



Estudios de la deformación cortical de la península ibérica mediante observaciones GPS

Eva Asensio Ferreira



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- SenseObraDerivada 3.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - SinObraDerivada 3.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NoDerivatives 3.0. Spain License.**

Estudios de la deformación cortical de la península ibérica mediante observaciones GPS

Eva Asensio Ferreira

Universitat de Barcelona
RISKNAT – Grup de Riscos Naturals
Departament de Geodinàmica i Geofísica

Universitat de Barcelona
RISKNAT – Grup de Riscos Naturals
Departament de Geodinàmica i Geofísica

Estudios de la deformación cortical de la península ibérica mediante observaciones GPS

Memoria presentada por

Eva Asensio Ferreira

Para optar al título de Doctora dentro del programa de doctorado de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Barcelona bajo la dirección del Dr. Giorgi Khazaradze.

Barcelona, Febrero de 2014.

Dr. Giorgi Khazaradze
Director

Dra. Emma Suriñach
Tutora



*A Pau,
por prestarme el tiempo
que le pertenecía.*

*A Jose,
por su amor.*

Agradecimientos

Esta tesis doctoral no hubiera sido posible sin la colaboración, cooperación, dedicación y entrega de otras personas. Por este motivo, mucho del mérito que pudiera encontrarse en esta memoria, son sin duda gracias a estas personas.

En primer lugar me gustaría agradecerle al director de esta tesis, el Dr. Giorgi Khazaradze, la confianza depositada en mí, quien con la energía y positivismo que le caracterizan ha hecho posible este trabajo. También quiero dar las gracias a la Dra. Emma Suriñach, tutora de la tesis, por brindarme su experiencia y amabilidad durante todo este viaje.

Me gustaría agradecer la oportunidad que me ha sido brindada al poder realizar dos estancias durante la realización de esta tesis. Mi más sincero agradecimiento al Dr. Robert King, al que he de valorar su constante predisposición, meticulosidad y cercanía para que esta investigación llegue a buen puerto. A la Dra. Irene Bosh, el Dr. Jonathan Dinsmore, la Dr. Magaly, Martha y Dan (mi gringo preferido), por acogerme y hacer que el frío de Boston no fuera tan frío. Igualmente le estaré siempre agradecida a Philippe Vernant y Stephan Mazzotti por sus acertadas y enriquecedoras aportaciones.

No puedo olvidarme de la labor importantísima de las personas que mantienen las diferentes redes GPS que se han utilizado en este estudio, así como las personas que han realizado las campañas de campo. Con su trabajo y esfuerzo, han dotado esta investigación de los datos necesarios para llevar a cabo esta tesis. En particular me gustaría agradecer la labor realizada por las diferentes personas que han hecho posible la instalación de la red Topo-Iberia, especialmente gracias a Juan Manuel González y Jorge Gallastegui. También me gustaría agradecer el, pesado pero importante, trabajo que realizan para mantener la base de datos desde el IGME Juliana Martín y Javier Navas.

Me gustaría agradecer el magnífico trabajo de los diferentes equipos y personas que han contribuido de alguna forma en el desarrollo del software utilizado para realizar esta tesis. Especialmente al equipo del *Earth, Atmospheric and Planetary Sciences* del MIT (King, Herring, Reilinguer, Floyd, McClusky ...) que ha elaborado mantienen y mejoran el software de procesamiento de datos GAMIT/GLOBK. Gracias a Robert McCaffrey por su magnífico, pero a la vez complicado, TDEFNODE. La mayoría de las figuras presentes en esta tesis se han realizado con el software GMT, mi agradecimiento a todas las personas anónimas que están detrás de este software y lo hacen posible día a día.

Agradecer al Departament de Geodinàmica i Geofísica, tanto al equipo docente e investigador como al personal administrativo y de servicios, su acogida y su amabilidad durante todos estos años. GRACIAS con mayúsculas a Anna Echeverría, cuyo ánimo y soporte moral, así como su amistad ha hecho posible esta tesis. Gracias por aguantar mis altibajos, que no han sido pocos, y aguantar un pre- y post-parto que casi acaba con las

dos. Quiero agradecer la amistad que me han brindado los becarios tanto a los que ya se han ido Diego, Lena ... como a los que todavía están Mar, Cris, Manu, Lena, Xenia, Eloi, Martas, María y muchos más. Todos ellos han hecho esta tesis sea también enriquecedora a nivel personal.

Agradecer a mis padres, mi hermana, mi cuñado y mis sobrinos *preferidos* su soporte incondicional y su afecto, aún sin saber qué hago ni cuándo dejaré de estudiar... Qué decir de la labor de los abuelos, sin ellos formar una familia es muy difícil hoy en día, demostraros mi gratitud en tan sólo unas cuantas líneas no es posible. Agradecer a Jose su compañía y comprensión durante esta y otras muchas aventuras desde hace más de diez años. A Pau, agradecerle esas maravillosas sonrisas que me hacen tan feliz y que me han dado la energía necesaria para llegar hasta aquí.

¡Gracias a todos!

Este estudio ha estado financiado por: la beca pre-doctoral FPU (AP-2008-01482) del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte, el proyecto Topo-Iberia (CSD2006-00041) del Ministerio de Economía y Competitividad en el programa CONSOLIDER-INGENIO-2010 y estos últimos meses por la prestación de desempleo del Ministerio de Empleo y Seguridad Social. Los siguientes proyectos y grupos de investigación han colaborado parcialmente en la financiación de la tesis: El “grup de Recerca en Riscos Naturals RISK NAT” de la Universitat de Barcelona, El Instituto de Investigación GEOMODELS de la Universitat de Barcelona, y el proyecto EVENT (CGL2006-12861-C02-01) del Ministerio de Educación y Ciencia

Índice

Lista de Figuras	iii
Lista de Tablas	v
Resumen	vii
Abstract	ix
1. Introducción	1
1.1 Motivación	2
1.2 Objetivos	4
1.3 Estructura de la tesis	5
2. Introducción al GPS	7
2.1 Introducción a los sistemas Globales de Navegación por Satélite	7
2.2 Sistema de Posicionamiento Global (GPS)	11
2.2.1 La señal GPS	12
2.2.2 Medida de la pseudodistancia	14
2.2.3 Medidas de la fase portadora	15
2.2.4 Procesado de datos	16
2.2.4.1 Posicionamiento Diferencial	17
2.2.4.2 PPP Precise Point Positioning	19
2.2.5 Fuentes de Error	19
3. Red GPS Topo-Iberia	21
3.1 El proyecto Topo-Iberia	21
3.2 La red GPS Topo-Iberia	23
3.2.1 Utilización de medidas GPS para cálculos de la deformación	23
3.2.2 Tipos de medidas GPS	23
3.2.3 Requisitos para los emplazamientos de las estaciones GPS	25
3.2.3.1 Emplazamientos de las estaciones Topo-Iberia	27
3.2.4 Tipos de monumentos e instrumentación de la red Topo-Iberia	30
3.2.5 Tratamiento de los datos	33
3.2.5.1 Descarga	33
3.2.5.2 Gestión local de los datos	36
3.2.5.3 Almacenamiento	37
4. Estudio de la deformación activa en los Pirineos	39
4.1 Introducción	39
4.2 Marco geológico	40
4.3 Marco sismotectónico	44
4.3.1 Sismicidad instrumental	44
4.3.2 Sismicidad histórica	45
4.3.3 Mecanismos focales y estado de esfuerzos	47
4.4 Estudios previos	52
4.5 Recopilación de datos GPS	55
4.6 Procesado de datos GPS	59
4.6.1 El marco de referencia	60
4.6.2 Soluciones diarias (GAMIT)	61
4.6.3 Combinación de las soluciones diarias (GLOBK)	63
4.6.3.1 Análisis de <i>Offsets</i> y <i>outliers</i>	66

4.6.4	Modelo de Error	67
4.6.4.1	Señales periódicas	67
4.6.4.2	Características del ruido en las series temporales GPS	69
4.7	Resultados	72
4.8	Discusión	77
4.8.1	Evaluación de las incertidumbres	77
4.8.2	Interpretación de la deformación	81
4.8.3	Intervalo de recurrencia	81
4.9	Conclusiones	83
5.	Modelización numérica del límite de placas de la región Ibero-Magrebí	85
5.1	Introducción	85
5.2	Marco geológico y sismotectónico	86
5.2.1	Geología, estructura y evolución	86
5.2.2	Sismotectónica	87
5.2.3	Modelos Geodinámicos	91
5.3	Estudios geodésicos previos	94
5.4	Datos GPS utilizados en la modelización	100
5.4.1	Recopilación y tratamiento	100
5.4.2	Incertidumbres	107
5.5	Modelización de datos GPS	109
5.5.1	Conceptos previos	109
5.5.2	TDEFNODE: software de modelización	115
5.6	Resultados	118
5.6.1	Modelo seleccionado	118
5.6.1.1	Estadísticas y ajuste del modelo	130
5.6.2	Modelos alternativos	131
5.7	Discusión y Conclusiones	137
6.	Conclusiones	139
6.1	Conclusiones generales	139
6.2	Conclusiones del estudio de la deformación activa en los Pirineos	140
6.3	Conclusiones de la modelización numérica del límite de placas de la región Ibero-Magrebí	150
6.4	Trabajos futuros	143
7.	Conclusions	145
7.1	General conclusions	145
7.2	Conclusions of the GPS studies of active deformation in the Pyrenees	146
7.3	Conclusions of the numeric modelling of the plate boundary of Iberia-Maghrebian región	147
7.4	Future Works	149
	Bibliografía	151
	Anexo A	173
	Anexo B	185

Lista de Figuras

2.1 Mapa con las estaciones de control del sistema GPS	11
2.2 Esquema de las frecuencias portadoras y códigos que las modulan	12
2.3 Relación entre la pseudodistancia GPS observada y el reloj receptor	13
2.4 Esquema que muestra la definición de fase	15
2.5 Geometría de las diferencias simples	17
2.6 Geometría de las dobles diferencias	17
2.7 Geometría de las triples diferencias	18
2.8 Esquema del error introducido por el multipath	19
3.1 Mapa de las redes permanentes GEONET y PBO	24
3.2 Mapa con las estaciones Topo-Iberia	29
3.3 Fotografía de las estaciones VILA, REIN, NEVA y TAZA	30
3.4 Tipos de monumentos utilizados en la red Topo-Iberia	31
3.5 Fotografías de las estaciones ASIN, REIN, TRIA, CABU, LOJA y LNDA	32
3.6 Instrumentación utilizada en la red Topo-Iberia	33
3.7 Esquema de los Shell-scripts para la descarga de datos GPS	36
3.8 Esquema del almacenaje local de datos GPS	36
4.1 Tabla de los tiempos geológicos con la evolución geológica de Pirineos	40
4.2 Esquema de la evolución geológica de Pirineos	41
4.3 Mapa y cortes geológicos de Pirineos	42
4.4 Sismicidad instrumental de los Pirineos	45
4.5 Sismicidad histórica de los Pirineos	47
4.6 Mapa de los mecanismos focales de Stich <i>et al.</i> (2006, 2010)	48
4.7 Mapa con los mecanismos focales de Goula <i>et al.</i> (1999)	49
4.8 Tensores de esfuerzos obtenidos por Herraiz <i>et al.</i> (2000)	50
4.9 Régimen de esfuerzos obtenidos por De Vicente <i>et al.</i> (2008)	51
4.10 Campo de velocidades GPS obtenido por Nocquet y Calais (2003)	52
4.11 Campo de velocidades GPS obtenido por Fernandes <i>et al.</i> (2007)	53
4.12 Campo de velocidades GPS obtenido por Stich <i>et al.</i> (2006)	54
4.13 Localización de las estaciones GPS utilizadas en Pirineos	57
4.14 Localización de las estaciones EUREF utilizadas para el sistema de referencia	58
4.15 Valores nrms postfit obtenidos con GAMIT	63
4.16 Estrategia de procesado con GAMIT/GLOBK	65
4.17 Ejemplos de Offsets para las estaciones AUCH y ASIN	66
4.18 Ejemplos de señal anual para las estaciones TUDE y LOSA	68
4.19 Efecto de la señal anual a las velocidades en función de la ventana temporal	69
4.20 Espectro de potencias de las series temporales de EBRE, FUEN, LOSA y TUDE	70
4.21 Campo de velocidades de las estaciones EUREF analizadas	72
4.22 Campo de velocidades para las estaciones analizadas en Pirineos	73
4.23 Perfil de velocidades de las estaciones de los Pirineos Occidentales	76
4.24 Velocidades residuales respecto la solución ITRF2008 para las estaciones EUREF	78
4.25 Efecto en las velocidades de la señal anual para diferentes ventanas temporales	79
4.26 Comparación de velocidades con diferente ventana temporal	80

5.1 Mapa geotectónico de la zona Ibero-Magrebí	86
5.2 Sismicidad histórica en la región Ibero-Magrebí	88
5.3 Sismicidad histórica en la región Ibero-Magrebí	89
5.4 Mecanismos focales de la región Ibero-Magrebí	90
5.5 Modelo geodinámico de <i>convective removal</i>	92
5.6 Modelo geodinámico de delaminación	93
5.7 Modelo geodinámico de roll-back	93
5.8 Modelo de bloques propuesto por Fadil <i>et al.</i> (2006)	94
5.9 Modelo de bloques propuesto por Tahayt <i>et al.</i> (2008)	95
5.10 Modelo de bloques propuesto por Vernant <i>et al.</i> (2010)	96
5.11 Modelo de bloques propuesto por Koulali <i>et al.</i> (2011)	97
5.12 Revisión del modelo propuesto por Koulali <i>et al.</i> (2011) propuesto por Nocquet (2012) . .	97
5.13 Principales ejes de la deformación según Perez-Peña et al (2010)	98
5.14 Tasas de deformación según Palano et al. (2013)	99
5.15 Campo de velocidades de las Béticas Orientales según Echeverria <i>et al.</i> (2013)	101
5.16 Mapa con las estaciones GPS utilizadas por Koulali <i>et al.</i> (2011)	102
5.17 Tipos de deformación	110
5.18 Diagrama de las fases del ciclo sísmico	112
5.19 Diagrama de bloques de la deformación elástica	113
5.20 Esquema de la modelización elástica de bloques	114
5.21 Esquema del funcionamiento de TDEFNODE	115
5.22 Mapa con la configuración de fallas del modelo seleccionado	119
5.23 Mapa con el campo de velocidades obtenido y la configuración de bloques propuesta . . .	120
5.24 Configuración del escalar ϕ	122
5.25 Mapa con las velocidades modeladas y observadas	123
5.26 Mapa con las velocidades residuales	124
5.27 Perfiles de velocidades de la parte occidental del área de estudio	125
5.28 Perfiles de velocidades de la parte central del área de estudio	126
5.29 Perfiles de velocidades de la parte oriental del área de estudio	127
5.30 Tasa de deslizamiento de las fallas modeladas para el modelo seleccionado	129
5.31 Tasas de deslizamiento de fallas para el modelo que incluye mecanismos focales	132
5.32 Velocidades modeladas teniendo en cuenta la deformación interna	134
5.33 Velocidades residuales del modelo que contempla la deformación interna	135
5.34 Tasas de deslizamiento de fallas para el modelo que contempla la deformación interna . .	136

Lista de Tablas

3.1 Lista de las estaciones Topo-Iberia y características	28
4.1 Lista de terremotos históricos en Pirineos	46
4.2 Lista de las estaciones de la red CATNET procesadas	55
4.3 Lista de las estaciones de la red RGAN procesadas	56
4.4 Lista de las estaciones de la red Topo-Iberia procesadas	56
4.5 Lista de las estaciones de Aragón procesadas	56
4.6 Lista de las estaciones de la red RGP procesadas	57
4.7 Lista de las estaciones de la red CATNET procesadas	58
4.8 Velocidades horizontales de las estaciones procesadas en el estudio de Pirineos	75
4.9 Comparación de las incertidumbres calculadas con el software GLOBK y CATS	77
5.1 Velocidades de la red CuaTeNeo según Echeverria <i>et al.</i> (2013)	103
5.2 Velocidades de Koulali <i>et al.</i> (2011) respecto Echeverria <i>et al.</i> (2013)	106
5.3 Velocidades de Palano <i>et al.</i> (2013) respecto la solución 1	107
5.4 Velocidades de la red Topo-Iberia respecto la solución 2	108
5.5 Polos de Euler estimado para los 5 bloques del modelo seleccionado	122
5.6 Ajustes del modelo seleccionado	130
5.7 Tasa de deformación interna calculada a partir de las residuales del modelo seleccionado	131
5.8 <i>Locking detph</i> de las fallas estimada por TDEFNODE	133
5.9 Tasas de deformación interna estimadas por TDEFNODE	134
5.10 Ajustes del modelo alternativo que contempla la deformación interna	135

Resumen

La península ibérica representa el extremo más occidental del cinturón orogénico Alpino-Himalayo y está caracterizada por la colisión entre la placa africana (Nubia) y la euroasiática. La convergencia entre estas dos placas tiene una orientación oblicua (~NW-SE) respecto al límite de placas con una tasa de aproximadamente 5 mm/año. La sismicidad actual en la península ibérica está concentrada principalmente en la cordillera Bética y en los Pirineos. Esta sismicidad implica la presencia de esfuerzos corticales causados por el movimiento de las placas tectónicas y/o deformaciones corticales locales que se pueden analizar utilizando la metodología de la geodesia espacial, y en particular con las observaciones GPS. Ambas zonas, aunque con regímenes tectónicos muy dispares, han sido analizadas en este estudio a partir de observaciones GPS.

Las técnicas de geodesia espaciales aplicadas al estudio de la de formación cortical en combinación con la modelización numérica nos han permitido abordar los objetivos principales de la tesis: determinar el campo de velocidades GPS para los Pirineos y las Béticas, y configurar un modelo de bloques que explique la cinemática del límite de placas entre África y Eurásica en la región Ibero-Magrebí. Los nuevos datos de la red GPS del proyecto Topo-Iberia, en el cual se enmarca la tesis, han sido incorporados en ambas áreas de estudio.

Para el estudio de la deformación activa de los Pirineos se han analizado 3,5 años de observaciones GPS de 35 estaciones continuas en la región. Se ha encontrado una extensión activa significativa perpendicular a la cordillera de $2,5 \pm 0,5$ nstrain/año, con una posible tasa de deformación más elevada concentrada en la parte más occidental de la cordillera. Los resultados obtenidos están de acuerdo con los mecanismos focales predominantemente normales que ocurren en la zona y sugieren un intervalo de recurrencia de 2.200-2.500 años para un terremoto de magnitud 6,5. Se sugiere que la extensión obtenida en este estudio probablemente es debida al rebote isostático producido por el levantamiento y erosión de la cordillera y/o por un proceso de relajación causada por colapsos gravitacionales.

Para la modelización numérica de la cinemática del límite de placas de la región Ibero-Magrebí se ha obtenido el campo de velocidades GPS a partir de los campos de velocidades existentes en la región. Se ha construido un modelo de bloques elástico a partir del campo de velocidades obtenido que describe la geodinámica de la zona y muestra que la deformación principal ocurre en el dominio Bético-Rif-Alborán. El modelo propuesto consta de 5 bloques: dos bloques que representan las placas africana y euroasiática respectivamente, un bloque que engloba el Rif y el mar de Alborán, otro bloque con las Béticas Centrales y Orientales, y un bloque con las Béticas más Orientales. Según el modelo propuesto las principales zonas de deformación, correspondientes a las

fallas que definen los bloques propuestos por el modelo, son: 1) la falla que se extienden desde el Golfo de Cádiz hasta las Béticas Orientales con orientación aproximadamente E-W caracterizada por un movimiento dextral; 2) las fallas que corresponden a la zona de cizalla Trans-Alboran con orientación NE-SW, caracterizada por un movimiento sinistro con una pequeña componente extensiva; 3) las fallas del sur del Rif y norte de Argelia con comportamiento transpresivo, y 4) la falla que se alinea con las fallas pliocenas y cuaternarias paralelas a la línea de costa andaluza con comportamiento dextral. Basándonos en los resultados obtenidos en esta tesis, proponemos que las velocidades GPS podrían estar justificadas por la subducción aún activa hacia el este bajo el estrecho de Gibraltar de una *slab* y un *roll-back* asociado que provocaría la extensión del *back-arc*, situado en las Béticas Orientales.

Abstract

The Iberian Peninsula represents the westernmost part of the Alpine–Himalayan orogenic belt and is characterized by the collision between the Africa and Nubia plates. The convergence between these plates has a ~NW-SE orientation, oblique to the plate boundary, with a rate of 5 mm/yr. The seismicity of the Iberian Peninsula is mainly concentrated in the Betics and Pyrenees mountain ranges. This seismicity indicates the presence of crustal stresses, which cause the plate tectonics movement and/or local crustal deformations, which could be analyzed using space geodetic techniques, particularly using GPS observations.

The main goals of the given thesis include the determination of the GPS velocity field of the Pyrenees and Betic mountain belts and, the development of a new elastic block model that explains the kinematics of the plate boundary in the Iberian-Maghrebian region. These objectives were achieved using the methodology of space geodesy applied to crustal deformation studies, and using three-dimensional numerical modeling techniques. The data of a new GPS network installed as part of the Topo-Iberia project was included in the study of the Pyrenees and the Ibero-Maghrebian region.

In order to analyze the present day crustal deformations in the Pyrenees, we analyze data from 35 continuous stations located within the mountain range, spanning 3.5-year period. Our results indicate a presence of statistically significant ongoing extension of 2.5 ± 0.5 nstrain/yr perpendicular to the main axis of the Pyrenees, with the possibility of higher strain rates concentrated in the westernmost part of the range. This finding is in agreement with the predominantly normal faulting focal mechanisms of earthquakes that occur in the area. Using the GPS measured extension rates, we estimate that the recurrence time for magnitude 6.5 earthquakes equals 2200–2500 yr. We suggest that the extension obtained in this study could be the result of an isostatic rebound produced by the uplift and erosion of the mountain range or a process of relaxation caused by gravitational collapse, or both.

To study the kinematics of the plate boundary in the Iberian-Maghrebian region, we estimated the velocity field from the combination of all of the published GPS velocities, including the velocity estimates from the Topo-Iberia network. We design a new elastic block model from the velocity field, which explains the geodynamic behavior of this complex plate boundary. The model shows that the principal deformation are concentrate at the Betic-Rif-Alboran domain. The proposed model consists in 5 blocks: two blocks that represents the African and Eurasian plates, a block which includes the Rif and the Alboran sea, a block with the Central and Eastern Betics, and finally a block with the easternmost part of the Betics range. The principal faults which separate blocks are: 1) a right-lateral behavior of the fault with E-W orientation from Gulf of Cadiz to the eastern

Betics; 2) the system of faults of Trans-Alboran Shear Zone with a NE-SW orientation has a left-lateral movement with a low extensional component; 3) the transpressive behavior of the Rif and north Argelia faults; 4) the parallel to the Andalusian coast faults have a right lateral movement. Based on the model results, we suggest that GPS velocities support a geodynamic model that supports a continued active slab subduction beneath the Strait of Gibraltar, with a consequent back-arc extension in the eastern Betics.

Introducción

La península ibérica representa el extremo más occidental del cinturón orogénico Alpino-Himalayo y está caracterizada por la colisión entre la placa africana (Nubia) y la euroasiática. La convergencia entre estas dos placas tiene una orientación oblicua (~NW-SE) respecto al límite de placas y presenta una tasa de aproximadamente 5 mm/año (McClusky *et al.*, 2003). En términos de régimen tectónico, la península se puede dividir en tres dominios principales: 1) La cordillera Cántabro- Pirenaica (al norte), 2) la meseta Central y el sistema Ibérico (en el centro), y 3) el dominio Bético-Rifeño (al sur).

Los terremotos que tienen lugar en la península se caracterizan por una magnitud moderada, generalmente inferior a $M_w < 6$, junto con grandes terremotos ($M_w > 6$) que se producen de forma esporádica separados por largos intervalos de tiempo (Buforn *et al.*, 1995; Negredo *et al.*, 2002; Souriau y Pauchet, 1998; Olivera *et al.*, 2006). Las Béticas constituyen el área de mayor sismicidad de la península, seguido por la cordillera Pirenaica. Esta tesis se enmarca en ambas zonas.

Entender cómo funcionan los principales esfuerzos que rigen los movimientos de las placas y su relación con la sismicidad ha sido siempre un tema de interés científico. La utilización de observaciones geodésicas, y del sistema GPS en particular, como herramienta de medida de las deformaciones nos permite la monitorización de áreas tectónicamente activas y la detección de movimientos relativos aun siendo de pequeña magnitud (inferiores a 1 mm/a). Hace unas décadas el alto coste de esta instrumentación hacía que solo existiera una red global construida para la determinación de las órbitas. Actualmente existen diferentes redes regionales e incluso locales en casi todos los países diseñadas para trabajos de topografía o de ingeniería. La red GPS Topo-Iberia, instalada por el proyecto Topo-Iberia (CSD2006-00041; www.igme.es/internet/TopoIberia) en el cual se enmarca esta tesis y en la cual se ha participado durante todo el proceso de instalación y mantenimiento, ha sido desarrollada con la finalidad de abordar temas exclusivamente tectónicos de la península ibérica y norte de Marruecos. La red Topo-Iberia complementa a las redes existentes en la península instaladas por diversas instituciones y densifica las zonas de especial interés geológico. Gracias a las observaciones geodésicas pertenecientes a diferentes entidades así como a la nueva red de Topo-Iberia, se ha podido dar respuesta a algunas de las incógnitas todavía presentes en la península referentes al comportamiento de la deformación actual de la cordillera Pirenaica y del límite de placas en la zona Ibero-Magrebí, así como contribuir con los resultados a una mejor caracterización de la peligrosidad sísmica.

1.1 Motivación

La sismicidad presente en la península ibérica está concentrada principalmente en la cordillera Bética y en los Pirineos. Esta sismicidad implica la presencia de esfuerzos corticales causados por el movimiento de las placas tectónicas y/o deformaciones corticales locales que se pueden analizar utilizando la metodología de la geodesia espacial, y en particular con las observaciones GPS. Ambas zonas, aunque con regímenes tectónicos muy dispares, han sido analizadas en este estudio a partir de observaciones GPS. A continuación se explica con más detalle la motivación que nos ha llevado a realizar los estudios en la cordillera Pirenaica y en la región Ibero-Magrebí.

- *Estudio de la deformación activa en Pirineos*

A pesar de que la cordillera Pirenaica se considera un orógeno inactivo, la sismicidad y la actividad tectónica actual de alguna de sus estructuras indican que es un sistema vivo con continua actividad tectónica (Lacan y Ortuño, 2012), que se podría clasificar como una zona de deformación lenta (Ortuño *et al.*, 2008). Excepto por la sismicidad observada, no hay evidencias, a escala regional, que puedan caracterizar la actividad tectónica actual de la cordillera. Tanto los estudios de neotectónica y paleosismología, como los estudios a partir de observaciones geodésicas son escasos en la zona, por este motivo consideramos de especial interés el estudio de la cordillera.

Desde 1992 dos proyectos para realizar observaciones episódicas GPS han sido desarrollados en los Pirineos con el objetivo de cuantificar las tasas de deformación cortical (PotSis (Goula *et al.*, 1996), ResPyr (Fleta *et al.*, 1996)) pero hasta ahora tan solo resultados preliminares han sido publicados con resultados no significativos estadísticamente (Talaya *et al.*, 1999; Khazaradze *et al.*, 2004; Chenel *et al.*, 2009). Otros estudios geodésicos han utilizado datos continuos de estaciones GPS a lo largo de toda Europa, incluyendo un pequeño número de estaciones a cada lado de la cordillera Pirenaica, para estimar el movimiento relativo entre Eurasia e Iberia sin poder cuantificar la deformación de la cordillera (e.g. Nocquet y Calais, 2003; Stich *et al.*, 2006; Fernandes *et al.*, 2007).

Por último, destacamos la importancia de la caracterización y cuantificación de la deformación en regiones de deformación lenta así como el conocimiento sobre los mecanismos que controlan la actividad tectónica y su relación con la peligrosidad sísmica. El estudio de este tipo de deformaciones sigue siendo hoy en día un reto debido a su complejidad. Además, la falta de información para caracterizar los movimientos corticales genera una subestimación de la peligrosidad sísmica. La educación de la población para reaccionar ante terremotos así como la revisión de la norma sísmica, es importante especialmente en zonas donde, a pesar de catalogarse de riesgo sísmico bajo, el registro histórico nos confirma que pueden ocurrir terremotos destructivos.

- ***Modelización numérica del límite de placas de la región Ibero-Magrebí***

La deformación actual de la región Ibero-Magrebí, en la parte más occidental del Mediterráneo está condicionada por una lenta (~ 5 mm/a) y oblicua (\sim NO-SE) convergencia entre las placas euroasiática y africana (Calais *et al.*, 2003; McClusky *et al.*, 2003; Serpelloni *et al.*, 2007) y la consecuente subducción de la litosfera oceánica (Gutscher *et al.*, 2002). La sismicidad de esta zona es significativa aunque muy difusa, ya indicando la complejidad del límite de placas (Jiménez-Munt *et al.*, 2003). Por esta razón es muy difícil indicar un límite preciso entre ambas placas. Los mecanismos focales estudiados ponen en evidencia también la complejidad de la tectónica actual de la región, manifestando aspectos compresivos y tensionales en una misma zona (Buforn *et al.*, 2004; Stich *et al.*, 2006; Stich *et al.*, 2010; Palano *et al.*, 2013). Motivados por esta complejidad, son numerosos los estudios geofísicos que se han centrado en el análisis de la estructura cortical y subcortical de la región Bético-Alborán-Rifeña con el objetivo de explicar la geometría y la mecánica del arco Bético–Rifeño y el sistema del mar de Alborán (Platt y Vissers, 1989; Seber *et al.*, 1996; Calvert *et al.*, 2000; Royden, 1993; Lonergan y White, 1997; Spakman y Wortel, 2004). Gracias a los datos geofísicos y geológicos recopilados a lo largo de los años, diferentes estudios han propuesto modelos tectónicos basados en diferentes mecanismos que explicarían la aparición de extensión dentro del marco regional compresivo entre África y Eurasia pero que sigue siendo una incógnita aún para la comunidad científica.

A pesar de que son numerosos los estudios geodésicos realizados en esta región (e.g. Vernant *et al.*, 2010; Fadil *et al.*, 2006; Koulali *et al.*, 2011; Nocquet, 2012), los recientes estudios realizados para las Béticas Orientales (Echeverría *et al.*, 2013), así como los resultados preliminares de la red Topo-Iberia nos permitirán realizar un modelo de bloques elásticos más densificado y constreñido con una buena distribución y cobertura de estaciones GPS.

1.2 Objetivos

Los objetivos principales de esta tesis son principalmente dos: determinar el campo de velocidades GPS para los Pirineos y las Béticas, y configurar un modelo de bloques que explique la cinemática del límite de placas entre África y Eurásica en la región Ibero-Magrebí. Los resultados obtenidos permitirán investigar cuales son los principales esfuerzos que producen estas deformaciones y sus consecuencias. Como en el apartado anterior, se hace una descripción de los objetivos concretos de esta tesis para cada zona de estudio por separado.

- *Estudio de la deformación activa en Pirineos*

El objetivo principal del estudio realizado en los Pirineos es determinar si hay algún movimiento cortical detectable usando geodesia de alta precisión. Para ello se han recopilado y analizado datos de todas las estaciones continuas GPS (CGPS, *Continuous GPS*) disponibles de la zona en funcionamiento desde 2008 (e.g. redes CATNET, RGP, REGAN) incluyendo las estaciones Topo-Iberia localizadas en esta región, con el fin de estimar las velocidades relativas y realizar un exhaustivo análisis de los errores asociados.

El segundo objetivo del análisis es calcular la tasa de deformación a través de la cordillera a partir de las velocidades estimadas y relacionarla con los procesos (superficiales o profundos) que causan esta deformación.

El tercer objetivo es estimar el intervalo de recurrencia para un *Maximum Credible Earthquake* (MCE Krinitzsky, 2002), utilizando las tasas de deformación cortical estimadas y comparar los resultados con los estudios neotectónicos realizados en esta región (e.g. Lacan y Ortuño, 2012; Ortuño *et al.*, 2008)

- *Modelización numérica del límite de placas de la región Ibero-magrebí*

El primer objetivo para el estudio realizado en la región Ibero-Magrebí es estimar un único campo de velocidades a partir de la recopilación y el tratamiento de todos los campos de velocidades publicados en esta región añadiendo también los nuevos resultados de la red GPS Topo-Iberia.

El segundo objetivo es construir un modelo de bloques elástico que describa la dinámica de la zona a partir del campo de velocidades unificado. Con esta modelización numérica se pretende dar una visión detallada de la tectónica actual del límite de placas de la región Ibero-Magrebí indicando las principales zonas de deformación.

Por último, se pretende relacionar los resultados obtenidos con los diferentes modelos geodinámicos propuestos en esta región con el fin de excluir y /o confirmar algunos de ellos.

1.3 Estructura de la tesis

A continuación se detalla la estructura de la tesis y un breve resumen del contenido de los 6 capítulos que la conforman:

En este primer capítulo introductorio se establece una idea general sobre los estudios de la deformación cortical realizados mediante técnicas geodésicas en la península ibérica. Este capítulo está compuesto por la motivación y los objetivos de la tesis y por último la estructura de esta.

En el segundo capítulo se hace una breve introducción a los sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS), dando una visión detallada del sistema GPS (*Global Positioning System*), puesto que es el sistema utilizado en esta tesis.

El tercer capítulo describe las principales características y funciones de la red GPS Topo-Iberia instalada por el proyecto Topo-Iberia en el cual se enmarca esta tesis.

En el cuarto capítulo se describe el estudio realizado en los Pirineos a partir del análisis de estaciones continuas GPS para determinar la deformación activa de la cordillera. En este capítulo se hace una introducción al marco geológico y los estudios previos de la zona, se explican los aspectos destacables de la recopilación y procesado de datos, se exponen y se discuten los resultados obtenidos en el estudio, y por último se dan unas conclusiones finales.

El quinto capítulo consta de la modelización numérica de los campos de velocidades recopilados de diferentes autores en el límite de placas de la zona Ibero-Magrebí. Este capítulo consta de una introducción al marco geológico y sismotectónico de la región, un resumen de los estudios previos relacionados. A continuación se expone la recopilación y tratamiento de datos analizados, así como la técnica de modelización numérica utilizada. Por último se exponen los resultados y se discuten finalizando con unas conclusiones.

En el sexto capítulo se exponen las conclusiones generales de la tesis. A pesar que tanto el marco geográfico y geológico como el estudio realizado es bastante diferente para los capítulos 4 y 5 y ambos capítulos contienen conclusiones específicas, en el capítulo 6 se presenta una visión general de los resultados principales obtenidos en la realización de esta tesis así como las consideraciones y los trabajos futuros.

Por último, se han añadido dos anexos a este trabajo. El Anexo A contiene la publicación “*GPS studies of active deformation in the Pyrenees*” publicada en 2012 en la revista “*Geophysical Journal International*” fruto del estudio expuesto en el capítulo 4 (Asensio *et al.*, 2012). El Anexo B contiene las series temporales para las estaciones analizadas en el capítulo 4.

Introducción al GPS

En este capítulo se hará una breve introducción a los Sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS), explicando su historia, los fundamentos y los diferentes tipos que existen actualmente. El GNSS que se ha utilizado para esta tesis ha sido el GPS y por este motivo se dará una visión más completa de este sistema en concreto.

