							
LP10	✓	✓								
LP11	✓	✓								
LP12	✓	✓								
LP14					✓	✓				
LP15					✓				✓	
LP16				✓						
LP17			✓				✓			
LP18	✓		✓							
LP19								✓	✓	
LP20									✓	
LPAL	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
MAS1	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
ROQU					✓	✓				
SANT	✓	✓								
TIME								✓	✓	
TIRI			✓	✓					✓	

Tabla 4.8: Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización en la Isla de La Palma del año 2007, observada con receptores GPS estacionando en los puntos de CEVI, DPAN, FDOP, JEDE, LP01, LP02, LP03, LP04, LP05, LP06, LP07, LP08, LP09, LP10, LP11, LP12, LP14, LP15, LP16, LP17, LP18, LP19, LPAL, MAS1, ROQU, SANT, TIME y TIRI

Estación	Sesión									
	185 4 jul	186 5 jul	187 6 jul	188 7 jul	189 8 jul	190 9 jul	191 10 jul	192 11 jul	193 12 jul	
CEVI	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
DPAN							✓	✓		
FDOP						✓	✓			
JEDE								✓	✓	
LP01				✓		✓				
LP02					✓	✓			✓	
LP03						✓	✓			
LP04							✓	✓		
LP05							✓	✓	✓	
LP06				✓	✓					
LP07			✓	✓						
LP08			✓	✓						
LP09			✓		✓				✓	
LP10	✓	✓								
LP11	✓	✓								
LP12	✓	✓								
LP14					✓	✓				
LP15					✓	✓				
LP16				✓				✓		
LP17	✓	✓								
LP18		✓	✓							
LP19	✓		✓							
LPAL	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
MAS1	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
ROQU					✓		✓			
SANT	✓		✓							
TIME								✓	✓	
TIRI		✓		✓						

incluyendo un nuevo punto LP21 en la vertiente oeste de la dorsal de Cumbre Vieja. En la Tabla 4.9 se puede consultar la programación de sesiones observadas durante esta campaña.

Tabla 4.9: *Tabla de sesiones de observaciones de la campaña de monitorización en la Isla de La Palma del año 2008, observada con receptores GPS estacionando en los puntos de CEVI, DPAN, FDOP, JEDE, LP01, LP02, LP03, LP04, LP05, LP06, LP07, LP08, LP09, LP10, LP11, LP12, LP14, LP15, LP16, LP17, LP18, LP19, LP21, LPAL, MAS1, ROQU, SANT, TIME y TIRI*

Estación	Sesión								
	201 19 jul	202 20 jul	203 21 jul	204 22 jul	205 23 jul	206 24 jul	207 25 jul	208 26 jul	209 27 jul
DPAN							✓	✓	
FDOP						✓	✓		
JEDE								✓	✓
LP01				✓		✓			
LP02					✓	✓			
LP03						✓	✓		
LP04							✓	✓	
LP05							✓	✓	
LP06				✓	✓				
LP07			✓	✓					
LP08			✓	✓					
LP09			✓		✓				
LP10	✓	✓							
LP11	✓	✓							
LP12	✓	✓							
LP14					✓	✓			
LP15					✓		✓		✓
LP16								✓	✓
LP17	✓	✓							
LP18		✓	✓						
LP19	✓		✓						
LP21									✓
LPAL	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
MAS1	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
ROQU					✓	✓			
SANT	✓		✓						
TIME				✓				✓	
TIRI		✓		✓					✓

Finalmente, entre el 6 y el 14 de septiembre de 2011 se llevó a cabo la observación de la cuarta campaña en la Isla de La Palma. Esta vez se utilizaron cinco receptores Topcon HiperPro™ con antena tipo *Choke Ring* Topcon GC3 similares a los usados en la campaña anterior del 2008.

En cuanto a los criterios de observación también se ha mantenido la necesidad de registrar al menos dos sesiones en cada punto de monitorización. En cuanto a los puntos visitados, se han suprimido varios por necesidades logísticas. Los puntos de monitorización suprimidos han sido parte del conjunto de puntos en los que en anteriores estudios ([Prieto y otros, 2009](#); [Prieto, 2009b](#)) no se detectó en ellos deformación significativa. Estos puntos han sido LP01, LP03, LP07, LP09, LP14 y ROQU, reflejándose la programación final de sesiones observadas en la Tabla 4.10.

Tabla 4.10: Sesiones de observaciones de la campaña de monitorización en la Isla de La Palma del año 2011, observada con receptores *GPS* estacionando en los puntos de DPAN, FDOP, JEDE, LP02, LP04, LP05, LP06, LP08, LP10, LP11, LP12, LP15, LP16, LP17, LP18, LP19, LP21, LPAL, MAS1, TIME y TIRI

Estación	Sesión								
	249 6 sep	250 7 sep	251 8 sep	252 9 sep	253 10 sep	254 11 sep	255 12 sep	256 13 sep	257 14 sep
DPAN						✓	✓		
FDOP							✓		✓
JEDE					✓	✓			
LP02							✓		✓
LP04						✓	✓	✓	
LP05					✓			✓	
LP06				✓	✓				
LP08			✓	✓					
LP10	✓	✓							
LP11	✓	✓							
LP12			✓					✓	
LP15							✓		✓
LP16						✓		✓	
LP17	✓	✓							
LP18		✓	✓						✓
LP19			✓	✓					✓
LP21				✓	✓				
LPAL	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
MAS1	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
SANT	✓		✓						
TIME					✓			✓	
TIRI		✓		✓					

4.3.3. Aplicación del GNSS a estudios estructurales

Los trabajos *GNSS* en la Isla de La Palma se han completado con un estudio de gravimetría combinada con *GNSS* para poder obtener resultados sobre las propiedades estructurales de la

isla conectada con su entorno tectónico y el vulcanismo local (Camacho y otros, 2009a). Se usó el método de inversión gravimétrica (Camacho y otros, 2000) para este estudio estructural.

Los datos necesarios para este estudio local consisten principalmente en observaciones de gravedad y medición de las altitudes. Además de la altitud requerida para los estudios gravimétricos, también es importante el conocimiento de la posición horizontal de los registros de gravedad. Para estos fines, también se ha diseñado una red GNSS en toda la isla en la que se realizaron los correspondientes registros de gravedad junto con el registro GNSS de sus posiciones.

La premisa inicial era disponer de un punto con observaciones gravimétricas cada 1200 m. El número aproximado de estaciones que habría que proyectar en una red observada con GNSS que cubra una superficie dada se puede determinar a través de la expresión 4.1 (Prieto y Velasco, 2012):

$$n \approx \frac{2S}{d^2} + 2, \quad (4.1)$$

siendo n el número aproximado de puntos que habría que proyectar, S la superficie total de terreno que habría que cubrir con la red y d la longitud media del lado. En el caso de la red que se quería definir en La Palma serían unas 308 estaciones.

Finalmente fueron observadas un total de 315 puntos con una distribución uniforme en toda la isla en la medida que esto era posible, habida cuenta del cambiante relieve de la isla (ver la Figura 4.6). La precisión requerida en la medida de las altitudes para corregir las medidas de gravedad estructural es de unos 10 cm, por lo que se eligió el método relativo estático-rápido con medidas de fase (Hofmann-Wellenhof y otros, 2008). En la posterior fase de observación y toma de datos se seleccionó el lugar de observación de cada estación sobre roca nativa, marcando la estación con pintura permanente. Para la elección de los puntos de observación se tuvieron en cuenta las condiciones habituales de observación GNSS en cuanto a horizonte despejado, *multipath* y ausencia de interferencias radio-eléctricas que impidieran el posterior proceso de datos GNSS.

La toma de datos se llevó a cabo en junio y noviembre de 2006. Para la medida de los datos gravimétricos se usó un equipo Lacoste & Romberg modelo G, mientras que para la determinación de las posiciones GNSS del gravímetro se usaron equipos Ashtech Z-Xtreme™ del tipo UZ-12 con antena Ashtech Geodetic IV.

Como estación de referencia para el método relativo estático-rápido se seleccionó el vértice geodésico de REGCAN95 de Jedey, situado en la localidad del mismo nombre. En la elección tan al sur de esta estación se tuvo en cuenta la posterior utilización de los datos GNSS de la estación CORS LPAL que tiene el IGN en las instalaciones de el Instituto de Astrofísica de Canarias, en el Roque de los Muchachos, y que también ha sido utilizada en las campañas GNSS de los años 2006, 2007, 2008 y 2011. Para la observación GNSS se programaron sesiones entre 10 y 50 minutos en función de las distancias entre el punto observado y las estaciones de Jedey y LPAL. Para minimizar posibles errores accidentales durante la fase de registro en campo de los datos GNSS, se usaron trípodes con plataformas nivelantes asistidas de plomada óptica. En la estación de Jedey se usó la placa-base para auto-centrado empleada en las campañas anteriormente descritas (ver la Sección 4.2.2.6). Posteriormente se calcularían las posiciones del gravímetro utilizando la estación LPAL como referencia y origen del marco.

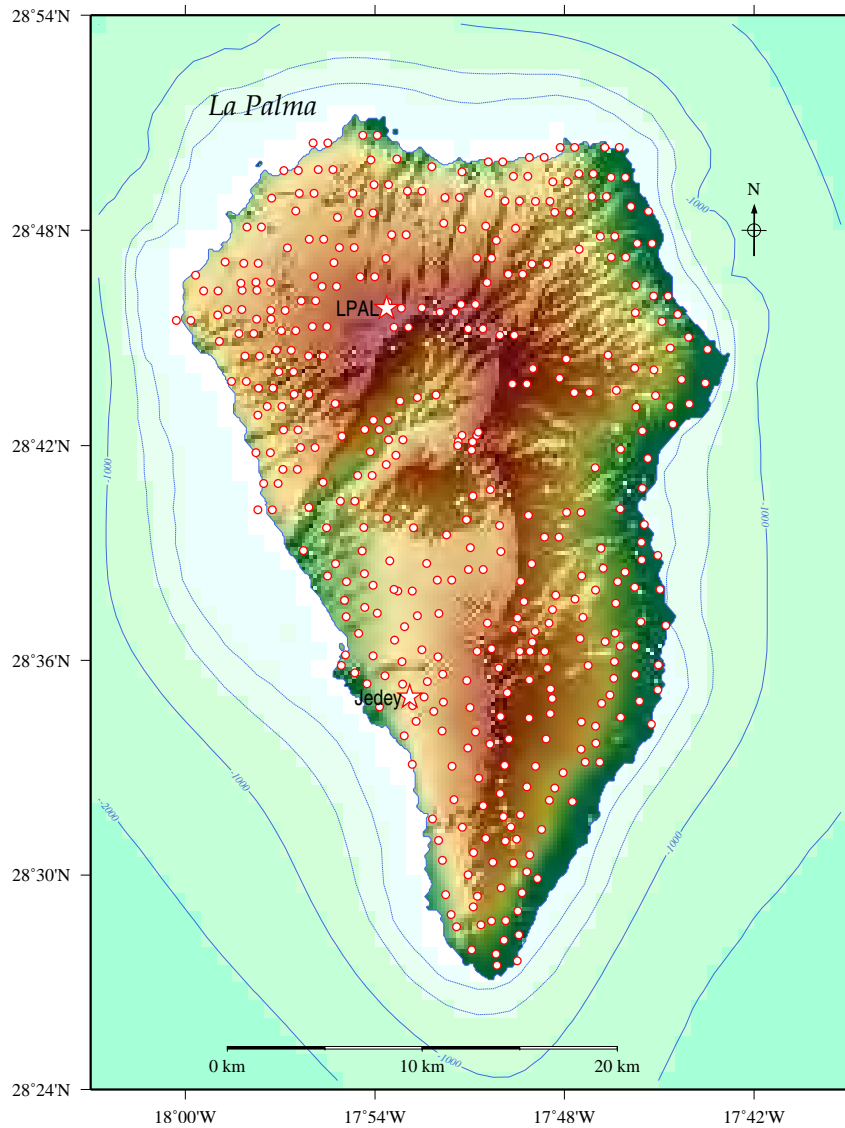


Figura 4.6: Esquema de la red GNSS proyectada en la Isla de La Palma para estudios de gravimetría estructural. La red cubre la totalidad de la isla de una forma uniforme. Para la observación GNSS se utilizó el método relativo estático-rápido con medidas de fase (modificado de Prieto y otros, 2009 y Camacho y otros, 2009a). Los círculos representan los puntos con observaciones de gravedad y GNSS y las estrellas representan las dos estaciones GNSS que operaron como referencia de coordenadas.

Estrategia de cálculo y proceso de datos GNSS

5.1. Introducción

En este capítulo se hace un estudio de las distintas clases y posibilidades que presenta el software de proceso de datos GNSS en la actualidad, atendiendo a su disponibilidad, algoritmos de proceso, precisión, modelado de errores, dificultad de manejo, . . . Todo ello con el objetivo de seleccionar un *software* que aporte la máxima precisión posible en el cálculo de las redes para monitorización de Tenerife y La Palma, definidas y observadas en el capítulo anterior.

El *software* debe asegurar la mayor precisión en la determinación de los puntos, pues esperamos, acudiendo a resultados previos (ver Sección 4.2.1), registrar deformaciones de tipo centimétrico y sub-centimétrico. Para ello, este software tiene que ser capaz no solo de poder procesar los datos brutos GNSS de código y fase, sino que también debe tener en cuenta y reducir las fuentes de error en la observación (ya descritas en la Sección 1.6) cuya magnitud iguale o supere este umbral de precisión.

Posteriormente a la selección del *software*, se detallan los aspectos relativos a la estrategia de proceso de datos elegida, así como la referencia al marco geodésico internacional conforme a la filosofía de marcos de referencia del IERS revisada en la Sección 1.5.2.1. Se aportan las soluciones encontradas para cada una de las redes de monitorización de las dos islas, con indicación del grado de precisión alcanzada.

Finalmente, el capítulo describe el proceso de datos GNSS seguido para completar el estudio de gravimetría combinada con GNSS, proyectado y observado a fin de obtener información sobre las propiedades estructurales de la isla de La Palma.

5.2. Elección del software de proceso de datos GNSS

5.2.1. Categorías de software

Tradicionalmente, el *software* existente para proceso de datos GNSS se clasificaba en dos categorías principales (Seeber, 2003):

- *software* de tipo comercial, proporcionado por los propios fabricantes de equipos,

- *software* de tipo científico de propósito general, desarrollado en institutos científicos

A esta clasificación deberíamos incluir un nuevo concepto que poco a poco se ha venido abriendo paso en los últimos años dentro de las técnicas de procesado de datos GNSS:

- *software* en proceso en línea (*on-line*), desarrollado o adaptado indistintamente por instituciones públicas, de investigación o privadas.

El *software* comercial o de producción suele estar desarrollado para una única línea o fabricante de equipos y comprende el conjunto de programas que habitualmente se emplean en centros o empresas de ingeniería civil, ingeniería de levantamientos topográficos o ingeniería cartográfica. Se caracterizan fundamentalmente por ser aplicaciones informáticas concretas, que resuelven las cuestiones más habituales en la práctica laboral día a día para un determinado tipo de receptores y en las que cualquier evolución o adaptación está completamente vedada pues, por regla general, el suministrador del *software* no aporta el código fuente de los programas. Incluso los modelos matemáticos básicos no están documentados, con lo que este tipo de *software* es prácticamente una «caja negra» para el usuario. Sólo algún fabricante, y en una primera etapa, aportaba información sobre los modelos que utiliza. Así sabemos que *Trimble Navigation, Ltd.* usaba los modelos de Remondi (1990), mientras que *Leica Geosystems, AG* usaba los desarrollos de Frei y Beutler (1990) y Euler y Landau (1992). Algunos de estos autores se incorporaron a los equipos de desarrollo de estas mismas firmas y en la actualidad, el celo de copia por parte de las firmas de la competencia y las patentes no deja conocer ninguna información sobre los modelos de cálculo que se utilizan las nuevas versiones.

Por el contrario, su sencillez permite el manejo por personal con conocimientos muy básicos sobre GNSS o sobre las técnicas geodésicas por satélite (Prieto y otros, 2008). Además del correspondiente cálculo de líneas de base o vectores, algunos de ellos incorporan además módulos para el ajuste mínimo-cuadrático de las redes formadas por estos vectores observado. Los más avanzados permiten incorporar datos en formato RINEX (Gurtner, 1994), datos de calibración de antenas, modelos de geoide, cambios de *datum* y efemérides precisas SP3 (Remondi, 1989), pero prácticamente ningún parámetro externo de precisión que haga un mejor modelado de los errores e incertidumbres del sistema. Normalmente este tipo de programas permite el cálculo tanto de aplicaciones estáticas como cinemáticas. La lista completa de programas de este tipo es muy extensa en la actualidad y se encuentra en continua evolución, de forma que esto fuerza una competencia comercial entre las marcas que los comercializan. No es extraño que, con alta frecuencia, aparezcan nuevas versiones más optimizadas o soluciones renovadas. Esta pugna comercial ha permitido que la posibilidad de proceso en movimiento con *Real Time Kinematic* (RTK) o la posibilidad de resolución de ambigüedades con técnicas *On-The-Fly* (OTF) entre otras (Han y Rizos, 1996b), estén disponibles como opciones de serie.

Por lo general, solamente se dispone de archivos ejecutables sobre plataformas de tipo *Windows* en sus diferentes versiones, pues estas soluciones están limitadas y adaptadas a la demanda comercial existente. Los algoritmos de procesamiento son muy variados, pero por lo general no están tan evolucionados como en el caso de los programas de carácter científico. En algunos de ellos ni siquiera se implementan los algoritmos de dobles y triples diferencias e incluso, no realizan ajuste de las líneas o vectores procesados al realizar un único cálculo de las coordenadas de los puntos directamente de las observaciones GNSS disponibles. En el otro extremo,

Tabla 5.1: Software de postproceso GNSS de carácter comercial

Denominación comercial	Fabricante
Caravel PP/Net	Geosun Spatial Technology Co., Ltd.
Carlson SurveyGNSS	Carlson Software, Inc.
CHC Geomatics Office	CHC Shanghai Huace Navigation Technology, Ltd.
EZSurv GNSS	OnPOZ Precision Positioning
Geodetics RTD	Geodetics, Inc.
Giodis	Javad GNSS, Inc.
GNSMART	GEO++
GNSS Solutions	ASHTECH
GNSS Studio	THALES/MAGELLAN
GrafNav/GrafNet	NOVATEL/WAYPOINT
Justin	Javad GNSS, Inc.
Layout Office	SOKKIA
Leica Geomatics Office	Leica Geosystems AG
Magnet Tools	Topcon Positioning Systems, Inc.
MicroCosm POD	VAN MARTIN SYSTEMS
NDA Professional	NDA Professional
PPSDK	Septentrio Satellite Navigation, nv
RTNet	GPS Solutions, Inc.
Spectra Precision Survey Office	Spectra Precision
Spectrum Survey Office	SOKKIA
Topcon Tools	Topcon Positioning Systems, Inc.
Trimble Busines Center	Trimble Navigation Ltd.
Trimble Total Control	Trimble Navigation Ltd.

existe *software* con algoritmos muy avanzados quizá herencia del *software* de tipo científico. Incluso ya empieza a aparecer algún procesador PPP, aunque no en los de mayor difusión. Es esperable que en un futuro próximo este tipo de *software* incorpore los nuevos algoritmos desarrollados, pues su evolución es constante. En este sentido cabe señalar que casas comerciales como *Ashtech*, *Trimble Navigation*, *Leica Geosystems* o *Topcon Positioning* van por la tercera y cuarta generación, respectivamente, de su *software* de tratamiento de datos GNSS.

Entre los más empleados en los últimos años y con soporte disponible a día de redacción de este texto se encuentran los reflejados en la Tabla 5.1.

El *software* denominado científico se desarrolla por ciertas instituciones de carácter investigador y tiene por objeto resolver, con la máxima precisión y eficiencia de cálculo posible, un amplio espectro de cuestiones que giran en torno a la determinación absoluta y relativa de coordenadas a partir de mediciones a satélites artificiales. El objetivo descrito conduce al desarrollo de un *software* netamente distinto al de producción anteriormente tratado. En este caso no es apropiado hablar de aplicaciones informáticas ya que se trata de grandes paquetes de *software* que reflejan el trabajo llevado a cabo normalmente durante décadas por parte de grupos de investigadores, y suponen la base para el trabajo que esos mismos grupos desarrollarán en el

futuro. Por otra parte, estos centros o instituciones suelen financiarse parcialmente ofreciendo versiones de su *software* a otras instituciones o empresas, que de este modo se pueden abordar.

Este tipo de *software* tiene una estructura típicamente modular (Blewitt, 2015) en el que los archivos de entrada son los datos brutos GNSS y el proceso concluye con la obtención de un conjunto de coordenadas y errores asociados. Antes de discutir este proceso de datos en detalle, se debe hacer notar que este proceso no va a concluir con la obtención de coordenadas, pues se estima que este es un primer paso para la obtención de series temporales, estimación de velocidades o análisis cinemático de los resultados. Varios paquetes de programas de este tipo han venido siendo desarrollados desde los primeros pasos del sistema GPS en los años 80 del pasado siglo. Estos paquetes permiten el procesamiento de redes con gran número de bases o vectores de gran longitud.

En la actualidad, el procesado de datos con estos programas ha alcanzado un alto grado de automatización, y el suministro de los archivos de código fuente por parte de los desarrolladores, permite la personalización para las aplicaciones que el usuario pretende en su investigación. Este tipo de programas es el resultado de una intensiva investigación científica en este campo por parte de universidades o laboratorios de investigación nacionales. Entre sus prestaciones se pueden incluir:

- integración de órbitas con modelos apropiados;
- modelos de observación precisos (modelo terrestre, retraso por distintos medios) con un tratamiento riguroso de los sistemas de referencia tanto terrestres como celestes;
- edición de datos brutos real (pérdidas de ciclos, *outliers* o valores atípicos);
- estimación de todas las coordenadas, órbitas, sistematismos troposféricos, sistematismos en los relojes, movimiento del polo o variaciones en la velocidad de rotación terrestre;
- algoritmos de resolución de ambigüedades adaptados a la longitud de las líneas;
- cálculo de los parámetros de transformación de los marcos de referencia y modelado cinemático de las posiciones calculadas para las estaciones de acuerdo con los modelos de placas tectónicas o desplazamientos cosísmicos;
- *Precise Point Positioning* (PPP), calculando posición para un punto aislado usando información precisa de las órbitas y los estados de los relojes de los satélites, extraídos por ejemplo del IGS;
- *Precise Network Positioning* (PNP), similar a PPP pero usando múltiples estaciones permanentes y resolviendo ambigüedades entre la estación que se pretende calcular y el resto de las estaciones permanentes;
- solución precisa en red, procesado de fase GNSS habitual usando información precisa de órbitas, aplicable a grandes redes tipo EUREF;
- proceso multi-constelación: GPS, GLONASS, Galileo e incluso BDS;

- combinación de ecuaciones normales, bien sea de soluciones diferentes de red, de series temporales de soluciones o de transformaciones de sistemas de referencia;
- determinación de órbitas de otros satélites de observación de la Tierra: [LEO's](#), [DORIS](#), [TOPEX/Poseidon](#), [GRACE](#) ...
- transferencia de tiempos;
- correcciones troposféricas e ionosféricas locales;
- cálculo automatizado, bien sea lanzado manualmente o bien con ejecución periódica programada en el tiempo a una fecha y hora dadas.

Casi todos estos programas incorporan filtrado de *Kalman* ([Bierman, 1997](#); [Lichten y Border, 1987](#); [Herring y otros, 1991](#)). Esto permite la variación en el tiempo de algunos de los parámetros que intervienen en el proceso, de acuerdo con un modelo estocástico definido. Esta posibilidad se suele utilizar en la determinación de los retrasos troposféricos, que pueden variar de forma aleatoria con el tiempo ([Tralli y Lichten, 1990](#)). También se usan para estimar los sistematismos de los relojes. Entre los programas científicos más empleados se encuentran los relacionados en la Tabla 5.2. La Tabla está confeccionado en orden alfabético e incorpora los programas que se usan en la bibliografía habitual en geodinámica. Casi todos ellos permiten mejora de órbitas y son capaces de lograr una precisión del tipo $10^{-8}L$, siendo L la longitud del vector o línea base.

Por lo general, el uso de estos programas suele estar limitado a las propias instituciones que los han desarrollado y las instituciones que con ellos colaboran en su actividad investigadora. Hay que hacer notar que, al contrario que ocurre con el *software* comercial, el uso del *software* científico requiere mucho tiempo para poder entender el propio *software* y las estrategias de cálculo que hay que seguir con ellos en función de las circunstancias de las redes y los datos que hay que procesar. En estos programas se hace necesario un entrenamiento experto previo, así como una sólida formación teórica.

Aunque cada centro de desarrollo prepara los programas para las plataformas que se emplean en los respectivos centros, el código fuente de estos paquetes suele estar redactado con una filosofía multi-plataforma, de forma que el usuario final puede compilar el código fuente dentro de sus propios sistemas sin mayores complicaciones que las propias informáticas. Así se pueden usar sistemas operativos de tipo *Unix*, *Linux*, *Microsoft Windows*, *MVS*, *AIX*, *HP-UX*, *Solaris*, sobre las plataformas o procesadores clásicos. Sólo alguno de los paquetes anteriormente reseñados ofrece ejecutables bajo *Microsoft Windows*, que normalmente, no se pueden alterar pues se suministran ya compilados.

De todos los paquetes revisados, tres de ellos son considerados como de muy alta precisión ([Blewitt, 2008](#)) y se vienen usando de forma masiva por investigadores de todo el mundo siendo a la vez los más referenciados en la literatura científica. Estos son el *GIPSY/OASIS* ([Webb y Zumberge, 1995](#)), *Bernese* ([Dach y otros, 2007](#)) y *GAMIT* ([King y Bock, 2005](#)). Independientemente de la contrastada experiencia obtenida con estos tres paquetes avalada por la bibliografía, no hay que perder de vista nuevos desarrollos que en un futuro seguro que van a

Tabla 5.2: Software de post-proceso GNSS de carácter científico

Denominación	Centro de desarrollo
BAHN/GPSOBS	European Space Agency/University of Newcastle
BAMBA	Universita di Milano
BERNESE	Astronomical Institute University of Berne
DIPOP-GAPS	University of New Brunswick
EPOS.P	Deutsches GeoForschungsZentrum (GFZ)
GAMIT/GLOBK	Massachusetts Institute of Technology, Scripps Institute of Oceanography
GAS	Institute of Engineering Surveying and Space Geodesy, University of Nottingham
GEODYN	Goddard Space Flight Center
GEONAP	University of Hannover
GEOSAT	Norwegian Defense Research Establishment
GEPHARD	GeoForschungsZentrum
GINS/DYNAMO	Centre National des Etudes Spatiaux/GRCS
GIPSY/OASIS	Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology
GNSS-Lab Tool (gLAB)	Research group of Astronomy and GEomatics (gAGE)
GPSOBS/BAHN 5	European Space Agency, Darmstadt
GPStk	Space and Geophysics Laboratory, UTex
MADOCA	Japan Aerospace Exploration Agency
MSODPI/TEXGAP	University of Texas
NAPEOS/RETINA	European Space Operations Centre, European Space Agency
PAGE5	National Geodetic Survey/NOAA
PANDA	GNSS Research and Engineering Center, Wuhan University
RTKLIB	Tokyo Univ. of Marine Science and Technology
STARK, POLAR	Mission Control Center, Koroliov
TOPAS	Universität der Bundeswehr München

llegar a un alto nivel de calidad como el GINS o el gLAB (Perosanz y otros, 2011; Sanz y otros, 2012)

Habitualmente estos programas trabajan procesando los datos registrados por los receptores GNSS de forma relativa en fase, haciendo dobles y/o triples diferencias de combinaciones de frecuencias entre dos o más receptores (ver la Sección 1.4.5). Algunos de estos programas ya incorporan también la técnica de proceso de datos conocida como *Precise Point Positioning* (PPP) (Zumberge y otros, 1997). Estos nuevos algoritmos PPP están basados (ver sección 1.4.6) en el procesado directo de los observables de portadora de fase de una única estación. El investigador puede ahora procesar una estación aislada en fase para obtener precisiones centimétricas dentro del marco de referencia que aportan las órbitas, efemérides precisas y estados de los relojes de los satélites del *International GNSS Service* (IGS). El PPP elimina la necesidad de tener que registrar datos simultáneos en una estación de referencia o en toda una red de estaciones, además de los propios de la estación que hay que determinar. Algunos de los procesadores registrados en la Tabla 5.2 únicamente pueden procesar PPP (Sanz y otros, 2012).

Para ambos tipos de posicionamiento, el clásico relativo y el novedoso PPP, que utilizan las efemérides y estados de los relojes que calcula el IGS, no hay gran necesidad de que el investigador posea conocimientos de cálculo sofisticados y complejos. Esto es debido a que ya los productos de precisión que aporta el IGS tienen la suficiente información de procesado, que en cierto modo ha tenido que ser desarrollada en el momento de su cálculo por los propios centros de análisis del IGS, usando todo el estado del arte actual en materia de programas y estrategias de cálculo en técnicas GNSS. Así, los usuarios de los productos de precisión del IGS se aprovechan del procesado de datos que han realizado los centros de proceso de datos del IGS, cuidadosamente combinados, controlados y calculados, todo ello en concordancia con los actuales convenios y estándares internacionales. El uso de la estrategia de cálculo PPP, todavía requiere menos conocimientos si cabe del propio investigador y es mucho más rápido de cálculo, pero la precisión que se consigue no llega a superar al proceso de fase clásico (Melbourne y Webb, 2002; Kreemer y otros, 2006), aunque de estos estudios también se deduce que esta estrategia puede ser muy conveniente en aplicaciones en las que no se requiera tanta precisión.

Últimamente han aparecido diversos paquetes de procesado de datos GNSS en línea. Estos programas constituyen el tercer grupo de paquetes de procesado GNSS. En realidad, se trata realmente de servicios de procesado centralizado de datos GNSS. La mayoría de ellos sólo exigen que el usuario envíe sus datos GNSS registrados por sus receptores y la solicitud o orden de cálculo a un servidor (Ghoddousi-Fard y Dare, 2006). El sistema le devuelve las coordenadas de sus puntos de estacionamiento de los receptores y la información concerniente a la precisión alcanzada. Estos programas, o mejor denominados servicios *web*, se aprovechan de la experiencia alcanzada en el modelado de estos datos y de la alta precisión que ofrecen los actuales marcos de referencia con receptores que observan las 24 horas de día, repartidos por todo el globo terrestre, además de los ya comentado productos de precisión del IGS: efemérides y estados de los relojes de los satélites muy precisos. A día de redacción de esta memoria, los servicios o programas existentes de esta tercera variedad son los relacionados en la Tabla 5.3

La variedad en los requerimientos previos y productos resultantes de estos servicios todavía desaconseja su uso para fines científicos. Algunos de ellos necesitan de un mínimo de 12 horas de observación. Otros son capaces de dar solución con 2 horas de observación únicamente. En

Tabla 5.3: *Software de post-proceso GNSS en línea*

Denominación	Centro responsable y enlace
APPS-PPP	JPL/NASA http://apps.gdgps.net/
AUSPOS	Geoscience Australia http://www-b.ga.gov.au/bin/gps.pl
APPS	Jet Propulsion Laboratory http://apps.gdgps.net/
AutoComp	Survey and Mapping Office / Hong Kong https://www.geodetic.gov.hk/smo/index.htm
Auto-GIPSY	UNAVCO/JPL ag@cobra.jpl.nasa.gov
AutoGNSS	GEOLan Donosti http://www.autognss.com/aplicacion/
CSRS-PPP	NRCAN http://www.geod.nrcan.gc.ca/products-produits/ppp_e.php
GAPS	University of New Brunswick http://gaps.gge.unb.ca/
MAGIC GNSS	GMV Aerospace and Defence http://magicgnss.gmv.com
OPUS	NGS/NOAA http://www.ngs.noaa.gov/OPUS/
PositionNZ-PP-GNSS	Land Information New Zealand http://www.linz.govt.nz/positionzpp/
POZGEO	Polish Office of Geodesy and Cartography http://www.asgeupos.pl/index.php
SCOUT	SOPAC http://sopac.ucsd.edu/processing/
Smart-Net	Leica Geosystems http://es.smartnet-eu.com/procesamiento_149.htm
SWEPOS	National Land Survey http://swepos.lmv.lm.se/berakningstjanst/count01.htm
Trimble RTX-PP	Trimble Navigation http://www.trimblertx.com/

la mayoría de ellos no se permite elegir el marco de referencia, y el cambio de marco es una tarea que le queda al usuario (Ghoddousi-Fard y Dare, 2006). Algunos siguen utilizando el procesado clásico relativo de fase, mientras que otros sólo trabajan con PPP o con PNP. El usuario no tiene la opción de elegir tipo de procesado si no es cambiando de servicio. Si el problema de la variedad es manifiesto, la fiabilidad de estos servicios no queda totalmente garantizada, al menos para un uso científico, aunque es posible poder utilizarlos en el establecimiento de redes geodésicas en países donde la cobertura geodésica es escasa (Ebner y Featherstone, 2008).

La mayoría de estos servicios han sido construidos por las propias entidades que han desarrollado el segundo grupo de *software*, científico, al que le han añadido una interfaz de usuario a través de un servicio *web* (Tsakiri, 2008) que facilita su uso incluso a usuarios no familiarizados con el proceso de datos GNSS de tipo científico. Mas recientemente, las firmas comerciales que han venido manteniendo un cierto prestigio en los equipos receptores y en los programas de post-proceso comentados en la Tabla 5.1, también se han empezado a desarrollar calculadores GNSS en línea, mediante servicios de *web* alojados en el propio sitio *web* corporativo. Los mecanismos de proceso de datos que utilizan estos últimos resultan muy opacos, algo propio de la pugna comercial entre marcas y, además de éste, tienen el inconveniente añadido de que suelen ser servicios de pago por uso. Aún así se ha considerado incluirlos en la Tabla 5.3 a fin de tener un panorama lo más completo y actual posible de las ofertas existentes hasta este momento.

5.2.2. Software para el proceso de datos GNSS de las redes de las islas de Tenerife y La Palma

De todo lo anterior se puede llegar a la conclusión que hoy por hoy todavía se debe de usar *software* de tipo científico para poder abordar el cálculo de redes geodésicas de monitorización, al menos si tienen que conseguir el grado de precisión que requiere la magnitud de las deformaciones esperadas. Los últimos estudios con *software* de tipo en línea (Ghoddousi-Fard y Dare, 2006; Tsakiri, 2008; El-Mowafy, 2011), permiten aventurar que en un futuro los sistemas de cálculo en línea ofrezcan la misma versatilidad para la elección del tipo de algoritmo de proceso GNSS, tipo de marco de referencia o tipo de correcciones, que hoy tenemos en la familia de *software* científico. En este sentido, y para futuros proyectos similares al tratado en esta tesis, habría que mantener un seguimiento de los futuros desarrollos del *software* en línea.

De todos los paquetes relacionados en la Tabla 5.2 hay tres de ellos que han sido contrastados en multitud de trabajos científicos y están muy detallados en la bibliografía relativa a la medición de deformaciones mediante GNSS desde hace tiempo (Blewitt, 1989; Overgaauw y otros, 1994; Noomen y otros, 1996; Pingue y otros, 1998; Bianco y otros, 2000; Pan y otros, 2001; Wendt y Dietrich, 2003; Battaglia y otros, 2003; Hollenstein y otros, 2008; Caporali y otros, 2009; Chu y Yang, 2014). Se trata de los programas:

- *GAMIT* (Herring y otros, 2008), desarrollado por el *Massachusetts Institute of Technology*, la *Scripps Institution of Oceanography* y la *Harvard University*.
- *GIPSY-OASIS* desarrollado en el *Jet Propulsion Laboratory* de la *NASA* (Webb y Zumberge, 1995).

- **GNSS Bernese Software** (BERNESE), desarrollado en el *Astronomisches Institut Universität Bern* (Dach y otros, 2007).

Varias son las razones que, por ahora, aconsejan la utilización de alguno de estos tres *softwares* para el procesado de una red GNSS para aplicaciones geodinámicas. Por un lado, los tres se utilizan por los centros de análisis de datos GNSS del IGS, y por diferentes organismos de investigación. Algunos de los programas citados en la Tabla 5.2 también lo son (*p.e.*, EPOS, GPSOBS, ...), aunque se utilizan muy localmente.

Tanto *Bernese* como *GAMIT* y *GIPSY* utilizan las observaciones de dobles diferencias (Sección 1.4.5) en el tratamiento de los datos GNSS, por lo que no tendrían necesidad de estimar parámetros de los relojes de los satélites y los receptores, y las observaciones se combinan y se tratan en términos de «línea-base». El *software GIPSY* y *Bernese* trabajan también procesando estación por estación, con los algoritmos de proceso PPP. Aquí, los relojes de los satélites y los receptores GNSS se calculan a la vez que las coordenadas de las estaciones GNSS. Las diferentes estrategias de tratamiento GNSS entre estos tres programas se resumen en los trabajos de Iwabuchi y otros (2003) y Miyazaki y otros (2003).

En todos los casos, el tratamiento de los datos GNSS consiste en la estimación de parámetros (coordenadas de las estaciones, vector de línea de base, retardo troposférico, retardo ionosférico, ...) de un modelo, a partir de las observaciones (cero, simple, doble o triples diferencias de medidas de fase o de pseudo-distancias, ver ecuaciones 1.6)-. El ajuste de los parámetros sobre el modelo de observación se efectúa por un filtrado *Kalman* (*GAMIT*) o por mínimos cuadrados (*GIPSY*, *Bernese*). *GAMIT*, por ahora no utiliza GLONASS.

En cuanto al análisis puro de las precisiones en las estimaciones de las coordenadas, los resultados obtenidos vienen demostrando que la precisión es muy similar entre estos tres. Ha sido solo recientemente en el trabajo de Khan y Knudsen (2012), en el que se llega a la conclusión que las diferencias en coordenadas calculadas con *GIPSY* y *Bernese*, usando los algoritmos PPP, están en el mismo orden que las desviaciones estándar obtenidas. Nicolas y otros (2012) usan los tres anteriores más el *software GINS* en su estudio, encontrando un grado de consistencia en las soluciones de 1-3 mm.

Tanto *Bernese* como *GAMIT* permiten el apilamiento de ecuaciones normales, procedentes de varios procesos o campañas, para calcular una solución única final. Esto les da el carácter de semi-dinámicos, pues las ecuaciones normales de las distintas soluciones apiladas en la solución final, estarán forzosamente separadas en el tiempo, estimándose así la velocidad de las estaciones con respecto al marco de referencia (Blewitt, 2015). Gracias a esta posibilidad podremos comparar y estudiar las distintas soluciones a cada campaña, que estarán referidas cada una de ellas, al marco y época de referencia en que estén referidas las efemérides de los satélites, tal como se ha comentado ya en la Sección 1.5.2.1.

Ambos *softwares* pueden tener en cuenta y modelar las fuente de error, estudiadas en la Sección 4.2.1, y cuya existencia no se puede obviar en un procesado de precisión. Además, ambos están ampliamente documentados, mientras que para *GIPSY* prácticamente no existe otra referencia que el manual autoeditado de Gregorius (1996), y desde los años 90 del pasado siglo el *software* ha evolucionado.

Por todas estas razones, para procesar los datos GNSS de las campañas geodésicas proyectadas y registradas en el ámbito de los trabajos de esta tesis, hemos optado por el uso de los programas GAMIT y Bernese. Estos paquetes son capaces de manejar las estrategias de procesamiento de dobles diferencias y, por tanto, para procesar los datos GNSS, estos dos han sido los programas y estrategias generales adoptadas junto con la utilización de los productos de corrección de errores del IGS.

El programa Bernese dispone de una versión para *Microsoft Windows* y también se diferencia, con respecto a GIPSY y GAMIT, en que Bernese tiene coste, aún para licencias educacionales. Por el contrario, su servicio de soporte técnico es muy rápido y eficaz. Tanto el Departamento de Ingeniería Topográfica y Cartografía de la UPM al que pertenece el autor, como el Instituto de Geociencias del CSIC con el que colabora, disponen de licencias de GAMIT versión 10.33 y Bernese versión 5.0.

La idea de llevar a cabo un doble procesamiento en paralelo, de los mismos datos GNSS registrados, responde a uno de los objetivos de esta tesis que es en comparar la calidad y fiabilidad de los resultados obtenidos en este tipo de escenarios de monitorización volcánica. Bien es cierto que las posiciones obtenidas con estos programas ya han sido evaluados en otros escenarios (Gandolfi y otros, 2009), pero no hay ese tipo de información con respecto a sus indicadores de error y fiabilidad. Ambos programas, GAMIT y Bernese, utilizan algoritmos similares, pero introducen diferencias en el modelado de los errores, tratamiento de órbitas y ajuste a los marcos de referencia que lógicamente, tendrán que reflejarse en resultados de posicionamiento distintos.

5.3. Estructura de Software GAMIT y Bernese

El procesamiento de los datos GNSS registrados por los receptores mediante el *software Bernese* está basado en una arquitectura modular con unos cien programas y utilidades diferentes (Dach y otros, 2007). La mayor parte de ellos no requieren la interacción con el usuario, pero previamente hay que preparar varios archivos con las opciones de procesado que se desean para poder ejecutar con éxito las rutinas que se precisan. Esta arquitectura modular del programa facilita que el procesado de los datos no tenga que seguir una estrategia única y aplicable de manera general a cualquier campaña de observación. Es por esto que características de la red como la distancia entre las estaciones, la duración de las sesiones de observación, la influencia de determinados factores tales como el efecto troposférico o ionosférico sobre las observaciones, por ejemplo, tengan que ser tenidas en cuenta a la hora de decidir unas u otras opciones en las sucesivas etapas del procesamiento GNSS.

A pesar de que Bernese es una colección de programas por sí mismos independientes, un entorno tipo *Windows* ayuda al usuario en la etapa de procesado. El procesado de datos de una campaña de observación requiere la definición previa de la misma mediante el sistema de menú que proporciona. En una primera etapa del procesado se organizan y preparan los archivos de observaciones y datos que se van a necesitar, como los modelos de corrección de los errores estudiados en la Sección 1.6. Posteriormente se preparan los archivos de efemérides. Una vez definidas las órbitas se obtiene un posicionamiento preliminar a partir de las observaciones

de código y finalmente se obtienen las diferencias simples (Dach y otros, 2007). La posición preliminar también se puede determinar mediante PPP (ver Sección 1.4.6).

A partir de aquí se determinan las ambigüedades iniciales de ciclo y se vuelven a obtener unas nuevas coordenadas para cada sesión y cada estación que interviene en la red. En una fase final, las soluciones obtenidas en el paso anterior se combinan para obtener una única solución ajustada apilando las ecuaciones normales (Dach y otros, 2007). Posteriores aplicaciones permiten manipular los resultados a fin de transformarlos de sistema de referencia o importarlos a otros formatos.

Con respecto al procesador de datos GNSS *GAMIT*, aunque en una primera aproximación parezca muy diferente a *Bernese*, en realidad ambos comparten muchas partes comunes. *GAMIT* también es una colección de programas y aplicaciones que se encargan cada uno de una pequeña parte del procesado completo. Ambos programas se distribuyen para ser ejecutados en plataformas Linux, aunque el interfaz de usuario de *Bernese* es más amigable. La ejecución de los programas de *GAMIT* se limita prácticamente a comandos sobre la consola de usuario.

GAMIT puede procesar una sola sesión de observaciones o múltiples a la vez, similar a como también lo hace *Bernese*. En los trabajos de procesado GNSS de esta memoria se ha seguido un proceso de sesión única con ambos *softwares*.

En *GAMIT* hay que seguir un proceso secuencial para el proceso de los datos. Inicialmente también se deben cargar los archivos de observaciones junto con los archivos de datos de correcciones, efemérides, parámetros de rotación de la Tierra, nutación, *leap seconds*, sistematismos de código, calibración de antenas, . . . , similar a como se realiza con *Bernese*. Las órbitas de los satélites también se generan por interpolación de las ofrecidas por el IGS.

Posteriormente se generan los archivos con las coordenadas provisionales obtenidas de la solución de navegación, o bien se generan a través de un procesado previo de pseudodistancias. Se utiliza después la combinación *narrow lane* y *wide lane* y se estima una solución de las ambigüedades iniciales de fase usando un constreñimiento ionosférico y datos de pseudodistancia (Herring y otros, 2008). Una vez fijadas las ambigüedades a valores enteros, se usa la combinación libre de ionosfera (LC) (ver la Sección 1.4.7.1) para calcular todos los parámetros, incluidas las coordenadas de los receptores.

Cuando se ha completado el proceso anterior para todos los receptores se usa *GLOBK* bien con constreñimiento mínimo o bien a decisión del operador para obtener una solución ajustada de red sin sistematismos en coordenadas (Herring, 2009).

5.3.1. Estrategia de proceso de datos

En ambos procesados, mediante el uso de *Bernese* y el uso de *GAMIT*, se han seguido estrategias de procesado de datos similares, a fin de no introducir sistematismos de cálculo en las soluciones finales que falseasen su comparativa. Las diferencias que ha habido en ambos procesados lo han sido por la propia filosofía de concepción de cada uno de los paquetes, y han sido convenientemente reseñadas. En cuanto al procesado con *GAMIT*, los datos GNSS de las campañas disponibles fueron procesadas con la versión del programa *GAMIT/GLOBK* 10.31 (Herring y otros, 2008). El proceso de datos con *Bernese* fue realizado con la versión 5.0 (Dach y otros, 2007). Ambas estrategias se detallan a continuación, fijando las combinaciones

de observables revisados en la Sección 1.4.5 y las correcciones también revisadas en la Sección 1.6:

Modelos de observaciones: Tanto para el procesado mediante *Bernese* como para el proceso con *GAMIT* se ha escogido un modelo de pre-procesamiento de fase de línea de base en línea de base, en una sesión de cálculo que comprendía una sesión de observación en campo. Los datos de código y fase incorporados a ambos procesos se introdujeron en formato *RINEX* (Gurtner, 1994) desde los archivos originales de observación, en los distintos formatos de los distintos receptores utilizados, pre-procesados con la herramienta del *UNAVCO* de edición de datos *TEQC* (Estey y Meertens, 1999).

- Cálculo de coordenadas aproximadas mediante el algoritmo *PPP* (Zumberge y otros, 1997) con *Bernese* (Teferle y otros, 2007). Para el cálculo con *GAMIT*, se usaron también estas coordenadas al no tener este *software* la capacidad de proceso *PPP*. Existe también la alternativa de proceso de pseudo-distancias de código (Herring y otros, 2008).
- Procesado mediante *Bernese* con modelo de pre-procesamiento de fase de línea de base en línea de base, usando triples diferencias para la detección de los saltos de ciclos.
- En la mayor parte de los casos, los saltos de ciclo se han fijado mediante la búsqueda simultánea en diferentes combinaciones lineales de L1 y L2 (Hofmann-Wellenhof y otros, 2008).
- Si un salto de ciclo no se pudo fijar, las observaciones afectadas fueron eliminadas y se establece una nueva ambigüedad inicial de fase.
- Para el proceso general, se ha utilizado el observable de fase. El observable de código solo se ha usado para la sincronización de los relojes de los receptores (Sección 1.4.4.1).
- La máscara de elevación para minimizar el *multipath* y reducir errores por ionosfera y troposfera se ha fijado a 10° de elevación (Yang y otros, 2004; Larson y otros, 2007).
- Se ha introducido en el proceso *Bernese*, una ponderación dependiente de la elevación del satélite en función de $\cos z$, siendo z la distancia cenital al satélite.
- Observables modelados: diferencias dobles y combinación libre de ionosfera (ver Sección 1.4.5).
- Se han aplicado calibraciones de centros de fase y variaciones de los mismos para las antenas de los receptores absolutas, a fin de obtener la mayor precisión en altitud, del *IGS* referidas al marco *IGS* de cada época correspondiente (Schmid y otros, 2007). Se han aplicado para modelar las diferencias entre los diferentes tipos de antenas utilizados (ver Sección 1.6.2.6). Incluyen las variaciones a los centros de fase como función del ángulo de elevación del satélite.
- También se han usado calibraciones del centro de fase de la antena del satélite basadas en el modelo de cada marco *IGS* correspondiente.

- Se utiliza el modelo troposférico de [Niell \(1996\)](#) para convertir el retardo cenital en retardo en la dirección al satélite (ver Sección 1.6.1.3), con estimación de este retardo troposférico con intervalo de una hora en cada estación en *Bernese*. En el proceso *GAMIT*, se calcularon valores del retardo troposférico cada dos horas y la *mapping function* utilizada fue la *GMF* ([Boehm y otros, 2006a](#)).
- Se utiliza el modelo ionosférico global del *CODE* en la resolución de ambigüedades ([Schaer y otros, 1998](#); [Chen y Gao, 2002](#)).
- Desplazamientos por marea de carga oceánica usando el modelo *FES2004* ([Lyard y otros, 2006](#)).

Estimación de parámetros:

- En *Bernese* los parámetros calculados se obtienen por mínimos cuadrados con ponderación.
- Se lleva a cabo un proceso de elección manual de las líneas de base que componen la red de cada sesión de cálculo con los criterios de máximo número de observaciones, atemperado con la distancia más corta ([Hofmann-Wellenhof y otros, 2008](#)).
- Se han identificado las observaciones con errores no accidentales, durante el pre-proceso, mediante el criterio de no sobrepasar 0,03 m en el residuo cenital normalizado. Resolución de ambigüedades en *Bernese* mediante la estrategia *Quasi Ionosphere Free* (QIF) ([Dach y otros, 2007](#)) (Sección 1.4.7.2). En *GAMIT* hay una cierta diferencia pues se utiliza la combinación *narrow lane* y *wide lane* (ver Sección 1.4.7.3) y se estima una solución de las ambigüedades iniciales de fase usando un constreñimiento ionosférico y datos de pseudo-distancia ([Herring y otros, 2008](#)).
- Se ha definido el *datum* usando las estaciones de MAS1 y LPAL, en el marco y época correspondiente con mínimo constreñimiento.
- Los errores de los relojes de los satélites se han eliminado en la formación de las diferencias dobles (ver Sección 1.4.5).
- Las correcciones a los relojes de los receptores se han estimado como parte de los errores en la fase de pre-procesamiento con las medidas de código, para la identificación de la pérdida de ciclos. En el proceso final se han eliminado también con la formación de las ecuaciones de diferencias dobles (misma Sección).
- Para las órbitas precisas y los parámetros de rotación de la Tierra se han utilizado las soluciones finales del *IGS*, con *GPS+GLONASS* para *Bernese* ([Dow y otros, 2009](#)) y solo *GPS* para *GAMIT* ([Kouba, 2003](#)).
- Se han incorporado las efemérides planetarias y lunares DE200 del *JPL* para *Bernese*. Para el proceso con *GAMIT* se han generado mediante el *software Planetary Ephemeris Program* (PEP) del *MIT*.

- Se han usado los modelo de marea terrestre según convenciones IERS1996 (McCarthy, 1996) para *Bernese*, IAU2000 para *GAMIT* (Petit y Luzum, 2010).
- No se han aplicado correcciones por carga atmosférica ni oceánica.

Marco de referencia:

- Para la solución final de cada campaña se utilizó en módulo de *Bernese* de apilamiento (ADDNEQ y ADDNEQ2) de ecuaciones normales de las sesiones diarias, con constreñimiento a las estaciones permanentes MAS1 y LPAL, con sus coordenadas referidas al marco y época de referencia correspondiente.
- Las soluciones diarias obtenidas en *GAMIT* fueron posteriormente procesadas en *GLOBK* para comprobar la repetibilidad de las soluciones obtenidas y combinarlas en una única solución por cada campaña.

La filosofía general seguida para ambos programas ha sido la de la obtención de las ecuaciones normales y las coordenadas cartesianas geocéntricas de las estaciones que forman la red para cada sesión de observación diaria para, a continuación, proceder al ajuste combinado de las mismas a fin de obtener unas coordenadas absolutas para todas las estaciones que corresponden al período temporal total que ocupa cada campaña. En cierto modo se trata de un un ajuste multi-sesión por apilamiento de las varias soluciones de sesiones diarias para obtener una solución para toda la red. Se ha impuesto la condición que cada sesión sea enlazada con el resto de las que componen cada campaña, a través de dos o mas estaciones comunes donde se efectuaron observaciones en las sesiones diarias. Se incorpora en este proceso toda la información procedente de las matrices de varianza-covarianza de cada una de las soluciones diarias.

Previamente ya se han eliminado aquellas soluciones que han sido rechazadas en el proceso por tener un elevado sigma a posteriori. Solo cuando se descartó la presencia de errores no accidentales se procedió a realizar esta combinación de las coordenadas obtenidas para cada punto en cada campaña (Herring, 2009). Para ello se fijaron las coordenadas ITRF de MAS1 y para mantener el marco de referencia se constriñeron los parámetros de rotación de la Tierra. Se obtuvieron así los conjuntos de coordenadas para los puntos observados correspondientes a cada una de las campañas observadas.

5.4. Resultados red de monitorización de Tenerife

Siguiendo el procedimiento descrito anteriormente se han procesado los datos de las deformaciones para las observaciones GNSS en Tenerife, mediante el paquete *Bernese* y *GAMIT*. A continuación se detallan los resultados obtenidos.

5.4.1. Proceso GAMIT

Los resultados obtenidos con *GAMIT* para cada una de las campañas desde los años 2000, 2001, 2002, 2004, 2005, 2006 y 2007 desde la Tabla 5.4 a la Tabla 5.10.

Tabla 5.4: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2000, procesadas con el software GAMIT. Sistema Geodésico de Referencia ITRF97, época 2000.6. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
MAS1	5439192.258	-1522055.567	2953454.752	0.000	0.000	0.000
CHIN	5385251.179	-1562057.432	3031488.602	0.010	0.003	0.005
TEN1	5386943.255	-1569880.639	3022690.161	0.007	0.002	0.004
TACO	5387507.430	-1574716.404	3019842.687	0.009	0.003	0.005
GUIM	5391591.673	-1584517.884	3007301.638	0.008	0.003	0.005
RETA	5382663.864	-1583319.907	3024596.344	0.009	0.003	0.005
ABON	5398261.572	-1591680.594	2991076.054	0.006	0.002	0.003
COBR	5390609.293	-1596048.271	3007169.795	0.011	0.003	0.006
CRUZ	5381206.983	-1599089.622	3017526.756	0.008	0.002	0.004
COLO	5394390.748	-1609498.553	2991496.784	0.006	0.002	0.004
VER3	5389657.972	-1609907.095	3001522.820	0.009	0.003	0.005
TEID	5389156.198	-1610971.052	3004913.209	0.006	0.002	0.004
VE14	5390507.559	-1611962.757	2998413.287	0.008	0.002	0.004
UCAN	5390028.538	-1615385.412	2997617.823	0.006	0.002	0.003
RASC	5397747.649	-1618700.682	2977838.956	0.007	0.002	0.004
RIQU	5378651.343	-1615450.380	3013723.745	0.007	0.002	0.004
GORD	5380873.299	-1618483.407	3010184.940	0.009	0.003	0.005
CHIO	5384541.203	-1620515.269	3003570.309	0.008	0.002	0.005
C774	5380381.957	-1621634.658	3009288.341	0.010	0.003	0.006
CLV2	5379616.711	-1621790.082	3010194.599	0.011	0.003	0.006
REGA	5378490.905	-1623267.514	3011170.307	0.011	0.003	0.006
MOZO	5388078.739	-1626221.502	2990991.696	0.006	0.002	0.004
				0.008	0.002	0.004

En la campaña del año 2000 se han calculado 21 estaciones, resultando una desviación estándar media de 0,8 cm en la componente X cartesiana, 0,2 cm en la componente Y, y de 0,4

cm en la componente Z (Tabla 5.4). De estas estaciones, un total de dieciséis se han obtenido únicamente con una línea base dando una solución única: TEN1, TEID, TACO, RETA, REGA, RASC, GUIM, GORD, COLO, COBR, CLV2, CHIO, VER3, C774, CHIN Y VE14. El resto de las soluciones han sido rechazadas por tener desviaciones estándar altas. Recordemos que en la planificación y ejecución de las observaciones en campo se había previsto al menos dos observaciones por cada estación. Las estaciones VE14 y VER3 se eliminarán de los sucesivos procesos pues fueron dos puntos inicialmente proyectados que, por su posición y horizonte, se desestimaron en las posteriores campañas de monitorización de la isla.

Tabla 5.5: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2001, procesadas con el software GAMIT. Sistema Geodésico de Referencia ITRF97, época 2001.6. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
MAS1	5439192.256	-1522055.551	2953454.764	0.000	0.000	0.000
UCAN	5390028.513	-1615385.385	2997617.832	0.003	0.001	0.002
CHIO	5384541.175	-1620515.219	3003570.290	0.004	0.001	0.002
REGA	5378490.899	-1623267.497	3011170.316	0.004	0.001	0.002
				0.003	0.001	0.002

En la campaña del año 2001 se han calculado finalmente solo tres estaciones, resultando una desviación estándar media de 0,3 cm en la componente X cartesiana, de 0,1 cm en la componente Y, y de 0,2 cm en la componente Z (Tabla 5.5). UCAN y REGA han quedado determinadas con doble solución, mientras que CHIO solo tiene una solución. Para el resto de las estaciones observadas C747, C774, CLV1, CLV2 y CLV3 no se ha podido obtener soluciones con una repetibilidad aceptable, elevándose esta al orden de los centímetros. Hay que hacer constar que en esta campaña se hizo uso de la antena AeroAntenna AT2775-42AW, cuya calibración no está disponible en el IGS ni en los trabajos de Mader (1999); Mader y Bilich (2012), por lo que se ha procedido a usar los datos de calibración de sus centros de fase de una antena similar proporcionados por el propio distribuidor del equipo. Aún así, todos los estacionamientos donde ha intervenido esta antena, no han podido ser procesados con éxito con GAMIT. Este detalle habrá que tenerlo en cuenta para futuras campañas y proyectos con este software.

En la campaña del año 2002 se han calculado siete estaciones, que han resultado con una desviación estándar media de 0,3 cm en la componente X cartesiana, de 0,1 cm en la componente Y, y de 0,2 cm en la componente Z (Tabla 5.6). Todas las estaciones tienen soluciones múltiples.

Tabla 5.6: Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2002, procesadas con el software **GAMIT**. Sistema Geodésico de Referencia ITRF2000, época 2002.6. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
MAS1	5439192.242	-1522055.534	2953454.808	0.000	0.000	0.000
UCAN	5390028.524	-1615385.369	2997617.881	0.003	0.001	0.002
RIQU	5378651.333	-1615450.340	3013723.793	0.004	0.001	0.002
CHIO	5384541.217	-1620515.224	3003570.353	0.004	0.001	0.002
CLV1	5379404.289	-1619679.033	3011304.744	0.004	0.001	0.002
CLV4	5379895.338	-1621304.180	3010047.380	0.004	0.001	0.002
C774	5380381.934	-1621634.626	3009288.413	0.004	0.002	0.002
REGA	5378490.895	-1623267.480	3011170.368	0.003	0.001	0.002
				0.003	0.001	0.002

Tabla 5.7: Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2004, procesadas con el software **GAMIT**. Sistema Geodésico de Referencia ITRF2000, época 2004.4. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
MAS1	5439192.239	-1522055.501	2953454.836	0.000	0.000	0.000
UCAN	5390028.521	-1615385.340	2997617.913	0.003	0.001	0.002
RIQU	5378651.296	-1615450.304	3013723.812	0.004	0.001	0.002
GORD	5380873.268	-1618483.344	3010185.011	0.003	0.001	0.002
CHIO	5384541.179	-1620515.187	3003570.367	0.003	0.001	0.002
CLV1	5379404.282	-1619679.005	3011304.764	0.005	0.002	0.003
CLV4	5379895.309	-1621304.126	3010047.396	0.004	0.001	0.002
C774	5380381.912	-1621634.598	3009288.437	0.004	0.001	0.002
REGA	5378490.871	-1623267.439	3011170.381	0.003	0.001	0.002
				0.003	0.001	0.002

En la campaña del año 2004 se han calculado ocho estaciones, resultando una desviación estándar media de 0,3 cm en la componente X cartesiana, 0,1 en la componente Y, y 0,2 en la componente Z (Tabla 5.7). Todas las estaciones han sido determinadas con al menos dos soluciones.

Tabla 5.8: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2005, procesadas con el software GAMIT. Sistema Geodésico de Referencia ITRF2000, época 2005.5. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
MAS1	5439192.237	-1522055.482	2953454.853	0.000	0.000	0.000
CHIN	5385251.160	-1562057.351	3031488.703	0.006	0.002	0.003
TACO	5387507.428	-1574716.321	3019842.787	0.006	0.002	0.004
GUIM	5391591.655	-1584517.806	3007301.763	0.005	0.002	0.003
RETA	5382663.852	-1583319.827	3024596.445	0.005	0.002	0.003
ABON	5398261.541	-1591680.492	2991076.137	0.005	0.002	0.003
COBR	5390609.277	-1596048.203	3007169.919	0.003	0.001	0.002
QUIN	5382567.466	-1594136.615	3018265.041	0.008	0.003	0.005
BOCI	5401011.440	-1604069.886	2979575.312	0.042	0.041	0.020
COLO	5394390.730	-1609498.468	2991496.886	0.003	0.001	0.002
TEIT	5389266.807	-1610598.827	3004603.322	0.002	0.001	0.001
TEID	5389156.186	-1610970.967	3004913.303	0.003	0.001	0.001
UCAN	5390028.508	-1615385.321	2997617.924	0.003	0.001	0.002
RASC	5397747.612	-1618700.597	2977839.054	0.004	0.001	0.002
RIQU	5378651.307	-1615450.287	3013723.831	0.005	0.002	0.003
GORD	5380873.275	-1618483.335	3010185.035	0.003	0.001	0.002
CHIO	5384541.183	-1620515.173	3003570.387	0.005	0.002	0.003
CLV1	5379404.269	-1619678.988	3011304.782	0.004	0.001	0.002
CLV4	5379895.300	-1621304.119	3010047.395	0.004	0.002	0.003
C774	5380381.909	-1621634.569	3009288.453	0.004	0.001	0.002
REGA	5378490.880	-1623267.430	3011170.404	0.003	0.001	0.002
MOZO	5388078.726	-1626221.411	2990991.789	0.003	0.001	0.002
LPAL	5326646.294	-1719826.252	3052043.695	0.002	0.001	0.001
				0.006	0.003	0.003

En cuando a la campaña del año 2005, se han calculado veintiuna estaciones, resultando una desviación estándar media de 0,6 cm en la componente X cartesiana, 0,3 en la componente Y, y 0,3 en la componente Z (Tabla 5.8). De estas veintiuna estaciones, cuatro de ellas: RETA, QUIM, GUIM y BOCI han sido determinadas con una única solución.

Tabla 5.9: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Bernese observados en la campaña de 2006, procesadas con el software GAMIT. Sistema Geodésico de Referencia ITRF2000, época 2006.1. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
MAS1	5439192.236	-1522055.472	2953454.862	0.000	0.000	0.000
CHIN	5385251.158	-1562057.343	3031488.716	0.005	0.002	0.003
TACO	5387507.410	-1574716.312	3019842.791	0.008	0.003	0.005
RETA	5382663.838	-1583319.811	3024596.448	0.004	0.001	0.002
ABON	5398261.522	-1591680.489	2991076.142	0.005	0.002	0.003
COBR	5390609.267	-1596048.185	3007169.916	0.005	0.002	0.003
QUIN	5382567.467	-1594136.604	3018265.051	0.005	0.002	0.003
COLO	5394390.699	-1609498.450	2991496.873	0.003	0.001	0.002
UCAN	5390028.491	-1615385.306	2997617.931	0.003	0.001	0.002
RASC	5397747.607	-1618700.589	2977839.059	0.003	0.001	0.002
RIQU	5378651.308	-1615450.280	3013723.844	0.004	0.001	0.002
GORD	5380873.266	-1618483.322	3010185.039	0.003	0.001	0.002
CHIO	5384541.155	-1620515.157	3003570.387	0.005	0.002	0.003
CLV1	5379404.266	-1619678.974	3011304.785	0.004	0.002	0.002
CLV4	5379895.291	-1621304.104	3010047.397	0.005	0.002	0.003
C774	5380381.903	-1621634.554	3009288.454	0.005	0.002	0.003
REGA	5378490.880	-1623267.414	3011170.408	0.003	0.001	0.002
MOZO	5388078.727	-1626221.402	2990991.802	0.005	0.002	0.003
LPAL	5326646.294	-1719826.244	3052043.703	0.001	0.001	0.001
				0.004	0.002	0.002

Para la campaña del año 2006 se han calculado dieciocho estaciones, resultando una desviación estándar media de 0,4 cm en la componente X cartesiana, de 0,2 cm en la componente Y, y de 0,2 cm en la componente Z (Tabla 5.9). De este conjunto de estaciones solo dos de ellas, COBR y ABON, han sido determinadas con una única solución.

Tabla 5.10: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2007, procesadas con el software GAMIT. Sistema Geodésico de Referencia ITRF2005, época 2007.7. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
MAS1	5439192.219	-1522055.439	2953454.897	0.000	0.000	0.000
CHIN	5385251.128	-1562057.310	3031488.739	0.005	0.002	0.003
TACO	5387507.415	-1574716.267	3019842.824	0.006	0.002	0.004
RETA	5382663.806	-1583319.779	3024596.477	0.005	0.002	0.003
ABON	5398261.510	-1591680.451	2991076.174	0.006	0.002	0.003
COBR	5390609.250	-1596048.156	3007169.943	0.007	0.002	0.004
QUIN	5382567.457	-1594136.570	3018265.088	0.011	0.004	0.007
BOCI	5401011.486	-1604069.910	2979575.383	0.007	0.002	0.004
COLO	5394390.685	-1609498.416	2991496.909	0.006	0.002	0.003
TEID	5389156.151	-1610970.923	3004913.348	0.006	0.002	0.003
UCAN	5390028.489	-1615385.272	2997617.967	0.004	0.001	0.002
RASC	5397747.608	-1618700.559	2977839.101	0.007	0.002	0.004
RIQU	5378651.292	-1615450.249	3013723.876	0.004	0.002	0.002
GORD	5380873.255	-1618483.297	3010185.075	0.004	0.001	0.002
CHIO	5384541.145	-1620515.123	3003570.419	0.004	0.001	0.002
CLV1	5379404.251	-1619678.938	3011304.818	0.004	0.001	0.002
CLV4	5379895.237	-1621304.065	3010047.415	0.006	0.002	0.003
C774	5380381.889	-1621634.520	3009288.488	0.006	0.002	0.003
REGA	5378490.874	-1623267.384	3011170.450	0.003	0.001	0.002
MOZO	5388078.713	-1626221.366	2990991.836	0.005	0.002	0.003
LPAL	5326646.278	-1719826.212	3052043.736	0.002	0.001	0.001
				0.004	0.002	0.003

En cuando a la campaña del año 2007, se han calculado veinte estaciones, resultando una desviación estándar media de 0,4 cm en la componente X cartesiana, de 0,2 cm en la componente Y, y de 0,3 cm en la componente Z (Tabla 5.10). De estas veinte estaciones, RASC, COBR y BOCI han sido determinadas con una única solución.

5.4.2. Proceso Bernese

Los resultados obtenidos con *Bernese* para cada una de las campañas desde los años 2000, 2001, 2002, 2004, 2005, 2006 y 2007 se muestran desde la Tabla 5.11 a la Tabla 5.17.

Tabla 5.11: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2000, procesadas con el software Bernese. Sistema Geodésico de Referencia ITRF97, época 2000.6. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
CRUZ	5381207.007	-1599089.624	3017526.753	0.001	0.000	0.001
TEN1	5386943.259	-1569880.643	3022690.160	0.001	0.000	0.000
RIQU	5378651.350	-1615450.383	3013723.736	0.001	0.001	0.001
MAS1	5439192.258	-1522055.567	2953454.752	0.000	0.000	0.000
MOZO	5388078.751	-1626221.508	2990991.694	0.001	0.001	0.001
ABON	5398261.577	-1591680.601	2991076.052	0.001	0.000	0.001
UCAN	5390028.572	-1615385.417	2997617.826	0.001	0.001	0.001
C747	5378911.879	-1619653.958	3011951.796	0.002	0.001	0.001
C774	5380381.965	-1621634.654	3009288.335	0.002	0.001	0.001
CHIN	5385251.190	-1562057.437	3031488.601	0.001	0.001	0.001
CHIO	5384541.222	-1620515.277	3003570.309	0.002	0.001	0.001
CLV1	5379404.337	-1619679.069	3011304.698	0.002	0.001	0.001
CLV2	5379616.712	-1621790.086	3010194.593	0.002	0.001	0.001
COBR	5390609.299	-1596048.273	3007169.796	0.002	0.001	0.001
COLO	5394390.774	-1609498.560	2991496.786	0.001	0.001	0.001
GORD	5380873.303	-1618483.410	3010184.932	0.001	0.001	0.001
GUIM	5391591.675	-1584517.893	3007301.639	0.001	0.001	0.001
RASC	5397747.657	-1618700.682	2977838.952	0.001	0.001	0.001
REGA	5378490.912	-1623267.519	3011170.298	0.001	0.001	0.001
RETA	5382663.876	-1583319.914	3024596.341	0.001	0.001	0.001
TACO	5387507.449	-1574716.411	3019842.683	0.001	0.001	0.001
TEID	5389156.220	-1610971.062	3004913.211	0.001	0.001	0.001
				0.001	0.001	0.001

En la campaña del año 2000 se han calculado 21 estaciones, resultando una desviación estándar media de 0,1 cm en la componente X cartesiana, de 0,1 cm en la componente Y, y de 0,1 cm en la componente Z (Tabla 5.11). De las 21 estaciones, para una de ellas (RIQU) se han obtenido tres líneas base, cuatro estaciones se han determinado con dos y el resto solo ha podido ser determinado con una sola línea base debido a los grandes residuos que presentaba la segunda línea para estas estaciones. Recordemos que en la planificación y ejecución de las observaciones en campo se había previsto al menos dos observaciones por cada estación. Las estaciones que han quedado determinadas con esta solución única han sido: C747, C774, CHIN,

CHIO, CLV2, COBR, COLO, GORD, GUIM, RASC, REGA, RETA, TACO y TEID. Como ya se ha comentado, las dos estaciones VE14 y VER3 inicialmente observadas, se eliminarán de los sucesivos procesos pues fueron dos puntos inicialmente proyectados que, por su posición y horizonte.

Tabla 5.12: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2001, procesadas con el software Bernese. Sistema Geodésico de Referencia ITRF97, época 2001.6. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
REGA	5378490.915	-1623267.495	3011170.320	0.002	0.001	0.001
MAS1	5439192.256	-1522055.551	2953454.764	0.000	0.000	0.000
C747	5378911.846	-1619653.936	3011951.795	0.002	0.001	0.001
C774	5380381.921	-1621634.629	3009288.351	0.002	0.001	0.001
CHIO	5384541.168	-1620515.212	3003570.282	0.002	0.001	0.001
CLV1	5379404.279	-1619679.030	3011304.685	0.002	0.001	0.001
CLV2	5379616.710	-1621790.044	3010194.606	0.002	0.001	0.001
CLV3	5379874.878	-1621351.319	3010046.845	0.001	0.001	0.001
RIQU	5378651.264	-1615450.322	3013723.712	0.001	0.001	0.001
UCAN	5390028.518	-1615385.381	2997617.833	0.002	0.001	0.001
				0.002	0.001	0.001

En la campaña del año 2001 se han calculado finalmente nueve, resultando una desviación estándar media de 0,2 cm en la componente X cartesiana, 0,1 cm en la componente Y, y 0,1 cm en la componente Z (Tabla 5.12). Salvo las estación CLV1, que se ha determinado con una única línea base, CLV2 tiene 747 dos soluciones, C747, RIQU, UCAN, tienen tres soluciones y C774, CHIO y CLV3 tienen cuatro.

En la campaña del año 2002 se han calculado siete estaciones, que han resultando con una desviación estándar media de 0,1 cm en la componente X cartesiana, 0,1 en la componente Y, y 0,1 en la componente Z (Tabla 5.13). La estación REGA se ha determinado con cinco líneas, CHIO, CLV4 y CLV1 con tres soluciones y C774, RIQU y UCAN se han determinado con dos soluciones.

Tabla 5.13: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2002, procesadas con el software Bernese. Sistema Geodésico de Referencia ITRF2000, época 2002.6. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
C774	5380381.933	-1621634.624	3009288.410	0.001	0.001	0.001
CHIO	5384541.222	-1620515.228	3003570.356	0.001	0.001	0.001
CLV1	5379404.289	-1619679.034	3011304.739	0.001	0.001	0.001
CLV4	5379895.342	-1621304.178	3010047.374	0.001	0.001	0.001
MAS1	5439192.242	-1522055.534	2953454.807	0.000	0.000	0.000
REGA	5378490.900	-1623267.479	3011170.367	0.001	0.001	0.001
RIQU	5378651.333	-1615450.335	3013723.787	0.001	0.001	0.001
UCAN	5390028.529	-1615385.372	2997617.878	0.001	0.001	0.001
				0.001	0.001	0.001

Tabla 5.14: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2004, procesadas con el software Bernese. Sistema Geodésico de Referencia ITRF2000, época 2004.4. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
C774	5380381.922	-1621634.584	3009288.431	0.001	0.001	0.001
CHIO	5384541.195	-1620515.173	3003570.360	0.001	0.001	0.001
CLV1	5379404.296	-1619678.992	3011304.754	0.001	0.001	0.001
CLV4	5379895.328	-1621304.123	3010047.390	0.001	0.001	0.001
GORD	5380873.289	-1618483.330	3010185.000	0.001	0.001	0.001
MAS1	5439192.238	-1522055.501	2953454.835	0.000	0.000	0.000
REGA	5378490.892	-1623267.425	3011170.371	0.001	0.001	0.001
RIQU	5378651.308	-1615450.291	3013723.804	0.001	0.001	0.001
UCAN	5390028.539	-1615385.326	2997617.911	0.001	0.001	0.001
				0.001	0.001	0.001

En la campaña del año 2004 se han calculado ocho estaciones, resultando una desviación estándar media de 0,1 cm en la componente X cartesiana, 0,1 cm en la componente Y, y 0,2 cm en la componente Z (Tabla 5.14). C774 y CHIO han sido determinadas con tres soluciones, mientras que CLV4, GORD, RIQU, REGA, UCAN y CLV1 se han determinado con dos soluciones.

Tabla 5.15: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2005, procesadas con el software Bernese. Sistema Geodésico de Referencia ITRF2000, época 2005.5. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
CHIN	5385251.166	-1562057.349	3031488.691	0.002	0.001	0.001
CLV1	5379404.280	-1619678.972	3011304.769	0.002	0.001	0.001
CLV4	5379895.312	-1621304.103	3010047.385	0.001	0.001	0.001
COLO	5394390.736	-1609498.456	2991496.880	0.001	0.001	0.001
MOZO	5388078.731	-1626221.393	2990991.782	0.001	0.001	0.001
RASC	5397747.621	-1618700.581	2977839.052	0.002	0.001	0.001
REGA	5378490.895	-1623267.414	3011170.396	0.001	0.001	0.001
RIQU	5378651.325	-1615450.278	3013723.815	0.002	0.001	0.001
TEID	5389156.184	-1610970.951	3004913.285	0.001	0.001	0.001
TEIT	5389266.821	-1610598.816	3004603.316	0.001	0.001	0.000
GORD	5380873.288	-1618483.316	3010185.024	0.001	0.001	0.001
C774	5380381.919	-1621634.554	3009288.444	0.001	0.000	0.001
COBR	5390609.288	-1596048.194	3007169.911	0.001	0.001	0.001
MAS1	5439192.236	-1522055.482	2953454.852	0.000	0.000	0.000
ABON	5398261.546	-1591680.481	2991076.131	0.002	0.001	0.001
CHIO	5384541.194	-1620515.157	3003570.378	0.001	0.001	0.001
QUIN	5382567.479	-1594136.606	3018265.031	0.002	0.001	0.001
RETA	5382663.863	-1583319.821	3024596.431	0.002	0.001	0.001
TACO	5387507.434	-1574716.309	3019842.774	0.002	0.001	0.001
UCAN	5390028.524	-1615385.311	2997617.919	0.002	0.001	0.001
				0.001	0.001	0.001

En el caso de la campaña del año 2005 se han calculado diez y nueve estaciones, con una desviación estándar media de 0,1 cm en la componente X cartesiana, 0,1 cm en la componente Y, y 0,1 cm en la componente Z (Tabla 5.15). La estación C774 se ha determinado con tres soluciones, con dos soluciones se han determinado CHIN, CLV1, CLV4, COLO, MOZO, RASC, REGA, RIQU, TEID, GORD, COBR, ABON, CHIO y TACO, mientras que QUIN, RETA y UCAN se han determinado con una única solución.

Tabla 5.16: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2006, procesadas con el software Bernese. Sistema Geodésico de Referencia ITRF2000, época 2006.1. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
ABON	5398261.538	-1591680.496	2991076.151	0.002	0.001	0.001
C774	5380381.920	-1621634.551	3009288.450	0.001	0.000	0.001
CHIN	5385251.172	-1562057.347	3031488.727	0.001	0.001	0.001
CHIO	5384541.168	-1620515.153	3003570.389	0.001	0.000	0.001
CLV1	5379404.285	-1619678.973	3011304.781	0.001	0.000	0.001
CLV4	5379895.304	-1621304.100	3010047.392	0.001	0.000	0.001
COBR	5390609.274	-1596048.182	3007169.913	0.001	0.000	0.001
COLO	5394390.706	-1609498.445	2991496.870	0.001	0.000	0.001
GORD	5380873.283	-1618483.318	3010185.037	0.001	0.000	0.001
LPAL	5326646.292	-1719826.226	3052043.688	0.000	0.000	0.000
MAS1	5439192.236	-1522055.471	2953454.860	0.000	0.000	0.000
MOZO	5388078.728	-1626221.393	2990991.800	0.001	0.000	0.001
QUIN	5382567.482	-1594136.601	3018265.049	0.001	0.000	0.001
RASC	5397747.614	-1618700.584	2977839.058	0.001	0.000	0.001
REGA	5378490.889	-1623267.409	3011170.405	0.001	0.000	0.000
RETA	5382663.866	-1583319.815	3024596.454	0.001	0.001	0.001
RIQU	5378651.324	-1615450.278	3013723.840	0.001	0.000	0.001
TACO	5387507.432	-1574716.315	3019842.809	0.002	0.001	0.001
UCAN	5390028.503	-1615385.301	2997617.929	0.001	0.000	0.000
				0.001	0.000	0.001

En la campaña del año 2006 se han calculado dieciocho estaciones, resultando una desviación estándar media de 0,1 cm en la componente X cartesiana, 0,0 cm en la componente Y, y 0,1 cm en la componente Z (Tabla 5.16). Son llamativas las bajas desviaciones estándar, sobre todo en la componente Y. Las estaciones CLV1, CLV4, COLO, GORD, RASC, REGA, RETA, RIQU, UCAN C774, CHIN Y TACO han sido determinadas con dos soluciones, mientras que las estaciones ABON, CHIO, COBR, MOZO y QUIN se han determinado con una única solución.

Tabla 5.17: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de Tenerife observados en la campaña de 2007, procesadas con el software GAMIT. Sistema Geodésico de Referencia ITRF2005, época 2007.7. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
ABON	5398261.517	-1591680.451	2991076.176	0.001	0.001	0.001
C774	5380381.895	-1621634.515	3009288.484	0.001	0.001	0.001
REGA	5378490.894	-1623267.385	3011170.452	0.001	0.001	0.001
TACO	5387507.418	-1574716.268	3019842.827	0.002	0.001	0.001
UCAN	5390028.506	-1615385.273	2997617.971	0.001	0.001	0.001
CHIN	5385251.123	-1562057.308	3031488.744	0.002	0.001	0.001
MOZO	5388078.723	-1626221.367	2990991.841	0.001	0.001	0.001
CHIO	5384541.164	-1620515.123	3003570.426	0.002	0.001	0.003
CLV1	5379404.265	-1619678.941	3011304.820	0.002	0.001	0.002
CLV4	5379895.248	-1621304.065	3010047.427	0.002	0.001	0.003
MAS1	5439192.219	-1522055.440	2953454.897	0.000	0.000	0.000
COBR	5390609.260	-1596048.157	3007169.947	0.002	0.001	0.001
COLO	5394390.684	-1609498.412	2991496.910	0.001	0.001	0.001
GORD	5380873.278	-1618483.299	3010185.080	0.001	0.001	0.001
LPAL	5326646.283	-1719826.208	3052043.737	0.000	0.000	0.000
QUIN	5382567.486	-1594136.575	3018265.092	0.001	0.001	0.001
RASC	5397747.619	-1618700.561	2977839.105	0.002	0.001	0.001
RIQU	5378651.315	-1615450.251	3013723.881	0.001	0.001	0.001
TEID	5389156.166	-1610970.926	3004913.349	0.001	0.001	0.001
RETA	5382663.824	-1583319.783	3024596.485	0.002	0.001	0.001
				0.001	0.001	0.001

En cuanto a la campaña del año 2007 se han calculado dieciocho estaciones, resultando una desviación estándar media de 0,1 cm en la componente X cartesiana, 0,1 cm en la componente Y, y 0,1 cm en la componente Z (Tabla 5.17). Siguen siendo llamativas las bajas desviaciones estándar. Las estaciones REGA y CLV4 se han determinado con tres líneas base, ABON, C774 TACO, UCAN, CHIN, MOZO, CHIO, CLV1, RETA, TEID, RIQU, GORD y COLO han sido determinadas con dos soluciones, mientras que las estaciones QUIN, RASC y COBR se han determinado con una única solución.

5.5. Resultados red de monitorización de La Palma

Igualmente, siguiendo el procedimiento descrito anteriormente en este Capítulo, se han procesado los datos de las deformaciones para las observaciones GNSS la Isla de La Palma, mediante el paquete *Bernese*. A continuación se detallan los resultados obtenidos.

5.5.1. Proceso GAMIT

Los resultados obtenidos con *GAMIT* para cada una de las campañas desde los años 2006, 2007, 2008 y 2011 desde la Tabla 5.18 a la Tabla 5.21.

Como resumen de esta primera campaña de monitorización para la Isla de La Palma, se han calculado veintisiete estaciones, con una desviación estándar media de 0,4 cm en la componente X cartesiana, 0,1 cm en la componente Y, y 0,2 cm en la componente Z (Tabla 5.18).

Todas las estaciones se han determinado con dos soluciones salvo la estación LP16. Las estaciones LPAL y CEVI se han determinado con nueve soluciones. Ésta última no es como tal una estación de monitorización y se ha utilizado como polo auxiliar de cálculo. En posteriores campañas se dejará de observar por resultar innecesaria.

Tabla 5.18: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de La Palma observados en la campaña de 2006, procesadas con el software GAMIT. Sistema Geodésico de Referencia ITRF2005, época 2006.9. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
MAS1	5439192.221	-1522055.454	2953454.883	0.000	0.000	0.000
LP01	5329730.120	-1705347.748	3050685.055	0.004	0.002	0.003
LP07	5337361.477	-1709064.487	3034938.712	0.005	0.002	0.003
LP06	5333336.956	-1709793.034	3042283.299	0.005	0.002	0.003
LP02	5327036.210	-1708231.113	3054221.136	0.004	0.002	0.002
TIRI	5338328.991	-1712527.617	3032669.489	0.004	0.001	0.002
LP08	5340351.954	-1716923.958	3026754.266	0.005	0.002	0.003
LP09	5335689.909	-1715486.592	3037042.074	0.004	0.002	0.002
LP14	5330200.413	-1714643.462	3048722.563	0.004	0.002	0.002
LP11	5337430.538	-1717431.543	3034147.793	0.004	0.001	0.002
LP10	5337986.209	-1717877.849	3032919.753	0.004	0.001	0.002
CEVI	5340751.016	-1719721.121	3024325.517	0.002	0.001	0.001
LP19	5339584.487	-1719413.788	3027520.560	0.004	0.002	0.002
LP18	5341091.245	-1720041.921	3023047.095	0.004	0.001	0.002
SANO	5340851.659	-1720053.359	3023967.296	0.003	0.001	0.002
LP15	5328568.631	-1716126.357	3051101.175	0.003	0.001	0.002
LP17	5341011.727	-1720182.497	3023087.318	0.004	0.002	0.002
LP03	5323492.381	-1714633.514	3057019.025	0.005	0.002	0.003
LP12	5336250.099	-1719185.132	3033904.536	0.005	0.002	0.003
LP16	5330189.041	-1717789.824	3045247.325	0.011	0.004	0.007
LP05	5332390.946	-1719552.963	3039256.011	0.003	0.001	0.002
JEDE	5334916.317	-1721250.079	3033727.414	0.003	0.001	0.002
ROQU	5327591.014	-1719256.010	3051282.847	0.004	0.002	0.002
LPAL	5326646.284	-1719826.225	3052043.726	0.002	0.001	0.001
TIME	5328853.886	-1725414.616	3041826.595	0.003	0.001	0.001
FPOR	5320932.664	-1723680.043	3056519.448	0.004	0.002	0.003
LP04	5326124.288	-1725404.038	3047072.372	0.004	0.002	0.003
DPAN	5322582.556	-1728659.989	3050960.489	0.003	0.001	0.002
				0.004	0.001	0.002

Tabla 5.19: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de La Palma observados en la campaña de 2007, procesadas con el software GAMIT. Sistema Geodésico de Referencia ITRF2005, época 2007.5. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
MAS1	5439192.219	-1522055.442	2953454.894	0.000	0.000	0.000
LP01	5329730.110	-1705347.730	3050685.064	0.004	0.002	0.003
LP07	5337361.467	-1709064.470	3034938.711	0.004	0.001	0.002
LP06	5333336.942	-1709793.024	3042283.308	0.005	0.002	0.003
LP02	5327036.229	-1708231.112	3054221.169	0.006	0.002	0.003
TIRI	5338328.991	-1712527.610	3032669.510	0.004	0.002	0.003
LP08	5340351.946	-1716923.947	3026754.277	0.004	0.001	0.002
LP09	5335689.884	-1715486.594	3037042.083	0.005	0.002	0.003
LP14	5330200.417	-1714643.456	3048722.571	0.005	0.002	0.003
LP11	5337430.547	-1717431.531	3034147.797	0.004	0.002	0.002
LP10	5337986.216	-1717877.845	3032919.758	0.004	0.002	0.002
CEVI	5340751.006	-1719721.107	3024325.523	0.002	0.001	0.001
LP19	5339584.482	-1719413.771	3027520.566	0.005	0.002	0.003
LP18	5341091.230	-1720041.913	3023047.092	0.004	0.001	0.002
SANO	5340851.658	-1720053.341	3023967.308	0.003	0.001	0.002
LP15	5328568.635	-1716126.355	3051101.190	0.004	0.002	0.002
LP17	5341011.712	-1720182.473	3023087.317	0.005	0.002	0.003
LP03	5323492.392	-1714633.496	3057019.025	0.005	0.002	0.003
LP12	5336250.081	-1719185.111	3033904.544	0.006	0.002	0.003
LP16	5330189.066	-1717789.821	3045247.364	0.007	0.002	0.004
LP05	5332390.925	-1719552.945	3039256.025	0.004	0.001	0.002
JEDE	5334916.316	-1721250.070	3033727.426	0.004	0.002	0.002
ROQU	5327591.009	-1719256.002	3051282.854	0.004	0.002	0.003
LPAL	5326646.285	-1719826.214	3052043.738	0.002	0.001	0.001
TIME	5328853.884	-1725414.603	3041826.603	0.004	0.002	0.002
FPOR	5320932.663	-1723680.027	3056519.444	0.006	0.002	0.003
LP04	5326124.300	-1725404.034	3047072.385	0.004	0.002	0.002
DPAN	5322582.528	-1728659.963	3050960.483	0.003	0.001	0.002
				0.004	0.002	0.002

En la campaña del 2007 se han calculado veintisiete estaciones, con una desviación estándar media de 0,4 cm en la componente X cartesiana, 0,2 cm en la componente Y, y 0,2 cm en la componente Z (Tabla 5.19). Todas las estaciones se han determinado con dos soluciones salvo las estaciones LPAL y CEVI, que han sido determinadas con nueve soluciones. Ésta última no es como tal una estación de monitorización y se ha utilizado como polo auxiliar de cálculo. En posteriores campañas se dejará de observar por resultar innecesaria.

Tabla 5.20: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de La Palma observados en la campaña de 2008, procesadas con el software GAMIT. Sistema Geodésico de Referencia ITRF2005, época 2008.6. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
MAS1	5439192.216	-1522055.424	2953454.911	0.000	0.000	0.000
LP01	5329730.112	-1705347.720	3050685.086	0.006	0.002	0.003
LP07	5337361.453	-1709064.455	3034938.727	0.006	0.002	0.003
LP06	5333336.945	-1709793.002	3042283.315	0.005	0.002	0.003
LP02	5327036.214	-1708231.086	3054221.167	0.006	0.002	0.003
TIRI	5338328.978	-1712527.591	3032669.511	0.006	0.003	0.004
LP21	5336717.347	-1713210.174	3035597.889	0.010	0.004	0.006
LP08	5340351.950	-1716923.921	3026754.277	0.006	0.002	0.003
LP09	5335689.907	-1715486.566	3037042.099	0.006	0.002	0.003
LP14	5330200.420	-1714643.441	3048722.587	0.006	0.002	0.004
LP11	5337430.533	-1717431.521	3034147.803	0.006	0.002	0.004
LP10	5337986.203	-1717877.825	3032919.770	0.006	0.002	0.003
LP19	5339584.504	-1719413.767	3027520.583	0.007	0.003	0.004
LP18	5341091.223	-1720041.898	3023047.109	0.006	0.002	0.003
SANO	5340851.642	-1720053.322	3023967.308	0.005	0.002	0.003
LP15	5328568.638	-1716126.335	3051101.204	0.004	0.002	0.002
LP17	5341011.715	-1720182.466	3023087.340	0.006	0.003	0.004
LP03	5323492.378	-1714633.423	3057019.044	0.010	0.004	0.006
LP12	5336250.102	-1719185.102	3033904.561	0.009	0.003	0.005
LP16	5330189.078	-1717789.821	3045247.380	0.013	0.005	0.007
LP05	5332390.951	-1719552.940	3039256.044	0.005	0.002	0.003
JEDE	5334916.310	-1721250.057	3033727.439	0.005	0.002	0.003
ROQU	5327590.998	-1719255.977	3051282.861	0.005	0.002	0.003
LPAL	5326646.276	-1719826.197	3052043.752	0.002	0.001	0.001
TIME	5328853.866	-1725414.585	3041826.609	0.006	0.002	0.003
FPOR	5320932.646	-1723680.009	3056519.462	0.009	0.003	0.005
LP04	5326124.294	-1725404.016	3047072.396	0.007	0.003	0.004
DPAN	5322582.540	-1728659.954	3050960.505	0.005	0.002	0.003
				0.006	0.002	0.004

Para la campaña de monitorización para la Isla de La Palma del 2008, se han calculado veintisiete estaciones, con una desviación estándar media de 0,6 cm en la componente X cartesiana, 0,2 cm en la componente Y, y 0,4 cm en la componente Z (Tabla 5.20). Todas las estaciones se han determinado con dos soluciones salvo la estación LP21, que es de nueva implantación en esta campaña y solo se ha determinado con una única línea.

Tabla 5.21: *Coordenadas de los puntos de la red de monitorización de la Isla de La Palma observados en la campaña de 2011, procesadas con el software GAMIT. Sistema Geodésico de Referencia ITRF2008, época 2011.7. Las coordenadas y sus desviaciones están expresadas en forma de coordenadas cartesianas geocéntricas y en metros.*

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	σ_X [m]	σ_Y [m]	σ_Z [m]
MAS1	5439192.189	-1522055.361	2953454.947	0.000	0.000	0.000
LP06	5333336.933	-1709792.955	3042283.363	0.007	0.003	0.004
LP02	5327036.192	-1708231.044	3054221.208	0.007	0.003	0.004
TIRI	5338328.958	-1712527.529	3032669.550	0.009	0.003	0.006
LP21	5336717.330	-1713210.116	3035597.940	0.007	0.003	0.004
LP08	5340351.927	-1716923.872	3026754.316	0.006	0.002	0.004
LP11	5337430.499	-1717431.455	3034147.838	0.005	0.002	0.003
LP10	5337986.165	-1717877.761	3032919.793	0.006	0.002	0.003
LP19	5339584.467	-1719413.705	3027520.617	0.007	0.003	0.004
LP18	5341091.200	-1720041.836	3023047.133	0.005	0.002	0.003
SANO	5340851.619	-1720053.266	3023967.342	0.005	0.002	0.003
LP15	5328568.615	-1716126.268	3051101.233	0.005	0.002	0.003
LP17	5341011.693	-1720182.407	3023087.367	0.006	0.002	0.004
LP12	5336250.060	-1719185.038	3033904.592	0.010	0.004	0.006
LP16	5330189.044	-1717789.742	3045247.402	0.014	0.005	0.009
LP05	5332390.922	-1719552.881	3039256.075	0.006	0.002	0.004
JEDE	5334916.280	-1721249.993	3033727.466	0.006	0.002	0.003
LPAL	5326646.244	-1719826.136	3052043.783	0.002	0.001	0.001
TIME	5328853.839	-1725414.528	3041826.644	0.005	0.002	0.003
FPOR	5320932.622	-1723679.951	3056519.489	0.007	0.003	0.004
LP04	5326124.266	-1725403.959	3047072.433	0.008	0.003	0.005
DPAN	5322582.506	-1728659.892	3050960.533	0.010	0.004	0.006
				0.007	0.002	0.004

En la última campaña de año 2011, se han observado y calculado veintisiete estaciones, con una desviación estándar media de 0,7 cm en la componente X cartesiana, 0,2 cm en la componente Y, y 0,4 cm en la componente Z (Tabla 5.21). Todas las estaciones se han determinado con dos soluciones salvo la estación el vértice Don Pancho, DPAN que ha sido determinada con solución única.

5.6. Resultados red de GNSS para estudios estructurales de La Palma

Ya se ha comentado en la Sección 4.3.3 que los trabajos GNSS en la Isla de La Palma se han completado con un estudio de gravimetría combinada con GNSS para poder obtener resultados sobre las propiedades estructurales de la isla, en la que se proyectó y observó otra campaña de observaciones GNSS (Camacho y otros, 2009a).

Como los requerimientos de precisión, en la determinación de las altitudes en los puntos para su uso en gravimetría, no son tan fuertes como para su uso en monitorización de deformaciones, se optó por elegir un *software* de tipo comercial (ver la Tabla 5.1) más sencillo y de uso por cualquier operador. En concreto, los datos registrados para esta campaña GPS fueron procesados con *Leica Geo Office*¹ usando la siguiente estrategia de proceso de datos:

- Incorporación de los archivos de datos RINEX de código y fase a partir de los originales *Ashtech*, pre-procesados con la herramienta del UNAVCO de edición de datos TEQC (Estey y Meertens, 1999).
- Uso de efemérides precisas del IGS en su solución de combinación final ponderada (Kouba, 2003).
- Modelado del retardo troposférico mediante el modelo de Hopfield (1969).
- Las correcciones de los centros de fase de las antenas se realizaron a través de las calibraciones relativas del NGS según los trabajos de Mader (1999).
- Estrategia de resolución de ambigüedades con algoritmos FARA Frei y Beutler (1990) y *Ionosphere Free* (Hofmann-Wellenhof y otros, 2008).
- Modelo ionosférico global del CODE en la resolución de ambigüedades (Schaer y otros, 1998).
- Ajuste final de los parámetros por mínimos cuadrados siguiendo la metodología clásica de Ghilani y Wolf (2010) con MOVE3².
- Para la solución final de esta campaña se utilizó un constreñimiento a la estación permanente LPAL y a la estación REGCAN95 de Jedey, con sus coordenadas referidas al marco REGCAN95.
- Cálculo de las altitudes ortométricas a partir de las altitudes elipsoidales a través del modelo de geoide EGM08-REDNAP (COG, 2010).

Las líneas base resultantes varían entre 400 m de distancia mínima hasta 34 km de máxima. Se calcularon un total de 315 puntos, donde también se obtuvo datos de medidas de la gravedad. No se han incluido los resultados obtenidos de todos estos puntos, pero de los mismos se puede extraer que la precisión obtenida para 286 de ellos se mantiene por debajo de los 2 cm, para sus componentes vertical y horizontal. Dieciocho de los puntos se mantuvieron entre 2 y

¹Leica Geosystems, AG. Heerbrugg, Suiza

²MOVE3: *Design and Adjustment of 3D, 2D and 1D geodetic networks*. Grontmij Nederland, B.V.

10 cm. Finalmente fueron rechazados catorce del conjunto total por no poder fijar ambigüedades con sus datos durante su procesado.

Los resultados estructurales encontrados para la Isla de La Palma se describen en la Figura 5.1. Para mayores detalles en cuanto a la metodología de obtención (no objeto de esta tesis) se puede consultar [Prieto y otros \(2009\)](#) y [Camacho y otros \(2009a\)](#)

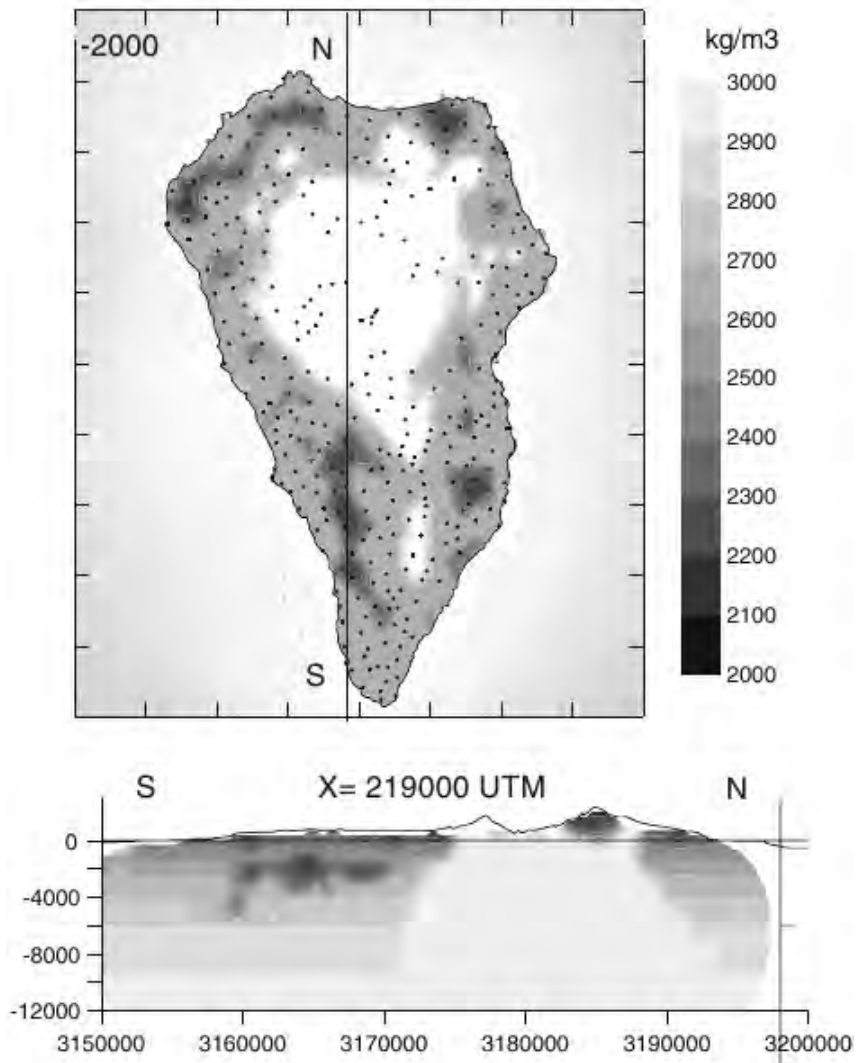


Figura 5.1: Tomografía horizontal del modelo de inversión 3-D estratificado de anomalías de densidad para una profundidad de 2000 m y sección vertical norte-sur de la isla (de [Prieto y otros, 2009](#) y [Camacho y otros, 2009a](#)). El sistema de referencia utilizado es la Proyección UTM en la zona 28 sobre el marco geodésico REGCAN95.

Tratamiento e interpretación de las soluciones GNSS

6.1. Introducción

Antes de proceder a la interpretación de los resultados obtenidos se han seguido varios procesos aplicados a los conjuntos de coordenadas calculados y descritos en el Capítulo 5. Básicamente, los procesos seguidos han consistido en un análisis de la repetibilidad y de sus indicadores de incertidumbre, obtenidos todos ellos para cada una de las soluciones de cada punto con respecto a la solución combinada de ese punto. Esto se ha realizado en el marco geodésico y época de referencia correspondiente a cada campaña, con el fin de detectar y separar valores anómalos que puedan falsear la solución final.

Finalmente, dado que las soluciones por campañas están referidas para distintos marcos de referencia y las distintas épocas, se ha procedido a su alineación en un marco de referencia y época común antes de la evaluación de los desplazamientos temporales en los puntos. Para materializar éste marco de referencia común, se han obtenido las coordenadas absolutas [ITRF](#) de los vértices [IGS](#) de Maspalomas (MAS1) y La Palma (LPAL) en este marco y época comunes ([Boucher y otros, 1999](#); [Altamimi y otros, 2002b, 2007](#)), para posteriormente referir mediante estas dos estaciones todos los puntos de las diferentes campañas por posicionamiento relativo.

6.2. Eliminación de valores anómalos en campañas

Procedemos en esta sección al estudio de la calidad de las soluciones y a la detección de los posibles valores anómalos y su posterior eliminación

6.2.1. Isla de Tenerife

6.2.1.1. Procesado de datos con GAMIT

Los resultados brutos obtenidos por solución combinada de ecuaciones normales con el programa [GAMIT](#) se han dado en las Tablas 5.4 a 5.10 del Capítulo 5. Como se ha comentado, nos interesa revisar la calidad de estas soluciones en el sentido de análisis de su repetibilidad y sus incertidumbres. Se ha calculado para cada punto observado y para cada campaña su Tabla de repetibilidades, comparando cada solución independiente con la solución combinada. Los

datos de repetibilidad se han referido a un sistema de referencia local horizontal en cada punto de coordenadas Este, Norte y Altitud (E,N,U), desde el sistema cartesiano geocéntrico (X,Y,Z), siguiendo el modelo similar al de la ecuación (1.38) del tipo:

$$[ENU] = \mathbf{R}(\phi, \lambda)[XYZ], \quad (6.1)$$

que corresponde con la expresión clásica descrita y desarrollada en [Torge y Müller \(2012\)](#):

$$\begin{pmatrix} dE \\ dN \\ dU \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\sin \lambda_P & \cos \lambda_P & 0 \\ -\sin \phi_P \cos \lambda_P & -\sin \phi_P \sin \lambda_P & \cos \phi_P \\ \cos \phi_P \cos \lambda_P & \cos \phi_P \sin \lambda_P & \sin \phi_P \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X_P - X_0 \\ Y_P - Y_0 \\ Z_P - Z_0 \end{pmatrix}, \quad (6.2)$$

donde dE, dN, dU son las repetibilidades calculadas en el sistema local (E, N, U); X_P, Y_P, Z_P representan las coordenadas cartesianas geocéntricas calculadas para cada sesión y cada punto; X_0, Y_0, Z_0 son las coordenadas cartesianas geocéntricas procedentes de la solución combinada para ese punto (Tablas 5.4 a 5.10); y λ_P, ϕ_P son las coordenadas geodésicas del punto. Para calcular éstas últimas se ha seguido el procedimiento no recursivo de [Vermeille \(2002, 2004\)](#) que garantiza una precisión de 10^{-6} ([Featherstone y Claessens, 2008](#)), que consiste en una transformación numéricamente estable en el entorno de los polos y el ecuador y no usa los procedimientos clásicos iterativos de [Borkowski \(1989\)](#) o [Paul \(1973\)](#) y sus derivados.

Así se han calculado las tablas de repetibilidades para cada estación observada en cada una de las campañas realizadas. Aunque estas tablas están disponibles en su totalidad y para el caso del cálculo de las redes de Tenerife con [GAMIT](#) suponen un total de 115 Tablas, en esta memoria sólo se han incluido dos de ellas como ilustración y a modo de ejemplo extremo del procedimiento seguido, representándose en las Tablas 6.1 y 6.2.

Tabla 6.1: *Repetibilidades de las soluciones calculadas para la estación Regatón (REGA) en la campaña de monitorización de la Isla de Tenerife del 2002, procesada con el software GAMIT. Las repetibilidades y sus desviaciones estándar se han presentado para coordenadas Este, Norte y Altura referidas al horizonte local y expresadas en centímetros.*

Estación Regatón (REGA) Campaña 2002			
Solución Fecha	Este $\pm 1\sigma$ [cm]	Norte $\pm 1\sigma$ [cm]	Altura $\pm 1\sigma$ [cm]
Combinada	0.0 ± 0.1	0.0 ± 0.1	0.0 ± 0.4
2002.563	-0.1 ± 0.2	-0.4 ± 0.2	-0.9 ± 1.0
2002.565	0.0 ± 0.2	0.3 ± 0.2	-0.0 ± 0.9
2002.568	-0.2 ± 0.2	0.5 ± 0.2	-0.1 ± 0.9
2002.571	0.5 ± 0.5	-0.3 ± 0.2	0.3 ± 0.8
2002.573	-0.2 ± 0.3	-0.1 ± 0.2	-0.1 ± 1.0

Mientras en el caso de la estación REGA de la Tabla 6.1, las repetibilidades con respecto a la solución combinada y las desviaciones estándar propagadas están al nivel sub-centimétrico y

Tabla 6.2: Repetibilidades de las soluciones calculadas para la estación Abona (ABON) en la campaña de monitorización de la Isla de Tenerife del 2005, procesada con el software GAMIT. Las repetibilidades y sus desviaciones estándar se han presentado para coordenadas Este, Norte y Altura referidas al horizonte local y expresadas en centímetros.

Estación Abona (ABON) Campaña 2005				
Solución Fecha	Este $\pm 1\sigma$ [cm]	Norte $\pm 1\sigma$ [cm]	Altura $\pm 1\sigma$ [cm]	
Combinada	0.0 ± 0.1	0.0 ± 0.1	0.0 ± 0.6	
2005.494	-0.1 ± 0.2	-0.1 ± 0.2	0.1 ± 0.9	
2005.497	-16.6 ± 46.4	-7.0 ± 54.5	9.0 ± 181.8	

son ambas de magnitudes coherentes, en el caso de la estación ABON, la Tabla 6.2 presenta una repetibilidad del orden de decenas de centímetros y desviaciones estándar también muy elevadas. Recordemos que aunque las redes de monitorización fueron proyectadas y observadas (ver Capítulo 4) con un doble estacionamiento en cada punto, como es el caso del ejemplo del punto ABON, puntualmente algunas de las estaciones tuvieron más estacionamientos, como es el caso del ejemplo del punto REGA. La representación de las repetibilidades para estos dos puntos se pueden encontrar en las Tablas A.15 y A.21 del Apéndice A a esta memoria.

Para el cálculo de los errores de las repetibilidades se ha realizado la correspondiente propagación de varianzas a través del modelo de ecuación (6.1). Así, se ha calculado la matriz de varianza-covarianza de cada repetibilidad a través de la expresión:

$$\Sigma_{(ENU)} = \mathbf{J}(\phi, \lambda) \Sigma_{(XYZ)} \mathbf{J}(\phi, \lambda)^T. \quad (6.3)$$

Este modelo se corresponde con una combinación no lineal (Ghilani y Wolf, 2010), donde $\Sigma_{(XYZ)}$ es la componente de las matrices varianza-covarianza de cada una de las soluciones calculadas con GAMIT, y $\mathbf{J}(\phi, \lambda)$ la matriz jacobiana de $\mathbf{R}(\phi, \lambda)$, matriz de giros del cambio de sistema de coordenadas de la ecuación (6.2).

La repetibilidad de los resultados junto con su propagación de errores para para cada estación y campaña se pueden consultar en el Apéndice A a esta memoria. Así las Figuras A.1 hasta A.9 incluyen las repetibilidades para la campaña de observación del año 2000, las Figuras A.10 hasta A.12 para la campaña de observación del año 2001, las Figuras A.13 hasta A.16 para la campaña de observación del año 2002, las Figuras A.17 hasta A.20 para la campaña del año 2004, las Figuras A.21 hasta A.31 para la del año 2005, las Figuras A.32 a A.40 para la del 2006, y las Figuras A.41 hasta A.50 para la campaña del 2007. Para la elaboración de estas figuras se ha usado el conjunto de programas DEFOR (Pallero y otros, 2011).

Aunque no se han incluido en esta memoria todas las repetibilidades de cada estación observada y calculada, si se ha incorporado un estudio de magnitud y errores de las repetibilidades por campañas que se han resumido en las Tablas 6.3 a 6.9. En ellas se ha calculado la repetibilidad media por cada estación y para cada una de las tres componentes horizontales (Este, Norte) y Altura, además de la media de las tres componentes (E,N,U). Para las estaciones

con repetibilidad se ha calculado además la desviación estándar de las repetibilidades por componentes. Finalmente, también se ha reflejado el valor de la repetibilidad máxima y mínima.

Cada Tabla de cada campaña finaliza con una media de todos los valores de las repetibilidades medias calculadas para cada estación, a fin de tener un estimador de la repetibilidad general de cada una de las campañas. Igualmente se han recuperado los valores de repetibilidades máximas y mínimas para toda la campaña correspondiente.

Tabla 6.3: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con *GAMIT* de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2000. En la columna M3C se han reflejado la media de las repetibilidades de las tres componentes (E,N,U).

Punto	Repetibilidad media						M3C	Máximo	Mínimo
	E	σ_E	N	σ_N	A	σ_A			
	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]
ABON	0.3	0.4	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	-0.6
C774	0.3		0.5		0.3		0.4	0.5	-0.3
CHIN	0.2		0.0		1.0		0.4	1.0	0.0
CHIO	0.5		0.1		0.7		0.5	0.7	-0.1
CLV2	0.3		0.7		0.2		0.4	0.7	-0.3
COBR	0.5		0.1		0.4		0.3	0.1	-0.5
COLO	0.3		0.1		1.6		0.7	-0.1	-1.6
CRUZ	0.6	0.8	0.1	0.1	1.3	1.8	0.6	1.4	-1.1
GORD	0.3		0.6		0.3		0.4	0.6	-0.3
GUIM	0.5		0.1		0.5		0.3	0.1	-0.5
MOZO	0.2	0.0	0.2	0.1	1.4	1.9	0.6	0.5	-2.3
RASC	0.0		0.3		0.2		0.2	0.2	-0.3
REGA	0.3		0.6		0.3		0.4	0.6	-0.3
RETA	0.2		0.0		1.0		0.4	1.0	0.0
RIQU	0.2	0.3	0.8	1.2	0.1	0.0	0.4	1.1	-0.5
TACO	0.2		0.0		0.9		0.4	0.9	0.0
TEID	0.3		0.1		1.5		0.6	-0.1	-1.5
UCAN	0.8	1.1	0.1	0.1	1.5	2.1	0.8	1.3	-1.8
2000	0.4	0.2	0.2	0.3	0.7	0.5	0.4	1.4	-2.3

Tabla 6.4: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con *GAMIT* de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2001. En la columna M3C se han reflejado la media de las repetibilidades de las tres componentes (E,N,U).

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
CHIO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
REGA	0.1	0.2	0.4	0.6	0.2	0.3	0.2	0.6	-0.3
UCAN	0.1	0.1	0.5	0.7	0.8	1.1	0.5	0.9	-1.5
2001	0.1	0.1	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.9	-1.5

Tabla 6.5: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con *GAMIT* de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2002. En la columna M3C se han reflejado la media de las repetibilidades de las tres componentes (E,N,U).

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
C774	4.6	7.9	0.4	0.7	1.1	1.5	2.0	13.6	-1.1
CHIO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.6	0.7	0.3	0.6	-0.7
CLV1	0.4	0.6	0.4	0.6	0.2	0.3	0.4	0.7	-0.9
CLV4	0.7	0.9	0.1	0.2	0.6	0.9	0.5	1.1	-0.9
REGA	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.5	-0.9
RIQU	0.1	0.1	0.1	0.1	0.7	1.1	0.3	1.4	-0.7
UCAN	0.2	0.2	0.1	0.2	0.5	0.8	0.3	0.5	-1.0
2002	0.9	1.6	0.2	0.2	0.6	0.3	0.6	13.6	-1.1

Tabla 6.6: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con *GAMIT* de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2004. En la columna M3C se han reflejado la media de las repetibilidades de las tres componentes (E,N,U).

Punto	Repetibilidad media							Máximo [cm]	Mínimo [cm]
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]		
C774	0.4	0.6	0.4	0.5	0.9	0.9	0.6	1.8	-0.5
CHIO	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.4	0.2	0.1	-0.6
CLV1	1.0	1.4	0.3	0.3	1.0	0.7	0.7	1.6	-0.4
CLV4	1.4	1.9	0.2	0.2	0.4	0.6	0.6	2.3	-1.4
GORD	0.1	0.2	0.1	0.2	0.5	0.7	0.3	0.8	-0.5
REGA	0.4	0.6	0.3	0.5	0.7	0.9	0.5	2.0	-0.6
RIQU	0.3	0.4	0.2	0.2	0.8	1.0	0.4	1.5	-0.2
UCAN	0.3	0.4	0.2	0.2	0.3	0.4	0.3	0.4	-0.4
2004	0.5	0.4	0.2	0.1	0.6	0.2	0.4	2.3	-1.4

Tabla 6.7: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con *GAMIT* de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2005. En la columna M3C se han reflejado la media de las repetibilidades de las tres componentes (E,N,U).

Punto	Repetibilidad media							Máximo [cm]	Mínimo [cm]
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]		
ABON	8.3	11.7	3.6	4.9	4.6	6.3	5.5	9.0	-16.6
BOCI	0.0		0.1		0.1		0.1	0.1	-0.1
C774	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.6	0.3	0.4	-0.9
CHIN	0.4	0.5	0.1	0.1	0.5	0.7	0.3	0.7	-0.4
CHIO	0.5	0.7	0.3	0.4	0.5	0.7	0.4	0.5	-0.9
CLV1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.7	1.0	0.3	0.4	-1.0
CLV4	0.1	0.1	0.2	0.2	0.6	0.8	0.3	0.5	-0.7
COBR	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	-0.3
COLO	0.1	0.0	0.2	0.3	0.1	0.2	0.1	0.2	-0.2
GORD	0.2	0.2	0.1	0.0	0.4	0.6	0.2	0.4	-0.5
GUIM	0.1		0.1		0.1		0.1	0.1	-0.1
LPAL	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.3	-0.2
MOZO	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3	-0.3
QUIN	0.1		0.0		0.1		0.1	0.1	-0.1
RASC	0.2	0.3	0.1	0.1	0.5	0.8	0.3	0.5	-0.6
REGA	0.1	0.1	0.3	0.4	0.3	0.4	0.2	0.4	-0.4
RETA	0.1		0.0		0.1		0.1	0.1	-0.1
RIQU	0.0	0.1	0.1	0.1	0.3	0.4	0.1	0.3	-0.3
TACO	3.9	5.5	0.4	0.5	2.2	3.1	2.2	7.7	-0.1
TEID	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	-0.1
TEIT	0.1	0.1	0.1	0.1	0.4	0.5	0.2	0.8	-0.5
UCAN	0.0	0.1	0.1	0.2	0.5	0.7	0.2	0.4	-0.7
2005	0.7	1.9	0.3	0.7	0.6	1.0	0.5	9.0	-16.6

Tabla 6.8: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con *GAMIT* de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2006. En la columna M3C se han reflejado la media de las repetibilidades de las tres componentes (E,N,U).

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
UCAN	0.0	0.0	0.1	0.1	0.3	0.5	0.1	0.4	-0.2
TACO	1.3	1.9	0.6	0.2	2.0	2.1	1.3	2.6	-3.5
RIQU	0.3	0.4	0.5	0.3	1.1	1.5	0.6	0.6	-1.6
RETA	0.1	0.2	0.6	0.9	1.0	1.4	0.6	1.1	-1.3
REGA	0.5	0.6	0.5	0.7	0.8	1.1	0.6	0.3	-1.8
RASC	0.0	0.0	0.2	0.3	0.5	0.7	0.3	0.6	-0.3
QUIN	2.3	3.2	2.2	3.1	1.3	1.9	1.9	4.1	-4.4
MOZO	0.8	1.2	1.7	2.4	0.2	0.0	0.9	0.4	-3.0
LPAL	0.4	0.6	0.2	0.5	0.5	0.6	0.4	1.0	-1.2
GORD	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.6	0.3	0.5	-0.3
COLO	0.0	0.0	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	-0.2
COBR	0.0		0.1		0.1		0.1	0.1	0.0
CLV4	0.1	0.0	0.2	0.2	0.5	0.7	0.3	0.5	-0.5
CLV1	0.3	0.3	0.8	1.1	0.7	0.6	0.6	0.4	-1.2
CHIO	0.5	0.8	1.0	1.4	2.3	3.2	1.3	0.7	-3.9
CHIN	1.6	2.2	0.3	0.5	2.2	3.1	1.4	3.1	-3.9
C774	0.3	0.1	1.0	1.4	0.6	0.1	0.7	0.5	-1.5
ABON	0.0		0.1		0.4		0.1	0.4	-0.1
2006	0.5	0.6	0.6	0.6	0.8	0.7	0.6	4.1	-4.4

Tabla 6.9: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con *GAMIT* de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2007. En la columna M3C se han reflejado la media de las repetibilidades de las tres componentes (E,N,U).

Punto	Repetibilidad media							M3C	Máximo	Mínimo
	E	σ_E	N	σ_N	A	σ_A				
	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	
UCAN	0.2	0.3	0.8	1.1	0.6	0.6	0.5	1.0	-0.7	
TEID	0.2	0.2	0.3	0.5	0.3	0.4	0.3	0.5	-0.2	
TACO	0.3	0.4	0.5	0.7	0.4	0.5	0.4	1.0	-0.6	
RIQU	0.0	0.0	0.1	0.2	1.3	1.8	0.5	0.8	-1.8	
RETA	0.1	0.1	0.1	0.1	0.6	0.8	0.3	0.7	-0.5	
REGA	0.2	0.3	0.1	0.1	0.3	0.5	0.2	0.5	-0.5	
RASC	0.1		0.5		0.8		0.5	0.8	-0.1	
QUIN	0.4	0.5	1.3	1.6	9.0	12.7	3.6	18.0	-2.5	
MOZO	0.2	0.3	0.3	0.4	0.9	1.2	0.4	0.9	-0.9	
LPAL	0.1	0.2	0.1	0.1	0.3	0.4	0.2	0.6	-0.6	
GORD	0.1	0.2	0.8	1.1	0.6	0.9	0.5	0.8	-0.9	
COLO	0.1	0.2	0.3	0.1	0.4	0.4	0.3	0.7	-0.1	
COBR	0.1		0.1		0.1		0.1	0.1	0.1	
CLV4	0.4	0.6	0.5	0.6	0.6	0.9	0.5	0.8	-1.4	
CLV1	0.5	0.6	0.3	0.4	0.7	0.8	0.5	0.6	-1.0	
CHIO	0.1	0.2	0.2	0.3	0.9	1.1	0.4	0.9	-1.3	
CHIN	0.2	0.3	0.2	0.3	0.4	0.6	0.3	0.3	-0.7	
C774	0.1	0.2	0.4	0.5	1.2	1.7	0.6	0.9	-1.6	
BOCI	0.2		0.2		0.1		0.2	0.2	0.1	
ABON	0.3	0.4	0.4	0.1	0.9	1.3	0.5	1.1	-0.8	
2007	0.2	0.1	0.4	0.3	1.0	1.9	0.5	18.0	-2.5	

Así, en la Tabla 6.3 podemos ver que la repetibilidad media de las tres componentes (M3C) para toda la campaña del año 2000 ha sido de 0,4 y ha oscilado entre un máximo de 1,4 cm y un mínimo de -2,3. Para el caso de la campaña del 2001 la repetibilidad media ha sido de 0,2 cm con un máximo de 0,9 cm y un mínimo de -1,5 cm. Para la campaña del 2002 la repetibilidad media ha sido de 0,6 cm con un máximo de 13,6 cm y un mínimo de -1,1 cm, valores de dispersión que llaman la atención y que obligan a un estudio de detección de algún posible valor anómalo. Para la campaña del 2004 la repetibilidad media ha sido de 0,4 cm con un máximo de 2,3 cm y un mínimo de -1,4 cm. Para el 2005 la repetibilidad media ha sido de 0,5 cm con un máximo de 9,0 cm y un mínimo de -16,6 cm, que también llama la atención. Para el 2006 la repetibilidad media ha sido de 0,6 cm con un máximo de 4,1 cm y un mínimo de -4,4 cm. Y para la campaña del 2007 la repetibilidad media ha sido de 0,5 cm con un máximo de 18,0 cm y un mínimo de -2,5 cm.

Con todos estos valores se ha intentado evaluar unos estimadores de repetibilidad media para el conjunto de todas las campañas de monitorización de la Isla de Tenerife calculadas con *GAMIT*. Los resultados se incluyen en la Tabla 6.10.

Tabla 6.10: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con *GAMIT* del conjunto de campañas de observaciones en Tenerife.

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
2000	0.4	0.2	0.2	0.3	0.7	0.5	0.4	1.4	-2.3
2001	0.1	0.1	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.9	-1.5
2002	0.9	1.6	0.2	0.2	0.6	0.3	0.6	13.6	-1.1
2004	0.5	0.4	0.2	0.1	0.6	0.2	0.4	2.3	-1.4
2005	0.7	1.9	0.3	0.7	0.6	1.0	0.5	9.0	-16.6
2006	0.5	0.6	0.6	0.6	0.8	0.7	0.6	4.1	-4.4
2007	0.2	0.1	0.4	0.3	1.0	1.9	0.5	18.0	-2.5
Tenerife	0.5	0.3	0.3	0.1	0.7	0.2	0.5	18.0	-16.6

De esta última Tabla 6.10 se estima que el conjunto de las campañas tienen un valor de repetibilidad media de 0,5 cm evaluado para un posicionamiento 3-D. Recordemos que esto es sólo un estimador. Las repetibilidades máximas y mínimas para el conjunto no han variado, y nos dicen que en el conjunto de las soluciones existen todavía valores anómalos.

Para la detección de estos valores anómalos se podría haber elegido algún procedimiento estadístico de detección de los mismos. El problema radica en que estos procedimientos requieren de una gran cantidad de datos, y que en nuestro caso se limitan, en la mayor parte de los casos, a dos soluciones para cada estación. Algunos autores establecen un sistema de filtrado mediante un valor crítico. Este valor crítico se obtiene incrementando k veces un valor medio estimado a priori. Posteriormente se comprueba que cada uno de los valores observados, que se quieren controlar, no excedan de este valor crítico y se rechazan los valores observados que lo superen.

En el caso de observaciones geodésicas o geofísicas se ha llegado a emplear un valor de cobertura k desde 100 (Villasante-Marcos y otros, 2014) hasta 2 (Wang, 2011). En el estudio objeto de esta memoria hemos preferido elegir un valor crítico en función de la incertidumbre máxima permisible. La incertidumbre máxima es aquella que tiene una probabilidad del 99,7% de no ser superada y se puede establecer como (JCGM, 2008):

$$U_{MAX} = k \times u_c, \quad (6.4)$$

siendo k el valor de cobertura y u_c la incertidumbre estándar. El valor de cobertura k para magnitudes lineales y para una probabilidad del 99,7% según García-Balboa y otros (1995) es $k = 3$. El uso de los valores de incertidumbre estándar obtenidos en nuestro estudio no es aconsejable pues proceden de la comparación de repetibilidades con una o dos soluciones, a

lo sumo, por cada estación. En su lugar podemos utilizar el valor de repetibilidad media de 0,5 cm estimado anteriormente para el conjunto de todas las campañas, pues no deja de ser un valor experimental obtenido como diferencia de una medida con respecto a un valor medio (Fernández Pareja, 2012). Recordemos que este valor se ha obtenido como promedio de las componentes Este, Norte y Altitud independientemente. Entonces, para calcular nuestro valor crítico en función de la incertidumbre máxima usaremos la anterior ecuación (6.4), obteniendo:

$$U_{MAX} = k \times u_c = k \times \text{Repetibilidad media} = 1,5 \text{ cm}, \quad (6.5)$$

para el análisis de cada componente por separado y

$$U_{MAX-M3C} = k \times u_c = k \times \left(\frac{\text{Repetibilidad media}}{\sqrt{3}} \right) = 0,9 \text{ cm}, \quad (6.6)$$

para el análisis de la media de las tres componentes. Hemos introducido este último concepto que engloba a la repetibilidad de las tres componentes del posicionamiento, pues entendemos que la determinación de posiciones con técnicas GNSS ofrece las tres coordenadas que fijan cada estación en una misma medida. Por tanto, de alguna forma estas tres componentes tienen que estar correladas y también deberíamos usar un estimador que tuviese en cuenta la participación de las tres componentes.

A partir de aquí se compararán cada una de las repetibilidades de cada una de las componentes con el valor crítico calculado en la ecuación (6.5) y, además, también se comparará la media de las repetibilidades de las tres componentes (M3C) con el valor calculado en la ecuación (6.6).

Se han analizado todas las repetibilidades medias de las estaciones de todas las campañas de Tenerife procesadas con GAMIT comparándolas con estos valores críticos. Se han seleccionado las soluciones que al menos sobrepasan dos de estos valores. Estas soluciones han sido eliminadas del conjunto de soluciones, y se han vuelto a calcular coordenadas y repetibilidades. Las soluciones eliminadas han sido:

1. Tercera solución, día 209, de la estación C774 de la campaña del 2002.
2. Campaña 2005, segunda solución (181) de la estación ABONA y primera solución (179) de la estación TACO. En esta campaña también se opta por eliminar la única solución de la estación BOCI por arrojar unas desviaciones estándar de $\sigma_E = 0,041$, $\sigma_E = 0,018$ y $\sigma_E = 0,076$.
3. Segunda solución (019) de la estación TACO de la campaña del 2006. De esta misma campaña, segunda solución de la estación QUIN (016), primera solución (017) de la estación MOZO, primera solución (017) estación CHIN y primera solución de la estación CHIO (016).
4. Segunda solución (264) de la estación QUIN de la campaña del 2007.

Las tablas de repetibilidades medias corregidas de las campañas 2002, 2005, 2006 y 2007 una vez eliminados los valores anómalos se han incluido en la Sección A.2 del Apéndice A. También en ellas se ha calculado la repetibilidad media por cada estación y para cada una de

Tabla 6.11: Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con *GAMIT* del conjunto de campaña de observaciones en Tenerife, una vez eliminados los valores anómalos.

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
2000	0.4	0.2	0.2	0.3	0.7	0.5	0.4	1.4	-2.3
2001	0.1	0.1	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.9	-1.5
2002	0.3	0.2	0.2	0.1	0.5	0.2	0.3	1.4	-1.1
2004	0.5	0.4	0.2	0.1	0.6	0.2	0.4	2.3	-1.4
2005	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.2	0.8	-1.0
2006	0.2	0.1	0.4	0.3	0.5	0.3	0.3	1.1	-1.8
2007	0.2	0.1	0.3	0.2	0.6	0.4	0.4	1.1	-1.8
Tenerife	0.2	0.2	0.2	0.1	0.5	0.2	0.3	2.3	-2.3

las tres componentes horizontales Este, Norte y Altura, además de la repetibilidad media de las tres componentes. Para las estaciones con repetibilidad se ha calculado además la desviación estándar de las repetibilidades por componentes. Finalmente, en estas Tablas que van desde la Tabla A.1 a A.4, también se ha reflejado el valor de la repetibilidad máxima y mínima. De nuevo cada Tabla de cada campaña finaliza con una media de todos los valores de las repetibilidades medias calculadas para cada estación, a fin de tener un estimador de la repetibilidad general de cada una de las campañas. Igualmente se han recuperado los valores de repetibilidades máximas y mínimas para toda la campaña correspondiente.

Con todos estos nuevos valores para las campañas 2002, 2005, 2006 y 2007 se ha vuelto a calcular los estimadores de repetibilidad media para el conjunto de todas las campañas de monitorización de la Isla de Tenerife calculadas con *GAMIT* una vez corregidos los valores anómalos. Los resultados se incluyen en la Tabla 6.11.

De esta definitiva Tabla 6.11 de repetibilidades medias para el conjunto de todas las campañas de Tenerife calculadas con *GAMIT*, una vez eliminados los valores anómalos detectados, se estima que el conjunto de las campañas tienen un valor de repetibilidad media de 0,3 cm evaluado para las tres componentes del posicionamiento y que la dispersión de la repetibilidad oscila entre un máximo de 2,3 cm y un mínimo de -2,3 cm.

6.2.1.2. Procesado de datos con Bernese

Los resultados brutos obtenidos por solución combinada con el programa *Bernese* se han dado en las Tablas 5.11 a 5.17 del Capítulo 5. De forma similar a como se ha realizado con el procesado con el *software GAMIT*, revisamos la calidad de estas soluciones en el sentido de análisis de su repetibilidad y sus incertidumbres.

De forma similar al proceso anterior con *GAMIT*, la repetibilidad de los resultados junto con su propagación de errores para para cada estación y campaña se pueden consultar en el Apéndice A a esta memoria. Así las Figuras A.51 hasta A.59 incluyen las repetibilidades para

Tabla 6.12: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con Bernese de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2000.

Punto	Repetibilidad media								
	N [cm]	σ_N [cm]	E [cm]	σ_E [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
ABON	0.6	0.8	0.7	1.0	2.6	3.7	1.3	2.7	-2.5
C747	0.3		0.2		0.1		0.2	0.4	0.2
C774	0.2		0.2		0.1		0.2	0.3	0.2
CHIN	0.3		0.2		0.1		0.2	0.4	0.2
CHIO	0.6		1.4		0.4		0.8	1.5	0.5
CLV1	0.2		0.2		0.1		0.2	0.3	0.2
CLV2	0.3		0.2		0.1		0.2	0.4	0.2
CLV9	0.5		1.3		0.7		0.8	1.4	0.6
COBR	0.1		0.1		0.6		0.3	0.7	0.2
COLO	0.7		1.6		0.1		0.8	1.7	0.2
CRUZ	0.3	0.4	0.2	0.3	0.5	0.7	0.3	0.6	-0.4
GORD	0.3		0.2		0.1		0.2	0.4	0.2
GUIM	0.1		0.1		0.6		0.3	0.7	0.2
MOZO	0.4	0.6	1.6	2.3	2.0	2.8	1.3	2.1	-1.9
RASC	0.2		0.7		1.3		0.7	1.4	0.3
REGA	0.6		0.2		0.1		0.3	0.7	0.2
RETA	0.3		0.3		0.0		0.2	0.4	0.1
RIQU	1.1	1.6	1.3	1.8	1.5	2.1	1.3	1.6	-1.4
TACO	0.3		0.2		0.2		0.2	0.4	0.3
TEID	1.0		1.6		0.0		0.9	1.7	0.1
UCAN	1.1	1.6	2.7	3.8	1.0	1.4	1.6	2.8	-2.6
2000	0.5	0.3	0.7	0.7	0.6	0.7	0.6	2.8	-2.6

la campaña de observación del año 2000, las Figuras A.60 hasta A.62 para la campaña de observación del año 2001, las Figuras A.63 hasta A.66 para la campaña de observación del año 2002, las Figuras A.67 hasta A.70 para la campaña del año 2004, las Figuras A.71 hasta A.81 para la del año 2005, las Figuras A.82 a A.90 para la del 2006, y las Figuras A.91 hasta A.100 para la campaña del 2007. Igualmente, para la elaboración de estas figuras se ha usado el conjunto de programas DEFOR (Pallero y otros, 2011).

De igual forma que en el cálculo anterior con *GAMIT*, aunque no se han incluido en esta memoria todas las repetibilidades de cada estación observada y calculada, si se ha incorporado un estudio de magnitud y errores de las repetibilidades por campañas que se han resumido en las Tablas 6.12 a 6.18.

En ellas, como en el caso del proceso con *GAMIT*, se ha calculado la repetibilidad media por cada estación y para cada una de las tres componentes horizontales Este, Norte y Altura,

además de componente tridimensional. Para las estaciones con repetibilidad se ha calculado además la desviación estándar de las repetibilidades por componentes. Finalmente, también se ha reflejado el valor de la repetibilidad máxima y mínima. Como en el caso anterior de proceso con el *software* *GAMIT*, cada Tabla de cada campaña finaliza con una media de todos los valores de las repetibilidades medias calculadas para cada estación, a fin de tener un estimador de la repetibilidad general de cada una de las campañas. Igualmente se han recuperado los valores de repetibilidades máximas y mínimas para toda la campaña correspondiente.

Tabla 6.13: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con Bernese de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2001.

Punto	Repetibilidad media								
	N [cm]	σ_N [cm]	E [cm]	σ_E [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
C747	0.8	1.1	1.3	1.8	3.3	4.7	1.8	3.4	-3.2
C774	1.0	1.4	1.1	1.6	1.2	1.7	1.1	1.3	-1.1
CHIO	1.3	1.8	0.9	1.3	5.2	7.4	2.5	5.3	-5.1
CLV1	0.6		1.0		0.0		0.5	1.1	0.1
CLV2	0.5	0.7	0.8	1.1	0.6	0.8	0.6	0.9	-0.7
CLV3	0.4	0.6	0.5	0.7	0.7	1.0	0.5	0.8	-0.6
REGA	0.6	0.8	0.7	1.0	0.8	1.1	0.7	0.9	-0.7
RIQU	0.6	0.8	2.0	2.8	1.1	1.6	1.2	2.1	-1.9
UCAN	1.1	1.6	1.5	2.1	4.1	5.8	2.2	4.2	-4.0
2001	0.8	0.3	1.1	0.5	1.9	1.8	1.2	5.3	-5.1

Tabla 6.14: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con Bernese de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2002.

Punto	Repetibilidad media								
	N [cm]	σ_N [cm]	E [cm]	σ_E [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
C774	0.4	0.6	0.6	0.8	0.6	0.8	0.5	0.7	-0.5
CHIO	0.8	1.1	0.9	1.3	1.0	1.4	0.9	1.1	-0.9
CLV1	0.2	0.3	1.2	1.7	0.8	1.1	0.7	1.3	-1.1
CLV4	0.4	0.6	0.8	1.1	0.3	0.4	0.5	0.9	-0.7
REGA	0.3	0.4	0.8	1.1	0.7	1.0	0.6	0.9	-0.7
RIQU	0.8	1.1	0.9	1.3	1.0	1.4	0.9	1.1	-0.9
UCAN	0.5	0.7	0.8	1.1	0.6	0.8	0.6	0.9	-0.7
2002	0.5	0.2	0.9	0.2	0.7	0.2	0.7	1.3	-1.1

Tabla 6.15: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con Bernese de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2004.

Punto	Repetibilidad media								
	N [cm]	σ_N [cm]	E [cm]	σ_E [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
C774	0.6	0.8	0.6	0.8	0.8	1.1	0.7	0.9	-0.7
CHIO	0.5	0.7	0.7	1.0	0.9	1.3	0.7	1.0	-0.8
CLV1	1.4	2.0	1.6	2.3	0.6	0.8	1.2	1.7	-1.5
CLV4	0.7	1.0	0.8	1.1	1.0	1.4	0.8	1.1	-0.9
GORD	0.7	1.0	0.9	1.3	0.5	0.7	0.7	1.0	-0.8
REGA	0.6	0.8	1.0	1.4	0.7	1.0	0.8	1.1	-0.9
RIQU	0.1	0.1	0.3	0.4	0.7	1.0	0.4	0.8	-0.6
UCAN	0.4	0.6	0.7	1.0	0.6	0.8	0.6	0.8	-0.6
2004	0.6	0.4	0.8	0.4	0.7	0.2	0.7	1.7	-1.5

Tabla 6.16: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con Bernese de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2005.

Punto	Repetibilidad media								
	N [cm]	σ_N [cm]	E [cm]	σ_E [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
ABON	0.3	0.4	1.2	1.7	3.0	4.2	1.5	3.1	-2.9
C774	0.3	0.4	0.1	0.1	0.8	1.1	0.4	0.9	-0.7
CHIN	0.2	0.3	0.3	0.4	0.6	0.8	0.4	0.7	-0.5
CHIO	0.9	1.3	0.6	0.8	1.9	2.7	1.1	2.0	-1.8
CLV1	0.5	0.7	0.7	1.0	0.1	0.1	0.4	0.8	-0.6
CLV4	0.5	0.7	0.8	1.1	0.8	1.1	0.7	0.9	-0.7
COBR	0.4	0.6	0.4	0.6	1.1	1.6	0.6	1.2	-1.0
COLO	0.3	0.4	0.7	1.0	0.2	0.3	0.4	0.8	-0.6
GORD	0.5	0.7	0.2	0.3	0.8	1.1	0.5	0.9	-0.7
MOZO	0.3	0.4	1.0	1.4	0.3	0.4	0.5	1.1	-0.9
QUIN	0.1		0.1		0.2		0.1	0.3	0.2
RASC	0.4	0.6	0.7	1.0	0.8	1.1	0.6	0.9	-0.7
REGA	0.5	0.7	0.9	1.3	0.2	0.3	0.5	1.0	-0.8
RETA	0.1		0.1		0.2		0.1	0.3	0.2
RIQU	0.3	0.4	0.4	0.6	0.6	0.8	0.4	0.7	-0.5
TACO	0.1	0.1	0.2	0.3	1.9	2.7	0.7	2.0	-1.8
TEID	0.2	0.3	0.7	1.0	0.6	0.8	0.5	0.8	-0.6
TEIT	0.2	0.3	0.5	0.7	0.5	0.7	0.4	0.6	-0.4
UCAN	0.3		0.5		0.1		0.3	0.6	-0.2
2005	0.3	0.2	0.5	0.3	0.8	0.8	0.5	3.1	-2.9

Tabla 6.17: *Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con Bernese de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2006.*

Punto	Repetibilidad media								
	N [cm]	σ_N [cm]	E [cm]	σ_E [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
ABON	0.3		0.0		0.5		0.3	0.6	0.1
C774	1.2	1.7	0.4	0.6	2.1	3.0	1.2	2.2	-2.0
CHIN	1.1	1.6	0.2	0.3	2.3	3.3	1.2	2.4	-2.2
CHIO	0.1		0.0		0.4		0.2	0.5	0.1
CLV1	1.0	1.4	0.2	0.3	1.5	2.1	0.9	1.6	-1.4
CLV4	0.4	0.6	0.1	0.1	1.0	1.4	0.5	1.1	-0.9
COBR	0.1		0.0		0.0		0.0	0.2	-0.1
COLO	0.3	0.4	0.0	0.0	0.5	0.7	0.3	0.6	-0.4
GORD	0.7	1.0	0.5	0.7	1.1	1.6	0.8	1.2	-1.0
MOZO	0.1		0.0		0.4		0.2	0.5	0.1
QUIN	0.0		0.1		0.2		0.1	0.3	-0.1
RASC	0.5	0.7	0.1	0.1	0.5	0.7	0.4	0.6	-0.4
REGA	0.4	0.6	0.4	0.6	0.8	1.1	0.5	0.9	-0.7
RETA	0.8	1.1	0.1	0.1	0.8	1.1	0.6	0.9	-0.7
RIQU	0.4	0.6	0.1	0.1	0.3	0.4	0.3	0.5	-0.3
TACO	1.6	2.3	1.4	2.0	1.7	2.4	1.6	1.8	-1.6
UCAN	0.2	0.3	0.1	0.1	0.3	0.4	0.2	0.4	-0.2
2006	0.5	0.5	0.2	0.3	0.8	0.7	0.5	2.4	-2.2

Tabla 6.18: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con Bernese de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2007.

Punto	Repetibilidad media								
	N [cm]	σ_N [cm]	E [cm]	σ_E [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
ABON	0.6	0.8	0.6	0.8	1.3	1.8	0.8	1.4	-1.2
C774	0.6	0.8	0.6	0.8	0.4	0.6	0.5	0.7	-0.5
CHIN	0.3	0.4	0.5	0.7	1.0	1.4	0.6	1.1	-0.9
CHIO	0.3	0.4	0.5	0.7	0.6	0.8	0.5	0.7	-0.5
CLV1	0.4	0.6	0.1	0.1	1.5	2.1	0.7	1.6	-1.4
CLV4	0.9	1.3	0.1	0.1	0.7	1.0	0.6	1.0	-0.8
COBR	0.3	0.0	1.3	0.0	2.7	0.0	1.4	2.8	0.4
COLO	0.6	0.8	0.3	0.4	1.7	2.4	0.9	1.8	-1.6
GORD	0.5	0.7	1.8	2.5	0.9	1.3	1.1	1.9	-1.7
MOZO	0.1	0.1	0.5	0.7	1.0	1.4	0.5	1.1	-0.9
QUIN	0.3	0.0	1.3	0.0	1.2	0.0	0.9	1.4	0.4
RASC	0.6	0.0	0.4	0.0	1.0	0.0	0.7	1.1	0.5
REGA	0.4	0.6	1.1	1.6	1.1	1.6	0.9	1.2	-1.0
RETA	0.2	0.3	0.3	0.4	2.9	4.1	1.1	3.0	-2.8
RIQU	0.9	1.3	2.1	3.0	1.2	1.7	1.4	2.2	-2.0
TACO	0.9	1.3	1.4	2.0	1.0	1.4	1.1	1.5	-1.3
TEID	0.7	1.0	0.8	1.1	2.2	3.1	1.2	2.3	-2.1
UCAN	1.0	1.4	0.7	1.0	1.0	1.4	0.9	1.1	-0.9
2007	0.5	0.3	0.8	0.6	1.3	0.7	0.9	3.0	-2.8

De igual forma, en la Tabla 6.12 podemos ver que la repetibilidad media M3C para toda la campaña del año 2000 ha sido de 0,6 cm y 16 de las estaciones se han determinado con una sesión única de observaciones. Para el caso de la campaña del 2001 la repetibilidad media ha sido de 1,2 cm y solo una de las estaciones se ha determinado con una sesión única de observaciones. Para las campañas del 2002 y 2004 la repetibilidad media ha sido de 0,7 cm. Para el 2005 la repetibilidad media fue de 0,5 cm y tres de las estaciones se han determinado con una sesión única de observaciones. Para el 2006 la repetibilidad media ha sido de 0,5 cm y cinco de las estaciones se han determinado con una sesión única de observaciones. Y para la campaña del 2007 la repetibilidad media ha sido de 0,9 cm y tres de las estaciones se han determinado con una sesión única de observaciones.

Siguiendo el mismo procedimiento, con todos estos valores se ha evaluado unos estimadores de repetibilidad media para el conjunto de todas las campañas de monitorización de la Isla de Tenerife calculadas con *GAMIT*. Los resultados se incluyen en la Tabla 6.19.

Tabla 6.19: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con Bernese del conjunto de campaña de observaciones en Tenerife.

Punto	Repetibilidad media								
	N [cm]	σ_N [cm]	E [cm]	σ_E [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
2000	0.5	0.3	0.7	0.7	0.6	0.7	0.6	2.8	-2.6
2001	0.8	0.3	1.1	0.5	1.9	1.8	1.2	5.3	-5.1
2002	0.5	0.2	0.9	0.2	0.7	0.2	0.7	1.3	-1.1
2004	0.6	0.4	0.8	0.4	0.7	0.2	0.7	1.7	-1.5
2005	0.3	0.2	0.5	0.3	0.8	0.8	0.5	3.1	-2.9
2006	0.5	0.5	0.2	0.3	0.8	0.7	0.5	2.4	-2.2
2007	0.5	0.3	0.8	0.6	1.3	0.7	0.9	3.0	-2.8
Tenerife	0.5	0.1	0.7	0.3	1.0	0.5	0.7	5.3	-5.1

De esta Tabla 6.19 se estima que el conjunto de las campañas tienen un valor de repetibilidad media de 0,74 cm evaluado para las tres componentes del posicionamiento. Para la detección de valores anómalos se ha seguido el mismo procedimiento elegido para el caso del proceso con *GAMIT*, determinando un valor de incertidumbre máxima permisible, evaluada con una probabilidad del 99,7%. De similar forma, usando el valor $u_c = 0,74$ se han calculado los valores críticos en función de la incertidumbre máxima mediante la anterior ecuación (6.4), obteniendo los valores de $U_{MAX} = 1,3$ cm y $U_{MAX-M3C} = 2,2$ cm.

Se han analizado todas las repetibilidades medias de las estaciones de todas las campañas de Tenerife procesadas con *Bernese* comparándolas con estos dos valores críticos, encontrándose varias soluciones que sobrepasan estos valores. Éstas han sido eliminadas del conjunto de soluciones, y se han vuelto a calcular coordenadas y repetibilidades. Recordemos que el criterio de eliminación exigía que no se superasen los dos valores críticos estimados para el conjunto de las campañas. Las soluciones eliminadas han sido:

1. Estaciones ABON y UCAN de la de la campaña del 2000.
2. Campaña de 2001, las estaciones de UCAN, CHIO y C747.
3. Estación ABON de la campaña del 2005.
4. Estación TACO de la campaña del 2006.
5. En la campaña del 2007 se ha eliminado la estación COBR.

Las tablas de repetibilidades medias corregidas de las campañas 2002, 2005, 2006 y 2007 una vez eliminados los valores anómalos se han incluido en la Sección A.4 del Apéndice A. También en ellas se ha calculado la repetibilidad media por cada estación y para cada una de las tres componentes horizontales Este, Norte y Altura, además de componente tridimensional. Para las estaciones con repetibilidad se ha calculado además la desviación estándar de las repetibilidades por componentes. Finalmente, en estas tablas que van desde la Tabla A.5 a A.9, también

Tabla 6.20: Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con *Bernese* del conjunto de campaña de observaciones en Tenerife, una vez eliminados los valores anómalos.

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
2000	0.4	0.3	0.6	0.6	0.5	0.6	0.5	2.1	-1.9
2001	0.6	0.2	1.0	0.5	0.7	0.4	0.8	2.1	-1.9
2002	0.5	0.2	0.9	0.2	0.7	0.2	0.7	1.3	-1.1
2004	0.6	0.4	0.8	0.4	0.7	0.2	0.7	1.7	-1.5
2005	0.3	0.2	0.5	0.3	0.7	0.5	0.5	2.0	-1.8
2006	0.5	0.4	0.1	0.2	0.8	0.7	0.5	2.4	-2.2
2007	0.5	0.3	0.8	0.6	1.2	0.6	0.8	3.0	-2.8
Tenerife	0.5	0.1	0.7	0.3	0.8	0.2	0.6	3.0	-2.8

se ha reflejado el valor de la repetibilidad máxima y mínima. Como en el caso anterior, cada Tabla de cada campaña finaliza con una media de todos los valores de las repetibilidades medias calculadas para cada estación, a fin de tener un estimador de la repetibilidad general de cada una de las campañas. Igualmente se han recuperado los valores de repetibilidades máximas y mínimas para toda la campaña correspondiente.

Con todos estos nuevos valores para las campañas 2002, 2005, 2006 y 2007 se ha vuelto a calcular los estimadores de repetibilidad media para el conjunto de todas las campañas de monitorización de la Isla de Tenerife calculadas con *Bernese* una vez corregidos los valores anómalos. Los resultados se incluyen en la Tabla 6.20.

De este definitivo Tabla 6.20 de repetibilidades medias para el conjunto de todas las campañas de Tenerife calculadas con *Bernese*, una vez eliminados los valores anómalos detectados, se estima que el conjunto de las campañas tienen un valor de repetibilidad media de 0,6 cm evaluado para un posicionamiento 3-D y que la dispersión de la repetibilidad oscila entre un máximo de 3,0 cm y un mínimo de -2,8 cm.

6.2.2. Estudio comparativo

Uno de los objetivos planteados en esta tesis es evaluar y comparar los dos procesadores de datos *GNSS GAMIT* y *Bernese* en el procesado de campañas de observación *GNSS*. Para ello se han utilizado los procesados de las siete campañas de monitorización de la Isla de Tenerife.

Se ha realizado una comparativa en los resultados obtenidos con ambos programas tanto en sus posiciones absolutas como en los errores de las mismas. Las posiciones e incertidumbres calculadas con ambos programas en las anteriores secciones 5.4.1 y 5.4.2 se han transportado al horizonte local de cada estación de coordenadas Este, Norte y Altitud (E,N,U) a fin de obtener las diferencias de la posición absoluta de cada estación, desde el sistema cartesiano geocéntrico (X,Y,Z) en el que originalmente estaban calculadas, todo ello a fin de facilitar mejor su comprensión y análisis. El proceso seguido ha sido el del uso del modelo de la ecuación (6.1).

Tanto los indicadores de incertidumbre de cada proceso por separado como los indicadores de incertidumbre de las diferencias entre los dos procesados, han sido también convenientemente propagadas a través del modelo de ecuación (6.2) con la expresión (6.3) ya utilizada.

Como en estudios anteriores de esta tesis, los resultados completos se pueden encontrar en el Apéndice B, Sección B.1. En esta sección se incluye un resumen de los mismos en la Tabla 6.21.

Tabla 6.21: Incertidumbres ENU para los procesados *GAMIT* y *Bernese* de las campañas de la red de monitorización de la Isla de Tenerife. Las incertidumbres vienen expresadas en cm y en forma de la desviación estándar. La tabla concluye con un valor medio de las incertidumbres para el conjunto de todas las campañas.

Campaña 2001 Estación	Procesado GAMIT			Procesado Bernese		
	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]
2000	0.2	0.2	0.9	0.1	0.0	0.2
2001	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.2
2002	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1
2004	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1
2005	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.2
2006	0.1	0.1	0.5	0.0	0.0	0.1
2007	0.1	0.1	0.6	0.1	0.1	0.2
Valores medios	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1

Esta la Tabla refleja las desviaciones estándar medias de cada campaña calculadas en las Tablas B.1 a B.7. En la campaña del 2000 la desviación estándar máxima fue de 0,9 cm en altura con *GAMIT*, mientras que la máxima con *Bernese* fue de 0,2 también en altitud (Tabla B.1). Es llamativo el caso de la desviación estándar en componente Este obtenidas con *Bernese*, que diecisiete de ellas no superan el umbral de 0,4 milímetros. La desviación estándar media obtenida con *Bernese* para la componente Norte fue de 0,1 cm, 0,0 cm para la componente Este y 0,2 cm para la componente en Altitud. En principio estos resultados parecen ser excesivamente optimistas considerando que la duración de las sesiones de observación únicamente oscilaba entre cuatro y ocho horas. Las desviaciones estándar medias obtenidas con *GAMIT* son de 0,2 cm para la componente Norte, 0,2 cm para la componente Este y 0,9 para la componente en Altitud.

En el caso de la campaña del 2001 sólo se pudieron evaluar tres estaciones: CHIO, REGA y UCAN, obteniendo una desviación estándar con *Bernese* para la componente Norte de 0,1 cm, 0,1 cm para la componente Norte y 0,2 cm para la componente en Altitud. Las desviaciones estándar medias obtenidas con *GAMIT* fueron de 0,1 cm para la componente Norte, 0,1 cm para la componente Este y 0,4 para la componente en Altitud. Para la campaña del 2002, con siete estaciones, se han obtenido una desviación estándar con *Bernese* para la componente Norte de 0,1 cm, 0,1 cm para la componente Norte y 0,1 cm para la componente en Altitud. Las desviaciones estándar medias obtenidas con *GAMIT* fueron de 0,1 cm para la componente Norte, 0,1

cm para la componente Este y 0,4 cm para la componente en Altitud. Curiosamente estos mismos resultados medios también se obtuvieron para la campaña del 2004 con ocho estaciones (ver Tablas B.3 y B.4).

Para la campaña del año 2005, la desviación estándar media obtenida con *Bernese* para la componente Norte fue de 0,1 cm, de 0,1 cm para la componente Norte y 0,2 cm para la componente en Altitud. Las desviaciones estándar medias obtenidas con *GAMIT* son de 0,1 cm para la componente Norte, de 0,1 cm para la componente Este y 0,5 para la componente en Altitud.

Los resultados obtenidos para la campaña del 2006 son especialmente llamativos (ver B.6 en el Apéndice B). En ellos se aprecia que la desviación estándar media obtenida con *Bernese* para la componente Norte fue de 0,01 cm, para la componente Norte de 0,0 cm y 0,1 cm para la componente en Altitud, valores éstos llamativamente optimistas. Las desviaciones estándar medias obtenidas con *GAMIT* son de 0,1 cm para la componente Norte, de 0,1 cm para la componente Este y 0,5 para la componente en Altitud.

Finalmente, para la campaña del año 2007, la desviación estándar media obtenida con *Bernese* para la componente Norte fue de 0,1 cm, para la componente Norte de 0,1 cm y 0,2 cm para la componente en Altitud, similares a los de la campaña anterior, y las desviaciones estándar medias obtenidas con *GAMIT* son de 0,1 cm para la componente Norte, de 0,1 cm para la componente Este y 0,6 para la componente en Altitud, semejantes a la campaña anterior.

Si analizamos los valores promedios de todas las campañas (ver la Tabla 6.21), la desviación estándar media obtenida con *Bernese* para la componente Norte fue de 0,1 cm, de 0,1 cm para la componente Este y 0,1 cm para la componente en Altitud, y las desviaciones estándar medias obtenidas con *GAMIT* son de 0,1 cm para la componente Norte, de 0,1 cm para la componente Este y 0,5 para la componente en Altitud. Podríamos resumir este estudio diciendo que la posición horizontal con *Bernese* presenta una incertidumbre una o dos veces menor que con *GAMIT*, mientras que en la posición vertical, la incertidumbre es unas cuatro veces menor.

Además, se ha realizado un estudio de diferencias de coordenadas para los mismos puntos y campañas obtenidas mediante los dos procesados. Recordemos que ambos procesados han utilizado el mismo constreñimiento final en su proceso con la estación MAS1. También estas diferencias se han realizado sobre las coordenadas brutas obtenidas en los procesados transportadas al horizonte local de cada estación de coordenadas Este, Norte y Altitud (E,N,U) a fin de facilitar su comprensión de igual forma que el anterior estudio de incertidumbres. Para las diferencias se han calculado también sus incertidumbres por combinación de las desviaciones estándar obtenidas para cada coordenada que ha intervenido en el cálculo de la diferencia correspondiente.

También como en otros estudios anteriores de esta tesis, los resultados completos se pueden encontrar en el Apéndice B, Sección B.2. A continuación se incluyen en la Tabla 6.22 un resumen de los mismos.

En este resumen se han reflejado las diferencias medias e incertidumbres de cada campaña calculadas en las Tablas B.8 a B.14. En la campaña del año 2000 la diferencia máxima fue de 3,2 cm y la mínima de $-1,4$. Las diferencias medias para el conjunto de la campaña calculadas con *GAMIT* y *Bernese* fueron de 0,0 cm en la componente Este con una desviación de $\pm 0,5$ cm, de $-0,9$ cm en la componente Norte $\pm 0,3$ cm, y una diferencia en Altura de 1,1 cm $\pm 0,9$ cm de desviación estándar (Tabla B.8).

Tabla 6.22: Diferencias de coordenadas entre las soluciones obtenidas con GAMIT y Bernese para las campañas de monitorización de la Isla de Tenerife. Las diferencias y sus desviaciones estándar se han presentado para coordenadas Este, Norte y Altura referidas al horizonte local y expresadas en centímetros. La Tabla concluye con un valor medio de las diferencias e incertidumbres para el conjunto de todas las campañas.

Diferencias coordenadas GAMIT - Bernese			
Estación	Este $\pm 1\sigma$ [cm]	Norte $\pm 1\sigma$ [cm]	Altura $\pm 1\sigma$ [cm]
2000	0.0 \pm 0.5	-0.9 \pm 0.3	1.1 \pm 0.9
2001	0.5 \pm 0.1	-0.2 \pm 0.2	0.2 \pm 1.3
2002	0.1 \pm 0.2	-0.4 \pm 0.2	0.1 \pm 0.4
2004	1.6 \pm 0.3	-1.3 \pm 0.4	0.7 \pm 0.4
2005	1.5 \pm 0.4	-1.2 \pm 0.4	0.1 \pm 0.5
2006	0.6 \pm 0.4	-0.6 \pm 0.5	1.0 \pm 1.0
2007	0.3 \pm 0.2	-0.2 \pm 0.4	1.2 \pm 0.8
GAMIT-Bernese	0.7 \pm 0.7	-0.7 \pm 0.4	0.6 \pm 0.5

Para la campaña de 2001, la diferencia máxima fue de 1,4 cm y la mínima de $-1,1$. Las diferencias medias para el conjunto de la campaña calculadas con los dos programas fueron de 0,5 cm en la componente Este $\pm 0,1$ cm, en la componente Norte de $-0,2$ cm $\pm 0,2$ cm, y una diferencia en Altura de 0,2 cm $\pm 1,3$ cm de desviación estándar.

En el caso de la campaña del año 2002, la diferencia máxima fue de 0,7 cm y la mínima de $-0,6$. Las diferencias medias para el conjunto de la campaña calculadas fueron de 0,1 cm en la componente Este $\pm 0,2$ cm, en la componente Norte de $-0,4$ cm $\pm 0,2$ cm, y una diferencia en Altura de 0,1 cm $\pm 0,4$ cm de desviación estándar.

En la campaña del año 2004 la diferencia máxima fue de 1,9 cm y la mínima de $-1,8$. Las diferencias medias para el conjunto de la campaña calculadas con *GAMIT* y *Bernese* fueron de 1,6 cm en la componente Este con una desviación de $\pm 0,3$ cm, de $-1,3$ cm en la componente Norte $\pm 0,4$ cm, y una diferencia en Altura de 0,7 cm $\pm 0,4$ cm de desviación estándar.

Para la campaña de 2005, la diferencia máxima fue de 2,1 cm y la mínima de $-2,1$. Las diferencias medias para el conjunto de la campaña calculadas con los dos programas fueron de 1,5 cm en la componente Este $\pm 0,4$ cm, en la componente Norte de $-1,2$ cm $\pm 0,4$ cm, y una diferencia en Altura de 0,1 cm $\pm 0,5$ cm de desviación estándar.

En el caso de la campaña del año 2006, la diferencia máxima fue de 2,8 cm y la mínima de $-1,4$. Las diferencias medias para el conjunto de la campaña calculadas fueron de 0,6 cm en la componente Este $\pm 0,4$ cm, en la componente Norte de $-0,6$ cm $\pm 0,5$ cm, y una diferencia en Altura de 1,0 cm $\pm 1,0$ cm de desviación estándar.

En la campaña del año 2007 la diferencia máxima fue de 1,6 cm y la mínima de $-1,3$. Las diferencias medias para el conjunto de la campaña calculadas con *GAMIT* y *Bernese* fueron de 0,3 cm en la componente Este con una desviación de $\pm 0,2$ cm, de $-0,2$ cm en la componente Norte $\pm 0,4$ cm, y una diferencia en Altura de 1,2 cm $\pm 0,8$ cm de desviación estándar.

Si analizamos los valores promedios de todas las campañas (ver la Tabla 6.22), la diferencia media en la componente Este fue de 0,7 cm con una desviación estándar de $\pm 0,7$ cm. La diferencia media en la componente Norte fue de $-0,7$ cm con una desviación estándar de $\pm 0,4$ cm, mientras que en la componente en Altura, la diferencia media fue de 0,6 cm $\pm 0,5$ cm.

Estos valores de diferencias encontradas entre los procesos de datos con *Bernese* y *GAMIT* son bastante significativos. De ellos se puede deducir que los resultados obtenidos con *Bernese* parecen optimistas si comparamos sus desviaciones estándar con las repetibilidades obtenidas o, incluso, con las diferencias entre las coordenadas obtenidas con los dos procesados.

De resultados de errores de algún milímetro se han obtenido, realmente, repetibilidades y diferencias del tipo no milimétrico aunque si sub-centimétrico. Es por todo ello que deducimos que las coordenadas obtenidas mediante los dos programas están ambos en el orden de la precisión esperada, pero son más realistas los indicadores de error que proporciona *GAMIT*. Es por este motivo que nos decidimos por usar los procesados con *GAMIT* sobre los de *Bernese*.

6.2.3. Procesado GAMIT red de la Isla de La Palma

Los resultados brutos obtenidos por solución combinada con el programa *GAMIT* para la Isla de La Palma se han dado en las Tablas 5.19 a 5.21 del Capítulo 5. De forma similar a como se ha realizado con el procesado con el *software* *GAMIT* para la Isla de Tenerife, revisamos la calidad de estas soluciones en el sentido de análisis de su repetibilidad y sus incertidumbres.

De forma similar al proceso anterior para Tenerife con *GAMIT*, la repetibilidad de los resultados junto con su propagación de errores para para cada estación y campaña se pueden consultar en el Apéndice A de esta memoria. Así las Figuras A.101 hasta A.114 incluyen las repetibilidades para la campaña de observación del año 2006, las Figuras A.115 hasta A.128 para la campaña de observación del año 2007, las Figuras A.129 hasta A.142 para la campaña de observación del año 2008, las Figuras A.143 hasta A.153 para la campaña del año 2011.

De nuevo, aunque no se han incluido en esta memoria todas las repetibilidades de cada estación observada y calculada, si se ha incorporado un estudio de magnitud y errores de las repetibilidades por campañas que se han resumido en las Tablas 6.23 a 6.26. En ellas, como para Tenerife, se ha calculado la repetibilidad media por cada estación y para cada una de las tres componentes horizontales Este, Norte y Altura, además de componente tridimensional. Para las estaciones con repetibilidad se ha calculado además la desviación estándar de las repetibilidades por componentes. Finalmente, también se ha reflejado el valor de la repetibilidad máxima y mínima. Cada Tabla de cada campaña finaliza con una media de todos los valores de las repetibilidades medias calculadas para cada estación, a fin de tener un estimador de la repetibilidad general de cada una de las campañas. Igualmente se han recuperado los valores de repetibilidades máximas y mínimas para toda la campaña correspondiente.

De igual forma que en los casos anteriormente ya tratados, en la Tabla 6.23 podemos ver que la repetibilidad media de las tres componentes (M3C) para toda la campaña del año 2006 ha sido de 0,3 cm y ha oscilado entre un máximo de 1,6 cm y un mínimo de $-1,5$. Solo una de las estaciones, LP16, se ha calculado con solución única. Para el caso de la campaña del 2007 la repetibilidad media ha sido de 0,5 cm con un máximo de 4,5 cm y un mínimo de $-2,6$ cm, valores que llaman la atención ante algún posible error no aleatorio. Todas las estaciones se han

Tabla 6.23: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con *GAMIT* de la campaña de observaciones en La Palma del año 2006.

Punto	Repetibilidad media								
	N [cm]	σ_N [cm]	E [cm]	σ_E [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
DPAN	0.6	0.9	0.3	0.4	0.3	0.5	0.4	0.8	-0.5
FPOR	0.4	0.5	0.4	0.6	0.4	0.6	0.4	0.4	-0.6
JEDE	0.1	0.1	0.3	0.4	1.1	1.6	0.5	0.8	-1.5
LP01	0.3	0.4	0.1	0.1	0.4	0.0	0.2	0.2	-0.4
LP02	0.2	0.2	0.5	0.7	0.9	1.3	0.5	0.8	-1.1
LP03	0.1	0.0	0.2	0.3	0.4	0.6	0.2	0.3	-0.5
LP04	0.3	0.4	0.1	0.0	0.2	0.0	0.2	0.4	-0.2
LP05	0.1	0.1	0.6	0.8	0.2	0.2	0.3	0.7	-0.5
LP06	0.1	0.0	0.3	0.4	0.2	0.2	0.2	0.5	-0.3
LP07	0.3	0.4	0.1	0.0	0.3	0.4	0.2	0.3	-0.3
LP08	0.1	0.1	0.2	0.3	0.8	1.2	0.4	1.1	-0.6
LP09	0.7	0.9	0.1	0.1	1.1	1.5	0.6	0.8	-1.3
LP10	0.1	0.1	0.1	0.1	0.4	0.3	0.2	0.6	-0.1
LP11	0.4	0.6	0.4	0.5	0.4	0.1	0.4	0.5	-0.4
LP12	0.5	0.8	0.1	0.2	0.6	0.7	0.4	1.0	-0.4
LP14	0.4	0.6	0.1	0.0	0.2	0.2	0.2	0.3	-0.5
LP15	0.1	0.1	0.1	0.0	0.4	0.5	0.2	0.3	-0.4
LP16	0.2		0.1		0.1		0.1	0.1	-0.2
LP17	0.3	0.4	0.1	0.2	0.3	0.5	0.3	0.4	-0.3
LP18	0.7	1.0	0.2	0.3	0.5	0.8	0.5	0.9	-0.6
LP19	0.5	0.7	0.3	0.4	0.7	1.0	0.5	0.9	-0.6
LPAL	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	0.7	0.2	1.6	-1.1
ROQU	0.1	0.0	0.2	0.3	0.4	0.3	0.2	0.2	-0.6
SANO	0.2	0.3	0.2	0.2	0.5	0.5	0.3	0.8	-0.2
TIME	0.2	0.3	0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.3	-0.3
TIRI	0.5	0.6	0.4	0.5	0.2	0.3	0.4	0.7	-0.5
2006	0.3	0.2	0.2	0.1	0.4	0.3	0.3	1.6	-1.5

Tabla 6.24: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con *GAMIT* de la campaña de observaciones en La Palma del año 2007.

Punto	Repetibilidad media								
	N [cm]	σ_N [cm]	E [cm]	σ_E [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
DPAN	0.3	0.4	0.4	0.5	0.4	0.6	0.4	0.7	-0.5
FPOR	0.1	0.2	0.1	0.1	2.3	3.3	0.9	2.8	-1.9
JEDE	0.2	0.0	0.2	0.3	1.4	2.0	0.6	0.3	-2.6
LP01	1.4	2.0	1.1	1.5	0.2	0.0	0.9	1.6	-1.3
LP02	0.6	0.8	0.9	0.9	0.6	0.2	0.7	1.7	-0.8
LP03	0.5	0.7	0.1	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4	-0.7
LP04	0.3	0.4	0.6	0.9	0.3	0.5	0.4	0.7	-0.7
LP05	0.2	0.3	0.7	1.0	0.6	0.5	0.5	0.9	-1.1
LP06	0.2	0.0	0.2	0.0	0.5	0.7	0.3	1.0	0.0
LP07	1.1	1.6	0.1	0.0	0.4	0.5	0.5	1.0	-1.3
LP08	0.6	0.9	0.4	0.6	0.2	0.3	0.4	0.5	-0.8
LP09	2.7	2.6	0.2	0.3	0.9	0.7	1.3	4.5	-0.5
LP10	0.9	1.3	0.2	0.3	0.4	0.0	0.5	0.9	-0.9
LP11	0.2	0.3	1.1	1.5	0.6	0.8	0.6	0.8	-1.4
LP12	0.5	0.7	0.6	0.9	1.4	2.0	0.8	0.9	-1.9
LP14	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	0.2	0.2	0.0	-0.7
LP15	0.1	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3	-0.4
LP16	0.8	1.1	0.1	0.1	1.3	1.8	0.7	1.3	-1.3
LP17	0.1	0.0	0.2	0.3	0.5	0.7	0.2	0.2	-1.0
LP18	0.4	0.0	0.4	0.6	0.8	1.2	0.5	0.7	-1.0
LP19	0.4	0.5	0.1	0.1	0.8	1.1	0.4	1.3	-0.5
LPAL	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	-0.4
ROQU	0.1	0.1	0.2	0.1	0.6	0.4	0.3	1.0	-0.1
SANO	0.4	0.6	0.5	0.7	0.3	0.3	0.4	0.6	-0.7
TIME	0.2	0.0	0.3	0.1	0.3	0.4	0.3	0.3	-0.4
TIRI	0.1	0.1	0.4	0.5	0.3	0.1	0.2	0.5	-0.3
2007	0.5	0.6	0.3	0.3	0.6	0.5	0.5	4.5	-2.6

Tabla 6.25: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con *GAMIT* de la campaña de observaciones en La Palma del año 2008.

Punto	Repetibilidad media								
	N [cm]	σ_N [cm]	E [cm]	σ_E [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
DPAN	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	0.2	-0.3
FPOR	0.0	0.0	0.4	0.6	0.1	0.1	0.2	0.5	-0.3
JEDE	0.1	0.2	0.5	0.7	0.2	0.0	0.3	0.6	-0.4
LP01	0.1	0.2	0.5	0.7	0.6	0.4	0.4	0.8	-0.4
LP02	0.2	0.3	0.2	0.3	0.4	0.1	0.3	0.1	-0.4
LP03	5.5	7.8	0.2	0.3	2.0	0.0	2.6	5.2	-5.8
LP04	0.4	0.5	0.1	0.0	0.1	0.2	0.2	0.3	-0.5
LP05	0.3	0.4	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	-0.5
LP06	0.2	0.3	0.5	0.7	1.2	1.7	0.6	1.0	-1.4
LP07	0.4	0.6	0.4	0.6	0.6	0.0	0.5	0.6	-0.5
LP08	0.3	0.5	0.3	0.4	0.6	0.1	0.4	0.7	-0.4
LP09	0.6	0.8	0.3	0.4	0.9	1.3	0.6	0.8	-1.1
LP10	0.8	1.1	0.2	0.3	0.3	0.1	0.4	0.8	-0.8
LP11	0.2	0.3	0.1	0.1	0.8	1.1	0.4	0.7	-0.9
LP12	0.3	0.4	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	-0.3
LP14	0.1	0.2	0.1	0.1	1.3	1.8	0.5	0.8	-1.7
LP15	0.8	1.1	0.9	1.2	0.4	0.4	0.7	1.0	-1.4
LP16	0.6	0.8	0.6	0.8	0.3	0.5	0.5	0.9	-0.5
LP17	0.7	1.0	0.3	0.4	0.7	0.9	0.6	0.8	-0.8
LP18	0.4	0.5	0.1	0.1	0.3	0.4	0.2	0.6	-0.2
LP19	0.5	0.7	0.3	0.4	0.7	0.9	0.5	1.0	-0.5
LP21	0.2		0.3		0.0		0.2	0.3	0.0
LPAL	0.1	0.2	0.0	0.0	0.4	0.6	0.2	1.3	-0.6
ROQU	0.2	0.3	0.1	0.0	0.4	0.4	0.2	0.2	-0.6
SANO	0.0	0.0	0.2	0.2	0.3	0.5	0.2	0.6	-0.2
TIME	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	0.0	0.2	0.3	-0.2
TIRI	0.1	0.1	0.3	0.4	0.9	1.3	0.4	1.1	-1.4
2008	0.5	1.0	0.3	0.2	0.5	0.4	0.4	5.2	-5.8

Tabla 6.26: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con *GAMIT* de la campaña de observaciones en La Palma del año 2011.