2.1 Introducción a los Sistemas Globales de Navegación por Satélite

GNSS son las siglas inglesas de “*Global Navigation Satellite System*” o Sistema Global de Navegación por satélite. Los GNSS son el conjunto de sistemas capaces de dotar en cualquier punto y momento de posicionamiento espacial y temporal. El concepto de GNSS es relativamente reciente, puesto que su historia comienza en los años 70 con el desarrollo del sistema estadounidense GPS, que tuvo en sus orígenes aplicaciones exclusivamente militares bajo el control del Departamento de Defensa de los Estados Unidos (Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2008).

Los sistemas de navegación por satélite tienen una **estructura** claramente definida y dividida en tres segmentos distintos: un segmento espacial, un segmento de control y un segmento usuario.

- *Segmento espacial*: Es el segmento compuesto por los satélites de navegación y de comunicación. Los satélites de navegación orbitan alrededor de la tierra y están repartidos en planos orbitales. Los satélites de comunicación forman parte de los llamados sistemas de aumento que sirven para realizar correcciones sobre los errores de posicionamiento.
- *Segmento de control*: Formado por el conjunto de estaciones terrestres que recogen los datos de los satélites. Sus funciones son garantizar las prestaciones del sistema mediante el monitoreo del segmento espacial y aplicar correcciones de posición orbital y temporal a los satélites, enviando información de sincronización de relojes atómicos y correcciones de posicionamiento de órbitas a los distintos satélites.

- *Segmento usuario*: Se compone de los equipos GNSS que reciben las señales que proceden del segmento espacial, es decir, la antena receptora de GNSS y el receptor.

A continuación se enumeran algunas de las prestaciones básicas que los sistemas GNSS deben ofrecer.

- **Cobertura**: todo GNSS tiene una cobertura mundial, es decir, una constelación de satélites que sea suficiente como para garantizar el funcionamiento del sistema en cualquier parte del planeta.
- **Disponibilidad**: los sistemas GNSS garantizan su normal funcionamiento durante un porcentaje muy elevado de tiempo, en torno al 95% o 99%. Es por este motivo que se introducen satélites redundantes en la constelación para garantizar el funcionamiento en caso de que alguno falle.
- **Precisión**: los sistemas GNSS tienen la capacidad de proporcionar un posicionamiento espacial y temporal preciso.
- **Integridad**: esta prestación hace referencia a la fiabilidad de los datos que se están usando para realizar una determinada operación.
- **Continuidad de servicio**: esta prestación se refiere sobre todo al servicio prestado por el sistema GPS, ya que el Gobierno norteamericano podría apagar la señal civil que generan sus satélites, terminando o interrumpiendo así su servicio.

Si bien el sistema GNSS más utilizado es el GPS, en la actualidad distintos países han desarrollado o están desarrollando sistemas propios como las GLONASS de Rusia, el Galileo Europeo, el COMPASS de China, el IRNSS de la India y el QZSS de Japón. Las ventajas que tiene un país al tener un sistema propio GNSS es el poder garantizar todas las prestaciones del sistema, es decir que el país tendrá un total control del mismo sin ser dependiente de otros sistemas. A continuación se dará una visión general sobre el sistema de navegación Ruso y Europeo ya que son los sistemas GNSS más desarrollados hasta el momento:

- **GLONASS: GLObal NAVigation Satellite System**

La contrapartida rusa al GPS es el Sistema GLONASS. Este sistema fue diseñado por el Ministerio de Defensa ruso, la Academia de las Ciencias y la Armada Soviética entre 1968 y 1969. Aunque el sistema se desarrolló entre 1982 y 1991, y se planeó para estar operativo completamente por entonces, la caída de la Unión Soviética paralizó el

desarrollo del sistema y no fue hasta 1995 cuando se completó la constelación aunque actualmente no está operativa en su totalidad.

El segmento espacial de GLONASS está formado por una constelación de 24 satélites en órbita, estando 21 en activo y 3 de repuesto. Éstos están distribuidos en 3 planos orbitales separados 120° , que contienen 8 satélites a 19.100 km de altura con una inclinación de $64,8^\circ$ y que tardan 11 horas y 15 minutos en completar un período. El sistema se ha diseñado de tal manera que cuando la constelación esté completa se podrán ver cinco satélites desde cualquier punto del planeta en cualquier momento, y siempre pase un satélite por el ecuador cada día sideral.

El segmento de control está enteramente localizado en territorio ruso. El sistema de control central (CCS) se encuentra cerca de Moscú y las estaciones de Telemetría, Posicionamiento y control (TT&C) están en San Petersburgo, Schelkovo, Yenisseyk, Komsomolsk-Amur, Moscú.

Los sistemas GLONASS y el GPS comparten el mismo tipo de principios en la transmisión de datos y los métodos de posicionamiento, excepto que cada satélite GLONASS transmite en su propia frecuencia particular con los mismos códigos. Al igual que el GPS, el sistema GLONASS ofrece dos tipos de servicio: una señal de precisión estándar (*SP "Standar Precision"*) y una señal de alta Precisión (*HP "High Precision"*).

En la actualidad, debido a la situación económica del país, hay 16 satélites en órbita de los cuales 10 son operativos y 6 están apagados de forma temporal (véase <http://www.glonass-ianc.rsa.ru/> para consultar el estado actual). Por este motivo el sistema no es completamente funcional, al menos a nivel global.

- GALILEO:

El programa Galileo es una iniciativa conjunta de la Comisión Europea y la Agencia Espacial Europea, en la que participan multitud de empresas de distintos países de la Unión Europea a los que se ha realizado concesiones para distintas partes del proyecto. Como primer Sistema de Navegación de nueva generación, Galileo ha sido diseñado para ofrecer una mayor cantidad de servicios que aquellos que fueron definidos para GPS y GLONASS.

Galileo se ha planteado como un sistema que permita ser independiente a Europa del GPS y el GLONASS, pero que sea complementario a ambos y que permita la interoperabilidad con éstos dos sistemas. Cuando el proyecto esté completado se dispondrá de 30 nuevos satélites que conjuntamente con GPS y GLONASS permitirá obtener un posicionamiento muy preciso.

El segmento espacial planificado de Galileo constará de 30 satélites, distribuidos en tres planos de los cuales 3 serán de repuesto. Estarán situados a una altura de 23.222 km, con una inclinación de 56° sobre el ecuador, tardando 14 horas en completar una órbita a la Tierra, de tal forma que cada 24 horas se repita la constelación, que posee además simetría

esférica. Dicho segmento además será interoperable con el GPS americano y el GLONASS ruso, y podrán verse al menos 4 satélites en cualquier parte del planeta con un 90% de probabilidad, si bien en la mayor parte de las zonas del planeta entre 6 y 8 satélites serán visibles. El primer satélite que se lanzó al espacio en 2005 fue el GIOVE-A (*Galileo In Orbit Validation Element*), desarrollado por la ESA (*European Space Agency*), y sirvió para comprobar las tecnologías críticas desarrolladas por la agencia. Actualmente cuatro satélites Galileo están operativos (para obtener información actualizada sobre el sistema Galileo véase: www.esa.int/Our_Activities/Navigation).

El segmento de control, a grandes rasgos, está constituido por una red de estaciones terrestres formada por estaciones “sensoras” (*Galileo Sensor Stations, GSS*), dos centros de control Galileo (GCC) y estaciones de enlace (*uplink stations*) que darán soporte a los satélites. Los dos centros de control están emplazados en Europa y reciben datos de la red global de 20 estaciones GSS. Las estaciones GSS permitirán determinar las órbitas de los satélites, sincronizar los relojes atómicos de los satélites con los relojes de las estaciones terrestres y calcular la integridad del sistema (http://ec.europa.eu/enterprise/policies/satnav/index_en.htm).

2.2 Sistema de Posicionamiento Global (GPS)

El sistema de localización GPS (*Global Position System*) fue desarrollado por el departamento de Defensa de los Estados Unidos en los años 70 y puesto plenamente en funcionamiento en 1995. Este sistema se caracteriza por poder determinar la posición a cualquier hora del día y cualquier lugar de la Tierra de una manera pasiva (Parkinson y Spilker, 1996). Este sistema de posicionamiento global como ya se ha comentado anteriormente consta de los tres segmentos básicos de los sistemas GNSS.

- **Segmento espacial:** Actualmente este segmento está formado por 29 satélites pertenecientes a la constelación NAVSTAR (*NAVigation System Timing And Ranging*) distribuidos en 6 planos orbitales, espaciados 60° a una altitud de unos 20.200 km sobre la superficie terrestre y una inclinación orbital de 55° respecto el plano ecuatorial. Estos satélites son los encargados de transmitir la señal que contiene la información necesaria para calcular la posición (véase apartado 2.2.3). La constelación de satélites está diseñada para asegurar que al menos 4 satélites puedan ser vistos simultáneamente en cualquier parte y a cualquier hora por un usuario (e.g. Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001).

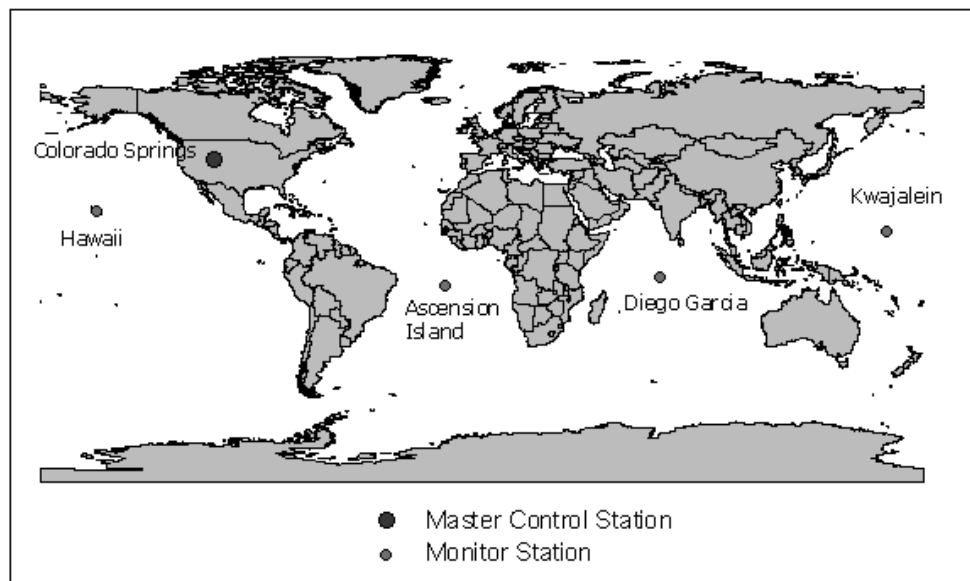


Figura 2.1: Mapa con los emplazamientos de las estaciones de monitoreo y estación maestra de control del sistema GPS (<http://www.gps.gov/systems/gps/control/>)

- **Segmento de control:** Son estaciones terrestres que hacen un seguimiento continuo de los satélites con el fin de calcular las órbitas de los satélites y sincronizar los relojes atómicos que lleva cada satélite (Figura. 2.1). Este segmento consta de 4 componentes principales: una estación de control maestra (*Master Control Station, MCS*, en Colorado Spring), una estación de control maestra de apoyo (*Backup Master Control Station BMCS*), cinco estaciones de monitoreo (Hawaii, Colorado Springs, Diego Garcia, Isla Ascensión y Kwajalein), y tres estaciones de control terrestres. (e.g. Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001).

- **Segmento usuario:** Formado por la antena, encargada de recibir la señal GPS enviada por los satélites, y el receptor que descodifica la señal recibida por la antena.

La técnica GPS tiene múltiples utilidades en diferentes áreas del conocimiento como la geodinámica y la meteorología. Entre ellas destacan el monitoreo de los cambios del nivel del mar y de las masas de hielo en la Antártida, el estudio del vapor de agua presente en la atmósfera y el estudio de la deformación cortical.

2.2.1 La señal GPS

Los satélites GPS transmiten radio señales utilizadas por los receptores para calcular la posición. La frecuencia fundamental de la señal del satélite es 10,23 MHz y a partir de esta se derivan dos frecuencias: la portadora L1 de longitud de onda de 0,19 m y 1.575,42 MHz, y la portadora L2 de 0.24 m de longitud de onda y 1.227,60 MHz. La razón por la cual se emiten dos señales portadoras es poder calibrar el retraso de la señal cuando atraviesa la ionosfera.

Estas dos portadoras están moduladas por tres tipos de códigos PRN (*Pseudo Random Noise*); el código Preciso (*P-Code*) y el código C/A (*Course Acquisition Code*), y un mensaje de navegación. El código P se genera en la frecuencia fundamental y modula ambas portadoras (Figura 2.2) mientras que el código C/A y el mensaje de navegación modulan solo la portadora L1.

El código C/A es un código pseudo-aleatorio (PRN), es decir, parece aleatorio pero en realidad está generado por un algoritmo conocido que se repite cada 1ms. Cada satélite cuenta con un código C/A diferente, lo que genera una modulación específica de la señal, propia y exclusiva de ese satélite. Cada receptor tiene almacenadas en su memoria las réplicas de todos los códigos para cada satélite. Así cuando recibe la señal GPS puede efectuar el reconocimiento del satélite correspondiente.

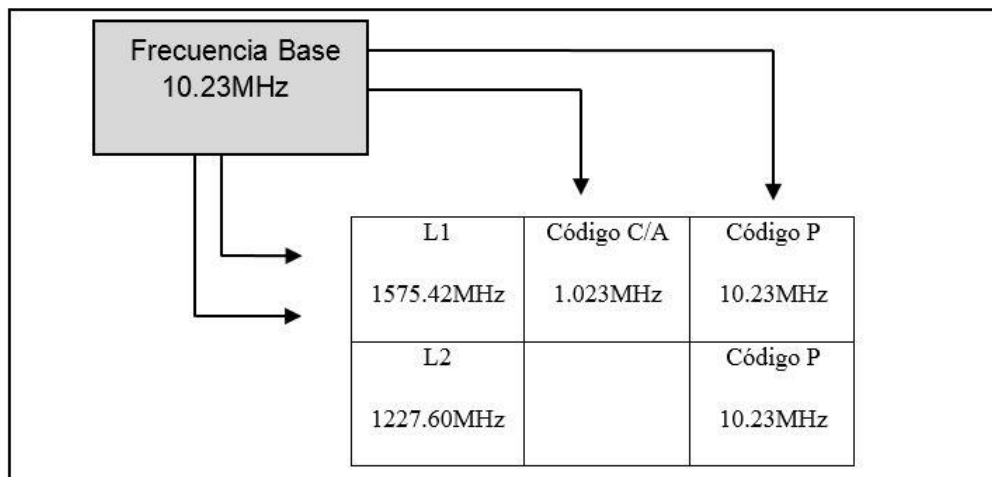


Figura 2.2: Esquema de las frecuencias portadoras y los códigos que las modulan.

El código P es muy parecido al código C/A pero con la diferencia de que este es 10 veces más preciso y modula ambas portadoras. Este código está encriptado por el departamento de defensa de los Estados Unidos combinando este código con un código secreto de 500 kHz conocido como el *W-code*. Este proceso de encriptación es llamado *Anti-Spoofing* (A/S). Esta encriptación está controlada con el fin de decidir el tipo de precisión que los usuarios civiles van a poder obtener.

El mensaje de navegación se genera a baja frecuencia, 50 KHz, y está presente en la portadora L1. Este mensaje contiene la información de las efemérides de los satélites (*broadcast ephemerides*), el tiempo GPS, y el estado general del satélite. A partir del código de navegación el receptor GPS es capaz de calcular las coordenadas del satélite usando un algoritmo denominado *Ephemerides algorithm* (e.g. Leick, 1995) que transforma los parámetros de las órbitas en las coordenadas WGS84 del satélite en un tiempo en concreto. El proceso que introduce de manera intencionada errores en el mensaje de navegación por parte del departamento de defensa de los Estados Unidos se conoce como *S/A (Selective Availability)*. Este proceso consiste en la introducción de errores artificiales que aparentemente parecen errores típicos del reloj del satélite.

A grandes rasgos, el procesamiento de la señal GPS consiste en que los receptores GPS siguen los satélites generando una señal réplica electrónica que está sincronizada con el propio reloj del receptor (Figura 2.3). Los receptores comparan esta señal réplica con la señal real y la correlacionan. Existen diferentes métodos para procesar esta señal (e.g. *squaring*, *Z-tracking*, *cross-correlation*) pero no se entrará en detalle, para obtener más información véase Hofmann-Wellenhof *et al.* (2001). Las observables GPS son la pseudodistancia y la fase de la portadora (Langley, 1993) y se deducen a partir de las medidas de tiempo o de diferencia de fase y se basan en la comparación entre la señal recibida en el receptor y la generada por el mismo.

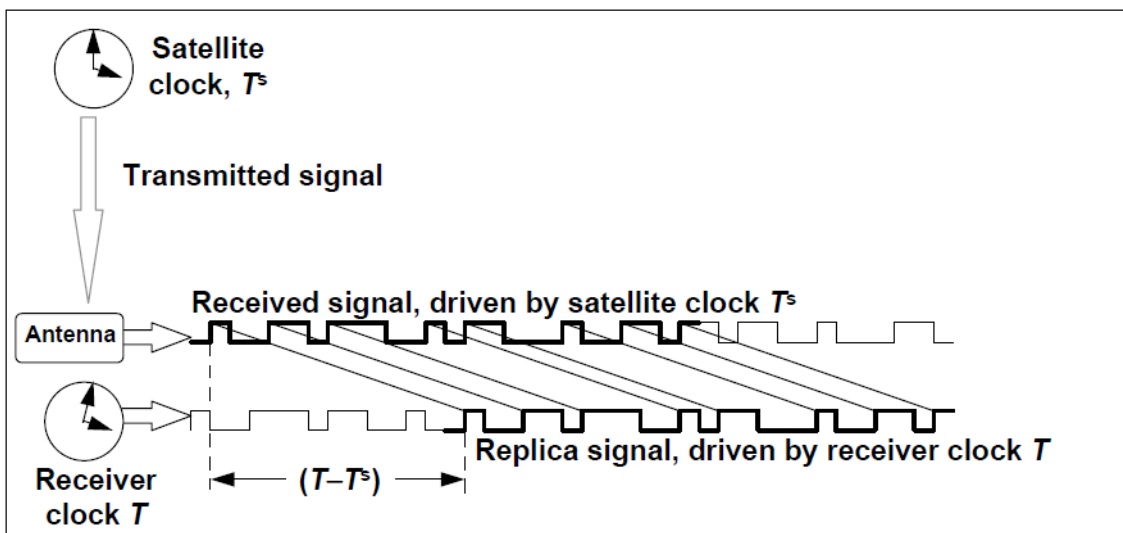


Figura 2.3: Diagrama esquemático que muestra cómo se relaciona la pseudodistancia GPS observada con el reloj del receptor. Figura tomada de Blewitt (1997)

2.2.2 Medidas de la pseudodistancia

La distancia entre el satélite (S) y el receptor (r) medido por el receptor se conoce como pseudodistancia (P_r^s) debido a que esta distancia está afectada por: a) diferentes retardos que sufre la señal cuando pasa a través del medio, y b) el desfase de los relojes. De una forma muy simplificada, se puede considerar que la pseudodistancia es igual a la diferencia de tiempo entre el satélite y el receptor (el tiempo de viaje de la señal) multiplicado por la velocidad de la luz (c) tal y como muestra la ecuación Eq 2.1.

$$\text{Ec. 2.1:} \quad P_r^s(t) = c(t_r - t^s)$$

Donde t_r es la hora en la que el receptor recibe la señal y t^s la hora en la que fue enviada la señal. La diferencia de tiempo entre el satélite y el receptor está afectada por el error de sincronización entre ambos relojes (τ_r, τ^s), este error se debe introducir también en la fórmula:

$$\text{Ec. 2.2:} \quad P_r^s(t)' = ((t_r + \tau_r) - (t^s + \tau^s)) c = (t_r - t^s) c + c\tau_r - c\tau^s$$

Donde " $(t_r - t^s) c$ " es la distancia entre el satélite y el receptor que a partir de ahora se llamará " $p_s(t_r, t^s)$ ", de tal manera que:

$$\text{Ec. 2.3:} \quad P_r^s(t)'' = p_s(t_r, t^s) + c\tau_r - c\tau^s$$

A esta ecuación se le debe introducir el retraso de la señal producido por la propagación en el medio, es decir, el retraso ionosférico (I_r^s) y troposférico (T_r^s), y el ruido del receptor E_{pr} . Los receptores de doble frecuencia son capaces de recibir las dos portadoras, así pues pueden tener una pseudodistancia más exacta ya que pueden resolver ambigüedades. La ecuación queda:

$$\text{Ec. 2.4:} \quad P_r^s(t)''' = p_s(t_r, t^s) + c(\tau_r - \tau^s) + I_r^s + T_r^s + E_{pr}$$

Como ya se ha comentado anteriormente, el mensaje de navegación nos permite calcular la posición del satélite (x^s, y^s, z^s) y el sesgo del reloj (o *clock bias*, τ^s) del satélite, por lo tanto la pseudodistancia es fácil de calcular. Con la combinación de estas ecuaciones ya solo necesitamos saber la posición del receptor (x, y, z) y el sesgo del reloj del receptor (τ_r), 4 incógnitas en total. Si el receptor es capaz de obtener la señal de 4 satélites se puede crear un sistema de 4 ecuaciones y llegar a calcular la posición a partir de un sistema de ecuaciones. Si el receptor recibe la señal de más de 4 satélites, entonces se linealiza el sistema de ecuaciones aplicando el teorema de Taylor y resolviendo el problema a través del método de mínimos cuadrados.

2.2.3 Medidas de la fase portadora

Otro método para calcular la posición es a partir de la medida de la fase portadora. La fase de una onda es la fracción del periodo transcurrido desde el instante correspondiente al estado tomado como referencia (Figura 2.4). La fase de onda, por lo tanto, incide la situación instantánea del ciclo.

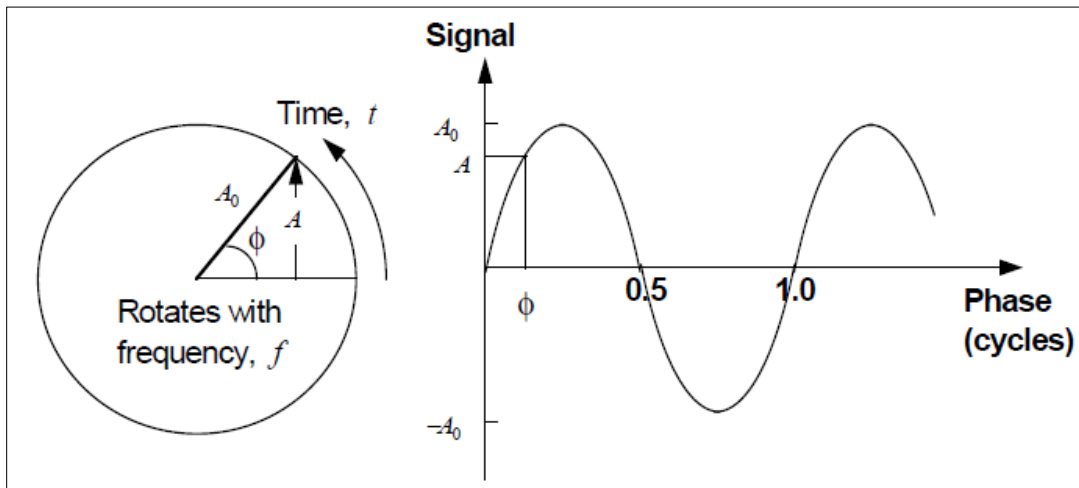


Figura 2.4: Esquema que muestra la definición de fase. Tomada de Blewitt (1997).

El método basado en la observable de la fase portadora obtiene la posición a partir de la distancia que resulta de la comparación de la fase de la señal portadora recibida en el receptor y la generada por el receptor para un mismo instante t , una vez eliminados los códigos y el mensaje de navegación que estaba transmitiendo la portadora recibida. En concreto, la distancia se obtiene midiendo el desfase entre la onda portadora (la onda generada por el satélite) $\phi_r^s(t)$ y la fase de una señal de referencia generada en el receptor $\phi_r(t)$. Del desfase se obtiene la distancia como parte de la longitud de onda. Esto significa en la medición hecha en la frecuencia L1, una parte de la distancia comprendida en 19 cm; en la frecuencia L2, en 24 cm, y esto con resolución en el ámbito subdecimétrico. Este tipo de medición es el método utilizado para aplicaciones de alta precisión

El número entero de ciclos de la fase generada por el receptor es una cantidad aleatoria cada vez que se enciende el receptor. A partir de ahí, el receptor mantiene, además de la medición de la fase, un registro continuo de los ciclos completos de portadora del satélite que se aleja o se acerca. Es decir, el receptor es capaz de medir lo que el satélite se acerca o aleja del receptor, pero no la distancia absoluta al mismo. Para poder hacerlo se introduce una función entera denominada ambigüedad $N_r^s(t_0)$. La ambigüedad es un valor entero que añadido a la observable de fase registrada por el receptor permite obtener mediante un algoritmo apropiado una nueva pseudodistancia al satélite. Este valor es constante siempre que no se produzca un corte en la recepción de la señal.

Así, la medida de la fase total de la portadora emitida en un cierto instante consta de un número de ciclos, una parte fraccional de ciclo y la mencionada ambigüedad. Es la fase total multiplicada por la correspondiente longitud de onda lo que proporciona la

pseudodistancia receptor-satélite, si bien la ambigüedad habrá de ser resuelta para poder calcular las coordenadas del receptor (Mervart, 1995).

Conociendo estos conceptos, la ecuación de la fase portadora se puede describir de la siguiente forma:

$$\text{Ec. 2.5:} \quad \Phi_r^s(t) = (1/\lambda) \rho_r^s(t) + N_r^s + f^s \Delta\delta_r^s(t)$$

Donde $\Phi_r^s(t)$ es la fase portadora observada (expresada en ciclos), λ la longitud de onda de la señal portadora, N_r^s es la parte entera de $\Phi_r^s(t)$ cuando se acopla a la fase replicada por el receptor, f^s es la frecuencia de la señal del satélite y δ_r^s es la combinación del error de los relojes del receptor y satélite.

2.2.4 Procesado de datos

Existen dos maneras principales de procesar datos GPS:

- Restando las observaciones para eliminar los efectos comunes, es decir, utilizando las señales recibidas simultáneamente por varios receptores. Con este método se pueden anular algunos errores obteniendo con ello una mayor precisión en la determinación de la posición (Leick, 1995). Estos métodos, utilizan la medición de la fase en lugar de la pseudodistancia, obteniendo así posiciones muy precisas y evitando algunas fuentes de error. La técnica diferencial es la utilizada en esta tesis a través del software GAMIT (Herring *et al.*, 2010); <http://www-gpsg.mit.edu/>).
- Usando directamente las observaciones de la señal GPS recibida por un único receptor. Esta técnica se llama PPP Precise Point Position y es la que utilizan aplicaciones como GIPSY/OASYS (<https://gipsy-oasis.jpl.nasa.gov/>).

En los siguientes capítulos se explicará con más de detalle las bases y las ecuaciones que utilizan estas técnicas.

2.2.4.1 Posicionamiento Diferencial

- Diferencias simples

Imaginemos dos receptores A y B que observan el mismo satélite j (Figura 2.5). A partir de la ecuación (2.5) tenemos:

$$\text{Ec. 2.6:} \quad \Phi_{A^j}(t) + f^j \delta^j(t) = (1/\lambda) \rho_{A^j}(t) + N_{A^j} + f^j \delta_A(t)$$

$$\text{Ec. 2.7:} \quad \Phi_{B^j}(t) + f^j \delta^j(t) = (1/\lambda) \rho_{B^j}(t) + N_{B^j} + f^j \delta_B(t)$$

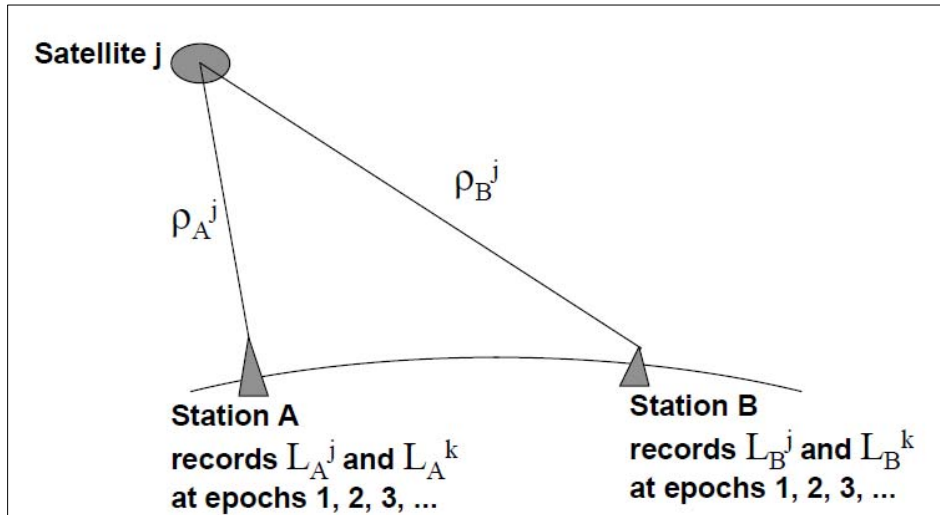


Figura 2.5: Geometría de las diferencias simples. Tomada de Blewitt (1997).

La diferencia simple de fase se define como la resta entre estas dos observaciones, la ecuación final se expresa como:

Ec. 2.8:
$$\Phi_{AB}^j(t) = (1/\lambda) \rho_{AB}^j(t) + N_{AB}^j + f \delta_{AB}(t)$$

Donde el error del sesgo del reloj (*clock bias*) del satélite se anula.

- **Dobles diferencias**

Se consideran dos receptores A y B que observan dos satélites j y k (Figura 2.6)

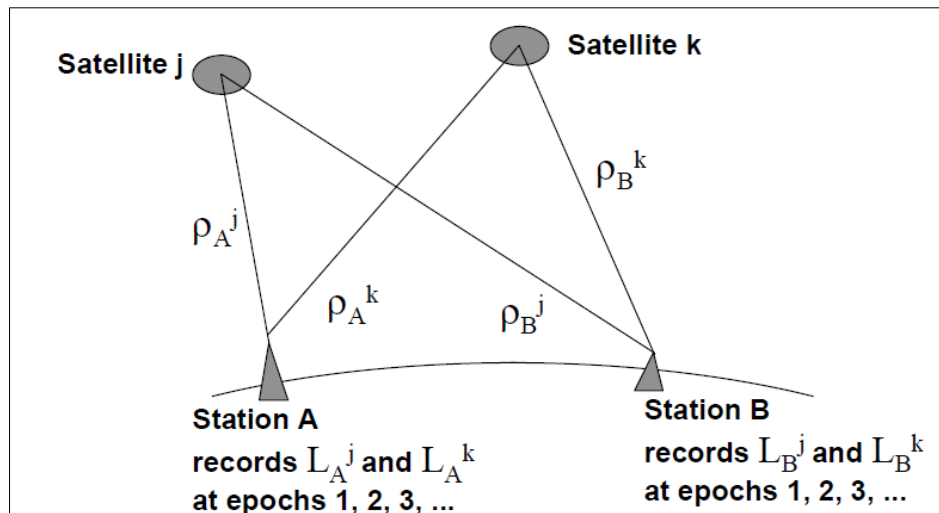


Figura 2.6: Geometría de las dobles diferencias. Tomada de Blewitt (1997).

Según la ecuación 2.8 se puede escribir:

Ec. 2.9:
$$\Phi_{AB}^j(t) = (1/\lambda) \rho_{AB}^j(t) + N_{AB}^j + f \delta_{AB}(t)$$

Ec. 2.10:
$$\Phi_{AB}^k(t) = (1/\lambda) \rho_{AB}^k(t) + N_{AB}^k + f^k \delta_{AB}(t)$$

Si se restan ambas ecuaciones para obtener las dobles diferencias, y asumiendo las mismas frecuencias para ambos satélites se obtiene:

$$Ec. 2.11: \quad \Phi_{AB^j}(t) - \Phi_{AB^k}(t) = (1/\lambda) [\rho_{AB^j}(t) - \rho_{AB^k}(t)] + N_{AB^j} - N_{AB^k}$$

Como se puede apreciar las dobles diferencias eliminan el sesgo del reloj del receptor.

- Triples diferencias

Con el objetivo de eliminar las ambigüedades dependientes del tiempo se usan las triples diferencias. Esta técnica se basa en el uso de las dobles diferencias para dos épocas distintas, t_1 y t_2 (Figura 2.7).

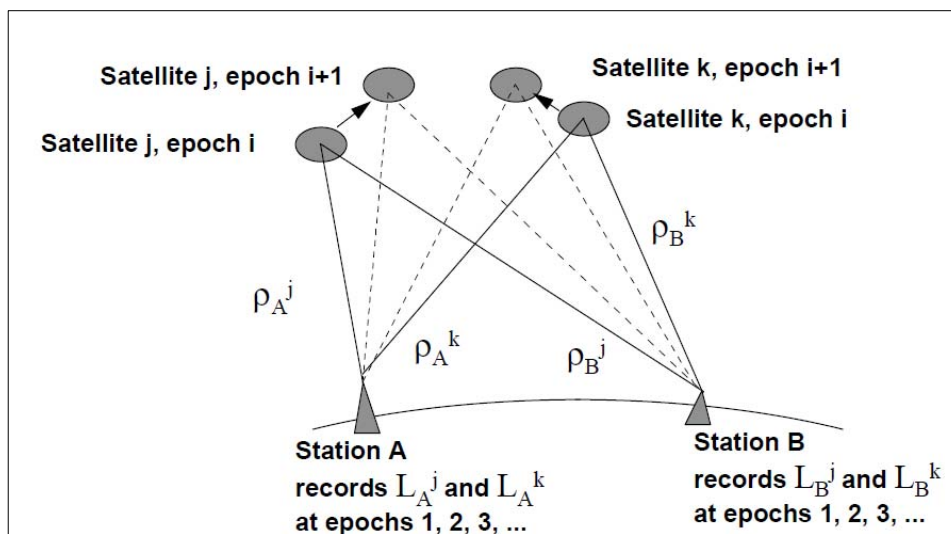


Figura 2.7: Geometría de las triples diferencias. Tomada de (Blewitt, 1997).

$$Ec. 2.12: \quad \Phi_{AB^{jk}}(t_1) = (1/\lambda) \rho_{AB^{jk}}(t_1) + N_{AB^{jk}}$$

$$Ec. 2.13: \quad \Phi_{AB^{jk}}(t_2) = (1/\lambda) \rho_{AB^{jk}}(t_2) + N_{AB^{jk}}$$

La ecuación de las triples diferencias queda como:

$$Ec. 2.14: \quad \Phi_{AB^{jk}}(t_2) - \Phi_{AB^{jk}}(t_1) = (1/\lambda) [\rho_{AB^{jk}}(t_2) - \rho_{AB^{jk}}(t_1)]$$

De esta manera las ambigüedades quedan descartadas ya que las pérdidas de ciclo (*cycle slips*) aparecen como *outliers*. Esta técnica es la más usada en los softwares de procesamiento de datos GPS de alta precisión (GAMIT o BERNSE) y es la que se ha utilizado en esta tesis.

2.2.4.2 PPP Precise Point Positioning

Esta técnica fue desarrollada por el *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) e implementada por el software GIPSY-OASIS (<https://gipsy-oasis.jpl.nasa.gov>) (Webb y Zumberge, 1997). PPP determina la posición procesando el código y la fase portadora recibida por un único receptor. La exactitud en el cálculo de la posición es posible a partir del uso de órbitas y relojes de alta precisión. Al no necesitar una red de estaciones el coste computacional es menor que las técnicas diferenciales pero sin embargo la precisión que se obtiene es menor. El error asociado a la posición es del orden de 7 mm para la componente horizontal y 10 mm para la vertical.

2.2.5 Fuentes de Error

Se puede hablar de diferentes fuentes de error que afectan al sistema GPS. Los más destacables son los que se enumeran a continuación:

- Errores relacionados con la propagación de la señal por el medio:

Entre ellos destacan el retraso ionosférico y troposférico. La ionosfera está formada por una capa de partículas cargadas eléctricamente que puede modificar la velocidad de propagación de la señal enviada por el satélite, desviar la dirección del rayo o producir una absorción de la señal. El retraso en la troposfera es debido a los diferentes fenómenos meteorológicos (*e.g.* el vapor de agua presente en la troposfera) que también afectan a la propagación de la señal.

- Errores del satélite:

Básicamente se trata de desviaciones en los relojes de los satélites y en variaciones orbitales. Las órbitas de los satélites pueden variar a lo largo del tiempo debido a efectos como la gravedad. Estas variaciones introducen un error en la posición calculada para el satélite.

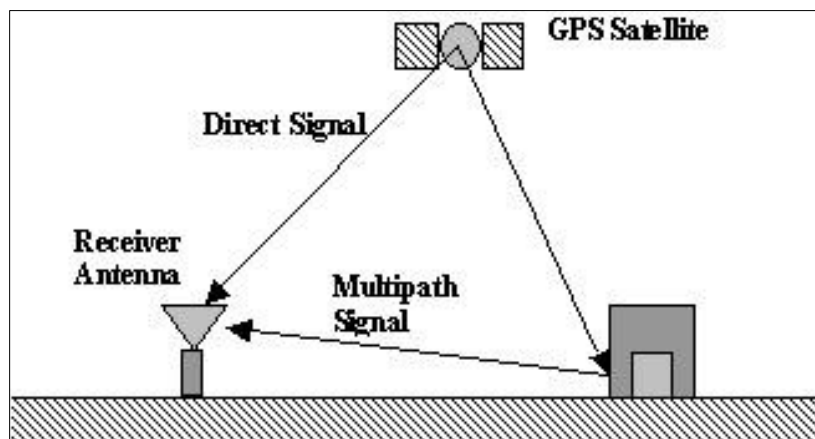


Figura 2.8. Esquema del error introducido por el multipath.

- **Errores del receptor:**

La desviación del reloj del receptor, las variaciones del centro de fase de la antena y el multicamino (Figura 2.8) son las fuentes de error más comunes. El *multipath* o multicamino se refiere al error introducido por las diferentes reflexiones que puede sufrir la señal enviada por el satélite antes de ser recibida por el receptor (e.g. Elósegui *et al.*, 1995).

- **Errores relacionados con los efectos de la deformación de la Tierra:**

Entre estos errores (o señales) cabe destacar los siguientes:

Mareas terrestres (*Solid Earth Tides*): Este error es causado por la respuesta elástica de la corteza terrestre a la atracción del sol y la luna. Este efecto puede ser modelado con una precisión milimétrica (Sevilla, 1989). El software GAMIT (Herring *et al.*, 2010); <http://www-gpsg.mit.edu/>), utilizado para el procesado de datos en esta tesis, utiliza el modelo IERS2003 (McCarthy y Petit, 2004) para corregir este error que tiene un mayor efecto en la componente vertical.

Marea oceánica (*Ocean tide*): Error causado por el efecto de la carga oceánica que puede causar una deformación periódica de la forma de la tierra de hasta 10 cm. Los desplazamientos de los lugares debido a la carga oceánica se pueden corregir usando amplitudes y fases de las mareas disponibles a través de unas tablas proporcionadas por el *Onsala Space Laboratory*. El modelo concreto que incorpora GAMIT en su cálculo es el FES2004 (Lyard *et al.*, 2006).

Movimiento de polo (*Pole Tide*): Los cambios en el polo de rotación de la tierra causa un desplazamiento conocido como el movimiento del polo (Watson, 2005). Este efecto se puede modelar y está presente en los software de procesado de datos siguiendo las convenciones del IERS (*International Earth Rotations Service* (McCarthy, 1996).

Carga atmosférica (*Atmospheric Loading*): La presión de la carga atmosférica se produce por la variación en la distribución de las masas en la atmósfera. La superficie de la tierra se deforma siguiendo una compresión debido a un sistema de alta presión. GAMIT tiene incorporado un código desarrollado por Pau Tregoning de la *Australian National University* (Tregoning y Watson, 2009) para corregir la carga atmosférica basada en datos de la presión global tabulados en una red de 6 horas de intervalo.

Carga hidrológica (*Hydrological Loading*): Es la respuesta de la corteza terrestre a la influencia de la variación de las masas de agua acumuladas en la tierra (van Dam *et al.*, 2001). Por ejemplo, las variaciones de la humedad del suelo, las aguas subterráneas, y las masas de hielo pueden causar un desplazamiento de los receptores GPS. No hay ningún modelo incorporado en el software de GAMIT para corregir este efecto hasta el momento. Sin embargo es importante tener en cuenta este efecto durante el cálculo, principalmente si se analiza la componente vertical donde la carga hidrológica tiene un efecto mayor.

Red GPS Topo-Iberia

3.1 El proyecto Topo-Iberia

El proyecto "Geociencias en Iberia: Estudios integrados de topografía y evolución 4D. Topo-Iberia", más conocido como "Topo-Iberia", es un proyecto (CSD2006-00041), financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad en el programa CONSOLIDER-INGENIO-2010 (www.igme.es/internet/TopoIberia/).

El objetivo general de este proyecto es la utilización de la península ibérica y sus límites como un laboratorio natural en el cual realizar diferentes estudios multidisciplinarios de interés para la comunidad científica española de una manera integrada. En concreto Topo-Iberia intenta comprender la interacción entre procesos profundos, superficiales y atmosféricos, integrando investigaciones en geología, geofísica, geodesia y geotecnología en la península ibérica. Para ello se ha desarrollado una plataforma de observación tecnológica, multi-instrumental de gran resolución.

Dentro de la península ibérica, se han densificado tanto los estudios como la instrumentación en tres zonas de mayor interés geológico:

- El sistema Pirenaico-Cantábrico, de interés por la interacción entre la placa Euroasiática e Ibérica.
- El sistema central, el sistema Ibérico y las cuencas sedimentarias asociadas en el centro peninsular. Estos sistemas fueron formados a causa de deformaciones de intraplaca.
- El sistema Bético-Rifeño, de interés por la interacción entre las placa Ibérica y Africana.

En este proyecto están involucrados más de 100 investigadores de 10 instituciones del país: Las Universidades de Barcelona, Autónoma de Barcelona, Oviedo, Granada, Complutense de Madrid, Cádiz y Jaén; el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (CSIC), el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y el Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA).

Los estudios experimentales desarrollados incluyen distintas líneas de investigación que se basan en las siguientes metodologías:

- *Sísmica pasiva:* La información acerca del estado actual de las estaciones que componen la red de observación sísmica puede consultarse en: <http://iberarray.ictja.csic.es/>.
- *Magnetotelúrica.*
- *Gravimetría, magnetometría y paleomagnetismo.*
- *Análisis cuantitativo del relieve.*
- *Dataciones.*
- *Modelización numérica y analógica.*
- *Reconocimiento de estructuras sísmicamente activas.*
- *Determinación de velocidades de formación del relieve.*
- *Y mediciones GPS, la metodología en la cual se enmarca la presente tesis.*

El proyecto finalizó oficialmente en setiembre del año 2013, pero los miembros del proyecto siguen colaborando activamente. Como resultado directo del proyecto Topo-Iberia, se creó una base de datos en el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) con la aplicación web denominada SITOPO. Esta aplicación incluye herramientas para la generación y descarga de los datos (sísmicos, GPS, etc.) y la consulta de meta-datos generados dentro del marco del proyecto Topo-Iberia.

3.2 La red GPS Topo-Iberia

3.2.1 Utilización de medidas GPS para cálculos de la deformación

El objetivo del análisis geodésico de deformación cortical es la determinación de los cambios en la posición y forma con respecto al tiempo de la superficie terrestre, como por ejemplo; conos volcánicos, fallas geológicas o simplemente áreas tectónicamente activas aún en el caso de que los movimientos relativos sean de pequeña magnitud. El interés general de monitorear dichas estructuras o áreas es la prevención de fenómenos que produzcan daños a infraestructuras debido a desastres naturales como terremotos, deslizamientos y erupciones volcánicas. En el ámbito científico, el monitoreo de áreas de deformación es de gran ayuda para entender el comportamiento geodinámico de la zona, incluyendo la interacción entre placas tectónicas. Para realizar estos estudios, la técnica GNSS es el método geodésico satelital idóneo, y por esta razón más utilizado en la última década.

La red GPS Topo-Iberia pretende monitorear la península ibérica y el norte de Marruecos con el objetivo de evaluar los movimientos y permitir determinar los valores actuales de los vectores de deformación de la corteza. La información proporcionada por esta red junto con otras redes ya existentes en la península (EUREF en Europa, IGNE en España, CATNET en Cataluña) permitirá avanzar sobre la comprensión de las fuerzas principales que provocan actualmente deformaciones en la península.

La presente tesis se engloba y está parcialmente financiada por el subproyecto GPS de Topo-Iberia. Durante la tesis se ha colaborado en la instalación y mantenimiento de seis estaciones de la red, así como en la descarga, gestión y almacenamiento de los datos de tres estaciones GPS realizadas en la UB. Fruto de este esfuerzo y a partir del análisis de los datos GPS de la red Topo-Iberia junto con otras redes se ha podido contribuir a la comprensión de la cinemática actual de la cordillera Pirenaica (Asensio *et al.*, 2012b) y del sistema bético-rifeño (Asensio *et al.*, 2012a) que se presentará en los capítulos 4 y 5 respectivamente.

3.2.2 Tipos de medidas GPS

A partir de los años 90, tanto en el ámbito científico como para uso topográfico, surge la necesidad de instalar redes de receptores GPS. Estas redes según las mediciones que realizan se clasifican en dos tipos: redes permanentes o semipermanentes.

Las redes permanentes o continuas (CGPS; *Continuous GPS*) están formadas por equipos que toman medidas continuamente (cada 1 o 30 segundos). Estas redes son relativamente jóvenes ya que surgieron a partir de los 90 y gracias a ellas podemos obtener una posición de gran precisión. La utilidad principal de las redes continuas GPS es crear y mantener marcos de referencia oficiales (*e.g.* el sistema geodésico de referencia oficial adoptado en

España es el ETRS89 (*European Terrestrial Reference System* 1989, <http://www.boe.es/buscar/doc.php?id=BOE-A-2007-15822>). Otra función importante de las redes continuas de GPS es la información que proporcionan para comprender la tectónica más regional y la evolución de esta en el tiempo, obteniendo una precisión milimétrica en las componentes horizontales y verticales (esta última con un error asociado tres veces mayor que la horizontal). En general, con varios años de observaciones (2,5 años), podríamos obtener tasas de deformación (*e.g.* velocidades) con errores submilimétricos, aceptables para el tipo de deformación que se espera detectar en esta tesis. La red GPS Topo-Iberia pertenece a este tipo de redes, y las observaciones de sus estaciones se han utilizado en el capítulo 4 para el análisis de la deformación en los Pirineos y en el capítulo 5 para la modelización del límite de placas de la región Ibero-Magrebí.

Ejemplos de redes permanentes importantes, en cuanto a número de estaciones y relevancia sísmica/tectónica, son las redes del PBO (*Plate Boundary Observatory*) en EE.UU. (pbo.unavco.org) o la red japonesa GEONET (*GPS Earth Observation NETwork*) del GSI (*Geographical Survey Institute*) (www.gsi.go.jp/ENGLISH/page_e30030.html).

La red del PBO está formada por unas 1100 estaciones CGPS que se extienden por el límite de placas Pacífica y Norte-Americana, en el oeste de los EEUU y Alaska, con estaciones adicionales en la parte estable continental (Figura 3.1). Este límite de placas tiene una deformación rápida y una gran actividad sísmica. Por esta razón, la alta densidad de la red en California por ejemplo, es fácilmente justificable.

La red GEONET en Japón se estableció en el año 1993 y cubre todas las islas japonesas con una red de unas 1000 estaciones espaciadas unos 25 km entre ellas (Figura 3.1). Las observaciones son descargadas y analizadas diariamente con el fin de determinar la posición tridimensional de cada estación y posteriormente evaluar el riesgo sísmico y volcánico.

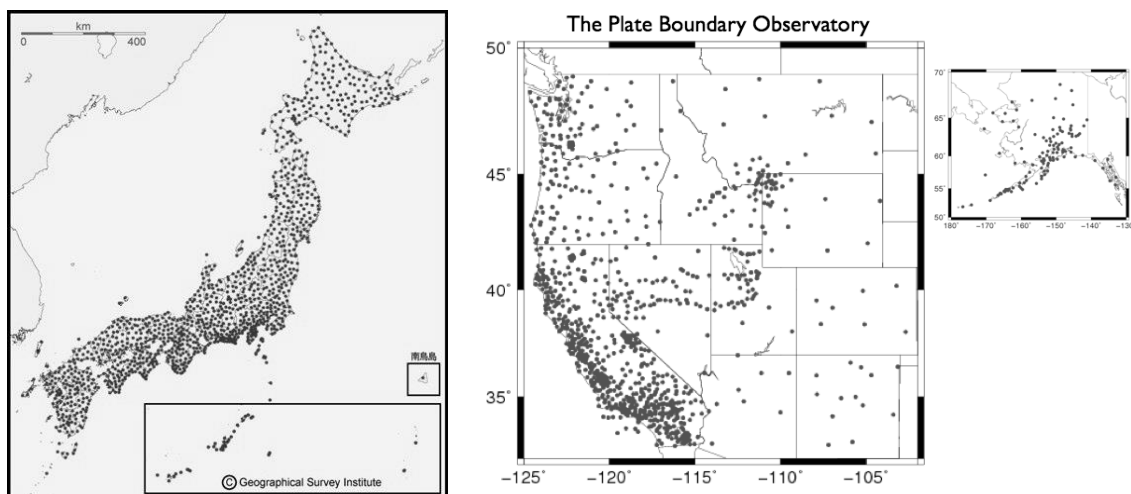


Figura 3.1: Mapa de las redes permanentes CGPS en Japón (GEONET) a la izquierda y en EEUU (PBO) a la derecha.

Las redes semipermanentes (*SGPS, survey GPS*) están formadas por estaciones que toman registros en campañas, es decir cada cierta periodicidad (meses o años). Estas medidas se realizan colocando el receptor sobre puntos fijos, como por ejemplo puntos geodésicos. Para obtener una buena calidad de los datos, es decir, una buena precisión en la posición del orden de milímetros, las medidas se deben realizar sobre puntos con un emplazamiento y monumento estable y tomar observaciones al menos entre 3 y 24 horas (Firuzabadi y King, 2012). Las campañas están diseñadas para interpretar un área más local de una manera más económica que con estaciones permanentes, como por ejemplo el estudio de movimiento de alguna falla que requiera una gran resolución espacial.

La combinación de las medidas continuas y de campañas aporta una cobertura espacial y temporal de gran utilidad de una manera más económica. Las redes CGPS ayudan a comprender la tectónica (geodinámica) a una escala regional (*e.g.* zonas de subducción) mientras que las mediciones en campaña son útiles para monitorizar el movimiento de “estructuras” mucho más locales (*e.g.* fallas y volcanes...) complementando así a las redes continuas, pero con un coste mucho menor. En el capítulo 5 de esta tesis el campo de velocidades de la región Ibero-Magrebí, obtenido a través de la combinación de medidas continuas y de campaña, ha sido modelizado para obtener un modelo de bloques elástico que explique la cinemática del límite de placas Africana y Eurasiática. En concreto se han modelizado los datos SGPS de la red CuaTeNeo (*Cuantificación de la Tectónica y Neotectónica en parte de la Península ibérica*, (Echeverría *et al.*, 2013)), los datos de las campañas y continuas analizadas por Koulali *et al.* (2011) y el campo de velocidades preliminar de la red Topo-Iberia.

Hace unas décadas el alto coste de la instrumentación GPS hacia que solo existiera una red global (IGS) construida para la determinación de las órbitas y el mantenimiento del sistema global de referencia (*e.g.* ITRF (Altamimi y Collilieux, 2008)). Actualmente existen diferentes redes regionales e incluso locales en casi todos los países, en su mayoría diseñadas para trabajos de topografía o de ingeniería. Actualmente, en la península ibérica y en España particularmente, a nivel nacional existe la red ERGNSS del Instituto Geográfico Nacional (IGN; ign.es/ign/layoutIn/actividadesGeodesiaGnss.do), y a nivel regional existen diferentes redes como CATNET instalada en Catalunya por el *Institut Cartogràfic de Catalunya* (ICC; catnet-ip.icc.cat/) o la Red Andaluza de Posicionamiento instalada por el la Junta de Andalucía (RAP; juntadeandalucia.es/obraspublicasytransportes/redandaluzadeposicionamientorap/) entre otras.

3.2.3 Requisitos para los emplazamientos de las estaciones GPS

En función del objetivo por el cual se instala una estación continua GPS se han de tener en cuenta unos requisitos a la hora de escoger su emplazamiento. En el caso que nos ocupa, la obtención de datos de alta precisión para detectar deformaciones pequeñas, es

necesario ser muy riguroso en cuanto a la búsqueda de emplazamiento de los receptores GPS. A continuación se enumeran varios requisitos a tener en cuenta:

- *Cobertura espacial:* es importante saber de cuantas estaciones se dispone y qué área se quiere cubrir para, de esta manera, diseñar una red lo más adecuada y ajustada posible. También es importante saber que redes (ya sean públicas o privadas) existen en la zona para valorar si las estaciones a instalar se pueden complementar con las ya existentes y evitar duplicidades.
- *Cobertura de la señal:* El emplazamiento debe ser un espacio abierto, es decir, la estación debe tener el horizonte libre para poder recibir la señal emitida por el satélite sin problema. Por este motivo se deben evitar instalaciones en valles o lugares donde la vegetación o edificios podrían tapar el horizonte.
- *Reflexiones:* Muy relacionado con el punto anterior, la presencia de edificios, o cualquier objeto que produzca reflexiones de la señal antes de ser recibida por el receptor deben ser evitados. El error producido por la reflexión de la señal se llama *multipath* o multicamino (véase el capítulo 2.2.5, (Elósegui *et al.*, 1995)).
- *Estabilidad.* El monumento debe estar emplazado en zonas que no estén afectadas por la erosión (*e.g.* laderas y suelos inundables). A ser posible el monumento debe anclarse a la roca madre evitando los suelos. En el caso de colocar la estación sobre edificios, este debería estar ya asentado correctamente, es decir se deben evitar los edificios muy nuevos, y a ser posible colocar la estación GPS sobre unos de los pilares maestros del edificio. Este es el punto más importante en las estaciones destinadas a realizar un monitoreo de la deformación cortical.
- *Seguridad:* Con el fin de evitar el vandalismo, las estaciones deben colocarse en un lugar seguro. La instalación en terrenos privados, cercados o simplemente no accesibles con un turismo corriente son opciones a plantearse.
- *Accesibilidad:* Para facilitar la construcción del monumento, el lugar debe de ser accesible. Este punto estará muy relacionado con el requisito de seguridad y condicionará el tipo de monumento a instalar.
- *Alimentación de la estación y transmisión de datos:* Se ha de valorar el tipo de alimentación que se va a utilizar (panel solar, corriente eléctrica) y si los datos se van a enviar por 3G, vía satélite o simplemente se almacenarán en el receptor a la espera de ser descargados periódicamente.

Teniendo todos estos puntos en mente se deben buscar los emplazamientos que mejor se adapte a nuestras necesidades. La búsqueda del emplazamiento ideal no es fácil y generalmente cumplir todos los requisitos descritos anteriormente es difícil o

simplemente imposible y está directamente condicionado por el presupuesto que disponga.

3.2.3.1 Emplazamiento de las estaciones Topo-Iberia

El proyecto Topo-Iberia, al cual está vinculada la tesis, incluyó la instalación de una red continua GPS. La nueva red continua de GPS Topo-Iberia consta de 26 estaciones, estratégicamente emplazadas en la península ibérica y norte de Marruecos, y está destinada exclusivamente al estudio y comprensión de la geodinámica de la península ibérica (Figura 3.2). Mediante la utilización de técnicas de GPS se pretende determinar el campo de velocidades verticales y horizontales actuales de la península. Con la obtención de estos datos se espera poder calcular la deformación y comprender la dinámica actual peninsular.

Las 26 estaciones de la red están en funcionamiento continuo desde mediados del 2008 y se espera poder realizar al menos cinco años de mediciones para obtener una buena calidad de los datos a procesar.

La red GPS se ha centrado especialmente en cubrir dos zonas: la zona Norte que abarca los Pirineos, y la zona Sur, que incluye la Béticas, el Rif y el Atlas (Figura. 3.2 y Tabla 3.1). Estas dos zonas han sido escogidas por su actividad sismotectónica y por su esperado alto valor de la deformación en comparación con el resto de la península. Para la elección del emplazamiento de las estaciones también se han tenido en cuenta las redes de CGPS existentes y disponibles en la península con el fin de omitir duplicidades. Por este motivo, además de utilizar los datos de la red Topo-Iberia, se recopilan y procesan datos de otras redes públicas existentes en la península.

La Universitat de Barcelona, y en particular el Dr. Giorgi Khazaradze, son responsables de 3 estaciones al nordeste de la península ibérica (ASIN, FUEN y LNDA) y de la supervisión de otras 3 estaciones (CABU, TRIA y REIN) al noroeste de la península (Tabla 3.1 y Figura 3.2). Junto con el Dr. Khazaradze se realizó la instalación de dichas estaciones y actualmente se realiza el mantenimiento, la recopilación y comprobación de la calidad de los datos, y la subida de estos a un servidor común del IGME (Instituto Geológico y Minero de España) donde todas las instituciones del proyecto pueden acceder a ellos (ver apartado 3.2.5.3).

A pesar de realizar un análisis exhaustivo para encontrar los emplazamientos más adecuados, en algunas de las estaciones no todos los requisitos expuestos en el apartado 3.2.3 se han podido cumplir. Prueba de ello es el vandalismo producido en la estación REIN y el robo de la estación VILA en 2009. Las estaciones marroquíes se han instalado sobre edificios para asegurar la alimentación, transmisión de datos y prevenir vandalismo. También cabe destacar la pérdida temporal de la señal GPS en la estación NEVA debido a la acumulación de nieve durante algún temporal (Figura 3.3).

TOPO-IBERIA STATIONS

	ID	Location	Latitude	Longitude	Elev.	installed	Monument type
1	ALJI	Sierra del Aljibe - Cadiz	36.5299	-5.6494	479	01/04/2008	Concrete pillar on bedrock
2	AREZ	Sierra del Almiraz - Murcia	37.8354	-1.9405	1060	08/05/2008	Concrete pillar on bedrock
3	ASIN	Asín de Broto - Huesca	42.5167	-0.0983	1708	25/09/2008	Short Drilled Braced Monument
4	BENI	Beni-Mellal - Marruecos	32.3502	-6.3588	490	22/07/2008	Mast on the roof
5	CABU	Faro Cabo Busto - Asturias	43.5690	-6.4700	119	18/03/2008	Concrete pillar on bedrock
6	CAST	Castillo de Segura - Badajoz	38.1227	-6.5321	783	09/03/2008	Concrete pillar on bedrock
7	CIER	Villardecervos - Zamora	41.9411	-6.2807	850	10/07/2008	Concrete pillar on bedrock
8	EPCU	Escuela Politecnica de Cuenca	40.0795	-2.1353	990	03/07/2008	Concrete pillar on bedrock
9	ERRA	Errachidia - Marruecos	31.9329	-4.4531	1039	04/06/2008	Mast on the roof
10	FUEN	Ayerbe - Huesca	42.3602	-0.8850	939	29/07/2008	Concrete pillar on bedrock
11	LIJA	Sierra de Lijar - Cadiz	36.9061	-5.4038	1089	12/02/2008	Concrete pillar on bedrock
12	LNDA	Landa - Vitoria	42.9601	-2.5779	821	10/08/2008	Concrete pillar on bedrock
13	LOBE	Arenas de San Pedro - Salamanca	40.2204	-5.1104	650	09/07/2008	Concrete pillar on bedrock
14	LOJA	Loja - Granada	37.1073	-4.1064	1340	15/04/2008	Concrete pillar on bedrock
15	MAIL	Maillo - Peña de Francia - Salamanca	40.5119	-6.1680	1025	10/07/2008	Concrete pillar on bedrock
16	NEVA	Sierra Nevada - Granada	37.0626	-3.3856	2200	31/10/2008	Concrete pillar on bedrock
17	PALM	Sierra de los Guájares - Granada	36.8090	-3.5623	338	18/06/2008	Concrete pillar on bedrock
18	PILA	Sierra de la Pila - Murcia	38.2543	-1.2894	833	26/06/2008	Concrete pillar on bedrock
19	REIN	Pico Ropero - Cantabria	43.0459	-4.1771	1449	16/05/2008	Concrete pillar on bedrock
20	RUBI	Cabezarrubias - Ciudad Real	38.6094	-4.1966	751	06/05/2008	Concrete pillar on bedrock
21	TAZA	Taza - Marruecos	34.2295	-3.9964	466	22/07/2008	Mast on the roof
22	TGIL	Torreperogil - Jaen	38.0342	-3.3026	761	21/04/2008	Concrete pillar on bedrock
23	TIOU	Tiouine - Marruecos	30.9366	-7.2225	1268	04/06/2008	Concrete pillar on bedrock
24	TRIA	Sierra Orbio - Lugo	42.7148	-7.2415	1427	15/04/2008	Concrete pillar on bedrock
25	UCMT	Mosqueruela - Teruel	40.3638	-0.4722	1690	15/07/2008	Concrete pillar on bedrock
26	VILA	Sierra de la Villa - Alicante	38.6405	-0.8475	720	22/09/2008	Concrete pillar on bedrock

Tabla 3.1: Listado de las 26 estaciones de la red Topo-Iberia. ID: 4 caracteres de identificación de la estación, localización, latitud longitud, altitud fecha de instalación y tipo de monumento.

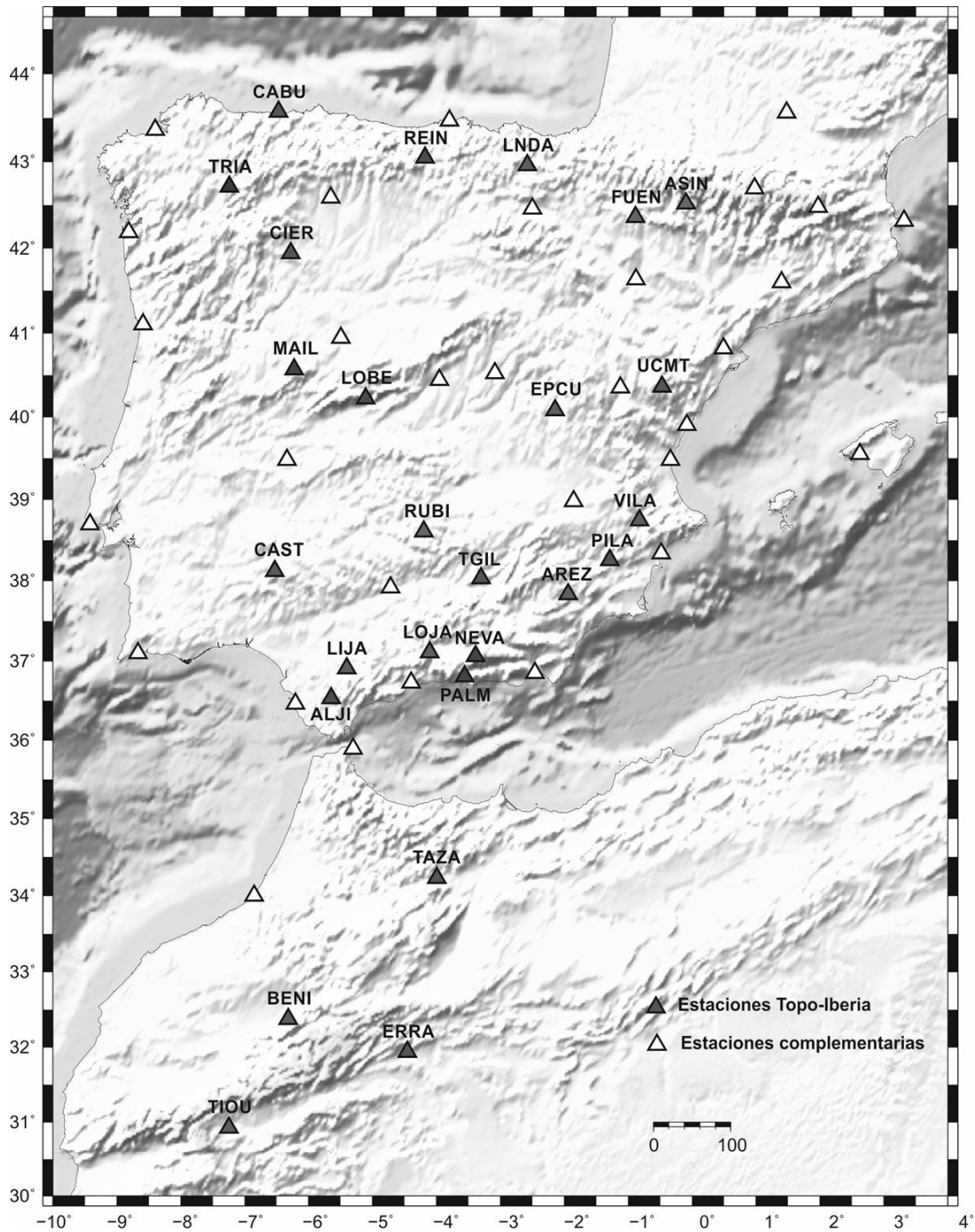


Figura 3.2: Mapa de posiciones de las 26 estaciones de la Topo-Iberia (en gris). En blanco se han marcado las estaciones CGPS existentes pertenecientes a las redes públicas EUREF, IGN y CATNET y otras redes públicas (ej. CATNET en Cataluña). La topografía y batimetría de esta y las siguientes figuras está tomada del Global Land One-km Base Elevation Project (GLOBE) database (www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html).



Figura 3.3: Fotografías de las estaciones VILA, REIN, NEVA y TAZA (de izquierda a derecha y de arriba abajo)

3.2.4 Tipos de monumentos e instrumentación de la red Topo-Iberia

Además de una elección esmerada del emplazamiento de las estaciones GPS, para trabajar con geodesia de alta precisión es necesario realizar una instalación muy estable, es decir, monumentos de calidad bien anclados a la roca madre así como la utilización de instrumentación adaptada al tipo de observaciones a analizar (*e.g.* receptores de doble frecuencia).

La red Topo-Iberia se caracteriza por estar formada por monumentos con una gran estabilidad para asegurar de esta manera que las medidas que se observan son debidas a la deformación cortical. Los monumentos utilizados en la red son principalmente pilares de hormigón (Figura 3.4). En las estaciones marroquíes, que por medidas de seguridad se han tenido que instalar sobre edificios, se ha utilizado un monumento compuesto por un mástil de acero instalado sobre edificios estables (Figura 3.3). Cabe destacar la instalación, por parte de la UB, de un monumento llamado “*shallow drilled braced*” (un trípode compuesto por 4 patas de acero inoxidable), el primero instalado en la península ibérica y que asegura una gran estabilidad (Figura 3.4 y 3.5).




	Type	Stability*	Cost**	Install Time	Labor	Substrate	Site Impact
	Shallow drilled braced (permanent)	↑ high	● \$800+	●● 1-3 d	●● 2-3	BR	● med
	Concrete pillar (permanent)	↑ med	● \$500-2,000	●● 1-3 d	●● 2-3	BR, U	● med
	Stainless steel pin w/ mast (permanent, long-term, campaign)	↑ med-high	● \$130	● 1 hr	● 1	BR, R	● low

Figura 3.4: Los tres tipos de monumentos utilizados en la red Topo-Iberia con sus especificaciones de estabilidad coste económico y temporal, número de personas necesarias para la instalación, el tipo de sustrato al que van anclados y el impacto ambiental. Modificado de UNAVCO (facility.unavco.org/kb/questions/104/UNAVCO+Resources%3A+GNSS+Station+Monumentation).

Los equipos de doble frecuencia son los utilizados para el proyecto Topo-Iberia y en general para todos los datos que se han analizado en esta tesis. En concreto, las 26 estaciones están formadas por Antenas Trimble Choke-Ring (TRM29659.00) y receptores Trimble NetRS. En algunas estaciones se han instalado Radomes SCIGN (domos) con el fin de proteger la antena del desgaste en general, para prevenir la acumulación de escombros y nieve, y para ocultar la antena de la vista de animales o personas que puedan interferir en la antena (Figura 3.6).

La fuente de alimentación de la mayoría de las estaciones se realiza a través de paneles solares (de 80 W) con un regulador de voltaje (Xantrex C12|12A|12V) y dos baterías de 55 Ah, a excepción de aquellas que al estar sobre edificios o muy cercanas a ellos dispone de corriente. La comunicación con la estación y la transmisión diaria de los datos se realiza por 3G (utilizando contrato de datos con la operadora Movistar) a través de un modem Siemens MTX63 excepto en las estaciones marroquíes que son enviadas por técnicos de las universidades a través de ADSL cada cierto tiempo.



Figura 3.5. Fotografías de estaciones CGPS de la red Topo-Iberia. De arriba abajo y de izquierda a derecha ASIN, REIN, TRIA, CABU, LOJA y LND (véase Figura 3.2 para su emplazamiento en el mapa).



Figura 3.6: Instrumentación utilizada en la red CGPS topo-Iberia.

3.2.5 Tratamiento de datos

3.2.5.1 Descarga

La descarga en remoto de los datos de las estaciones CGPS instaladas en el campo ha sido una de las tareas más importantes que se ha realizado tras la instalación. Como se ha explicado en el apartado anterior, las estaciones de la red Topo-Iberia incluyen un módem 3G que permite la comunicación y la descarga de datos. Las estaciones almacenan en su memoria interna observaciones de los GPS tomadas cada 1 y 30 segundos así como las observaciones del sistema GLONASS. La descarga de las observaciones se hace diariamente a partir de procesos automatizados (Scripts), desarrollados para facilitar esta labor.