Punto	Repetibilidad media								
	N [cm]	σ_N [cm]	E [cm]	σ_E [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
DPAN	0.0		0.0		0.1		0.0	0.1	0.0
FPOR	0.2	0.1	0.3	0.4	0.5	0.7	0.3	0.7	-0.4
JEDE	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	-0.1
LP02	1.2	1.7	1.9	2.7	0.2	0.2	1.1	2.4	-1.4
LP04	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.7	-0.3
LP05	0.2	0.3	0.1	0.1	1.3	1.9	0.6	1.4	-1.3
LP06	0.1	0.2	0.2	0.2	0.5	0.7	0.3	0.2	-0.8
LP08	0.2	0.1	1.6	2.3	0.6	0.9	0.8	1.6	-1.7
LP10	0.1	0.1	0.0	0.0	0.3	0.4	0.1	0.3	-0.2
LP11	0.2	0.2	0.1	0.2	0.4	0.5	0.2	0.4	-0.3
LP12	0.1	0.1	0.1	0.0	0.2	0.2	0.1	0.3	-0.1
LP15	0.4	0.5	0.5	0.6	0.2	0.3	0.3	0.5	-0.4
LP16	0.4	0.5	0.7	1.0	0.3	0.5	0.5	0.7	-0.7
LP17	0.8	0.9	1.2	1.7	0.6	0.9	0.9	1.5	-2.0
LP18	0.5	0.7	0.1	0.2	0.4	0.7	0.4	0.9	-0.4
LP19	0.2	0.3	0.1	0.2	0.3	0.1	0.2	0.2	-0.4
LP21	0.5	0.7	0.8	1.1	0.7	1.0	0.7	0.5	-1.1
LPAL	0.0	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	0.4	-0.4
SANO	0.2	0.2	0.1	0.0	0.3	0.4	0.2	0.4	-0.3
TIME	0.0	0.0	0.2	0.2	0.4	0.6	0.2	0.6	-0.3
TIRI	0.5	0.6	0.2	0.2	0.7	1.0	0.4	0.4	-1.1
2011	0.3	0.3	0.4	0.5	0.4	0.3	0.4	2.4	-2.0

calculado con al menos dos líneas. Para la campaña del 2008 la repetibilidad media ha sido de 0,4 cm con un máximo de 5,2 cm y un mínimo de $-5,8$ cm, valores de dispersión que llaman la atención y que obligan a un estudio de detección de algún posible valor anómalo. Sólo una de las estaciones, LP21, se ha calculado con solución única. Finalmente, para la campaña del 2011 la repetibilidad media ha sido de 0,4 cm con un máximo de 2,4 cm y un mínimo de $-2,0$ cm. En esta campaña, la estación Don Pancho (DPAN), se ha determinado con una única línea.

Siguiendo el mismo procedimiento, con todos estos valores se ha evaluado unos estimadores de repetibilidad media para el conjunto de todas las campañas de monitorización de la Isla de La Palma calculadas con *GAMIT*. Los resultados se incluyen en la Tabla 6.27.

Tabla 6.27: Repetibilidades medias por estaciones para el cálculo con *GAMIT* del conjunto de campaña de observaciones en La Palma.

Punto	Repetibilidad media								
	N [cm]	σ_N [cm]	E [cm]	σ_E [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
2006	0.3	0.2	0.2	0.1	0.4	0.3	0.3	1.6	-1.5
2007	0.5	0.6	0.3	0.3	0.6	0.5	0.5	4.5	-2.6
2008	0.5	1.0	0.3	0.2	0.5	0.4	0.4	5.2	-5.8
2011	0.3	0.3	0.4	0.5	0.4	0.3	0.4	2.4	-2.0
La Palma	0.4	0.1	0.3	0.1	0.5	0.1	0.4	5.2	-5.8

De esta Tabla 6.27 se estima que el conjunto de las campañas tienen un valor de repetibilidad media de 0,4 cm evaluado para las tres componentes del posicionamiento. La dispersión oscila entre un valor máximo de 5,2 cm y un valor mínimo de $-5,8$ cm. Para la detección de valores anómalos se ha seguido el mismo procedimiento elegido para los dos casos tratados del proceso de datos de las redes de la Isla de Tenerife, determinando un valor de incertidumbre máxima permisible, evaluada con una probabilidad del 99,7%. De similar forma que en los anteriores casos, usando el valor $u_c = 0,4$ se han calculado los valores críticos en función de la incertidumbre máxima usaremos la anterior ecuación (6.4), obteniendo los valores de $U_{MAX} = 0,7$ cm y $U_{MAX-M3C} = 1,2$ cm.

Se han analizado todas las repetibilidades medias de las estaciones de las cuatro campañas de La Palma procesadas con *GAMIT* comparándolas con estos valores críticos, encontrándose varias soluciones que sobrepasan este valor. Éstas han sido eliminadas del conjunto de soluciones, y se han vuelto a calcular coordenadas y repetibilidades. Varias estaciones han superado dos de los valores críticos estimados para el conjunto de las campañas, que era el criterio establecido para determinar los valores anómalos en sus posiciones. Siguiendo estos criterios, las soluciones eliminadas han sido:

1. Se ha eliminado la segunda solución de la estación FPOR, por tener las mayores dispersiones, en la campaña del 2006.

2. En esta misma campaña, las estaciones LP01 y LP06 tienen altas discrepancias en la repetibilidad de sus posiciones horizontales con un muy alto grado de acuerdo en su repetibilidad vertical. Esto puede estar de acuerdo con algún defecto en la nivelación de los bastones utilizados, que no inciden en el error en la medida vertical pero que se traslada a una mayor incertidumbre en su posición horizontal.
3. La estación LP09 tiene tres soluciones y se ha eliminado la primera de ellas por tener las mayores discrepancias en repetibilidad con respecto a las otras dos soluciones.
4. Ya en la campaña del 2008, se elimina la estación LP03 por tener unas discrepancias muy altas en la repetibilidad horizontal, quizá también provocado por un defecto de nivelación del bastón de estacionamiento.
5. En la campaña final del 2011, las estaciones LP02 y LP08 también siguen un patrón parecido de un posible defecto en nivelación, al tener muy altas discrepancias en su posición horizontal y una buena concordancia en su altitud. La estación LP17 tiene una segunda solución con discrepancias mayores. Esta estación tiene tres soluciones para esta campaña.

Las tablas de repetibilidades medias corregidas de las campañas 2007, 2008 y 2011 una vez eliminados los valores anómalos, se han incluido en la Sección A.4 del Apéndice A. También en ellas se ha calculado la repetibilidad media por cada estación y para cada una de las tres componentes horizontales Este, Norte y Altura, además de componente tridimensional. Para las estaciones con repetibilidad se ha calculado además la desviación estándar de las repetibilidades por componentes. Finalmente, en estas tablas que van desde la Tabla A.10 a A.12, también se ha reflejado el valor de la repetibilidad máxima y mínima. Como en el caso anterior, cada Tabla de cada campaña finaliza con una media de todos los valores de las repetibilidades medias calculadas para cada estación, a fin de tener un estimador de la repetibilidad general de cada una de las campañas. Igualmente se han recuperado los valores de repetibilidades máximas y mínimas para toda la campaña correspondiente.

Con todos estos nuevos valores para las campañas 2006, 2007, 2008 y 2011 se ha vuelto a calcular los estimadores de repetibilidad media para el conjunto de todas las campañas de monitorización de la Isla de La Palma calculadas con *GAMIT* una vez corregidos los valores anómalos. Los resultados se incluyen en la Tabla 6.28

De este definitivo Tabla 6.28 de repetibilidades medias para el conjunto de todas las campañas de La Palma calculadas con *GAMIT*, una vez eliminados los valores anómalos detectados, se estima que el conjunto de las campañas tienen un valor de repetibilidad media de 0,3 cm evaluado para un posicionamiento 3-D y que la dispersión de la repetibilidad oscila entre un máximo de 2,8 cm y un mínimo de -2,6 cm.

Tabla 6.28: Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con [GAMIT](#) del conjunto de campaña de observaciones en La Palma, una vez eliminados los valores anómalos.

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
2006	0.3	0.2	0.2	0.1	0.4	0.3	0.3	1.6	-1.5
2007	0.3	0.3	0.3	0.3	0.6	0.5	0.4	2.8	-2.6
2008	0.3	0.2	0.3	0.2	0.4	0.3	0.3	1.3	-1.7
2011	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	1.5	-2.0
La Palma	0.3	0.0	0.3	0.1	0.5	0.1	0.3	2.8	-2.6

6.3. Cálculo de series temporales y velocidades en las estaciones de monitorización

Para el cálculo de las series temporales históricas y las correspondientes velocidades de movimiento anual de las estaciones de monitorización en ambas islas, se ha seguido un tratamiento previo similar para ambos casos.

Hay que hacer constar que en cada campaña calculada se han obtenido coordenadas en el marco [ITRF](#) y época ambos correspondientes al momento en que se ha realizado la observación. Se han utilizado las efemérides precisas referidas a un marco y época datos ([Kouba, 2003](#); [Dow y otros, 2009](#)) y, además, se han usado las coordenadas de los puntos de partida igualmente referidos a ese marco y época de referencia ([Dach y otros, 2007](#)). Por tanto, las coordenadas obtenidas para las campañas de la Isla de Tenerife se han referido a los marcos [ITRF97](#), [ITRF2000](#) e [ITRF2005](#), mientras que las coordenadas calculadas para la Isla de La Palma se han obtenido en el marco [ITRF2005](#) e [ITRF2008](#).

Antes de poder calcular las series temporales y las velocidades para las estaciones se ha unificado el marco de referencia y época para todas las campañas, según las indicaciones de [Boucher y Altamimi \(1996, 2011\)](#) y [Altamimi y otros \(2002b\)](#).

Este proceso se ha realizado en dos pasos. En un primer paso se han transportado las coordenadas desde su época de observación hasta una época de referencia común para el conjunto de las campañas calculadas para cada isla, dentro de su marco correspondiente. Para este proceso se ha seguido el modelo descrito en [Boucher y Altamimi \(2011\)](#) y [Altamimi y otros \(2002b\)](#):

$$[X]_{YY}^i(t_c) = [X]_{YY}^i(t_0) + [\dot{X}]_{YY}^i \times (t_c - t_0), \quad (6.7)$$

donde $[X]_{YY}^i(t_0)$ representa las coordenadas de la estación en la época inicial en el marco de referencia [ITRFYY](#), el término $[X]_{YY}^i(t_c)$ representa las coordenadas de la estación en la época final destino del transporte en el mismo marco, $[\dot{X}]_{YY}^i$ representa el vector de velocidades obtenidas del marco [ITRFYY](#) correspondientes y t_0 y t_c las fechas correspondientes a la época de observación y época de transporte respectivamente.

Para el cambio de marco de referencia, también se ha transportado las soluciones obtenidas en el paso anterior a un marco geodésico de referencia común. Los datos de campos de velocidades ITRF tienen sus correspondientes errores en su determinación que hacen que estas velocidades no se correspondan realmente con el comportamiento tectónico de la zona de estudio. De hecho, estas velocidades estimadas arrastran los correspondientes condicionantes impuestos durante la definición del propio marco (Altamimi y otros, 2002b), que se propagarían sobre nuestras coordenadas. Las coordenadas y velocidades tienen pues que ser transformados a un marco de referencia regional a fin de obtener un campo de velocidades, que pueda ser evaluado más fácilmente sin los sistematismos de los marcos de referencia originales, todo ello evitando arrastrar en la medida de lo posible, los correspondientes errores en la determinación del campo de velocidades de cada uno de los marcos ITRF de partida.

Esta acción normalmente se hace mediante la aplicación de una transformación Helmert de 14 parámetros. Este conjunto de parámetros se obtiene con las estaciones incluidas en las redes permanentes IGS ubicadas en esta región objeto de monitorización (Altamimi y otros, 2002b; Moya, 2014), puesto que su posición y velocidades con respecto al marco de referencia terrestre ITRF son bien conocidos.

El mayor problema que nos encontramos en la región de las Islas Canarias es que no disponemos de al menos tres estaciones IGS necesarias para calcular estos parámetros de Helmert. Solo se dispone de la estación de Maspalomas (MAS1) en Gran Canaria. La estación permanente de La Palma (LPAL) comienza su operativa en 2006. Con las pocas observaciones disponibles, la incertidumbre en la determinación de su posición en el marco ITRF2005¹ es de 0,005, 0,002 y 0,003 m en las componentes X, Y y Z cartesianas geocéntricas, cuando lo habitual en este tipo de estaciones CORS es solamente de algún milímetro en alguna de sus componentes. Esto desaconseja su inclusión en una transformación de coordenadas. Tampoco las estaciones instaladas por la compañía GRAFCAN (ver Sección 3.4.3) servirían para este caso, pues fueron desplegadas a partir del 2010. Además, como ya se analizó en la sección citada de esta memoria, su tipo de monumentación desaconseja su utilización si se quiere mantener una precisión sub-centimétrica. No están incluidas en el marco ITRF y las únicas coordenadas disponibles de ellas son las aportadas por la propia empresa sin indicación de la incertidumbre de su solución.

Se podía haber extendido el referencial del marco geodésico para calcular los parámetros de Helmert más allá de la región de las Islas Canarias, pero habría que recurrir a las estaciones ITRF de Rabat, Dakar o San Fernando ya en la Península Ibérica y todos ellos fuera del entorno tectónico de las Islas Canarias. Haber utilizado un juego de estaciones de ese tipo hubiese introducido incertidumbres por cambio de marco que podrían haber enmascarado los movimientos que queremos detectar. Es por todo esto que se han utilizado las velocidades de la estación de Maspalomas (MAS1) en los diferentes marcos usados y los desplazamientos locales entre los marcos de referencia evaluados localmente en la misma estación. Este modelo, que también hemos usado con éxito en la estimación de deformaciones durante la erupción del volcán Nyamulagira del año 2010 en la R.D. del Congo (Smets y otros, 2014), zona que igualmente

¹http://itrf.ensg.ign.fr/ITRF_solutions/

carece de estaciones permanentes IGS con calidad suficiente para realizar el cambio de marco, responde al modelo:

$$[X]_{YY}^i = [X]_{XX}^i + [T]_{XX}^{YY}, \tag{6.8}$$

donde $[X]_{YY}^i$ representa las coordenadas de la estación en la época de referencia y marco de referencia ITRFY YY elegidos, $[X]_{XX}^i(t_c)$ representa las coordenadas de la estación en la época e referencia pero en el marco original en que fueron calculadas, y el término $[T]_{XX}^{YY}$ representa el vector de traslaciones, evaluados en la estación MAS1, para cambiar las coordenadas desde el marco original ITRF XX al marco único ITRFY YY . Con la finalización de ambos pasos, se dispone entonces de coordenadas cartesianas geocéntricas referidas al mismo marco de referencia ITRF y la misma época de referencia. Este proceso se ha aplicado tanto a las coordenadas obtenidas para las campañas de la red de monitorización de Tenerife como las de la red de monitorización de La Palma.

6.3.1. Isla de Tenerife

Siguiendo el proceso anteriormente descrito, inicialmente se han transportado las coordenadas desde la época de observación de cada una de las campañas hasta una época de referencia común, dentro del marco correspondiente a cada campaña. La época común elegida ha sido la de 2007.7, época central de la última campaña. Así, para el conjunto de coordenadas de las campañas observadas y calculadas se ha realizado el transporte a esta época de referencia usando el anterior modelo de ecuación (6.7) comentado y los datos del campo de velocidades definido por el propio IERS². Concretamente se ha usado:

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_{2007,7} = \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_{t_0} + \begin{pmatrix} -0,0021 \text{ m} \\ 0,0171 \text{ m} \\ 0,0128 \text{ m} \end{pmatrix} \times (2007,7 - t_0), \tag{6.9}$$

para las campañas de 2000 y 2001 que estaban referidas al marco ITRF97, con la aplicación de las velocidades referidas a este marco para la estación MAS1. Para las campañas de los años 2002, 2004, 2005 y 2006, cuyo marco de referencia era ITRF2000, se ha usado el modelo:

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_{2007,7} = \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_{t_0} + \begin{pmatrix} -0,0018 \text{ m} \\ 0,0178 \text{ m} \\ 0,0154 \text{ m} \end{pmatrix} \times (2007,7 - t_0), \tag{6.10}$$

también con la aplicación de las velocidades referidas al marco ITRF2000 para la estación MAS1. La campaña de 2007 no se ha transformado pues la época de referencia elegida coincide con la época de observación para esta campaña.

Posteriormente se han utilizado los desplazamientos locales evaluados para la estación de Maspalomas (MAS1) entre los tres marcos usados ITRF97, ITRF2000 e ITRF2005, a fin de referir las coordenadas calculadas en las diferentes campañas a un marco de referencia común. El

²http://itrf.ensg.ign.fr/ITRF_solutions/

marco común ha sido ITRF97, pues este es el marco de referencia al que pertenece la época cero de nuestras series temporales.

Entonces, para el conjunto de coordenadas de las campañas observadas y calculadas de la red de monitorización de la Isla de Tenerife, se ha realizado el cambio de marco de referencia usando el modelo de ecuación (6.8) anteriormente descrito. Así se ha usado:

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_{\text{ITRF97}} = \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_{\text{ITRF2000}} + \begin{pmatrix} 0,0102 \text{ m} \\ -0,0036 \text{ m} \\ -0,0434 \text{ m} \end{pmatrix}_{\text{ITRF2000}}^{\text{ITRF97}}, \quad (6.11)$$

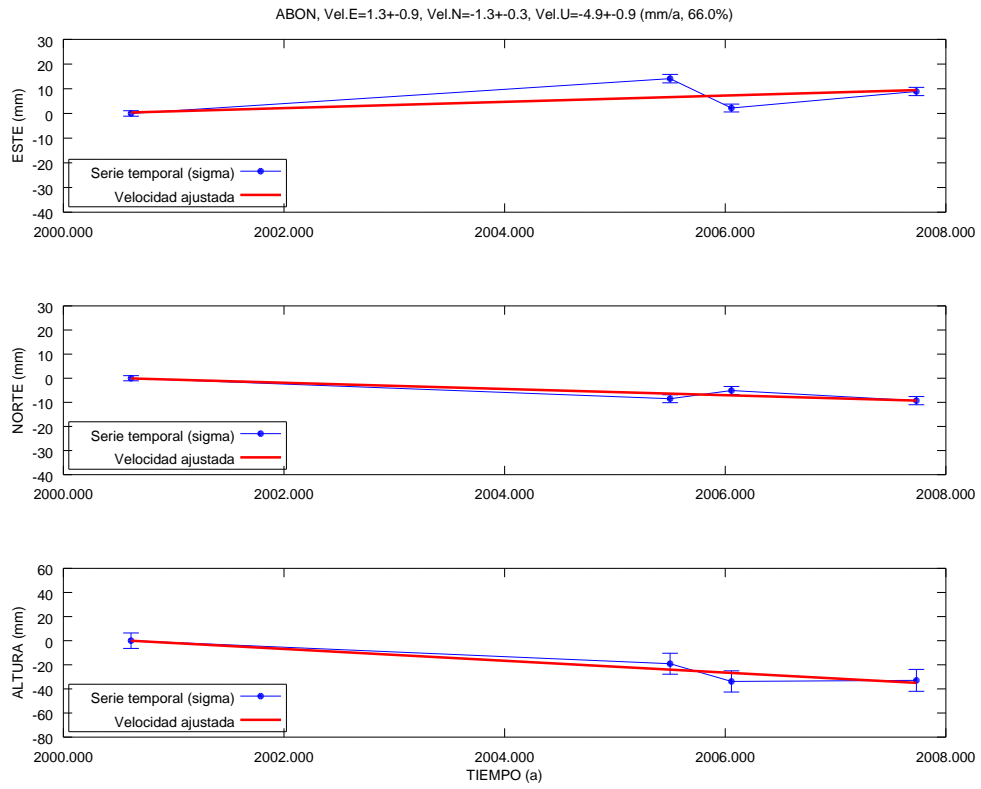
para las campañas de 2002, 2004, 2005 y 2006 que estaban referidas al marco ITRF2000, con la aplicación de las traslaciones referidas a ITRF97 para la estación MAS1. Para la campañas del año 2007, cuyo marco de referencia era ITRF2005, se ha usado el mismo modelo pero con los parámetros:

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_{\text{ITRF97}} = \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_{\text{ITRF2005}} + \begin{pmatrix} 0,0239 \text{ m} \\ -0,0061 \text{ m} \\ -0,0537 \text{ m} \end{pmatrix}_{\text{ITRF2005}}^{\text{ITRF97}}, \quad (6.12)$$

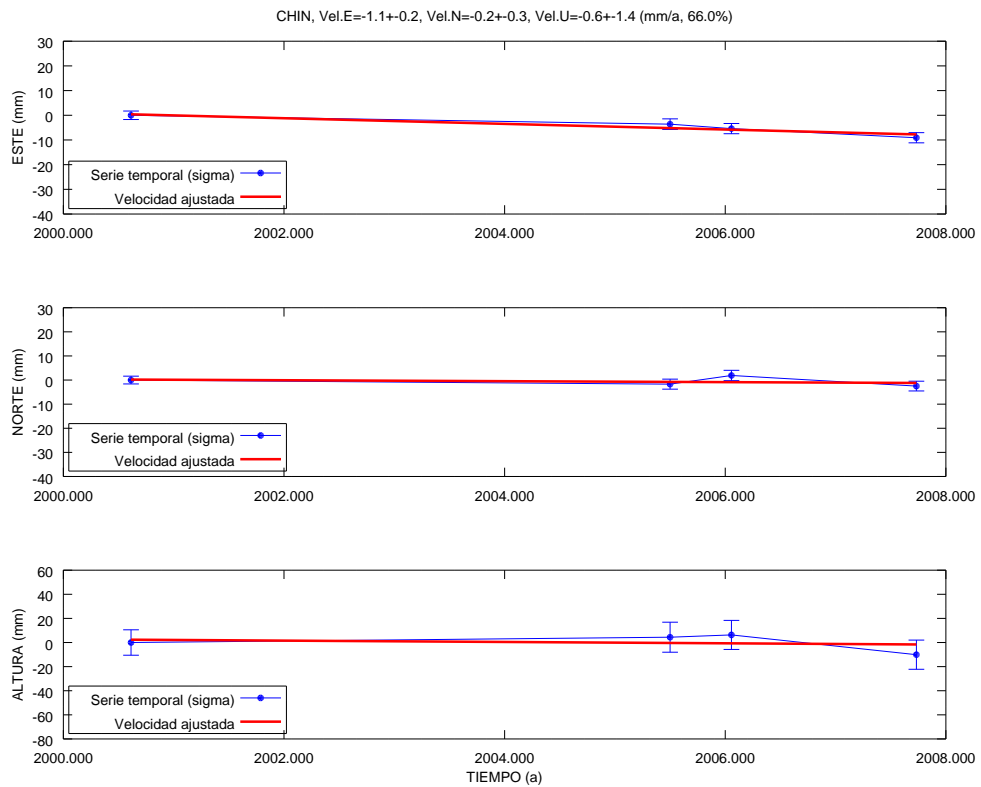
igualmente con la aplicación de las traslaciones referidas al marco ITRF97 para la estación MAS1.

Una vez referidas las coordenadas de todas las campañas a un mismo marco de referencia y a una misma época común se ha procedido al cálculo de las series temporales históricas y las correspondientes velocidades de movimiento anual de las estaciones de monitorización de la Isla de Tenerife.

El conjunto de estas series temporales se incorpora a continuación a esta memoria estación por estación desde la Figura 6.1 hasta la Figura 6.10. Se ha incluido para cada estación la serie temporal de sus soluciones (representada en azul) con la expresión de la incertidumbre obtenida en cada solución (1σ). Se aporta en cada serie temporal la recta de regresión para el cálculo de la velocidad anual de cada una de las componentes con expresión de su incertidumbre (1σ). Para una mejor interpretación de los resultados, se ha preferido expresar las series temporales, no en coordenadas cartesianas geocéntricas (X, Y, Z), si no en coordenadas referidas al horizonte local (E, N, U) de cada estación con el modelo de ecuación (6.2) siguiendo también el proceso de cambio descrito en la Sección 6.2.1.1, tanto en coordenadas como en la propagación de sus incertidumbres. La representación de la coordenada en Altura tiene una escala diferente dado que las magnitudes en esta coordenada son mayores que en las coordenadas Este y Norte.

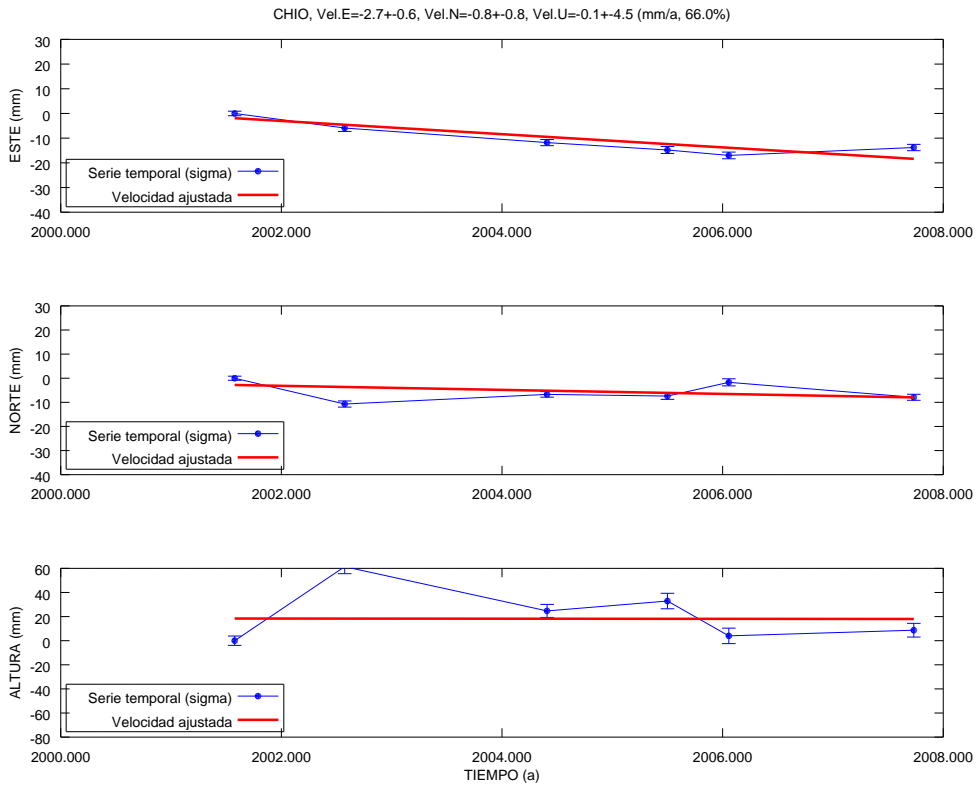


(a) Estación ABON

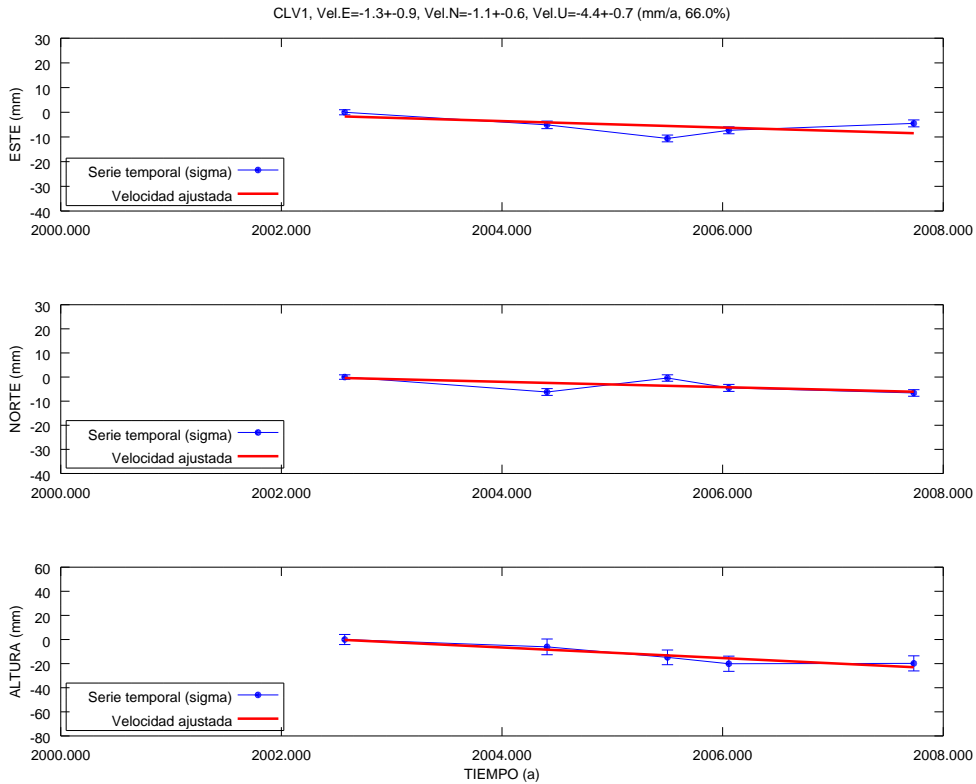


(b) Estación CHIN

Figura 6.1: Serie temporal de las estaciones Abona y Chinobre.

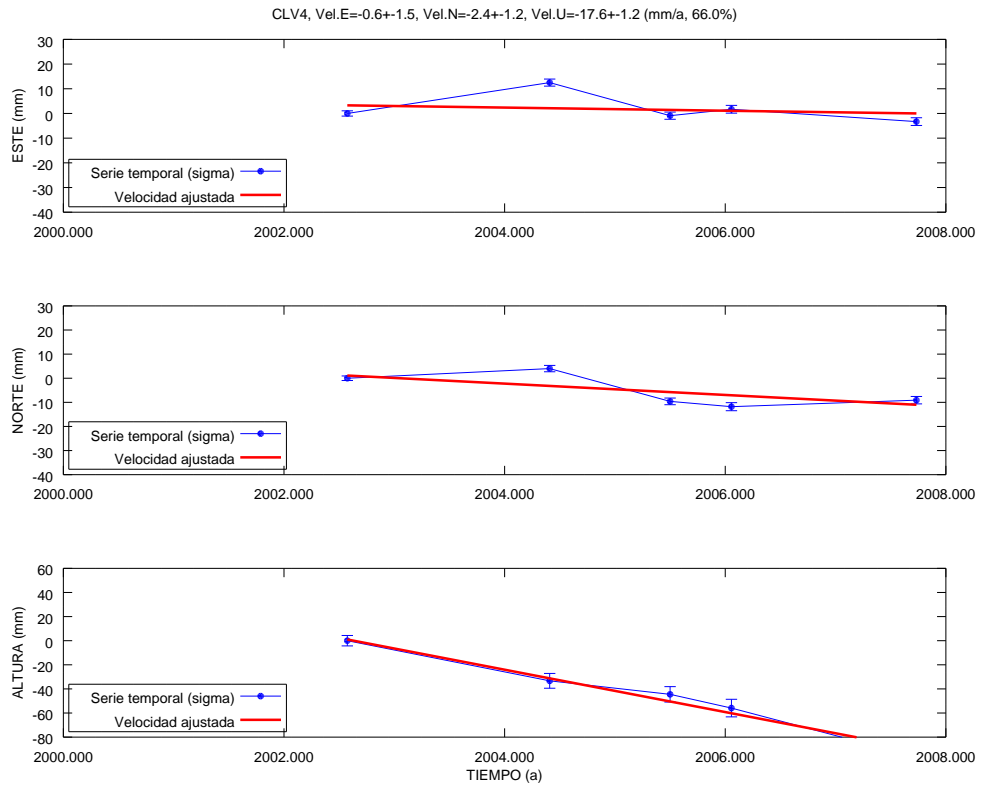


(a) Estación CHIO

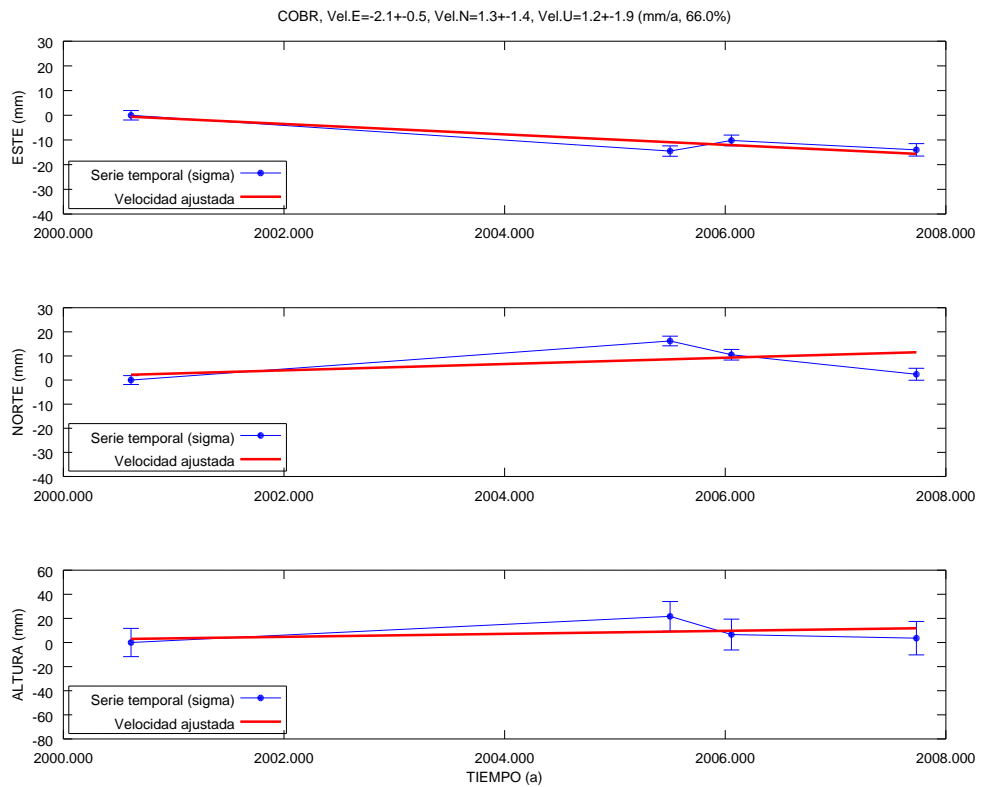


(b) Estación CLV1

Figura 6.2: Serie temporal de las estaciones Pinar de Chío y CLV1.

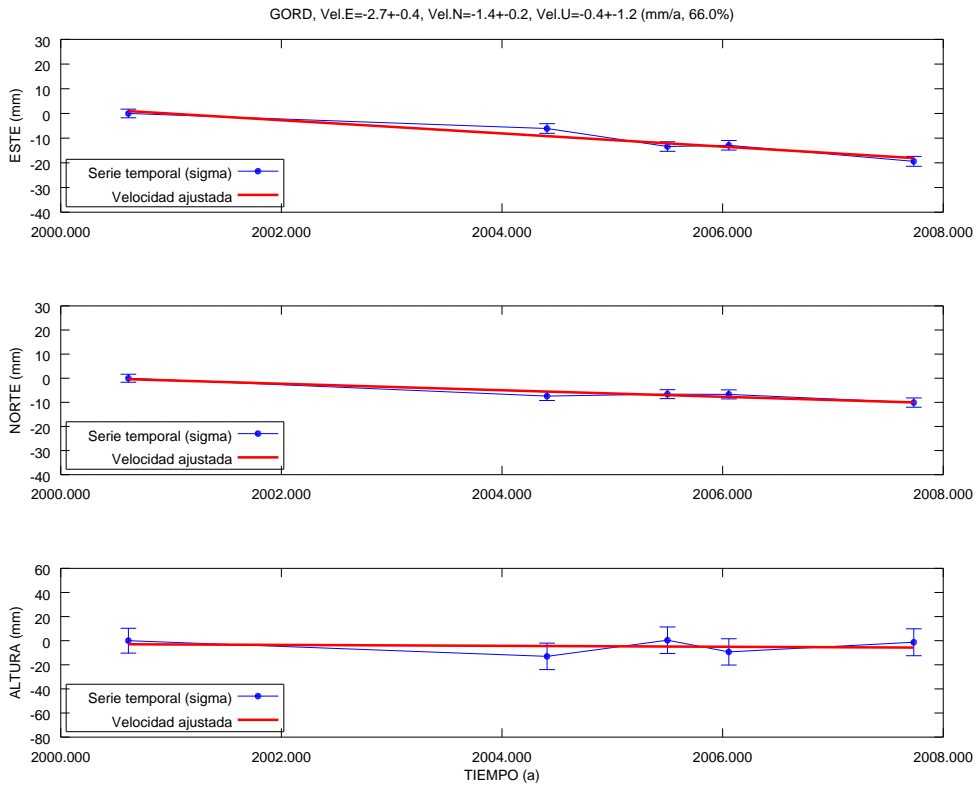


(a) Estación CLV4

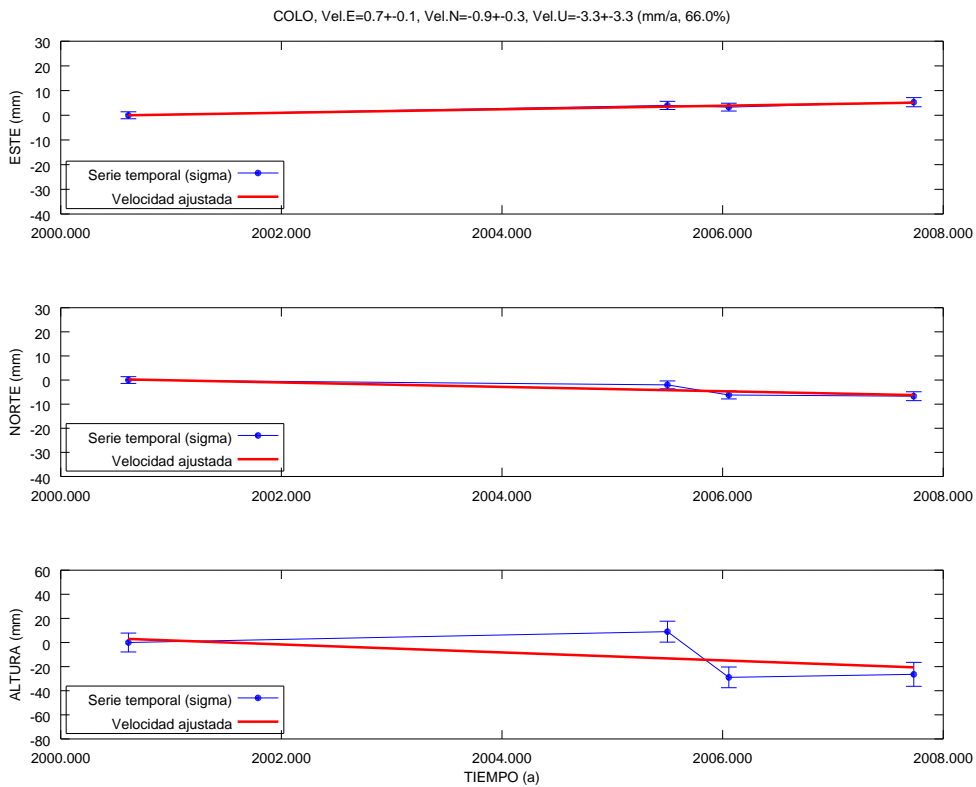


(b) Estación COBR

Figura 6.3: Serie temporal de las estaciones CLV4 y Cobre.

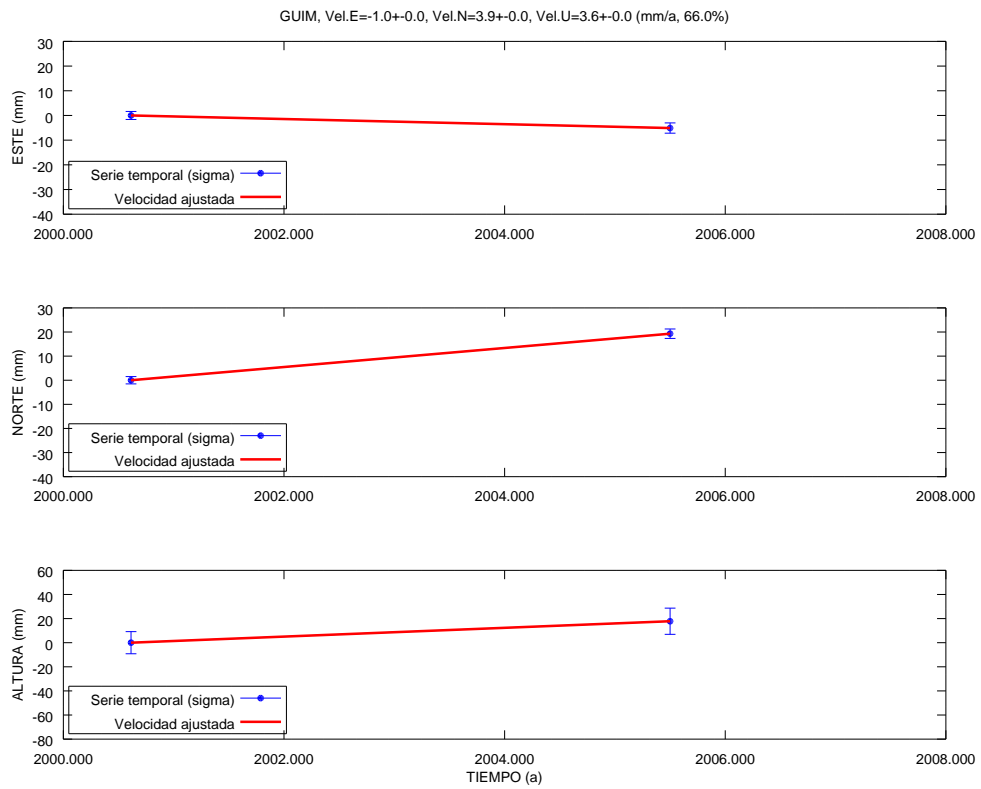


(a) Estación GORD

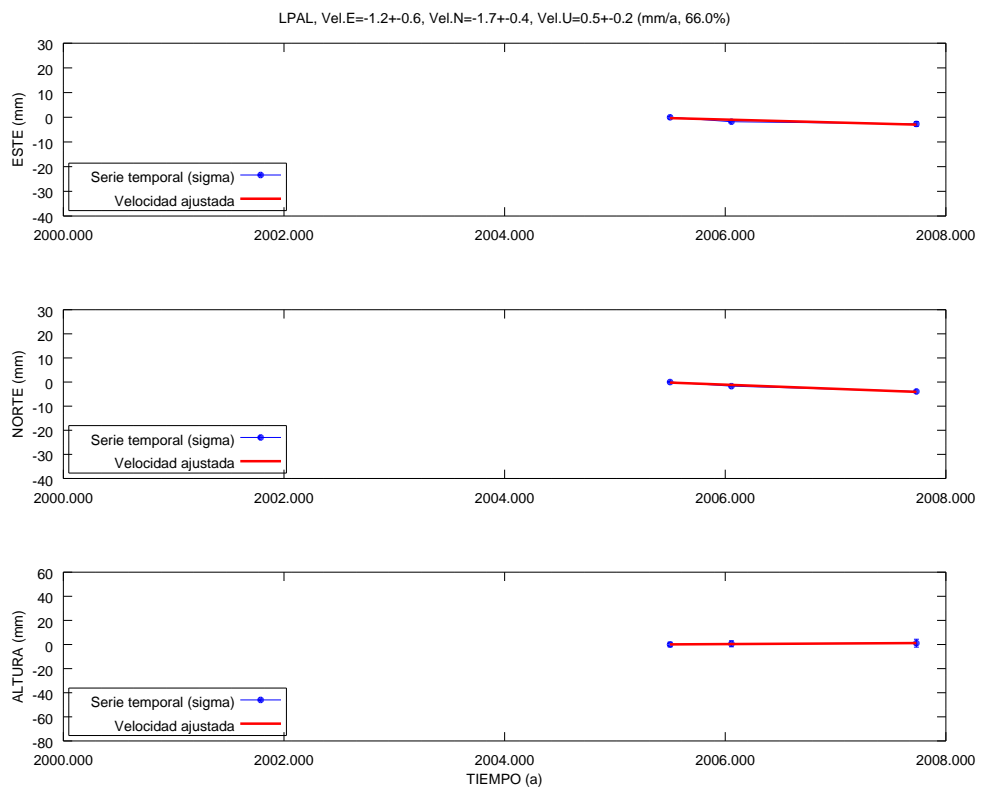


(b) Estación COLO

Figura 6.4: Serie temporal de las estaciones Gordo y Coloradas.

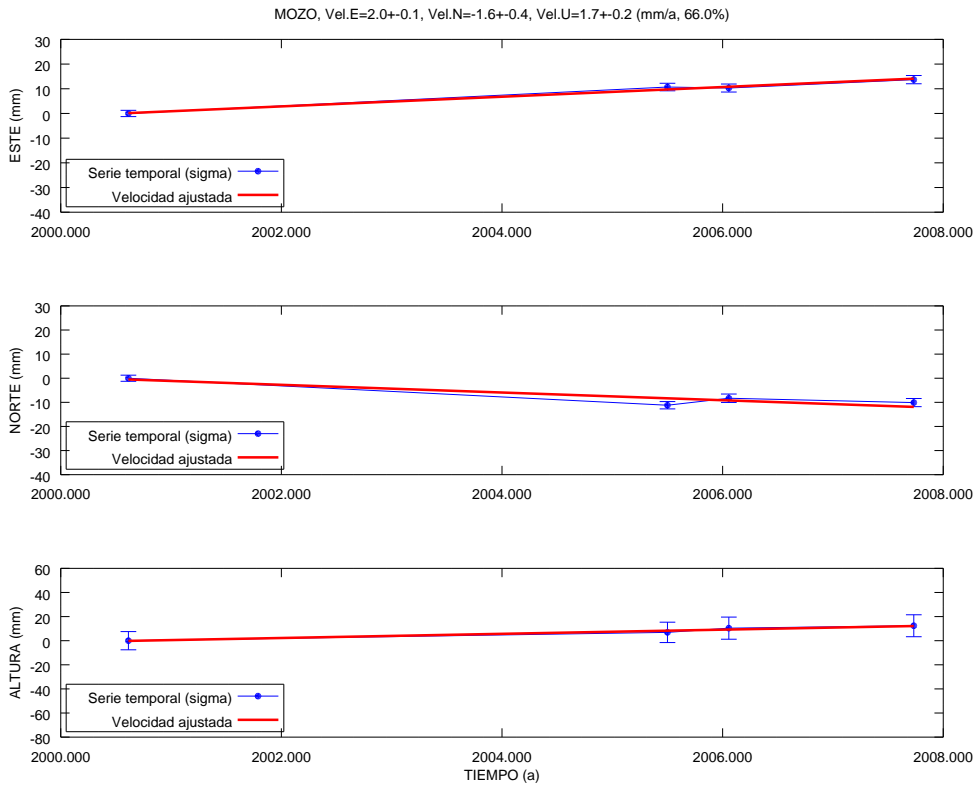


(a) Estación GUIM

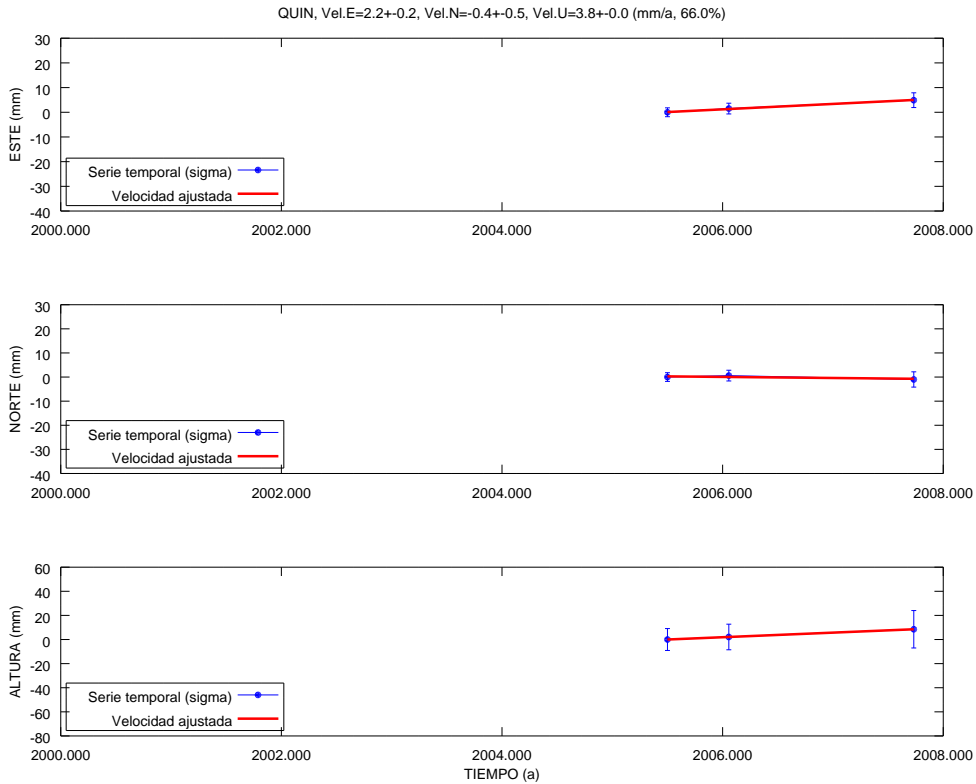


(b) Estación LPAL

Figura 6.5: Serie temporal de las estaciones Gúitmar y LPAL.

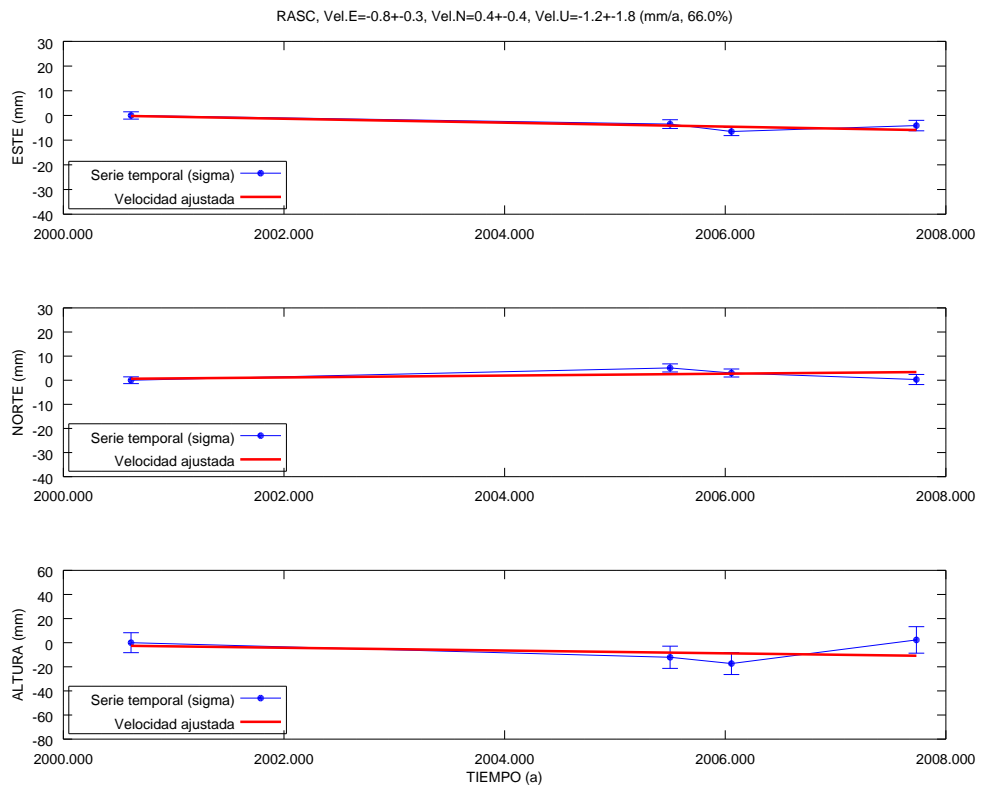


(a) Estación MOZO

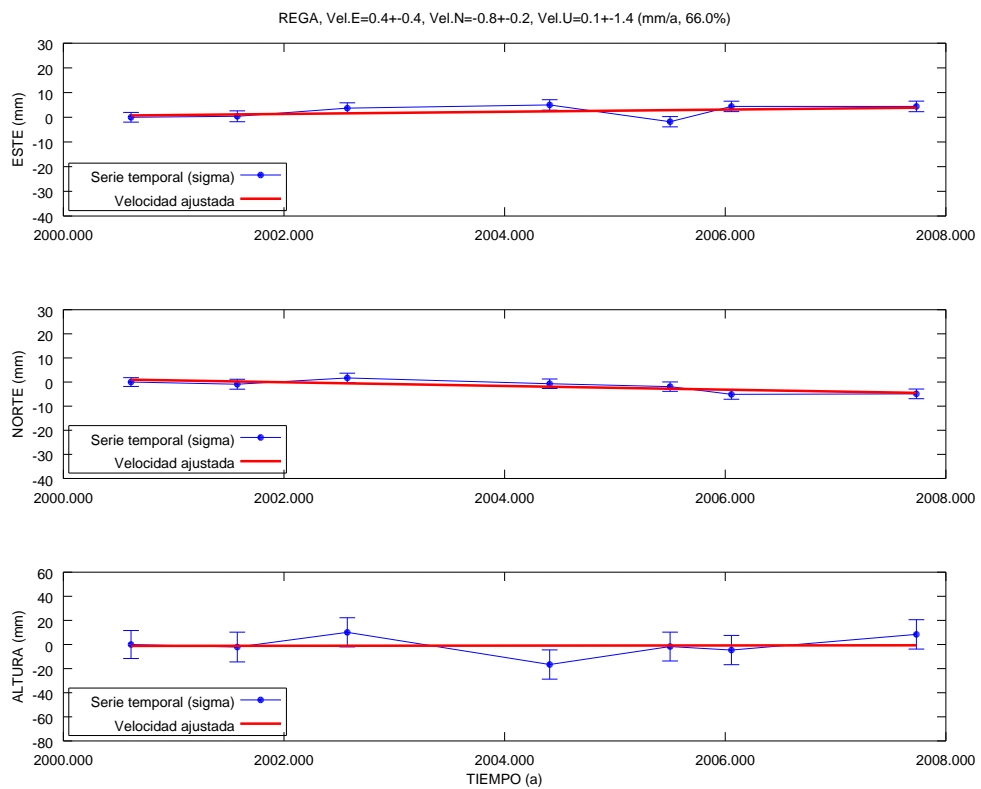


(b) Estación QUIN

Figura 6.6: Serie temporal de las estaciones Mozos y La Quinta.

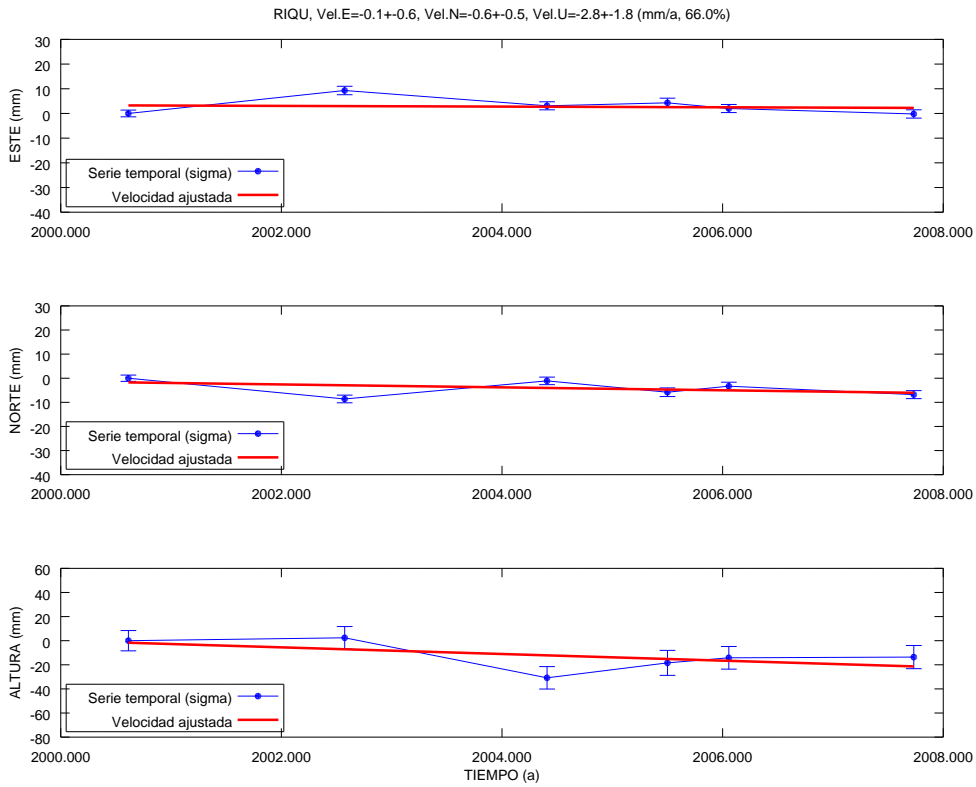


(a) Estación RASC

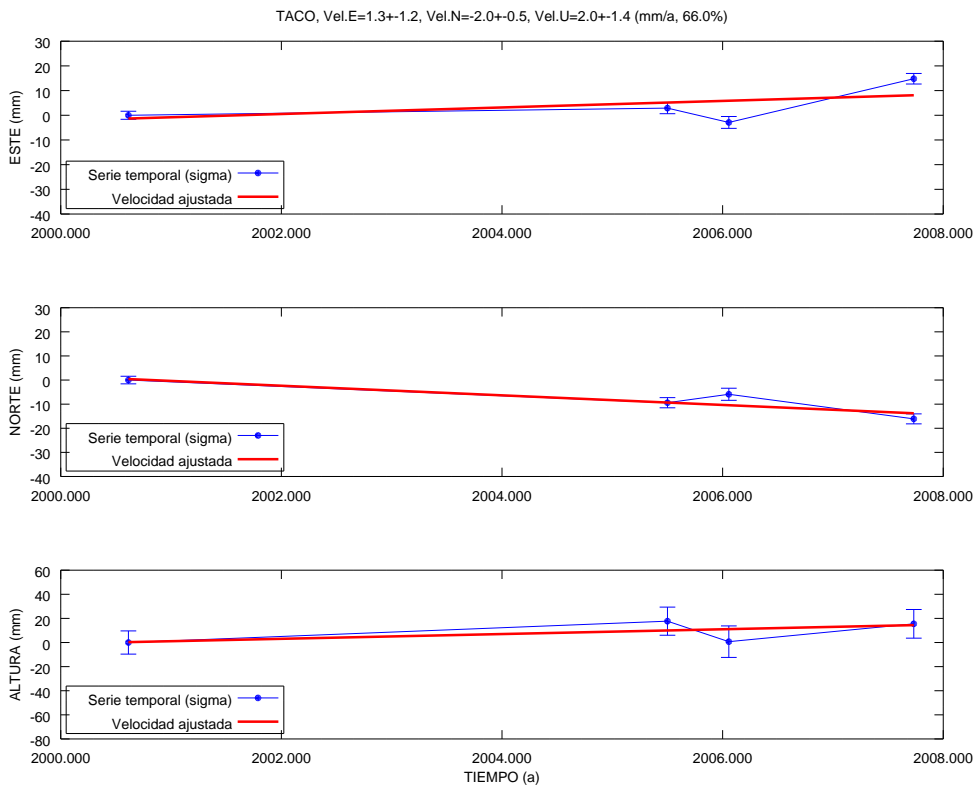


(b) Estación REGA

Figura 6.7: Serie temporal de las estaciones Rasca y Regatón.



(a) Estación RIQU



(b) Estación TACO

Figura 6.8: Serie temporal de las estaciones Riquer y Taco.

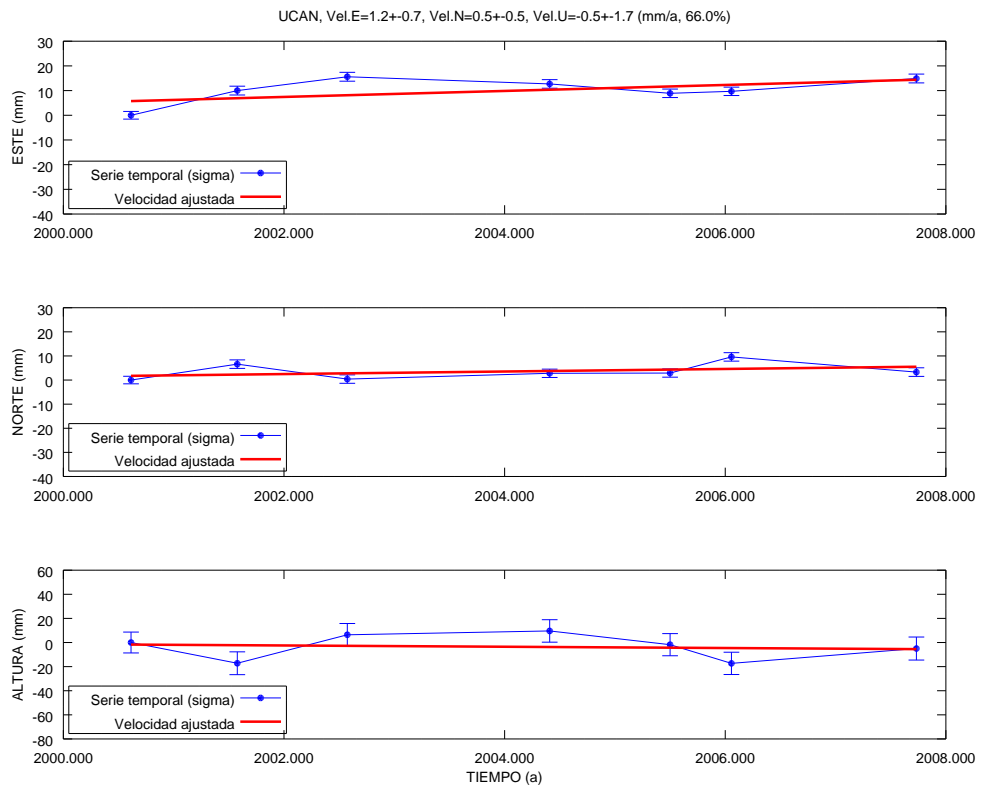
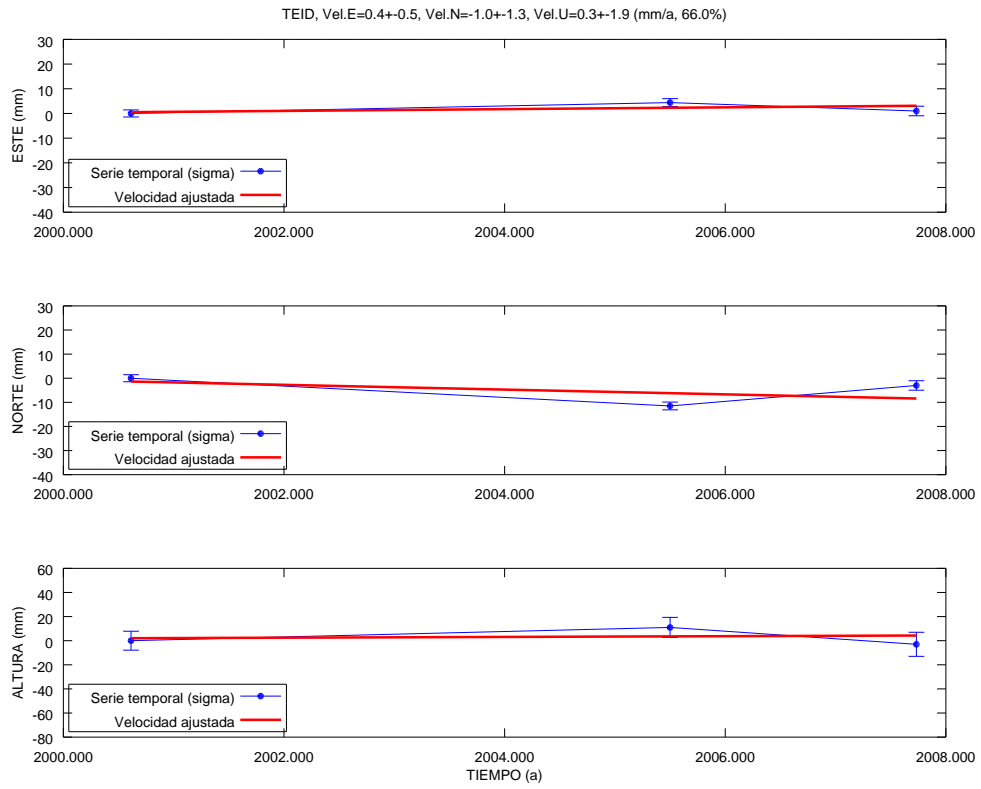


Figura 6.9: Serie temporal de las estaciones Teide y Ucanca.

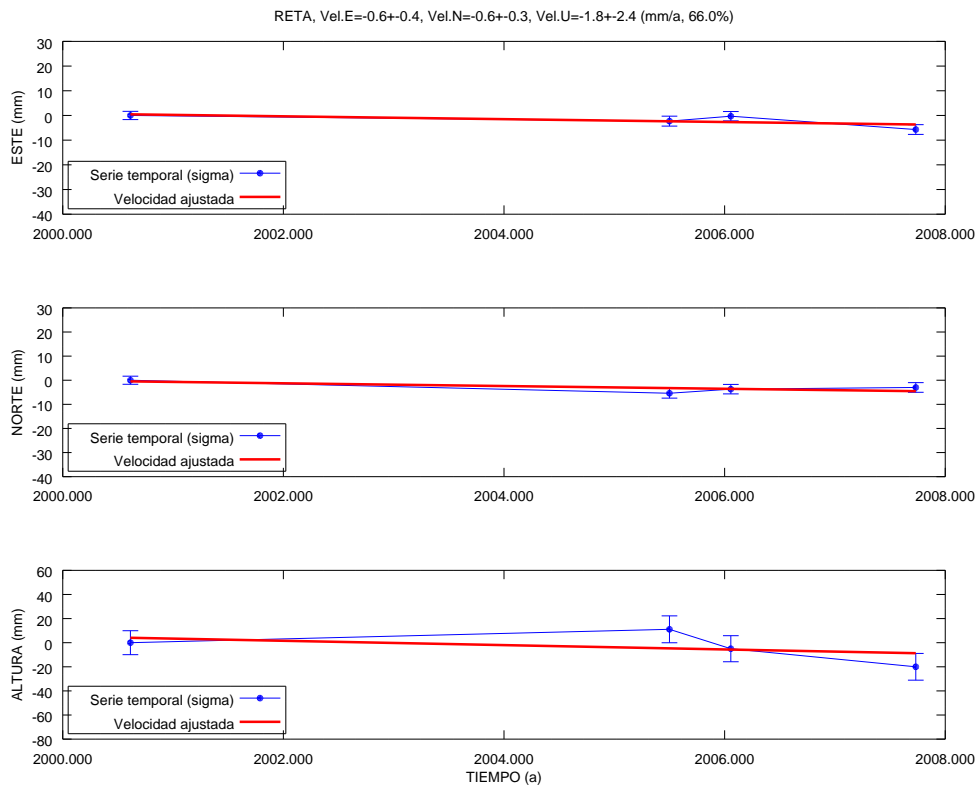


Figura 6.10: Serie temporal de la estación Retama (RETA).

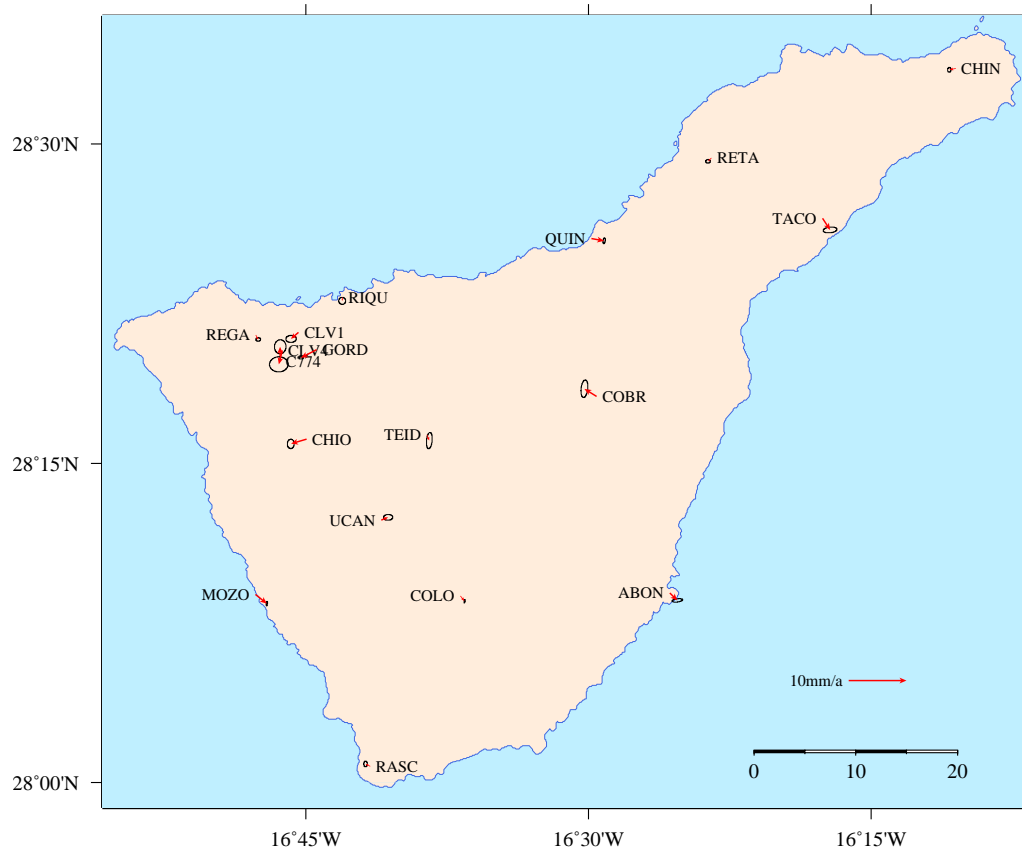
6.3.1.1. Campo de velocidades para la Isla de Tenerife

Con los anteriores datos de las series temporales, se ha procedido al cálculo de las velocidades anuales y sus incertidumbres para cada una de las componentes de las estaciones, mediante regresión con ponderación en función de la incertidumbre de cada una de las posiciones que integran cada serie temporal.

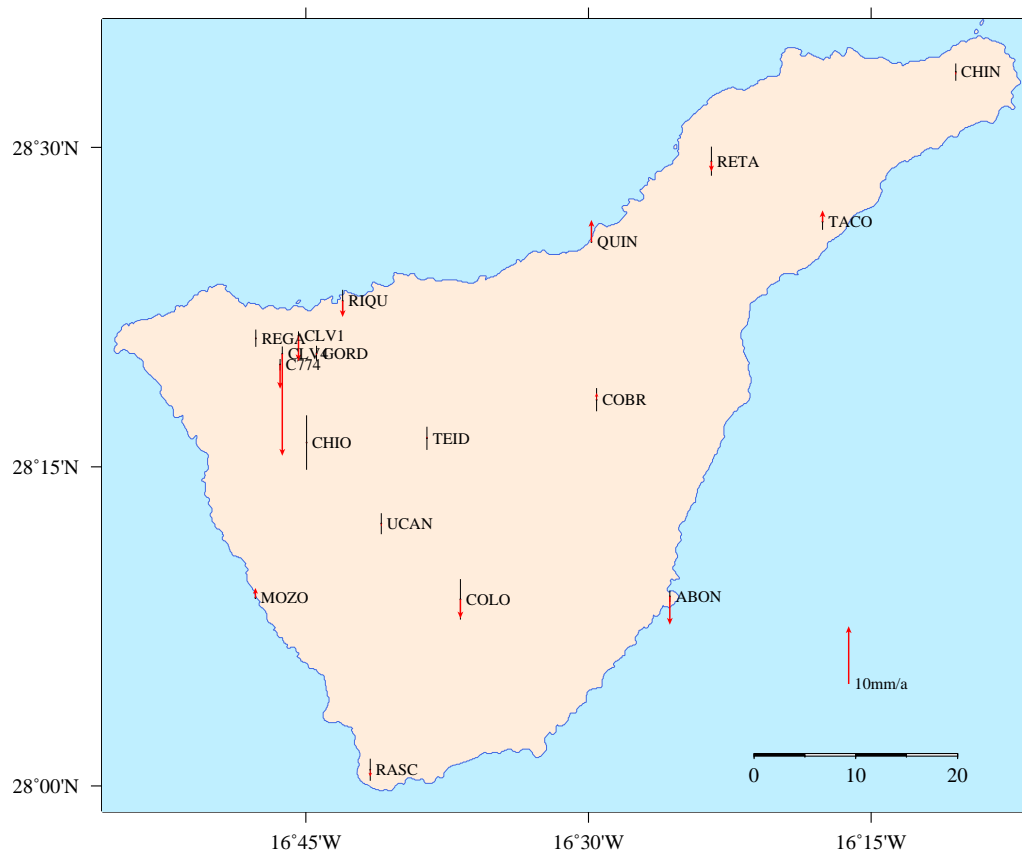
Tabla 6.29: Velocidades anuales de las estaciones de la red de monitorización de la Isla de Tenerife calculadas con *GAMIT*, referidas al marco ITRF97 con expresión de sus incertidumbres.

Velocidades anuales estaciones Tenerife <i>GAMIT</i> 2000-2007			
Estacion	Este $\pm 1\sigma$ [mm/a]	Norte $\pm 1\sigma$ [mm/a]	Altura $\pm 1\sigma$ [mm/a]
ABON	1.3 \pm 0.9	-1.3 \pm 0.3	-4.9 \pm 1.0
C774	-0.0 \pm 1.0	2.5 \pm 1.2	-4.2 \pm 1.0
CHIN	-1.1 \pm 0.3	-0.2 \pm 0.4	-0.6 \pm 1.5
CHIO	-2.7 \pm 0.6	-0.8 \pm 0.8	-0.1 \pm 4.7
CLV1	-1.3 \pm 0.9	-1.1 \pm 0.6	-4.4 \pm 0.8
CLV4	-0.6 \pm 1.6	-2.4 \pm 1.3	-17.6 \pm 1.3
COBR	-2.1 \pm 0.6	1.3 \pm 1.5	1.2 \pm 2.0
COLO	0.7 \pm 0.1	-0.9 \pm 0.3	-3.3 \pm 3.5
GORD	-2.7 \pm 0.4	-1.4 \pm 0.2	-0.4 \pm 1.3
GUIM	-1.0 \pm 0.0	3.9 \pm 0.0	3.6 \pm 0.0
MOZO	2.0 \pm 0.1	-1.6 \pm 0.4	1.7 \pm 0.2
QUIN	2.2 \pm 0.2	-0.4 \pm 0.5	3.8 \pm 0.0
RASC	-0.8 \pm 0.3	0.4 \pm 0.5	-1.2 \pm 1.9
REGA	0.4 \pm 0.4	-0.8 \pm 0.3	0.1 \pm 1.5
RETA	-0.6 \pm 0.4	-0.6 \pm 0.3	-1.8 \pm 2.5
RIQU	-0.1 \pm 0.6	-0.6 \pm 0.6	-2.8 \pm 1.9
TACO	1.3 \pm 1.2	-2.0 \pm 0.5	2.0 \pm 1.4
TEID	0.4 \pm 0.5	-1.0 \pm 1.4	0.3 \pm 2.0
UCAN	1.2 \pm 0.8	0.5 \pm 0.5	-0.5 \pm 1.8

Los resultados del campo de velocidades para el conjunto de estaciones de la red de monitorización de la Isla de Tenerife obtenidos con *GAMIT* se han resumido en la Tabla 6.29, para el periodo 2000-2007. A diferencia de otras Tablas de esta memoria y dada la magnitud media de estas velocidades, estas velocidades se han expresado en mm anuales (mm/a).

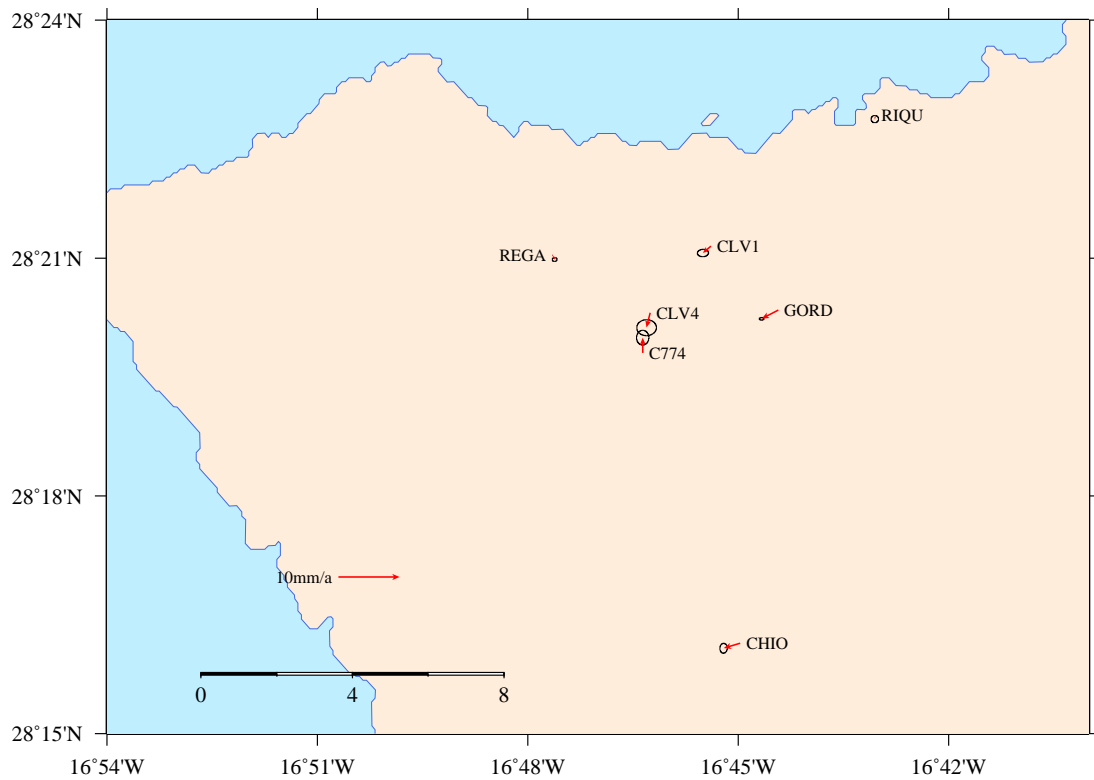


(a) Velocidad horizontal

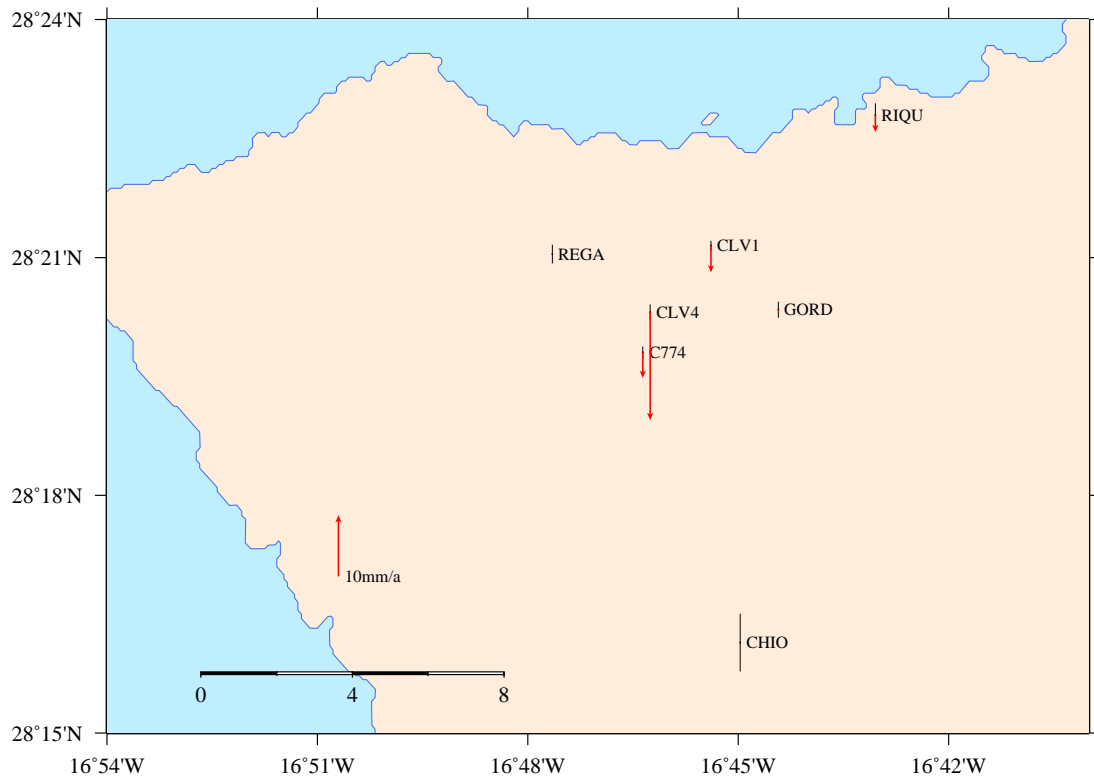


(b) Velocidad vertical

Figura 6.11: Velocidades medias anuales e incertidumbres de las estaciones de la red de monitorización de la Isla de Tenerife calculadas con *GAMIT*, referidas al marco ITRF97.



(a) Velocidad horizontal



(b) Velocidad vertical

Figura 6.12: Velocidades medias anuales e incertidumbres de las estaciones de la zona de deformación de Garachico (Tenerife) calculadas con *GAMIT*, referidas al marco ITRF97.

Estas velocidades se han llevado a una representación gráfica en la Figura 6.11a donde se muestra el campo de velocidad horizontal y la Figura 6.11b donde se representa el campo de velocidad vertical, para el conjunto de estaciones de la red de monitorización de la Isla de Tenerife obtenidos con *GAMIT*, en el periodo 2000-2007. Los datos de velocidades también se han representado en en mm anuales (mm/a) y las incertidumbres ($\pm 1\sigma$).

En las figuras 6.12 (a y b) se ha ampliado las zonas de deformaciones de Garachico y Chío detectadas por *Fernández y otros (2002b, 2003)*, para una mejor visualización de los resultados.

6.3.2. Isla de La Palma

Para el cálculo de las series temporales históricas para la Isla de La Palma, y para el cálculo de su campo de velocidades también se ha seguido el mismo proceso utilizado en la sección anterior para la Isla de Tenerife descrito previamente en la Sección 6.3. Para estos fines, se han transportado las coordenadas desde la época de observación de cada una de las campañas hasta una época de referencia común, dentro del marco correspondiente correspondiente a cada campaña. La época común elegida para el proceso de la Isla de La Palma ha sido la de 2011.7, pues la época central de la última campaña observada siguiendo así el mismo criterio que el seguido para la obtención de las series temporales de la Isla de Tenerife. Así, para el conjunto de coordenadas de las campañas observadas y calculadas se ha realizado el transporte a esta época de referencia usando el anterior modelo de ecuación (6.7) ya comentado y los datos del campo de velocidades definido por el propio *IERS*, similar a como se ha realizado para la Isla de Tenerife. Concretamente se ha usado el modelo:

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_{2011,7} = \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_{t_0} + \begin{pmatrix} -0,0006 \text{ m} \\ 0,0176 \text{ m} \\ 0,0163 \text{ m} \end{pmatrix} \times (2011,7 - t_0), \quad (6.13)$$

para las campañas de 2006, 2007 y 2008 que estaban referidas al marco ITRF2005, con la aplicación de las velocidades referidas a este marco para la estación LPAL. En el caso del proceso de datos de esta isla se ha decidido la utilización de esta estación del *IGS* pues la precisión aportada por el *IERS* en el último cálculo del ITRF2008 ya es comparable al de la estación de Maspalomas (MAS1). La campaña de 2011 no se ha transformado pues la época de referencia elegida coincide con la época de observación para esta campaña.

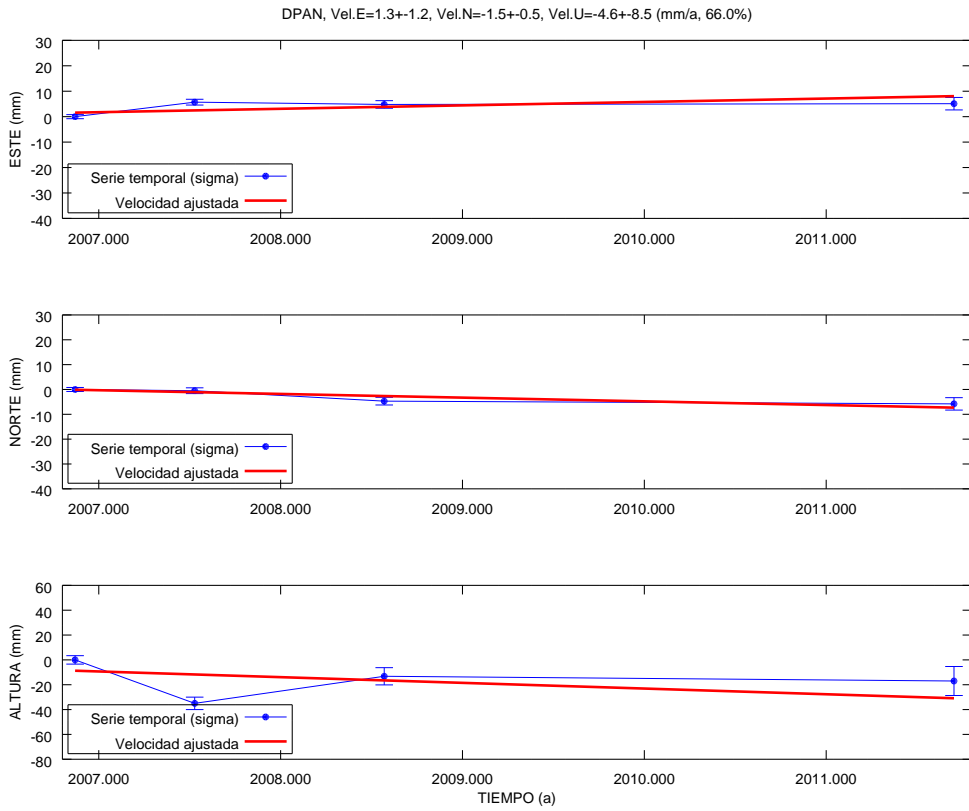
Posteriormente se han utilizado los desplazamientos locales evaluados para la estación de LPAL entre los dos marcos usados ITRF2005 e ITRF2008, a fin de referir las coordenadas calculadas en las diferentes campañas a un marco de referencia común. El marco común ha sido ITRF2008, pues es el marco en el que las coordenadas de la estación *CORS* de LPAL tienen mayor precisión. Entonces, para el conjunto de coordenadas de las campañas observadas y calculadas se ha realizado el cambio de marco de referencia usando el modelo de ecuación (6.8) anteriormente descrito. Así se ha usado:

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_{\text{ITRF2008}} = \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_{\text{ITRF2005}} + \begin{pmatrix} -0,0350 \text{ m} \\ 0,0047 \text{ m} \\ -0,0212 \text{ m} \end{pmatrix}_{\text{ITRF2005}}^{\text{ITRF2008}}, \quad (6.14)$$

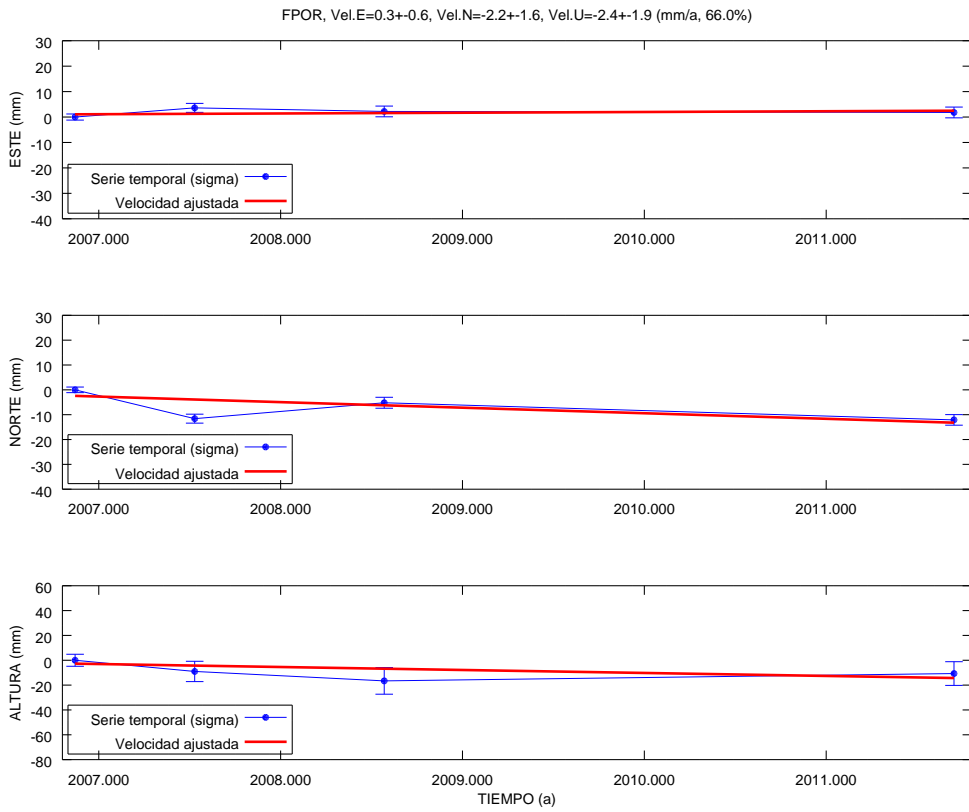
para las campañas de 2006, 2007 y 2008 que estaban referidas al marco ITRF2005, con la aplicación de las traslaciones referidas a ITRF2008 para la estación LPAL.

Una vez referidas las coordenadas de todas las campañas a un mismo marco de referencia y a una misma época común se ha procedido al cálculo de las series temporales históricas y las correspondientes velocidades de movimiento anual de las estaciones de monitorización de la Isla de La Palma.

Como en el estudio anterior de la Isla de Tenerife, el conjunto de las series temporales obtenidas con *GAMIT* para la Isla de La Palma se incorpora a continuación a esta memoria estación por estación, para una mejor interpretación, desde la Figura 6.13 hasta la Figura 6.26. Igualmente se ha incluido para cada estación la serie temporal de sus soluciones (representada en azul) con la expresión de la incertidumbre obtenida en cada solución (1σ). Se aporta en cada serie temporal la recta de regresión para el cálculo de la velocidad anual de cada una de las componentes con expresión de su incertidumbre (1σ). Para una mejor interpretación de los resultados, se ha preferido expresar las series temporales, no en coordenadas cartesianas geocéntricas (X, Y, Z), si no en coordenadas referidas al horizonte local (E, N, U) de cada estación con el modelo de ecuación (6.2) siguiendo también el proceso de cambio descrito en la Sección 6.2.1.1, tanto en coordenadas como en la propagación de sus incertidumbres. Se ha mantenido también la diferente escala en la representación de la coordenada en Altura pues las magnitudes en esta coordenada son mayores que en las coordenadas Este y Norte.

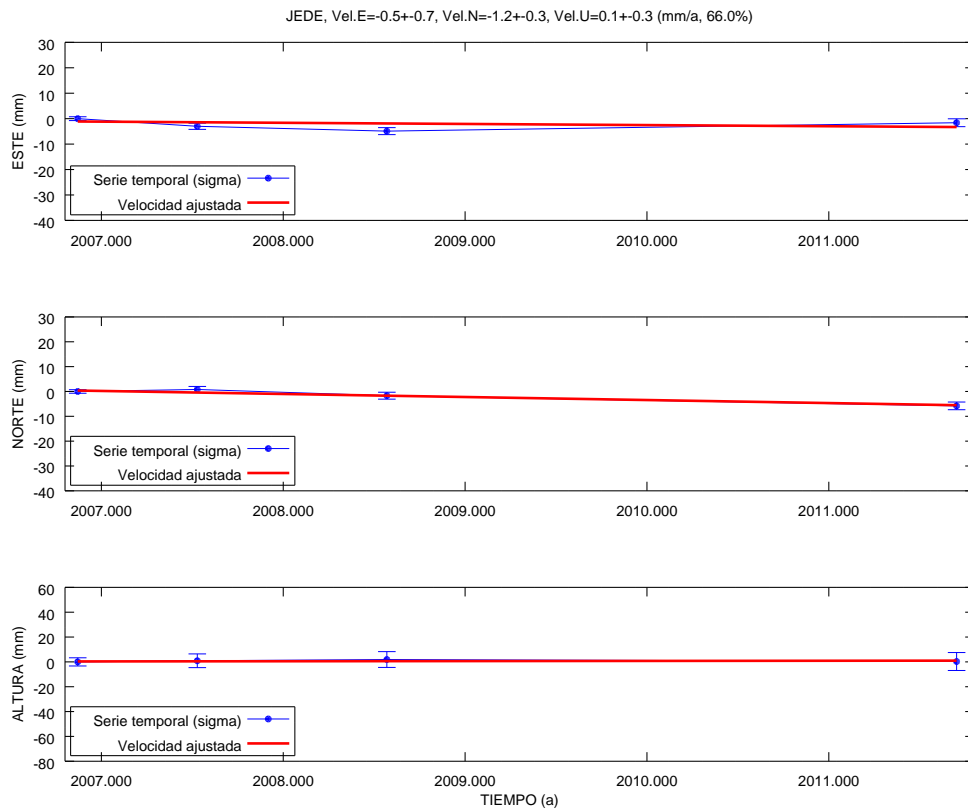


(a) Estación DPAN

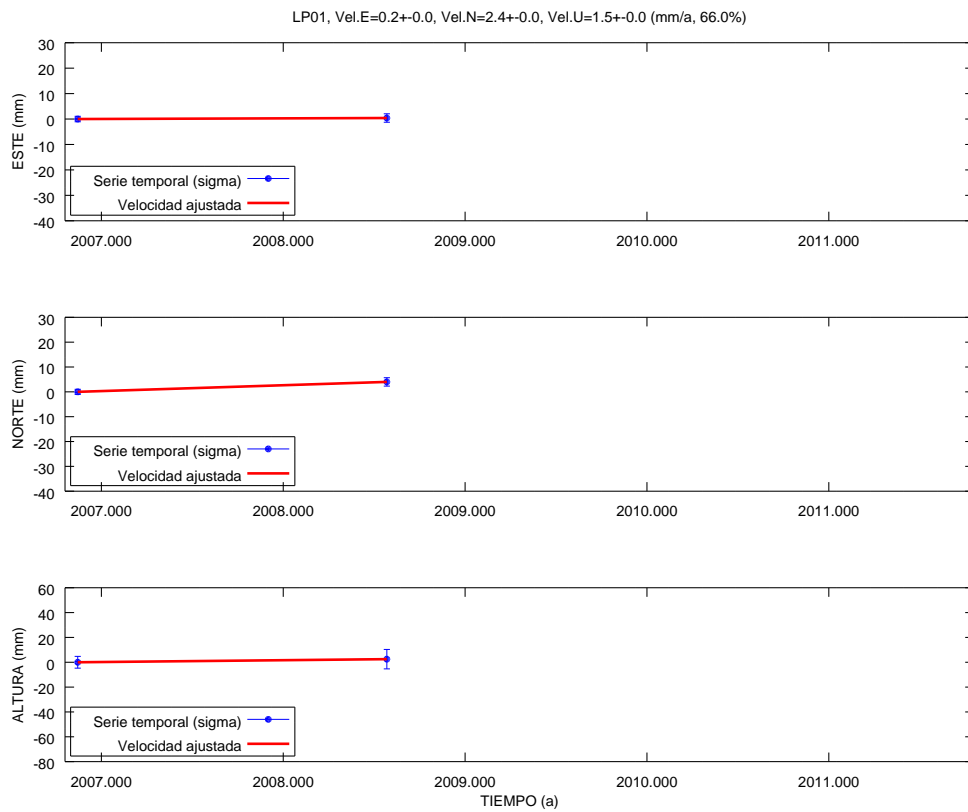


(b) Estación FPOR

Figura 6.13: Series temporales de las estaciones Don Pancho (DPAN) y Fernando Porto (FPOR).

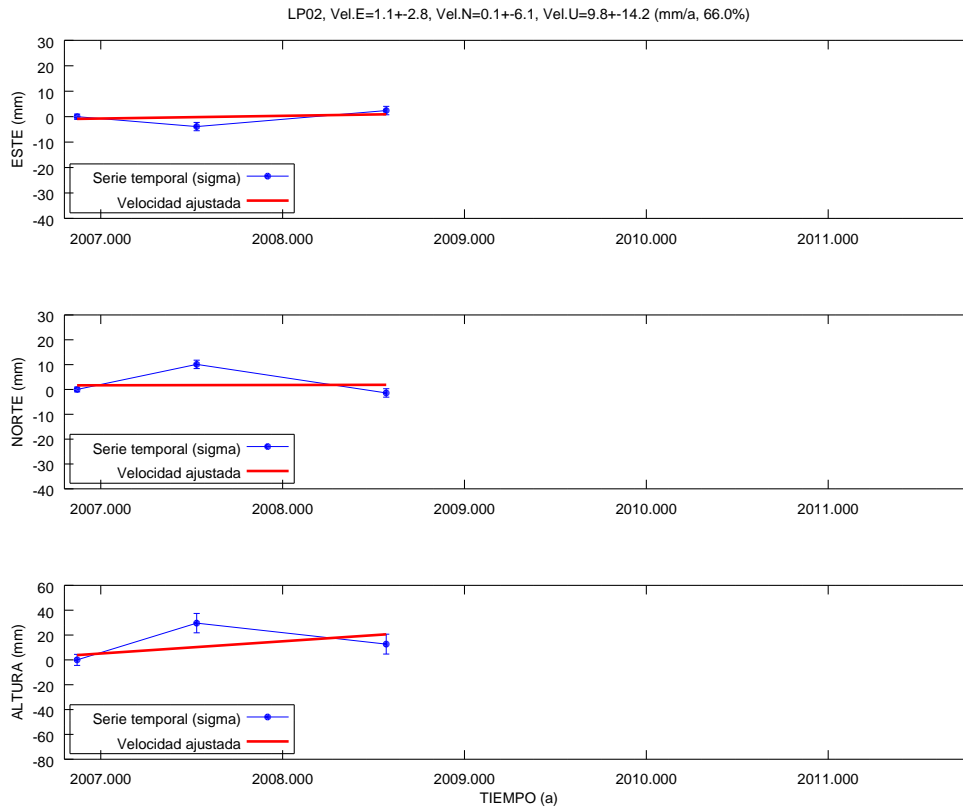


(a) Estación JEDE

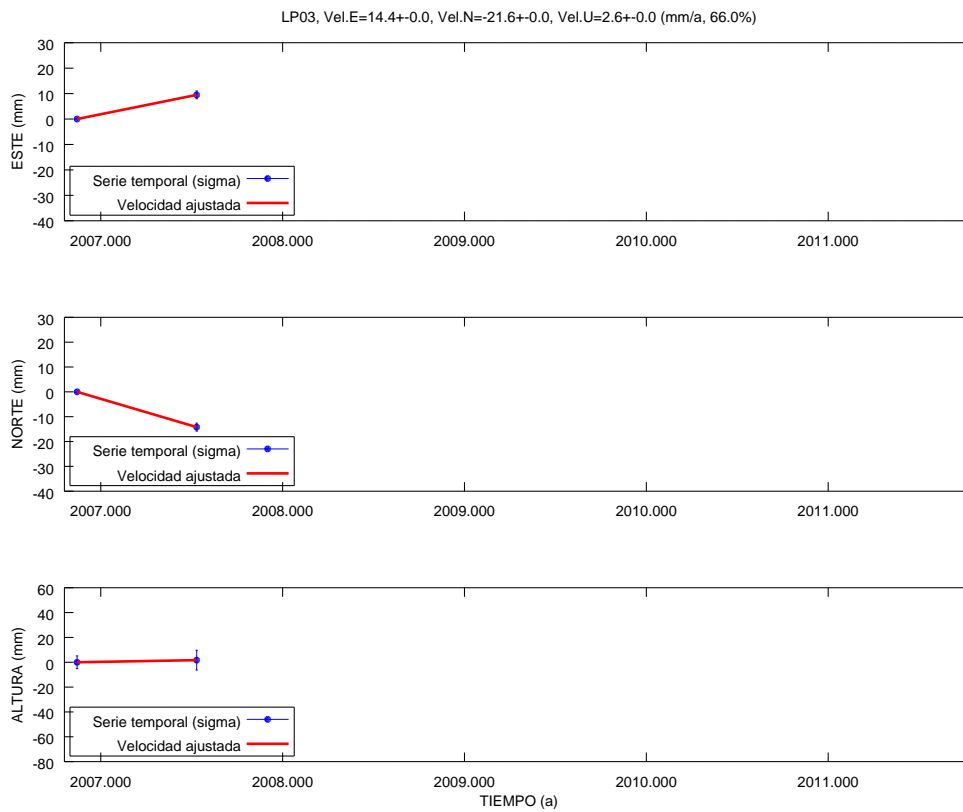


(b) Estación LP01

Figura 6.14: Series temporales de las estaciones Jedey (JEDE) y LP01.

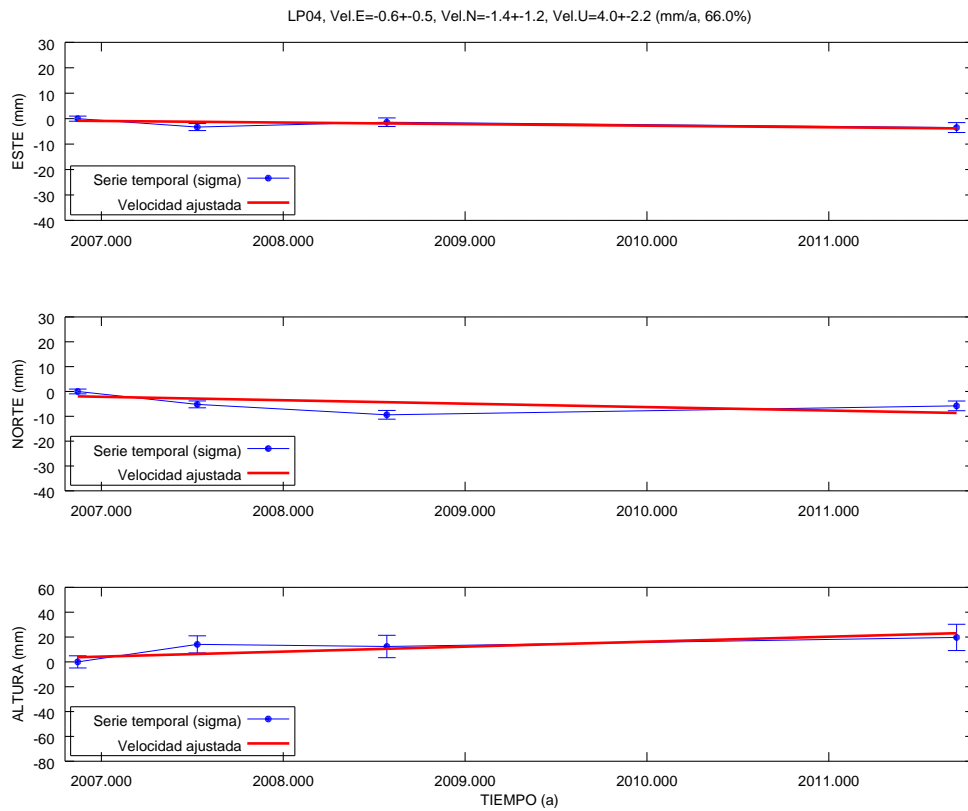


(a) Estación LP02

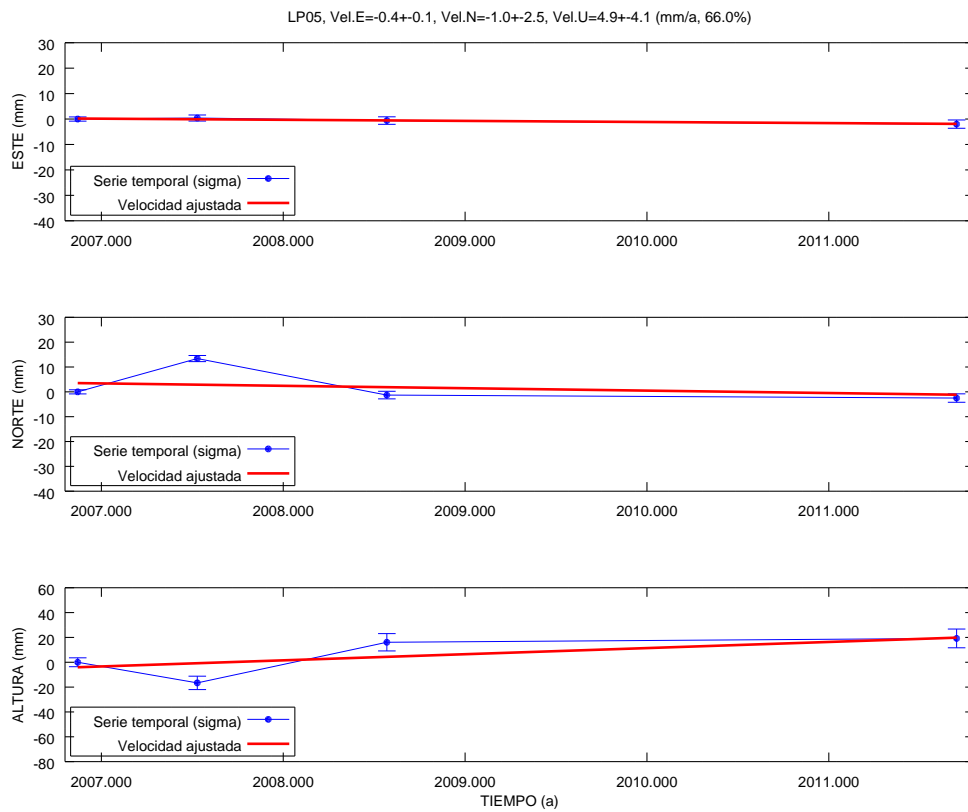


(b) Estación LP03

Figura 6.15: Series temporales de las estaciones LP02 y LP03.

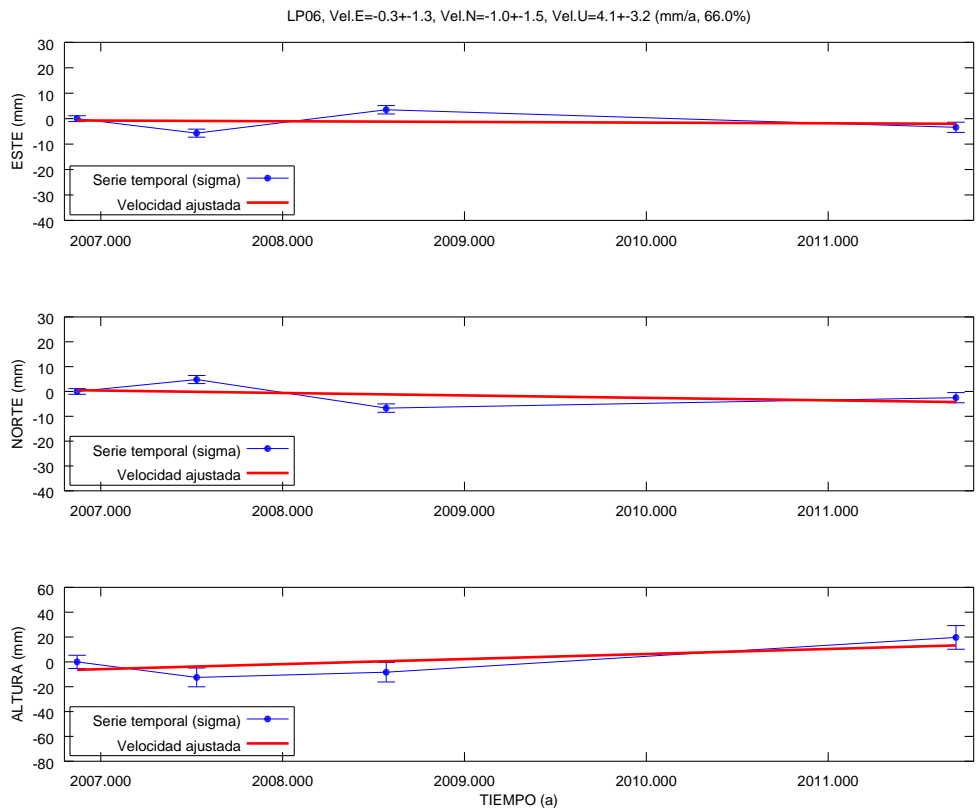


(a) Estación LP04

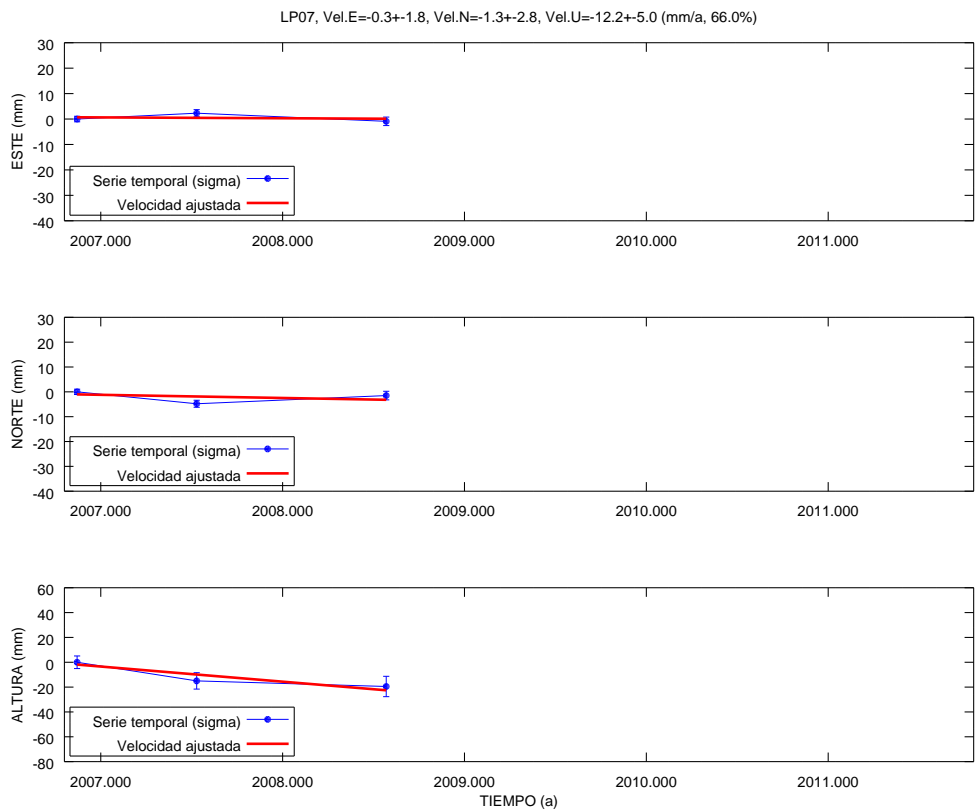


(b) Estación LP05

Figura 6.16: Series temporales de las estaciones LP04 y LP05.

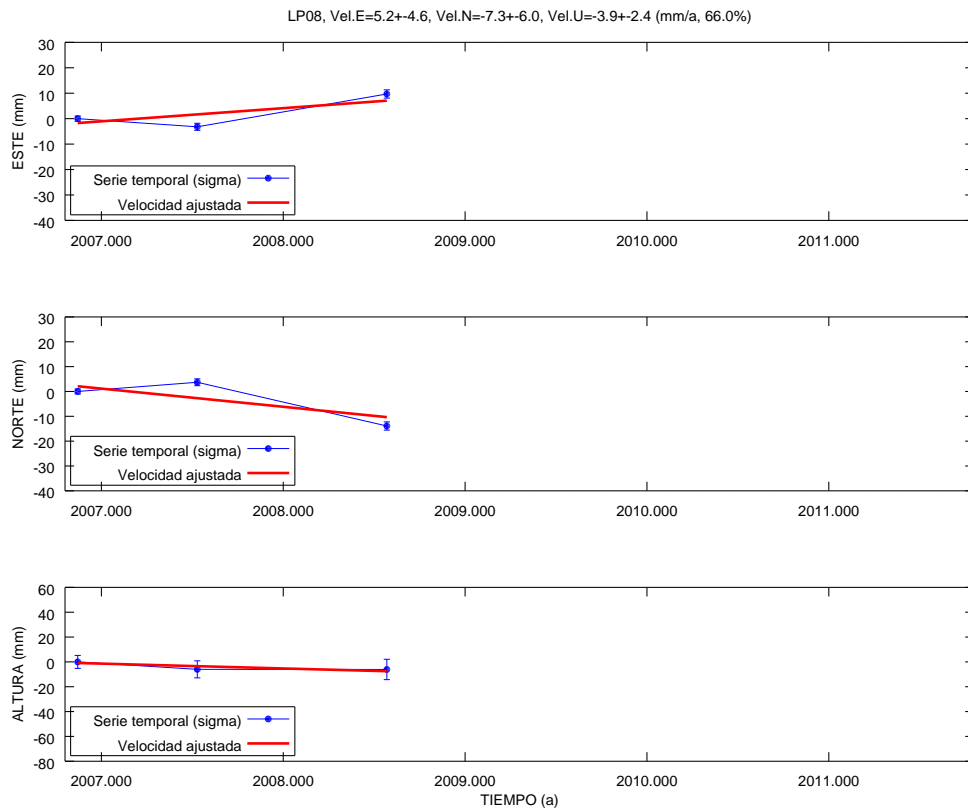


(a) Estación LP06

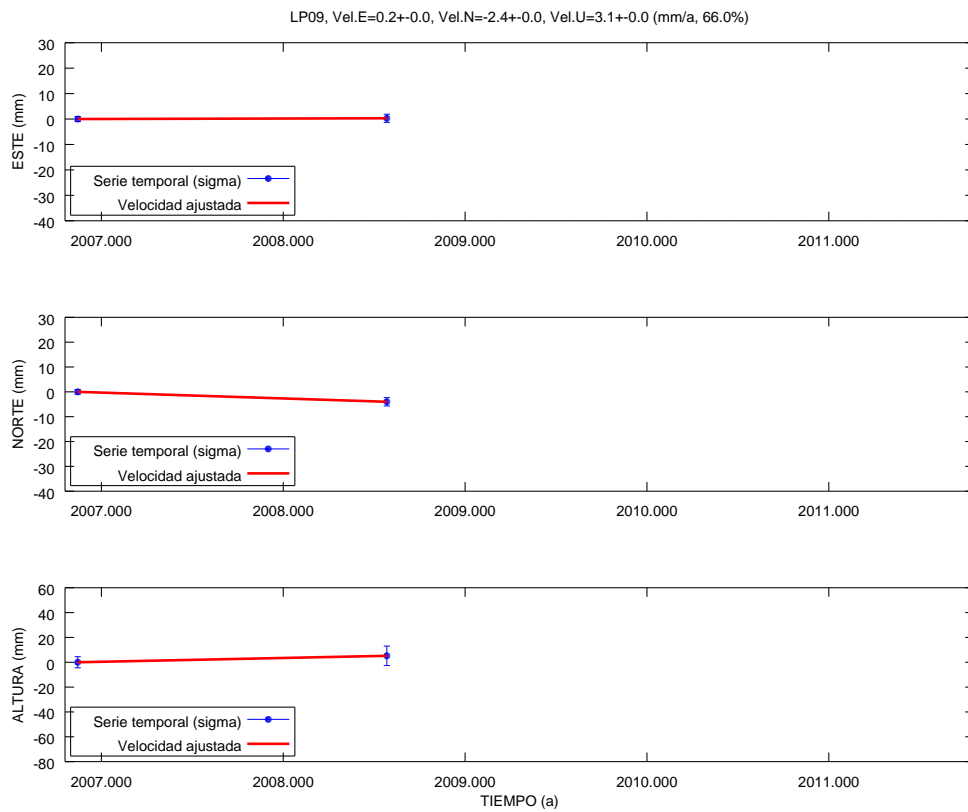


(b) Estación LP07

Figura 6.17: Series temporales de las estaciones LP06 y LP07.



(a) Estación LP08



(b) Estación LP09

Figura 6.18: Series temporales de las estaciones LP08 y LP09.

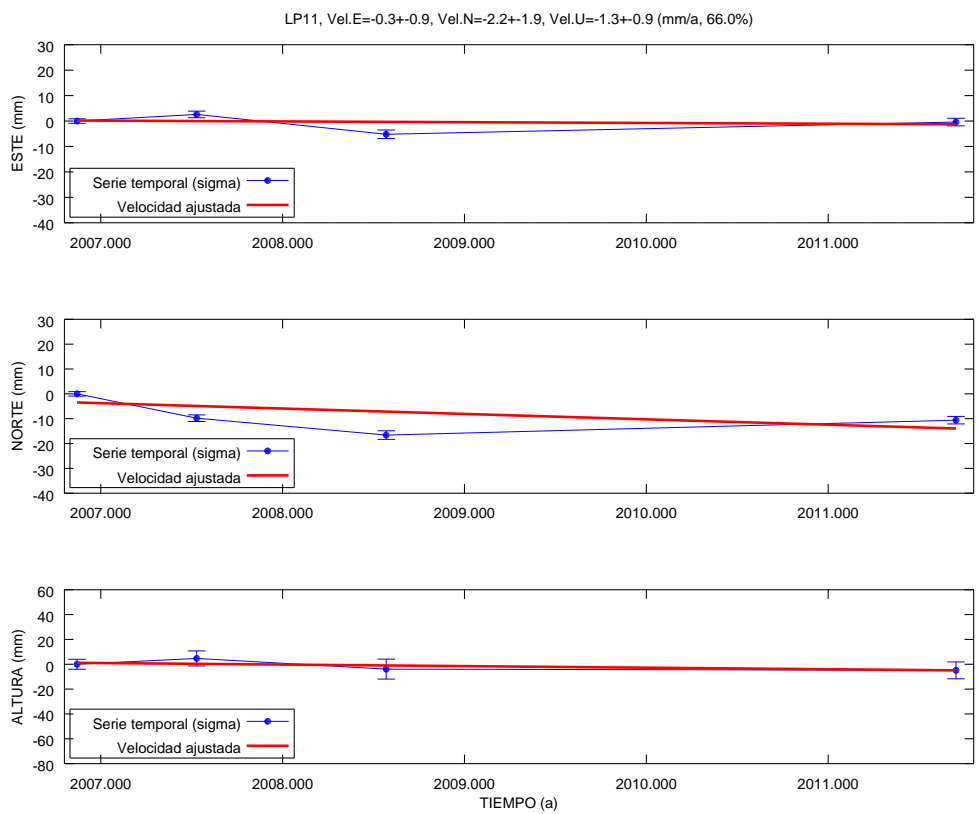
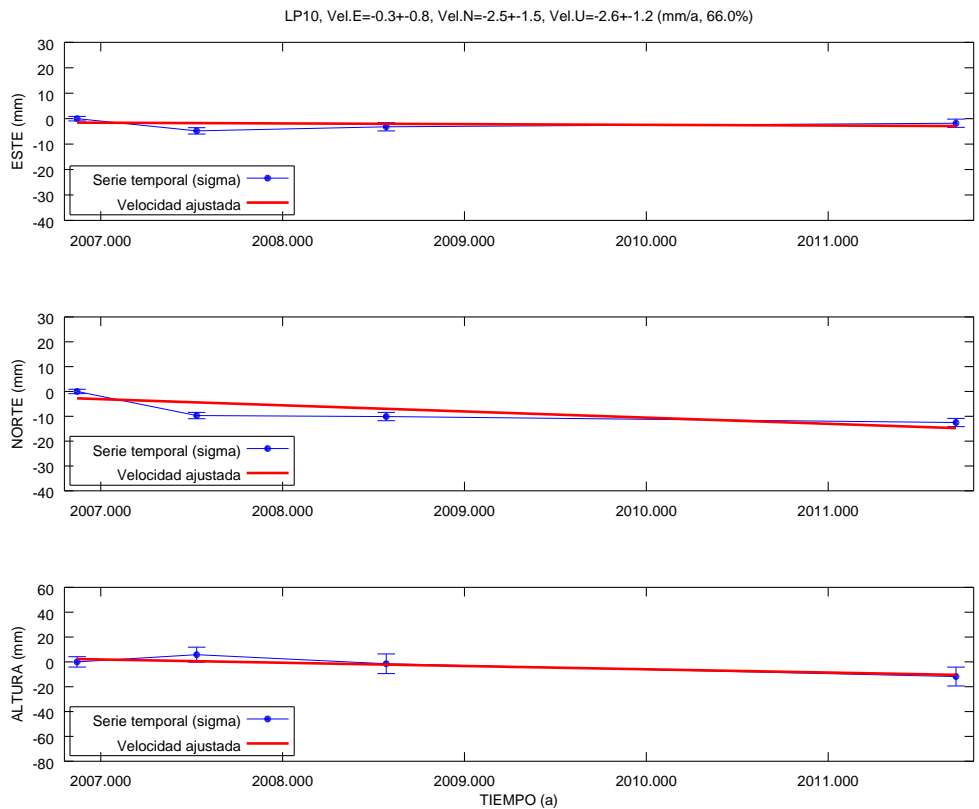
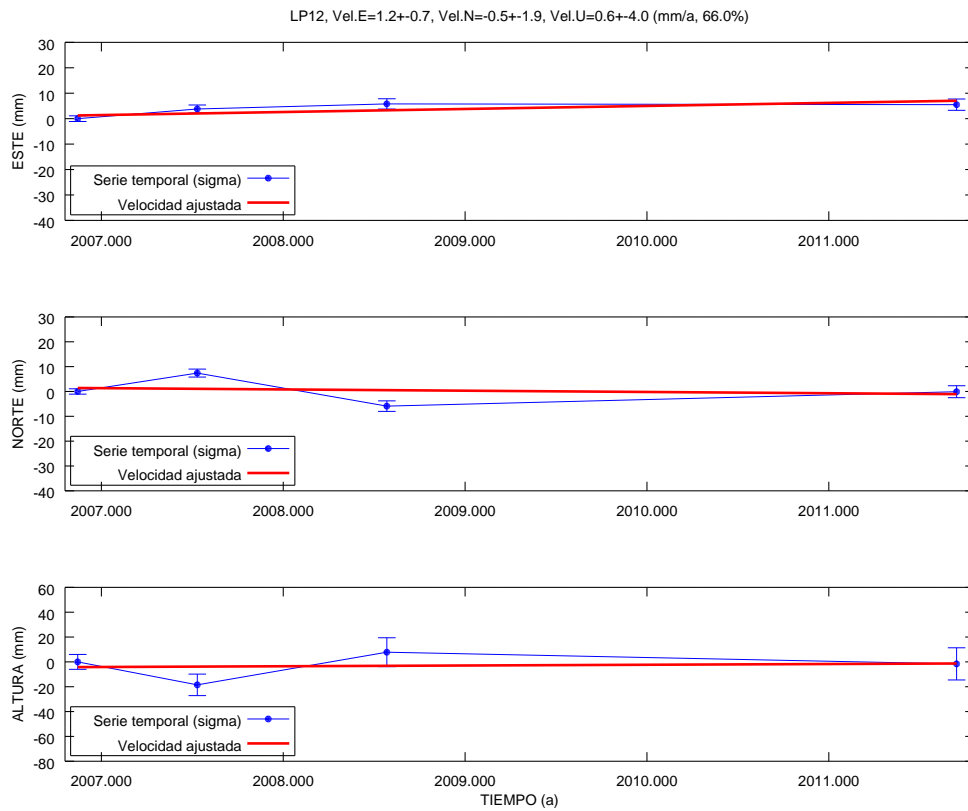
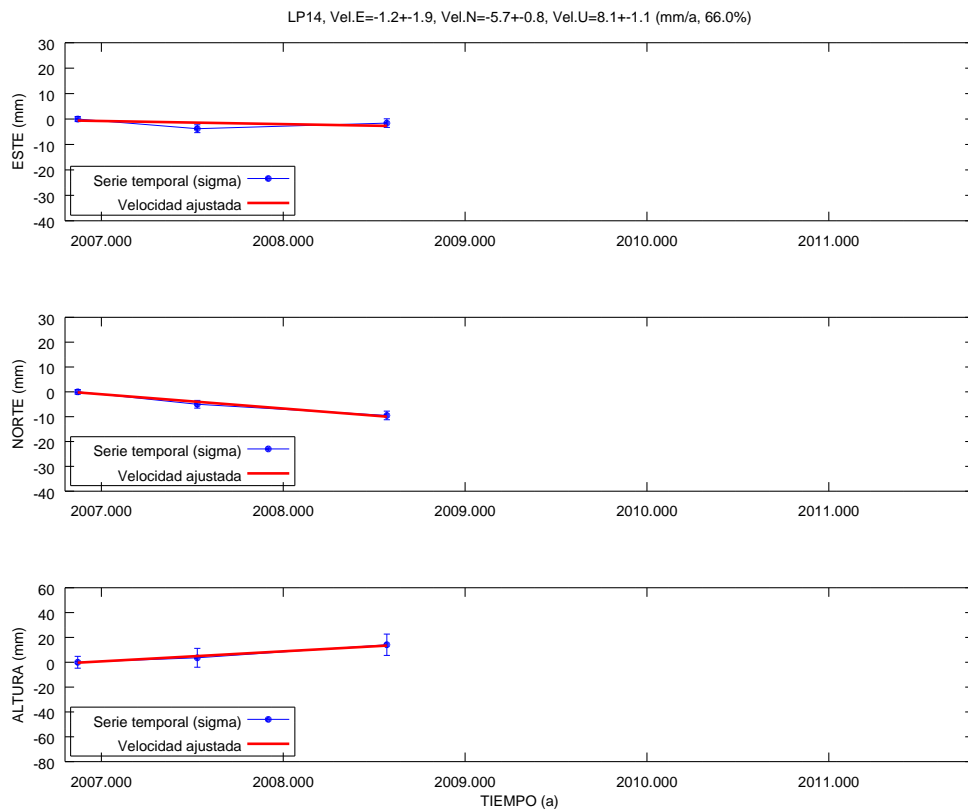


Figura 6.19: Series temporales de las estaciones LP10 y LP11.

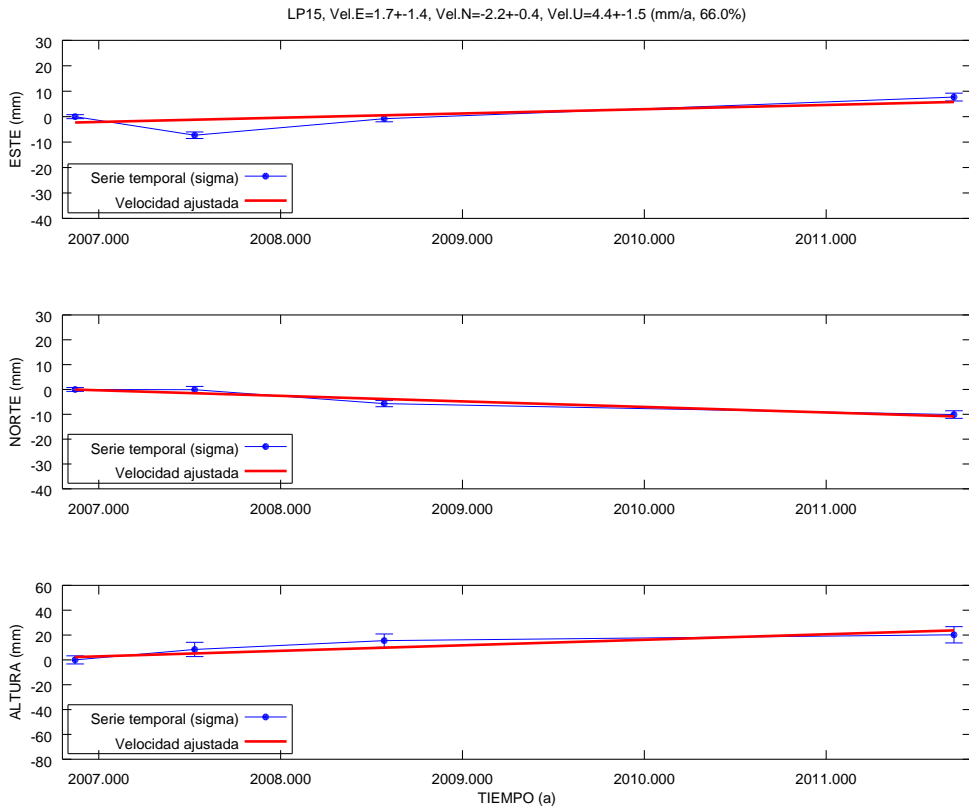


(a) Estación LP12

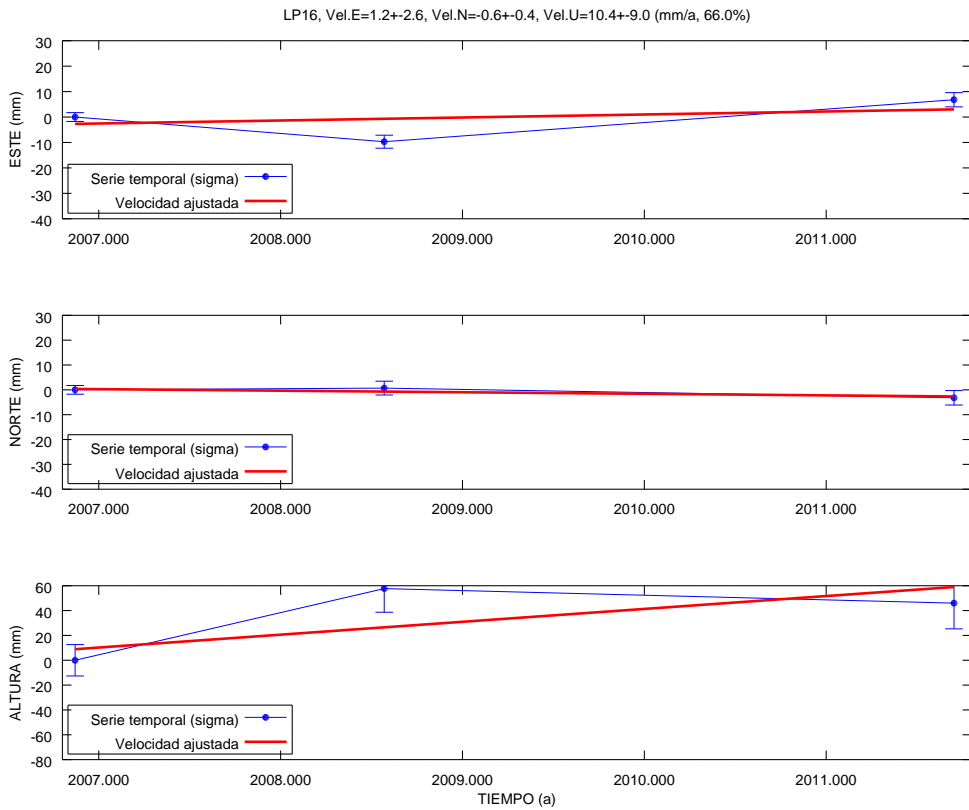


(b) Estación LP14

Figura 6.20: Series temporales de las estaciones LP12 y LP14.



(a) Estación LP15



(b) Estación LP16

Figura 6.21: Series temporales de las estaciones LP15 y LP16.

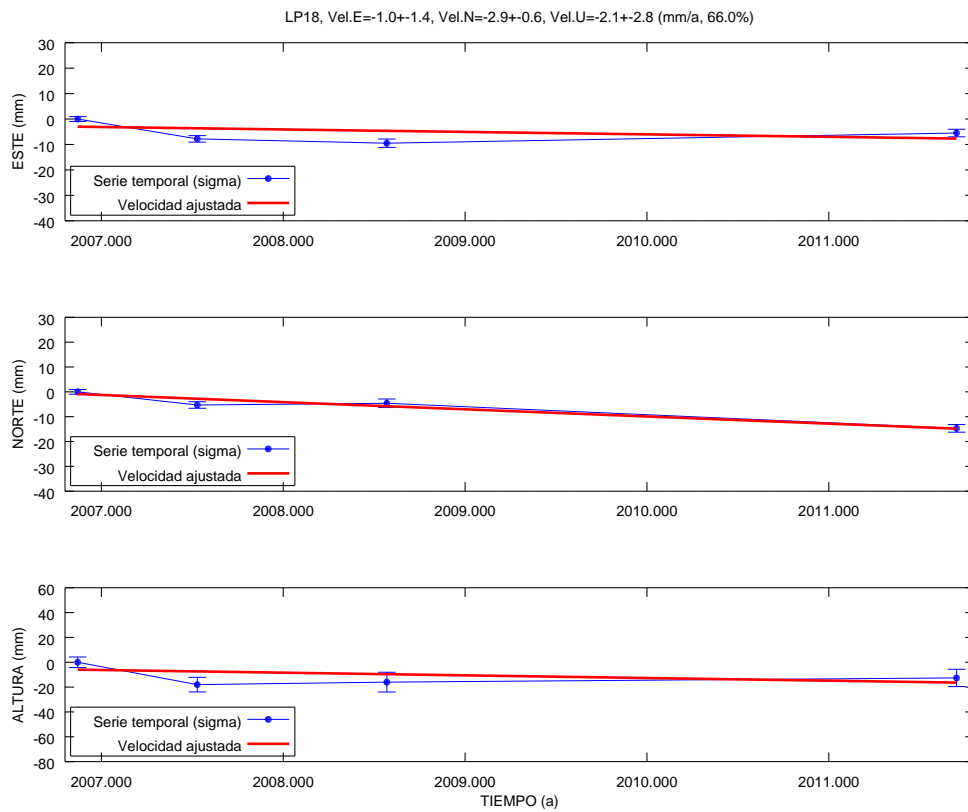
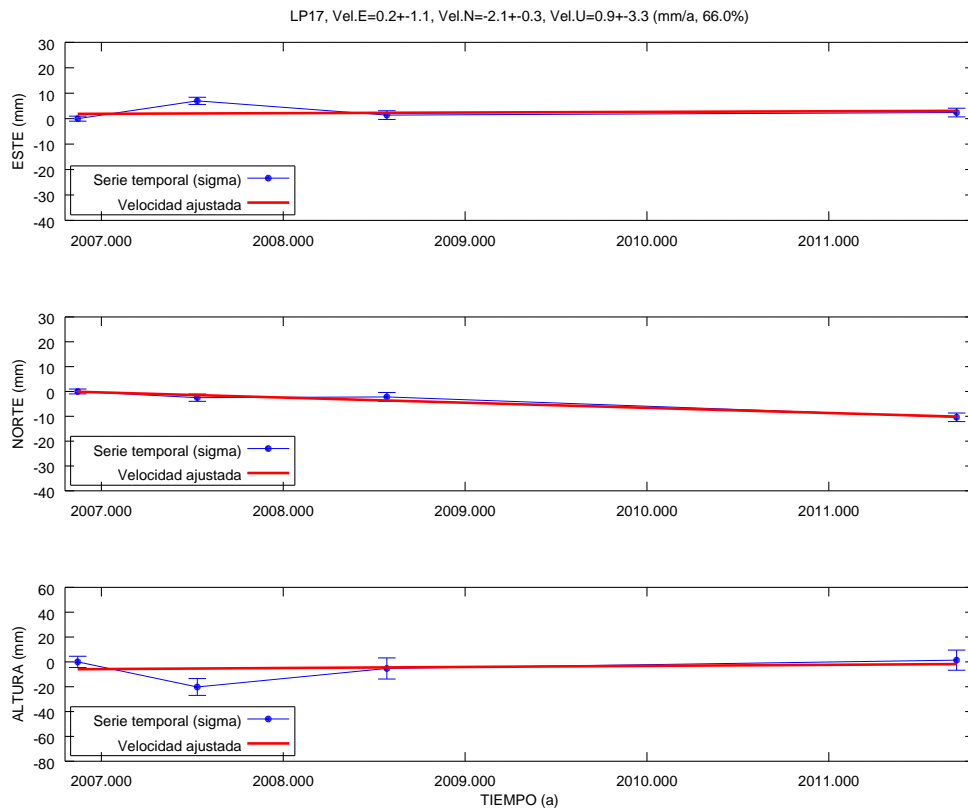
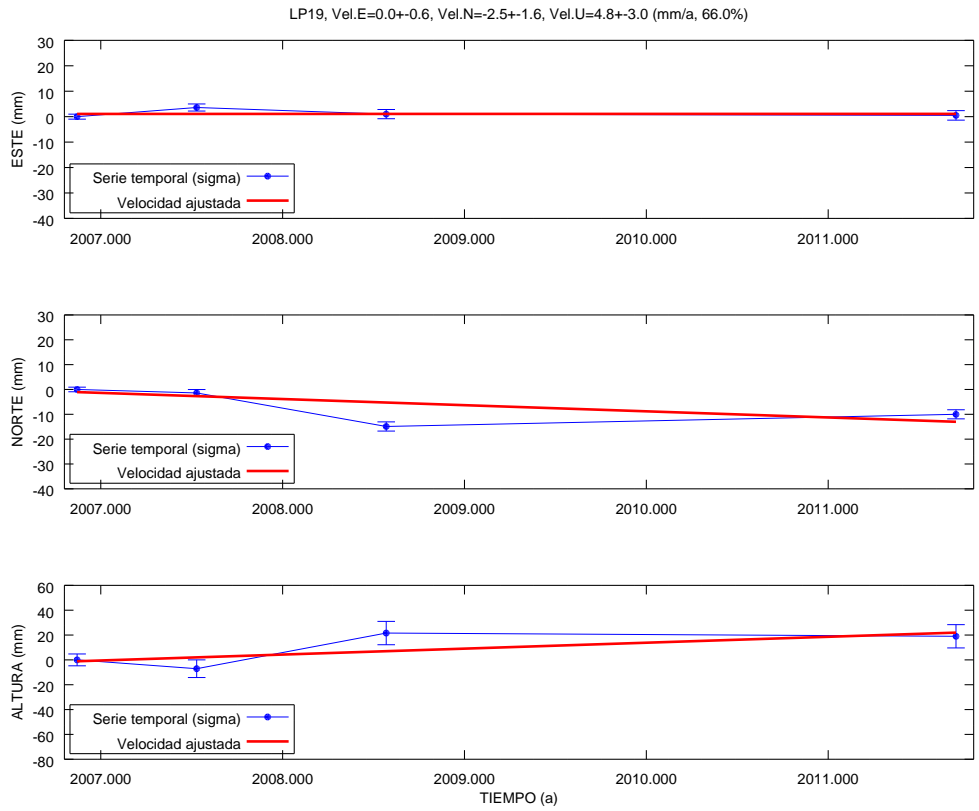
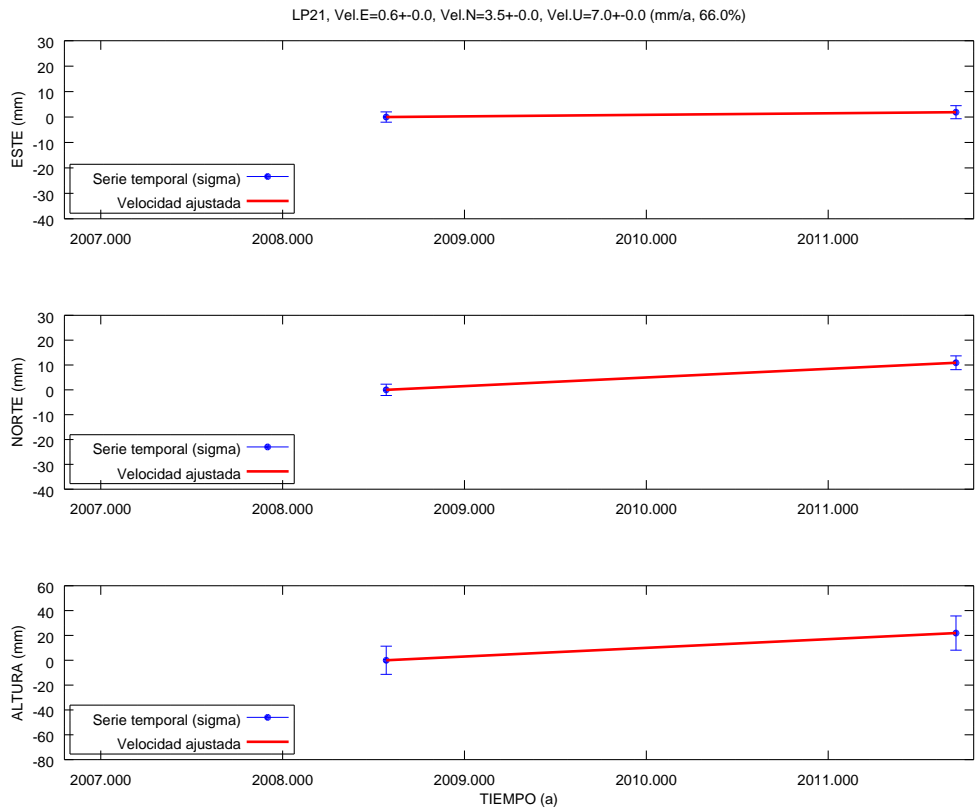


Figura 6.22: Series temporales de las estaciones LP17 y LP18.

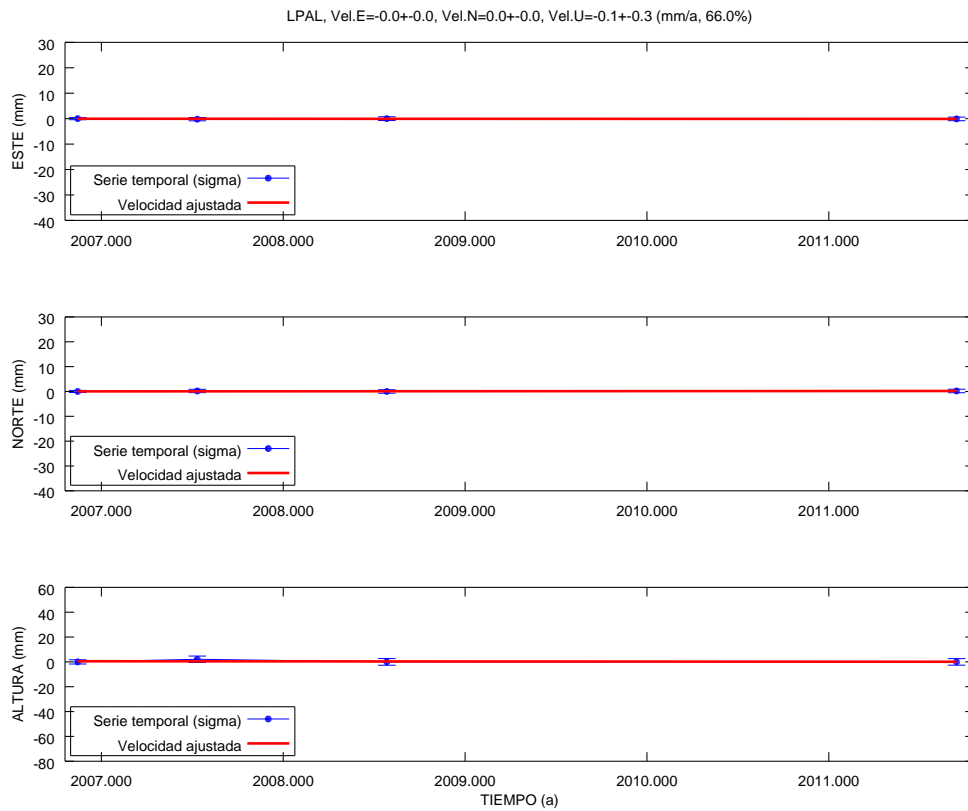


(a) Estación LP19

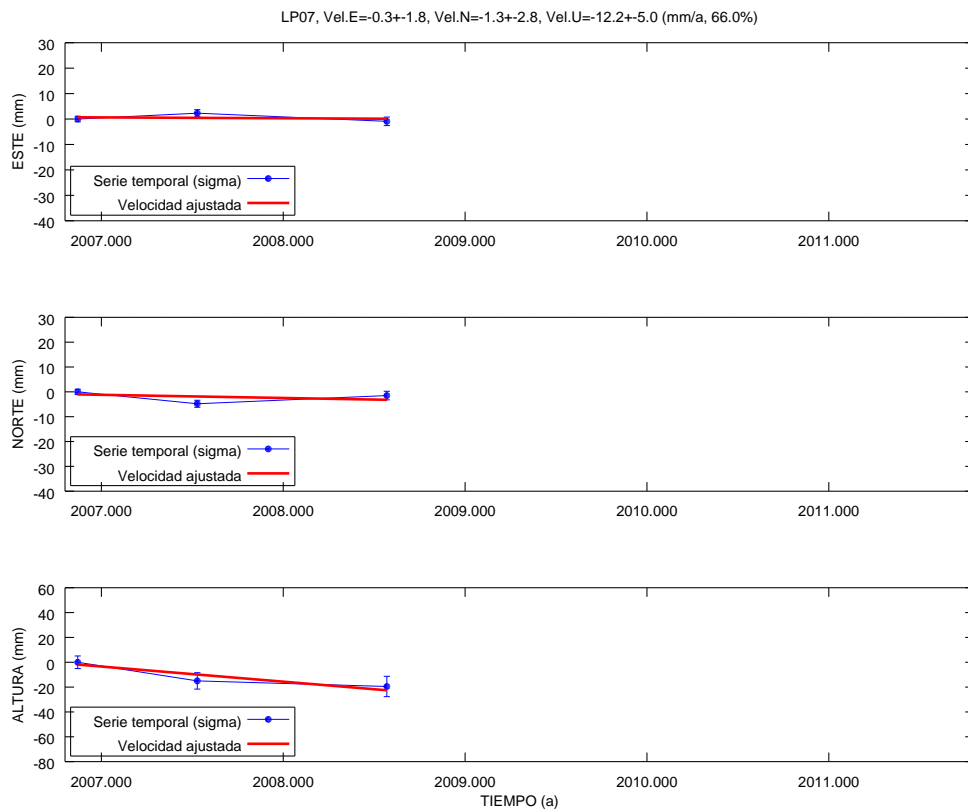


(b) Estación LP21

Figura 6.23: Series temporales de las estaciones LP19 y LP21.

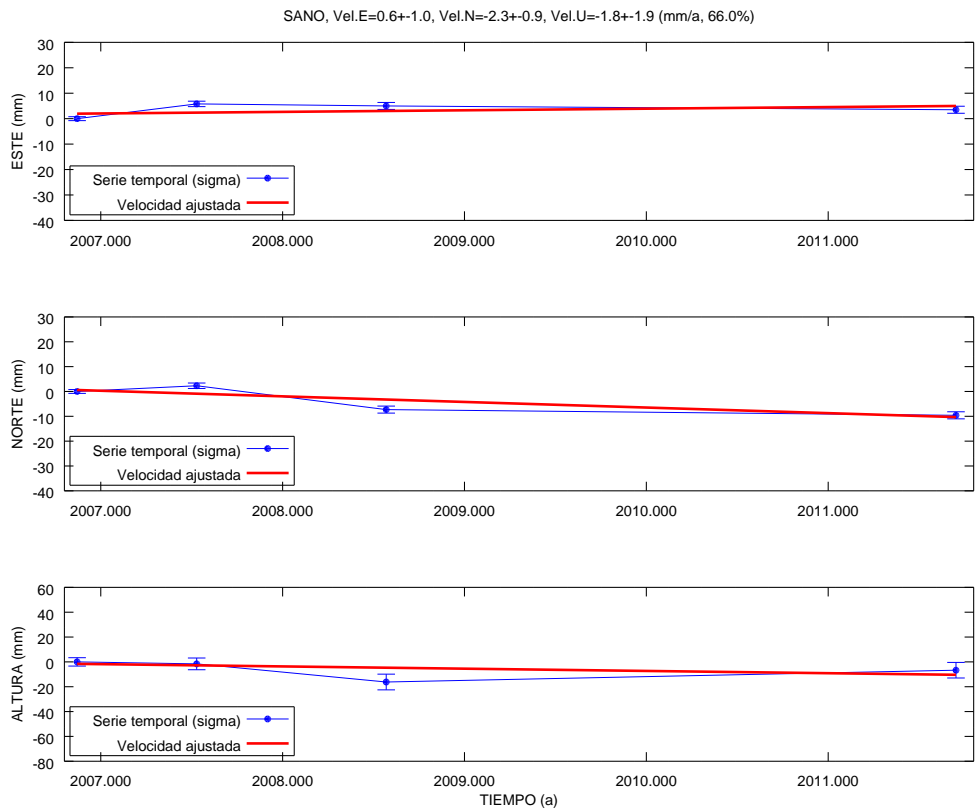


(a) Estación LPAL

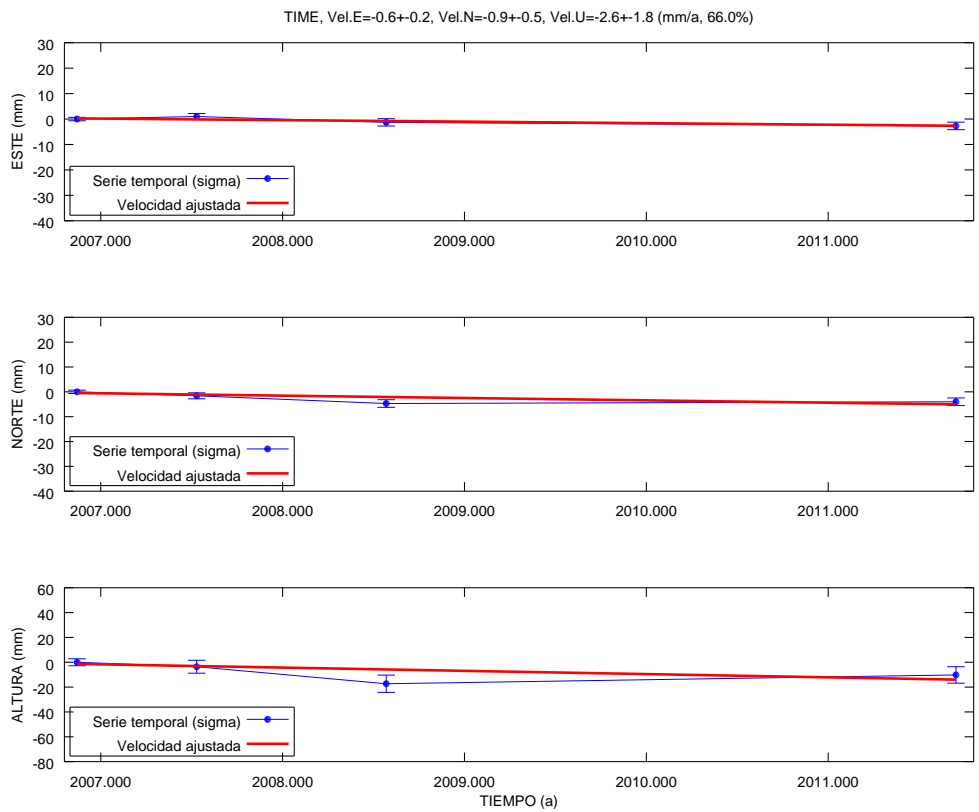


(b) Estación ROQU

Figura 6.24: Series temporales de las estaciones LPAL y Roque de los Muchachos (ROQU).



(a) Estación SANO



(b) Estación TIME

Figura 6.25: Series temporales de las estaciones San Antonio (SANO) y Time (TIME).

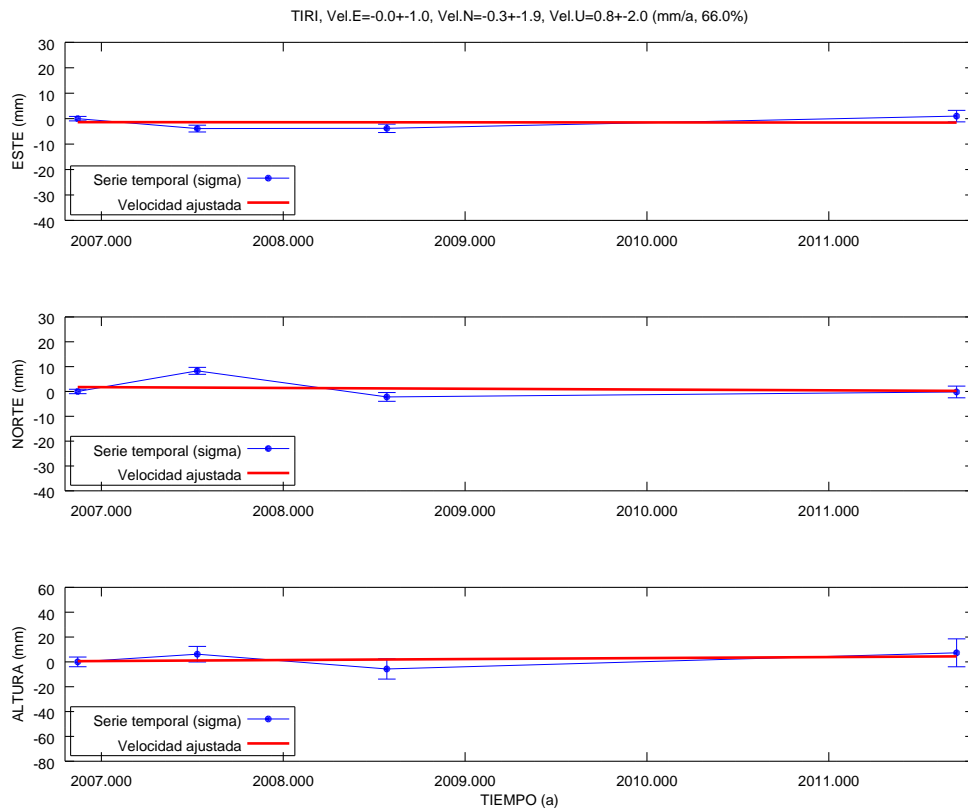


Figura 6.26: Serie temporal de las estación Tirimaga (TIRI).

6.3.2.1. Campo de velocidades para la Isla de La Palma

Con los datos anteriores de las series temporales, se ha procedido al cálculo de las velocidades medias anuales y sus incertidumbres para cada una de las componentes de las estaciones, mediante regresión con ponderación en función de la incertidumbre de cada una de las posiciones que integran cada serie temporal.

Tabla 6.30: Velocidades anuales de las estaciones de la red de monitorización de la Isla de La Palma calculadas con *GAMIT*, referidas al marco ITRF2008 con expresión de sus incertidumbres.

Velocidades anuales estaciones La Palma <i>GAMIT</i> 2006-2011			
Estacion	Este $\pm 1\sigma$ [mm/a]	Norte $\pm 1\sigma$ [mm/a]	Altura $\pm 1\sigma$ [mm/a]
DPAN	1.3 \pm 1.3	-1.5 \pm 0.6	-4.6 \pm 8.9
FPOR	0.3 \pm 0.6	-2.2 \pm 1.7	-2.4 \pm 2.0
JEDE	-0.5 \pm 0.8	-1.2 \pm 0.3	0.1 \pm 0.3
LP01	0.2 \pm 0.0	2.4 \pm 0.0	1.5 \pm 0.0
LP02	1.1 \pm 2.9	0.1 \pm 6.3	9.8 \pm 14.9
LP04	-0.6 \pm 0.5	-1.4 \pm 1.3	4.0 \pm 2.3
LP05	-0.4 \pm 0.1	-1.0 \pm 2.6	4.9 \pm 4.3
LP06	-0.3 \pm 1.4	-1.0 \pm 1.5	4.1 \pm 3.3
LP07	-0.3 \pm 1.8	-1.3 \pm 3.0	-12.2 \pm 5.3
LP08	5.2 \pm 4.8	-7.3 \pm 6.2	-3.9 \pm 2.5
LP09	0.2 \pm 0.0	-2.4 \pm 0.0	3.1 \pm 0.0
LP10	-0.3 \pm 0.8	-2.5 \pm 1.5	-2.6 \pm 1.3
LP11	-0.3 \pm 0.9	-2.2 \pm 2.0	-1.3 \pm 1.0
LP12	1.2 \pm 0.8	-0.5 \pm 1.9	0.6 \pm 4.2
LP14	-1.2 \pm 2.0	-5.7 \pm 0.8	8.1 \pm 1.2
LP15	1.7 \pm 1.4	-2.2 \pm 0.5	4.4 \pm 1.6
LP16	1.2 \pm 2.8	-0.6 \pm 0.4	10.4 \pm 9.4
LP17	0.2 \pm 1.1	-2.1 \pm 0.3	0.9 \pm 3.5
LP18	-1.0 \pm 1.4	-2.9 \pm 0.6	-2.1 \pm 2.9
LP19	0.0 \pm 0.6	-2.5 \pm 1.7	4.8 \pm 3.1
LPAL	-0.0 \pm 0.0	0.0 \pm 0.0	-0.1 \pm 0.3
ROQU	0.9 \pm 3.7	-3.7 \pm 0.2	-7.9 \pm 0.6
SANO	0.6 \pm 1.0	-2.3 \pm 1.0	-1.8 \pm 2.0
TIME	-0.6 \pm 0.3	-0.9 \pm 0.5	-2.6 \pm 1.9
TIRI	-0.0 \pm 1.0	-0.3 \pm 2.0	0.8 \pm 2.1

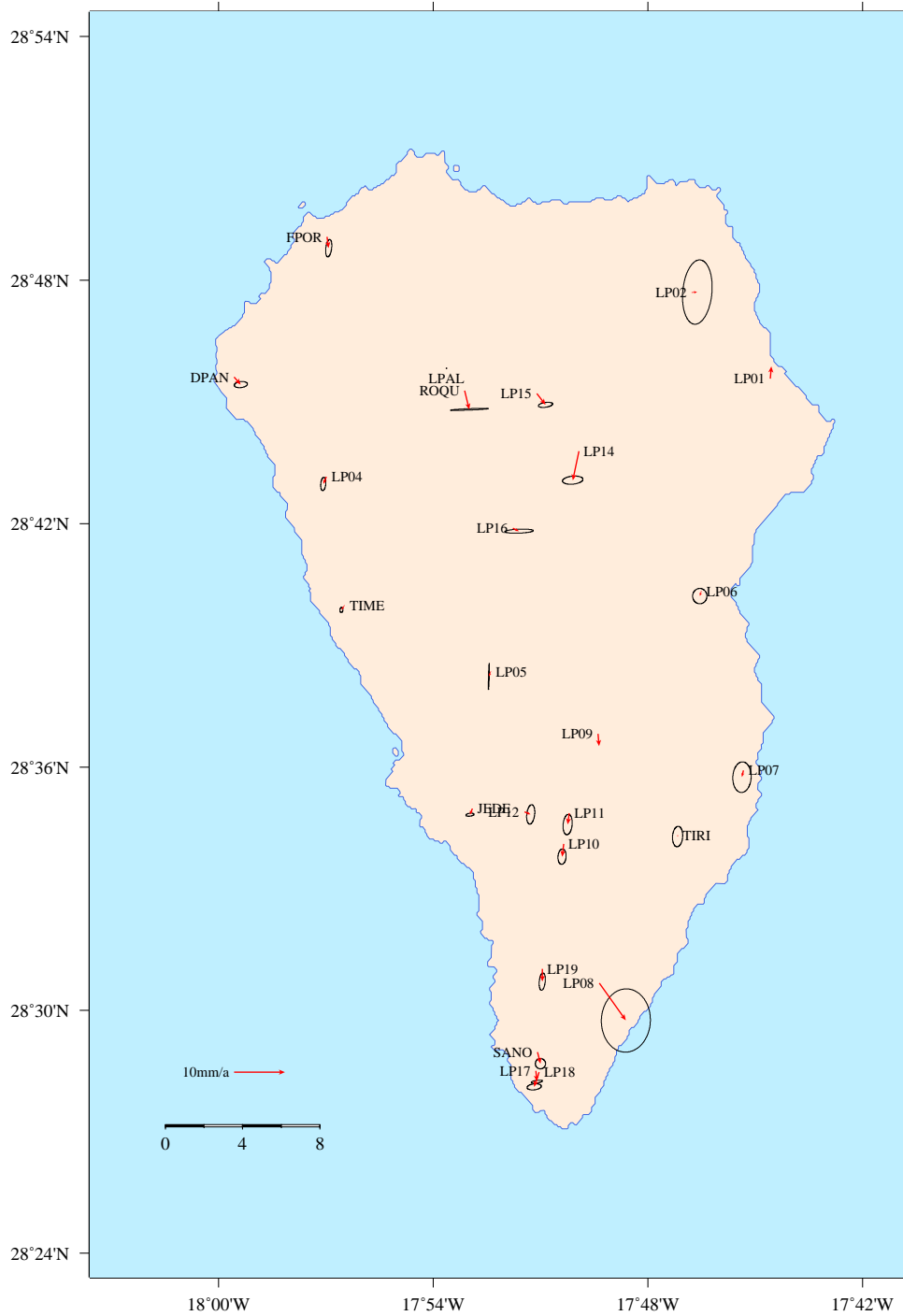


Figura 6.27: Velocidades medias horizontales anuales e incertidumbres de las estaciones de la red de monitorización de la Isla de La Palma, referidas al marco ITRF2008.

Los resultados del campo de velocidades para el conjunto de estaciones de la red de monitorización de la Isla de La Palma obtenidos con *GAMIT* se han resumido en la Tabla 6.30, para el periodo 2006-2011, referidas al marco ITRF2008. También estas velocidades se han expresado

en mm anuales (mm/a). No se han tenido en cuenta las estaciones LP03 y LP21 por disponer únicamente de dos soluciones.

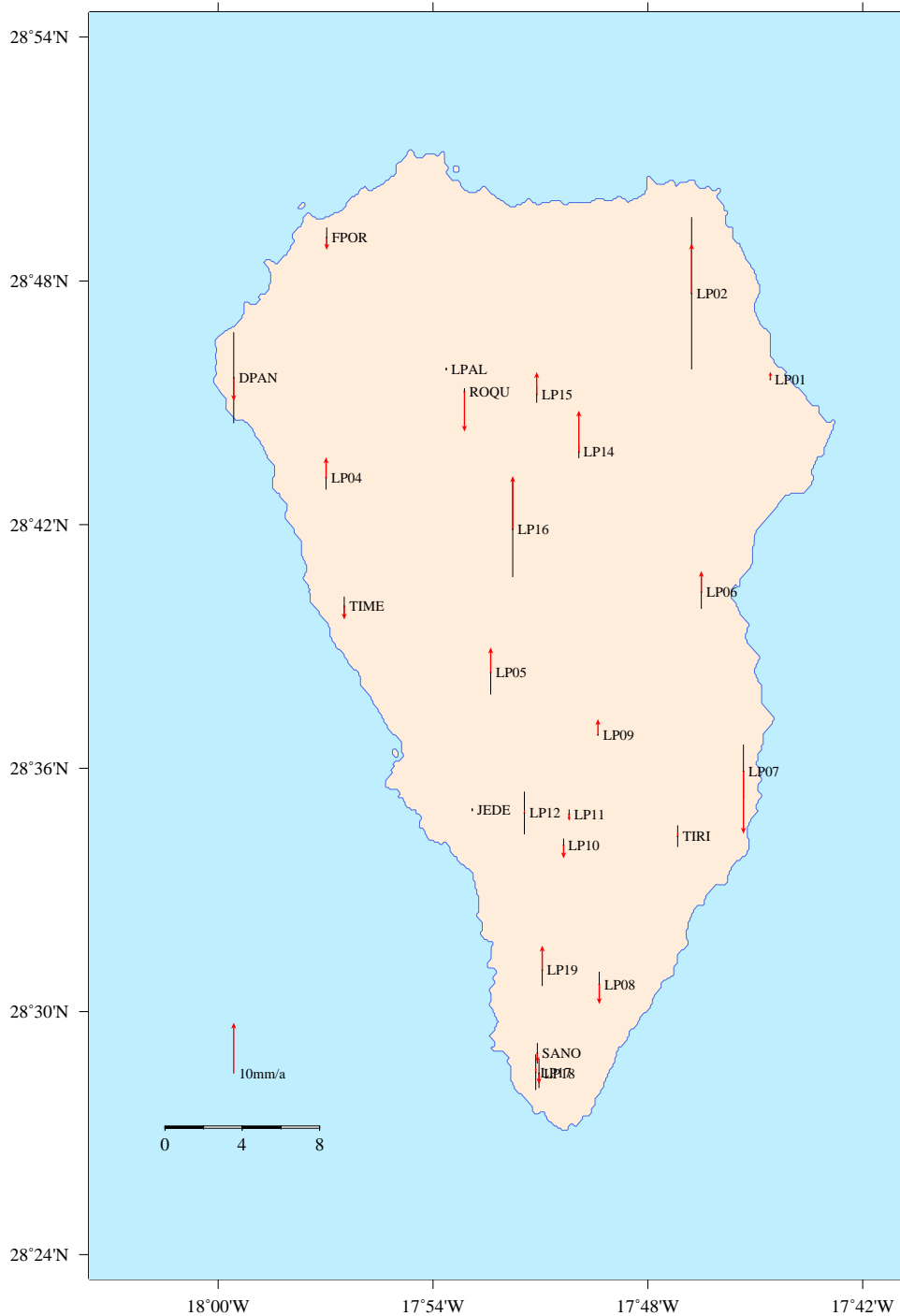


Figura 6.28: Velocidades medias verticales anuales e incertidumbres de las estaciones de la red de monitorización de la Isla de La Palma, referidas al marco ITRF2008.

De nuevo, también estas velocidades se han llevado a una representación gráfica en la Figura 6.27 donde se representa el campo de velocidad horizontal y la Figura 6.28 donde se

representa el campo de velocidad vertical, para el conjunto de estaciones de la red de la La Palma obtenidos con *GAMIT*, en el periodo 2006-2011 y marco ITRF2008, siempre expresadas en mm anuales (mm/a) y las incertidumbres ($\pm 1\sigma$). Igualmente en las Figuras 6.29 y 6.30 se ha ampliado la zona de sur de Cumbre Vieja a fin de tener una mejor interpretación de los resultados.

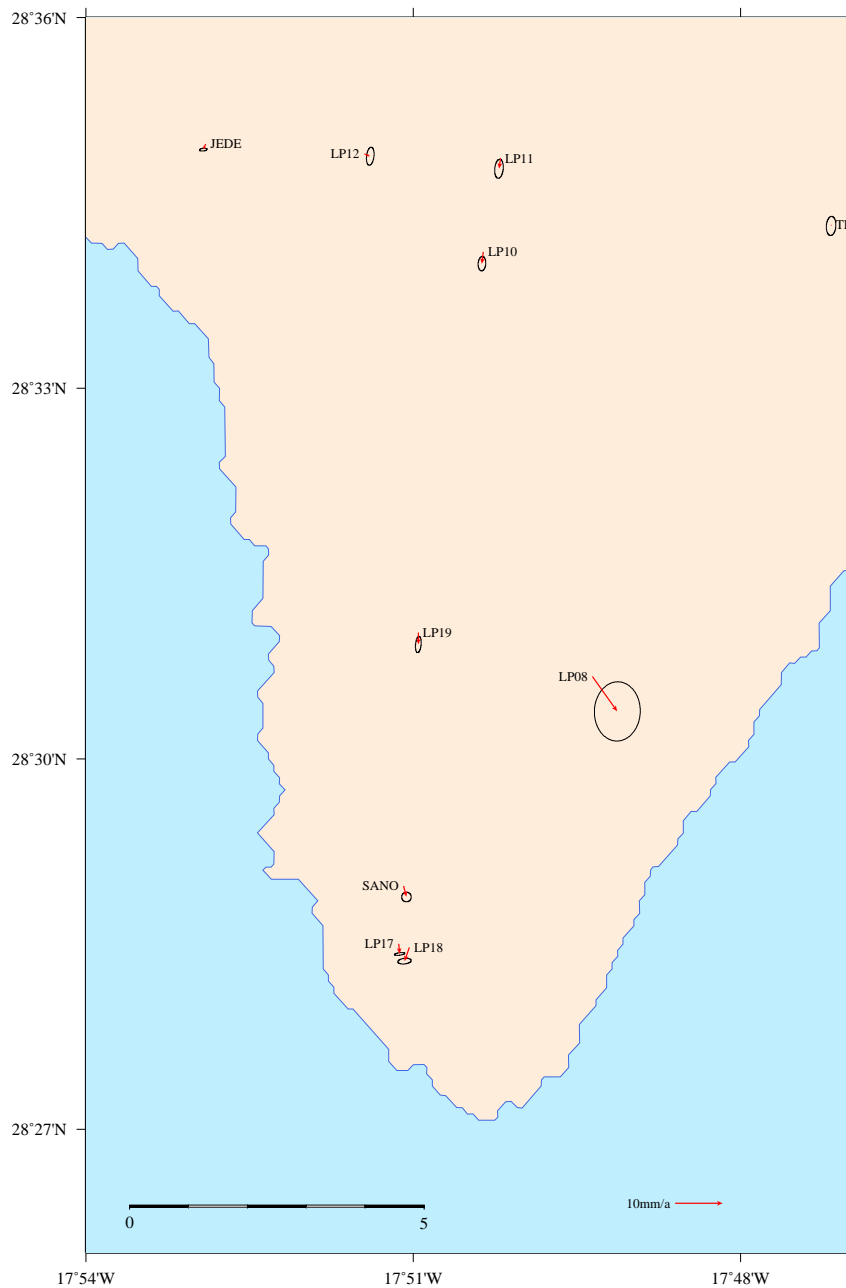


Figura 6.29: Velocidades medias horizontales anuales e incertidumbres de las estaciones del sur de la Isla de La Palma, referidas al marco ITRF2008.

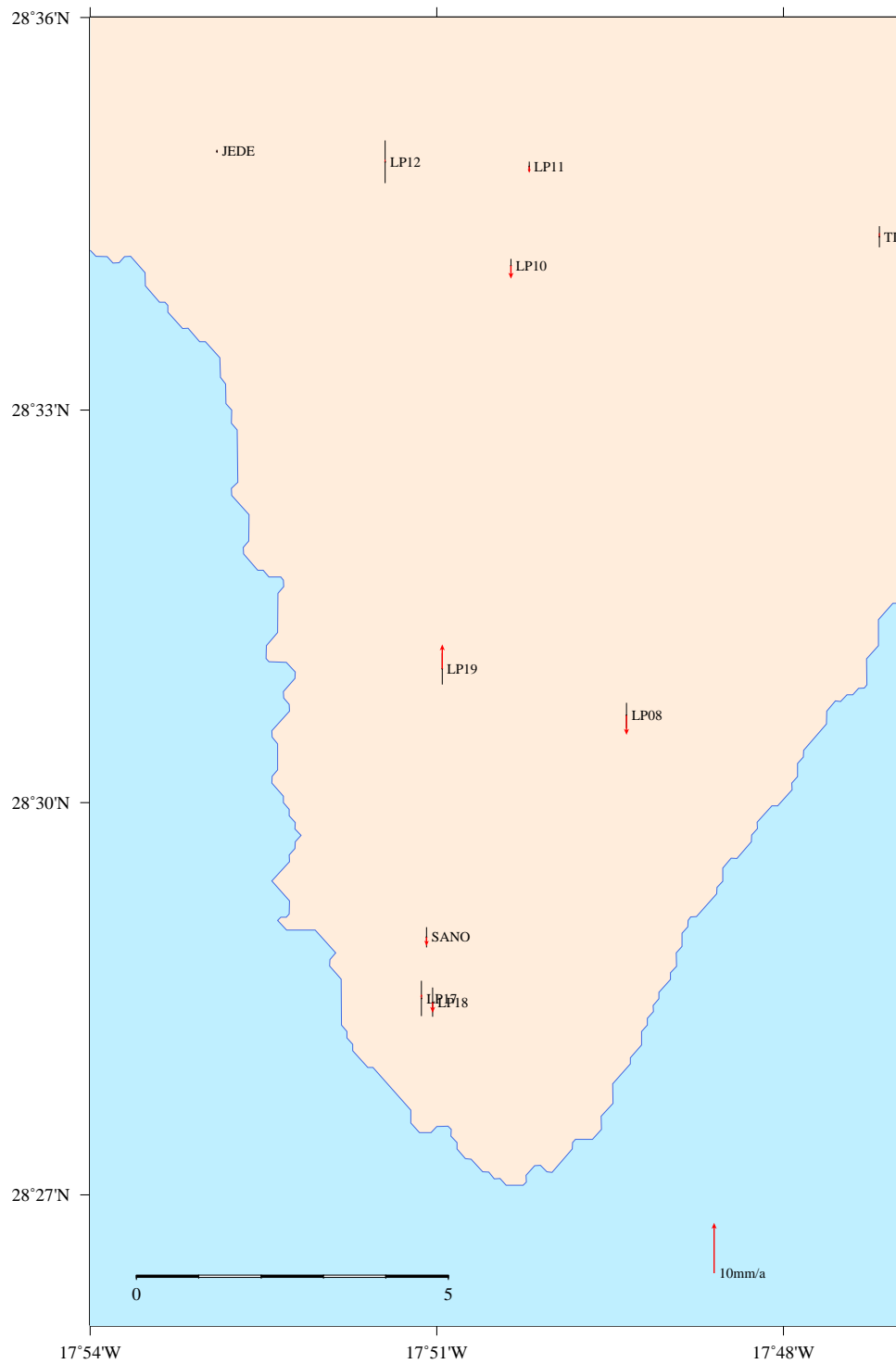


Figura 6.30: Velocidades medias verticales anuales e incertidumbres de las estaciones del sur de la Isla de La Palma, referidas al marco ITRF2008.

6.4. Discusión de resultados

Los resultados obtenidos, tanto de desplazamientos como de velocidades, son de muy alta calidad si tenemos en cuenta la magnitud de las incertidumbres encontradas en cada uno de los procesados estudiados. Sin embargo, con el fin de contrastar esta calidad, se puede realizar una validación de estos resultados fundamentalmente con los trabajos realizados en ambas islas mediante técnicas SAR.

6.4.1. Isla de Tenerife

En el Capítulo 3 de esta memoria ya se comentó que también con técnicas InSAR se ha estudiado el campo de desplazamientos de la Isla de Tenerife. Los estudios de Fernández y otros (2009), usando 55 imágenes radar obtenidas entre 1992 y 2005, procesadas con técnica DInSAR-SBAS, revelan que el área de la cima del edificio volcánico está caracterizado por un hundimiento continuo que se extiende mucho más allá del borde de la caldera de Las Cañadas con el núcleo denso de la isla. Sugieren un hundimiento gravitacional del núcleo denso de la isla en una litosfera y que el edificio volcánico se encuentra en un estado de compresión.

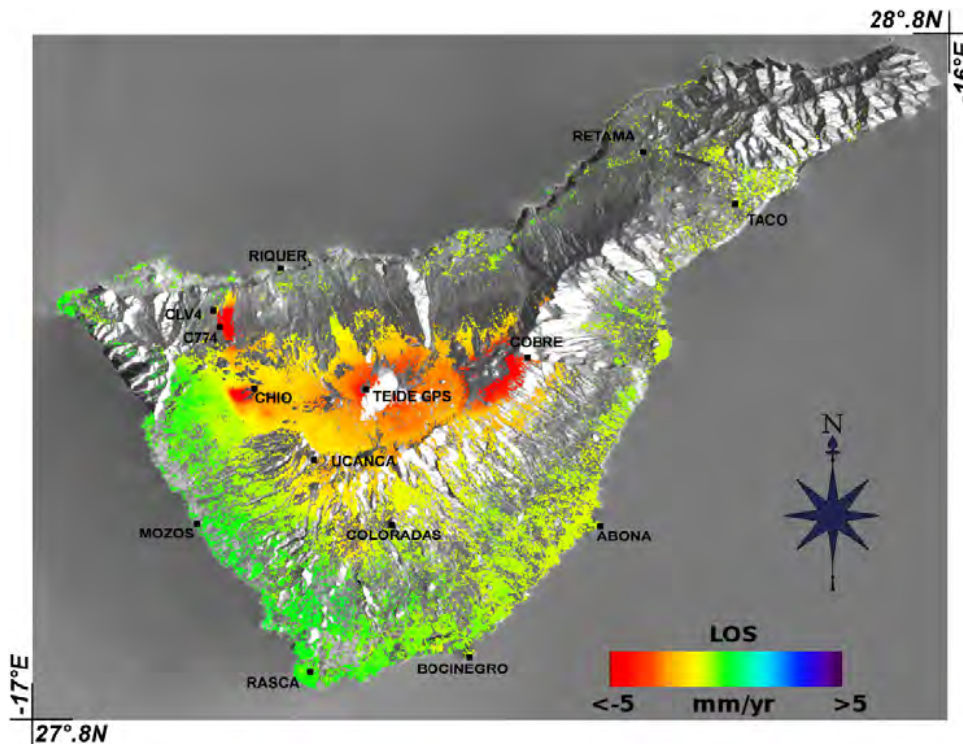


Figura 6.31: Mapa de velocidades obtenido con DInSAR-SBAS para la Isla de Tenerife, en el periodo 1992-2005 con ERS1/2. Los autores determinaron velocidades únicamente en las zonas de coherencia, representadas aquí con una gama de colores desde el rojo (subsistencia) hasta el azul (elevación) en mm/a. El verde se corresponde con las zonas sin deformación. Se han incluido también las estaciones de la red de monitorización GNSS en las zonas de coherencia, representados por los cuadros negros (de Fernández y otros, 2009).

También confirman la deformación detectada en la ladera de la Dorsal de Santiago hacia Garachico con una deformación de unos 15 mm/a, otra en la propia dorsal en la zona de Chío con una variación de unos 5-6 mm/a, otra en la zona de la Dorsal NE con una variación de 5 mm/a y una última en la dorsal Sur de unos 3 mm/a. La tercera zona de deformación ya la apuntaban los trabajos de [Spinetti y otros \(2007\)](#) pero la cuarta zona es de nueva detección. En la zona del complejo Teide-Pico Viejo detectan una deformación generalizada de unos 3-4 mm/a. La representación gráfica de estos resultados se ha incluido en la Figura 6.31.

La serie de imágenes SAR que procesan es para el periodo 1992-2005, de los satélites ERS1/2. De su estudio se han recogido las series temporales SBAS para este periodo del entorno de las estaciones de la red de monitorización de la Isla de Tenerife definida y calculada anteriormente. Concretamente se han obtenido las series temporales SBAS para las estaciones RASC, ABON, CHIO, CLV4, COBR, COLO, MOZO, RETA, RIQU, TACO, TEID y UCAN y se han comparado con las series temporales GNSS obtenidas en esta tesis para estas mismas estaciones.

Las series temporales SBAS aportan deformación sobre del terreno en la dirección al satélite (*los*). Antes de poder comparar ambos juegos de series temporales se ha procedido a la proyección de nuestros resultados GNSS sobre la dirección *los* de los satélites ERS1/2 usados por [Fernández y otros \(2009\)](#). Para ello se ha tenido en cuenta las indicaciones de [Colesanti y Wasowski \(2006\)](#) y de [González \(2010\)](#), que contemplan la deformación en la dirección *los*, o velocidad de deformación, como el producto escalar del vector desplazamiento en 3-D y el denominado «versor sensibilidad» unitario en la dirección del satélite, cuyas componentes separan el impacto de la caracterización horizontal y vertical de la medición *los* realizada por el sistema SAR, dado por el modelo:

$$d_{LOS} = \mathbf{d} \cdot \mathbf{u} = \begin{pmatrix} d_E \\ d_N \\ d_U \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} u_E \\ u_N \\ u_U \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} d_E \\ d_N \\ d_U \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \sin \theta \cos (180 - a) \\ \sin \theta \sin (180 - a) \\ \cos \theta \end{pmatrix}, \quad (6.15)$$

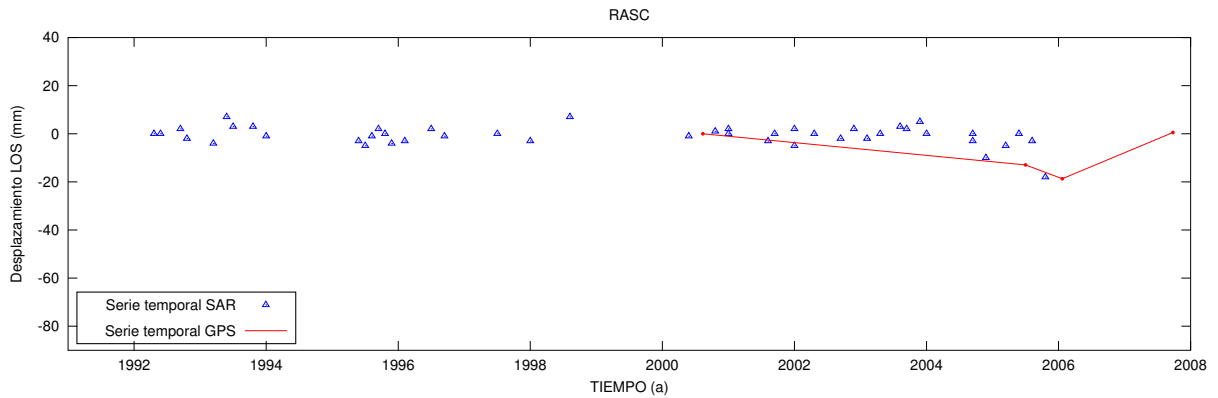
siendo d_E, d_N y d_U las componentes de la deformación en el sistema de coordenadas locales (E, N, U), u_E, u_N y u_U las componentes del «versor sensibilidad», θ es el ángulo de inclinación que forma la dirección de la señal con la vertical del satélite y a el acimut de la órbita del mismo (ver la Figura 1.16).

De esta forma, las series temporales de este lote de estaciones calculadas con GAMIT para la Isla de Tenerife han sido proyectadas en la dirección *los*, usando el anterior modelo (6.15), y se han superpuesto sobre las series temporales SBAS de [Fernández y otros \(2009\)](#) obteniéndose los gráficos representados en las Figuras 6.32 a 6.35.

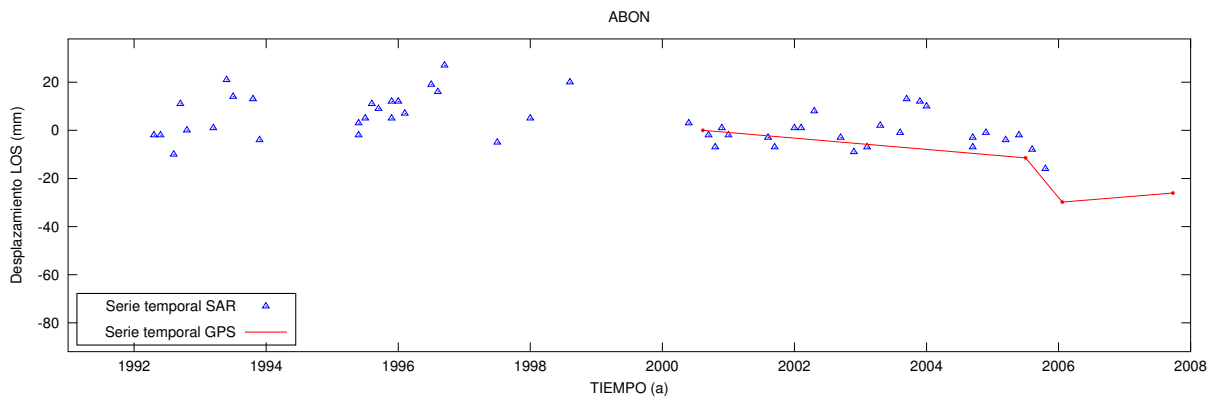
De la comparación de ambas series temporales se desprende que, aunque los datos GNSS son limitados para realizar una comparación cuantitativa, si se manifiesta un buen acuerdo entre las observaciones DInSAR y GNSS.

A mayor concreción, las diferencias medias entre las series obtenidas mediante DInSAR y las series obtenidas mediante GNSS de las estaciones ABON, CHIO, COLO, RETA, MOZO, TACO y UCAN se estiman en unos 2 mm. Las diferencias para las estaciones RASC, COBR, RIQU y TEID oscilan en el entorno de los 5 mm, apareciendo dispersión en las estaciones RIQU y TEID. El caso mas significativo es la comparación de la estación CLV4, localizado en la zona de deformación de Garachico detectada por [Fernández y otros \(2003\)](#) y también en este estudio.

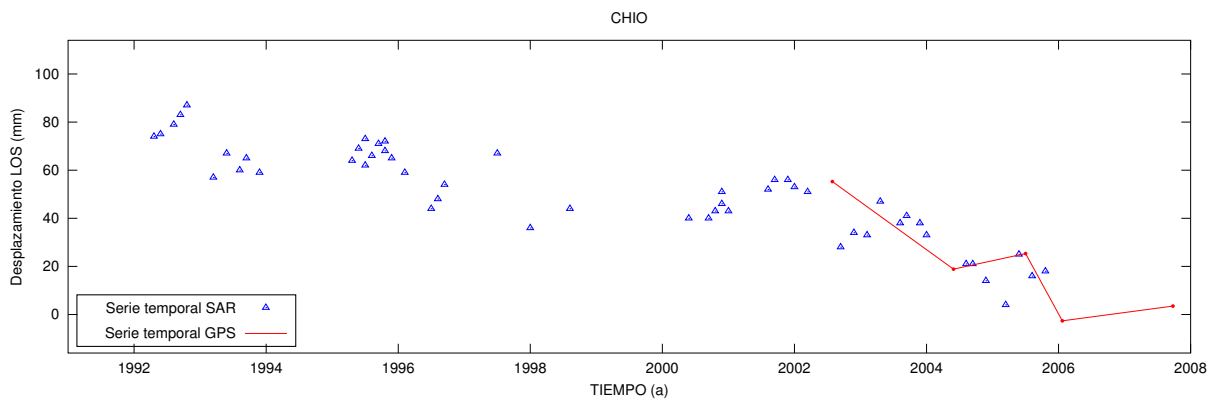
Mientras la deformación detectada con GNSS desde 2002 responde a un patrón de subsidencia de 17,6 mm/a, el patrón obtenido con DInSAR, aunque también es de subsidencia, refleja una deformación mucho más lenta de unos 23 mm en el periodo 1992-2005. Los autores si confirman la deformación detectada en la ladera de la Dorsal de Santiago hacia Garachico con una deformación de unos 15 mm/a, valor en acuerdo con la deformación GNSS.



(a) Estación RASC

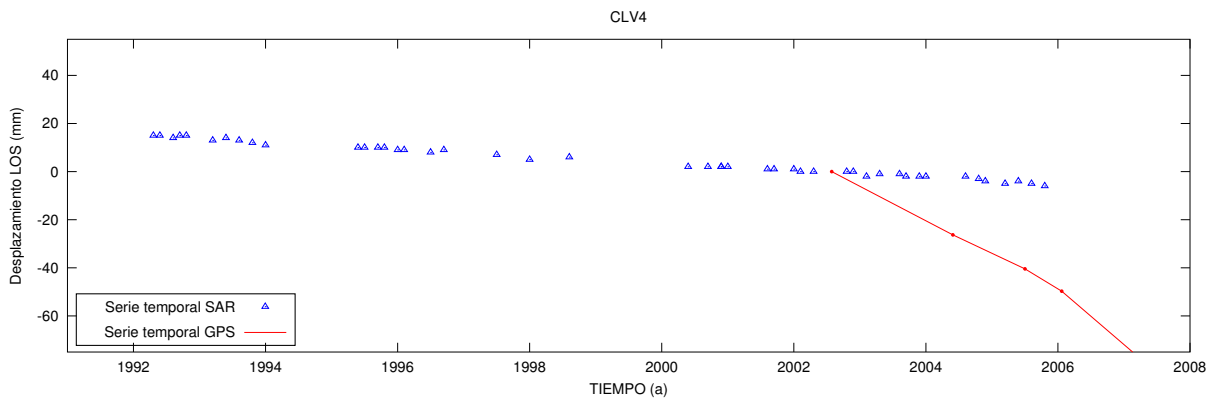


(b) Estación ABON

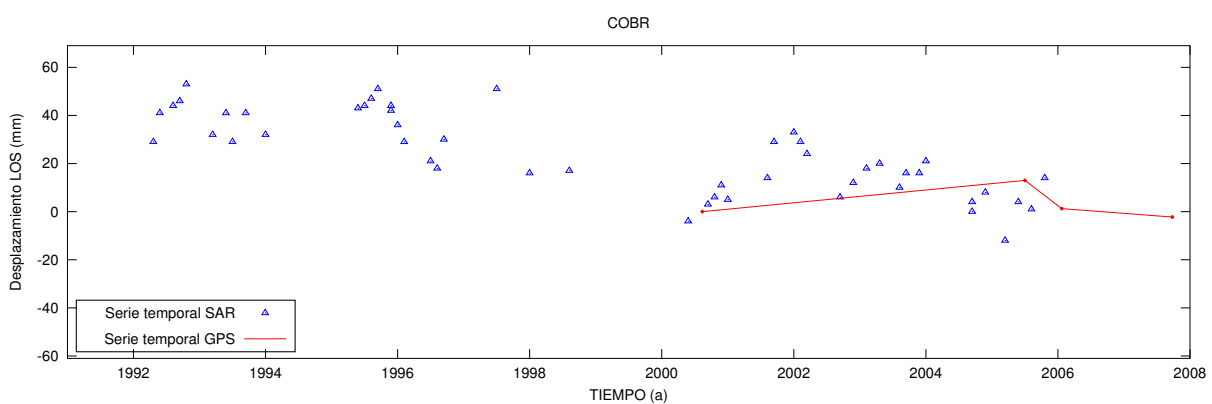


(c) Estación CHIO

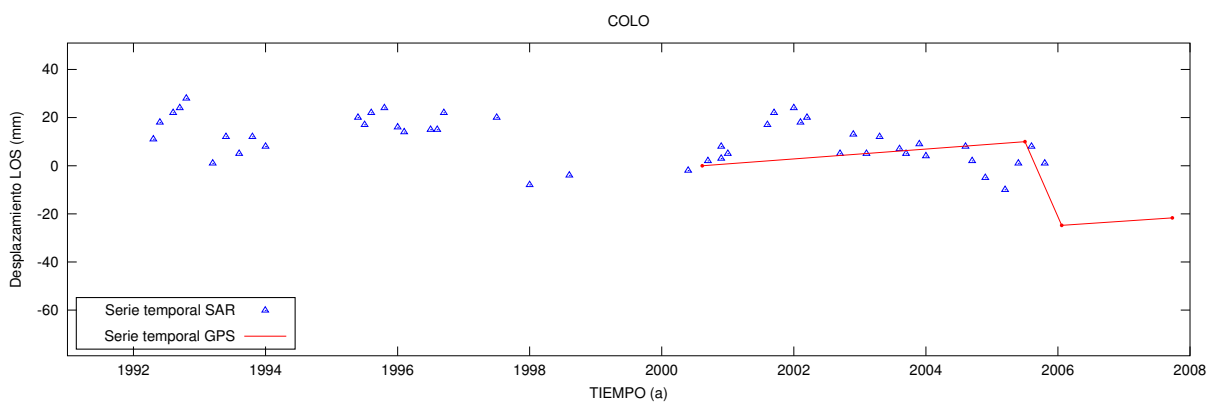
Figura 6.32: Series temporales SAR (triángulos azules) y GNSS (en rojo) de las estaciones Rasca, Abona y Pinar de Chío.



(a) Estación CLV4

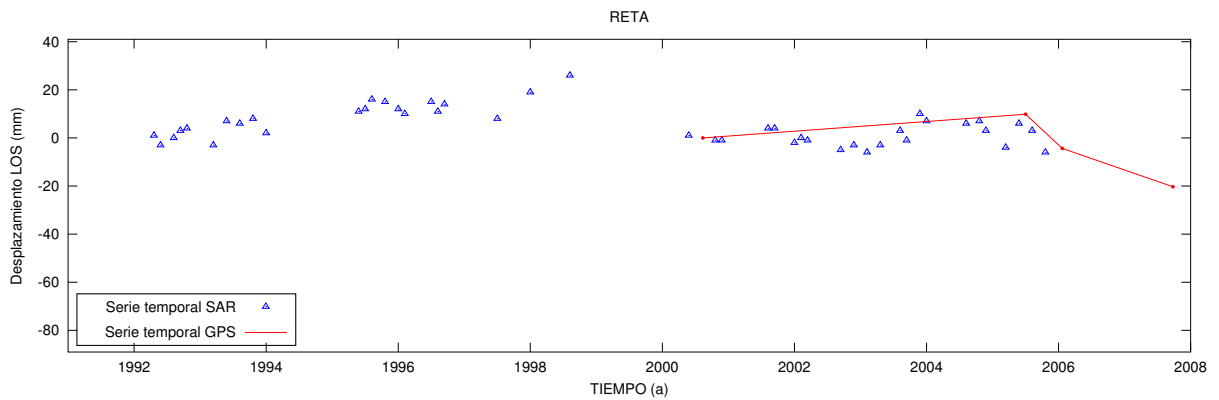


(b) Estación COBR

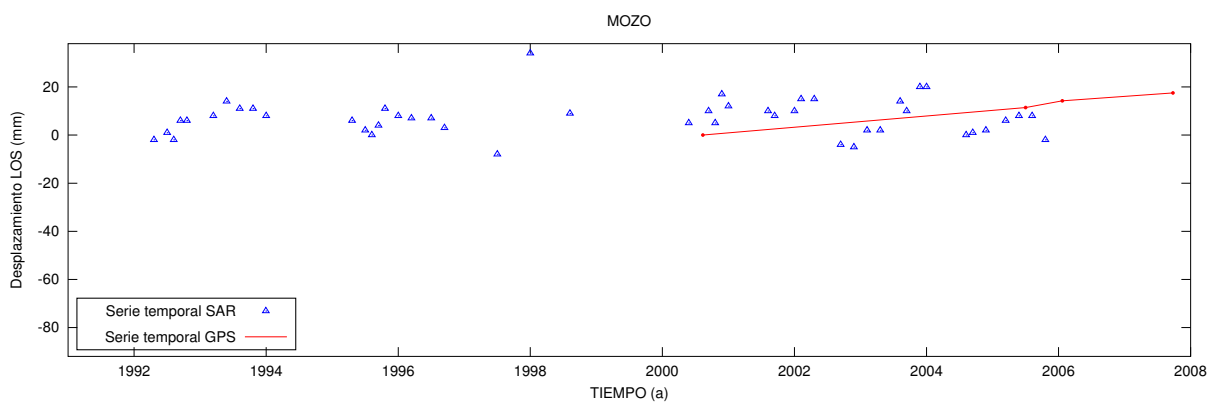


(c) Estación COLO

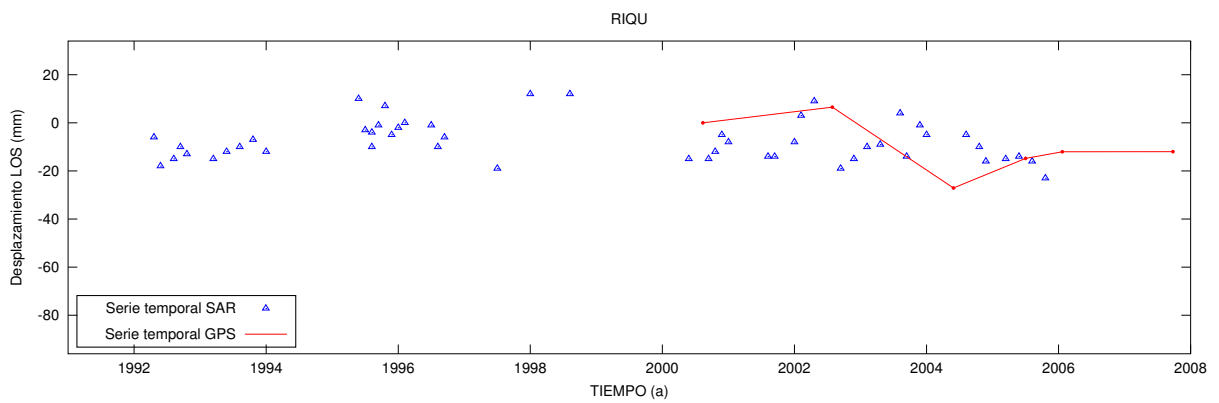
Figura 6.33: Series temporales SAR (triángulos azules) y GNSS (en rojo) de las estaciones CLV4, Cobre y Coloradas.



(a) Estación RETA

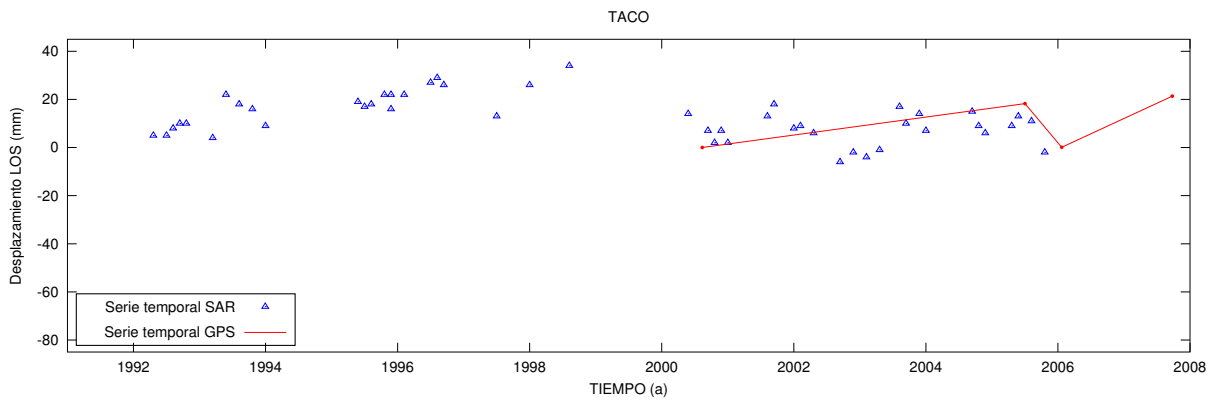


(b) Estación MOZO

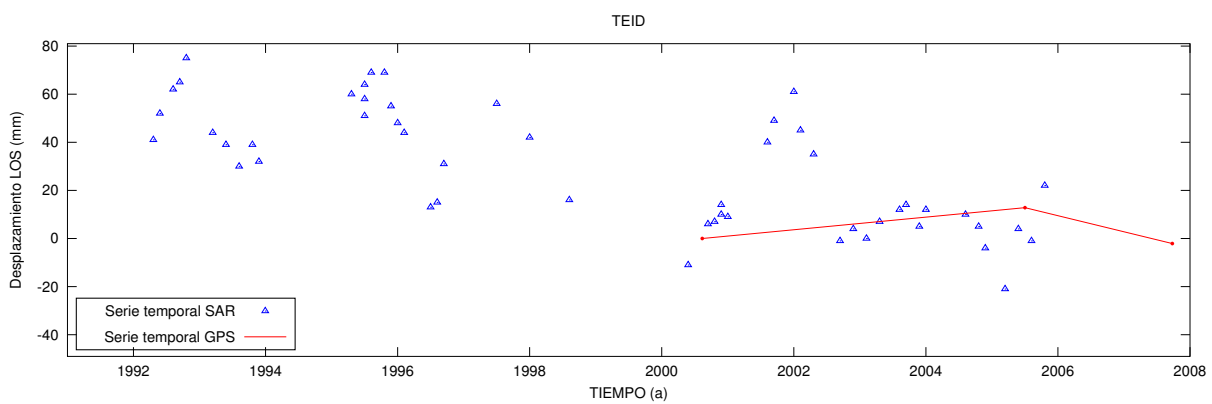


(c) Estación RIQU

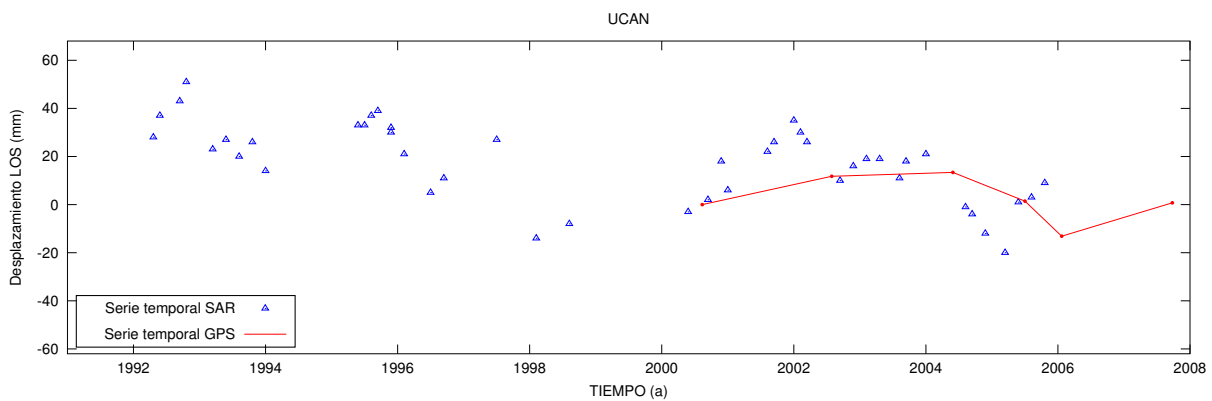
Figura 6.34: Series temporales SAR (triángulos azules) y GNSS (en rojo) de las estaciones Retama, Mozos y Riquer.



(a) Estación TACO



(b) Estación TEID



(c) Estación UCAN

Figura 6.35: Series temporales SAR (triángulos azules) y GNSS (en rojo) de las estaciones Taco, Teide y Ucanca.

6.4.2. Isla de La Palma

González y otros (2010c), usando una combinación de datos geológicos, geodésicos y geofísicos, estudiaron la estabilidad de Cumbre Vieja. Usan nuevos datos de interferometría radar descendente, que cubre un período de estabilidad volcánica entre 1992-2000 y 2003-2008 en

esta dorsal, el flanco occidental de la isla y la zona de la última erupción del volcán Teneguía (1973) en el sur de la isla. Se trata de un estudio de 25 imágenes de los satélites ERS1/2 para el primer periodo, y 18 imágenes con la antena ASAR del satélite Envisat para el segundo periodo. Realizan un análisis de la deformación del terreno en la zona de Cumbre Vieja mediante un promedio de mapas de velocidad en dirección *los* (ver la Figura 6.36), para determinar la geometría y el deslizamiento de una dislocación casi horizontal debajo del flanco occidental del Cumbre Vieja. Sus resultados muestran dos claros desplazamientos *los* (González y otros, 2010c; Fernández y otros, 2015) en la zona del volcán Teneguía y en el flanco oeste de la dorsal Cumbre Volcán. Estas deformaciones se detectaron utilizando imágenes adquiridas en órbitas descendentes. Las imágenes obtenidas en órbitas ascendentes no eran utilizables para realizar un estudio complementario debido a los fuertes efectos geométricos de reducción (*foreshortening*) producidos por la gran inclinación del flanco oeste de Cumbre Vieja (ver González y otros (2010c) para detalles del procesado y corrección de efectos atmosféricos). Por tanto, la deformación *los* podría deberse bien a un hundimiento, bien a un desplazamiento hacia el oeste o bien a una combinación de ambas posibilidades. Los resultados obtenidos en esta tesis junto con los publicados por Prieto y otros (2009), permiten confirmar que la mayor parte de este movimiento del terreno es vertical, es decir, se trata de un hundimiento (ver las Figuras 6.28 y 6.30).

Con esta premisa y aunque las velocidades determinadas son de magnitud milimétrica y, según los autores los resultados obtenidos con Envisat tienen mucho ruido debido a que solo se ha podido disponer de 18 imágenes para el periodo 2003-2008, si concuerda la no deformación de la estación JEDE, la elevación de LP05 de unos milímetros al año que con GNSS resulta de 5 mm/a, y el hundimiento del volcán Teneguía (marcado con T) estimado en dos o tres mm/a y que se manifiesta con GNSS en el punto LP18 con 2.1 mm/a de hundimiento. Incluso la estación GNSS del volcán San Antonio, muy próximo al Teneguía, también registra un hundimiento de unos 1.8 mm/a.

También en la Isla de La Palma se han utilizado técnicas de inversión gravimétrica 3-D para realizar estudios de su estructura interna. Asistido de GPS, datos del modelo digital de elevaciones de la isla y altimetría de satélite para las zonas marinas, Camacho y otros (2009a) realizaron un denso estudio gravimétrico con 318 puntos observados repartidos uniformemente por toda la isla. Localizan una densa estructura central que hacen corresponder con la parte intrusiva y plutónica del complejo basal que yace bajo la Caldera de Taburiente, que se extiende mas allá de los 10 km de profundidad. Todos los materiales que lo rodean están menos compactados. Este cuerpo se adentra, hacia el sur, en la zona de Cumbre Vieja, sugiriendo un posible cambio del volcanismo hacia esta dorsal. Confirman que las estructuras de Taburiente/Cumbre Nueva y Cumbre Vieja suponen distintos volcanes con sistemas de alimentación magmática diferentes, y detectan una dislocación activa entre entre ambas estructuras.

Varios autores coinciden (Sandwell y Smith, 1997; Camacho y otros, 2009a) en la existencia de una fuerte anomalía gravimétrica al sur de la isla. En esta zona la capa cortical es mas delgada y apuntan a que está relacionada con una anomalía de alta temperatura y baja densidad del manto superior bajo Cumbre Vieja, que está también relacionada con el volcanismo reciente de la isla.

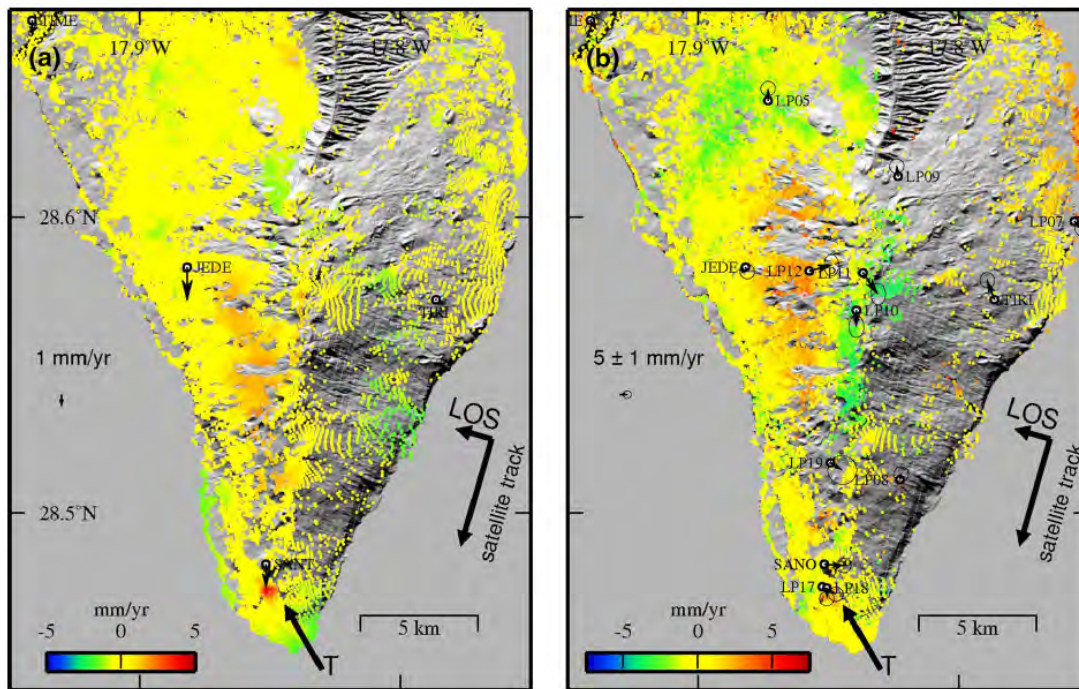


Figura 6.36: Mapa de velocidades obtenido con *DInSAR* en la Isla de La Palma por *González y otros (2010c)* para los periodos 1992-2000 (a) y 2003-2008 (b). Este último obtenido con 18 imágenes *Envisat* con órbitas descendentes. Las velocidades representan alejamientos en sentido *los* en mm/a. La zona del volcán Teneguía aparece marcada con el símbolo «T». Los autores determinaron velocidades únicamente en las zonas de coherencia, representadas aquí con una gama de colores desde el rojo (alejamiento del satélite) hasta el azul (acercamiento) en mm/a. El amarillo se corresponde con las zonas sin deformación. Se han incluido también las estaciones de la red de monitorización *GNSS* (de *González y otros, 2010c*).

Comparando estas estructuras geológicas con las velocidades medias detectadas se observa como existe una cierta elevación del borde superior de la Caldera de Taburiente junto con todo el flanco este de Cumbre Nueva y la zona norte de la isla, quedando una deformación inversa en la estación ROQU del Roque de los Muchachos. En la campaña del 2008 se detectó la rotura de uno de los apoyos que tiene el vértice para la instalación del auto-centrado radial de la antena *GNSS*, posible causa de esta deformación contraria al conjunto.

En el macizo del Bejenado sólo existe una estación, LP16, que experimenta también una elevación, pero la dispersión registrada en esta estación obliga a mantener esta elevación con cautela. Sin embargo, todo el macizo sur de Cumbre Vieja experimenta un hundimiento, ya detectado en estudios anteriores (*González y otros, 2010c*). Las estaciones observadas en Cumbre Vieja experimentan este hundimiento generalizado, incluido la estación LP18 y la estación del volcán San Antonio. Las únicas excepciones son las anomalías de las estaciones LP05 y LP19.

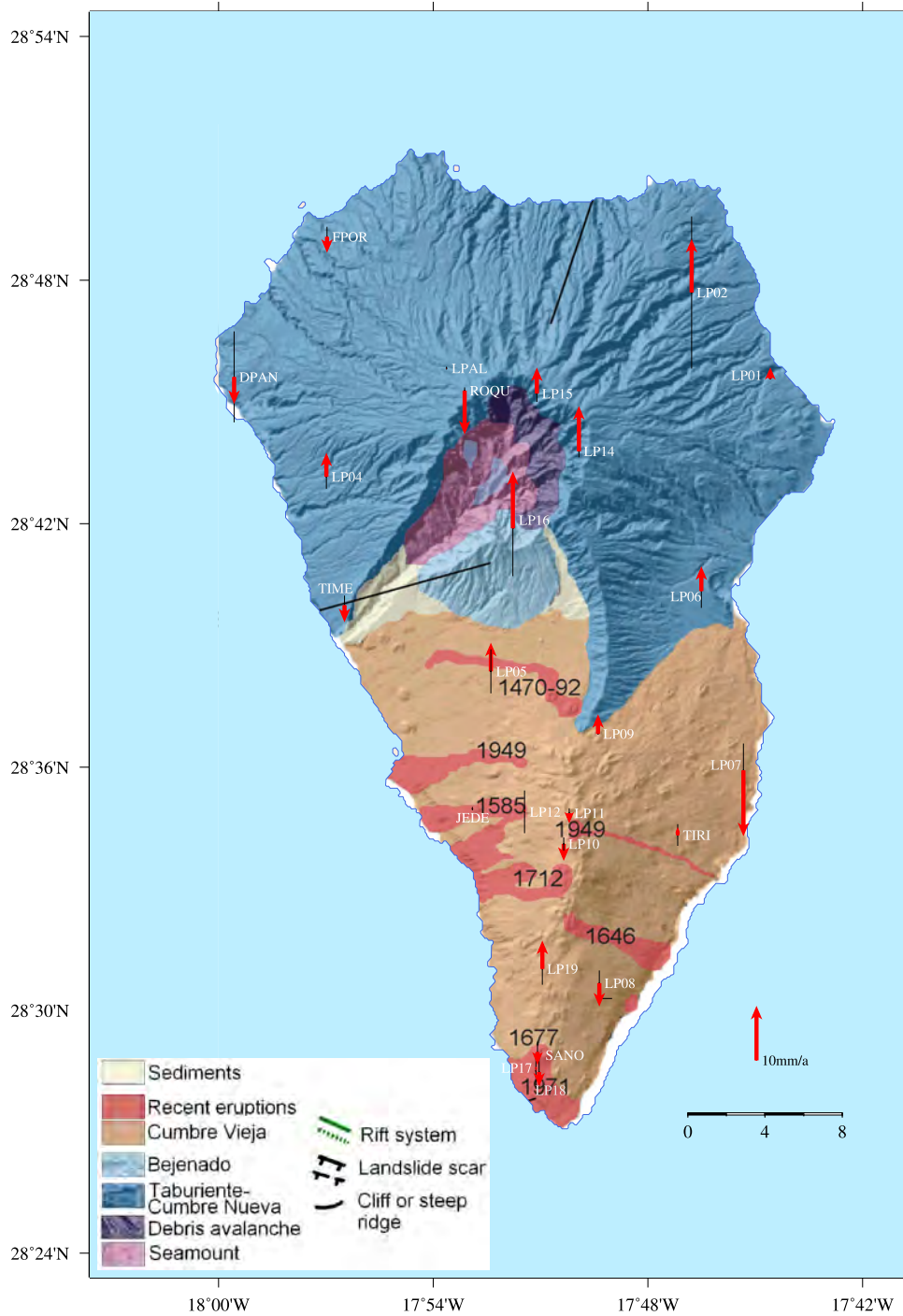


Figura 6.37: Estructuras y elementos geológicos de la isla de La Palma con superposición de las velocidades medias verticales detectadas en esta tesis para el periodo 2006-2011. Las flechas rojas indican la velocidad media durante este periodo en mm/a (de Camacho y otros, 2009a).

6.5. Implicaciones de los resultados obtenidos en el diseño de la vigilancia geodésica

Una de las implicaciones que en el diseño de la vigilancia geodésica se desprenden del análisis de estos resultados es la complementariedad de las observaciones SAR y GNSS. La integración de datos de estas dos naturalezas ya han sido avanzadas por Fernández y otros (2003, 2015), pero durante la ejecución de los trabajos previstos en esta tesis, realizados se ha puesto de manifiesto especialmente.

Las técnicas GNSS solo podrán monitorizar estación a estación y la calidad de la monitorización será función de la densidad de las estaciones a lo largo de la zona que se pretende monitorizar. Tienen la ventaja que aportan los movimientos en tres dimensiones reales de la estación y con una muy alta precisión. Por el contrario, las técnicas SAR juegan con la principal ventaja de su gran campo de cobertura, limitado solo por la longitud de la antena y el ancho de la imagen. Como se vio en la sección 1.7.1, el rendimiento de estas técnicas es muy alto con un coste muy moderado. El principal problema es que sólo aportan desplazamientos en el sentido de la dirección *los* al satélite, o a lo sumo dos componentes si disponemos de un interferograma en órbita ascendente y otro en descendente de la misma escena. Su descomposición en las tres componentes cartesianas clásicas no puede realizarse sin el apoyo de otra técnica.

Se ha visto en el caso de la verificación de los datos en la Isla de La Palma como las imágenes en órbita ascendente no funcionan debido a la propia geometría de la isla y la dirección principal que llevan sus estructuras geomorfológicas. Al solo disponer, para este tipo de situaciones, solo de órbita descendente únicamente se puede determinar la deformación en una dirección (*los*) y ha sido la deformación obtenida con técnicas GNSS la que ha permitido discernir que la deformación registrada con InSAR es mayoritariamente un hundimiento. La fusión integral de datos SAR y GNSS será capaz de aprovechar esta ventaja del GNSS para extender y aumentar las prestaciones del SAR.

Por otro lado, la falta de coherencia de los interferogramas SAR en zonas con densa vegetación o afectadas de artificios atmosféricos, hacen que solo sean las técnicas GNSS las que puedan venir en auxilio del SAR, pues el resto de técnicas geodésicas (ver Capítulo 1) siempre tendrán menor rendimiento.

Otras implicaciones para trabajos futuros también pueden desprenderse de este estudio realizado en Tenerife y La Palma. Si se planifican las observaciones en campo de forma que solo existan dos determinaciones para cada estación, si alguna de ella no es finalmente procesable al solo disponer finalmente de una única solución no se puede comprobar la repetibilidad de la solución adoptada por ser única. Para futuras campañas habría que planificar las observaciones de campo con al menos tres sesiones por cada punto de estación. De esta forma, si alguna de las sesiones no fuese finalmente calculable, aún quedarían dos de las tres soluciones que permitirían comprobar la repetibilidad de las mismas, que es el indicador de fiabilidad mas realista que la desviación estándar que ofrecen los programas de cálculo.

Es importante usar antenas con una calibración de calidad que no introduzca incertidumbres en la determinación de las posiciones de las estaciones monitorizadas. Junto a esto, no se puede perder de vista los sistemas de centrado de estas antenas sobre el punto de estación. Se ha visto a lo largo de los trabajos descritos aquí, como las posibles deficiencias en el centrado

de las antenas arroja incertidumbre también en la posición horizontal. En esta línea, los sistemas de nivelación y centrado deberían diseñarse de forma lo más independiente posible de la manipulación del observador a fin de minimizar estas incertidumbres horizontales.

Se han planificado, observado y procesado dos ejemplos de monitorización de deformaciones en las islas volcánicas de Tenerife y La Palma con una cobertura total en su extensión, que hoy por hoy, representan trabajos pioneros en cuanto a sistemas de vigilancia de las islas.

Conclusiones

Esta memoria de tesis doctoral se ha centrado en la observación y obtención de resultados de desplazamientos del terreno usando mediante el uso de datos derivados de técnicas geodésicas GNSS y su validación con técnicas DInSAR. En este trabajo se han planteado dos objetivos principales y uno secundario. A continuación, se describen de forma resumida las principales conclusiones y resultados obtenidos para cada uno de ellos.

Conclusiones por objetivos

Objetivo 1: *“Estudio y diseño de redes de monitorización geodésica y diseño de la metodología de observación.”*

Objetivo 1.a: *“Diseño de las redes de monitorización, que también contemple la minimización del impacto ambiental y los costes de ejecución que pueda ser extensible para el conjunto del Archipiélago Canario.”*

- Se han analizado las diferentes redes geodésicas desplegadas a lo largo de la historia en las Islas Canarias, comprobando su aplicación y propósito, las precisiones e incertidumbres obtenidas, su grado de cobertura, su monumentación, la metodología de observación y el instrumental utilizado (ver 4).
- Se han revisado los métodos de trabajo con las técnicas GNSS comprobando la precisión que se obtiene y los requerimientos de las metodologías. También se han revisado las fuentes de error a fin de obtener el máximo de precisión con una adecuada relación con el coste de observación de las redes (Sec. 1.6). Se han definido unos criterios de accesibilidad, seguridad, estabilidad del suelo, horizonte despejado y *multipath* (Sección 4.2.2), que deben tener las estaciones de monitorización.
- También se ha diseñado las condiciones que tienen que tener las redes (Sección 4.2.1). así como el diseño de una monumentación que incorpora las monumentaciones geodésicas revisadas que mantienen estabilidad para garantizar la precisión requerida (ver Sección 4.2.2.6). Así se han recuperado en el diseño de las redes de monitorización de Tenerife y La Palma las estaciones geodésicas con pilar de hormigón de de la red REGCAN95 de La Quinta (QUIN), Abona (ABON), Chinobre (CHIN), Pinar de Chío (CHIO), Cobre (COBR),

Coloradas (COLO), Gordo (GORD), Mozos (MOZO), Rasca (RASC), Regatón (REGA), Retama (RETA), Rique (RIQU), Taco (TACO), Teide (TEID), Puerto de la Cruz (CRUZ), Bocinegro (BOCI) y Ucanca (UCAN) en Tenerife, y Fernando Porto (FPOR), Time (TIME), Roque de los Muchachos (ROQU), Don Pancho (DPAN), Jedey (JEDE), Tirimaga (TIRI) y San Antonio (SANO) en La Palma. También se han usado las estaciones de la RCO canaria C774 y C747. Además se han implantado cuatro nuevas estaciones en Tenerife (CLV1-CLV4) y 20 en La Palma (LP01-LP21), con una monumentación perdurable en el tiempo y con impacto ambiental y paisajístico mínimo a través de clavos de acero. También se han planificado algunas estaciones de apoyo puntual para la fase de observación de las campañas (ver 4).

Objetivo 1.b: “Dado que la mayor magnitud de la deformación de la corteza terrestre se espera en el sentido vertical, el diseño de la metodología de observación deberá tener esto en cuenta para minimizar las incertidumbres de observación.”

- Se han revisado los sistemas de estacionamiento de precisión de antenas GNSS tanto para pilares de hormigón como para clavos de referencia empotrados en roca (Sección 4.2.2.7).
- Se ha diseñado un sistema de estacionamiento con bastón metálico que permite la orientación de la antena y tiene la altura de la antena al clavo de referencia constante, eliminando en la práctica el error en altura por estacionamiento de la antena. La incertidumbre horizontal del estacionamiento se mantiene controlada con la adaptación de un nivel esférico de precisión. Se han mecanizado y construido varios ejemplares de este diseño con el que se han observado las diferentes redes (Sec. 4.2.2.7). En el diseño del sistema de estacionamiento se han tenido en cuenta las particularidades de los materiales, la altura mínima necesaria para evitar el efecto *multipath* y el sistema de nivelación del mismo.
- En base a la revisión previa realizada para fijar la magnitud de los desplazamientos esperables, se elige el método de observación GNSS más adecuado, como el método estático relativo por diferencia de fase, así como el tipo y características de equipos receptores y la duración de las sesiones de observación.

Objetivo 1.c: “Localización de las áreas de mayor peligrosidad por volcanismo en las islas Tenerife y La Palma para incluir éstas en el diseño de las redes.”

- En la Sección 2.2 se ha revisado la situación tectónica y geológica regional del archipiélago, focalizando el estudio sobre las islas de Tenerife y La Palma, desde su evolución histórica hasta definir su situación actual.
- Se ha estudiado el marco tectónico y geodinámico de la isla de Tenerife (Sec. 2.3) y el marco tectónico y geodinámico de la isla de La Palma (Sec. 2.4).
- Con esta información se han definido las zonas de peligrosidad potencial en las islas de Tenerife y La Palma (Sec. 2.5) y se han enumerado los parámetros que a los que un sistema completo de monitorización y vigilancia volcánica debería atender.

- Finalmente se han definido, como zonas de peligrosidad donde focalizar la monitorización geodésica, las estructuras tipo dorsales de Santiago, Nor-este y Sur en Tenerife, y la dorsal norte-sur de Cumbre Vieja en La Palma (Figura 2.10); las zonas de esfuerzos tensionales originados por la inyección continuada de diques en estas estructuras activas, a ambos lados de las dorsales anteriores. Las calderas y valles calderiformes originados por deslizamientos de grandes masas, Las Cañadas, Icod, La Orotava y Güímar en Tenerife, y Taburiente y Cumbre nueva en La Palma. Algunos de estos colapsos gravitacionales están aún en periodo de formación, lo que supone un riesgo adicional al propiamente eruptivo. También las calderas incipientes, la hipotética que se generaría en la zona de fallas de la erupción del volcán San Juan - Llano del Banco en 1949 en La Palma; y el edificio central del estratovolcán Teide-Pico Viejo.

Objetivo 2: *“Establecimiento de redes de monitorización GNSS en las islas de Tenerife y La Palma.”*

Objetivo 2.a: *“Observación de distintas campañas GNSS, separadas en el tiempo, a fin de tener un conjunto histórico de coordenadas, y su variación temporal, de las estaciones de monitorización.”*

- Definidas y planificadas las redes de monitorización con una filosofía de costes reducidos, además de la metodología de su observación, se ha procedido a ejecutar en campo esta observación periódica de campañas de monitorización GNSS en Tenerife. En concreto se han realizado, después de la campaña del año 2000 (no planificada ni ejecutada por el autor), en los sucesivos años 2001, 2002, 2004, 2005, 2006 y 2007 (ver Sección 4.2.3).
- Las campañas se han realizado con observaciones en sesiones que van desde cuatro hasta ocho horas con al menos seis receptores GNSS en observación simultánea y con al menos doble sesión de observación en cada uno de las estaciones de monitorización. La existencia de dos sesiones de observación en cada estación permitiría disponer de la posterior repetibilidad de la solución en cálculo a fin de evaluar la calidad del posicionamiento GNSS determinado. El detalle de la pauta temporal de las observaciones se ha incluido en las Tablas 4.1 hasta 4.6.
- Con los mismos criterios de planificación y ejecución en campo se ha realizado la observación periódica de campañas de monitorización GNSS para la Isla de La Palma. En este caso se han observado cuatro campañas en los años 2006, 2007, 2008 y 2011 (ver Sección 4.3).
- Se ha seguido el mismo criterio de observación en doble sesión con al menos seis receptores GNSS para disponer también, para la monitorización de esta isla, de la posterior repetibilidad de la solución en cálculo a fin de evaluar la calidad del posicionamiento obtenido. El detalle de la pauta temporal de las observaciones se ha incluido en las Tablas 4.7 hasta 4.10.

Objetivo 2.b: “Comparación de al menos dos procesados con *software* GNSS científico de de la mas alta precisión a fin de conocer las incertidumbres y repetibilidades de las soluciones que se obtienen con este tipo de *software* y este tipo de redes geodésicas. Cálculo de las distintas campañas GNSS observadas.”

- En función de las fuentes de error que afectan a las observaciones GNSS para conseguir un posicionamiento de alta precisión estudiadas en la Sección 1.6, se ha realizado un estudio de los diferentes tipos de *software* GNSS que existen en la actualidad, con atención a los métodos GNSS que soportan, las fuentes de error que modelan y la accesibilidad a los mismos (Sección 5.2).
- En base al estudio anterior y a las necesidades de la precisión sub-centimétrica requerida para la resolución de las redes GNSS observadas, se han seleccionado los paquetes de procesado GNSS GAMIT versión 10.33 (Herring y otros, 2008), desarrollado por el *Massachusetts Institute of Technology*, y *Bernese Software* (BERNESE), versión 5.0 desarrollado en el *Astronomisches Institut Universität Bern* (Dach y otros, 2007).
- Con una estrategia de procesado GNSS similar (ver Sección 5.3.1) se ha procedido a calcular el conjunto de campañas con mayor cantidad de datos, las anteriormente citadas siete campañas de observación de la red de Tenerife, con la asistencia de los dos programas elegidos. Se han calculado las soluciones diarias para cada una de las campañas, se ha realizado una compensación ponderada por cada campaña y se han analizado las repetibilidades de las distintas soluciones que se han obtenido para todos los puntos, juntamente con los errores formales que también se han obtenido con el proceso paralelo con ambos programas. Se han generado también para cada campaña las series temporales de repetibilidades de cada una de las estaciones calculadas campaña por campaña. La totalidad de estas series han sido añadidas como Apéndice A a esta memoria.
- Los resultados completos de incertidumbres se han incorporado en el Apéndice B, Sección B.1. En la sección 6.2.2 se incluye un resumen de los mismos (Tabla 6.21). Se han calculado también valores promedio de los parámetros de error calculadas mediante los dos programas. Analizando estos valores promedios de todas las campañas (Tabla 6.21 anterior), se llega a la conclusión que la desviación estándar media obtenida con *Bernese* para la componente Norte fue de 0,1 cm, de 0,1 cm para la componente Norte y 0,1 cm para la componente en Altitud, y las desviaciones estándar medias obtenidas con *GAMIT* son de 0,1 cm para la componente Norte, de 0,1 cm para la componente Este y de 0,5 cm para la componente en Altitud. Podríamos resumir este estudio diciendo que la posición horizontal con *Bernese* presenta una incertidumbre una o dos veces menor que con *GAMIT*, mientras que en la posición vertical, la incertidumbre es unas cuatro veces menor.
- Además del estudio de errores también se ha abordado un estudio directo de las diferencias de coordenadas calculadas con los dos programas para cada una de las estaciones monitorizadas (ver la Tabla 6.22). La diferencia media en la componente Este fue de 0,7 cm con una desviación estándar de $\pm 0,7$ cm. La diferencia media en la componente Norte

fue de $-0,7$ cm con una desviación estándar de $\pm 0,4$ cm, mientras que en la componente en Altura, la diferencia media fue de $0,6$ cm $\pm 0,5$ cm.

- De las comparativas anteriores, se llega a la conclusión que los resultados obtenidos con *Bernese* son demasiado optimistas si comparamos sus desviaciones estándar con las repetibilidades obtenidas o, incluso, con las diferencias entre las coordenadas obtenidas con los dos procesados. De resultados de errores de algún milímetro se han obtenido, realmente, repetibilidades y diferencias del tipo no milimétrico aunque si sub-centimétrico. Por tanto se deduce que las coordenadas obtenidas mediante los dos programas están ambos en el orden de la precisión esperada, pero son mas realistas los indicadores de error que proporciona *GAMIT*. Es por ello que se ha decidido completar el resto de los trabajos de proceso de datos *GNSS* con el *software GAMIT* y así se ha procedido con el proceso de datos *GNSS* de las cuatro campañas de monitorización de la Isla de La Palma.

Objetivo 2.c: “Estudio de las deformaciones temporales en las islas de Tenerife y La Palma con cobertura global para las dos islas.”

- Para el cálculo de las deformaciones detectadas en cada punto se ha procedido a eliminar los posibles valores anómalos en alguna de las soluciones de las estaciones calculadas. A tal fin se ha fijado un criterio estadístico de rechazo de soluciones anómalas en función de la incertidumbre media de cada campaña (ver las Secciones 6.2.1.1, 6.2.1.2 y 6.2.3) estableciendo un valor crítico de incertidumbre máxima para cada caso. Es esta fase se han detectado varias estaciones con resultados anómalos a los que se ha intentado dar una justificación en función de las incertidumbres obtenidas.
- Se han unificado los marcos de referencia en que estaban calculadas las coordenadas de las series temporales de repetibilidades y se han transportado a una misma época común, a fin de poder proceder a la estimación directa de las deformaciones en las estaciones monitorizadas. Dado que los datos de partida para el cálculo de las campañas (posiciones ITRF de las estaciones elegidas para el ajuste constreñido de cada campaña y las efemérides precisas de los satélites observados) están referidas a las posiciones geocéntricas de la época en que fueron observadas y al marco geodésico de referencia oficial en cada fecha (ver las Secciones 1.5.2.1 y 1.5.2.2), de esta forma se ha eliminado la componente residual de desplazamiento temporal por placa tectónica, llevando las posiciones a un marco de referencia regional en cada isla.
- Las coordenadas obtenidas para las campañas de la Isla de Tenerife se han referido a los marcos ITRF97, ITRF2000 e ITRF2005, mientras que las coordenadas calculadas para la Isla de La Palma se han obtenido en el marco ITRF2005 e ITRF2008. Para el transporte de las coordenadas desde su época de observación hasta una época de referencia común para el conjunto de las campañas calculadas para cada isla, dentro de su marco correspondiente se ha seguido el proceso se ha seguido el modelo descrito en Boucher y Altamimi (2011) y Altamimi y otros (2002b) (ver la Sección 6.3).

- Después de haber barajado varias soluciones, se ha optado por unificar los marcos de referencia geodésicos de cada campaña mediante una translación local evaluada en las estaciones CORS del IGS de Maspalomas (MAS1) y La Palma (LPAL), utilizando las posiciones de estas estaciones en los diferentes marcos de referencia geodésicos (ver la Sección 6.3.1). Este modelo, que también hemos usado con éxito en la estimación de deformaciones durante la erupción del volcán Nyamulagira del año 2010 en la R.D. del Congo (Smets y otros, 2014), es apto para regiones con escaso referencial geodésico de precisión y eliminar la componente residual por movimiento de la placa tectónica.
- Para la Isla de Tenerife, se han vuelto a calcular nuevas series temporales históricas de las estaciones de monitorización en el marco común ITRF97 y época 2000.6. El conjunto de estas series temporales se ha incorporado estación por estación desde la Figura 6.1 hasta la Figura 6.10.
- Así mismo, se han calculado todas las coordenadas de las cuatro campañas de monitorización de la Isla de La Palma al marco ITRF2008 época 2011.7, con el mismo procedimiento anterior (ver la Sección 6.3.2). Las nuevas series temporales obtenidas estación por estación se han incluido desde la Figura 6.13 hasta la Figura 6.26.

Objetivo 2.d: “Determinación del campo de velocidades medias de las deformaciones en un periodo lo mas amplio posible.”

- Se han procedido a la determinación del campo de velocidades medias para el conjunto de estaciones de la red de monitorización de la Isla de Tenerife junto con sus incertidumbres para el periodo 2000-2007, y se han resumido en la Tabla 6.29 (ver Sección 6.3.1.1). En esta fase se han eliminado las estaciones con una serie histórica corta. Los resultados gráficos se han incorporado en las Figuras 6.11 y 6.12, con indicación de su incertidumbre.
- Para la Isla de La Palma se ha procedido de forma similar, obteniéndose el campo de velocidades medias para el conjunto de estaciones de la red de esta isla junto con sus incertidumbres para el periodo 2006-2011, y se han incorporado resumidas en la Tabla 6.30 (ver Sección 6.3.2.1). En esta fase se han eliminado también las estaciones con una serie histórica corta. Los resultados gráficos se han incorporado en las Figuras 6.27, 6.28, 6.29 y 6.30, con indicación también de su incertidumbre.

Objetivo 2.e: “Validación de los resultados obtenidos mediante otras técnicas de cobertura total de las islas.”

- Los resultados obtenidos de desplazamientos y velocidades medias anuales, han sido de alta calidad a tenor de la magnitud de las incertidumbres encontradas en cada uno de los procesados estudiados. Aún así se han verificado estos datos con estudios InSAR con cobertura también total para las islas. El campo de desplazamientos determinado para la Isla de Tenerife se ha contrastado con los estudios de Fernández y otros (2009), que usaron 55 imágenes radar obtenidas entre 1992 y 2005, procesadas con técnica DInSAR-SBAS.

Las velocidades en el citado estudio y las calculadas en esta tesis llegan a un acuerdo de tipo milimétrico para un conjunto de estaciones que tienen resultados fiables en ambos estudios (ver Sección 6.4.1).

- Para la verificación de los resultados obtenidos de desplazamientos y velocidades medias anuales en la Isla de La Palma con GNSS, los estudios DInSAR generales en esta isla son mas limitados. Se ha contrastado el campo de velocidades medias aquí determinado con el estudio que de la parte sur de la isla realizaron González y otros (2010c). Estos autores usaron una combinación de imágenes Envisat. Aunque según los autores sus velocidades determinadas tienen mucho ruido debido a que solo se ha podido disponer de 18 y las velocidades estimadas son de magnitud milimétrica muy cercana al propio nivel de incertidumbre, se han podido contrastar los desplazamientos en varias de las estaciones de monitorización. Además, se ha constatado un cierto hundimiento en la parte sur de la isla (ver Sección 6.4.2).
- También se han comparado los resultados de las velocidades medias por nosotros obtenidos en La Palma con el estudio de gravimetría estructural de Camacho y otros (2009a). De la comparación de sus datos se pueden correlar las tendencias de elevación en el norte de la isla con el macizo que forman la Caldera de Taburiente y el escudo de Cumbre Nueva, y el hundimiento de la zona de Cumbre Vieja al sur de la isla, junto con el volcán Teneguía.

Objetivo secundario: “Diseño de la metodología de observación para dotar de coordenadas a las observaciones de gravimetría estructural.”

- Se ha conseguido planificar y observar además una campaña GNSS para realizar un estudio de gravimetría combinada con GNSS, a fin de poder obtener resultados sobre las propiedades estructurales de la isla conectada con su entorno tectónico y el vulcanismo local (Camacho y otros, 2009a). Se han observado un total de 315 puntos con una distribución uniforme en toda la isla (ver la Figura 4.6).
- Los datos observados se han procesado *Leica Geo Office*, modelado el retardo troposférico (Hopfield, 1969), con correcciones de los centros de fase de las antenas, resolución de ambigüedades con algoritmos FARA, efemérides precisas del IGS y modelo ionosférico global del CODE. Las líneas base resultantes varían entre 400 m de distancia mínima hasta 34 km de máxima. Se calcularon un total de 315 puntos, donde también se obtuvo datos de medidas de la gravedad, con una precisión obtenida para 286 de ellos mejor que los 2 cm, para sus componentes vertical y horizontal.

Consideraciones finales

Como consideraciones finales sobre los objetivos planteados en esta tesis podemos decir que se han analizado las características de una red de monitorización, se han tenido en cuenta las particularidades de las dos islas de Tenerife y La Palma y se ha diseñado por primera vez las de redes de monitoriación para las dos islas.

- Estas dos redes son las primeras redes de monitorización de deformaciones y determinación de campos de velocidades que se realizan en las Islas Canarias con una cobertura total de cada isla observada, y suponen una novedad en este campo y un avance en el conocimiento de la geodinámica de estas dos islas.
- Se ha diseñado y se ha puesto en práctica un sistema de observación que elimina los la incertidumbre vertical en el posicionamiento vertical y minimiza los errores en posicionamiento horizontal
- Se ha comparado con doble chequeo de datos de procesado, comparación *GAMIT-Bernese* para este tipo de redes analizando precisiones y comparándolas con las diferencias de coordenadas con ambos programas.
- Se ha conseguido un estudio de deformaciones en Tenerife y La Palma con *GNSS* con cobertura total y también se ha conseguido un campo de velocidades para estas dos islas. Los resultados han sido contrastados con *InSAR* y otros estudios.
- Durante los periodos de monitorización en las dos islas no ha habido ningún proceso volcánico eruptivo, por lo que estos campos de velocidades medias obtenidos pueden ser considerados como de carácter de situación normal y rutinaria. La definición y conocimiento de este estado normal es importante en un proceso de vigilancia a la hora de poder detectar una deformación o velocidad anómala que si esté relacionada con un futuro proceso eruptivo.
- Aunque los objetivos logrados han sido alcanzados con éxito, ciertas deficiencias han sido encontradas durante su desarrollo y ejecución, que ya han sido puestos en evidencia a lo largo de los capítulos que integran esta memoria, y que se van a resumir escuetamente a continuación para posibles trabajos futuros.
- El uso de antenas *GNSS* de alta calidad es imprescindible para mantener garantía de un posicionamiento de precisión. El uso de antenas con pobre calibración durante la campaña del año 2001 en la red de la Isla de Tenerife ha provocado que no se hayan podido determinar ambigüedades con *GAMIT* en algunos de las estaciones observadas, mientras que con *Bernese*, aunque si se han podido fijar ambigüedades, la precisión es estos puntos es muy baja.
- La repetibilidad de las soluciones determinadas con el *software Bernese* es peor que las determinadas con el *software GAMIT*. Por, otro lado, las incertidumbres con el *software GAMIT* son mas reales que las que ofrece el *software Bernese*.
- Ha habido una colección de soluciones que el filtrado de detección de valores anómalos ha rechazado por exceder el umbral de incertidumbre horizontal cuando la incertidumbre en la posición vertical era óptima. Este efecto está correlacionado con una deficiente nivelación del sistema de observación en superficie para la instalación de la antena *GNSS*. Para futuras campañas se deberá revisar la precisión del sistema de nivelado, para que un defecto en su nivelación sea detectado y hay que volver a formar a los operadores de campo en su uso.

- Igualmente, no se ha podido fijar ambigüedades en algunas de las observaciones. Como la observación estaba inicialmente planificada con dos sesiones por estación, al solo disponer finalmente de una única solución, no se puede comprobar la repetibilidad de la solución adoptada por ser única. Para futuras campañas habría que planificar las observaciones de campo con al menos tres sesiones por cada punto de estación. De esta forma, si alguna de las sesiones no fuese finalmente calculable, aún quedarían dos de las tres soluciones que permitirían comprobar la repetibilidad de las mismas.
- La existencia de artificios troposféricos siempre está presente tanto en las señales GNSS como en las señales InSAR. Estos artificios provocan incertidumbres en la componente vertical en el caso de las observaciones GNSS. Si bien los modelos troposféricos usados son de alta calidad, nuevos modelos han aparecido cuya utilización sería de interés para futuros trabajos similares si es que los paquetes de proceso de datos los implementan.
- Así mismo, y dado el carácter insular de la zona de las Islas Canarias objeto de estudio, la precisión y repetibilidad de las soluciones por la incorporación de modelos regionales para el efecto de carga oceánica se debería evaluar y tener en cuenta. En esta tesis únicamente se han usado modelos globales.
- El efecto *multipath* puede ser minimizado aún más con la incorporación de filtros sidéreos sobre los datos (Agnew y Larson, 2007). Esto exigiría una observación continua de 24 horas en cada estación, pero el filtro estimado para esta sesión de 24 horas podría ser extrapolado para el total de sesiones de una campaña completa. Los estudios de Ragheb y otros (2007) aconsejan la utilización de este tipo de filtros.

Líneas futuras de investigación

Como futuras líneas de investigación en las que progresar en la monitorización geodésica de las islas podríamos señalar:

- De la calidad de los resultados obtenidos estamos en condiciones de poder extender esta metodología al resto de las islas activas del Archipiélago Canario, a fin de obtener un mapa de deformaciones y un campo de velocidades completos para todas las islas.
- El desarrollo de una metodología que permitiera la fusión integral de datos SAR y GNSS será capaz de aprovechar las ventajas que tiene la determinación de las tres componentes de la deformación observadas mediante GNSS sobre el conjunto de deformaciones *los* obtenidas con SAR. Esto permitiría extender y aumentar las prestaciones del SAR hacia una determinación 3-D real en todas las islas. En esta línea, ya se han realizado estudios similares en otros lugares (Samsonov y Tiampo, 2006; González, 2010).
- La integración de este tipo de monitorización junto con medidas microgravimétricas daría respuesta al tipo, forma y profundidad de las fuentes intrusivas mediante las deformaciones detectadas con GNSS a la vez que la microgravimetría daría respuesta a las densidades de los materiales y a la aparición de nuevo magma (Battaglia y otros, 2008).

Bibliografía

- Abadie, S.M.; Harris, J.C.; S.T. Grilli, S. T. y Fabre, R. (2012). "Numerical modeling of tsunami waves generated by the flank collapse of the Cumbre Vieja Volcano (La Palma, Canary Islands): Tsunami source and near field effects". *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **117(C5)**, pp. n/a–n/a. ISSN 2156-2202. doi:[10.1029/2011JC007646](https://doi.org/10.1029/2011JC007646). C05030.
- Abdrakhmatov, K. Ye; Aldazhanov, S. A.; Hager, B. H.; Hamburger, M. W.; Herring, T. A.; Kalabaev, K. B.; Makarov, V. I.; Molnar, P.; Panasyuk, S. V.; Prilepin, M. T.; Reilinger, R. E.; Sadybakasov, I. S.; Souter, B. J.; Trapeznikov, Yu. A.; Tsurkov, V. Ye. y Zubovich, A. V. (1996). "Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates". *Nature*, **384(6608)**, pp. 450–453. doi:[10.1038/384450a0](https://doi.org/10.1038/384450a0).
- Ablay, G.J.; Ernst, G.G.J.; Martí, J. y Sparks, R.S.J. (1995). "The –2 ka subplinian eruption of Montaña Blanca, Tenerife". *Bulletin of Volcanology*, **57**, pp. 337–355.
- Ablay, G.J. y Martí, J. (2000). "Stratigraphy, structure and volcanic evolution of the Teide-Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **103(1-4)**, pp. 175–208. doi:[10.1016/S0377-0273\(00\)00224-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00224-9).
- Achilli, V.; Baldi, P.; Baratin, L. y Mulargia, F. (1993). "First results in applying aerophotogrammetry to volcanology". *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, **8**, pp. 183–189.
- Agnew, D. C. (1986). "Strainmeters and tiltmeters". *Rev. Geophys.*, **24(3)**, pp. 579–624. doi:[10.1029/RG024i003p00579](https://doi.org/10.1029/RG024i003p00579).
- Agnew, D. C. y Larson, K. M. (2007). "Finding the repeat times of the GPS constellation". *GPS Solutions*, **11(1)**, pp. 71–76. doi:[10.1007/s10291-006-0038-4](https://doi.org/10.1007/s10291-006-0038-4).
- Almendros, J.; Ibáñez, J.M.; Alguacil, G.; Morales, J.; Del Pezzo, E.; La Rocca, M.; Ortiz, R.; Araña, V. y Blanco, M.J. (2000). "A double seismic antenna experiment at Teide volcano: existence of local seismicity and lack of evidences of volcanic tremor". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **103**, pp. 439–462. doi:[10.1016/S0377-0273\(00\)00236-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00236-5).
- Almendros, J.; Ibáñez, J.M.; Carmona, E. y Zandomenighi, D. (2007). "Array analyses of volcanic earthquakes and tremor recorded at Las Cañadas caldera (Tenerife Island, Spain) during the 2004 seismic activation of Teide volcano". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **160(3-4)**, pp. 285–299. doi:[10.1016/j.jvolgeores.2006.10.002](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.10.002).
- Alonso, J.J.; Araña, V. y Martí, J. (1988). "Las ignimbritas de Arico (Tenerife). Mecanismos de emisión y emplazamiento". *Rev. Soc. Geol., Esp* **1(1-2)**, pp. 15–24.
- Altamimi, Z. (2006). "International Terrestrial Reference System (ITRS) International Terrestrial Reference Frame (ITRF)". En: *AFREF Technical Workshop, University of Cape Town, July 09–13*, .
- Altamimi, Z. (2013). "ITRF2013 Call for Participation. IERS Message No. 225". [Correo electrónico]. IERS Central Bureau, Federal Agency for Cartography and Geodesy, Frankfurt am Main, Germany.
- Altamimi, Z.; Boucher, C. y Sillard, P. (2002a). "New trend for the realization of the International Terrestrial Reference System". *Advances in Space Research*, **30(2)**, pp. 175–184.
- Altamimi, Z.; Collilieux, X.; Legerand, J.; Garayt, B. y Boucher, C. (2007). "ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orien-

- tation Parameters". *Journal of Geophysical Research*, **112**(B9). doi:10.1029/2007JB004949. B09401.
- Altamimi, Z.; Collilieux, X. y Métivier, L. (2011). "ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame". *Journal of Geodesy*, **85**(8), pp. 457–473. ISSN 0949-7714. doi:10.1007/s00190-011-0444-4.
- Altamimi, Z.; Sillard, P. y Boucher, C. (2002b). "ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science application". *Journal of Geophysical Research*, **107**(B10). doi:10.1029/2001JB000561. 2214.
- Amante, C. y Eakins, B.W. (2009). "ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis". [Base de datos en línea]. doi:10.7289/V5C8276M. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. Disponible en: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>.
- Amelung, F.; Jónsson, S.; Zebker, H. A. y Segall, P. (2000). "Widespread uplift and Trap-door faulting on Galápagos volcanoes observed with radar interferometry". *Nature*, **407**(6807), pp. 993–996. doi:10.1038/35039604.
- American Psychological Association (2010). *Publication manual of the American Psychological Association (6th ed., 4th pr.)*. Washington, DC: Autor. 259 pp.
- Ancochea, E.; Brandle, C. R.; Hernán, F. y Huertas, J. J. (1993). *La Serie I de la Isla de Fuerteventura*. volumen XXVII. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid, 151 pp.
- Ancochea, E.; Brandle, J.L. y Huertas, M.J. (1995). "Alineaciones de centros volcánicos en Tenerife". *Geogaceta*, **17**, pp. 56–59.
- Ancochea, E.; Fuster, J. M.; Ibarrola, E.; Cendrero, A.; Coello, J.; Hernán, F.; Cantagrel, J. M. y Jamond, A. (1990). "Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **44**(3-4), pp. 231–249. doi:10.1016/0377-0273(90)90019-C.
- Ancochea, E.; Hernán, F.; Cendrero, A.; Cantagrel, A.; Fuster, J. M.; Ibarrola, E. y Coello, J. (1994). "Constructive and destructive episodes in the building of a young oceanic islands. La Palma Canary Islands and genesis of the Caldera de Taburiente". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **60**(3-4), pp. 243–622. doi:10.1016/0377-0273(94)90054-X.
- Ancochea, E.; Huertas, M. J.; Cantagrel, A.; Coello, J.; Fuster, J. M.; Arnaud, N. y Ibarrola, E. (1999). "Evolution of the Canadas edifice and its implications for the origin of the Canadas caldera (Tenerife, Canary Islands)". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **88**(3), pp. 177–199. doi:10.1016/S0377-0273(98)00106-1.
- Andersen, O. B.; Egbert, G.; Erofeeva, L. y Ray, R. D. (2006). "Non-linear tides in shallow water regions from multi-mission satellite altimetry & the Andersen 06 Global Ocean Tide Model". En: *AGU WPGM Meeting, Beijing, China, July, 2006*, .
- Anguita, F.; García Cacho, L.; Colombo, F.; Gonzalez Camacho, A. y Vieira, R. (1991). "Roque Nublo caldera: a new stratocone caldera in Gran Canaria, Canary Islands". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **47**(1), pp. 45–63. doi:10.1016/0377-0273(91)90100-E.
- Anguita, F. y Hernán, F. (1975). "A propagating fracture model versus a hotspot origin for the Canary Islands". *Earth and Planetary Science Letters*, **27**(1119). doi:10.1016/0012-821X(75)90155-7.
- Anguita, F. y Hernán, F. (2000). "The Canary Islands origin: a unifying model". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **103**, pp. 1–26. doi:10.1016/S0377-0273(00)00195-5.
- Aparicio, A.; Hernán, F.; Cubas, C. R. y Araña, V. (2003). "Fuentes mantélicas y evolución del volcanismo canario". *Estudios Geológicos*, **59**, pp. 5–13.
- Araña, V. (2000). *Volcanismo de las Islas Canarias*. pp. 105–114. Volumen 7 de *Astíz y García (2000)*. Serie Casa de los Volcanes.
- Araña, V.; Camacho, A. G.; García, A.; Montesinos, F.G.; Blanco, I.; Vieira, R. y Felpeto, A. (2000). "Internal structure of Tenerife (Canary Islands) based on gravity, aeromagnetic and volcanological

- data". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **103(1-4)**, pp. 43–64. doi:[10.1016/S0377-0273\(00\)00215-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00215-8).
- Araña, V. y Fuster, J. M. (1974). "La erupción del volcán Teneguía, La Palma, Islas Canarias". *Estudios Geológicos, Volumen especial Teneguía*, pp. 15–18.
- Araña, V. y Gómez, F. (1995). "Volcanic hazards and risks of Teide volcano (Tenerife, Canary Islands)". *Per. Mineral.*, **64**, pp. 23–24.
- Araña, V. y Ortiz, R. (1986). "Marco geodinámico del volcanismo canario". *Anales de Física*, **82**, pp. 202–231.
- Araña, V. y Ortiz, R. (1991). "The Canary Islands: tectonics, magmatism and geodynamic framework". En: *Magmatism in extensional structural settings. The Phanerozoic African Plate*, pp. 209–249. Springer-Verlag, Berlin.
- Arias, F. E. (2004). "Current status of TAI". En: *6th Meeting of Laboratories contributing to TAI. BIPM. Paris, France, 31 marzo, 2004*, .
- Arndt, Jan Erik; Schenke, Hans Werner; Jakobsson, Martin; Nitsche, Frank O.; Buys, Gwen; Goleby, Bruce; Rebesco, Michele; Bohoyo, Fernando; Hong, Jongkuk; Black, Jenny; Greku, Rudolf; Udintsev, Gleb; Barrios, Felipe; Reynoso-Peralta, Walter; Taisei, Morishita y Wigley, Rochelle (2013). "The International Bathymetric Chart of the Southern Ocean (IBCSO) Version 1.0—A new bathymetric compilation covering circum-Antarctic waters". *Geophysical Research Letters*, **40(12)**, pp. 3111–3117. ISSN 1944-8007. doi:[10.1002/grl.50413](https://doi.org/10.1002/grl.50413).
- Arrese, B.; Hermida, N. y Rivera, J. (2011). *Informe Campaña BIMBACHE1011-4*. Instituto Español de Oceanografía. Ministerio de Economía y Competitividad, Madrid.
- Ashby, N. (2002). "Relativity and the Global Positioning System". *Physics Today*, **55(5)**, pp. 41–47. 5.0031.9228.0205.020-2.
- Ashby, N. (2003). "Relativity in the Global Positioning System". *Living Rev. Relativity*, **6(1)**. doi:[10.12942/lrr-2003-1](https://doi.org/10.12942/lrr-2003-1).
- Astíz, M. y García, A. (2000). *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica*. volumen 7. Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote, Lanzarote, Islas Canarias. Serie Casa de los Volcanes.
- Astiz, M.; Tárraga, M. y Sánchez, N. (2000). *Volcanismo de las Islas Canarias*. pp. 401–410. Volumen 7 de [Astíz y García \(2000\)](#). Serie Casa de los Volcanes.
- AWG, ILRS Analysis Working Group (2014). *Minutes of the EGU 2014 AWG Meeting*. International Laser Ranging Service. 6 pp. Disponible en http://ilrs.gsfc.nasa.gov/docs/2014/FINAL_Minutes_ILRS_AWG_VIENNA_EGU2014.pdf.
- Baarda, W. (1957). "Some remarks of the computation adjustment of large systems of geodetic triangulation". *Bulletin Géodésique*, **43(1)**. doi:[10.1007/BF02527245](https://doi.org/10.1007/BF02527245). Report presented at the tenth General Assembly of the International Association of Geodesy at Rome 1954.
- Baldi, P.; Coltelli, M.; Fabris, M.; Marsella, M. y Tommasi, P. (2008). "High precision photogrammetry for monitoring the evolution of the NW flank of Stromboli volcano during and after the 2002-2003 eruption". *Bulletin of Volcanology*, **70(6)**, pp. 703–715. doi:[10.1007/s00445-007-0162-1](https://doi.org/10.1007/s00445-007-0162-1).
- Balogh, K.; Ahijado, A.; Casillas, R. y Fernández, C. (1999). "Contribution to the chronology of the Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **90**, pp. 81–101. doi:[10.1016/S0377-0273\(99\)00008-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00008-6).
- Banda, E.; Dañobeitia, J. J.; Suriñach, E. y Ansoorge, J. (1981). "Features of crustal structure under the Canary Islands". *Earth and Planetary Science Letters*, **55(1)**, pp. 11–24. doi:[10.1016/0012-821X\(81\)90082-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90082-0).
- Barbadillo, A. y Quirós, R. (1996). "Proyecto REGENTE. Una nueva red geodésica Nacional". *Física de la Tierra*, **8**, pp. 23–38.
- Barbadillo, A.; Sánchez-Sobrino, J. A.; F. de la Cruz y Quirós, R. (2008). "Compensación preliminar de la nueva Red Española de Nivelación de Alta Precisión". En: *Comunicaciones Sexta Asamblea*

- Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Tomar, Portugal, 11–14 febrero 2008, .*
- Battaglia, M.; Gottsmann, J.; Carbone, D. y Fernández, J. (2008). “4D volcano gravimetry”. *Geophysics*, **73(6)**, pp. WA03–WA18. doi:10.1190/1.2977792.
- Battaglia, M.; Segall, P.; Murray, J.; Cervelli, P. y Langbein, J. (2003). “The mechanics of unrest at Long Valley caldera, California: 1. Modeling the geometry of the source using GPS, leveling and two-color EDM data”. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **127(3-4)**, pp. 195–217. ISSN 0377-0273. doi:10.1016/S0377-0273(03)00170-7. Crustal Unrest in Long Valley Caldera, California: New interpretations from geophysical and hydrologic monitoring and deep drilling.
- BBC News Technology (2011). “China GPS rival Beidou starts offering navigation data”. Disponible en <http://www.bbc.co.uk/news/technology-16337648> (Última consulta: en enero de 2014).
- Beavan, J. (2005). “Noise properties of continuous GPS data from concrete pillar geodetic monuments in New Zealand and comparison with data from U.S. deep drilled braced monuments”. *Journal of Geophysical Research*, **110(B8)**, p. B08410. doi:10.1029/2005JB003642.
- Becerril, L.; Bartolini, S.; Sobradelo, R.; Martí, J.; Morales, J. M. y Galindo, I. (2014). “Long-term volcanic hazard assessment on El Hierro (Canary Islands)”. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, **2(2)**, pp. 1799–1835. doi:10.5194/nhessd-2-1799-2014.
- Belcher, D.P. (2008). “Theoretical limits on SAR imposed by the ionosphere”. *Radar, Sonar Navigation, IET*, **2(6)**, pp. 435–448. ISSN 1751-8784. doi:10.1049/iet-rsn:20070188.
- Beutler, G.; Bock, H.; Brockmann, E.; Dach, R.; Fridez, P.; Gurtner, W.; Hugentobler, U.; Ineichen, D.; Johnson, J.; Meindl, M.; Mervant, L.; Rothacher, M.; Schaer, S.; Springer, T. y Weber, R. (2001). *Bernese GPS Software Version 4.2*. Astronomical Institute, University of Berne. Berne, 515 pp.
- Bezos López, J. (2008). *Tipografía y notaciones científicas*. Ediciones Trea, Gijón, Asturias. ISBN 978-84-9704-400-4. 208 pp.
- Bianco, G.; Devoti, R.; Fermi, M.; Ferraro, C.; Lanotte, R.; Luceri, V.; Nardi, A.; Pacione, R.; Rutigliano, P.; Sciarretta, C. y Vespe, F. (2000). “Investigation on the combination of space geodetic techniques”. *Journal of Geodynamics*, **30(3)**, pp. 337–353. doi:10.1016/S0264-3707(99)00070-8.
- Bierman, G. (1997). *Factorization methods for discrete sequential estimation*. Academic Press, New York, NY.
- Bignami, C.; Tolomei, C.; Lugari, A.; Bonforte, A.; Siniscalchi, V.; Borgstrom, S.; Guglielmino, F.; Puglisi, G.; Stramondo, S. y Scarlato, P. (2015). “Inferring surface displacement of the San Miguel (El Salvador) during the 2014 volcanic crises”. En: L. Ouwehand (Ed.), *Advances in the Science Applications of SAR Interferometry and Sentinel-1 InSAR Workshop, 'FRINGE 2015 Workshop', Frascati, Italy, 23-27 March 2015*, ESA ESRIN, Frascati, Italy. ESA SP-731.
- Blanco, M. J.; Casas, B. J. y Moreno, M. J. (2000). *Red de vigilancia volcánica del centro Geofísico de Canarias del Instituto Geográfico Nacional*. pp. 341–350. Volumen 7 de Astíz y García (2000). Serie Casa de los Volcanes.
- Blanco-Montenegro, I.; Nicolosi, I.; Pignatelli, A. y Chiappini, M. (2008). “Magnetic imaging of the feeding system of oceanic volcanic islands: El Hierro (Canary Islands)”. *Geophysical Journal International*, **173**, pp. 339–350.
- Blewitt, G. (1989). “Carrier phase ambiguity resolution for the Global Positioning System applied to geodetic baselines up to 2000 km”. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **94(B8)**, pp. 10187–10203. doi:10.1029/JB094iB08p10187.
- Blewitt, G. (2008). “Fixed point theorems of GPS carrier phase ambiguity resolution and their application to massive network processing: Ambizap”. *Journal of Geophysical Research*, **113(B12410)**. doi:10.1029/2008JB005736.
- Blewitt, G. (2015). 3.11 - *GPS and Space-Based Geodetic Methods*. pp. 307–338. En: Herring (2015). doi:10.1016/B978-0-444-53802-4.00060-9. 424 pp.
- Blewitt, G.; Altamimi, Z.; Davis, J.; Gross, R.; Kuo, C. Y.; Lemoine, F. G.; Moore, A. W.; Neilan, R. E.; Plag, H. P.; Rothacher, M.; Shum, C. K.; Sideris, M. G.; Schöne, T.; Tregoning, P. y Zerbini, S. (2010).

- Geodetic Observations and Global Reference Frame Contributions to Understanding Sea-Level Rise and Variability*. pp. 256–284. En: Church y otros (2010). doi:10.1002/9781444323276. London, 456 pp.
- BODC, British Oceanographic Data Centre (2010). "The GEBCO_08 Grid, version 20100927". [Base de datos en línea]. Publicado en nombre de la *Intergovernmental Oceanographic Commission* y la *International Hydrographic Organization* como parte de la *General Bathymetric Chart of the Oceans*, British Oceanographic Data Centre, Liverpool, U.K. Disponible en: <http://www.gebco.net>.
- Boehm, J.; Niell, A.; Tregoning, P. y Schuh, H. (2006a). "Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data". *Geophysical Research Letters*, **33(7)**, p. L07304. doi:10.1029/2005GL025546.
- Boehm, J.; Werl, B. y Schuh, H. (2006b). "Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **111(B2)**, p. B02406. doi:10.1029/2005JB003629.
- Böhm, J. y Schuh, H. (2013). *Atmospheric effects in space geodesy*. Springer Atmospheric Sciences. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Böhme, M.; Hermanns, R. L.; Oppikofer, T.; Fischer, L.; Bunkholt, H. S. S.; Eiken, T.; Pedrazzini, A.; Derron, M.-H.; Jaboyedoff, M.; Blikra, L. H. y Nilsen, B. (2013). "Analyzing complex rock slope deformation at Stampa, western Norway, by integrating geomorphology, kinematics and numerical modeling". *Engineering Geology*, **154(0)**, pp. 116–130.
- Bomford, G. (2012). *Geodesy*. Reimpresión de HardPress Publishing, Henderson, NW. ISBN 978-1290098779. Henderson, NW, 478 pp.
- Bona, P. (2000). "Precision, Cross Correlation, and Time Correlation of GPS Phase and Code Observations". *GPS Solutions*, **4(2)**, pp. 3–13. 10.1007/PL00012839.
- Borkowski, K.M. (1989). "Accurate algorithms to transform geocentric to geodetic coordinates". *Bulletin Géodésique*, **63(1)**, pp. 50–56. doi:10.1007/BF02520228.
- Bosshard, E. y MacFarlane, D. J. (1970). "Crustal structure of the western Canary Islands from seismic refraction and gravity data". *Journal of Geophysical Research*, **75(26)**, pp. 4901–4918.
- Boucher, C. y Altamimi, Z. (1996). "The International Terrestrial Reference Frame". *GPS World*, **7(9)**, pp. 71–74.
- Boucher, C. y Altamimi, Z. (2011). *Memo: Specifications for reference frame fixing in the analysis of a EUREF GPS campaign*. Central Bureau of IERS - Observatoire de Paris. 10 pp.
- Boucher, C.; Altamimi, Z. y Sillard, P. (1999). *The 1997 International Terrestrial Reference Frame (ITRF97)*. Central Bureau of IERS - Observatoire de Paris. IERS Technical Note 27, 194 pp.
- Braasch, M. S. (1996). *Multipath effects*. pp. 547–568. Volumen I de Parkinson y Spilker (1996). 793 pp.
- Braasch, M. S. y van Dierendonck, A. J. (1999). "GPS receiver architectures and measurements". *Proceedings of the IEEE*, **87(1)**, pp. 48–64.
- Brown, R. J. y Branney, M. J. (2004). "Event-stratigraphy of a caldera-forming ignimbrite eruption on Tenerife: the 273 ka Poris formation". *Bulletin of Volcanology*, **66(5)**, pp. 392–416.
- Brunner, F. K. (1998). *Advances in positioning and reference frames*. IAG symposium, vol. 118. Springer.
- Brunner, F. K. y Welsch, W. M. (1993). "Effect of the troposphere on GPS measurements". *GPS World*, **4(1)**, pp. 42–51.
- Bruyninx, C. (2007). "Comparing GPS-only with GPS+GLONASS Positioning in a Regional Permanent GNSS Network". *GPS Solutions*, **11**, pp. 97–106.
- Burnside, C.D. (1991). *Electromagnetic Distance Measurement (3rd Edn)*. Collins. ISBN 9780632031221. Chichester, 288 pp.
- Burrows, M. T.; Schoeman, D. S.; Buckley, L. B.; Moore, P.; Poloczanska, E. S.; Brander, K. M.; Brown, C.; Bruno, J. F.; Duarte, C. M.; Halpern, B. S.; Holding, J.; Kappel, C. V.; Kiessling, W.; O'Connor, M. I.; Pandolfi, J. M.; Parmesan, C.; Schwing, F. B.; Sydeman, W. J. y Richardson, A. J. (2011). "The Pace of Shifting Climate in Marine and Terrestrial Ecosystems". *Science*, **334(6056)**, pp. 652–655.

- Calais, E.; DeMets, C. y Nocquet, J. M. (2003). "Evidence for a post 3.16 Ma change in Nubia Eurasia North America plate motions". *Earth and Planetary Science Letters*, **216(1-2)**, pp. 81–92.
- Camacho, A. G.; de Toro, C. y Vieira, R. (1991). "Microgravimetric model of the Las Cañadas caldera (Tenerife)". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **47(1)**, pp. 75–88. doi:[10.1016/0377-0273\(91\)90102-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(91)90102-6).
- Camacho, A. G.; Fernández, J.; González, P. J.; Rundle, J. B.; Prieto, J. F. y Arjona, A. (2008). "Structural results for La Palma island using 3D gravity inversion". En: *Geophysical Research Abstracts*, volumen 10. European Geosciences Union, Vienna. 1607-7962/gra/EGU2008-A-10653.
- Camacho, A. G.; Fernández, J.; González, P. J.; Rundle, J. B.; Prieto, J. F. y Arjona, A. (2009a). "Structural results for La Palma island using 3-D gravity inversion". *Journal of Geophysical Research*, **114(B05411)**. doi:[10.1029/2008JB005628](https://doi.org/10.1029/2008JB005628).
- Camacho, A. G.; Fernández, J. y Gottsmann, J. (2009b). "A new gravity inversion method for multiple sub-horizontal discontinuity interfaces and shallow basins". *Journal of Geophysical Research*, **116(B02413)**.
- Camacho, A. G.; Montesinos, F. G. y Vieira, R. (2000). "Gravity inversion by means of growing bodies". *Geophysics*, **65(1)**, pp. 95–101. doi:[10.1190/1.1444729](https://doi.org/10.1190/1.1444729).
- Camacho, A.G.; de Toro, C. y Fernández, J. (1988). *Caálculo de la correccioón topograáfica a las observaciones gravimeétricas en la caldera del Teide obtenidas a partir del modelo topograáfico digital de la Isla de Tenerife*. Publ. Semin. Astron. y Geodesia, 162. ISBN 9780632031221. Madrid.
- Canales, J. P. y Dañobeitia, J. J. (1998). "The Canary Islands swell: A coherence analysis of bathymetry and gravity". *Geophysical Journal International*, **132(3)**, pp. 479–488. doi:[10.1046/j.1365-246X.1998.00448.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00448.x).
- Canas, J.A.; Pujades, L.G.; Blanco, M.J.; Soler, V. y Carracedo, J.C. (1995). "Coda-Q distribution in the Canary Islands". *Tectonophysics*, **246**, pp. 245–261.
- Canas, J.A.; Ugalde, A.; Pujades, L.G.; Carracedo, J.C.; Soler, V. y Blanco, M.J. (1998). "Intrinsic and scattering seismic wave attenuation in the Canary Islands". *Journal of Geophysical Research*, **103(15)**, pp. 15037–15050.
- Cantagrel, J.M.; Arnaud, N.O.; Ancochea, E.; Fuster, J.M. y Huertas, M.J. (1999). "Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Cañadas Caldera wall (Canary Islands)". *Geology*, **27(8)**, pp. 739–742.
- Cantagrel, J.M.; Fuster, J.M.; Pin, C.; Renaud, U. y Ibarrola, E. (1993). "Age Miocene inferieur des carbonatites de Fuerteventure (23 Ma:U-Pb zircon) et le magmatisme précoce d'une ile océanique (Iles Canaries)". *C.R. Acad. Sci. Paris*, **316(15)**, pp. 1147–1153.
- Capitaine, N. (2005). "Fundamental astronomy: new concepts and models for high accuracy observations". En: *Journées 2004 - systèmes de référence spatio-temporels*. Observatoire de Paris, Paris, France, sept. 2004, .
- Caporali, A.; Aichhorn, C.; Barlik, M.; Becker, M.; Fejes, I.; Gerhatova, L.; Ghitau, D.; Grenczy, G.; Hefty, J.; Krauss, S.; Medak, D.; Milev, G.; Mojzes, M.; Mulic, M.; Nardo, A.; Pesec, P.; Rus, T.; Simek, J.; Sledzinski, J.; Solaric, M.; Stangl, G.; Stopar, B.; Vespe, F. y Virag, G. (2009). "Surface kinematics in the Alpine–Carpathian–Dinaric and Balkan region inferred from a new multi-network (GPS) combination solution". *Tectonophysics*, **474(1-2)**, pp. 295–321. doi:[10.1016/j.tecto.2009.04.035](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.035). TOPO-EUROPE: The Geoscience of coupled Deep Earth-surface processes.
- Carnec, C. y Delacourt, C. (1999). "Three years of mining subsidence monitored by SAR interferometry, near Gardanne, France". *Journal of Applied Geophysics*, **43**, pp. 43–54.
- Carnec, C.; Massonnet, D. y King, C. (1996). "Two examples of the use of SAR interferometry on displacement fields of small spatial extent". *Geophysical Research Letters*, **23**, pp. 3579–3582.
- Carniel, R.; Tárraga, M.; Barazza, F. y García, A. (2008). "Possible interaction between tectonic events and seismic noise at Las Cañadas Volcanic Caldera, Tenerife, Spain". *Bulletin of Volcanology*, **70**, pp.

- 1113–1121. doi:[10.1007/s00445-007-0193-7](https://doi.org/10.1007/s00445-007-0193-7).
- Carracedo, J. C. (1994). "The Canary Island: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **60**, pp. 225–241.
- Carracedo, J. C.; Badiola, E. R.; Guillou, H.; de la Nuez, J. y Pérez-Torrado, F. J. (2001). "Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries". *Estudios Geológicos*, **57(5-6)**, pp. 175–273.
- Carracedo, J. C.; Day, S. J.; Guillou, H. y Pérez-Torrado, F. J. (1999). "Giant quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **94(1-4)**, pp. 169–190.
- Carracedo, J. C.; Day, S. J.; Guillou, H.; Rodríguez, E.; Canas, J. A. y Pérez, F. J. (1998). "Hotspot volcanism close to a passive continental margin". *Geological Magazine*, **135**, pp. 591–604.
- Carracedo, J. C.; Pérez, F. J.; Ancochea, E.; Meco, J.; Hernán, F.; Cubas, C. R.; Casillas, R.; Rodríguez, E. y Ahijado, A. (2002). *Cenozoic volcanism II: The Canary Islands*. pp. 439–472. En: [Gibbons y Moreno \(2002\)](#).
- Carracedo, J. C.; Pérez-Torrado, F. J.; Paris, R. y Hansen, Á. (2007a). "El relieve de las Islas Canarias". *Revista de la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, **15(2)**, pp. 196–205.
- Carracedo, J. C.; Pérez-Torrado, F. J.; Paris, R. y Rodríguez-Badiola, E. (2009). "Megadeslizamientos en las Islas Canarias". *Revista de la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, **17(1)**, pp. 44–56.
- Carracedo, J. C.; Pérez-Torrado, F. J.; Rodríguez-González, A.; Fernández-Turiel, J. L.; Klügel, A.; Troll, V. R. y Wiesmaier, S. (2012). "The ongoing volcanic eruption of El Hierro, Canary Islands". *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **93(9)**, p. 89.
- Carracedo, J. C.; Rodríguez Badiola, E.; Guillou, H.; Paterne, M.; Scaillet, S.; Pérez-Torrado, F. J.; Paris, R.; Fra-Paleo, U. y Hansen, A. (2007b). "Eruptive and structural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands". *Geological Society of America Bulletin*, **119(9)**, pp. 1027–1051.
- Carracedo, J. C.; Troll, V. R.; Zaczek, K.; Rodríguez-González, A.; Soler, V. y Deegan, F. M. (2015). "The 2011–2012 submarine eruption off El Hierro, Canary Islands: New lessons in oceanic island growth and volcanic crisis management". *Earth-Science Reviews*. doi:[10.1016/j.earscirev.2015.06.007](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.06.007).
- Carrasco, D.; Fernández, J.; Romero, R.; Araña, V.; Martínez, V.; Moreno, V.; Aparicio, A. y Paganini, M. (2000). "First results from operational volcano monitoring in the Canary Islands". En: *ERS-ENVISAT Symposium, Gothenburg, Sweden, 2000*, p. 6.
- Carrère, L.; Lyard, F.; Cancet, M.; Guillot, A. y Roblou, L. (2012). "FES2012: A new global tidal model taking taking advantage of nearly 20 years of altimetry". En: *Proceedings of meeting "20 Years of Altimetry", Venice*, .
- Caspary, W. F. (1987). *Concepts of Network and Deformation Analysis, 1st. ed.* Monograph 11. School of Surveying, The University of New South Wales. 183 pp.
- Catalán, M.; Martín-Dávila, J. y the ZEE Working Group (2003). "A magnetic anomaly study offshore the Canary Archipelago". *Mar. Geophys. Res.*, **24**, pp. 129–148. doi:[10.1029/2006JB004344](https://doi.org/10.1029/2006JB004344).
- Caturla, J. L. (1978). *Compendio de los Sistemas Geodésicos de España*. Publicación técnica núm. 1/1978. Instituto Geográfico Nacional, Madrid. 30 pp.
- Caturla, J. L. (1996). *REGCAN95. Nueva Red Geodésica de las Islas Canarias*. Informe Técnico. Área de Geodesia. Instituto Geográfico Nacional, Madrid. 45 pp.
- Caturla, J. L. y Prieto, J. F. (1996). *Utilización del Sistema GPS en Proyectos Cartográficos*. Instituto Geográfico Nacional, Las Palmas de Gran Canaria. 376 pp.
- Chadwick, W. W.; Archuleta, R. J. y Swanson, D. A. (1988). "The mechanics of ground deformation precursory to dome-building extrusions at Mount St. Helens 1981–1982". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **93(B5)**, pp. 4351–4366. ISSN 2156–2202. doi:[10.1029/JB093iB05p04351](https://doi.org/10.1029/JB093iB05p04351).

- Chadwick, W. W.; Swanson, D. A. y Iwatsubo, E. Y. (1983). "Deformation monitoring at Mount St. Helens in 1981 and 1982". *Science*, **221**, pp. 1378–1380.
- Chang, L.; Dollevoet, R. y Hanssen, R.F. (2014). "Satellite Monitoring of Railway Infrastructure". En: J. Pombo (Ed.), *Proceedings of the Second International Conference on Railway Technology: Research, Development and Maintenance*, Civil-Comp Press, Stirlingshire, UK, Paper 94, Civil-Comp Press, Stirlingshire, UK, Paper 94. doi:[10.4203/ccp.104.94](https://doi.org/10.4203/ccp.104.94).
- Charco, M.; Luzón, F.; Fernández, J.; Tiampo, K. F. y Sánchez-Sesma, F. J. (2007). "Three-dimensional indirect boundary element method for deformation and gravity changes in volcanic areas: Application to Teide volcano (Tenerife, Canary Islands)". *Journal of Geophysical Research*, **112**(B08409). doi:[10.1029/2006JB004740](https://doi.org/10.1029/2006JB004740).
- Chen, J.; Wu, B.; Hu, X.; Zhou, S.; Cao, Y.; Wu, X. y Xing, N. (2012). "Compass/Beidou: system status and initial service". En: *IGS Workshop GNSS Biases. University of Bern, 18–19 January 2012, Switzerland*, .
- Chen, K. y Gao, Y. (2002). "Real-Time Precise Point Positioning Using Single Frequency Data". En: *Proceedings of ION GNSS-2005, September 2005, Long Beach, CA*, pp. 1514–1523.
- China Satellite Navigation Office (2013). "BeiDou Navigation Satellite System". Disponible en <http://www.beidou.gov.cn> (Última consulta: en enero de 2014).
- Choi, K.; Bilich, A.; Larson, K. M. y Axelrad, P. (2004). "Modified sidereal filtering: Implications for high-rate GPS positioning". *Geophysical Research Letters*, **31**(22). ISSN 1944-8007. doi:[10.1029/2004GL021621](https://doi.org/10.1029/2004GL021621). L22608.
- Chong, C. (2009). "Status of COMPASS/BeiDou Development". En: *Stanford's 2009PNT Challenges and Opportunities Symposium, Stanford, California, 21–22 October 2009*, .
- Chu, F.-Y. y Yang, M. (2014). "GPS/Galileo long baseline computation: method and performance analyses". *GPS Solutions*, **18**(2), pp. 263–272. doi:[10.1007/s10291-013-0327-7](https://doi.org/10.1007/s10291-013-0327-7).
- Church, J. A.; Woodworth, P. L.; Aarup, T. y Wilson, W. S. (2010). *Understanding Sea-Level Rise and Variability*. Wiley-Blackwell Publishing, Ltd, London. doi:[10.1002/9781444323276](https://doi.org/10.1002/9781444323276). London, 456 pp.
- Ciddor, P. E. (1996). "Refractive index of air: new equations for the visible and near infrared". *Applied Optics (Lasers, Photonics and Environmental Optics)*, **35**(9), pp. 1566–1573. doi:[10.1364/AO.35.001566](https://doi.org/10.1364/AO.35.001566).
- Ciddor, P. E. y Hill, R. J. (1999). "Refractive Index of Air. 2. Group Index". *Applied Optics (Lasers, Photonics and Environmental Optics)*, **38**(9), pp. 1663–1667. doi:[10.1364/AO.38.001663](https://doi.org/10.1364/AO.38.001663).
- COG, Centro de Observaciones Geodésicas (2010). *El nuevo modelo de geoide para España EGM08 - RED-NAP*. [Publicación y archivo de datos en línea] Instituto Geográfico Nacional. Ministerio de Fomento, Madrid, España. Disponible en <ftp://ftp.geodesia.ign.es/geoide>.
- Colesanti, C. y Wasowski, J. (2006). "Investigating landslides with space-borne Synthetic Aperture Radar (SAR) interferometry". *Engineering Geology*, **88**(3-4), pp. 173–199. ISSN 0013-7952. doi:[10.1016/j.enggeo.2006.09.013](https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.09.013).
- Collier, J. S. y Watts, A. B. (2001). "Lithospheric response to volcanic loading by the Canary Islands: Constrains from seismic reflection data in their flexural moat". *Geophysical Journal International*, **147**(3), pp. 660–676. doi:[10.1046/j.0956-540x.2001.01506.x](https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01506.x).
- Comp, C. y Axelrad, P. (1998). "Adaptive SNR-based carrier phase multipath mitigation technique". *IEEE Trans. Aerosp. Electron. Syst.*, **34**(1), pp. 264–276. doi:[10.1109/7.640284](https://doi.org/10.1109/7.640284).
- Conejo Martin, M. A.; Herrero-Tejedor, T. R.; Lapazarán, J.; Pérez Martín, E.; Otero, J.; Prieto, J. F. y Velasco, J. (2015). "Characterization of Cavities Using the GPR, LIDAR and GNSS Techniques". *Pure and Applied Geophysics*, **172**(11), pp. 3123–3137. doi:[10.1007/s00024-014-0985-6](https://doi.org/10.1007/s00024-014-0985-6).
- Crippen, R. E. (1990). "Concept for the measurement of horizontal terrain displacements associated with the Loma Prieta earthquake of 17 October 1989 using SPOT panchromatic imagery". *Geological Society of America Abstracts, with Programs*, **22**, p. 16.
- Crippen, R. E. (1992). "Measurement of subresolution terrain displacements using SPOT panchromatic images". *Episodes*, **15**(1), pp. 56–61. doi:[10.1109/IGARSS.1991.579546](https://doi.org/10.1109/IGARSS.1991.579546).

- CSNO (2012). *BeiDou Navigation Satellite System Signal In Space Interface Control Document Open Service Signal B1I (Version 1.0)*. China Satellite Navigation Office, Beijing, China. BDS-SIS-ICD-B1I-1.0.
- Cunha, T. A.; Matias, L. M.; Terrinha, P.; Negredo, A. M.; Rosas, F.; Fernandes, R. M. S. y Pinheiro, L. M. (2012). "Neotectonics of the SW Iberia margin, Gulf of Cadiz and Alboran Sea: a reassessment including recent structural, seismic and geodetic data". *Geophysical Journal International*, **188**(3), pp. 850–872. doi:[10.1111/j.1365-246X.2011.05328.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05328.x).
- Curlander, J. C. y McDonough, R. (1991). *Synthetic aperture radar: systems and signal processing*. John Wiley & Sons, Inc, New York.
- Dach, R.; Hugentobler, U.; Fridez, P. y Meindl, M. (2007). *Bernese GPS Software Version 5.0*. Astronomical Institute, University of Berne.
- Dach, R. y Jean, Y. (2013). *IGS Technical Report 2012*. IGS Technical Reports. IGS Central Bureau, Pasadena, CA.
- Dañobeitia, J. J. y Canales, J. P. (2000). "Magmatic underplating in the Canary Archipelago". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **103**(1-4), pp. 27–41. ISSN 0377-0273. doi:[10.1016/S0377-0273\(00\)00214-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00214-6).
- Day, J. M. D.; Pearson, D. G.; Macpherson, C. G.; Lowry, D. y Carracedo, J. C. (2010). "Evidence for distinct proportions of subducted oceanic crust and lithosphere in HIMU-type mantle beneath El Hierro and La Palma, Canary Islands". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**(22), pp. 6565–6589. ISSN 0016-7037. doi:[10.1016/j.gca.2010.08.021](https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.08.021).
- Day, S.J.; Carracedo, J.C.; Guillou, H. y Gravestock, P. (1999). "Recent structural evolution of the Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands: Volcanic rift zone reconfiguration as a precursor to volcano flank instability?" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **94**(1-4), pp. 135–167. ISSN 0377-0273. doi:[10.1016/S0377-0273\(99\)00101-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00101-8).
- de la Cruz Reyna, S. (1996). *Long-Term Probabilistic Analysis of Future Explosive Eruptions*. pp. 599–628. En: [Scarpa y Tilling \(2012\)](#). 868 pp.
- de Lamo, L. (1931). *Trabajos fotogramétricos realizados por el Depósito Geográfico e Histórico del Ejército*. Anales de la Sociedad Española de Estudios Fotogramétricos, Madrid, 11pp.
- Delacourt, C.; Briole, P. y Achache, J. (1998). "Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography. Application to Etna". *Geophysical Research Letters*, **25**(15), pp. 2849–2852. ISSN 1944-8007. doi:[10.1029/98GL02112](https://doi.org/10.1029/98GL02112).
- DeMets, C.; Gordon, R. G. y Argus, D. F. (2010). "Geologically current plate motions". *Geophysical Journal International*, **181**(1), pp. 1–80. doi:[10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x).
- DeMets, C.; Gordon, R. G.; Argus, D. F. y Stein, S. (1994). "Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions". *Geophysical Research Letters*, **21**(20), pp. 2191–2194. doi:[10.1029/94GL02118](https://doi.org/10.1029/94GL02118).
- Dilßner, F.; Seeber, G.; Wübbena, G. y Schmitz, M. (2008). "Impact of Near-Field Effects on the GNSS Position Solution". En: *International Technical Meeting, ION GNSS 2008, September 16–19, Savannah, Georgia, USA*, p. 13.
- Dixon, T. H.; Mao, A.; Bursik, M.; Heflin, M.; Langbein, J.; Stein, R. y Webb, F. (1997). "Continuous monitoring of surface deformation at Long Valley Caldera, California, with GPS". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **102**(B6), pp. 12017–12034. doi:[10.1029/96JB03902](https://doi.org/10.1029/96JB03902).
- Domínguez Cerdeña, I.; del Fresno, C. y Gomis Moreno, A. (2014). "Seismicity Patterns Prior to the 2011 El Hierro Eruption". *Bulletin of the Seismological Society of America*, **104**(1), pp. 567–575. doi:[10.1785/0120130200](https://doi.org/10.1785/0120130200).
- Dong, D.-N. y Bock, Y. (1989). "Global Positioning System Network analysis with phase ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in California". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **94**(B4), pp. 3949–3966. doi:[10.1029/JB094iB04p03949](https://doi.org/10.1029/JB094iB04p03949).

- Dow, J.; Neilan, R. E. y Gendt, G. (2002). "The International GPS Service: celebrating the 10th anniversary and looking to the next decade". *Advances in Space Research*, **36**(3), pp. 320–326. doi:10.1016/j.asr.2005.05.125.
- Dow, J.; Neilan, R. E. y Rizos, C. (2009). "The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems". *Journal of Geodesy*, **83**(3-4), pp. 191–198. doi:10.1007/s00190-008-0300-3.
- Drachal, J. y de Bowska, A. (2014). "Towards a More Realistic Depiction of the Earth's Surface on Maps". *Pure and Applied Geophysics*, **171**, pp. 1061–1075. doi:10.1007/s00024-013-0684-8.
- Dzurisin, D. (1992). *Electronic tiltmeters for volcano monitoring: Lessons from Mount St. Helens*. En: Ewert y Swanson (1992).
- Dzurisin, D. (2007). *Volcano Deformation: New Geodetic Monitoring Techniques*. Springer-Praxis Books in Geophysical Sciences. Praxis Publishing, Ltd., Chichester, UK. ISBN 978-3-540-42642-4. doi:10.1007/978-3-540-49302-0. xxxvi, 441 pp.
- Dzurisin, D.; Koyanagi, R. Y. y English, T. (1984). "Magma supply and storage at Kilauea Volcano, Hawaii". *Journal of Geophysical Research*, **21**(3-4), pp. 177–206. doi:10.1016/0377-0273(84)90022-2.
- Eanes, R. y Schuler, A. (1999). "An improved global ocean tide model from TOPEX/Poseidon altimetry: CSR4.0". En: *EGS, 24th General Assembly, The Hague, Holand, 1999*, .
- Eanes, R. J. y Bettadpur, S. (1995). *The CSR 3.0 global ocean tide model: diurnal and semi-diurnal ocean tides from TOPEX/Poseidon altimetry*. Technical Memorandum CSR-TM-95-06. Center for Space Research, University of Texas, Austin, Texas, 28 pp.
- Eaton, J. W.; Bateman, D. y Hauberg, S. (2014). *GNU Octave Version 3.8.1*. [Software]. Sharon, PA. Disponible en <https://www.gnu.org/software/octave/>.
- Ebner, R. y Featherstone, W. E. (2008). "How well can online GPS PPP post-processing services be used to establish geodetic survey control networks?", **3**(2), pp. 149–157. doi:10.1515/JAG.2008.017.
- Eff-Darwich, A.; Grassin, O. y Fernández, J. (2008). "An Upper Limit to Ground Deformation in the Island of Tenerife, Canary Islands, for the Period 1997-2006". *Pure and Applied Geophysics*, **165**(8), pp. 1049–1070. doi:10.1007/978-3-7643-8907-9_4.
- Egbert, G.; Bennett, A. y Foreman, M. (1994). "TOPEX/Poseidon tides estimated using a global inverse model". *Journal of Geophysical Research*, **99**(C12), pp. 24821–24852. doi:10.1029/94JC01894.
- Egbert, G. D. y Erofeeva, S.Y. (2002). "Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides". *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **19**(2), pp. 183–204.
- El Diario (2014). "El padrón de la Isla sufre un bajón de 1.659 habitantes y se sitúa en 83.456 residentes". Disponible en http://www.eldiario.es/lapalmaahora/sociedad/padron-La-Palma-sufre-bajon-1-659-personas-situa-83-456-residentes_0_339816122.html (Última consulta: julio de 2015).
- El-Mowafy, A. (2011). "Analysis of Web-Based GNSS Post-Processing Services for Static and Kinematic Positioning Using Short Data Spans". *Survey Review*, **43**(323), p. 535–549. doi:10.1179/003962611X13117748892074.
- El País Sociedad (2012). "Los científicos dan por terminada la erupción volcánica de El Hierro". Disponible en http://sociedad.elpais.com/sociedad/2012/03/05/actualidad/1330967441_948631.html (Última consulta: enero de 2014).
- Ellero, A.; Ottria, G.; Malusà, M. G. y Ouanaimi, H. (2012). *Structural Geological Analysis of the High Atlas (Morocco): Evidences of a Transpressional Fold-Thrust Belt*. pp. 229–258. En: Sharkov (2012). Disponible en <http://www.intechopen.com/books/tectonics-recent-advances>.
- Elliott, J. R.; Biggs, J.; Parsons, B. y Wright, T. J. (2008). "InSAR slip rate determination on the Altyn Tagh Fault, northern Tibet, in the presence of topographically correlated atmospheric delays". *Geophysical Research Letters*, **35**(L12309). doi:10.1029/2008GL033659.

- EMC, Estado Mayor Central (1945). *Cartografía Militar. Características y Tablas de la Proyección Lambert de Canarias*. Servicio Geográfico del Ejército, Madrid. 123 pp.
- Enderle, W. (2014). "Update on Galileo Geodetic Reference Frame". En: *UN International Committee on Global Navigation Satellite Systems. Working Group D: Reference Frames, Timing and Applications. Working Group Meeting, 11–13 November 2014, Prague, Czech Republic*, p. 14. United Nations Office for Outer Space Affairs, Viena. On behalf of the GGSP Consortium.
- Estey, L. H. y Meertens, C. M. (1999). "TEQC: The Multi-Purpose Toolkit for GPS/GLONASS Data". *GPS Solutions*, **3**(1), pp. 42–49. doi:10.1007/PL00012778.
- Euler, H.-J. y Landau, H. (1992). "Fast GPS ambiguity resolution on-the-fly for real-time applications". En: *Proceedings of the Sixth International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Columbus, Ohio USA. 17–20 March 1992*, volumen 2, pp. 650–659.
- European Space Agency (2015). "Launching Galileo". Disponible en http://www.esa.int/Our_Activities/Navigation/The_future_-_Galileo/Launching_Galileo/Galileo_satellites_fuelled_and_ready_for_launcher_attachment (Última consulta: en septiembre de 2015).
- European Union (2010). *The European GNSS (Galileo) Open Service Signal In Space Interface Control Document, Issue 1*. Brussels.
- Even-Tzur, G. y Shaked, D. (2008). "GPS Antenna Height and Its Influence on Pseudorange Multipath". En: *GNSS Antenna Calibration and Accuracy Assessment. FIG Working Week 2008, Stockholm, Sweden 14–19 June 2008*, p. 12.
- Ewert, J. y Swanson, D. A. (1992). *Monitoring Volcanoes: Techniques and Strategies Used by the Staff of the Cascades Volcano Observatory 1980-1990*. US Geological Survey, Reston, Virginia.
- Featherstone, W. y Claessens, S. (2008). "Closed-form transformation between geodetic and ellipsoidal coordinates". *Studia Geophysica et Geodaetica*, **52**(1), pp. 1–18. doi:10.1007/s11200-008-0002-6.
- Federal Space Agency (2013). "GLONASS constellation status". Disponible en <http://www.glonass-ianc.rsa.ru/en/GLONASS> (Última consulta: en enero de 2013).
- Ferland, R.; Gendt, G. y Schone, T. (2004). "IGS reference frame maintenance". En: *Astronomical Institute of the University of Bern (Ed.), Celebrating a decade of the International GPS service, IGS Workshop Proceedings*, Bern.
- Fernández, C.; de la Nuez, J.; Casillas, R. y Navarro, E. G. (2002a). "Stress fields associated with the growth of a large shield volcano (La Palma, Canary Islands)". *Tectonics*, **21**(4), pp. 13.1–13.18. ISSN 1944-9194. doi:10.1029/2000TC900038.
- Fernández, J.; Carrasco, D.; Rundle, J. B. y Araña, V. (1999). "Geodetic methods for detecting volcanic unrest: A theoretical approach". *Bulletin of Volcanology*, **60**(7), pp. 534–544. doi:10.1007/s004450050250.
- Fernandez, J.; Gonzalez, P.; Arjona, A.; Camacho, A.G.; Prieto, J. F.; Seco, A.; Tizzani, P.; Manzo, M.; Lanari, R.; Blanco, P. y Mallorqu, J. (2009). "Geodetic Volcano Monitoring Research in Canary Islands: Recent Results". En: *Eos Trans. AGU*, volumen 90(22). Jt. Assem. Suppl., Abstract G21B-04.
- Fernandez, J.; Gonzalez, P. J.; Camacho, A.G.; Rodriguez-Velasco, G.; Arjona, A.; Pallerio, J.L.G.; Prieto, J.F.; Perlock, P.A.; Tiampo, K.F.; Seco, A.; Aparicio, A. y Rundle, J.B. (2008). "DInSAR, GPS and gravity observation results in La Palma, Canary islands". En: *Second Workshop on USE of Remote Sensing Techniques (USEREST) for Monitoring Volcanoes and Seismogenic Areas, Naples, Italy, 11–14 Nov, 2008*, p. 5. doi:10.1109/USEREST.2008.4740345.
- Fernández, J.; González, P.J.; Camacho, A.G.; Prieto, J. F. y Brú, G. (2015). "An Overview of Geodetic Volcano Research in the Canary Islands". *Pure and Applied Geophysics*, **172**(11), pp. 3189–3228. doi:10.1007/s00024-014-0916-6.
- Fernández, J.; González-Matesanz, F. J.; Prieto, J. F.; Rodríguez-Velasco, G.; Staller, A.; Alonso-Medina, A. y Charco, M. (2004). "GPS Monitoring in the N-W Part of the Volcanic Island of Tenerife, Canaries, Spain: Strategy and Results". *Pure and Applied Geophysics*, **161**(7), pp. 1359–1377.

- doi:[10.1007/978-3-0348-7897-5_5](https://doi.org/10.1007/978-3-0348-7897-5_5).
- Fernández, J. y Luzón, F. (2002). "Geodetic monitoring in Canary Islands. Present and new perspectives". *Física de la Tierra*, **(14)**, pp. 109–126.
- Fernández, J.; Prieto, J. F. y González, P. (2006). "Geodetic observation in Tenerife Island for volcano monitoring 2000-2006. Results and interpretation." En: *Geophysical Research Abstracts*, volumen 8. European Geosciences Union, Vienna.
- Fernández, J.; Romero, R.; Carrasco, D.; Luzón, F. y Araña, V. (2002b). "InSAR volcano and seismic monitoring in Spain. Results for the period 1992-2000 and possible interpretations". *Optics and Lasers in Engineering*, **37(2-3)**, pp. 285–297.
- Fernández, J.; Romero, R.; Carrasco, D.; Tiampo, K. F.; Rodríguez-Velasco, G.; Aparicio, A.; Araña, V. y González-Matesanz, F. J. (2005). "Detection of displacements on Tenerife Island, Canaries, using radar interferometry". *Geophysical Journal International*, **160(1)**, pp. 33–45. doi:[10.1111/j.1365-246X.2005.02487.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02487.x).
- Fernández, J.; Tizzano, P.; Manzo, M.; Borgia, A.; Gonzalez, P.J.; Martí, J.; Pepe, A.; Camacho, A.G.; Casu, F.; Berardino, P.; Prieto, J.F. y Lanari, R. (2009). "Gravity-driven deformation of Tenerife measured by InSAR time series analysis". *Geophysical Research Letters*, **36(L04603)**, p. 13. doi:[10.1029/2008GL036920](https://doi.org/10.1029/2008GL036920).
- Fernández, J.; Vieira, R.; Díez, J. L. y Toro, C. (1996). "Investigations on crustal thickness, heat flow and gravity tide relationship in Lanzarote Island". *Phys. Earth Planet. Inter.*, **74(3-4)**, pp. 199–208. doi:[10.1016/0031-9201\(92\)90010-S](https://doi.org/10.1016/0031-9201(92)90010-S).
- Fernández, J.; Yu, T. T.; Rodríguez-Velasco, G.; González-Matesanz, J.; Romero, R.; Rodríguez, G.; Quirós, R.; Dalda, A.; Aparicio, A. y Blanco, M. J. (2003). "New geodetic monitoring system in the volcanic island of Tenerife, Canaries, Spain. Combination of InSAR and GPS techniques". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **124(3-4)**, pp. 241–253. doi:[10.1016/S0377-0273\(03\)00073-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00073-8).
- Fernández Pareja, M. T. (2012). *Evaluación y análisis de la trazabilidad metrológica en redes para la verificación y calibración de instrumental GNSS (Global Navigation Satellite System)*. Tesis doctoral, E.T.S.I. Industriales, Universidad Politécnica de Madrid.
- Ferretti, A.; Prati, C. y Rocca, F. (2000). "Nonlinear subsidence rate estimation using Permanent Scatters in Differential SAR Interferometry". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **38(5)**, pp. 2202–2212. doi:[10.1109/36.868878](https://doi.org/10.1109/36.868878).
- Fialko, Y. y Simons, M. (2000). "Deformation and seismicity in the Coso geothermal area, Inyo County, California: Observations and modeling using satellite radar interferometry". *Journal of Geophysical Research*, **105(B9)**, pp. 21781–21794. doi:[10.1029/2000JB900169](https://doi.org/10.1029/2000JB900169).
- Fialovszky, L. (2013). *Surveying Instruments and their Operational Principles*. volumen 62 de *Developments in Geotechnical Engineering*. Elsevier Science. ISBN 9780444599032. Amsterdam, The Netherlands, 756 pp.
- Folger, D.W.; McCullough, J.R.; Irwin, B.J. y Dodd, J.E. (1990). "Map showing free-air gravity anomalies around the Canary Islands, Spain". [Mapa]. U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-2098-B, escala 1:75.000.
- Fraile-Nuez, E.; González-Dávila, M.; Santana-Casiano, J. M.; Arístegui, J.; Alonso-González, I. J.; Hernández-León, S.; Blanco, M. J.; Rodríguez-Santana, A.; Hernández-Guerra, A.; Gelado-Caballero, M. D.; Eugenio, F.; Marcello, J.; de Armas, D.; Domínguez-Yanes, J. F.; Montero, M. F.; Laetsch, D. R.; Vélez-Belchí, P.; Ramos, A.; Ariza, A. V.; Comas-Rodríguez, I. y Benítez-Barrios, V. M. (2012). "The submarine volcano eruption at the island of El Hierro: physical-chemical perturbation and biological response". *Scientific Reports*, **2**, p. 486. doi:[10.1038/srep00486](https://doi.org/10.1038/srep00486).
- Frei, E. y Beutler, G. (1990). "Rapid static positioning based on the fast ambiguity resolution approach "FARA": theory and first results". *Manuscripta Geodaetica*, **15(2)**, pp. 326–356.

- Fricke, W.; Schwan, H.; Lederle, T.; Bastian, U.; Bien, R.; Burkhardt, G.; du Mont, B.; Hering, R.; Jährling, R.; Jahreiss, H.; Röser, S.; Schwerdtfeger, H. M. y Walter, H. G. (1988). *Fifth Fundamental Catalogue (FK5). Part 1. The Basic Fundamental Stars*. volumen No. 32. Verlag G. Braun, Karlsruhe. Veröffentlichungen Astronomisches Rechen-Institut Heidelberg.
- Fuster, J. M. (1975). "Las Islas Canarias: un ejemplo de evolución temporal y espacial del vulcanismo oceánico". *Est. Geol.*, **31**, pp. 439–463.
- Galbis, J. y Barandica, M. (1909). *Ensayo de determinación de las diferencias de longitud entre Madrid, Barcelona y Desierto de Las Palmas*. Madrid, España. Impr. de la Dirección general del Instituto Geográfico y Estadístico.
- Galipp, K.; Klugel, A. y Hansteen, T. H. (2006). "Changing depths of magma fractionation and stagnation during the evolution of an oceanic island volcano: La Palma (Canary Islands)". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **155**, pp. 285–306. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.04.002.
- Gambis, D. (2015). "Bulletin C 49. UTC TIME STEP on the 1st of July 2015". [Publicación en línea]. Earth Orientation Center of IERS. Observatoire de Paris, France. Disponible en <https://hpiers.obspm.fr/iers/bul/bulc/bulletinc.49>.
- Gandolfi, S.; Barbarella, M.; Ricucci, L. y Zanutta, A. (2009). "Independent strategies for GPS data processing applied to the New Italian Geodetic Reference Network (RDN)". En: *EUREF 2009 Symposium, Florence, Italy, 27–30 May, 2009*, p. 6.
- García, J.M. y Luzón, F. (2012). *Homenaje a la Profesora María Dolores Romacho Romero*. Editorial de la Universidad de Almería, Almería, España. ISBN 978-84-15487-24-1. 331 pp.
- García-Balboa, J. L.; Ruiz Armenteros, A. M. y Mesa Mingorance, J. L. (1995). "Evaluación de la incertidumbre de medida de ángulos, distancias y desniveles medidos con instrumentación topográfica". *Mapping*, **149**, pp. 6–27.
- Ge, M.; Gendt, G.; Rothacher, M.; Shi, C. y Liu, J. (2007). "Resolution of GPS carrier-phase ambiguities in Precise Point Positioning (PPP) with daily observations". *Journal of Geodesy*, **82(7)**, pp. 389–399. doi:10.1007/s00190-007-0187-4.
- Geldmacher, J.; Hoernle, K.; van den Bogaard, P.; Zankl, G. y Garbe-Schönberg, D. (2001). "Earlier history of the 70-Ma-old Canary hotspot based on the temporal and geochemical evolution of the Selvagen Archipelago and neighboring seamounts in the eastern North Atlantic". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **111(1-4)**, pp. 55–87. doi:10.1016/S0377-0273(01)00220-7.
- Gendt, G.; Altamimi, Z.; Dach, R.; Söhne, W.; Springer, T. y The GGSP Prototype Team (2011). "GGSP: Realisation and maintenance of the Galileo Terrestrial Reference Frame". *Advances in Space Research*, **47(2)**, pp. 174–185. doi:10.1016/j.asr.2010.02.001.
- Gendt, G.; Deng, Z.; Ge, M.; Nischan, T.; Uhlemann, M.; Beeskow, G. y Brandt, A. (2013). *GFZ Analysis Center of IGS Annual Report for 2012*. pp. 141–147. En: [Dach y Jean \(2013\)](#).
- Ghilani, C. D. y Wolf, P. R. (2010). *Adjustment Computations: Spatial Data Analysis, Fifth edition*. John Wiley & Sons, Inc. ISBN 978-0470464915. Hoboken, NJ, 672 pp.
- Ghoddousi-Fard, R. y Dare, P. (2006). "Online GPS processing services: an initial study". *GPS Solutions*, **10(1)**, pp. 12–20. doi:10.1007/s10291-005-0147-5.
- Gibbons, W. y Moreno, T. (2002). *The Geology of Spain*. Geological Society of London House, Bath, UK.
- Gil Montaner, F. (1929a). "Trabajos geodésicos de primer orden en Canarias y Marruecos". *Boletín de la Real Sociedad Geográfica*, **LXIX**, pp. 145–156.
- Gil Montaner, F. (1929b). *Últimos trabajos geodésicos en Canarias y Marruecos*. Instituto Geográfico y Catastral, Madrid. 23 pp.
- Gillou, P. Y.; Carracedo, J. C. y Day, S. J. (1998). "Dating of the Upper Pleistocene-Holocene volcanic activity of La Palma using the unspiked K-Ar technique". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **86(1-4)**, pp. 135–149. doi:10.1016/S0377-0273(98)00074-2.

- Gobierno de Canarias (2012). *Nota de Prensa 14-02-2012 16:19*. Consejería de Economía, Hacienda y Seguridad, Las Palmas de Gran Canaria - Santa Cruz de Tenerife.
- Goldstein, R. M.; Engelhardt, H.; Kamp, B. y Frolich, R. M. (1993). "Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: Application to an Antarctic ice stream". *Science*, **262**, pp. 1525–1530.
- Goldstein, R. M.; Zebker, H. A. y Werner, C. L. (1988). "Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping". *Radio Science*, **23(4)**, pp. 713–720.
- Gomarasca, M. A. (2009a). *Basics of Geomatics*. Springer Netherlands. ISBN 978-1-4020-9013-4. 698 pp.
- Gomarasca, M. A. (2009b). *Elements of Remote Sensing*. pp. 123–184. En: [Gomarasca \(2009a\)](#). doi:10.1007/978-1-4020-9014-1_4. 698 pp.
- González, P. (2010). *Medida y caracterización de deformaciones usando técnicas geodésicas y de teledetección. Aplicación en volcanología y sismotectónica*. Tesis doctoral, Universidad de Complutense de Madrid.
- González, P. J.; Camacho, A. G. y Fernández, J. (2009). "Co-seismic three dimensional displacements determined using SAR data: theory and an application test". *Pure and Applied Geophysics*, **166(8-9)**, pp. 1403–1424. doi:10.1007/s00024-009-0500-7.
- González, P. J.; Chini, M.; Stramondo, S. y Fernández, J. (2010a). "Coseismic Horizontal Offsets and Fault-Trace Mapping Using Phase Correlation of IRS Satellite Images: The 1999 Izmit (Turkey) Earthquake". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **48(5)**, pp. 2242–2250. doi:10.1109/TGRS.2009.2039352.
- González, P. J. y Fernández, J. (2011). "Drought-driven transient aquifer compaction imaged using multitemporal satellite radar interferometry". *Geology*, **39(6)**, pp. 551–554. doi:10.1130/G31900.1.
- González, P. J.; Prieto, J. F.; Fernández, J.; Sagiya, T.; Fujii, N.; Hernández, P. A. y Pérez, N. M. (2005). "Permanent GPS observation in Tenerife Island for volcano monitoring. Results obtained from May 2004 to present". En: *Geophysical Research Abstracts*, volumen 7.
- González, P. J.; Samsonov, S.; Manzo, M.; Prieto, J. F.; Tiampo, K. F.; Tizzani, P.; Casu, F.; Pepe, A.; Bernardino, P.; Camacho, A. G.; Lanari, R. y Fernández, J. (2010b). "3D volcanic deformation fields at Tenerife Island: integration of GPS and Time Series of DInSAR (SBAS)". *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, **29**, pp. 44–50.
- González, P. J.; Samsonov, S. V.; Pepe, S.; Tiampo, K. F.; Tizzani, P.; Casu, F.; Fernández, J.; Camacho, A. G. y Sansosti, E. (2013). "Magma storage and migration associated with the 2011-2012 El Hierro eruption: Implications for crustal magmatic systems at oceanic island volcanoes". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118(8)**, pp. 4361–4377. ISSN 2169-9356. doi:10.1002/jgrb.50289.
- González, P. J.; Tiampo, K. F.; Camacho, A. G. y Fernández, J. (2010c). "Shallow flank deformation at Cumbre Vieja volcano (Canary Islands): Implications on the stability of steep-sided volcano flanks at oceanic islands". *Earth and Planetary Science Letters*, **297(3-4)**, pp. 545–557. doi:10.1016/j.epsl.2010.07.006.
- González, P. J.; Tiampo, K. F.; Palano, M.; Cannavó, F. y Fernández, J. (2012). "The 2011 Lorca earthquake slip distribution controlled by groundwater crustal unloading". *Nature Geoscience*, **5**, pp. 821–825. doi:10.1038/ngeo1610.
- González-Matesanz, J.; Malpica, J. A. y Dalda, A. (2006). "A Range of ED50-ETRS89 datum transformation models tested on the Spanish Geodetic Network". *Survey Review*, **38(102)**, pp. 654–667. doi:10.1179/sre.2006.38.302.654.
- González-Matesanz, J.; Torres, J. Fernández; Prieto, J. F.; Staller, A.; Velasco, G. Rodríguez y Alonso, A. (2003). "Vigilancia GPS en la isla de Tenerife: metodología y resultados". En: *Comunicaciones Tercera Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica: proceedings, Valencia, 4–8 Febr. 2000*, pp. 306–309. Universidad Politécnica de Valencia (UPV).
- Gottsmann, J.; Camacho, A.G.; Martí, J.; Wooller, L.; Fernández, J.; García, A. y Rymer, H. (2008). "Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from new gravity data: Implications for its evolution and recent reactivation". *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **168(3-4)**,

- pp. 212–230. doi:[10.1016/j.pepi.2008.06.020](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.020).
- Gottsmann, J.; Wooller, L.; Martí, J.; Fernández, J.; Camacho, A.G.; González, P. J.; García, A. y Rymer, H. (2006). “New evidence for the reawakening of Teide volcano”. *Geophysical Research Letters*, **33(L20311)**. doi:[10.1029/2006GL027523](https://doi.org/10.1029/2006GL027523).
- GPSW (2010). *Interface Specification IS-GPS-200 Revision E*. Global Positioning System Wing, El Segundo, California.
- Graham, L. C. (1974). “Synthetic interferometer radar for topographic mapping”. *Proceedings of The IEEE*, **62**, pp. 763–768. doi:[10.1109/PROC.1974.9516](https://doi.org/10.1109/PROC.1974.9516).
- Gregorius, T. (1996). *GIPSY/OASIS II: How it works*. Dept. of Geomatics, Univ. of Newcastle upon Tyne, U.K..
- Gross, R.; Abbondanza, C.; Chin, T. M.; Heflin, M.; Parker, J.; Wu, X.; Angermann, D. y Seitz, M. (2014). “Intercomparing EOPs from ITRF2008, DTRF2008, and JTRF2008”. En: *EGU General Assembly 2014, 27 April - 2 May, Vienna, Austria, 2014, Geophys. Res. Abstracts*, **16**, European Geosciences Union, Vienna.
- Groten, E. y Becker, M. (1995). “Methods and experiences of high precision gravimetry as a tool for crustal movement detection”. *J. Geodyn.*, **19**, pp. 141–157. doi:[10.1016/0264-3707\(94\)E0004-E](https://doi.org/10.1016/0264-3707(94)E0004-E).
- Gurtner, W. (1994). “RINEX: The Receiver Independent Exchange Format”. *GPS World*, **5(7)**, pp. 48–52.
- Hadley, J. O. y Agnew, D. C. (1995). “Monument motion and measurements of crustal velocities”. *Geophysical Research Letters*, **22(21)**, pp. 2905–2908. doi:[10.1029/95GL02661](https://doi.org/10.1029/95GL02661).
- Hall, K. W.; Gagliardi, P. y Lawton, D. C. (2010). “GPS accuracy: Hand-held versus RTK”. *CREWES Research Report*, **22**, p. 8. University of Calgary, Calgary.
- Han, S. y Rizos, C. (1996a). “GPS Network Design and Error Mitigation for Real-Time Continuous Array Monitoring Systems”. En: *Proc. ION GPS-96, 9th Int. Tech. Meeting of The Satellite Division of The U.S. Institute of Navigation*, pp. 17–20.
- Han, S. y Rizos, C. (1996b). “On-the-Fly Ambiguity Resolution for Long Range GPS Kinematic Positioning”. En: G. Beutler; W.G. Melbourne; G.W. Hein y G. Seeber (Eds.), *GPS Trends in Precise Terrestrial, Airborne, and Spaceborne Applications*, volumen 115 de *International Association of Geodesy Symposia*, pp. 290–294. Springer Berlin Heidelberg. ISBN 978-3-540-60872-1. doi:[10.1007/978-3-642-80133-4_47](https://doi.org/10.1007/978-3-642-80133-4_47).
- Hanssen, R. F. (2001). *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 308 pp.
- Hanssen, R. F. y Usai, S. (1997). “Interferometric phase analysis for monitoring slow deformation processes”. En: *Third ERS Symposium—Space at the Service of our Environment, Florence, Italy, 17–21 March 1997*, ESA SP-414, pp. 487–491.
- Hartmann, T. y Wenzel, H.-G. (1995). “The HW95 tidal potential catalogue”. *Geophys. Res. Lett.*, **22(24)**, pp. 3553–3556. doi:[10.1029/95GL03324](https://doi.org/10.1029/95GL03324).
- Hatanaka, Y.; Sawada, M.; Horita, A. y Kusaka, M. (2001). “Calibration of antenna-radome and monument-multipath effect of GEONET-Part 1: Measurement of phase characteristics”. *Earth Planets Space*, **53(1)**, pp. 13–21. doi:[10.1186/BF03352358](https://doi.org/10.1186/BF03352358).
- Hayford, J. F. (1910). *Supplementary Investigation in 1909 of the Figure of the Earth and Isostasy*. Separate publications, U.S. Coast and Geodetic Survey, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 80 pp.
- Hernández-Pacheco, A. y Vals, M. C. (1982). “The historical eruptions of La Palma Island (Canarias)”. *Arquipelago, Rev. Univ. Azores, Ser. C. Nat.*, **3**, pp. 83–94.
- Hernández-Pajares, M.; Juan, J. M.; Sanz, J.; Orús, R.; García-Rigo, A.; Feltens, J.; Komjathy, A.; Schaer, S. C. y Krankowski, A. (2009). “The IGS VTEC maps: A reliable source of ionospheric information since 1998”. *Journal of Geodesy*, **83(3-4)**, pp. 263–275. doi:[10.1007/s00190-008-0266-1](https://doi.org/10.1007/s00190-008-0266-1).

- Hernandez-Pajares, M.; Juan-Zornoza, J.M.; Sanz-Subirana, J. y Colombo, O.L. (2003). "Feasibility of Wide-Area Subdecimeter Navigation With GALILEO and Modernized GPS." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41(9)**, pp. 2128–2131. doi:[10.1109/TGRS.2003.817209](https://doi.org/10.1109/TGRS.2003.817209).
- Herrero, T.; Pérez-Martín, E.; Conejo-Martín, M. A.; de Herrera, J. L.; Ezquerra-Canalejo, A. y Velasco-Gómez, J. (2015). "Assessment of underground wine cellars using geographic information technologies". *Survey Review*, **47(342)**, pp. 202–210. doi:[10.1179/1752270614Y.0000000104](https://doi.org/10.1179/1752270614Y.0000000104).
- Herring, T. A. (2009). *Documentation of the GLOBK software version 10.35*. Massachusetts Institute of Technology. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences. Cambridge MA..
- Herring, T. A. (2015). *Volume 3. Geodesy. Treatise on Geophysics. Second Edition*. Elsevier B.V., Oxford, UK. ISBN 978-0-444-53803-1. 424 pp.
- Herring, T. A.; Dong, D. y King, R. W. (1991). "Sub-milliarsecond determination of pole position using Global Positioning System data". *Geophysical Research Letters*, **18**, pp. 1893–1896. doi:[10.1029/91GL02306](https://doi.org/10.1029/91GL02306).
- Herring, T. A.; King, R. W. y McClusky, S. C. (2008). *GAMIT Reference Manual*. Massachusetts Institute of Technology. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences. Cambridge MA. 182 pp.
- Hildenbrand, A.; Gillot, P.Y.; Soler, V. y Lahitte, P. (2003). "Evidence for a persistent uplifting of La Palma (Canary Islands), inferred from morphological and radiometric data". *Earth and Planetary Science Letters*, **210**, pp. 277–289. doi:[10.1016/S0012-821X\(03\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00133-X).
- Hoernle, K. y Schmincke, H. U. (1993). "The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: A blob model for the Canarian hotspot". *Journal of Petrology*, **34**, pp. 599–626.
- Hofmann, J.; Zebker, H. A.; Galloway, D. L. y Amelung, F. (2001). "Seasonal subsidence and rebound in Las Vegas Valley, Nevada observed by synthetic aperture radar interferometry". *Water Resources Research*, **37**, pp. 1551–1566. doi:[10.1029/2000WR900404](https://doi.org/10.1029/2000WR900404).
- Hofmann-Wellenhof, B.; Lichtenegger, H. y Wasle, E. (2008). *GNSS - Global Navigation Satellite Systems. GPS, GLONASS, Galileo & more*. SpringerWienNewYork, Wien, Austria. 516 pp.
- Hofmann-Wellenhof, B. y Moritz, H. (2006). *Physical geodesy. Second, corrected ed.* SpringerWienNewYork, Wien, Austria. 403 pp.
- Hollenstein, Ch.; Müller, M.D.; Geiger, A. y Kahle, H.-G. (2008). "Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993–2003". *Tectonophysics*, **449(1-4)**, pp. 17–40. doi:[10.1016/j.tecto.2007.12.006](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.12.006).
- Hooper, A. (2008). "A Multi-Temporal InSAR Method Incorporating Both Persistent Scatterer and Small Baseline Approaches". *Geophysical Research Letters*, **35(L16302)**. doi:[10.1029/2008GL03465](https://doi.org/10.1029/2008GL03465).
- Hopfield, H. S. (1969). "Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data". *Journal of Geophysical Research*, **74(18)**, pp. 4487–4499. doi:[10.1029/JC074i018p04487](https://doi.org/10.1029/JC074i018p04487).
- Horner-Johnson, B. C.; Gordon, R. G. y Argus, D. F. (2007). "Plate kinematic evidence for the existence of a distinct plate between the Nubian and Somalian plates along the Southwest Indian Ridge". *Journal of Geophysical Research*, **112(B05418)**. doi:[10.1029/2006JB004519](https://doi.org/10.1029/2006JB004519).
- IGC, Instituto Geográfico y Catastral (1938). *Espagne. Rapports sur les travaux géodésiques, astronomiques et gravimétriques exécutés par l'Institut Géographique de 1933 a 1936 présentés à la VI^{ème} Assemblée Générale de l'Association de Géodésie de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale*. Madrid, España. 33 pp.
- IGC, Instituto Geográfico y Catastral (1968). *Islas Canarias. Cálculo compensado de las coordenadas UTM de las Islas Canarias*. Madrid, España.
- IGN, Instituto Geográfico Nacional (2011a). *Boletín de sismos próximos*. [Base de datos en línea] Ministerio de Fomento, Madrid, España. Disponible en <http://www.ign.es/ign/layoutIn/volcaFormularioCatalogo.do>.
- IGN, Instituto Geográfico Nacional (2011b). *Informe petrológico de la erupción de la Isla de El Hierro*. Ministerio de Fomento, Madrid, España. Disponible en <http://www.ign.es/ign/resources/>

- [volcanologia/pdf/Informe_petroológico_erupción_Hierro.pdf](#).
- IGN, Instituto Geográfico Nacional (2015). *Noticias de interés e informe mensual*. [Publicación en línea] Ministerio de Fomento, Madrid, España. Disponible en http://www.ign.es/ign/resources/volcanologia/html/CA_noticias.html.
- Im, S.; Hurlbaeus, S. y Kang, Y. (2013). "Summary Review of GPS Technology for Structural Health Monitoring". *Journal of Structural Engineering*, **139(10)**, pp. 1653–1664. doi:10.1061/(ASCE)ST.1943-541X.0000475.
- INE, Instituto Nacional de Estadística (2015). "España en cifras 2015". [Publicación en línea] Instituto Nacional de Estadística. Madrid. 56 pp. Disponible en http://www.ine.es/prodyser/espa_cifras/2015/index.html.
- InsideGNSS News (2015). "China's New BeiDou GNSS Satellites Come on Line, Talk to Each Other". Disponible en <http://www.insidegnss.com/node/4606> (Última consulta: en agosto de 2015).
- Instituto Español de Oceanografía (2012). *Informe Campaña BIMBACHE1011-9*. Ministerio de Economía y Competitividad, Madrid, España.
- ITRF (2007). *ITRS and WGS84*. Technical report. International Terrestrial Reference Frame. ENSG, Paris, France.
- IUGG (1991). "Resolution 2 on the Conventional Terrestrial Reference System". En: *International Union of Geodesy and Geophysics XXth General Assembly. Vienna, 11-24 August 1991*, .
- Iwabuchi, T.; Miyazaki, S.; Heki, K.; Naito, I. y Hatanaka, Y. (2003). "An impact of estimating tropospheric delay gradients on tropospheric delay estimations in the summer using the Japanese nationwide GPS array". *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **108(D10)**. doi:10.1029/2002JD002214. 4315.
- Iwatsubo, E. Y. y Swanson, D. A. (1992). *Methods used to monitor deformation of the crater floor and lava dome at Mount St. Helens*. En: *Ewert y Swanson (1992)*.
- Jachens, R. C. y Roberts, C. W. (1985). "Temporal and areal gravity investigations at Long Valley Caldera, California". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **90(B13)**, pp. 11210–11218. doi:10.1029/JB090iB13p11210.
- Jarlemark, P.; Lidberg, M.; Kempe, C.; Jivall, L.; Johansson, J. M. y Ning, T. (2012). "Station Calibration of the SWEPOS Network". En: *EUREF 2012. IAG Reference Frame Sub-commission for Europe 22nd Symposium, Saint-Mandé, Paris, June 6–9, 2012*, p. 6.
- JCGM, Joint Committee for Guides in Metrology (2008). *Evaluation of Measurement. Data Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement - Évaluation des données de mesure. Guide pour l'expression de l'incertitude de mesure*. JCGM 100:2008. Bureau International des Poids et Mesures, Paris, France. 134 pp.
- Jiménez, M. J. y García-Fernández, M. (1996). "Aftershock sequence of the 9 May 1989 Canary Islands earthquake". *Tectonophysics*, **255(1-2)**, pp. 157–162. doi:10.1016/0040-1951(95)00179-4.
- Johnson, J.; Braun, J.; Rocken, C. y VanHove, T. (1995). *The Role of Multipath in Antenna Height Tests At Table Mountain*. Publications and Reports. UNAVCO. 19 pp.
- Joughin, I.; Gray, L.; Bindschadler, R.; Price, S.; Morse, D.; Hulbe, C.; Mattar, K. y Werner, C. (1999). "Tributaries of West Antarctic ice streams revealed by RADARSAT interferometry". *Science*, **286(5438)**, pp. 879–900. doi:10.1126/science.286.5438.283.
- Kaplan, E. D. y Hegarty, C. J. (2006). *Understanding GPS: principles and applications*. Artech House, Inc., Norwood, MA. 703 pp.
- Kenner, S. J. y Segall, P. (2000). "Postseismic deformation following the 1996 San Francisco earthquake". *Journal of Geophysical Research*, **105**, pp. 13195–13209. doi:10.1029/2000JB900076.
- Khan, S.A. y Knudsen, Per (2012). *Comparison between GIPSY OASIS 6.0 and BERNESE 5.0 time series for long term GPS stations in Denmark*.

- King, R. W. y Bock, Y. (2005). "Documentation for the GAMIT GPS processing software release 10.2". *Mass. Inst. of Technol. Cambridge*.
- Kleusberg, A. (1990). "A review of kinematic and static GPS surveying procedures". En: *Proceedings of the Second International Symposium on Precise Positioning with GPS, Ottawa, Canadá*, pp. 1102–1113.
- Klobuchar, J.A. (1987). "Ionospheric Time-Delay Algorithm for Single-Frequency GPS Users". *Aerospace and Electronic Systems, IEEE Transactions on*, **AES-23(3)**, pp. 325–331. doi:10.1109/TAES.1987.310829.
- Klügel, A.; Schmincke, H. U.; White, J. D. L. y Hoernle, K. A. (1999). "Chronology and volcanology of the 1949 multi-vent rift-zone eruption on La Palma (Canary Islands)". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **94**, pp. 267–282. doi:10.1016/S0377-0273(99)00107-9.
- Kouba, J. (2003). "A guide to using International GPS Service (IGS) products". Disponible en <ftp://igsceb.jpl.nasa.gov/igsceb/resource/pubs/GuidetoUsingIGSProducts.pdf>.
- Kouba, J. y Héroux, Pierre P. (2001). "Precise Point Positioning Using IGS Orbit and Clock Products". *GPS Solutions*, **5(2)**, pp. 12–28. doi:10.1007/PL00012883.
- Kreemer, C.; Blewitt, G.; Hammond, W. C. y Plag, H.-P. (2006). "Global deformation from the great 2004 Sumatra-Andaman Earthquake observed by GPS: Implications for rupture process and global reference frame". *Earth, Planets and Space*, **58(2)**, pp. 141–148. doi:10.1186/BF03353370.
- Kwok, R. y Fahnestock, M. A. (1996). "Ice sheet motion and topography from radar Interferometry". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34(1)**, pp. 189–200. doi:10.1109/36.481903.
- Lambeck, K. (1988). *Geophysical geodesy: The Study of the Slow Deformations of the Earth*. En *Quo Vadimus: Geophysics for the Next Generation* (eds. G. D. Garland y J. R. Apel). American Geophysical Union, Washington, D. C.. doi:10.1029/GM060p0007.
- Lanari, R. y Franceschetti, G. (1999). *Synthetic Aperture Radar Processing*. volumen 24 de *Electronic Engineering Systems Series*. CRC Press. 193 pp.
- Lanari, R.; Mora, O.; Manunta, M.; Mallorquí, J. J.; Berardino, P. y Sansosti, E. (2004). "A Small-Baseline Approach for Investigating Deformations on Full-Resolution Differential SAR Interferograms". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **42(7)**, pp. 1377–1386. doi:10.1109/TGRS.2004.828196.
- Langbein, J. (1989). "Deformation of the Long Valley caldera, eastern California from mid-1983 to mid-1988 : measurement using a two-color geodimeter". *Journal of Geophysical Research*, **94(B4)**, pp. 3833–3849. doi:10.1029/JB094iB04p03833.
- Langbein, J. y Johnson, H. (1997). "Correlated errors in geodetic time series: Implications for time-dependent deformation". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **102(B1)**, pp. 591–603. doi:10.1029/96JB02945.
- Langley, R. (1991). "Innovation. The Mathematics of GPS". *GPS World*, **2(7)**, pp. 45–50.
- Larson, K. M.; Bilich, A. y Axelrad, P. (2007). "Improving the precision of high-rate GPS". *Journal of Geophysical Research*, **112(B5)**, p. B05422. doi:10.1029/2006JB004367.
- Larson, K. M.; Braun, J.; Small, E.E.; Zavorotny, V.; Gutmann, E. y Bilich, A. (2010). "GPS Multipath and Its Relation to Near-Surface Soil Moisture Content". *IEEE J-STARS*, **3(1)**, pp. 91–99. doi:10.1109/JSTARS.2009.2033612.
- Larson, K. M.; Freymueller, J. T. y Philipson, S. (1997). "Global plate velocities from the Global Positioning System". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **102(B5)**, pp. 9961–9981. doi:10.1029/97JB00514.
- Larson, K. M.; Small, E. E.; Gutmann, E.; Bilich, A.; Braun, J. y Zavorotny, V. (2008). "Use of GPS receivers as a soil moisture network for water cycle studies". *Geophysical Research Letters*, **35(24)**, p. L24405. doi:10.1029/2008GL036013.
- Laurichesse, D.; Mercier, F.; Berthias, J.-P.; Broca, P. y Cerri, L. (2009). "Integer Ambiguity Resolution on Undifferenced GPS Phase Measurements and its Application to PPP and Satellite Precise Orbit

- Determination". *Navigation*, **56(2)**, pp. 135–149. doi:[10.1002/j.2161-4296.2009.tb01750.x](https://doi.org/10.1002/j.2161-4296.2009.tb01750.x).
- Le Bas, M. J.; Le Maitre, R. W.; Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1991). "A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram". *Journal of Petrology*, **27(3)**, pp. 745–750. doi:[10.1093/petrology/27.3.745](https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745).
- Le Provost, C.; Genco, M. L.; Lyard, F.; Vincent, P. y Canceil, P. (1994). "Spectroscopy of the world ocean tides from a finite element hydrodynamic model". *Journal of Geophysical Research*, **99(C12)**, pp. 24777–24797. doi:[10.1029/94JC01381](https://doi.org/10.1029/94JC01381).
- Le Provost, C.; Molines, J. M.; Genco, M. L. y Rabilloud, F. (1998). "A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter-derived data set". *Journal of Geophysical Research*, **103(C3)**, pp. 5513–5529. doi:[10.1029/97JC01733](https://doi.org/10.1029/97JC01733).
- Lefèvre, F.; Lyard, F. H. y Le Provost, C. (2000). "FES98: A new global tide finite element solution independent of altimetry". *Geophysical Research Letters*, **27(17)**, pp. 2717–2720. doi:[10.1029/1999GL011315](https://doi.org/10.1029/1999GL011315).
- Lefèvre, F.; Lyard, F. H.; Le Provost, C. y Schrama, E. J. O. (2002). "FES99: A global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information". *J. of Atmos. Ocean. Technol.*, **19(9)**, pp. 1345–1356.
- Leick, A. (2004). *GPS Satellite Surveying, 3rd Edition*. John Wiley and Sons, Inc., Hoboken, New Jersey. ISBN 978-0-471-05930-1. 464 pp.
- Levallois, J.-J. (1988). *Mesurer la Terre. 300 ans de géodésie française. De la toise du Châtelet au satellite*. Presses de l'École nationale des ponts et chaussées, Paris, France. ISBN 2-85978-114-5. 389 pp.
- Li, J.; Yang, Y.; Xu, J.; He, H.; Guo, H. y Wang, A. (2013). "Performance Analysis of Single-Epoch Dual-Frequency RTK by BeiDou Navigation Satellite System". En: Jiadong Sun; Wenhai Jiao; Haitao Wu y Chuang Shi (Eds.), *China Satellite Navigation Conference (CSNC) 2013 Proceedings*, volumen 245 de *Lecture Notes in Electrical Engineering*, pp. 133–143. Springer Berlin Heidelberg.
- Lichten, S. M. y Border, J. S. (1987). "Strategies for high-precision Global Positioning System orbit determination". *Journal of Geophysical Research*, **92**, pp. 12751–12762. doi:[10.1029/JB092iB12p12751](https://doi.org/10.1029/JB092iB12p12751).
- Lipman, P. W. y Mullineaux, D. R. (1981). *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington*. US Geological Survey, Reston, Virginia.
- López, C.; Blanco, M. J.; Abella, R.; Brenes, B.; Cabrera Rodríguez, V. M.; Casas, B.; Domínguez Cerdeña, I.; Felpeto, A.; de Villalta, M.; del Fresno, C.; García, O.; García-Arias, M. J.; García-Cañada, L.; Gomis Moreno, A.; González-Alonso, E.; Guzmán Pérez, J.; Iribarren, I.; López-Díaz, R.; Luengo-Oroz, N.; Meletlidis, S.; Moreno, M.; Moure, D.; de Pablo, J.; Pereda, J.; Rodero, C.; Romero, E.; Sainz-Maza, S.; Sentre Domingo, M. A.; Torres, P. A.; Trigo, P. y Villasante-Marcos, V. (2012). "Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011-2012 submarine eruption". *Geophysical Research Letters*, **39(13)**, p. L13303. ISSN 1944-8007. doi:[10.1029/2012GL051846](https://doi.org/10.1029/2012GL051846).
- Lyard, F.; Lefèvre, F. y Letellier, T. (2006). "Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004". *Ocean Dynamics*, **56(5)**, pp. 394–415. doi:[10.1007/s10236-006-0086-x](https://doi.org/10.1007/s10236-006-0086-x).
- Ma, C. (2009). *The Second Realization of the International Celestial Reference Frame by Very Long Baseline Interferometry*. Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie. IERS Technical Note 35.
- MacFarlane, D.J. y Ridley, W.I. (1968). "An interpretation of gravity data for Tenerife, Canary Islands". *Earth and Planetary Science Letters*, **4(6)**, pp. 481–486. doi:[10.1016/0012-821X\(68\)90029-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(68)90029-0).
- MacFarlane, D.J. y Ridley, W.I. (1969). "An interpretation of gravity data for lanzarote, Canary Islands". *Earth and Planetary Science Letters*, **6(6)**, pp. 431–436. doi:[10.1016/0012-821X\(69\)90112-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90112-5).
- Mader, G. (1999). "GPS antenna calibration at the National Geodetic Survey". *GPS Solutions*, **3(1)**, pp. 50–58.
- Mader, G. y Bilich, A.L. (2012). "Absolute Antenna Calibration at the US National Geodetic Survey". En: *AGU Fall Meeting, San Francisco, 3–7 December 2012*, .

- Malys, S. (2014). "Transformation to Classical Horizontal mapping datums". En: *UN International Committee on Global Navigation Satellite Systems. Working Group D: Reference Frames, Timing and Applications. Working Group Meeting, 11–13 November 2014, Prague, Czech Republic*, p. 22. United Nations Office for Outer Space Affairs, Viena.
- Mantovani, E.; Viti, M.; Babbucci, D. y Albarello, D. (2007). "Nubia-Eurasia kinematics: an alternative interpretation from Mediterranean and North Atlantic evidence". *Annals of Geophysics*, **50(3)**, pp. 341–366. doi:10.4401/ag-3073.
- Marinoni, L. B. y Gudmundsson, A. (2000). "Dykes, faults and paleostresses in the Teno and Anaga massifs of Tenerife (Canary Islands)". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **103(1-4)**, pp. 83–103. doi:10.1016/S0377-0273(00)00217-1.
- Martí, J. y Gudmundsson, A. (2000). "The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **103(1-4)**, pp. 161–173. doi:10.1016/S0377-0273(00)00221-3.
- Martí, J. y Mitjavila, J. (1995). *A field guide to the central volcanic complex of Tenerife (Canary Islands)*. volumen 4. Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote, Lanzarote, Islas Canarias. Serie Casa de los Volcanes.
- Martí, J.; Mitjavila, J. y Araña, V. (1995). *The Las Cañadas edifice and caldera*. pp. 19–38. Volumen 4 de [Martí y Mitjavila \(1995\)](#). Serie Casa de los Volcanes.
- Martí, J.; Ortiz, R.; Gottsmann, J. y García, A. (2009). "Characterising unrest during the reawakening of the central volcanic complex on Tenerife, Canary Islands, 2004–2005, and implications for assessing hazards and risk mitigation". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **182(1-2)**, pp. 23–33. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.01.028.
- Martínez Milán, J. M. (2007). "España en el Sáhara Occidental: de una colonización tardía a una descolonización inconclusa, 1885-1975". *Anales de Historia Contemporánea*, **23**, pp. 365–383.
- Masson, D.G.; Watts, A.B.; Gee, M.J.R.; Urgeles, R.; Mitchell, N.C.; Le Bas, T.P. y Canals, M. (2002). "Slope failures on the flanks of the western Canary Islands". *Earth Sci. Rev.*, **57(1-2)**, pp. 1–35. doi:10.1016/S0012-8252(01)00069-1.
- Massonnet, D.; Briole, P. y Arnaud, A. (1995). "Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry". *Nature*, **375**, pp. 567–570. doi:10.1038/375567a0.
- Massonnet, D. y Feigl, K. L. (1998). "Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface". *Reviews of Geophysics*, **36(4)**, pp. 441–500. doi:10.1029/97RG03139.
- Massonnet, D. y Feigl, K. L. (2000). *Remote Sensing of Volcano Surface and Internal Processes Using Radar Interferometry*. pp. 207–221. En: [Mouginis-Mark y otros \(2000\)](#).
- Massonnet, D.; Holzer, T. y Vadon, H. (1997). "Land subsidence caused by the East Mesa geothermal field, California, observed using SAR interferometry". *Geophysical Research Letters*, **24(8)**, pp. 901–904. doi:10.1029/97GL00817.
- Massonnet, D.; Rossi, M.; Carmona, C.; Adagna, F.; Peltzer, G.; Feigl, K. L. y Rabaute, T. (1993). "The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry". *Nature*, **364(8)**, pp. 138–142. doi:10.1038/364138a0.
- Matsui, S. y Kimur, H. (2008). "Survey comparison using GNSS and ME5000 for one kilometer range". En: *The 10th International Workshop on Accelerator Alignment, KEK, Tsukuba, 11–15 February 2008*, .
- Matsumoto, K.; Takanezawa, T. y Ooe, M. (2000). "Ocean Tide Models Developed by Assimilating TOPEX/POSEIDON Altimeter Data into Hydrodynamical Model: A Global Model and a Regional Model around Japan". *Journal of Oceanography*, **56(5)**, pp. 567–581. doi:10.1023/A:1011157212596.
- Mazzanti, P. y Cipriani, I. (2012). "Terrestrial SAR interferometry monitoring of a civil building in the city of Rome". En: *'FRINGE 2011' Workshop on ERS/Envisat SAR Interferometry, 'FRINGE11', Frascati, Italy, 19-23 sept. 2011*, p. 8. ESA SP-697, January 2012.

- Mazzanti, Paolo; Bozzano, Francesca; Cipriani, Ivan y Prestininzi, Alberto (2015). "New insights into the temporal prediction of landslides by a terrestrial SAR interferometry monitoring case study". *Landslides*, **12(1)**, p. 55–68. ISSN 1612-510X. doi:[10.1007/s10346-014-0469-x](https://doi.org/10.1007/s10346-014-0469-x).
- McCarthy, D. D. (1996). *IERS Conventions (1996)*. Central Bureau of IERS - Observatoire de Paris. IERS Technical Note 21, 97 pp.
- McCarthy, D. D. y Klepczynski, W. J. (1999). "GPS and Leap Seconds. Time to Change?" *GPS World*, **10(11)**, pp. 50–57.
- McCarthy, D. D. y Petit, G. (2004). *IERS Conventions (2003)*. Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie. IERS Technical Note 32, 127 pp.
- McCarthy, D. D. y Seidelmann, P. K. (2009). *Time: from Earth Rotation to Atomic Physics*. Wiley-VCH Verlag, Weinheim, Germany. 368 pp. ISBN 978-3-527-62795-0.
- McGonigle, A. J. S.; Aiuppa, A.; Giudice, G.; Tamburello, G.; Hodson, A. J. y Gurrieri, S. (2008). "Unmanned aerial vehicle measurements of volcanic carbon dioxide fluxes". *Geophysical Research Letters*, **35(6)**, p. L06303. ISSN 1944-8007. doi:[10.1029/2007GL032508](https://doi.org/10.1029/2007GL032508).
- McGuire, W. J. (1996). *Volcano instability: a review of contemporary themes*. pp. 1–24. Volumen 110 de [McGuire y otros \(1996\)](#).
- McGuire, W. J.; Jones, A. P. y Neuberg, J. (1996). *Volcano Instability on Earth and Other Planets*. volumen 110. Geological Society Pub House. ISBN 978-1897799604.
- McNutt, S. R.; Rymer, H. y Stix, J. (2000). *Synthesis of Volcano Monitoring*. pp. 1165–1183. En: [Sigurdsson y otros \(2011b\)](#).
- Melbourne, T. I. y Webb, F. H. (2002). "Precursory transient slip during the 2001 $M_w = 8.4$ Peru earthquake sequence from continuous GPS". *Geophysical Research Letters*, **29(21)**, pp. 28–1–28–4. doi:[10.1029/2002GL015533](https://doi.org/10.1029/2002GL015533). 2032.
- Merrigan, J.; Swift, E.; Wong, B. y Saffel, J. (2002). "A Refinement to the World Geodetic System 1984 Reference Frame". En: *Proceedings of Institute of Navigation ION GPS 2002, Portland, Oregon, 24–27 septiembre, 2002*, .
- Merryl, A. (2013). "Repercussion of Proton-M's Fiery Launch Failure". *Space Safety Magazine*, **(8)**.
- Mezcua, J. (1995a). *Fundamentos de la red sísmica de España*. pp. 63–86. En: [Mezcua \(1995b\)](#).
- Mezcua, J. (1995b). *Redes Sísmicas Regionales*. Número 11 en Serie Monografías. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Mezcua, J.; Buforn, E.; Udías, A. y Rueda, J. (1992). "Seismotectonics of the Canary Islands". *Tectonophysics*, **208(4)**, pp. 447–452. doi:[10.1016/0040-1951\(92\)90440-H](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90440-H).
- Mezcua, J.; Galán, J.; Rueda, J.; Martínez, J. M. y Buforn, E. (1990). *Sismotectónica de las Islas Canarias, estudio del terremoto del 9 de Mayo de 1989 y su serie de réplicas*. volumen 23 de Pub. Tec. I.G.N. Instituto Geográfico Nacional. 24 pp.
- Misra, P. y Enge, P. (2011). *Global Positioning System: Signals, Measurements, and Performance*. volumen 2. Ganga-Jamuna Press, Lincoln, Massachusetts. ISBN 978-0970954428. 259 pp.
- Miyazaki, S.; Iwabuchi, T.; Heki, K. y Naito, I. (2003). "An impact of estimating tropospheric delay gradients on precise positioning in the summer using the Japanese nationwide GPS array". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **108(B7)**. doi:[10.1029/2000JB000113](https://doi.org/10.1029/2000JB000113). 2335.
- Montenbruck, O.; Rizos, C.; Weber, R.; Neilan, R. y Hugentobler, U. (2013). "Getting a Grip on Multi-GNSS. The International GNSS Service MGEX Campaign". *GPS World*, **24(7)**, pp. 44–49.
- Montesinos, F. G.; Arnosó, J.; Benavent, M. y Vieira, R. (2006). "The crustal structure of El Hierro (Canary Islands) from 3-D gravity inversion". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **150(1-3)**, pp. 283–299. doi:[10.1016/j.jvolgeores.2005.07.018](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.018).
- Montesinos, F.G. (1999). *Inversión gravimétrica 3D por técnicas de evolución. Aplicación a la Isla de Fuerteventura*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid.

- Moore, J. G. y Albee, W. C. (1980). *Topographic and structural changes, March-July, 1980: Photogrametric data*. pp. 123–134. En: Lipman y Mullineaux (1981).
- Mora, O.; Mallorquí, J. J. y Broquetas, A. (2003). "Linear and nonlinear terrain deformation maps from a reduced set of interferometric SAR images". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41(10)**, pp. 2243–2253. doi:10.1109/TGRS.2003.814657.
- Moreira, A.; Prats-Iraola, P.; Younis, M.; Krieger, G.; Hajnsek, I. y Papathanassiou, K.P. (2013). "A tutorial on synthetic aperture radar". *Geoscience and Remote Sensing Magazine, IEEE*, **1(1)**, pp. 6–43. doi:10.1109/MGRS.2013.2248301.
- Moritz, H. (2000). "Geodetic Reference System 1980". *Journal of Geodesy*, **74(1)**, p. 128–133. doi:10.1007/s001900050278.
- Moss, J. L.; McGuire, W. J. y Page, D. (1999). "Ground deformation monitoring of a potential landslide at La Palma, Canary Islands". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **94(1-4)**, pp. 251–265. doi:10.1016/S0377-0273(99)00106-7.
- Moudrak, A.; Klein, H. y Eissfeller, B. (2008). "Future Time: Opportunities for Using Optical Clocks in GNSS Systems". *Inside GNSS*, **3(6)**, pp. 45–50.
- Mouginis-Mark, P.; Crisp, J. y Fink, J. (Eds.) (2000). *Remote sensing of active volcanism*. Geophysical Monographs 116. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Moya, J. (2014). *Desarrollo, implementación y análisis de un modelo cinemático local de velocidades para Costa Rica basado en la integración y homogenización de datos de estaciones GNSS continuas*. Tesis doctoral, E.T.S.I. en Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad de Politécnica de Madrid.
- Murray, J. B.; Rymer, H. y Locke, C. A. (2000). *Ground Deformation, Gravity, and Magnetism*. pp. 1121–1140. En: Sigurdsson y otros (2011b).
- Murray, J.B. y Pullen, A. (1984). "Three-dimensional model of the feeder conduit of the 1983 eruption of Mt. Etna volcano, from ground deformation measurements". *Bulletin Volcanologique*, **47**, pp. 1145–1163. doi:10.1007/BF01952369.
- Nava, F. A. y Glowacka, E. (1999). "Fault-slip Triggering, Healing, and Viscoelastic Afterworking in Sediments in the Mexicali-Imperial Valley". *Pure and Applied Geophysics*, **156(4)**, pp. 615–629.
- Nicolas, J.; Durand, S.; Vergnolle, M.; Morel, L.; Melachroinos, S.; Bouin, M.-N. y Fund, F. (2012). "Ocean Loading in Brittany, Northwest France: Impact of the GPS Analysis Strategy". En: N. Sneeuw; P. Novák; M. Crespi y F. Sansó (Eds.), *VII Hotine-Marussi Symposium on Mathematical Geodesy*, volumen 137 de *International Association of Geodesy Symposia*, pp. 367–372. Springer Berlin Heidelberg. ISBN 978-3-642-22077-7. doi:10.1007/978-3-642-22078-4_55.
- Niedzielski, T. (2014). "Satellite Technologies in Geoinformation Science: Introduction". *Pure and Applied Geophysics*, **171**, pp. 779–781. doi:10.1007/s00024-013-0732-4.
- Niell, A. E. (1996). "Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths". *Journal of Geophysical Research*, **101(B2)**, pp. 3227–3246. doi:10.1029/95JB03048.
- NIMA (2004). *DoD World Geodetic System 1984. Its Definition and Relationships with Local Geodetic Systems. 3rd ed., Amendment 2*. National Imagery and Mapping Agency Report 8350.2. [Publicación en línea]. Geodesy and Geophysics Department, National Imagery and Mapping Agency, St. Louis, USA. 175 pp. Disponible en <http://earth-info.nga.mil/GandG/publications/tr8350.2/wgs84fin.pdf>.
- Nocquet, J. M. y Calais, E. (2004). "Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe". *Pure and Applied Geophysics*, **161(3)**, pp. 661–681.
- Noll, C. E. (2008). "SLR, GNSS, VLBI and DORIS Networks: ILRS+IGS+IVS+IDS". En: *16th International Workshop on Laser Ranging, Poznan, Poland, 13–17 October 2008*, .
- Noomen, R.; Springer, T.A.; Ambrosius, B.A.C.; Herzberger, K.; Kuijper, D.C.; Mets, G.-J.; Overgaauw, B. y Wakker, K.F. (1996). "Crustal deformations in the mediterranean area computed from SLR and GPS observations". *Journal of Geodynamics*, **21(1)**, pp. 73–96. doi:10.1016/0264-3707(95)00015-1.