Las estaciones ASIN, FUEN y LNDA, de las cuales se encarga la Universitat de Barcelona, están dotadas de unas tarjetas SIM con una IP dinámica. Para poder establecer la comunicación con la estación es necesaria conocer esta IP en todo momento. Para solventar este problema se ha implementado un script en *perl* (www.perl.org/) cuya función es la de enviar cada hora la IP del receptor a través del protocolo UDP a un servidor (con sistema operativo Unix) de la UB con IP fija (Script 3.1 y 3.2). Una vez se sabe la IP del receptor, utilizando otros scripts, implementados en C-Shell e instalados en el servidor de la UB, se conectan a las estaciones y descargan los datos. Estos Shell Scripts

están agregados al cron (un administrador que regula los procesos en segundo plano del sistema operativo Unix) que automatiza este proceso de descarga.

```
PPP Dialout Configuration
PAP password: movistar      Verify: movistar
CHAP password:      Verify:
PPP Options:

user "MOVISTAR"
crtscts
noipdefault
defaultroute

TIMEOUT 5
ECHO    ON
ABORT   '\nBUSY\r'
ABORT   '\nERROR\r'
ABORT   '\nNO ANSWER\r'
ABORT   '\nNO DIALTONE\r'
ABORT   '\nNO CARRIER\r'
''      \rAT
TIMEOUT 12
SAY     "\n Sending break to the modem \n"
''      "\K"
''      "+++ATH"
OK      ATE1
OK      'AT+CPIN="0000"
TIMEOUT 22
''      'AT+CGDCONT=1,"ip","movistar.es"'
OK      ATDT*99***1#
TIMEOUT 22
SAY     "\nEsperando conexión ... \n"
CONNECT ""
SAY     "\nConectado" \
AT^SCFG="AutoExec",1,1,2,4,"AT+CFUN=0,1","024:00:00"
```

Script 3.1: *Script UDP.perl implementado para enviar la IP dinámica de los receptores instalado en el modem.*

Diferentes problemas con la conectividad en las estaciones Topo-Iberia se han producido durante estos años. Los problemas más comunes han sido el deterioro de las tarjetas SIM, la pérdida de cobertura generalmente relacionada con la meteorología, así como la necesidad de resetear el modem debido al “colapso informático” del instrumento. Para prevenir esto último, la UB instaló en sus tres estaciones un temporizador, que asegura el reseteo automático del modem cada día.

```
#!/usr/bin/perl
# UDPrecv.pl
# Listen on a specified port (default=8000)
# Print the source address of any received
# packets and their contents

use strict ;

# Default port 8000 . If the user supplies a command line parameter, use that instead

my $PORTNO = 8001;
if (@ARGV)
{
    $PORTNO = $ARGV[0] ;
}

print "Listening for UDP packets on port $PORTNO\n";

use IO::Socket ;
my $server = IO::Socket::INET->new( LocalPort => $PORTNO, Proto => 'udp' ) ;
my $datagram ;
while ( $server->recv( $datagram, 1024, 0 ) )
{
    # Datagram received. Determine the address of the sender.
    my ( $port, $sender ) = sockaddr_in ( $server->peername ) ;
    my $senderName = gethostbyaddr ( $sender, AF_INET ) ;
    printf " ---Received from %s (%vd) port %d\n",
        $senderName,
        $sender,
        $port ;
    print $datagram ;
}
```

Script 3.2: Script *UDP.recv.pl* implementado para recibir la IP dinámica de los receptores instalado en el servidor.

Además de los datos de la red Topo-Iberia, es necesaria la descarga de datos de otras estaciones pertenecientes a redes públicas que complementan a la nueva red (*e.g.* la red CATNET en Cataluña) así como la descarga de ficheros necesarios para poder procesar con GAMIT/GLOBK (*e.g.* las órbitas, modelos para las correcciones *ut1*, *pole1*, etc.). Cada red pública tiene una manera diferente de almacenar, de nombrar ficheros y de publicarlos para la descarga de los usuarios. Debido a la costosa tarea de descargar manualmente y diariamente datos de todas las estaciones seleccionadas y los ficheros necesarios para GAMIT/GLOBK, se han implementado unos Scripts para automatizar la descarga y almacenamiento de los datos adecuada (Figura 3.7). A pesar de que el programa puede descargar esta información y los datos de las estaciones IGS, el tener estos datos almacenados en local hace que el procesado sea mucho más fácil y se pueda realizar sin necesidad de conectarse a la red.

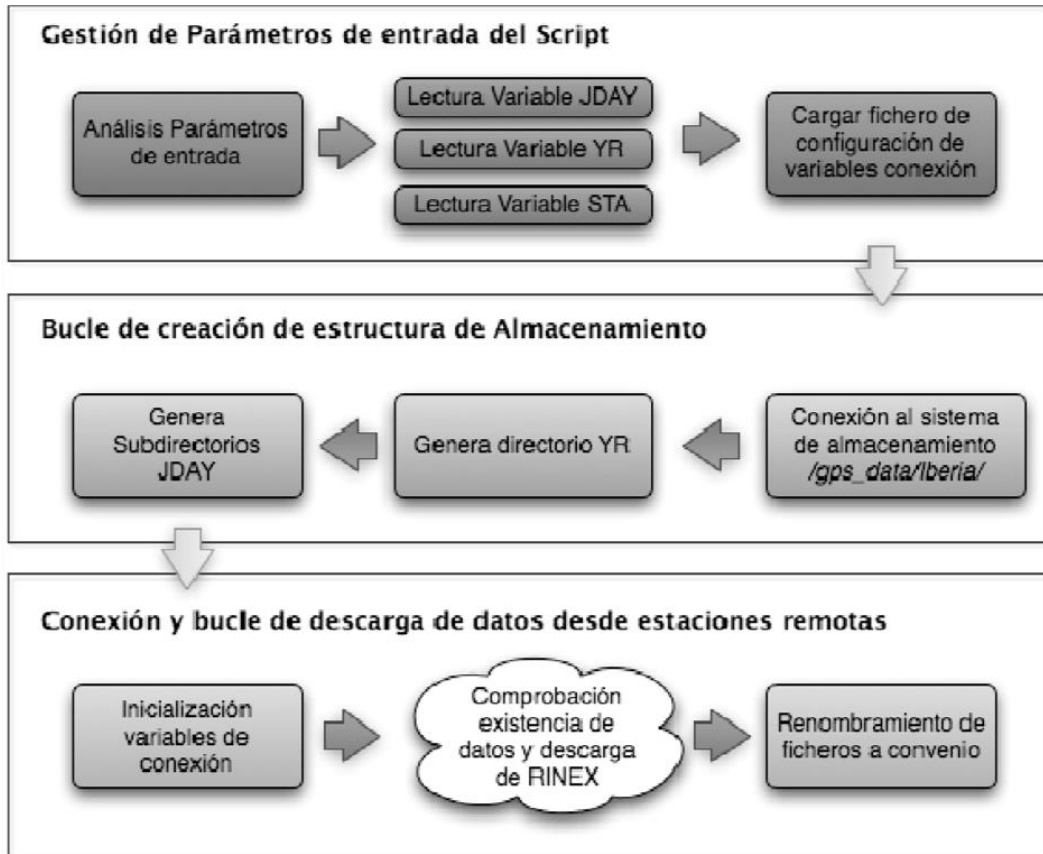


Figura 3.7: Esquema de los shells scripts implementados para la descarga automática de RINEX.

3.2.5.2 Gestión local de los datos

Una vez descargados los datos, se almacenan localmente en un servidor donde el programa utilizado para el procesamiento GAMIT/GLOBK (www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/index.htm) (Herring *et al.*, 2010) puede acceder a estos. La estructura del almacenamiento de datos es simple. Un disco duro destinado a los datos y parámetros necesarios (*e.g.* órbitas y ficheros *logs*) para el procesamiento que ordena los datos en carpetas por años y subcarpetas por días julianos que contienen todas las estaciones descargadas (Figura 3.8).

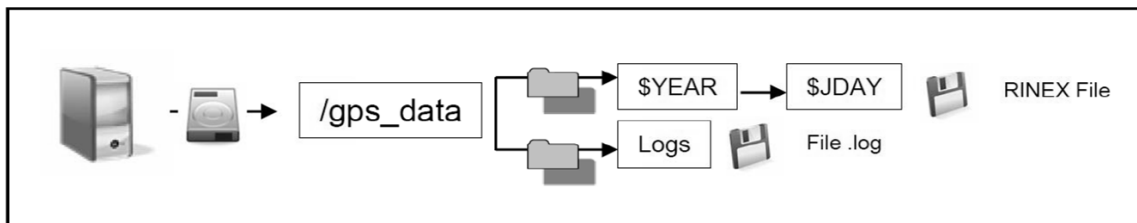


Figura 3.8: Esquema sobre el almacenaje local de los datos RINEX.

Un paso previo al almacenaje local de los datos es un pequeño control de calidad de estos. Los datos GPS se descargan en un formato *raw* (datos brutos) y el primer control que se

realiza es el control del peso de los ficheros. Si el peso de estos ficheros *raw* es coherente, se convierten a formato RINEX (*Receiver INdependent EXchange*) a partir del programa TEQC (*TEst Quality Control*) de UNACO (Estey y Meertens, 1999). El formato RINEX es el fichero de texto estándar comprimido utilizado para almacenar las observaciones GPS (Hatanaka, 1996).

3.2.5.3 Almacenamiento

Una vez descargados y almacenados los datos localmente, cada institución, entre ellos la Universitat de Barcelona, envía los datos a un servidor FTP del IGME donde la Sra. Juliana Martín León se encarga de testarlos y depositarlos en el Sistema de Información de Topo-Iberia SITOPO (www.igme.es/internet/sistemas_infor/BASESINTERNET/SITOPPO.htm).

SITOPO es el sistema que facilita el acceso a los datos recogidos por todo el proyecto de Investigación TOPO-IBERIA a través de la plataforma de observación tecnológica y multiinstrumental Iberarray, en particular incluye datos sobre los temas geofísicos:

- Estaciones GPS (datos Rinex, T00, LOGS y equipamiento)
- Estaciones Sísmicas (datos Miniseed, response y equipamiento)
- Reconocimientos magnetotelúricos (datos ATS y equipamiento)

SITOPO incorpora complementariamente las capas cartográficas:

- Cartografía GEODE. Cartografía Geológica continua escala 1:50.000.
- Cartografía topográfica. Composición de BCN 1000, BC200 y MTN 25K del Instituto Geográfico Nacional (IGN)

SITOPO incluye herramientas para la generación de selecciones y consultas así como la funcionalidad de descarga ON-LINE de los ficheros de datos y cartografía.

La base de datos SITOPO limita el acceso, consulta y descarga de datos y cartografía a los miembros que integran el proyecto: Instituto de Ciencias de la Tierra Jaime Almera–CSIC, Instituto Geológico y Minero de España, Real Instituto y Observatorio de la Armada y las Universidades de Oviedo, Jaén, Granada, Barcelona, Autónoma de Barcelona, Complutense de Madrid y Cádiz.

Estudio de la deformación activa en los Pirineos

4.1 Introducción

La cordillera Pirenaica se puede considerar un orógeno inactivo, pero la sismicidad y la actividad tectónica actual de alguna de sus estructuras indican que es un sistema vivo con continua actividad tectónica (Lacan y Ortuño, 2012), clasificado como una zona de deformación lenta (Ortuño *et al.*, 2008). La sismicidad instrumental actual en los Pirineos es moderada pero en siglos pasados han tenido lugar un número de terremotos destructivos.

La caracterización y cuantificación de la deformación en regiones de deformación lenta así como el conocimiento sobre los mecanismos que controlan la actividad tectónica en áreas de deformación lenta siguen siendo hoy en día un reto. Es por este motivo que el estudio de la peligrosidad sísmica en este tipo de áreas es de gran importancia.

El objetivo principal del estudio presentado en este capítulo es determinar si hay algún movimiento detectable usando geodesia de alta precisión. La respuesta a esta pregunta es importante para el avance en el conocimiento de la tectónica de esta cordillera, así como obtener una mejor evaluación del riesgo sísmico. Para ello se han analizado datos de todas las estaciones CGPS disponibles de la zona en funcionamiento desde 2008 con el fin de estimar velocidades relativas y sus errores. Se han utilizado las velocidades obtenidas para calcular la tasa de deformación a través de la cordillera y buscar los procesos (superficiales o profundos) que causan esta deformación. A partir de las tasas de deformación estimadas, se ha estimado el tiempo de recurrencia para un *Maximum Credible Earthquake* (MCE) de $M_w = 6,5$ para el NW de los Pirineos.

4.2 Marco geológico

La cordillera Pirenaica separa la península ibérica del resto de Europa y forma parte del cinturón orogénico Alpino-Himalayo. Físicamente, los Pirineos se extienden desde el mar Mediterráneo al mar Cantábrico, y desde el límite meridional de la cuenca de Aquitania hasta el límite septentrional de la cuenca del Ebro.

La evolución geológica de la cordillera estuvo dominada por dos episodios principales (Choukroune, 1992):

- Un episodio extensivo durante el final del Cretácico Inferior hasta el Cretácico Superior (Mesozoico) relacionado con la apertura del golfo de Vizcaya (Figura 4.1). Durante este episodio la extensión causó un adelgazamiento cortical, vulcanismo y el desarrollo de cuencas sedimentarias además de la separación entre Iberia y Europa (Figura 4.2).
- Un episodio compresivo durante el Cretácico superior y el inicio del Mioceno (Figura 4.1) debido a la colisión de la placa Ibérica y Euroasiática (Choukroune, 1992; Vergés *et al.*, 2002) donde la corteza continental Ibérica subdujo bajo la corteza continental Euroasiática (Pous *et al.*, 1995; Muñoz, 2002; Campanyà *et al.*, 2013). Este episodio compresivo se conoce como la Orogenia Alpina o Pirenaica. Como consecuencia de esta compresión se produjo una inversión tectónica y una deformación de las cuencas sedimentarias Mesozoicas así como del substrato Varisco (Figura 4.2).

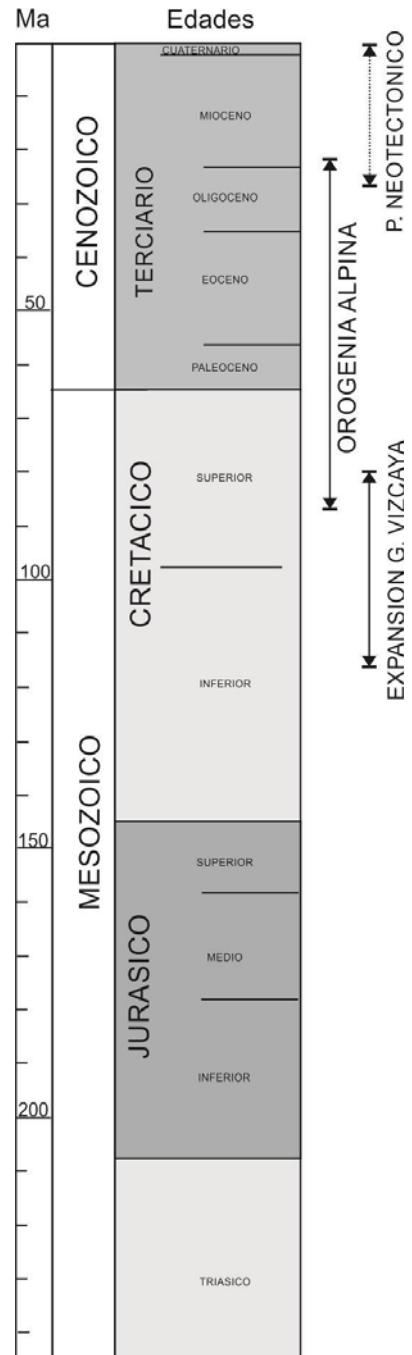


Figura 4.1: Tabla de los tiempos geológicos donde se indican los diferentes episodios de la evolución geológica de la cordillera.

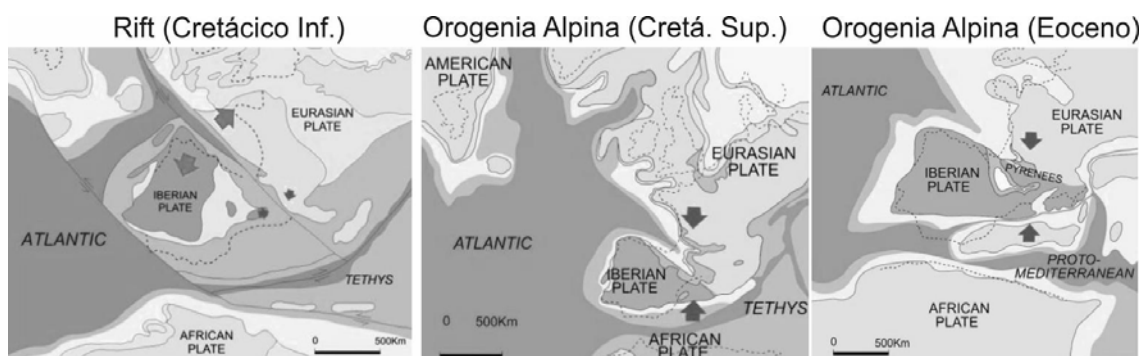


Figura 4.2: Esquema de la evolución geológica de la formación de los Pirineos donde se indican el episodio extensivo y compresivo. Las flechas indican el movimiento relativo entre las placa Ibérica y Europea. Modificado de Ziegler (1989)

El periodo post-orogénico se define como el periodo de tiempo a partir del cual las fuerzas orogénicas comienzan a disminuir. En la actualidad la evolución post-orogénica de la cordillera es aún objeto de estudio para muchos científicos. La relajación generalizada de los esfuerzos en los Pirineos es asincrónica, empezando en el Oligoceno Medio en la parte oriental y durante el Mioceno Medio en la parte occidental (Vergés *et al.*, 1995; Teixell, 1996).

El periodo Neotectónico, es aquel periodo a partir del cual el estado de esfuerzos es el mismo que el actual (Möner y Adams, 1989). En el caso de la cordillera Pirenaica podemos considerar que el periodo Neotectónico y el post-orogénico es el mismo, excepto para el Pirineo Oriental (Lacan y Ortuño, 2012). El Pirineo Oriental presenta una historia más compleja ya que refleja el efecto causado por el *rifting* del Mediterráneo durante el Neógeno que comprende desde el Mioceno hasta el Holoceno, es decir hasta la actualidad, (Julià y Santanach, 1980; Roca *et al.*, 1994; Roca, 1996). Este episodio extensivo de orientación NW-SE fue seguido por un episodio compresivo con unos esfuerzos horizontales de orientación NE-SW a NW-SE (Philip *et al.*, 1992; Goula *et al.*, 1999).

Durante los últimos 30 años se han realizado numerosos estudios para caracterizar la estructura de los Pirineos: estudios de sismica de refracción y reflexión (Gallart *et al.*, 1985), estudios gravimétricos (Torné *et al.*, 1989), tomografía litosférica a partir de métodos sismológicos (Souriau *et al.*, 2008) o métodos geoelectrónicos y magnetotélúricos (Pous *et al.*, 1995; Ledo *et al.*, 2000; Campanyà *et al.*, 2011; Campanyà *et al.*, 2012). Gracias a todos estos estudios las estructuras a gran escala de la cordillera son relativamente bien conocidas. A grandes rasgos se puede decir que las características estructurales y geológicas de los Pirineos presentan una doble vergencia (e.g. Teixell, 1996) donde las estructuras principales están orientadas E-W aproximadamente. Los Pirineos, en función de datos sísmicos y geológicos (Muñoz, 1992; Teixell, 1998), se puede subdividir en (Figura 4.3):

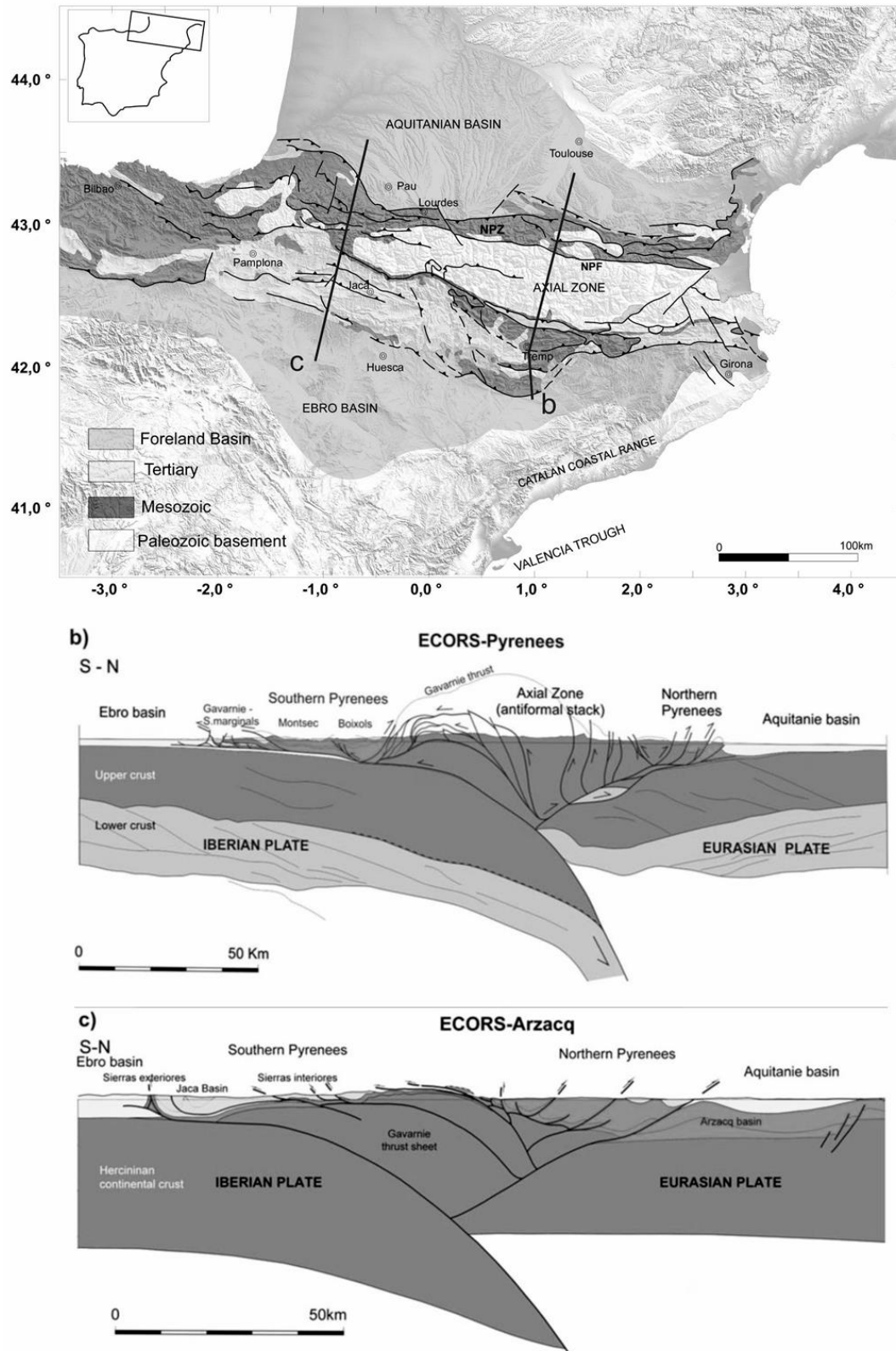


Figura 4.3: a) Mapa geológico de los Pirineo modificado de Teixell (1996). NPF: Falla Nor-Pirenaica (North Pyrenean Fault); NPZ: Zona Nor-Pirenaica (North Pyrenean Zone). El recuadro muestra la localización del área de estudio dentro de la península ibérica. b) Corte geológico ECORS-Pirineos modificado de Muñoz et al. (1992) y c) Corte geológico ECORS-Arzacq modificado de Teixell (1998), ambos cortes marcados en el mapa geológico a).

- Unidades de vergencia Norte, denominada Zona Nor-Pirenaica (NPZ), donde los pliegues y fallas cabalgan hacia la cuenca de antepaís de Aquitania. Está formada por materiales del basamento Varisco desenraizados (Souquet y Peybernès, 1987; Baby *et al.*, 1988) y afloramientos del Mesozoico plegado.
- La zona Sur-Pirenaica, (SPZ) caracterizada por la vergencia de los pliegues y fallas hacia el Sur, es decir hacia la cuenca de antepaís del Ebro, de materiales post-variscos (Terciarios y Mesozoicos).
- La parte sur de la cordillera incluye una zona Axial formada por rocas de basamento Herciniano (o Varisco) elevado y con vergencia también hacia el sur. En esta zona se encuentran los picos más altos de los Pirineos.

La zona Axial y la zona Nor-Pirenaica están separadas por la Falla Nor-Pirenaica (NPF), la cual representa la sutura entre las placas de Iberia y Eurasia. Esta falla no es fácilmente identificable en superficie, pero se detecta en profundidad debido a un offset de unos 10-15 km en la Moho (Gallart *et al.*, 1985). La mayoría de los terremotos instrumentales registrados están asociados a esta falla (Souriau y Pauchet, 1998), especialmente en la parte oeste de la cordillera (Figura 4.4). A excepción de la sismicidad observada, no existen evidencias para caracterizar la tectónica actual de la NPF.

4.3 Marco sismotectónico

4.3.1 Sismicidad instrumental

Los Pirineos constituyen la segunda región con más sismicidad de la península ibérica, donde podemos clasificar la sismicidad instrumental como moderada. Según el catálogo del NEIC (*National Earthquake Information Center*; neic.usgs.gov), desde 1973 hasta 2011, más de ~3500 terremotos de $M_w > 2$ han tenido lugar en los Pirineos (Figura 4.4). El 75% de estos eventos tienen magnitudes comprendidas entre 2 y 3; el 2% magnitudes comprendidas entre 4-5. Tan sólo 4 terremotos con magnitudes entre 5-6 han tenido lugar y estos se han concentrado en las proximidades de Lourdes (Francia). Los terremotos son generalmente someros, no excediendo los 20 km de profundidad, lo cual sugiere un espesor de la corteza sismogénica de ~15 km (Perea, 2009).

La sismicidad en la cordillera está relacionada principalmente con las fallas cretácicas de orientación E-W que forman parte del Frente Nor-Pirenaico (*Pyrenean Frontal Thrust*; (Gagnepain-Beyneix *et al.*, 1982; Sylvander *et al.*, 2008)). Según Capote *et al.* (2011) el motivo por el cual estas fallas producen terremotos es la interacción entre la extensión neógena que afecta la zona oriental de la península ibérica y los procesos de compensación isostática diferencial debida al levantamiento y erosión de la cordillera.

La sismicidad está concentrada principalmente en la parte occidental de la NPF (Figura 4.4 Souriau y Pauchet, 1998). El Pirineo oriental se caracteriza por una baja y difusa sismicidad relacionada con el Sistema Mediterráneo (Figura 4.3), del cual forma parte la cordillera Costera Catalana (*Catalan Coastal Range, CCR*) y el surco de Valencia (*Valencia Trough* (Banda y Santanach, 1992; Roca *et al.*, 1999)). En la parte más oriental de la cordillera, las fallas normales del *Tec* o de *l'Albera* entre otras, indican reciente actividad debido a características geomorfológicas a pesar de que ningún terremoto importante, histórico o instrumental, se ha asociado a ellas (Briais *et al.*, 1990). El último terremoto que causó destrucción en esta parte de la cordillera es el de Sant Pau de Fenouillet ($M_w=5,2$), ocurrido en 1996, y cuyo foco se sitúa debajo del macizo del Aglí, en los Pirineos orientales franceses (Martínez Solares, 2011).

Durante las últimas décadas, diferentes estudios han tenido como objetivo entender el estado de esfuerzos de los Pirineos basándose en la sismicidad instrumental (e.g. Souriau y Pauchet, 1998; Souriau *et al.*, 2011; De Vicente *et al.*, 2008; Olaiz *et al.*, 2009; Chevrot *et al.*, 2011) y/o con el objetivo de definir regiones sismotectónicas para analizar el riesgo sísmico (Olivera *et al.*, 1986; Souriau y Pauchet, 1998; Souriau *et al.*, 2001; Ruiz *et al.*, 2011; Secanell *et al.*, 2008; García-Mayordomo *et al.*, 2012).

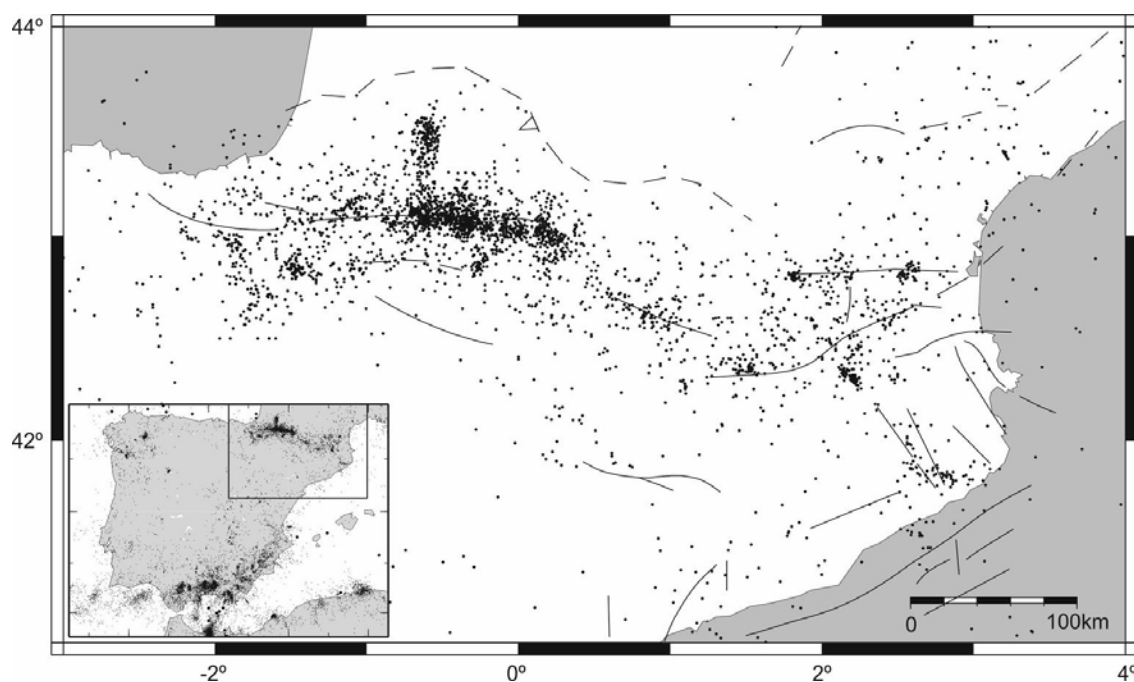


Figura 4.4: Mapa sísmico de los Pirineos y de la península ibérica (recuadro) para el periodo de tiempo 1973-2011. Las magnitudes de los terremotos son mayores a 2 y pertenecen al catálogo USGS/NEIC (<http://neic.usgs.gov>). Las fallas dibujadas han sido tomadas del Geodynamic Map of the Mediterranean, compiladas por la Commission for the Geological Map of the World (<http://ccgm.free.fr>).

4.3.2 Sismicidad histórica.

A pesar de que los sismos que caracterizan el registro instrumental son moderados, la sismicidad histórica es indicativa del potencial de las estructuras sismogénicas de los Pirineos. Desde 1373 han tenido lugar 10 terremotos significativos con intensidades mayores a VIII en los Pirineos (Tabla 4.1 y Figura 4.5): cuatro eventos con Intensidad MSK de IX; y seis con MSK de VIII (Souriau y Pauchet, 1998; Olivera *et al.*, 2006; Perea, 2009). El último terremoto destructivo se produjo en 1750 (MSK=IX), es decir, hace más de 250 años. La ausencia de terremotos catastróficos en el último siglo se refleja en la falta de conciencia social de este peligro, y también en la escasez de investigaciones científicas dedicadas al estudio de la peligrosidad sísmica en esta región. A continuación se detallan los terremotos históricos registrados en la zona de estudio.

- *Terremotos en el Pirineo Oriental: (Crisis sísmica catalana de 1427-1428 y el terremoto de 1448)*

El terremoto más destructivo del área de los Pirineos orientales ocurrió el 2 de Febrero de 1428, cerca del pueblo de Camprodon, y causó la muerte de unas mil personas (Figura 4.5). Este terremoto forma parte de un conjunto de eventos denominados como la “Crisis sísmica Catalana de 1427-1428” (Olivera *et al.*, 2006; Figueras *et al.*, 2006) de los cuales tres están presente en la tabla 4.1.

Otro terremoto de gran relevancia en la parte más oriental del área de estudio es el ocurrido el 25 de mayo de 1448. El epicentro de este terremoto, de Intensidad VIII, se

sitúa entre las poblaciones de Cardedeu y Llinars del Vallès. El evento causó daños ampliamente distribuidos y 7 muertes (Olivera *et al.*, 2006). La ocurrencia de este terremoto es de gran importancia ya que actualmente esta zona es una de las más pobladas de toda Cataluña, situada a tan solo 30 km de la capital catalana.

<i>Año</i>	<i>lat</i>	<i>lon</i>	<i>Intensidad</i>	<i>Localización</i>
1373	42.38	0.41	IX	P. Central (Ribagorça, Huesca)
1427	42.18	2.49	VIII	P. Oriental (Olot, Girona)
1427	41.99	2.59	VIII	P. Oriental (Amer, Girona)
1428	41.99	2.29	IX	P. Oriental (Queralbs, Girona)
1448	41.62	2.39	VIII	P. Oriental (Cardedeu, Barcelona)
1660	42.94	0.06	IX	P. Occidental (Bagneres de Bigorre, Francia)
1750	43.06	-0.04	IX	P. Occidental (Juncalas/Lourdes, Francia)
1817	42.16	-2.17	VIII	P. Occidental (Arnedo, La rioja)
1923	42.69	0.83	VIII	P. Central (Vielha, Lleida)
1967	43.06	-0.78	VIII	P Occidental (Arette, Francia)

Tabla 4.1: Lista de terremotos históricos registrados en el NE de la península ibérica localizados en el mapa de la Figura 4.5 (fuente: servicio de Información Sísmica, Instituto Geográfico Nacional (ign.es/ign/layout/sismo.do)).

- *Terremotos en el Pirineo Central: (1373 y 1923)*

Los Pirineos Centrales han estado afectados por dos terremotos destructivos; el terremoto de la Ribagorça (1373) y el terremoto de Vielha (1923). Los epicentros de ambos terremotos se localizan entre el valle de Ésera (Huesca) y la Vall d’Aran (Lleida). Ambos terremotos han sido atribuidos a la falla normal del norte de la Maladeta, situada en la vertiente meridional de la Vall d’Aran (Ortuño *et al.*, 2008; Capote *et al.*, 2011), puesto que es la única estructura con evidencias de actividad reciente y una longitud suficiente para dar lugar a un terremoto de esta magnitud.

El terremoto de 1373 de la Ribagorça o también conocido como el terremoto de la Edad Media ha sido estudiado por (Olivera, 1994; Olivera *et al.*, 2006) a partir del análisis de documentos de la época. Los autores calcularon la intensidad, la localización del epicentro (con una incertidumbre de 50 km) y una magnitud macrosísmica de $M_R=6,2$. El terremoto provocó diversos daños materiales producidos por caídas de rocas y un número desconocido de muertes.

Durante el terremoto de Vielha del 19 de noviembre de 1923 en la región de Cataluña estaban activos los observatorios sismológicos del Ebro (Tarragona), Fabra (Barcelona) y París. Los registros del sismo en estas estaciones fueron analizados y utilizados por Susagna *et al.* (1994) que determinó una magnitud local de $m_l=5,6$. El terremoto no produjo muertes aunque sí importantes daños en las construcciones, siendo el sismo de mayor intensidad ocurrido en Cataluña desde la Edad Media.

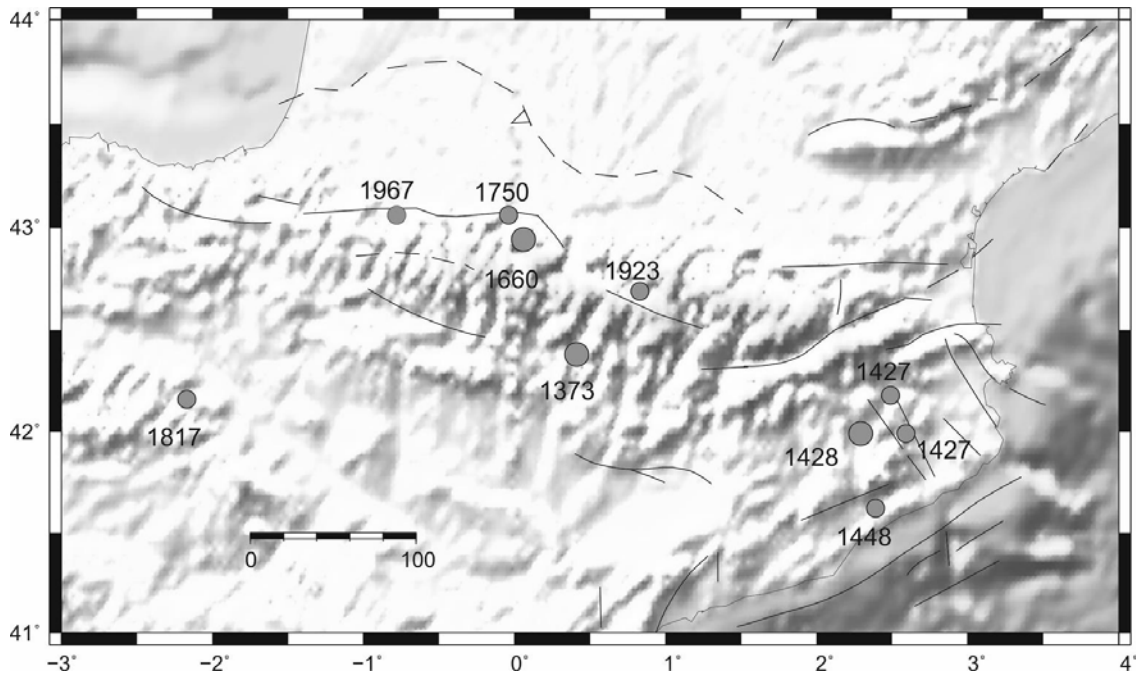


Figura 4.5: Mapa con la sismicidad histórica de los Pirineos listada en la Tabla 4.1. El tamaño de las circunferencias representa la intensidad MSK=VIII y MSK=IX. (Souriau y Pauchet, 1998; Olivera et al., 2006). Fallas tomadas del Geodynamic Map of the Mediterranean, compiladas por la Commission for the Geological Map of the World (<http://ccgm.free.fr>). La topografía y batimetría de esta y de las siguientes figuras está tomada del Global Land One-km Base Elevation Project (GLOBE) database (www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html).

- *Terremotos en el Pirineo Occidental: (1660, 1750, 1817 y 1967)*

Como ya se ha comentado en el apartado 4.3.2, la mayor concentración de sismicidad se da en la vertiente norte de los Pirineos Occidentales, concretamente en una franja E-W de unos 80 km de longitud y 20 de anchura, que se extiende entre las poblaciones de Bagnères de Bigorre y Arette. Esta zona ha sufrido varios terremotos destructivos históricos. Destaca el terremoto de 1660 en Bagnères de Bigorre de intensidad IX que destruyó parte de la ciudad y cuya magnitud calculada es de 6 (Levret *et al.*, 1994). Los terremotos de Juncalas en 1750 y el de 1967 en Arette de intensidad VIII provocaron también daños en estas ciudades.

El terremoto situado en la parte más occidental del área de estudio es el ocurrido el 18 de marzo de 1817. Este sismo de intensidad VIII sacudió a la Rioja, principalmente el área de Arnedo y Préjano, extendiéndose con grado V hasta Calahorra y Logroño. Este terremoto no produjo muertos pero sí numerosos daños materiales (Escorza, 2005).

4.3.3 Mecanismos focales y estado de esfuerzos.

En este apartado se intentará dar una visión general sobre los diferentes estudios basados en mecanismos focales de la cordillera Pirenaica. Las soluciones focales obtenidas por diferentes autores, como se detallará a continuación, muestran una gran variedad de

resultados en fallas de orientación similar de tal manera que no es posible calcular un campo de esfuerzos homogéneo a escala regional (Nicolas *et al.*, 1990; Delouis *et al.*, 1993; Vacher y Souriau, 2001). La diversidad de mecanismos focales podría ser debida a una complejidad real de las estructuras tectónicamente activas (Souriau y Pauchet, 1998; Souriau *et al.*, 2001; Rigo *et al.*, 2005).

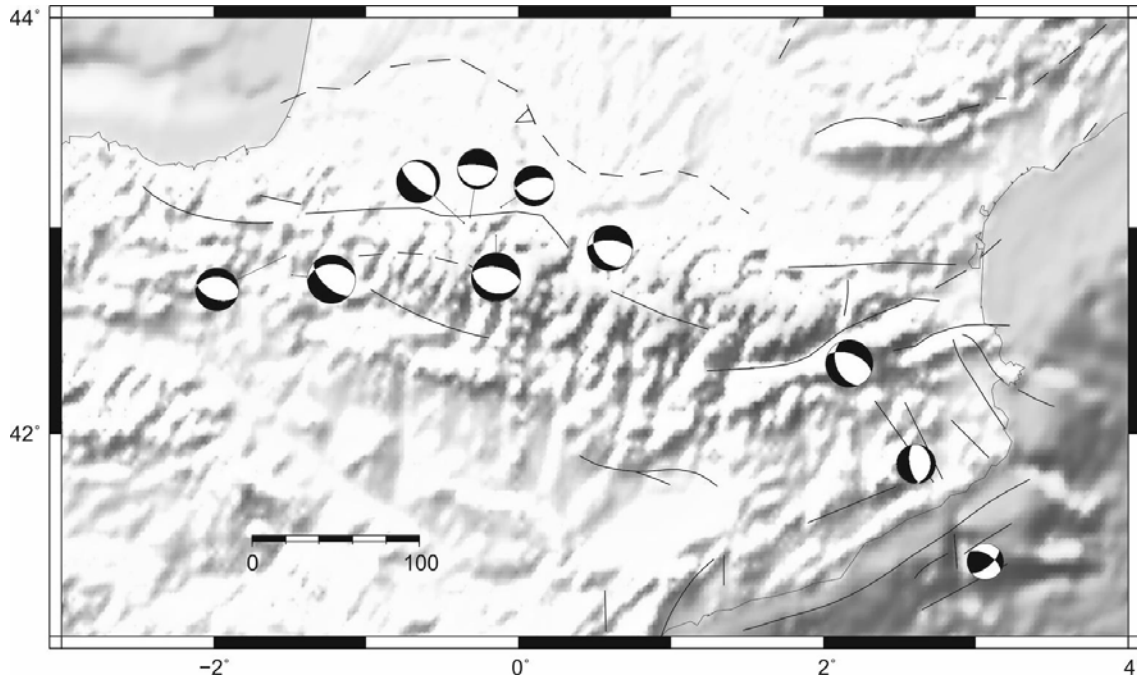


Figura 4.6: Mecanismos focales de Stich *et al.* (2010; Stich *et al.*, 2006) con magnitudes mayores a $M_w > 3,5$. Las fallas dibujadas han sido tomadas del *Geodynamic Map of the Mediterranean*, compiladas por la *Commission for the Geological Map of the World* (<http://ccgm.free.fr>).

Los mecanismos focales que muestra la Figura 4.6 fueron obtenidos por Stich *et al.* (2010; 2006) a partir de la inversión del tensor momento de terremotos regionales con magnitudes superiores a $M_w > 3,5$ desde 1986 a 2008. Los autores calcularon 10 mecanismos focales en el área de estudio, 8 de ellos situados en la cordillera Pirenaica y 2 en la Cordillera Costera Catalana (CCR). Todos los mecanismos focales calculados por los autores indican un régimen extensivo con una orientación de los ejes de tensión de \sim NNE-SSW, aproximadamente perpendicular a la orientación de la cordillera. Los dos mecanismos focales fuera de los Pirineos muestran un régimen de esfuerzos diferente (Figura 4.6): un mecanismo correspondiente a una falla en dirección (*Strike slip*) con orientación NE-SW y otro que corresponde a una falla normal de orientación E-W.

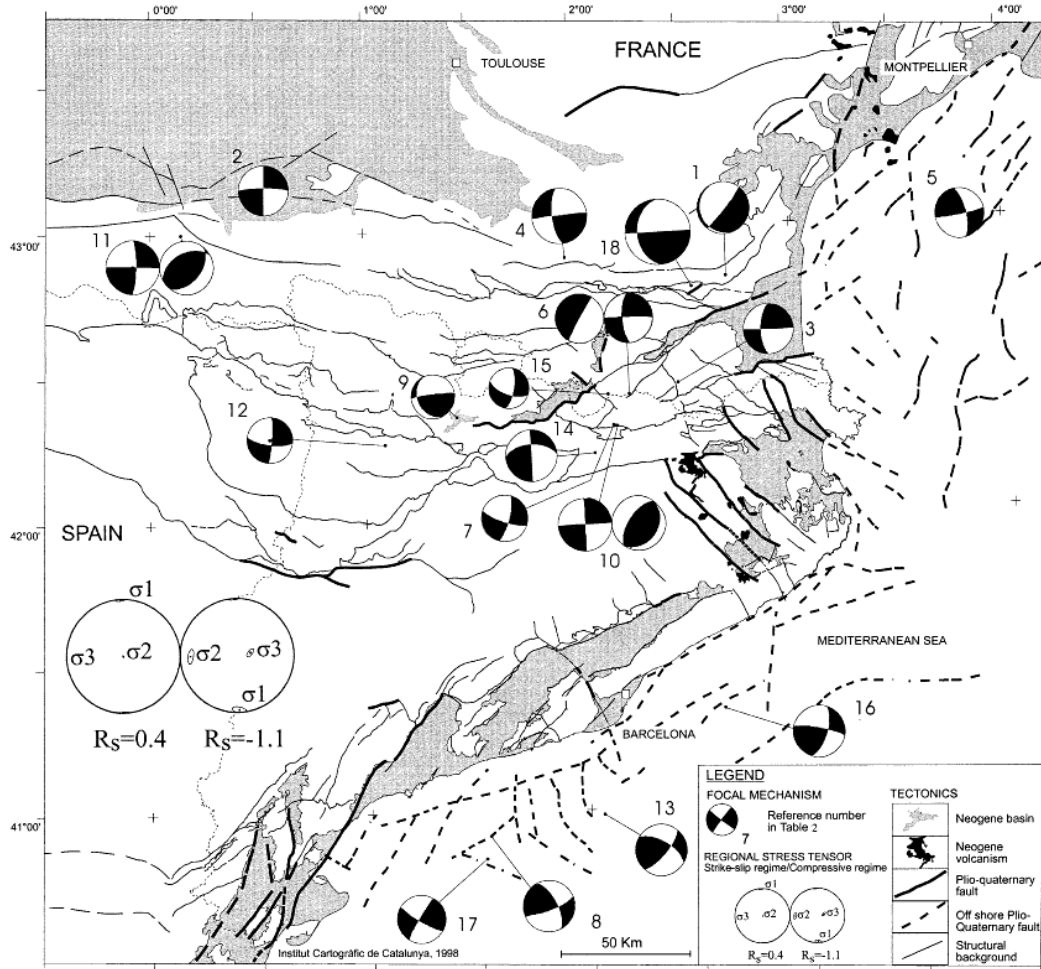


Figura 4.7: Tensores de esfuerzos regionales y mecanismos focales obtenidos por el proceso de inversión realizado por Goula *et al.* (1999). Los números de los mecanismos focales se refieren a la numeración empleada por los autores en la Tabla 2 del mismo artículo.

Estudios realizados por Goula *et al.* (1999) muestran una imagen sismotectónica más compleja para los Pirineos Orientales (Figura 4.7). Los autores compilaron mecanismos focales y determinaron un campo de esfuerzos sísmico y microtectónico usando mecanismos focales y medidas de estrías respectivamente. El estudio microtectónico de 23 estaciones muestra una relativa homogeneidad norte-sur del máximo esfuerzo horizontal (σ_1), con una interacción entre la dirección del esfuerzo intermedio (σ_2) y el mínimo (σ_3) desde vertical hasta E-W, indicando regímenes de fallas en dirección y compresivo respectivamente. La orientación de los esfuerzos sísmicos deducidos de la compilación de 18 mecanismos focales obtenidos por varios autores a través del método de las primeras llegadas (Figura 4.7), muestra 15,5 mecanismos de fallas en dirección y 2,5 de fallas inversas, donde los eventos que tienen una doble solución fueron contados por los autores como media unidad. La orientación del esfuerzo máximo horizontal (σ_1) es también aproximadamente N-S.

Otro estudio basado en mecanismos focales de terremotos de la península ibérica que incluye terremotos de los Pirineos es el llevado a cabo por Herraiz *et al.* (2000). Los autores analizaron 22 terremotos desde 1980 hasta 1996 con $M_w > 3,3$ para los Pirineos y

obtuvieron resultados diferentes en función del procedimiento seguido en la determinación del tensor de esfuerzos a partir de mecanismos focales. Según el método de Rivera y Cisternas (1990) el tensor de esfuerzos regional deducido de los mecanismos focales indica desgarre mientras que el método de Giner-Robles *et al.* (1996) proporciona dos soluciones, una de las cuales indica desgarre y coincide con la anterior, mientras que la otra indica extensión (Figura 4.8). Para explicar la heterogeneidad de los resultados, Herraiz *et al.* (2000) proponen la existencia de un campo de esfuerzos principal determinado por la convergencia entre Eurasia y África y campos de esfuerzos secundarios relacionados con altos topográficos y anomalías de la corteza.

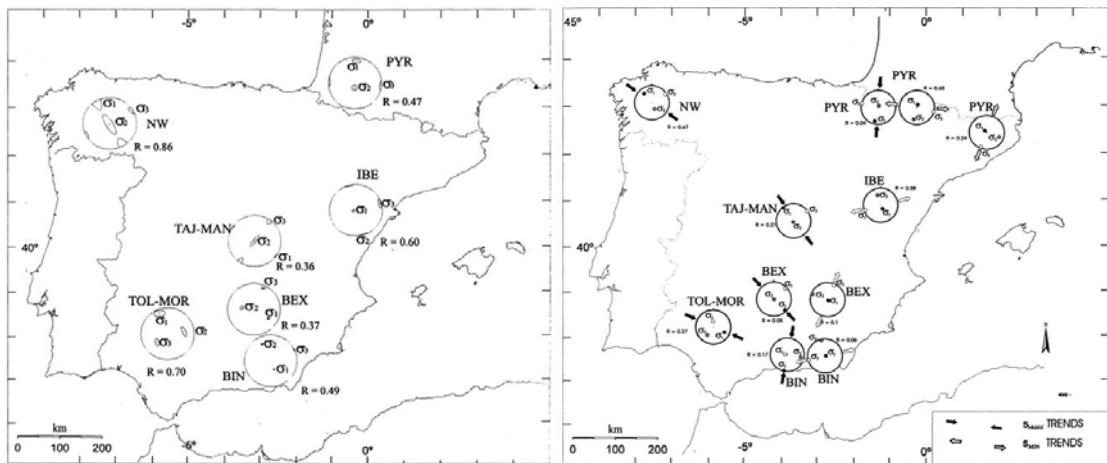


Figura 4.8: tensores esfuerzos obtenidos por Herraiz *et al.* (2000) a partir del método de Rivera y Cisternas (1990) (izquierda) y el método Giner-Robles *et al.* (1996) (derecha).

A pesar de que la orientación de los esfuerzos principales obtenidos por Herraiz *et al.* (2000) tiene una compleja orientación para la parte occidental de la cordillera, donde la mayoría de los terremotos están concentrados (Figura 4.4), el máximo esfuerzo horizontal (σ_1) indica una compresión N-S, similar a los resultados obtenidos para los Pirineos Orientales por Goula *et al.* (1999), pero resultados opuestos a los obtenidos por Stich *et al.* (2006).

Los estudios más relevantes sobre el régimen de esfuerzos en los Pirineos están incluidos en los artículos de Olaiz *et al.* (2009) y De Vicente *et al.* (2008). Ambos estudios desarrollaron un mapa de la deformación de esfuerzos (*strain-stress map*) de Europa e Iberia respectivamente. Los mapas fueron obtenidos a partir de la inversión del tensor momento de mecanismos focales recopilados de varias fuentes, siguiendo el procedimiento llamado “modelo de deslizamiento” (*slip model*) propuesto por Capote *et al.* (1991). Para el área de la cordillera Pirenaica, la mayoría de los mecanismos focales utilizados por De Vicente *et al.* (2008) provienen del estudio de Stich *et al.* (2006), por este motivo no sorprende que los resultados indiquen extensión en el Pirineo Occidental y Central. La extensión obtenida es de tipo triaxial, con σ_3 perpendicular a la cordillera. Esta extensión es atribuida por De Vicente *et al.* (2008) a un reajuste normal o una compensación topográfica post-orogénica (Caputo *et al.*, 1984).

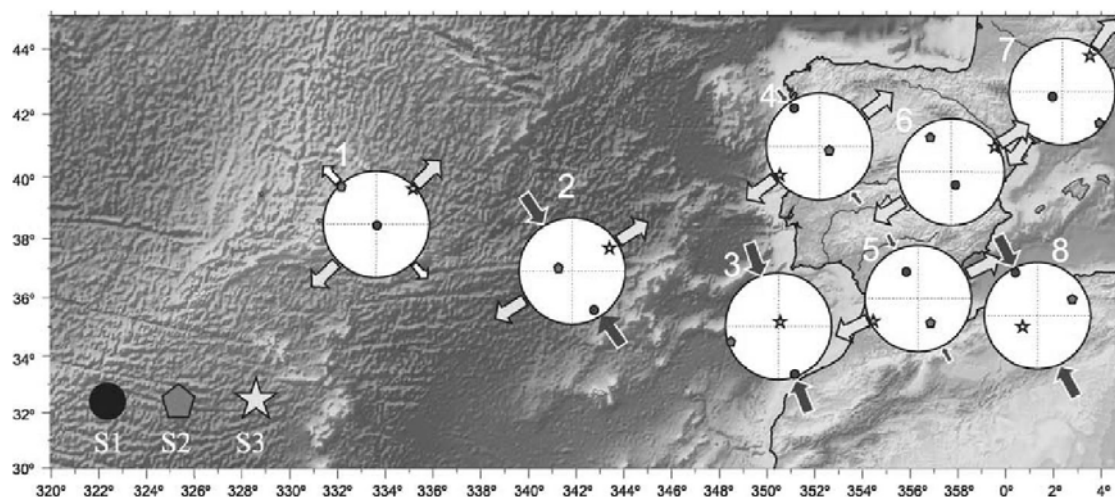


Figura 4.9: Figura con el régimen de esfuerzos obtenidos en el estudio de De Vicente (2008). Las flechas negras indican compresión mientras que las grises extensión.

El reciente estudio realizado por Vernant *et al.* (2013), a partir de una modelización simple teórica por elementos finitos, afirma que los procesos erosivos son los que controlan predominantemente la deformación y la sismicidad actual en las cordilleras de deformación lenta, donde se incluye la cordillera Pirenaica. Según los autores la erosión induce extensión y levantamiento (*uplift*) de rocas en la parte elevada de la cordillera acomodando una baja convergencia global. A partir de esta modelización numérica los autores descartan que los mecanismos focales extensivos bajo esta cordillera sean debidos al resultado del colapso gravitacional como se interpreta comúnmente. El colapso gravitacional se define como un flujo impulsado por la gravedad de la corteza orogénica bajo su propio peso (England y McKenzie, 1982; Dewey, 1988; Rey *et al.*, 2001; Molnar, 2009).

Otros estudios sobre el régimen de esfuerzos de la cordillera son los de Sylvander *et al.* (2008), Stich *et al.* (2010) y Chevrot *et al.* (2011). Todos ellos sugieren un régimen de esfuerzos extensional para la cordillera Pirenaica, o por lo menos para la parte central. Sin embargo Stich *et al.* (2010) considera que la actualización del catálogo del tensor momento para el NE de Iberia es insuficiente para establecer las características de las fallas de esta región.

4.4 Estudios previos

Desde 1992, dos grandes proyectos GPS han sido desarrollados en los Pirineos con el objetivo de cuantificar las tasas de deformación cortical. La red instalada por el grupo de trabajo PotSis (Goula *et al.*, 1996), emplazada en los Pirineos Orientales, ha sido observada mediante campañas en 1992, 1994, 1999 (Térmens *et al.*, 2000) y en 2006. Los resultados preliminares basados en las primeras tres campañas fueron presentados por Talaya *et al.* (1999) y Khazaradze *et al.* (2004) pero no se obtuvieron resultados estadísticamente significativos. La red ResPyr (Fleta *et al.*, 1996) cubre toda el área de los Pirineos y ha sido observada en las campañas de 1995, 1997 y 2008. Desafortunadamente, durante las dos primeras campañas, tan sólo la mitad de la red fue observada. Los resultados preliminares de esta red fueron presentados por Chenel *et al.* (2009) y no indicaban ninguna deformación significativa en los Pirineos.

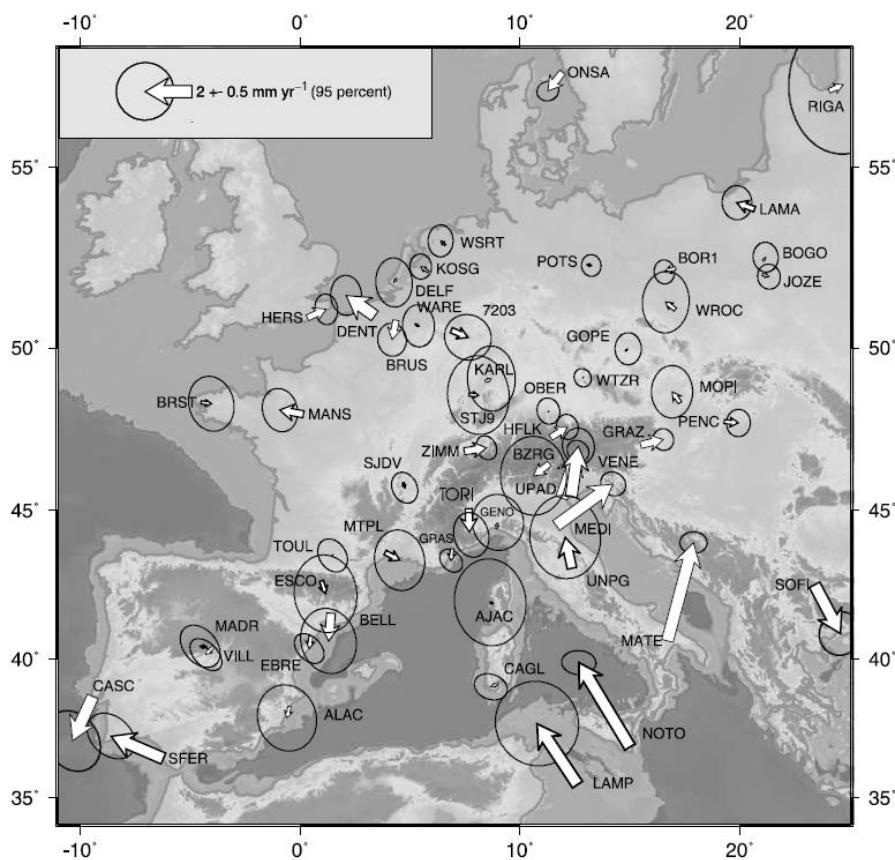


Figura 4.10: Velocidades residuales GPS respecto Europa central con un 95% de límite de confianza calculadas por Nocquet y Calais (2003). Figura tomada de Nocquet y Calais (2003).

Otros estudios han utilizado datos continuos de estaciones GPS a lo largo de toda Europa, incluyendo un pequeño número de estaciones a cada lado de la cordillera Pirenaica, para estimar el movimiento relativo entre Eurasia e Iberia. Nocquet y Calais (2003) analizaron datos desde el 1996 hasta el 2006 para estaciones GPS con un mínimo de dos años de observaciones. Basándose fundamentalmente en el resultado de cuatro estaciones bien determinadas en el Pirineo Francés y Catalán (Figura 4.10), los autores determinaron un

valor máximo para el movimiento activo en los Pirineos de 0,6 mm/a sin referirse si este movimiento indica extensión o compresión.

Fernandes *et al.* (2007) analizó datos desde 1996 hasta 2005 para estaciones con un mínimo de 3,5 años de observaciones (Figura 4.11). Los autores concluyeron que ningún movimiento diferencial entre Iberia y Eurasia puede detectarse al nivel de 0,85 mm/a.

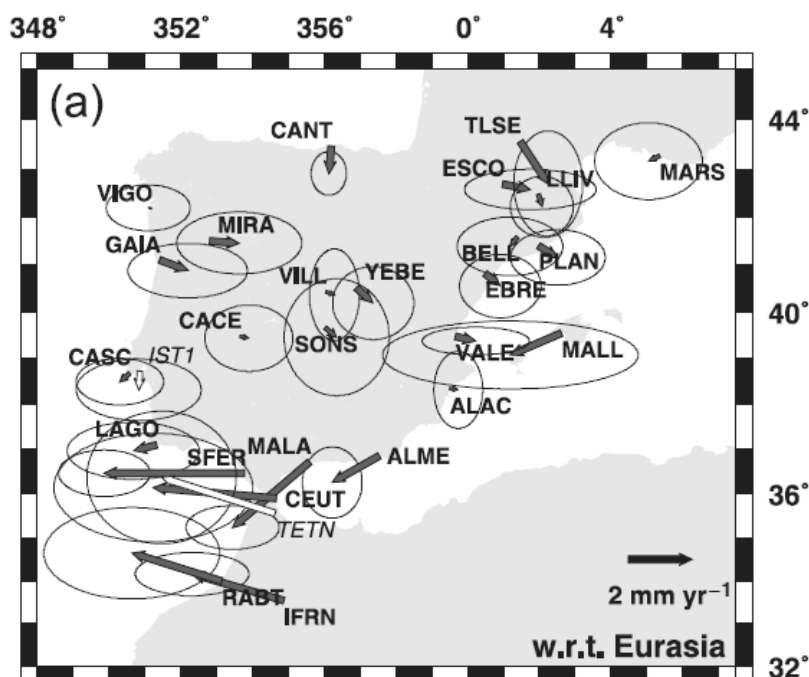


Figura 4.11: Velocidades residuales GPS respecto Europa central con un 95% de límite de confianza calculadas por Fernandes *et al.* (2007). Figura tomada de Fernandes *et al.* (2007).

Los estudios de Serpelloni *et al.* (2007) y de Stich *et al.* (2006) están basados en el análisis de datos GPS comprendidos entre 1998 y 2005. Estos estudios incluyen tan sólo dos y cinco estaciones GPS respectivamente en el área de Pirineos, y los resultados de ambos tampoco son concluyentes. Sin embargo Stich *et al.* (2006) sugiere la posibilidad de un leve movimiento en dirección S-SE de las estaciones de la península respecto las estaciones de Eurasia, lo cual podría indicar una extensión en curso en los Pirineos aunque no se proporciona ningún valor (máximo o mínimo) que cuantifique esta deformación (Figura 4.12).

Los estudios geológicos comparables con los resultados de los estudios GPS en la cordillera Pirenaica son escasos. A parte del estudio de Goula *et al.* (1999) sobre los campos de esfuerzos, previamente mencionado, hay algunos estudios geológicos sobre fallas concretas que principalmente proporcionan estimaciones de la tasa de deslizamiento vertical relativa (e.g. Fleta *et al.*, 2001; Briaís *et al.*, 1990; Alasset y Meghraoui, 2005; Ortuño *et al.*, 2008). A pesar de que estos estudios muestran evidencias de movimientos de deslizamiento verticales máximos de 0,3 mm/a, la comparación directa con las velocidades horizontales GPS no es sencilla. En teoría, existe una metodología que establece una relación entre las dos, teniendo en cuenta la geometría de

la falla y específicamente el buzamiento de la falla (e.g. Niemi *et al.*, 2004), pero el carácter regional del estudio GPS, los grandes errores asociados con las tasas de deslizamientos geológica y la gran diferencia de escala temporal (las tasas de deslizamiento geológicas cubren de 1 a 20 Ma) hace que la comparación no sea muy útil.

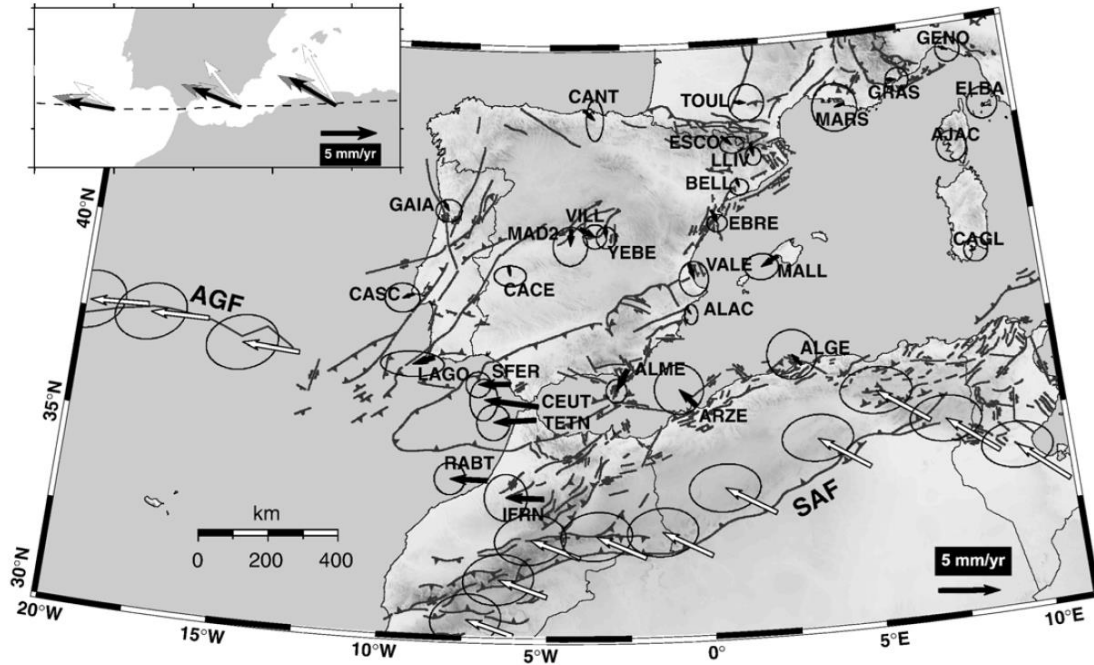


Figura 4.12: Velocidades residuales GPS respecto Europa central con un 95% de límite de confianza calculadas por Stich *et al.* (2006). Figura tomada de Stich *et al.* (2006).

Los estudios actuales de neotectónica y paleosismología en los Pirineos son escasos para poder caracterizar la neotectónica de la cordillera. En la revisión de la tectónica activa de los Pirineos realizada recientemente por Lacan y Ortuño (2012), los autores distinguieron 5 regiones neotectónicas basándose en: la distribución de los terremotos y los mecanismos focales, la geodinámica de las estructuras neotectónicas y la evolución morfológica del área. Estas 5 regiones son el Pirineo occidental, la zona noroccidental, las cuencas de antepaís, el dominio de láminas cabalgantes inferiores y los Pirineos orientales. Esta revisión permitió a los autores clasificar la cordillera en 2 dominios principales: La Alta cadena (>1500 m de altura) formada por los Pirineos occidentales principalmente donde estructuras paralelas a la cordillera son reactivadas como fallas normales y la Baja cadena (<1500m) formada por los Pirineos orientales, las cuencas de antepaís y el piedemonte donde las fallas han sido reactivadas por esfuerzos máximos compresivos subhorizontales de orientación variable. Las diferencias en los esfuerzos de estos dos dominios guardan relación con el reajuste isostático en respuesta a diferencias en el espesor de la corteza y/o la distribución de la erosión plio-cuaternaria según Lacan y Ortuño (2012).

4.5 Recopilación de datos GPS

Con el objetivo de cuantificar la deformación activa en la cordillera Pirenaica se han procesado datos de 35 estaciones continuas de GPS (CGPS) pertenecientes a distintas redes operativas en los Pirineos, y cubriendo un periodo de tiempo de 3,5 años desde 2008,3 (abril) hasta 2011,8 (octubre). A pesar de que algunas de las estaciones utilizadas tienen más de 7 años de observaciones, con el fin de minimizar los efectos producidos sobre los resultados de la deformación por los errores correlacionados espacial y temporalmente (ver apartados 4.5.4 y 4.7.1), se han incluido en nuestro análisis todas las estaciones disponibles con la misma ventana temporal. Se ha escogido 3,5 años de observaciones puesto que este era el máximo de registro disponible para las estaciones del Pirineo Oriental cuando se realizó el estudio y porque además corresponde al periodo de tiempo para el cual las señales anuales tienen un mínimo efecto a la hora de estimar las velocidades (véase apartado 4.5.4 (Blewitt y Lavalleé, 2002)).

Los datos GPS recopilados provienen de las redes españolas y francesas que se enumeran a continuación:

- La red catalana **CATNET** del *Institut Cartogràfic de Catalunya* (catnet-ip.icc.cat/ (Talaya *et al.*, 2000)). Esta red es de uso público y todos los datos en formato RINEX de 1 y 30 segundos están disponibles en el [ftp://geofons.icc.cat](http://geofons.icc.cat). Las 11 estaciones que muestra la Tabla 4.2 y el mapa de la Figura 4.13 han sido analizadas, proporcionando una buena distribución y cobertura de todo el territorio catalán.

ID	Localización	Año Inst.	Tipo Monumento	Antena	Domo	Receptor	
1	AVEL	Avellanes	1999	1	TRM29659.00	none	TRIMBLE 4000SSI
2	BELL	Bellmunt	1997	1	TRM29659.00	None	TRIMBLE NETRS
3	CASS	Cassà de la Selva	2005	1	TRM29659.00	None	TRIMBLE NETRS
4	CREU	Cap de Creus	1999	1	TRM41249.00	None	TRIMBLE NETRS
5	EBRE	Ebro	1994	1	TRM29659.00	None	TRIMBLE NETRS
6	ESCO	Escornacrabes	1999	1	TRM29659.00	Dome	TRIMBLE NETRS
7	GARR	Garraf	2002	1	TRM41249.00	None	TRIMBLE NETRS
8	LLIV	Llivia	1999	1	TRM29659.00	None	TRIMBLE NETRS
9	MATA	Mataró	2003	2	TRM29659.00	None	TRIMBLE NETRS
10	SBAR	San Bartomeu	2003	2	TRM41249.00	None	TRIMBLE NETRS
11	SORI	Soriguera	2005	1	TRM29659.00	None	TRIMBLE NETRS

Tabla 4.2: Información y características de las estaciones de la red CATNET utilizadas en este estudio. Los tipos de monumentos son: (1) Pilar de hormigón anclado a la roca madre (2) Pilar metálico en tejado de edificio.

- La red Navarra **RGAN** (Red de Geodesia Activa de Navarra; www.navarra.es/appsext/rgan) es un servicio ofrecido por el Departamento de Fomento y Vivienda, y la Dirección General de Obras Públicas de la Comunidad Foral de Navarra. Los RINEX a 1 y 30 segundos de esta red son públicos y están disponibles para el post-proceso en ftp.rgan.navarra.es. De la red RGAN se han analizado las 7 estaciones que muestra la Tabla 4.3.

ID	Localización	Año Inst.	Tipo Monumento	Antena	Domo	Receptor	
1	ORON	Oronoz	2008	3	Leica AX1202 GG	None	Leica GRX1200 GG Pro
2	PAMP	Pamplona	2008	3	Leica AX1202 GG	None	Leica GRX1200 GG Pro
3	ALSA	Alsasua	2008	3	Leica AX1202 GG	None	Leica GRX1200 GG Pro
4	LOSA	Los Arcos	2008	3	Leica AX1202 GG	None	Leica GRX1200 GG Pro
5	SANG	Sangüesa	2008	3	Leica AX1202 GG	None	Leica GRX1200 GG Pro
6	TAFA	Tafalla, Spain	2008	3	Leica AX1202 GG	None	Leica GRX1200 GG Pro
7	TUDE	Tudela	2008	3	Leica AX1202 GG	None	Leica GRX1200 GG Pro

Tabla 4.3: Información y características de las estaciones de la red RGAN utilizadas en este estudio. El tipo de monumento es: (3) mástil de acero en el tejado de un edificio.