- Nunnari, G. y Puglisi, G. (1994a). "Ground deformation studies during the 1991-93 Etna eruption using GPS data". *Acta Volcanol.*, **14**, pp. 101–107.
- Nunnari, G. y Puglisi, G. (1994b). "The global positioning system as a useful technique for measuring ground deformations in volcanic areas". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **61(3-4)**, pp. 267–280. doi:[10.1016/0377-0273\(94\)90008-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90008-6). International Conference on Active Volcanoes and Risk Mitigation.
- Overgaauw, B.; Ambrosius, B.A.C. y Wakker, K.F. (1994). "Analysis of the EUREF-89 GPS data from the SLR/VLBI sites". *Bulletin géodésique*, **68(1)**, pp. 19–28. doi:[10.1007/BF00806749](https://doi.org/10.1007/BF00806749).
- Pallero, J.L.G.; González, P.J. y Prieto, J.F. (2011). *DEFOR, programas para el cálculo de deformaciones*. [Software]. Disponible en <https://bitbucket.org/jgpallero/defor/>.
- Pan, M.; Sjöberg, L.-E. y Talbot, C.-J. (2001). "Crustal movements in Skåne, Sweden, between 1992 and 1998 as observed by GPS". *Journal of Geodynamics*, **31(3)**, pp. 311–322. doi:[10.1016/S0264-3707\(00\)00032-6](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(00)00032-6).
- Parkinson, B. W. y Spilker, J. J. (1996). *Global Positioning System: Theory and Applications*. volumen I. American Institute of Aeronautics and Astronautics, Inc. 793 pp.
- Paul, M.K. (1973). "A note on computation of Geodetic coordinates from geocentric (Cartesian) coordinates". *Bulletin Géodésique*, **108(1)**, pp. 135–139. doi:[10.1007/BF02522075](https://doi.org/10.1007/BF02522075).
- Pearlman, M. R.; Degnan, J. y J.Bosworth (2002). "The International Laser Ranging Service". *Advances in Space Research*, **30(2)**, pp. 135–143. doi:[10.1016/S0273-1177\(02\)00277-6](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(02)00277-6).
- Peropérez, B. (2014). "La peligrosidad sísmica y el factor de riesgo". *Informes de la Construcción*, **66(534)**, pp. e018, 8. doi:[10.3989/ic.13.018](https://doi.org/10.3989/ic.13.018).
- Pérez, N. M.; Wakita, H.; Nakai, S.; Sano, Y. y Williams, S. N. (1994). "3He/4He isotopic ratios in volcanic-hydrothermal discharges from the Canary Islands, Spain: implications on the origin of the volcanic activity". *Mineralogical Magazine*, **58(A)**, pp. 709–710.
- Pérez, N.M.; Hernández, P.A.; Padrón, E.; Melián, G.; Marrero, R.; Padilla, G.; Barrancos, J. y Nolasco, D. (2007). "Precursory Subsurface 222Rn and 220Rn Degassing Signatures of the 2004 Seismic Crisis at Tenerife, Canary Islands". *Pure and Applied Geophysics*, **164(12)**, pp. 2431–2448. doi:[10.1007/s00024-007-0280-x](https://doi.org/10.1007/s00024-007-0280-x).
- Pérez Martín, E.; Herrero Tejedor, T. R.; Gómez-Elvira González, M. A.; Rojas Sola, J. I. y Conejo Martín, M. A. (2011). "Graphic study and geovisualization of the old windmills of La Mancha (Spain)". *Applied Geography*, **31(3)**, pp. 941–949. doi:[10.1016/j.apgeog.2011.01.006](https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2011.01.006).
- Pérez-Torrado, F. J.; Carracedo, J. C.; Rodríguez-González, A.; Soler, V.; Troll, V. R. y Wiesmaier, S. (2012). "La erupción submarina de La Restinga en la isla de El Hierro, Canarias: Octubre 2011-Marzo 2012". *Estudios Geológicos*, **68(1)**, pp. 5–27. doi:[10.3989/egeol.40918.179](https://doi.org/10.3989/egeol.40918.179).
- Perlock, P.A.; Gonzalez, P. J.; Tiampo, K.F.; Rodriguez-Velasco, G. y Fernandez, J. (2009). "Time Evolution of Deformation Using Time Series of Differential Interferograms: Application to La Palma Island (Canary Islands)". En: *Earth Sciences and Mathematics*, Pageoph Topical Volumes, pp. 1531–1554. Birkhäuser Basel. ISBN 978-3-7643-9963-4. doi:[10.1007/978-3-7643-9964-1_5](https://doi.org/10.1007/978-3-7643-9964-1_5).
- Perosanz, F.; Loyer, S.; Marty, J.; Fund, F.; Portier, L.; Bracher, G.; Mercier, F.; Capdeville, H.; Lemoine, J. y Biancale, R. (2011). "GINS: a multi-GNSS software to track small geodetic signals". En: *American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, San Francisco, 5–7 December 2011*, .
- Peter, G.; Moose, R. E.; Wessells, C. W.; Faller, J. E. y Niebauer, M. T. (1989). "High-precision absolute gravity observations in the United States". *Journal of Geophysical Research*, **94(B5)**, pp. 5659–5674. doi:[10.1029/JB094iB05p05659](https://doi.org/10.1029/JB094iB05p05659).
- Petit, G. y Luzum, B. (2010). *IERS Conventions (2010)*. Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie. IERS Technical Note 36, 179 pp.
- Petrov, L. y Boy, J.-P. (2004). "Study of the atmospheric pressure loading signal in very long baseline interferometry observations". *Journal of Geophysical Research*, **109(B03405)**, p. 14pp.

- doi:1029/2003JB002500.
- Phelts, R.E. y Enge, P. (2000). "The multipath invariance approach for code multipath mitigation". En: *Proceedings of the 13th International Technical Meeting of the Satellite Division of The Institute of Navigation (ION GPS 2000), Salt Lake City, Utah, September 19–22*, pp. 2376–2384.
- Pieri, D.; Diaz, J. A.; Bland, G.; Fladeland, M.; Madrigal, Y.; Corrales, E.; Alegria, O.; Alan, A.; Realmuto, V. y Miles, A., T. abd Abtahi (2013). "In situ observations and sampling of volcanic emissions with NASA and UCR unmanned aircraft, including a case study at Turrialba Volcano, Costa Rica". *Geological Society, London, Special Publications*, **380(1)**, pp. 321–352.
- Pingue, F.; Troise, C.; Luca, G. De; Grassi, V. y Scarpa, R. (1998). "Geodetic monitoring of Mt. Vesuvius Volcano, Italy, based on EDM and GPS surveys". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **82(1–4)**, pp. 151–160. doi:10.1016/S0377-0273(97)00062-0.
- Pollard, D. D.; Delaney, P. T.; Duffield, W. A.; Endo, E. T. y Okamura, A. T (1993). "Surface deformation in volcanic rift zones". *Tectonophysics*, **94(1-4)**, pp. 541–584. doi:10.1016/0040-1951(83)90034-3.
- Prada Llorente, E.; Riesco Chueca, P. y Herrero Tejedor, T. (2013). "Paisaje e imagen: formas y herencias en la construcción cultural del territorio agrario". *Estudios Geográficos*, **74(275)**. doi:10.3989/estgeogr.201320.
- Prieto, J.; González, P.; Seco, A.; Rodríguez-Velasco, G.; Tunini, L.; Perlock, P.; Arjona, A.; Aparicio, A.; Camacho, A.; Rundle, J.; Tiampo, K.; Pallero, J.; Pospiech, S. y Fernández, J. (2009). "Geodetic and Structural Research in La Palma, Canary Islands, Spain: 1994–2007 Results". *Pure and Applied Geophysics*, **166(8-9)**, pp. 1461–1484. doi:10.1007/s00024-009-0505-2.
- Prieto, J.; Velasco, J.; López-Cuervo, S.; Rodríguez-Solano, R.; de Blas, A.; Verdú, A.; Sánchez, J. I. y Villegas, J. M. (2008). "Establecimiento de la Red GNSS de InlandGeo en la Comunidad de Madrid: Aplicaciones en tiempo real". En: *Actas de VII Jornadas Internacionales de Aplicaciones Geomáticas en Ingeniería*, Escuela Técnica Superior de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía de la Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, España.
- Prieto, J. F. (2009a). *The New Arc1960-ITRF2000 Transformation Parameters for Cartographic purposes in Zambia*. Primer trabajo tutelado para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados. ETSI Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid, Madrid. (6 ECTS). 56 pp.
- Prieto, J. F. (2009b). *Permanent GPS observation in Tenerife Island for volcano monitoring. Results obtained from June 2004 to January 2006*. Segundo trabajo tutelado para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados. ETSI Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid, Madrid. (6 ECTS). 37 pp.
- Prieto, J. F.; Fernández, J.; González, P. J.; Camacho, A. G. y Luzón, F. (2012). *Investigación en vigilancia geodésica de actividad volcánica en las Islas Canarias*. pp. 203–218. En: [García y Luzón \(2012\)](#). 331 pp.
- Prieto, J. F.; Fernández, J.; González, P. J.; Sagiya, T.; Fujii, N.; Hernández, P. A. y Pérez, N. M. (2005). "Permanent ITER-GPS network in Canary Islands for volcano monitoring: design, objectives and first results". En: *Geophysical Research Abstracts*, volumen 7. 1607-7962/gra/EGU05-A-09426.
- Prieto, J. F.; Fernández, J.; Rodríguez-Velasco, G.; Valdés, M.; González-Matesanz, F. J.; González, P. J.; Staller, A.; Hernández, P. A.; Lambás, F.; de Torres, J. A. y Pérez, N. M. (2004). "Permanent GPS network in Canary Islands for volcano monitoring: design and objectives". En: *International Symposium Reducing Volcanic Risk in Islands, ITER, Tenerife, Islas Canarias, 2-6 de Junio, 2004*, 09426.
- Prieto, J. F. y Velasco, J. (2012). "Sistemas de posicionamiento geodésico (GNSS)". [Publicación en línea]. Objetos digitales para la docencia y el aprendizaje. Universidad Politécnica de Madrid. Disponible en http://cdp.upm.es/R/?object_id=472710&func=dbin-jump-full.
- Puglisi, G.; Aloisi, M.; Falzone, G.; Puglisi, B.; Rossi, M.; Cantarero, M.; Mattia, M.; Bonaccorso, A.; Bonforte, A. y Campisi, O. (2005). "New integrated geodetic monitoring system at Stromboli volcano (Italy)". *Engineering Geology*, **79(1-2)**, pp. 13–31. doi:10.1016/j.enggeo.2004.10.013.
- Puglisi, G. y Coltelli, M. (2001). "SAR Interferometry applications on active volcanism: state of the art and perspectives for volcano monitoring". *Il Nuovo Cimento*, **24**, pp. 133–145.

- Quaas, R.; González, R.; Guevara, E.; Ramos, E. y De La Cruz-Reyna, S. (1995). *Monitoreo Volcánico: Instrumentación y Métodos de Vigilancia*. pp. 25–76. En: **Zepeda y Sánchez (1995)**.
- Quirós, R.; Barbadillo, A.; Regidor-Gutiérrez, J.; Sanz, J. M.; **Prieto, J. F.** y Cano, M. A. (2002). "The REGENTE Project". En: *Comunicaciones Tercera Asamblea Hispano-Portuguesa, Valencia, 4–8 Febr. 2000*, .
- Rabbel, W. y Schuh, H. (1986). "The Influence of Atmospheric Loading on VLBI-experiments". *J.Geophys.*, **59**, pp. 164–170.
- Ragheb, A.E.; Clarke, P.J. y Edwards, S.J. (2007). "GPS sidereal filtering: coordinate- and carrier-phase-level strategies". *Journal of Geodesy*, **81(5)**, pp. 325–335. doi:[10.1007/s00190-006-0113-1](https://doi.org/10.1007/s00190-006-0113-1).
- Ranero, C.R.; Torne, M. y Banda, E. (1995). "Gravity and multichannel seismic reflection constraints on the lithospheric structure of the Canary Swell". *Marine Geophysical Researches*, **17(6)**, pp. 519–534. doi:[10.1007/BF01204342](https://doi.org/10.1007/BF01204342).
- Ray, E. D.; Egbert, G. D. y Erofeeva, S. Y. (1999). *A global ocean tide model From TOPEX/Poseidon altimetry: GOT99.2*. NASA Technical Memorandum, NASA/TM-1999-209478. National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.
- Ray, E. D.; Egbert, G. D. y Erofeeva, S. Y. (2011). *Tide predictions in shelf and coastal waters: status and prospects, in Coastal Altimetry*. ed. S. Vignudelli, A. G. Kostianoy, P. Cipollini y J. Benveniste. Springer-Verlag, New York.
- Ray, J.; Dong, D. y Altamimi, Z. (2004). "IGS reference frames: status and future improvements". *GPS Solutions*, **8(4)**, pp. 251–266. doi:[10.1007/s10291-004-0110-x](https://doi.org/10.1007/s10291-004-0110-x).
- Rebai, S.; Philip, H. y Taboada, A. (1992). "Modern tectonic stress field in the mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scale". *Geophysical Journal International*, **110(1)**, pp. 106–140. doi:[10.1111/j.1365-246X.1992.tb00717.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00717.x).
- Rebischung, P.; Garayt, B.; Chenal, J. y Legrand, J. (2015). "Le rôle des GNSS dans l'élaboration et la dissémination de l'ITRF". En: *Journée GNSS et Science, Paris, 29 janvier 2015*, .
- Rebischung, P.; Griffiths, J.; Ray, J.; Schmid, R.; Collilieux, X. y Garayt, B. (2012). "IGS08: the IGS realization of ITRF2008". *GPS Solutions*, **16(4)**, pp. 483–494. ISSN 1080-5370. doi:[10.1007/s10291-011-0248-2](https://doi.org/10.1007/s10291-011-0248-2).
- Regidor-Gutiérrez, J.; **Prieto, J. F.**; Sanz, J. M.; Quirós, R. y Barbadillo, A. (2000). "El Proyecto REGENTE". En: *Comunicaciones del VII Congreso Nacional de Topografía y Cartografía, Madrid, 16–20 Octubre, 2000*, pp. 87–93.
- Reilinger, R.; McClusky, S.; Vernant, P.; Lawrence, S.; Ergintav, S.; Cakmak, R.; Ozener, H.; Kadirov, F.; Guliev, I.; Stepanyan, R.; Nadariya, M.; Hahubia, G.; Mahmoud, S.; Sakr, K.; ArRajehi, A.; Paradisis, D.; Al-Aydrus, A.; Prilepin, M.; Guseva, T.; Evren, E.; Dmitrotsa, A.; Filikov, S. V.; Gomez, F.; Al-Ghazzi, R. y Riad, G. (2006). "GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **111(B5)**. doi:[10.1029/2005JB004051](https://doi.org/10.1029/2005JB004051).
- Reilly, W. I.; Fredrich, G.; Hein, G. W.; Landau, H.; Almazán, J. L. y Caturla, J. L. (1992). "Geodetic determination of crustal deformation across the Strait of Gibraltar". *Geophysical Journal International*, **111(2)**, pp. 391–398. doi:[10.1111/j.1365-246X.1992.tb00585.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00585.x).
- Remondi, B. W. (1989). *Extending the National Geodetic Survey standard GPS orbit formats*. NOAA Technical Report NOS 133 NGS 46. U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration, Rockville.
- Remondi, B. W. (1990). *Pseudo-kinematic GPS results using the ambiguity function method*. NOAA Technical Memorandum NOS 133 NGS 52, Rockville, Maryland.
- Revnivykh, S. G. (2007). "GLONASS Status, Development and Application". En: *International Committee on Global Navigation Satellite Systems. Second Meeting, Bangalore, India, 4–7 September 2007*, .
- Richards, E. G. (2000). *Mapping Time*. Oxford University Press. 464 pp.

- Rihm, Jacobs; Krastel; Schmincke y Alibes (1998). "Las Hijas Seamounts—the next Canary Island?" *Terra Nova*, **10**(3), pp. 121–125. doi:[10.1046/j.1365-3121.1998.00176.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1998.00176.x).
- RISDE (2008). *GLONASS Interface Control Document. Edition 5.1*. Russian Institute of Space Device Engineering. Moscow, Russian Federation.
- Rivera, J.; Lastras, G.; Canals, M.; Acosta, J.; Arrese, B.; Hermida, N.; Micallef, A.; Tello, O. y Amblas, D. (2013). "Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro (Canary Islands) 2011-2012 submarine volcanic eruption". *Geology*. doi:[10.1130/g33863.1](https://doi.org/10.1130/g33863.1). First published on January 4, 2013.
- Roberts, G. W.; Lau, L. y Hancock, C. (2012). "Technical Impact of Multiple GNSS on Applications". En: *IAG/FIG Commission 5 / ICG Technical Seminar on Reference Frame in Practice, Rome, Italy, 4–5 May, 2012*, .
- Robertson, A. H. F. y Bernoulli, D. (1982). *Stratigraphy facies, and significance of Late Mesozoic and Early Tertiary Sedimentary Rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands)*. pp. 498–525. En: *von Rad y otros (1982)*. doi:[10.1007/978-3-642-68409-8](https://doi.org/10.1007/978-3-642-68409-8). 703 pp.
- Rocca, F. (2007). "Modeling Interferogram Stacks". *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, **45**(10), pp. 3289–3299. ISSN 0196-2892. doi:[10.1109/TGRS.2007.902286](https://doi.org/10.1109/TGRS.2007.902286).
- Rodríguez-Velasco, G.; Romero, R.; Yu, T. T.; González-Matesanz, F. J.; Quirós, R.; Dalda, A.; Aparicio, A.; Carrasco, D.; Prieto, J. F. y Fernández, J. (2002). "On the monitoring of surface displacement in connection with volcano reactivation in Tenerife, Canary Islands, using space techniques". *Física de la Tierra*, **14**, pp. 85–108.
- Roest, W. R.; Dañobeitia, J. J.; Verhoef, J. y Collette, B. J. (1992). "Magnetic anomalies in the Canary Basin and the Mesozoic evolution of the Central North Atlantic". *Mar. Geophys. Res.*, **14**(1), pp. 1–24. doi:[10.1007/BF01674063](https://doi.org/10.1007/BF01674063).
- Romero, C. (2000). *Actividad volcánica histórica en las Islas Canarias*. pp. 115–128. Volumen 7 de *Astíz y García (2000)*. Serie Casa de los Volcanes.
- Romero, R.; Fernández, J.; Carrasco, D.; Luzón, F.; Martínez, F.; Rodríguez-Velasco, G.; Moreno, V.; Araña, V. y Aparicio, A. (2002). "Synthetic Aperture Radar Interferometry (InSAR): Application to ground deformations studies for volcano and seismic monitoring". *Física de la Tierra*, **14**, pp. 55–84.
- Rosen, P.; Hensley, S.; Joughin, I. R.; Li, F. K.; Madsen, S.; Rodríguez, E. y Goldstein, R. (2000). "Synthetic Aperture Radar Interferometry". *Proceedings of the IEEE*, **88**(3), pp. 333–382. doi:[10.1109/5.838084](https://doi.org/10.1109/5.838084).
- Rost, C. y Wanninger, L.F. (2009). "Carrier phase multipath mitigation based on GNSS signal quality measurements". *Journal of Applied Geodesy*, **3**(2), pp. 81–87. doi:[10.1109/PLANS.2010.5507235](https://doi.org/10.1109/PLANS.2010.5507235).
- Rothacher, M. (2001). "Comparison of Absolute and Relative Antenna Phase Center Variations". *GPS Solutions*, **4**(4), pp. 55–60. doi:[10.1007/PL00012867](https://doi.org/10.1007/PL00012867).
- Rothacher, M. y Beutler, G. (2002). *Advanced Aspects of Satellite Positioning, Lecture Notes*. The University of Calgary, AB, Canada.
- Rueda, J. (1995). *Análisis y procesamiento de datos en la red sísmica nacional*. pp. 87–111. En: *Mezcua (1995b)*.
- Rüeger, J. M. (1996). *Electromagnetic Distance Measurement. An Introduction. 4th edition*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. ISBN 978-3-540-61159-2. doi:[10.1007/978-3-642-80233-1](https://doi.org/10.1007/978-3-642-80233-1). Beerfelden, XIX, 276 pp.
- Rundle, J. B. y Whitcomb, J. H. (1986). "Modeling gravity and trilateration data in Long Valley, California, 1983–1984". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **91**(B12), pp. 12675–12682. doi:[10.1029/JB091iB12p12675](https://doi.org/10.1029/JB091iB12p12675).
- Saastamoinen, J. (1973). "Contributions to the Theory of Atmospheric Refraction". *Bulletin Géodésique*, **105**, pp. 279–298. doi:[10.1007/BF02522047](https://doi.org/10.1007/BF02522047). Publicado en tres partes 105: 279-298, 106: 383-397, 107: 13-34.
- Sagiya, T.; Miyazaki, S. y Tada, T. (2000). "Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan". *Pure and Applied Geophysics*, **157**(11), pp. 2303–2322. doi:[10.1007/PL00022507](https://doi.org/10.1007/PL00022507).

- Samsonov, S.; Tiampo, K.; Gonzalez, P. J.; Prieto, J.; Camacho, A. G. y Fernandez, J. (2008). "Surface deformation studies of Tenerife Island, Spain from joint GPS-DInSAR observations". En: *Second Workshop on USE of Remote Sensing Techniques (USEREST) for Monitoring Volcanoes and Seismogenic Areas, Naples, Italy, 11–14 Nov, 2008*, volumen 10443679, p. 6. IEEE Geoscience and Remote Sensing Society (GRSS), Naples, Italy. doi:[10.1109/USEREST.2008.4740337](https://doi.org/10.1109/USEREST.2008.4740337).
- Samsonov, S. y Tiampo, K. F. (2006). "Analytical optimization of InSAR and GPS dataset for derivation of three-dimensional surface motion". *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, **3**(1), pp. 107–111. doi:[10.1109/LGRS.2005.858483](https://doi.org/10.1109/LGRS.2005.858483).
- Sandwell, D. T. y Smith, W. H. F. (1997). "Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry". *Journal of Geophysical Research*, **102**(B5), pp. 10039–10054. doi:[10.1029/96JB03223](https://doi.org/10.1029/96JB03223).
- Sanz, J.; Rovira-Garcia, A.; Hernandez-Pajares, M.; Juan, J.M.; Ventura-Traveset, J.; Lopez-Echazarreta, C. y Hein, G. (2012). "The ESA/UPC GNSS-Lab Tool (gLAB): An advanced educational and professional package for GNSS data processing and analysis". En: *6th ESA Workshop on Satellite Navigation Technologies Multi-GNSS Navigation Technologies NAVITEC 2012, Noordwijk, The Netherlands, 5–7 December 2012*, p. 7. doi:[10.1109/NAVITEC.2012.6423100](https://doi.org/10.1109/NAVITEC.2012.6423100).
- Sarychikhina, O.; Glowacka, E.; Suárez Vidal, F.; Mellors, R. y Ramírez Hernández, J. (2011). "Aplicación de DInSAR a los estudios de subsidencia en el Valle de Mexicali". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **63**(1), pp. 1–13.
- Savage, J. C. (1983). "Strain accumulation in the Western United States". *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **11**, pp. 11–41. doi:[10.1146/annurev.ea.11.050183.000303](https://doi.org/10.1146/annurev.ea.11.050183.000303).
- Savage, J. C.; Cockerham, R. S.; Estrem, J. E. y Moore, L. R. (1987). "Deformation near the Long Valley caldera, eastern California, 1982-1986". *Journal of Geophysical Research*, **92**, pp. 2721–2746.
- Savcenko, R. y Bosch, W. (2008). *EOT08a - empirical ocean tide model from multi-mission satellite altimetry*. Report No. 81. Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut (DGFI), München, Germany.
- Savcenko, R. y Bosch, W. (2011). "EOT11a - a new tide model from Multi-Mission Altimetry". En: *OSTST Meeting, October 19–21, 2011, San Diego*, .
- Scambos, T. A.; Dutkiewicz, M. J.; Wilson, J. C. y Bindshadler, R. A. (1992). "Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data". *Remote Sensing of Environment*, **42**(3), pp. 177–186. doi:[10.1016/0034-4257\(92\)90101-O](https://doi.org/10.1016/0034-4257(92)90101-O).
- Scandone, R.; Bartolini, S. y Martí, J. (2016). "A scale for ranking volcanoes by risk". *Bulletin of Volcanology*, **78**(2), 2. ISSN 0258–8900. doi:[10.1007/s00445-015-0995-y](https://doi.org/10.1007/s00445-015-0995-y).
- Scarpa, R. y Tilling, R. I. (2012). *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer Verlag, New York. ISBN 978-3642800894. 868 pp.
- Schaal, R.; Larocca, A. y Guimarães, G. (2012). "Use of a Single L1 GPS Receiver for Monitoring Structures: First Results of the Detection of Millimetric Dynamic Oscillations". *Journal of Surveying Engineering*, **138**(2), pp. 92–95. doi:[10.1061/\(ASCE\)SU.1943-5428.0000070](https://doi.org/10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000070).
- Schaer, S.; Gurtner, W. y Felten, J. (1998). "IONEX: The IONosphere Map EXchange Format Version 1". Astronomical Institute, University of Berne.
- Scherneck, H.-G. (1991). "A parameterized solid earth tide model and ocean tide loading effects for global geodetic baseline measurements". *Geophys. J. Int.*, **106**(3), pp. 677–694. doi:[10.1111/j.1365-246X.1991.tb06339.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06339.x).
- Scherneck, H.-G. (1999). "Local site displacement due to ocean loading of the IERS Conventions". *Capítulos 6 y 7, H. Schuh (ed.), DGFI Report*, **71**, pp. 19–23.
- Schlüter, W.; Himwich, E.; Nothnagel, A.; Vandenberg, N. y Whitney, A. (2002). "IVS and its important role in the maintenance of the global reference systems". *Advances in Space Research*, **30**(2), pp. 145–150. doi:[10.1016/S0273-1177\(02\)00278-8](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(02)00278-8).
- Schmid, R. (2013). *IGS Antenna Working Group*. pp. 141–147. En: [Dach y Jean \(2013\)](#).

- Schmid, R.; Gendt, P. Steigenberger G.; Gee, M. y Rothacher, M. (2007). "Generation of a consistent absolute phase center correction model for GPS receiver and satellite antennas". *Journal of Geodesy*, **81(12)**, pp. 781–798. doi:10.1007/s00190-007-0148-y.
- Schmid, R.; Rothacher, M.; Thaller, D. y Steigenberger, P. (2005). "Absolute phase center corrections of satellite and receiver antennas". *GPS Solutions*, **9(4)**, pp. 283–293. doi:10.1007/s10291-005-0134-x.
- Schwiderski, E. W. y Szeto, L. T. (1980). "The NSWG global ocean tide data tape (GOTD), its features and application, random-point tide program". *NSWC-TR 81-254, Naval Surface Weapons Center, Dahlgren, Virginia*, p. 19.
- Seeber, G. (2003). *Satellite Geodesy: foundations, methods and applications*. Walter de Gruyter, Berlin. ISBN 3-11-017549-5. 589 pp.
- Seitz, M.; Angermann, D.; Bloßfeld, M.; Drewes, H. y Gerstl, M. (2012). "The 2008 DGFI realization of the ITRS: DTRF2008". *Journal of Geodesy*, **86(12)**, pp. 1097–1123. doi:10.1007/s00190-012-0567-2.
- Sella, G. F.; Dixon, T. H. y Mao, A. (2002). "REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **107(B4)**, pp. ETG 11–1–ETG 11–30. doi:10.1029/2000JB000033.
- Serpelloni, E.; Vannucci, G.; Pondrelli, S.; Argnani, A.; Casula, G.; Anzidei, M.; Baldi, P. y Gasperini, P. (2007). "Kinematics of the Western Africa–Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data". *Geophysical Journal International*, **163(3)**, pp. 1180–1200. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x.
- Sevilla, M. J. (2009). *Cálculos de precesión y nomenclatura*. volumen 9 de *Cursos y Seminarios*. Instituto de Astronomía y Geodesia (UCM-CSIC). ISBN 978-84-87488-09-2. Madrid, 130 pp.
- Sevilla, M. J. y Romero, P. (1991). "Ground deformation control by statistical analysis of a geodetic network in the caldera of Teide". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **47(1-2)**, pp. 65–74. doi:10.1016/0377-0273(91)90101-5.
- Sevilla, M. J. y Sánchez, F. J. (1996). "Geodetic network for deformation monitoring in the Caldera of Teide". En: *The European Laboratory Volcanoes, Proc. 2nd Workshop, Santorini, Greece, 2–4 May 1996*, pp. 615–636. European Commission.
- Sevilla, M. J.; Sevilla, M. D. Martín y Camacho, A. G. (1986). "Data analysis and adjustment of the first geodetic surveys in the Caldera of Teide, Tenerife, Canary Islands". *Tectonophysics*, **130(1)**, pp. 213–234. doi:10.1016/0040-1951(86)90113-7.
- Sevilla, M.J. y Parra, R. (1975). "Levantamiento gravimétrico de Lanzarote". *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, **49**, pp. 257–284.
- Sevilla, M.J.; Valbuena, J.L.; Rodríguez-Díaz, G. y Vara, M.D. (1996). "Trabajos altimétricos en la caldera del Teide", **8**, pp. 117–130.
- Sharkov, E. (2012). *Tectonics - Recent Advances*. [Publicación en línea] InTech Books, Rijeka, Croacia. ISBN 978-953-51-0675-3. Disponible en <http://www.intechopen.com/books/tectonics-recent-advances>.
- Sherwin, C.W.; Ruina, J.P. y Rawcliffe, R.D. (1962). "Some Early Developments in Synthetic Aperture Radar Systems". *Military Electronics, IRE Transactions on*, **MIL-6(2)**, pp. 111–115. ISSN 0096-2511. doi:10.1109/IRET-MIL.1962.5008415.
- Siebert, L.; Simkin, T. y Kimberly, P. (2011). *Volcanoes of the World*. University of California Press. University of California Press. ISBN 978-0520268777. 568 pp.
- Sigmundsson, F.; Durand, P. y Massonnet, D. (1999). "Opening of an eruptive fissure and seaward displacement at Piton de la Fournaise volcano measured by RADARSAT satellite radar interferometry". *Geophysical Research Letters*, **26(5)**, pp. 533–536. doi:10.1029/1999GL900055.
- Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S.R.; Rymer, H. y Stix, J. (2011a). *Enciclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, California.

- Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S.R.; Rymer, H. y Stix, J. (2011b). *Enciclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, California.
- Smets, B.; d'Oreye, N.; Kervyn, F.; Kervyn, M.; Albino, F.; Arellano, S.; Bagalwa, M.; Balagizi, C.; Carn, S. A.; Darrach, T. H.; Fernandez, J.; Galle, B.; Gonzalez, P. J.; Head, E.; Karume, K.; Kavotha, D.; Lukaya, F.; Mashagiro, N.; Mavonga, G.; Norman, P.; Osodundu, E.; Pallerio, J.L.G.; **Prieto, J. F.**; Samsonov, S.; Syauserwa, M.; Tedesco, D.; Tiampo, K.; Wauthier, C. y Yalire, M. M. (2014). "Detailed multidisciplinary monitoring reveals pre- and co-eruptive signals at Nyamulagira volcano (North Kivu, Democratic Republic of Congo)". *Bulletin of Volcanology*, **76(1)**, 787. doi:10.1007/s00445-013-0787-1.
- Solana, M.C. (1995). *Evaluación de la peligrosidad volcánica en Tenerife a partir de la reconstrucción de cuatro erupciones históricas*. Tesis doctoral, Universidad Complutense Madrid, Madrid.
- Souchay, J. y Feissel-Vernier, M. (2010). *The International Celestial Reference System and Frame - ICRS Center Report for 2001-2004*. Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie. IERS Technical Note 34.
- Sparks, R. S. J.; Biggs, J. y Neuberg, J. W. (2012). "Monitoring Volcanoes". *Science*, **335(L05304)**. doi:10.1126/science.1219485.
- Spilker, J. (1996). *GPS Signal structure and theoretical performance*. pp. 57–119. Volumen I de **Parkinson y Spilker (1996)**. 793 pp.
- Spinetti, C.; Berardino, P.; Berardino, P.; Buongiorno, M. F.; Casu, F.; Fernández, J.; Guglielmino, F.; Lanari, R.; Manzo, M.; Pepe, S.; Puglisi, G.; Solaro, G.; Tizzani, P.; Zeni, G. y Camacho, A. G. (2007). "Monitoring active volcanoes by using of ENVISAT and ERS data: first results of the EURORISK-PREVIEW Project". En: *Envisat Symposium 2007, Montreux, Switzerland, 23–27 April 2007*, . (ESA SP-636, July 2007).
- Stamps, D. S.; Calais, E.; Saria, E.; Hartnady, C.; Nocquet, J.-M.; Ebinger, C. J. y Fernandes, R. M. (2008). "A kinematic model for the East African Rift". *Geophysical Research Letters*, **35(L05304)**. doi:10.1029/2007GL032781.
- Staudigel, H.; Feraud, G. y Giannerini, G. (1986). "The history of intrusive activity of the island of La Palma (Canary Islands)". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **27(3-4)**, pp. 299–322. doi:10.1016/0377-0273(86)90018-1.
- Steiner, C.; Hobson, A.; Favre, P. y Stampfli, G. M. (1998). "Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic – The Jurassic sequence of Fuerteventura (Canary Islands)". *Geol. Soc. Am. Bull.*, **110**, pp. 1304–1317.
- Stramondo, S.; Moro, M.; Tolomei, C.; Cinti, F. R. y Doumaz, F. (2005). "InSAR surface displacement field and fault modelling for the 2003 Bam earthquake (southeastern Iran)". *Journal of Geodynamics*, **40(2-3)**, pp. 347–353. doi:10.1016/j.jog.2005.07.013.
- Su, C.-C. (2001). "Reinterpretation of the Michelson-Morley experiment based on the GPS Sagnac correction". *Europhysics Letters*, **56(2)**, pp. 170–174.
- Suriñach, E. (1986). "La estructura cortical del Archipiélago Canario, resultados de la interpretación de perfiles sísmicos profundos". *Anales de Física, Serie B(82)*, pp. 62–67. Special Issue.
- Swanson, D. A.; Duffield, W. S. y Fiske, R. S. (1976). "Displacement of the south flank of Kilauea Volcano: the result of forceful intrusion of magma into the Rift Zones". *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, p. 963.
- Talaya, J.; Térmens, K. Feigl A. y Colomina, I. (1999). "Practical Lessons from Analysis of a GPS Network Designed to Detect Movements of $\approx 1 \text{ mm/year}$ in the Eastern Pyrenees". *Physical Chemistry Earth*, **24(4)**, pp. 355–359. doi:10.1016/S1464-1895(99)00041-1.
- Taleblian, M.; Fielding, E. J.; Funning, G. J.; Ghorashi, M.; Jackson, J.; Nazari, H.; Parsons, B.; Priestley, K. y Rosen, P. A. (2004). "The 2003 Bam (Iran) earthquake: Rupture of a blind strike-slip fault". *Geophysical Research Letters*, **31(L11611)**, p. doi:10.1029/2004GL020058.

- Tárraga, M. (2007). *Análisis dinámico de series sísmo volcánicas. Estudio de los volcanes Villarica, Tungurahua, Strómboli y Teide*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Tárraga, M.; García, A.; Ortiz, R.; Abella, R. y Peña, J. (2001). "SANARIS Project: A Satellite Network for Natural Risk Monitoring". *Natural Hazards*, **23**(2), pp. 417–429. doi:10.1023/A:1011174330572.
- Tavernier, G.; Fagard, H.; Feissel-Vernier, M.; Bail, K. Le; Lemoine, F.; Noll, C.; Noomen, R.; Ries, J. C.; Soudarin, L.; Valette, J. J. y Willis, P. (2006). "The International DORIS Service: genesis and early achievements". *Journal of Geodesy*, **80**(8), pp. 403–417. doi:10.1007/s00190-006-0082-4.
- Teferle, F.N.; Orliac, E.J. y Bingley, R.M. (2007). "An assessment of Bernese GPS software precise point positioning using IGS final products for global site velocities". *GPS Solutions*, **11**(3), pp. 205–213. doi:10.1007/s10291-006-0051-7.
- Tehranirad, B.; Harris, J.C.; Grilli, A.R.; Grilli, S.T.; Abadie, S.; Kirby, J.T. y Shi, F. (2015). "Far-Field Tsunami Impact in the North Atlantic Basin from Large Scale Flank Collapses of the Cumbre Vieja Volcano, La Palma". *Pure and Applied Geophysics*, pp. 1–28. doi:10.1007/s00024-015-1135-5.
- Teunissen, P. y Kleusberg, A. (1998). *GPS for Geodesy. Second Edition*. Springer-Verlag, Wien. ISBN 978-3642720130. 650 pp.
- Tipler, P. A. y Mosca, G. (2008). *Physics for Scientists and Engineers. Volume I*. Freeman, New York. ISBN 978-1429217453. 1172 pp.
- Tomás, R.; Romero, R.; Mulas, J.; Marturià, J.J.; Mallorquí, J.J.; Lopez-Sanchez, J.M.; Herrera, G.; Gutiérrez, F.; González, P.J.; Fernández, J.; Duque, S.; Concha-Dimas, A.; Cocksley, G.; Castañeda, C.; Carrasco, D. y Blanco, P. (2014). "Radar interferometry techniques for the study of ground subsidence phenomena: a review of practical issues through cases in Spain". *Environmental Earth Sciences*, **71**(1), pp. 163–181. ISSN 1866-6280. doi:10.1007/s12665-013-2422-z.
- Torge, W. (2001). *Geodesy*. de Gruyter, Berlin. ISBN 3-11-017072-8. 416 pp.
- Torge, W. y Müller, J. (2012). *Geodesy*. De Gruyter Graduate. De Gruyter, Berlin, Boston. ISBN 9783110207187. 433 pp.
- Torrero, L.; Seoli, L.; Molino, A.; Giordan, D.; Manconi, A.; Allasia, P. y Baldo, M. (2015). "The Use of Micro-UAV to Monitor Active Landslide Scenarios". En: G. Lollino; A. Manconi; F. Guzzetti; M. Culshaw; P. Bobrowsky y F. Luino (Eds.), *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 5*, pp. 701–704. Springer International Publishing. ISBN 978-3-319-09047-4. doi:10.1007/978-3-319-09048-1_136.
- Torroja, J. M. (1926). "Nota sobre la triangulación geodésica de primer orden en las Islas Canarias". *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, **xxiii**. 8º/2ª Ser.(Art.14), pp. 321–322.
- Torroja, J. M. (1928). "Enlace geodésico de las islas Canarias con el continente africano por Cabo Juby". *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, **xxiv**. 9º/2ª Ser.(Cuad.I, Art.25), pp. 446–447.
- Towsend, B.; Wiebe, J. y Jakab, A. (2000). "Results and analysis of using the MEDLL receiver as a multipath meter". En: *Proceedings of the 2000 National Technical Meeting of the Institute of Navigation, Anaheim, California, January 26–28*, pp. 73–79.
- Tralli, D. M. y Lichten, S. M. (1990). "Stochastic estimation of tropospheric path delays in Global Positioning System geodetic measurements". *Bull. Geod.*, **64**(2), pp. 127–159. doi:10.1007/BF02520642.
- Tsakiri, M. (2008). "GPS Processing Using Online Services". *Journal of Surveying Engineering*, **134**(4), pp. 115–125. doi:10.1061/(ASCE)0733-9453(2008)134:4(115).
- Turcotte, D. L. y Schubert, G. (2014). *Geodynamics, Third Edition*. University Cambridge Press, Cambridge. ISBN 9780521186230. 636 pp.
- UNDRO, Office of the United Nations Disaster Relief Co-ordinator (1980). "Natural disasters and vulnerability analysis". [Publicación en línea]. Report of Expert Group Meeting. Ginebra. Disponible en http://archive.org/stream/naturaldisasters00offi/naturaldisasters00offi_djvu.txt.

- Urgelés, R.; Masson, D. G.; Canals, M.; Watts, A. B. y Le Bas, T. (1999). "Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands". *Journal of Geophysical Research*, **104**(B11), pp. 25331–25348. doi:10.1029/1999JB900243.
- Uriol, F. (1928). *Trabajos geodésicos del Instituto Geográfico en Marruecos*. Talleres del Instituto Geográfico y Catastral, Madrid.
- Usai, S. (1997). "The use of man-made features for long time scale INSAR". En: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Singapore, 3–8 Aug 1997*, pp. 1542–1544.
- Usai, S. (2003). "A least squares database approach for SAR interferometric data". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41**(4), pp. 753–760. doi:10.1109/TGRS.2003.810675.
- Usai, S. y Hanssen, R. F. (1997). "Long time scale INSAR by means of high coherence features". En: *Third ERS Symposium—Space at the Service of our Environment, Florence, Italy, 17–21 March 1997*, pp. 225–228.
- USGS (2001). "Earthquake Hazards Program - Monitoring Instruments". [on-line]. Disponible en <http://quake.wr.usgs.gov/research/deformation/monitoring/instruments>.
- Valdés, M. (2008). "National Report of Spain". En: *EUREF 2008 Symposium, Brussels, 2008*, .
- Valette, J. J. (1992). *Analyse du positionnement terrestre par le système DORIS et évaluation de ses performances - Applications géophysiques à un rift en AFAR*. Tesis doctoral, CLS-GRGS/CNES.
- Van Camp, M. y de Viron, O. (2005). "La mesure de la Terre est une des bases de son étude physique". *Journal de la Société Royale Belge d'Astronomie, de Météorologie et de Physique du Globe*, **121**(3), pp. 67–78.
- Van Dierendonck, A. J. (1996). *GPS Receivers*. pp. 329–407. Volumen I de Parkinson y Spilker (1996). 793 pp.
- Van Sickle, J. (1996). *Gps: A Guide for Land Surveyors*. Ann Arbor Press, Inc, Chelsea. ISBN 978-0912045870. 257 pp.
- vanDam, T.; Blewitt, G. y Heflin, M. B. (1994). "Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System coordinate determinations". *Journal of Geophysical Research*, **99**(B12), pp. 23939–23950. doi:10.1029/94JB02122.
- Vaníček, P.; Castle, R. O. y Balazs, E. I. (1980). "Geodetic levelling and its applications". *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **18**(2), pp. 505–524. doi:10.1029/RG018i002p00505.
- Vaníček, P. y Krakiwsky, E. J. (1986). *Geodesy: the concepts*. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, The Netherlands. ISBN 0-444-87777-0. 697 pp.
- Vannucci, G.; Pondrelli, S.; Argnani, A.; Morelli, A.; Gasperini, P. y Boschi, E. (1980). "An atlas of Mediterranean seismicity". *Annales de Geophysique*, **47**(1), pp. 247–306. doi:10.4401/ag-3276.
- Vanpuymbroeck, N.; Michel, R.; Binet, R.; Avouac, J. P. y Taboury, J. (2000). "Measuring earthquakes from optical satellite images". *Applied Optics*, **39**(20), pp. 3486–3494. doi:10.1364/AO.39.003486.
- Vegas, R. y Banda, E. (1982). "Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula". *Earth Evolution Sciences*, **2**, pp. 220–343.
- Velasco, J.; Herrero, T. y Prieto, J. F. (2015). "Metodología de diseño, observación y cálculo de redes geodésicas exteriores para túneles de gran longitud". *Informes de la Construcción*, **66**(533), p. e010. doi:10.3989/ic.13.007.
- Velasco Gómez, J. (2010). *Propuesta de metodología de diseño, observación y cálculo de redes topográficas para la construcción de túneles de gran longitud para ferrocarriles de alta velocidad*. Tesis doctoral, E.T.S.I. Agrónomos, Universidad Politécnica de Madrid.
- Vermeille, H. (2002). "Direct transformation from geocentric coordinates to geodetic coordinates". *Journal of Geodesy*, **76**(8), pp. 451–454. doi:10.1007/s00190-002-0273-6.
- Vermeille, H. (2004). "Computing geodetic coordinates from geocentric coordinates". *Journal of Geodesy*, **78**(1-2), pp. 94–95. doi:10.1007/s00190-004-0375-4.

- Vieira, R.; Toro, C. y Araña, V. (1986). "Microgravimetric survey in the Caldera of Teide, Tenerife, Canary Islands". *Tectonophysics*, **130**(1), pp. 249–257. doi:10.1016/0040-1951(86)90115-0.
- Vieira, R.; Van Ruymbeke, M.; Fernández, M.; Arnosó, J. y Toro, C. (1991). "The Lanzarote underground laboratory". *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, **4**, pp. 71–86.
- Villasante-Marcos, V.; Finizola, A.; Abella, R.; Barde-Cabusson, S.; Blanco, M.J.; Brenes, B.; Cabrera, V.; Casas, B.; Agustín, P.-De; Gangi, F.-Di; Domínguez, I.; García, O.; Gomis, A.; Guzmán, J.; Iribarren, I.; Levieux, G.; López, Carmen; Luengo-Oroz, N.; Martín, I.; Moreno, M.; Meletlidis, S.; Morin, J.; Moure, D.; Pereda, J.; Ricci, T.; Romero, E.; Schütze, C.; Suski-Ricci, B.; Torres, P. y Trigo, P. (2014). "Hydrothermal system of Central Tenerife Volcanic Complex, Canary Islands (Spain), inferred from self-potential measurements". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **272**, pp. 59–77. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.12.007.
- von Rad, U.; Hinz, K.; Sarnthein, M. y Seibold, E. (1982). *Geology of the Northwest African Margin*. Springer Verlag. ISBN 978-3-642-68411-1. doi:10.1007/978-3-642-68409-8. 703 pp.
- Walker, G.P.L. (1997). "Geology and volcanology of the Hawaiian Islands". *Pacific Science*, **44**(4), pp. 315–347.
- Wang, G. (2011). "GPS Landslide Monitoring: Single Base vs. Network Solutions - A case study based on the Puerto Rico and Virgin Islands Permanent GPS Network". *Journal of Geodetic Science*, **1**(3), pp. 191–203. doi:10.2478/v10156-010-0022-3.
- Ward, S. N. y Day, S. (2001). "Cumbre Vieja Volcano - Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands". *Geophysical Research Letters*, **28**(17), pp. 3397–3400. doi:10.1029/2001GL013110.
- Watson, K.; Bock, Y. y Sandwell, D. (2002). "Satellite interferometric observations of displacements associate with seasonal groundwater in the Los Angeles basin". *Journal of Geophysical Research*, **107**(B4), p. 2074. doi:10.1029/2001JB000470.
- Watts, A. B. (1994). "Crustal structure, gravity anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary Islands". *Geophysical Journal International*, **119**(2), pp. 648–666. doi:10.1111/j.1365-246X.1994.tb00147.x.
- Watts, A.B. y Masson, D.G. (1995). "A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands". *Journal of Geophysical Research*, **100**(B12), pp. 24487–24498. doi:10.1029/95JB02630.
- Watts, A.B.; Pierce, C.; Collier, J.; Dalwood, R.; Canales, J.P. y Henstock, T.J. (1997). "A seismic study of lithospheric flexure in the vicinity of Tenerife, Canary Islands". *Earth and Planetary Science Letters*, **146**(3-4), pp. 431–447. doi:10.1016/S0012-821X(96)00249-X.
- Webb, F. y Zumberge, J. (1995). *An Introduction to GIPSY/OASIS II*. Jet Propulsion Laboratory. Laboratory User Manual, JPL Technical Document D-11088, California Institute of Technology, Pasadena, USA.
- Weber, R.; Slater, J.A.; Fagnier, E.; Glotov, V.; Habrich, H.; Romero, I. y Schaer, S. (2005). "Precise GLONASS Orbit Determination within the IGS/IGLOS Pilot Project". *Advances in Space Research*, **36**(3), pp. 369–375. doi:10.1016/j.asr.2005.08.051.
- Wegmüller, U.; Strozzi, C. Wernerand T. y Wiesmann, A. (2004). "Monitoring mining induced surface deformation". En: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Anchorage, Alaska, 20–24 September 2004*, volumen 3, pp. 1933–1935.
- Weill, L. R. (2002). "Multipath Mitigation using Modernized GPS Signals: How Good Can it Get?" En: *Proceedings of the 15th International Technical Meeting of the Satellite Division of The Institute of Navigation (ION GPS 2002)*, Portland, OR, September 2002, pp. 493–505.
- Wendt, J y Dietrich, R (2003). "Determination of recent crustal deformations based on precise GPS measurements in the Vogtland earthquake area". *Journal of Geodynamics*, **35**(1–2), pp. 235–246. doi:10.1016/S0264-3707(02)00065-0.
- Wessel, P.; Smith, W. H.; Scharroo, R.; Luis, J. F. y Wobbe, F. (2013). "Generic Mapping Tools: Improved version released". *EOS Trans. AGU*, **(94)**, pp. 409–410. doi:10.1002/2013EO450001.

- Wijaya, D. D.; Böhm, J.; Karbon, M. y Schuh, H. (2013). *Atmospheric Pressure Loading*. pp. 137–157. En: [Böhm y Schuh \(2013\)](#).
- Williams, S. D. P. (2003). "The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series". *Journal of Geodesy*, **76(9-10)**, pp. 483–494. doi:[10.1007/s00190-002-0283-4](#).
- Willis, P. (1989). *Méthodes de traitement de la phase GPS pour la localisation relative (statique et cinématique). Applications a la géodésie*. Tesis doctoral, Observatoire de Paris.
- Witchayangkoon, B. (2000). *Elements of GPS Precise Point Positioning*. Tesis doctoral, University of Maine.
- Wu, J. T.; Wu, S. C.; Hajj, G. A.; Bertiger, W. I. y Lichten, S. M. (1993). "On the strain produced in a semi-infinite elastic solid by an interior source of stress". *Manuscripta Geodaetica*, **18(2)**, pp. 91–98.
- Wyczałek, I.; Plichta, A. y Wyczałek, M. (2013). "The Usage of Posital Canopen AGS15 Inclinometers for Diagnostic Monitoring of Slender Structures". *Reports on Geodesy and Geoinformatics*, **95(1)**, pp. 11–22. doi:[10.2478/rgg-2013-000918](#).
- Yang, X.; Davis, P. M.; Delaney, P. y Okamura, A. (1992). "Geodetic analysis of dike intrusion and motion of the magma reservoir beneath the summit of Kilauea Volcano, Hawaii: 1970–1985". *Journal of Geophysical Research*, **97(B3)**, pp. 3305–3324. doi:[10.1029/91JB02842](#).
- Yang, Y.; Hatch, R.R. y Sharpe, R.T. (2004). "GPS Multipath Mitigation in Measurement Domain and its Applications for High Accuracy Navigation". En: *Proceedings of the 17th International Technical Meeting of the Satellite Division of The Institute of Navigation (ION GPS 2004)*, Long Beach, California, 2004, .
- Yang, Y.-X. (2009). "Chinese geodetic coordinate system 2000". *Chinese Science Bulletin*, **54(15)**, pp. 2714–2721. doi:[10.1007/s11434-009-0342-9](#).
- Yu, E. y Segall, P. (1996). "Slip in the 1868 Hayward earthquake from the analysis of historical triangulation data". *Journal of Geophysical Research*, **101(B7)**, pp. 16101–16118. doi:[10.1029/96JB00806](#).
- Yu, T. T.; Fernández, J.; Tseng, C. L.; Sevilla, M. J. y Araña, V. (2000). "Sensitivity test of the geodetic network in Las Cañadas Caldera, Tenerife, for volcano monitoring". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **103(1-3)**, pp. 393–407. doi:[10.1016/S0377-0273\(00\)00233-X](#).
- Zavorotny, V. U.; Larson, K. M.; Braun, J. J.; Small, E. E.; Gutmann, E. D. y Bilich, A. L. (2010). "A Physical Model for GPS Multipath Caused by Land Reflections: Toward Bare Soil Moisture Retrievals". *IEEE J-STARS*, **3(1)**, pp. 100–110. doi:[10.1109/JSTARS.2009.2033608](#).
- Zebker, H. A.; Rosen, P. A. y Hensley, S. (1997). "Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps". *Journal of Geophysical Research*, **102(B4)**, pp. 7547–7563. doi:[10.1029/96JB03804](#).
- Zebker, H. A. y Villasenor, J. (1992). "Decorrelation in interferometric radar echoes". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30(5)**, pp. 950–959.
- Zeimet, P. y Kuhlmann, H. (2008). "On the Accuracy of Absolute GNSS Antenna Calibration and the Conception of a New Anechoic Chamber". En: *GNSS Antenna Calibration and Accuracy Assessment. FIG Working Week 2008, Stockholm, Sweden 14–19 June 2008*, p. 11.
- Zepeda, O. y Sánchez, T. A. (1995). *Volcán Popocatepetl*. CENAPRED, México.
- Zhang, Z.; Ramstein, G.; Schuster, M.; Li, C.; Contoux, C. y Yan, Q. (2014). "Aridification of the Sahara desert caused by Tethys Sea shrinkage during the Late Miocene". *Nature*, **513(7518)**, pp. 401–404. doi:[10.1038/nature13705](#).
- Zhao, O.; Wei, N.; Guo, X.; Hu, Z. y Zhu, X. (2014). "Study on Updating BDS Terrestrial Reference Frame using BDS Observations". En: *UN International Committee on Global Navigation Satellite Systems. Working Group D: Reference Frames, Timing and Applications. Working Group Meeting, 11–13 November 2014, Prague, Czech Republic*, p. 15. United Nations Office for Outer Space Affairs, Viena.
- Zhu, S. Y. y Groten, E. (1988). "Relativistic effects in GPS". *Lecture notes in Earth Sciences*, **19**, pp. 41–46. doi:[10.1007/BFb0011322](#).

- Zueva, A.; Novikov, E.; Pleshakov, D. y Gusev, I. (2014). "System of Geodetic parameters "Parametry Zemli 1990"(PZ-90.11)". En: *UN International Committee on Global Navigation Satellite Systems. Working Group D: Reference Frames, Timing and Applications. Working Group Meeting, 11–13 November 2014, Prague, Czech Republic*, p. 13. United Nations Office for Outer Space Affairs, Viena.
- Zumberge, J. F.; Heflin, M. B.; Jefferson, D. C.; Watkins, M. M. y Webb, F. H. (1997). "Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks". *Journal of Geophysical Research*, **102(B3)**, pp. 5005–5017. doi:[10.1029/96JB03860](https://doi.org/10.1029/96JB03860).

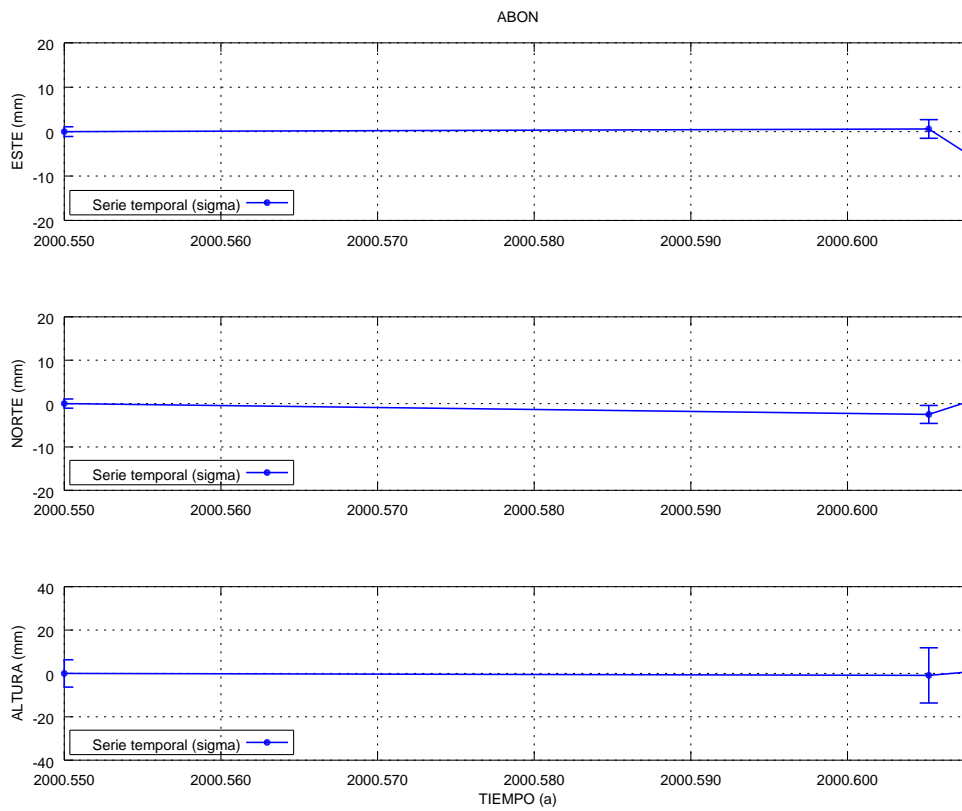
Series temporales por campañas

Este apéndice contiene los gráficos de series temporales de las coordenadas GNSS calculadas en el Capítulo 5 de las redes de monitorización descritas en el Capítulo 4.

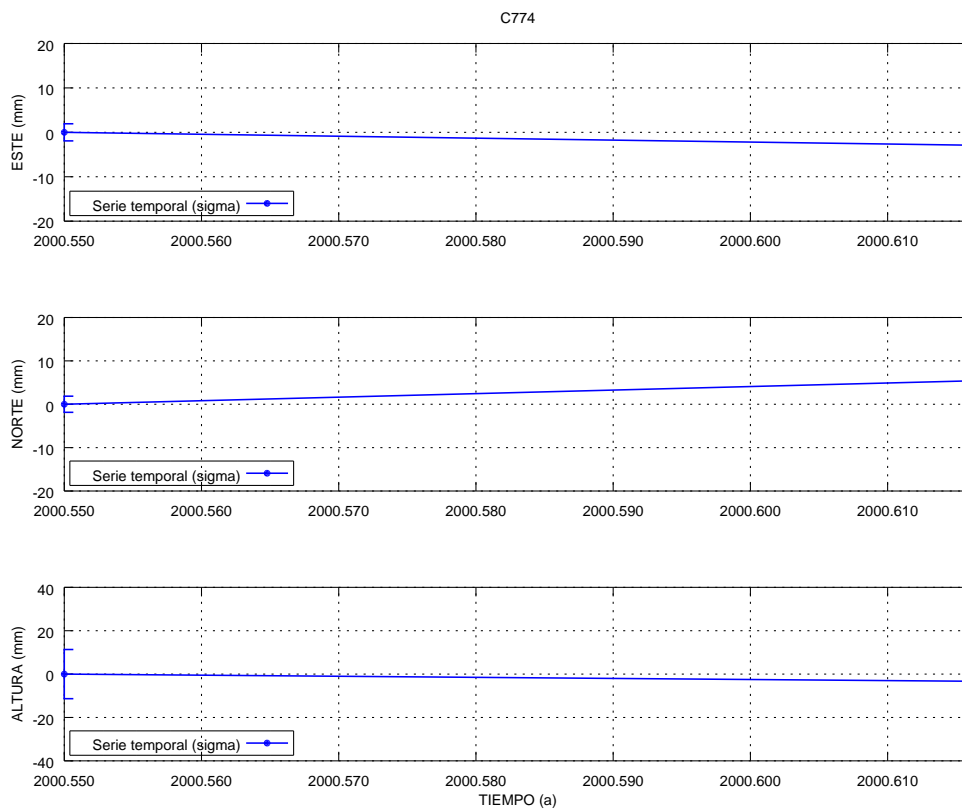
A.1. Series temporales de repetibilidades del proceso con GAMIT de la red de monitorización de la Isla de Tenerife

En esta sección se incluyen las series temporales de repetibilidades de las soluciones calculadas con el *software* GAMIT. Las series están descompuestas en las tres componentes Este, Norte y Altura referidas al horizonte local de cada estación monitorizada. Los indicadores de incertidumbre de la medida están evaluados como desviaciones estándar (1σ). Las series están agrupadas por campañas anuales comprendiendo las campañas de 2000, 2001, 2002, 2004, 2005, 2006 y 2007. La primera solución en cada gráfico se corresponde con la solución proporcionada por el proceso de combinado de las ecuaciones normales de calculadas para cada día de cada campaña correspondiente. El resto se corresponde con las distintas soluciones calculadas para cada punto en la campaña. En el eje de abscisas se representa la época de las coordenadas expresadas en años y en ordenadas las repetibilidades con respecto a la solución combinada expresadas en milímetros.

Campaña de 2000

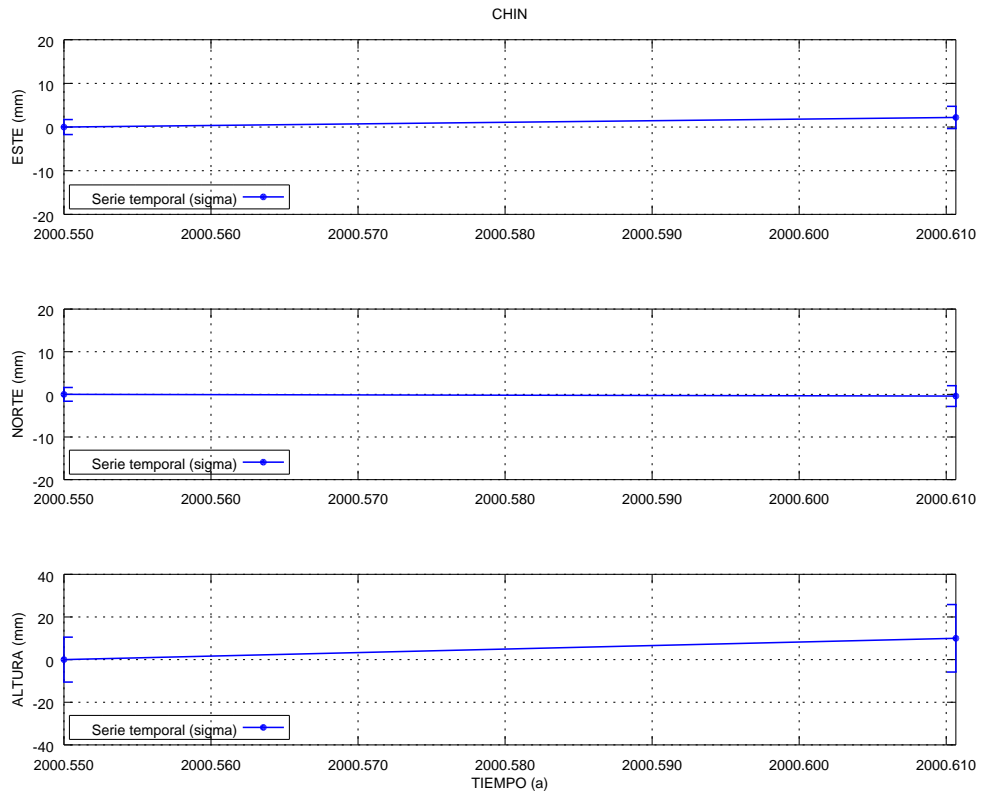


(a) Estación Abona

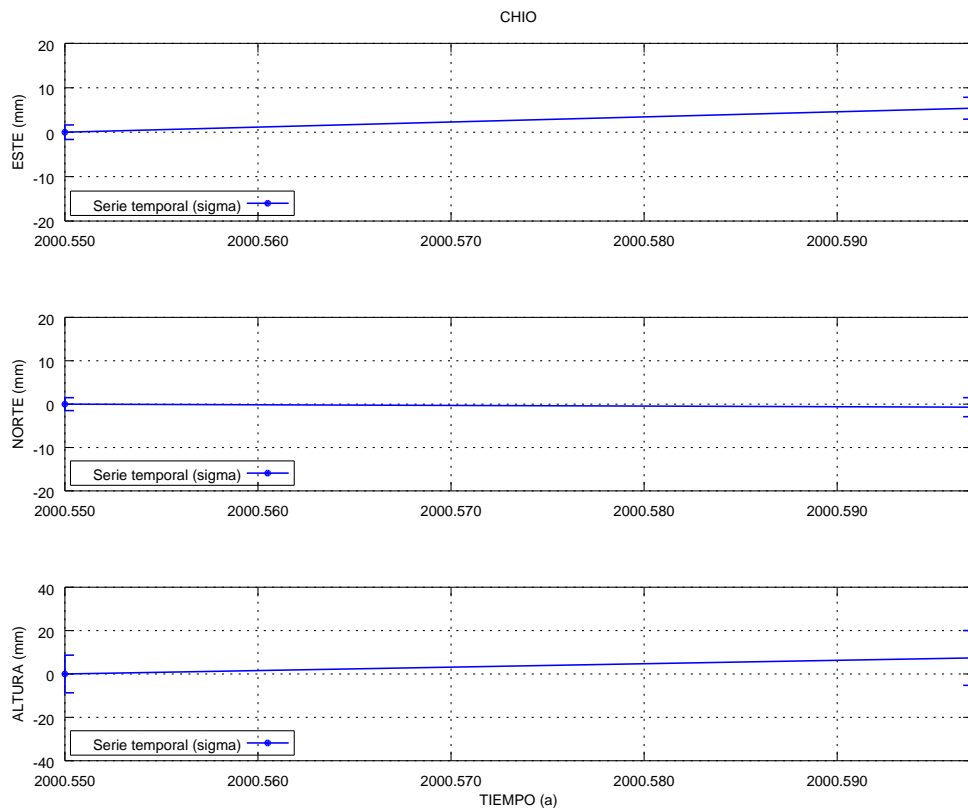


(b) Estación C774

Figura A.1: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones ABON y C774.

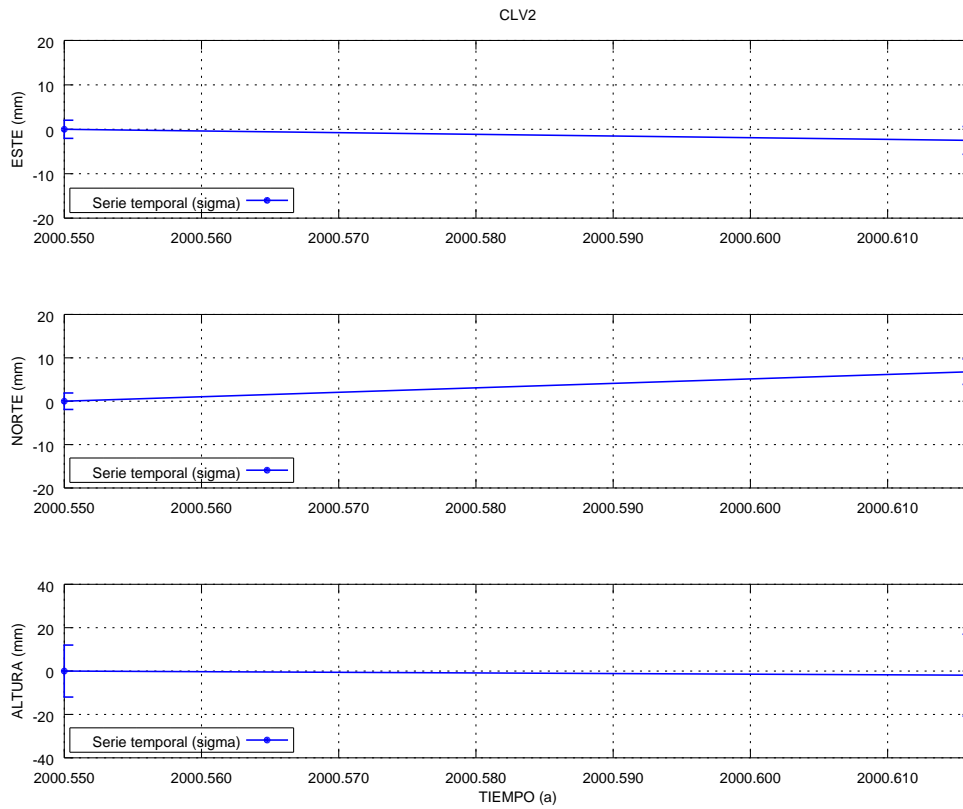


(a) Estación Chinobre

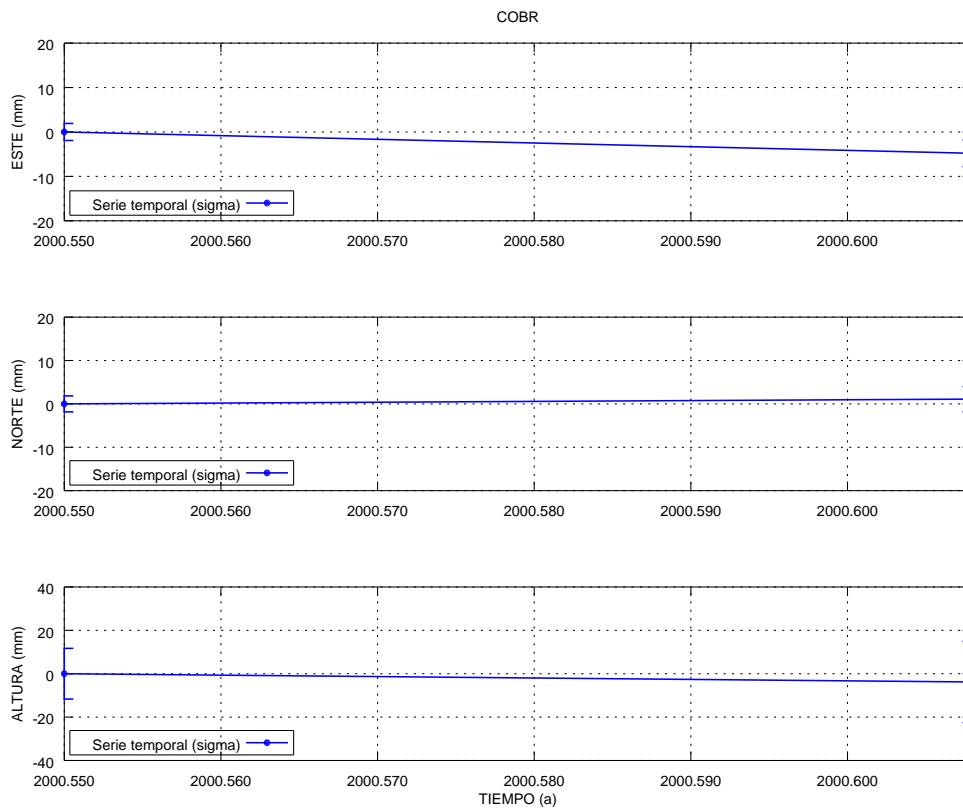


(b) Estación Pinar de Chío

Figura A.2: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CHIN y CHIO.

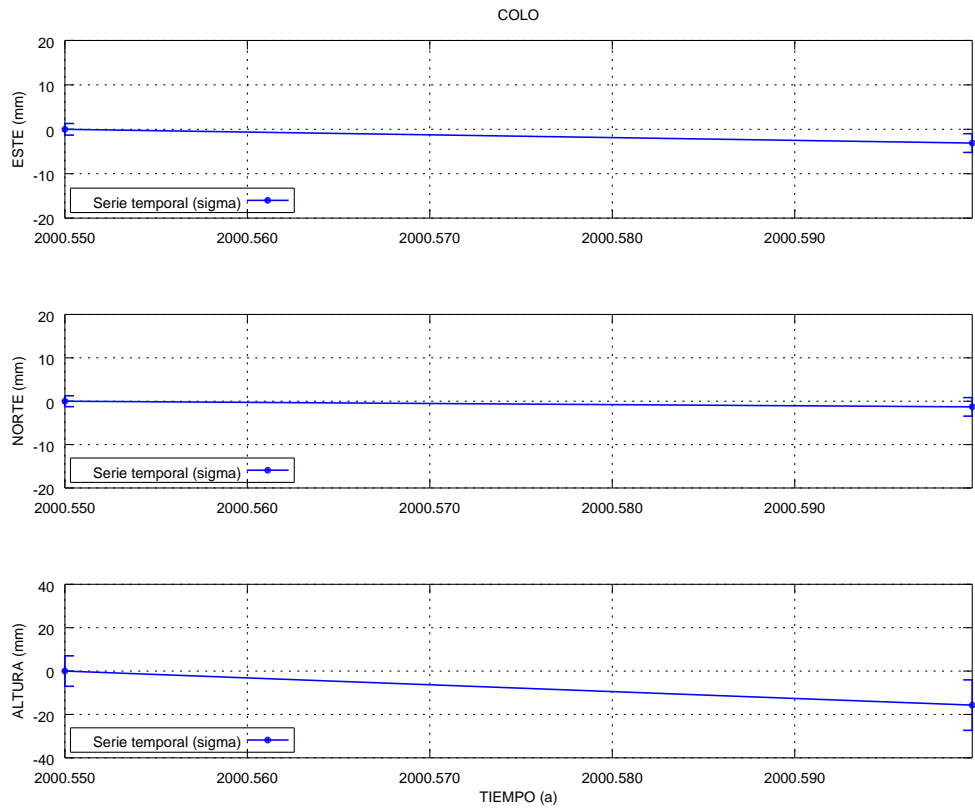


(a) Estación CLV2

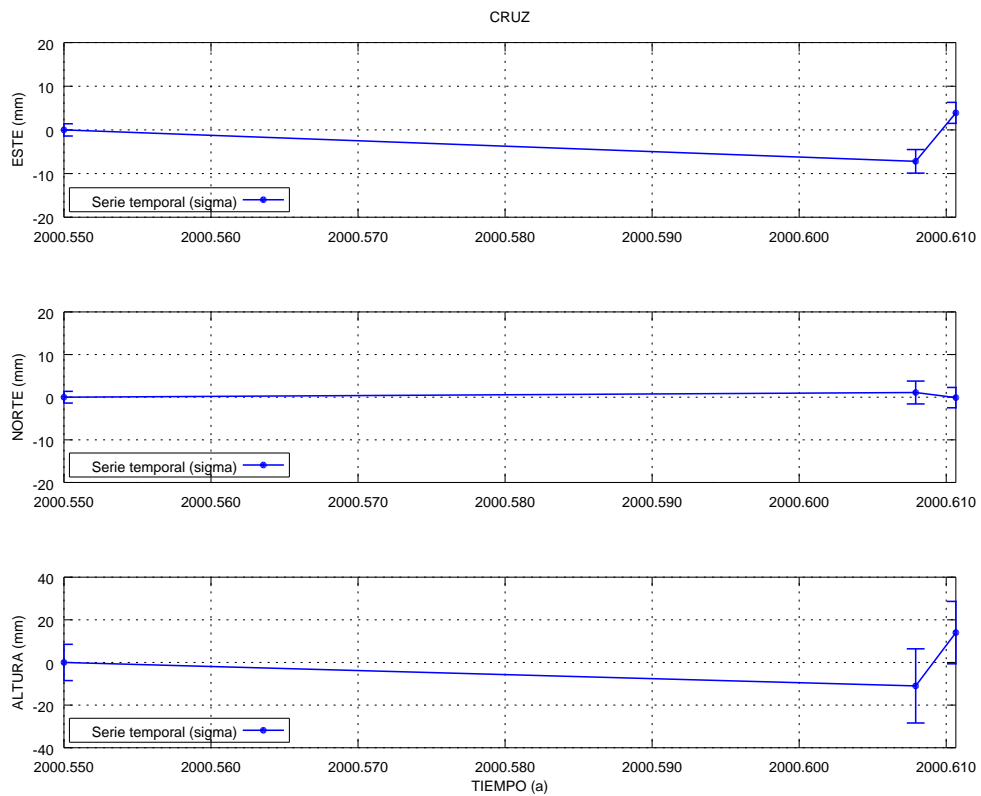


(b) Estación Cobre

Figura A.3: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CLV2 y Cobre.

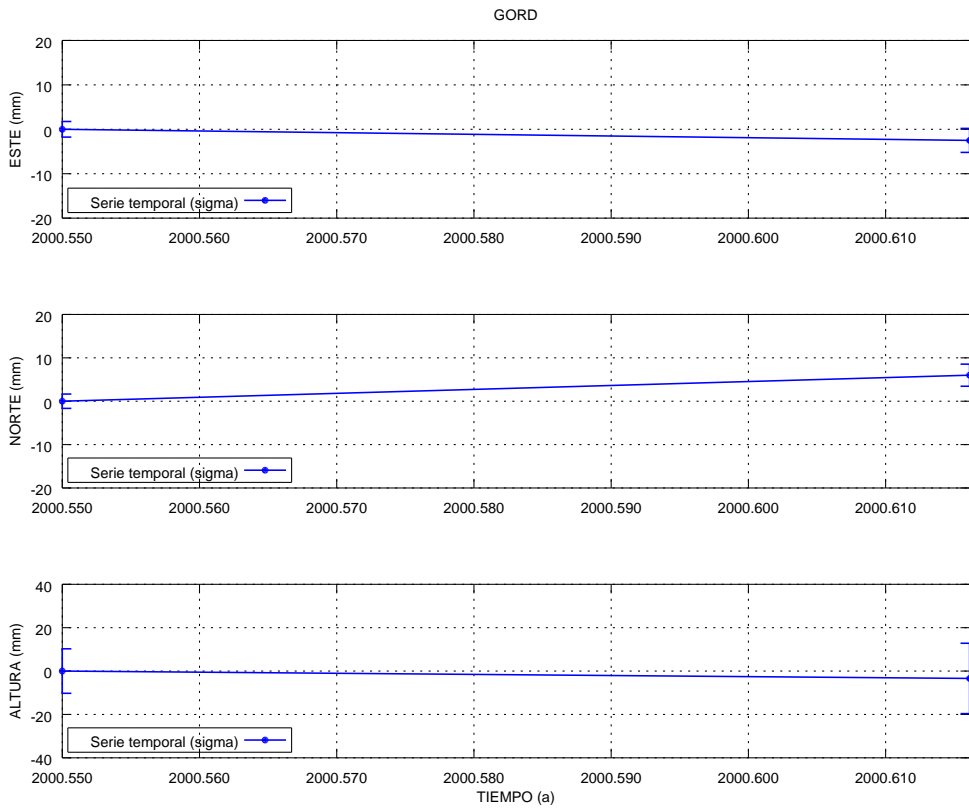


(a) Estación Coloradas

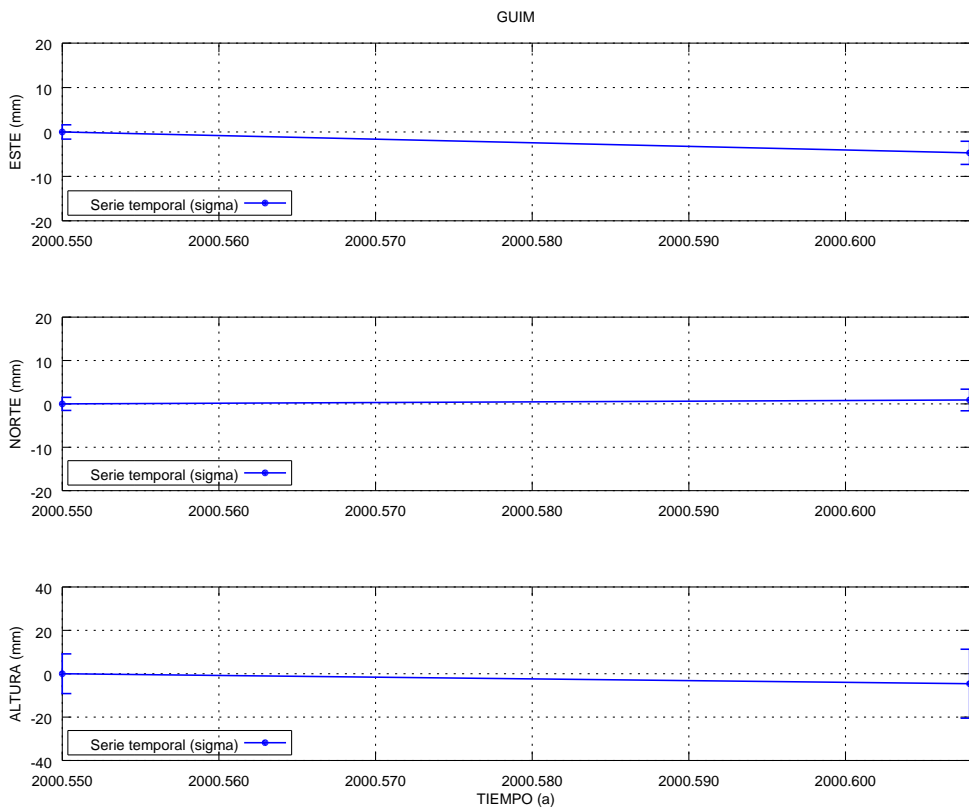


(b) Estación Puerto de la Cruz

Figura A.4: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones COLO y CRUZ.

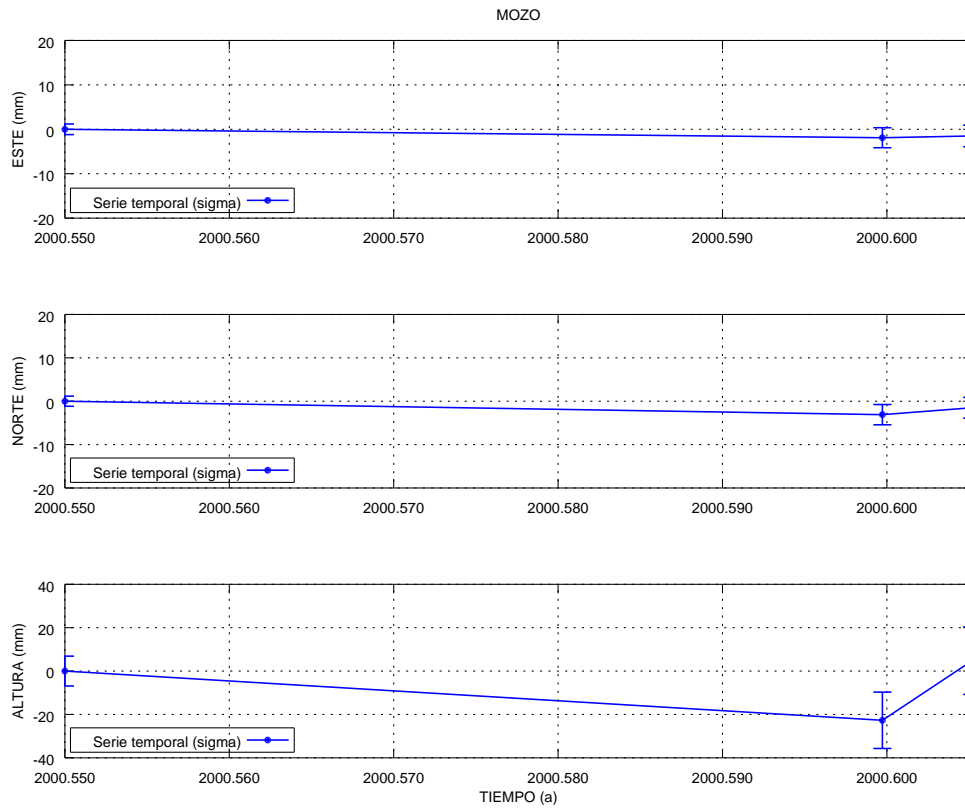


(a) Estación Gordo

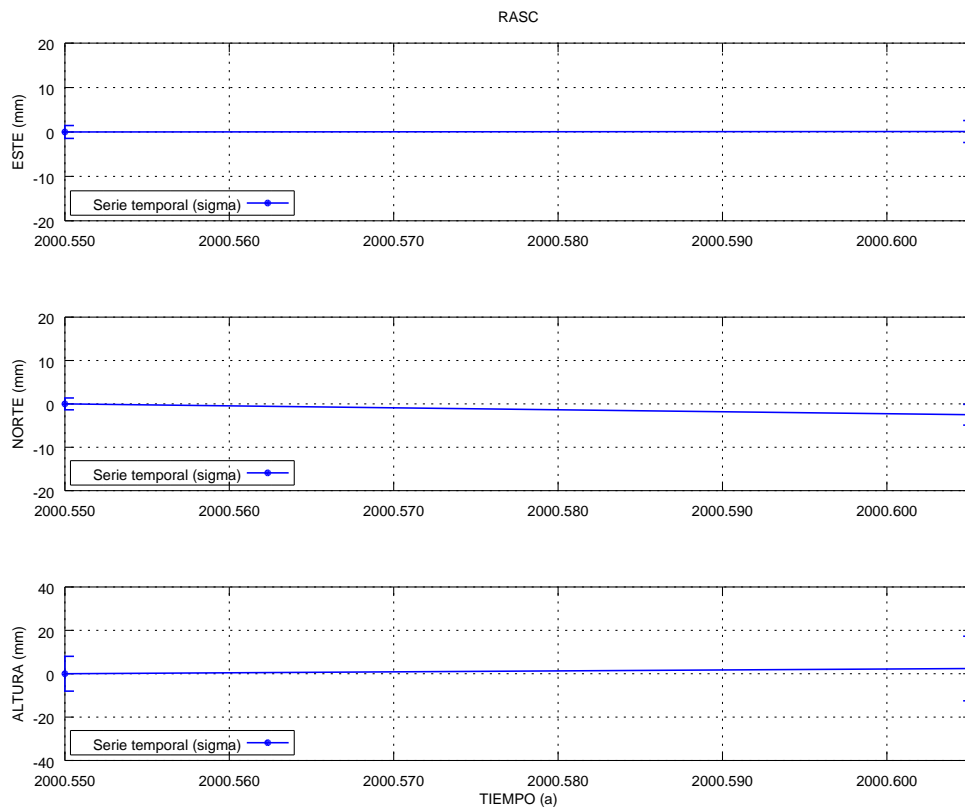


(b) Estación Gúmar

Figura A.5: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones GORD y GUIM.

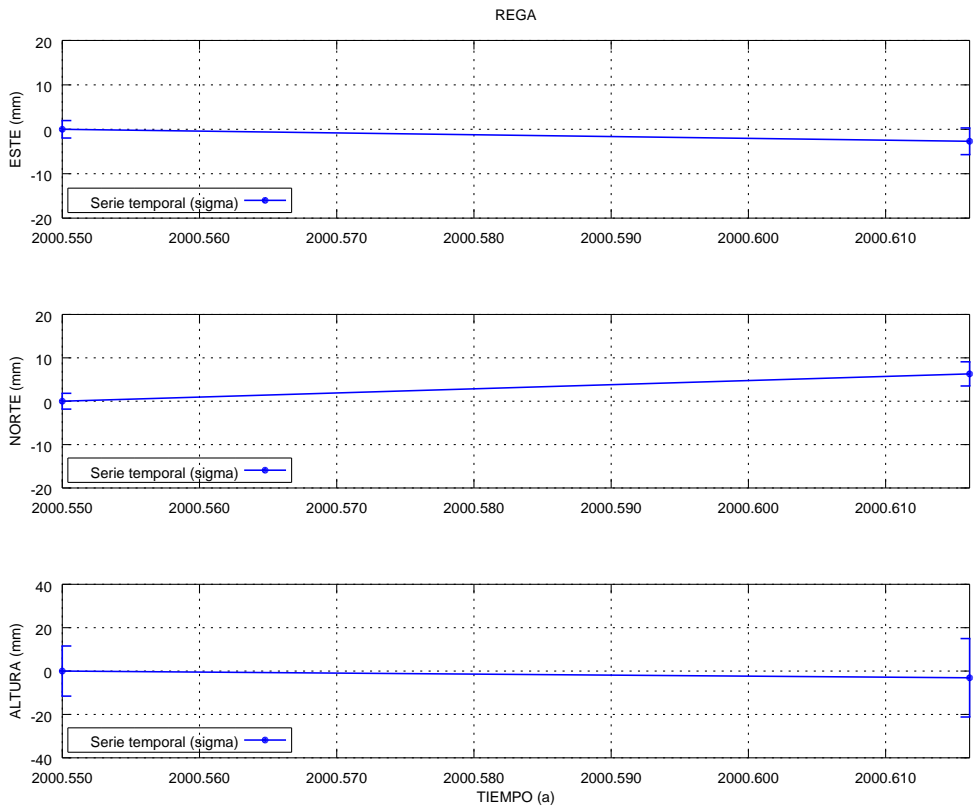


(a) Estación Mozos

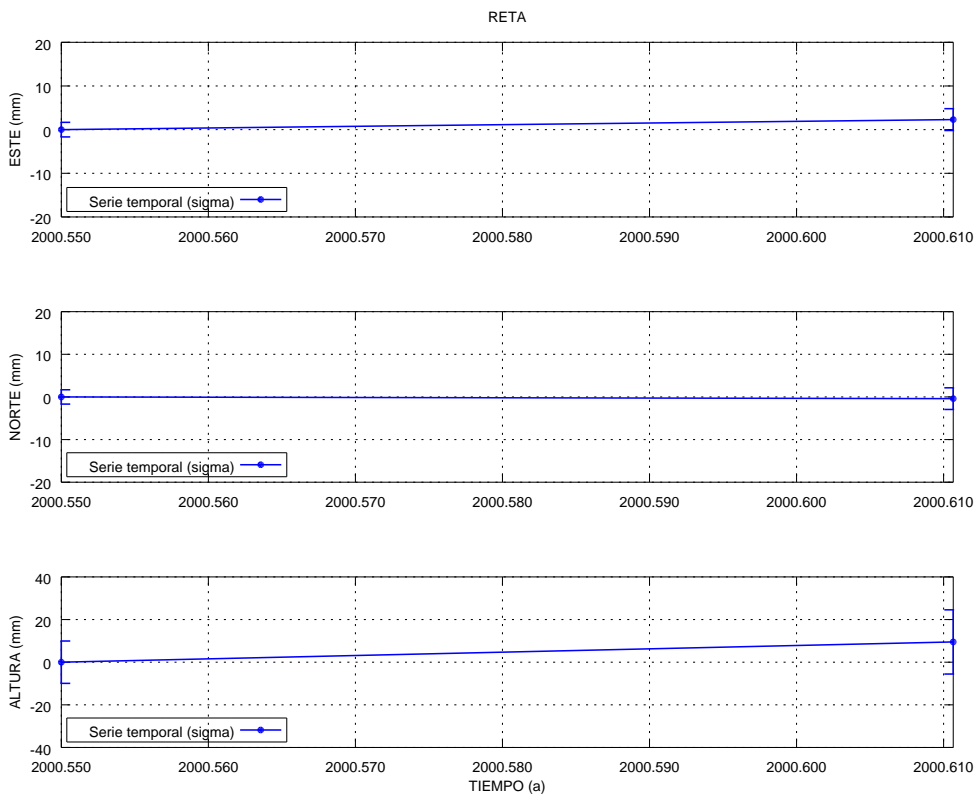


(b) Estación Rasca

Figura A.6: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones MOZO y RASC.

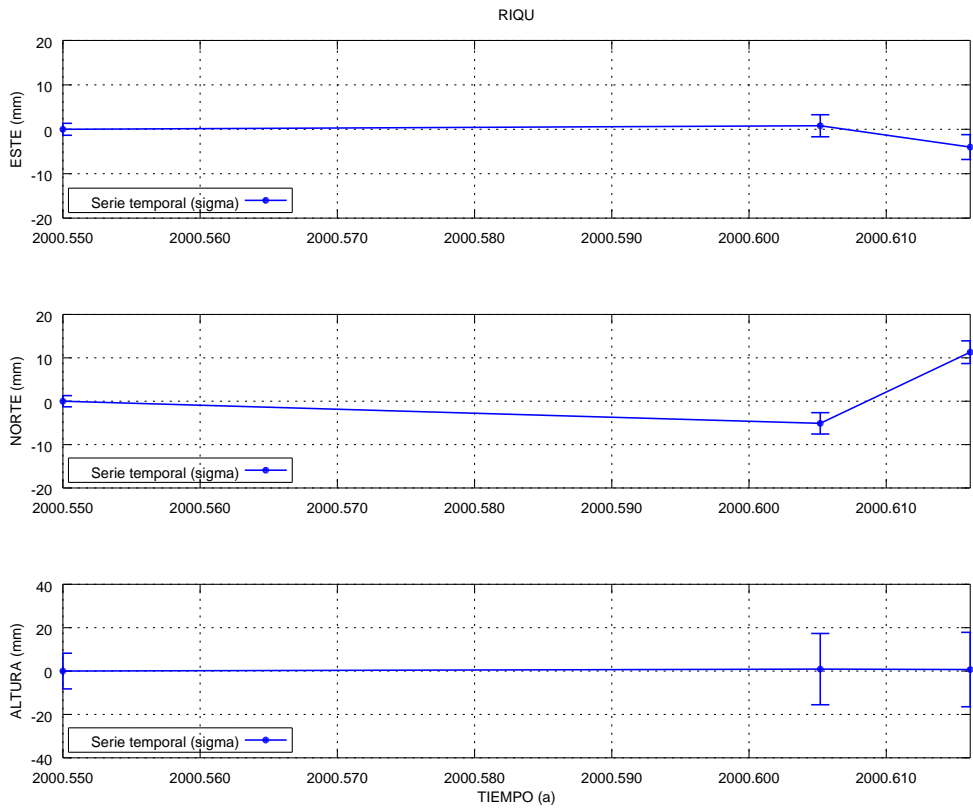


(a) Estación Regatón

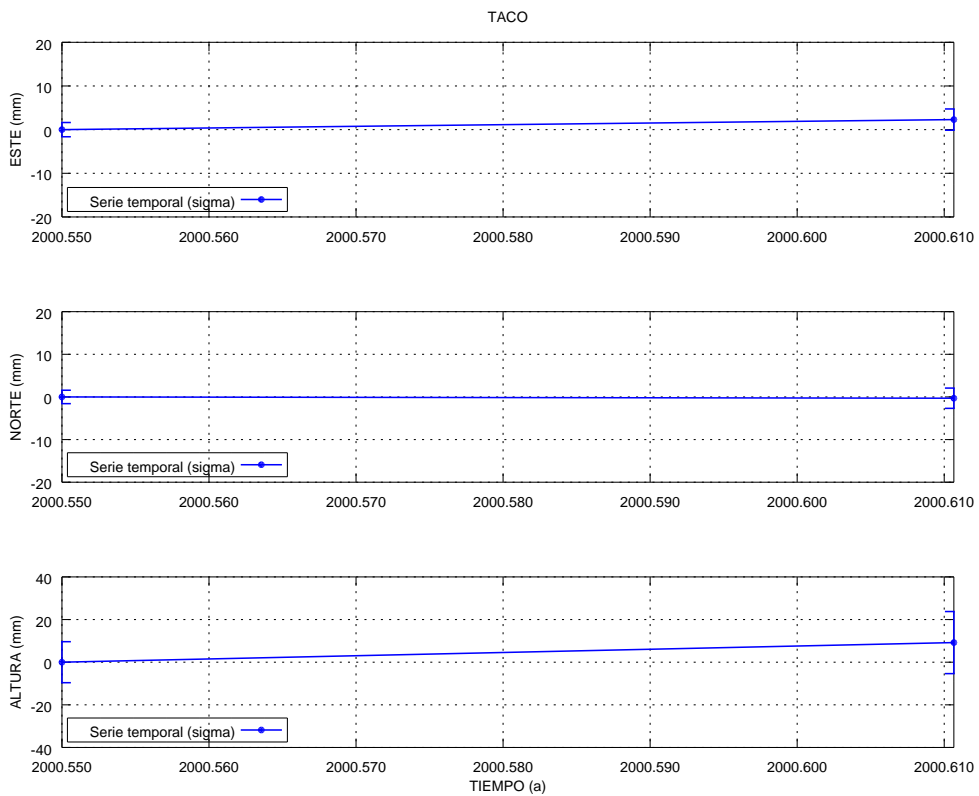


(b) Estación Retama

Figura A.7: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones REGA y RETA.

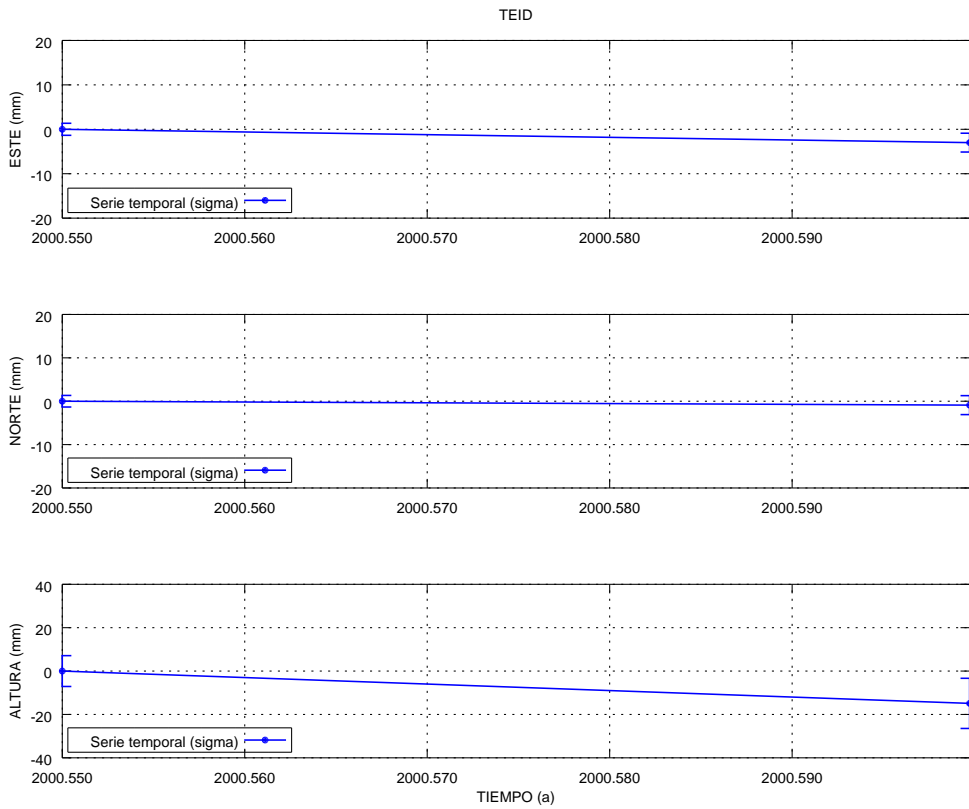


(a) Estación Riquer

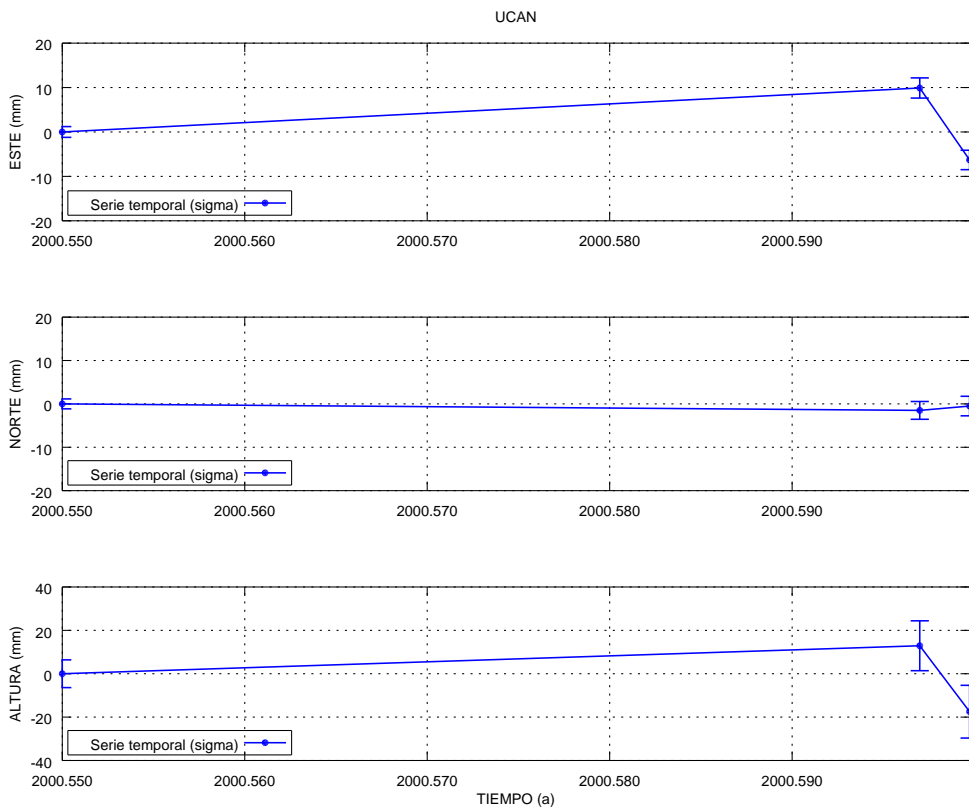


(b) Estación Taco

Figura A.8: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RIQUE y TACO.



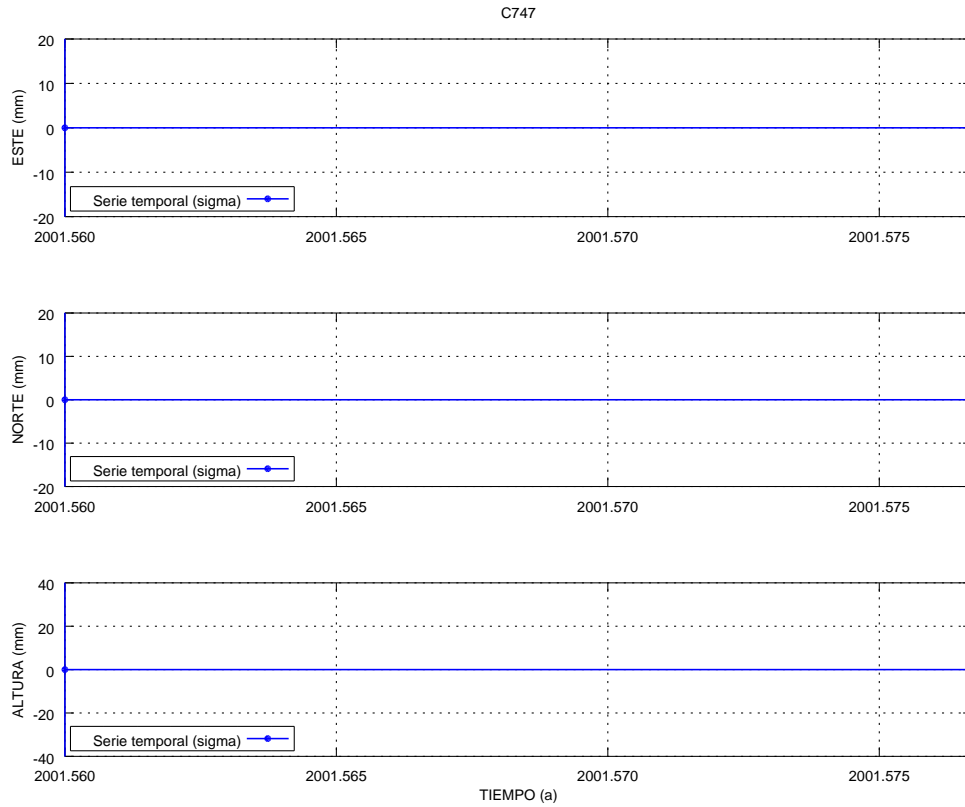
(a) Estación Teide



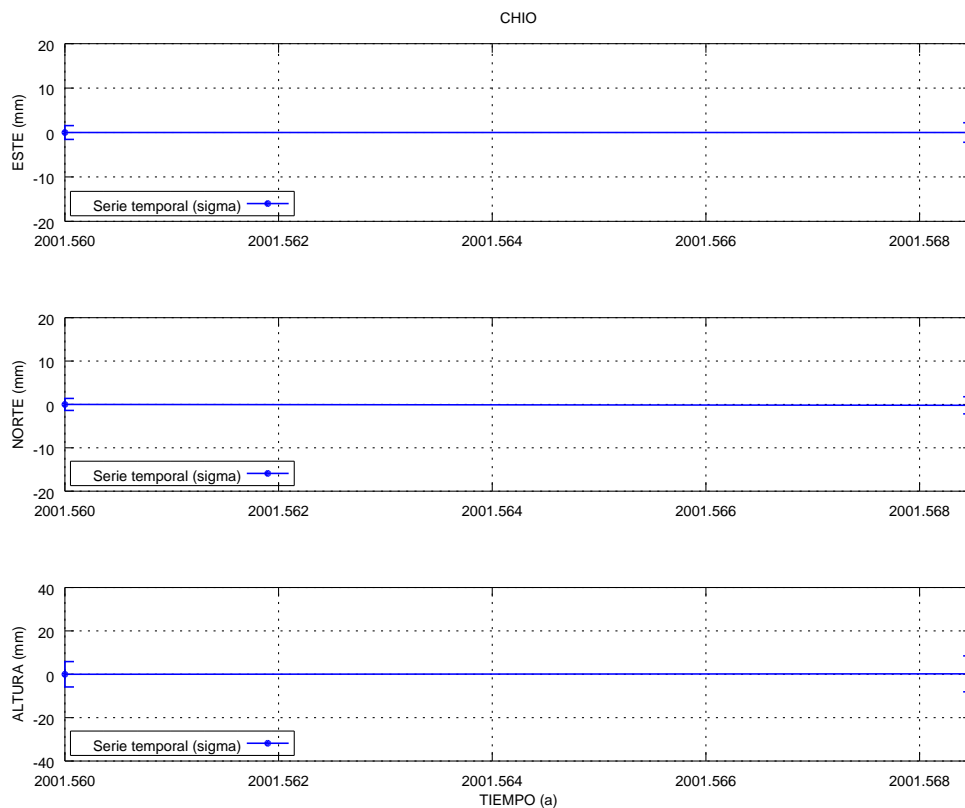
(b) Estación Ucanca

Figura A.9: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones TEID y UCAN.

Campaña de 2001

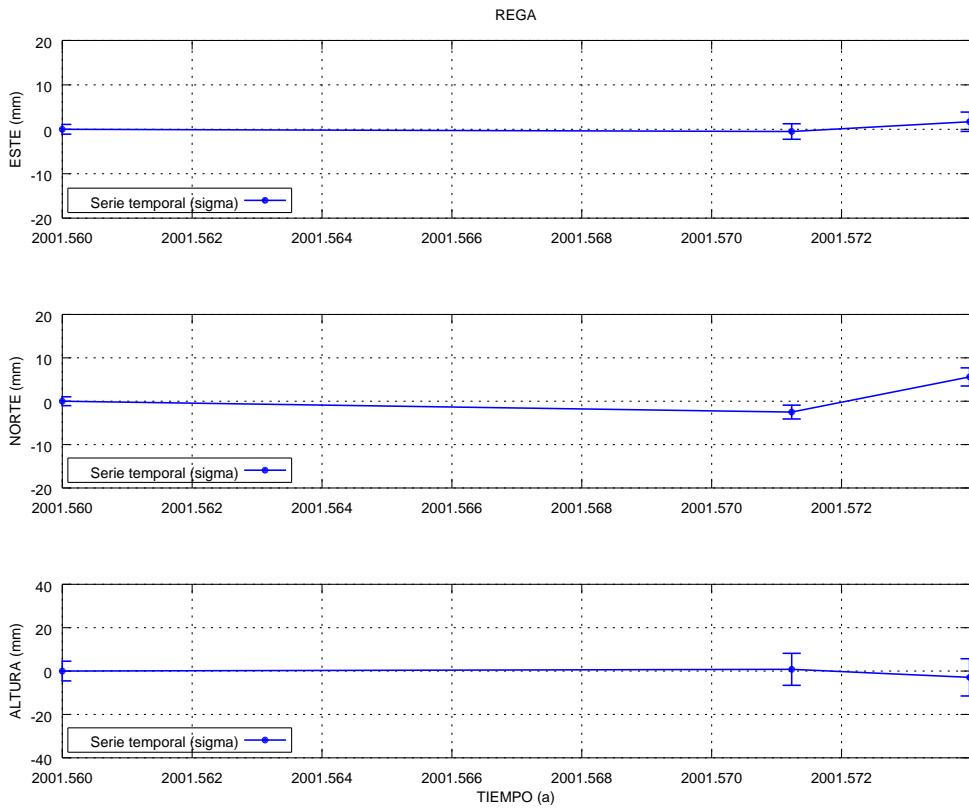


(a) Estación C747

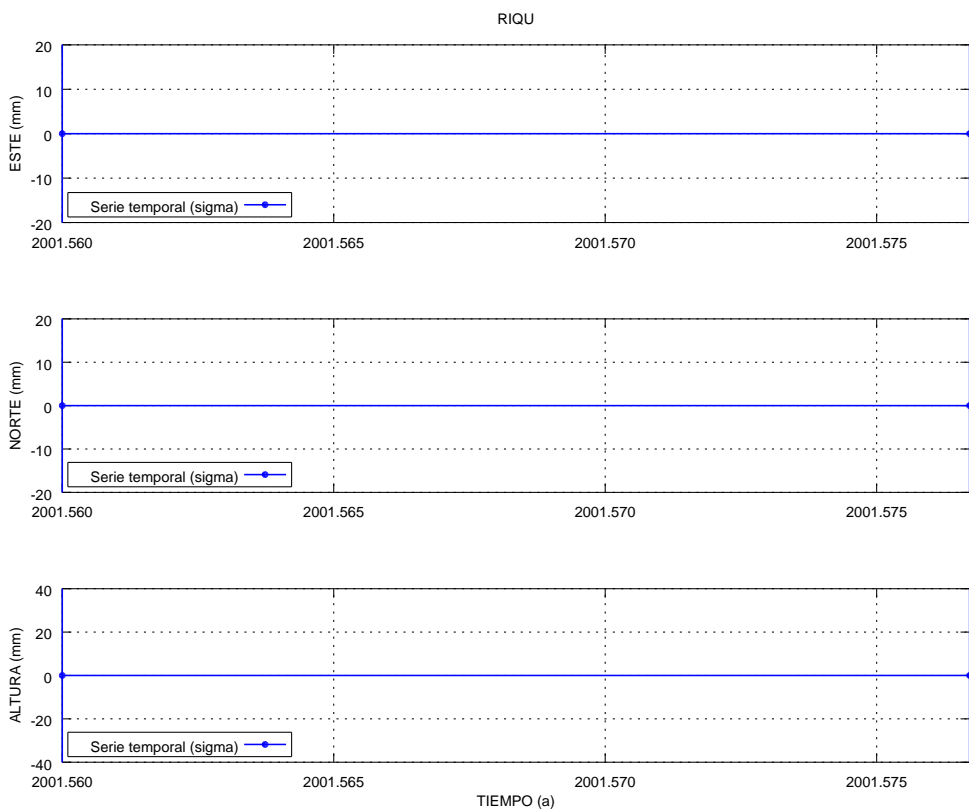


(b) Estación Pinar de Chío

Figura A.10: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones C747 y CHIO.



(a) Estación Regatón



(b) Estación Riquer

Figura A.11: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones REGA y RIQU.

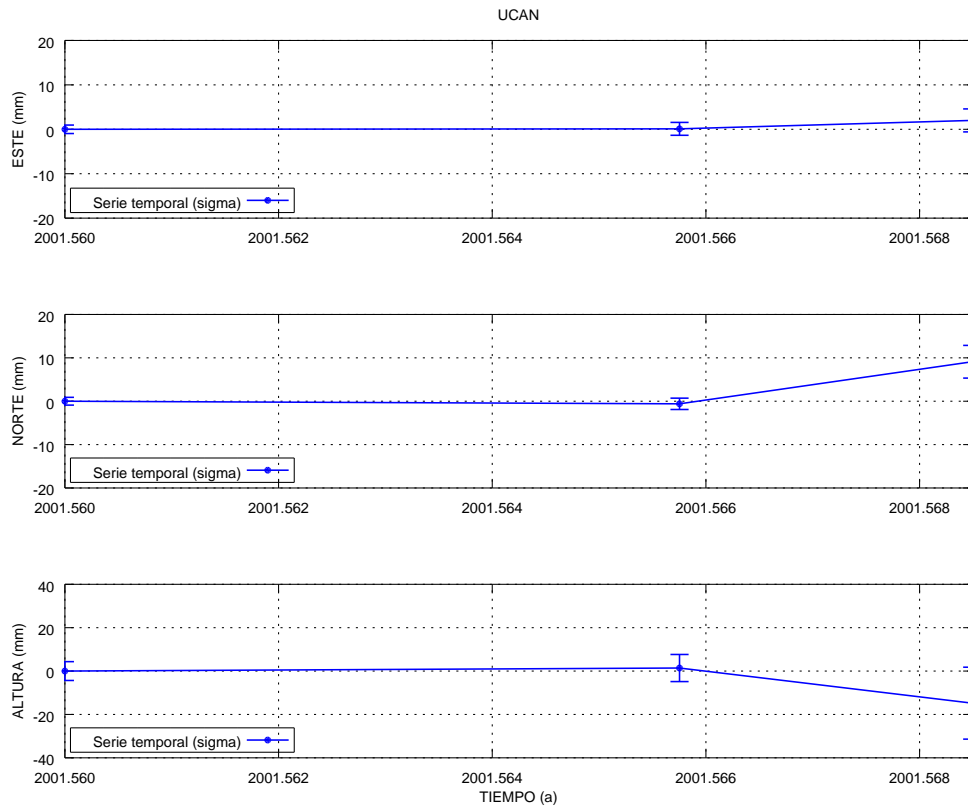
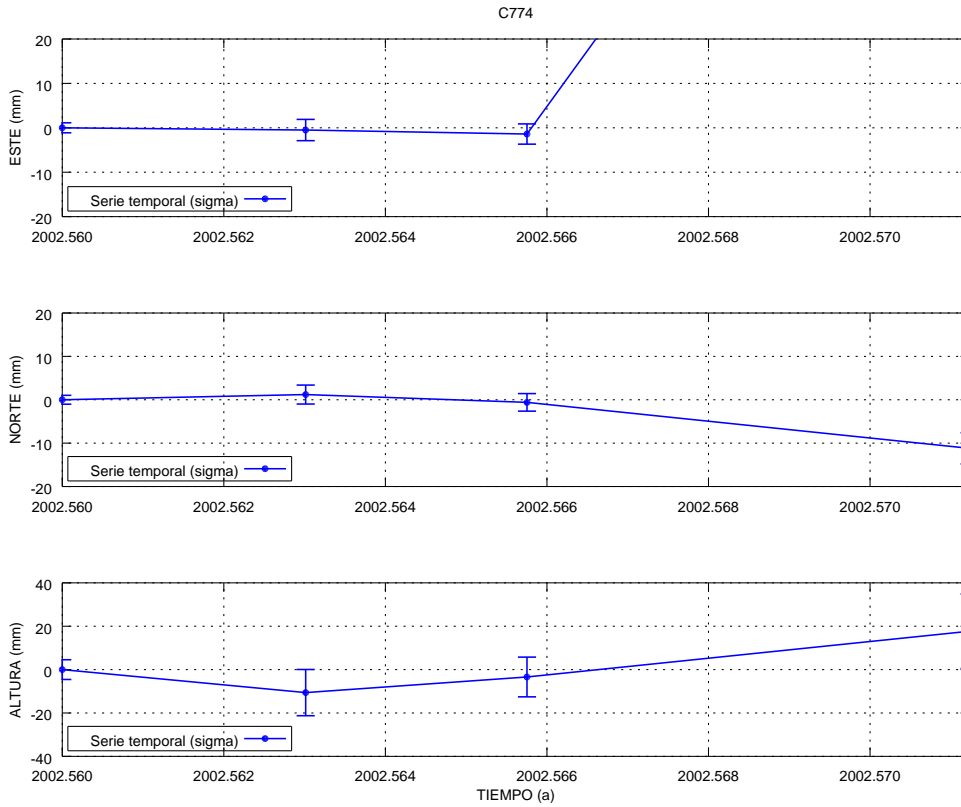
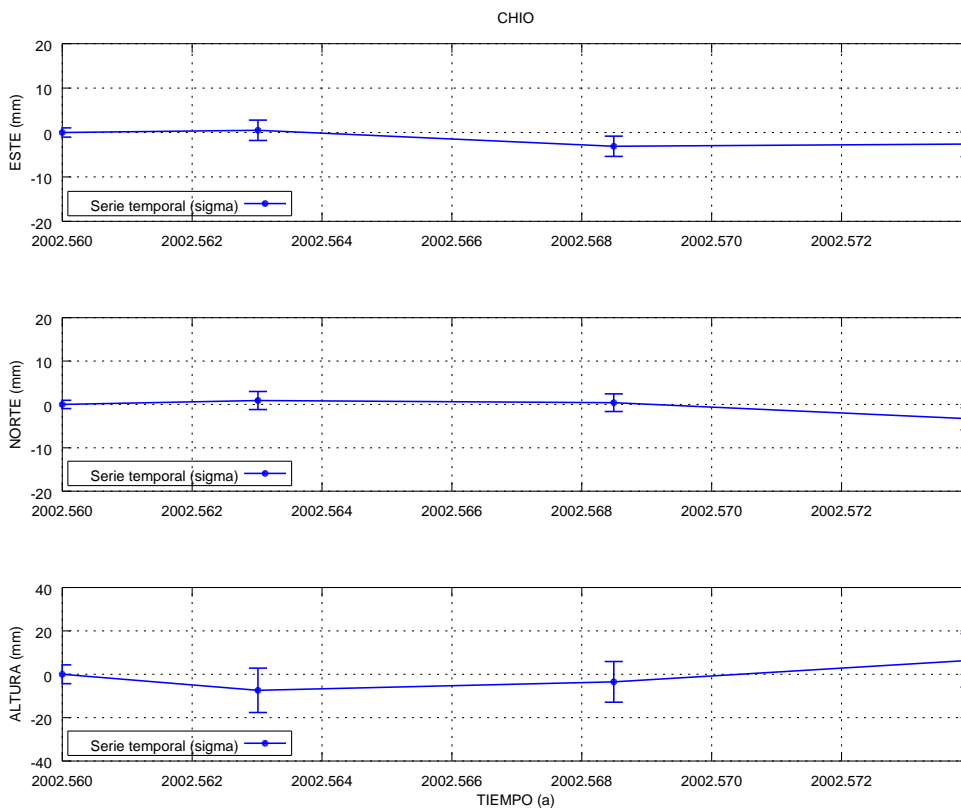


Figura A.12: Serie temporal de repetibilidades Tenerife GAMIT estación Ucanca.

Campaña de 2002

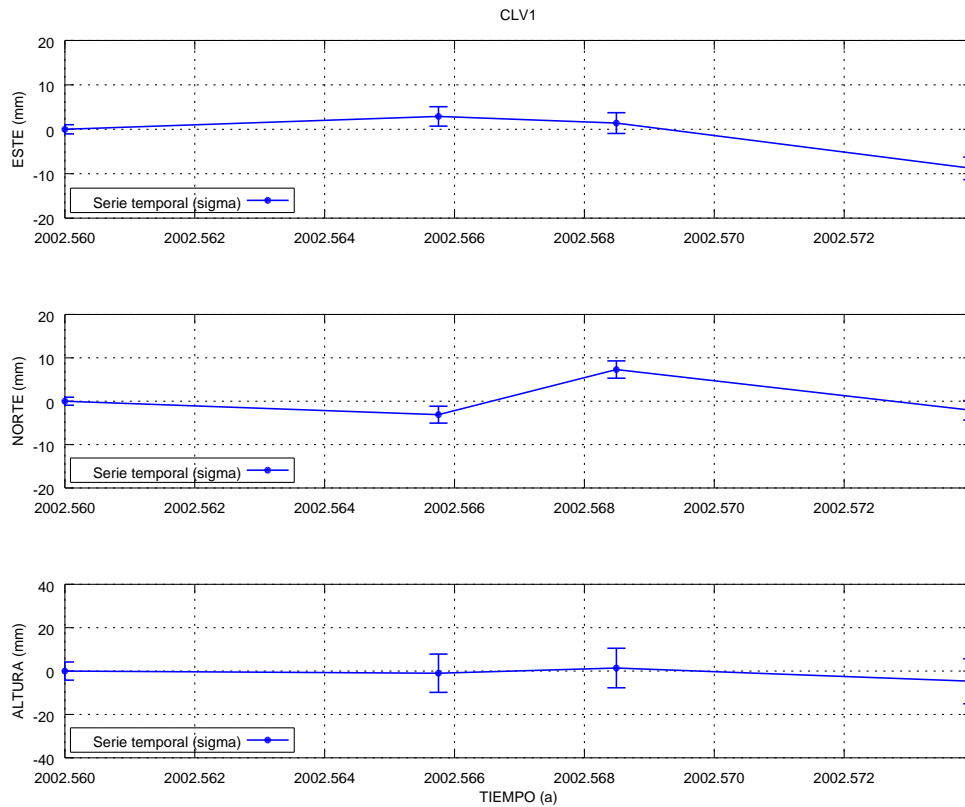


(a) Estación C774

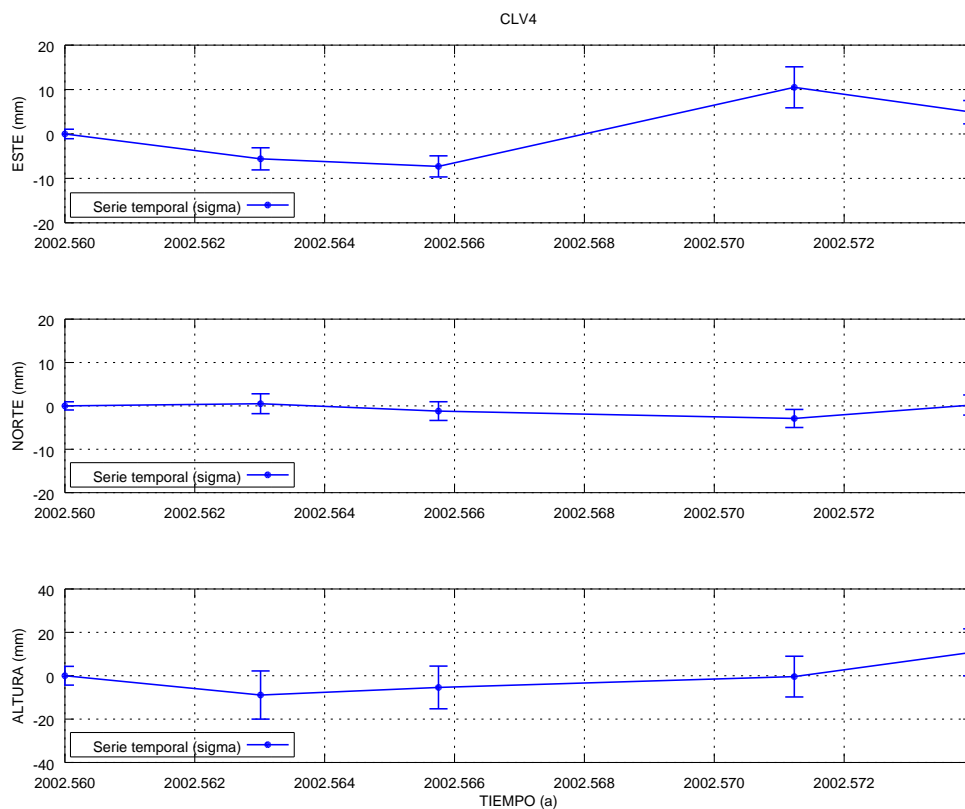


(b) Estación Pinar de Chío

Figura A.13: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones C747 y CHIO.

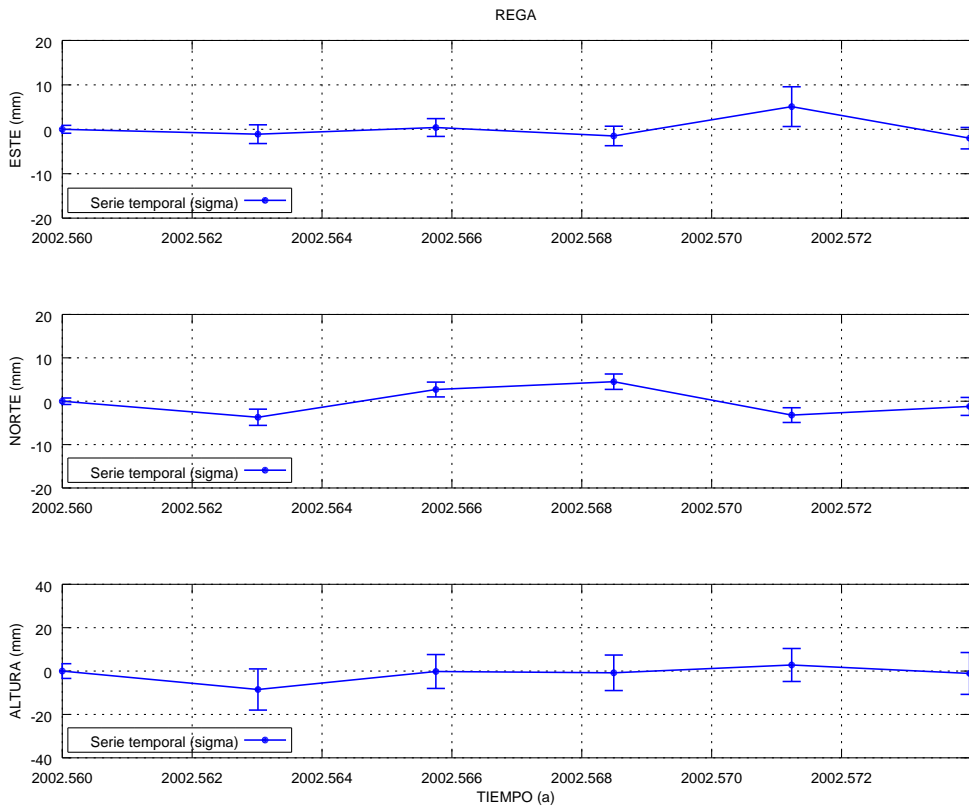


(a) Estación CLV1

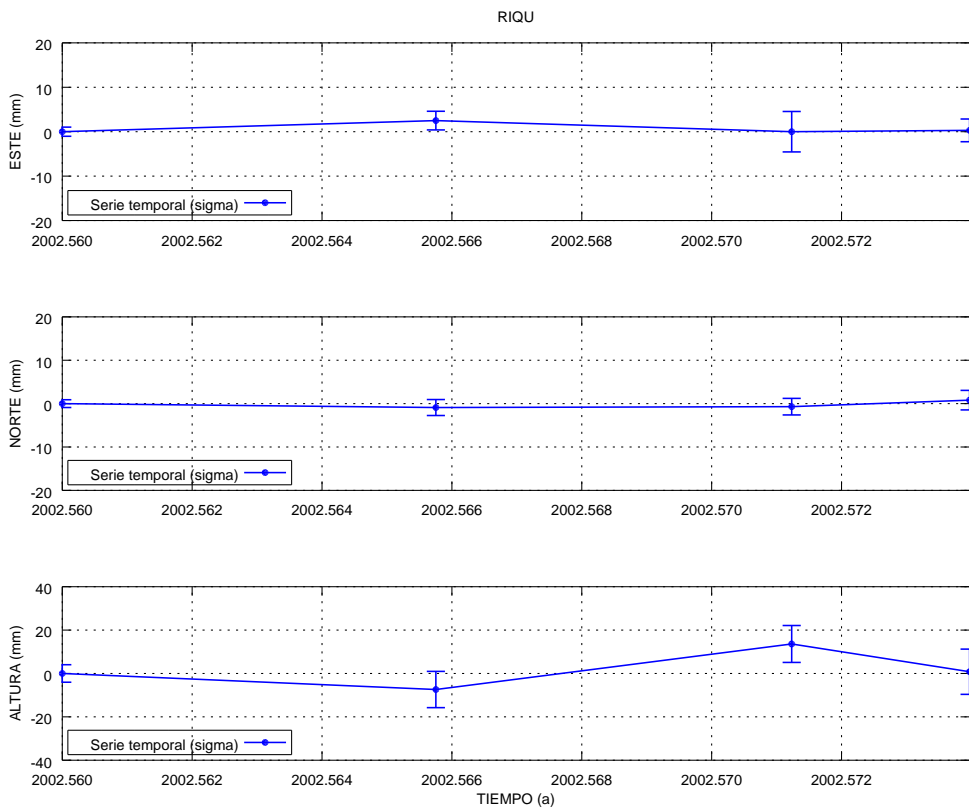


(b) Estación CLV4

Figura A.14: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CLV1 y CLV4.



(a) Estación Regatón



(b) Estación Riquer

Figura A.15: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones REGA y RIQU.

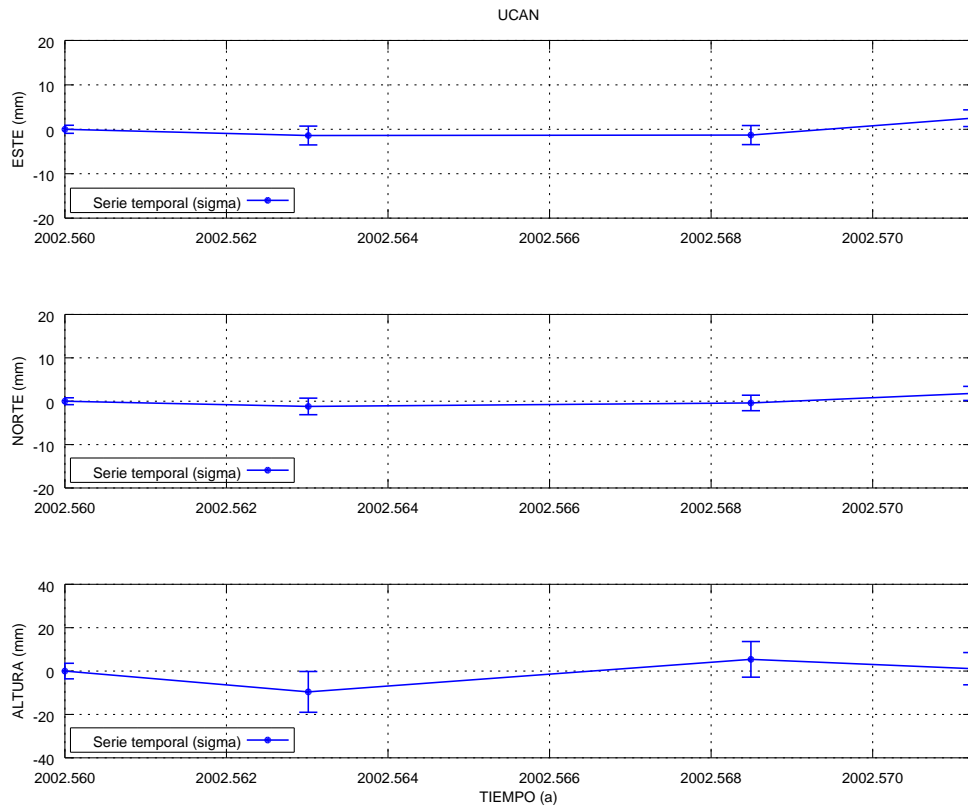
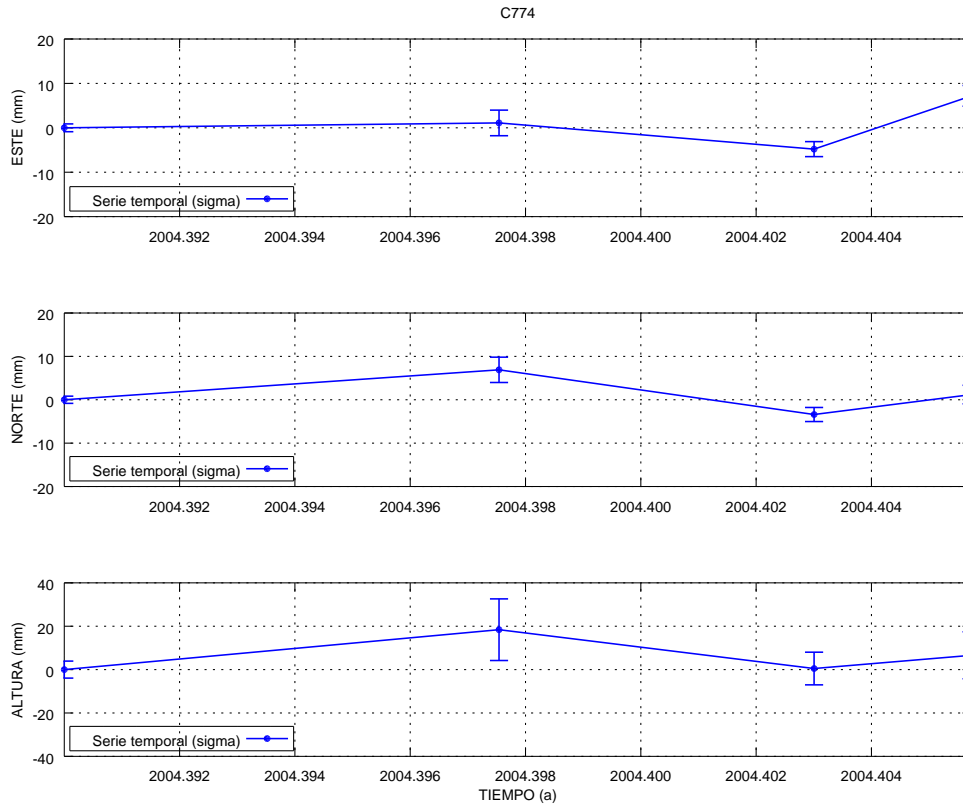
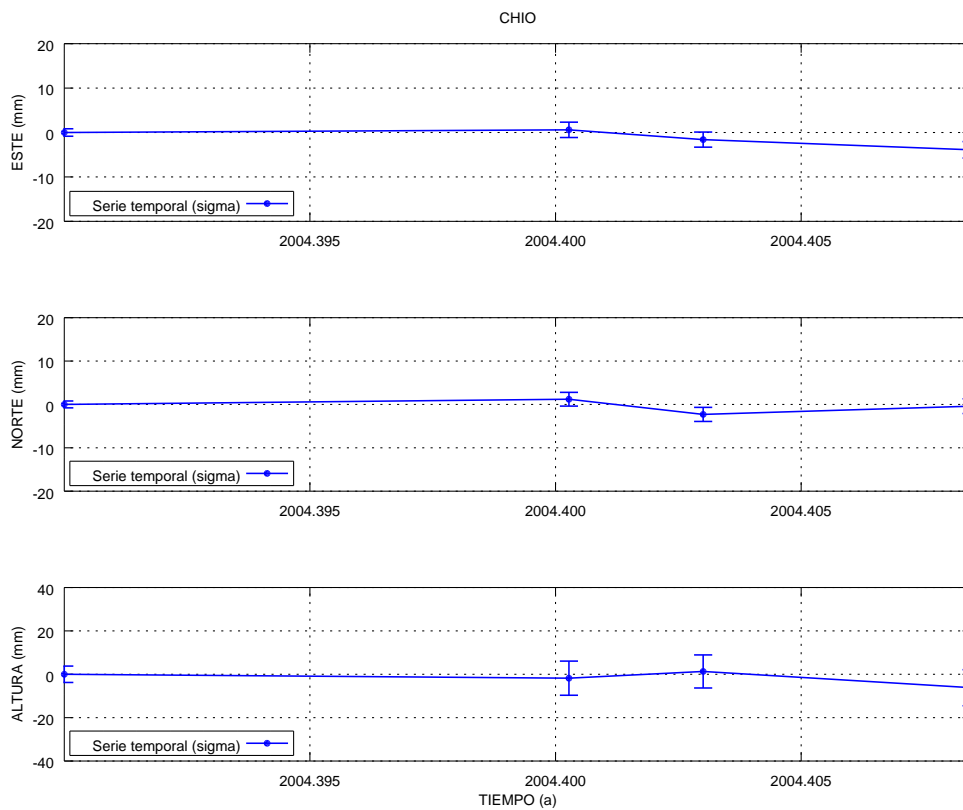


Figura A.16: Serie temporal de repetibilidades Tenerife GAMIT estación Ucanca.

Campaña de 2004

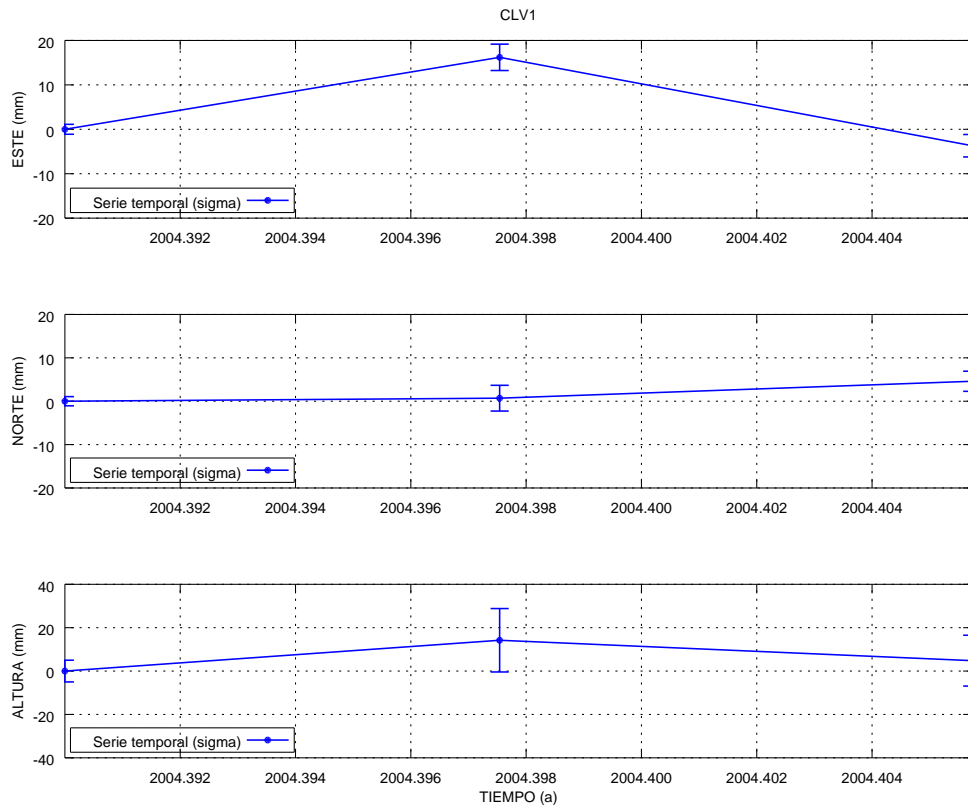


(a) Estación C774

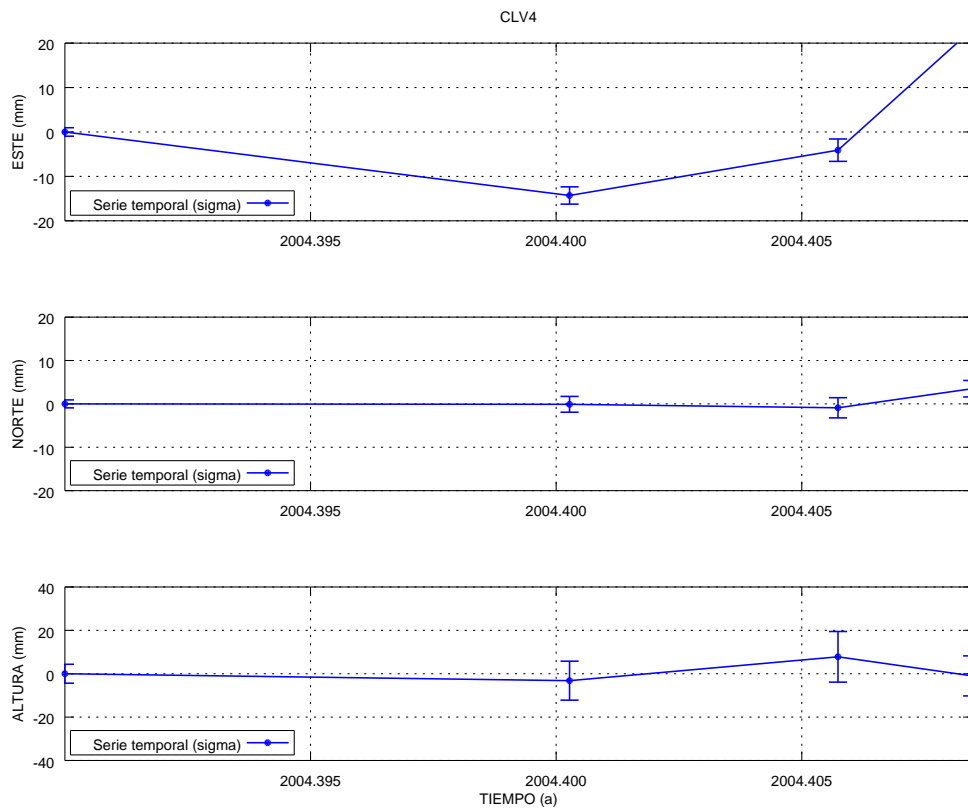


(b) Estación Pinar de Chío

Figura A.17: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones C747 y CHIO.

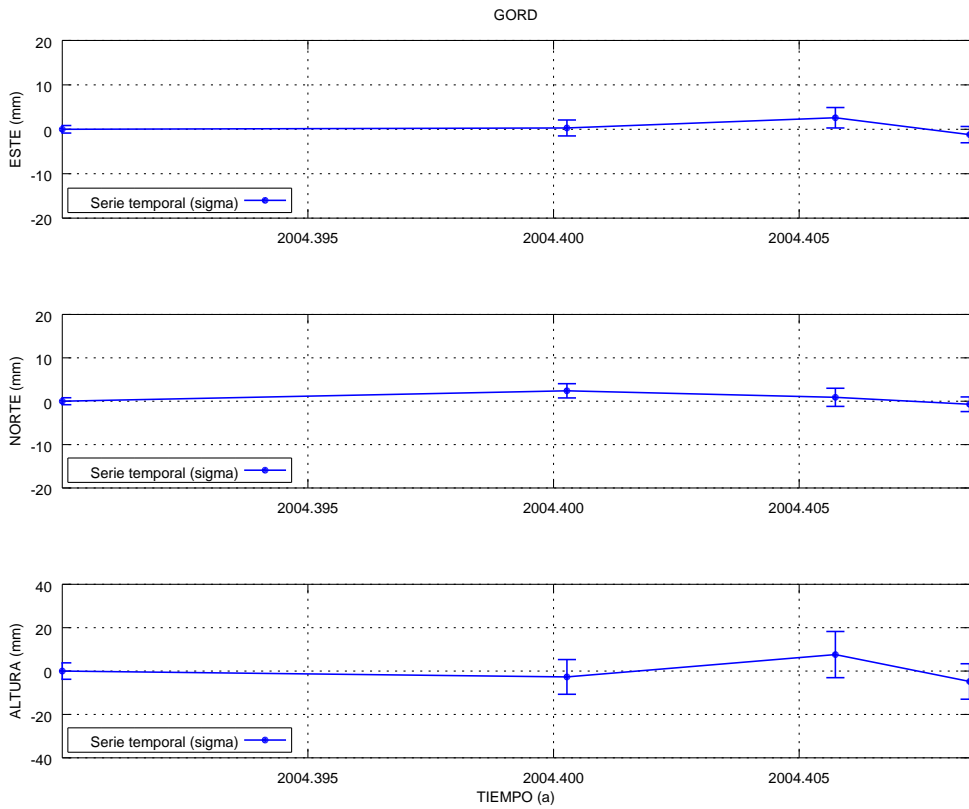


(a) Estación CLV1

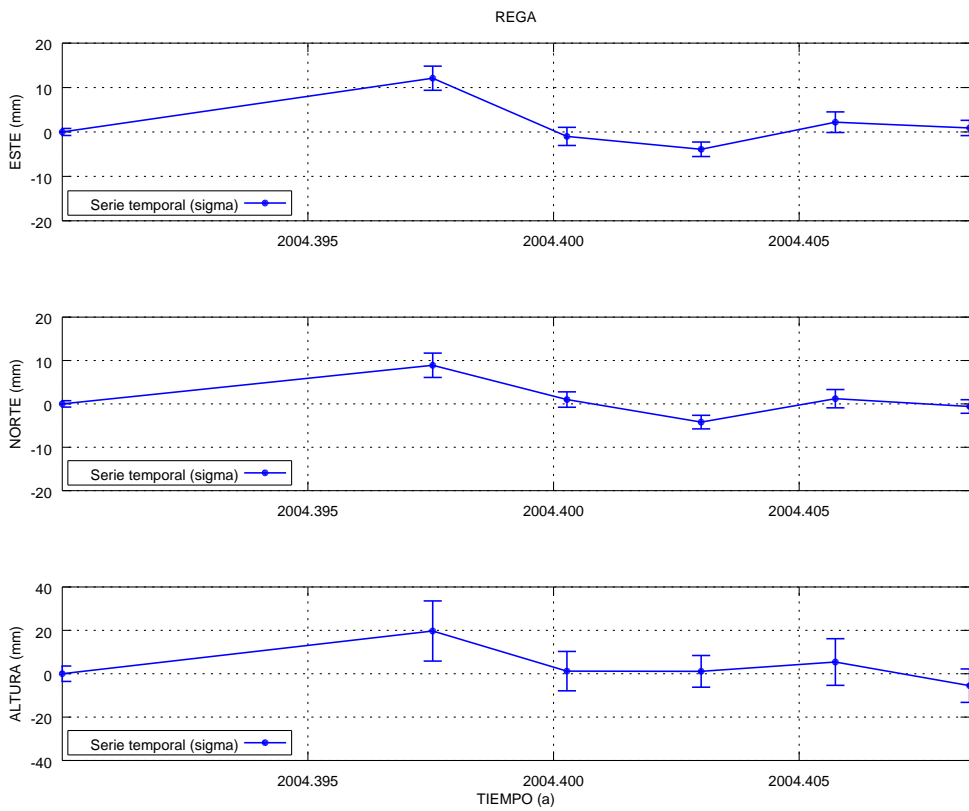


(b) Estación CLV4

Figura A.18: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CLV1 y CLV4.

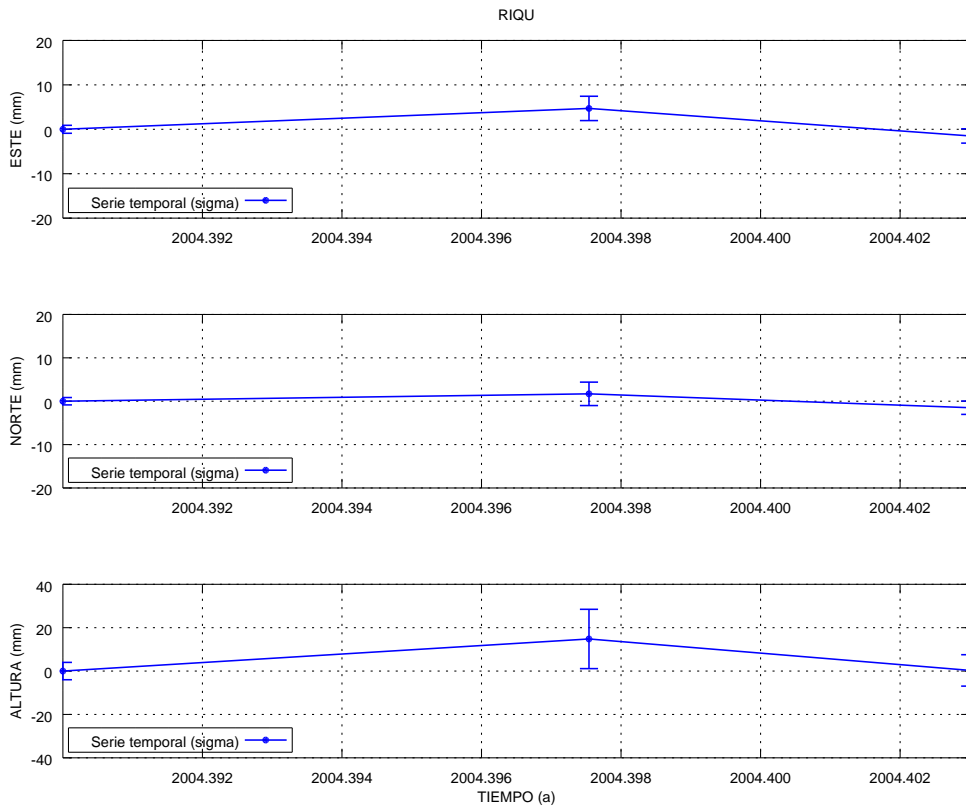


(a) Estación Gordo

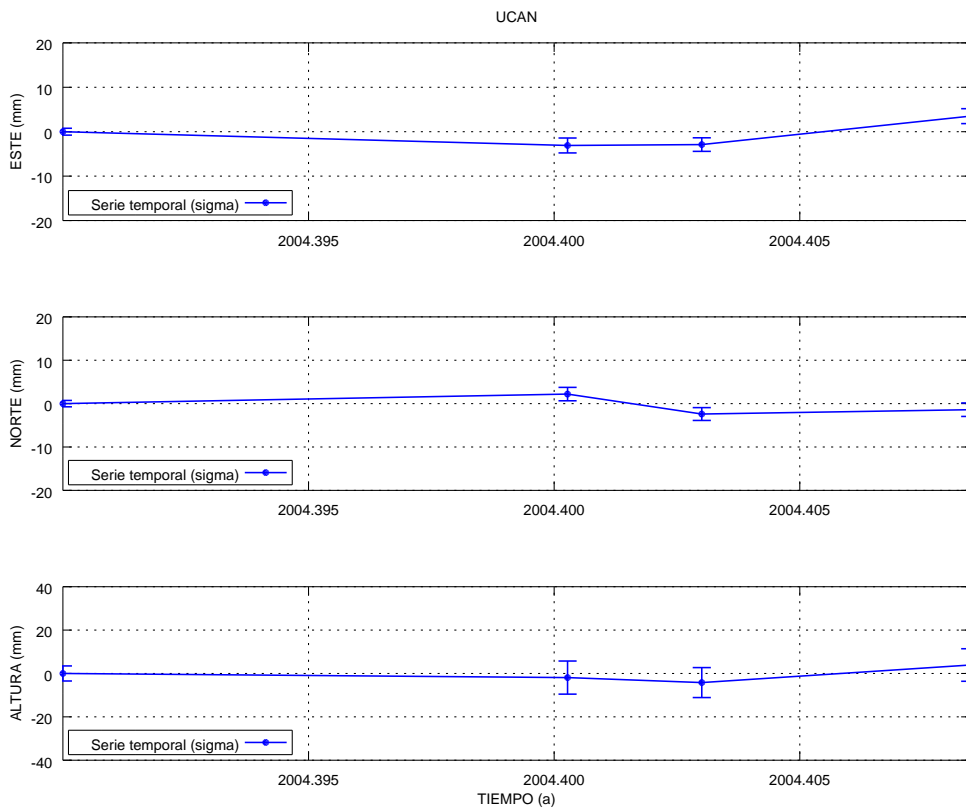


(b) Estación Regatón

Figura A.19: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones GORD y REGA.



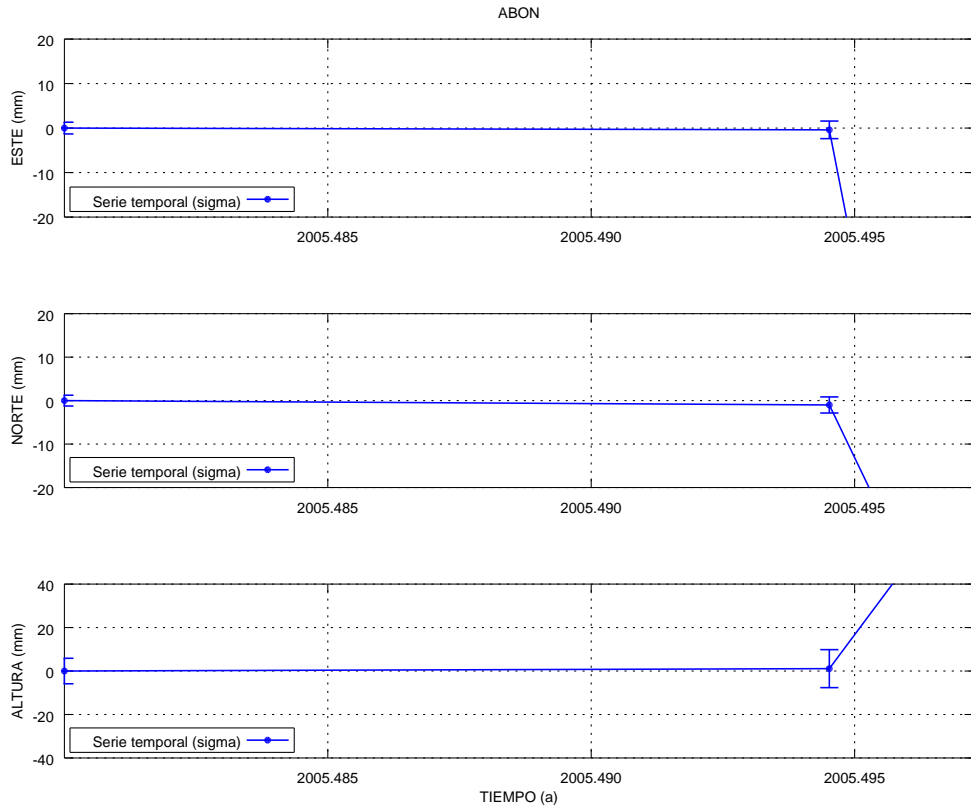
(a) Estación Riquer



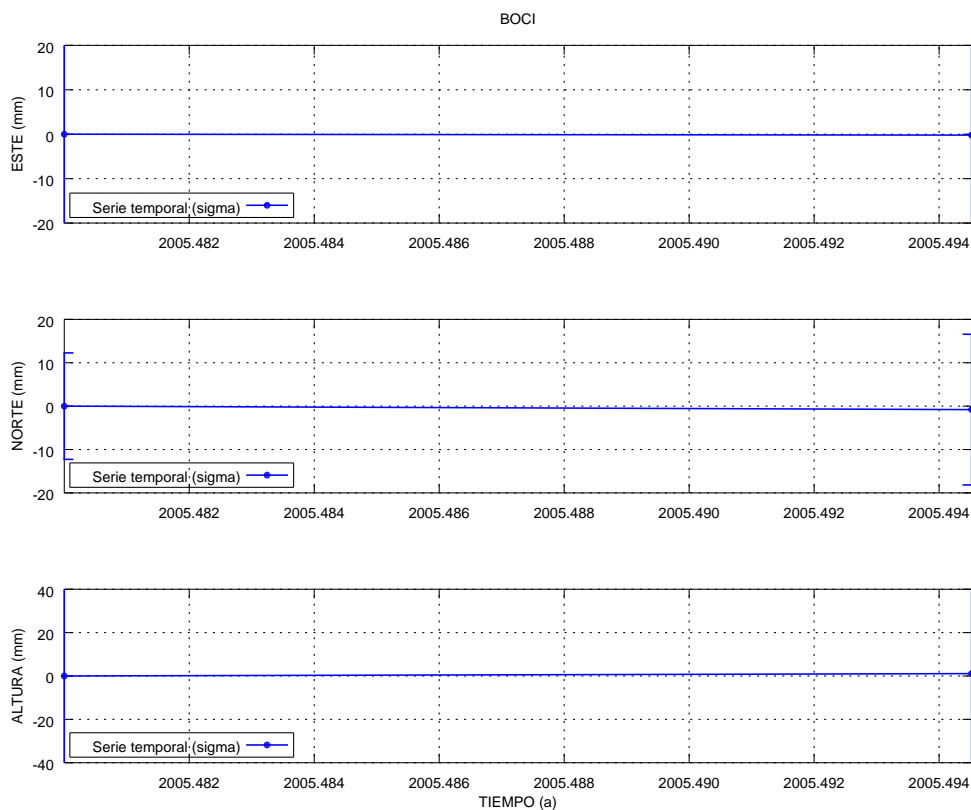
(b) Estación Ucanca

Figura A.20: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RIQU y UCAN.

Campaña de 2005

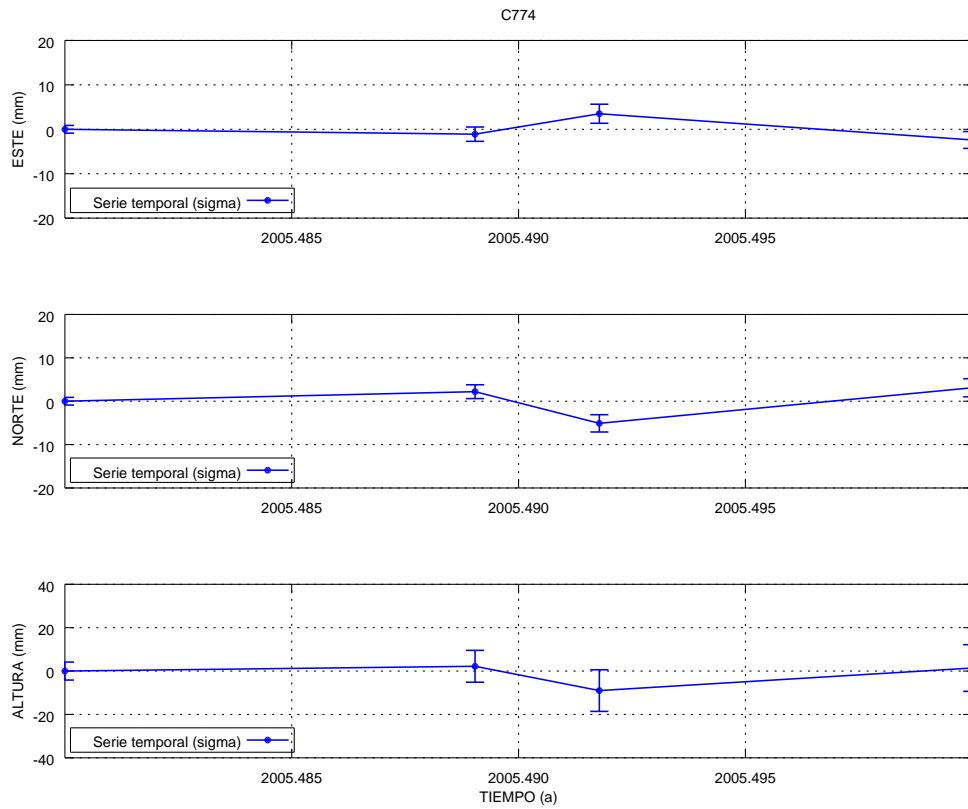


(a) Estación Abona

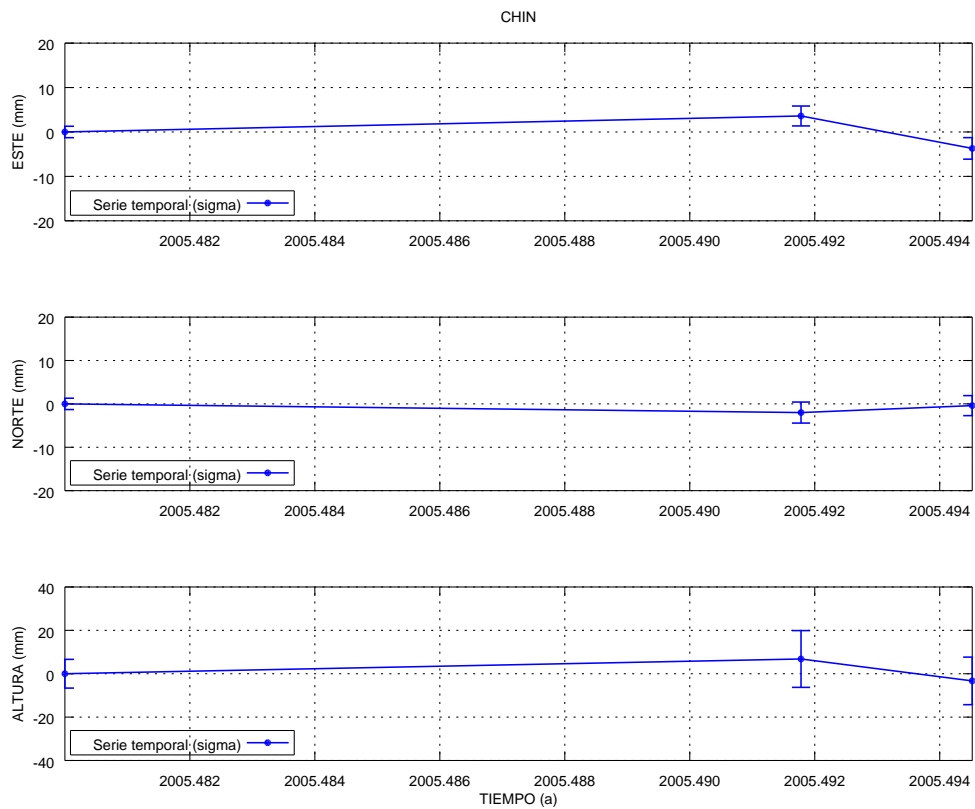


(b) Estación Bocinegro

Figura A.21: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones ABON y BOCI.

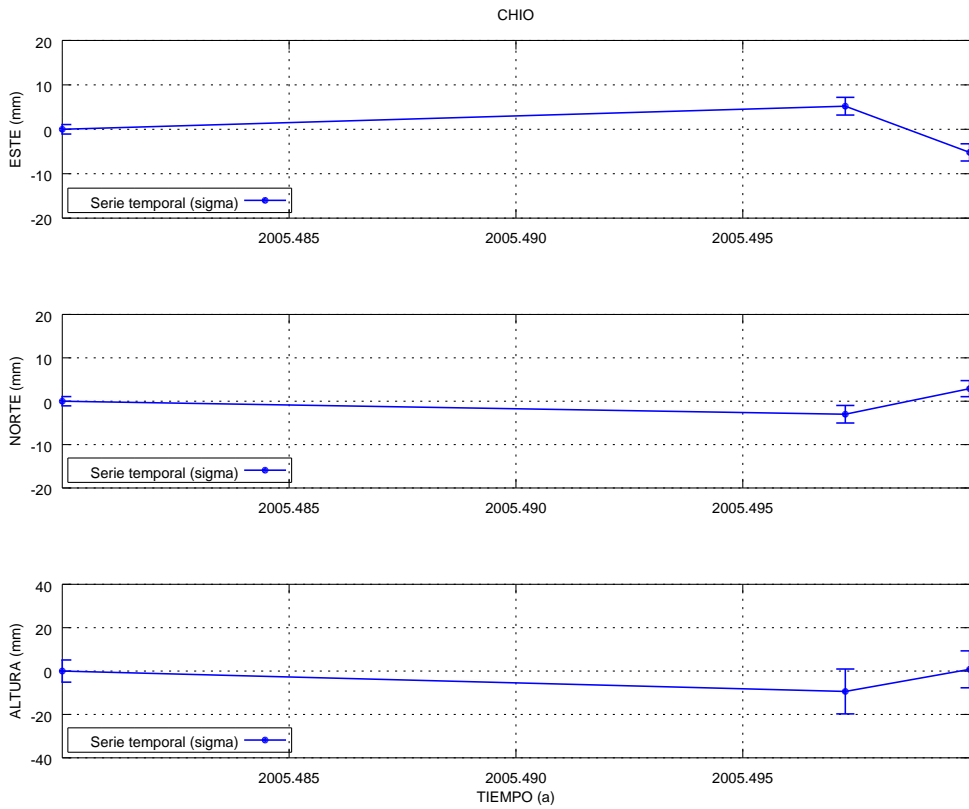


(a) Estación C774

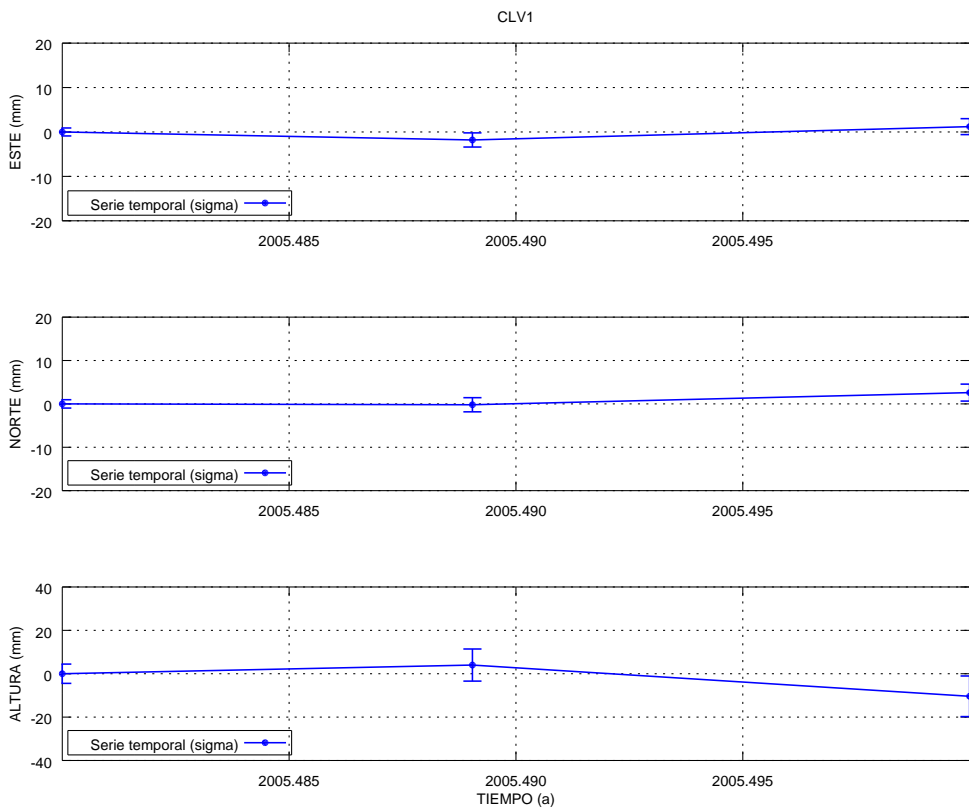


(b) Estación Chinobre

Figura A.22: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones C774 y CHIN.

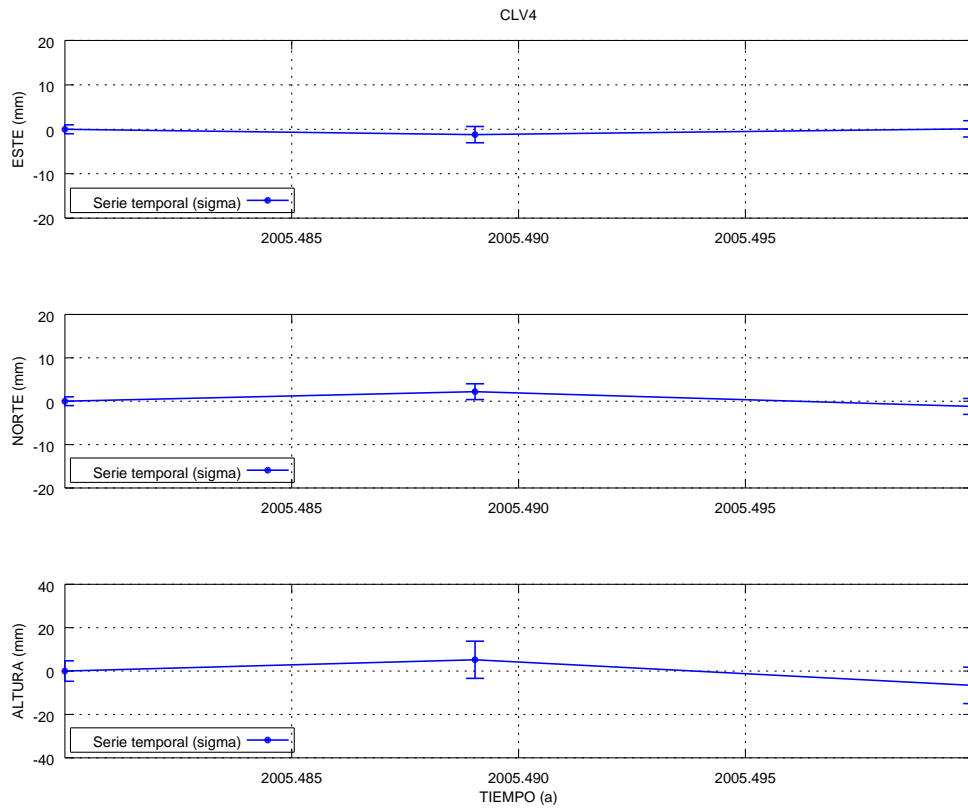


(a) Estación Pinar de Chío

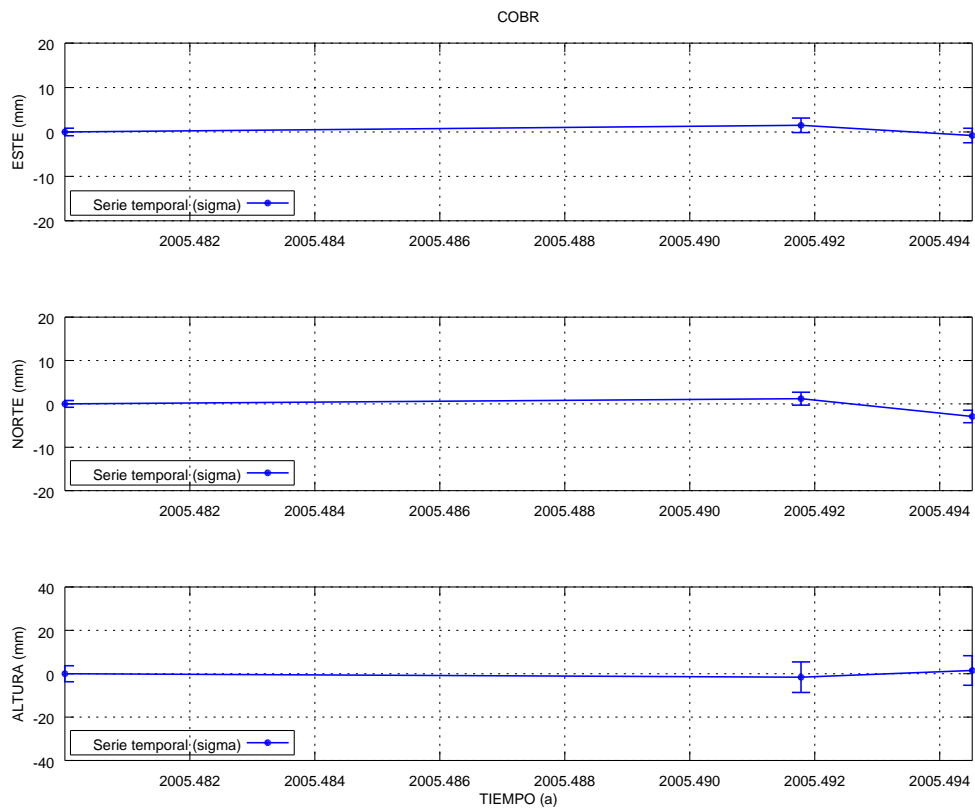


(b) Estación CLV1

Figura A.23: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CHIO y CLV1.