- La red **Topo-Iberia** en España (véase Capítulo 3, (Garate *et al.*, 2008)). Para este estudio se han procesado los datos de tres estaciones de la red, situadas en Aragón y País Vasco, a pesar de que estas estaciones en el momento del análisis tenían 3,3 años de observaciones en lugar de los 3,5 propuestos para el resto de estaciones. Actualmente el uso de los datos de las estaciones CGPS están restringidos a los investigadores integrantes del proyecto con vistas de hacerlos públicos en un futuro.

ID	Localización	Año Inst.	Tipo de Monumento	Antena	Domo	Receptor	
1	ASIN	Asin de Broto	2008	4	TRM29659.00	SCIT	TRIMBLE NETRS
2	FUEN	Fuencalderas	2008	1	TRM29659.00	SCIT	TRIMBLE NETRS
3	LNDA	Landa	2008	1	TRM29659.00	SCIT	TRIMBLE NETRS

Tabla 4.4: Información y características de las estaciones de la red Topo-Iberia utilizadas en este estudio. Los tipos de monumentos son: (1) Pilar de hormigón anclado a la roca madre, (4) Tripode de acero anclado a la roca madre.

- Las estaciones situadas en Aragón, ZARA y EPSH (Tabla 4.5 y Figura 4.13), pertenecen a la red **ERGNSS** (Estaciones de Referencia GNSS) del Instituto Geográfico Nacional (IGN; www.ign.es/ign/layoutIn/actividadesGeodesiaGnss.do) y a la **Escuela Politécnica Superior de Huesca** respectivamente. Los datos de ambas estaciones son de uso público y se pueden descargar por ftp en <ftp://geodesia.ign.es> y <http://gestar1.unizar.es>.

ID	Localización	Año Inst.	Tipo de Monumento	Antena	Domo	Receptor	
1	ZARA	Zaragoza	2006	3	TRM29659.00	None	TRIMBLE NETRS
2	EPSH	Huesca	2007	2	LEIAX1202	None	Leica GX1230

Tabla 4.5: Información y características de las estaciones en la comunidad autónoma de Aragón utilizadas en este estudio. La estación EPSH pertenece a la Escuela Politecnica Superior de Huesca y ZARA que pertenece al IGN. Los tipos de monumentos son: (2) Pilar metálico en tejado de edificio (3) mástil de acero en el tejado de un edificio.

- Por último, la red francesa **RGP** (*Réseau GNSS Permanent*; <http://rgp.ign.fr/> (Duquesnoy, 2003) del *Institut National de l'information Géographique et Forestière* (IGN)). De esta red se han analizado 11 estaciones

pertencientes al sur de Francia (Tabla 4.6 y Figura 4.13). Los datos de la red son de uso público y se pueden descargar a través del ftp '[rgpdata.ign.fr](ftp://rgpdata.ign.fr)'.

ID	Localización	Año Inst.	Tipo Monumento	Antena	Domo	Receptor	
1	AUCH	Auch	2006	2	ASH701945E_M	Snow	ASHTECH UZ-12
2	BARY	Sauveterre	2006	2	ASH701945E_M	Snow	ASHTECH UZ-12
3	BLAZ	S. Pierre D'Irube	2006	9	ASH701945E_M	Snow	ASHTECH UZ-12
4	FJCP	Fontjounceuse	2002	1	ASH701945C_M	Dome	ASHTECH Z-XII3
5	MIMZ	Mimizan	2006	2	LEIAR25	LEIT	LEICA GRX1200GGPRO
6	MSGT	Mercus Garrabet	2007	2	LEIAR25	LEIT	LEICA GRX1200GGPRO
7	MTDM	Mont de Marsan	2007	2	LEIAR25	LEIT	LEICA GRX1200GGPRO
8	PERP	Perpignan	2006	2	LEIAR25	LEIT	LEICA GRX1200GGPRO
9	SCOA	Socoa	2005	2	LEIAT504	None	ASHTECH UZ-12
10	TLMF	Toulouse	2002	2	LEIAT504	LEIS	LEICA GRX1200GGPRO
11	UNME	Pau	2007	2	LEIAR25	LEIT	TPS NETG3

Tabla 4.6: Información y características de las estaciones de la red francesa RGP utilizadas en este estudio. Los tipos de monumentos son: (1) Pilar de hormigón anclado a la roca madre (2) Pilar metálico en tejado de (9) Pilar metálico en el en el suelo.

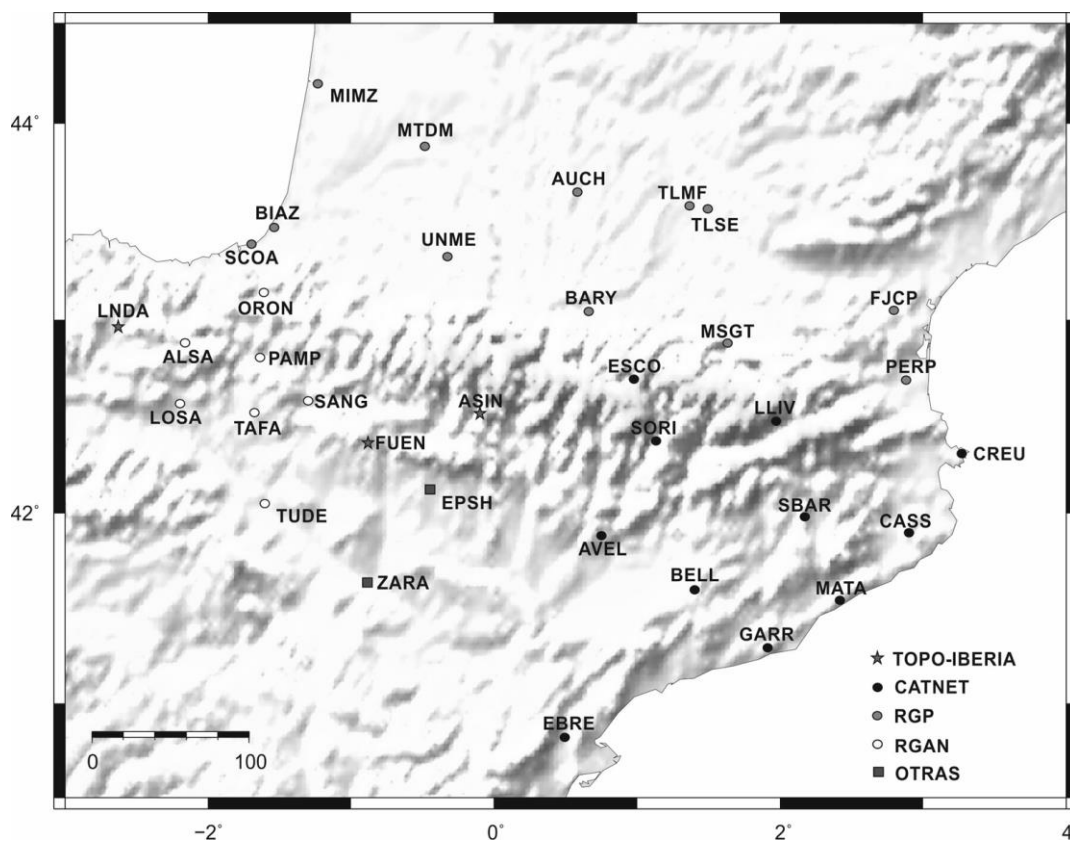


Figura 4.13: Mapa con la localización de las estaciones, clasificadas por redes, utilizadas en el estudio de la cordillera Pirenaica (ver Tablas 4.2 - 4.6).

ID	Localización	Año Inst.	Tipo Monumento	Antena	Domo	Receiver	
1	BOR1	Borowiec, Poland	1994	1	AOAD/M_T	None	TRIMBLE NETRS
2	BRUS	Brussels, Belgium	1993	2	ASH701945B_M	None	ASHTECH Z-XII3
3	CAGL	Cagliari, Italy	1995	1	TRM29659.00	None	TRIMBLE 4700
4	GRAS	Calern, France	1995	1	ASH701945E_M	None	ASHTECH UZ-12
5	HERS	Herstmonceux, U.K.	1992	5	ASH700936E	None	ASHTECH Z-XII3

6	KOSG	Kootwijk, Netherlands	1991	5	AOAD/M_B	DUTD	Leica GRX1200 GG Pro
7	LAGO	Lagos, Portugal	2000	5	LEIAT504GG	None	Leica GRX1200 GG Pro
8	MARS	Marseille, France	1998	6	LEIAT504GG	Leis	Leica GRX1200 GG Pro
9	POTS	Potsdam, Germany	1994	7	jav_ringant_g3t	None	javad tre_g3th delta
10	RABT	Rabat, Morocco	2000	8	TRM29659.00	SCIT	ASHTECH UZ-12
11	SFER	San Fernando, Spain	1995	3	TRM29659.00	None	TRIMBLE NETRS
12	TLSE*	Toulouse, France	2001	3	TRM59800.00	None	TRIMBLE NETR5
13	VILL	Villafranca, Spain	1994	1	AOAD/M_T	None	ASHTECH UZ-12
14	WTZR	Bad Koetzing, Germany	1995	3	LEIAR25.R3	LEIT	LEICA GRX1200+GNSS
15	ZIMM	Zimmerwald, Switzerland	1993	3	TRM29659.00	None	TRIMBLE NETRS

Tabla 4.7: Información y características de las estaciones de la red Europea EUREF analizadas. Los tipos de monumentos son: (1) Pilar de hormigón anclado a la roca madre (2) Pilar metálico en tejado de edificio (3) mástil de acero en el tejado de un edificio (5) mástil de acero anclado en la roca madre (6) placa de aluminio en el tejado de un edificio (7) Pilar de hormigón en el tejado de un edificio (8) Perno de acero en el tejado de un edificio.

Para realizar este estudio también se han recopilado e incluido los datos de 14 estaciones CGPS (Tabla 4.7 y Figura 4.14) localizadas fuera del área de estudio con el objetivo de definir un marco de referencia estable para evaluar la deformación de los Pirineos. Todas estas estaciones adicionales provienen de la red Europea EPN-EUREF (*European Permanent Network*; <http://www.epncb.oma.be/> (Bruyninx *et al.*, 2001)) y los ficheros RINEX se pueden descargar gratuitamente a partir del <ftp.epncb.oma.be>. Cabe destacar que, actualmente, muchas de las estaciones de las redes anteriormente mencionadas están integradas a su vez en la red europea de EUREF y en la red mundial del IGS (*International GNSS Service*; <http://igs.cb.jpl.nasa.gov/> (Beutler *et al.*, 2008).

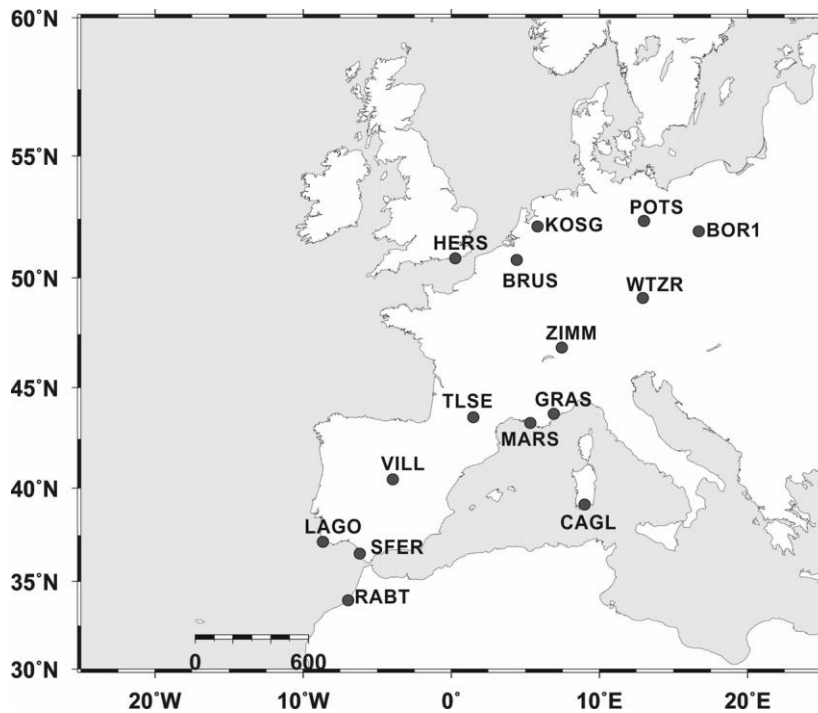


Figura 4.14: Mapa con la localización de las estaciones EUREF (Tabla 4.7) utilizadas para definir un marco de referencia estable.

4.6 Procesado de datos GPS

En la actualidad, son numerosos los estudios sobre la deformación intersísmica realizados con técnicas GPS usando diferentes software de procesado y metodologías. Aunque existen muchos más paquetes desarrollados para el cálculo de la deformación, hay tres software de alta precisión, ampliamente usados por investigadores de todo el mundo y se encuentran comúnmente referenciados en la literatura científica. Estos tres software son:

- BERNESE desarrollado por el *Astronomical Institute of the University of Bern* (AIUB; <http://www.bernese.unibe.ch/>; (Hugentobler et al., 2006)), basado en el método diferencial (véase capítulo 2.2.4).
- GAMIT/GLOBK (www-gpsg.mit.edu/(Herring et al., 2010)) diseñado en Estados Unidos por el *Massachusetts Institute of Technology* (MIT), y basado también en el método diferencial.
- GIPSY OASIS desarrollado por el *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) en los Estados Unidos (<https://gipsy-oasis.jpl.nasa.gov/> (Webb y Zumberge, 1997)). Este software usa el método PPP para calcular las posiciones (véase capítulo 2.2.4).

El resto de paquetes de alta precisión existentes son el resultado de investigaciones geodésicas realizadas por diferentes universidades y laboratorios de investigación y suelen estar limitados a las instituciones por las que han sido desarrollados. Cabe señalar que a diferencia de los paquetes comerciales, el manejo adecuado y la comprensión de los software enumerados anteriormente requiere una considerable inversión de tiempo. Para ello, la participación en cursos ofertados por los mismos distribuidores es primordial.

Para el análisis de datos GPS de esta tesis se ha utilizado el software GAMIT/GLOBK siguiendo la metodología en tres pasos descrita en McClusky et al. (2001) y McClusky et al. (2003) para la estimación de velocidades GPS horizontales del orden de mm/a. Como el propio nombre indica, el software utilizado consta de dos programas:

- GAMIT, que procesa los datos GPS en bruto, es decir, las fases GPS en formato RINEX, dando como resultado las soluciones diarias.
- GLOBK, que se encarga de combinar las soluciones diarias obtenidas en GAMIT y que es capaz de generar las series temporales y el campo de velocidades.

En este apartado se explicará en detalle la metodología y los parámetros utilizados en el análisis de datos GPS, así como conceptos relacionados para una mejor comprensión del procesado.

4.6.1 El marco de referencia

Antes de comenzar con la descripción sobre el procesado de datos es crucial entender el concepto de marco de referencia, especialmente cuando el objetivo del estudio es el monitoreo de la deformación cortical. Distintas observaciones realizadas en diferentes lugares y tiempos necesitan una referencia común para poder ser comparadas. Es por este motivo que el sistema de referencia debe ser estable en el tiempo.

En los estudios geodinámicos se utiliza un Marco de Referencia Terrestre (*Terrestrial Reference System (TRS)*) para la determinación de coordenadas sobre la tierra y para estudiar el movimiento y la deformación de la corteza terrestre. Un TRS es un sistema de referencia matemático que viene definido por: un punto de origen o *datum*, una orientación y una escala. Los sistemas de referencia no se pueden determinar a partir de medidas, sino que se definen convencionalmente a través de observaciones, es decir, a partir de un conjunto de puntos, lugares localizados en la superficie terrestre, con coordenadas y velocidades conocidas que sirven para materializar en el espacio el sistema de referencia.

El ITRF (*International Reference Frame*; <http://itrf.ensg.ign.fr/general.php>) es el sistema de referencia más utilizado en estudios geodinámicos (e.g. Boucher y Altamimi, 1993; Altamini *et al.*, 2011; Altamini *et al.*, 2007). Este sistema de referencia está gestionado por el *International Earth Rotation System Services (IERS)*. El sistema de referencia ITRF se materializa a partir de diferentes estaciones distribuidas por todo el mundo y equipadas con técnicas geodésicas (Boucher y Altamimi, 1993): GPS, VLBI (*Very-long-baseline interferometry*), SLR (*Satellite Laser Ranging*) y DORIS (*Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite*). Por convenio, el sistema ITRF se define a partir de:

- **Origen:** definido como el centro de masa de la Tierra incluyendo los océanos y la atmósfera. Está determinado mediante SLR.
- **Orientación:** donde el eje z es coincidente con el polo de rotación de la Tierra y los ejes x e y están en el mismo plano que el meridiano de Greenwich. Esta orientación se basa en las coordenadas y velocidades de una selección de estaciones que deben cumplir indispensablemente 3 requisitos; poseer observaciones continuas de los últimos 3 años, estar situadas lejos de zonas de deformación y cuya velocidad sea inferior a 3 mm/a. La orientación, además, tiene la condición de *No-Net-Rotation (NNR)*. Esta condición se basa en que no existen rotaciones de las placas tectónicas sobre el manto y que por tanto, la suma de las velocidades de las placas sobre toda la Tierra es cero. Para la condición de NNR en el sistema ITRF2005 y anteriores se utilizaba el modelo cinemático geológico *NNR-NUVEL-1A* (DeMets *et al.*, 1994). A partir del ITRF2008 se utiliza un modelo basado en las propias velocidades de las estaciones ITRF llamado *APKIN2005* (Drewes, 2009).

- **Escala:** se determina usando SLR y VLBI. Puesto que se trata de un sistema internacional su base es el metro.

Desde 1988 hasta la actualidad el *IERS* han realizado 11 sistemas de referencia terrestres. El último es el ITRF2008 (Altamimi *et al.*, 2011), y consta de 934 estaciones localizadas en 580 localidades, con 463 estaciones en el hemisferio norte y 117 en el hemisferio sur.

4.6.2 Soluciones diarias (GAMIT)

En el primer paso del análisis de los datos se ha usado la técnica de las dobles diferencias en las observaciones de las fases GPS para estimar las coordenadas de las estaciones junto con los retardos cenitales atmosféricos para cada estación, los parámetros de orientación de la tierra (*EOP: Earth Orientation Parameters*) y las órbitas a través del software GAMIT (véase Figura 4.16). En esencia, GAMIT estima las soluciones de las posiciones de cada estación por separado sin tener en cuenta el sistema de referencia a partir de 4 módulos principales:

- ARC: se ocupa de la integración de las órbitas de los satélites GPS.
- MODEL: modela la fase y genera las derivadas parciales.
- AUTCLN: “limpia” los datos GPS y repara los ciclos perdidos (*cycle slip*).
- SOLVE: obtiene la mejor solución basándose en el método de los mínimos cuadrados.

La solución del programa se almacena en unos ficheros denominados h (*h-file*) más comúnmente conocidos como “*loosely constrained solution*”. En estos ficheros se guardan los parámetros estimados y las covarianzas para cada día y estación. Esta solución se llama “imprecisa” (o *loose* en inglés) porque todos los parámetros en este paso se estiman simultáneamente sin aplicar restricciones muy rigurosas.

La estrategia de GAMIT está bien documentada en la literatura (e.g. Feigl *et al.*, 1993; Dong *et al.*, 1998) por lo que a continuación tan solo se presentan los parámetros de configuración más destacables de GAMIT que se han utilizado en esta tesis para obtener las soluciones diarias “imprecisas” (*daily loose solution*).

- Se ha utilizado el modo “RELAX” para resolver las posiciones de las estaciones y los parámetros orbitales usando las órbitas finales calculadas por el IGS (*International GNSS Service*). En esta etapa se han utilizado unas restricciones moderadas (5-10 cm) para ayudar en la resolución de las ambigüedades de las fases en pasos posteriores.
- Las ambigüedades son corregidas usando los ajustes de las pseudodistancias (LC_AUTCLN). Se aplica un procedimiento automático de limpieza para

reparar los ciclos perdidos (*cycle slips*) usando AUTCLN. Los ciclos perdidos son las discontinuidades en la medición de fase debido a la pérdida de conexión durante el seguimiento de un satélite.

- Las observaciones son ponderadas a través de un procedimiento dependiente de la elevación usando la ecuación $[a^2+b^2/\sin(\text{Elevación})^2]$ donde una elevación de 10° ha sido la utilizada.
- Las funciones de Niell de mapeo han sido utilizadas para proyectar el retraso del cenit (Niell, 1996). El modelo GPT (*Global Pressure and Temperature*) disponible en la página web del IERS se ha utilizado para calcular los valores de este retraso ZHD (*Zenith Hydrostatic Delay*).
- Se ha utilizado el modelo IGS05 para fijar los centros de fase de las antenas y de los receptores GPS.
- Se ha modelado el efecto de las mareas terrestres (*Solid Earth Tides*) con el modelo IERS03 (McCarthy y Petit, 2004), y el efecto de la carga de la masa oceánica usando el modelo FES2004 (*Finite Element Solution*(Lyard *et al.*, 2006)).
- Los efectos de la carga hidrológica no han sido modelados con el programa, puesto que no hay un modelo de carga hidrológica integrado en GAMIT hasta el momento. Gracias a la colaboración del Dr. Tony Lowry y el Dr. Ashutosh Chamoli (comunicación personal) este efecto se ha modelado a posteriori sin encontrar ninguna diferencia significativa al menos en las componentes horizontales. Ambos Doctores, de *Utah State University*, generaron los ficheros que contienen la respuesta elástica de la carga de la humedad del suelo para el emplazamiento de las estaciones utilizadas y para el periodo de tiempo analizado, con un espaciado mensual. Para eliminar el efecto de la carga hidrológica, se interpoló una media mensual para nuestras medidas y se substrajeron los valores del fichero proporcionado, obteniendo así las nuevas series temporales.

Debido al, relativamente, gran número de estaciones a procesar en nuestro análisis, hemos utilizado una estrategia de procesado por redes, donde el máximo número de estaciones usada en cada red es de 40. Esta estrategia nos permite ahorrar CPU ya que el peso computacional se incrementa exponencialmente con el número de estaciones a procesar.

El indicador de calidad de la solución diaria obtenida por el programa es la media cuadrática normalizada (nrms) del “*postfit*” (del ajuste de la posición). Esta se define como la raíz cuadrada de Chi cuadrado (χ^2) dividido por los grados de libertad (*dof*: *degrees of freedom*).

Ec. 4.1:
$$nrms = \sqrt{(\chi^2/dof)}$$

Según Herring *et al.* (2006), el valor aconsejado para este estadístico debería tener un valor máximo de 0,22. Los valores de este estadístico obtenidos para los datos procesados en el estudio de los Pirineos varían entre 0,12 y 0,19, con una media de 0,17, lo que indica una buena calidad de las soluciones diarias obtenidas (Figura 4.15). Este valor está muy relacionado con la capacidad de seguimiento de los receptores, los modelos de las antenas, los modelos de las órbitas, etc...

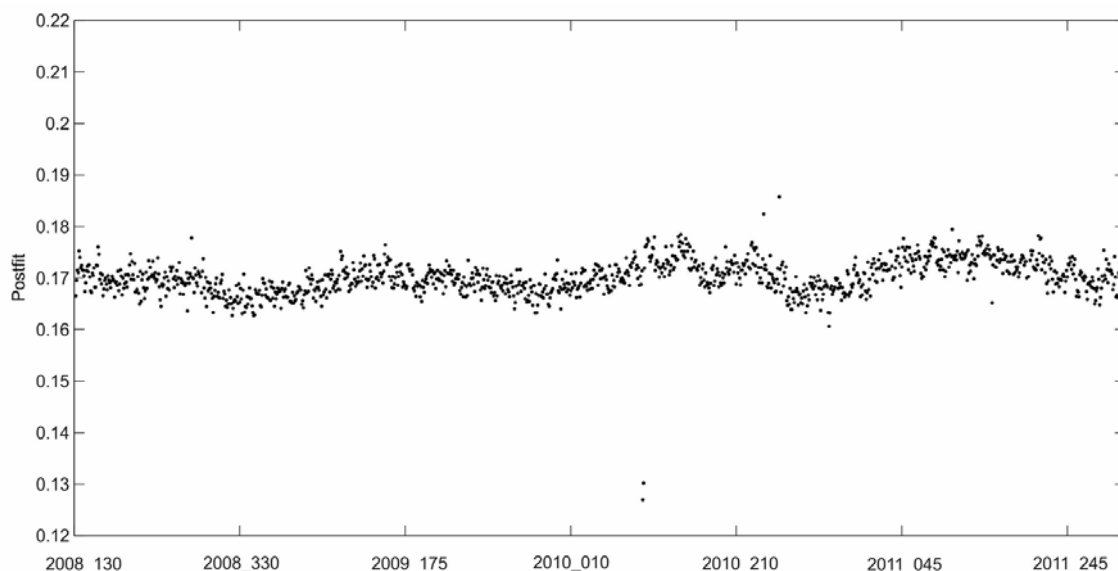


Figura 4.15: Valores del *nrms* del *postfit* de las soluciones diarias obtenidas en GAMIT para los 3,5 años de datos procesados. El eje de las *x* indica el año y el día juliano

4.6.3 Combinación de las soluciones diarias (GLOBK)

El segundo paso del análisis de los datos consiste en la generación de series temporales en un sistema de referencia robusto a partir del software GLOBK. GLOBK es una *suite* de programas diseñados para combinar resultados geodésicos que proporciona de una manera rápida las soluciones de grandes redes de estaciones, combinando desde varios días hasta años de datos y proporcionando un marco de referencia para las velocidades de las estaciones. A grandes rasgos, GLOBK se subdivide en dos programas (Figura 4.16):

- GLRED: se encarga de combinar las soluciones obtenidas por GAMIT. Calcula y analiza las repetibilidades, es decir, genera las series temporales.
- GLORG: dota las soluciones de un marco de referencia.

GLOBK usa como input los ficheros binarios llamados “ficheros h” generados por GAMIT (véase el anterior apartado), que contienen las soluciones geodésicas con sus covarianzas. El módulo GLOBK utiliza un filtro Kalman suavizado (Dong *et al.*, 1998; Reilinger *et al.*, 2006) para combinar las soluciones diarias imprecisas (*loosely constrained solutions*), las órbitas, los EOP y sus covarianzas, y obtener una posición consistente de las estaciones. Además, GLOBK puede incorporar un proceso de ruido

Random Walk en su estimación, un método para tener en cuenta un ruido en las series temporales y obtener así incertidumbres más realistas (véase capítulo 4.5.4).

Con un poco más de detalle matemático, el modelo de estimación linealizado que relaciona los parámetros observados con los estimados en la época t para obtener las posiciones consistentes se expresa según Blewitt (1997) como:

$$\text{Ec. 4.2:} \quad Y_t = A_t X_t^t + V_t$$

Donde Y_t es la diferencia entre las observaciones y los valores teóricos calculados a partir de los valores a priori de los parámetros, A_t es la matriz de las derivadas parciales de las ecuaciones de las observables linealizadas mediante Taylor, X_t^t son los ajustes de los valores a priori de los parámetros, y V_t las residuales representando el ruido de las mediciones. El cálculo se lleva a cabo secuencialmente. Los parámetros estimados para la siguiente época ($t+1$) son:

$$\text{Ec. 4.3:} \quad X_{t+1}^t = S_t X_t^t$$

$$\text{Ec. 4.4:} \quad C_{t+1}^t = S_t C_t^t S_t^T + W_t$$

Donde los superíndices están referidos a la última época de los últimos datos incluidos en la estimación y su matriz de covarianza C^t en la época t . S_t es la matriz de transición que relaciona los parámetros estimados en diferentes épocas. W_t es el vector de perturbación aleatoria que afecta al estado durante el intervalo de las dos épocas (t y $t+1$). Esto se aplica a la época $t+1$ de la siguiente manera:

$$\text{Ec. 4.5:} \quad X_{t+1}^{t+1} = X_{t+1}^t + K (Y_{t+1} - A_{t+1} X_{t+1}^t)$$

$$\text{Ec. 4.6:} \quad C_{t+1}^{t+1} = C_{t+1}^t - K A_{t+1} C_{t+1}^t$$

El cálculo para la época $t+1$ incluye una función de ganancia Kalman K :

$$\text{Ec. 4.7:} \quad K = C_{t+1}^t A_{t+1}^T (V_{t+1} + A_{t+1} C_{t+1}^t A_{t+1}^T)^{-1}$$

Esta secuencia de estimación se llama el filtro directo Kalman (véase Herring *et al.*, 2010; Herring *et al.*, 1990). El filtro Kalman en GLOBK comienza a partir de unos valores a priori especificados. Los parámetros estimados por GLOBK se pueden tratar para seguir un proceso estocástico o para ser determinista. Hasta aquí se obtiene la combinación de la solución imprecisa que nos da la posición precisa en el marco de referencia ITRF2008 (Altamimi *et al.*, 2011).

En este estudio, se han combinado las soluciones diarias de GAMIT obtenidas en las dos redes creadas para ahorrar CPU y se ha analizado la repetibilidad de las coordenadas a través del módulo GLRED. Durante el proceso de combinación en GLOBK, la consistencia de cada nueva solución añadida se calcula usando el estadístico χ^2 / df . Este

test estadístico mide la distorsión entre las redes combinadas. El valor cercano a 1 de χ^2/df indica un buen ajuste de las posiciones de las series temporales.

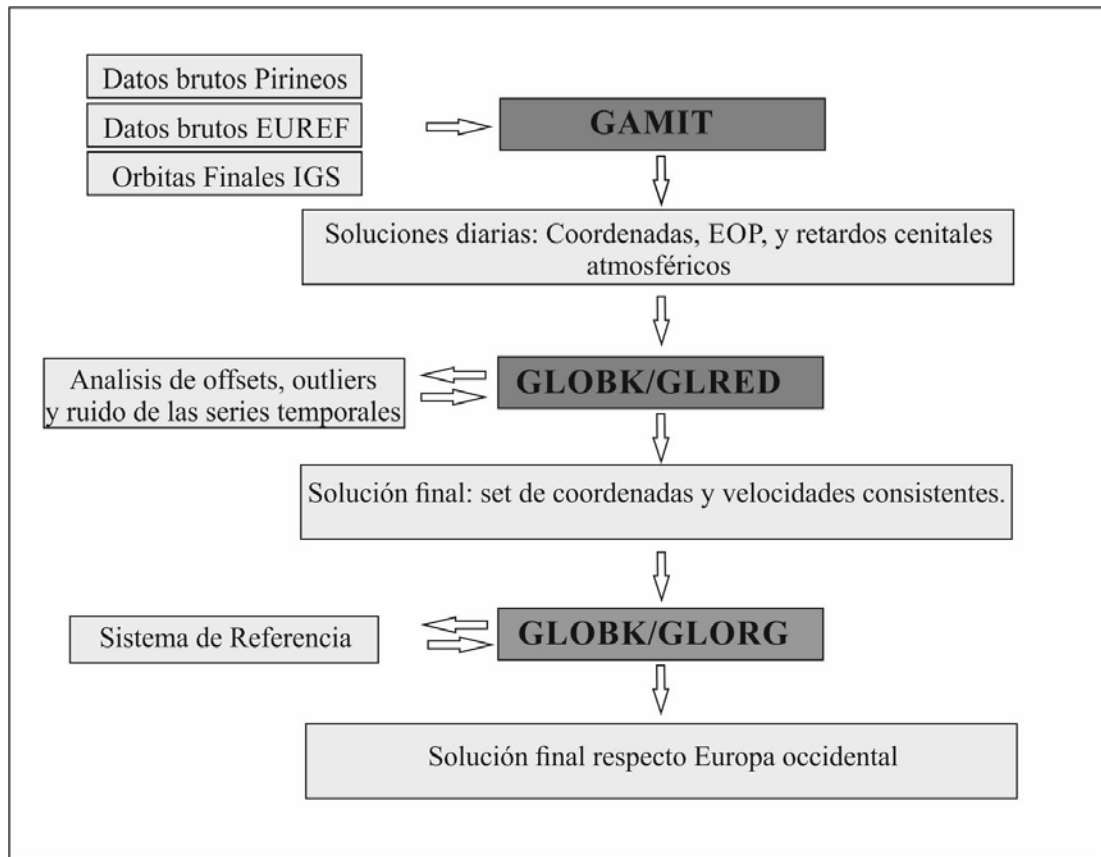


Figura 4.16: Esquema de la estrategia del procesamiento de datos con el software GAMIT/GLOBK.

La segunda parte del análisis es la generación de las series temporales en un marco de referencia consistente con el módulo GLORG. Esto se obtiene mediante la minimización de cada solución diaria a partir de un grupo de estaciones seleccionadas en una operación iterativa llamada estabilización. En este análisis se han utilizado 31 estaciones para la estabilización: AUCH, BARY, BELL, BOR1, BRUS, CAGL, EBRE, EPSH, FJCP, FUEN, GARR, GRAS, HERS, KOSG, LAGO, LLIV, MARS, MIMZ, MSGT, ORON, POTS, RABT, SBAR, SFER, SORI, TLSE, UNME, VILL, WTZR, ZARA y ZIMM. La estabilización se basa en un proceso iterativo para eliminar estaciones cuyas posiciones no son consistentes con las posiciones (coordenadas) a priori definidas en el marco de referencia ITRF2008 (Altamimi *et al.*, 2011), al tiempo que se permite una translación y una rotación de la solución (e. g. Dong *et al.*, 1998). Las series temporales derivadas de la combinación de las soluciones diarias han sido limpiadas de *outliers* (valores anómalos) y *offsets* (saltos bruscos de las series temporales), antes de estimar las velocidades (véase apartado 4.5.3.1). En el Anexo B se pueden ver las series temporales obtenidas para las estaciones emplazadas en los Pirineos.

4.6.3.1 Análisis de *offsets* y *outliers*.

Los *offsets* son discontinuidades en las posiciones de las series temporales debido a terremotos, cambios de antena, etc... Estos *offsets* pueden sesgar la estimación de la velocidad y por consiguiente la interpretación geológica. Los *outliers* son valores anómalos de la posición calculada resultado de cambios en el receptor o antena, picos de tensión en la corriente o fallos en el proceso de resolver las ambigüedades por el software.

Generalmente, los grandes *offsets* no documentados son fácilmente detectables a partir de una simple inspección visual. Sin embargo, los *offsets* de pequeño valor y/o no documentados son muy difíciles de detectar visualmente y pueden introducir un ruido correlacionado en las series temporales (Williams, 2003).

Tanto las series temporales que se han obtenido como las velocidades que se presentan en esta tesis han sido examinadas exhaustivamente para detectar los *outliers* y *offsets* presentes. Todos los *offsets* detectados en este estudio son debidos a cambios de antena y se han corregido manualmente gracias a los *logs* de las estaciones y su posterior comprobación visual. Los *outliers* se han corregido a partir de unas pequeñas aplicaciones que hemos desarrollado (*Cshell-Scripts*) y en algunos casos manualmente con la aplicación *Tsview* implementada en *MATLAB* por el Dr. Herring del *Massachusetts Institute of Technology* (Herring, 2003). Para obtener las series temporales “limpias”, se han permitido *offsets* causados por cambios de antenas para ser estimados posteriormente. Sin embargo se ha eliminado cualquier estimación de la posición con un error asociado mayor a 20 mm o cuyo valor difería en más de 10 mm del mejor ajuste de la línea de tendencia.

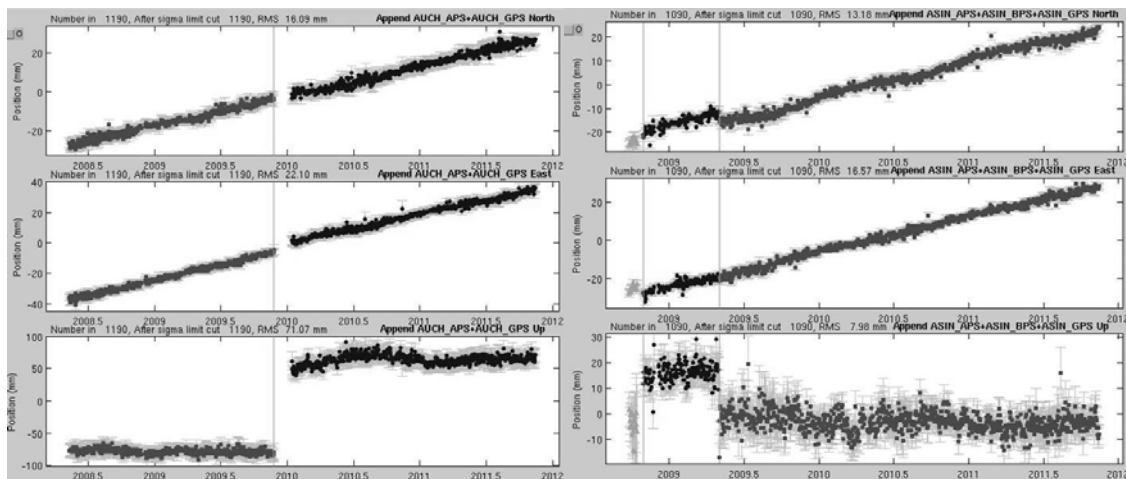


Figura 4.17: Ejemplos de *offsets* presentes en la estación AUCH (izquierda) y ASIN (derecha) para las tres componentes (norte, este y vertical), causados por cambios de antena, visualizados a partir de la aplicación *Tsview* (Herring, 2003).

4.6.4 Modelo de error

Una vez calculada la posición a lo largo del tiempo obtenemos la serie temporal. Estas series temporales se verán afectadas por señales periódicas (anuales o semi-anuales) o por ruido aleatorio. Las series temporales se pueden modelar como una combinación lineal (Langbein, 2004) de la siguiente manera:

$$\text{Ec. 4.8: } x(t_i) = x_0 + b_{t_i} + c \sin(2\pi t_i) + d \cos(2\pi t_i) + e \sin(4\pi t_i) + f \cos(4\pi t_i) + \sum_{k=1}^l v_k (t_i - t_k) H(t_i - t_k) + \sum_{j=1}^l o_j H(t_i - t_j) + v_i$$

Donde t_i es la época de la solución diaria, x_0 y b son la posición inicial y la tasa lineal respectivamente. Los coeficiente c , d , e y f representan los términos anuales y semi-anuales; $H(t_i - t_j)$ es la función Heaviside (o “función escalón”); v_k son los cambios en la tasa, O_j son los offsets de la serie temporal y v_i representa los errores de medición.

Dado que la tasa de deformación que se espera para los Pirineos es muy pequeña, es especialmente importante una rigurosa metodología y análisis de las series temporales, velocidades y sus errores. En este capítulo nos centraremos en el análisis de las señales periódicas, así como el ruido que afecta a la señal.

4.6.4.1 Señales periódicas

La periodicidad estacional en las series temporales GPS han sido objeto de diferentes estudios (e.g. vanDam *et al.*, 1994; Tregoning y van Dam, 2005). Estas periodicidades se pueden relacionar con diferentes efectos locales como la carga atmosférica, carga oceánica o la carga hidrológica. En general la componente que queda más afectada por estas señales anuales o semi-anuales es la vertical. Como veremos en el apartado 4.7.1, estas señales pueden sesgar la estimación de la velocidad y esto es muy importante cuando estos cálculos tienen el objetivo de analizar los movimientos en zonas de deformación lenta como los Pirineos donde se requiere una gran precisión.

Los términos anuales y semi-anuales se han estimado a partir del módulo *tsfit*, del *suite* de aplicaciones GLOBK, y aplicados para la obtención de las series temporales finales y el consecuente campo de velocidades. En esta tesis además de utilizar *tsfit* para calcular estos términos se ha utilizado el programa CATS (Williams, 2008), basado en la estimación por máxima verosimilitud (*MLE: Maximum Likelihood Estimation*), para testar los términos anuales y semi-anuales presentes en las series temporales y el efecto en las incertidumbres calculadas (véase capítulo 4.7.1). La Figura 4.18 muestra la gran señal anual presente en las componentes horizontales de las estaciones TUDE y LOSA, situadas el Pirineo Occidental. A partir del análisis del espectro de potencias realizado con CATS (Figura 4.20) se puede observar picos en el periodo correspondiente a un año y en algunos casos picos en periodos semi-anuales, principalmente para aquellas estaciones dónde detectar esta señal no era tan evidente a partir de las series temporales.

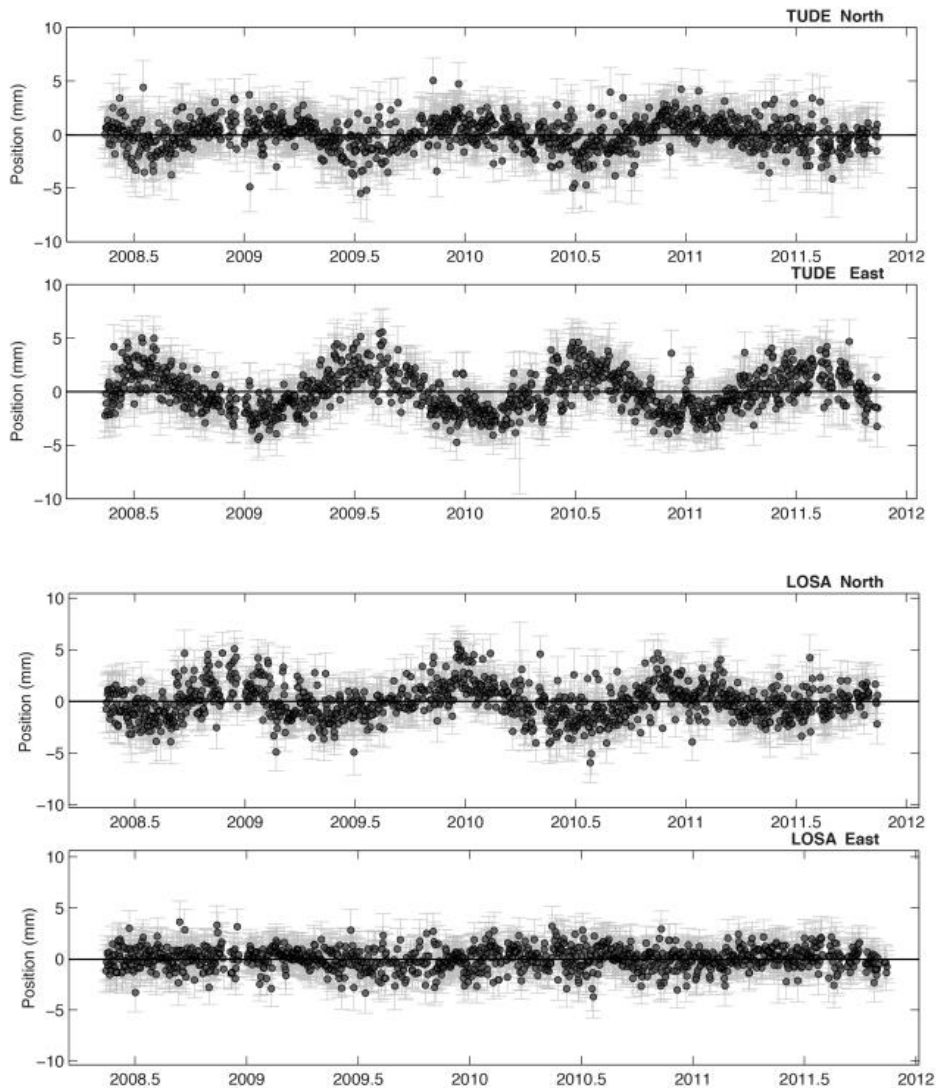


Figura 4.18: Ejemplo de señal anual de las estaciones de TUDE y LOSA para las componentes Este y Norte.

El estudio realizado por Blewitt y Lavallé (2002) demuestra el efecto de las señales anuales en las velocidades geodésicas. En ese estudio las coordenadas de las estaciones GPS en un marco de referencia global muestran una variación de las amplitudes de 2 mm para las componentes horizontales y 4 mm para la componente vertical, siendo en algunas estaciones el doble. Los autores desarrollaron un modelo para calcular el nivel de desviación de las velocidades que no tenían en cuenta la señal anual. Tal y como indica la Figura 4.19 tomada del estudio realizado por los autores, la estimación de las señales anuales no es necesaria para ventanas temporales mayores a 4,5 años, a partir de donde el “bias” de la velocidad tiende a ser despreciable rápidamente. Para ventanas temporales de observaciones inferiores a 2,5 años, el “bias” de la velocidad se considera inaceptablemente grande, y el cálculo simultáneo de la señal anual no mejora necesariamente las soluciones, las cuales tienden a ser rápidamente inestables debido a los parámetros correlacionables. Los autores concluían el artículo recomendando que 2,5 años fuera adoptado como un mínimo estándar de ventana temporal para calcular

velocidades cuya finalidad fuera la interpretación tectónica o la creación de un marco de referencia.

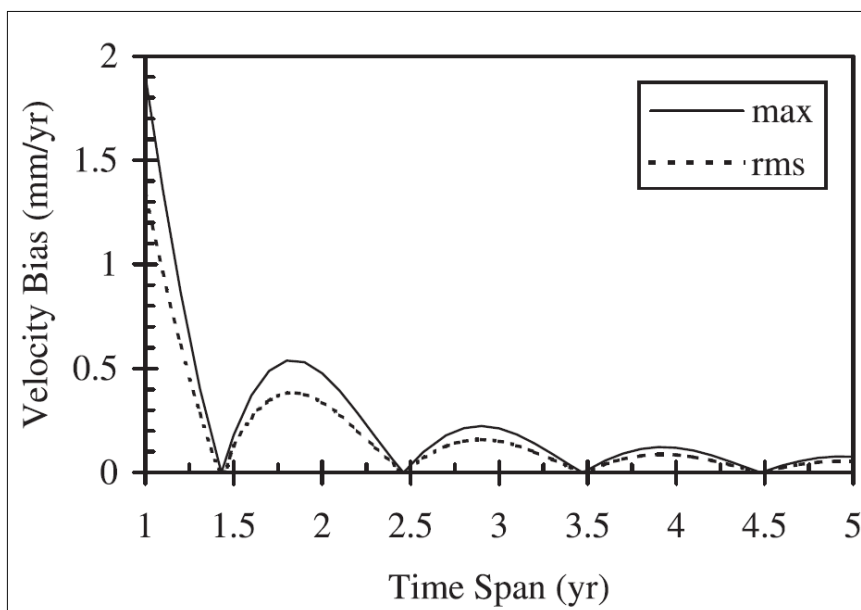


Figura 4.19: BIAS de la velocidad debido a las señales anuales versus la ventana temporal de observaciones. La línea punteada muestra el bias rms y la línea continua el máximo bias posible. Figura tomada de Blewitt y Lavallé (2002).

Por este motivo para realizar este estudio, y tras testear la influencia de las señales anuales sobre las propias estaciones de estudio en Pirineos en varias ventanas temporales (capítulo 4.7.1 y Figura 4.25), se ha escogido una ventana temporal de 3,5 años de observaciones (desde 2008.3 hasta 2011.8). La ventana temporal de 3,5 años corresponde al máximo registro disponible para las estaciones más occidentales de los Pirineos que cumplen con los periodos con una mínima influencia de la señal anual propuesta por Blewitt y Lavallé (2002).

4.6.4.2 Características del ruido en las series temporales GPS

Las series temporales de las posiciones estimadas para esta tesis (Anexo B) dejan claro que la mayoría del ruido en las observaciones GPS no es aleatorio, y que contienen unas correlaciones temporales que van de semanas a meses, muy a menudo con una fuerte relación estacional tal y como muestra la Figura 4.18 y los espectros de potencia de la Figura 4.20.

El ruido correlacionado incluye efectos asociados con el movimiento potencial del monumento, las incertidumbres en las órbitas de los satélites, variables atmosféricas y variables ambientales locales. A pesar de que con frecuencias altas de muestreo y/o con largas ventanas temporales de mediciones se puede minimizar el ruido blanco (*White noise WN*) es decir el ruido aleatorio, estos métodos no son nada útiles para el ruido

correlacionado. Por este motivo, los modelos que incorporan solo WN, generalmente subestiman las incertidumbres.

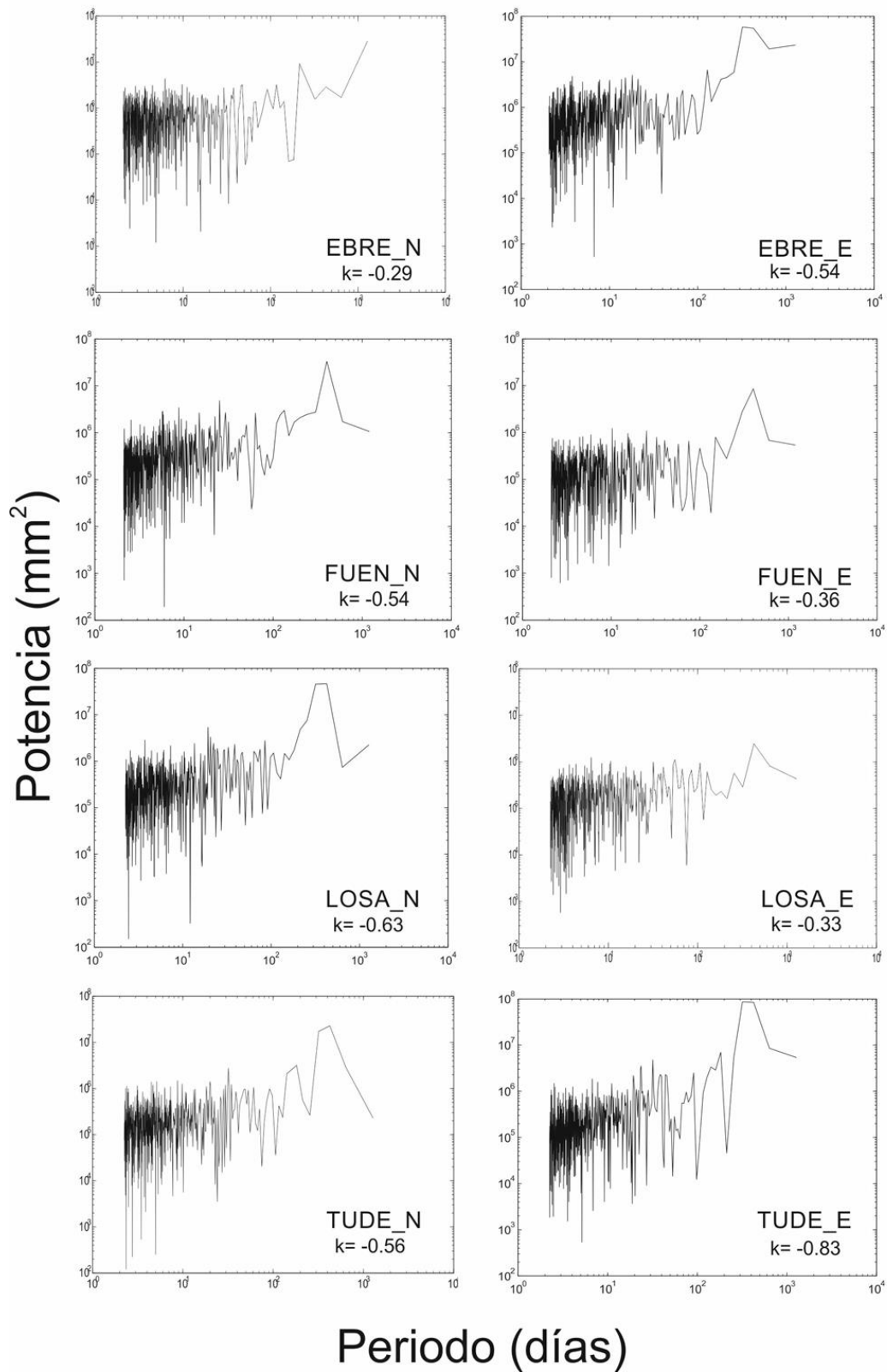


Figura 4.20. Espectro de potencias para las componentes horizontales de las estaciones EBRE, FUEN, LOSA y TUDE. k representa los índices espectrales los cuales indican WN y FN.. Nótese el pico en el espectro para la frecuencia correspondiente al año, véase el texto para más detalles.

La detección del ruido presente en las series temporales es una de las tareas básicas ya que nos aporta una información geofísica y nos ayuda a la interpretar los resultados. Diferentes estudios dedicados al análisis del ruido de las series temporales continuas de GPS (e.g. Williams *et al.*, 2004; Mao *et al.*, 1999) han demostrado que el ruido que mejor representa a la mayoría de series temporales continuas GPS es una combinación de señal estacional, ruido blanco (*WN*) y el *Flicker Noise* (*FN*).

Una aproximación para calcular las incertidumbres más realísticas posibles es realizar un análisis espectral de las series temporales donde se estiman estas tres componentes (señal periódica, *WN* y *FN*). Las series temporales se pueden analizar a partir de la ley de potencias (Power law). El análisis del espectro de potencias se describe como:

$$\text{Ec. 4.9:} \quad P_x(f) = P_0 (f/f_0)^k$$

Donde f es la frecuencia temporal, P_0 y f_0 son las constantes normalizadas y k es el índice espectral (Williams *et al.*, 2004). Un ruido blanco puro se caracteriza por un índice espectral $k=0$. El ruido *Random Walk* (*RW*) tiene un $k = -2$, y un *Flicker Noise* tiene un índice espectral de $k = -1$.

En este estudio se ha realizado el análisis espectral para las componentes horizontales de las series temporales del área de estudio por el método de MLE (Maximum Likelihood Estimation) usando el programa CATS desarrollado por el Dr Williams, (Williams, 2008) con el fin de caracterizar los patrones generales del modelo de error (Figura 4.20). Los valores del índice espectral obtenidos varían entre $-0,20$ y $-0,90$, con un valor medio de $-0,50$ lo cual indica que las series temporales analizadas se describen mejor como un modelo de *WN* y *FN*, un resultado similar a estudios previos de análisis de series temporales de estaciones globales (e.g. Santamaría-Gómez *et al.*, 2011; Mao *et al.*, 1999).

La desventaja de la aproximación mediante el análisis espectral es que la componente de *FN* no se puede incluir directamente en la solución de velocidad que se calcula a partir de un filtro Kalman (apartado 4.5.3) y que tan sólo acepta un proceso *Gauss-Markov* de primer orden. Herring *et al.* (2003) propuso una aproximación alternativa que puede ser directamente incorporada en el módulo GLOBK y que es muy eficiente, computacionalmente hablando: el algoritmo “*Real Sigma*” (*RS*). Este algoritmo usa el hecho de que en presencia de ruido correlacionado en las series temporales, el χ^2/dof no se mantiene constante en función del tiempo (como ocurre con el ruido blanco) sino que incrementa asintóticamente, tal y como se espera de un proceso de *Gauss-Markov* de primer orden. A partir de la estimación de la amplitud y la función exponencial constante en el tiempo, y posteriormente evaluando la función para una tiempo medio, se puede determinar el valor del *Random Walk* que represente una incertidumbre o error *realístico* (para obtener más detalle sobre este algoritmo léase Reilinger *et al.* (2006) o Shen *et al.* (2011)). En particular, GLOBK añade un ruido *Random Walk* a la matriz de covarianza para producir unos errores más realísticos. En esta tesis se ha aplicado el algoritmo *RS* para cada una de las series temporales procesadas. Tras eliminar las señales periódicas presentes en las series temporales se ha estimado el valor del *Random Walk* para cada componente de cada estación en las respectivas soluciones de las velocidades.

4.7 Resultados

El último paso del procesado de los datos GPS es la obtención del campo de velocidades horizontales. Para realizar este paso, como ya se ha comentado anteriormente, se ha seguido los mismos pasos que los propuesto por McClusky *et al.* (2003).

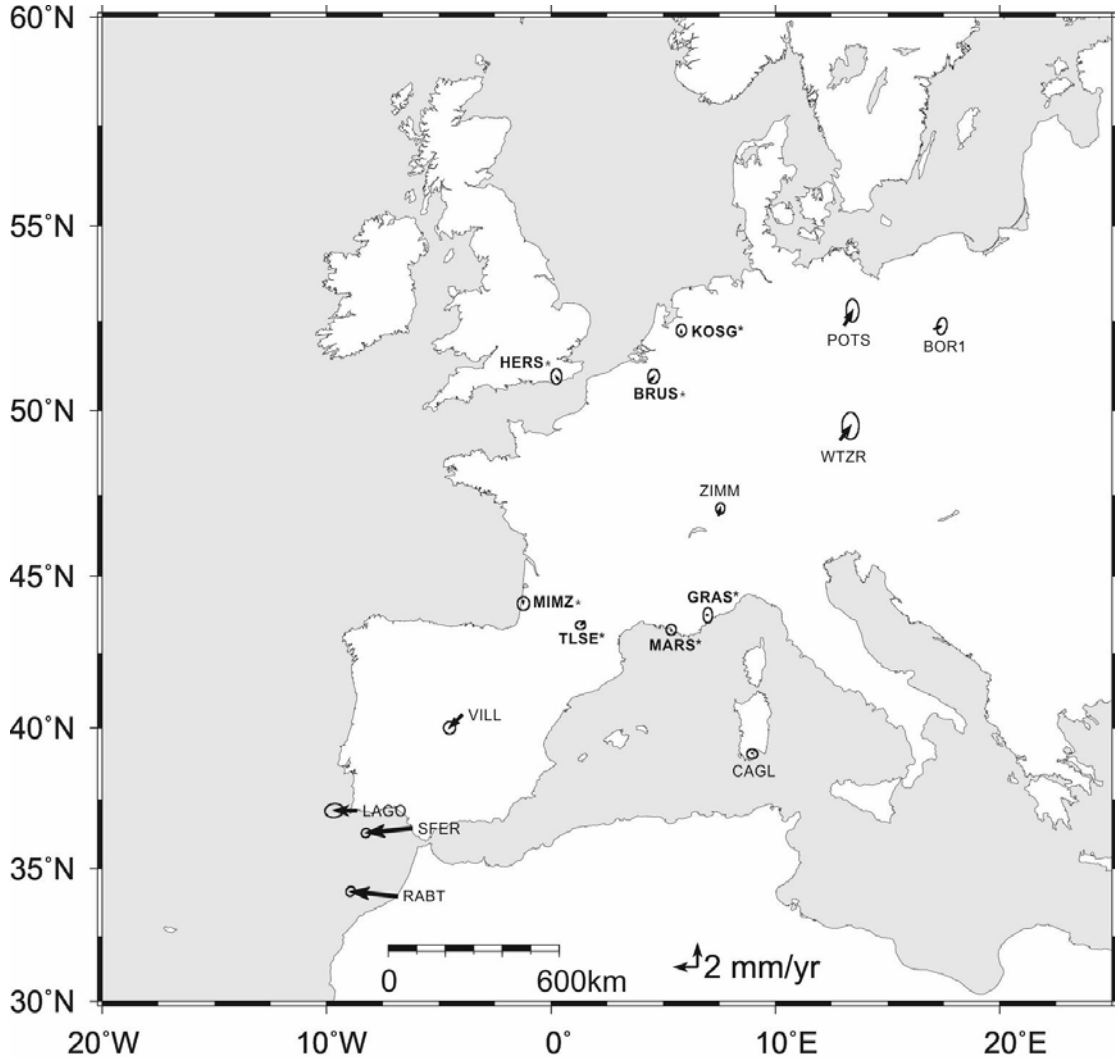


Figura 4.21: Mapa con las velocidades horizontales de las 15 estaciones complementarias de EUREF (Tabla 4.8) con un 95% de confianza. Marcadas con un asterisco se indican las 7 estaciones utilizadas para definir el marco de referencia de Europa occidental.

En primer lugar se han estimado las 6 componentes de translación y rotación, y se ha definido un marco de referencia por la minimización de 14 estaciones globales del IGS contenidas en el marco de referencia ITRF2008. Es bien conocido que cuando el campo de velocidades se expresa en un marco de referencia NNR, como es el ITRF2008, el comportamiento de la deformación es indiscernible debido al movimiento de todas las placas. Por este motivo hemos rotado la solución obtenida en ITRF2008 a un marco de referencia propio, respecto a un sistema definido por 7 estaciones de la Europa más occidental, al norte de los Pirineos (Figura 4.21 y Tabla 4.8). Estas 7 estaciones: MIMZ, TLSE, BRUS, GRAS, HERS, KOSG y MARS, se ajustan al modelo con un rms

ponderado (wrms) de 0,28 mm/yr. Las componentes de las velocidades horizontales de las 7 estaciones utilizadas para el marco de referencia son inferiores a <0,5 mm/a y los errores inferiores a <0,30 mm/a.

Las velocidades horizontales obtenidas para la región de los Pirineos se representan en la Figura 4.22 y Tabla 4.8 respecto al marco de referencia de Europa occidental, la mayoría de las estaciones al sur de los Pirineos tienen un movimiento hacia el sur o sur-suroeste con una tasa del orden de ~0,5 a 1,5 mm/a.

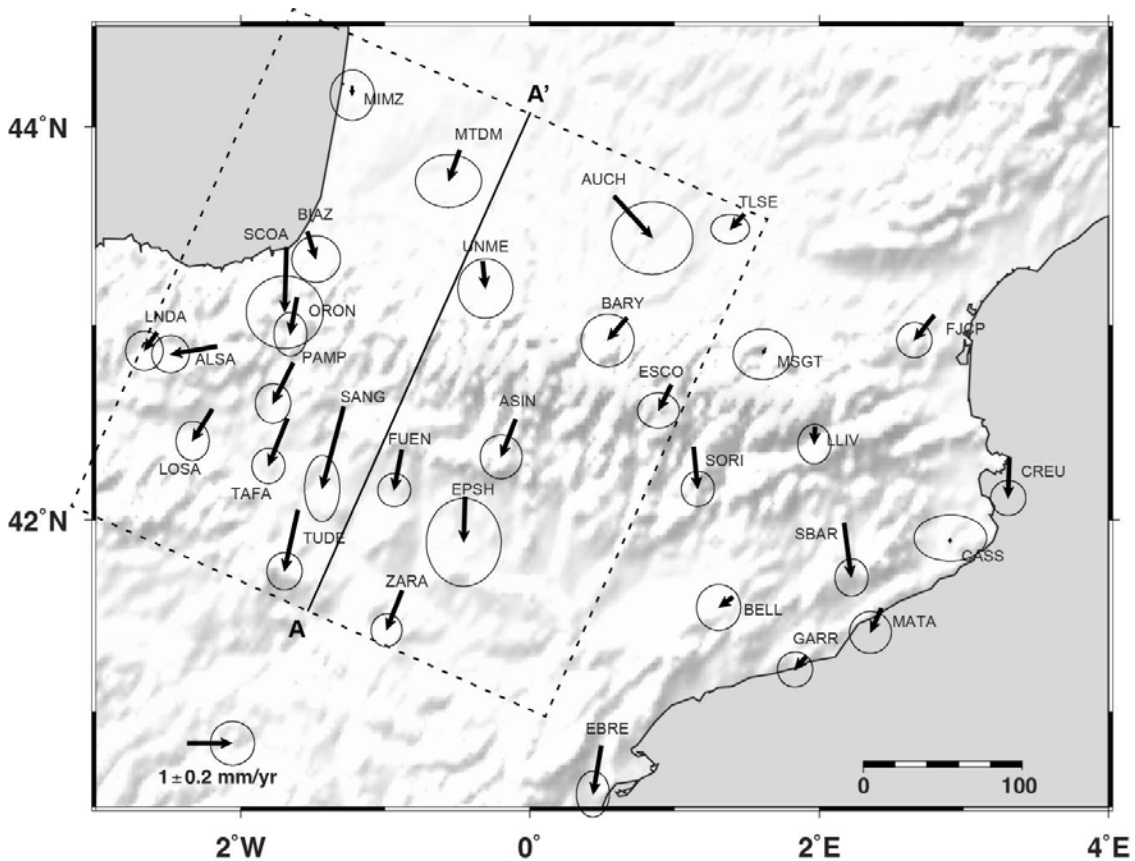


Figura 4.22: Mapa de las velocidades horizontales GPS de las estaciones analizadas en los Pirineos. Las velocidades se presentan en el sistema de referencia respecto Europa occidental, con un 95% de límite de confianza. A-A' muestra la orientación y las estaciones incluidas en el perfil de velocidades de la Figura 4.23.

Como se esperaba a partir de la geología, la topografía y de los mecanismos focales de los terremotos, las estaciones emplazadas en la cordillera Costero Catalana (EBRE, BELL, CASS, GARR y MATA) muestran un comportamiento diferente al resto de estaciones y han sido excluidas del análisis realizado. Sin embargo, cabe destacar el comportamiento de la estación MATA, localizada en Mataró en la costa catalana. Esta estación se mueve con una velocidad de $0,58 \pm 0,19$ mm/a con una dirección de $205 \pm 20^\circ$. Estudios previos de movimientos verticales mediante nivelación realizados por Giménez *et al.* (1996) en las proximidades de la estación MATA (entre los puntos de Caldetes y Arenys) detectaron también este movimiento anómalo y lo relacionaron con una actividad tectónica. En 1927 un terremoto de intensidad MSK=VII tuvo lugar en esta zona. Además, otros terremotos de intensidad V han tenido lugar en el área de Mataró (Goula

et al., 1992). Teniendo en cuenta todas estas evidencias, los datos sísmicos, el estudio de nivelación y los datos GPS que se han obtenido, podríamos atribuir una deformación real en el área de MATA aunque no tenemos una suficiente densidad de estaciones para poder caracterizar esta deformación.

De la Figura 4.22 se han excluido las estaciones AVEL y PERP puesto que las velocidades y sus incertidumbres calculadas son bastante más grandes de los esperado, y tienen una orientación anómala respecto el resto de estaciones analizadas (véase Tabla 4.8). El comportamiento anómalo de estas dos estaciones probablemente está causado por la inestabilidad de los monumentos y/o algún movimiento local de origen no tectónico.

#	ID	Latitude	Longitude	$V_e^1 \pm 1\sigma$		$V_n^1 \pm 1\sigma$		$V_h^2 \pm 1\sigma$		ρ	Az
1	ALSA	38°20'20" N	02°85'20" W	-1.03	0.17	-0.18	0.17	1.05	0.17	0.005	255
2	ASIN	42°30'59"N	00°05'54"W	-0.32	0.19	-0.83	0.20	0.89	0.20	0.004	202
3	AUCH	43°38'58" N	00°34'50" E	0.85	0.37	-0.93	0.33	1.26	0.35	0.008	142
4	AVEL	41°52'53" N	00°45'11" E	0.23	0.71	-1.98	0.73	1.99	0.73	0.002	175
5	BARY	43°02'08" N	00°40'18" E	-0.43	0.24	-0.50	0.24	0.66	0.24	0.007	219
6	BELL	41°35'58" N	01°24'04" E	-0.31	0.20	-0.23	0.21	0.39	0.20	0.004	227
7	BIAZ	43°28'19" N	01°32'12" W	0.19	0.22	-0.61	0.21	0.64	0.21	0.010	169
8	CASS	41°52'58" N	02°54'15" E	0.01	0.33	0.10	0.21	0.10	0.21	0.004	270
9	CREU	42°19'07" N	03°18'56" E	-0.03	0.16	-0.89	0.16	0.89	0.16	0.007	185
10	EBRE	40°49'15" N	00°29'32" E	-0.18	0.15	-1.07	0.21	1.09	0.21	0.009	191
11	EPSH	42°07'08" N	00°26'53" W	-0.03	0.34	-1.01	0.40	1.01	0.40	0.003	184
12	ESCO	42°41'36" N	00°58'32" E	-0.28	0.19	-0.57	0.16	0.64	0.17	0.004	207
13	FJCP	43°02'53" N	02°47'41" E	-0.44	0.16	-0.55	0.16	0.70	0.16	0.003	217
14	FUEN	42°21'36"N	0°53'06"W	-0.17	0.15	-0.89	0.15	0.91	0.15	0.009	193
15	GARR	41°17'34" N	01°54'50" E	-0.26	0.16	-0.30	0.16	0.40	0.16	0.009	217
16	LLIV	42°28'41" N	01°58'22" E	-0.02	0.15	-0.38	0.18	0.38	0.18	0.005	188
17	LNDA	42°57'36"N	02°34'40"W	-0.28	0.17	-0.40	0.18	0.49	0.18	0.006	214
18	LOSA	42°34'04" N	02°11'42" W	-0.44	0.15	-0.70	0.18	0.83	0.17	0.006	212
19	MATA	41°32'23" N	02°25'43" E	-0.24	0.19	-0.53	0.19	0.58	0.19	0.009	205
20	MIMZ*	44°12'02" N	01°13'41" W	0.00	0.20	-0.20	0.23	0.20	0.23	0.007	188
21	MSGT	42°52'46" N	01°37'45" E	-0.06	0.27	-0.13	0.23	0.14	0.24	0.007	208
22	MTDM	43°52'57" N	00°29'05" W	-0.25	0.30	-0.69	0.24	0.73	0.25	0.009	201
23	ORON	43°08'21" N	01°36'31" W	-0.15	0.15	-0.82	0.20	0.83	0.20	0.005	192
24	PAMP	42°48'21" N	01°38'10" W	-0.45	0.16	-0.90	0.18	1.01	0.18	0.006	206
25	PERP	42°41'20" N	02°52'55" E	-0.10	0.99	-0.51	0.52	0.52	0.55	0.002	195
26	SANG	42°34'46" N	01°17'13" W	-0.48	0.16	-1.81	0.30	1.87	0.29	0.004	196
27	SBAR	41°58'48" N	02°10'27" E	0.16	0.15	-1.20	0.17	1.21	0.17	0.007	175
28	SCOA	43°23'42" N	01°40'54" W	-0.04	0.35	-1.45	0.33	1.45	0.33	0.006	183
29	SORI	42°22'28" N	01°07'57" E	0.09	0.15	-0.93	0.16	0.93	0.16	0.006	178
30	TAFA	42°31'15" N	01°40'36" W	-0.42	0.15	-1.05	0.16	1.13	0.16	0.006	202
31	TLMF	43°34'28" N	01°22'30" E	-0.31	0.17	-0.34	0.13	0.46	0.15	0.003	213
32	TLSE*	43°33'38" N	01°28'50" E	-0.31	0.17	-0.34	0.13	0.46	0.15	0.003	213

33	TUDE	42°02'54" N	01°36'12" W	-0.30	0.16	-1.35	0.17	1.38	0.17	0.006	194
34	UNME	43°19'17" N	00°19'32" W	0.06	0.25	-0.60	0.27	0.60	0.27	0.008	179
35	ZARA	41°38'00" N	00°52'55" W	-0.35	0.14	-0.88	0.15	0.95	0.15	0.012	205
36	BOR1	52°06'01" N	17°04'00" E	0.63	0.17	0.24	0.28	0.67	0.21	0.232	77
37	BRUS*	50°47'52" N	04°21'33" E	0.39	0.19	0.48	0.24	0.62	0.22	0.032	43
38	CAGL	39°08'09" N	08°58'22" E	-0.01	0.18	-0.08	0.16	0.08	0.16	0.009	203
39	GRAS*	43°45'16" N	06°55'14" E	0.12	0.15	-0.01	0.26	0.12	0.15	0.010	150
40	HERS*	50°52'02" N	00°20'10" E	-0.18	0.18	0.27	0.26	0.32	0.24	0.005	311
41	KOSG*	52°10'42" N	05°48'34" E	0.00	0.17	0.19	0.20	0.19	0.20	0.053	333
42	LAGO	37°05'56" N	08°40'06" W	-1.82	0.31	0.02	0.23	1.82	0.31	0.077	268
43	MARS*	43°16'43" N	05°21'13" E	0.00	0.17	0.00	0.18	0.00	0.18	0.007	--
44	POTS	52°22'48" N	13°04'12" E	0.67	0.21	1.22	0.38	1.39	0.35	0.017	29
45	RABT	33°59'53" N	06°51'15" W	-3.82	0.15	0.38	0.16	3.84	0.15	0.117	274
46	SFER	36°27'51" N	06°12'20" W	-3.75	0.15	-0.36	0.15	3.77	0.15	0.081	263
47	VILL	40°26'36" N	03°57'07" W	-1.04	0.20	-1.05	0.21	1.48	0.21	0.027	224
48	WTZR	49°08'39" N	12°52'44" E	0.85	0.28	1.15	0.45	1.43	0.40	0.004	37
49	ZIMM	46°52'37" N	07°27'55" E	0.15	0.15	0.60	0.18	0.62	0.18	0.031	10

Tabla 4.8: Velocidades horizontales (en mm/a) y errores 1σ de las estaciones incluidas en la solución. Las velocidades están respecto el marco de referencia del Europa occidental definido por las 7 estaciones marcadas con un asterisco (*). V_e es la componente este de la velocidad, V_n , la componente norte; V_h es la magnitud horizontal de la velocidad; Az es el acimut y ρ es el coeficiente de correlación entre la componente este y la norte. Las estaciones utilizadas para sustentar el marco de referencia para la generación de las series temporales (proceso de estabilización, capítulo 4.5.3) se han marcado en negrita. Las estaciones situadas en los Pirineos son las 35 primeras, el resto de estaciones utilizadas (EUREF) van de la 36 a la 49. Las velocidades de las dos estaciones emplazadas en Toulouse (TLMF y TLSE) se han combinado en la estimación.