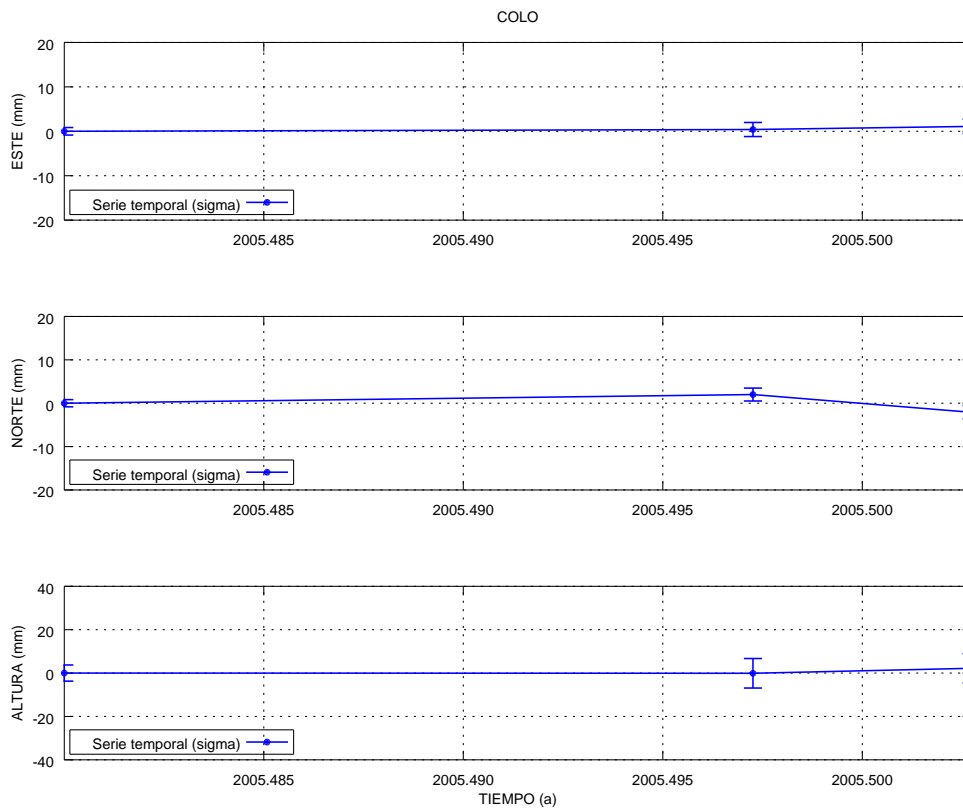


(a) Estación CLV4

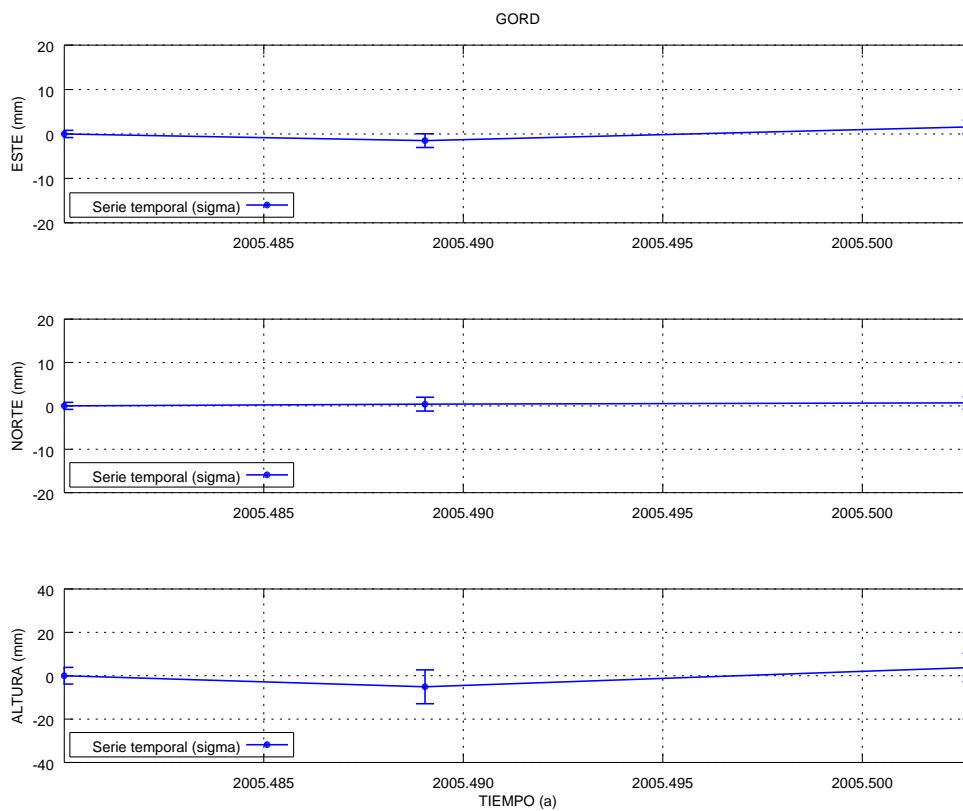


(b) Estación Cobre

Figura A.24: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CLV4 y COBR.

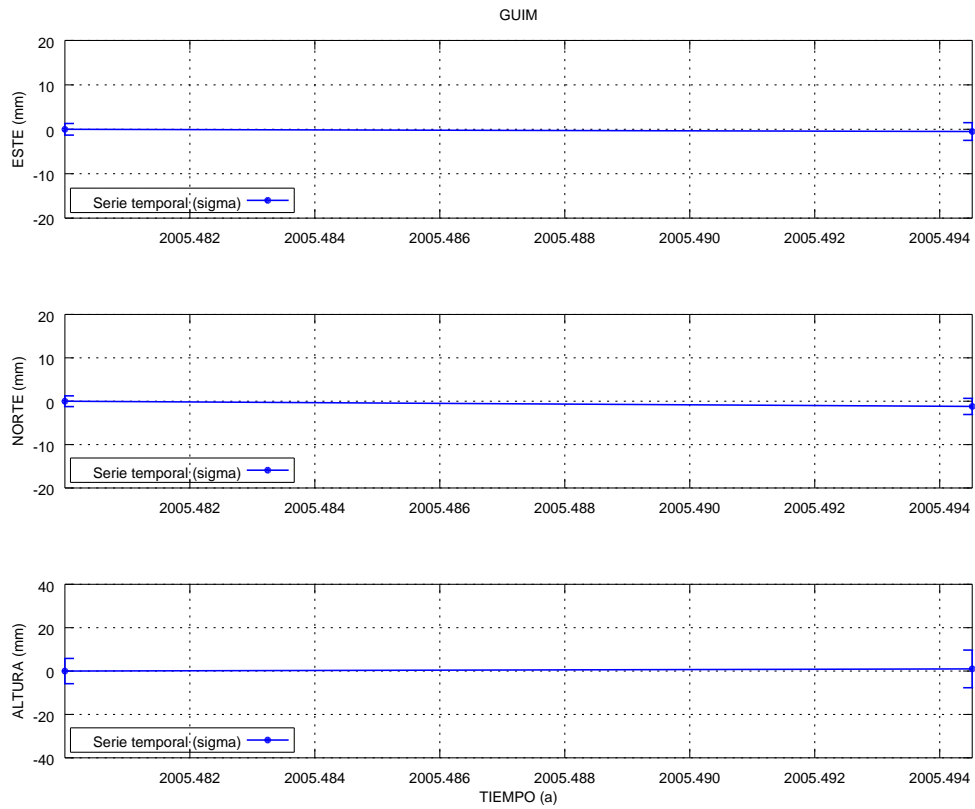


(a) Estación Coloradas

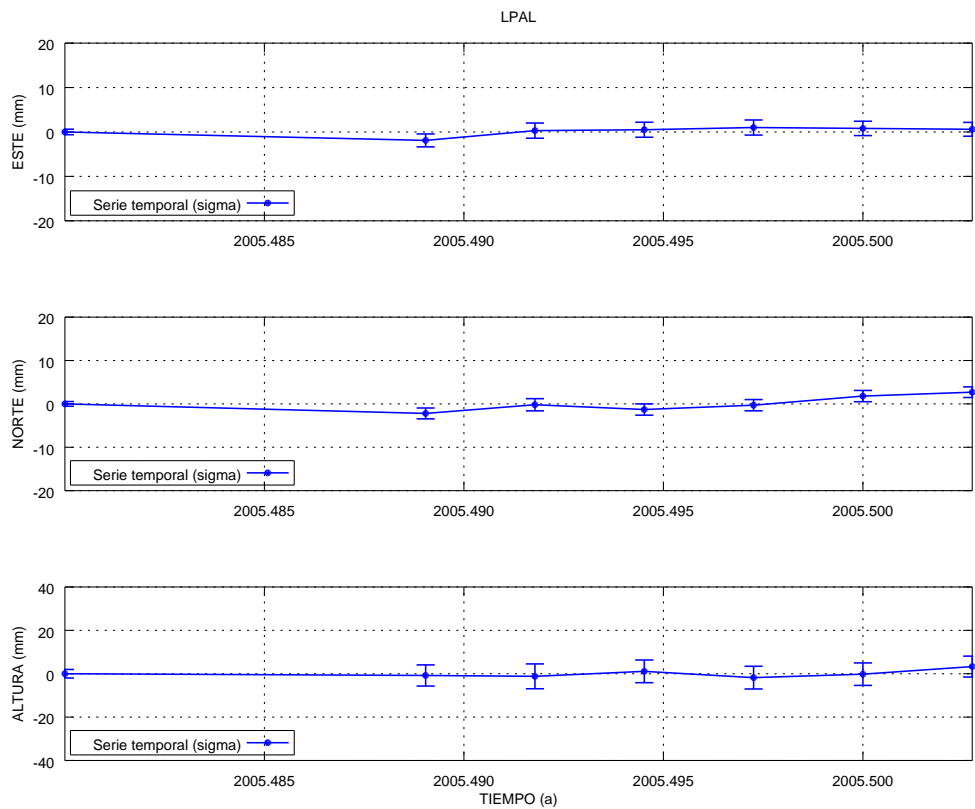


(b) Estación Gordo

Figura A.25: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones COLO y GORD.

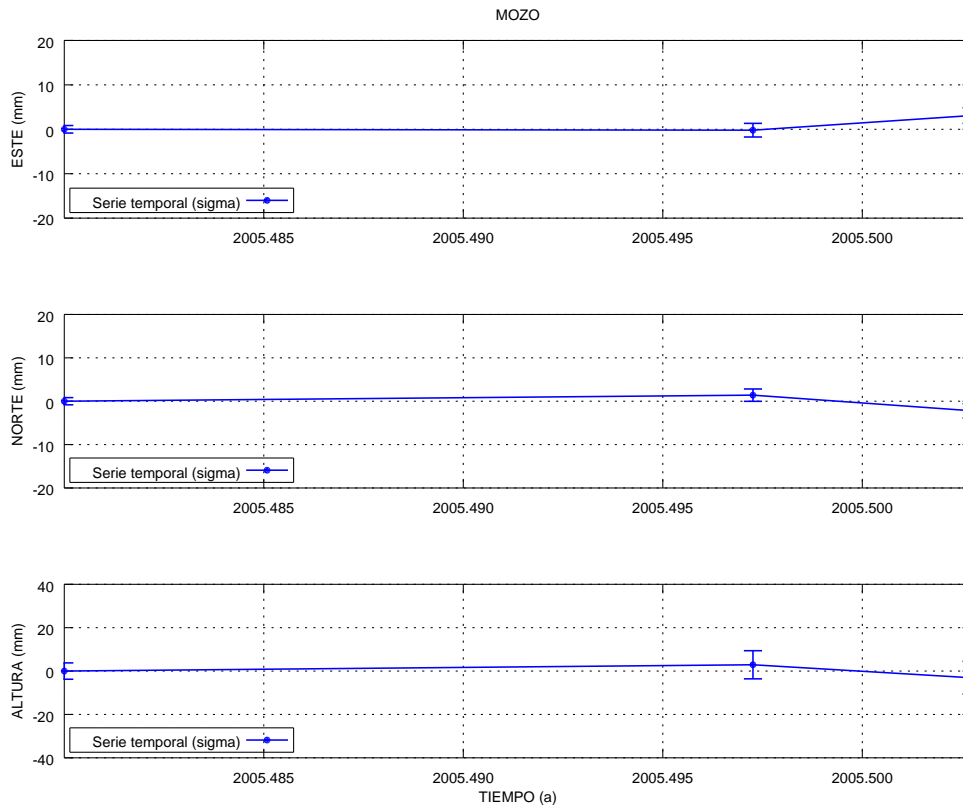


(a) Estación Güímar

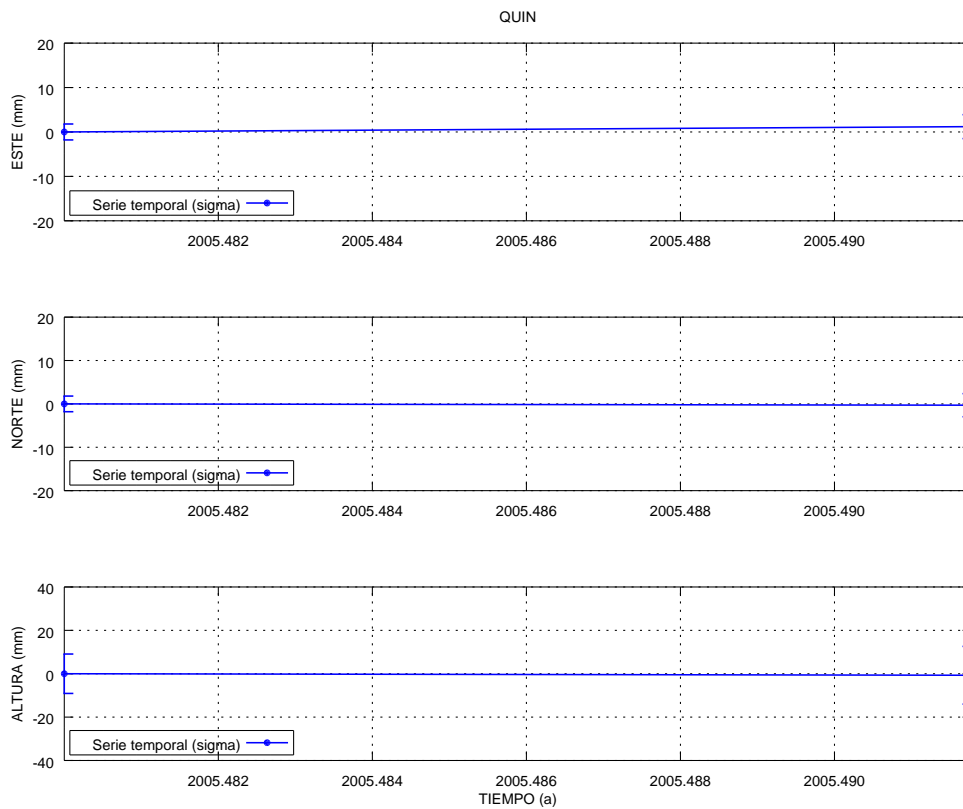


(b) Estación LPAL

Figura A.26: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones GUIM y LPAL.

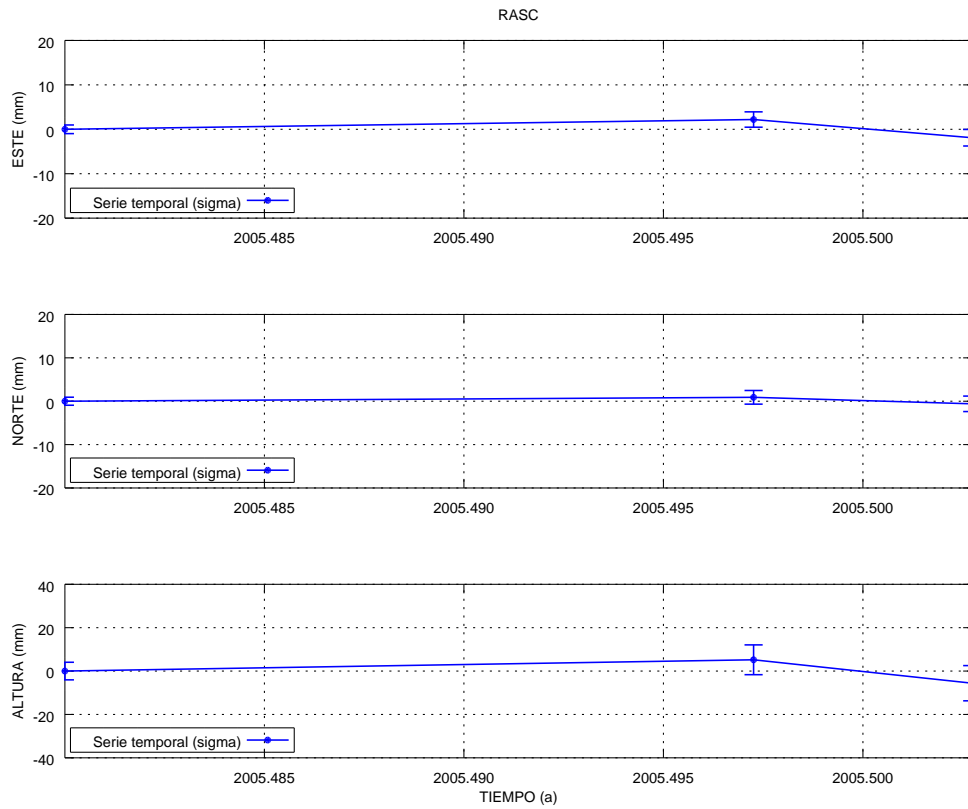


(a) Estación Mozos

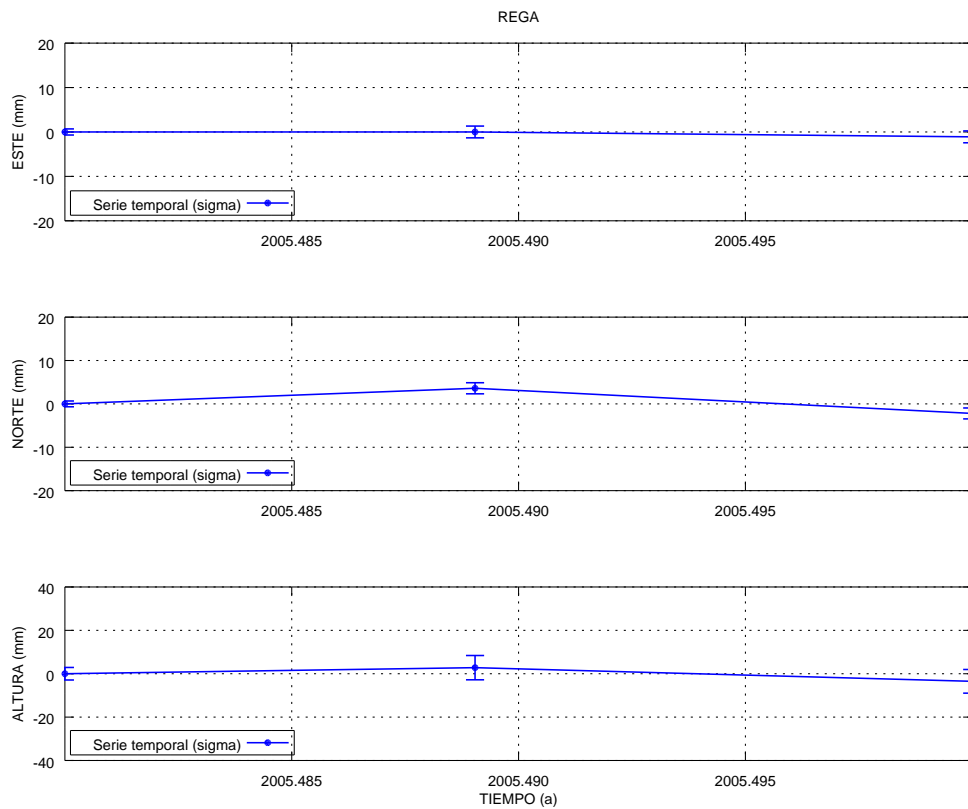


(b) Estación La Quinta

Figura A.27: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones MOZO y QUIN.

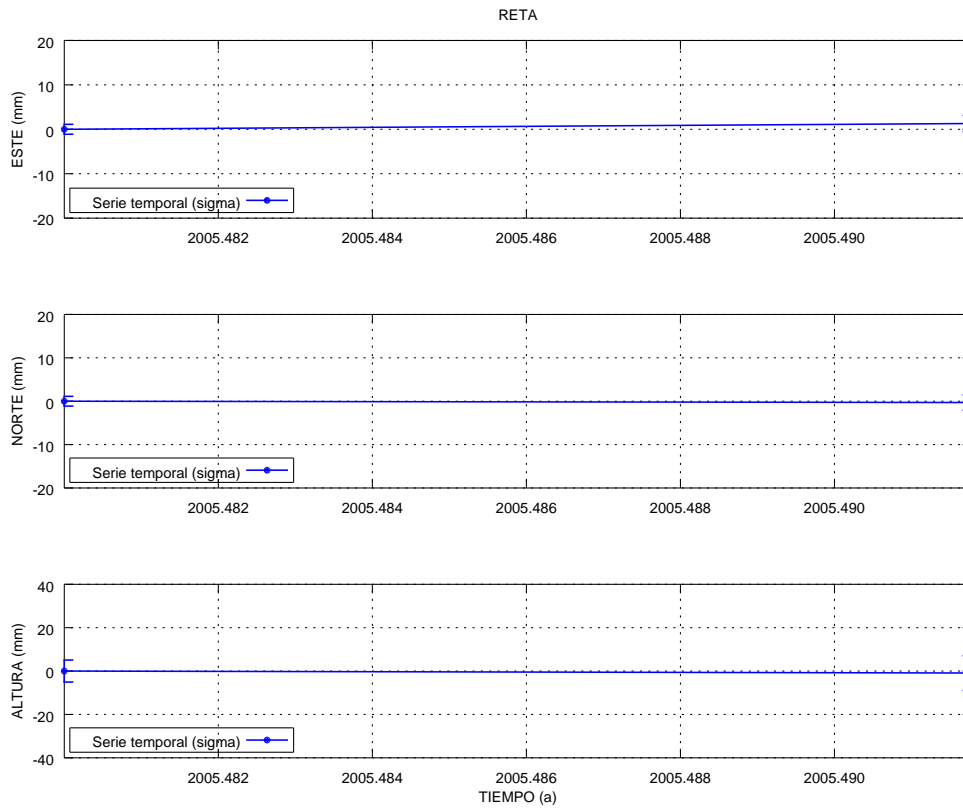


(a) Estación Rasca

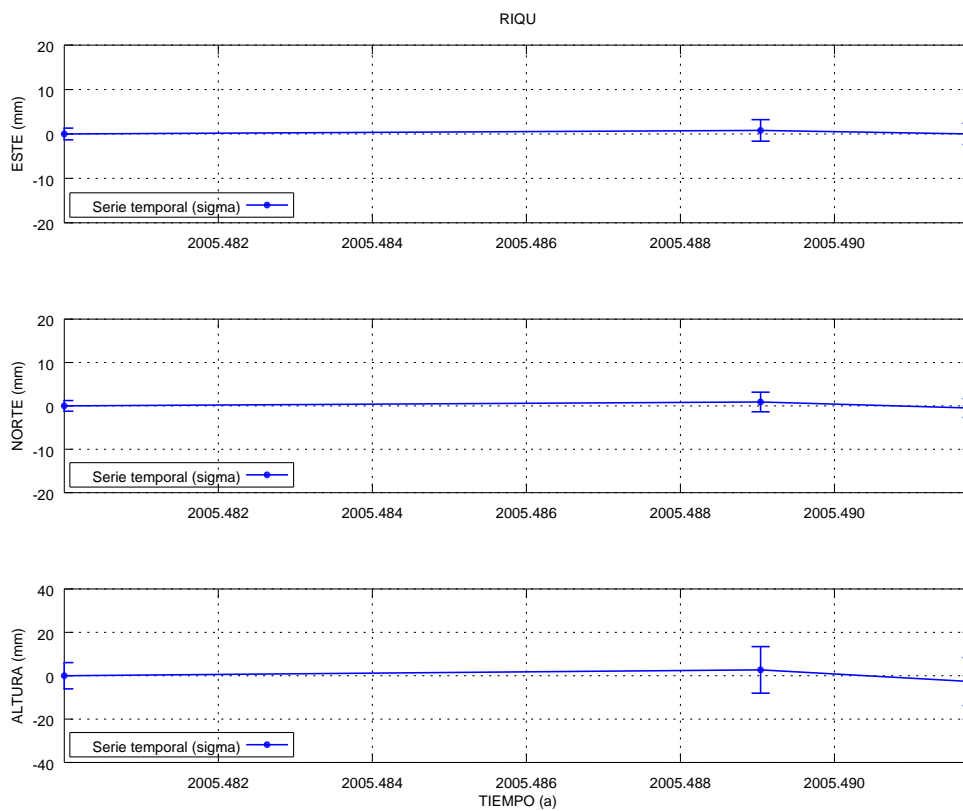


(b) Estación Regatón

Figura A.28: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RASC y REGA.

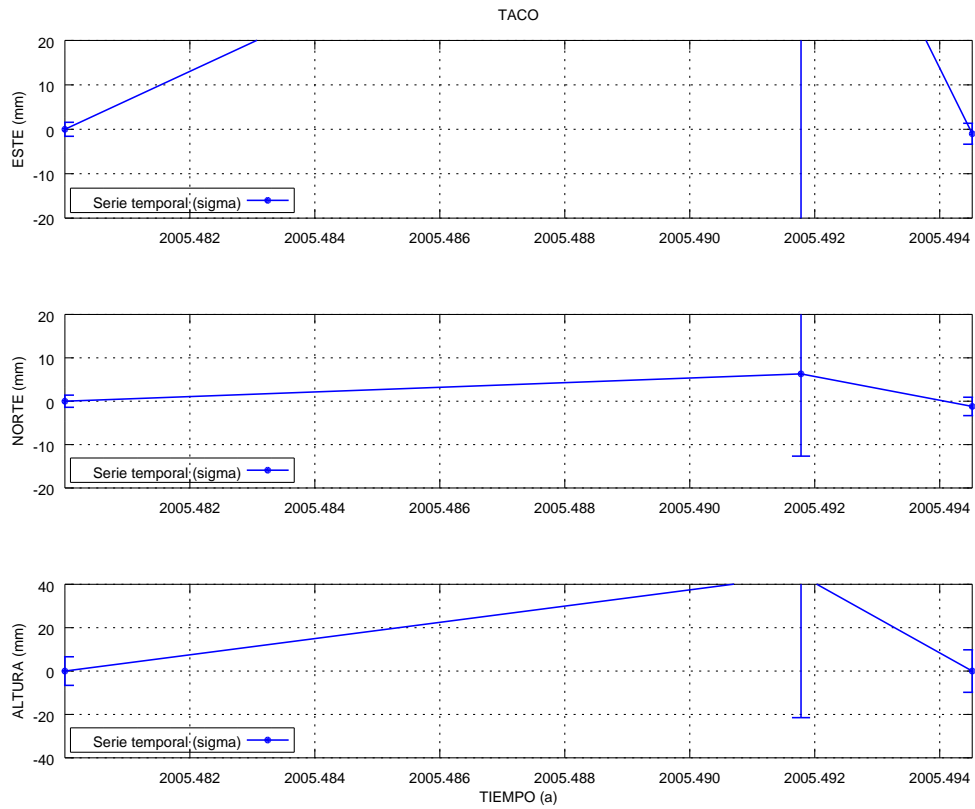


(a) Estación Retama

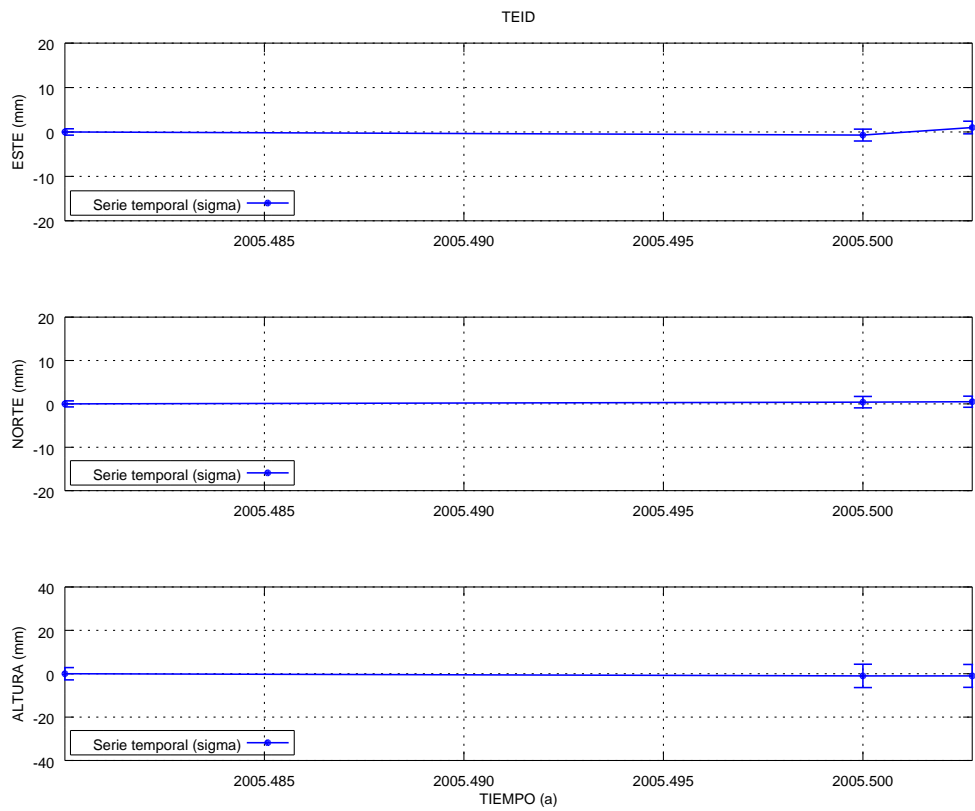


(b) Estación Riquer

Figura A.29: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RETA y RIQU.

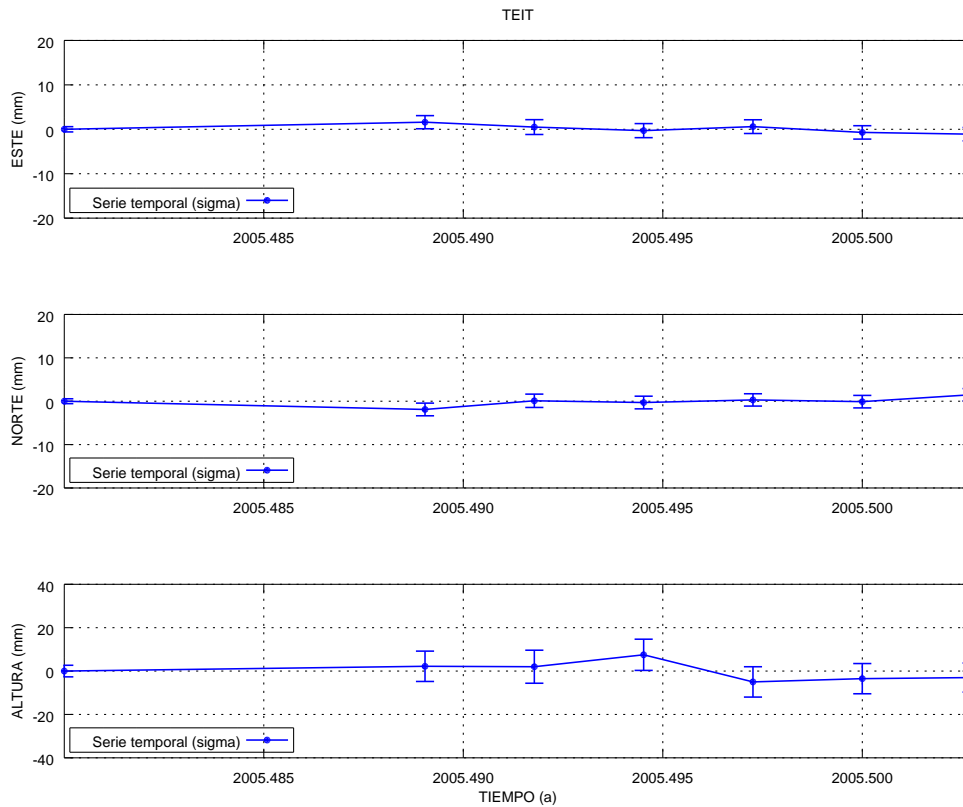


(a) Estación Taco

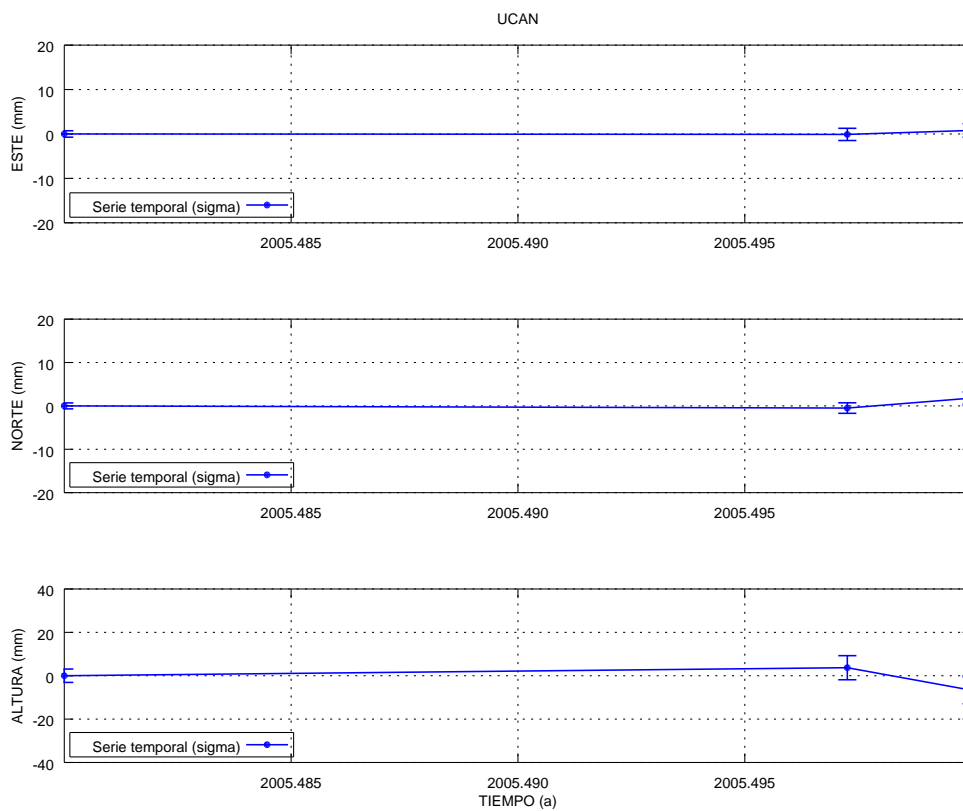


(b) Estación Teide

Figura A.30: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones TACO y TEID.



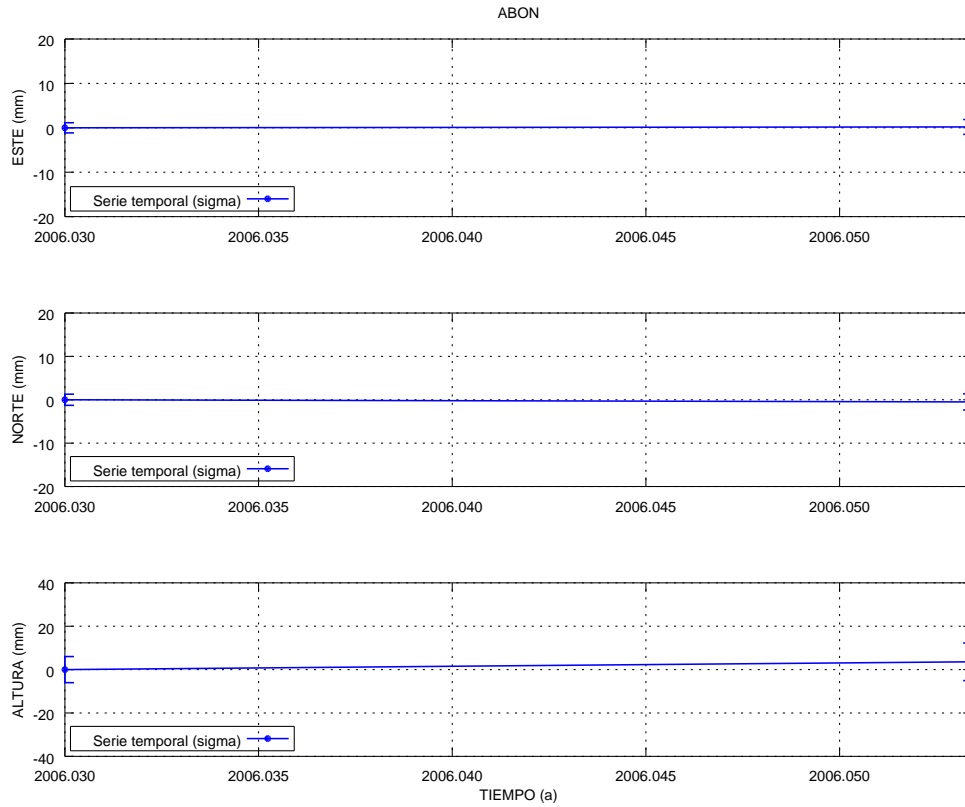
(a) Estación Teide Tel



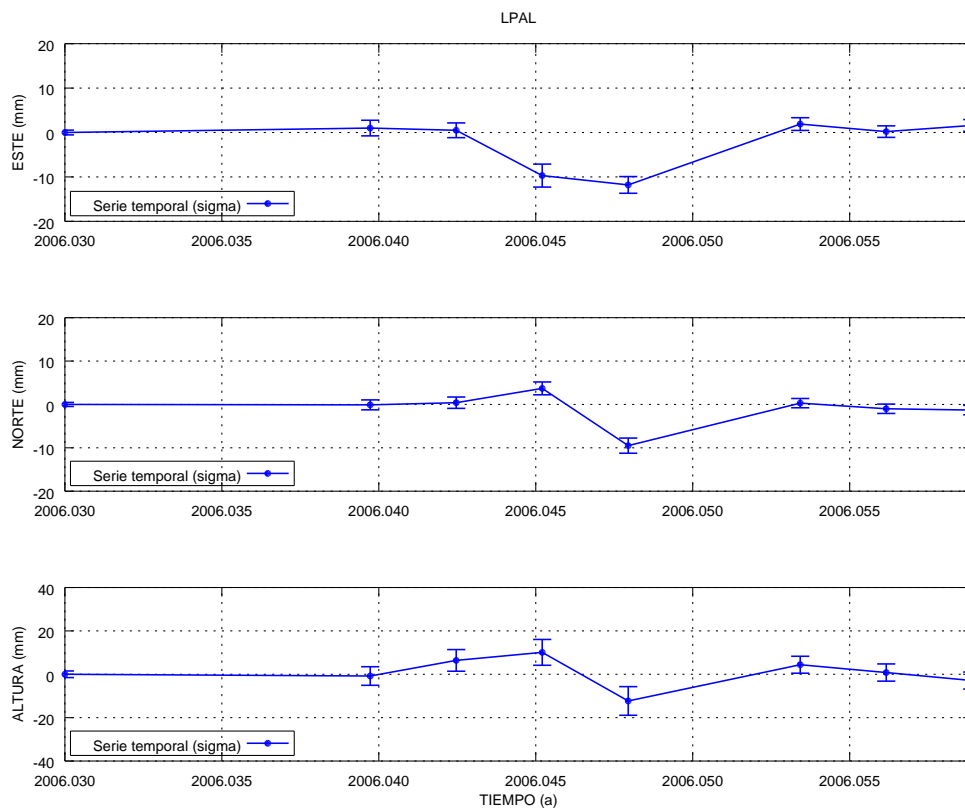
(b) Estación Ucanca

Figura A.31: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones TEIT y UCAN.

Campaña de 2006

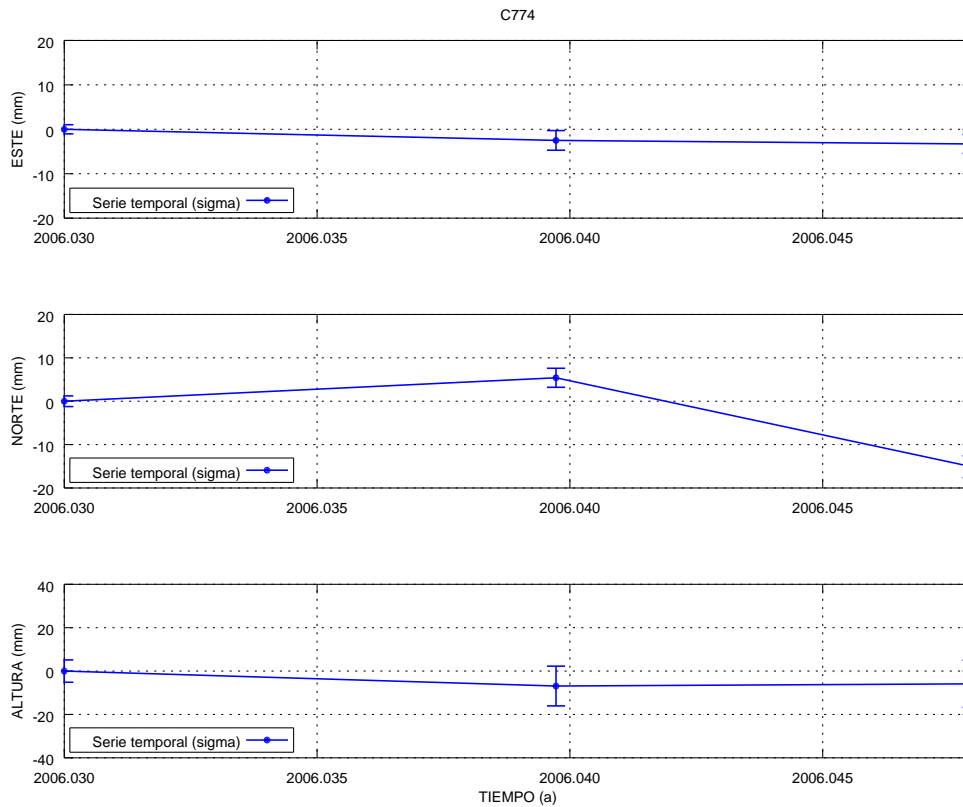


(a) Estación Abona

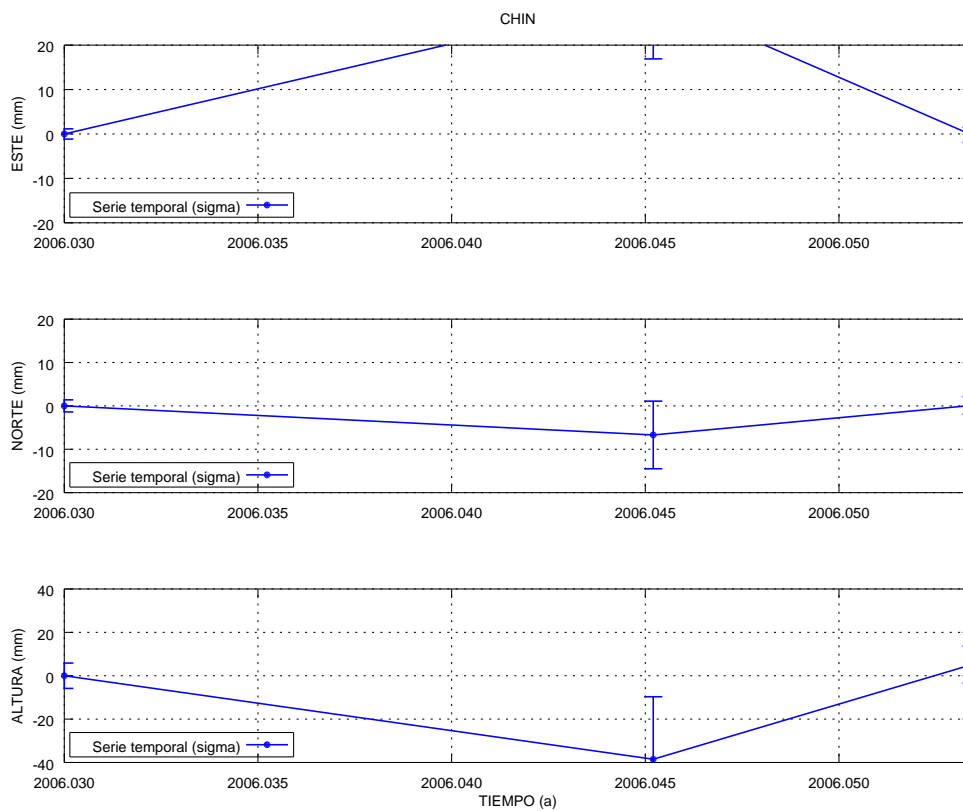


(b) Estación LPAL

Figura A.32: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones ABON y LPAL.

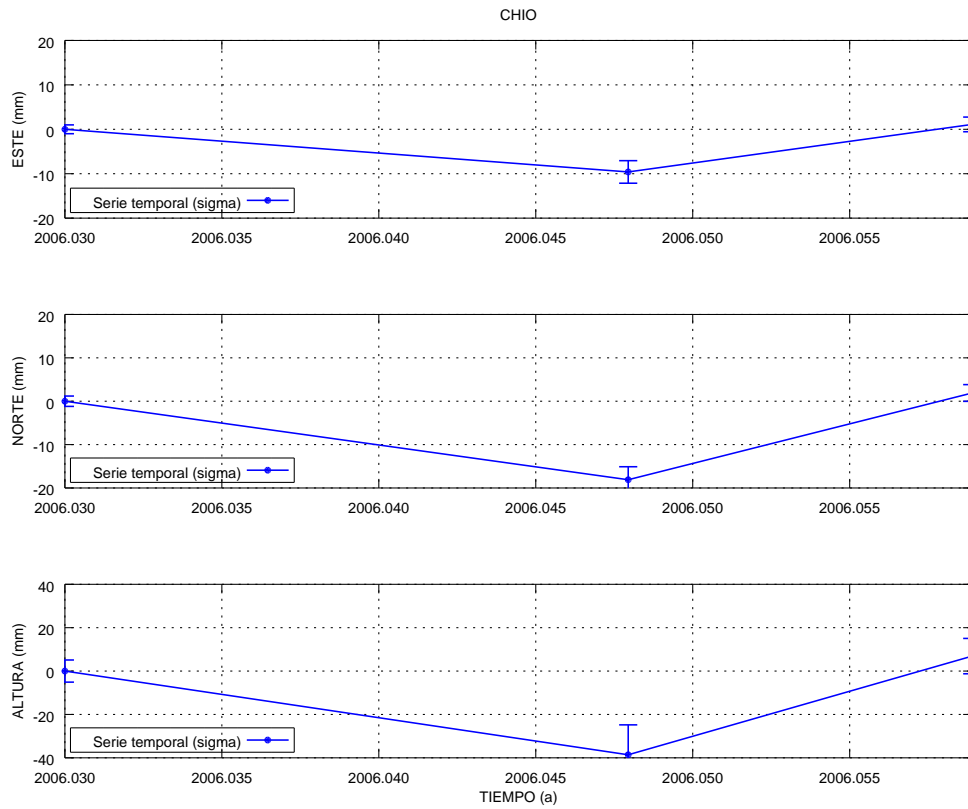


(a) Estación C774

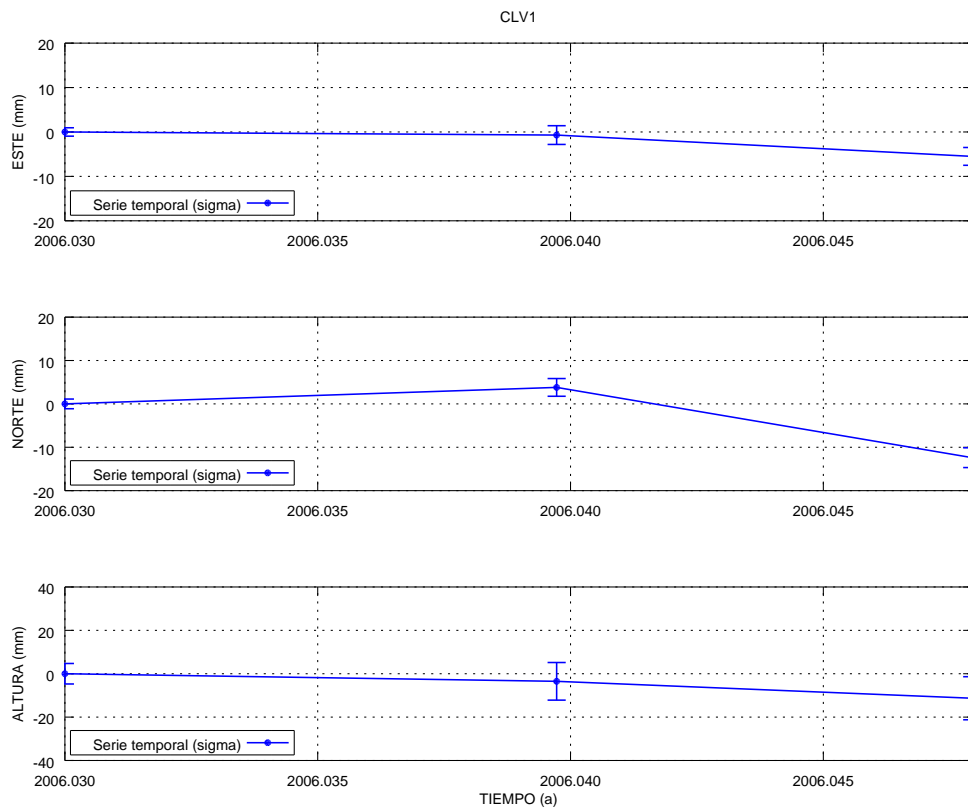


(b) Estación Chinobre

Figura A.33: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones C774 y CHIN.

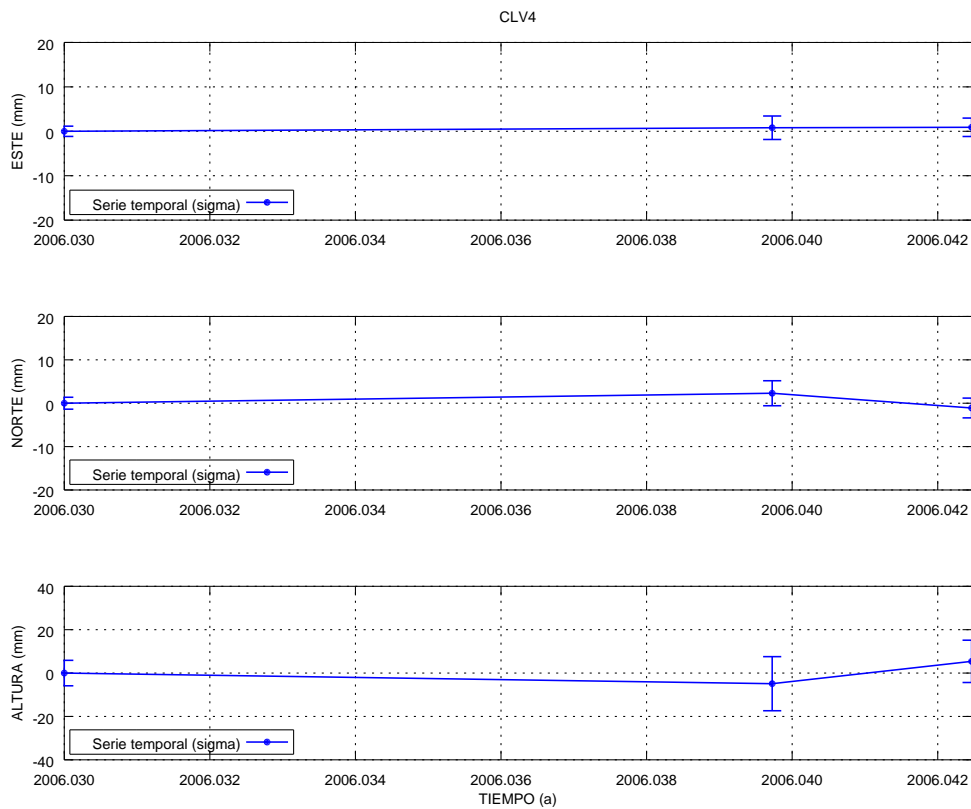


(a) Estación Pinar de Chío

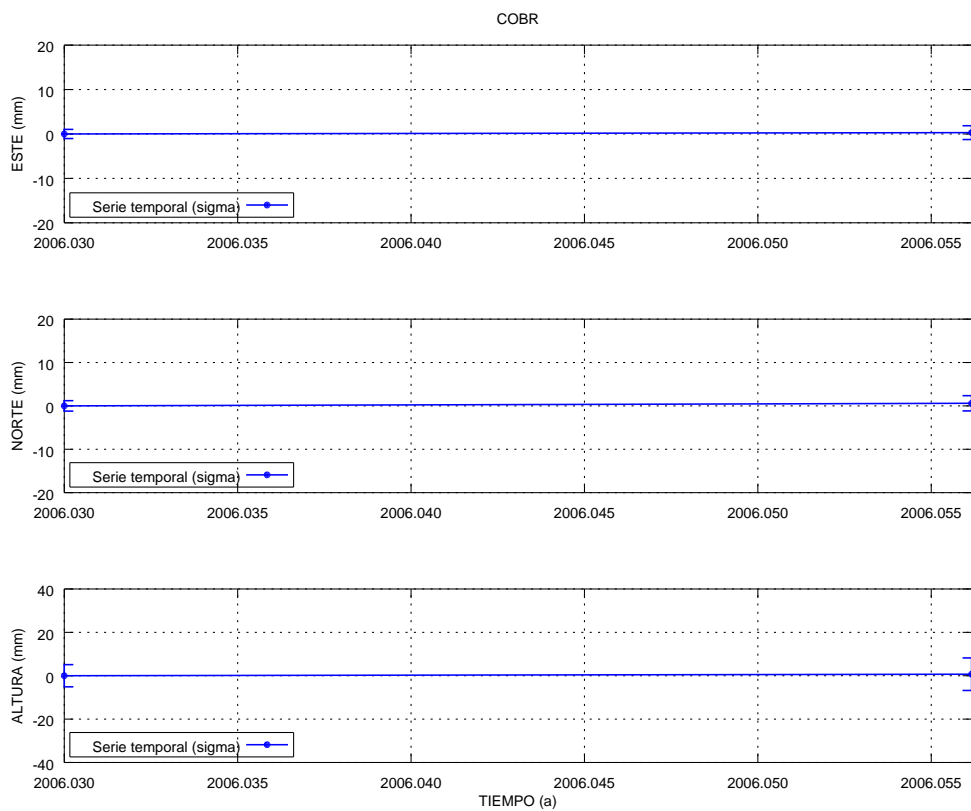


(b) Estación CLV1

Figura A.34: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CHIO y CLV1.

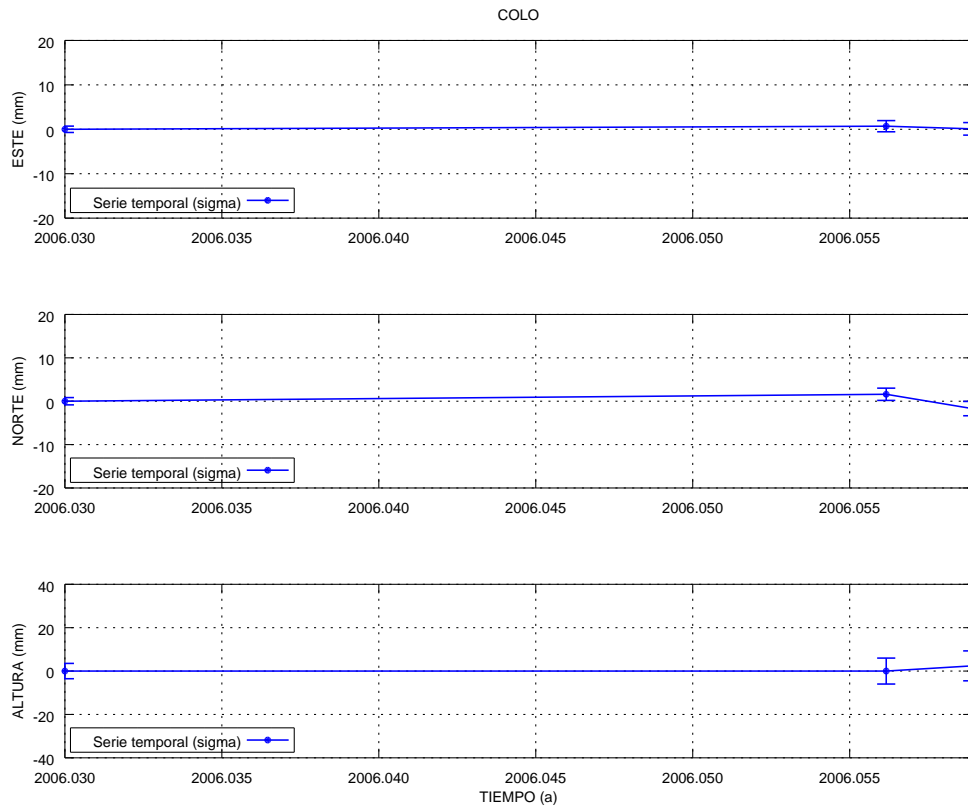


(a) Estación CLV4

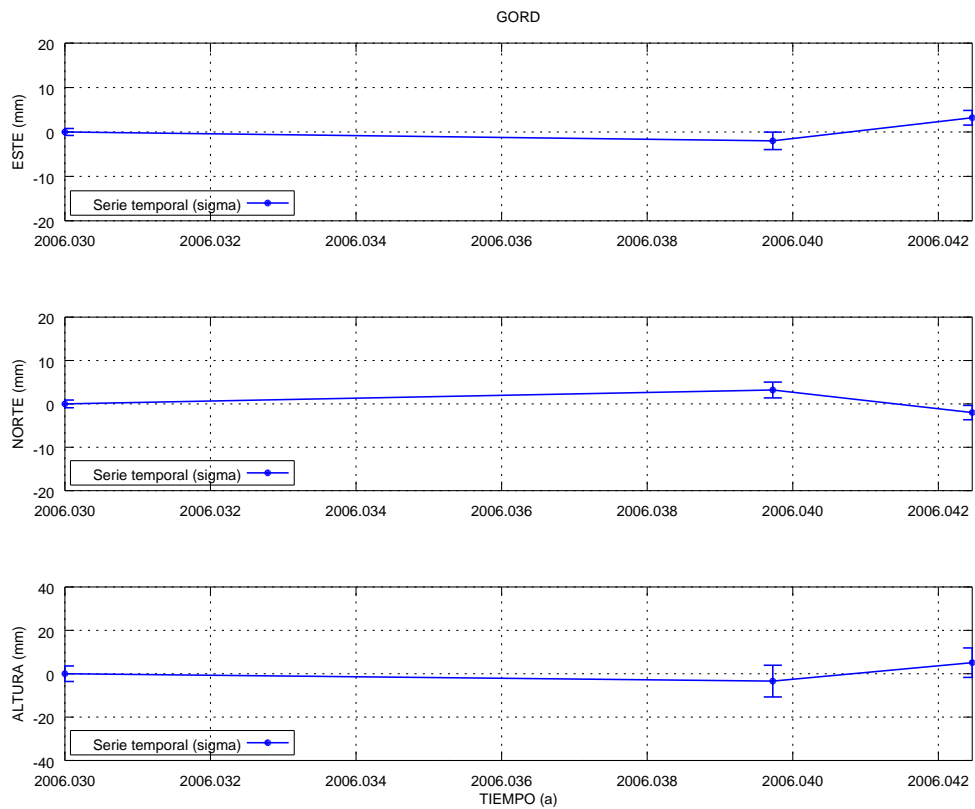


(b) Estación Cobre

Figura A.35: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CLV4 y COBR.

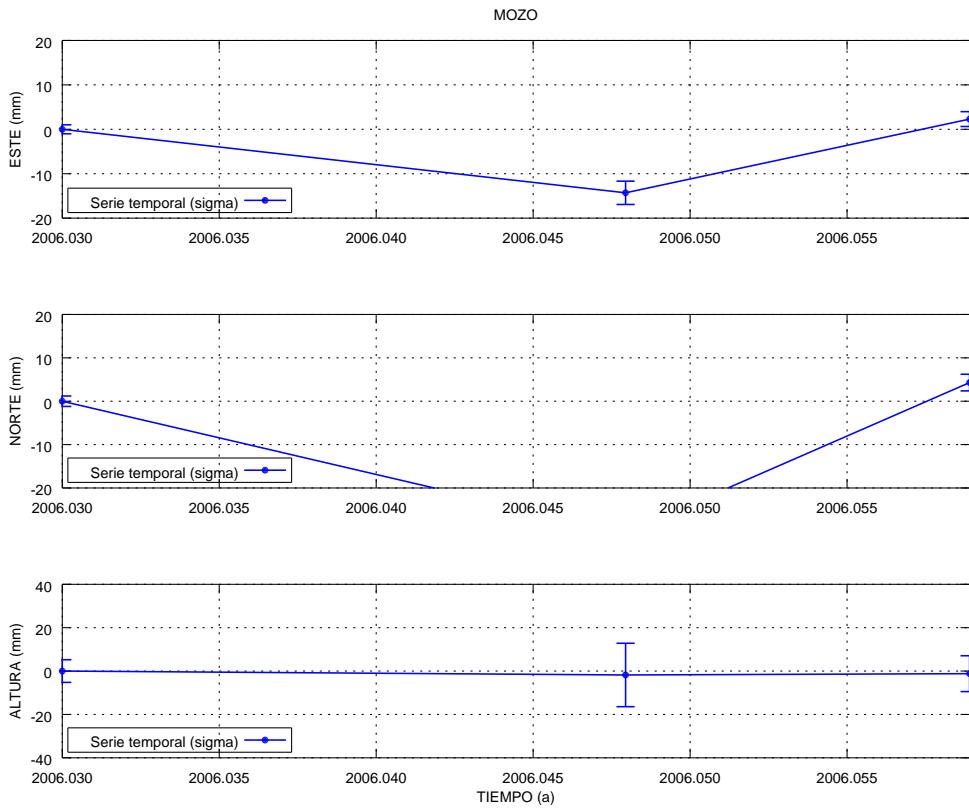


(a) Estación Coloradas

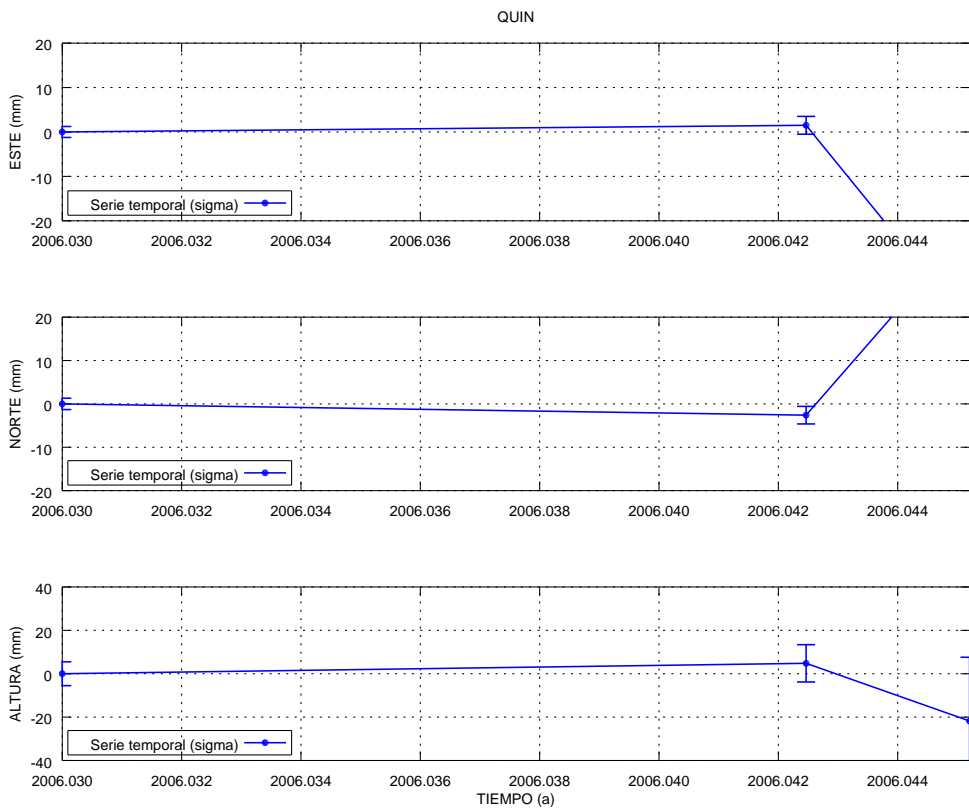


(b) Estación Gordo

Figura A.36: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones COLO y GORD.

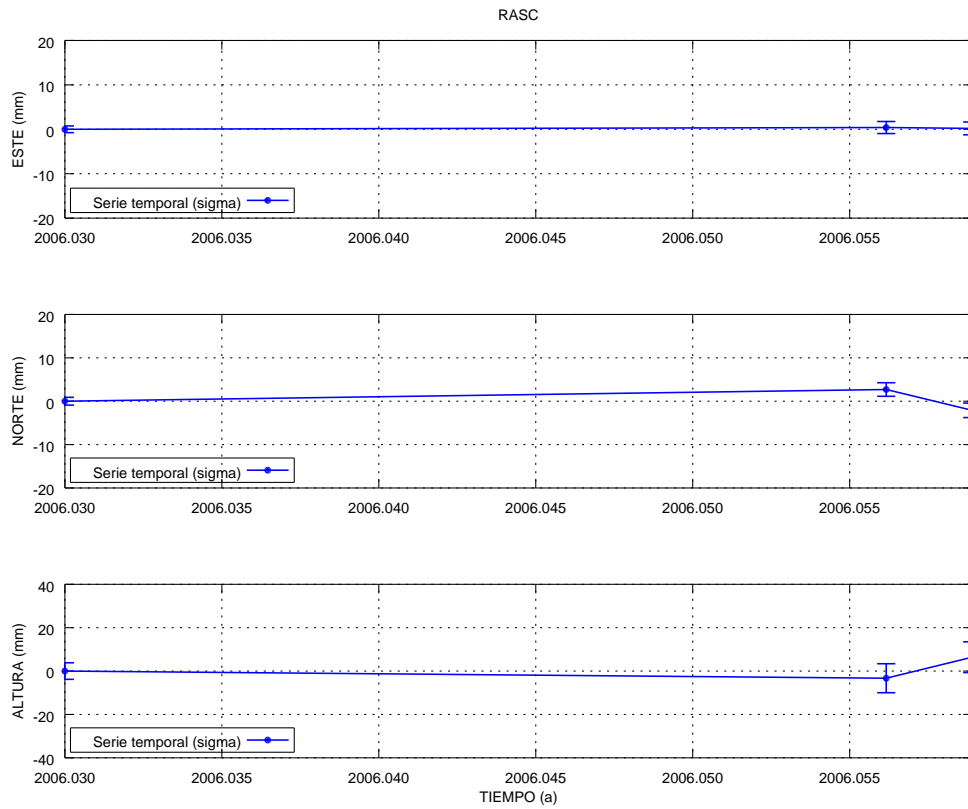


(a) Estación Mozos

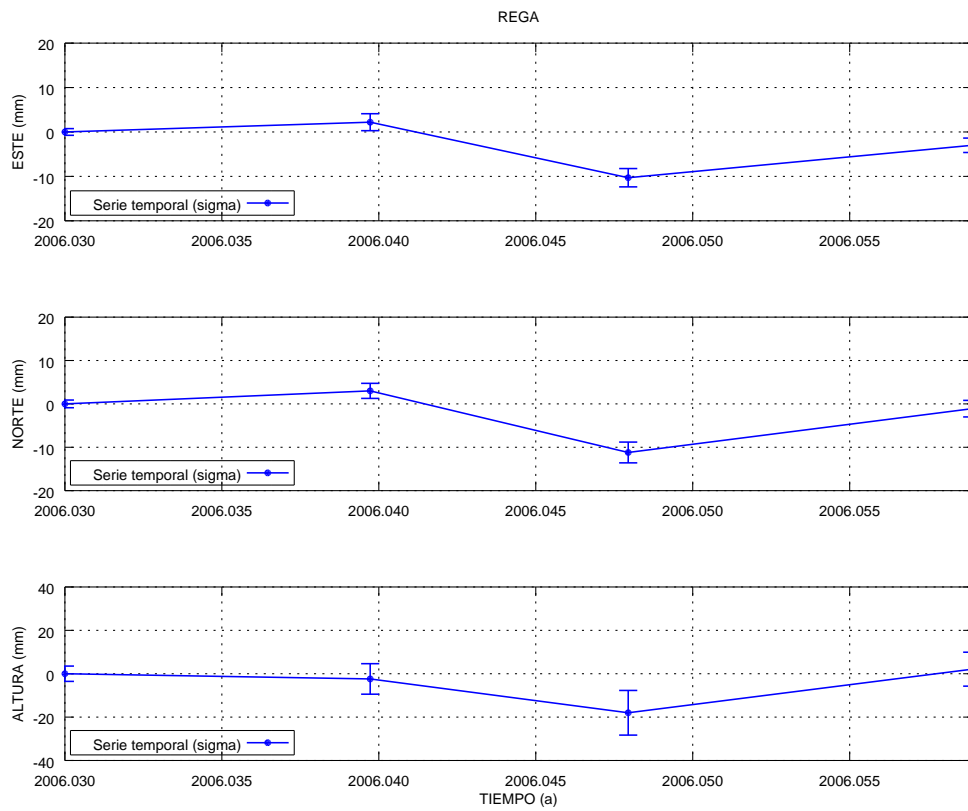


(b) Estación La Quinta

Figura A.37: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones MOZO y QUIN.

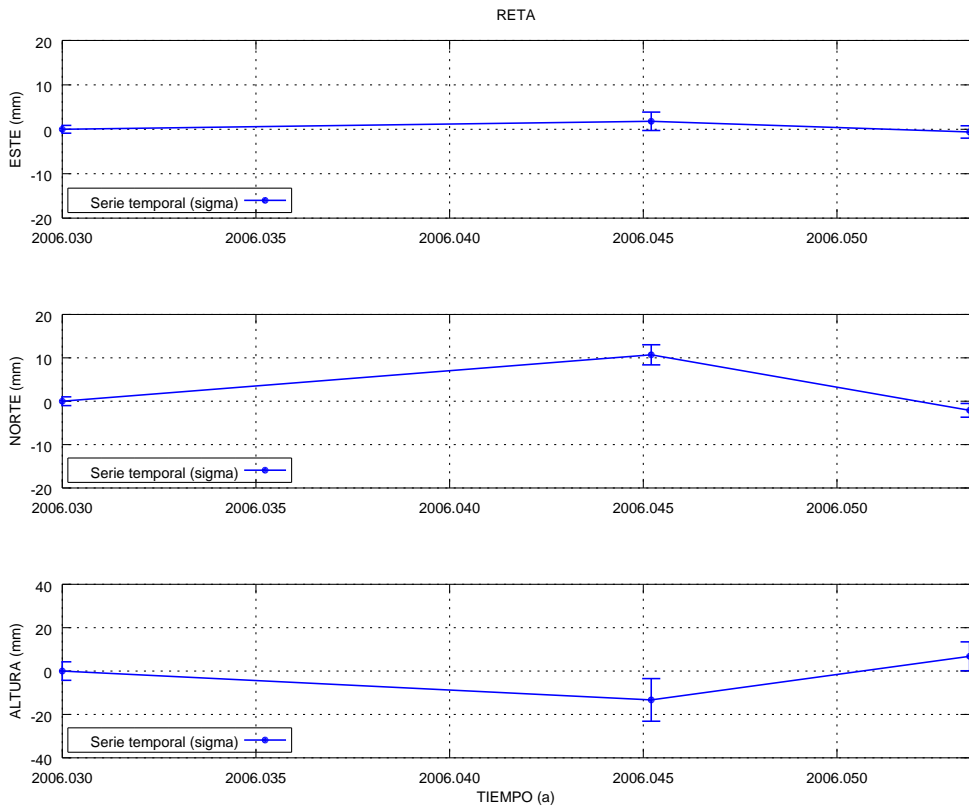


(a) Estación Rasca

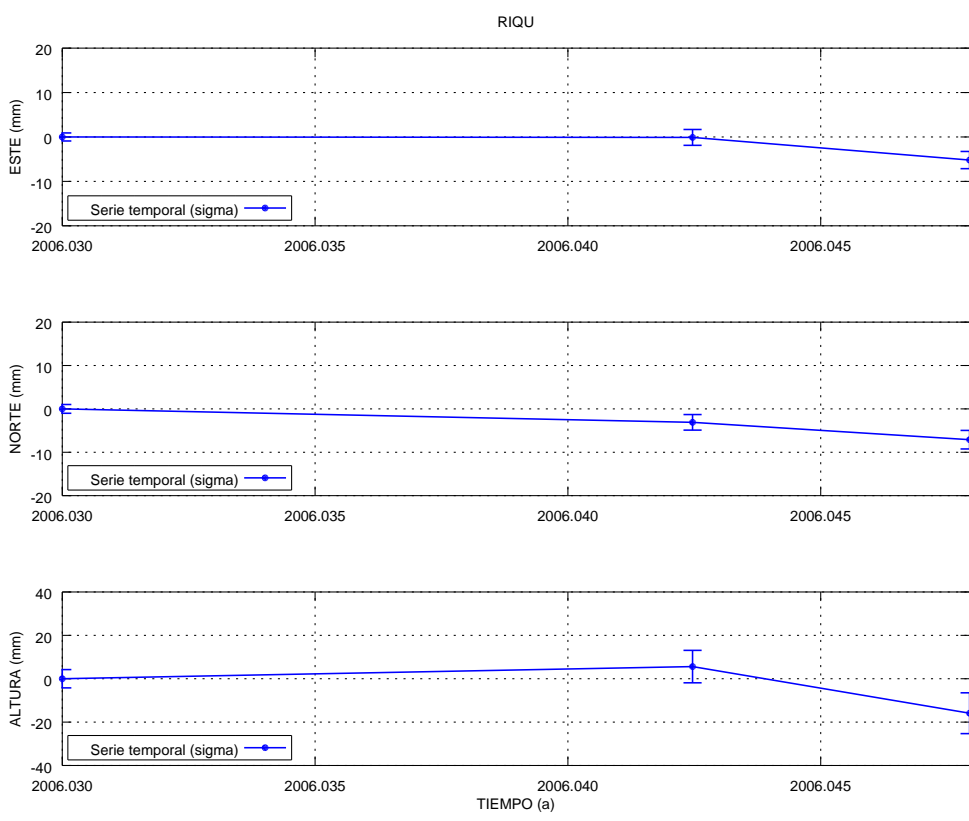


(b) Estación Regatón

Figura A.38: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RASC y REGA.

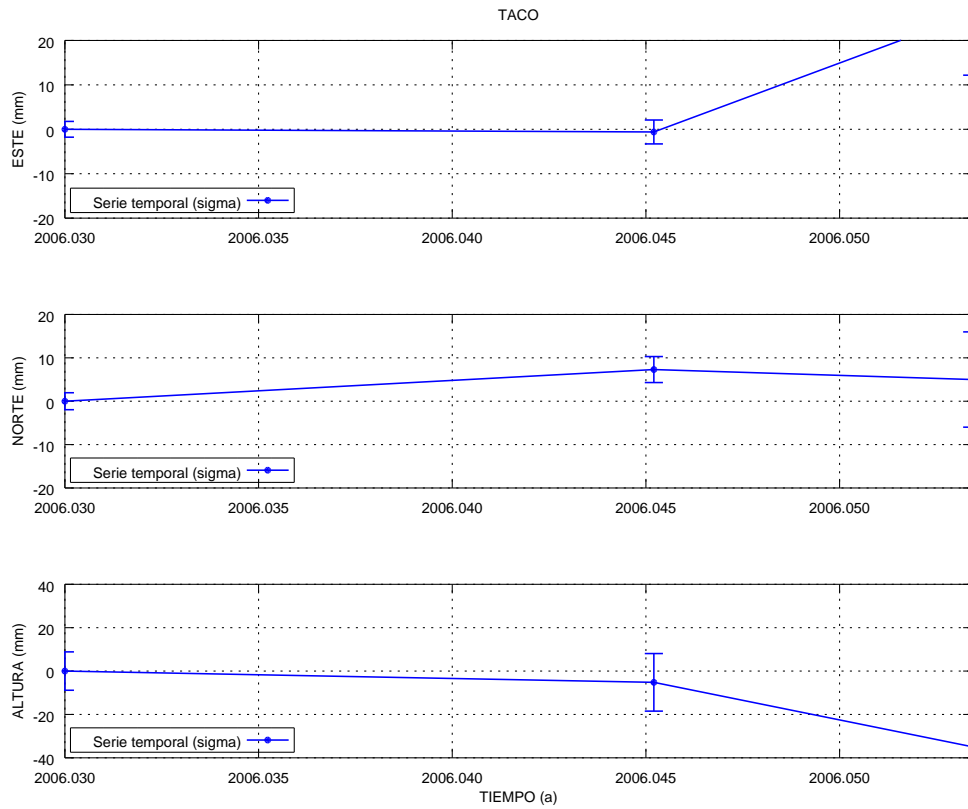


(a) Estación Retama

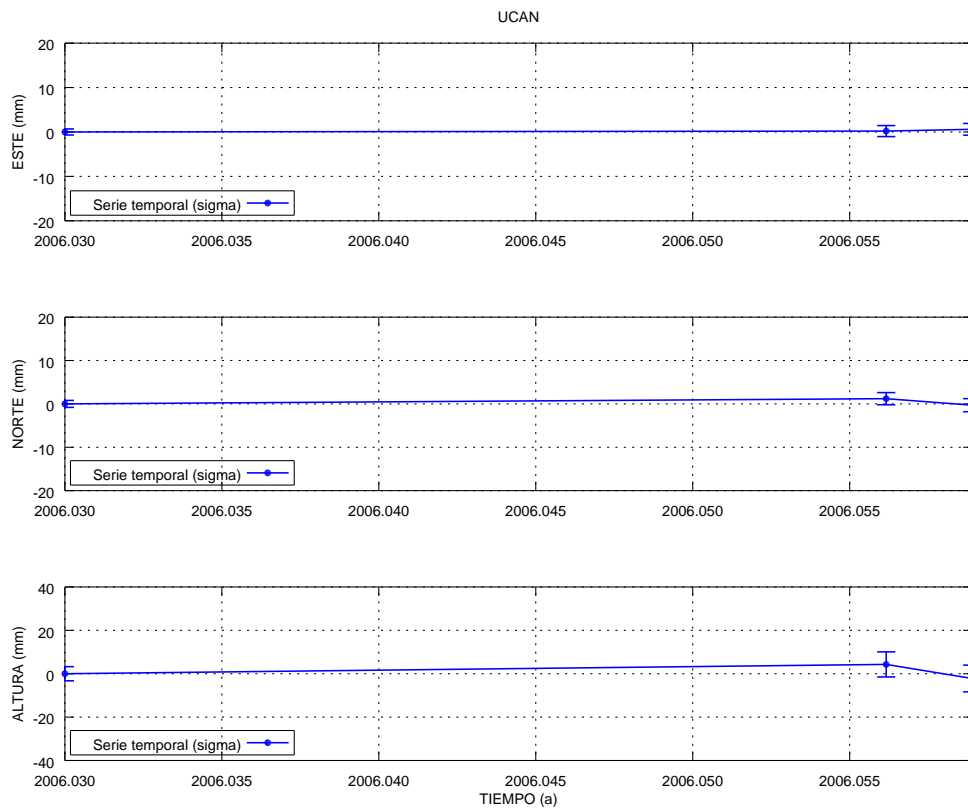


(b) Estación Riquer

Figura A.39: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RETA y RIQU.



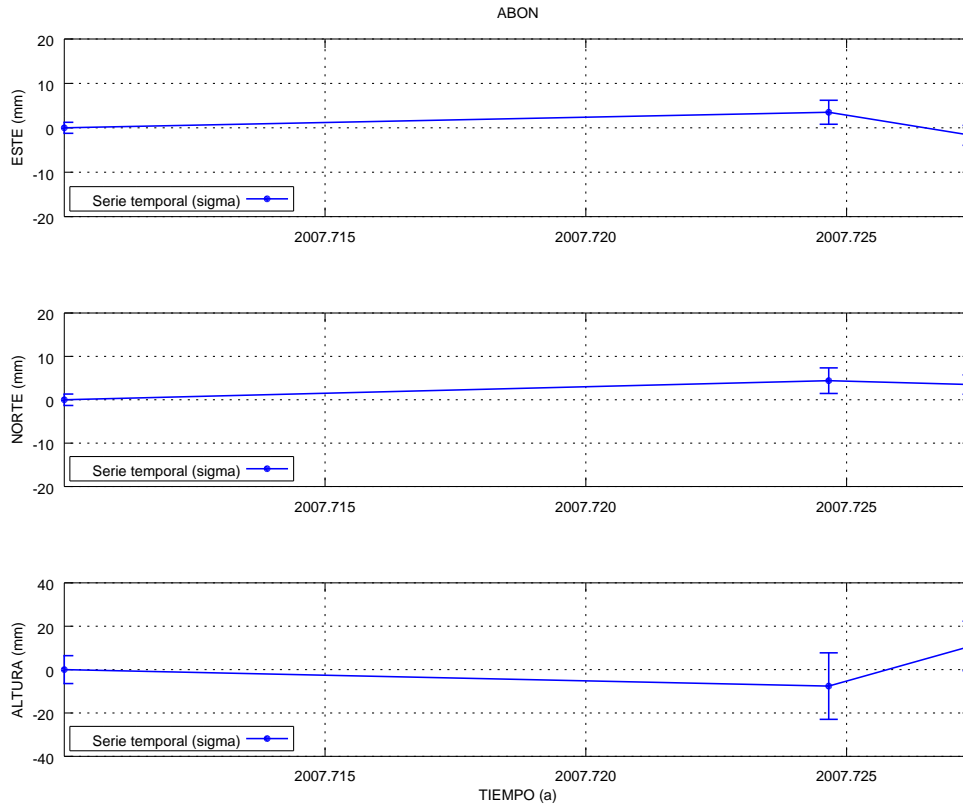
(a) Estación Taco



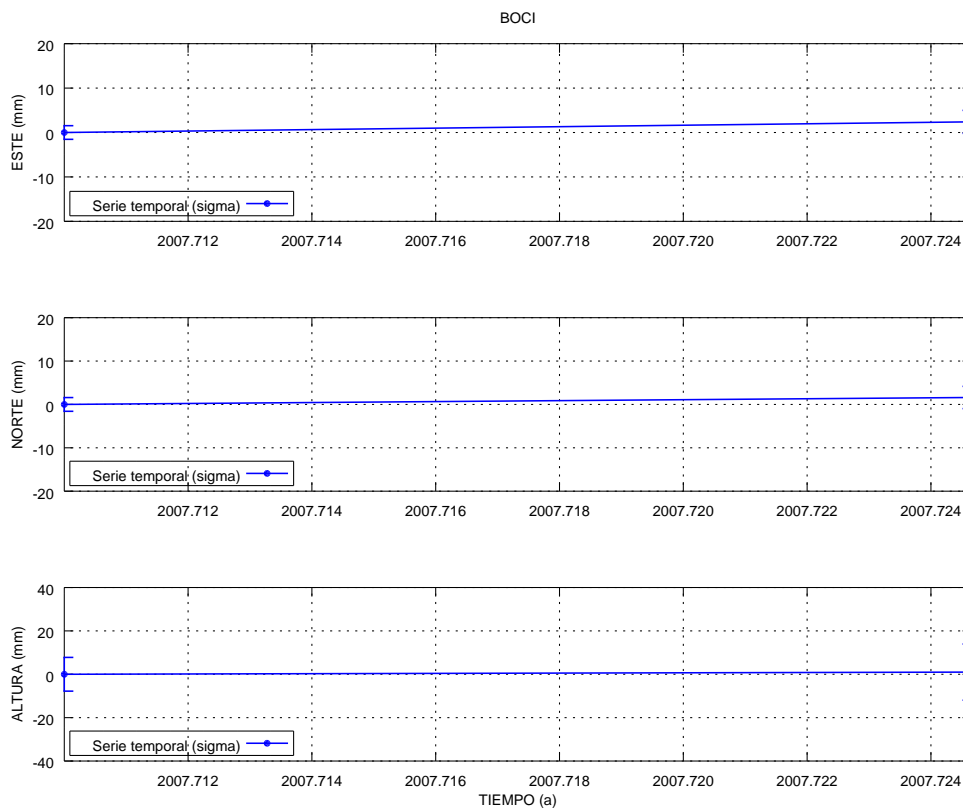
(b) Estación Ucanca

Figura A.40: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones TACO y UCAN.

Campaña de 2007

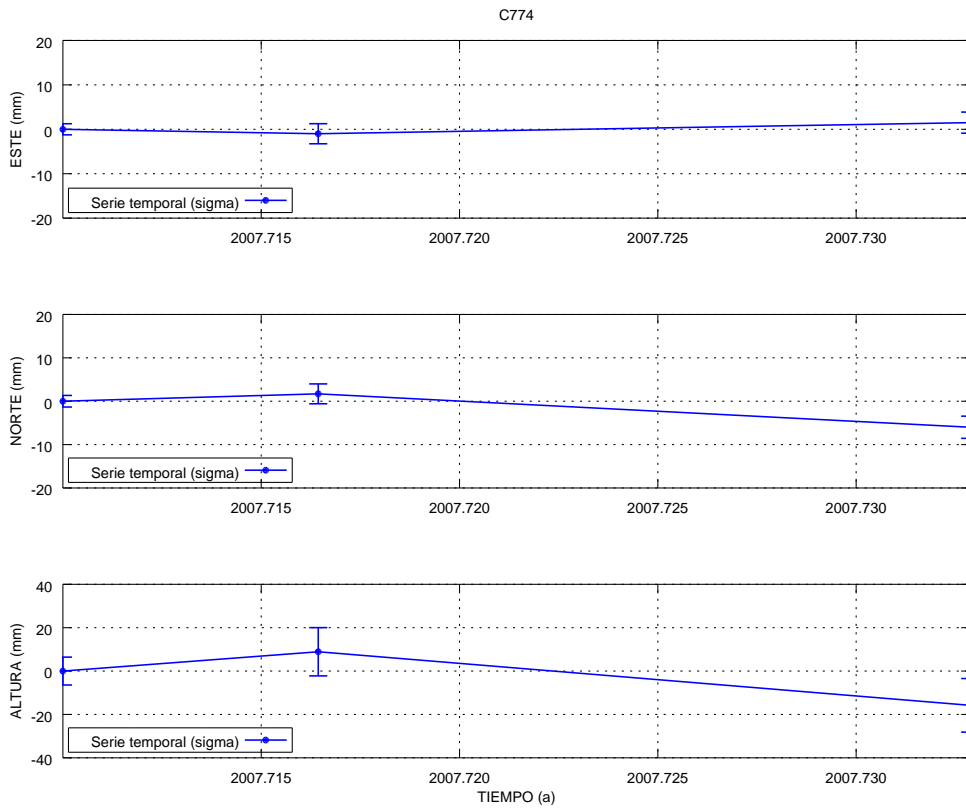


(a) Estación Abona

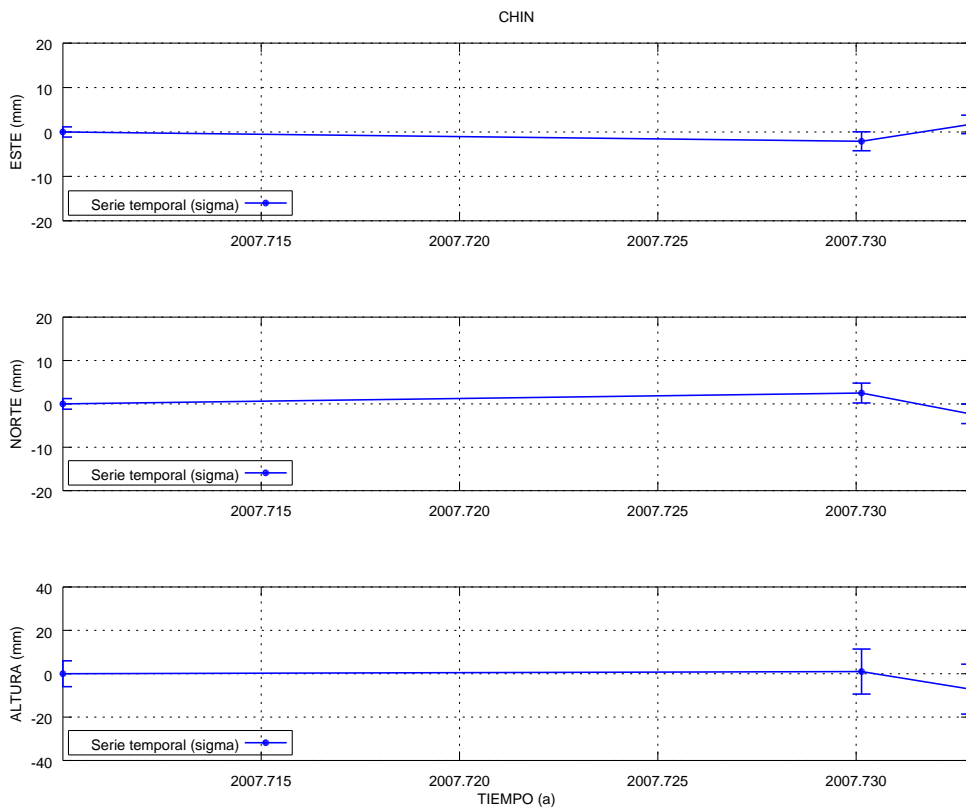


(b) Estación Bocinegro

Figura A.41: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones ABON y BOCI.

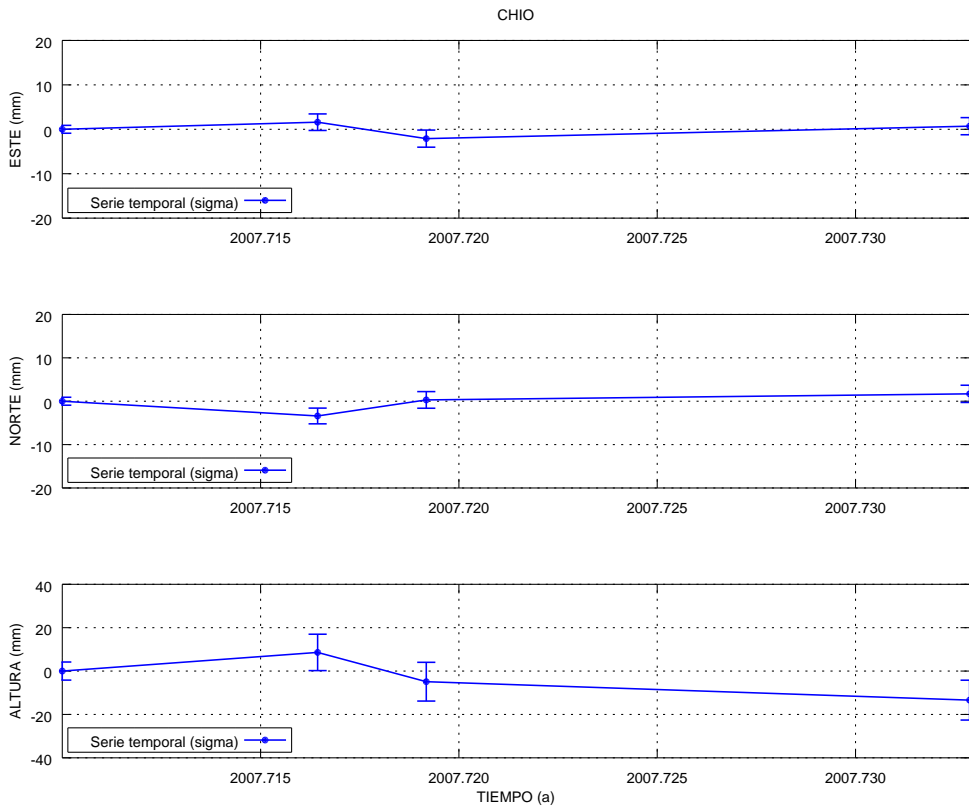


(a) Estación C774

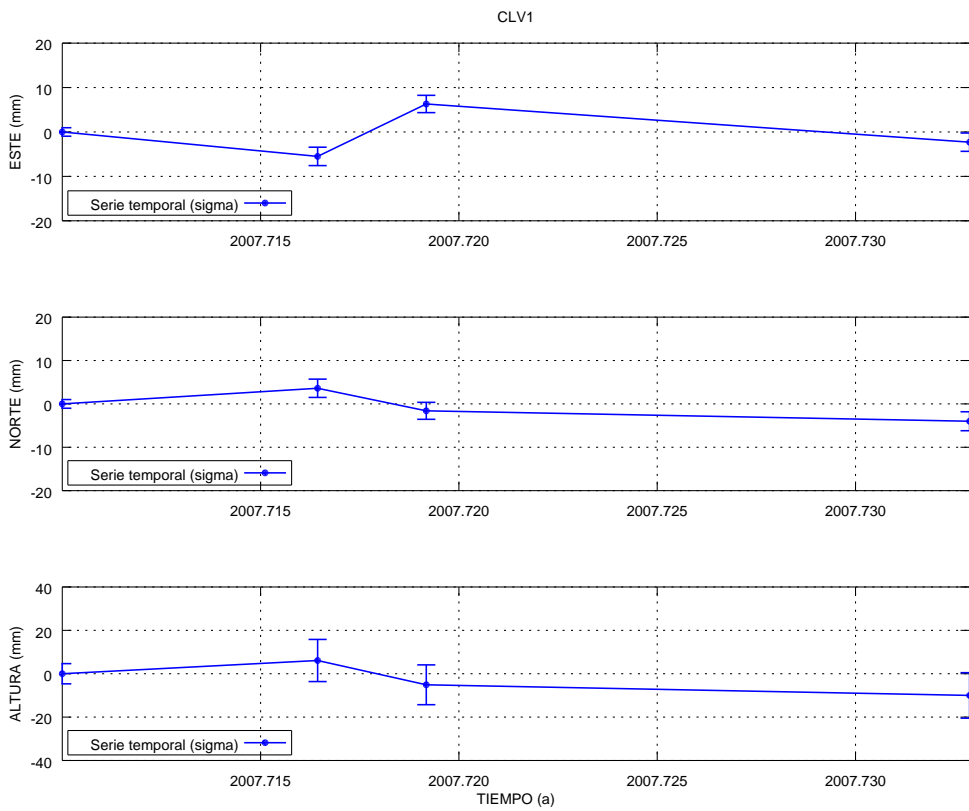


(b) Estación Chinobre

Figura A.42: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones C774 y CHIN.

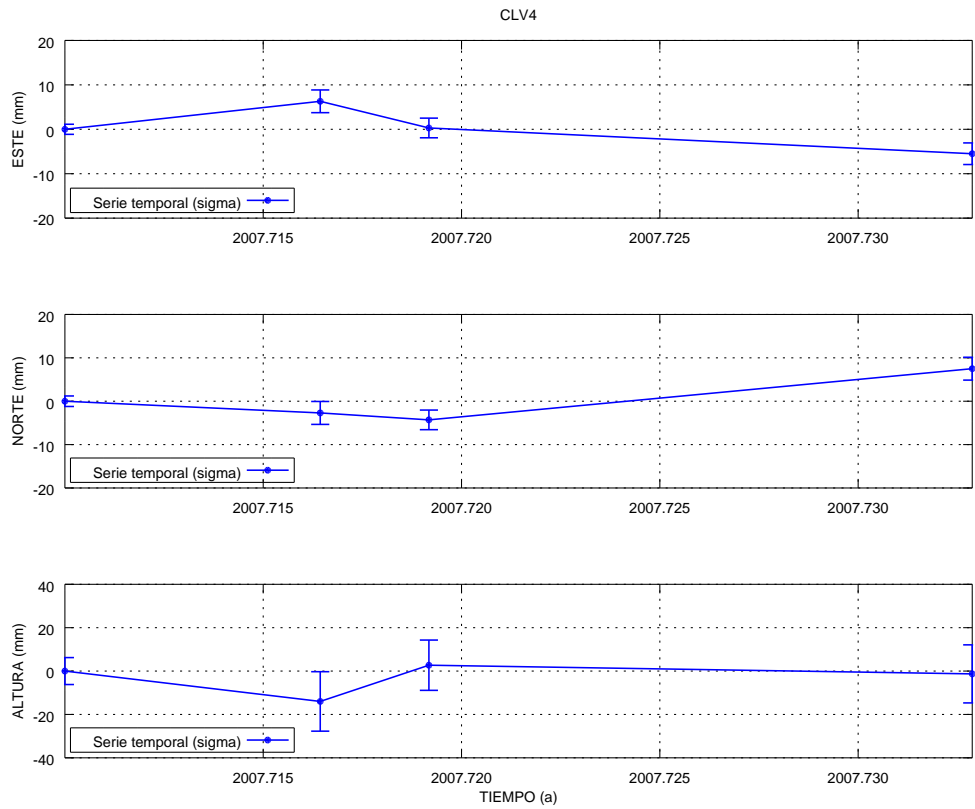


(a) Estación Pinar de Chío

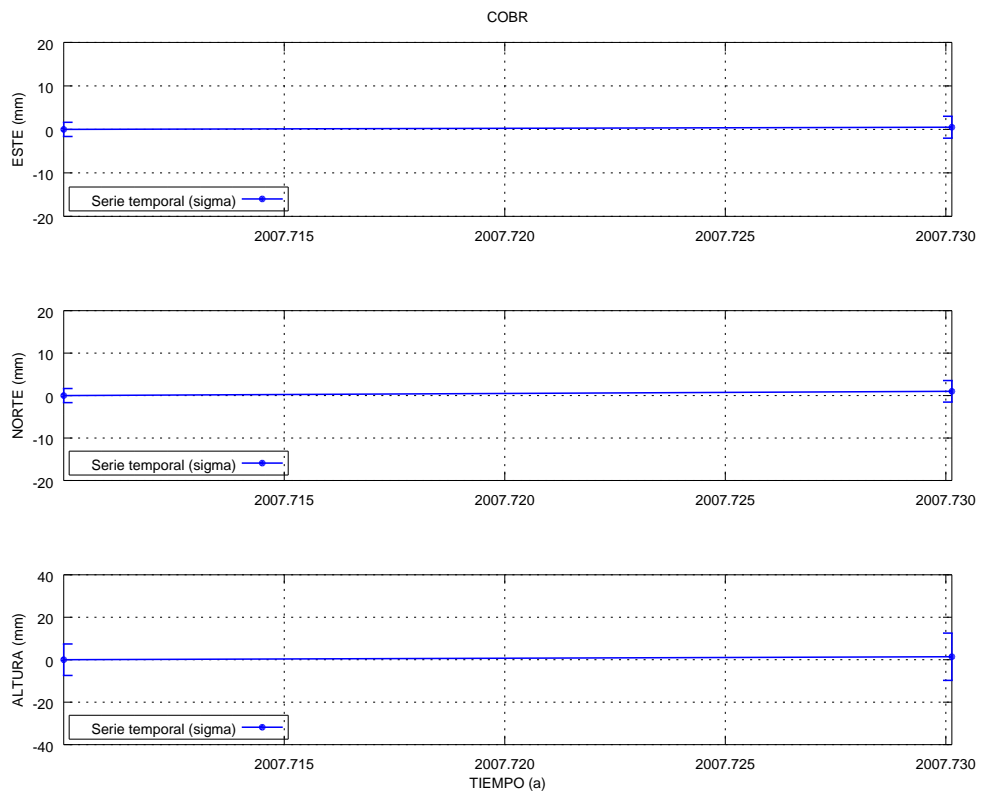


(b) Estación CLV1

Figura A.43: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CHIO y CLV1.

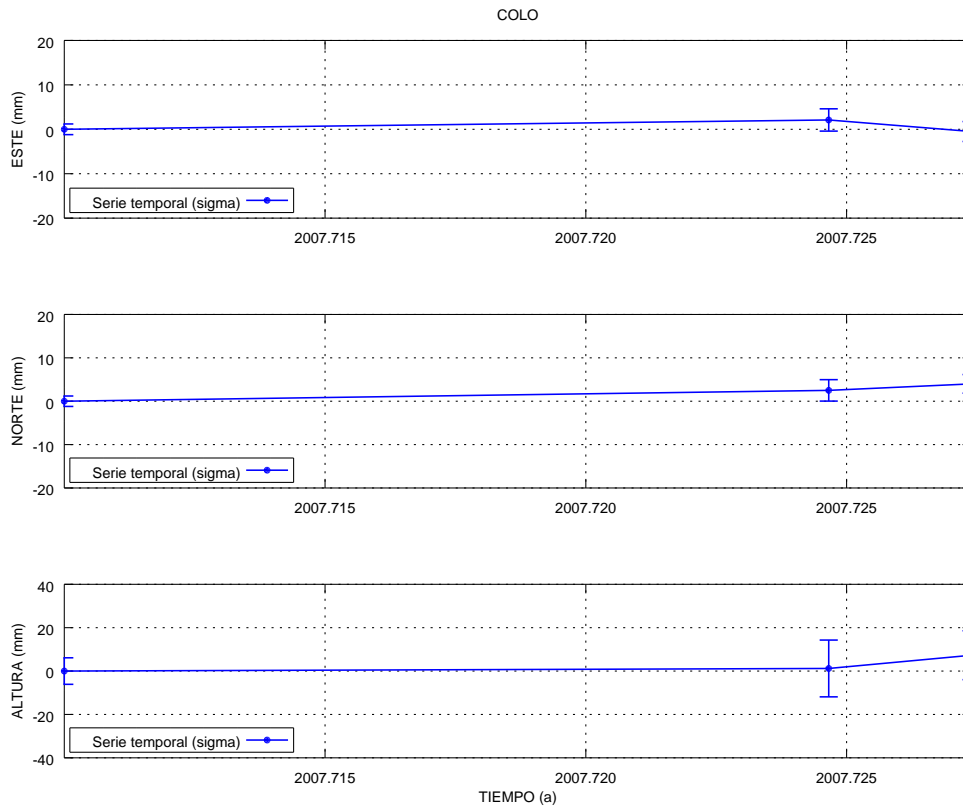


(a) Estación CLV4

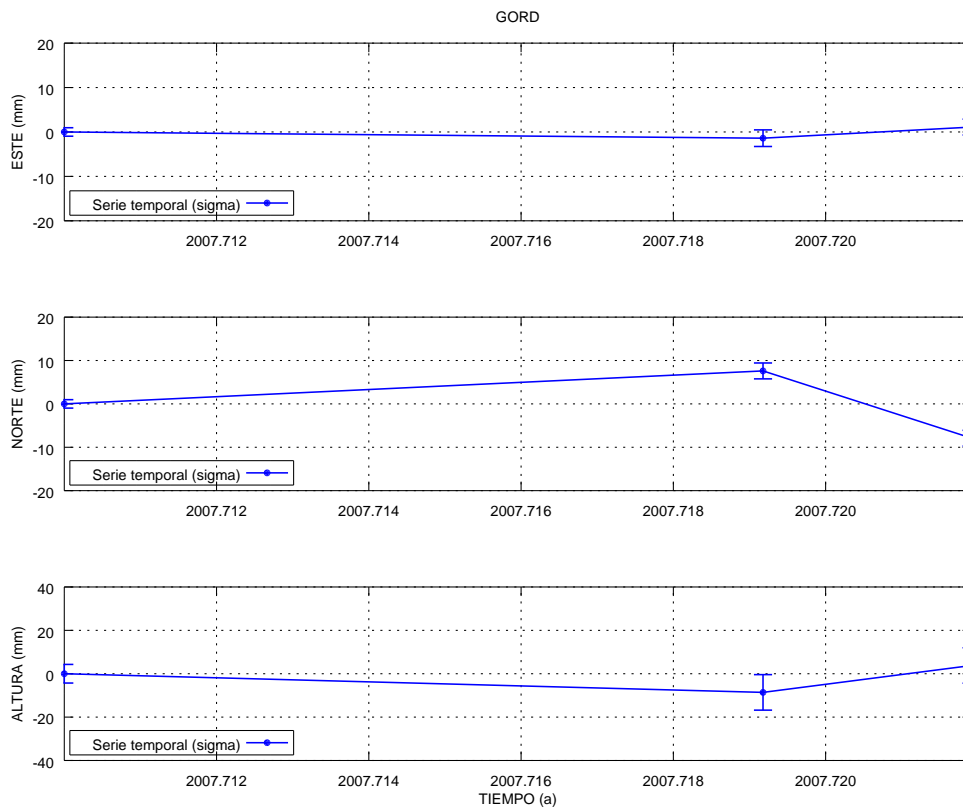


(b) Estación Cobre

Figura A.44: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones CLV4 y COBR.

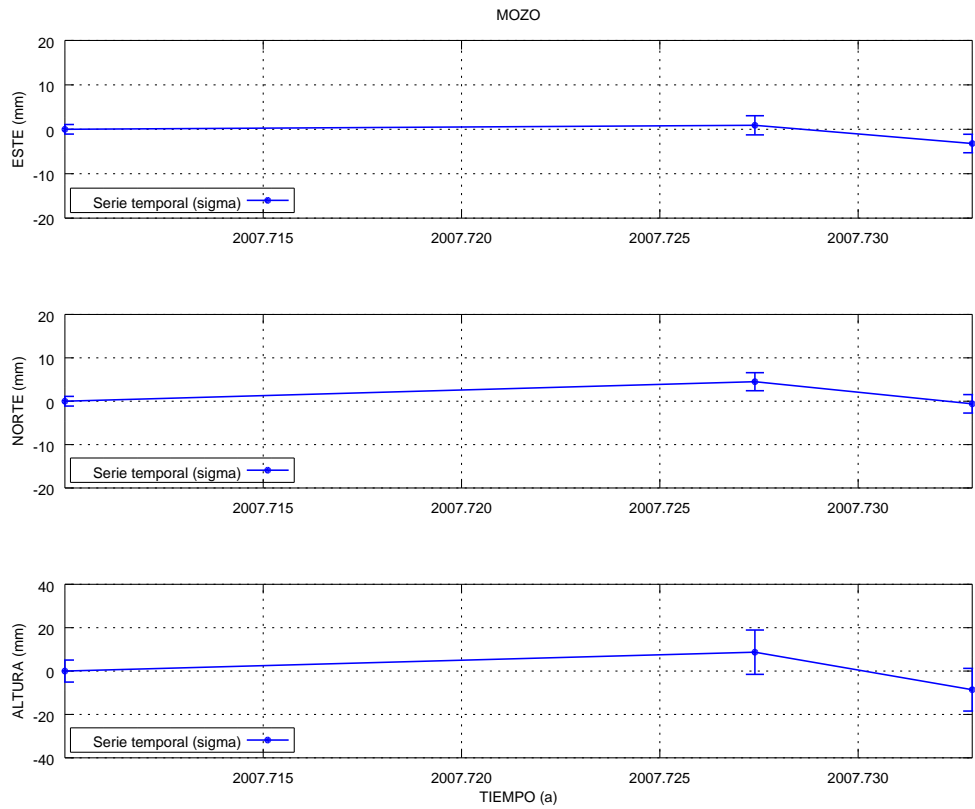


(a) Estación Coloradas

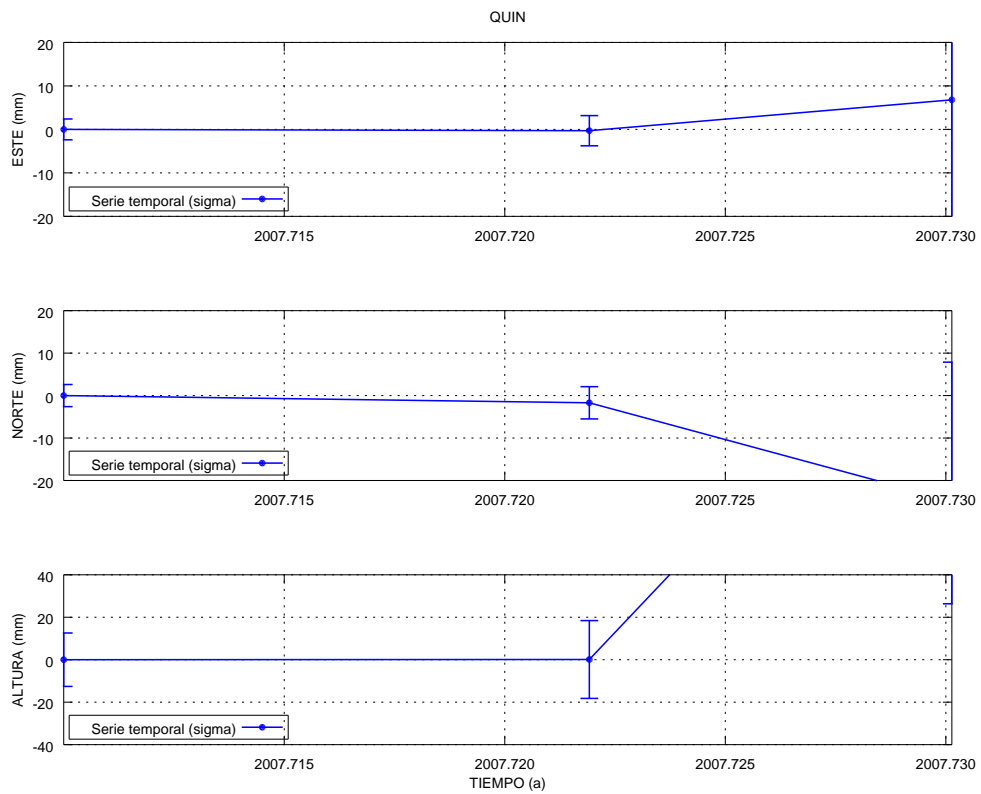


(b) Estación Gordo

Figura A.45: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones COLO y GORD.

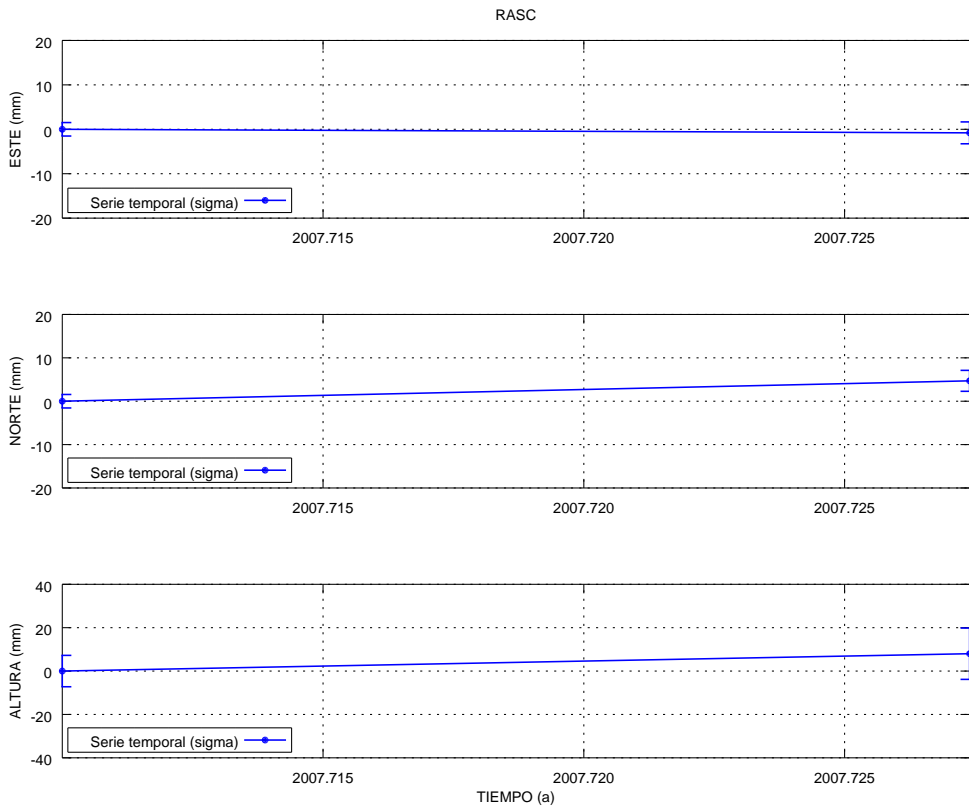


(a) Estación Mozos

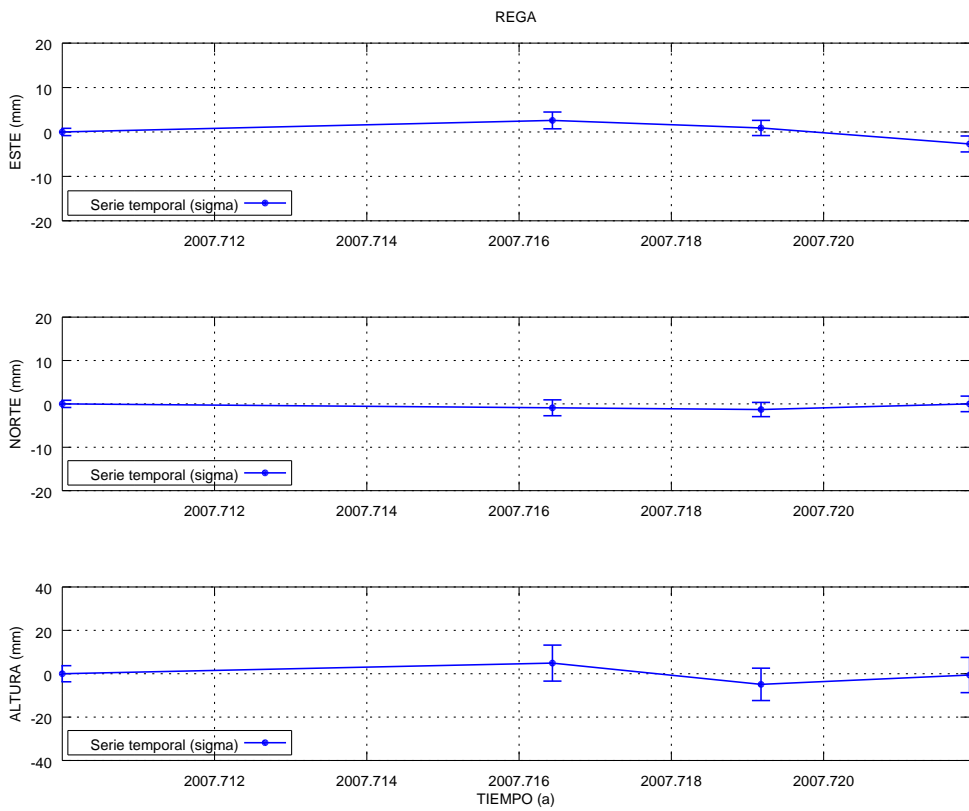


(b) Estación La Quinta

Figura A.46: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones MOZO y QUIN.

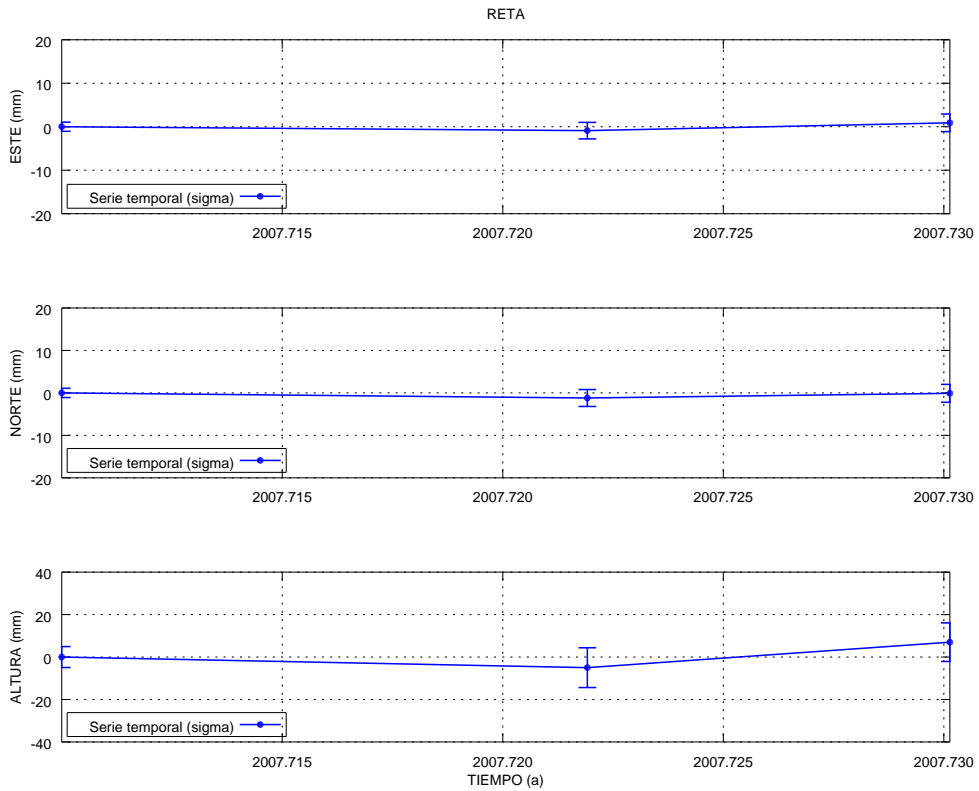


(a) Estación Rasca

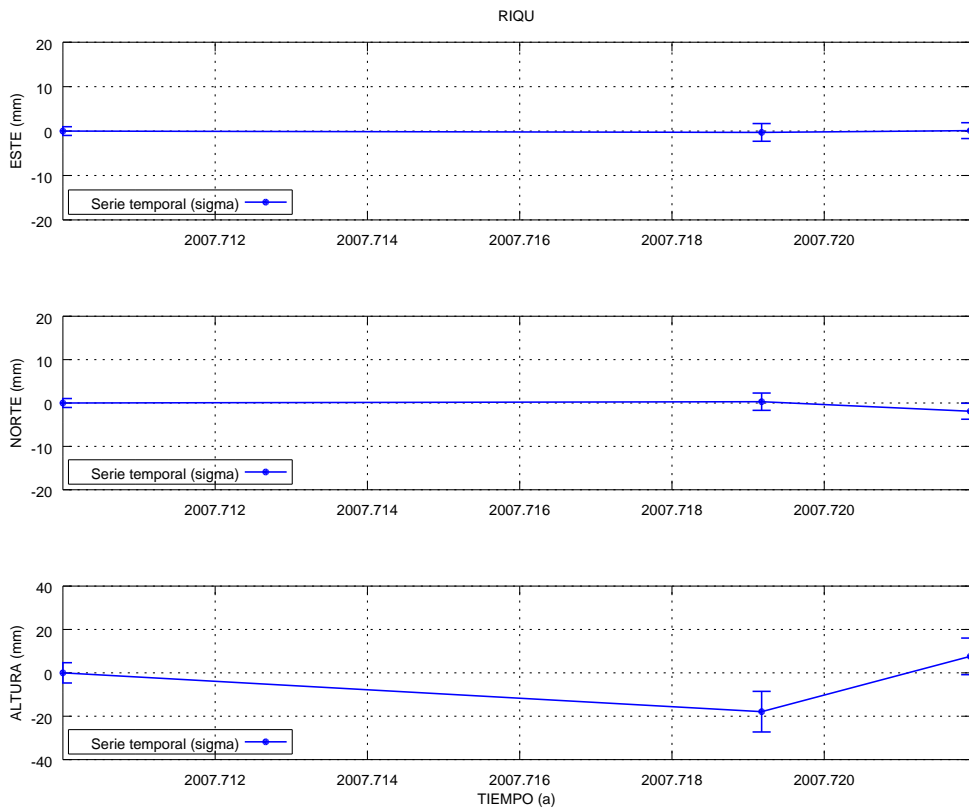


(b) Estación Regatón

Figura A.47: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RASC y REGA.

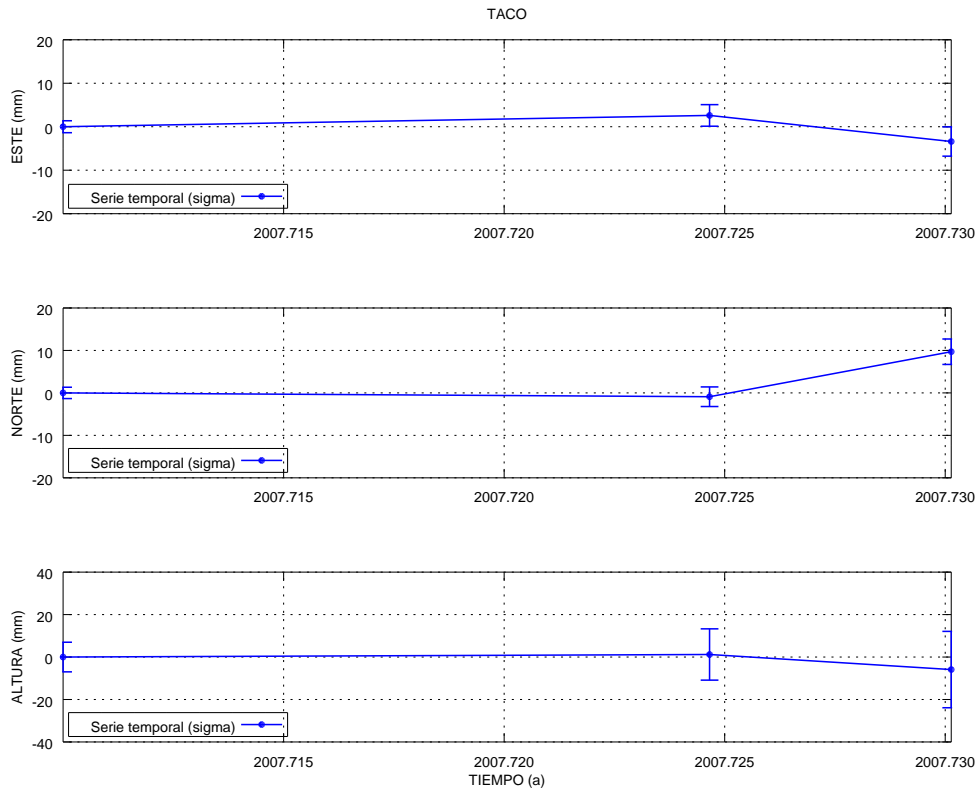


(a) Estación Retama

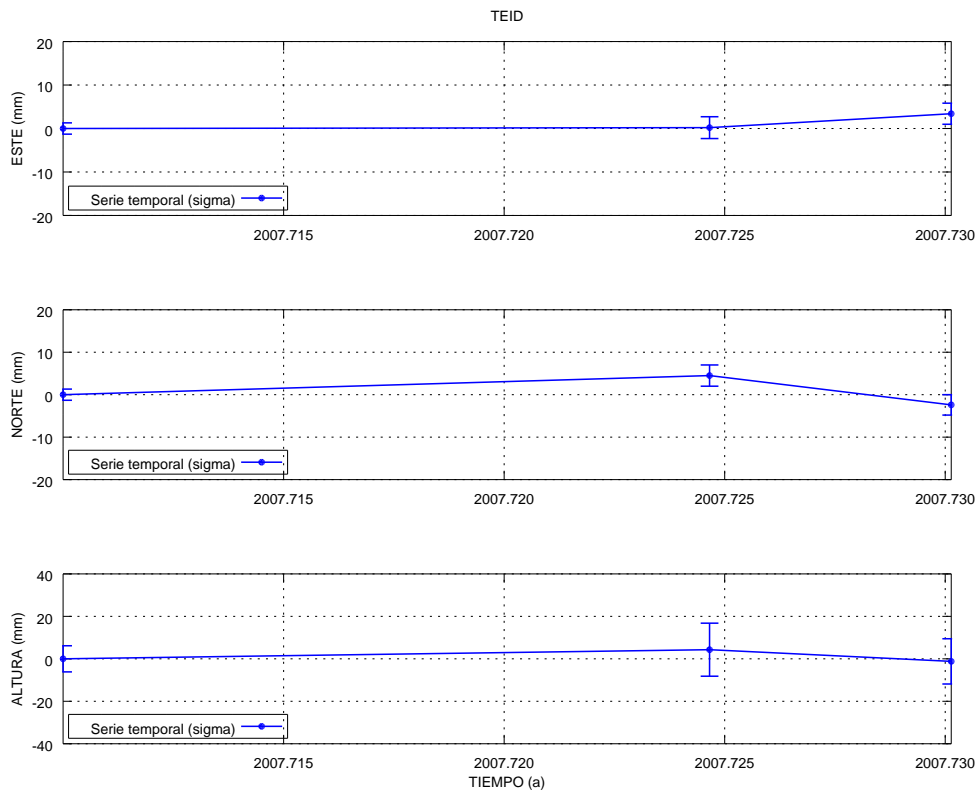


(b) Estación Riquer

Figura A.48: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones RETA y RIQU.

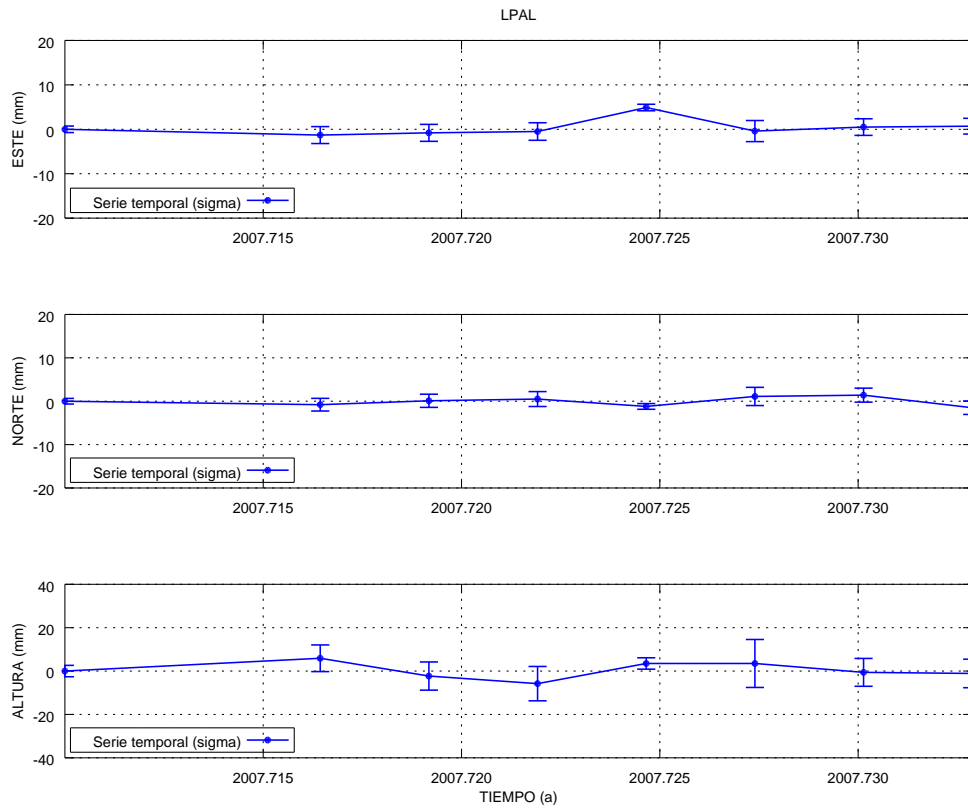


(a) Estación Taco

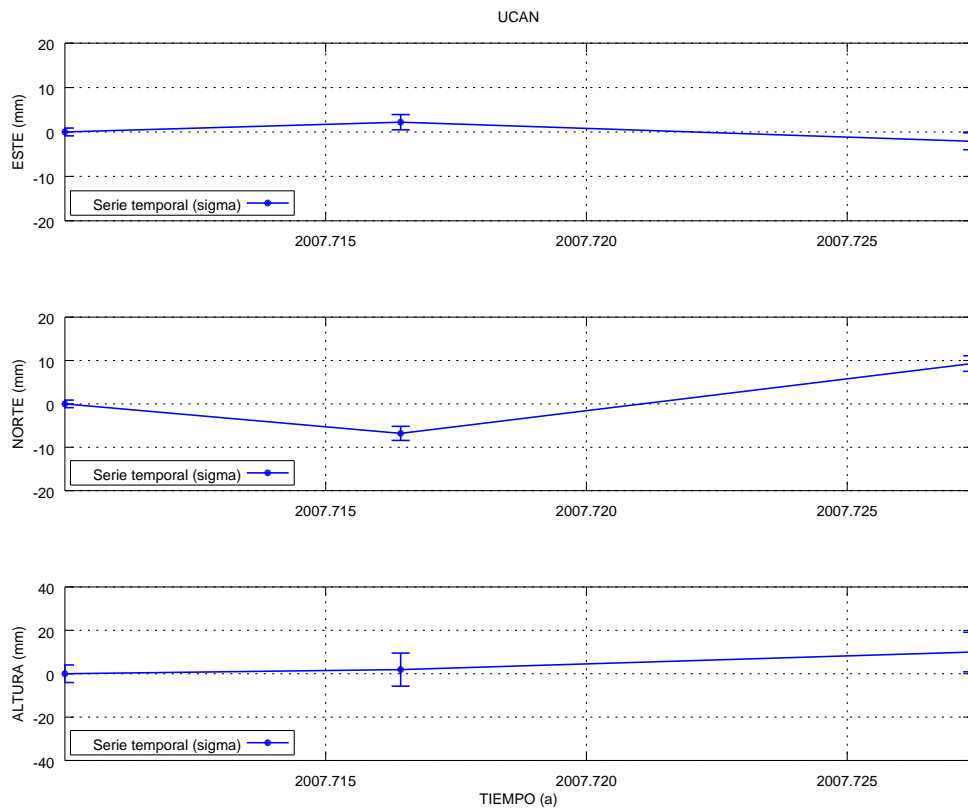


(b) Estación Teide

Figura A.49: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones TACO y TEID.



(a) Estación LPAL



(b) Estación Ucanca

Figura A.50: Series temporales de repetibilidades Tenerife GAMIT estaciones LPAL y UCAN.

A.2. Repetibilidades medias sin valores anómalos del proceso con GAMIT de la red de monitorización de la Isla de Tenerife

Repetibilidades medias de las campañas 2002, 2005, 2006 y 2007 una vez eliminados los valores anómalos. En ellas se ha calculado la repetibilidad media por cada estación y para cada una de las tres componentes horizontales Este, Norte y Altura, además de componente tridimensional. Para las estaciones con repetibilidad se ha calculado además la desviación estándar de las repetibilidades por componentes. Finalmente, también se ha reflejado el valor de la repetibilidad máxima y mínima.

Cada Tabla de cada campaña finaliza con una media de todos los valores de las repetibilidades medias calculadas para cada estación, a fin de tener un estimador de la repetibilidad general de cada una de las campañas. Igualmente se han recuperado los valores de repetibilidades máximas y mínimas para toda la campaña correspondiente.

Tabla A.1: Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con [GAMIT](#) de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2002, una vez eliminados los valores anómalos.

Punto	Repetibilidad media							Máximo [cm]	Mínimo [cm]
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]		
C774	0.1 v 0.1	0.1	0.1	0.7	0.5	0.3	0.1	-1.1	
CHIO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.6	0.7	0.3	0.6	-0.7
CLV1	0.4	0.6	0.4	0.6	0.2	0.3	0.4	0.7	-0.9
CLV4	0.7	0.9	0.1	0.2	0.6	0.9	0.5	1.1	-0.9
REGA	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.5	-0.9
RIQU	0.1	0.1	0.1	0.1	0.7	1.1	0.3	1.4	-0.7
UCAN	0.2	0.2	0.1	0.2	0.5	0.8	0.3	0.5	-1.0
2002	0.3	0.2	0.2	0.1	0.5	0.2	0.3	1.4	-1.1

Tabla A.2: *Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con GAMIT de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2005, una vez eliminados los valores anómalos.*

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
ABON	0.0		0.1		0.1		0.1	0.1	-0.1
BOCI	0.0		0.1		0.1		0.1	0.1	-0.1
C774	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.6	0.3	0.4	-0.9
CHIN	0.4	0.5	0.1	0.1	0.5	0.7	0.3	0.7	-0.4
CHIO	0.5	0.7	0.3	0.4	0.5	0.7	0.4	0.5	-0.9
CLV1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.7	1.0	0.3	0.4	-1.0
CLV4	0.1	0.1	0.2	0.2	0.6	0.8	0.3	0.5	-0.7
COBR	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	-0.3
COLO	0.1	0.0	0.2	0.3	0.1	0.2	0.1	0.2	-0.2
GORD	0.2	0.2	0.1	0.0	0.4	0.6	0.2	0.4	-0.5
GUIM	0.1		0.1		0.1		0.1	0.1	-0.1
LPAL	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.3	-0.2
MOZO	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3	-0.3
QUIN	0.1		0.0		0.1		0.1	0.1	-0.1
RASC	0.2	0.3	0.1	0.1	0.5	0.8	0.3	0.5	-0.6
REGA	0.1	0.1	0.3	0.4	0.3	0.4	0.2	0.4	-0.4
RETA	0.1		0.0		0.1		0.1	0.1	-0.1
RIQU	0.0	0.1	0.1	0.1	0.3	0.4	0.1	0.3	-0.3
TACO	0.1		0.1		0.0		0.1	0.0	-0.1
TEID	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	-0.1
TEIT	0.1	0.1	0.1	0.1	0.4	0.5	0.2	0.8	-0.5
UCAN	0.0	0.1	0.1	0.2	0.5	0.7	0.2	0.4	-0.7
2005	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.2	0.8	-1.0

Tabla A.3: Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con *GAMIT* de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2006, una vez eliminados los valores anómalos.

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
UCAN	0.0	0.0	0.1	0.1	0.3	0.5	0.1	0.4	-0.2
TACO	0.1		0.7		0.5		0.4	0.7	-0.5
RIQU	0.3	0.4	0.5	0.3	1.1	1.5	0.6	0.6	-1.6
RETA	0.1	0.2	0.6	0.9	1.0	1.4	0.6	1.1	-1.3
REGA	0.5	0.6	0.5	0.7	0.8	1.1	0.6	0.3	-1.8
RASC	0.0	0.0	0.2	0.3	0.5	0.7	0.3	0.6	-0.3
QUIN	0.2		0.3		0.5		0.3	0.5	-0.3
MOZO	0.2		0.4		0.1		0.3	0.4	-0.1
LPAL	0.4	0.6	0.2	0.5	0.5	0.6	0.4	1.0	-1.2
GORD	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.6	0.3	0.5	-0.3
COLO	0.0	0.0	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	-0.2
COBR	0.0		0.1		0.1		0.1	0.1	0.0
CLV4	0.1	0.0	0.2	0.2	0.5	0.7	0.3	0.5	-0.5
CLV1	0.3	0.3	0.8	1.1	0.7	0.6	0.6	0.4	-1.2
CHIO	0.1		0.2		0.7		0.3	0.7	0.1
CHIN	0.0		0.0		0.5		0.2	0.5	0.0
C774	0.3	0.1	1.0	1.4	0.6	0.1	0.7	0.5	-1.5
ABON	0.0		0.1		0.4		0.1	0.4	-0.1
2006	0.2	0.1	0.4	0.3	0.5	0.3	0.3	1.1	-1.8

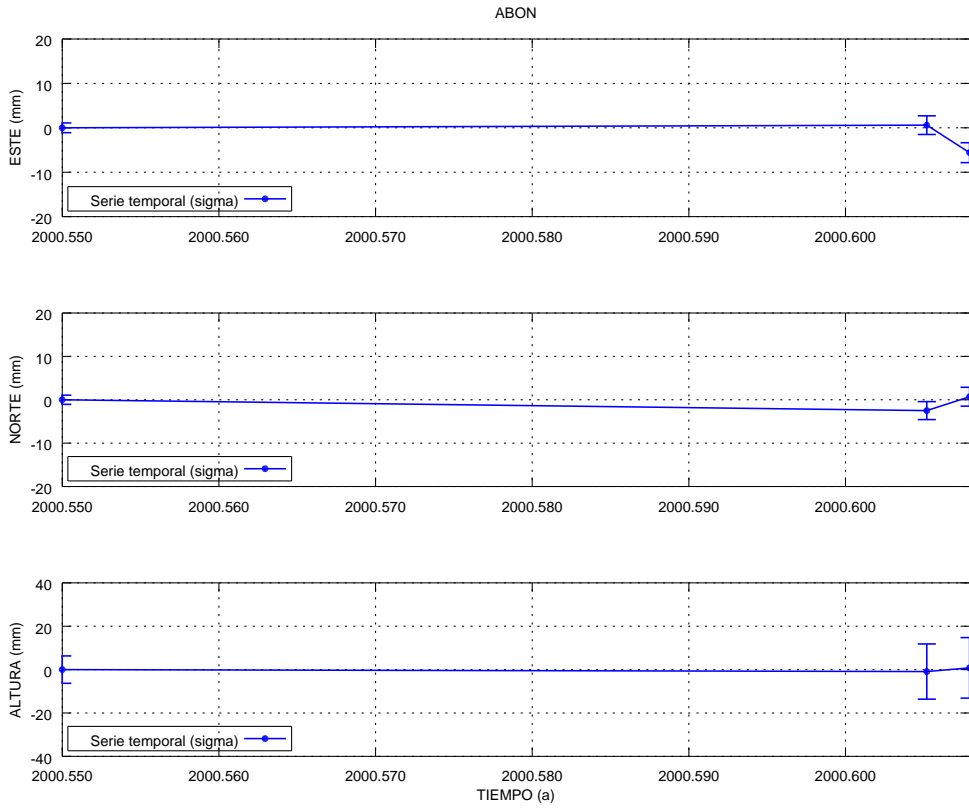
Tabla A.4: *Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con GAMIT de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2007, una vez eliminados los valores anómalos.*

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
UCAN	0.2	0.3	0.8	1.1	0.6	0.6	0.5	1.0	-0.7
TEID	0.2	0.2	0.3	0.5	0.3	0.4	0.3	0.5	-0.2
TACO	0.3	0.4	0.5	0.7	0.4	0.5	0.4	1.0	-0.6
RIQU	0.0	0.0	0.1	0.2	1.3	1.8	0.5	0.8	-1.8
RETA	0.1	0.1	0.1	0.1	0.6	0.8	0.3	0.7	-0.5
REGA	0.2	0.3	0.1	0.1	0.3	0.5	0.2	0.5	-0.5
RASC	0.1		0.5		0.8		0.5	0.8	-0.1
QUIN	0.0		0.2		0.0		0.1	0.0	-0.2
MOZO	0.2	0.3	0.3	0.4	0.9	1.2	0.4	0.9	-0.9
LPAL	0.1	0.2	0.1	0.1	0.3	0.4	0.2	0.6	-0.6
GORD	0.1	0.2	0.8	1.1	0.6	0.9	0.5	0.8	-0.9
COLO	0.1	0.2	0.3	0.1	0.4	0.4	0.3	0.7	-0.1
COBR	0.1		0.1		0.1		0.1	0.1	0.1
CLV4	0.4	0.6	0.5	0.6	0.6	0.9	0.5	0.8	-1.4
CLV1	0.5	0.6	0.3	0.4	0.7	0.8	0.5	0.6	-1.0
CHIO	0.1	0.2	0.2	0.3	0.9	1.1	0.4	0.9	-1.3
CHIN	0.2	0.3	0.2	0.3	0.4	0.6	0.3	0.3	-0.7
C774	0.1	0.2	0.4	0.5	1.2	1.7	0.6	0.9	-1.6
BOCI	0.2		0.2		0.1		0.2	0.2	0.1
ABON	0.3	0.4	0.4	0.1	0.9	1.3	0.5	1.1	-0.8
2007	0.2	0.1	0.3	0.2	0.6	0.4	0.4	1.1	-1.8

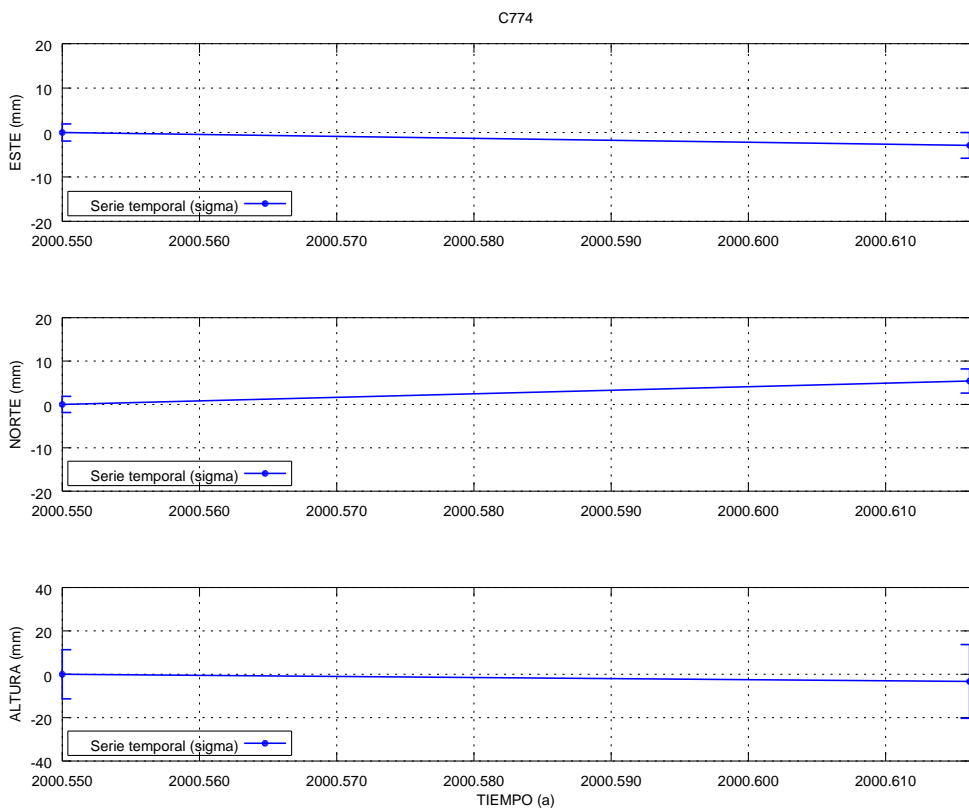
A.3. Series temporales de repetibilidades del proceso con Bernese de la red de monitorización de la Isla de Tenerife

En esta sección se incluyen las series temporales de repetibilidades de las soluciones calculadas con el *software Bernese*. Las series están descompuestas en las tres componentes Este, Norte y Altura referidas al horizonte local de cada estación monitorizada. Los indicadores de incertidumbre de la medida están evaluados como desviaciones estándar (1σ). Las series están agrupadas por campañas anuales comprendiendo las campañas de 2000, 2001, 2002, 2004, 2005, 2006 y 2007. La primera solución en cada gráfico se corresponde con la solución proporcionada por el proceso de combinado para cada día de cada campaña correspondiente. El resto se corresponde con las distintas soluciones calculadas para cada punto en la campaña. En el eje de abscisas se representa la época de las coordenadas expresadas en años y en ordenadas las repetibilidades con respecto a la solución combinada expresadas en milímetros.

Campaña de 2000

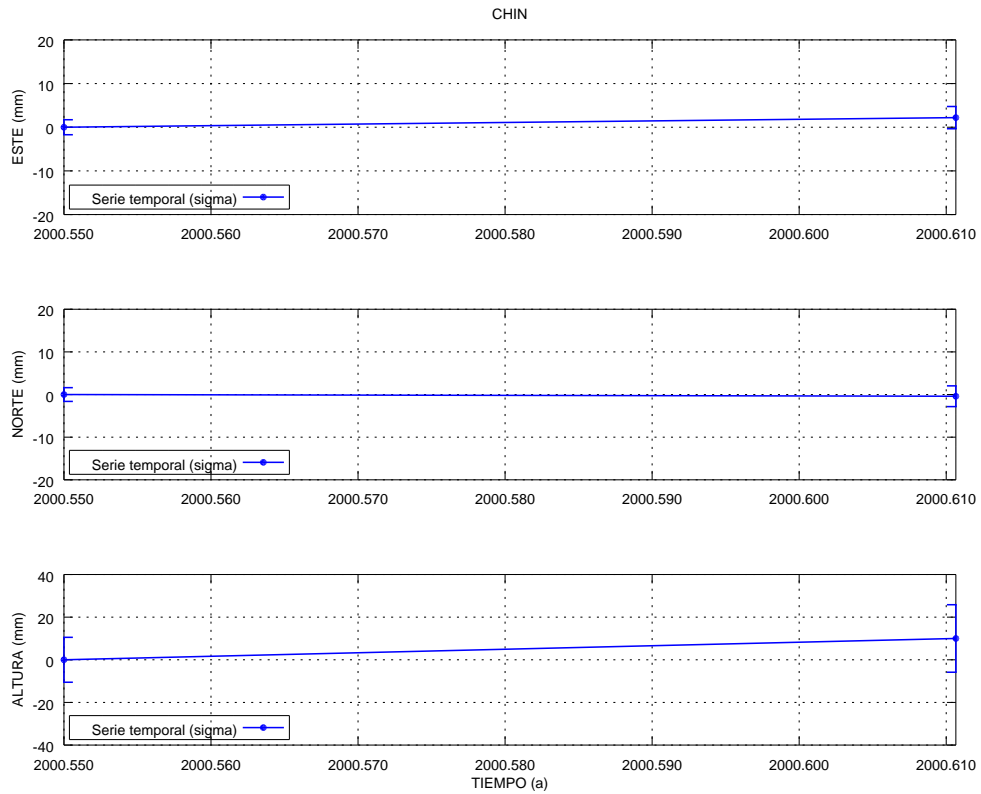


(a) Estación Abona

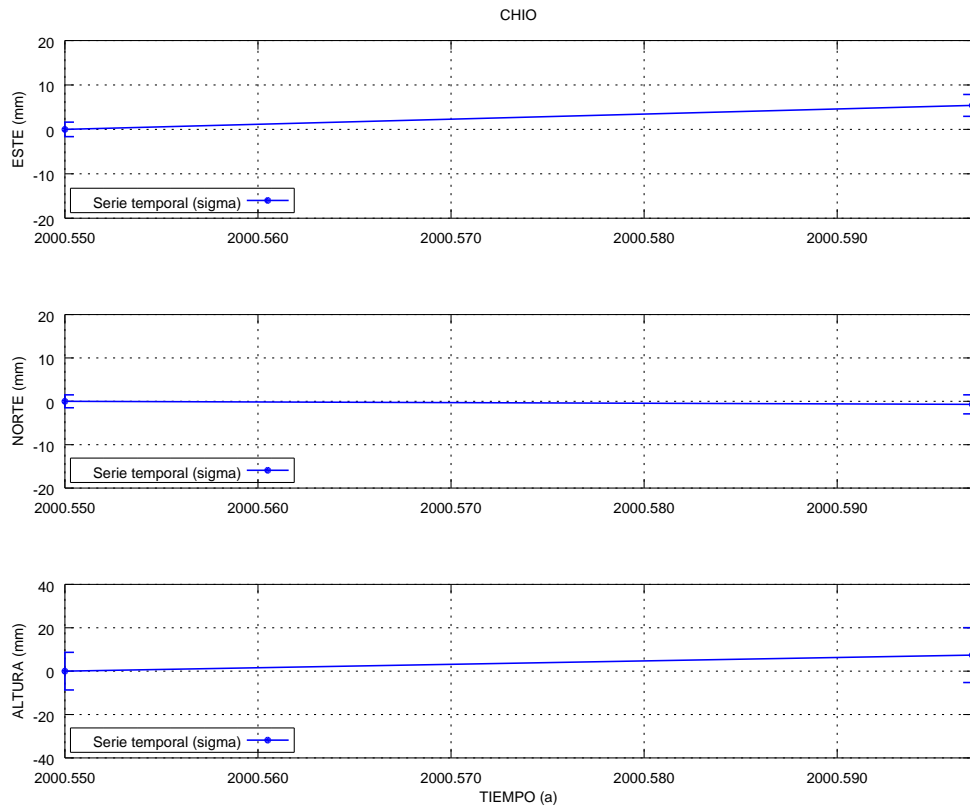


(b) Estación C774

Figura A.51: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones ABON y C774.

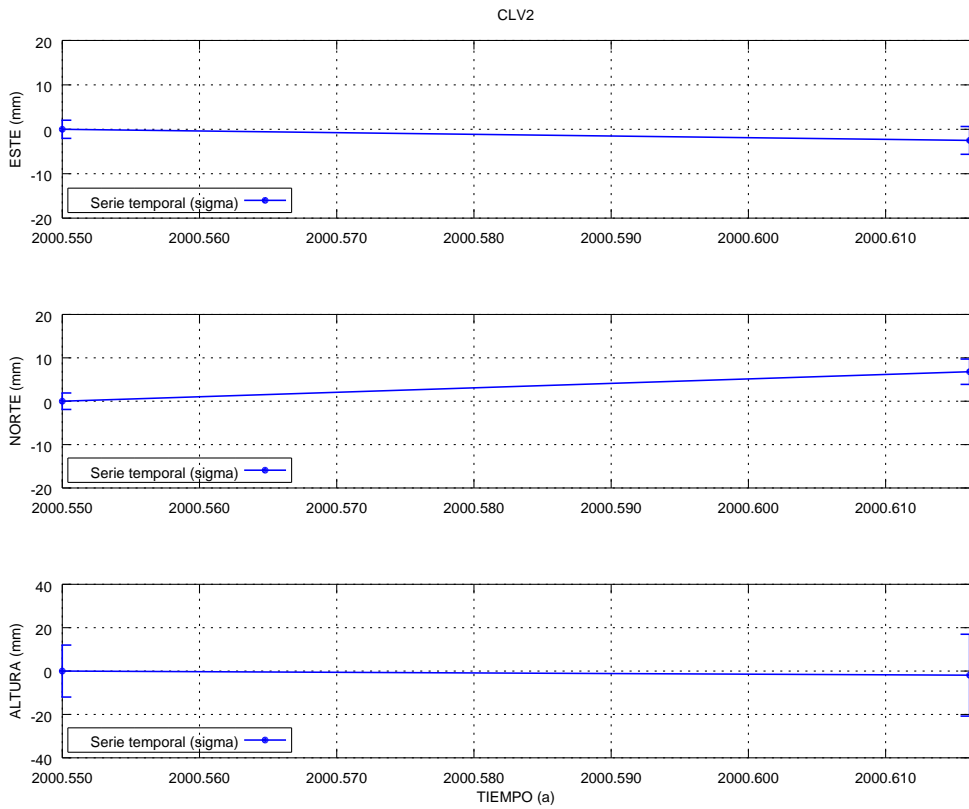


(a) Estación Chinobre

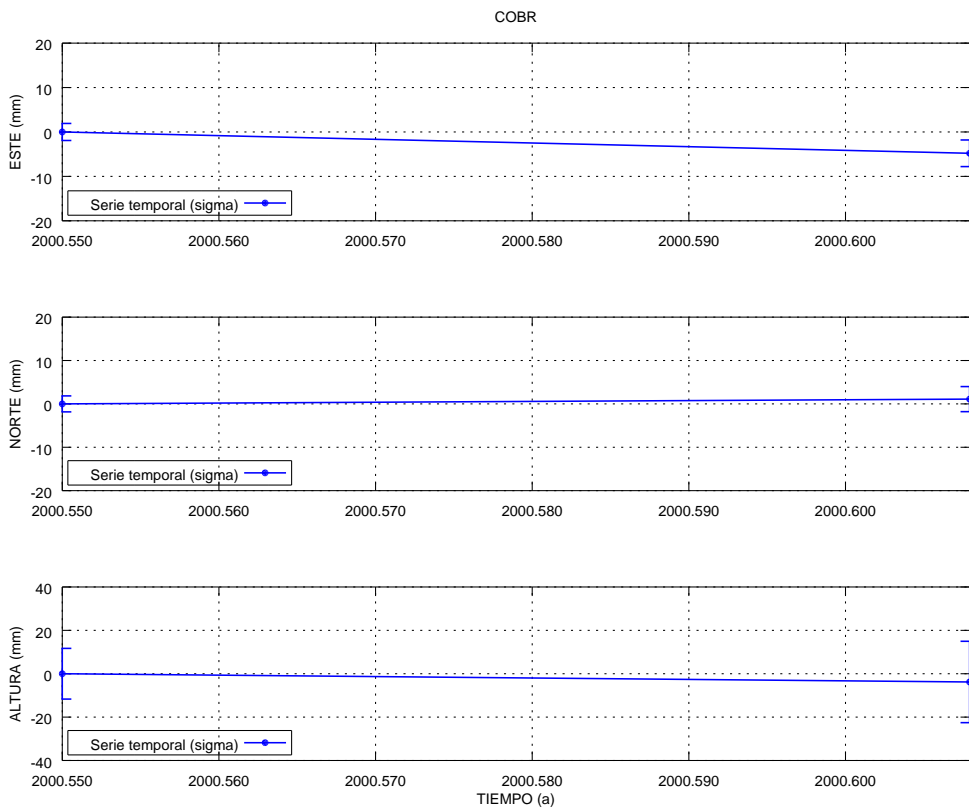


(b) Estación Pinar de Chío

Figura A.52: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CHIN y CHIO.

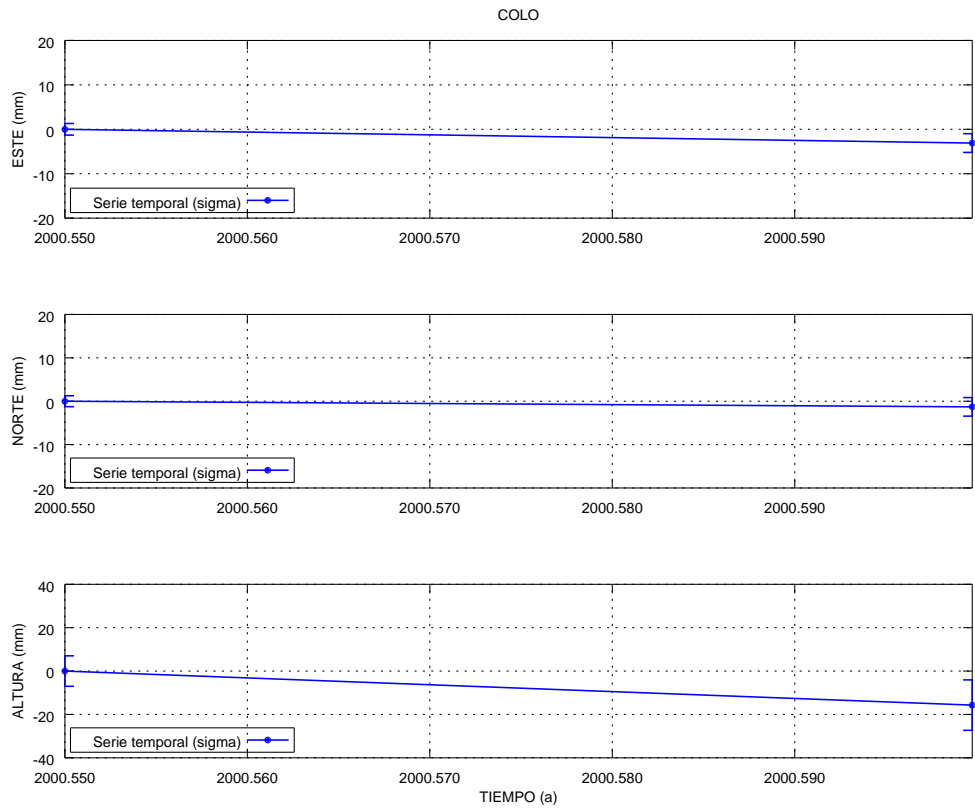


(a) Estación CLV2

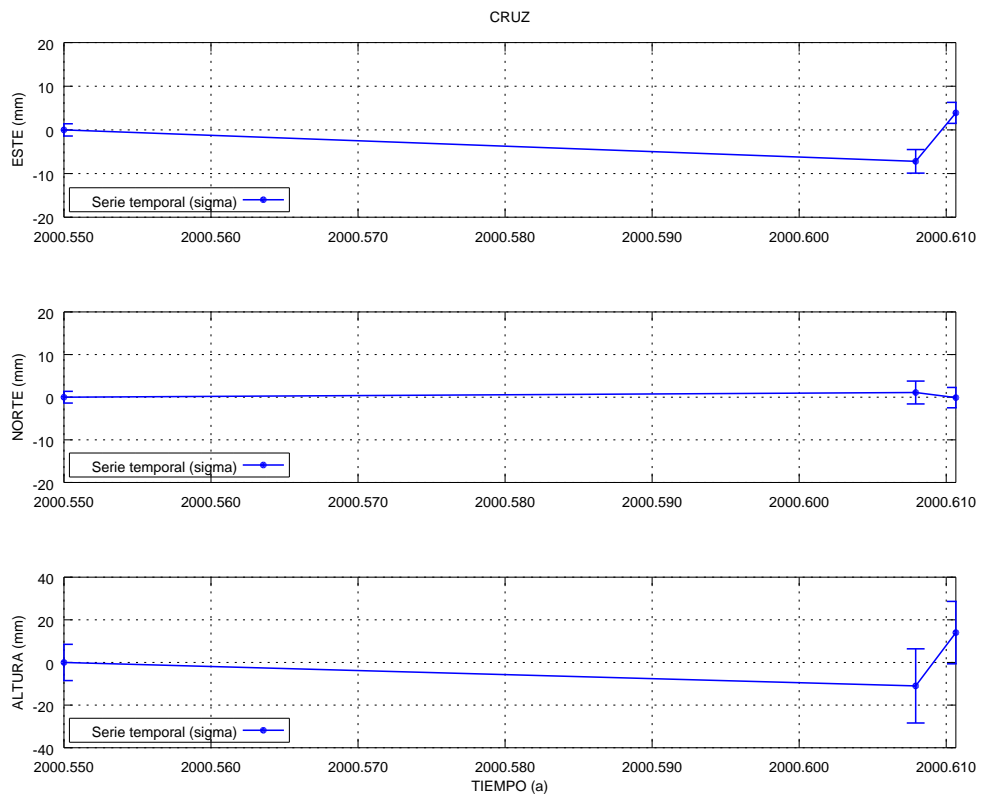


(b) Estación Cobre

Figura A.53: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CLV2 y Cobre.

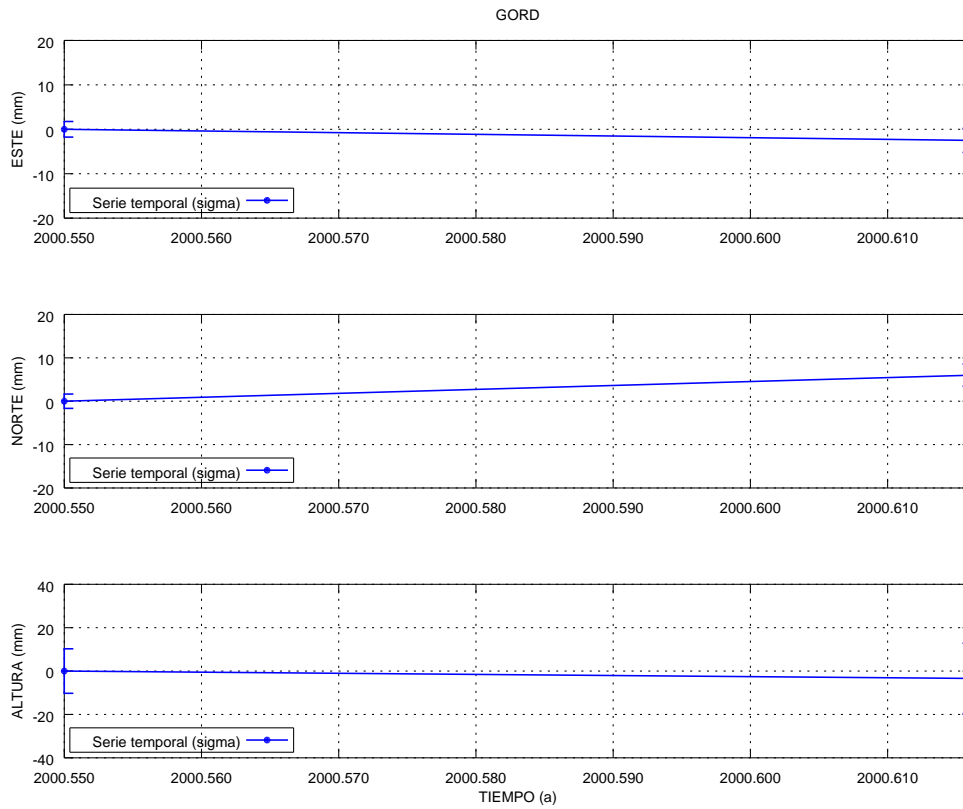


(a) Estación Coloradas

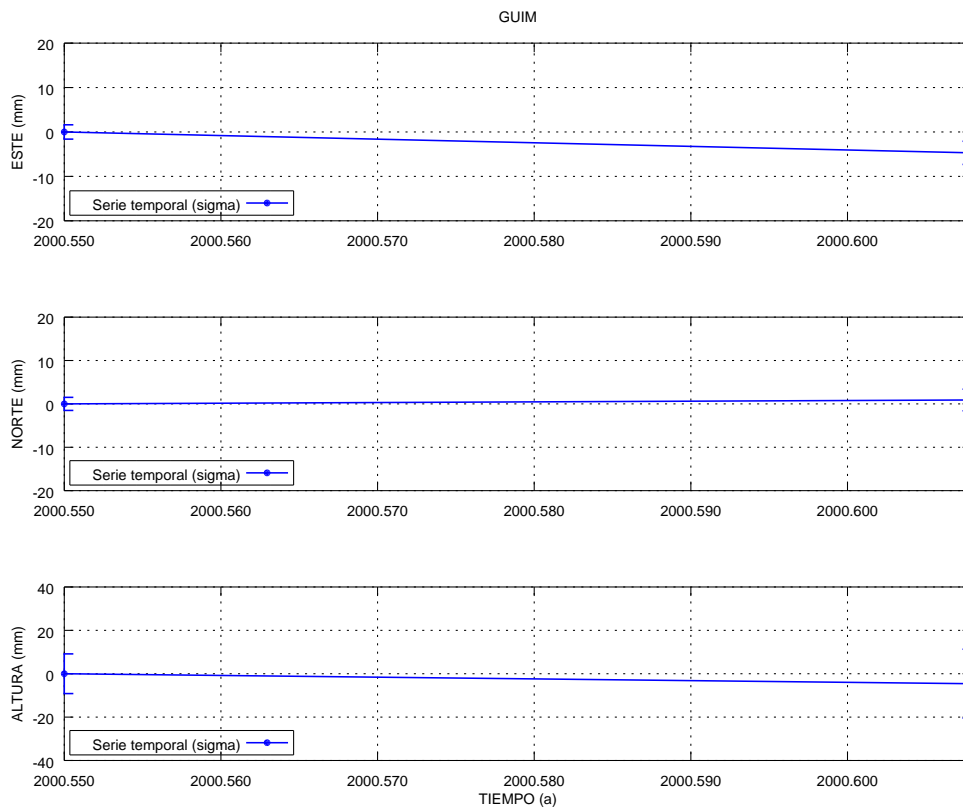


(b) Estación Puerto de la Cruz

Figura A.54: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones COLO y CRUZ.

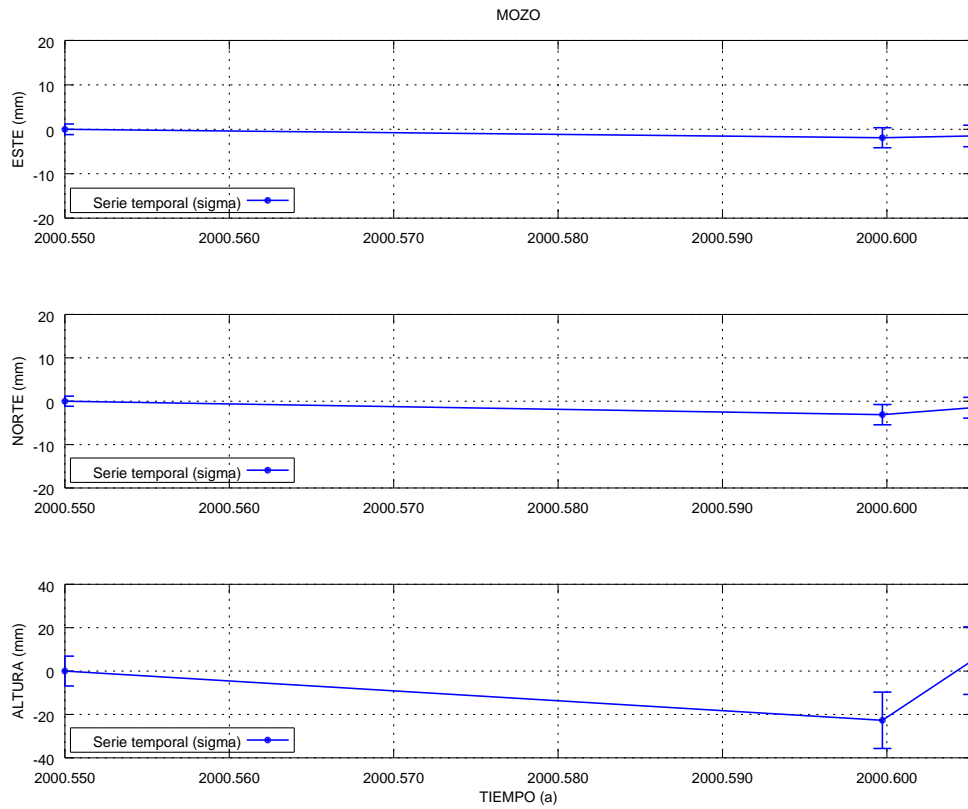


(a) Estación Gordo

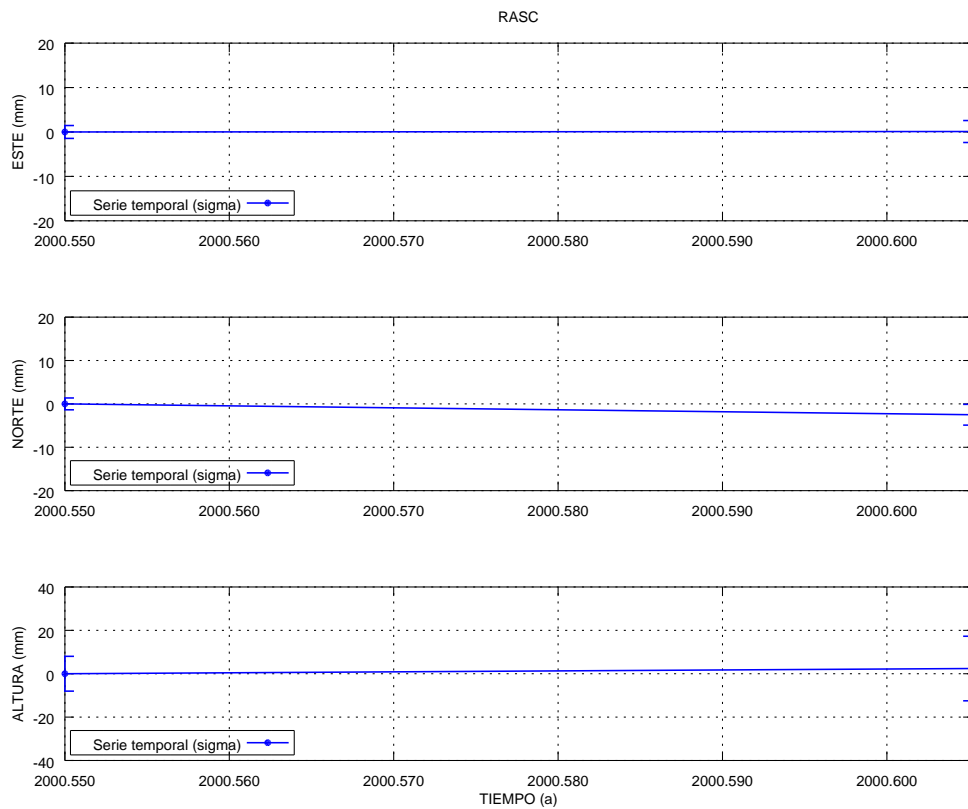


(b) Estación Gúmar

Figura A.55: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones GORD y GUIM.

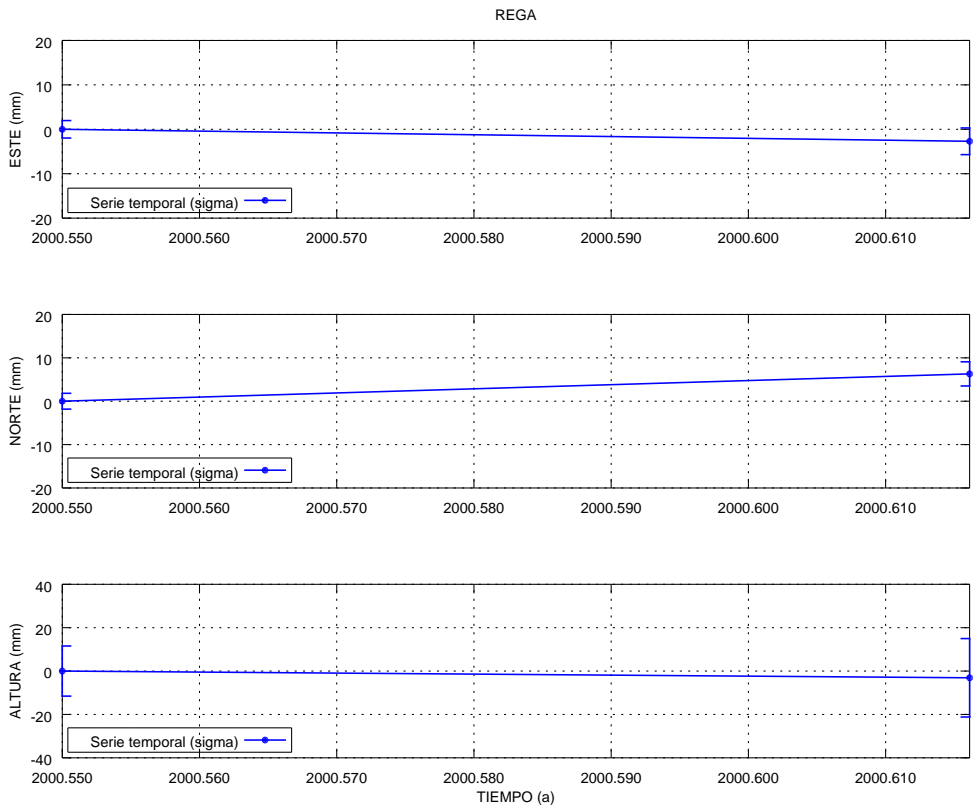


(a) Estación Mozos

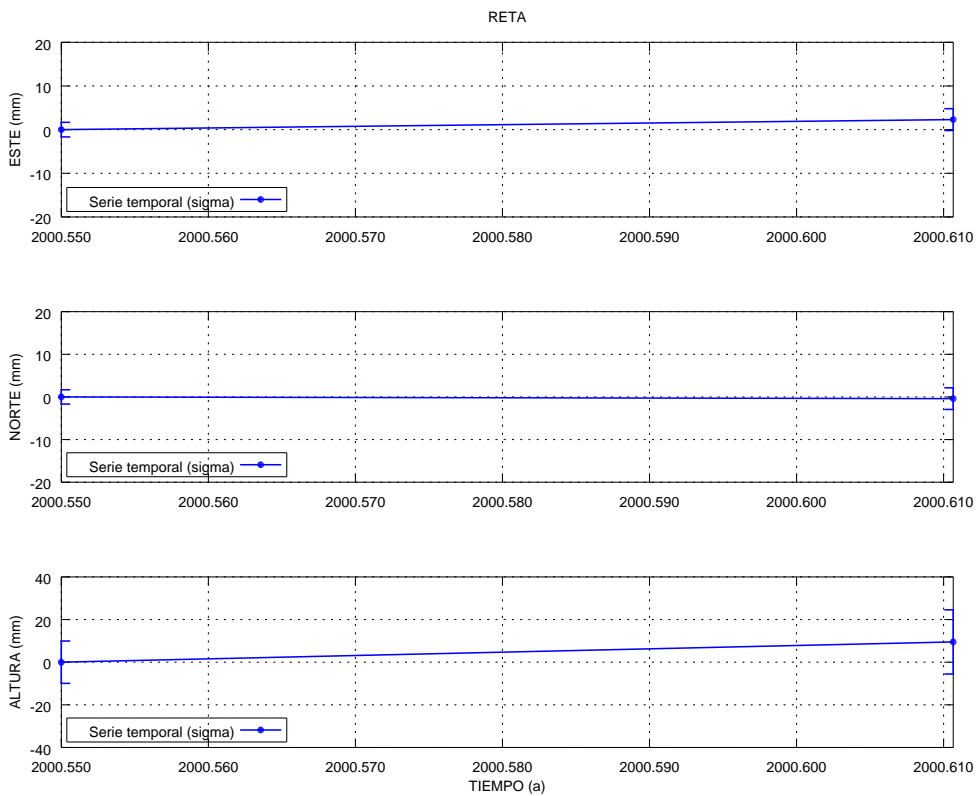


(b) Estación Rasca

Figura A.56: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones MOZO y RASC.

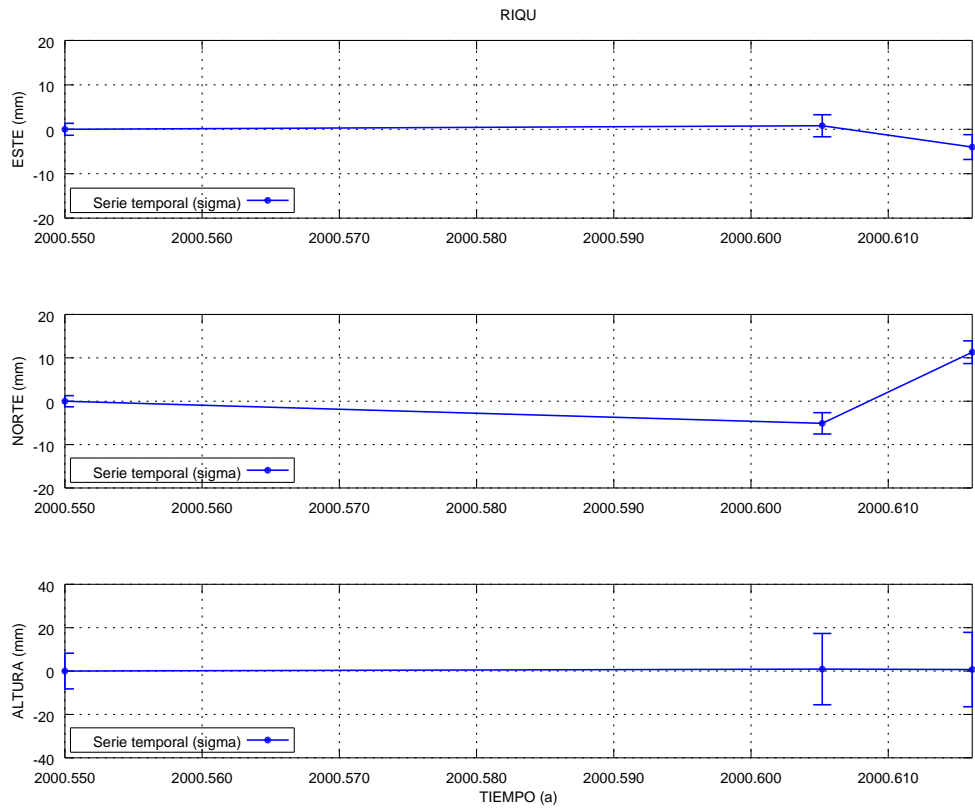


(a) Estación Regatón

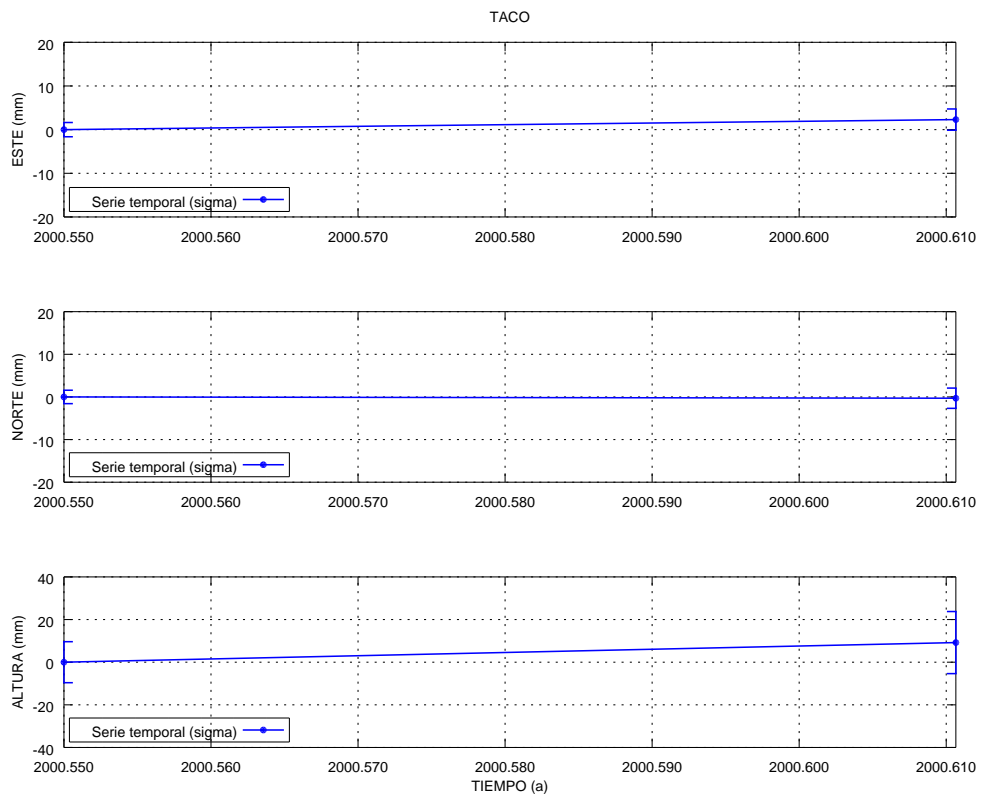


(b) Estación Retama

Figura A.57: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones REGA y RETA.

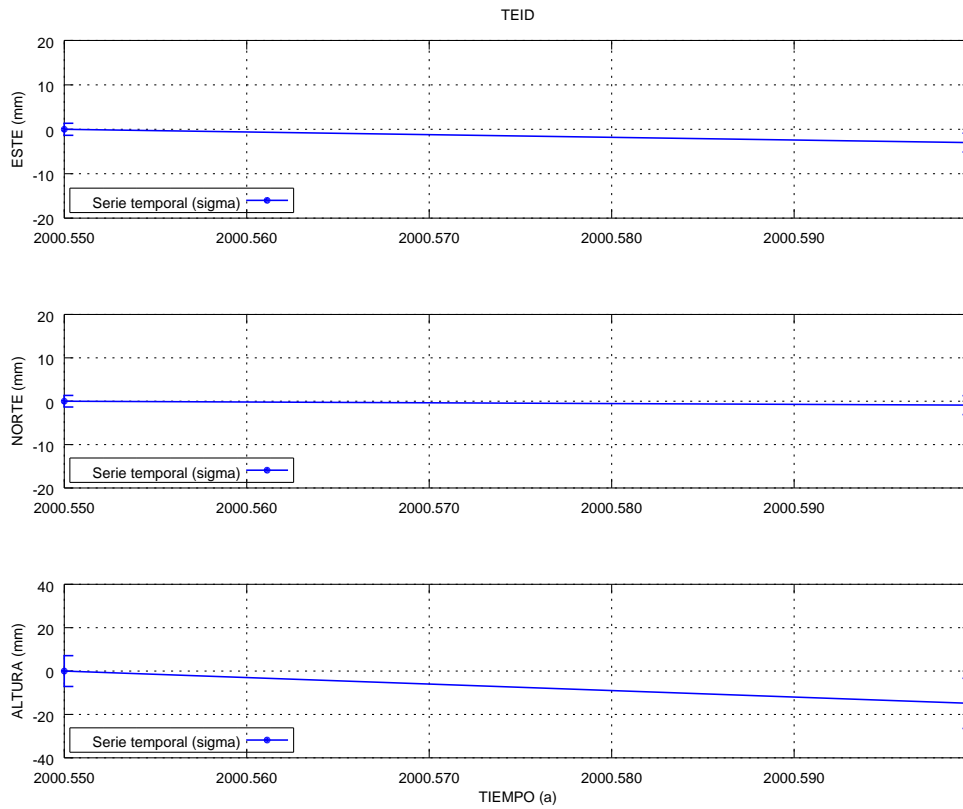


(a) Estación Riquer

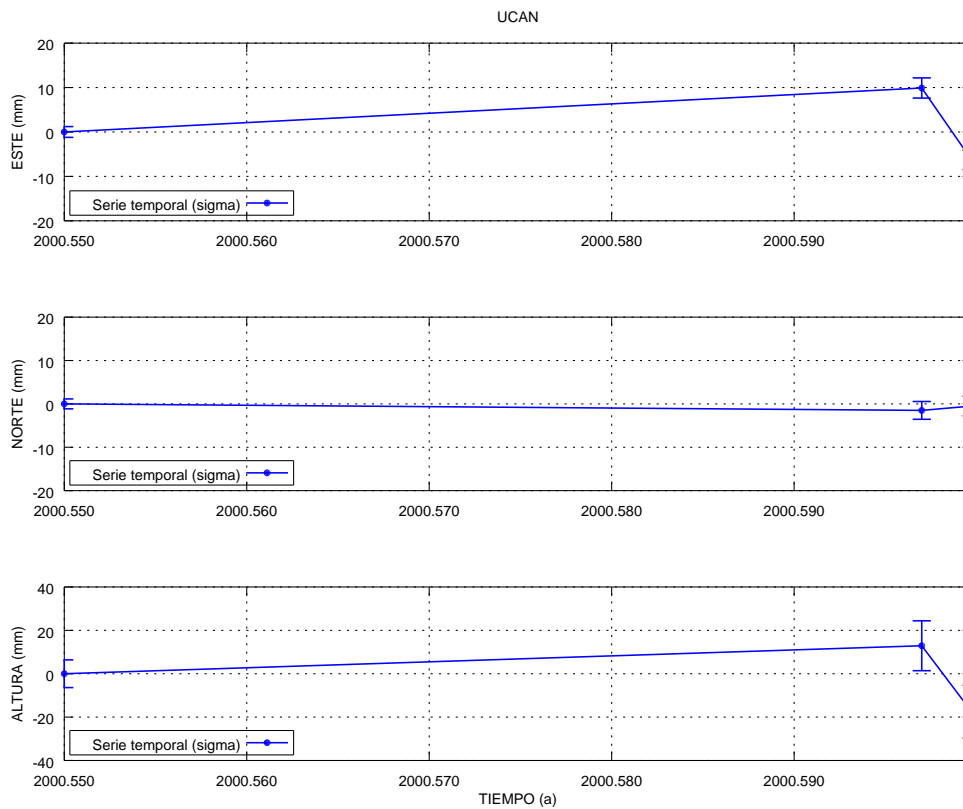


(b) Estación Taco

Figura A.58: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RIQUE y TACO.



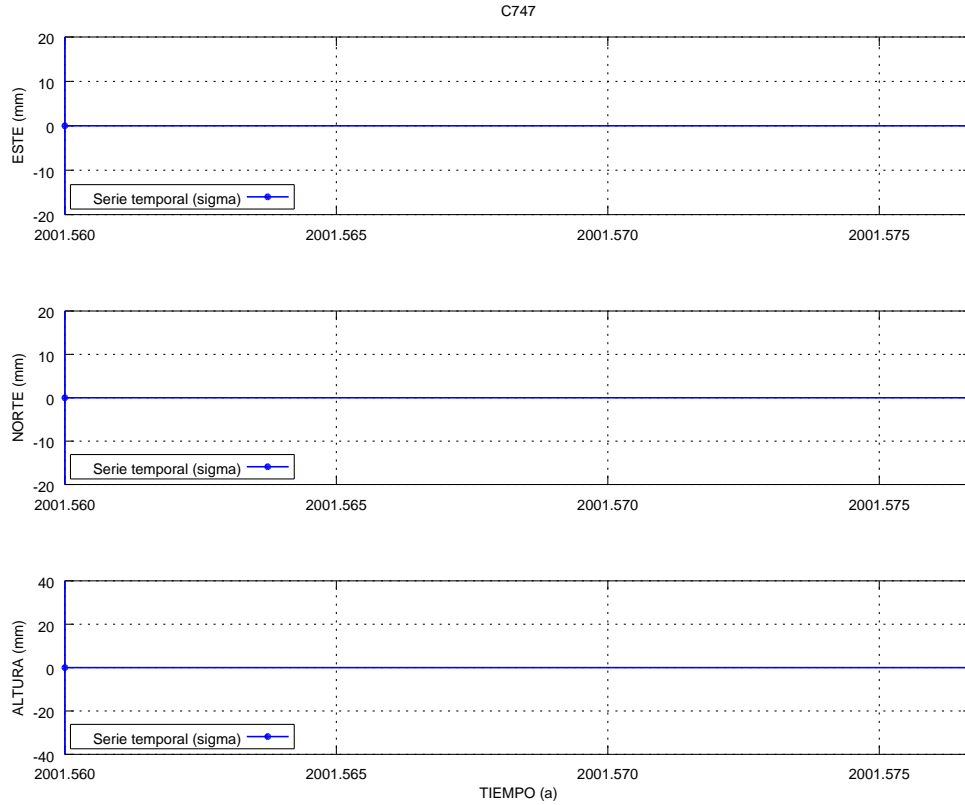
(a) Estación Teide



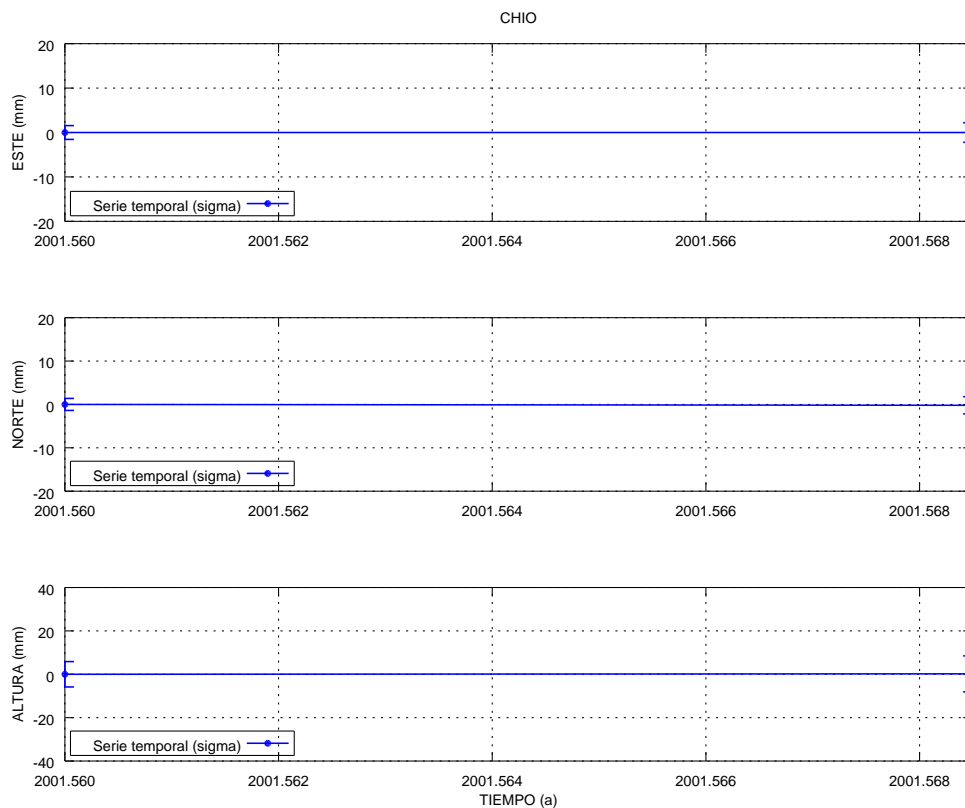
(b) Estación Ucanca

Figura A.59: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones TEID y UCAN.

Campaña de 2001

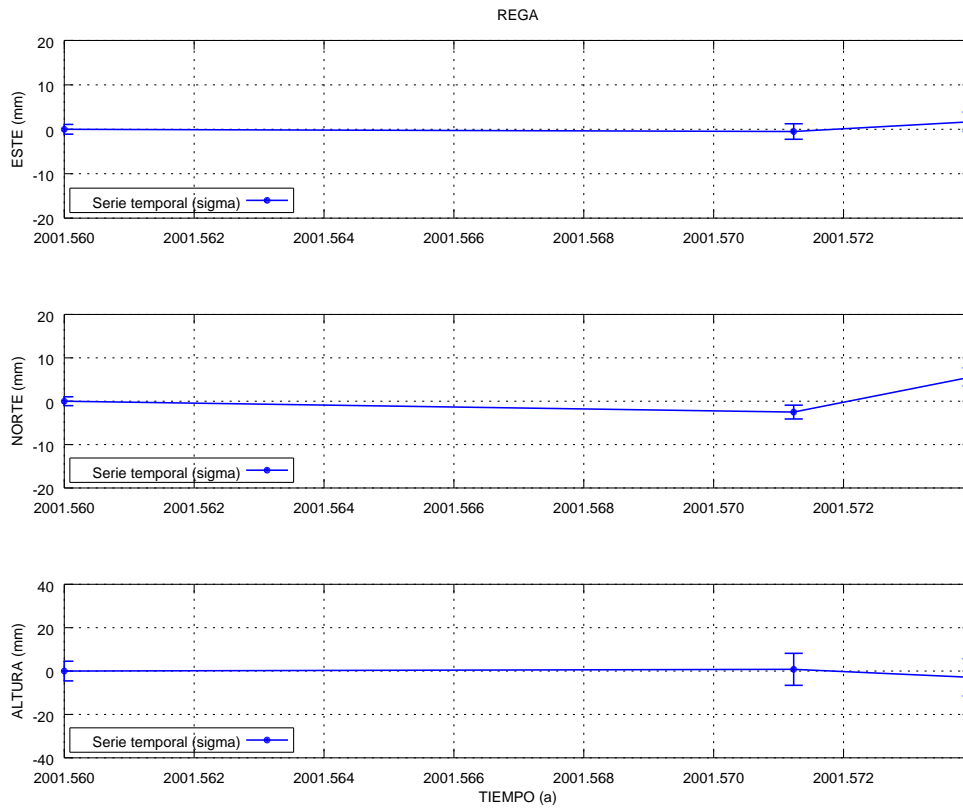


(a) Estación C747

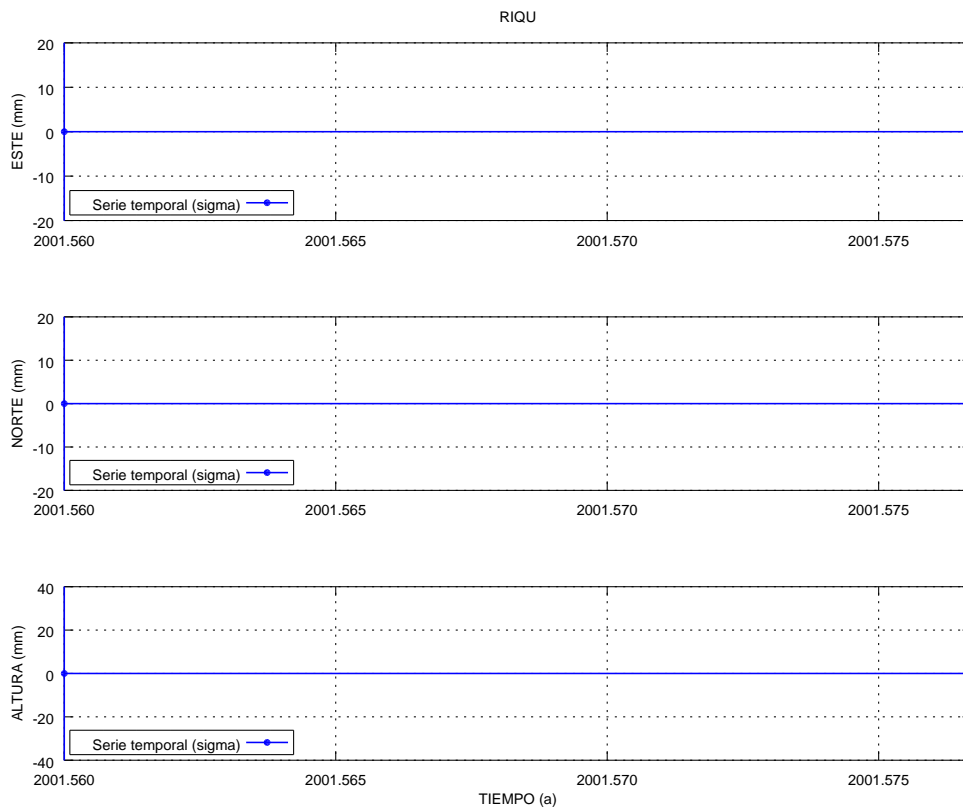


(b) Estación Pinar de Chío

Figura A.60: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones C747 y CHIO.



(a) Estación Regatón



(b) Estación Riquer

Figura A.61: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones REGA y RIQU.

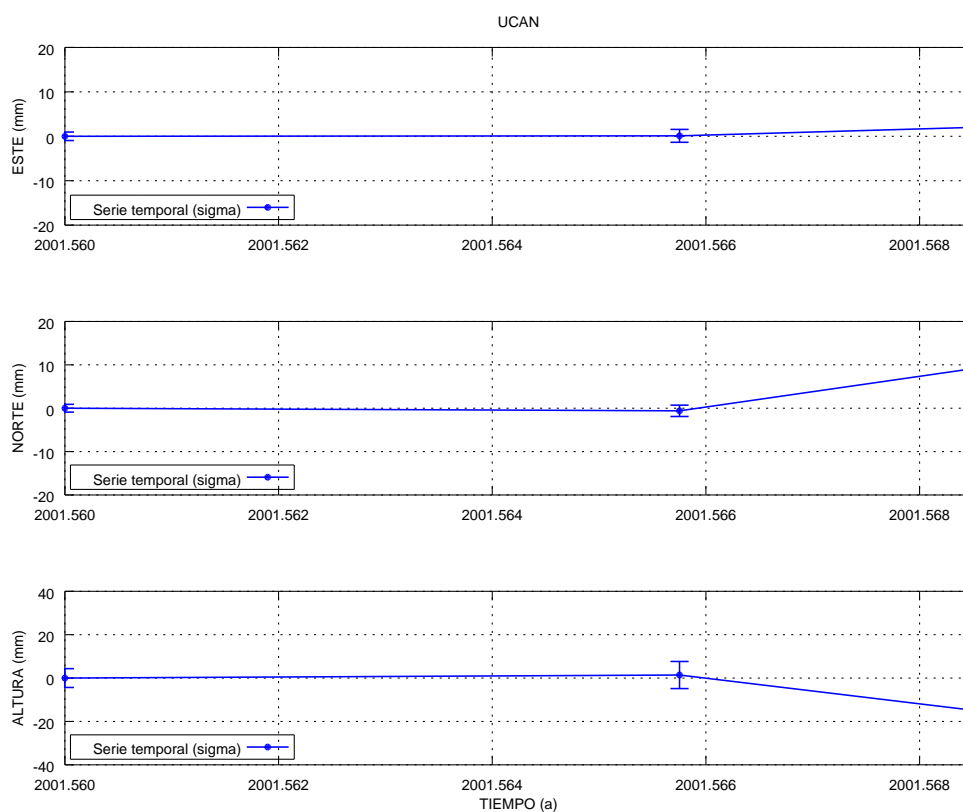
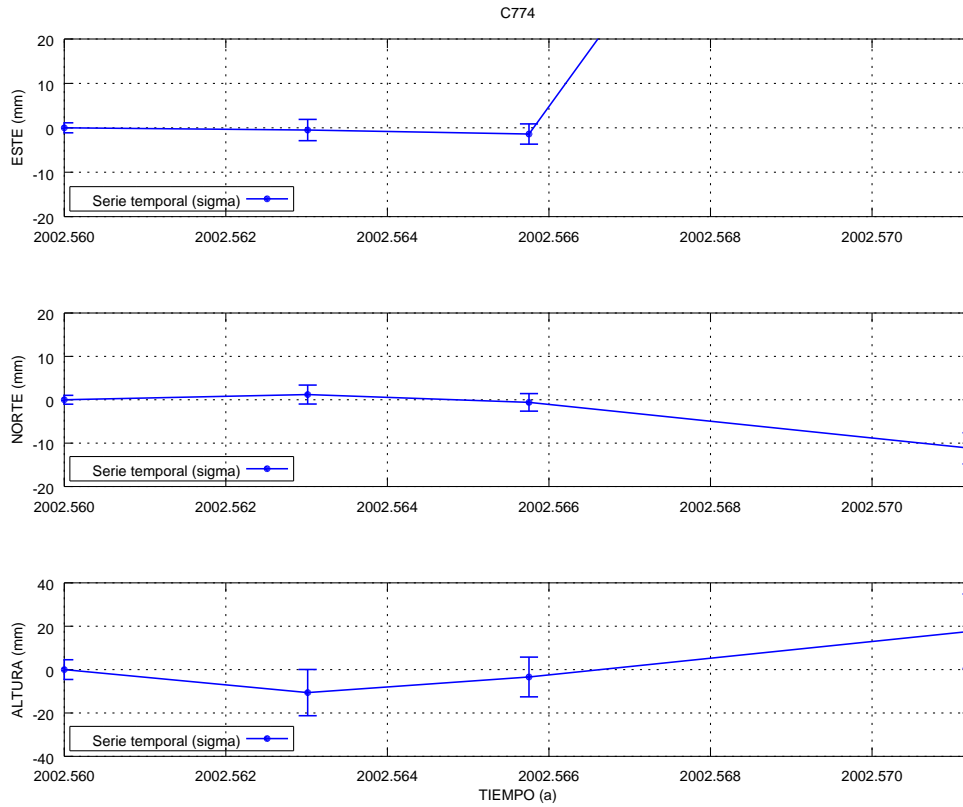
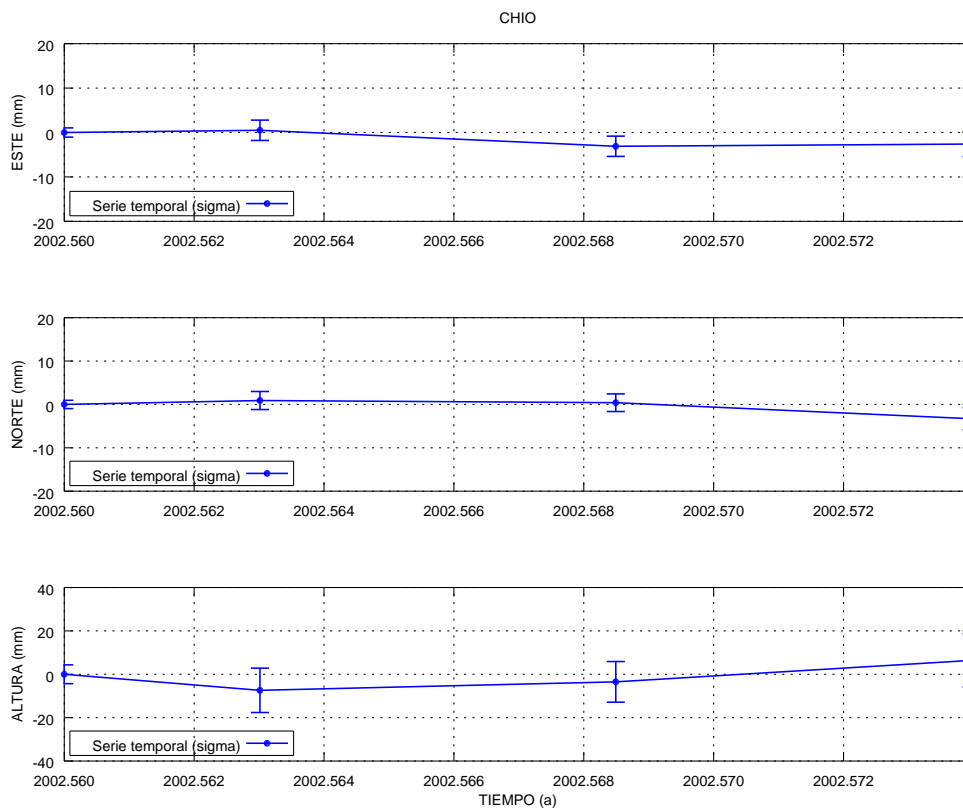


Figura A.62: Serie temporal de repetibilidades Tenerife Bernese estación Ucanca.

Campaña de 2002

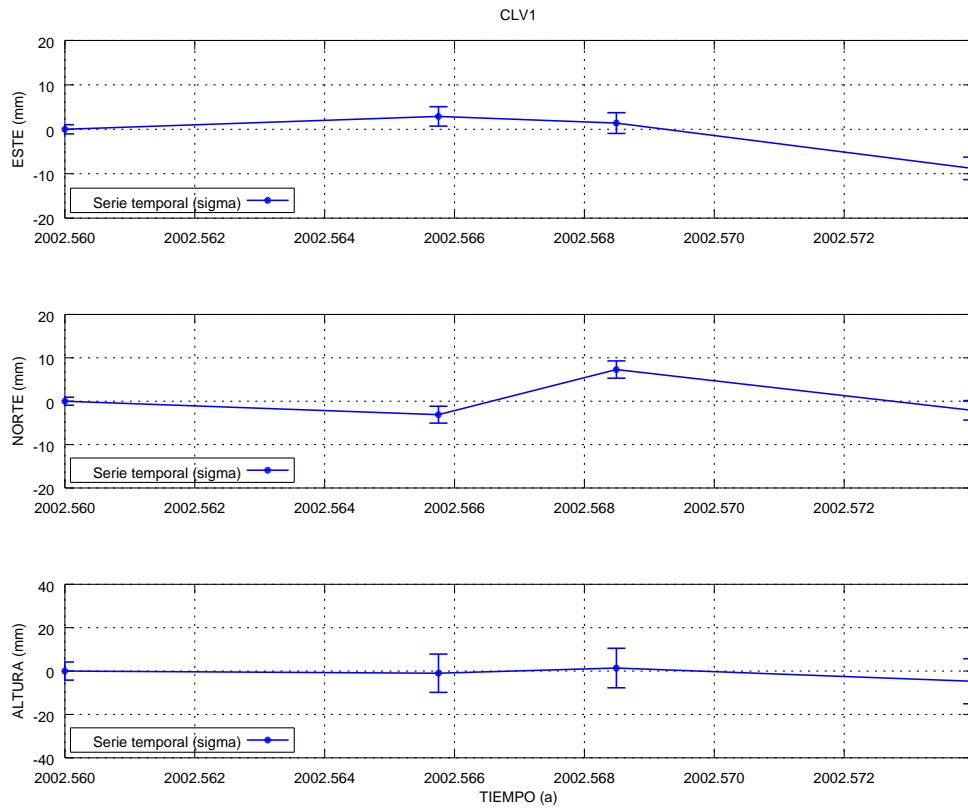


(a) Estación C774

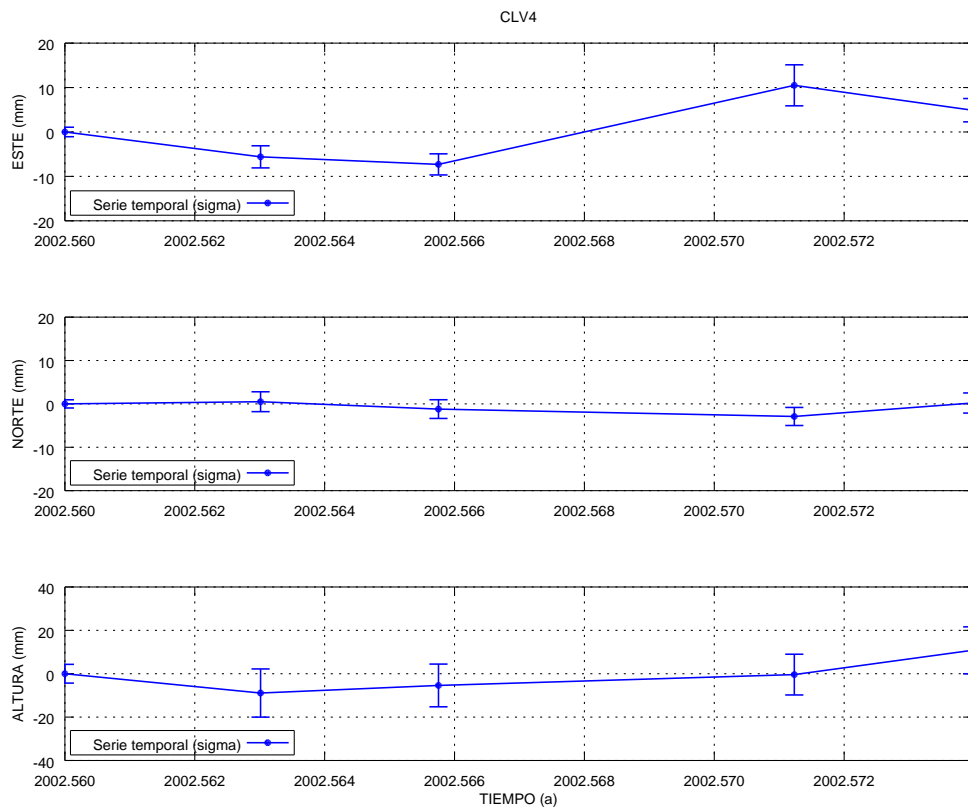


(b) Estación Pinar de Chío

Figura A.63: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones C747 y CHIO.

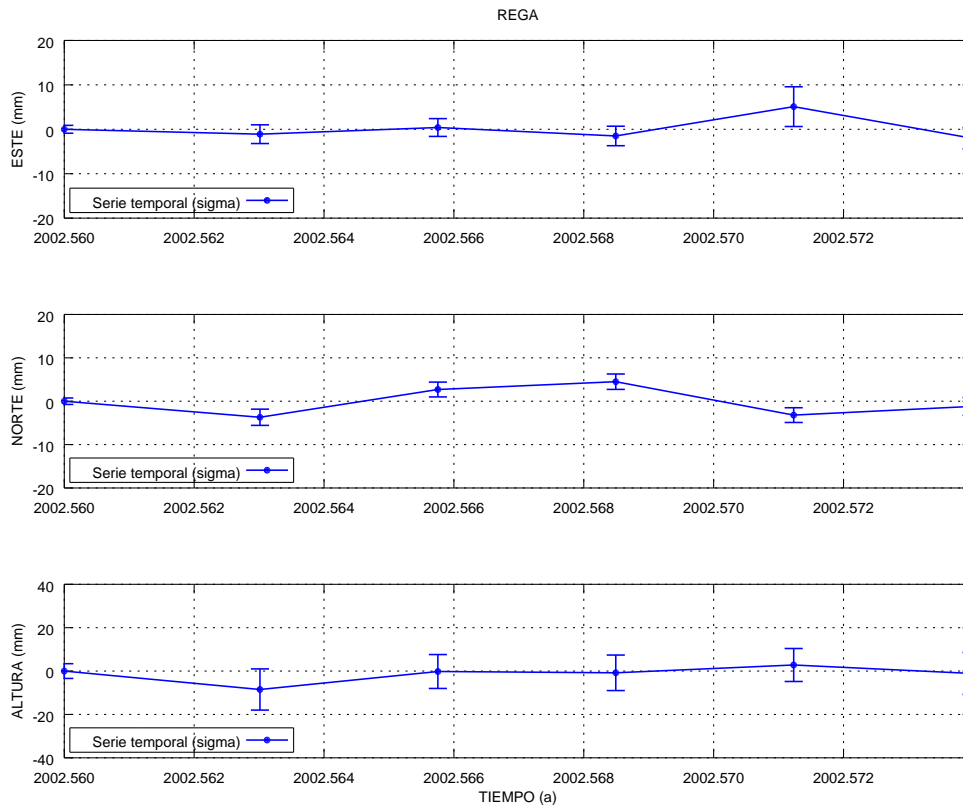


(a) Estación CLV1

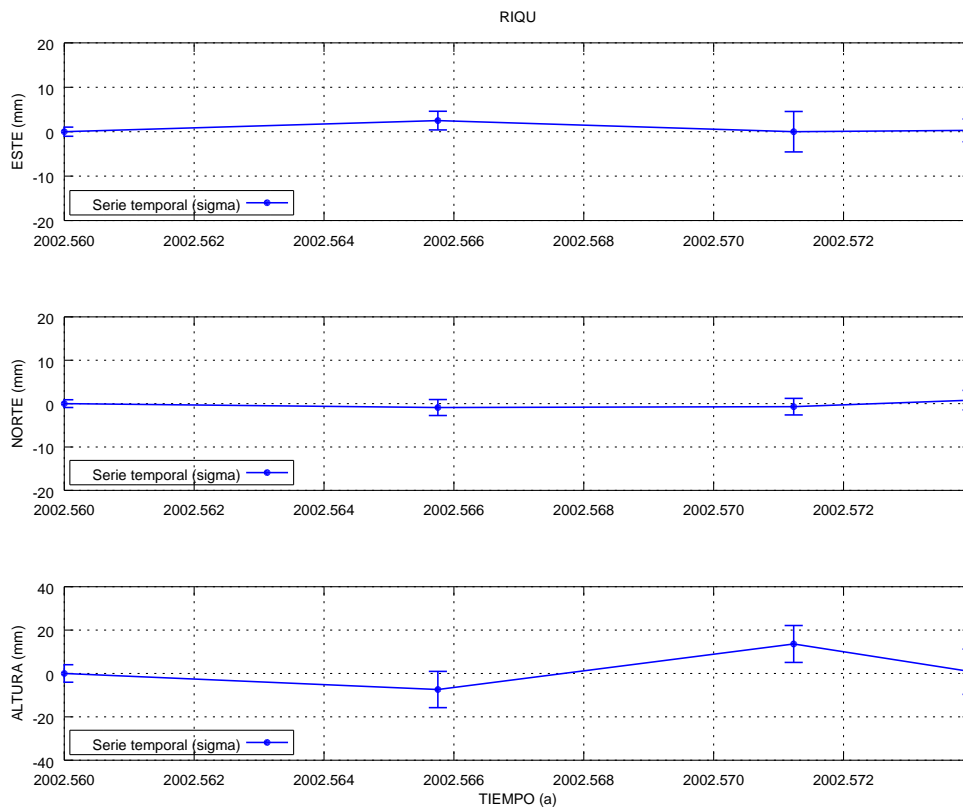


(b) Estación CLV4

Figura A.64: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CLV1 y CLV4.



(a) Estación Regatón



(b) Estación Riquer

Figura A.65: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones REGA y RIQU.

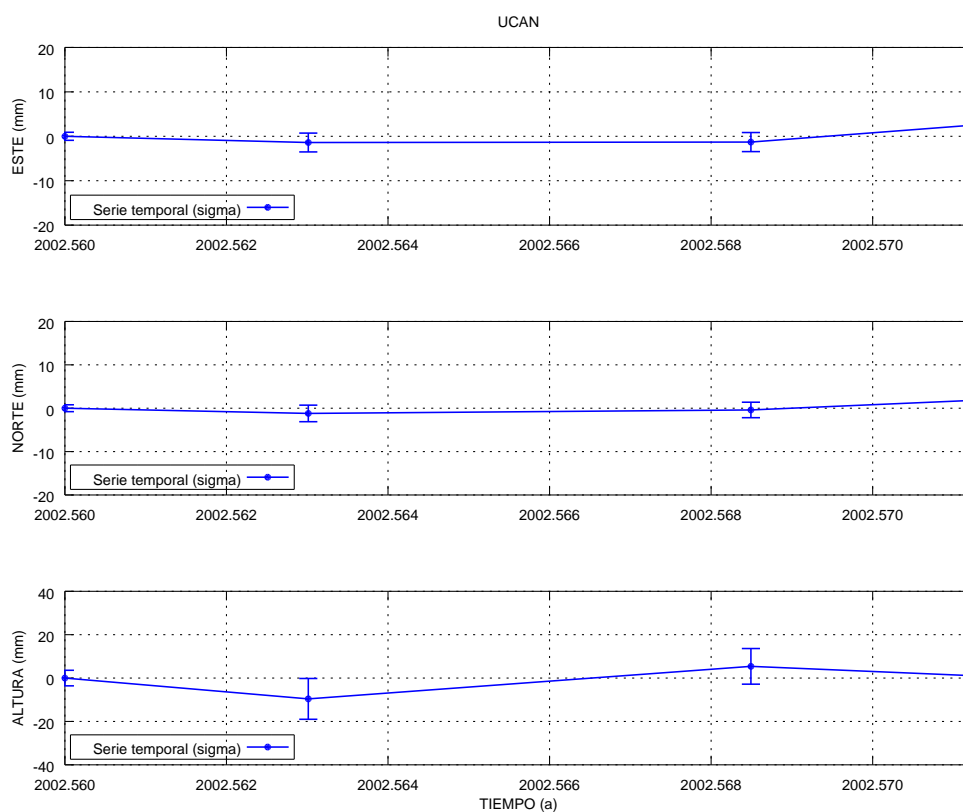
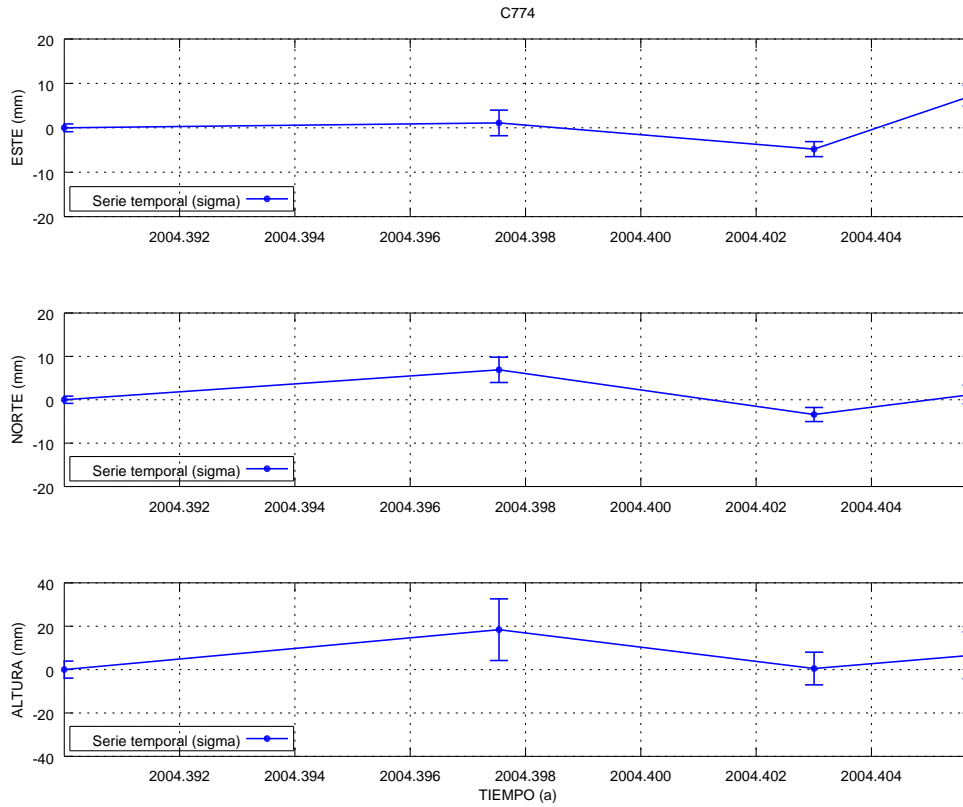
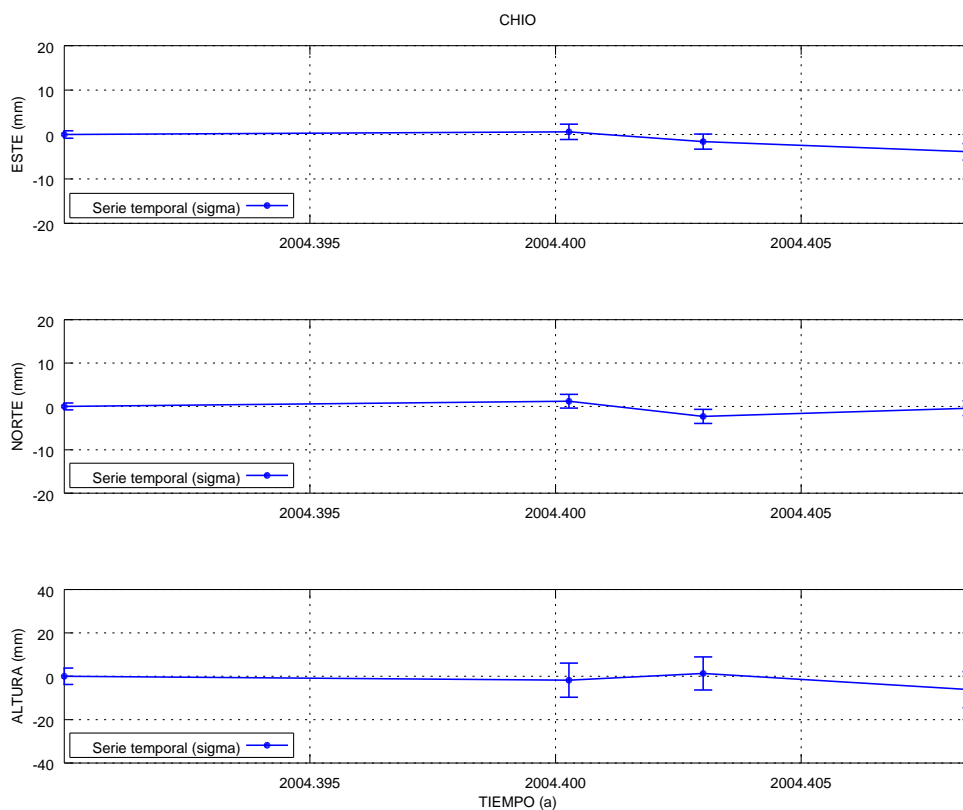


Figura A.66: Serie temporal de repetibilidades Tenerife Bernese estación Ucanca.

Campaña de 2004

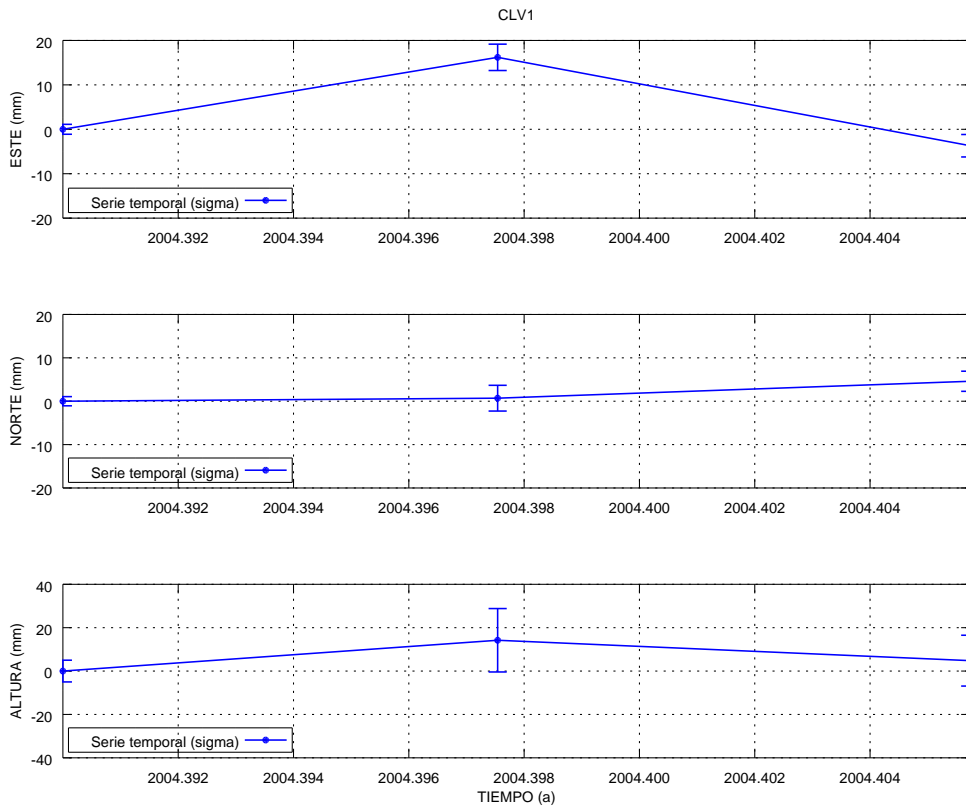


(a) Estación C774

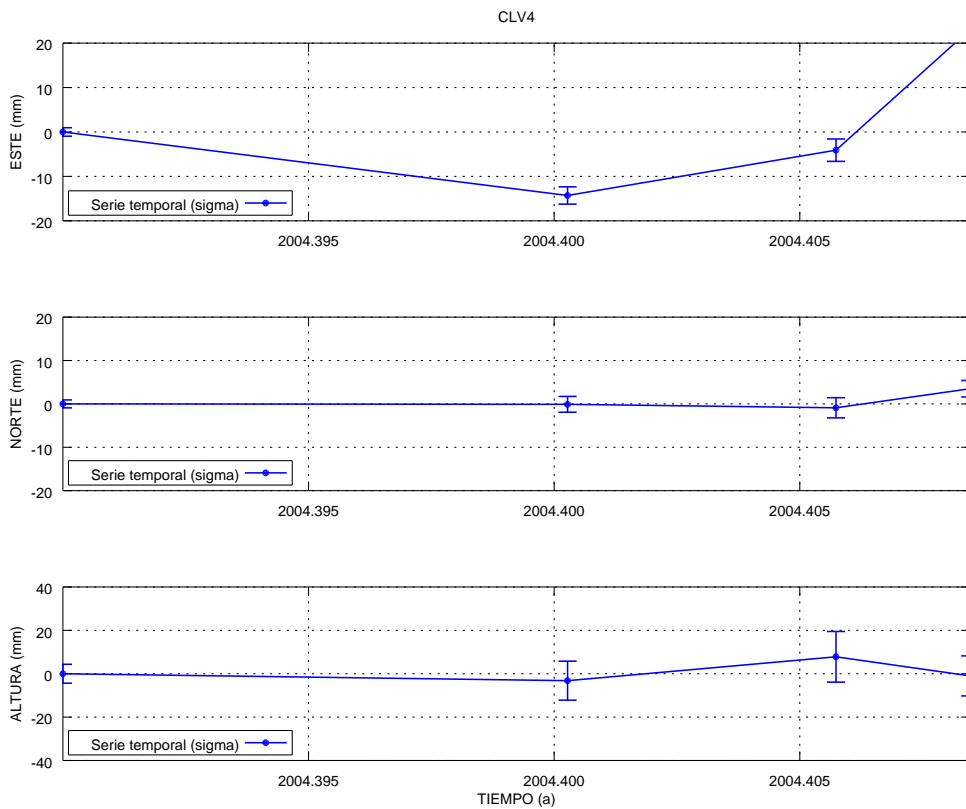


(b) Estación Pinar de Chío

Figura A.67: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones C747 y CHIO.

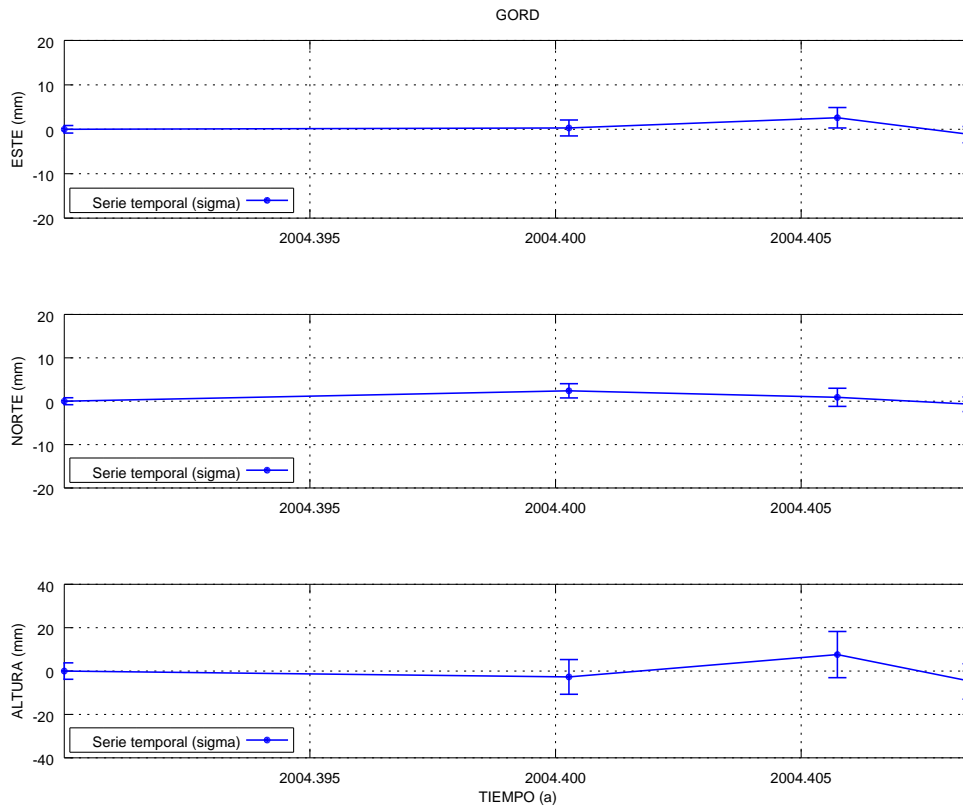


(a) Estación CLV1

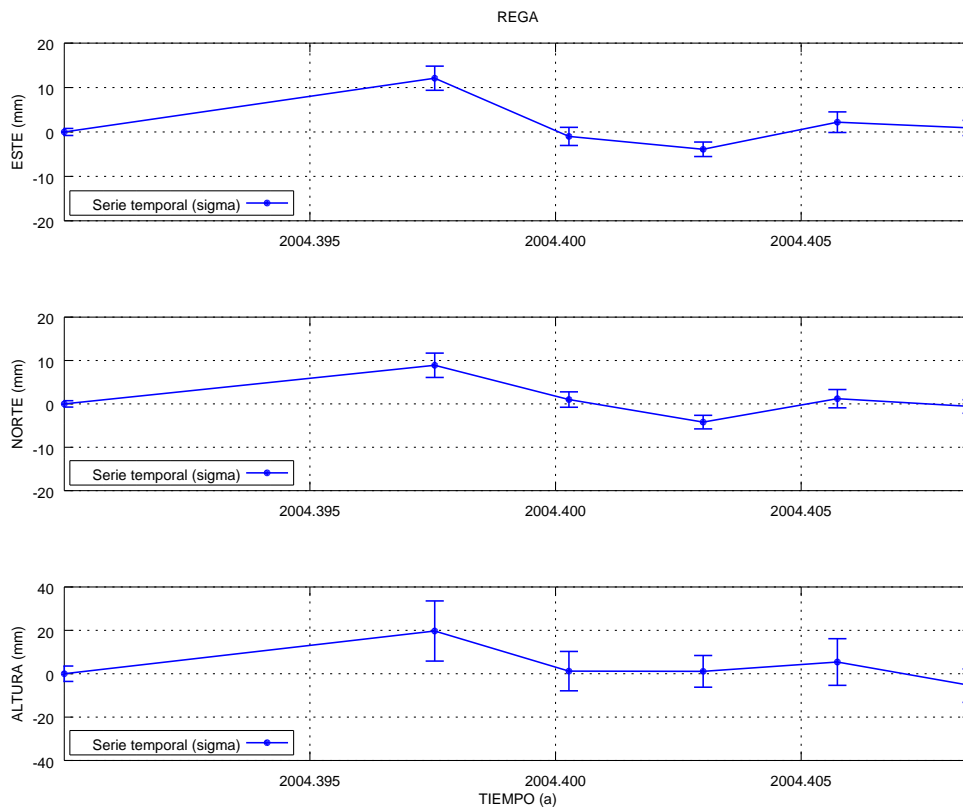


(b) Estación CLV4

Figura A.68: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CLV1 y CLV4.

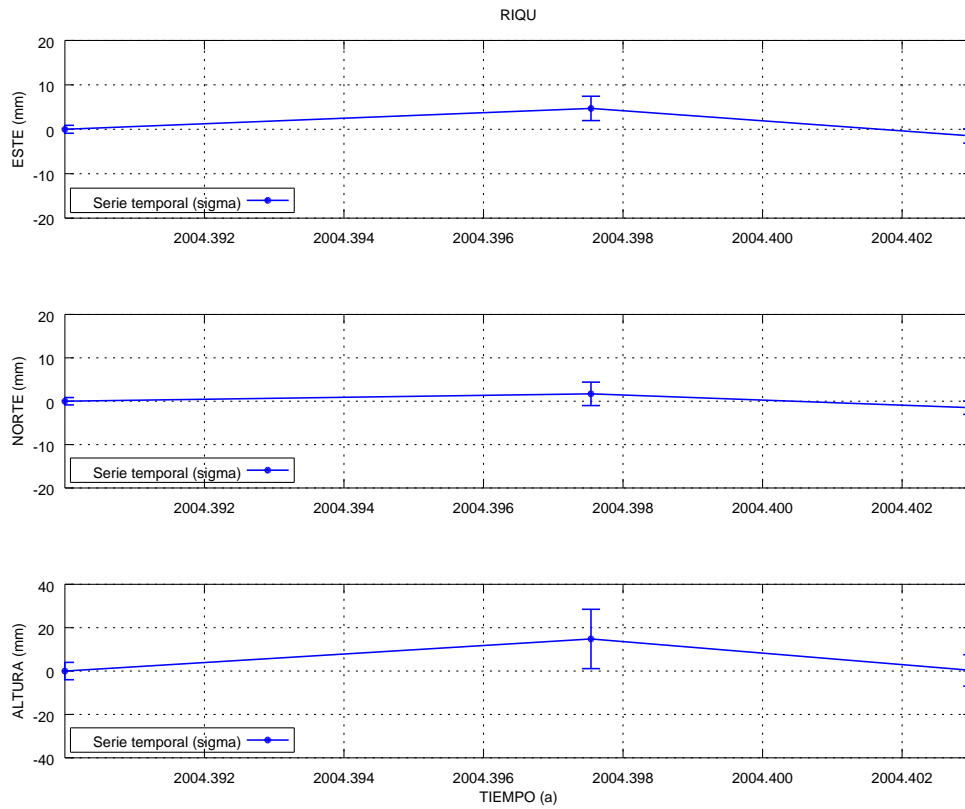


(a) Estación Gordo

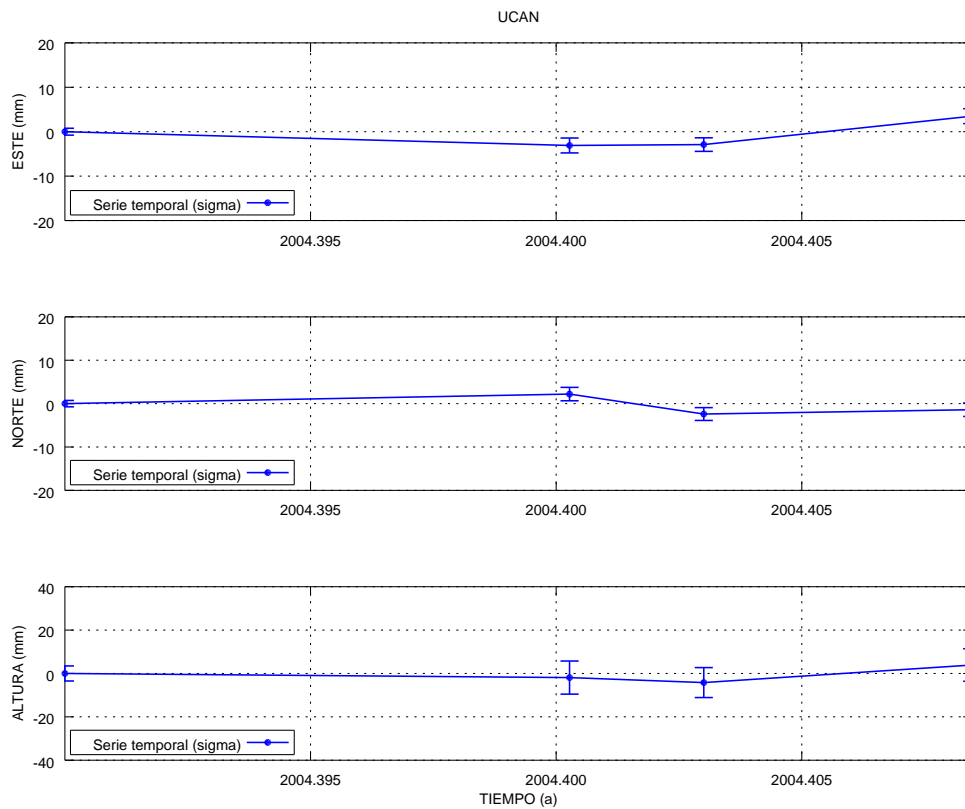


(b) Estación Regatón

Figura A.69: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones GORD y REGA.



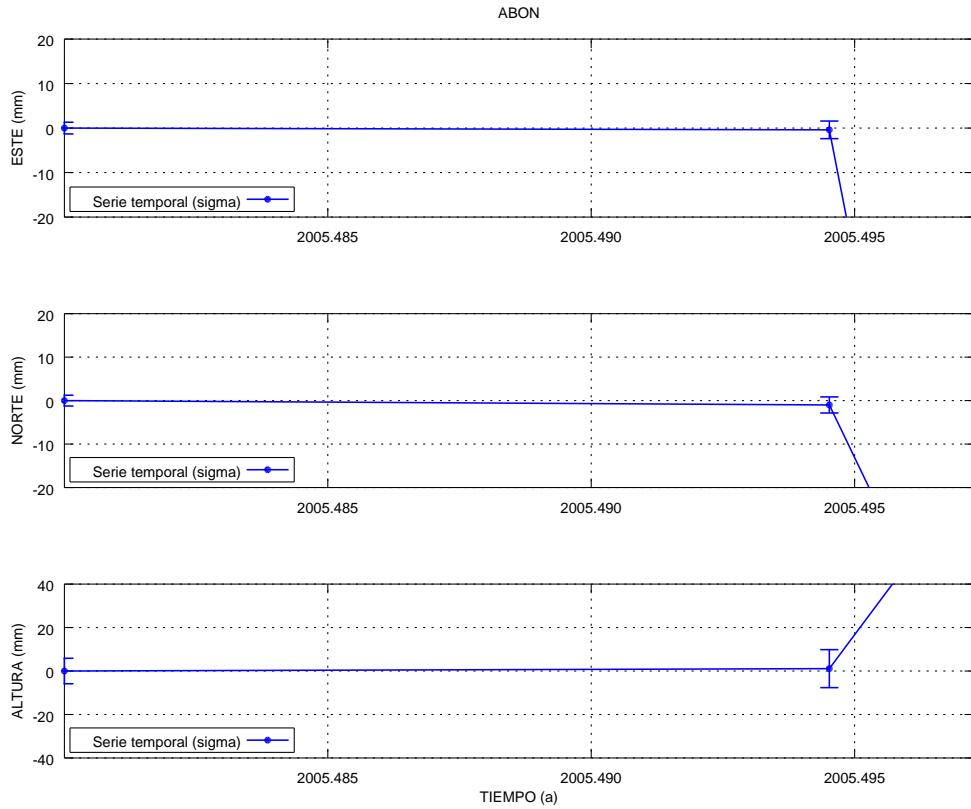
(a) Estación Riquer



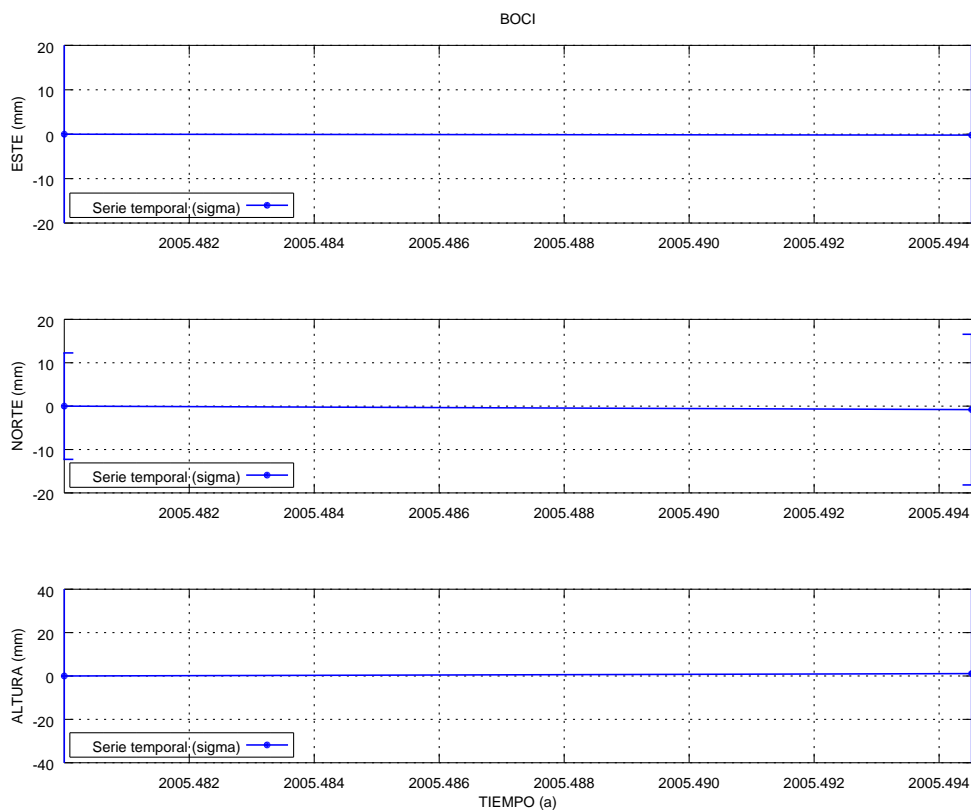
(b) Estación Ucanca

Figura A.70: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RIQU y UCAN.

Campaña de 2005

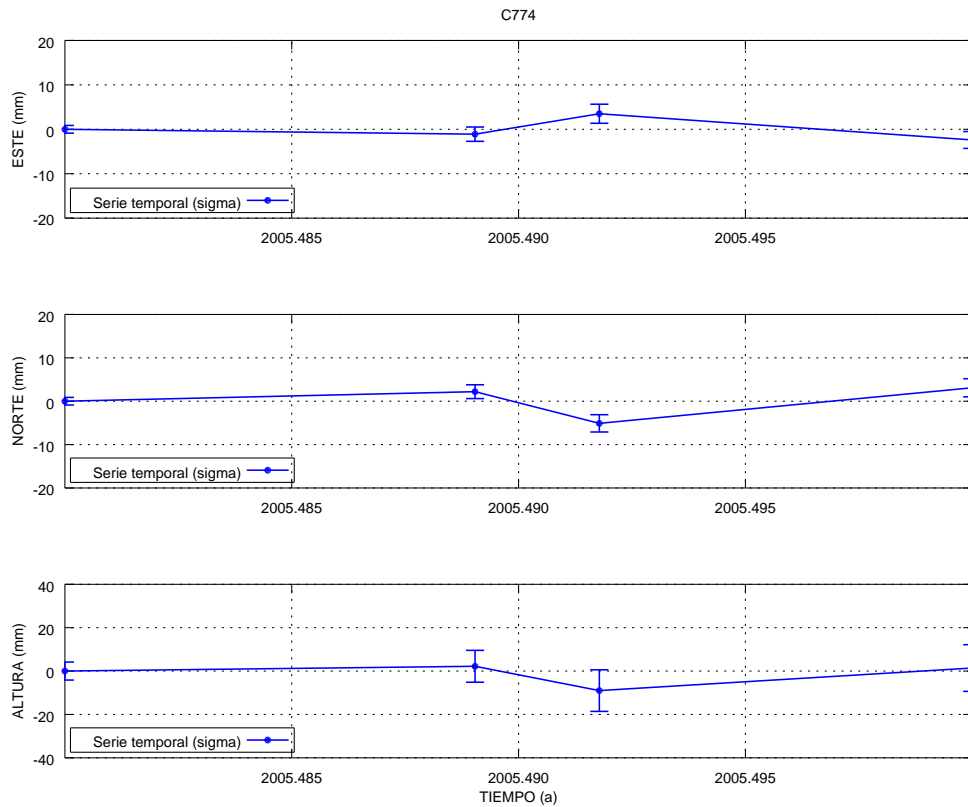


(a) Estación Abona

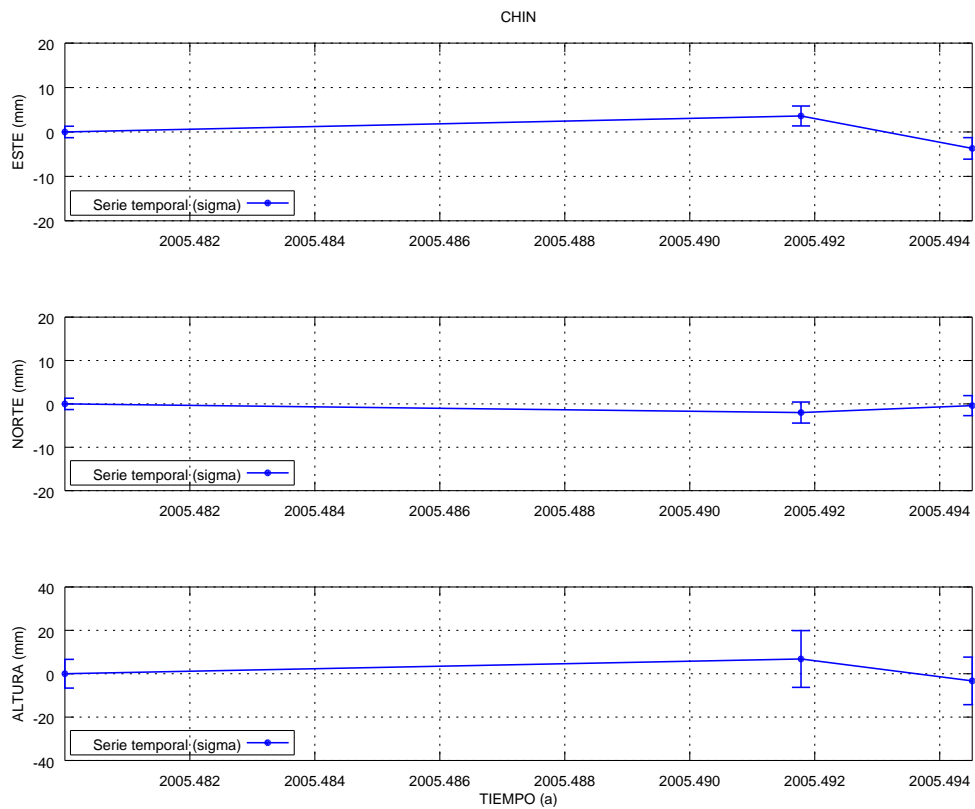


(b) Estación Bocinegro

Figura A.71: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones ABON y BOCI.

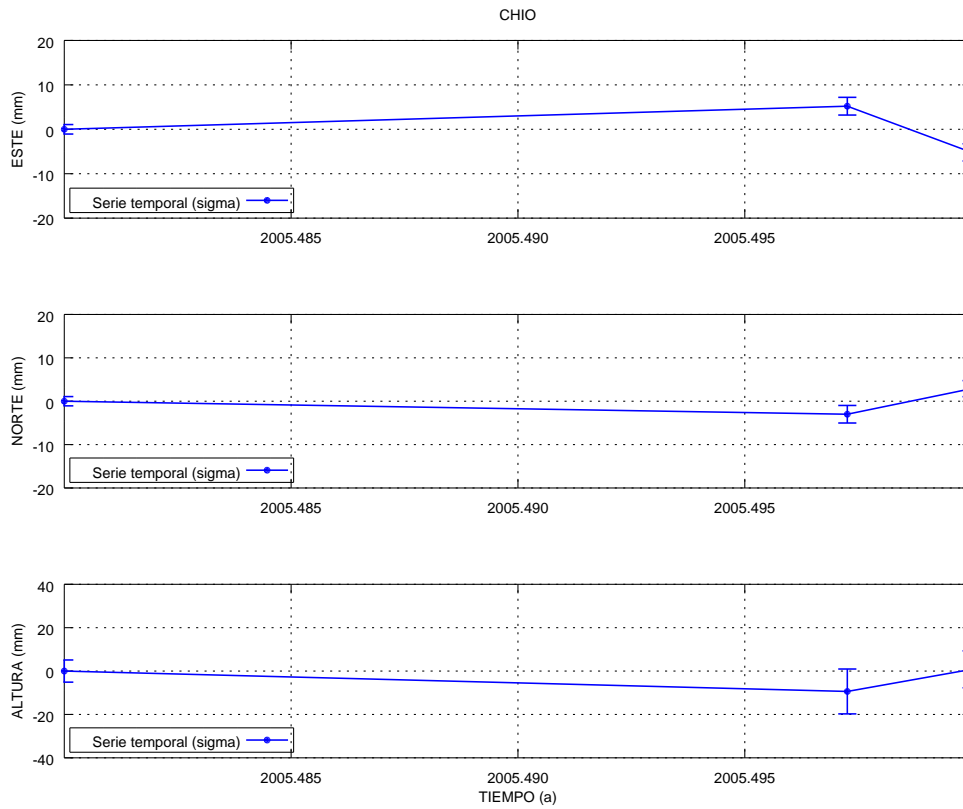


(a) Estación C774

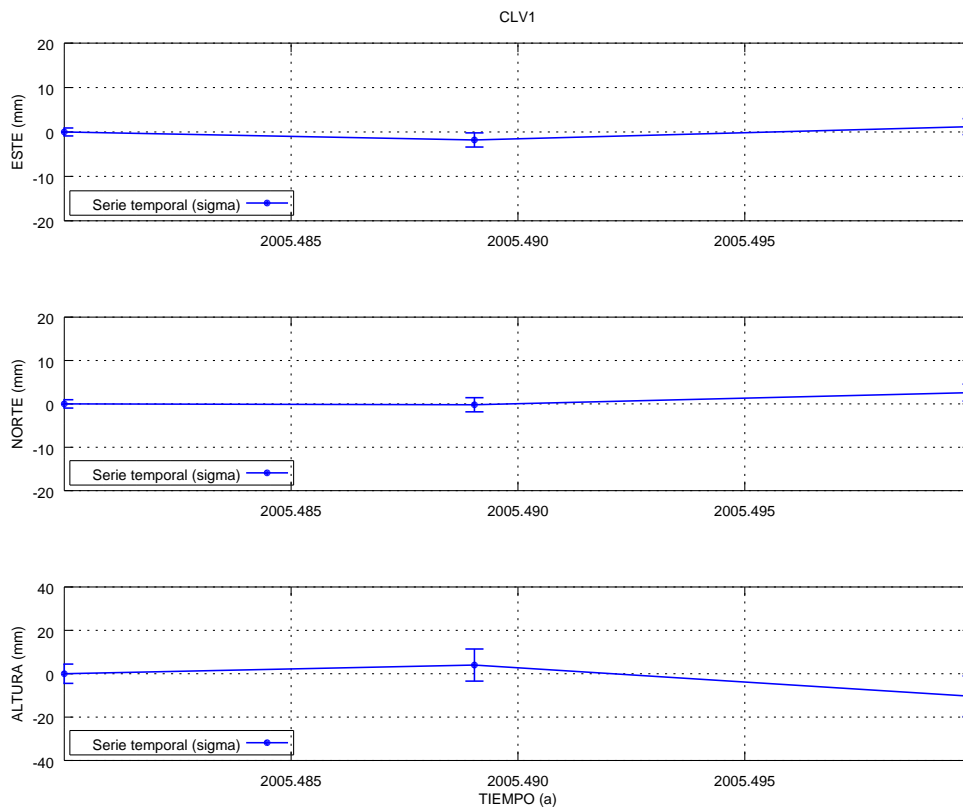


(b) Estación Chinobre

Figura A.72: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones C774 y CHIN.

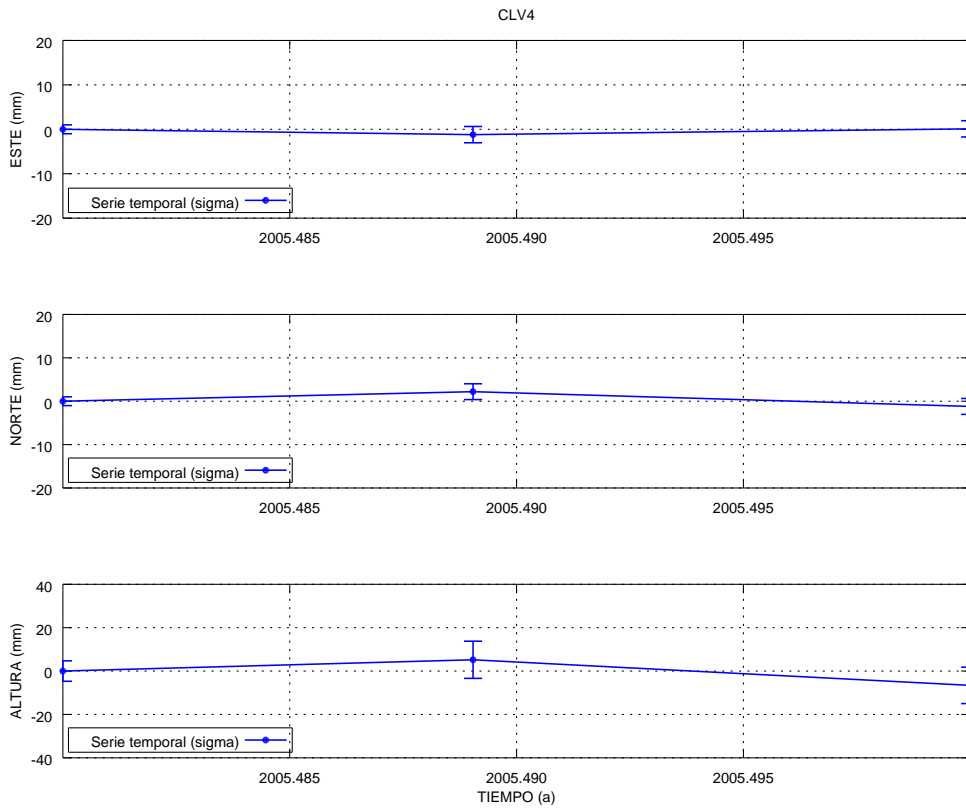


(a) Estación Pinar de Chío

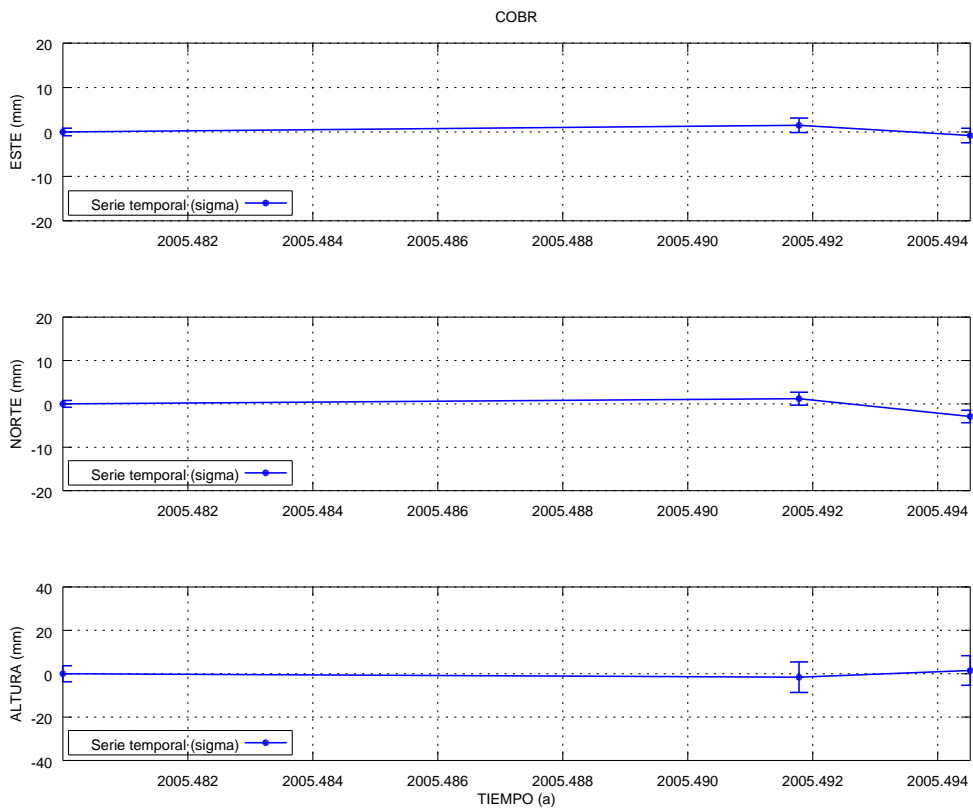


(b) Estación CLV1

Figura A.73: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CHIO y CLV1.

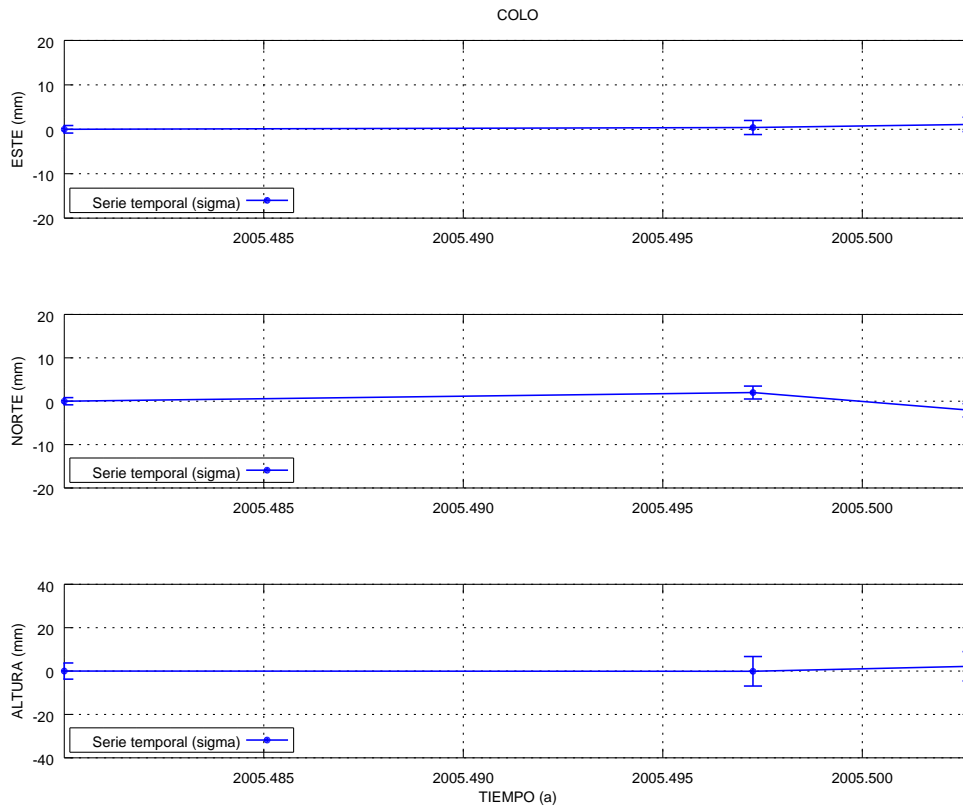


(a) Estación CLV4

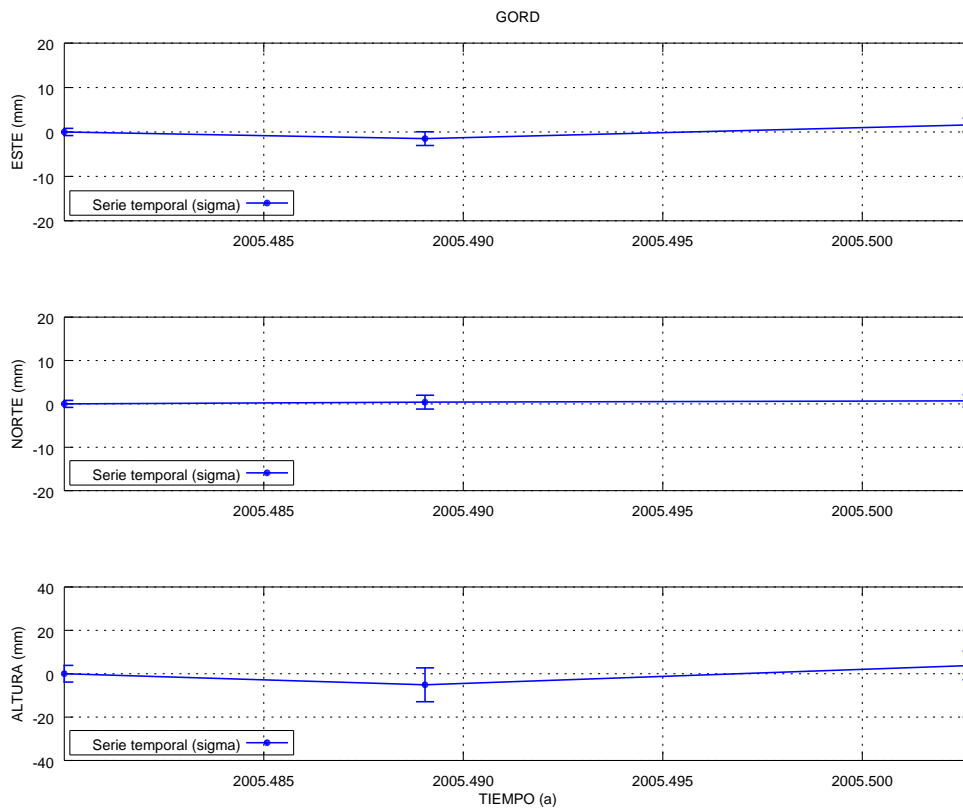


(b) Estación Cobre

Figura A.74: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CLV4 y COBR.

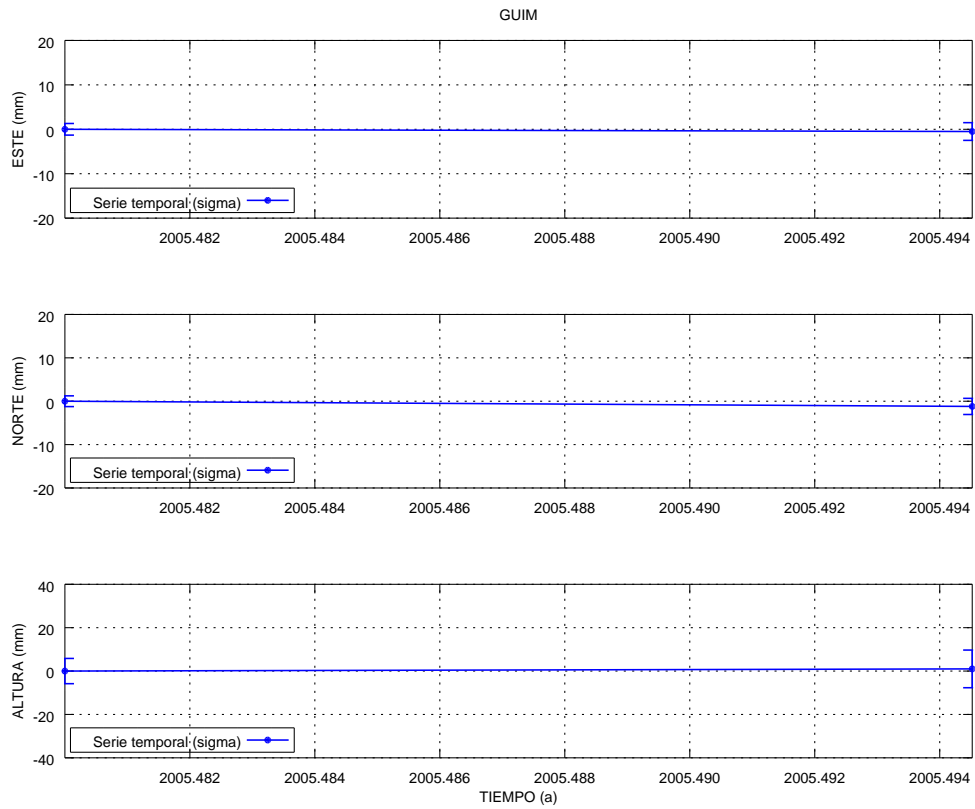


(a) Estación Coloradas

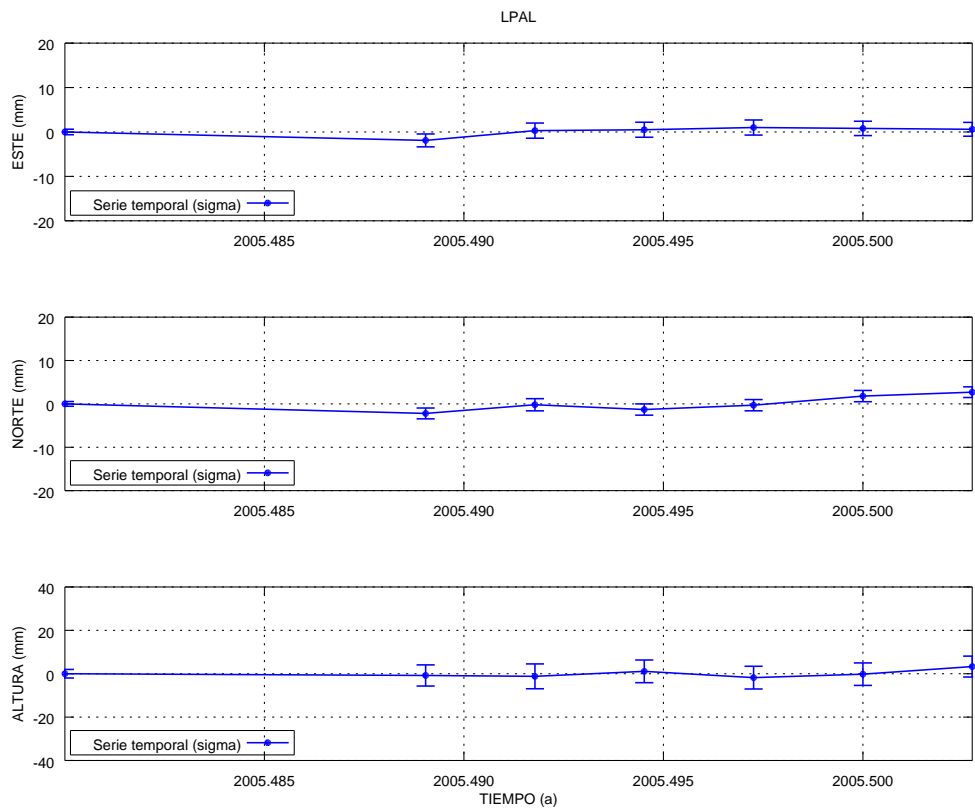


(b) Estación Gordo

Figura A.75: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones COLO y GORD.

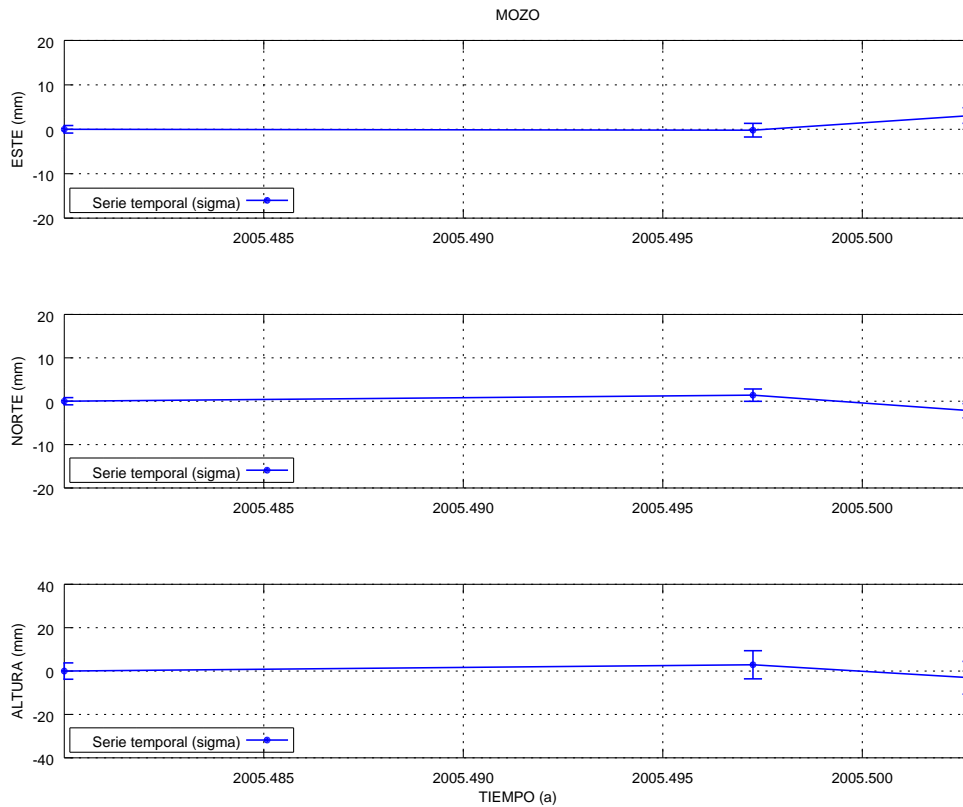


(a) Estación Güímar

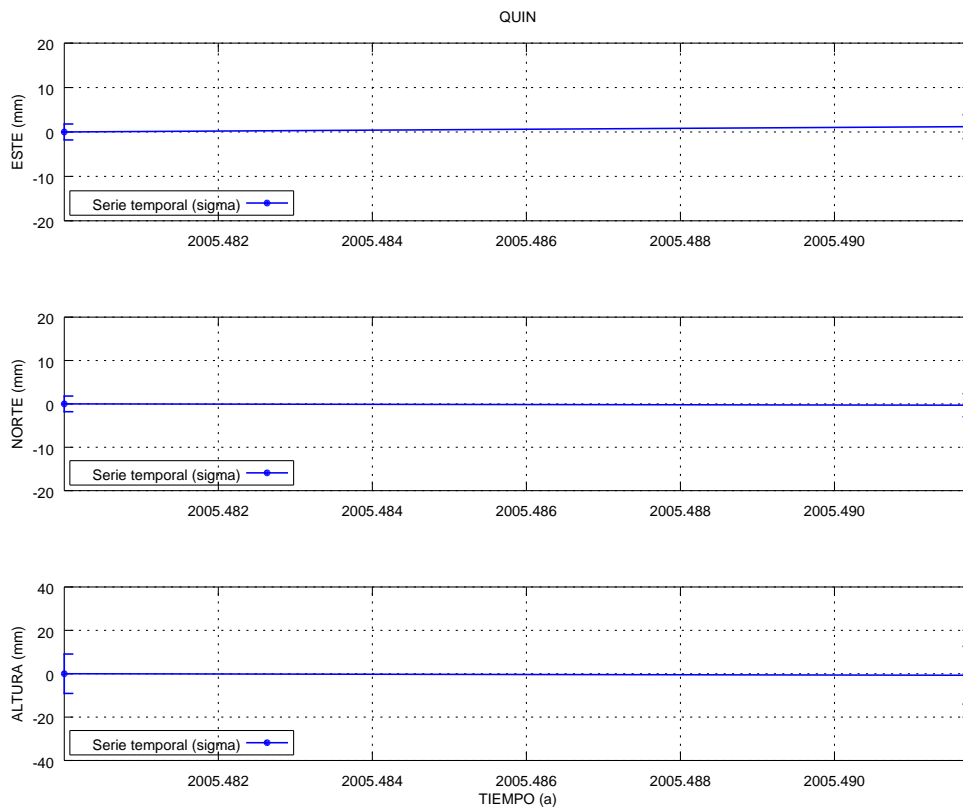


(b) Estación LPAL

Figura A.76: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones GUILM y LPAL.

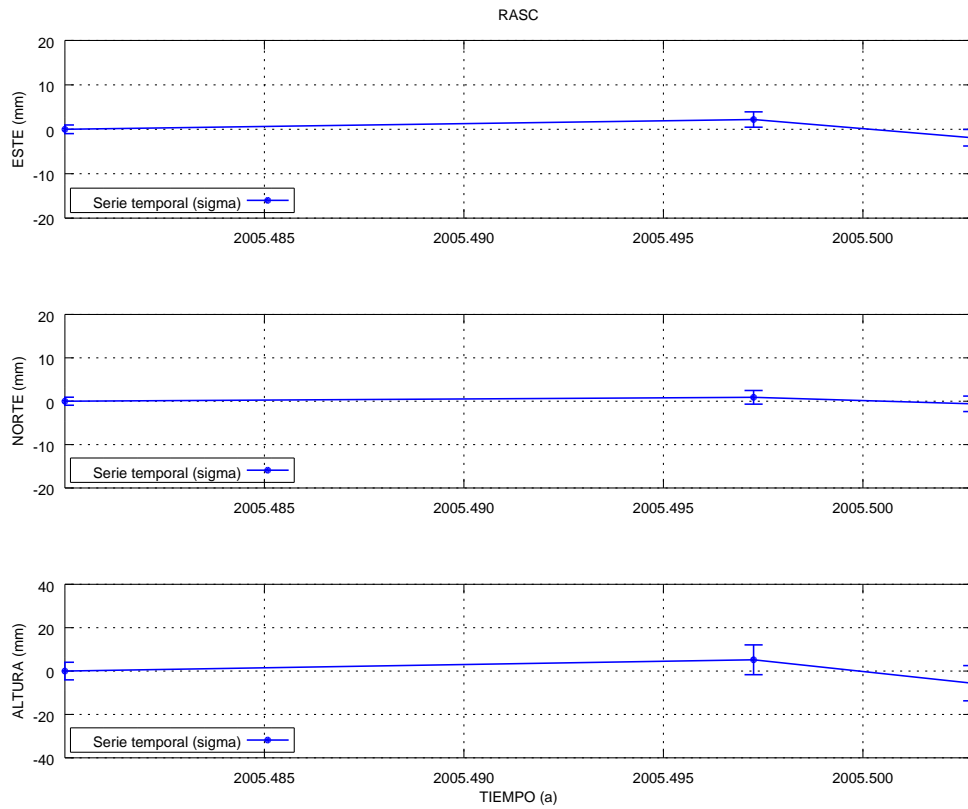


(a) Estación Mozos

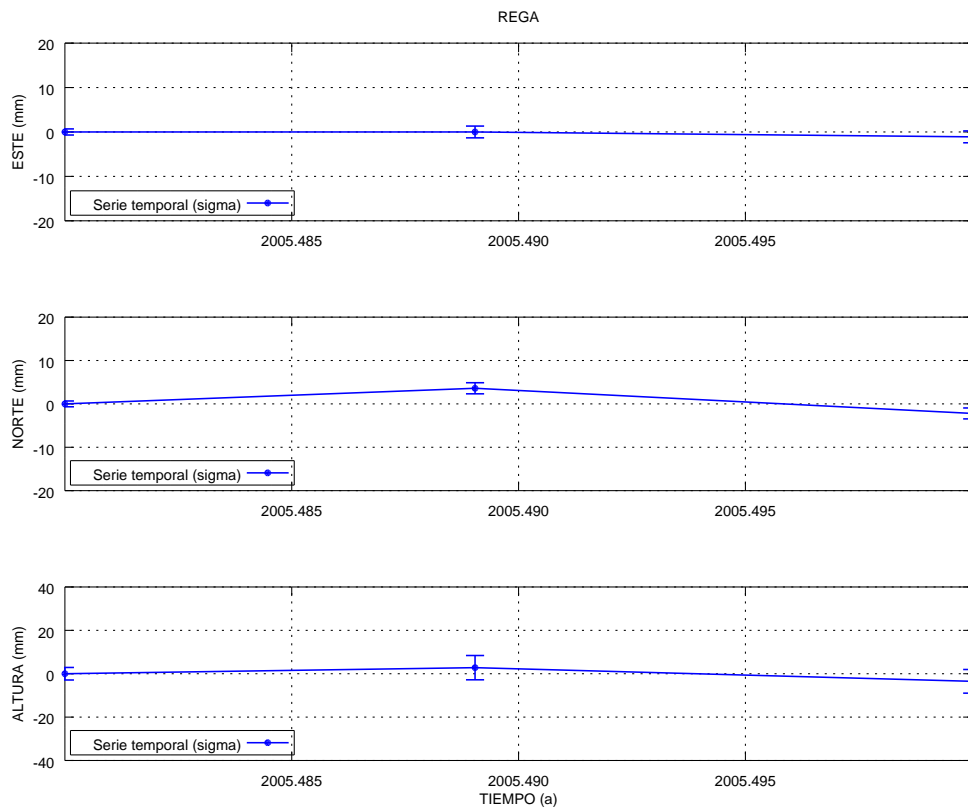


(b) Estación La Quinta

Figura A.77: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones MOZO y QUIN.

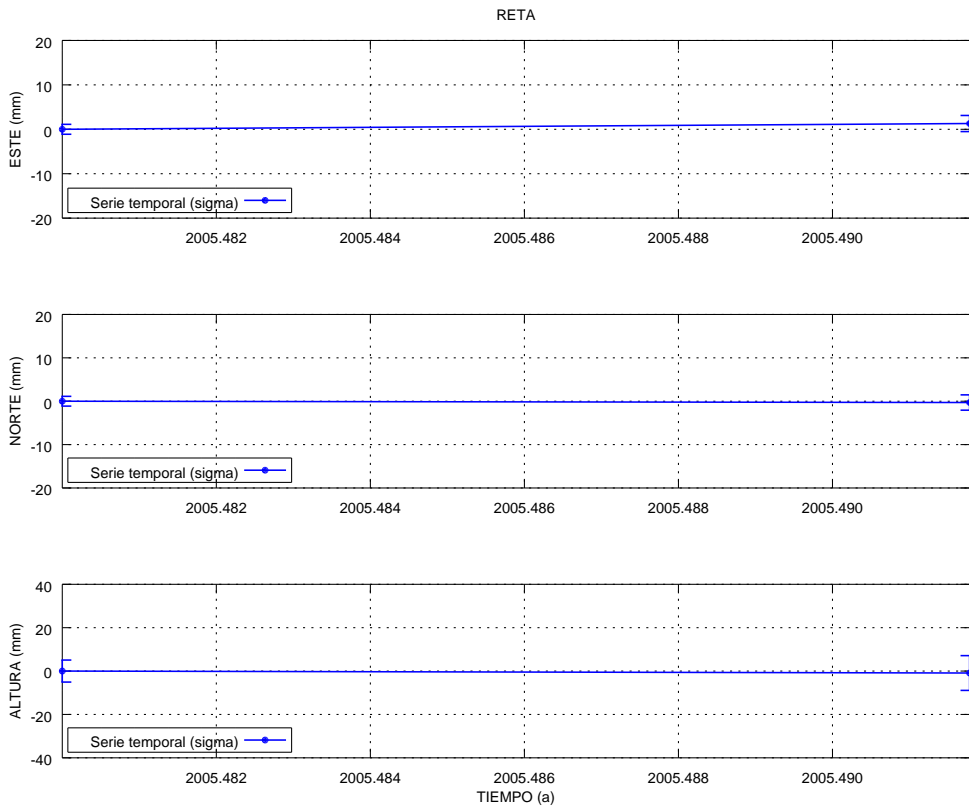


(a) Estación Rasca

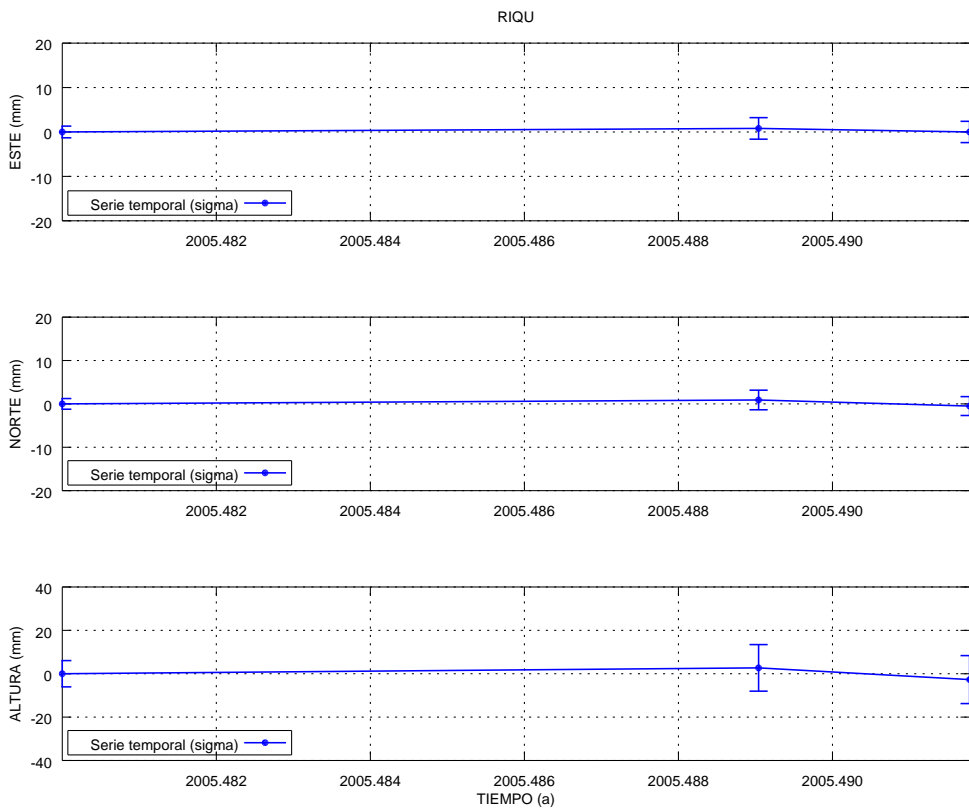


(b) Estación Regatón

Figura A.78: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RASC y REGA.

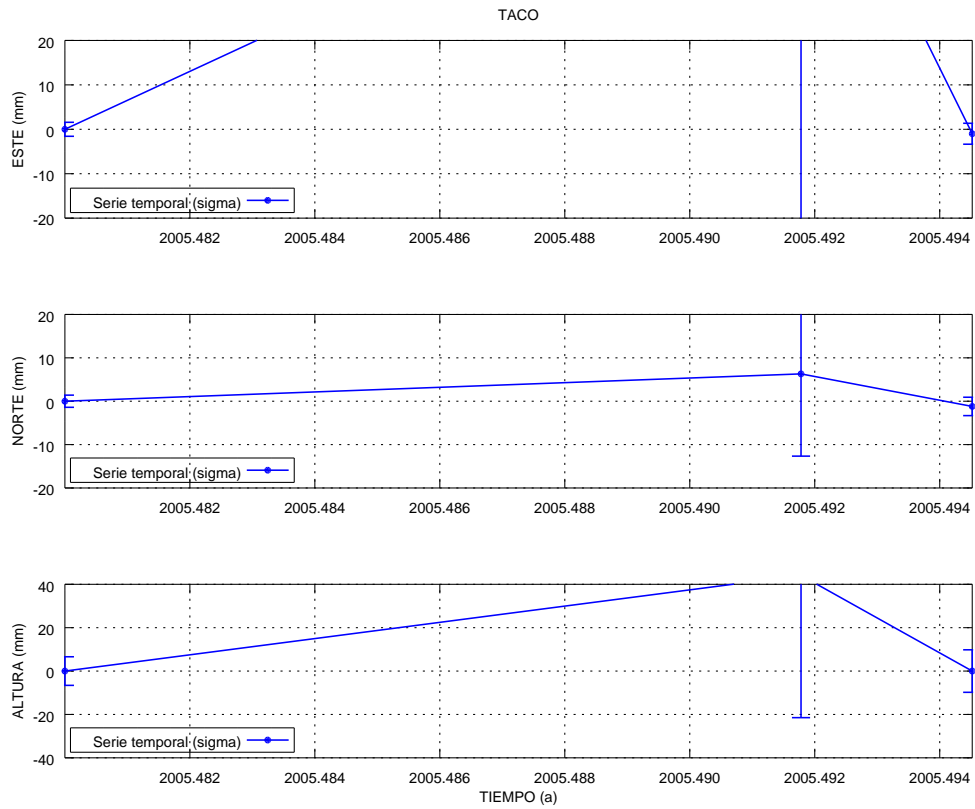


(a) Estación Retama

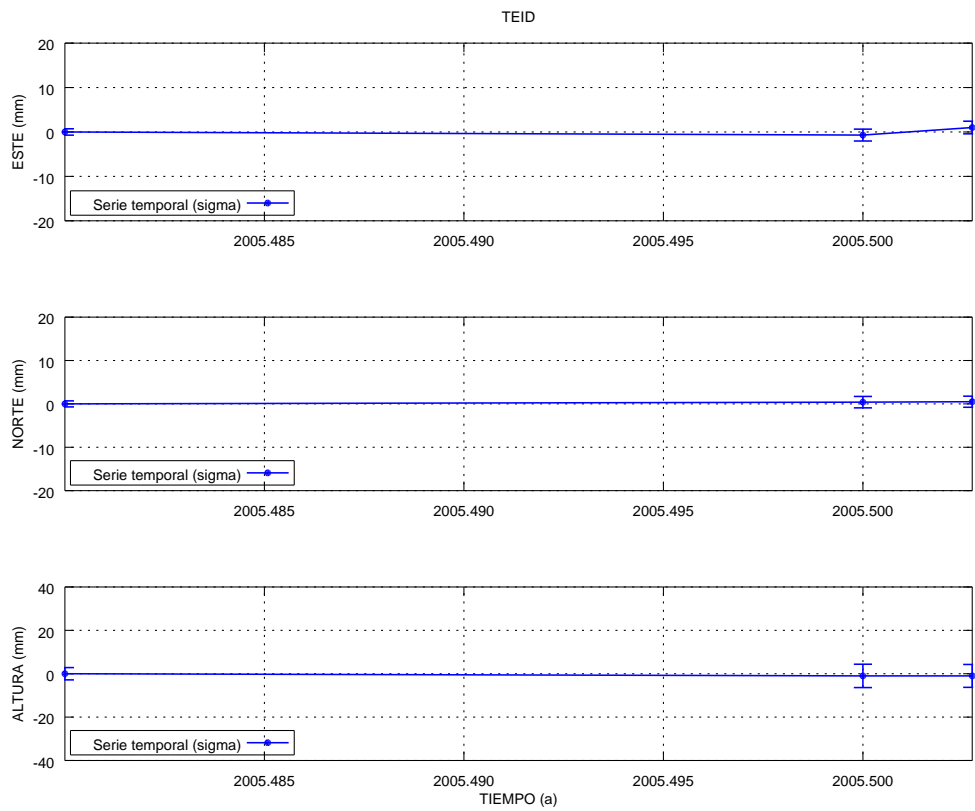


(b) Estación Riquer

Figura A.79: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RETA y RIQU.

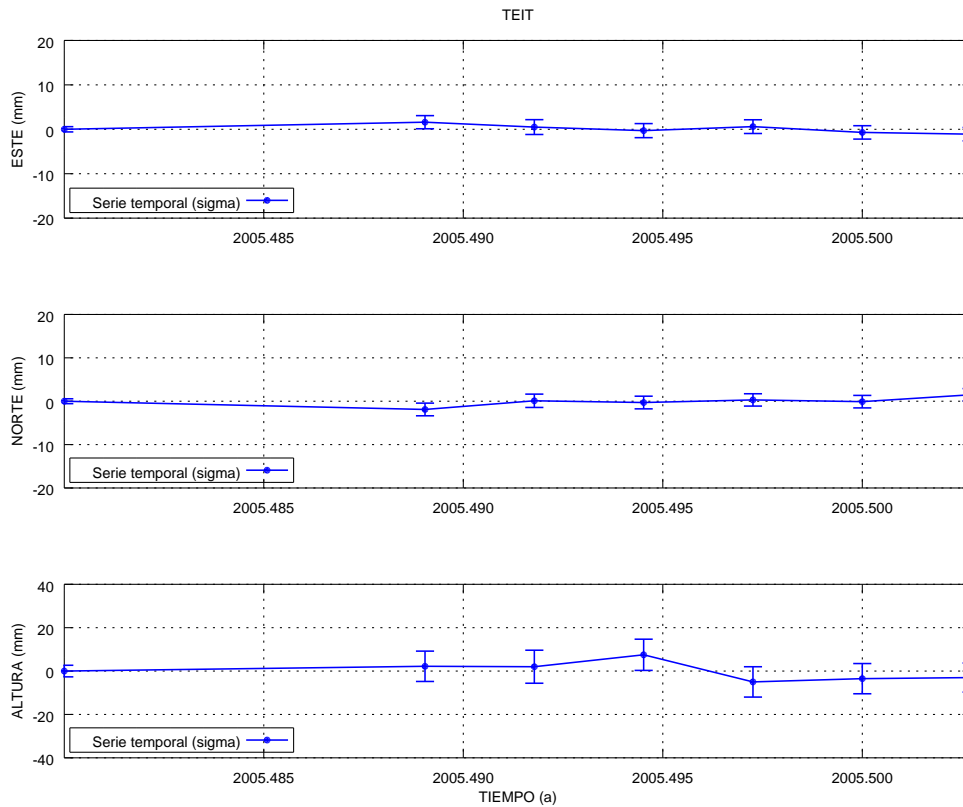


(a) Estación Taco

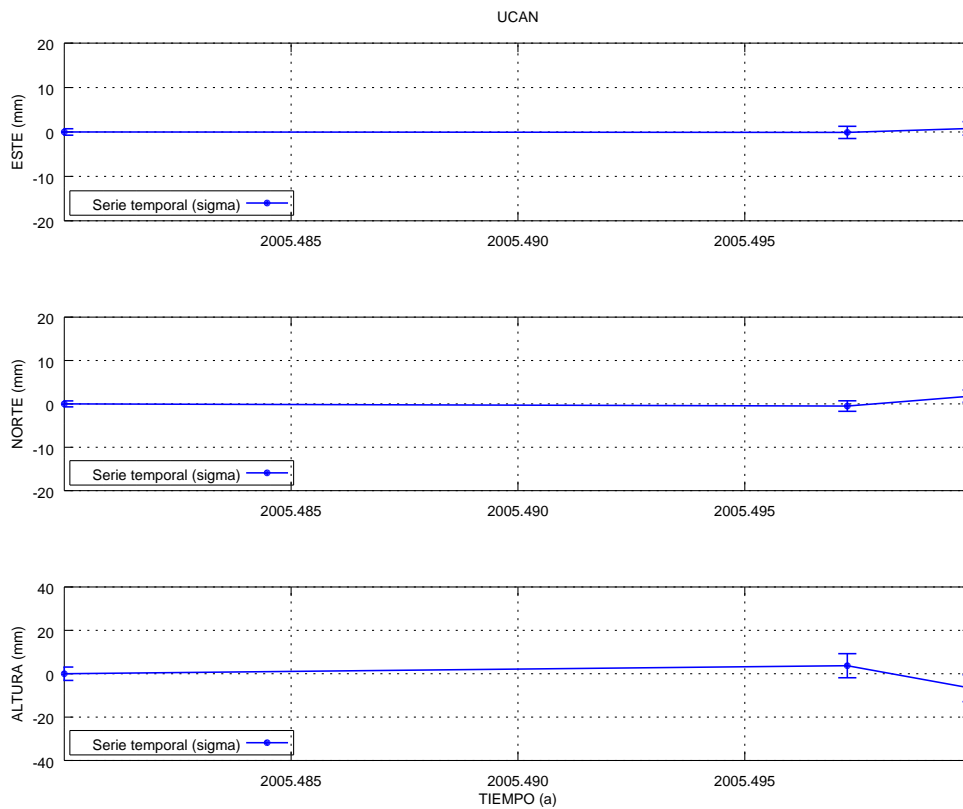


(b) Estación Teide

Figura A.80: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones TACO y TEID.



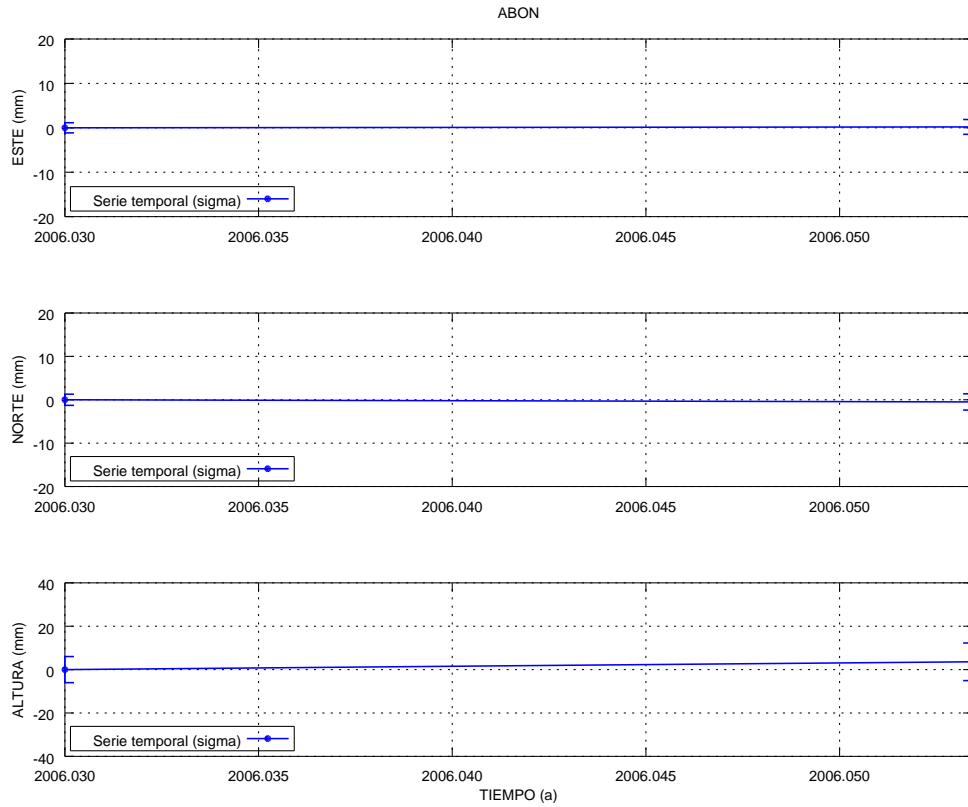
(a) Estación Teide Tel



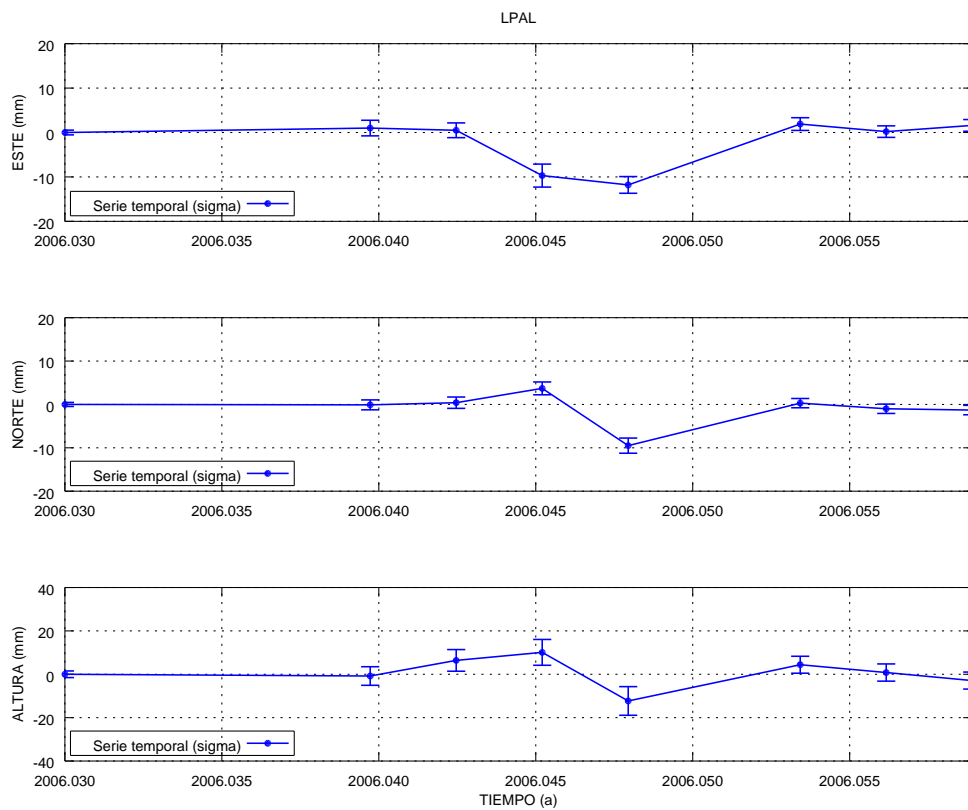
(b) Estación Ucanca

Figura A.81: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones TEIT y UCAN.

Campaña de 2006

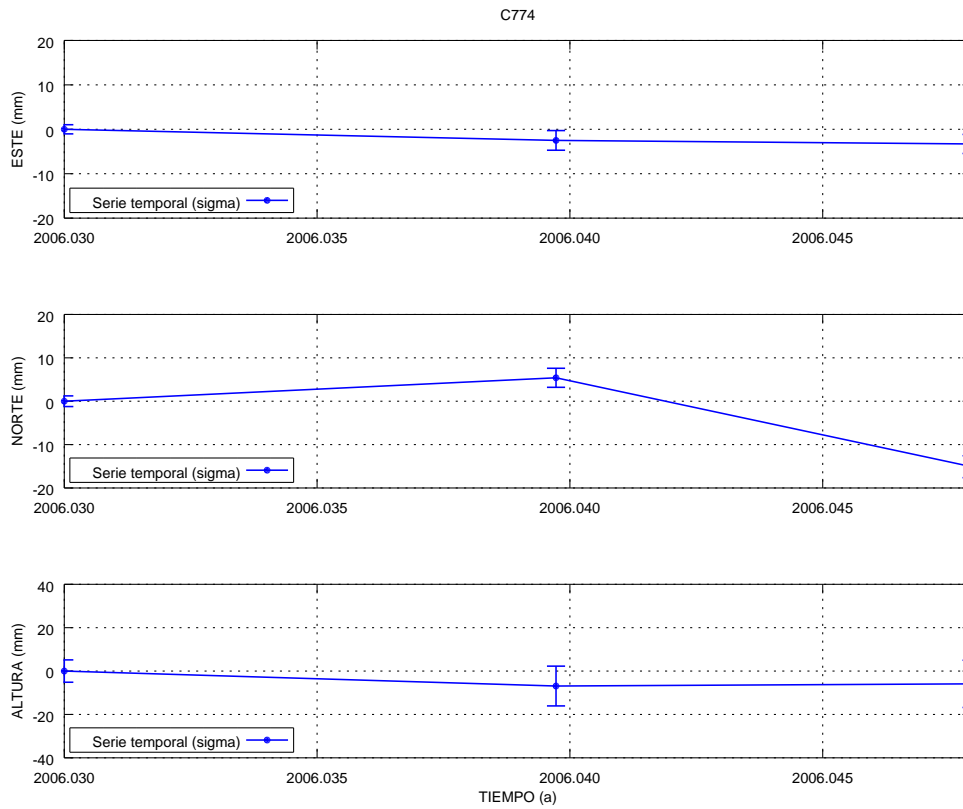


(a) Estación Abona

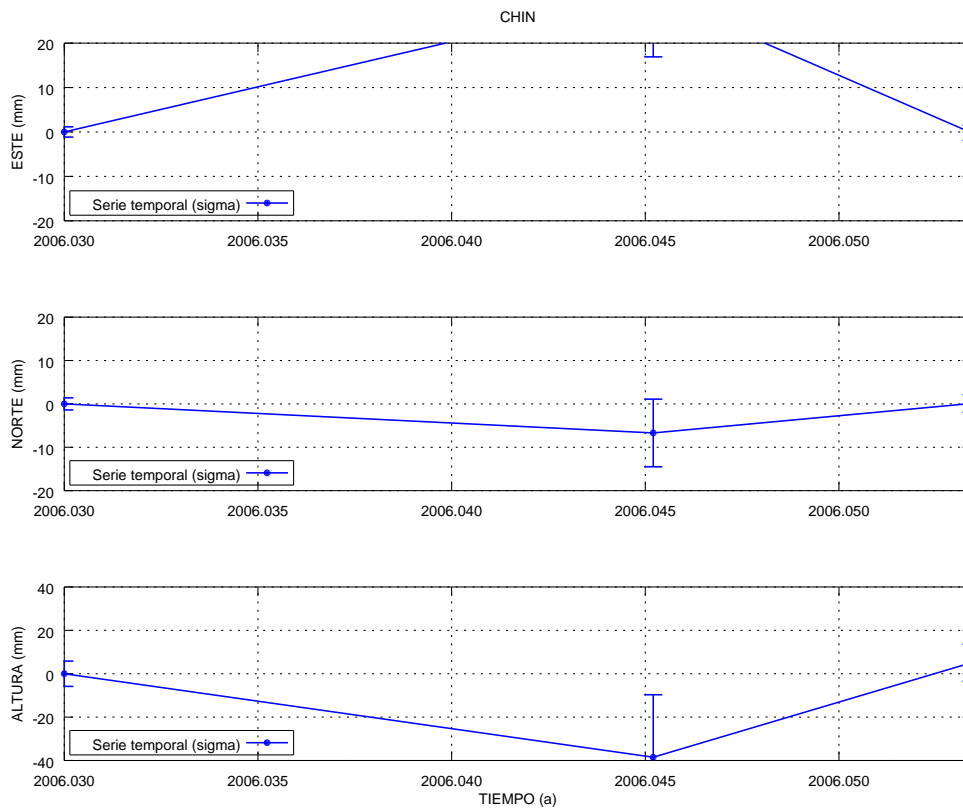


(b) Estación LPAL

Figura A.82: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones ABON y LPAL.

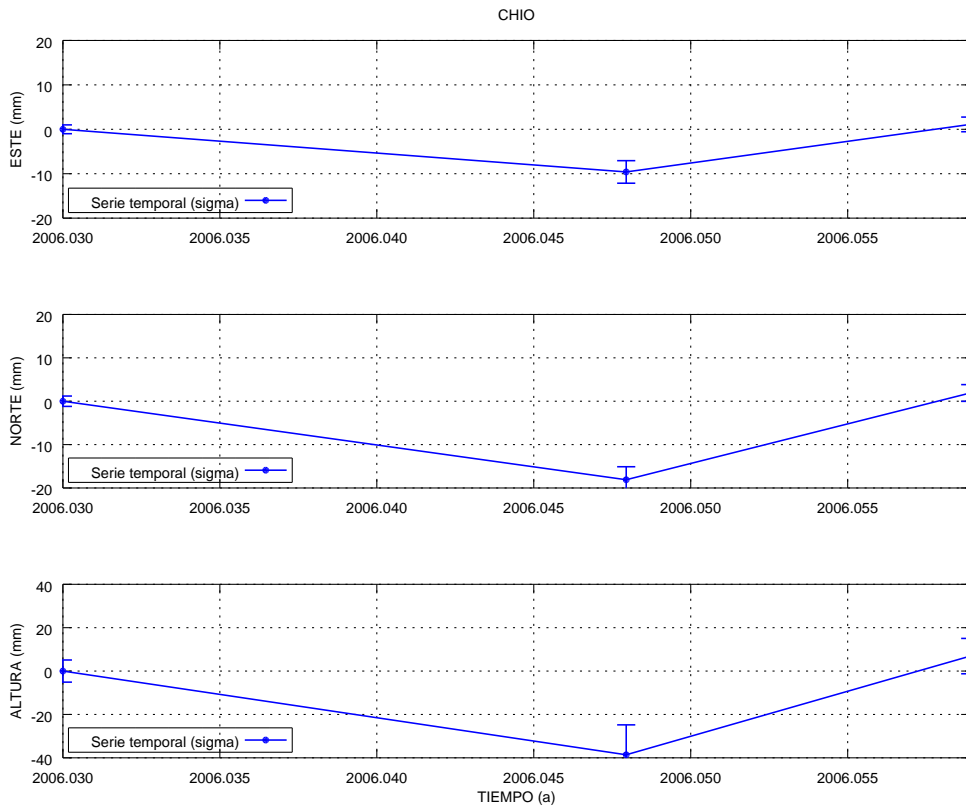


(a) Estación C774

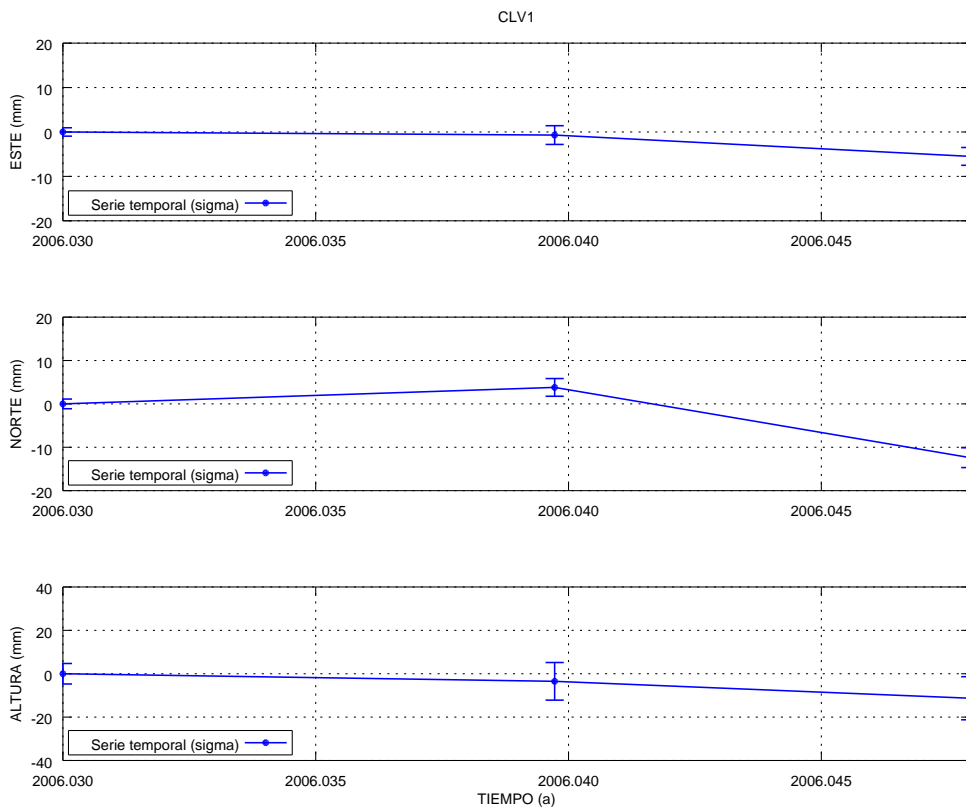


(b) Estación Chinobre

Figura A.83: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones C774 y CHIN.

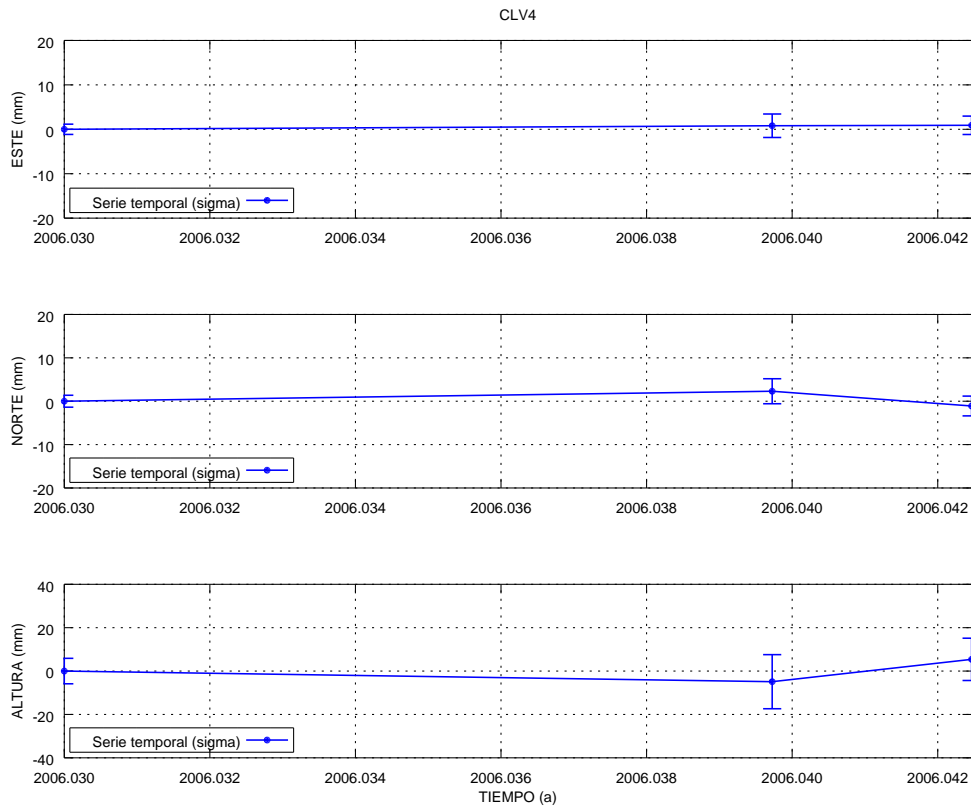


(a) Estación Pinar de Chío

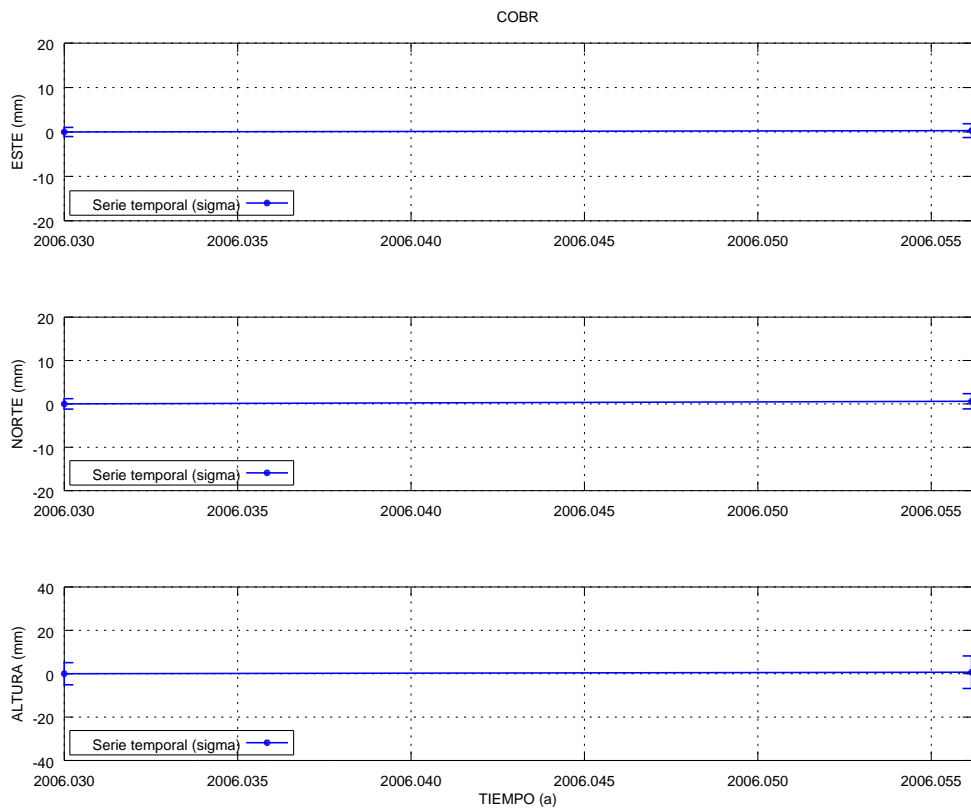


(b) Estación CLV1

Figura A.84: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CHIO y CLV1.

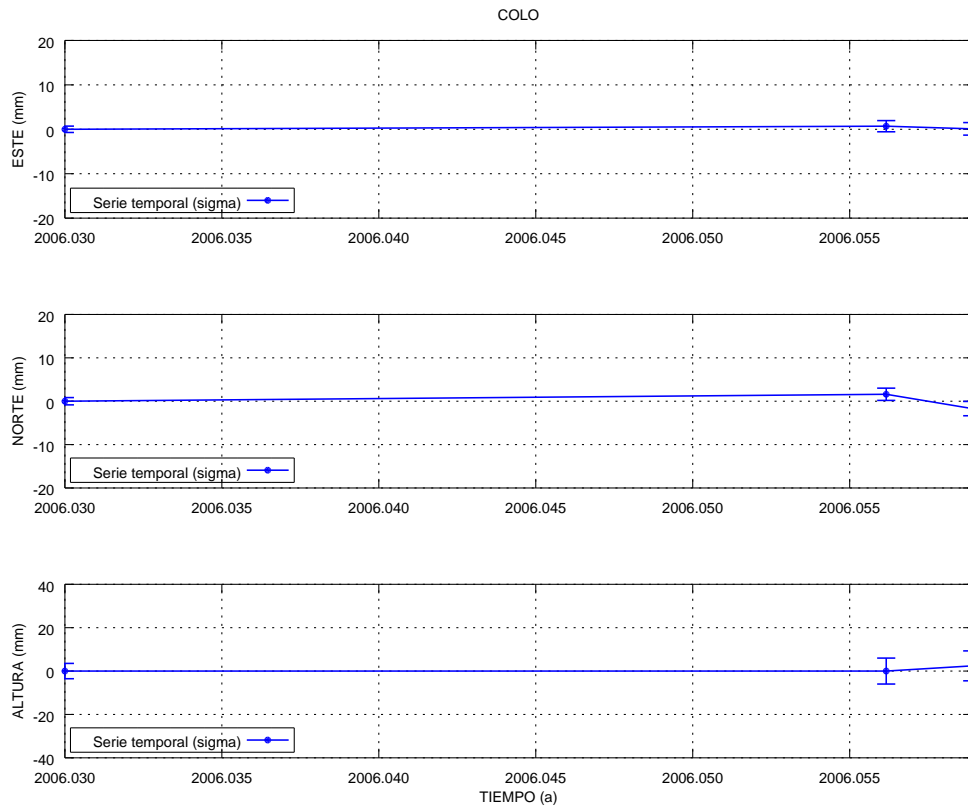


(a) Estación CLV4

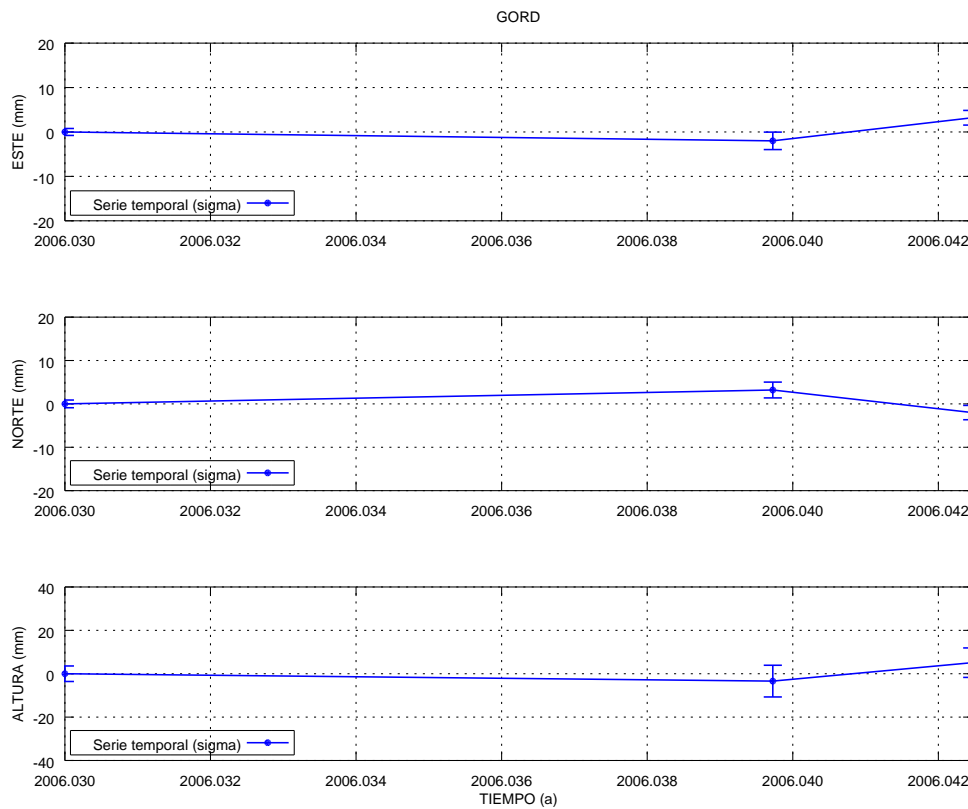


(b) Estación Cobre

Figura A.85: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CLV4 y COBR.

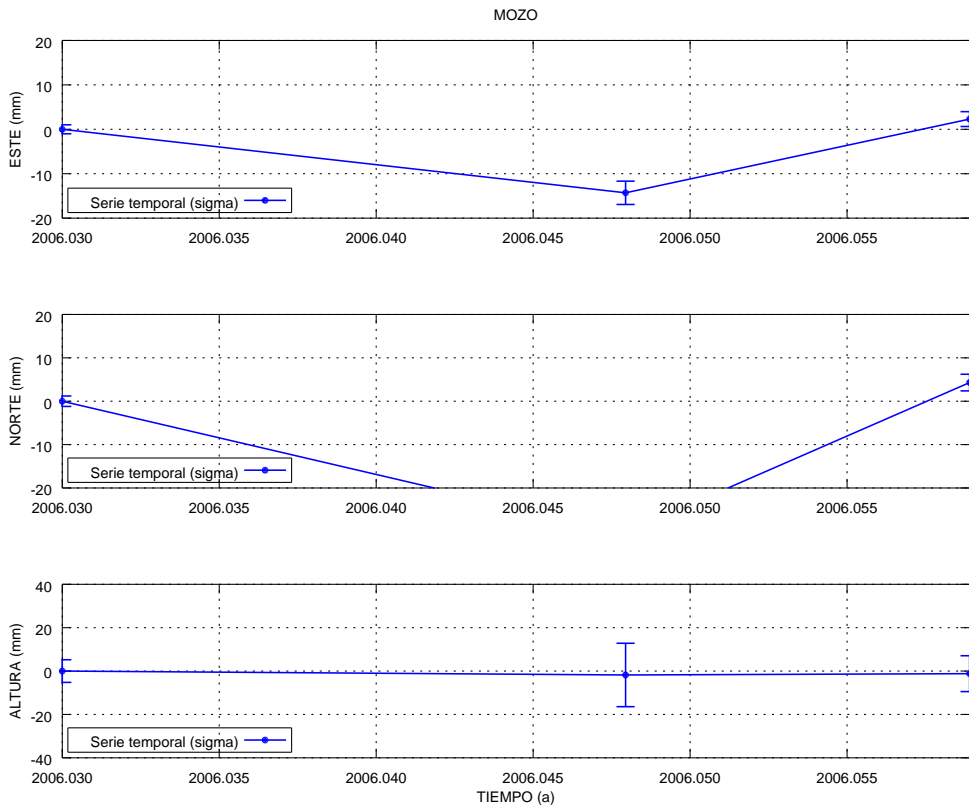


(a) Estación Coloradas

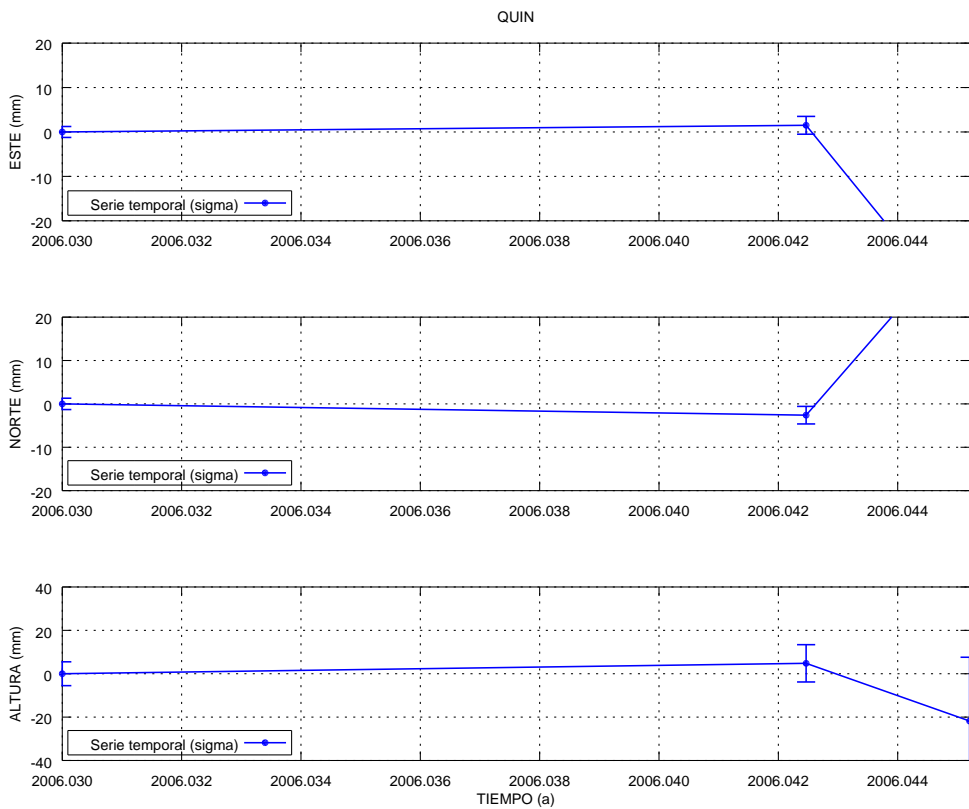


(b) Estación Gordo

Figura A.86: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones COLO y GORD.

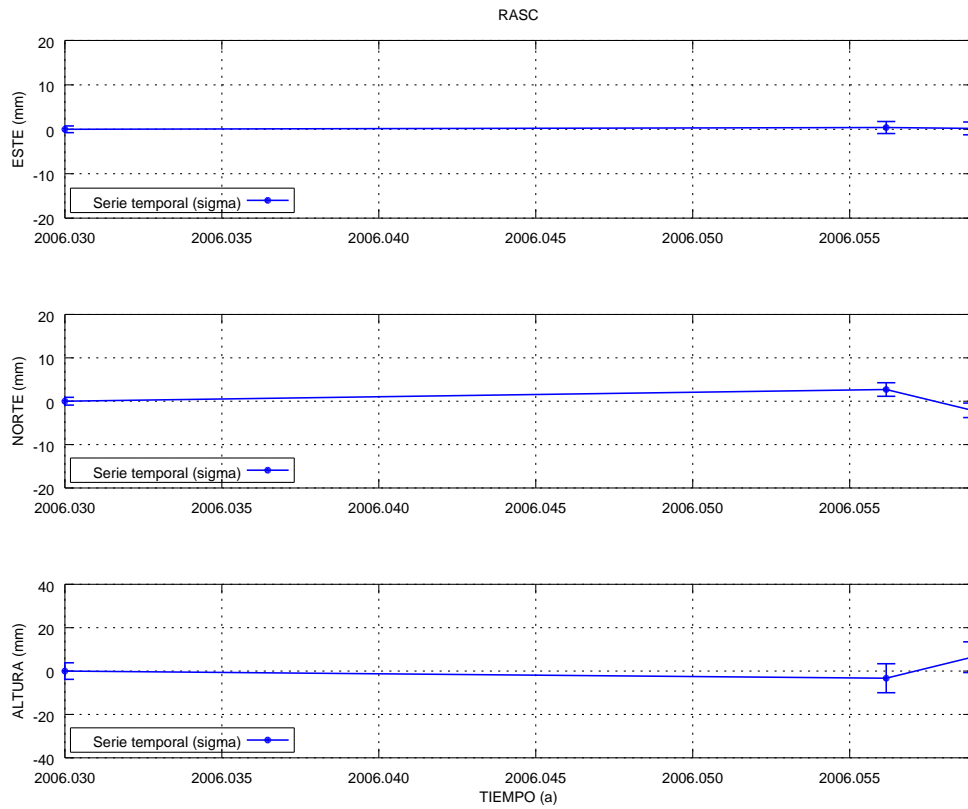


(a) Estación Mozos

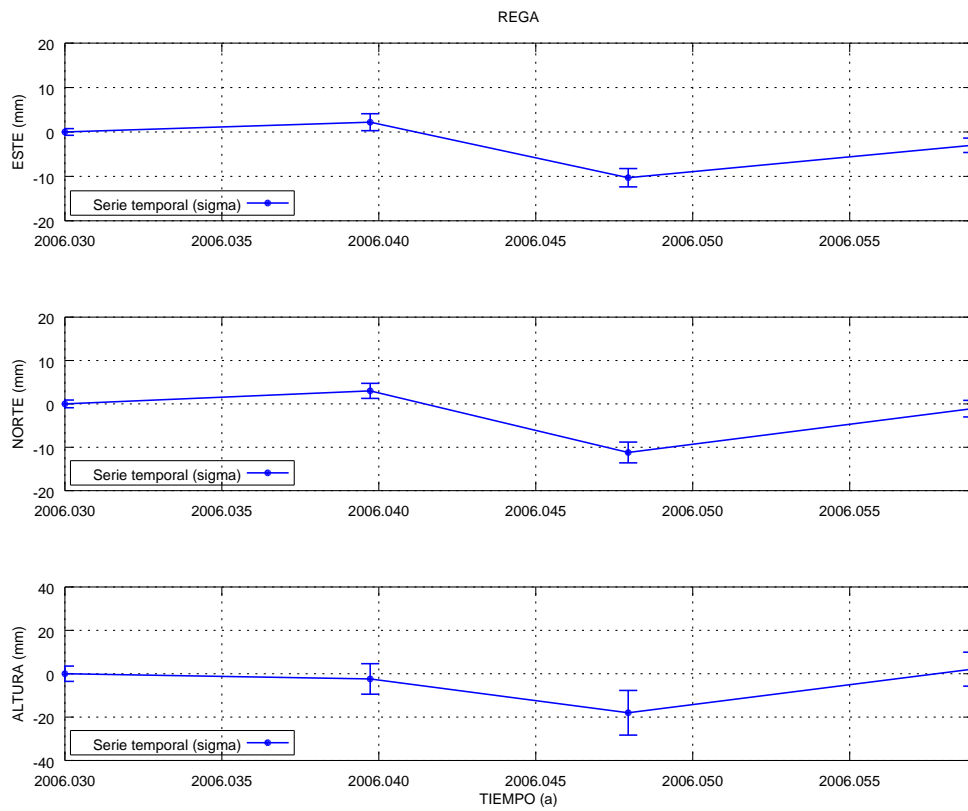


(b) Estación La Quinta

Figura A.87: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones MOZO y QUIN.

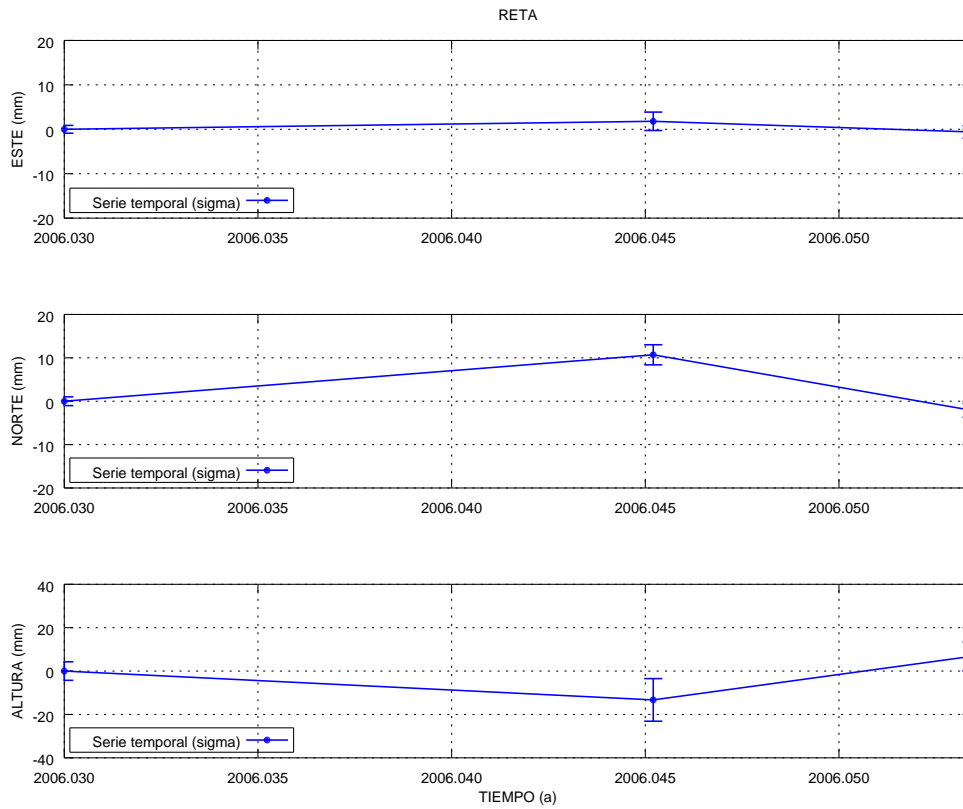


(a) Estación Rasca

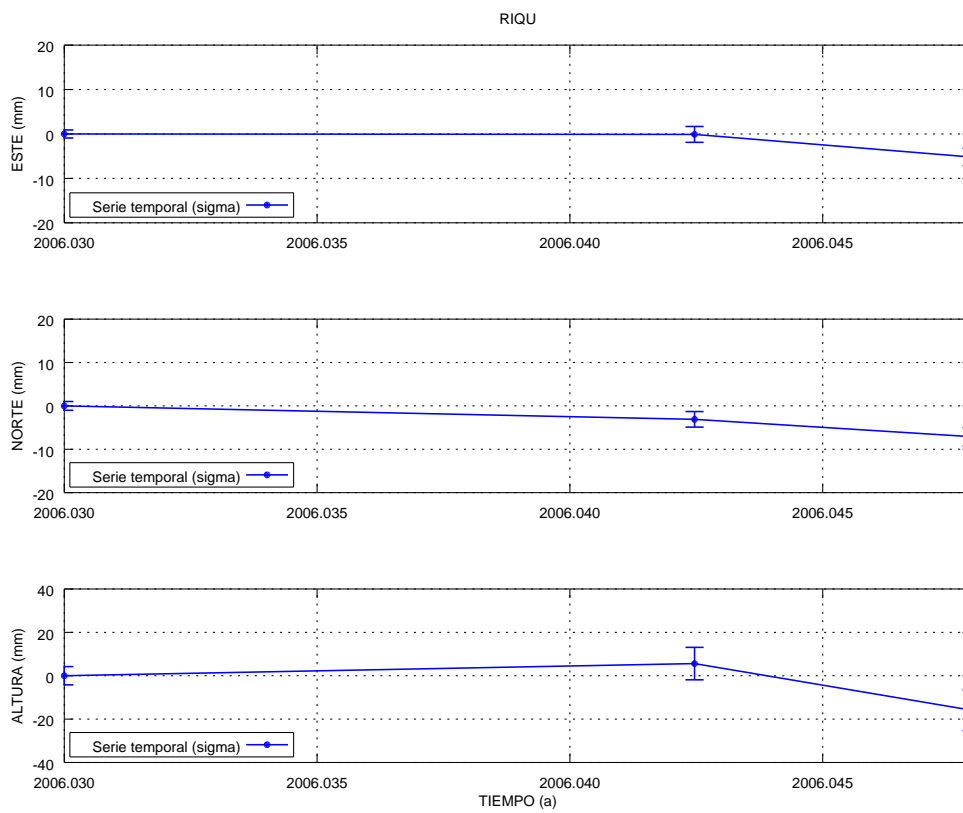


(b) Estación Regatón

Figura A.88: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RASC y REGA.

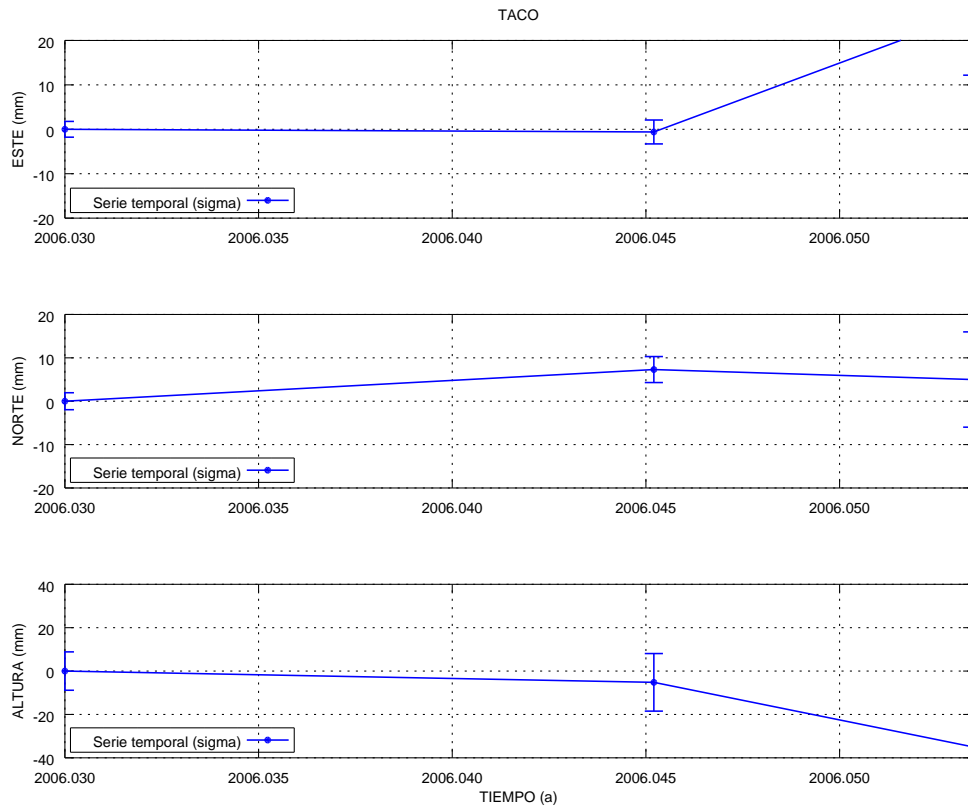


(a) Estación Retama

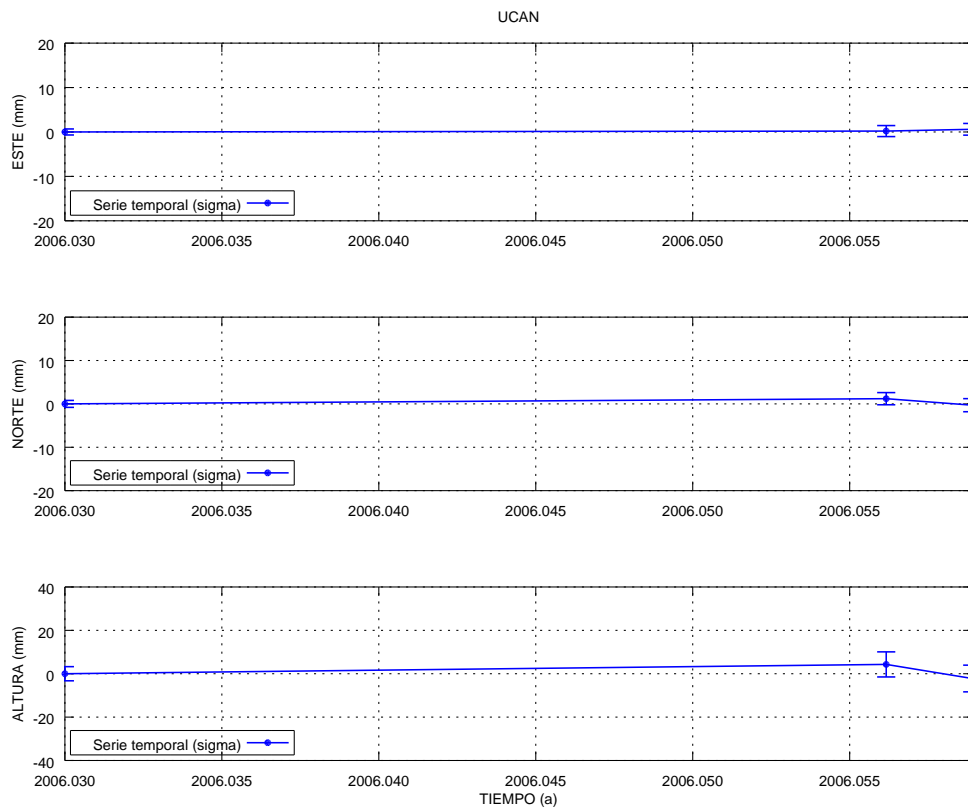


(b) Estación Riquer

Figura A.89: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RETA y RIQU.



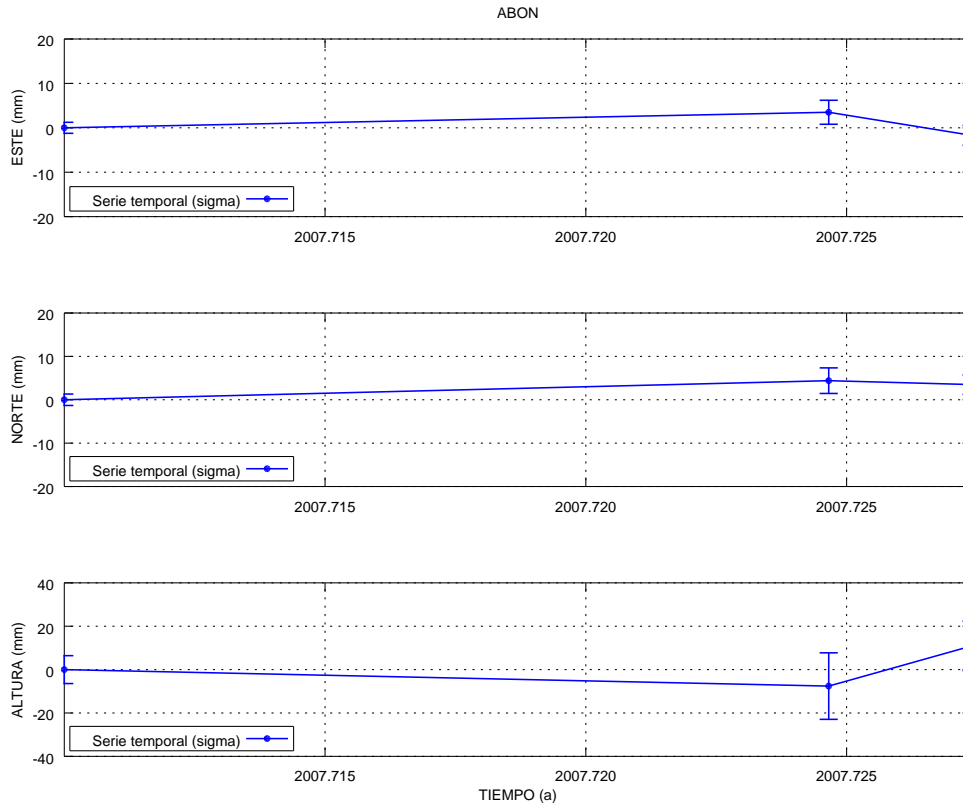
(a) Estación Taco



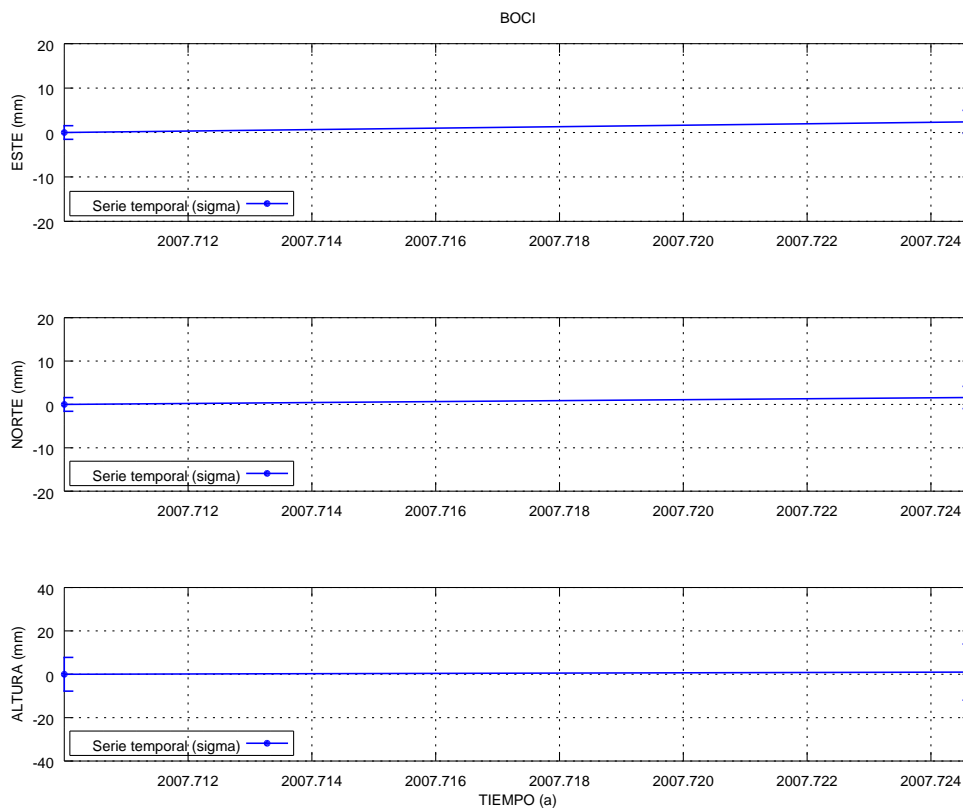
(b) Estación Ucanca

Figura A.90: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones TACO y UCAN.

Campaña de 2007

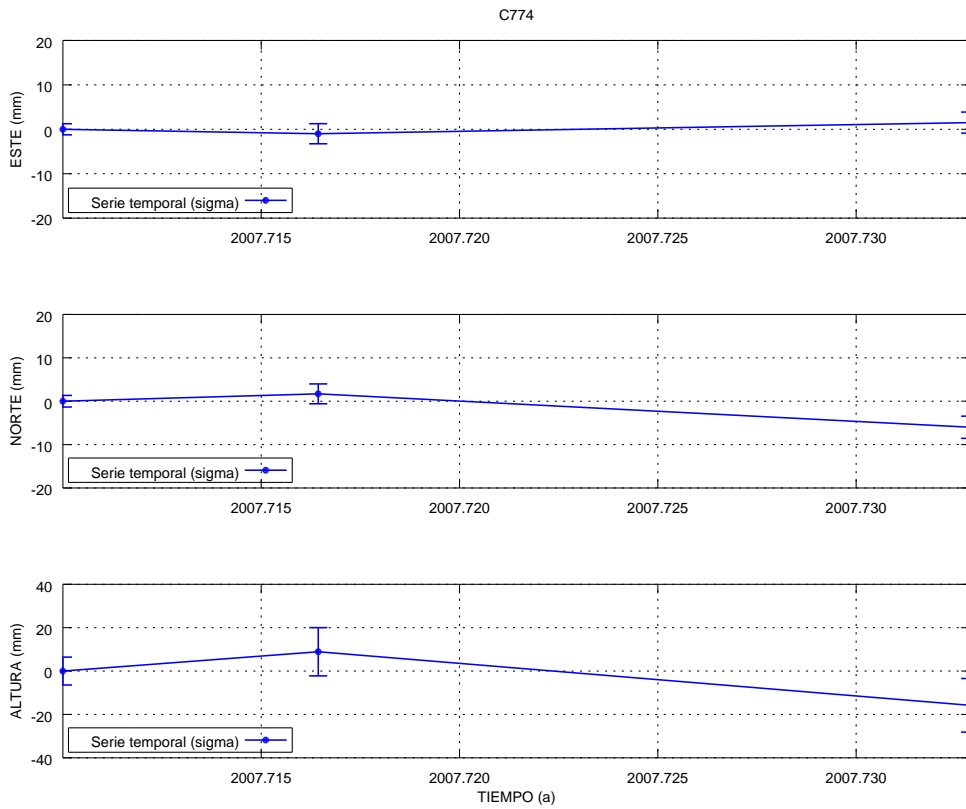


(a) Estación Abona

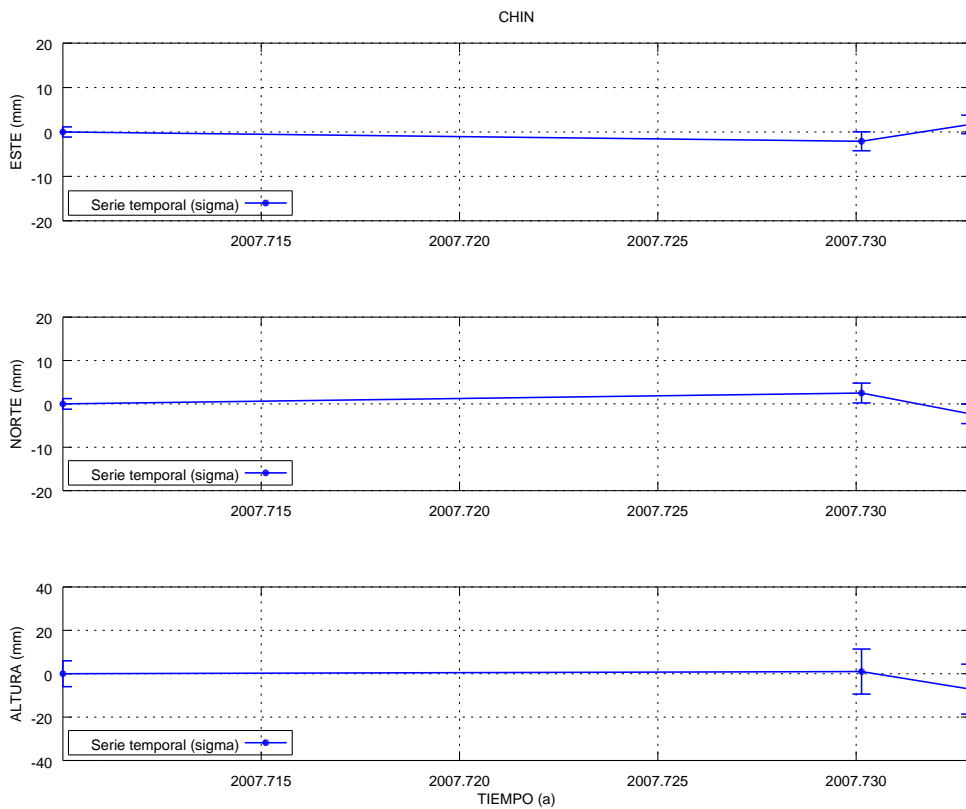


(b) Estación Bocinegro

Figura A.91: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones ABON y BOCI.

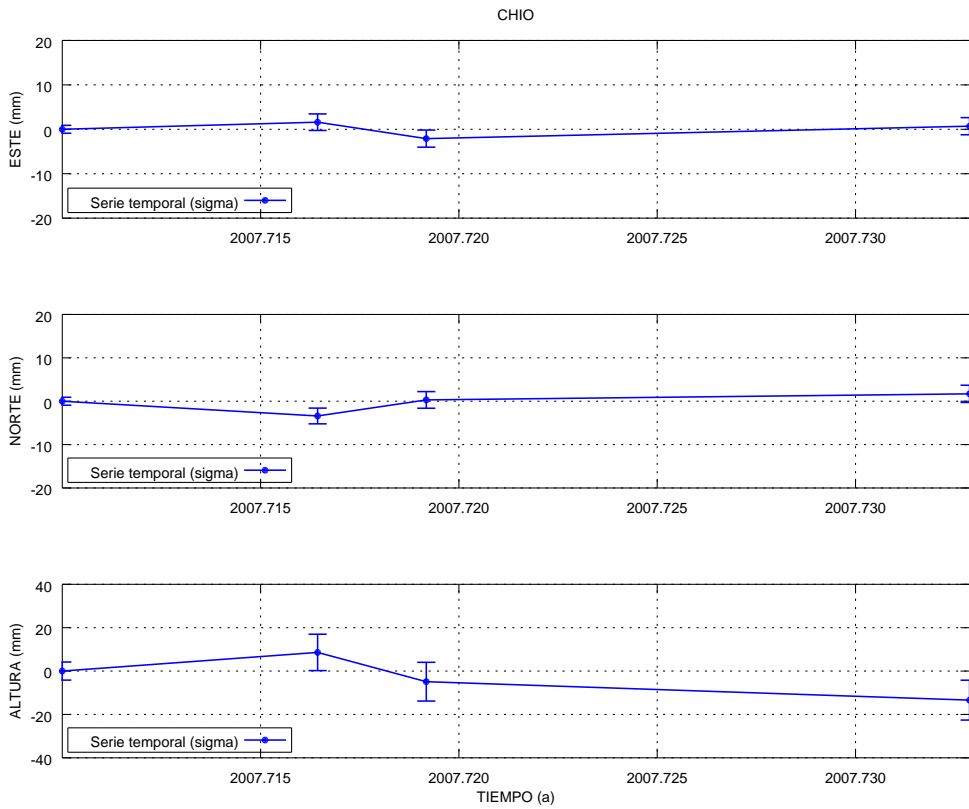


(a) Estación C774

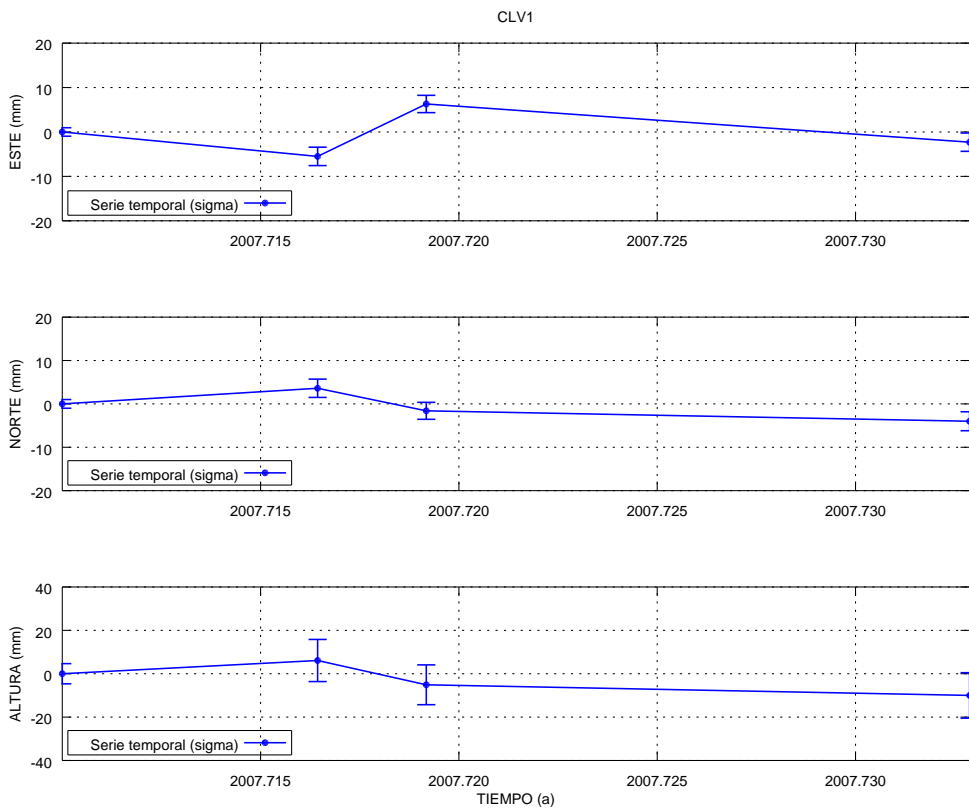


(b) Estación Chinobre

Figura A.92: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones C774 y CHIN.

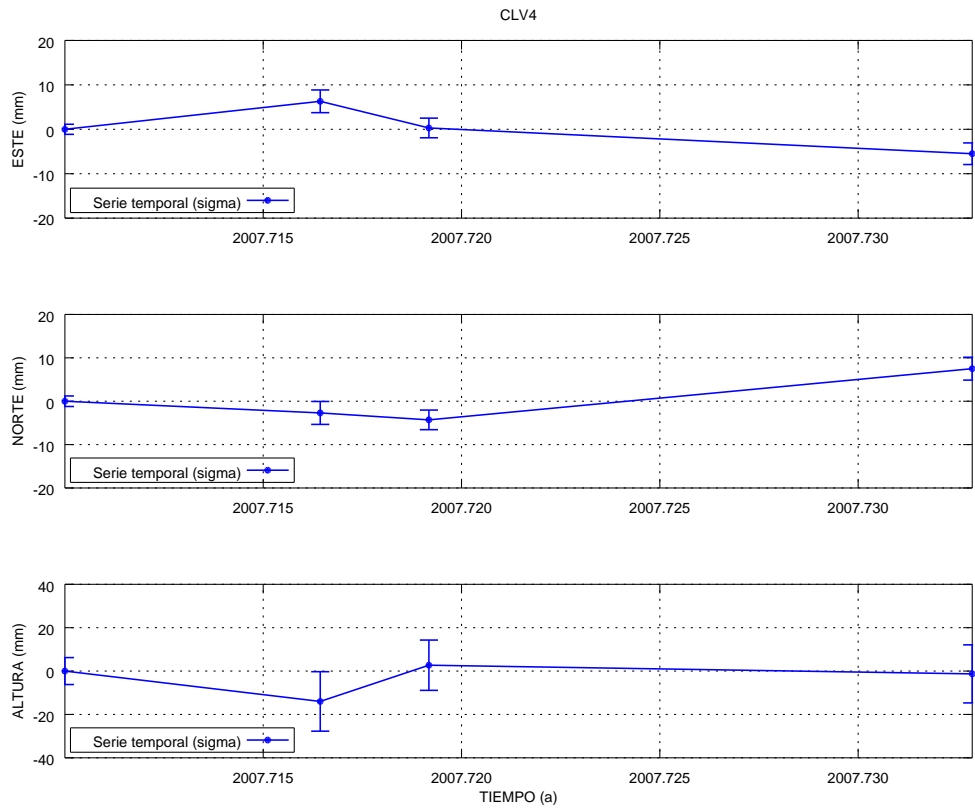


(a) Estación Pinar de Chío

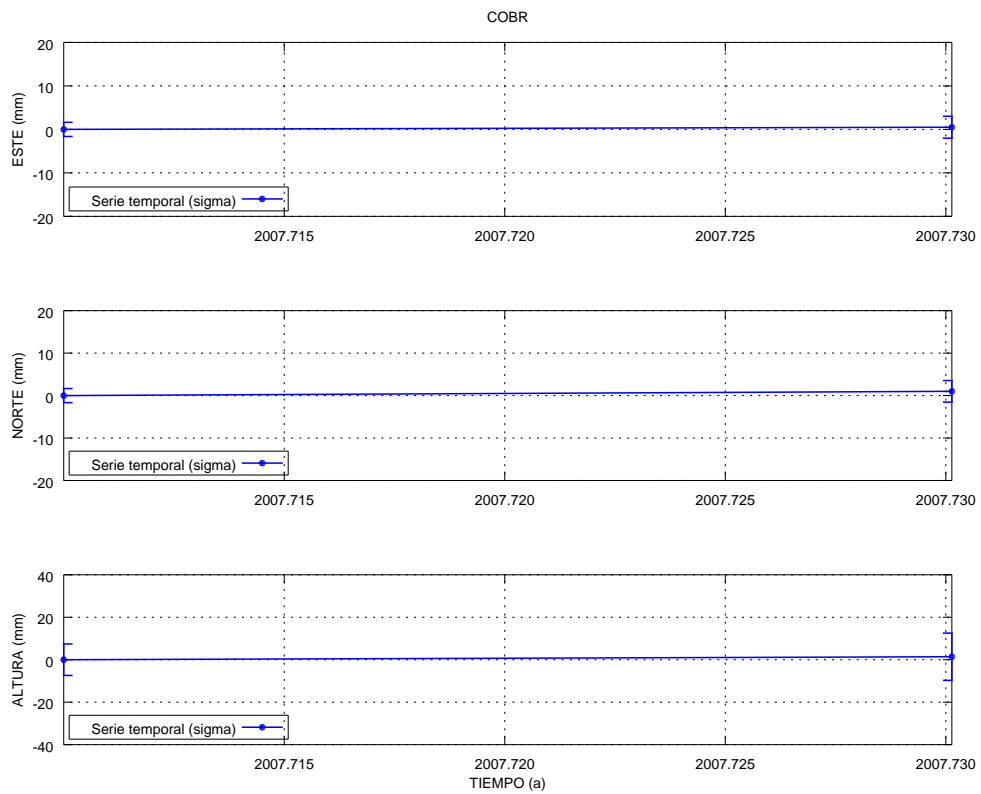


(b) Estación CLV1

Figura A.93: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CHIO y CLV1.

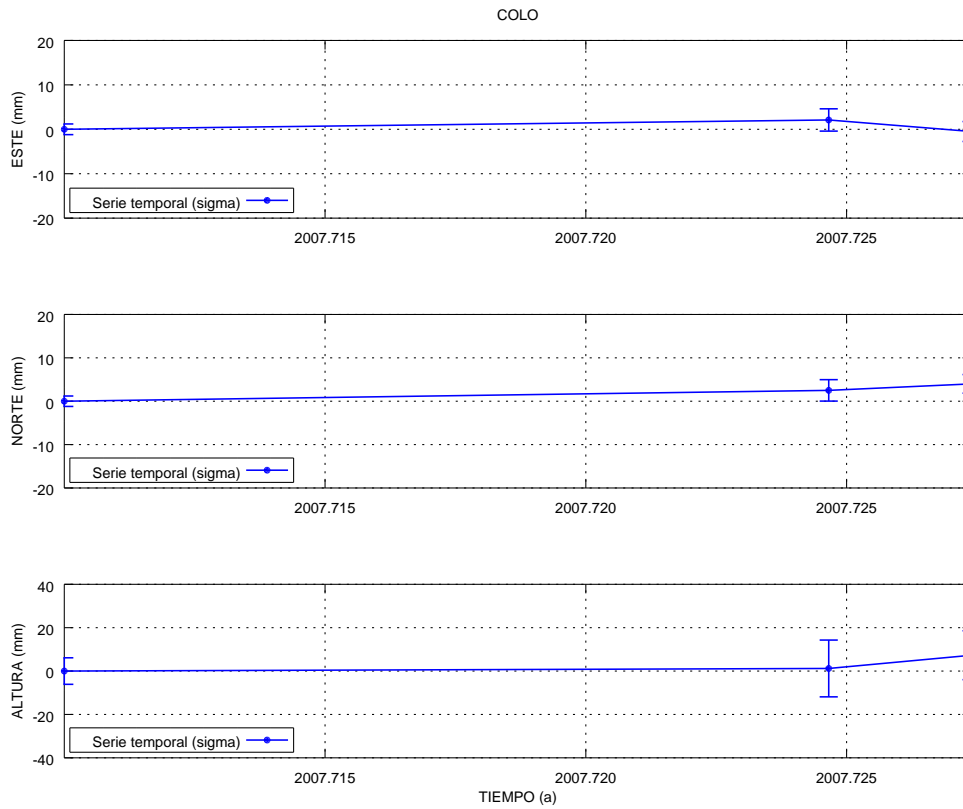


(a) Estación CLV4

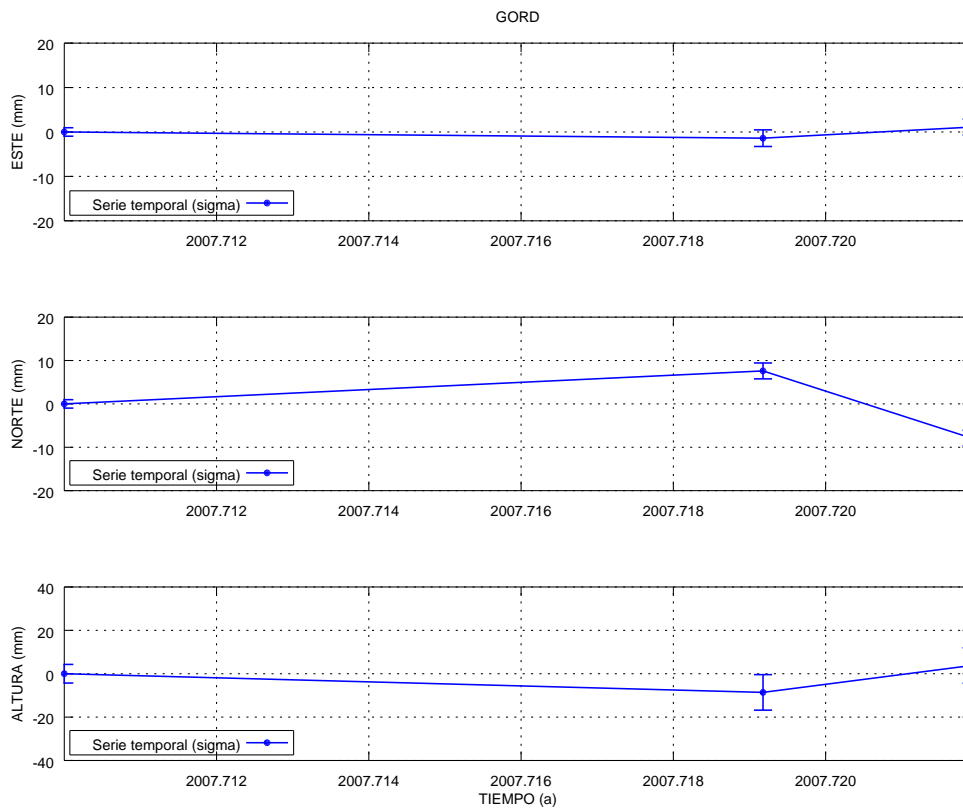


(b) Estación Cobre

Figura A.94: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones CLV4 y COBR.

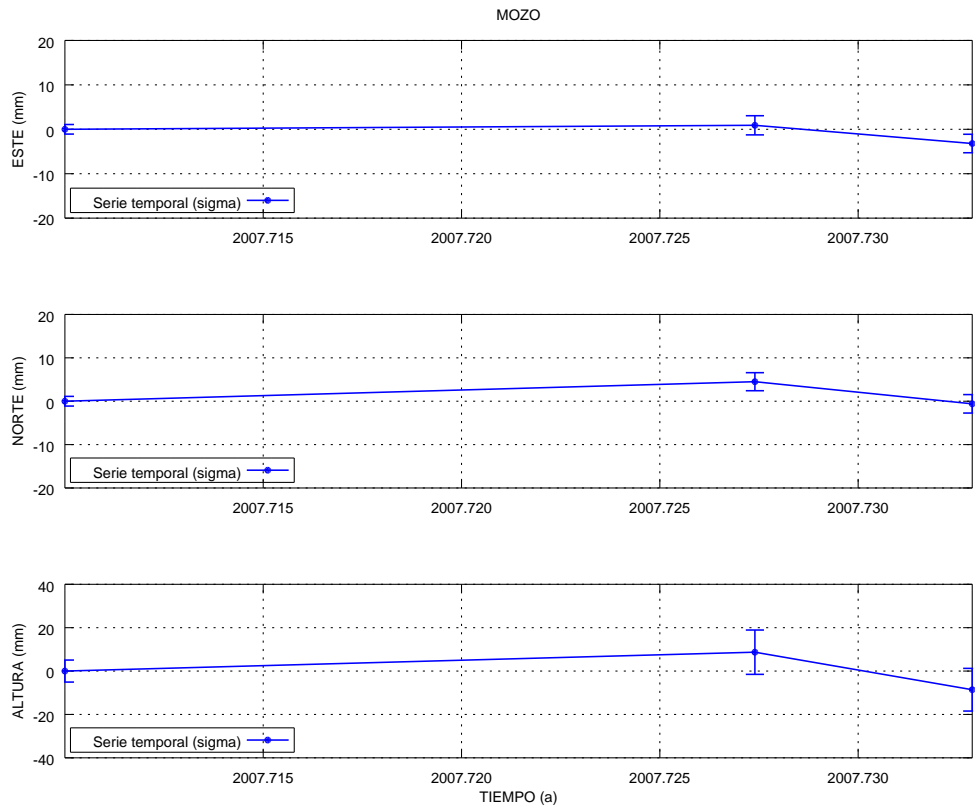


(a) Estación Coloradas

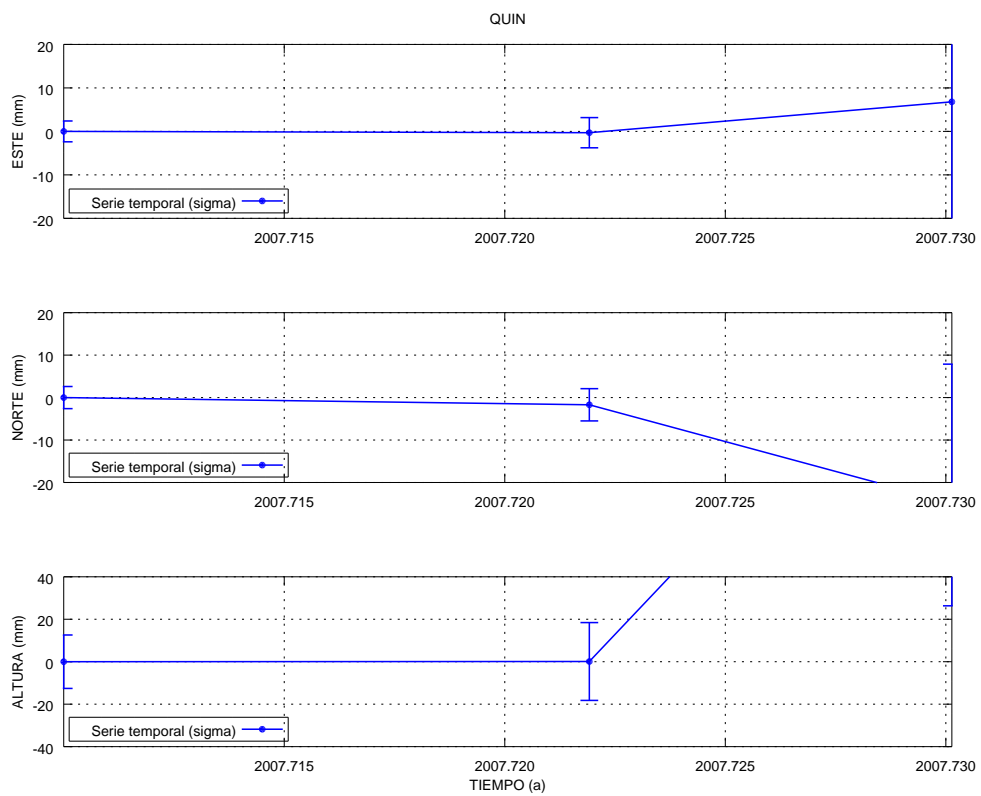


(b) Estación Gordo

Figura A.95: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones COLO y GORD.

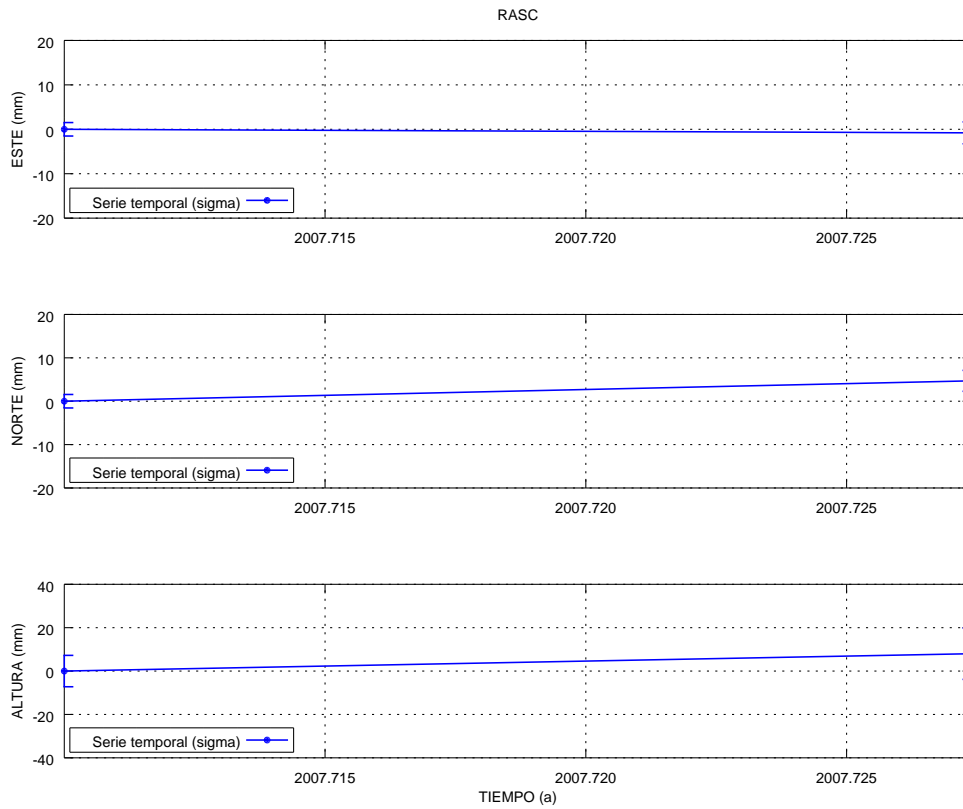


(a) Estación Mozos

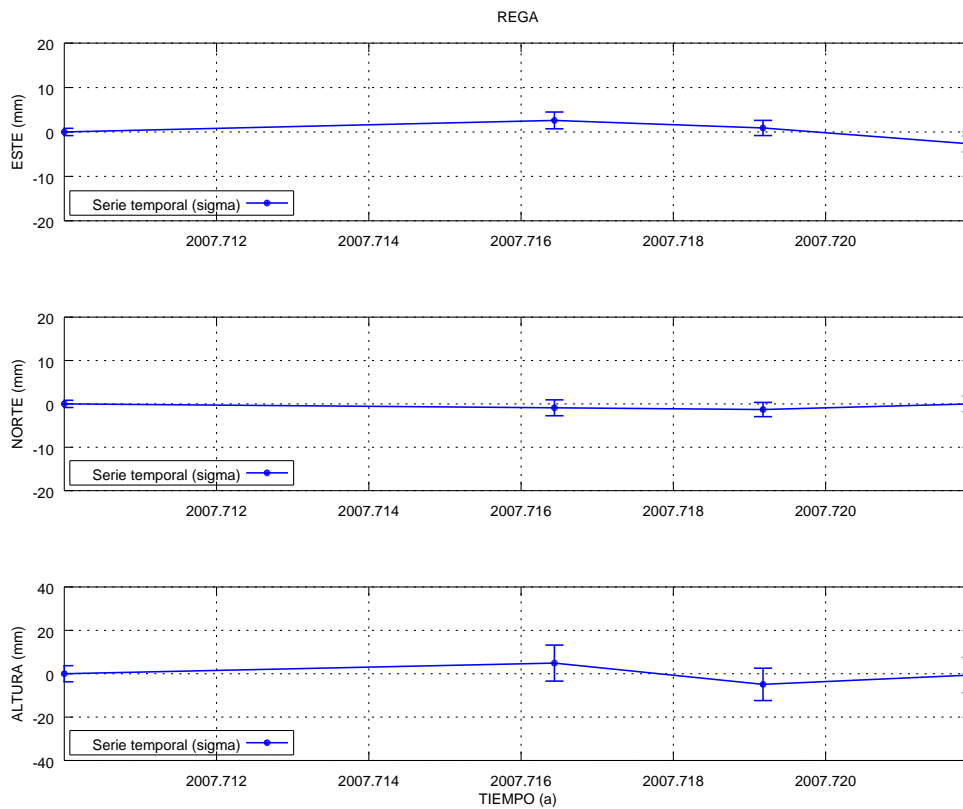


(b) Estación La Quinta

Figura A.96: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones MOZO y QUIN.

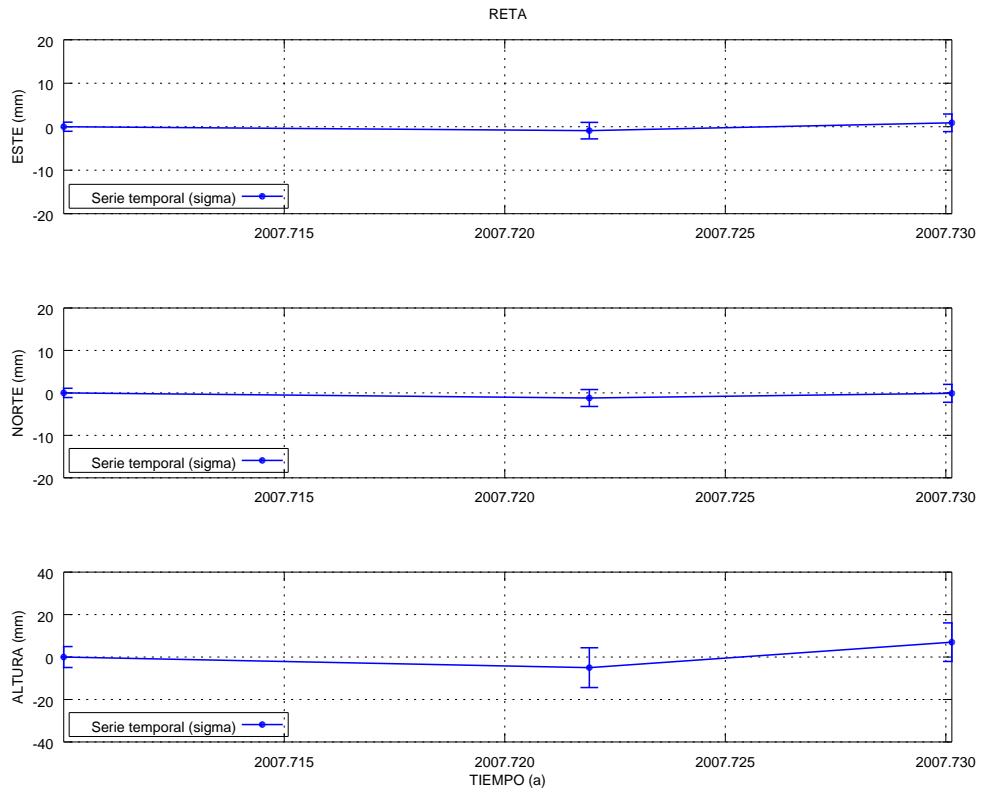


(a) Estación Rasca

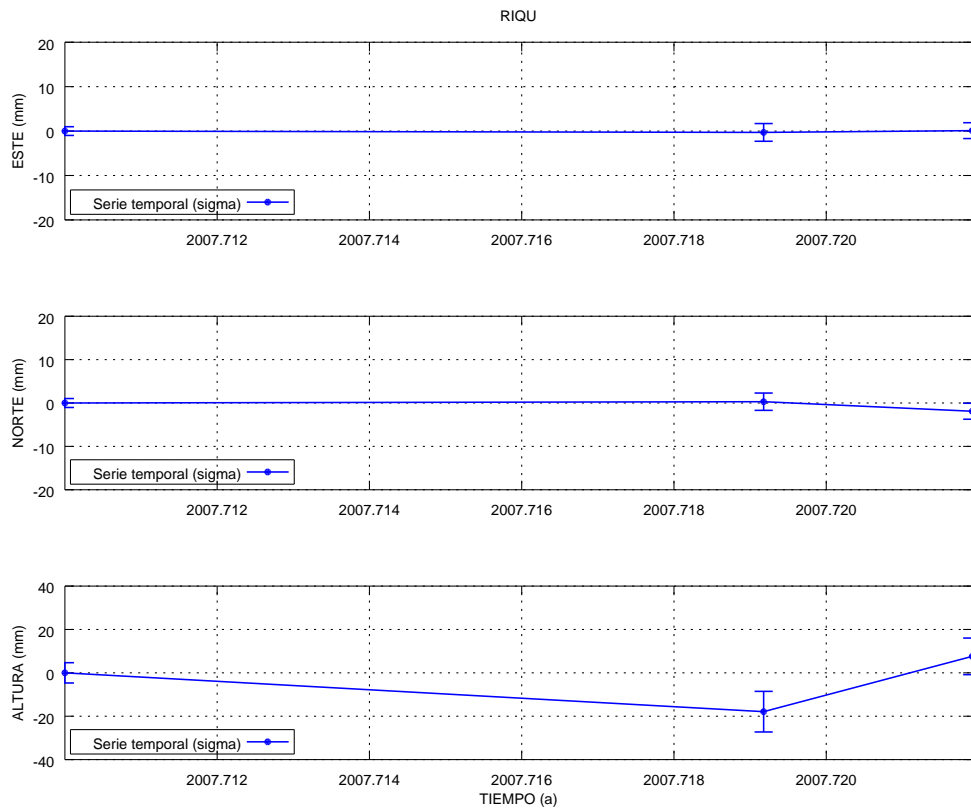


(b) Estación Regatón

Figura A.97: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RASC y REGA.

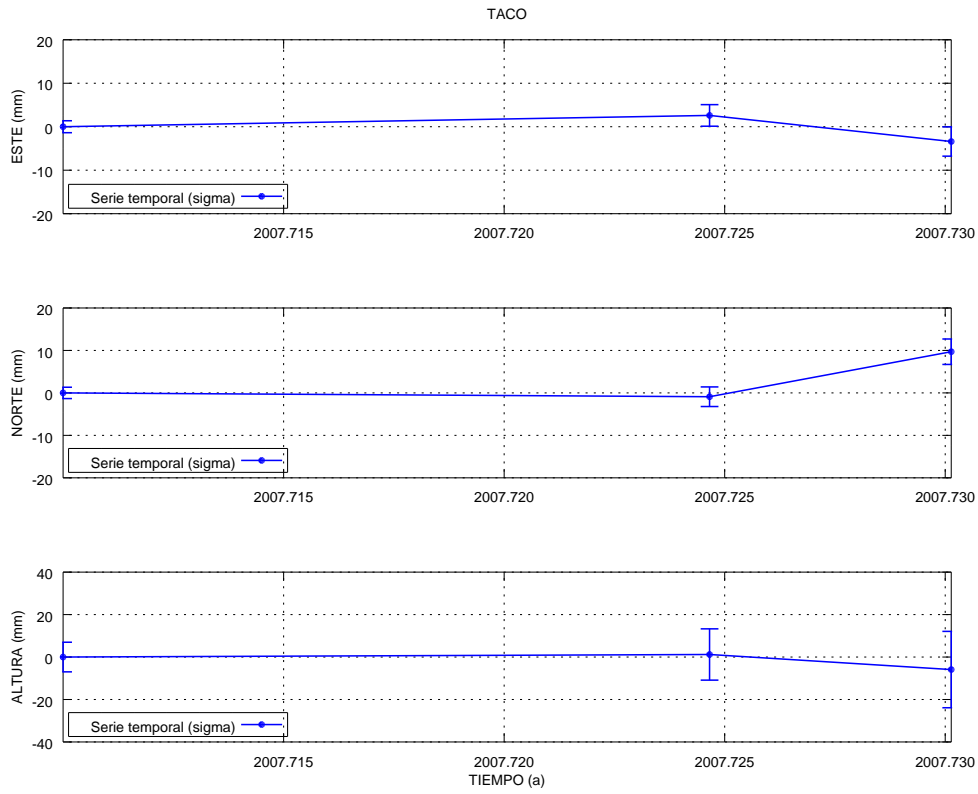


(a) Estación Retama

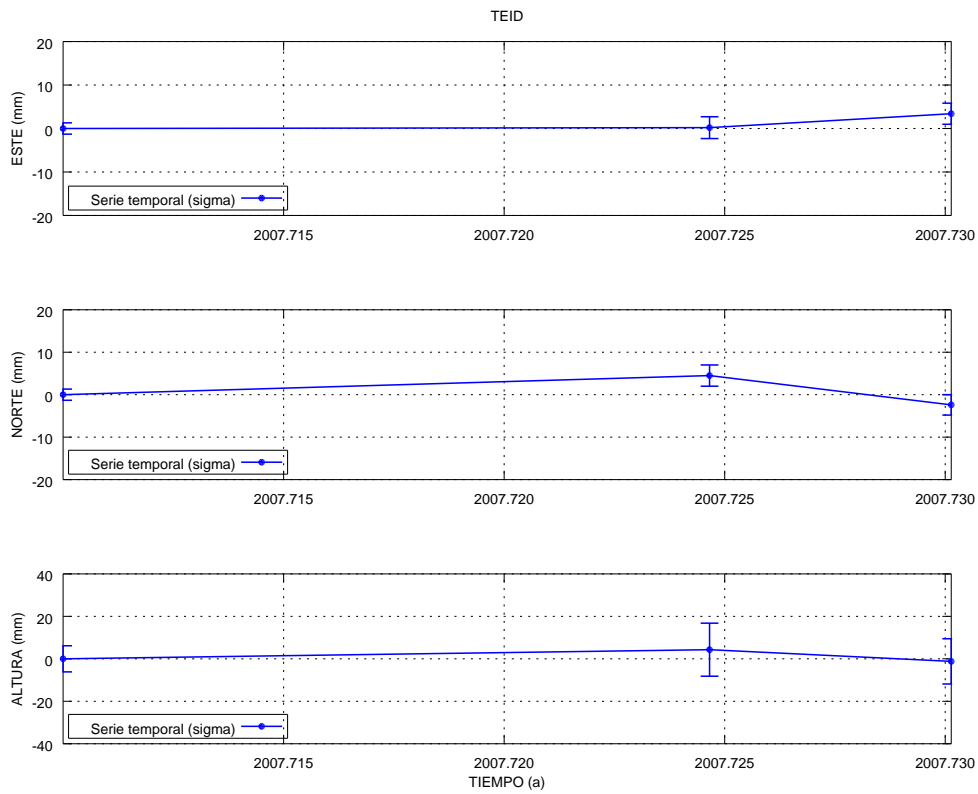


(b) Estación Riquer

Figura A.98: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones RETA y RIQU.

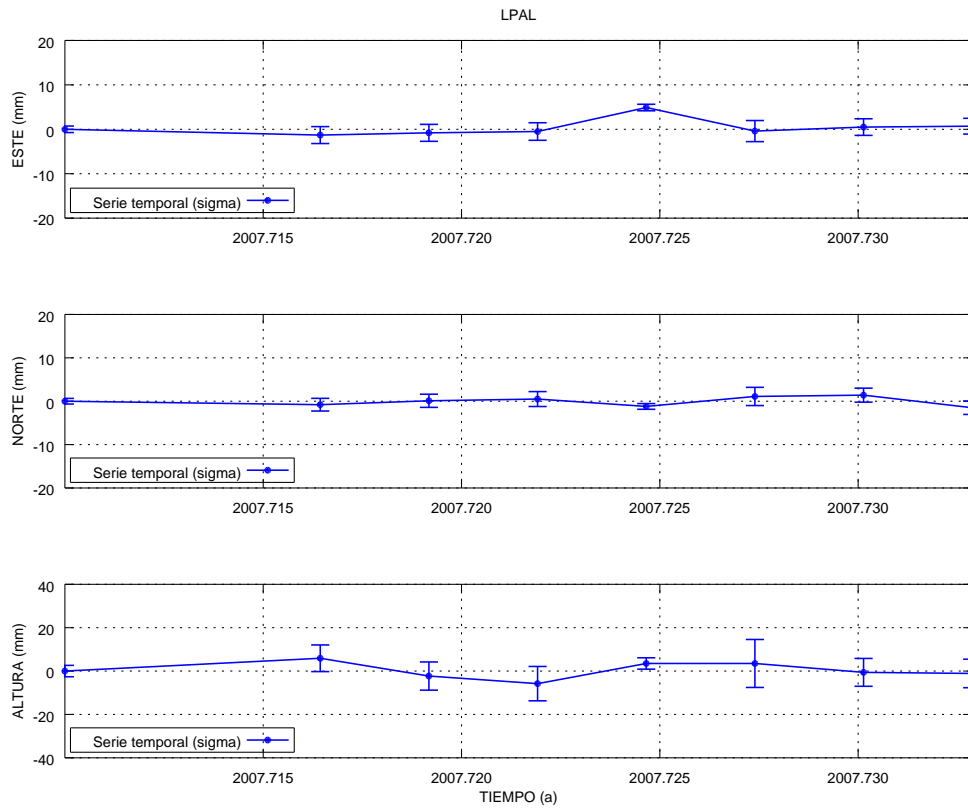


(a) Estación Taco

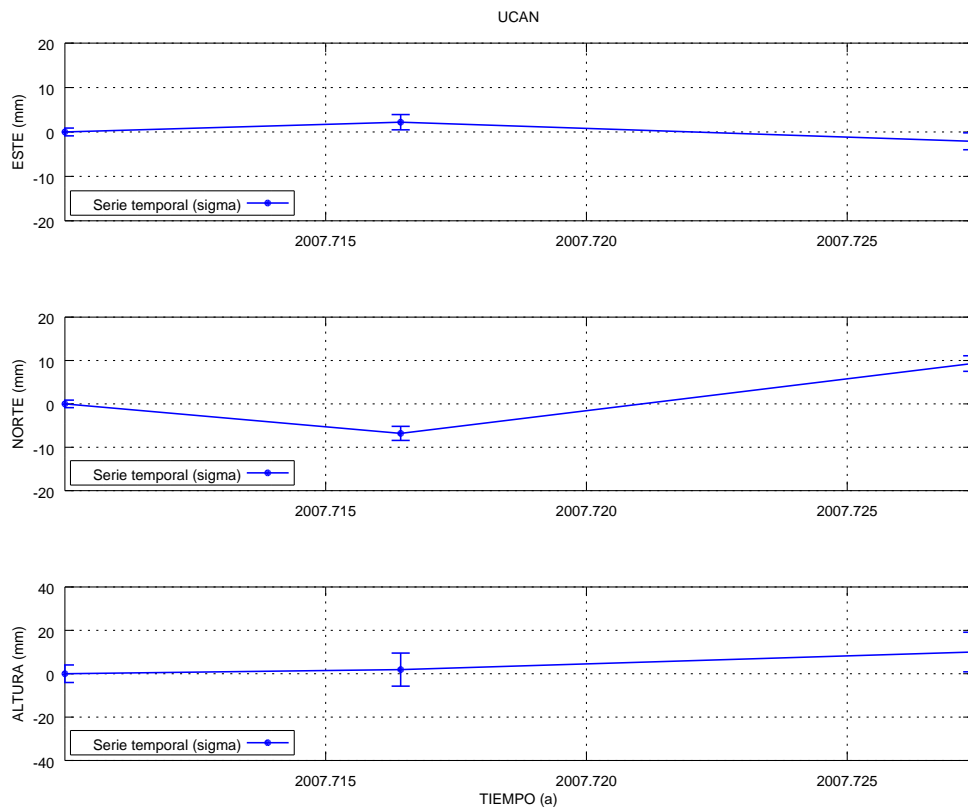


(b) Estación Teide

Figura A.99: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones TACO y TEID.



(a) Estación LPAL



(b) Estación Ucanca

Figura A.100: Series temporales de repetibilidades Tenerife Bernese estaciones LPAL y UCAN.

A.4. Repetibilidades medias sin valores anómalos del proceso con Bernese de la red de monitorización de la Isla de Tenerife

Igual que para el caso del proceso con *GAMIT* en esta sección se incluyen las repetibilidades medias de las campañas 2000, 2001, 2005, 2006 y 2007 una vez eliminados los valores anómalos. En ellas se ha calculado la repetibilidad media por cada estación y para cada una de las tres componentes horizontales Norte, Este y Altura, además de componente tridimensional. Para las estaciones con repetibilidad se ha calculado además la desviación estándar de las repetibilidades por componentes. Finalmente, también se ha reflejado el valor de la repetibilidad máxima y mínima.

Cada Tabla de cada campaña finaliza con una media de todos los valores de las repetibilidades medias calculadas para cada estación, a fin de tener un estimador de la repetibilidad general de cada una de las campañas. Igualmente se han recuperado los valores de repetibilidades máximas y mínimas para toda la campaña correspondiente.

Tabla A.5: Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con Bernese de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2000, una vez eliminados los valores anómalos.

Punto	Repetibilidad media							Máximo [cm]	Mínimo [cm]
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]		
C747	0.3		0.2		0.1		0.2	0.4	0.2
C774	0.2		0.2		0.1		0.2	0.3	0.2
CHIN	0.3		0.2		0.1		0.2	0.4	0.2
CHIO	0.6		1.4		0.4		0.8	1.5	0.5
CLV1	0.2		0.2		0.1		0.2	0.3	0.2
CLV2	0.3		0.2		0.1		0.2	0.4	0.2
CLV9	0.5		1.3		0.7		0.8	1.4	0.6
COBR	0.1		0.1		0.6		0.3	0.7	0.2
COLO	0.7		1.6		0.1		0.8	1.7	0.2
CRUZ	0.3	0.4	0.2	0.3	0.5	0.7	0.3	0.6	-0.4
GORD	0.3		0.2		0.1		0.2	0.4	0.2
GUIM	0.1		0.1		0.6		0.3	0.7	0.2
MOZO	0.4	0.6	1.6	2.3	2.0	2.8	1.3	2.1	-1.9
RASC	0.2		0.7		1.3		0.7	1.4	0.3
REGA	0.6		0.2		0.1		0.3	0.7	0.2
RETA	0.3		0.3		0.0		0.2	0.4	0.1
RIQU	1.1	1.6	1.3	1.8	1.5	2.1	1.3	1.6	-1.4
TACO	0.3		0.2		0.2		0.2	0.4	0.3
TEID	1.0		1.6		0.0		0.9	1.7	0.1
2000	0.4	0.3	0.6	0.6	0.5	0.6	0.5	2.1	-1.9

Tabla A.6: *Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con Bernese de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2001, una vez eliminados los valores anómalos.*

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
C774	1.0	1.4	1.1	1.6	1.2	1.7	1.1	1.3	-1.1
CLV1	0.6		1.0		0.0		0.5	1.1	0.1
CLV2	0.5	0.7	0.8	1.1	0.6	0.8	0.6	0.9	-0.7
CLV3	0.4	0.6	0.5	0.7	0.7	1.0	0.5	0.8	-0.6
REGA	0.6	0.8	0.7	1.0	0.8	1.1	0.7	0.9	-0.7
RIQU	0.6	0.8	2.0	2.8	1.1	1.6	1.2	2.1	-1.9
2001	0.6	0.2	1.0	0.5	0.7	0.4	0.8	2.1	-1.9

Tabla A.7: *Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con Bernese de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2005, una vez eliminados los valores anómalos.*

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
C774	0.3	0.4	0.1	0.1	0.8	1.1	0.4	0.9	-0.7
CHIN	0.2	0.3	0.3	0.4	0.6	0.8	0.4	0.7	-0.5
CHIO	0.9	1.3	0.6	0.8	1.9	2.7	1.1	2.0	-1.8
CLV1	0.5	0.7	0.7	1.0	0.1	0.1	0.4	0.8	-0.6
CLV4	0.5	0.7	0.8	1.1	0.8	1.1	0.7	0.9	-0.7
COBR	0.4	0.6	0.4	0.6	1.1	1.6	0.6	1.2	-1.0
COLO	0.3	0.4	0.7	1.0	0.2	0.3	0.4	0.8	-0.6
GORD	0.5	0.7	0.2	0.3	0.8	1.1	0.5	0.9	-0.7
MOZO	0.3	0.4	1.0	1.4	0.3	0.4	0.5	1.1	-0.9
QUIN	0.1		0.1		0.2		0.1	0.3	0.2
RASC	0.4	0.6	0.7	1.0	0.8	1.1	0.6	0.9	-0.7
REGA	0.5	0.7	0.9	1.3	0.2	0.3	0.5	1.0	-0.8
RETA	0.1		0.1		0.2		0.1	0.3	0.2
RIQU	0.3	0.4	0.4	0.6	0.6	0.8	0.4	0.7	-0.5
TACO	0.1	0.1	0.2	0.3	1.9	2.7	0.7	2.0	-1.8
TEID	0.2	0.3	0.7	1.0	0.6	0.8	0.5	0.8	-0.6
TEIT	0.2	0.3	0.5	0.7	0.5	0.7	0.4	0.6	-0.4
UCAN	0.3		0.5		0.1		0.3	0.6	0.2
2005	0.3	0.2	0.5	0.3	0.7	0.5	0.5	2.0	-1.8

Tabla A.8: Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con Bernese de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2006, una vez eliminados los valores anómalos.

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
ABON	0.3		0.0		0.5		0.3	0.6	0.1
C774	1.2	1.7	0.4	0.6	2.1	3.0	1.2	2.2	-2.0
CHIN	1.1	1.6	0.2	0.3	2.3	3.3	1.2	2.4	-2.2
CHIO	0.1		0.0		0.4		0.2	0.5	0.1
CLV1	1.0	1.4	0.2	0.3	1.5	2.1	0.9	1.6	-1.4
CLV4	0.4	0.6	0.1	0.1	1.0	1.4	0.5	1.1	-0.9
COBR	0.1		0.0		0.0		0.0	0.2	0.1
COLO	0.3	0.4	0.0	0.0	0.5	0.7	0.3	0.6	-0.4
GORD	0.7	1.0	0.5	0.7	1.1	1.6	0.8	1.2	-1.0
MOZO	0.1		0.0		0.4		0.2	0.5	0.1
QUIN	0.0		0.1		0.2		0.1	0.3	0.1
RASC	0.5	0.7	0.1	0.1	0.5	0.7	0.4	0.6	-0.4
REGA	0.4	0.6	0.4	0.6	0.8	1.1	0.5	0.9	-0.7
RETA	0.8	1.1	0.1	0.1	0.8	1.1	0.6	0.9	-0.7
RIQU	0.4	0.6	0.1	0.1	0.3	0.4	0.3	0.5	-0.3
UCAN	0.2	0.3	0.1	0.1	0.3	0.4	0.2	0.4	-0.2
2006	0.5	0.4	0.1	0.2	0.8	0.7	0.5	2.4	-2.2

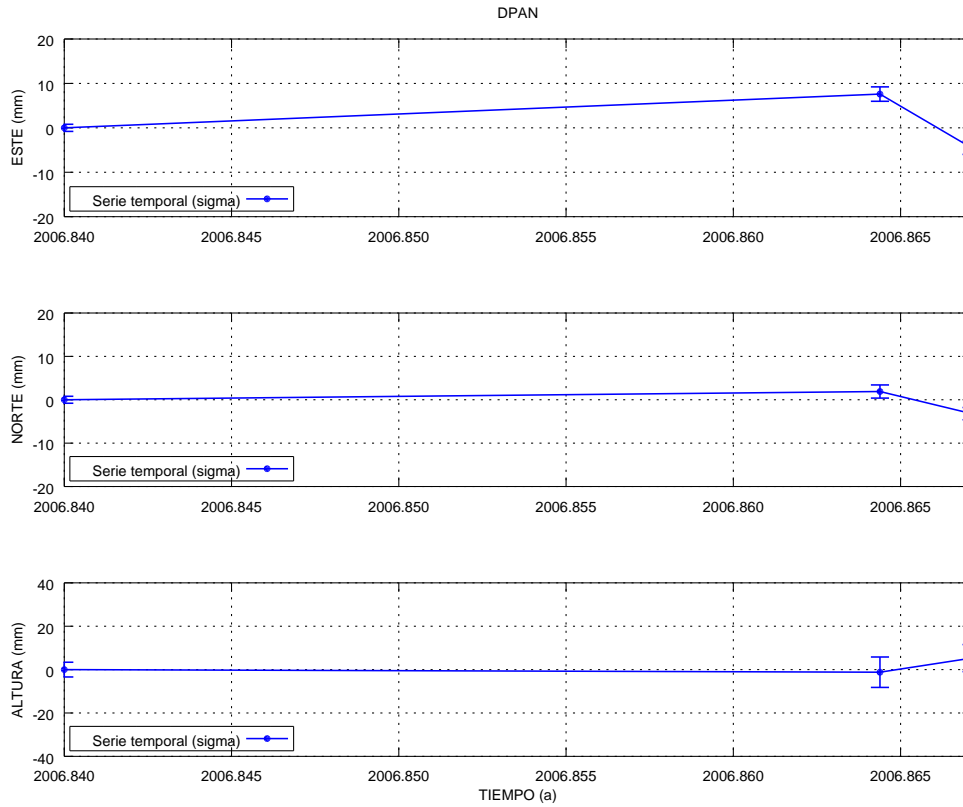
Tabla A.9: *Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con Bernese de la campaña de observaciones en Tenerife del año 2007, una vez eliminados los valores anómalos.*

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
ABON	0.6	0.8	0.6	0.8	1.3	1.8	0.8	1.4	-1.2
C774	0.6	0.8	0.6	0.8	0.4	0.6	0.5	0.7	-0.5
CHIN	0.3	0.4	0.5	0.7	1.0	1.4	0.6	1.1	-0.9
CHIO	0.3	0.4	0.5	0.7	0.6	0.8	0.5	0.7	-0.5
CLV1	0.4	0.6	0.1	0.1	1.5	2.1	0.7	1.6	-1.4
CLV4	0.9	1.3	0.1	0.1	0.7	1.0	0.6	1.0	-0.8
COLO	0.6	0.8	0.3	0.4	1.7	2.4	0.9	1.8	-1.6
GORD	0.5	0.7	1.8	2.5	0.9	1.3	1.1	1.9	-1.7
MOZO	0.1	0.1	0.5	0.7	1.0	1.4	0.5	1.1	-0.9
QUIN	0.3	0.0	1.3	0.0	1.2	0.0	0.9	1.4	0.4
RASC	0.6	0.0	0.4	0.0	1.0	0.0	0.7	1.1	0.5
REGA	0.4	0.6	1.1	1.6	1.1	1.6	0.9	1.2	-1.0
RETA	0.2	0.3	0.3	0.4	2.9	4.1	1.1	3.0	-2.8
RIQU	0.9	1.3	2.1	3.0	1.2	1.7	1.4	2.2	-2.0
TACO	0.9	1.3	1.4	2.0	1.0	1.4	1.1	1.5	-1.3
TEID	0.7	1.0	0.8	1.1	2.2	3.1	1.2	2.3	-2.1
UCAN	1.0	1.4	0.7	1.0	1.0	1.4	0.9	1.1	-0.9
2007	0.5	0.3	0.8	0.6	1.2	0.6	0.8	3.0	-2.8

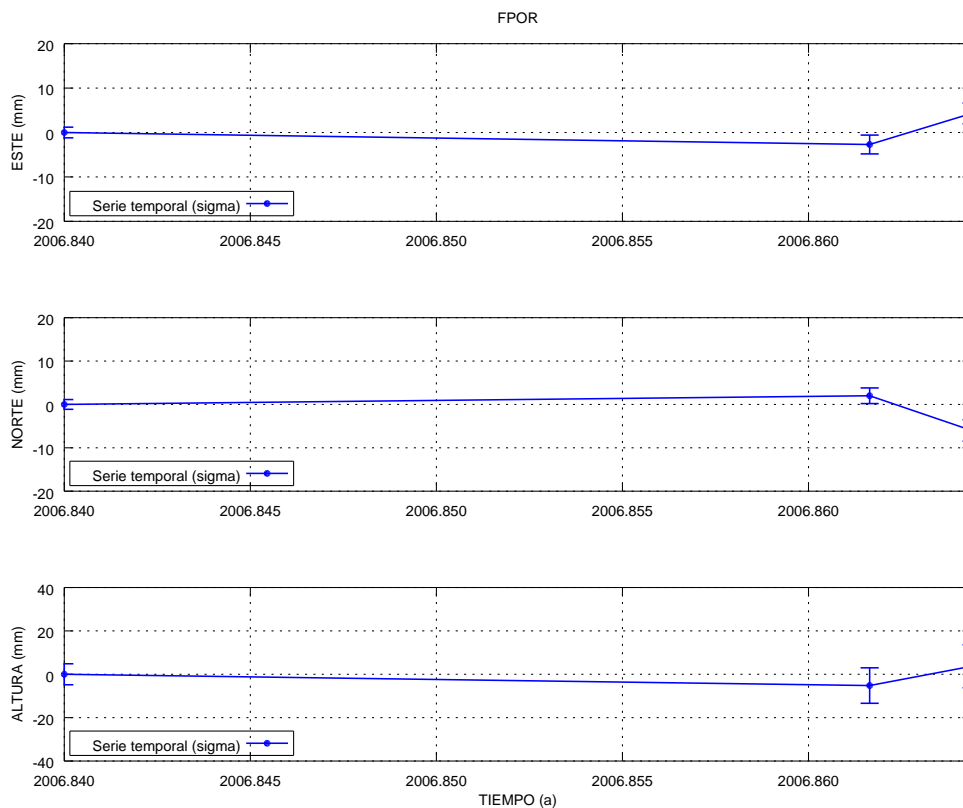
A.5. Series temporales de repetibilidades del proceso con GAMIT de la red de monitorización de la Isla de La Palma

En esta sección se incluyen las series temporales de repetibilidades de las soluciones calculadas con el *software* **GAMIT** de las campañas de la Isla de La Palma. Las series están descompuestas en las tres componentes Este, Norte y Altura referidas al horizonte local de cada estación monitorizada. Los indicadores de incertidumbre de la medida están evaluados como desviaciones estándar (1σ). Las series están agrupadas por campañas anuales comprendiendo las campañas de 2006, 2007, 2008 y 2011. La primera solución en cada gráfico se corresponde con la solución proporcionada por el proceso de combinado para cada día de cada campaña correspondiente. El resto se corresponde con las distintas soluciones calculadas para cada punto en la campaña. En el eje de abscisas se representa la época de las coordenadas expresadas en años y en ordenadas las repetibilidades con respecto a la solución combinada expresadas en milímetros.

Campaña de 2006

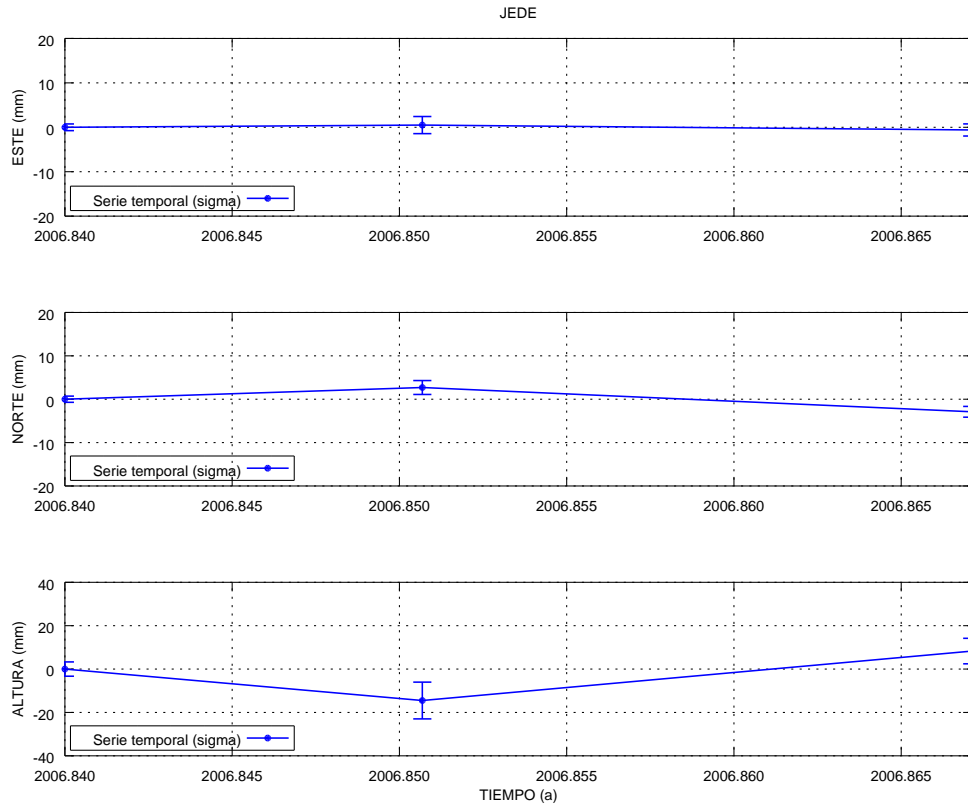


(a) Estación Don Pancho

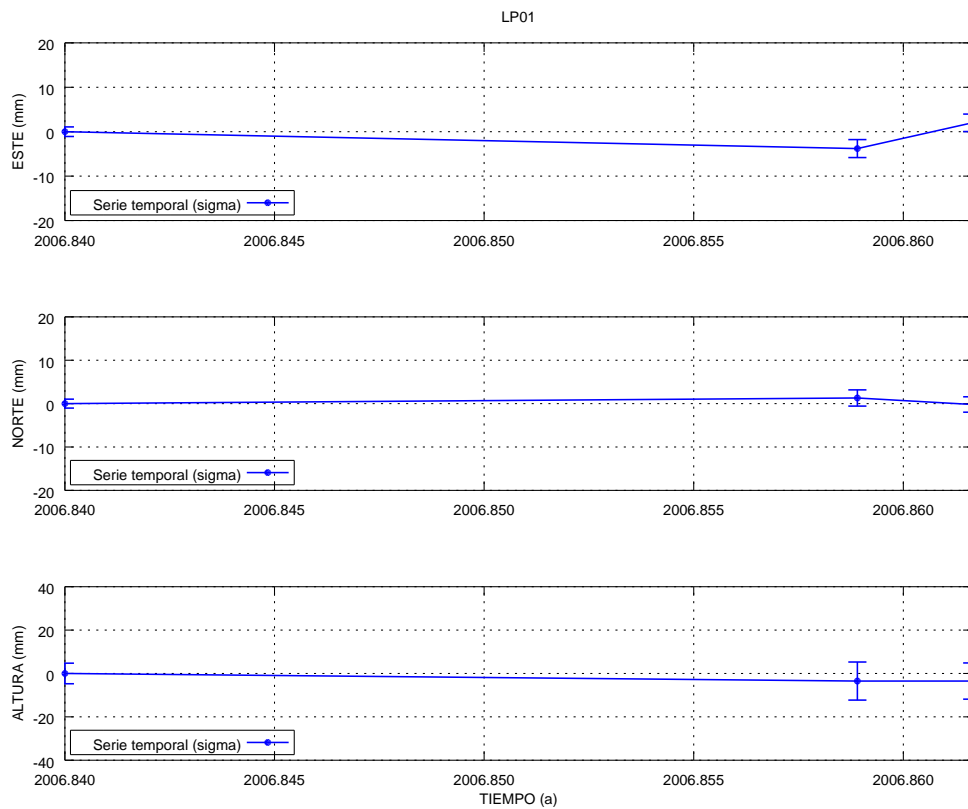


(b) Estación Fernando Porto

Figura A.101: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT DPAN y FPOR.

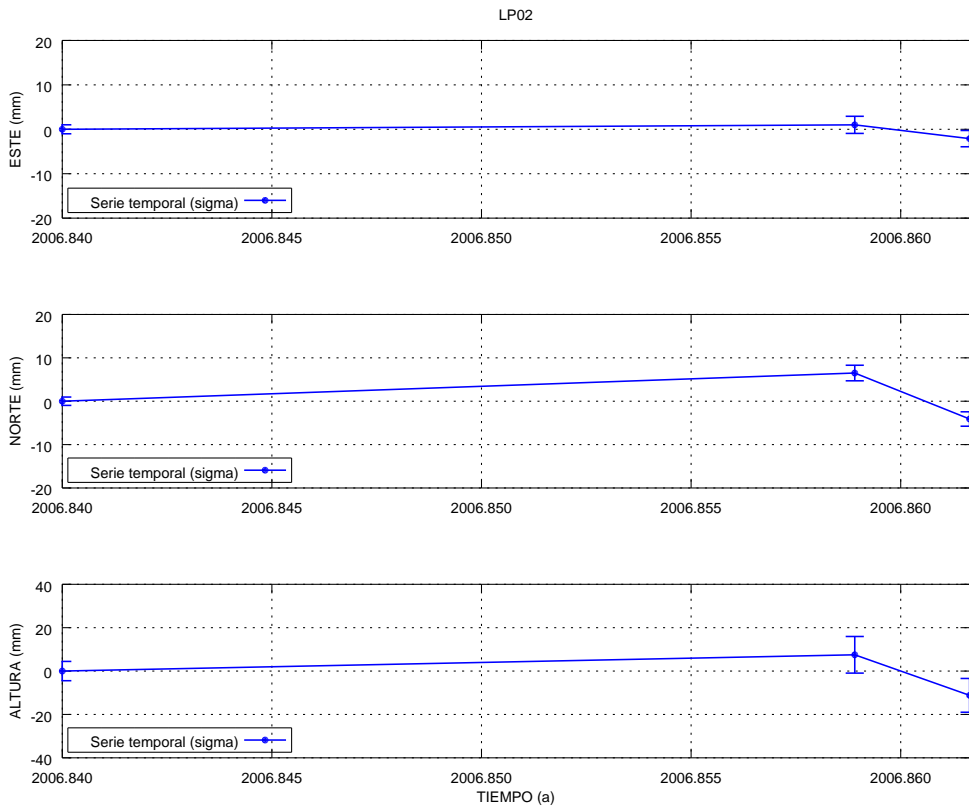


(a) Estación Jeday

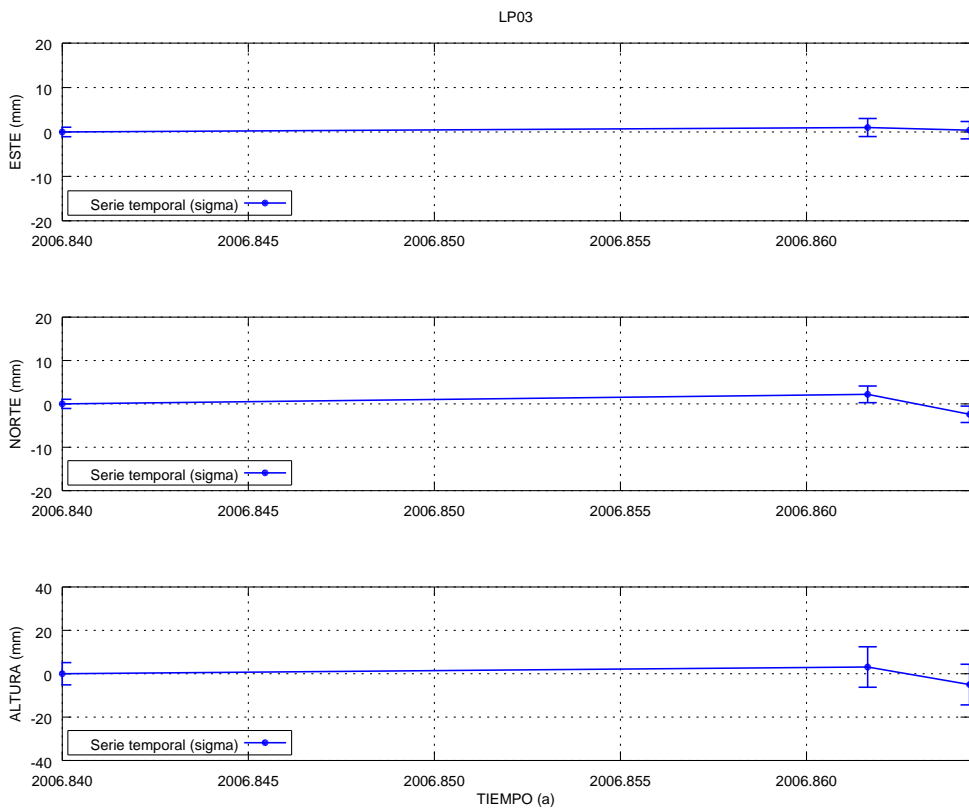


(b) Estación LP01

Figura A.102: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT JEDE y LP01.

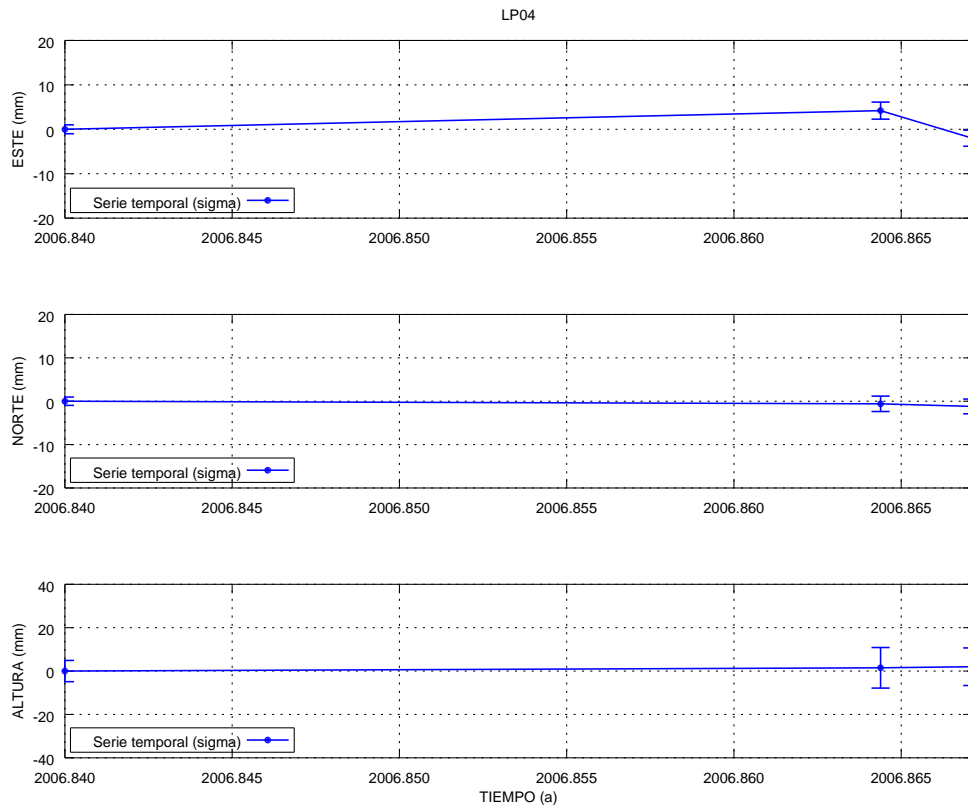


(a) Estación LP02

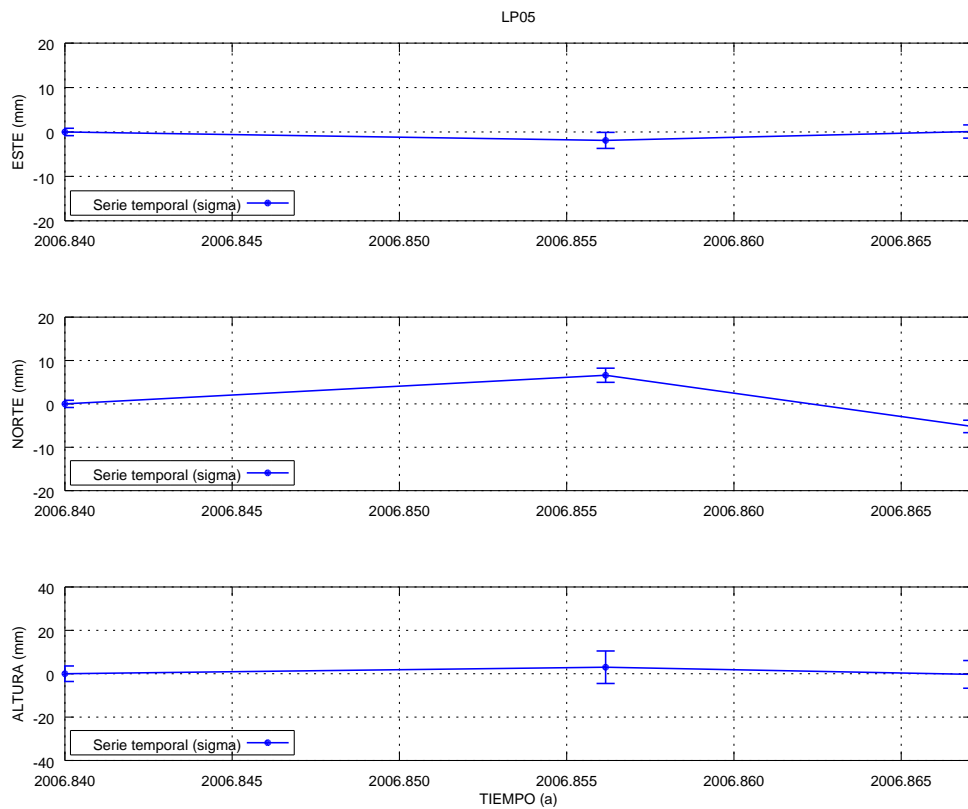


(b) Estación LP03

Figura A.103: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP02 y LP03.

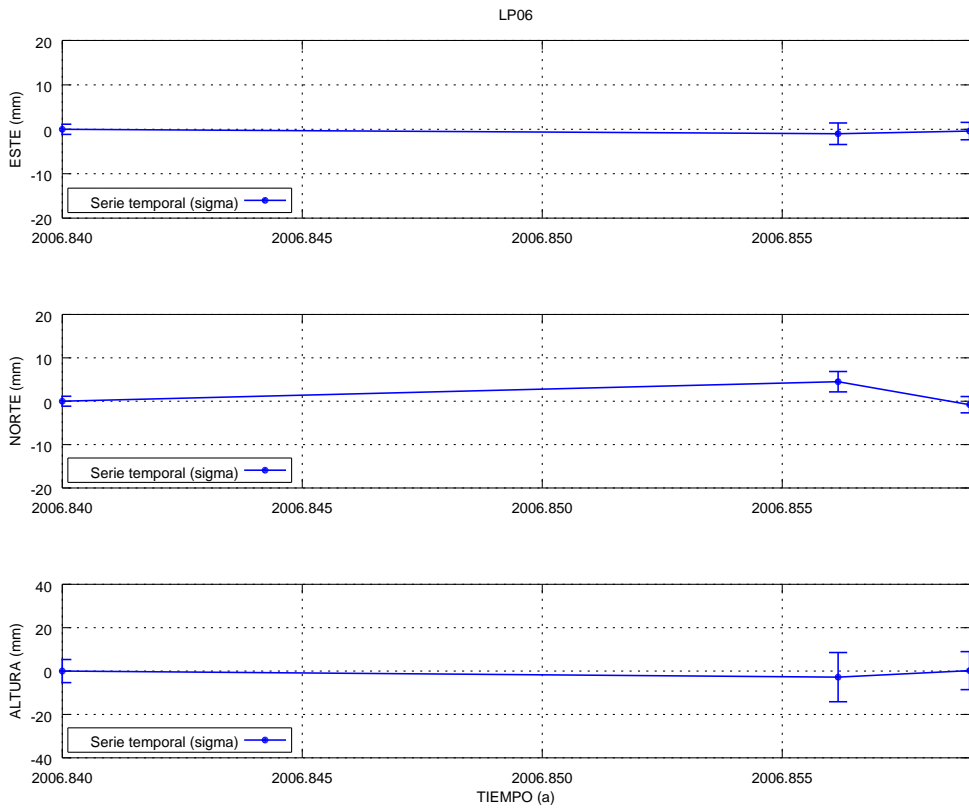


(a) Estación LP04

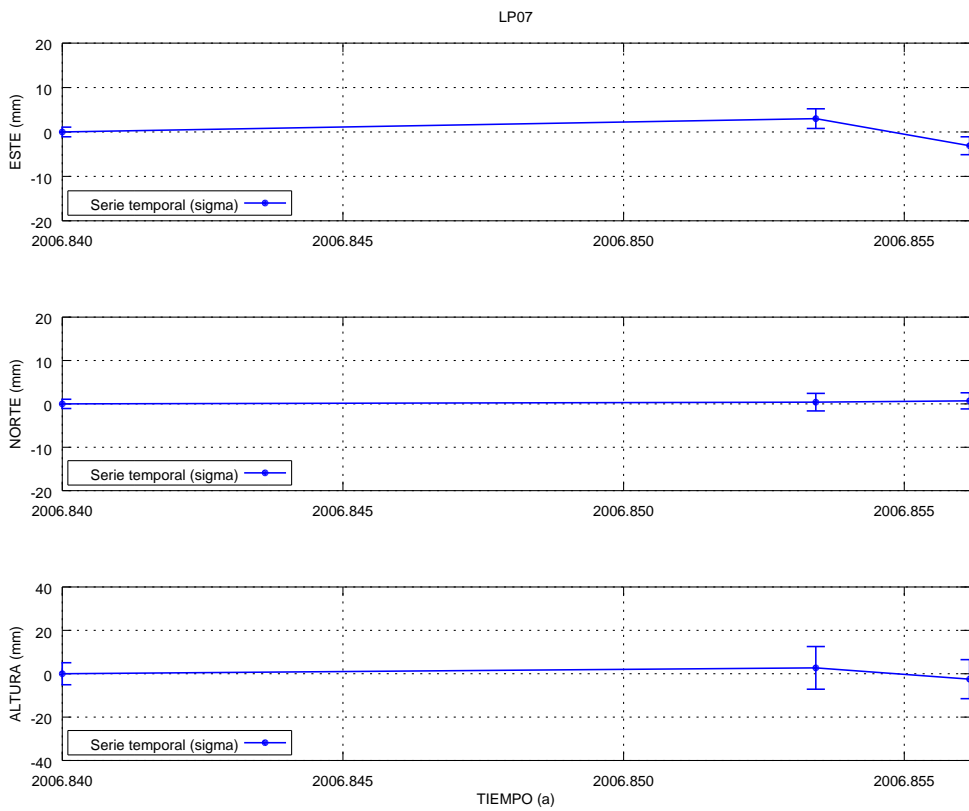


(b) Estación LP05

Figura A.104: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP04 y LP05.

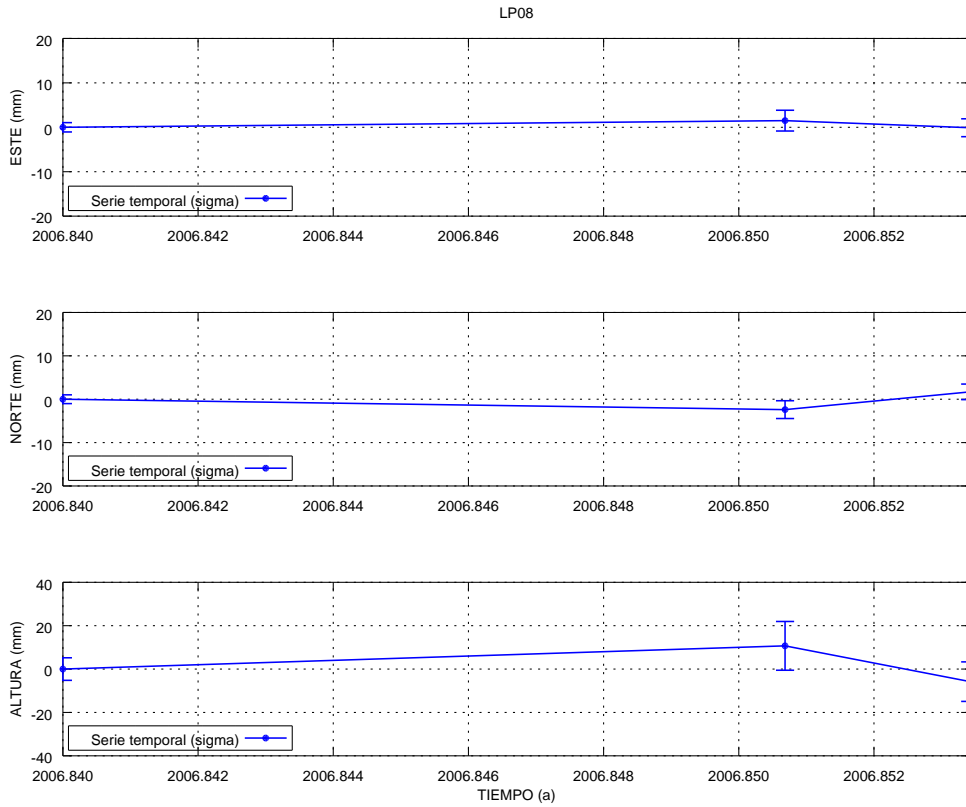


(a) Estación LP06

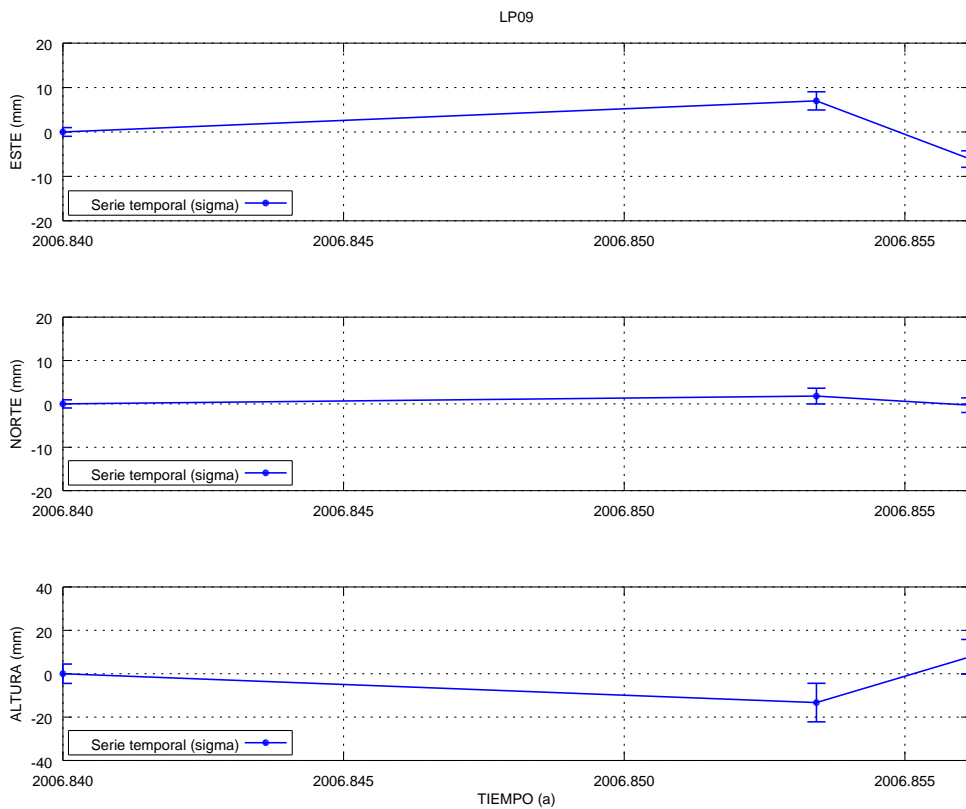


(b) Estación LP07

Figura A.105: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP06 y LP07.

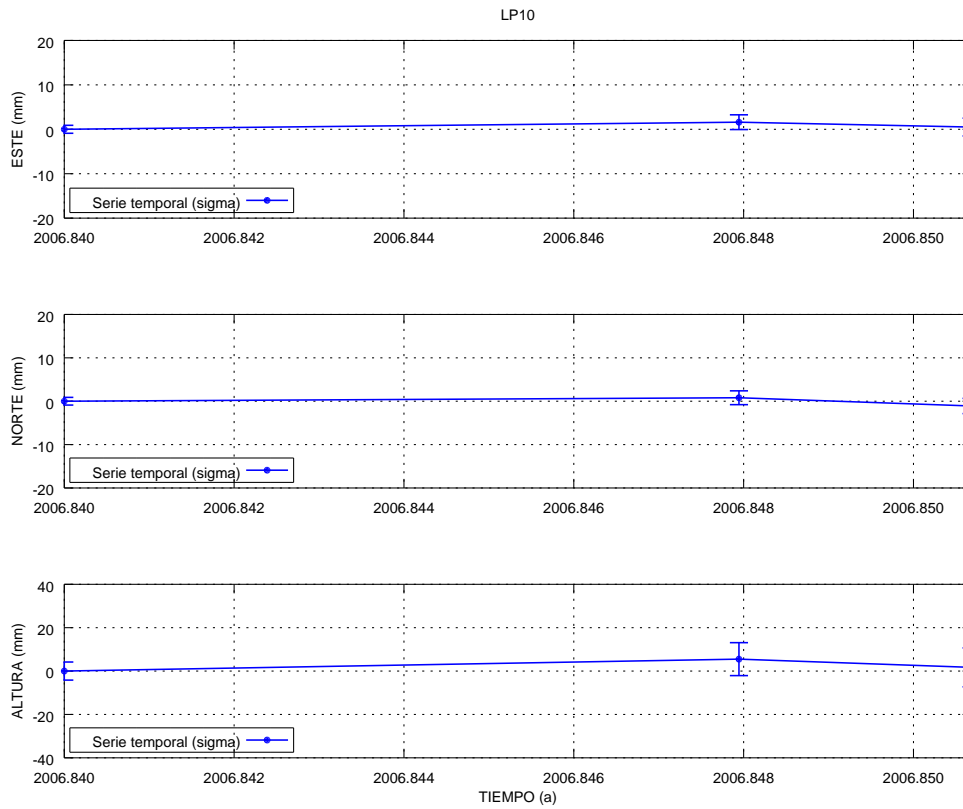


(a) Estación LP08

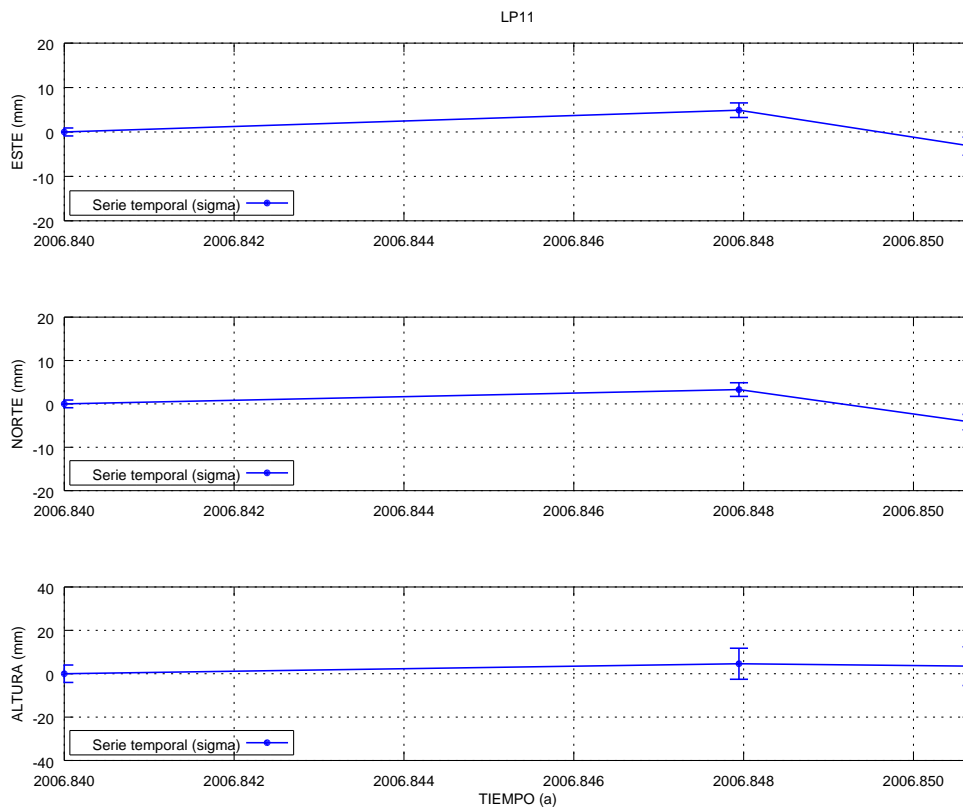


(b) Estación LP09

Figura A.106: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP08 y LP09.

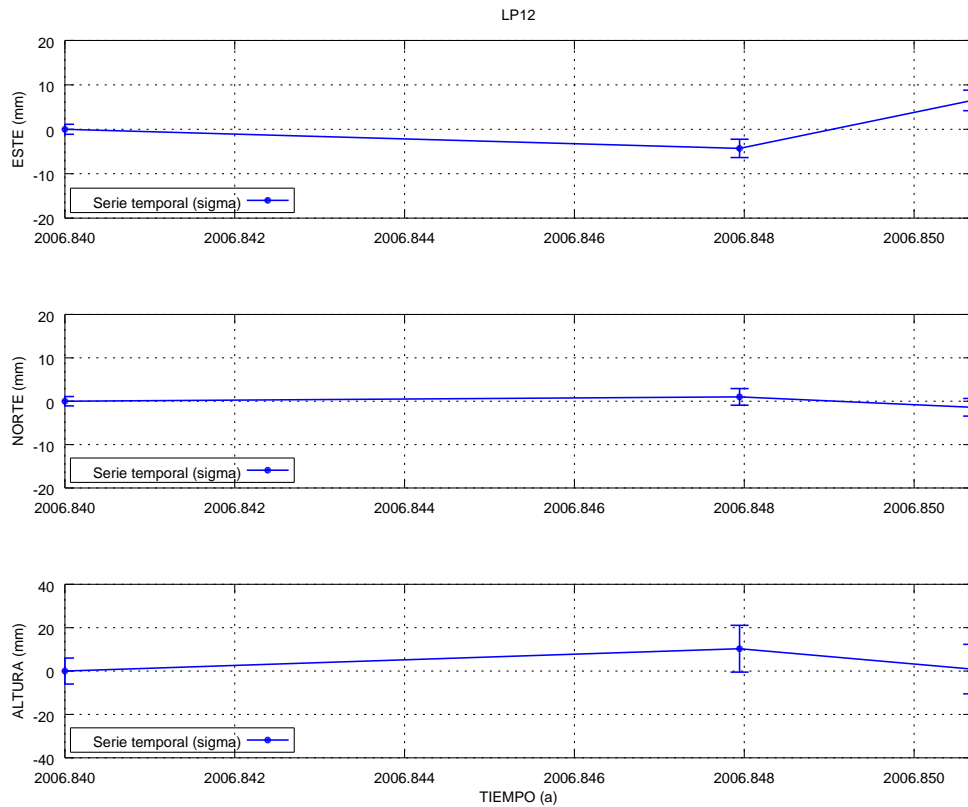


(a) Estación LP10

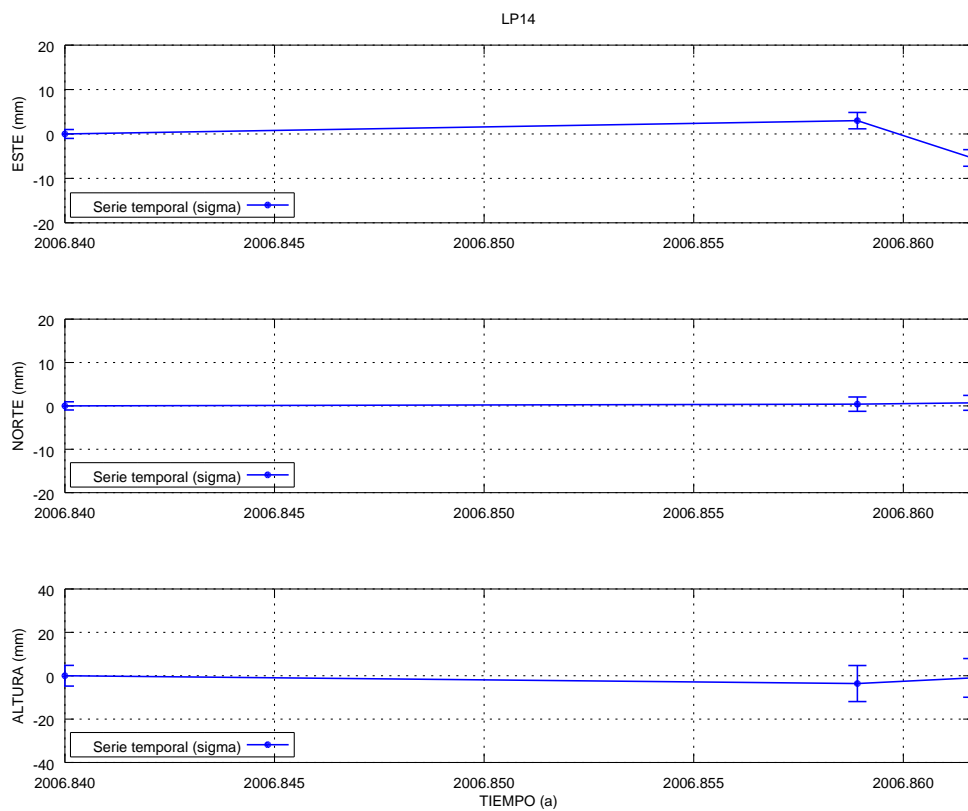


(b) Estación LP11

Figura A.107: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP10 y LP11.

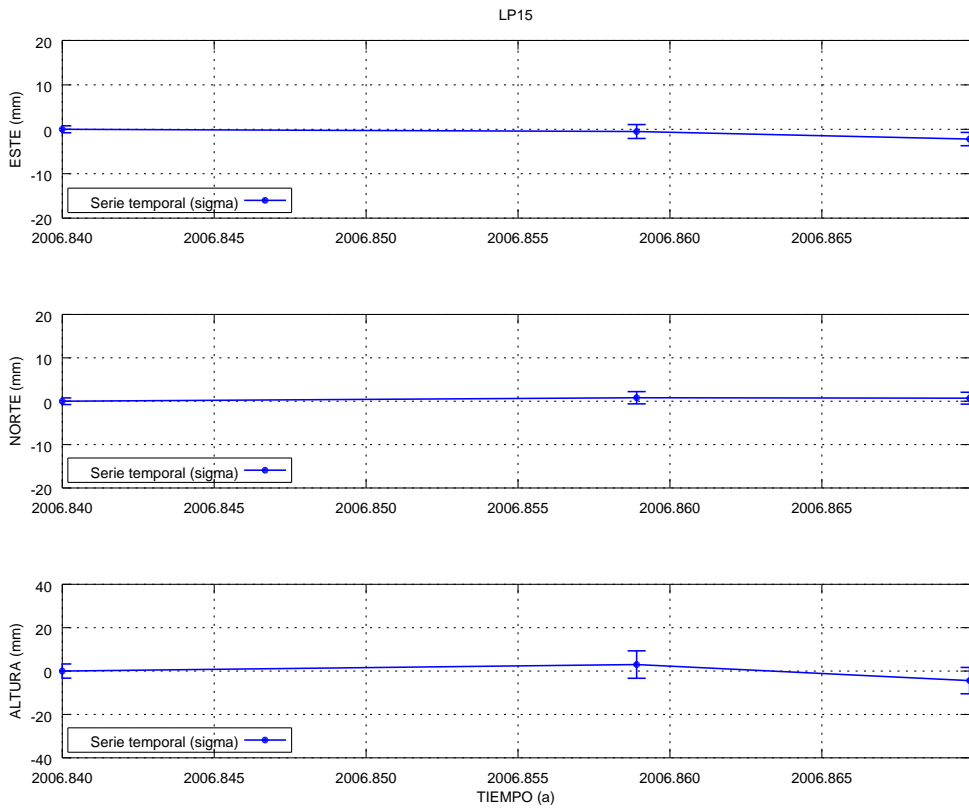


(a) Estación LP12

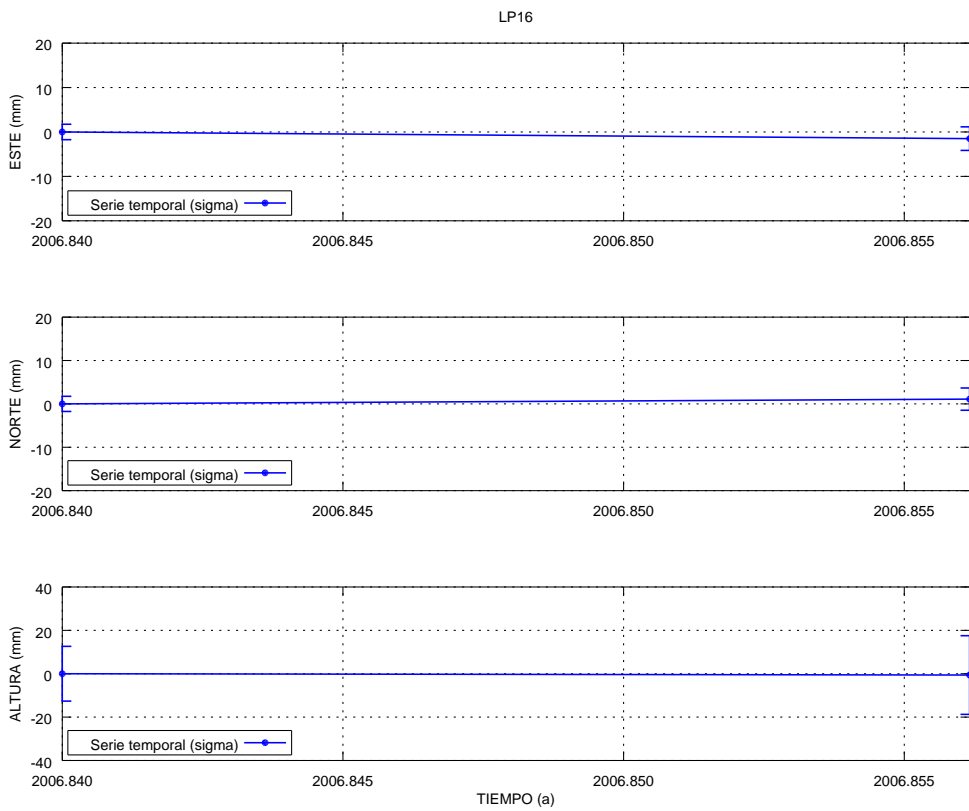


(b) Estación LP14

Figura A.108: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP12 y LP14.

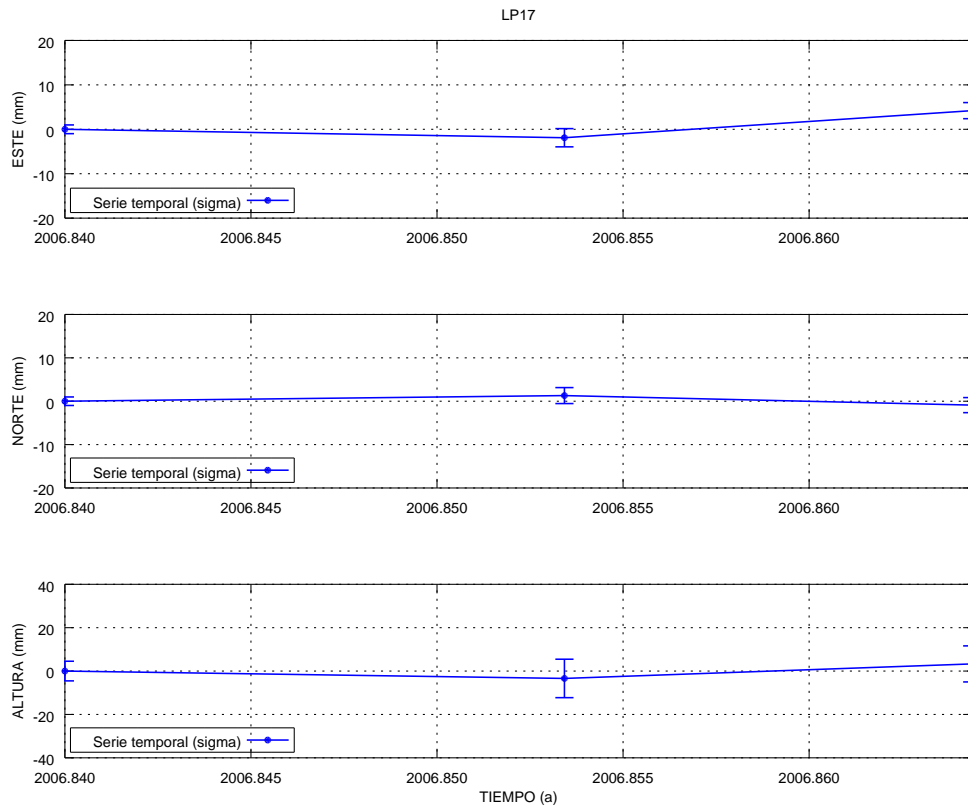


(a) Estación LP15

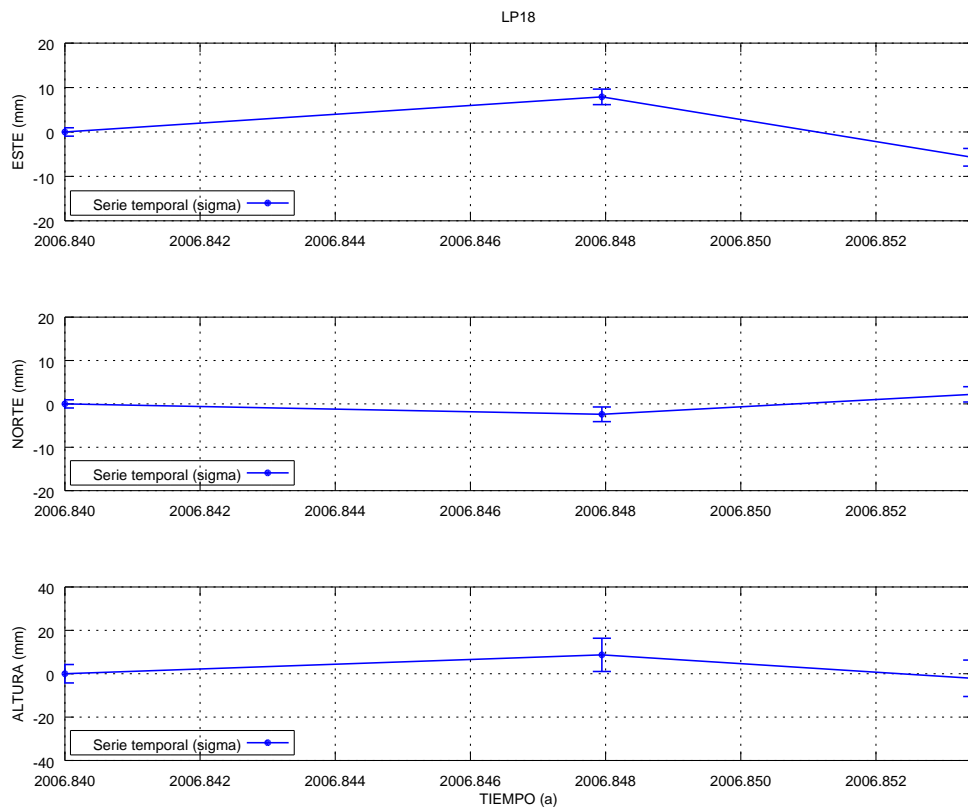


(b) Estación LP16

Figura A.109: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP15 y LP16.

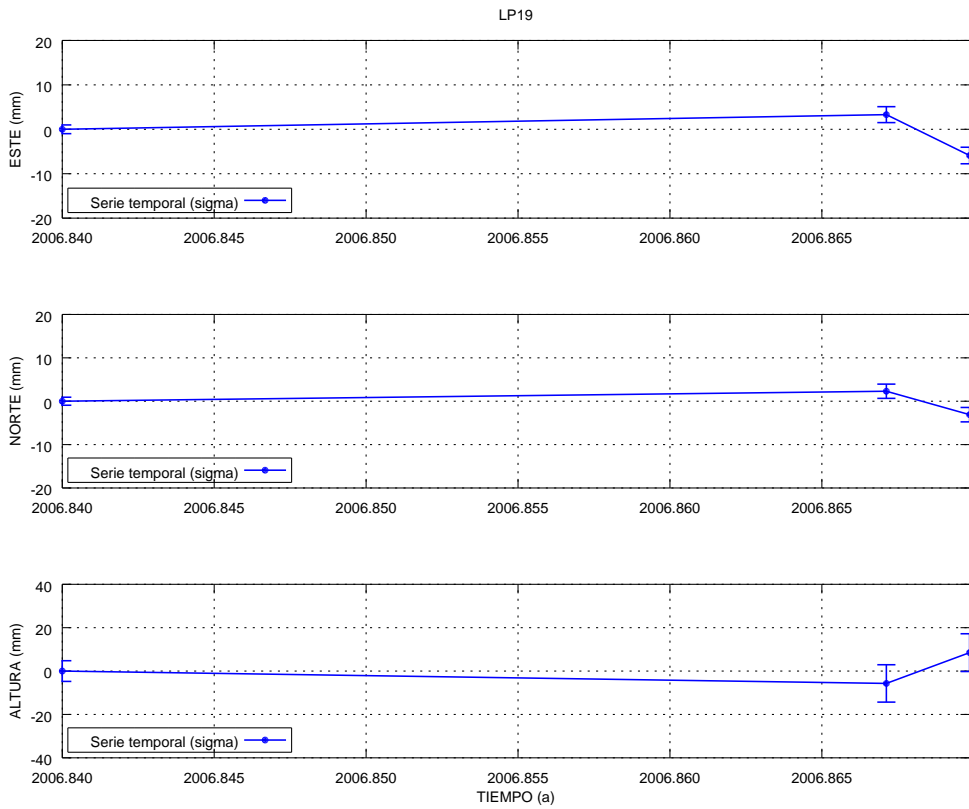


(a) Estación LP17

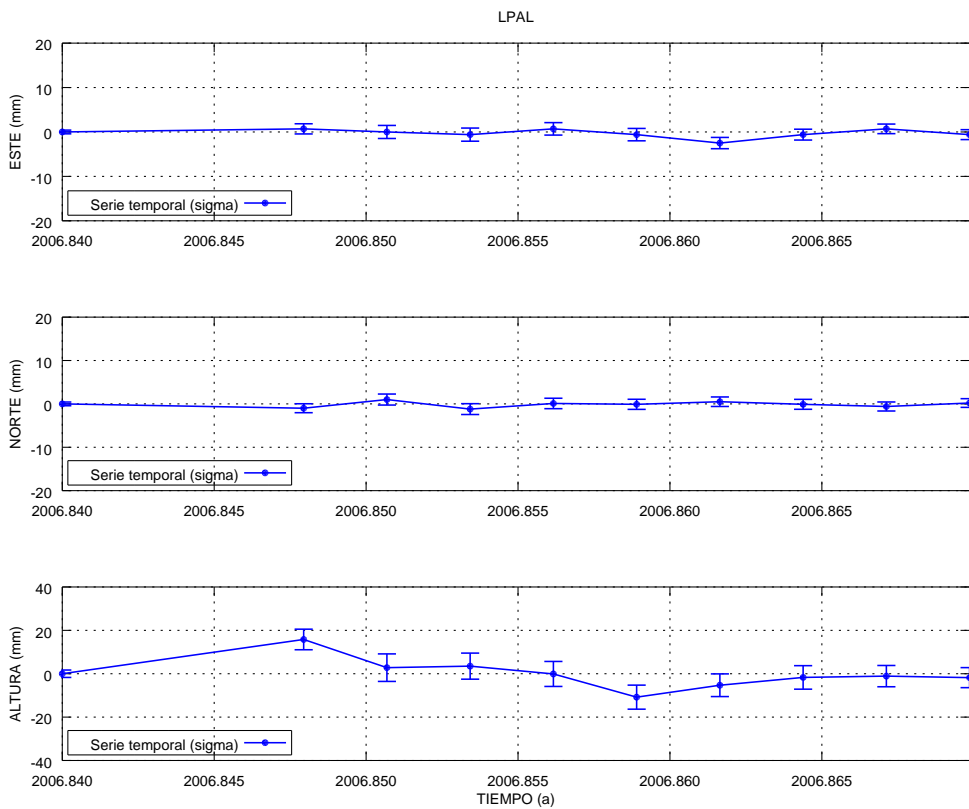


(b) Estación LP18

Figura A.110: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP17 y LP18.

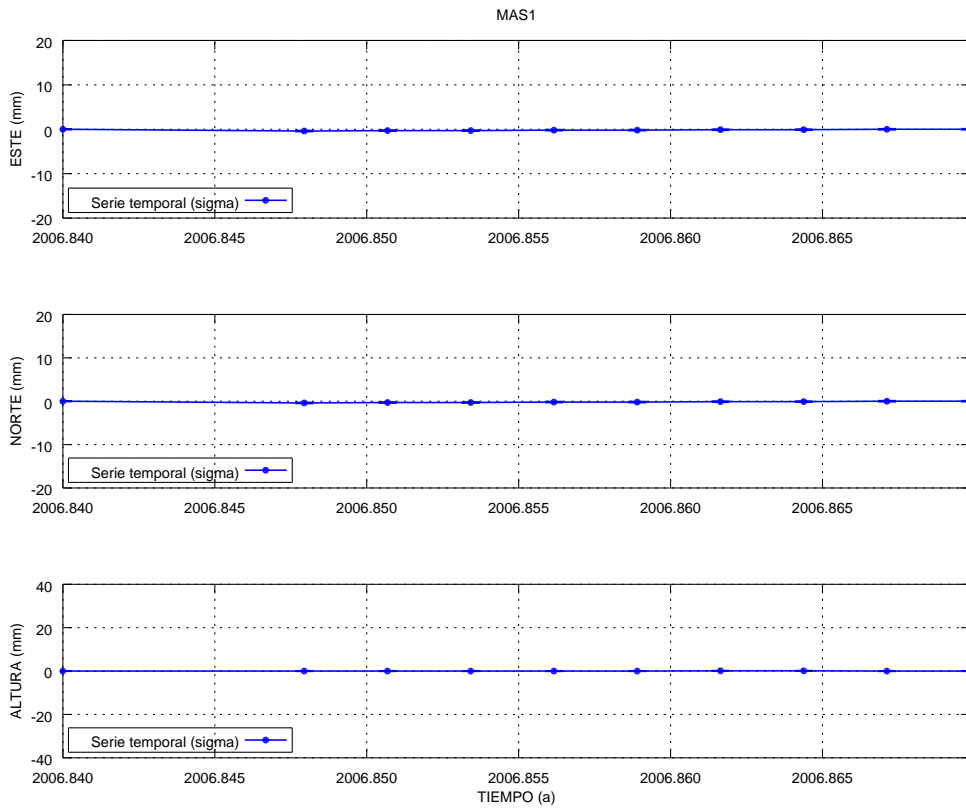


(a) Estación LP19

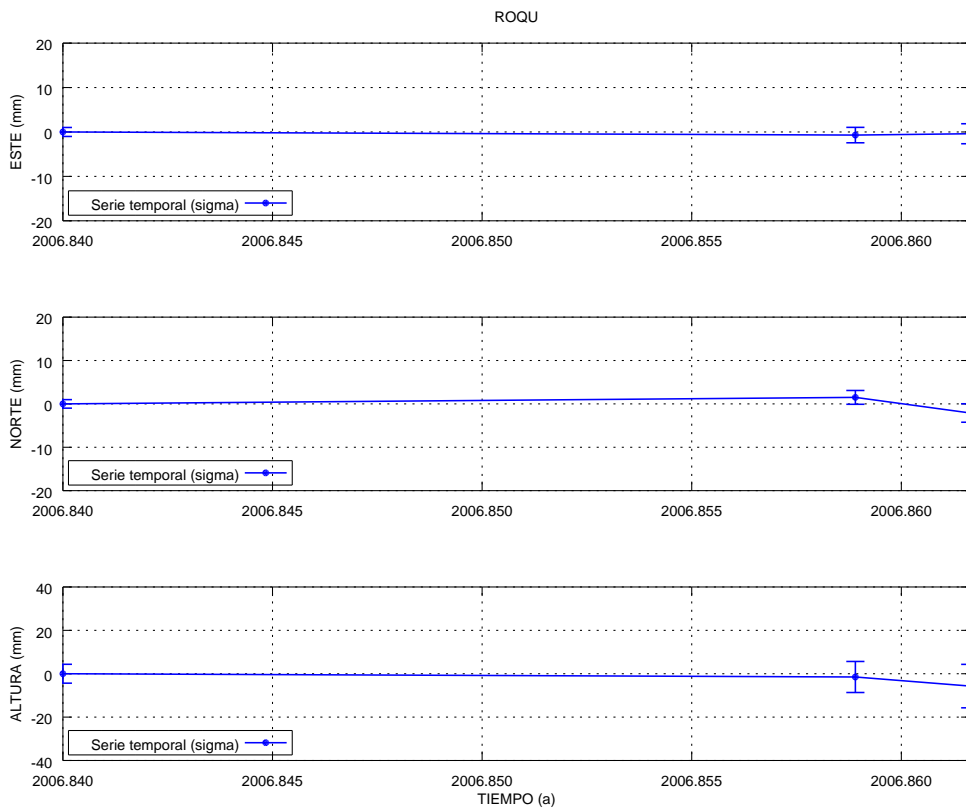


(b) Estación LPAL

Figura A.111: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP19 y LPAL.

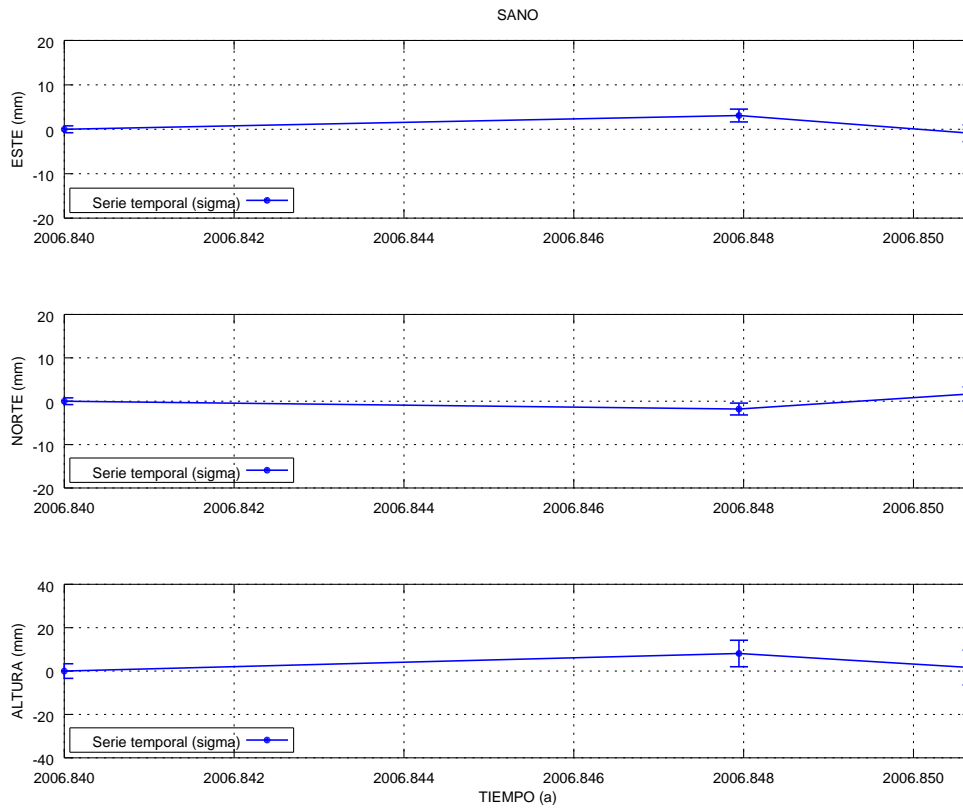


(a) Estación MAS1

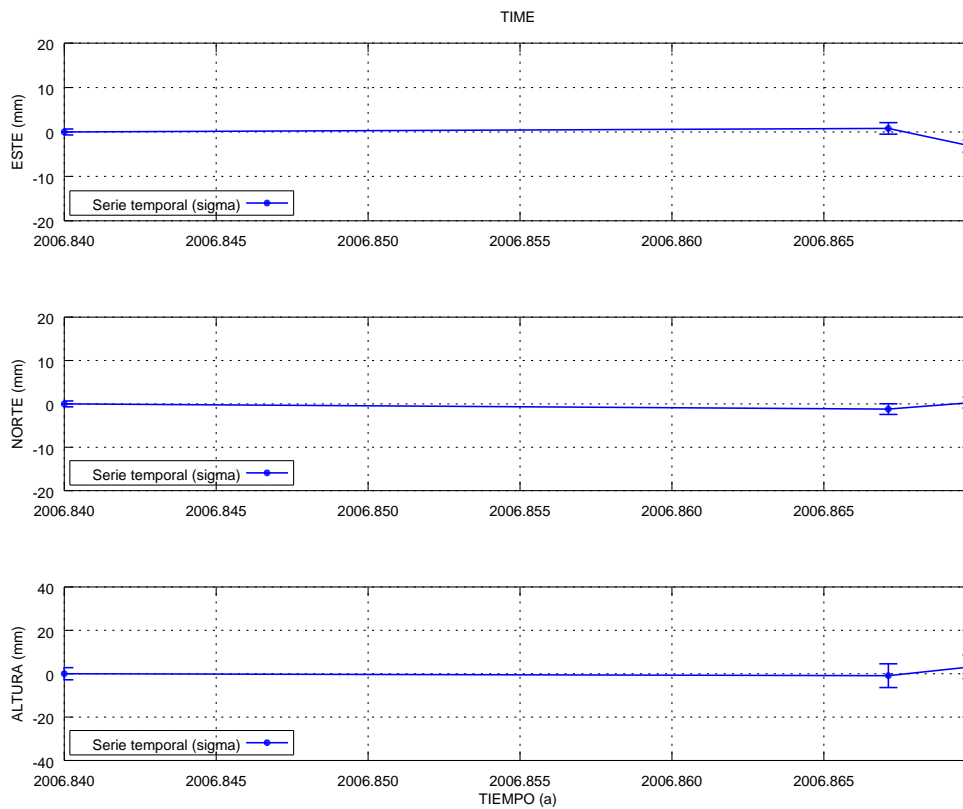


(b) Estación Roque de los Muchachos

Figura A.112: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT MAS1 y ROQU.



(a) Estación San Antonio



(b) Estación Time

Figura A.113: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT SANO y TIME.

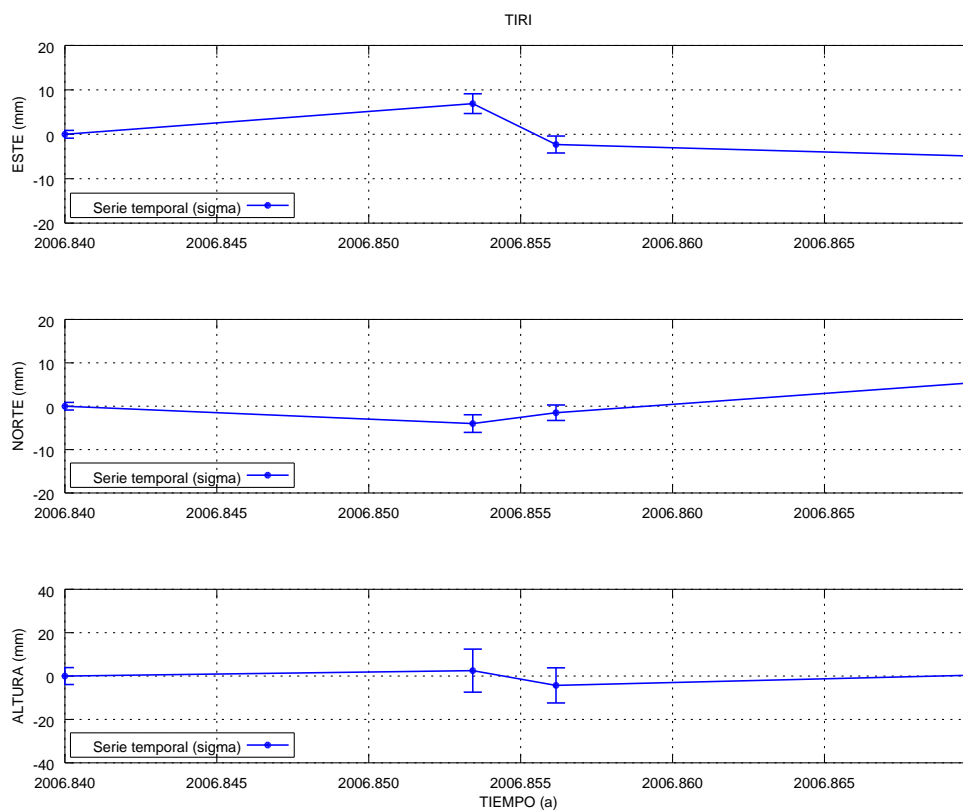
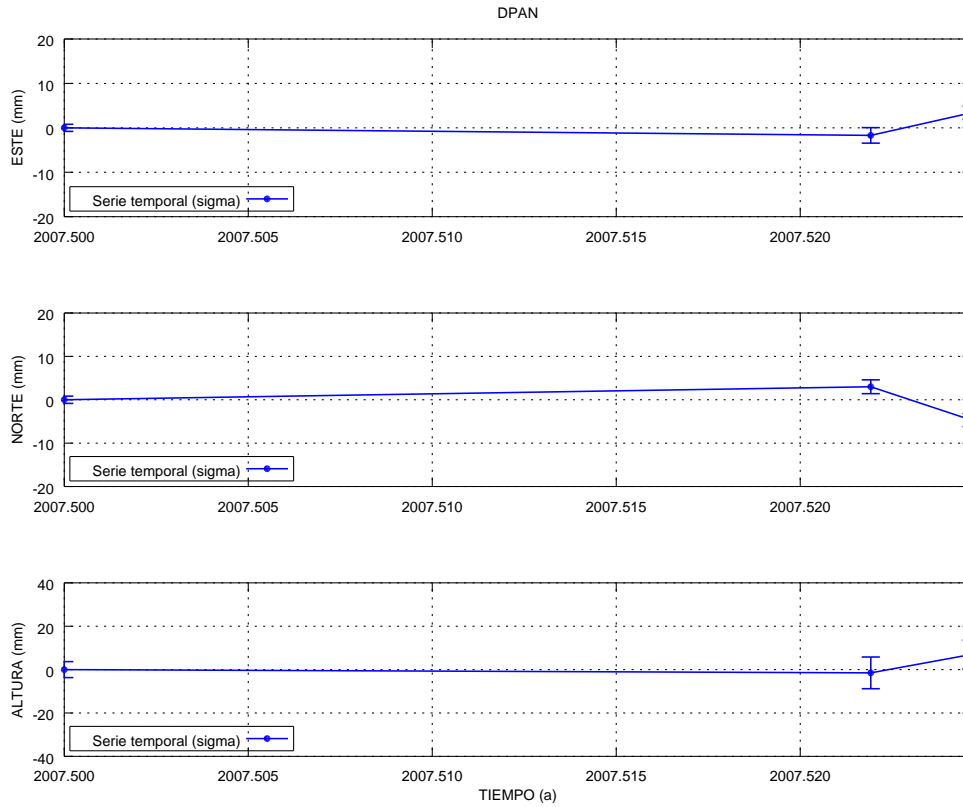
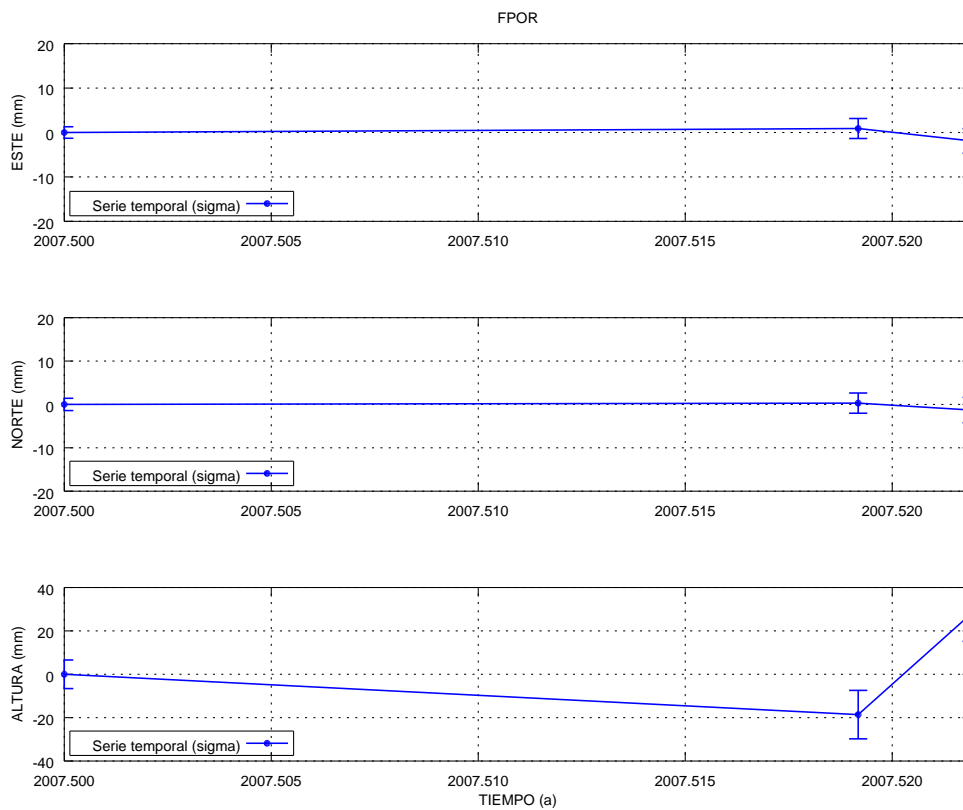


Figura A.114: Serie temporal de repetibilidades La Palma GAMIT estación Tirimaga.

Campaña de 2007

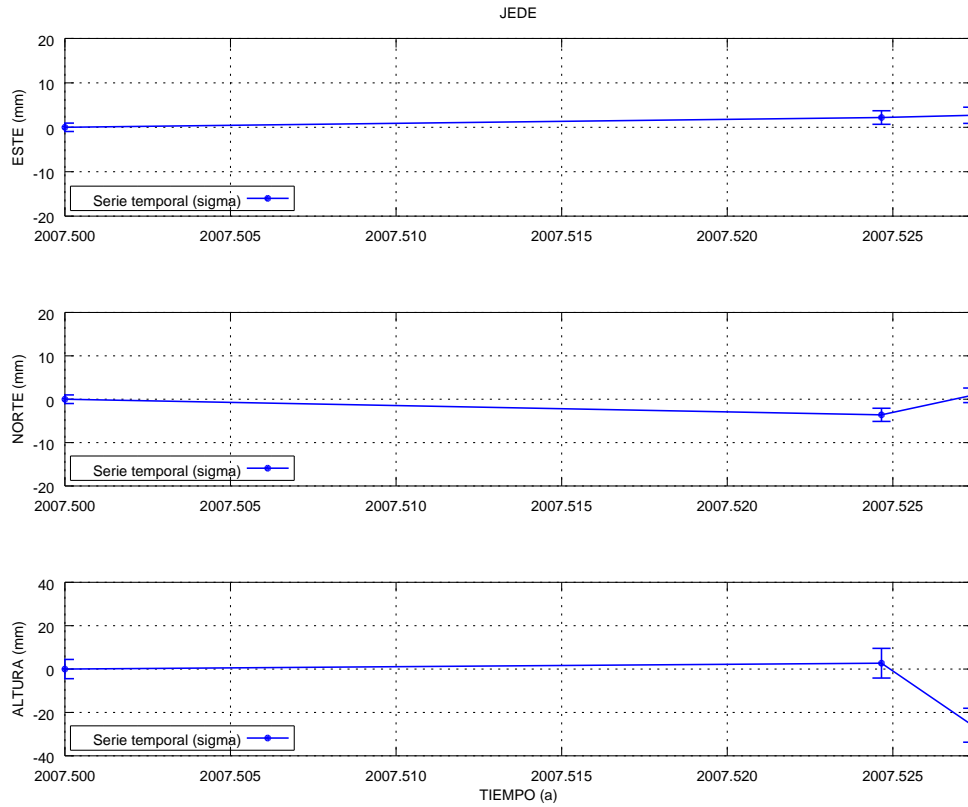


(a) Estación Don Pancho

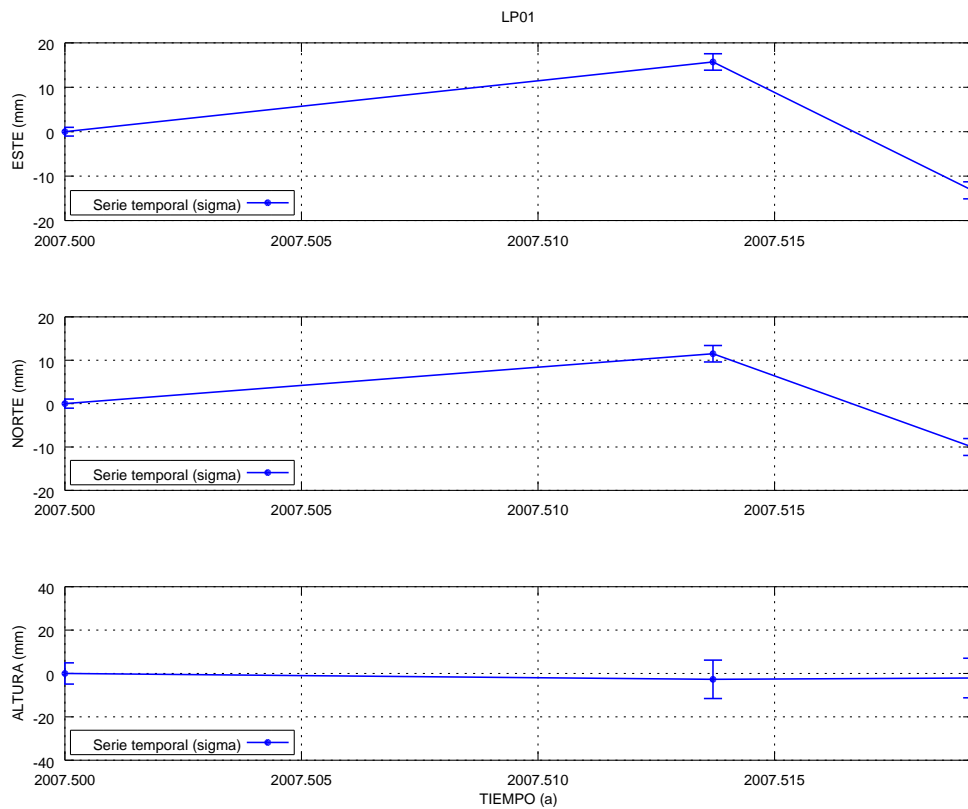


(b) Estación Fernando Porto

Figura A.115: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT DPAN y FPOR.

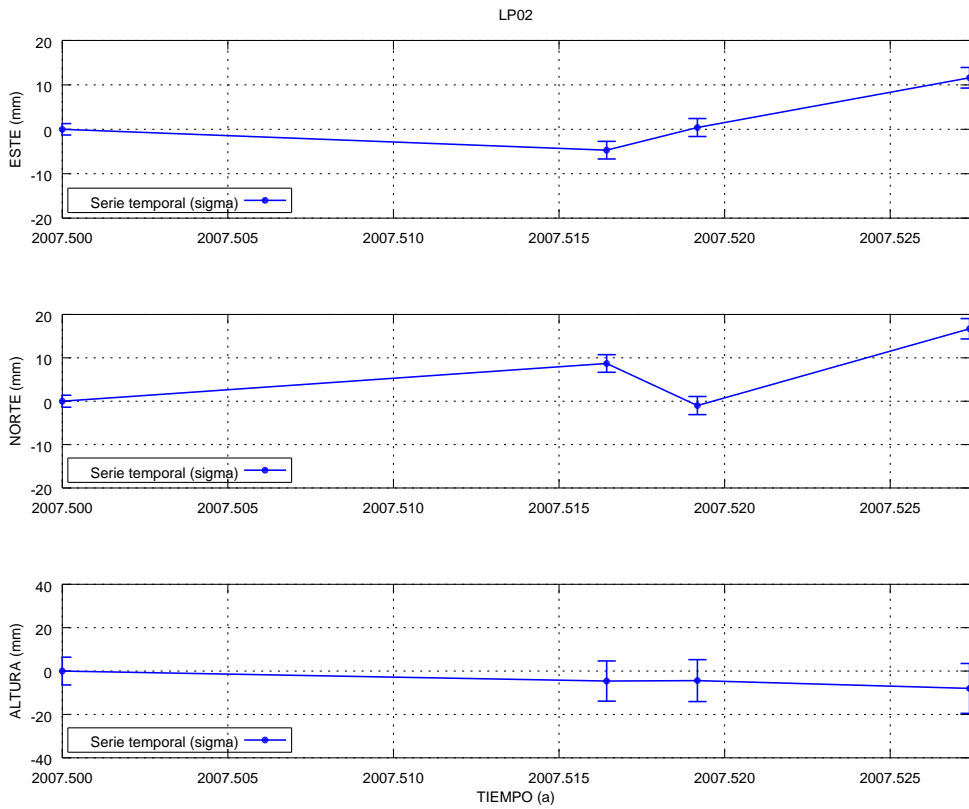


(a) Estación Jeday

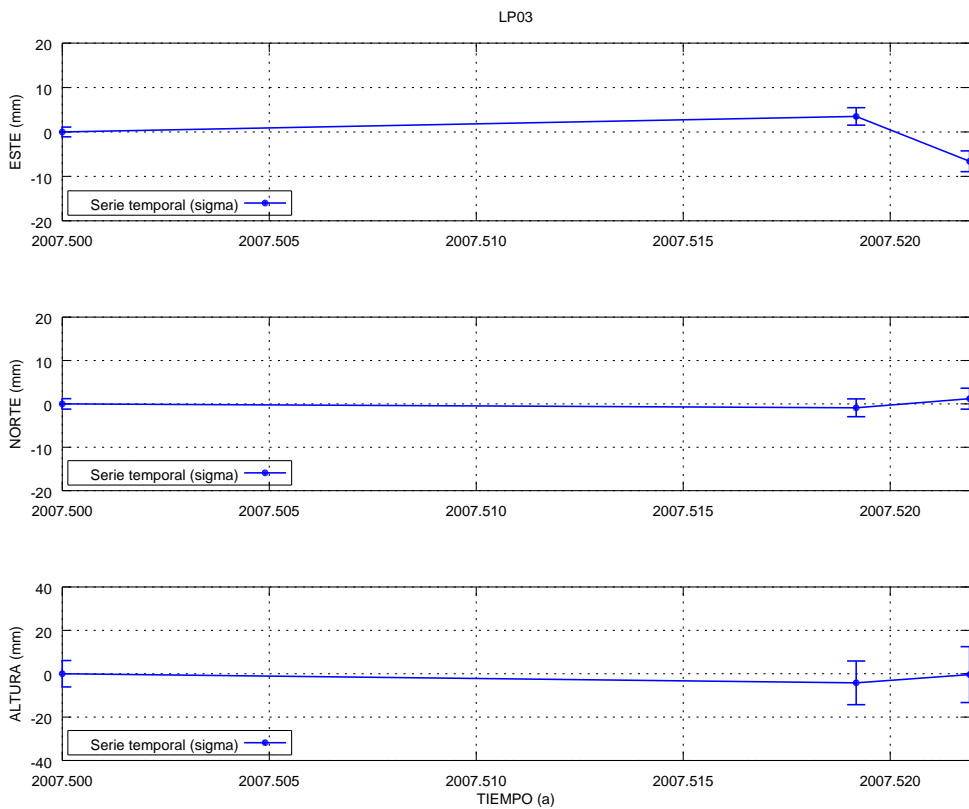


(b) Estación LP01

Figura A.116: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT JEDE y LP01.

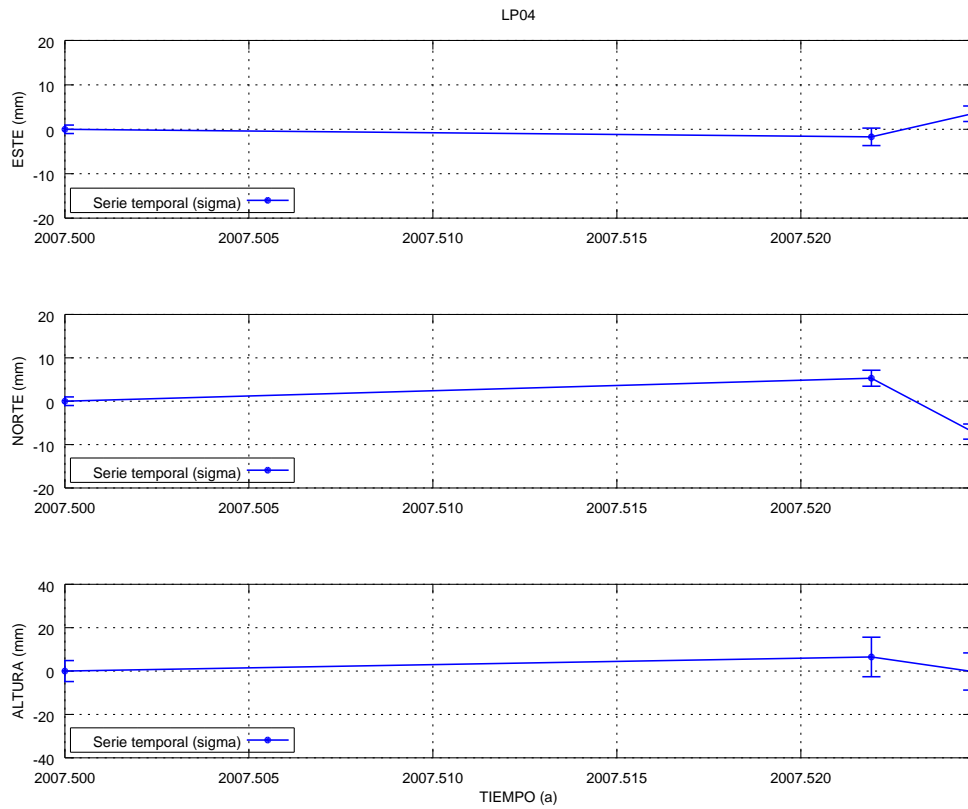


(a) Estación LP02

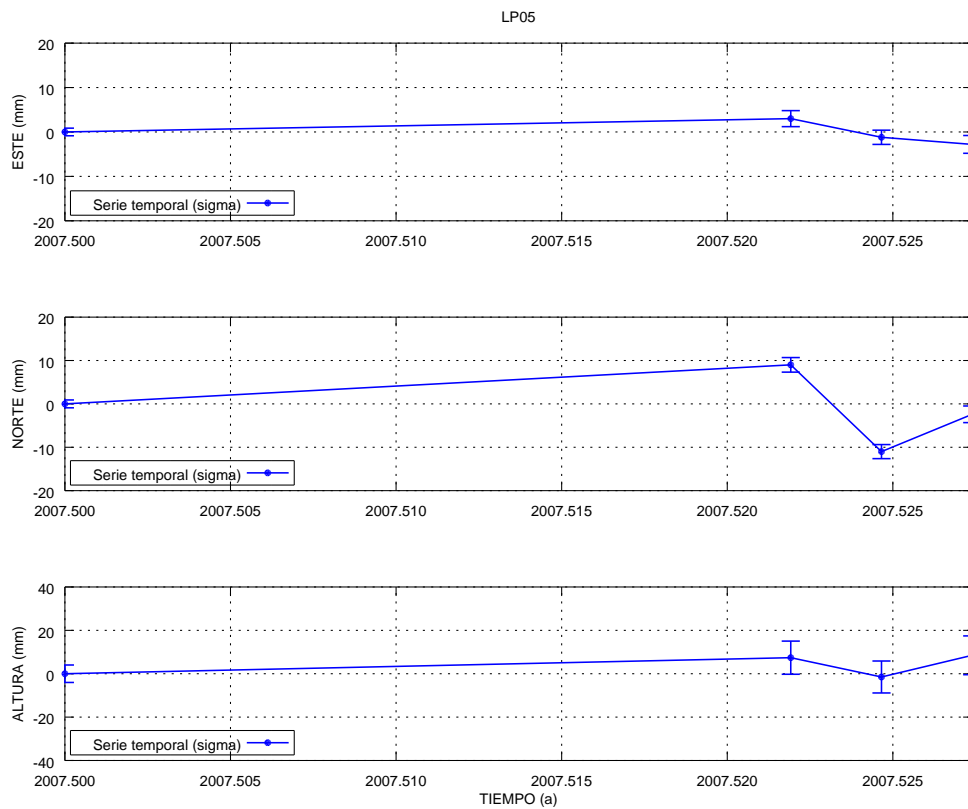


(b) Estación LP03

Figura A.117: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP02 y LP03.

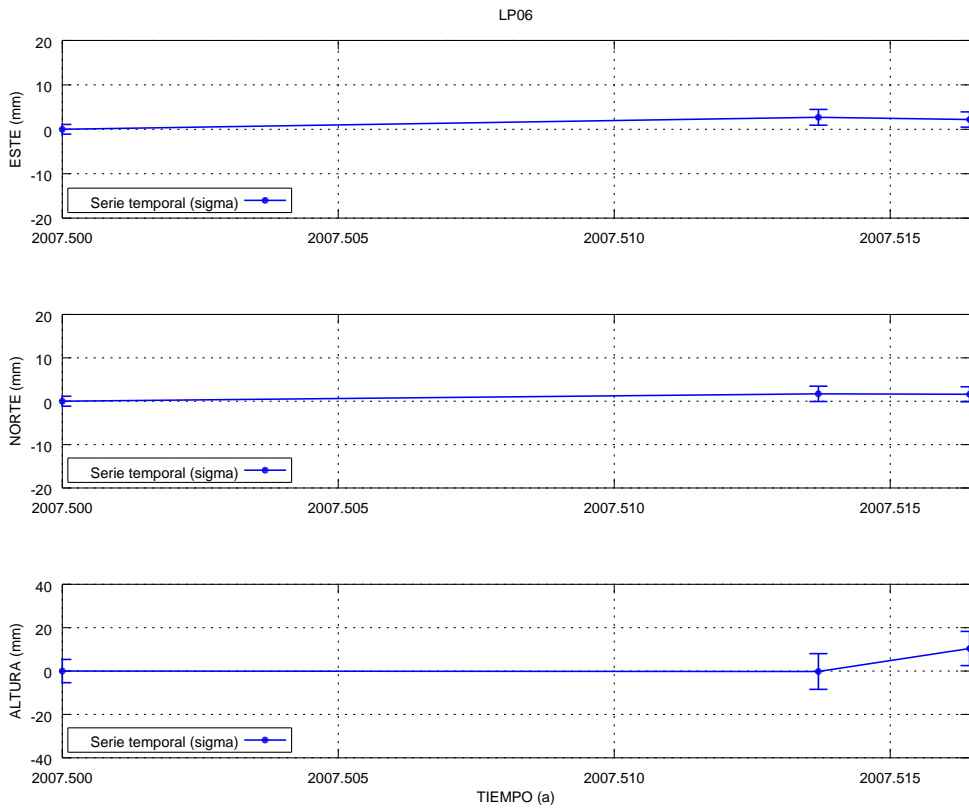


(a) Estación LP04

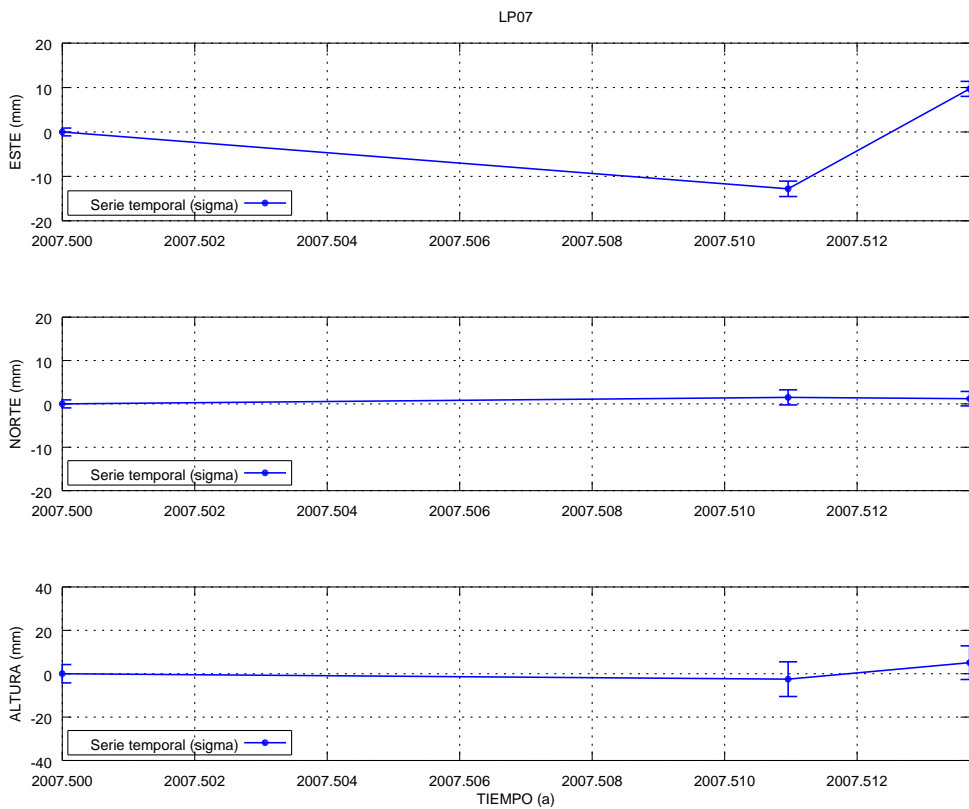


(b) Estación LP05

Figura A.118: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP04 y LP05.

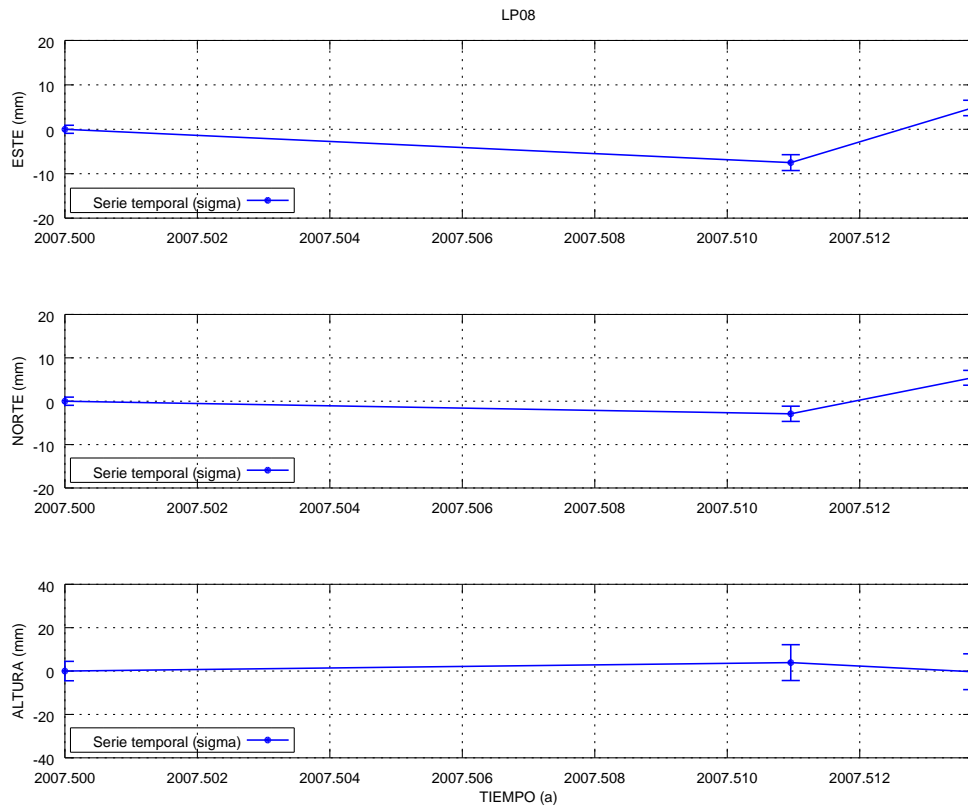


(a) Estación LP06

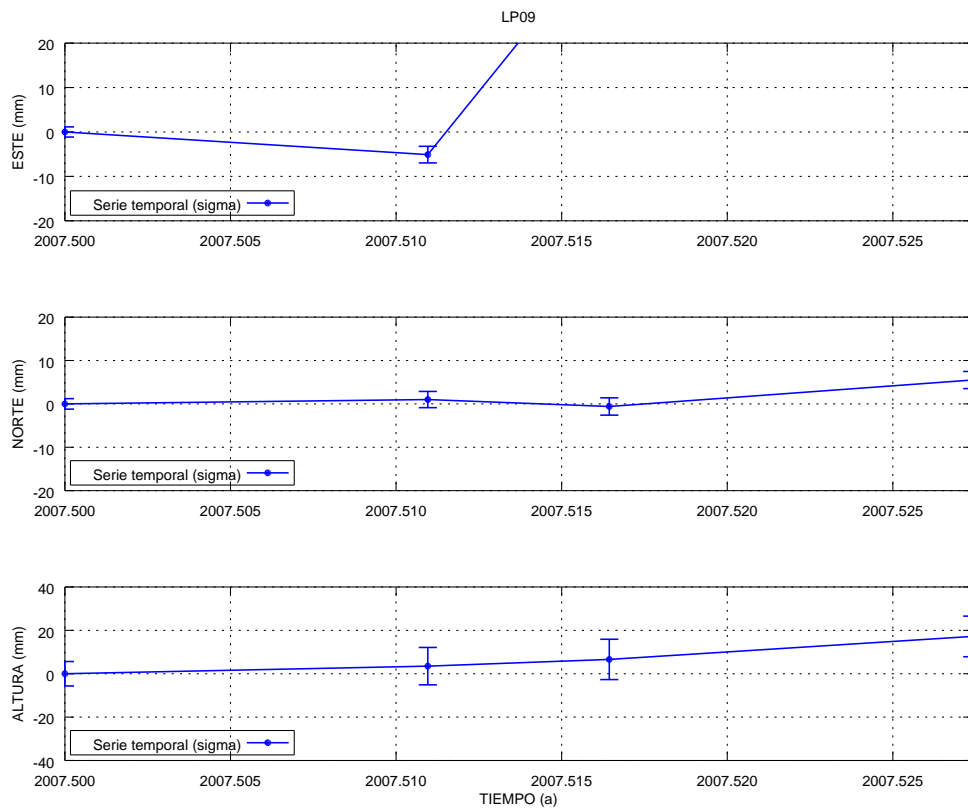


(b) Estación LP07

Figura A.119: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP06 y LP07.

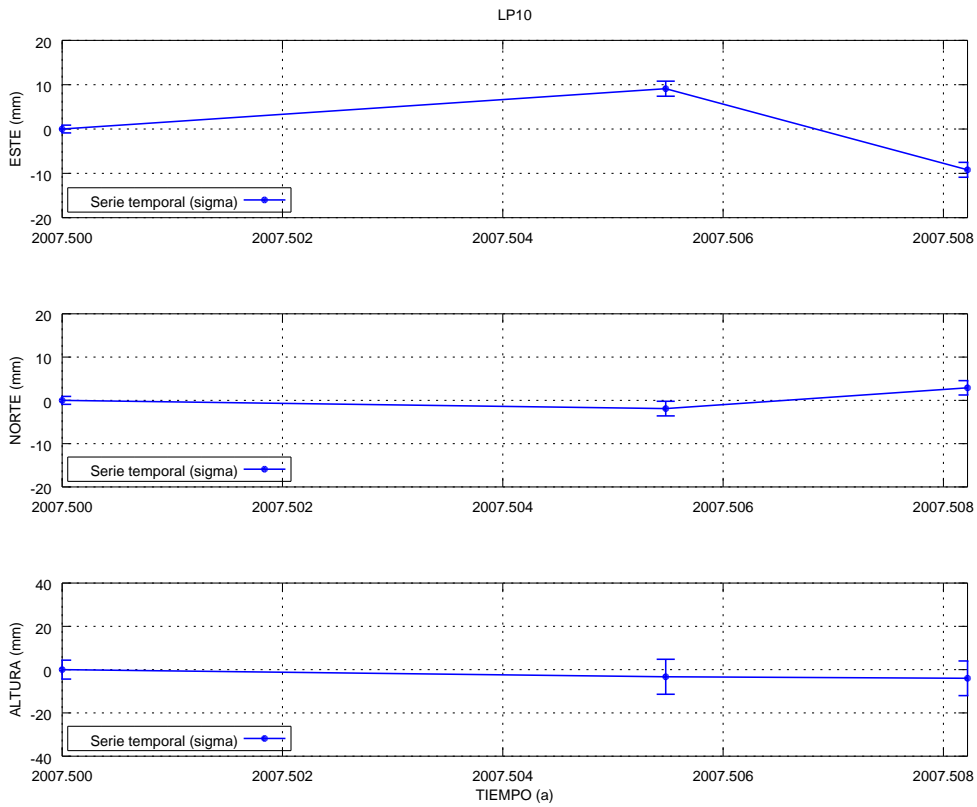


(a) Estación LP08

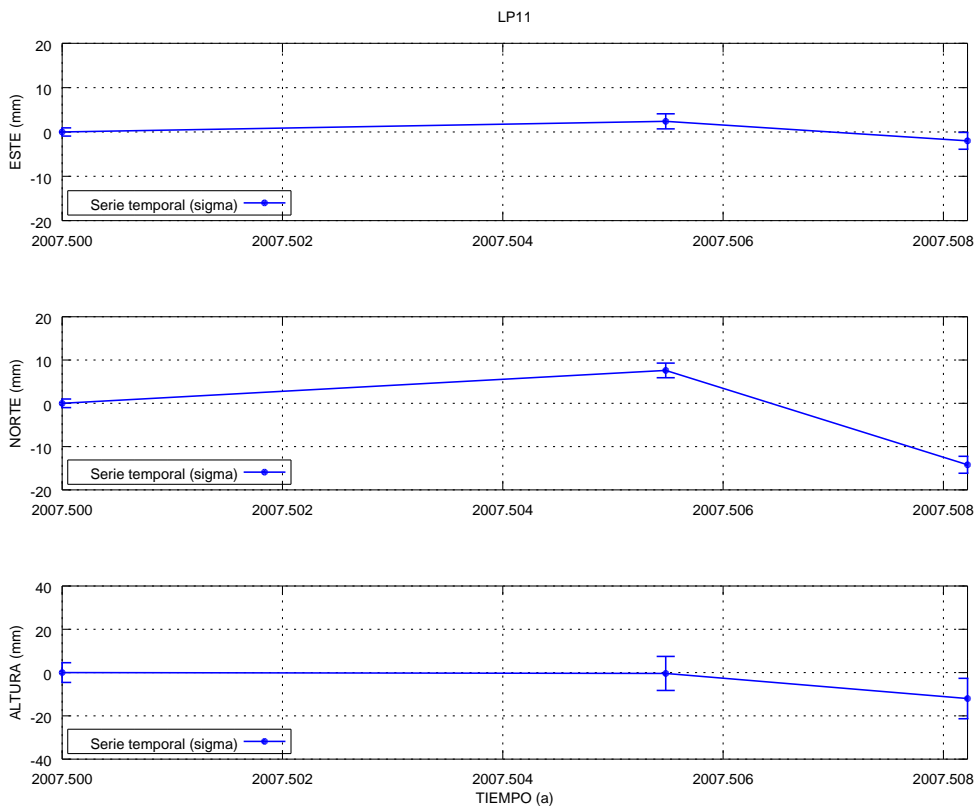


(b) Estación LP09

Figura A.120: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP08 y LP09.

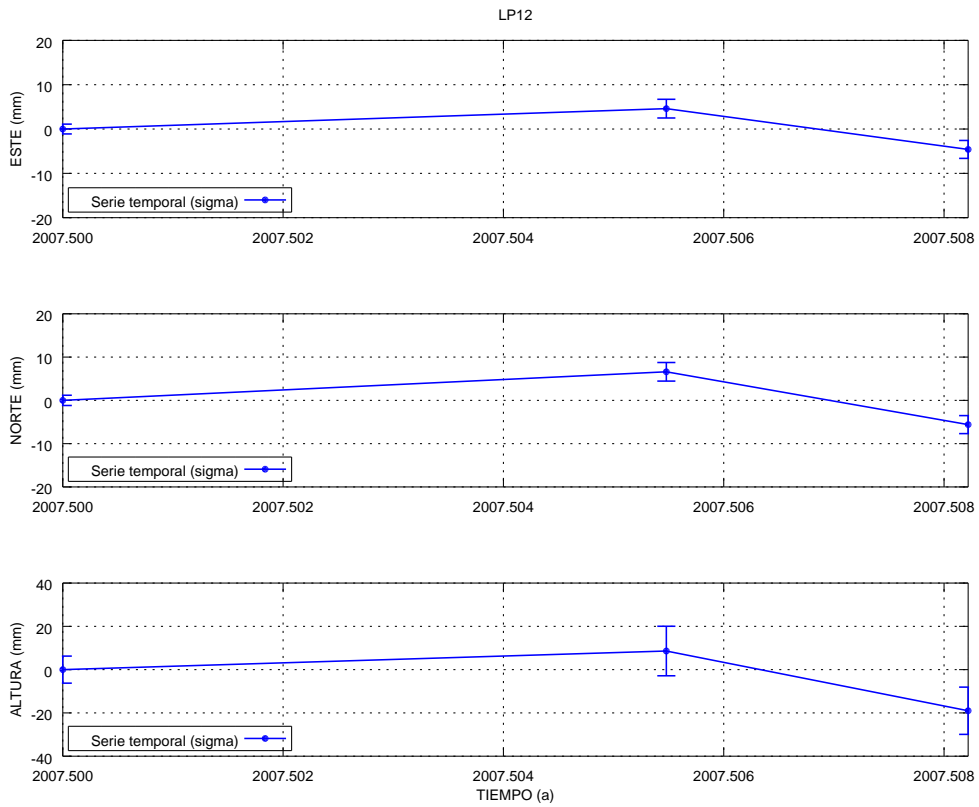


(a) Estación LP10

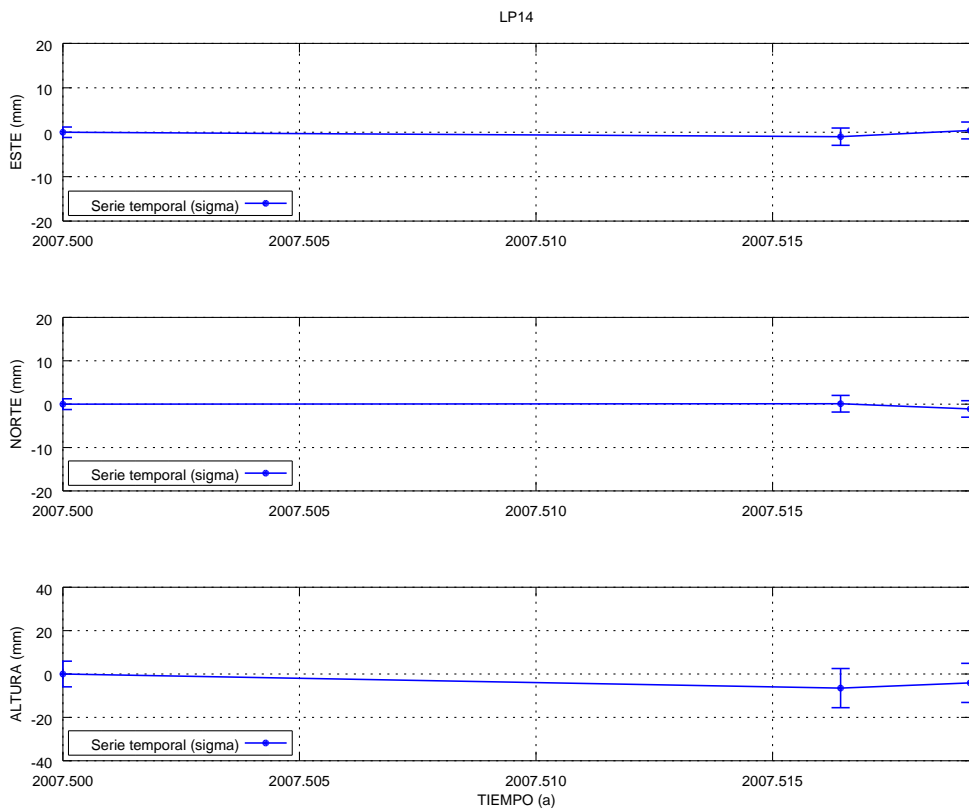


(b) Estación LP11

Figura A.121: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP10 y LP11.

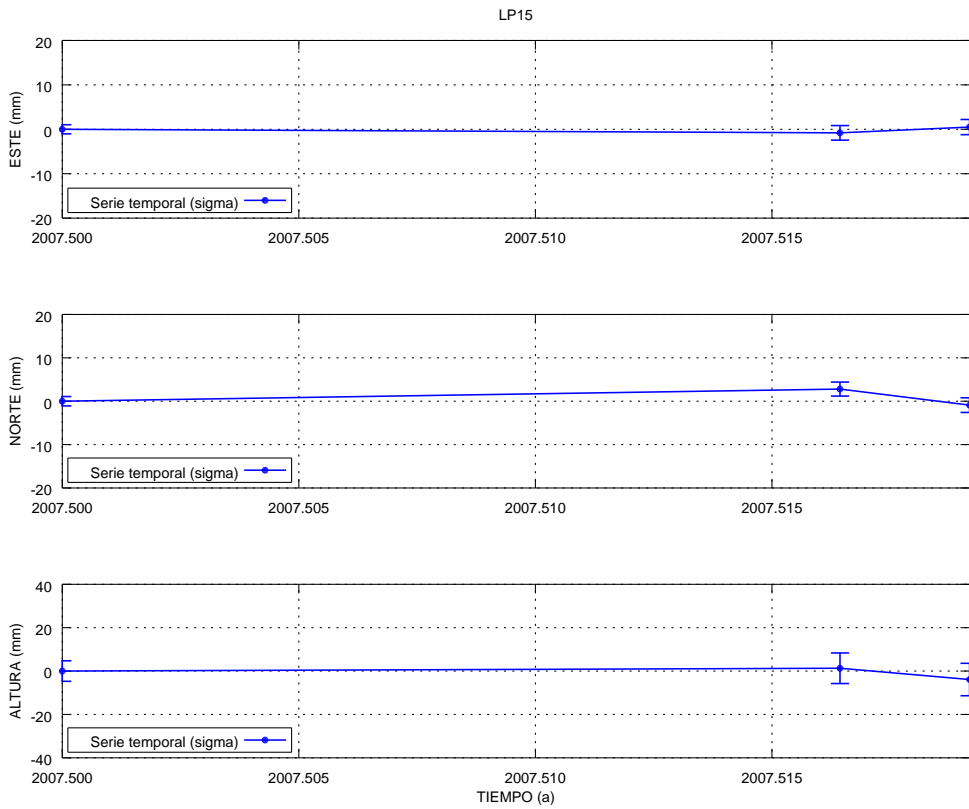


(a) Estación LP12

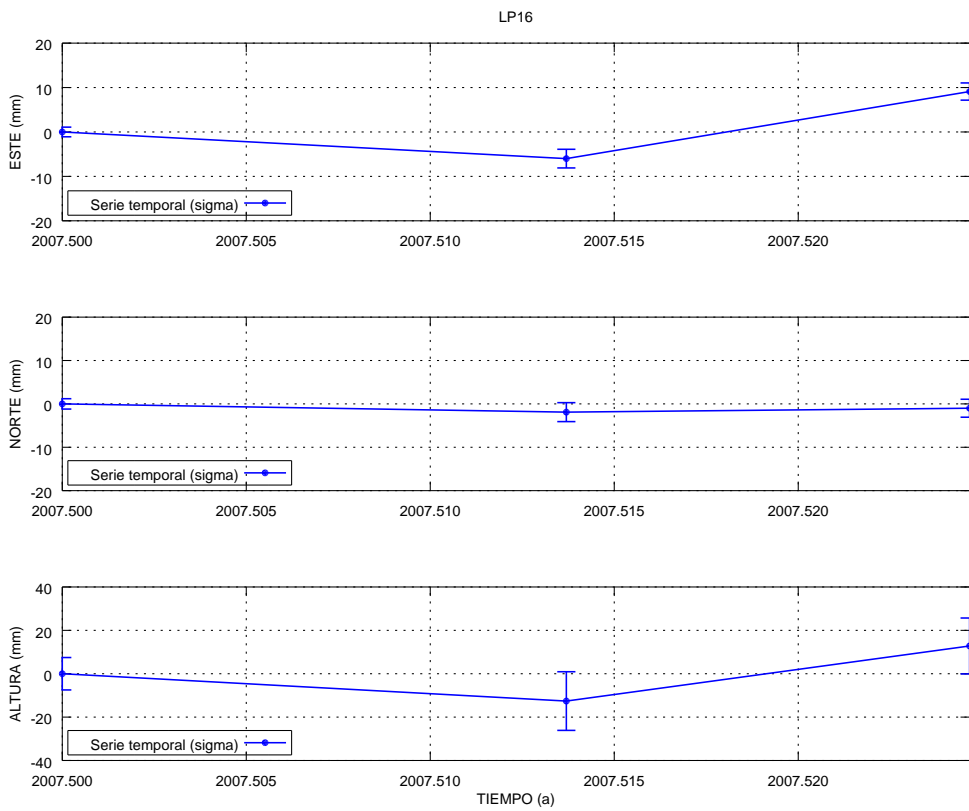


(b) Estación LP14

Figura A.122: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP12 y LP14.

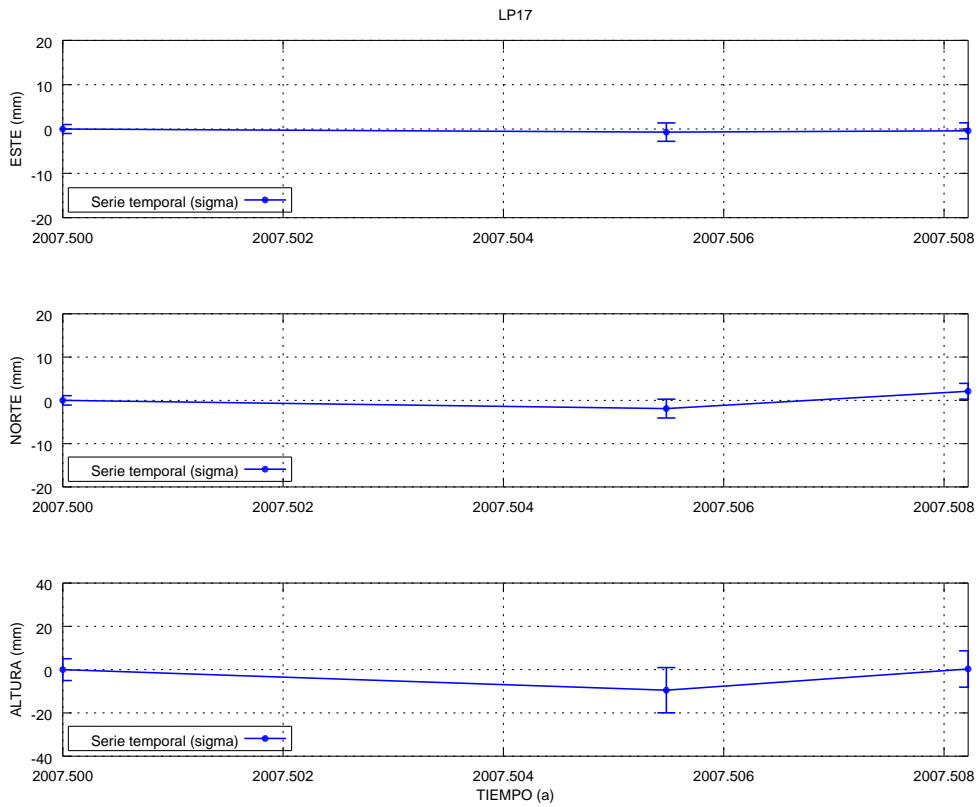


(a) Estación LP15

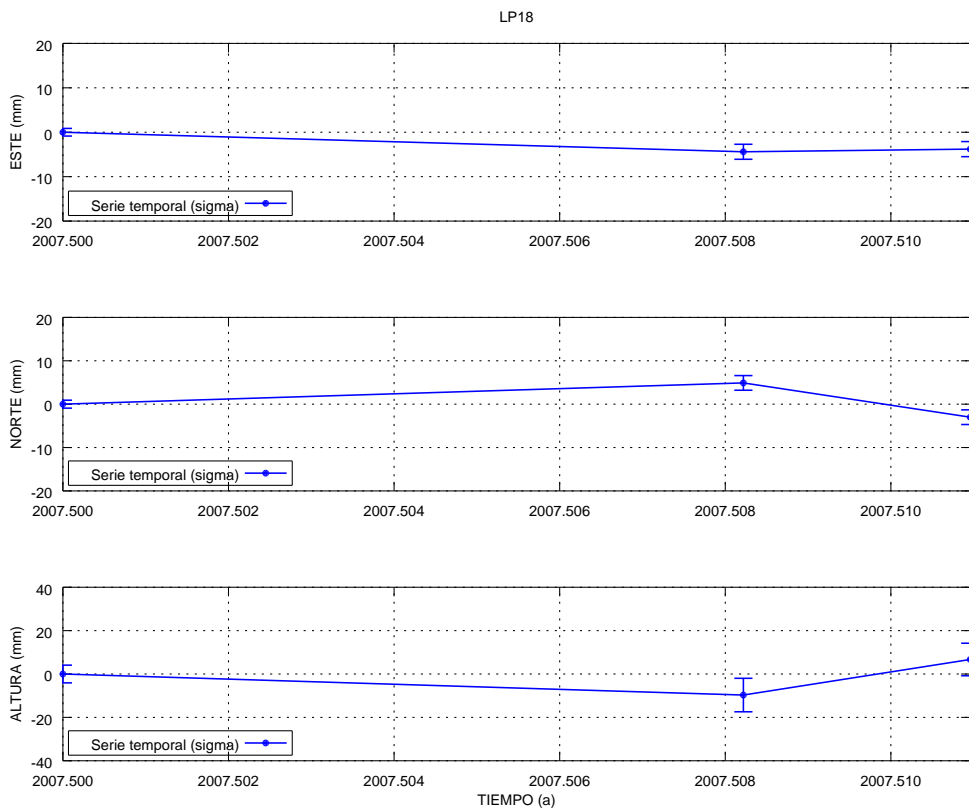


(b) Estación LP16

Figura A.123: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP15 y LP16.

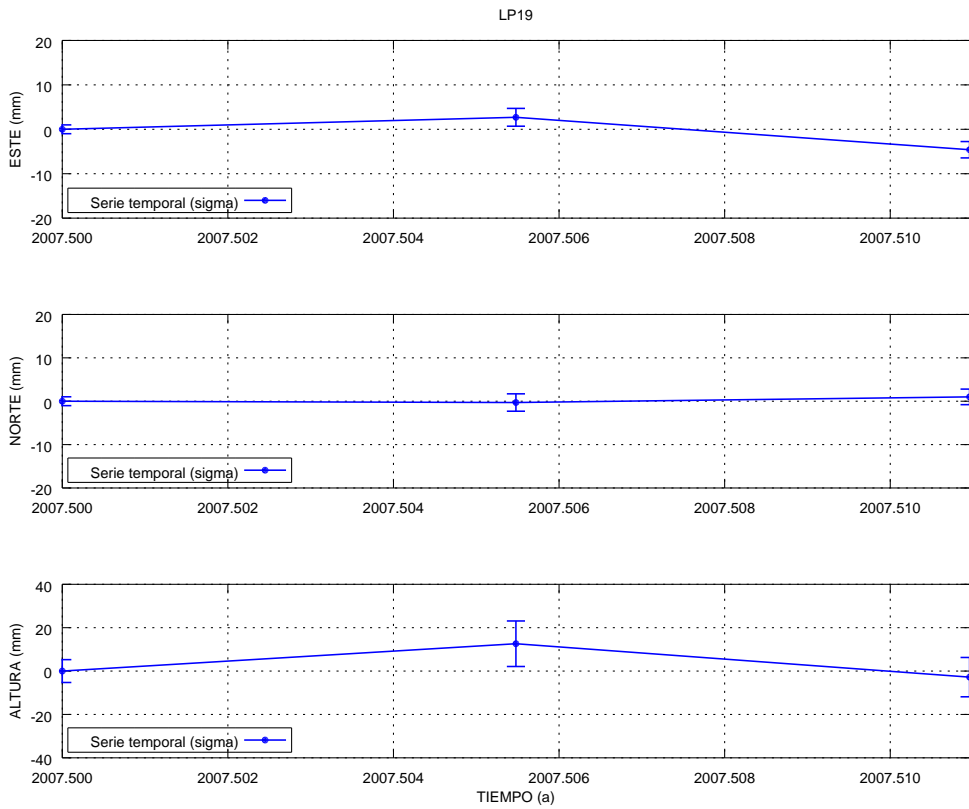


(a) Estación LP17

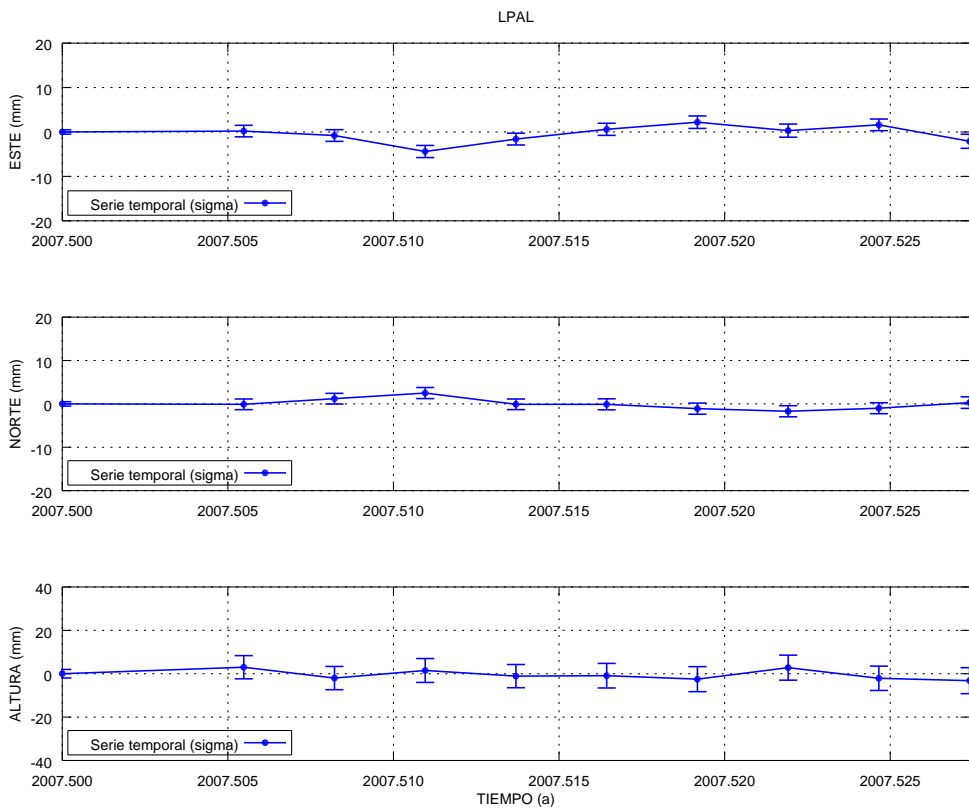


(b) Estación LP18

Figura A.124: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP17 y LP18.

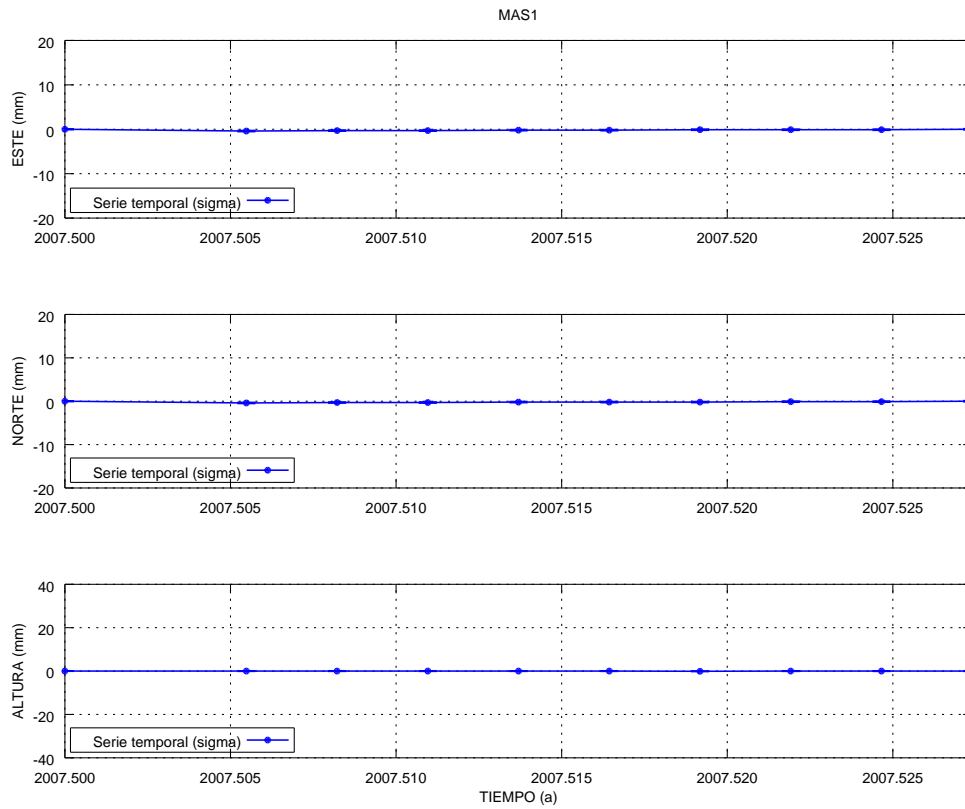


(a) Estación LP19

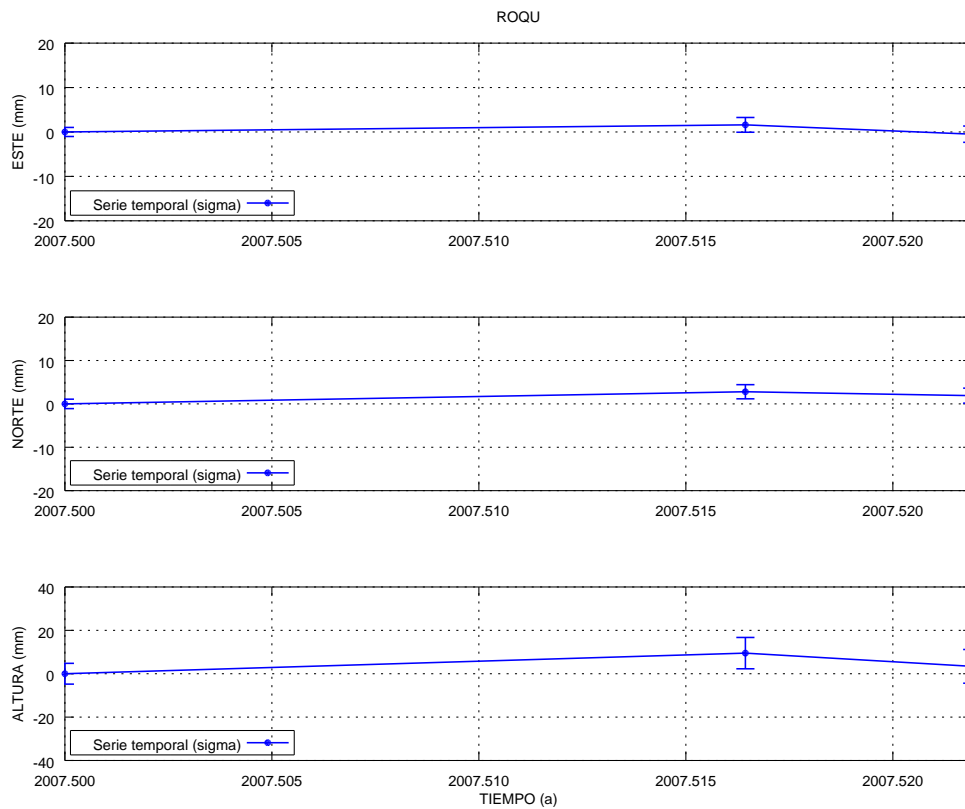


(b) Estación LPAL

Figura A.125: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP19 y LPAL.

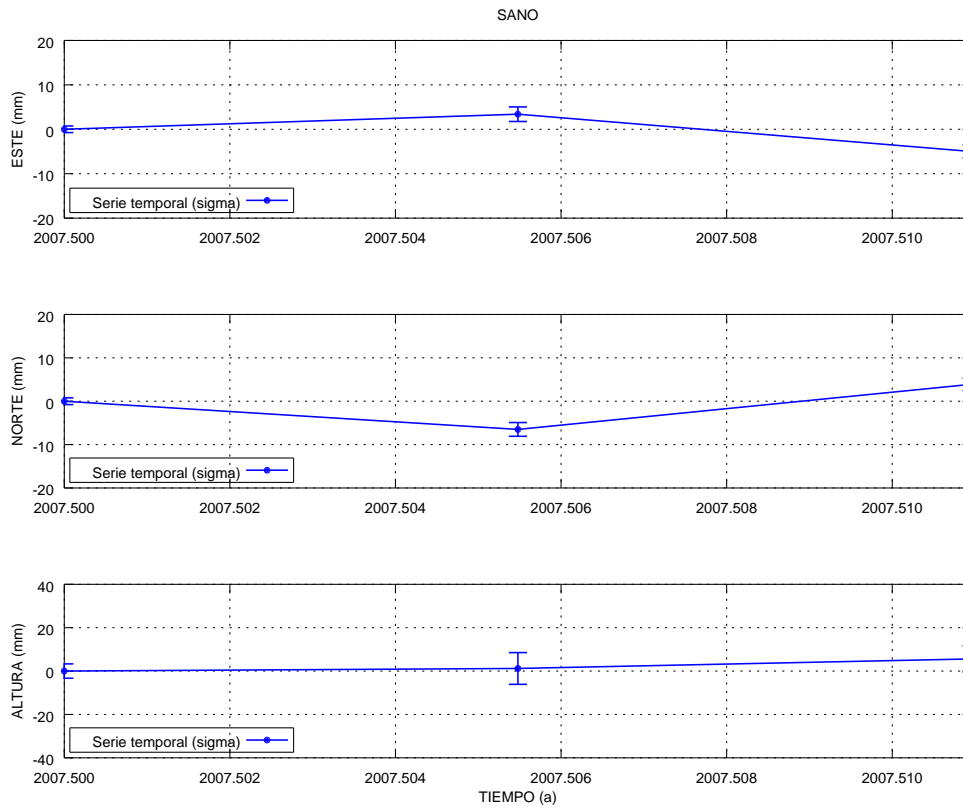


(a) Estación MAS1

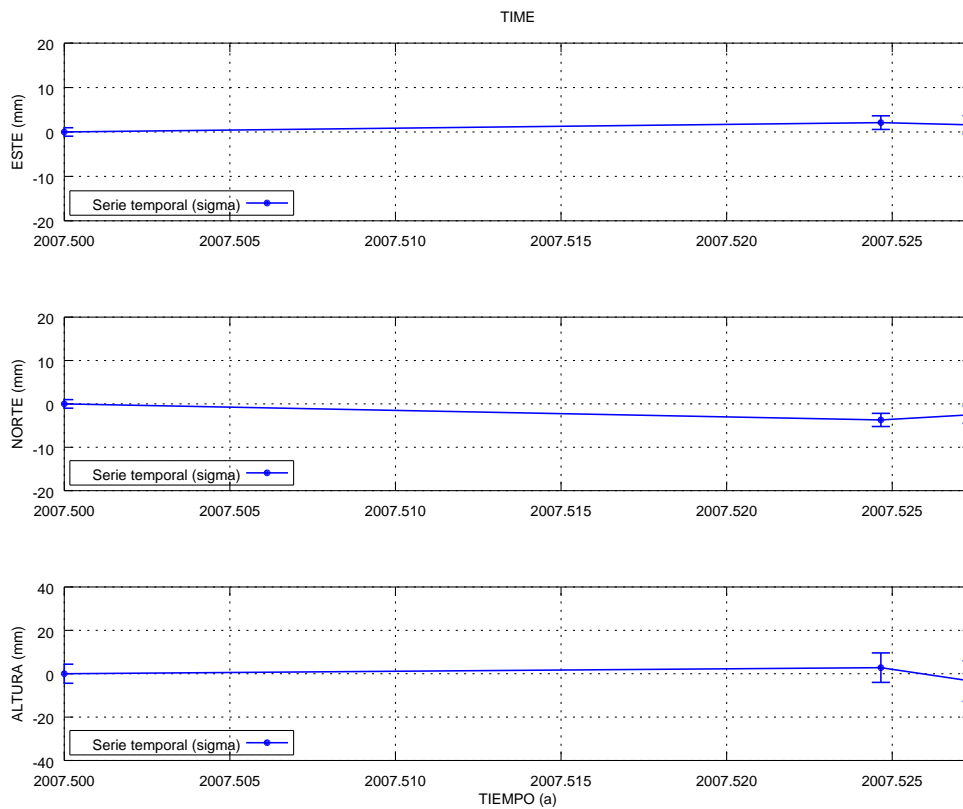


(b) Estación Roque de los Muchachos

Figura A.126: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT MAS1 y ROQU.



(a) Estación San Antonio



(b) Estación Time

Figura A.127: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT SANO y TIME.

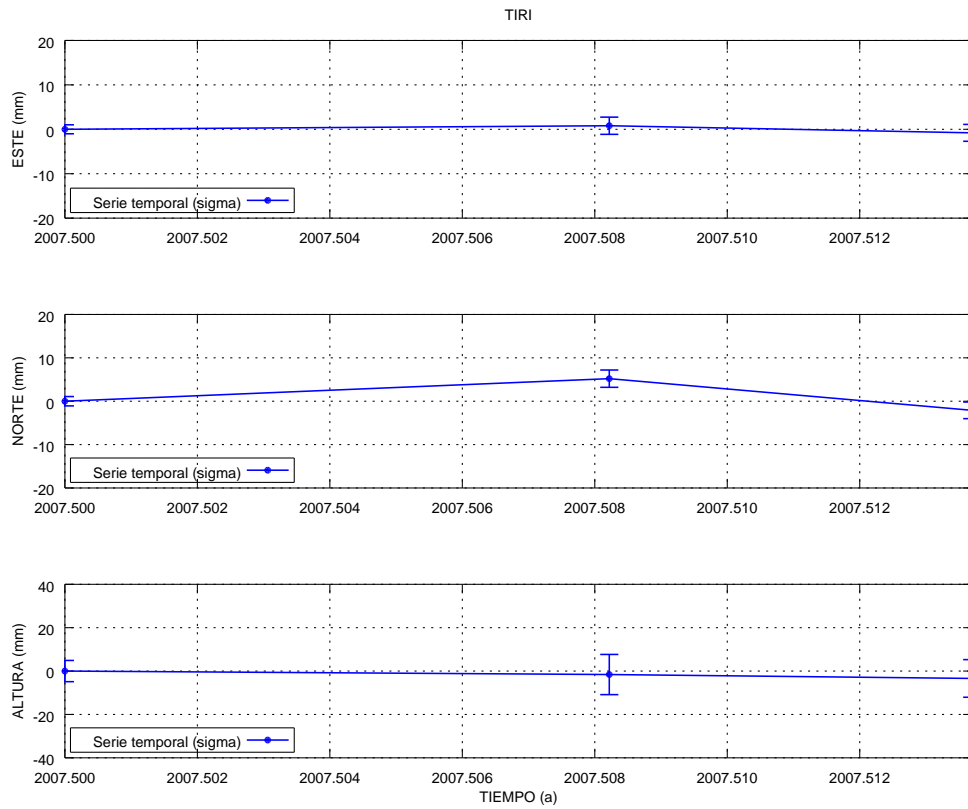
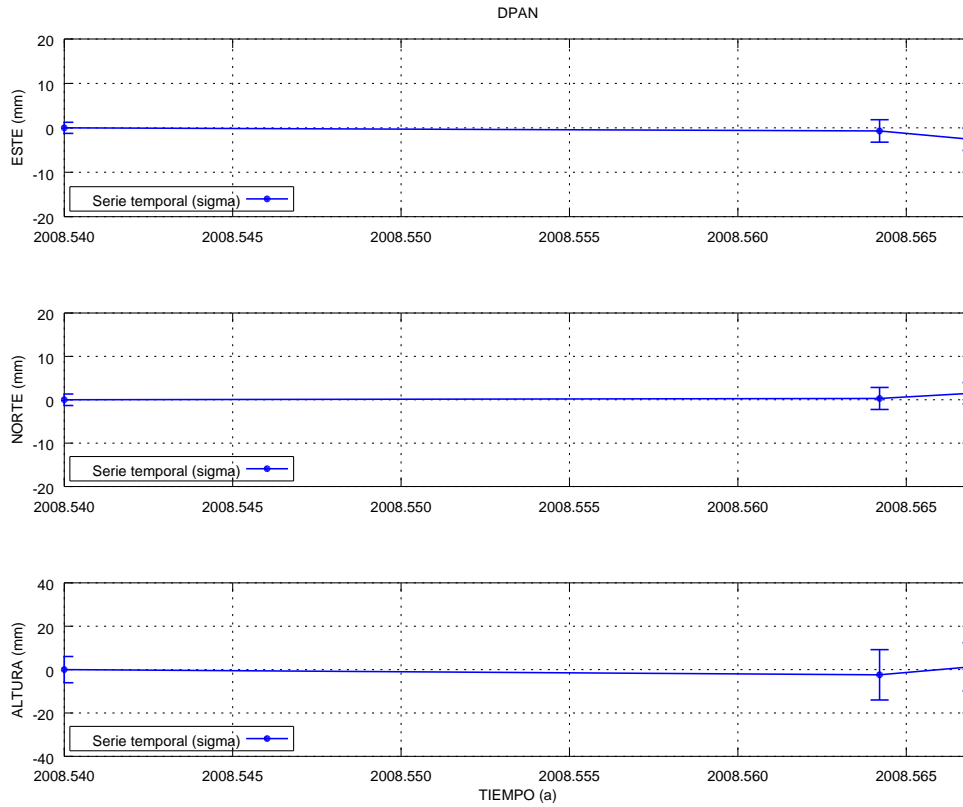
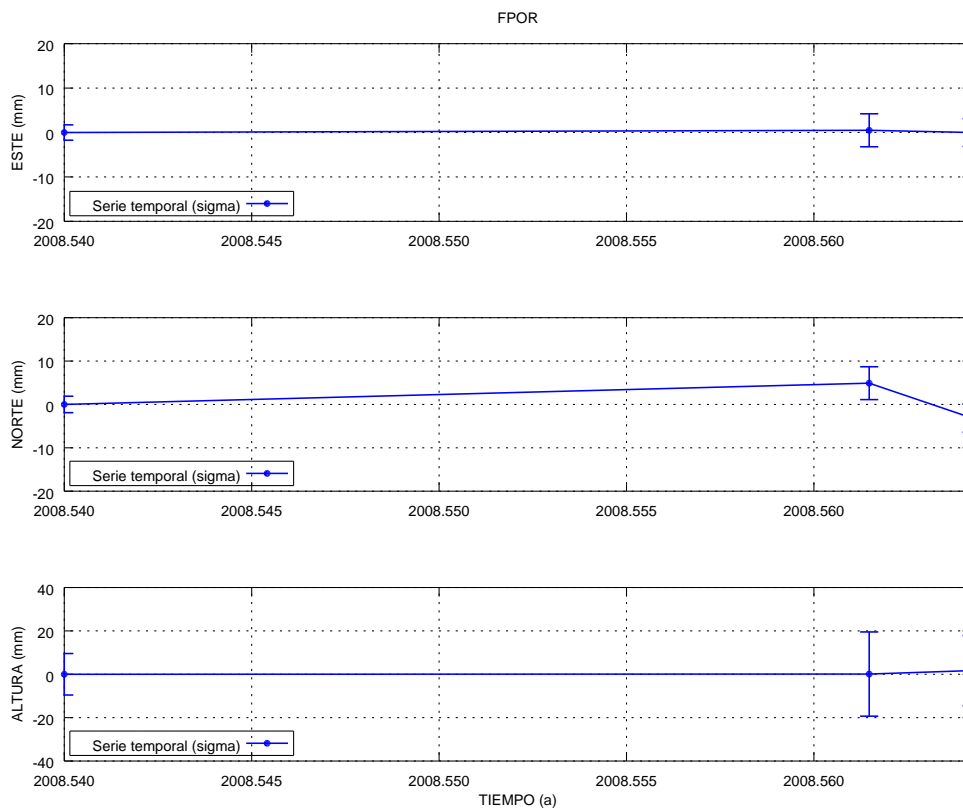


Figura A.128: Serie temporal de repetibilidades La Palma GAMIT estación Tirimaga.

Campaña de 2008

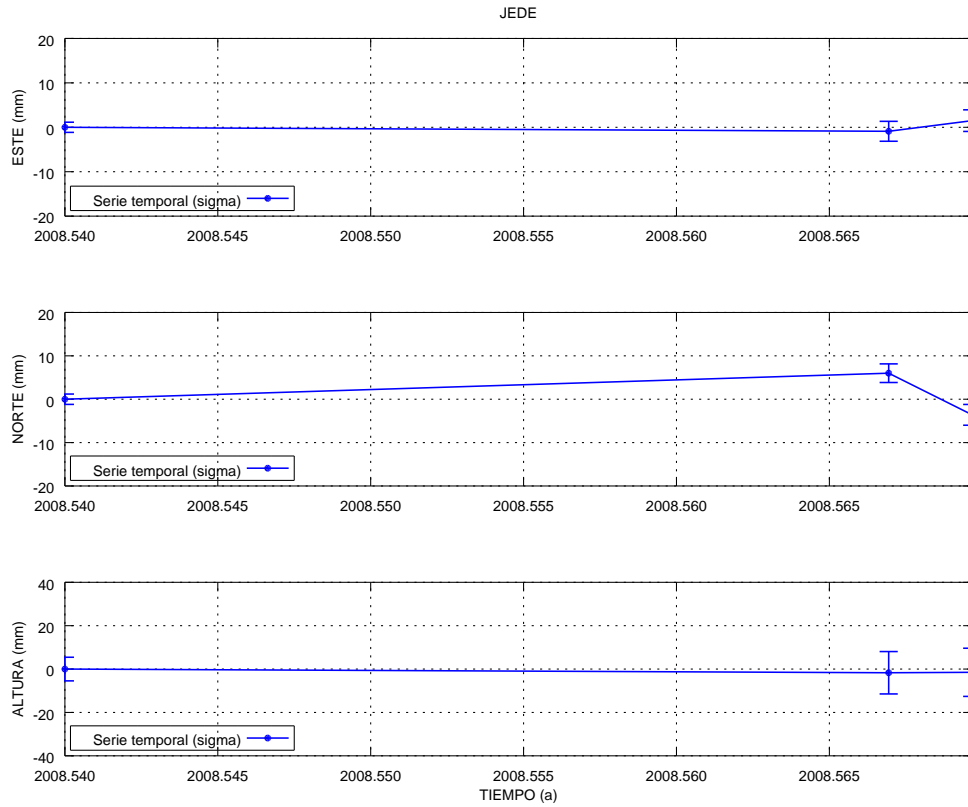


(a) Estación Don Pancho

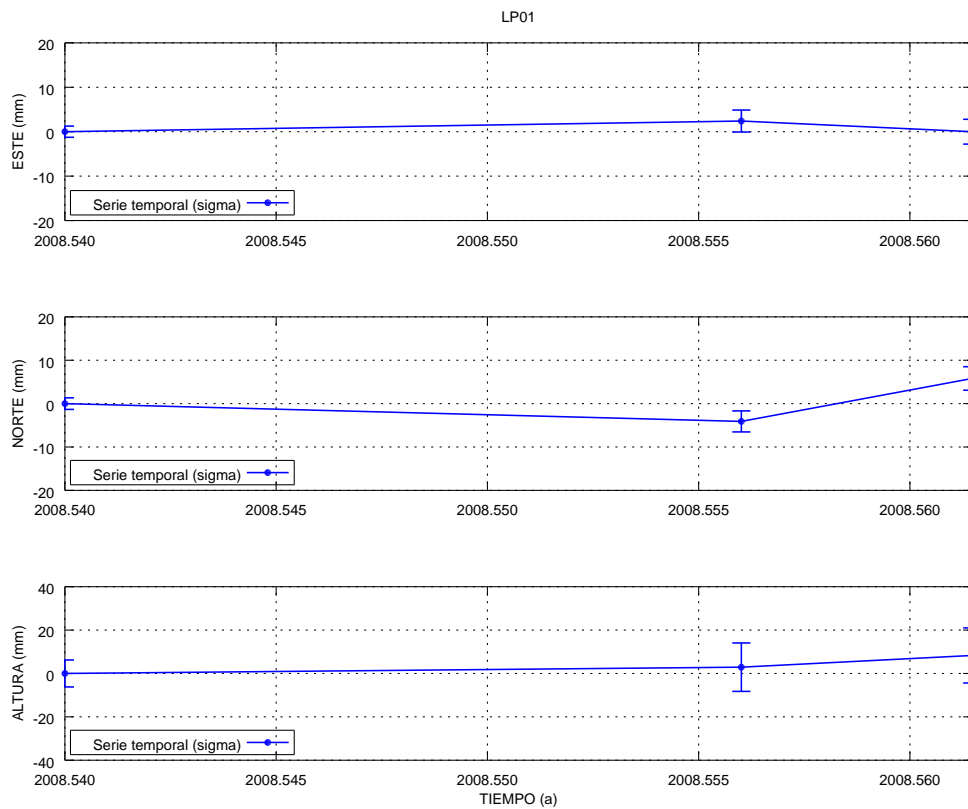


(b) Estación Fernando Porto

Figura A.129: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT DPAN y FPOR.

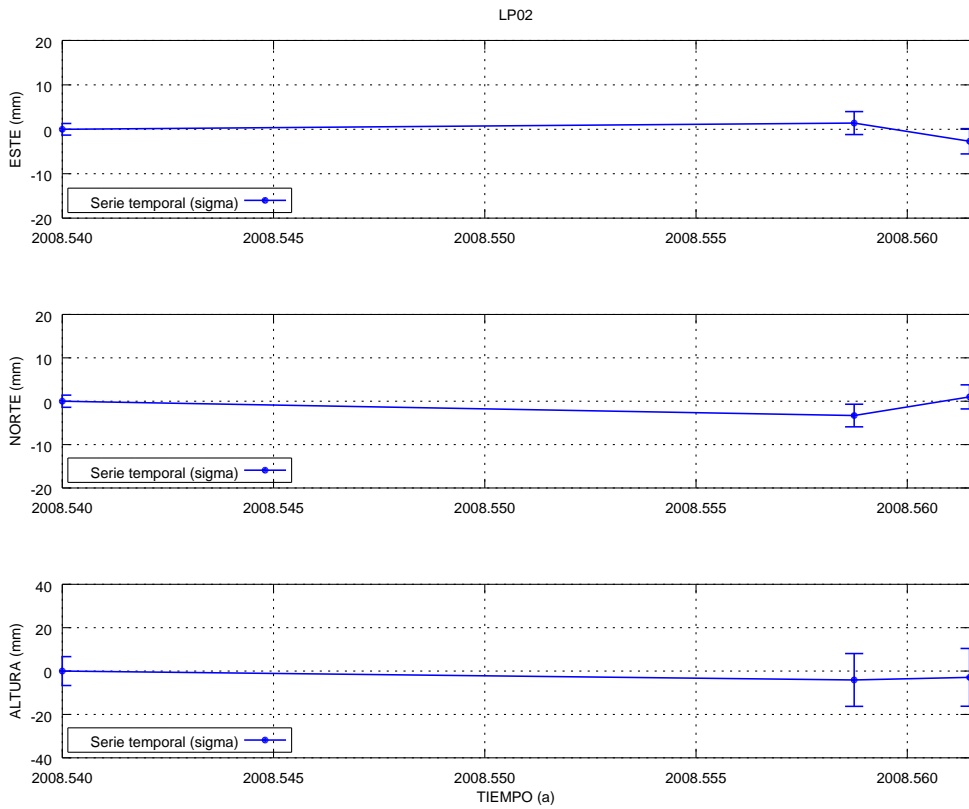


(a) Estación Jeday

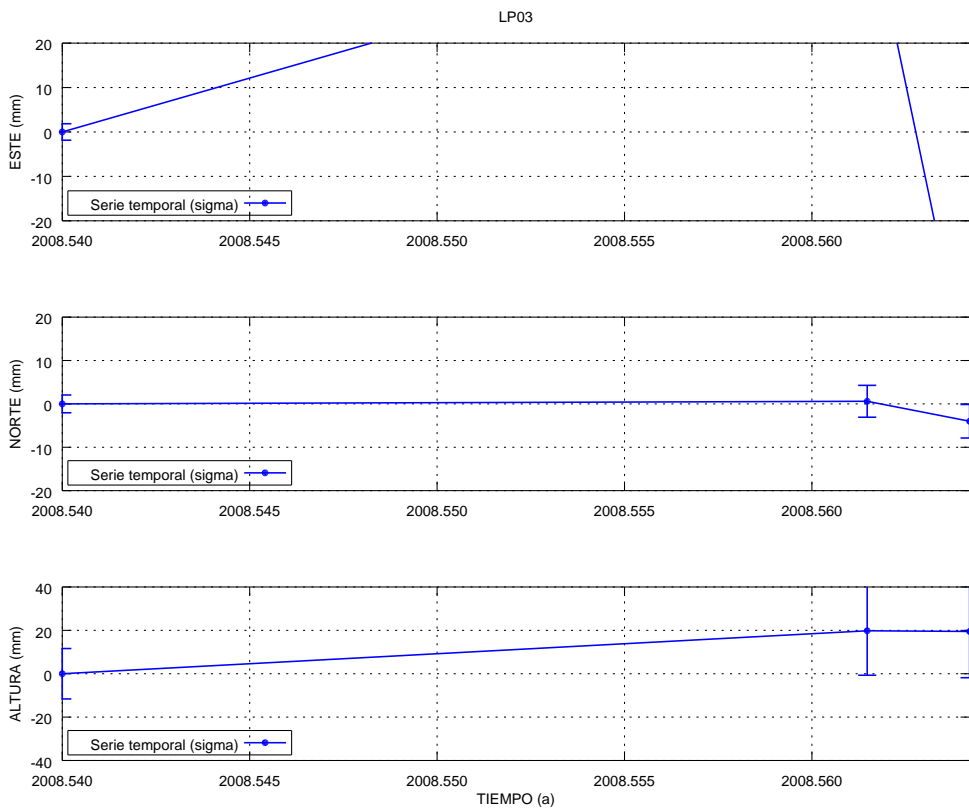


(b) Estación LP01

Figura A.130: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT JEDE y LP01.

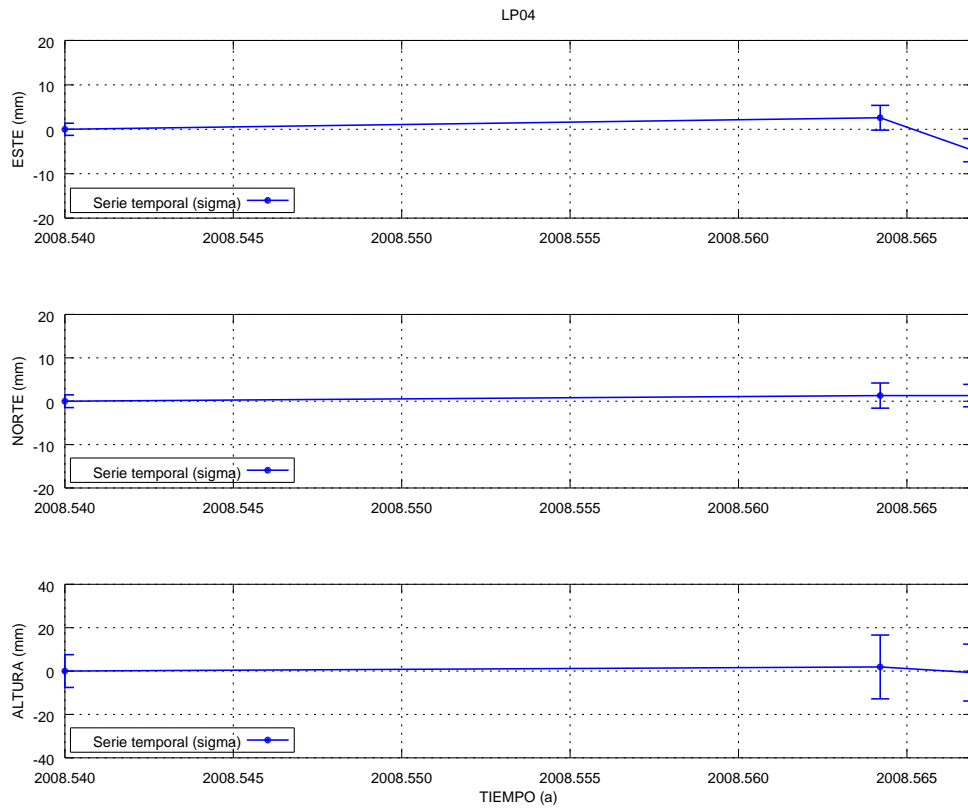


(a) Estación LP02

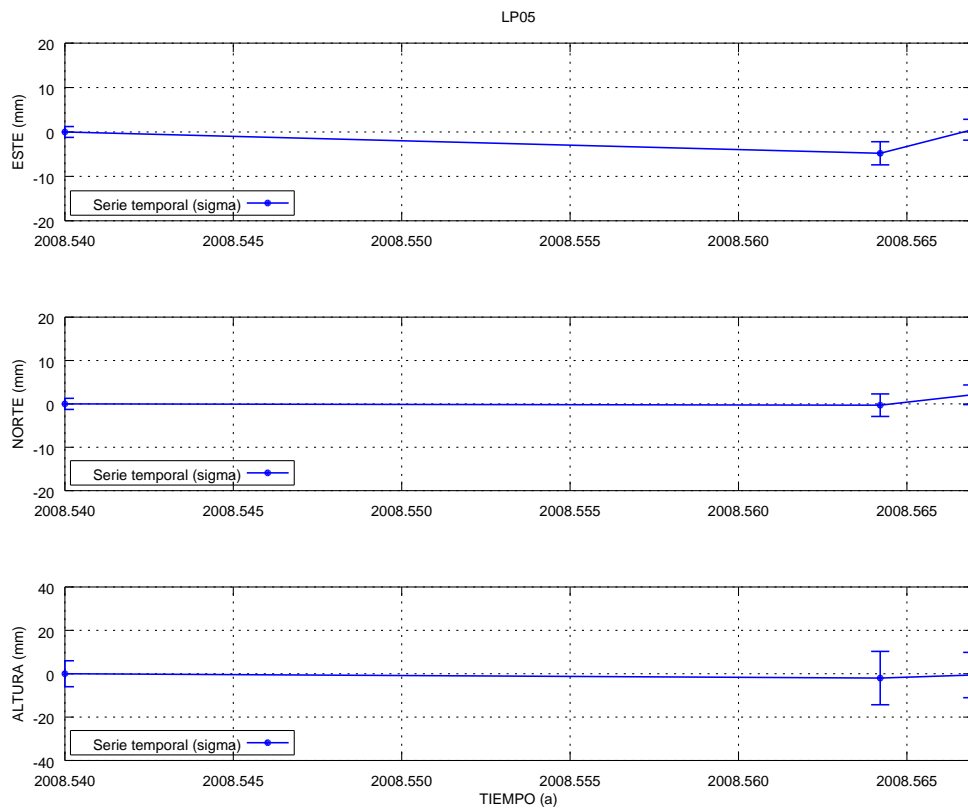


(b) Estación LP03

Figura A.131: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP02 y LP03.

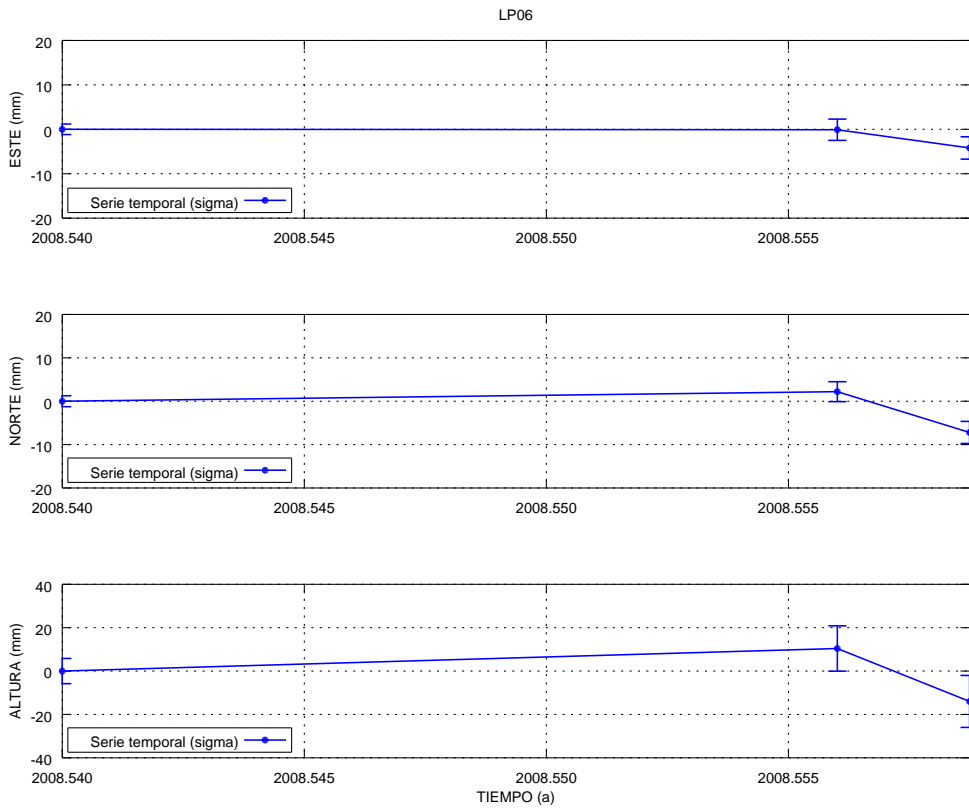


(a) Estación LP04

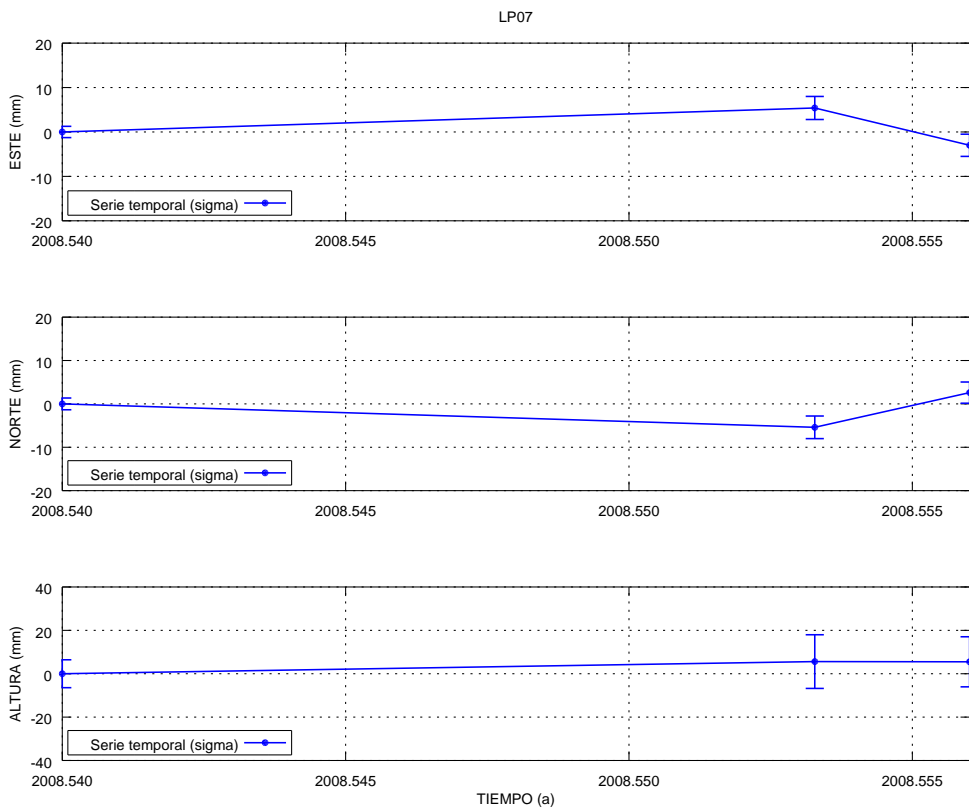


(b) Estación LP05

Figura A.132: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP04 y LP05.

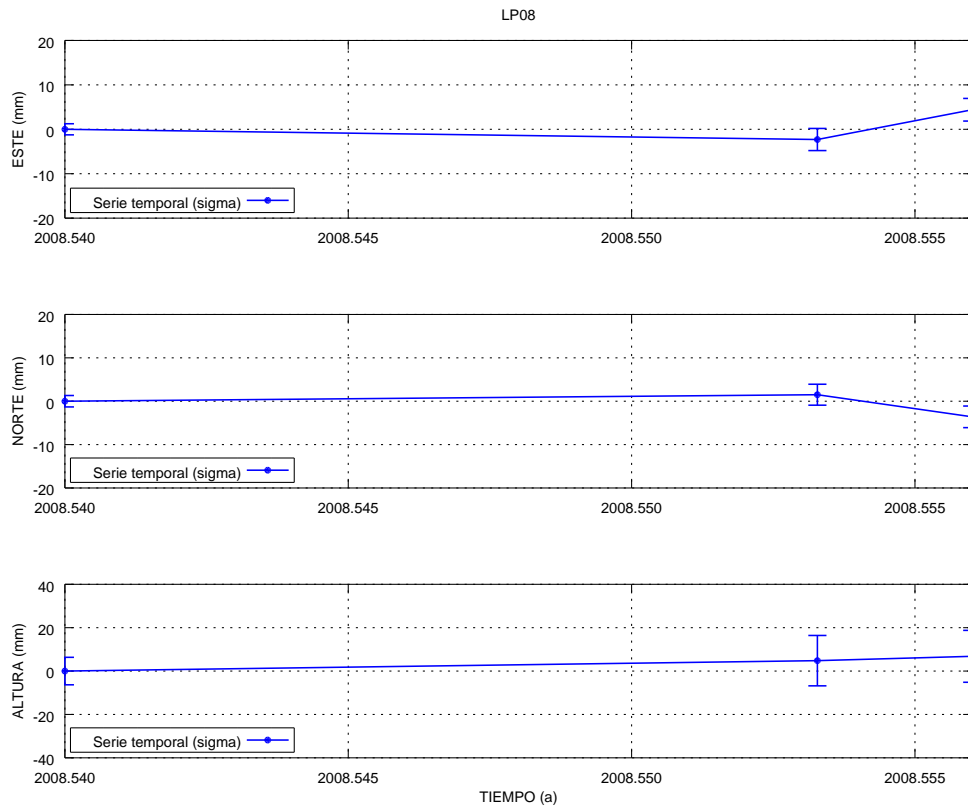


(a) Estación LP06

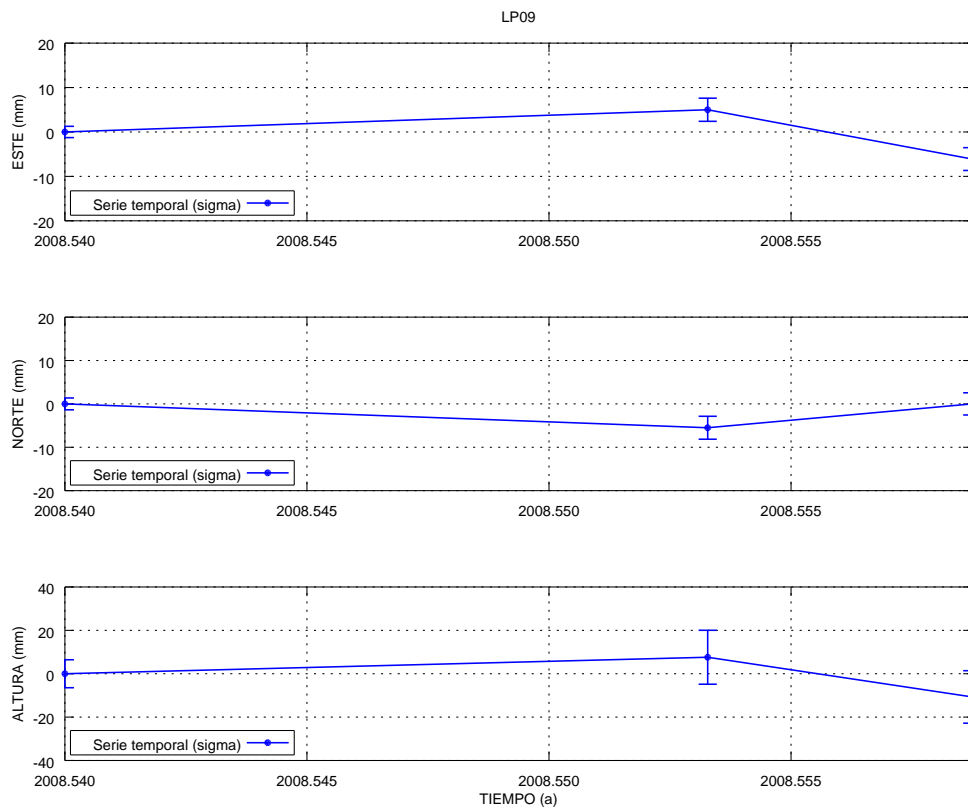


(b) Estación LP07

Figura A.133: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP06 y LP07.

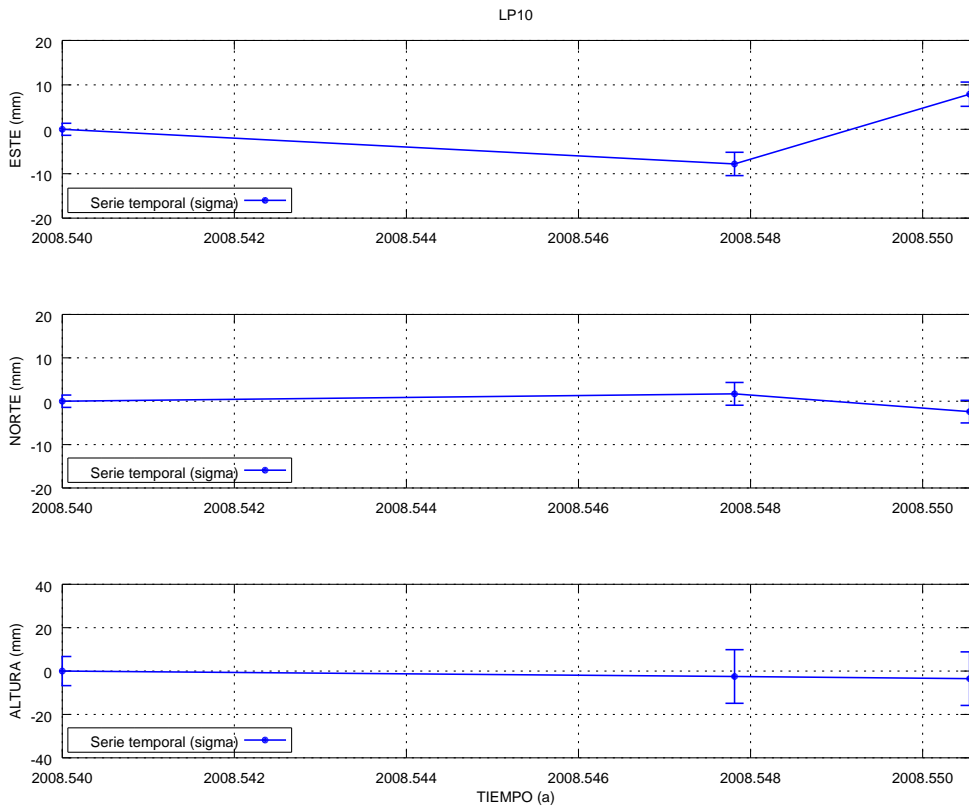


(a) Estación LP08

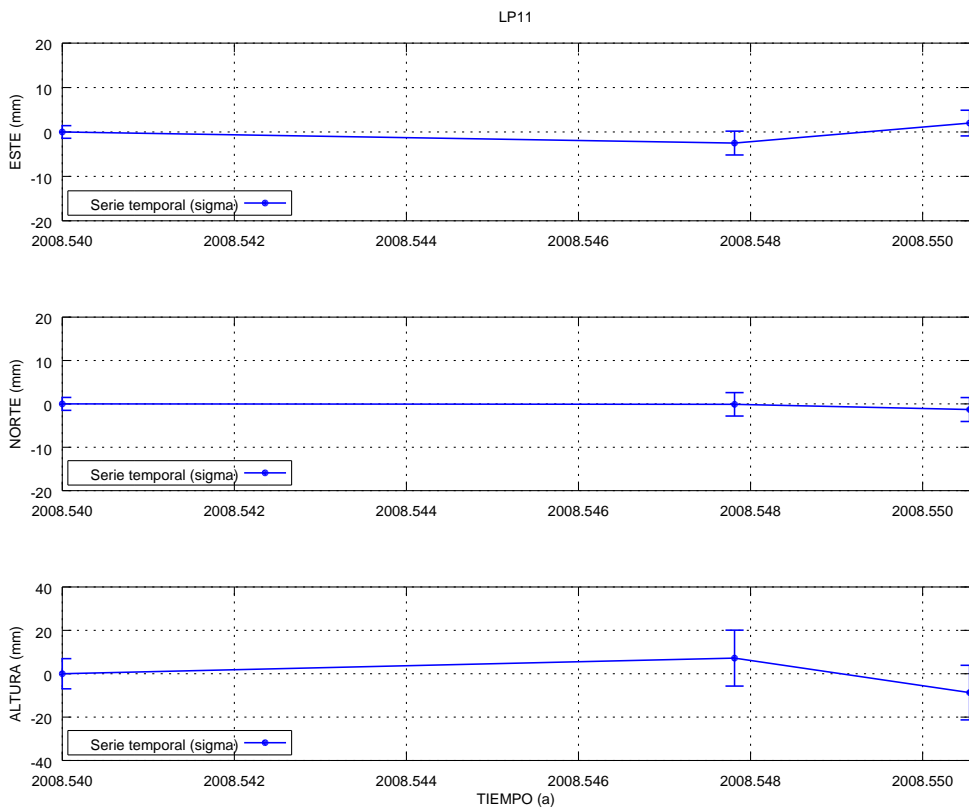


(b) Estación LP09

Figura A.134: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP08 y LP09.

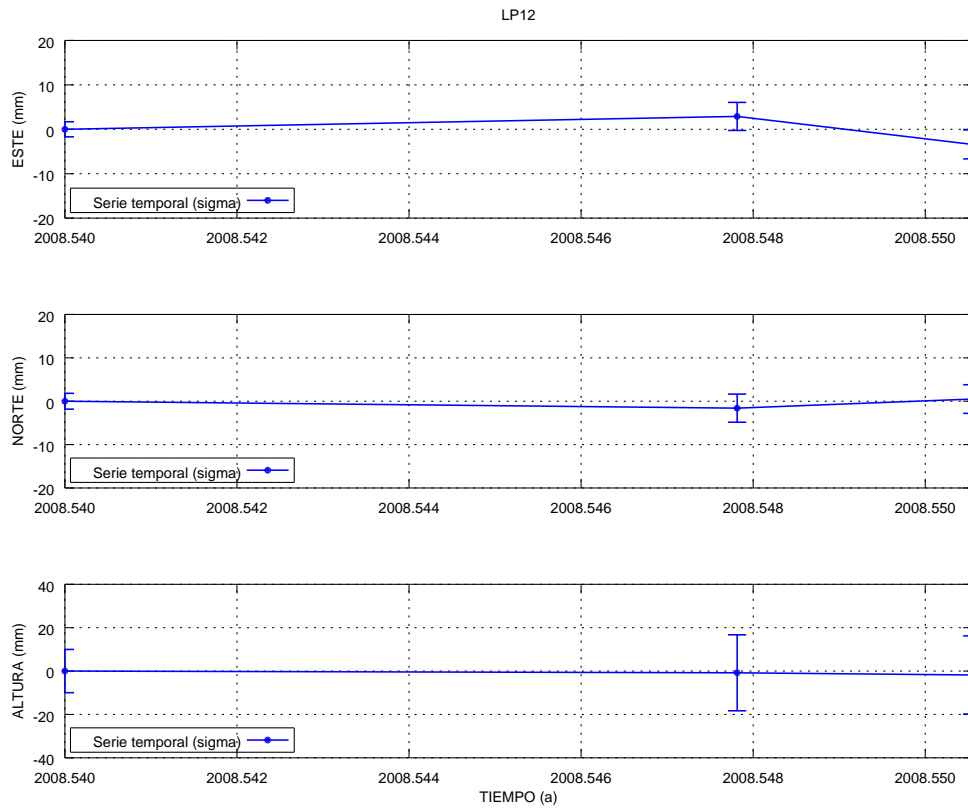


(a) Estación LP10

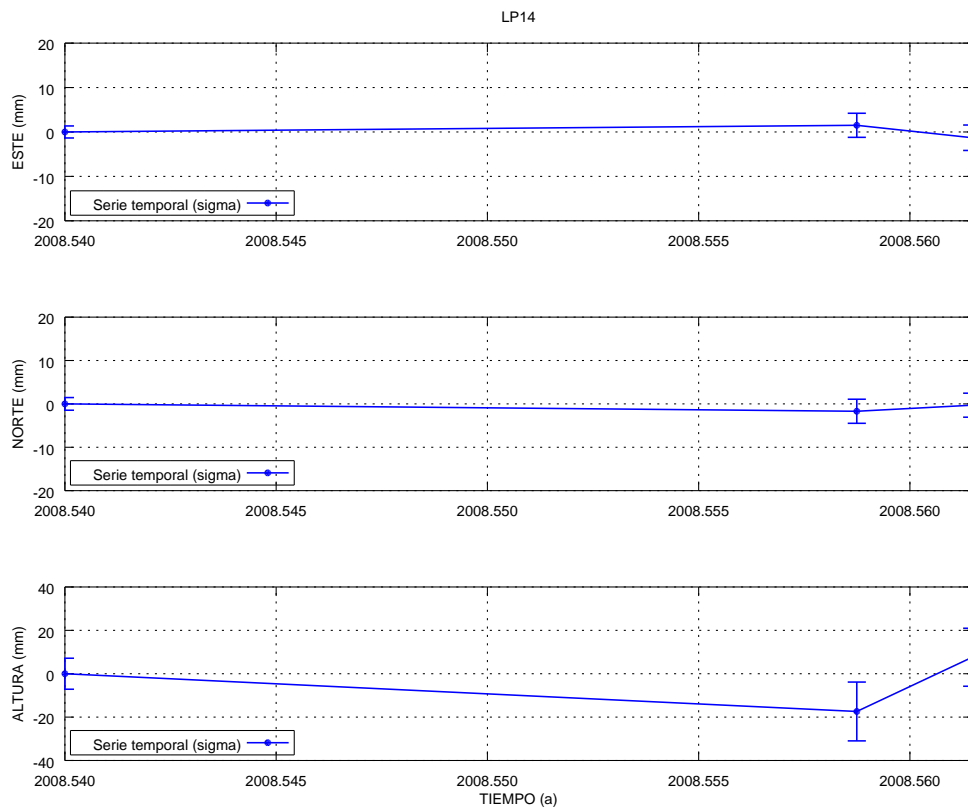


(b) Estación LP11

Figura A.135: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP10 y LP11.

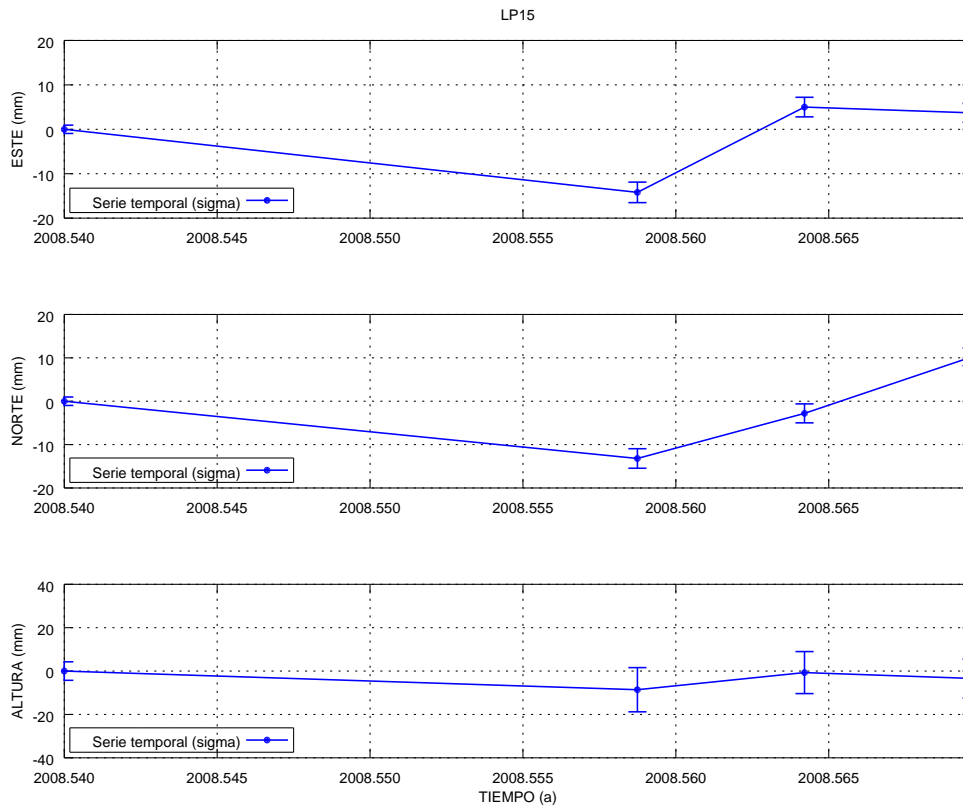


(a) Estación LP12

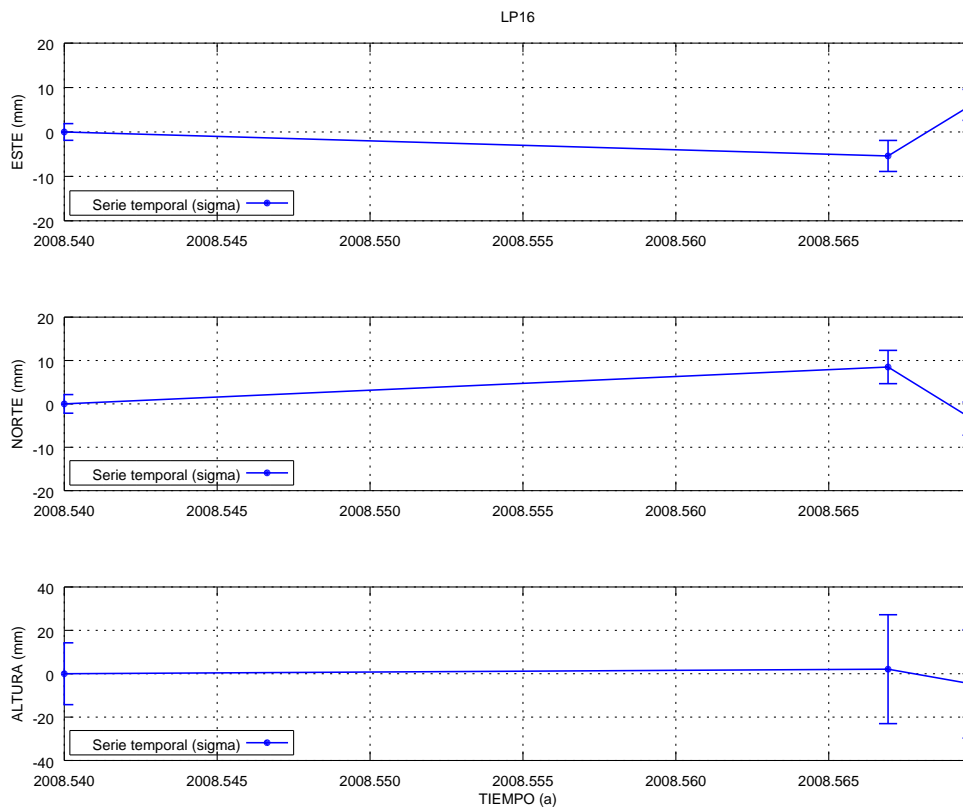


(b) Estación LP14

Figura A.136: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP12 y LP14.

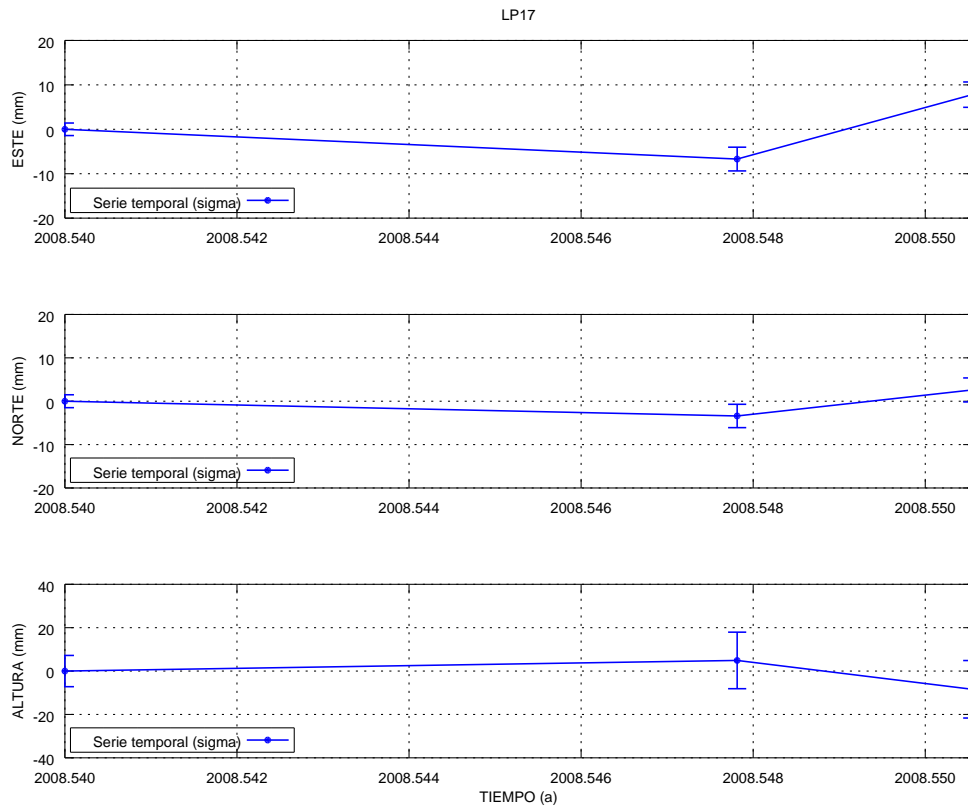


(a) Estación LP15

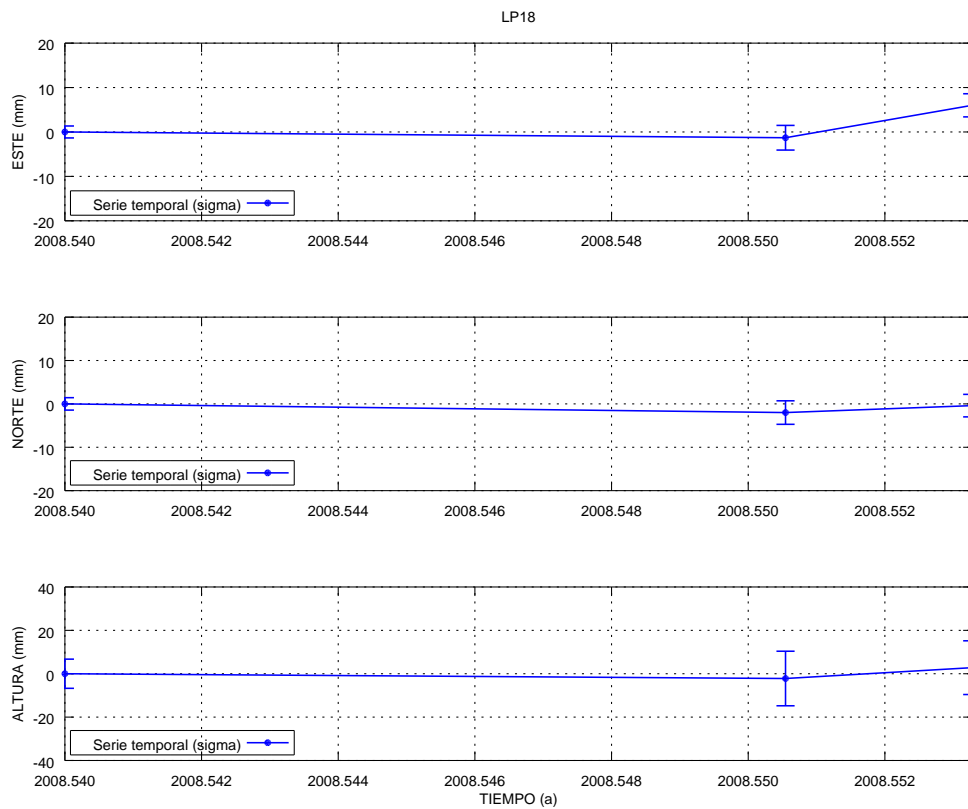


(b) Estación LP16

Figura A.137: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP15 y LP16.

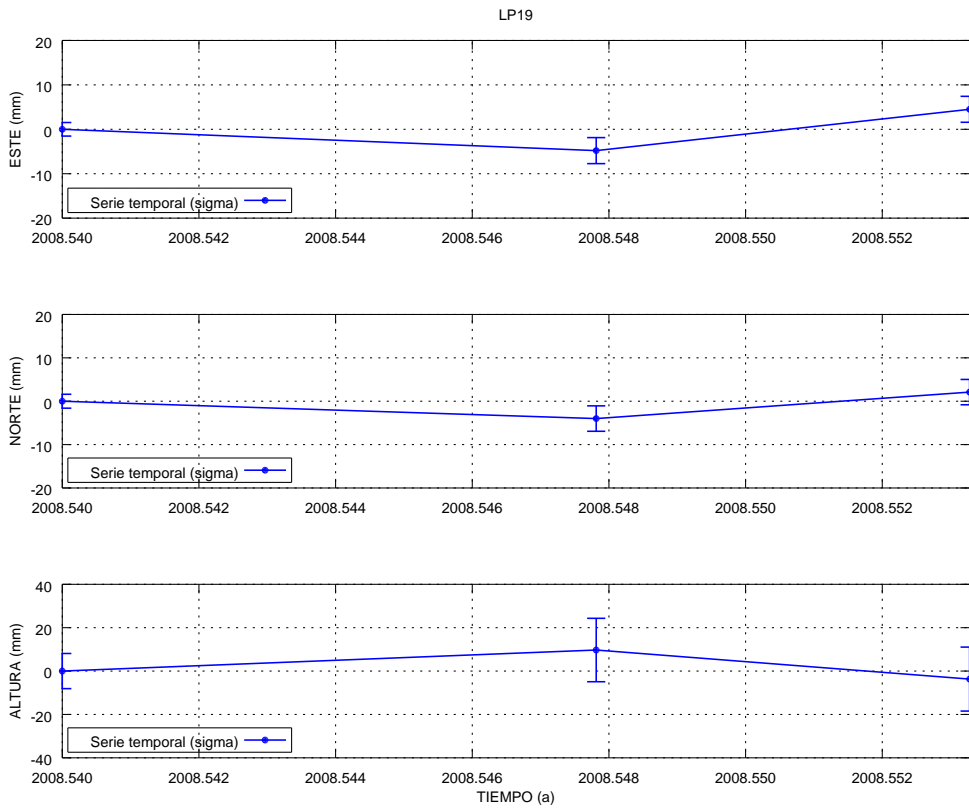


(a) Estación LP17

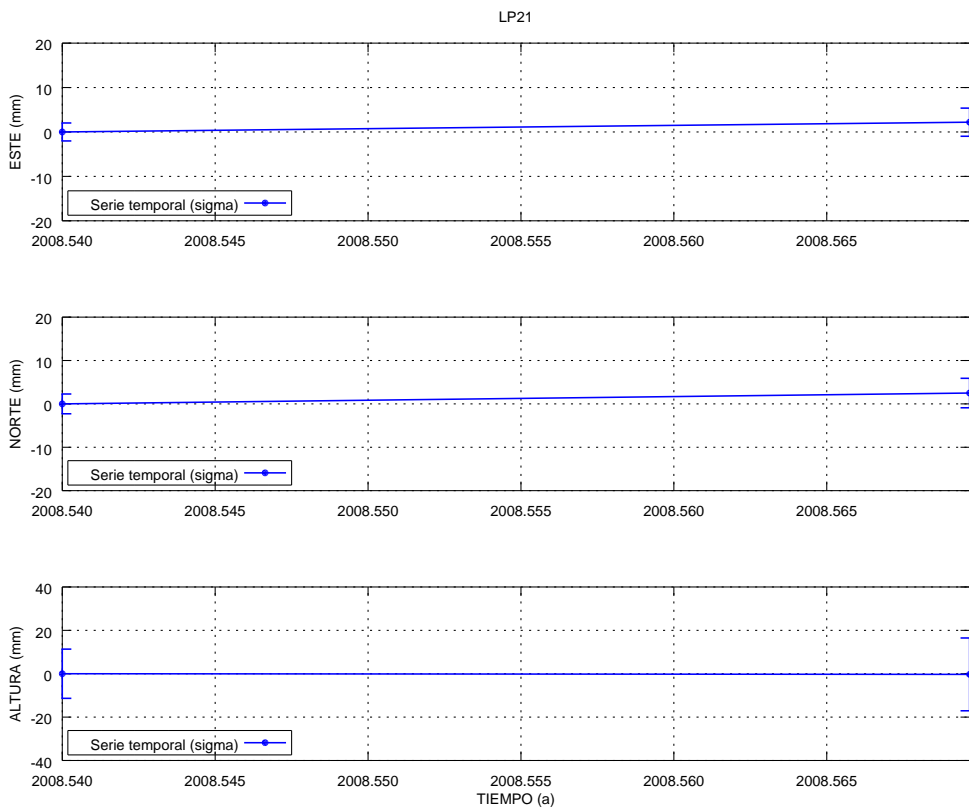


(b) Estación LP18

Figura A.138: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP17 y LP18.

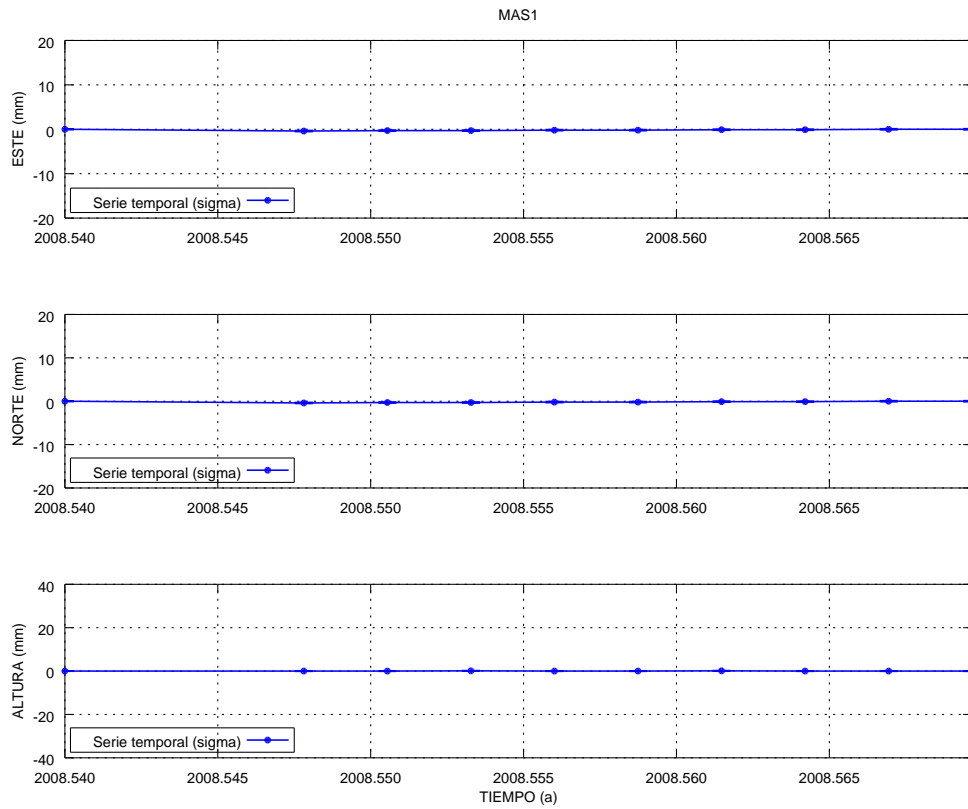


(a) Estación LP19

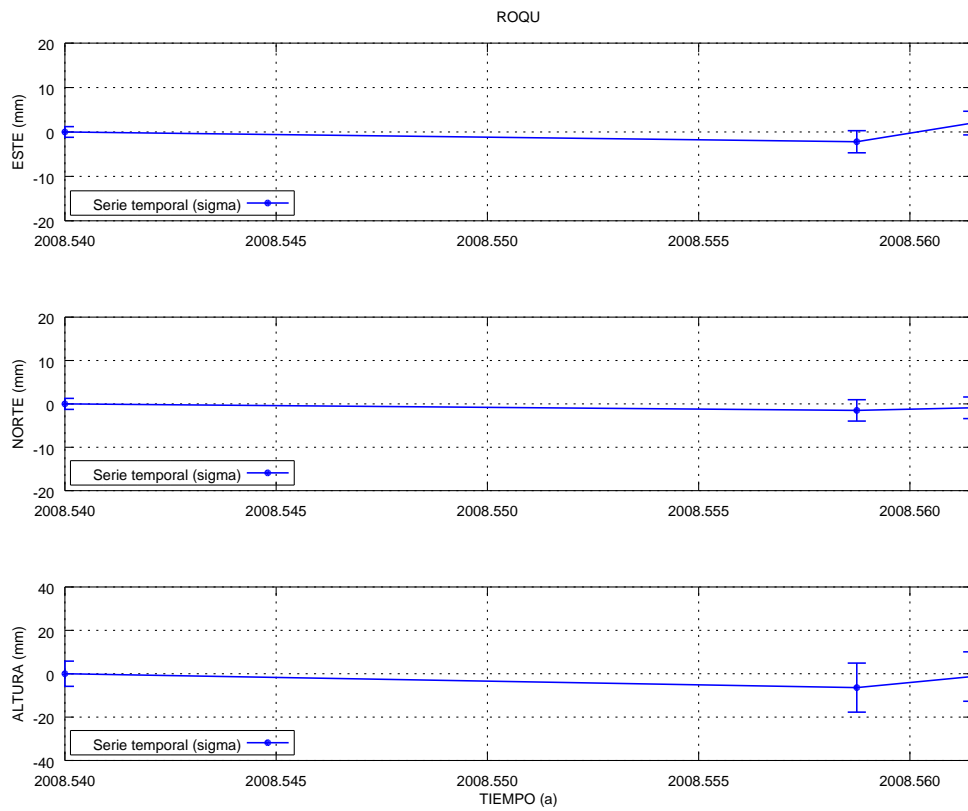


(b) Estación LP21

Figura A.139: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP19 y LP21.

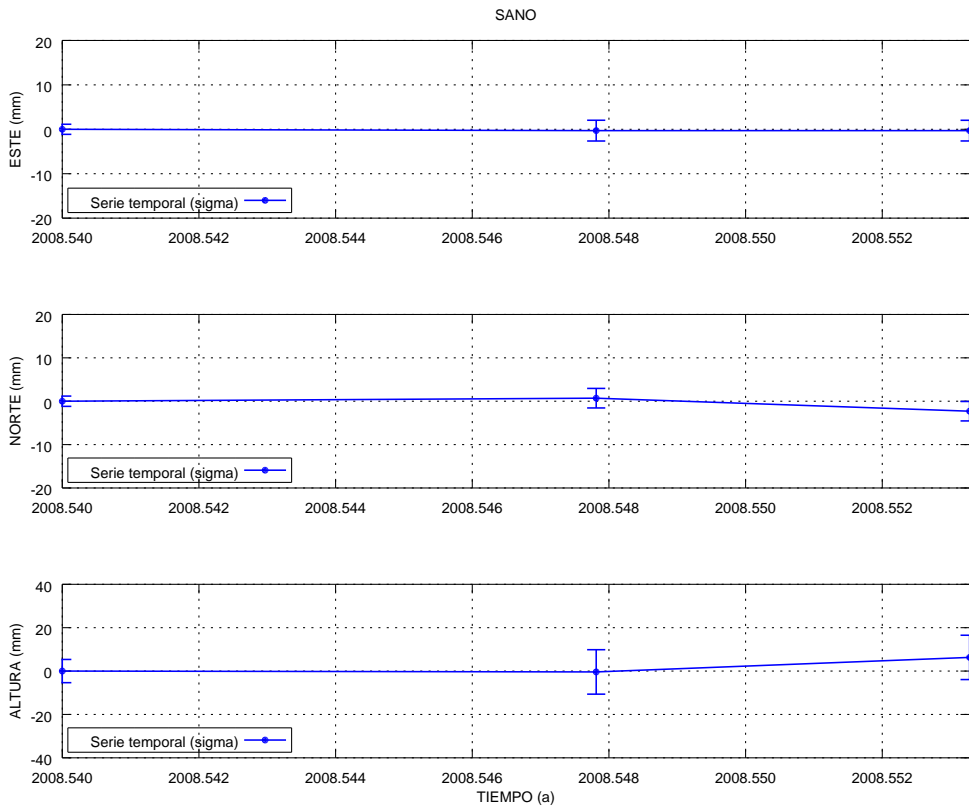


(a) Estación MAS1

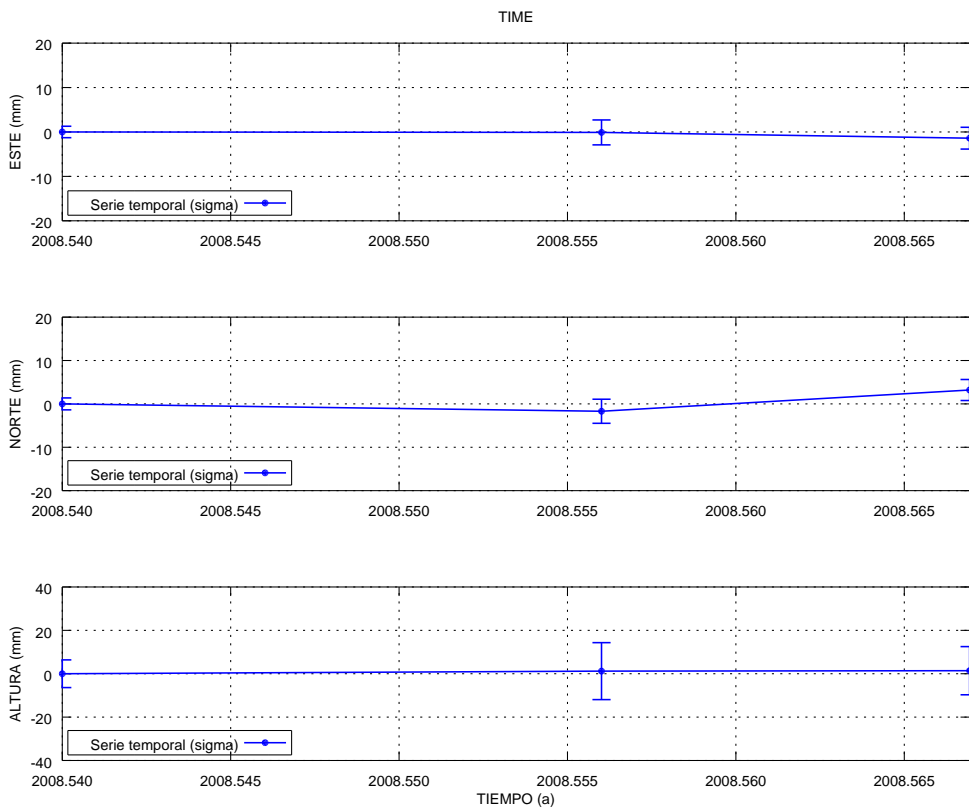


(b) Estación Roque de los Muchachos

Figura A.140: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT MAS1 y ROQU.

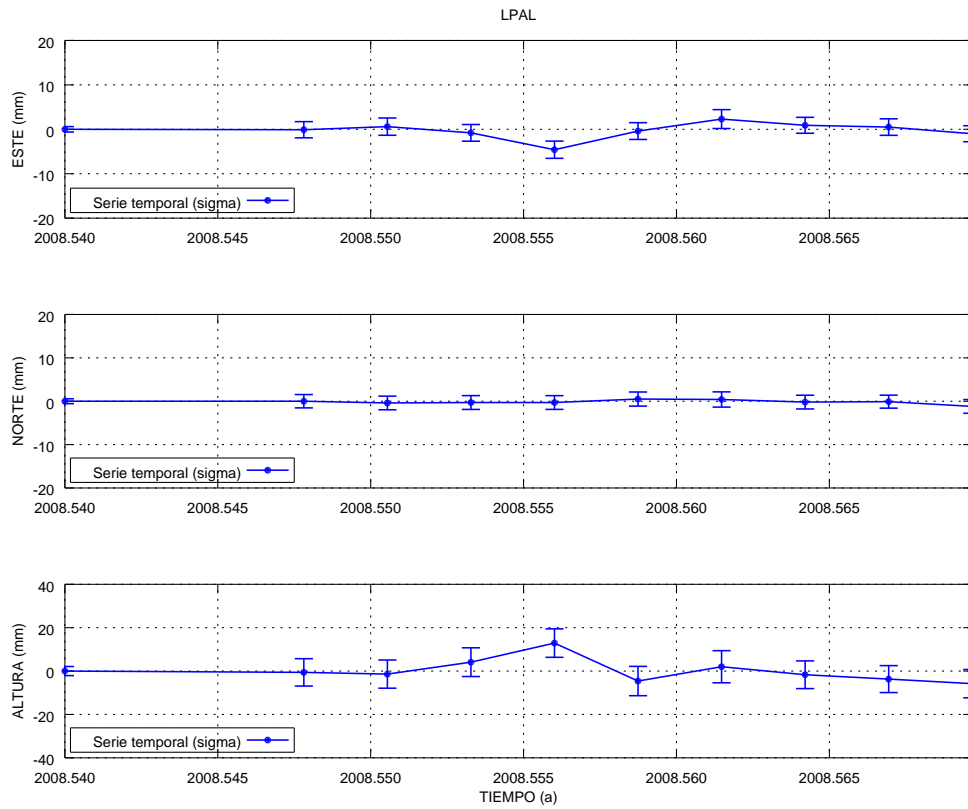


(a) Estación San Antonio

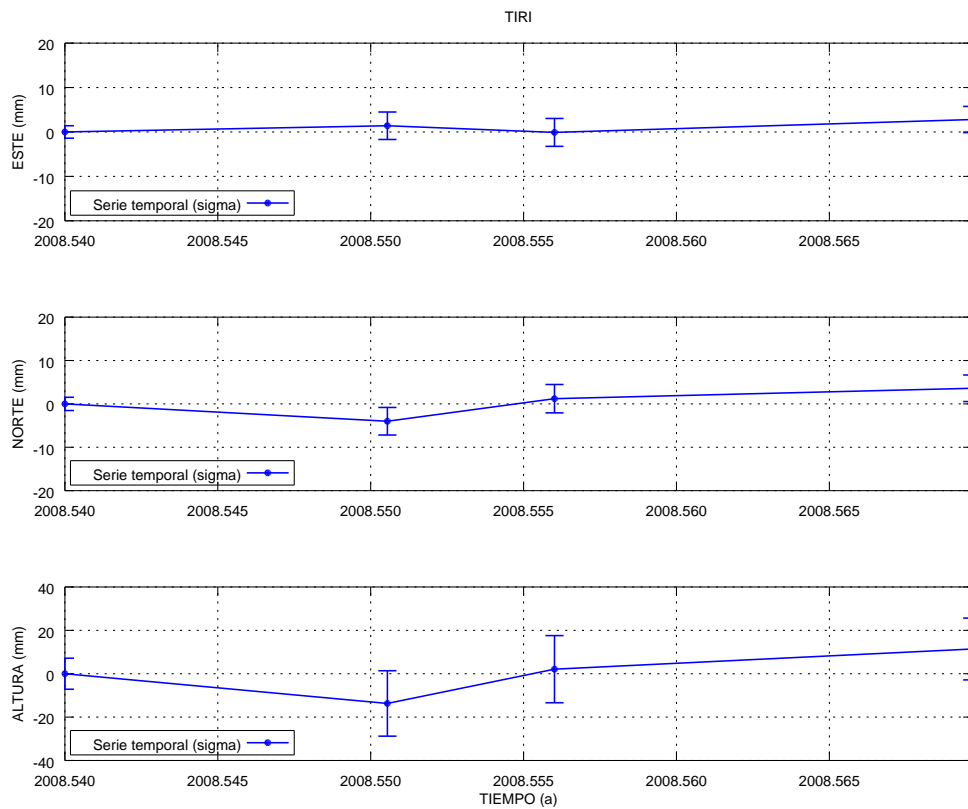


(b) Estación Time

Figura A.141: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT SANO y TIME.



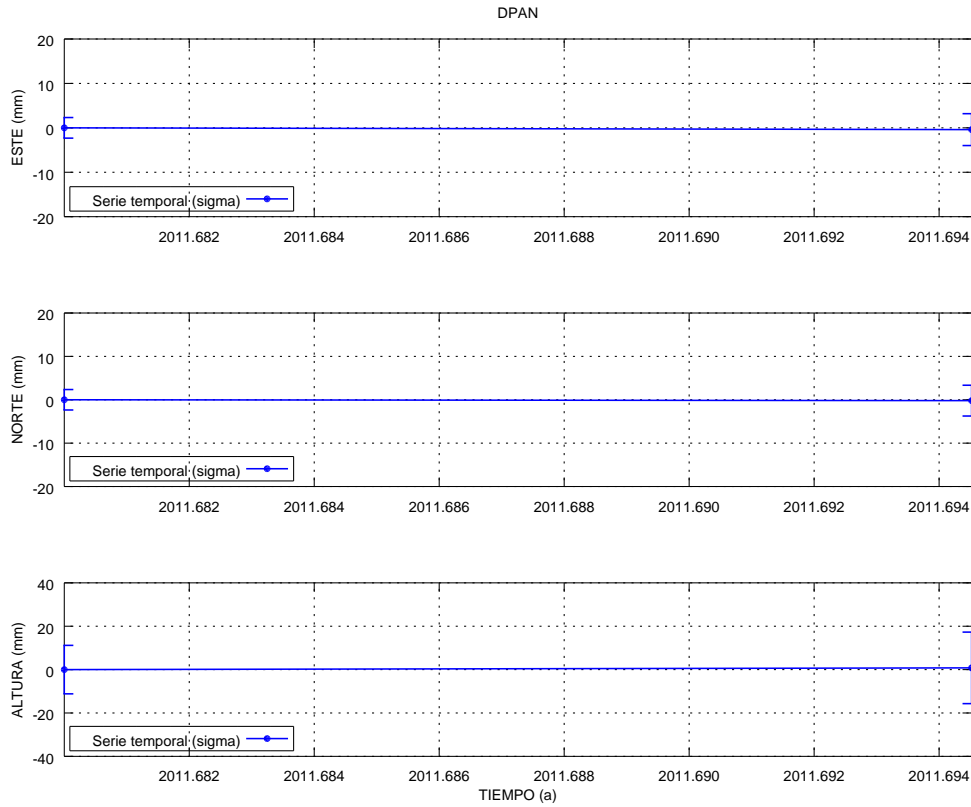
(a) Estación LPAL



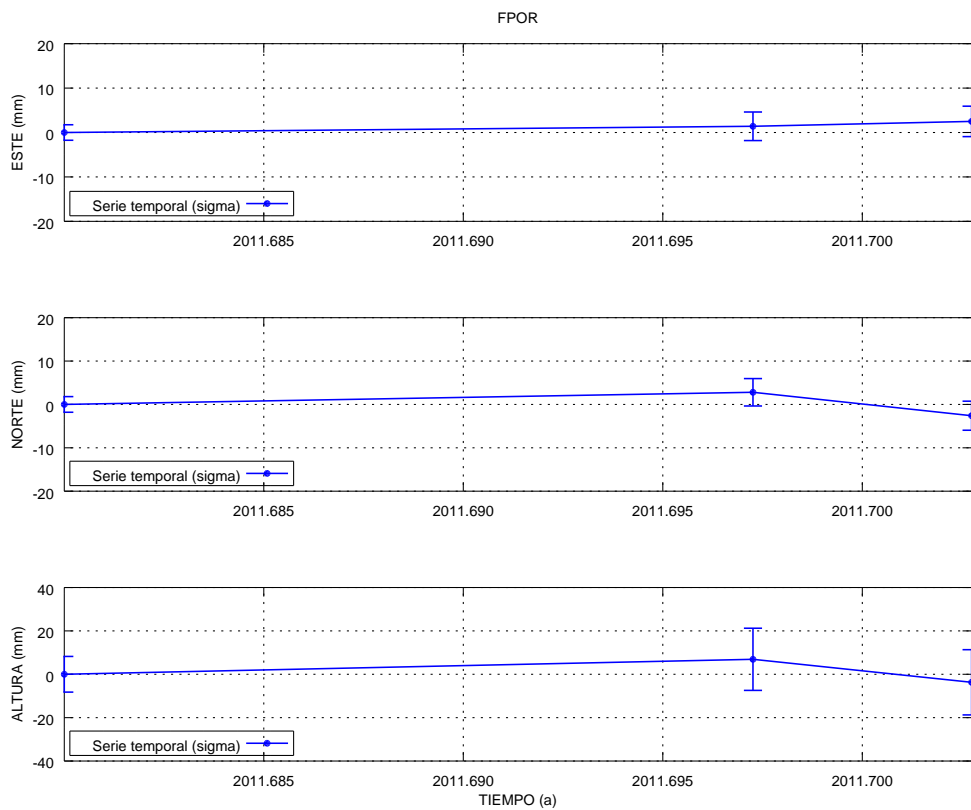
(b) Estación Tirimaga

Figura A.142: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LPAL y Tirimaga.

Campaña de 2011

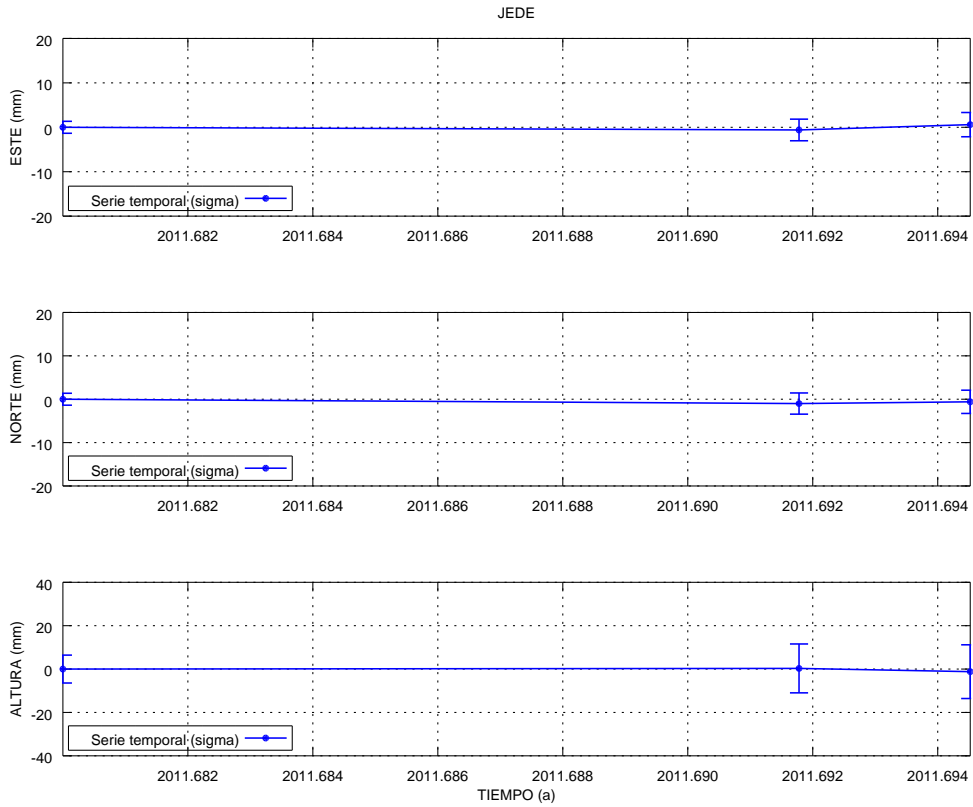


(a) Estación Don Pancho

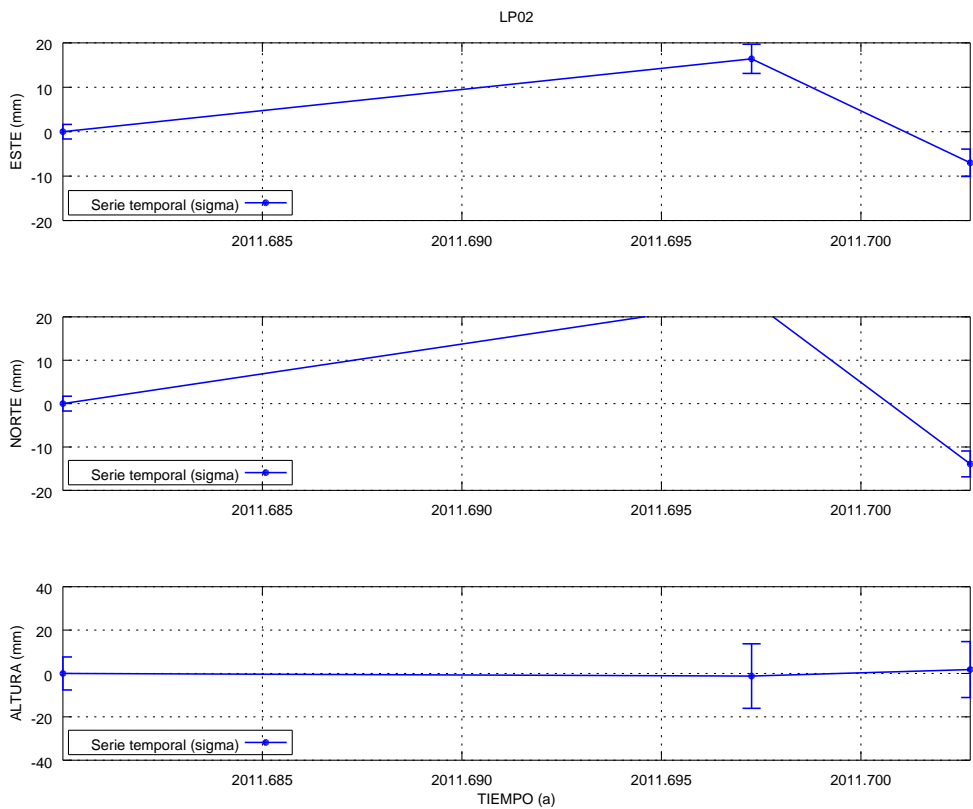


(b) Estación Fernando Porto

Figura A.143: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT DPAN y FPOR.

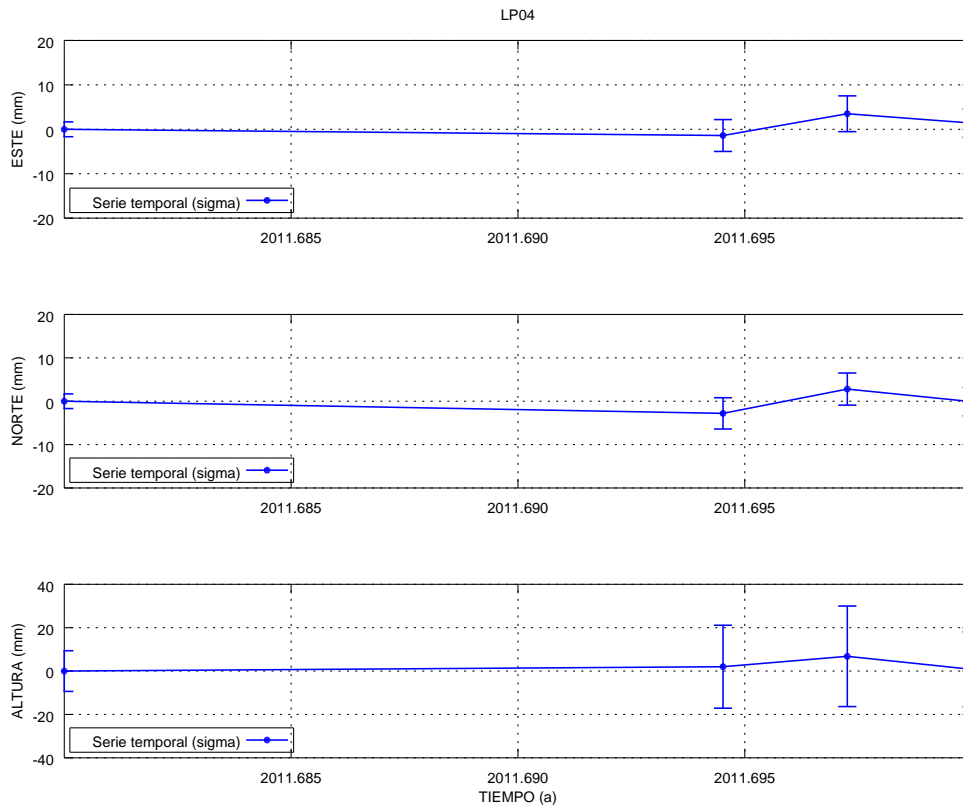


(a) Estación Jeday

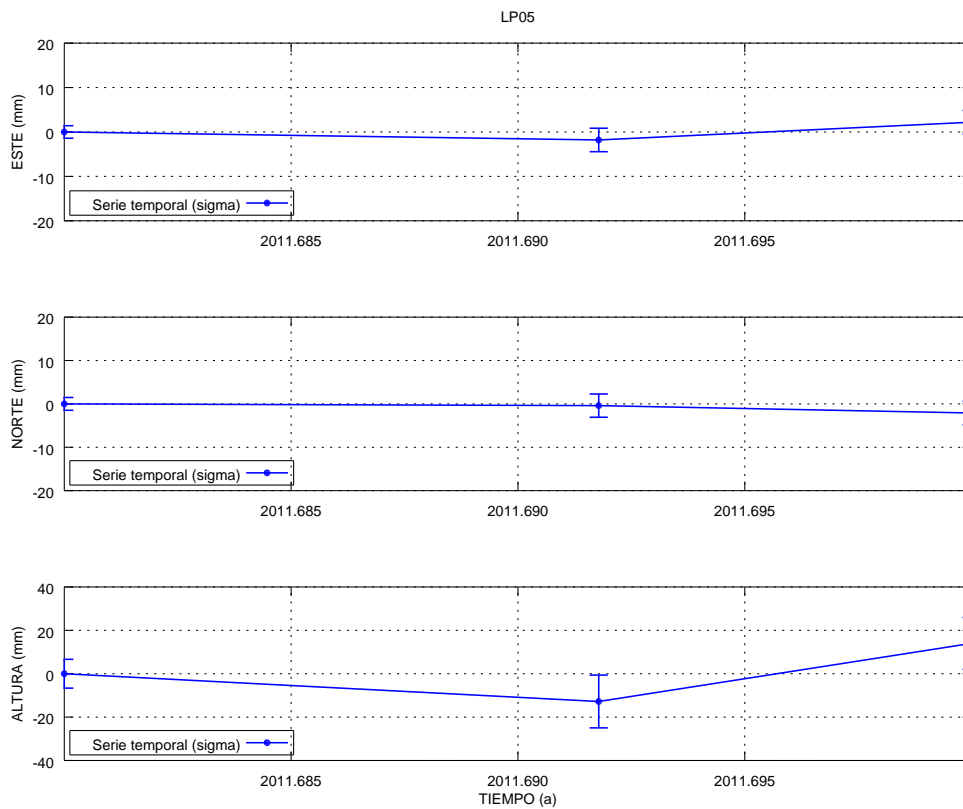


(b) Estación LP02

Figura A.144: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT JEDE y LP02.

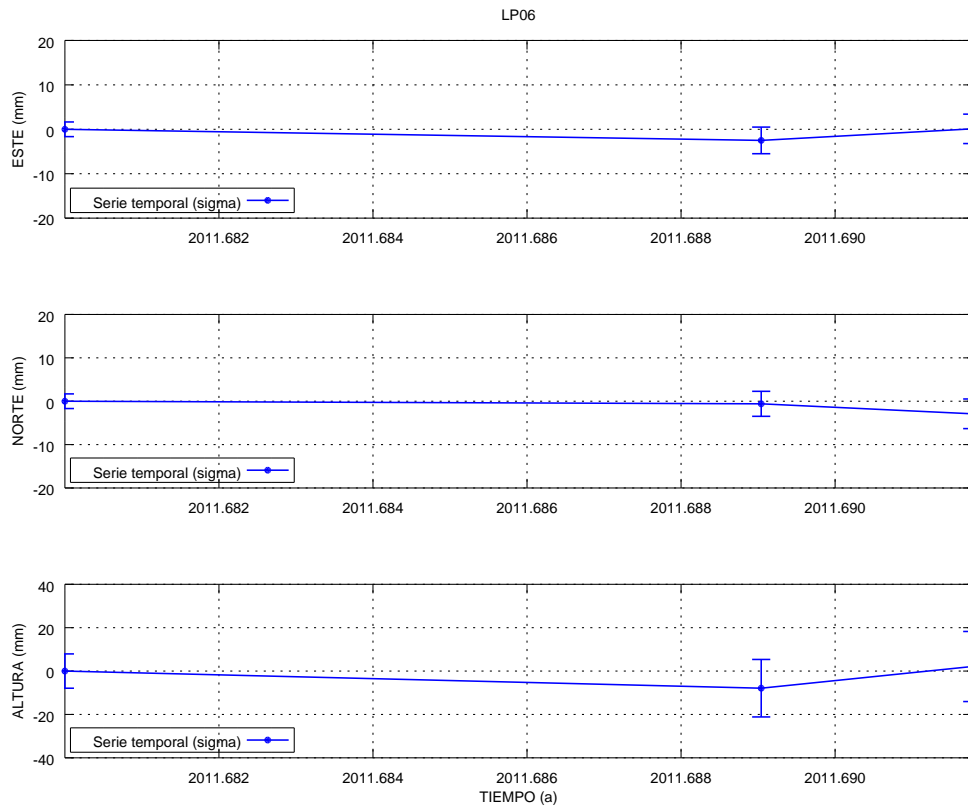


(a) Estación LP04

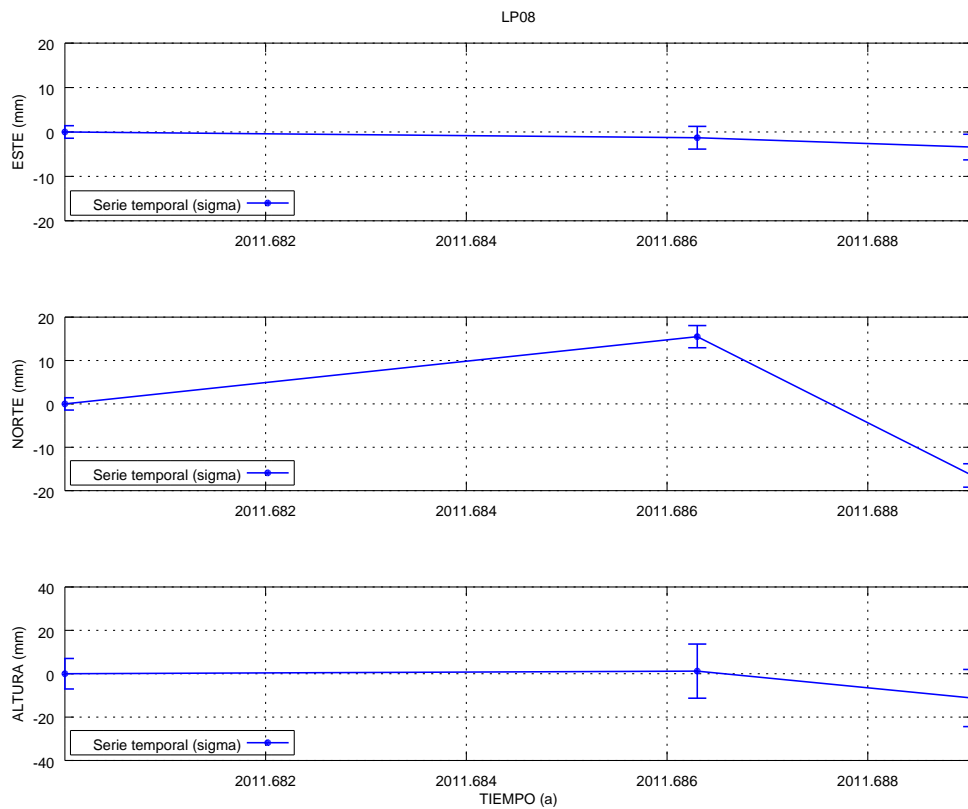


(b) Estación LP05

Figura A.145: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP04 y LP05.

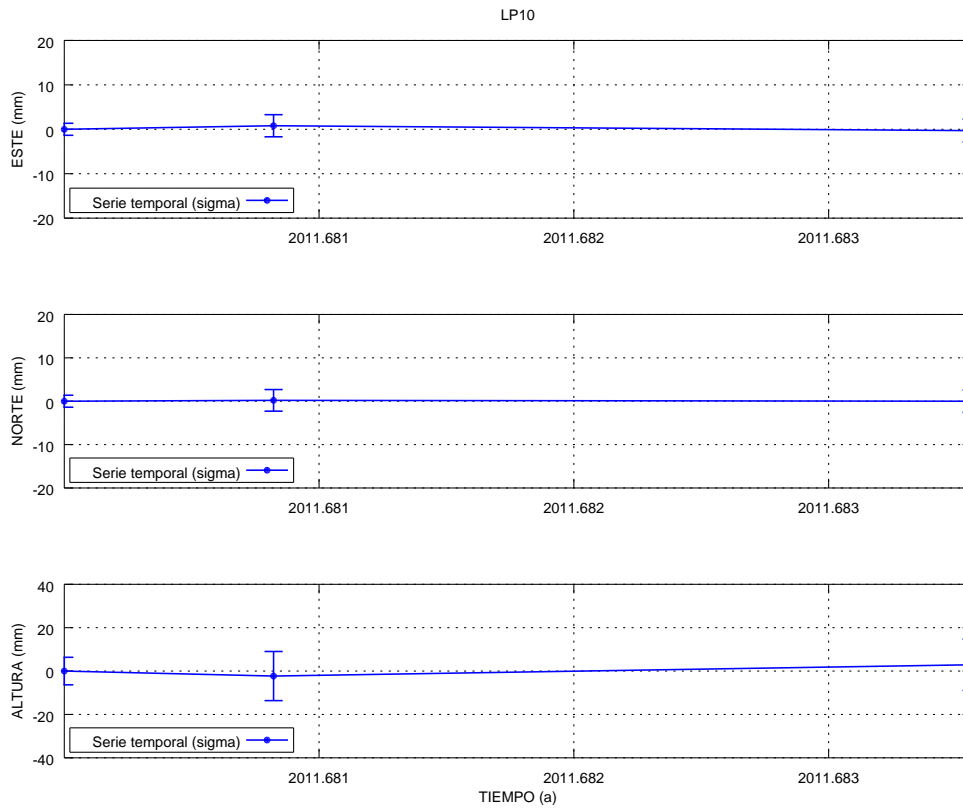


(a) Estación LP06

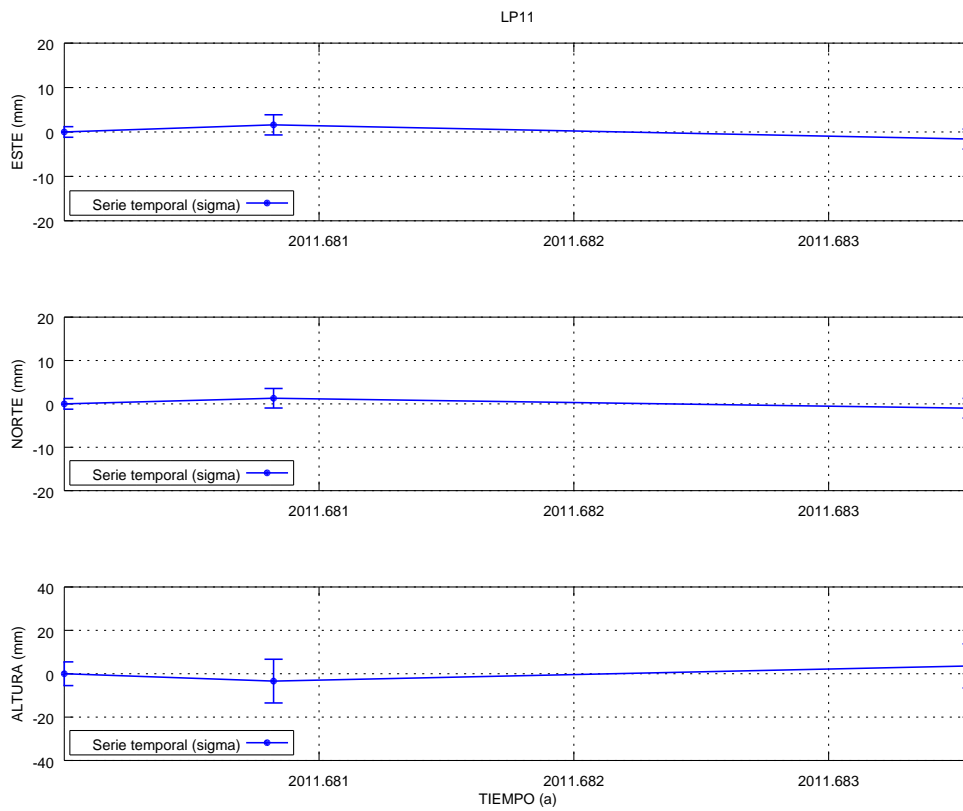


(b) Estación LP08

Figura A.146: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP06 y LP08.

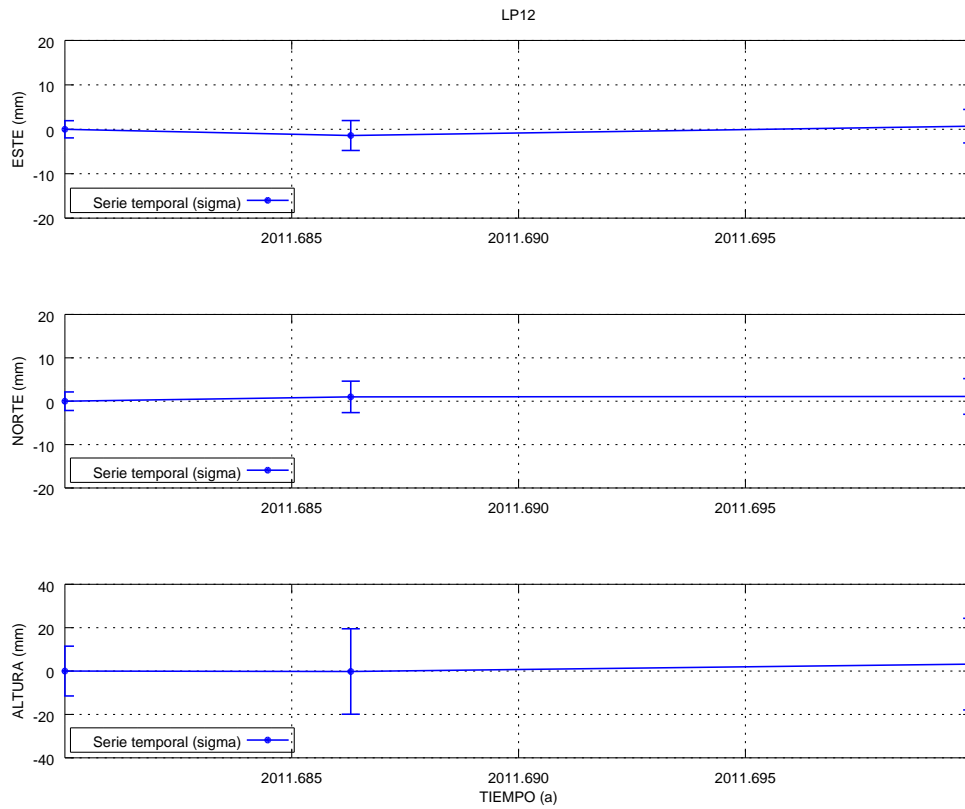


(a) Estación LP10

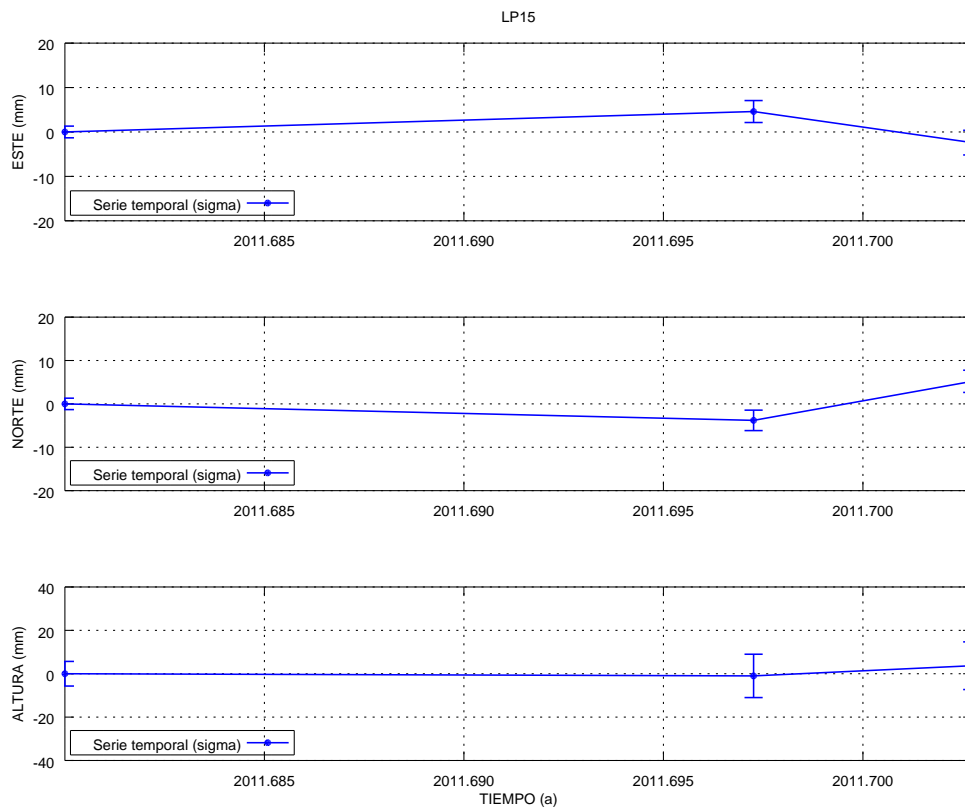


(b) Estación LP11

Figura A.147: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP10 y LP11.

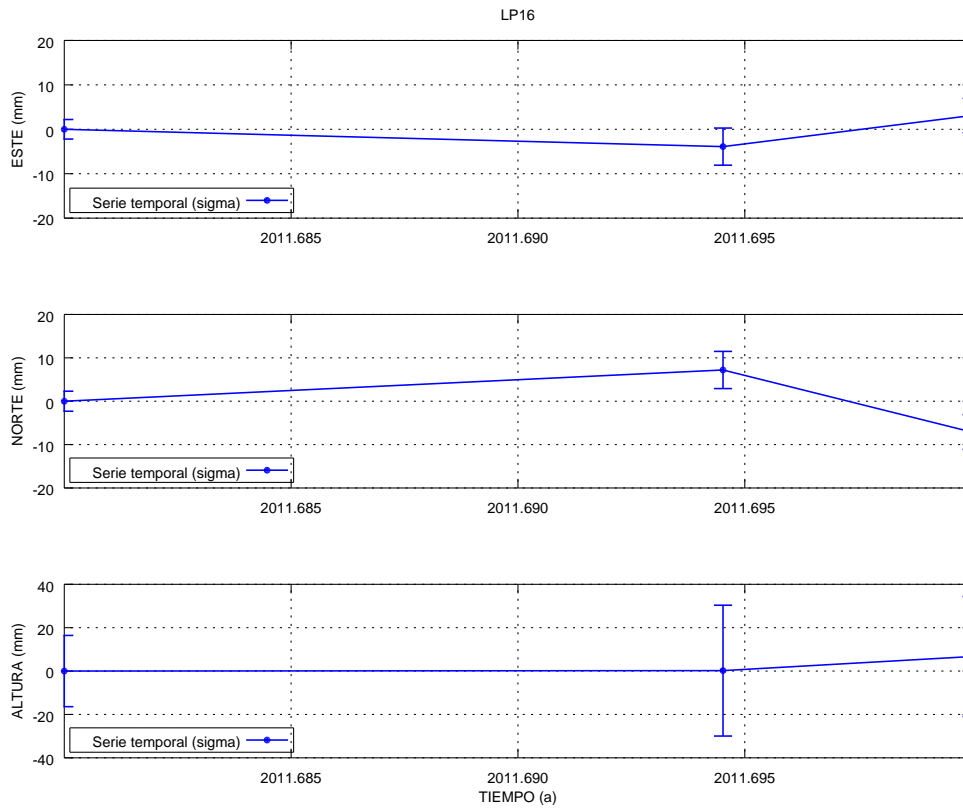


(a) Estación LP12

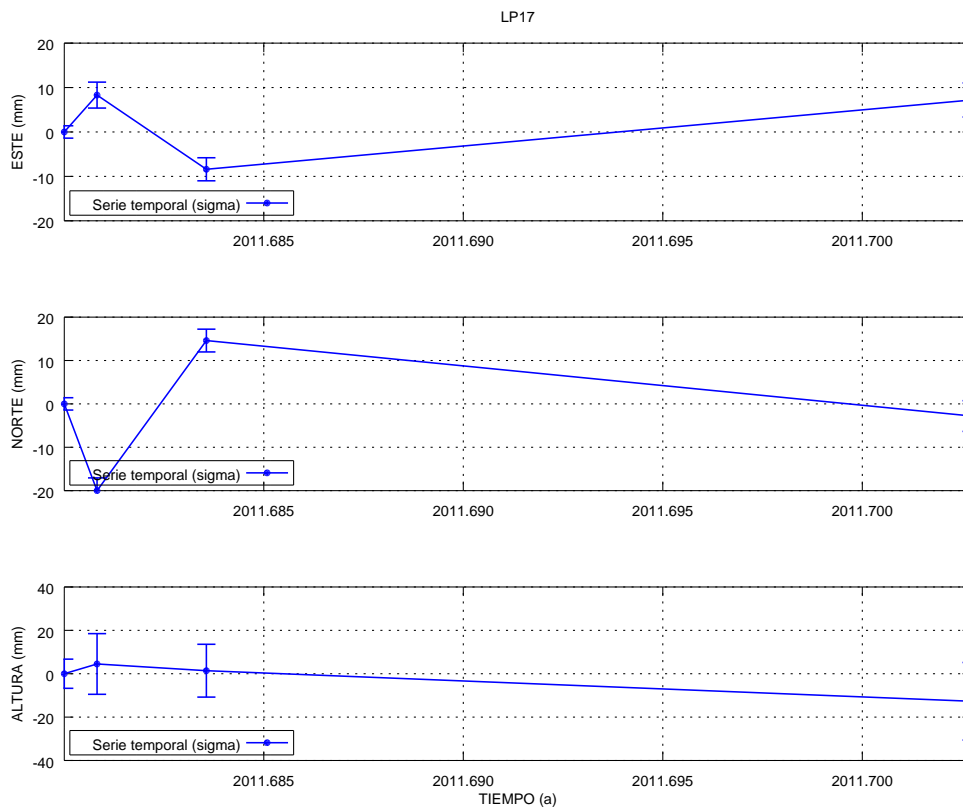


(b) Estación LP15

Figura A.148: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP12 y LP15.

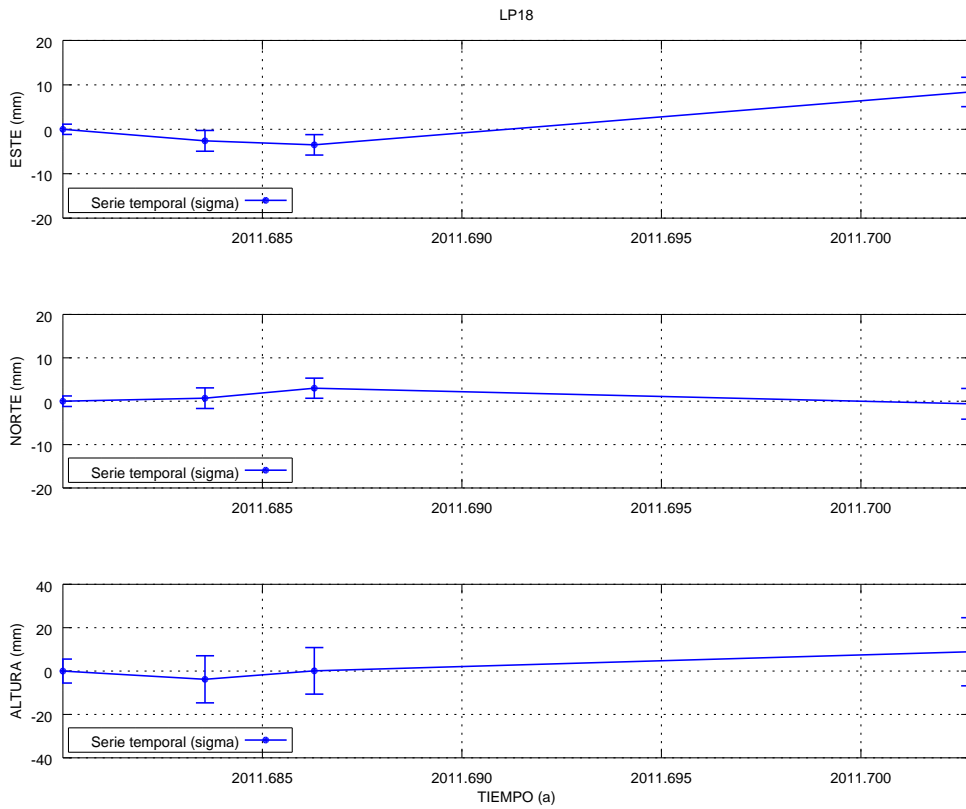


(a) Estación LP16

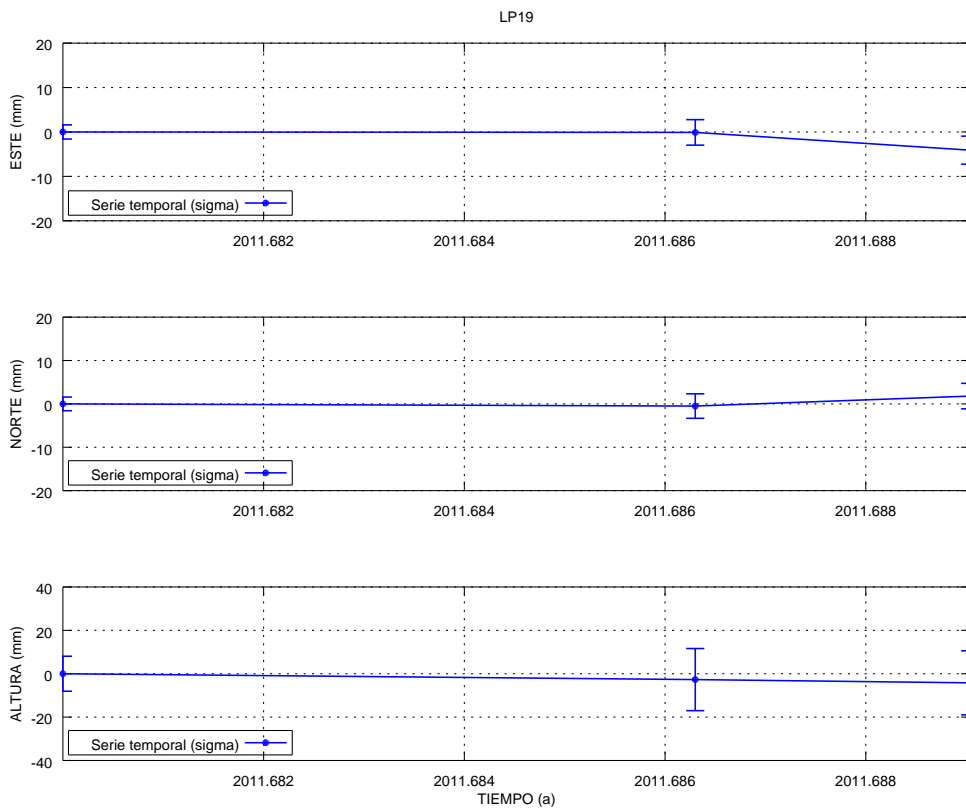


(b) Estación LP17

Figura A.149: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP16 y LP17.

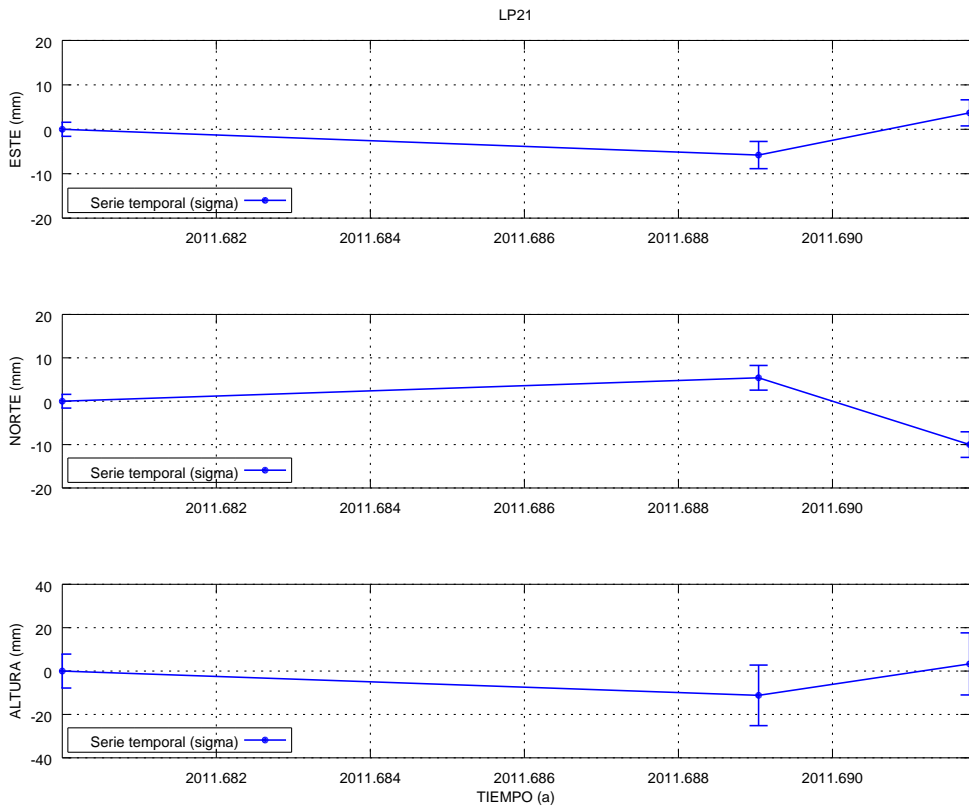


(a) Estación LP18

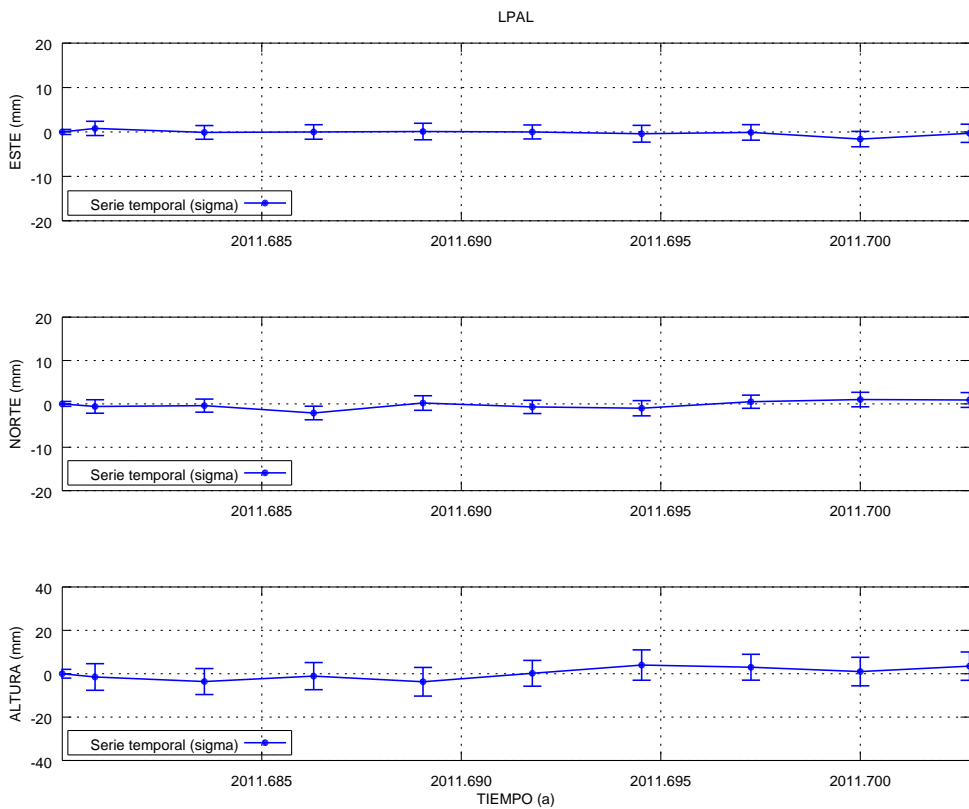


(b) Estación LP19

Figura A.150: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP18 y LP19.

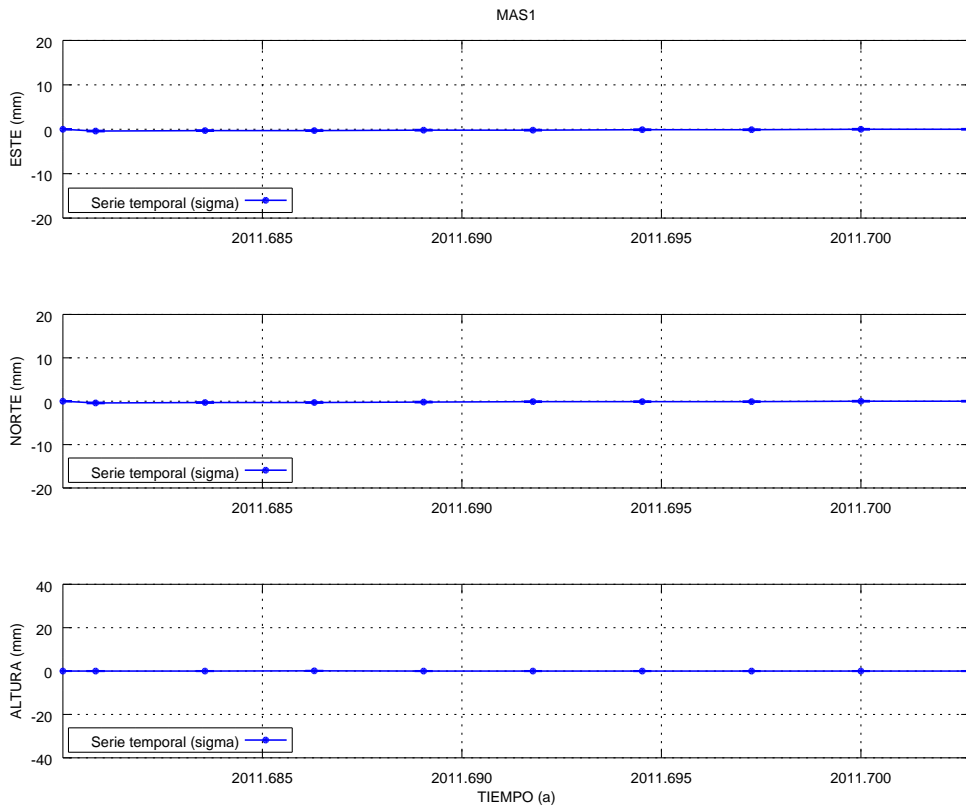


(a) Estación LP21

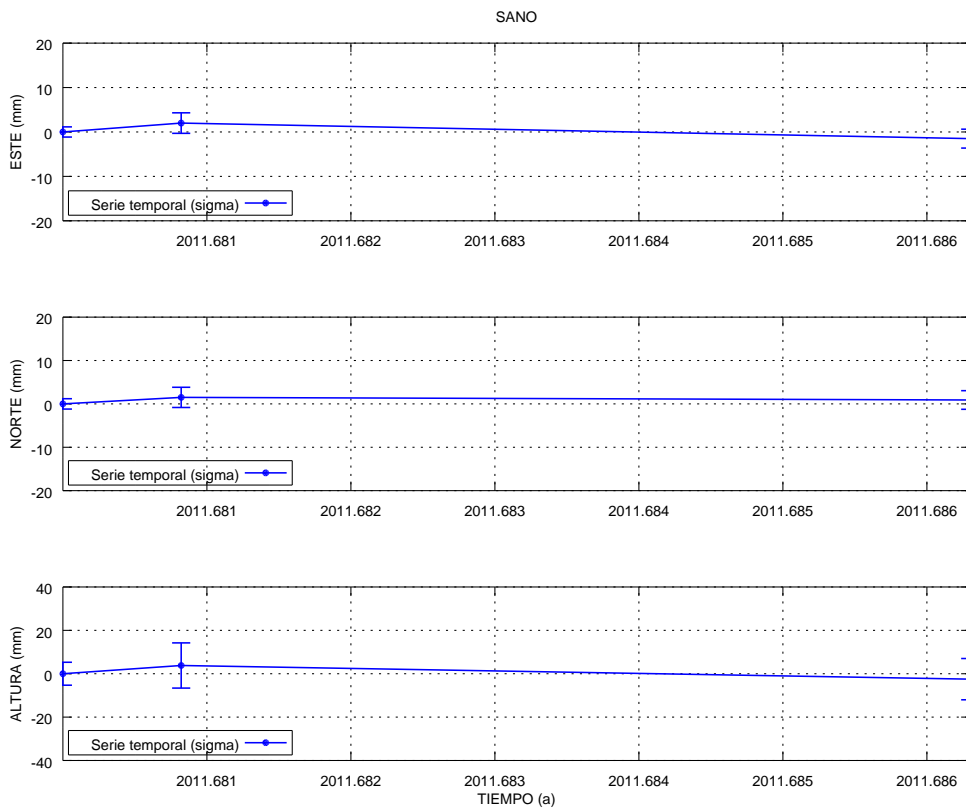


(b) Estación LPAL

Figura A.151: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT LP21 y LPAL.

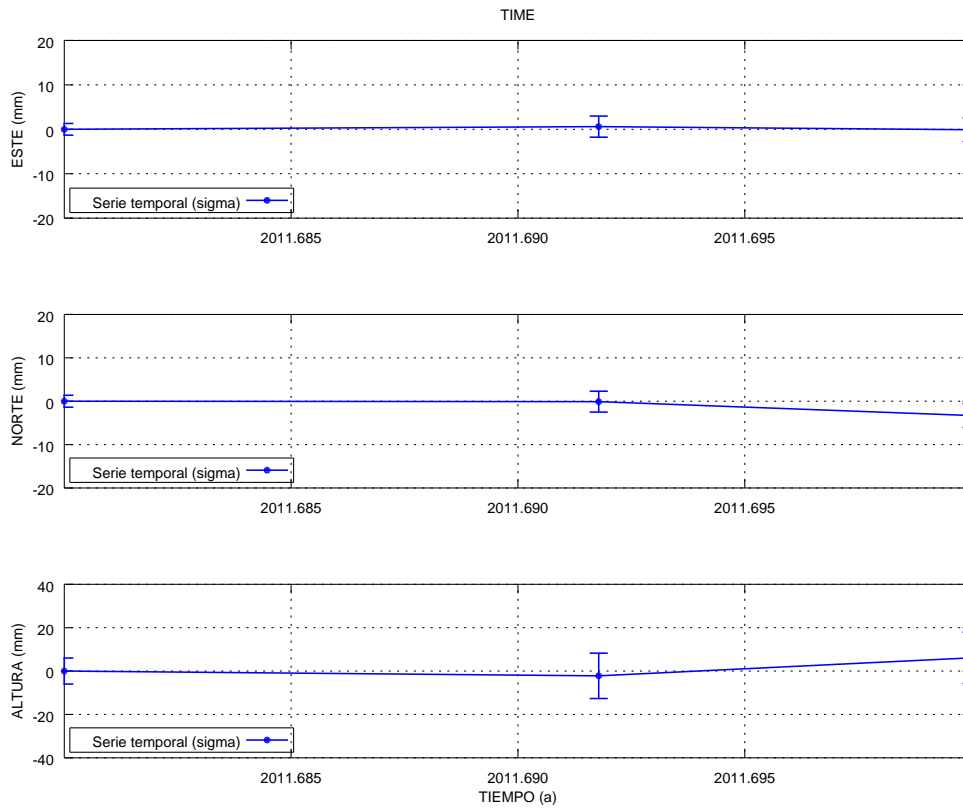


(a) Estación MAS1

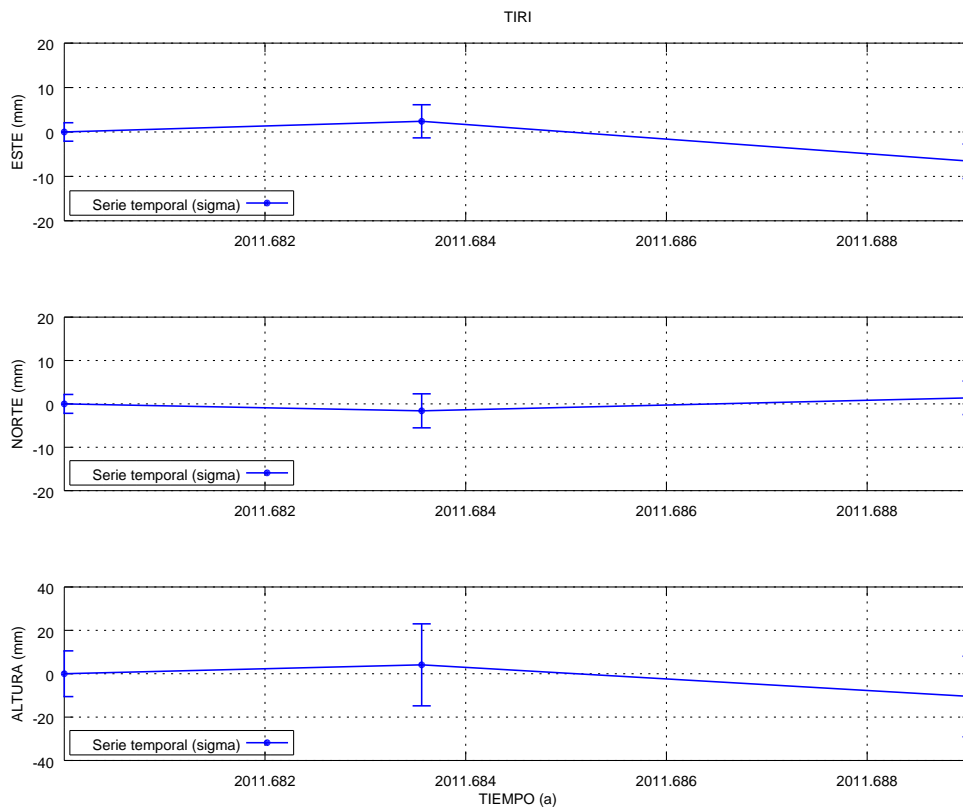


(b) Estación SANO

Figura A.152: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT MAS1 y San Antonio.



(a) Estación TIME



(b) Estación TIRI

Figura A.153: Series temporales de repetibilidades La Palma GAMIT Time y Tirimaga.

A.6. Repetibilidades medias sin valores anómalos del proceso con GAMIT de la red de monitorización de la Isla de La Palma

Igual que para el caso de los procesados anteriores con *GAMIT* y *Bernese* de las redes de la Isla de Tenerife, en esta sección se incluyen las repetibilidades medias de las campañas de La Palma del 2007, 2008 y 2011 una vez eliminados los valores anómalos. En ellas se ha calculado la repetibilidad media por cada estación y para cada una de las tres componentes horizontales Norte, Este y Altura, además de componente tridimensional. Para las estaciones con repetibilidad se ha calculado además la desviación estándar de las repetibilidades por componentes. Finalmente, también se ha reflejado el valor de la repetibilidad máxima y mínima.

Nuevamente, cada Tabla de cada campaña finaliza con una media de todos los valores de las repetibilidades medias calculadas para cada estación, a fin de tener un estimador de la repetibilidad general de cada una de las campañas. Igualmente se han recuperado los valores de repetibilidades máximas y mínimas para toda la campaña correspondiente.

Tabla A.10: Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con *GAMIT* de la campaña de observaciones en La Palma del año 2007, una vez eliminados los valores anómalos.

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
DPAN	0.3	0.4	0.4	0.5	0.4	0.6	0.4	0.7	-0.5
FPOR	0.1	0.2	0.1	0.1	2.3	3.3	0.7	2.8	-1.9
JEDE	0.2	0.0	0.2	0.3	1.4	2.0	0.6	0.3	-2.6
LP02	0.6	0.8	0.9	0.9	0.6	0.2	0.7	1.7	-0.8
LP03	0.5	0.7	0.1	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4	-0.7
LP04	0.3	0.4	0.6	0.9	0.3	0.5	0.4	0.7	-0.7
LP05	0.2	0.3	0.7	1.0	0.6	0.5	0.5	0.9	-1.1
LP06	0.2	0.0	0.2	0.0	0.5	0.7	0.3	1.0	0.0
LP07	1.1	1.6	0.1	0.0	0.4	0.5	0.5	1.0	-1.3
LP08	0.6	0.9	0.4	0.6	0.2	0.3	0.4	0.5	-0.8
LP10	0.9	1.3	0.2	0.3	0.4	0.0	0.5	0.9	-0.9
LP11	0.2	0.3	1.1	1.5	0.6	0.8	0.6	0.8	-1.4
LP12	0.5	0.7	0.6	0.9	1.4	2.0	0.8	0.9	-1.9
LP14	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	0.2	0.2	0.0	-0.7
LP15	0.1	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3	-0.4
LP17	0.1	0.0	0.2	0.3	0.5	0.7	0.2	0.2	-1.0
LP18	0.4	0.0	0.4	0.6	0.8	1.2	0.5	0.7	-1.0
LP19	0.4	0.5	0.1	0.1	0.8	1.1	0.4	1.3	-0.5
LPAL	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	-0.4
MAS1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ROQU	0.1	0.1	0.2	0.1	0.6	0.4	0.3	1.0	-0.1
SANO	0.4	0.6	0.5	0.7	0.3	0.3	0.4	0.6	-0.7
TIME	0.2	0.0	0.3	0.1	0.3	0.4	0.3	0.3	-0.4
TIRI	0.1	0.1	0.4	0.5	0.3	0.1	0.2	0.5	-0.3
2007	0.3	0.3	0.3	0.3	0.6	0.5	0.4	2.8	-2.6

Tabla A.11: *Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con GAMIT de la campaña de observaciones en La Palma del año 2008, una vez eliminados los valores anómalos.*

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
DPAN	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	0.2	-0.3
FPOR	0.0	0.0	0.4	0.6	0.1	0.1	0.2	0.5	-0.3
JEDE	0.1	0.2	0.5	0.7	0.2	0.0	0.3	0.6	-0.4
LP01	0.1	0.2	0.5	0.7	0.6	0.4	0.4	0.8	-0.4
LP02	0.2	0.3	0.2	0.3	0.4	0.1	0.3	0.1	-0.4
LP04	0.4	0.5	0.1	0.0	0.1	0.2	0.2	0.3	-0.5
LP05	0.3	0.4	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	-0.5
LP06	0.2	0.3	0.5	0.7	1.2	1.7	0.6	1.0	-1.4
LP07	0.4	0.6	0.4	0.6	0.6	0.0	0.5	0.6	-0.5
LP08	0.3	0.5	0.3	0.4	0.6	0.1	0.4	0.7	-0.4
LP09	0.6	0.8	0.3	0.4	0.9	1.3	0.6	0.8	-1.1
LP10	0.8	1.1	0.2	0.3	0.3	0.1	0.4	0.8	-0.8
LP11	0.2	0.3	0.1	0.1	0.8	1.1	0.4	0.7	-0.9
LP12	0.3	0.4	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	-0.3
LP14	0.1	0.2	0.1	0.1	1.3	1.8	0.5	0.8	-1.7
LP15	0.8	1.1	0.9	1.2	0.4	0.4	0.7	1.0	-1.4
LP16	0.6	0.8	0.6	0.8	0.3	0.5	0.5	0.9	-0.5
LP17	0.7	1.0	0.3	0.4	0.7	0.9	0.6	0.8	-0.8
LP18	0.4	0.5	0.1	0.1	0.3	0.4	0.2	0.6	-0.2
LP19	0.5	0.7	0.3	0.4	0.7	0.9	0.5	1.0	-0.5
LP21	0.2		0.3		0.0		0.2	0.3	0.0
LPAL	0.1	0.2	0.0	0.0	0.4	0.6	0.2	1.3	-0.6
MAS1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ROQU	0.2	0.3	0.1	0.0	0.4	0.4	0.2	0.2	-0.6
SANO	0.0	0.0	0.2	0.2	0.3	0.5	0.2	0.6	-0.2
TIME	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	0.0	0.2	0.3	-0.2
TIRI	0.1	0.1	0.3	0.4	0.9	1.3	0.4	1.1	-1.4
2008	0.3	0.2	0.3	0.2	0.4	0.3	0.3	1.3	-1.7

Tabla A.12: Repetibilidades medias corregidas por estaciones para el cálculo con *GAMIT* de la campaña de observaciones en La Palma del año 2011, una vez eliminados los valores anómalos.

Punto	Repetibilidad media								
	E [cm]	σ_E [cm]	N [cm]	σ_N [cm]	A [cm]	σ_A [cm]	M3C [cm]	Máximo [cm]	Mínimo [cm]
DPAN	0.0		0.0		0.1		0.0	0.1	0.0
FPOR	0.2	0.1	0.3	0.4	0.5	0.7	0.3	0.7	-0.4
JEDE	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	-0.1
LP04	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.7	-0.3
LP05	0.2	0.3	0.1	0.1	1.3	1.9	0.6	1.4	-1.3
LP06	0.1	0.2	0.2	0.2	0.5	0.7	0.3	0.2	-0.8
LP10	0.1	0.1	0.0	0.0	0.3	0.4	0.1	0.3	-0.2
LP11	0.2	0.2	0.1	0.2	0.4	0.5	0.2	0.4	-0.3
LP12	0.1	0.1	0.1	0.0	0.2	0.2	0.1	0.3	-0.1
LP15	0.4	0.5	0.5	0.6	0.2	0.3	0.3	0.5	-0.4
LP16	0.4	0.5	0.7	1.0	0.3	0.5	0.5	0.7	-0.7
LP17	0.8	0.9	1.2	1.7	0.6	0.9	0.7	1.5	-2.0
LP18	0.5	0.7	0.1	0.2	0.4	0.7	0.4	0.9	-0.4
LP19	0.2	0.3	0.1	0.2	0.3	0.1	0.2	0.2	-0.4
LP21	0.5	0.7	0.8	1.1	0.7	1.0	0.7	0.5	-1.1
LPAL	0.0	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	0.4	-0.4
MAS1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SANO	0.2	0.2	0.1	0.0	0.3	0.4	0.2	0.4	-0.3
TIME	0.0	0.0	0.2	0.2	0.4	0.6	0.2	0.6	-0.3
TIRI	0.5	0.6	0.2	0.2	0.7	1.0	0.4	0.4	-1.1
2011	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	1.5	-2.0

Incertidumbres y diferencias en los procesados de las redes de la Isla de Tenerife

B.1. Incertidumbres en los procesados de Tenerife

Se han incluido en esta sección los resultados completos de la comparativa de las soluciones obtenidas con ambos programas *GAMIT* y *Bernese* para las redes de la Isla de Tenerife. Recuérdese que las tablas de incertidumbres se han transportado al horizonte local de cada estación de coordenadas Este, Norte y Altitud (E,N,U) a fin de facilitar su comprensión. Tal como se ha indicado en la Sección 6.2.2, las incertidumbres se han transportado al sistema local mediante el uso del modelo de la ecuación (6.1) y la expresión (6.3).

Se han incluido las soluciones de las campañas de los años 2000, 2001, 2002, 2004, 2005, 2006 y 2007, para cada una de las estaciones calculadas con los dos programas. Cada Tabla de cada campaña finaliza con una media de todos los valores de las desviaciones estándar calculadas para cada estación, a fin de tener un estimador de la incertidumbre general de cada una de las campañas.

B.2. Diferencias de coordenadas en los procesados de Tenerife

También se ha realizado un estudio de diferencias de coordenadas para los mismos puntos y campañas obtenidas mediante los dos procesados. Recordemos que ambos procesados han utilizado el mismo constreñimiento final en su proceso (la estación MAS1). También estas diferencias se han realizado sobre las coordenadas brutas obtenidas en los procesados transportadas al horizonte local de cada estación de coordenadas Este, Norte y Altitud (E,N,U) a fin de facilitar su comprensión de igual forma que el anterior estudio de incertidumbres. Para las diferencias se han calculado también sus incertidumbres por combinación de las incertidumbres obtenidas para cada coordenada que ha intervenido en el cálculo de la diferencia.

Tabla B.1: Incertidumbres ENU para los procesados GAMIT y Bernese de la campaña de 2000 de la red de monitorización de la Isla de Tenerife. Las incertidumbres vienen expresadas en metros y en forma de la desviación estándar. La tabla concluye con un valor medio de las incertidumbres para el conjunto de la campaña.

Campaña 2000 Estación	Procesado GAMIT			Procesado Bernese		
	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]
ABON	0.1	0.1	0.7	0.0	0.0	0.1
C774	0.2	0.2	1.2	0.1	0.1	0.2
CHIN	0.2	0.2	1.1	0.0	0.1	0.2
CHIO	0.2	0.2	0.9	0.1	0.0	0.2
CLV2	0.2	0.2	1.3	0.1	0.1	0.2
COBR	0.2	0.2	1.2	0.1	0.1	0.2
COLO	0.1	0.1	0.7	0.1	0.0	0.1
CRUZ	0.1	0.1	0.9	0.0	0.0	0.1
GORD	0.2	0.2	1.1	0.1	0.0	0.2
GUIM	0.2	0.2	1.0	0.0	0.0	0.2
MOZO	0.1	0.1	0.7	0.1	0.0	0.1
RASC	0.2	0.1	0.8	0.1	0.0	0.2
REGA	0.2	0.2	1.2	0.1	0.0	0.2
RETA	0.2	0.2	1.0	0.0	0.0	0.1
RIQU	0.1	0.1	0.9	0.1	0.0	0.1
TACO	0.2	0.2	1.0	0.0	0.0	0.2
TEID	0.1	0.1	0.7	0.1	0.0	0.1
TEN1	0.2	0.1	0.8	0.0	0.0	0.0
UCAN	0.1	0.1	0.7	0.1	0.0	0.1
VE14	0.2	0.2	0.9	0.1	0.0	0.2
VER3	0.2	0.2	1.1	0.1	0.0	0.2
	0.2	0.2	0.9	0.1	0.0	0.2

Tabla B.2: Incertidumbres ENU para los procesados *GAMIT* y Bernese de la campaña de 2001 de la red de monitorización de la Isla de Tenerife. Las incertidumbres vienen expresadas en metros y en forma de la desviación estándar. La tabla concluye con un valor medio de las incertidumbres para el conjunto de la campaña.

Campaña 2001 Estación	Procesado GAMIT			Procesado Bernese		
	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]
CHIO	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.2
REGA	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.2
UCAN	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.2
	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.2

Tabla B.3: Incertidumbres ENU para los procesados *GAMIT* y Bernese de la campaña de 2002 de la red de monitorización de la Isla de Tenerife. Las incertidumbres vienen expresadas en metros y en forma de la desviación estándar. La tabla concluye con un valor medio de las incertidumbres para el conjunto de la campaña.

Campaña 2002 Estación	Procesado GAMIT			Procesado Bernese		
	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]
C774	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1
CHIO	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1
CLV1	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1
CLV4	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1
REGA	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1
RIQU	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1
UCAN	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1
	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1

Tabla B.4: Incertidumbres ENU para los procesados *GAMIT* y Bernese de la campaña de 2004 de la red de monitorización de la Isla de Tenerife. Las incertidumbres vienen expresadas en metros y en forma de la desviación estándar. La tabla concluye con un valor medio de las incertidumbres para el conjunto de la campaña.

Campaña 2004 Estación	Procesado GAMIT			Procesado Bernese		
	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]
C774	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1
CHIO	0.1	0.1	0.4	0.1	0.0	0.1
CLV1	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1
CLV4	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1
GORD	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1
REGA	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1
RIQU	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1
UCAN	0.1	0.1	0.4	0.1	0.0	0.1
	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1

Tabla B.5: Incertidumbres ENU para los procesados *GAMIT* y Bernese de la campaña de 2005 de la red de monitorización de la Isla de Tenerife. Las incertidumbres vienen expresadas en metros y en forma de la desviación estándar. La tabla concluye con un valor medio de las incertidumbres para el conjunto de la campaña.

Campaña 2005 Estación	Procesado GAMIT			Procesado Bernese		
	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]
ABON	0.1	0.1	0.6	0.1	0.1	0.2
C774	0.1	0.1	0.4	0.0	0.0	0.1
CHIN	0.1	0.1	0.7	0.1	0.1	0.2
CHIO	0.1	0.1	0.5	0.0	0.1	0.2
CLV1	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.2
CLV4	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1
COBR	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1
COLO	0.1	0.1	0.4	0.1	0.0	0.2
GORD	0.1	0.1	0.4	0.0	0.0	0.2
MOZO	0.1	0.1	0.4	0.1	0.0	0.2
QUIN	0.2	0.2	1.0	0.1	0.1	0.2
RASC	0.1	0.1	0.4	0.1	0.0	0.2
REGA	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1
RETA	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.2
RIQU	0.1	0.1	0.6	0.1	0.1	0.2
TACO	0.2	0.1	0.7	0.1	0.1	0.2
TEID	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1
TEIT	0.1	0.1	0.3	0.1	0.0	0.1
UCAN	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.2
	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.2

Tabla B.6: Incertidumbres ENU para los procesados GAMIT y Bernese de la campaña de 2006 de la red de monitorización de la Isla de Tenerife. Las incertidumbres vienen expresadas en metros y en forma de la desviación estándar. La tabla concluye con un valor medio de las incertidumbres para el conjunto de la campaña.

Campaña 2006 Estación	Procesado GAMIT			Procesado Bernese		
	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]
ABON	0.1	0.1	0.6	0.1	0.1	0.2
C774	0.1	0.1	0.5	0.0	0.0	0.1
CHIN	0.1	0.1	0.6	0.1	0.1	0.2
CHIO	0.1	0.1	0.5	0.0	0.0	0.1
CLV1	0.1	0.1	0.5	0.0	0.0	0.1
CLV4	0.1	0.1	0.6	0.0	0.0	0.1
COBR	0.1	0.1	0.5	0.0	0.0	0.1
COLO	0.1	0.1	0.4	0.0	0.0	0.1
GORD	0.1	0.1	0.4	0.0	0.0	0.1
LPAL	0.1	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0
MOZO	0.1	0.1	0.5	0.0	0.0	0.1
QUIN	0.1	0.1	0.6	0.0	0.0	0.1
RASC	0.1	0.1	0.4	0.0	0.0	0.1
REGA	0.1	0.1	0.4	0.0	0.0	0.1
RETA	0.1	0.1	0.4	0.0	0.0	0.2
RIQU	0.1	0.1	0.4	0.0	0.0	0.1
TACO	0.2	0.2	0.9	0.1	0.1	0.2
UCAN	0.1	0.1	0.3	0.0	0.0	0.1
	0.1	0.1	0.5	0.0	0.0	0.1

Tabla B.7: Incertidumbres ENU para los procesados *GAMIT* y Bernese de la campaña de 2007 de la red de monitorización de la Isla de Tenerife. Las incertidumbres vienen expresadas en metros y en forma de la desviación estándar. La tabla concluye con un valor medio de las incertidumbres para el conjunto de la campaña.

Campaña 2007 Estación	Procesado GAMIT			Procesado Bernese		
	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]	σ_N [cm]	σ_E [cm]	σ_A [cm]
ABON	0.1	0.1	0.7	0.0	0.0	0.2
C774	0.1	0.1	0.7	0.0	0.0	0.1
CHIN	0.1	0.1	0.6	0.1	0.1	0.2
CHIO	0.1	0.1	0.4	0.1	0.3	0.3
CLV1	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.2
CLV4	0.1	0.1	0.7	0.1	0.3	0.2
COBR	0.2	0.2	0.8	0.1	0.0	0.2
COLO	0.1	0.1	0.6	0.0	0.0	0.1
GORD	0.1	0.1	0.4	0.0	0.0	0.1
LPAL	0.1	0.1	0.3	0.0	0.0	0.0
MOZO	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.2
QUIN	0.3	0.3	1.3	0.0	0.0	0.2
RASC	0.2	0.2	0.8	0.1	0.0	0.2
REGA	0.1	0.1	0.4	0.0	0.0	0.1
RETA	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.2
RIQU	0.1	0.1	0.5	0.0	0.0	0.1
TACO	0.1	0.1	0.7	0.1	0.0	0.2
TEID	0.1	0.1	0.6	0.1	0.0	0.2
UCAN	0.1	0.1	0.4	0.0	0.0	0.1
	0.1	0.1	0.6	0.1	0.1	0.2

Tabla B.8: Diferencias de coordenadas entre las soluciones obtenidas con GAMIT y Bernese para la campaña de 2000. Las diferencias y sus desviaciones estándar se han presentado para coordenadas Este, Norte y Altura referidas al horizonte local y expresadas en centímetros.

Diferencias coordenadas GAMIT - Bernese			
Estación	Este $\pm 1\sigma$ [cm]	Norte $\pm 1\sigma$ [cm]	Altura $\pm 1\sigma$ [cm]
ABON	-0.5 \pm 0.1	-0.5 \pm 0.1	0.5 \pm 0.7
C774	0.6 \pm 0.2	-0.8 \pm 0.2	0.3 \pm 1.2
CHIN	-0.2 \pm 0.2	-0.7 \pm 0.2	1.0 \pm 1.1
CHIO	-0.2 \pm 0.2	-1.0 \pm 0.2	1.8 \pm 0.9
CLV2	-0.4 \pm 0.2	-0.6 \pm 0.2	-0.1 \pm 1.3
COBR	0.0 \pm 0.2	-0.2 \pm 0.2	0.7 \pm 1.2
COLO	0.1 \pm 0.1	-1.1 \pm 0.1	2.4 \pm 0.7
CRUZ	0.4 \pm 0.2	-1.4 \pm 0.2	2.0 \pm 0.9
GORD	-0.2 \pm 0.2	-1.0 \pm 0.2	0.1 \pm 1.1
GUIM	-0.7 \pm 0.2	-0.1 \pm 0.2	0.4 \pm 1.0
MOZO	-0.2 \pm 0.1	-0.8 \pm 0.1	1.1 \pm 0.7
RASC	0.3 \pm 0.2	-0.7 \pm 0.1	0.4 \pm 0.9
REGA	-0.3 \pm 0.2	-1.1 \pm 0.2	0.3 \pm 1.2
RETA	-0.3 \pm 0.2	-1.0 \pm 0.2	1.1 \pm 1.1
RIQU	-0.1 \pm 0.2	-1.1 \pm 0.1	0.2 \pm 0.9
TACO	-0.2 \pm 0.2	-1.3 \pm 0.2	1.6 \pm 1.0
TEID	-0.3 \pm 0.2	-1.0 \pm 0.1	2.2 \pm 0.8
TEN1	-0.2 \pm 0.2	-0.4 \pm 0.1	0.4 \pm 0.8
UCAN	0.5 \pm 0.1	-1.3 \pm 0.1	3.2 \pm 0.7
VE14	0.4 \pm 0.2	-1.1 \pm 0.2	2.1 \pm 0.9
VER3	1.3 \pm 0.2	-0.9 \pm 0.2	1.0 \pm 1.1
Campaña 2000	0.0 \pm 0.5	-0.9 \pm 0.3	1.1 \pm 0.9

Tabla B.9: Diferencias de coordenadas entre las soluciones obtenidas con GAMIT y Bernese para la campaña de 2001. Las diferencias y sus desviaciones estándar se han presentado para coordenadas Este, Norte y Altura referidas al horizonte local y expresadas en centímetros.

Diferencias coordenadas GAMIT - Bernese			
Estación	Este $\pm 1\sigma$ [cm]	Norte $\pm 1\sigma$ [cm]	Altura $\pm 1\sigma$ [cm]
CHIO	0.4 \pm 0.2	-0.3 \pm 0.1	-1.1 \pm 0.4
REGA	0.7 \pm 0.2	-0.4 \pm 0.1	1.4 \pm 0.5
UCAN	0.5 \pm 0.2	0.0 \pm 0.1	0.4 \pm 0.4
Campaña 2001	0.5 \pm 0.1	-0.2 \pm 0.2	0.2 \pm 1.3

Tabla B.10: Diferencias de coordenadas entre las soluciones obtenidas con GAMIT y Bernese para la campaña de 2002. Las diferencias y sus desviaciones estándar se han presentado para coordenadas Este, Norte y Altura referidas al horizonte local y expresadas en centímetros.

Diferencias coordenadas GAMIT - Bernese			
Estación	Este $\pm 1\sigma$ [cm]	Norte $\pm 1\sigma$ [cm]	Altura $\pm 1\sigma$ [cm]
C774	0.1 \pm 0.2	-0.1 \pm 0.1	-0.3 \pm 0.5
CHIO	-0.2 \pm 0.2	0.0 \pm 0.1	0.7 \pm 0.5
CLV1	-0.1 \pm 0.2	-0.5 \pm 0.1	-0.2 \pm 0.5
CLV4	0.3 \pm 0.2	-0.6 \pm 0.1	-0.1 \pm 0.5
REGA	0.2 \pm 0.1	-0.2 \pm 0.1	0.3 \pm 0.4
RIQU	0.5 \pm 0.2	-0.5 \pm 0.1	-0.4 \pm 0.4
UCAN	-0.1 \pm 0.1	-0.5 \pm 0.1	0.4 \pm 0.4
Campaña 2002	0.1 \pm 0.2	-0.4 \pm 0.2	0.1 \pm 0.4

Tabla B.11: Diferencias de coordenadas entre las soluciones obtenidas con GAMIT y Bernese para la campaña de 2004. Las diferencias y sus desviaciones estándar se han presentado para coordenadas Este, Norte y Altura referidas al horizonte local y expresadas en centímetros.

Diferencias coordenadas GAMIT - Bernese			
Estación	Este $\pm 1\sigma$ [cm]	Norte $\pm 1\sigma$ [cm]	Altura $\pm 1\sigma$ [cm]
C774	1.6 \pm 0.1	-0.8 \pm 0.1	0.2 \pm 0.4
CHIO	1.8 \pm 0.1	-1.2 \pm 0.1	0.7 \pm 0.4
CLV1	1.6 \pm 0.1	-1.4 \pm 0.1	0.4 \pm 0.5
CLV4	0.9 \pm 0.1	-1.4 \pm 0.1	1.2 \pm 0.5
GORD	1.9 \pm 0.1	-1.8 \pm 0.1	0.9 \pm 0.4
REGA	1.9 \pm 0.1	-1.7 \pm 0.1	0.9 \pm 0.4
RIQU	1.6 \pm 0.1	-1.1 \pm 0.1	0.3 \pm 0.4
UCAN	1.8 \pm 0.1	-0.8 \pm 0.1	1.1 \pm 0.4
Campaña 2004	1.6 \pm 0.3	-1.3 \pm 0.4	0.7 \pm 0.4

Tabla B.12: Diferencias de coordenadas entre las soluciones obtenidas con GAMIT y Bernese para la campaña de 2005. Las diferencias y sus desviaciones estándar se han presentado para coordenadas Este, Norte y Altura referidas al horizonte local y expresadas en centímetros.

Diferencias coordenadas GAMIT - Bernese			
Estación	Este $\pm 1\sigma$ [cm]	Norte $\pm 1\sigma$ [cm]	Altura $\pm 1\sigma$ [cm]
ABON	1.2 \pm 0.2	-0.6 \pm 0.1	-0.1 \pm 0.6
C774	1.8 \pm 0.1	-1.1 \pm 0.1	0.0 \pm 0.5
CHIN	0.3 \pm 0.1	-1.3 \pm 0.2	-0.1 \pm 0.7
CHIO	1.9 \pm 0.1	-1.1 \pm 0.1	0.1 \pm 0.6
CLV1	1.8 \pm 0.1	-1.5 \pm 0.1	-0.1 \pm 0.5
CLV4	1.8 \pm 0.1	-1.3 \pm 0.1	0.1 \pm 0.5
COBR	1.1 \pm 0.1	-1.2 \pm 0.1	0.4 \pm 0.4
COLO	1.4 \pm 0.1	-0.6 \pm 0.1	-0.1 \pm 0.4
GORD	2.1 \pm 0.1	-1.4 \pm 0.1	0.2 \pm 0.4
MOZO	1.9 \pm 0.1	-0.6 \pm 0.1	-0.3 \pm 0.4
QUIN	1.3 \pm 0.2	-1.4 \pm 0.2	0.4 \pm 1.0
RASC	1.8 \pm 0.1	-0.4 \pm 0.1	0.2 \pm 0.5
REGA	2.0 \pm 0.1	-1.2 \pm 0.1	0.5 \pm 0.3
RETA	0.9 \pm 0.1	-1.6 \pm 0.1	0.0 \pm 0.6
RIQU	1.4 \pm 0.2	-2.1 \pm 0.1	0.5 \pm 0.7
TACO	1.3 \pm 0.2	-1.3 \pm 0.2	-0.4 \pm 0.7
TEID	1.5 \pm 0.1	-1.3 \pm 0.1	-1.4 \pm 0.3
TEIT	1.5 \pm 0.1	-1.0 \pm 0.1	0.7 \pm 0.3
UCAN	1.5 \pm 0.1	-1.1 \pm 0.1	0.8 \pm 0.4
Campaña 2005	1.5 \pm 0.4	-1.2 \pm 0.4	0.1 \pm 0.5

Tabla B.13: Diferencias de coordenadas entre las soluciones obtenidas con GAMIT y Bernese para la campaña de 2006. Las diferencias y sus desviaciones estándar se han presentado para coordenadas Este, Norte y Altura referidas al horizonte local y expresadas en centímetros.

Diferencias coordenadas GAMIT - Bernese			
Estación	Este $\pm 1\sigma$ [cm]	Norte $\pm 1\sigma$ [cm]	Altura $\pm 1\sigma$ [cm]
ABON	-0.2 \pm 0.2	0.0 \pm 0.1	2.0 \pm 0.7
C774	0.7 \pm 0.1	-1.1 \pm 0.1	1.2 \pm 0.6
CHIN	0.0 \pm 0.1	0.3 \pm 0.2	1.8 \pm 0.6
CHIO	0.8 \pm 0.1	-0.4 \pm 0.1	1.1 \pm 0.6
CLV1	0.6 \pm 0.1	-1.2 \pm 0.1	1.4 \pm 0.5
CLV4	0.7 \pm 0.1	-1.0 \pm 0.1	0.8 \pm 0.6
COBR	0.6 \pm 0.1	-0.5 \pm 0.1	0.5 \pm 0.6
COLO	0.7 \pm 0.1	-0.5 \pm 0.1	0.3 \pm 0.4
GORD	0.8 \pm 0.1	-0.9 \pm 0.1	1.3 \pm 0.4
LPAL	1.6 \pm 0.1	-1.0 \pm 0.0	-1.4 \pm 0.2
MOZO	0.8 \pm 0.1	-0.2 \pm 0.1	-0.1 \pm 0.6
QUIN	0.7 \pm 0.1	-0.9 \pm 0.1	1.0 \pm 0.6
RASC	0.7 \pm 0.1	-0.4 \pm 0.1	0.4 \pm 0.4
REGA	0.7 \pm 0.1	-0.7 \pm 0.1	0.5 \pm 0.4
RETA	0.5 \pm 0.1	-0.8 \pm 0.1	2.8 \pm 0.5
RIQU	0.6 \pm 0.1	-1.0 \pm 0.1	1.1 \pm 0.5
TACO	0.3 \pm 0.2	0.5 \pm 0.2	2.8 \pm 0.9
UCAN	0.8 \pm 0.1	-0.6 \pm 0.1	0.8 \pm 0.4
Campaña 2006	0.6 \pm 0.4	-0.6 \pm 0.5	1.0 \pm 1.0

Tabla B.14: Diferencias de coordenadas entre las soluciones obtenidas con GAMIT y Bernese para la campaña de 2007. Las diferencias y sus desviaciones estándar se han presentado para coordenadas Este, Norte y Altura referidas al horizonte local y expresadas en centímetros.

Diferencias coordenadas GAMIT - Bernese			
Estación	Este $\pm 1\sigma$ [cm]	Norte $\pm 1\sigma$ [cm]	Altura $\pm 1\sigma$ [cm]
ABON	0.2 \pm 0.1	-0.2 \pm 0.1	0.6 \pm 0.7
C774	0.6 \pm 0.1	-0.5 \pm 0.1	0.3 \pm 0.7
CHIN	0.1 \pm 0.1	0.7 \pm 0.2	-0.3 \pm 0.6
CHIO	0.5 \pm 0.1	-0.2 \pm 0.3	1.9 \pm 0.5
CLV1	0.1 \pm 0.1	-0.5 \pm 0.1	1.3 \pm 0.5
CLV4	0.3 \pm 0.1	0.5 \pm 0.3	1.5 \pm 0.7
COBR	0.2 \pm 0.2	-0.1 \pm 0.2	1.1 \pm 0.8
COLO	0.3 \pm 0.1	0.2 \pm 0.1	-0.1 \pm 0.7
GORD	0.5 \pm 0.1	-0.6 \pm 0.1	2.2 \pm 0.5
LPAL	0.5 \pm 0.1	-0.1 \pm 0.1	0.3 \pm 0.3
MOZO	0.1 \pm 0.1	-0.1 \pm 0.1	1.1 \pm 0.6
QUIN	0.3 \pm 0.3	-1.1 \pm 0.3	2.7 \pm 1.3
RASC	0.1 \pm 0.2	-0.2 \pm 0.2	1.1 \pm 0.8
REGA	0.5 \pm 0.1	-0.7 \pm 0.1	1.8 \pm 0.4
RETA	0.1 \pm 0.1	-0.1 \pm 0.1	2.0 \pm 0.5
RIQU	0.5 \pm 0.1	-0.6 \pm 0.1	2.1 \pm 0.5
TACO	0.0 \pm 0.2	0.1 \pm 0.1	0.4 \pm 0.8
TEID	0.1 \pm 0.1	-0.6 \pm 0.1	1.4 \pm 0.7
UCAN	0.3 \pm 0.1	-0.4 \pm 0.1	1.6 \pm 0.4
Campaña 2007	0.3 \pm 0.2	-0.2 \pm 0.4	1.2 \pm 0.8