Para comprender el comportamiento de la deformación especialmente de la parte central y occidental de los Pirineos, donde la sismicidad y los mecanismos focales están concentrados, se han realizado diferentes perfiles de velocidades. De todos ellos, un perfil aproximadamente perpendicular a la cordillera nos ha proporcionado una mayor información y el mejor ajuste (perfil marcado en la Figura 4.22). El perfil cuenta con la proyección de las velocidades de 20 estaciones. La estación SANG, marcada con un asterisco en la Figura 4.22, se ha excluido del análisis puesto que es un *outlier* de $2,5 \sigma$. Para estas 20 estaciones se ha obtenido un ajuste para la recta de regresión de $w_{rms} = 0,21$ mm/a y un $n_{rms} = 1,12$. Escalando los errores de la pendiente obtenida por el n_{rms} obtendremos un gradiente de velocidad de $0,0025 \pm 0,00005$ (mm/a)/km o lo que es lo mismo, $2,5 \pm 0,5$ nstrain/a. El strain (ϵ) se define como la variación de longitud (extensión o compresión) por unidad de longitud ($\epsilon = \Delta L / L_0$) y por lo tanto no tiene unidades. Si nuestro modelo de errores es correcto (véase el capítulo 4.7.1) la tasa de extensión de los Pirineos occidentales tiene un límite de confianza del 99%. Como el perfil muestra, la mayor parte de la deformación se acumula en una región de unos 30 km situada entre las estaciones ORON y BIAZ, la cual corresponde a la pendiente más pronunciada de los Pirineos. Si tan sólo tuviéramos en cuenta esta región, se obtendría una tasa de deformación mucho más alta, concretamente de 9 ntrain/a, a pesar de que no se puede

cuantificar el error para esta tasa de deformación ya que está calculada a partir de estas dos estaciones.

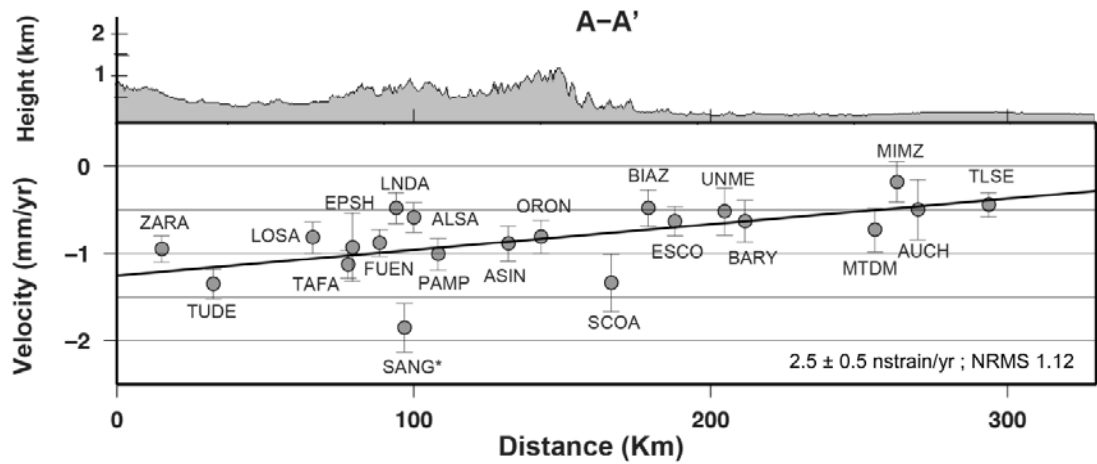


Figura 4.23: Velocidades horizontales GPS proyectadas en un perfil de orientación N024°E, aproximadamente perpendicular al “strike” de la cordillera Pirenaica en su parte occidental. La topografía mostrada tiene una exageración vertical 16x. La estación SANG* se muestra pero ha sido excluida para la estimación de la recta de regresión y para la estadística de la misma.

4.8 Discusión

4.8.1 Evaluación de las incertidumbres

Debido a la pequeña señal o deformación obtenida en este estudio, un análisis exhaustivo de los errores asociados obtenidos en este análisis es de gran importancia para validar los resultados expuestos anteriormente. El modelo de errores de este estudio se ha comprobado de tres maneras diferentes:

- Primero se han comparado las velocidades de 13 estaciones en el oeste de Europa y el norte de África obtenidas en este estudio (estimadas a partir de los 3,5 años de observaciones) con las velocidades de la solución ITRF2008 determinadas a partir de estaciones GPS con observaciones de más de 10 años (recuadro de la Figura 4.24). Para estas estaciones, la solución ITRF2008 encaja con la obtenida en este estudio con un χ^2/dof para las componentes horizontales de aproximadamente $\sim 1,0$ (wrms $\sim 0,2$ mm/a). La Figura 4.24 muestra las velocidades residuales obtenidas restando la solución obtenida en este estudio (para 3,5 años de registro y en el sistema de referencia ITRF2008) a las velocidades de la solución ITRF2008, con elipses que representa un 95% de confianza. Once velocidades de las 13 representadas en la Figura 4.24 están dentro de las elipses de 95% de confianza, sin embargo, 8 de las 13 estaciones están dentro de las elipses del 70% de confianza.

- ID	GLOBK E σ	CATS E σ	GLOBK N σ	CATS N σ
ALSA*	0.17	0.24	0.17	0.40
ESCO	0.15	0.25	0.16	0.18
FUEN*	0.15	0.09	0.15	0.30
LNDA*	0.17	0.17	0.18	0.39
LOSA*	0.15	0.15	0.18	0.30
ORON	0.15	0.12	0.20	0.25
PAMP	0.16	0.13	0.18	0.20
SANG	0.16	0.15	0.30	0.38
TAFA	0.15	0.22	0.16	0.15
TUDE	0.16	0.30	0.17	0.21
ZARA	0.14	0.10	0.15	0.09

Tabla 4.9: Comparación de las incertidumbres (en mm/a) calculadas con el algoritmo RS usado en GLOBK y con un modelo de ruido (FN+WN+señal anual) usado en CATS para las componentes horizontales.

- En el segundo test, se ha utilizado el programa CATS (Williams, 2008) para estimar los errores de las velocidades obtenidas a partir de las series temporales usando un modelo que tiene en cuenta *White Noise*, *Flicker Noise* y la señal anual (Tabla 4.9) y compararlos con la estimación de errores obtenidas por GLOBK. Para realizar esta comparación se han escogido 11 estaciones presentes en el perfil de velocidades de los Pirineos mostrado en la Figura 4.23, las cuales no presentan *offsets* en las series temporales completas. El análisis de CATS ha dado una correcta estimación de los errores en la componente

norte, 8 estaciones difieren del error estimado a partir del Real Sigma de GLOBK menos de un 25%. Para las estaciones ALSA, LNDA, FUEN y LOSA (marcadas con un asterisco en la Tabla 4.9), sin embargo, las incertidumbres calculadas por CATS son mayores, con un factor de entre 1,7 a 2,4 veces mayor. Estas cuatro estaciones tienen unas amplitudes de la señal anual entre 0,5 y 1,3, y dos de ellas, FUEN y LNDA, pertenecientes a la nueva red GPS Topo-Iberia, son las únicas estaciones del estudio que tiene un periodo de observaciones diferente a 3,5 años (3,3 años), lo cual minimiza los efectos de las señales anuales en la estimación de las velocidades.

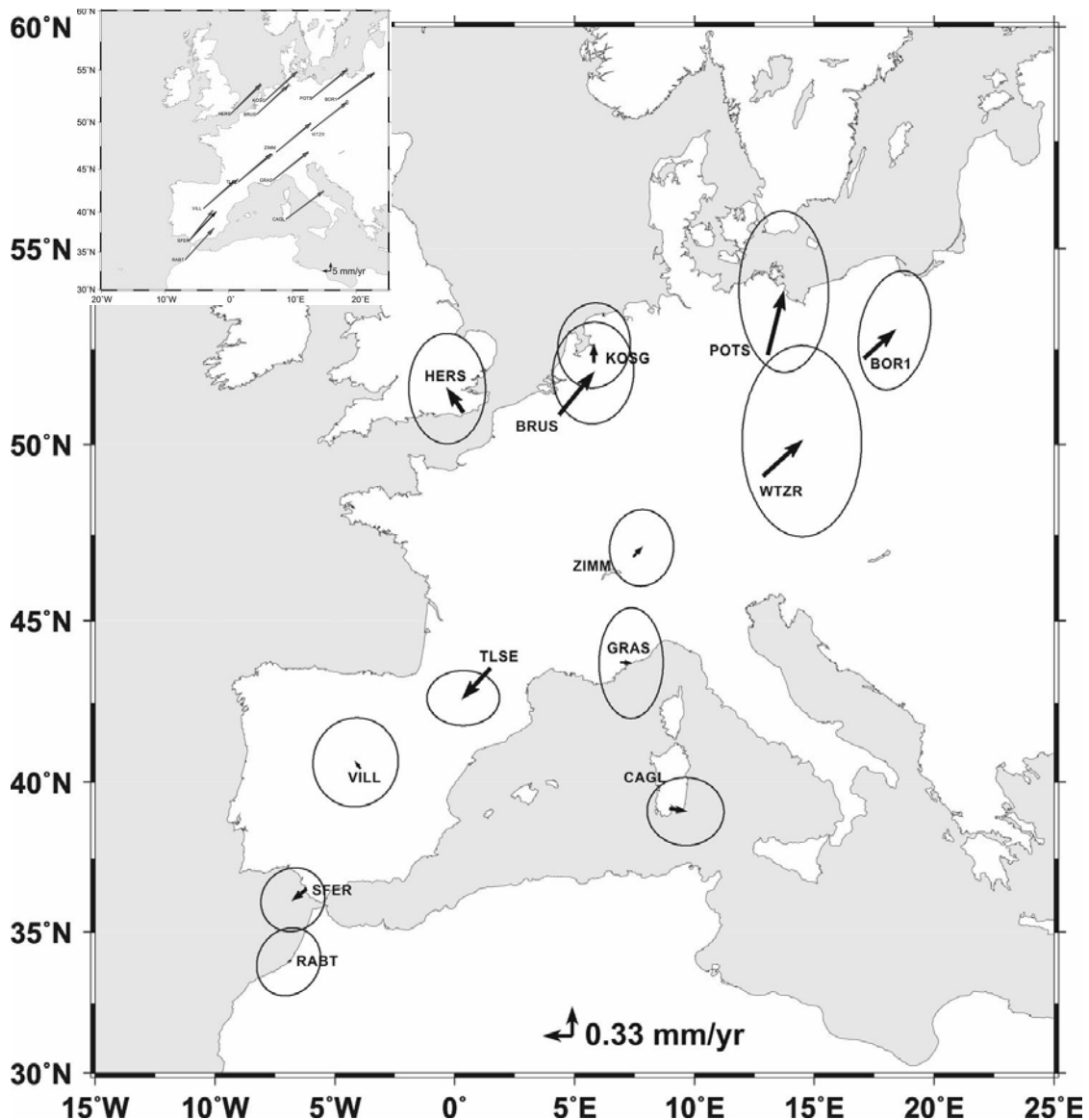


Figura 4.24: Velocidades horizontales residuales con elipses que representan un 95% de confianza. Las residuales son la resta de las soluciones obtenidas en este estudio menos las soluciones ITRF2008. En el recuadro se muestra la comparación de las velocidades obtenidas en este estudio (en negro) y las soluciones de las velocidades ITRF2008 (en gris) para estaciones con más de 10 años de registro. Las elipses indican un 95% de límite de confianza.

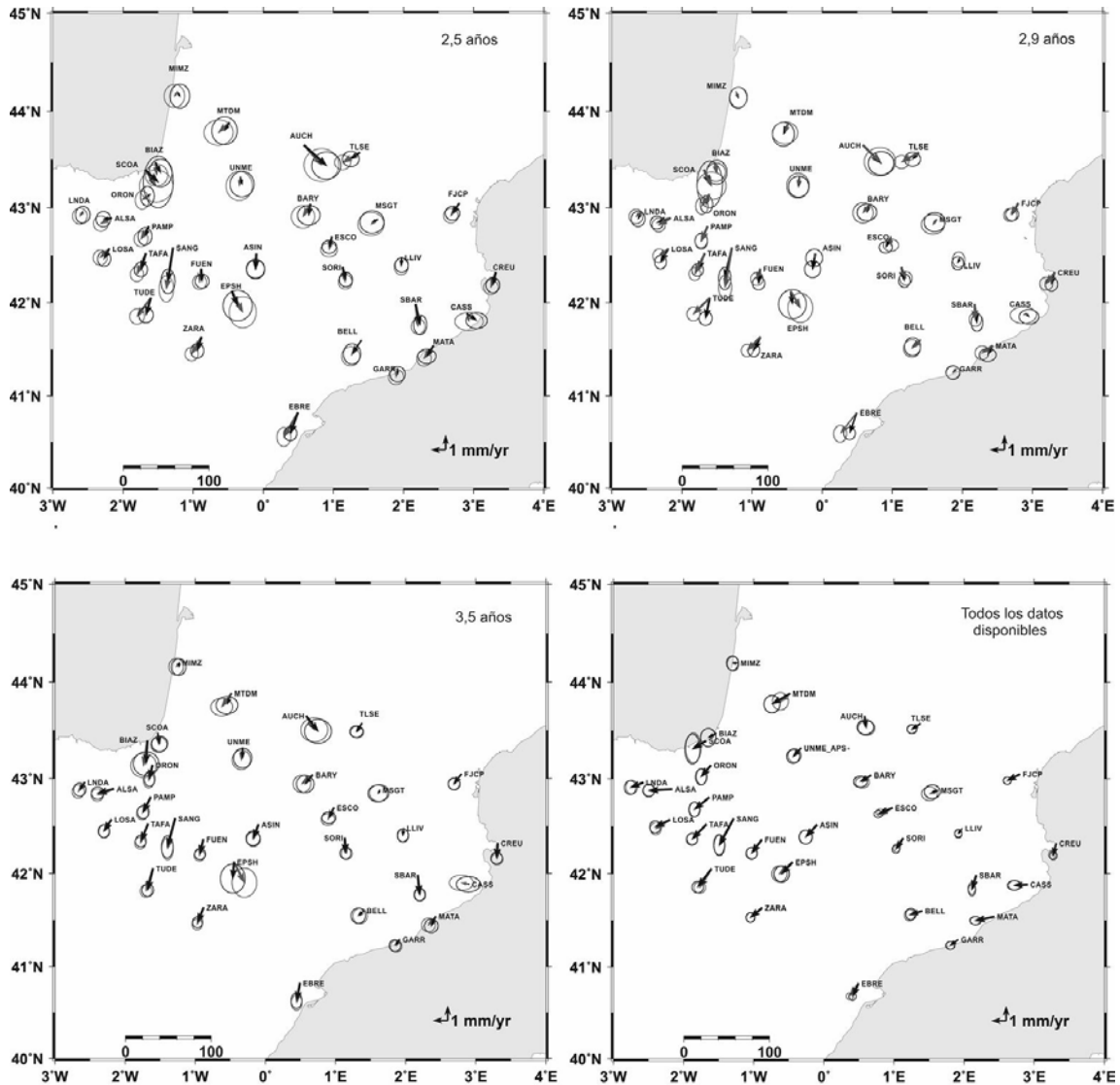


Figure 4.25: Velocidades obtenidas para las ventanas temporales de 2,5, 2,9, 3,5 y todos los datos disponibles entre 2005 y 2011. En negro se muestra la velocidad obtenida donde la señal anual ha sido eliminada. En gris se muestran las velocidades sin eliminar la señal anual. Las elipses representan un 95% de confianza.

- Por último, se ha comprobado la sensibilidad de la tasa de deformación estimada en este análisis usando diferentes lapsos de tiempo y eliminando o no la señal anual (Figuras 4.25 y 4.26). En ventanas temporales inferiores a 3,5 años, se han encontrado diferencias en las soluciones de las velocidades de algunas estaciones de la región occidental de los Pirineos de hasta 0,5 mm/a cuando se eliminaba o no el término anual. Tal y como muestra la Figura 4.26, las soluciones que difieren más en función de la ventana temporal escogida son TUDE y LOSA. Sin embargo, con un lapso de tiempo de 3.5 años, lo máximo que difieren estas estaciones al eliminar o no la señal anual es de aproximadamente $\sim 0,1$ mm/a. La Figura 4.26 muestra la dispersión de las velocidades utilizando diferentes lapsos de tiempo una vez eliminada la señal anual (2.5, 2.9, 3.5 años y todas las observaciones disponibles entre 2005 y 2011). También se ha estimado los gradientes de las velocidades para las

mismas 20 estaciones del perfil de velocidades de la Figura 4.23 con los resultados obtenidos en esta comprobación. Con una ventana de tiempo común para todas las estaciones procesadas y de 3.5 años, tanto si eliminamos como si no eliminamos el término anual la diferencia en la estimación de la deformación es de ~ 0.1 nstrain/a, menos de $0,2 \sigma$.

A partir de estas tres comprobaciones, concluimos que las incertidumbres propuestas por nuestro modelo son adecuadas teniendo en cuenta los datos de los que se disponían. De todos modos, el análisis de más 5 años de observaciones para todas las estaciones de esta región según Blewitt y La Vallé (2002) (Figura 4.19) nos proporcionaría unas velocidades e incertidumbres que no estarían afectadas por los efectos de la señal anual.

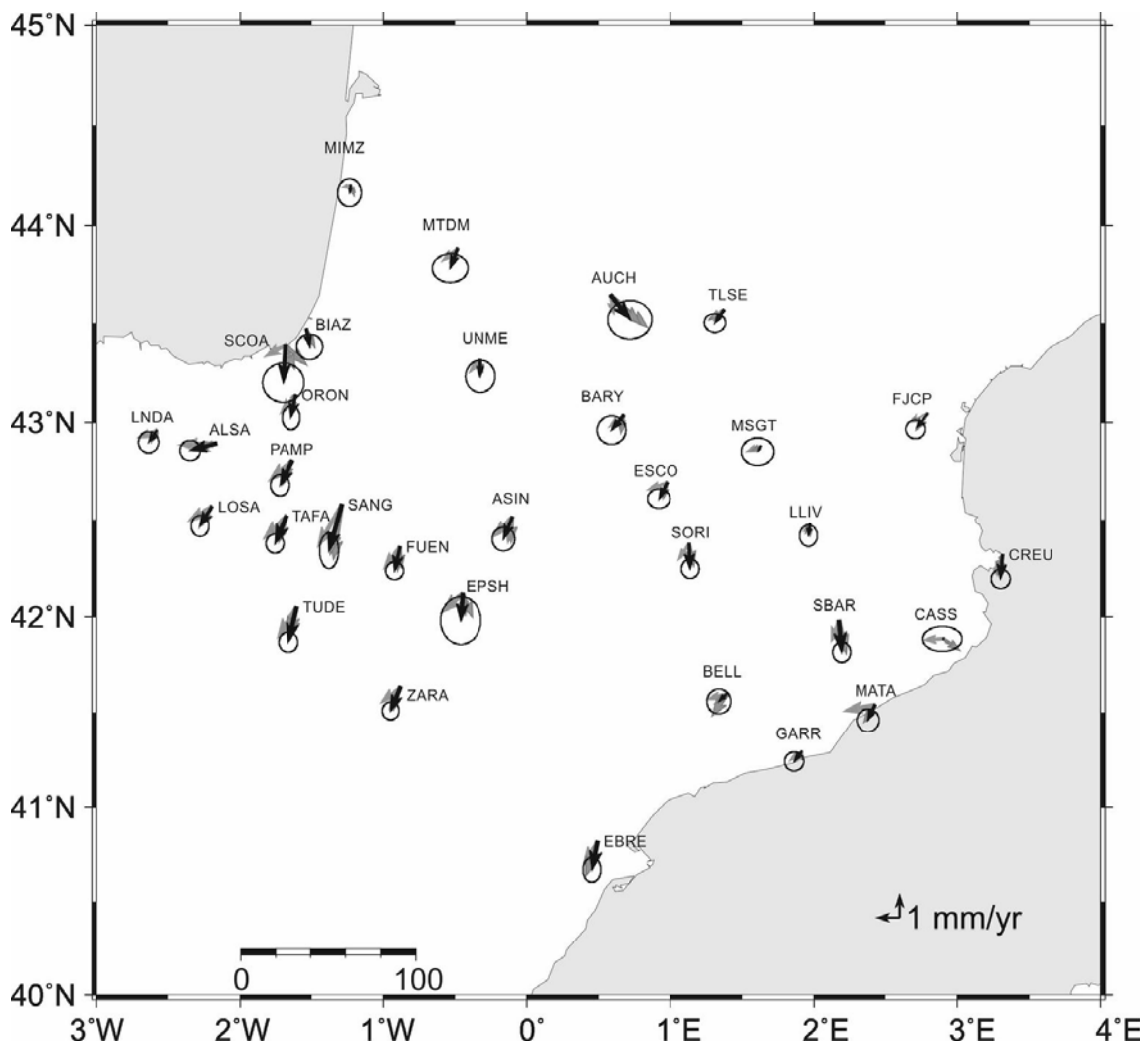


Figure 4.26: Comparación de las velocidades obtenidas con diferentes ventanas temporales con la señal anual eliminada. En negro se muestran los vectores de la velocidad y errores obtenidos en este estudio (3,5 años) con un 95% de confianza. En gris vectores de las soluciones para 2.5, 2.9 años y todas las observaciones disponibles entre 2005 y 2011.

4.8.2 Interpretación de la deformación

La tasa de deformación calculada para los Pirineos Occidentales, donde se concentra principalmente la sismicidad instrumental, muestra una media de $\sim 2,5$ nstrain/a con orientación perpendicular a la cordillera (NNE-SSW aproximadamente). La dirección de la extensión calculada en este estudio es consistente con la orientación de los esfuerzos calculados a partir de los mecanismos focales de Stich *et al.* (2006; 2010), así como con el mapa de *strain-stress* calculado por Olaiz *et al.* (2009) y De Vicente *et al.* (2008). La magnitud de la extensión, aunque pequeña, es del mismo orden de magnitud que las calculadas en otras cordilleras similares como los Alpes occidentales por Vigny *et al.* (2002) a partir de observaciones GPS.

A pesar de que este no es el objetivo del estudio, los resultados obtenidos podrían ayudar a comprender los mecanismos que producen la extensión en la cordillera. Sugerimos que la extensión obtenida en este estudio probablemente es debida al rebote isostático producido por el levantamiento y erosión de la cordillera (e.g. Capote *et al.*, 2011; Vernant *et al.*, 2013) o bien por un proceso de relajación causada por colapsos gravitacionales (Choukroune y Seguret, 1973; Rey *et al.*, 2001). Hasta el momento, la extensión en este tipo de cordilleras se explicaba como un proceso de relajación local debido a colapsos gravitacionales (Choukroune y Seguret, 1973; Rey *et al.*, 2001). El reciente estudio realizado por Vernant *et al.* (2013) basado en la modelización numérica 2D, afirma que el rebote isostático implicaría una extensión y un levantamiento de la cordillera. Por este motivo, la obtención de la componente vertical para las estaciones de la cordillera proporcionaría una información valiosa para reafirmar o descartar esta hipótesis.

4.8.3 Intervalo de recurrencia

Predecir dónde y cuándo se producirá un terremoto de una magnitud determinada es imposible actualmente a pesar de los numerosos estudios y esfuerzos realizados por parte de la comunidad científica. Sin embargo, el cálculo de la probabilidad de que un terremoto de cierta magnitud se produzca en un lugar determinado es bastante fácil de calcular, matemáticamente hablando, a partir del análisis de las fallas y de la información sobre la sismicidad.

En las zonas de deformación lenta los cálculos sobre el intervalo de recurrencia son especialmente complicados. Las tasas de deslizamiento de las fallas para las zonas de deformación lenta son de aproximadamente 0,1 y 0,01 mm/a lo cual nos lleva a obtener unos periodos de recurrencia para terremotos grandes muy largos, entre 10^3 y 10^5 años (Villamor y Berryman, 1999). El problema de los periodos de recurrencia elevados es la falta de información sobre la actividad sísmica de las fallas, ya que los catálogos sísmicos solo cubren una pequeña parte del ciclo sísmico de la falla. En otras palabras, para la gran mayoría de las fallas no se conoce cuando tuvo lugar el último gran terremoto o simplemente no se sabe si se ha producido nunca. Es por este motivo que el estudio de la peligrosidad sísmica en este tipo de áreas es de gran importancia ya que debido a su

desconocimiento son zonas más vulnerables donde se pueden producir terremotos destructivos.

El intervalo de recurrencia de un máximo terremoto creíble (*Maximum Credible Earthquake* MCE (Krinitzsky, 2002)) que se puede esperar en la cordillera Pirenaica está relacionado con la tasa de deformación acumulada y con las propiedades de la corteza. Específicamente, Kagan *et al.* (2002) formuló el intervalo de recurrencia T para un terremoto de momento escalar M_0 de la siguiente manera:

$$\text{Ec. 4.10:} \quad T(M_0) = \left[\frac{1}{1-\beta} \right] \frac{M_0^\beta M_{cm}^{1-\beta}}{\dot{M}_g} \tau(2-\beta) \varepsilon_m$$

Donde M_{cm} es el momento escalar de un MCE, $\beta = \frac{2}{3} b$, b se refiere a la pendiente de la relación Gutenberg-Richter, τ es una función gamma, $\varepsilon_m = \exp(M_0 / M_{cm})$, y \dot{M}_g es la tasa de momento geodésico dado por Savage y Simpson (1997) como:

$$\text{Ec. 4.11:} \quad \dot{M}_g = 2\mu HS \text{ Max } |\dot{\varepsilon}_1|, |\dot{\varepsilon}_2|, |\dot{\varepsilon}_1 + \dot{\varepsilon}_2|$$

Donde μ es el módulo de cizalla (*shear modulus*), S representa el área dentro de un polígono geodésico en la superficie de la Tierra, y H es la profundidad sismogénica. Para obtener nuestro resultado, hemos calculado M_0 y M_{cm} a partir de la magnitud del terremoto de mayor magnitud registrado en la región de los Pirineos ($M_w = 6,5$ estimada para el terremoto de Febrero de 1428 (Olivera *et al.*, 2006)) usando:

$$\text{Ec.4.12:} \quad \log M_0 = 1.5 M_w + 16. \text{ (Hanks \& Kanamori (1979)).}$$

Hemos supuesto un valor universal para los Pirineos de 1 para el b (Secanell *et al.*, 2008), un módulo de cizalla de $3 \cdot 10^{10}$ N/m² y una profundidad sismogénica de 15 km (Perea, 2009). Si utilizamos la tasa de deformación media estimada en este estudio de 2,5 nstrain/a para la región donde la sismicidad es más significativa (160x75 km), se obtiene un periodo de recurrencia para un terremoto M_w 6,5 de aproximadamente ~2500 años. Si utilizamos la tasa de deformación más grande, de 9 nstrain/a, válida para la región occidental de los Pirineos donde hay mayor sismicidad, limitada por las estaciones BIAZ, UNME, ORON, y ASIN (100x40 km), entonces el intervalo de recurrencia es de ~2200 años.

El periodo de recurrencia obtenido, como era de esperar, es mucho menor que los periodos de recurrencia calculados a partir de datos geológicos en fallas particulares (e.g. 6.000-8.000 a, Ortuño *et al.*, 2008). La diferencia entre estos periodos de recurrencia es debida a que las recurrencias geológicas están calculadas en base a las tasas de deslizamiento de una falla concreta, mientras que la deformación geodésica calculada se refiere a la deformación a lo largo o a través de la cordillera. Esta variabilidad entre los periodos de recurrencia también se puede atribuir a la diferente escala a partir de la cual se calcula las tasas de deslizamiento de fallas, es decir, mientras que los estudios geológicos utilizan millones de años para estimar las tasas de deslizamiento, la deformación calculada por técnicas GPS utiliza tan solo unos cuantos años.

4.9 Conclusiones

En este estudio se han analizado datos de 49 estaciones continuas de GPS con 3,5 años de observaciones con el fin de determinar la deformación horizontales a través de la cordillera Pirenaica. Las estaciones situadas al sur de los Pirineos centrales y occidentales tienen velocidades respecto Europa occidental comprendidas entre 0,5 y 1,5 mm/a, mostrando un comportamiento coherente no afectado por las asunciones del modelo. Un perfil de velocidades en esta región muestra una extensión perpendicular a la cordillera con una tasa de deformación de $2,5 \pm 0,5$ nstrain/a. Podemos sugerir una tasa de deformación tres veces mayor para el área de mayor sismicidad, situada al oeste de los Pirineos, pero la densidad de las estaciones es insuficiente para poder proporcionar una estimación rigurosa.

La tasa de deformación obtenida es consistente con la orientación de los esfuerzos deducidos a partir de mecanismos focales de terremotos en los Pirineos occidentales (Stich *et al.*, 2010; Stich *et al.*, 2006), y con el estado de esfuerzos regional obtenido por De Vicente *et al.* (2008) y Olaiz *et al.* (2009) a partir de la sismicidad instrumental. La extensión estimada es consistente también con el estudio realizado por Ortuño *et al.* (2008) donde se sugiere la reactivación de fallas normales en la zona Axial de los Pirineos desde finales del Mioceno basado en estudios paleosismológicos.

Sugerimos que la extensión obtenida en este estudio es causada probablemente por el rebote isostático debido al levantamiento y erosión de la cordillera (e.g. Capote *et al.*, 2011; Vernant *et al.*, 2013) o bien por un proceso de relajación causada por colapsos gravitacionales (Choukroune y Seguret, 1973; Rey *et al.*, 2001), o una combinación de ambos procesos. El estudio de la componente vertical para la cordillera proporcionaría la información necesaria para descartar o reafirmar la hipótesis de una extensión causada por rebote isostático.

El periodo de recurrencia calculado a partir de la tasa de deformación estimada en este estudio para un terremoto máximo creíble (*MCE, Maximum Credible Earthquake*) de M_w 6.5 varía entre 2200 y 2500 años aproximadamente. El periodo de recurrencia obtenido, como era de esperar, es mucho menor que los periodos de recurrencia calculados a partir de datos geológicos en fallas particulares (e.g. 6.000-8.000 a Ortuño *et al.*, 2008).

Por último destacamos que los estudios en cordilleras de deformación lenta, como los Pirineos, y su relación con la peligrosidad sísmica son de gran importancia. La falta de este tipo de información genera una subestimación del riesgo sísmico. La educación de la población para reaccionar ante terremotos, así como la revisión de la norma sismoresistente, es importante especialmente en zonas donde, a pesar de catalogarse de riesgo bajo, el registro histórico nos confirma que terremotos destructivos pueden ocurrir.

Modelización numérica del límite de placas en la región Ibero-Magrebí

5.1 Introducción

La deformación tectónica actual de la región Ibero-Magrebí, en la parte más occidental del Mediterráneo, está condicionada por una lenta (~ 5 mm/a) y oblicua (\sim NO-SE) convergencia entre la placa euroasiática y africana y la consecuente subducción de la litosfera oceánica (Calais *et al.*, 2003; McClusky *et al.*, 2003; Serpelloni *et al.*, 2007). Estos procesos explican la estructura morfológica de la cordillera Bética en el sur de España y las montañas del Rif al norte de Marruecos que juntos forman el arco orogénico que rodea al mar de Alborán. La sismicidad de esta zona es significativa aunque muy difusa, ya indicando la complejidad del límite de placas (Jiménez-Munt *et al.*, 2003).

En este capítulo se presenta un nuevo modelo cinemático para la región Ibero-Magrebí, donde el límite de placas es complejo y difuso con el fin de presentar una visión detallada de la tectónica actual de la región. Usando todos los campos de velocidades disponibles publicados y el campo de velocidades preliminar de la nueva red Topo-Iberia se ha conseguido una buena distribución y cobertura de estaciones GPS, tanto continuas como de campañas, para las Béticas y el Rif. A partir de todos estos datos se sugiere una nueva geometría del modelo de bloques, basado en la sismicidad, las fallas cartografiadas (principalmente las activas), y la revisión de los modelos de bloques previos basados también en datos geodésicos (Fadil *et al.*, 2006; Vernant *et al.*, 2010; Koulali *et al.*, 2011). La inversión se ha implementado usando un modelo de bloques que incluye la rotación rígida de bloques y la acumulación elástica de la deformación en los límites de los bloques.

5.2 Marco geológico y sismotectónico

5.2.1 Geología, estructura y evolución

A grandes rasgos, el sistema orogénico Bético-Rifeño está formado por tres zonas principales basadas en su genética: Las zonas Internas, las Externas y los mantos del Flysch (Figura 5.1). Estas tres grandes unidades están limitadas por las cuencas neógenas de antepaís del Guadalquivir y del Gharb (Figura 5.1).

Las unidades alóctonas Internas están formadas por rocas metamórficas del Paleozoico superior al Triásico consideradas como parte del sistema orogénico Alpino (Lonergan y White, 1997; Verges y Sabat, 1999). Las unidades autóctonas Externas están formadas por rocas sedimentarias del Mesozoico al Terciario (Lonergan y White, 1997) y se consideran parte de los márgenes deformados entre Iberia y África (Dercourt *et al.*, 1993). Los mantos del Flysch son materiales marinos profundos sedimentados durante el Cretácico al Mioceno inferior. Estos materiales fueron cabalgados sobre las zonas externas durante el Oligoceno Inferior y el Mioceno (Platzman *et al.*, 1993).

La cuenca del mar de Alborán está localizada sobre el arco del sistema Bético-Rifeño y se caracteriza por una delgada corteza continental con un espesor máximo de 8 km (Comas *et al.*, 1999).

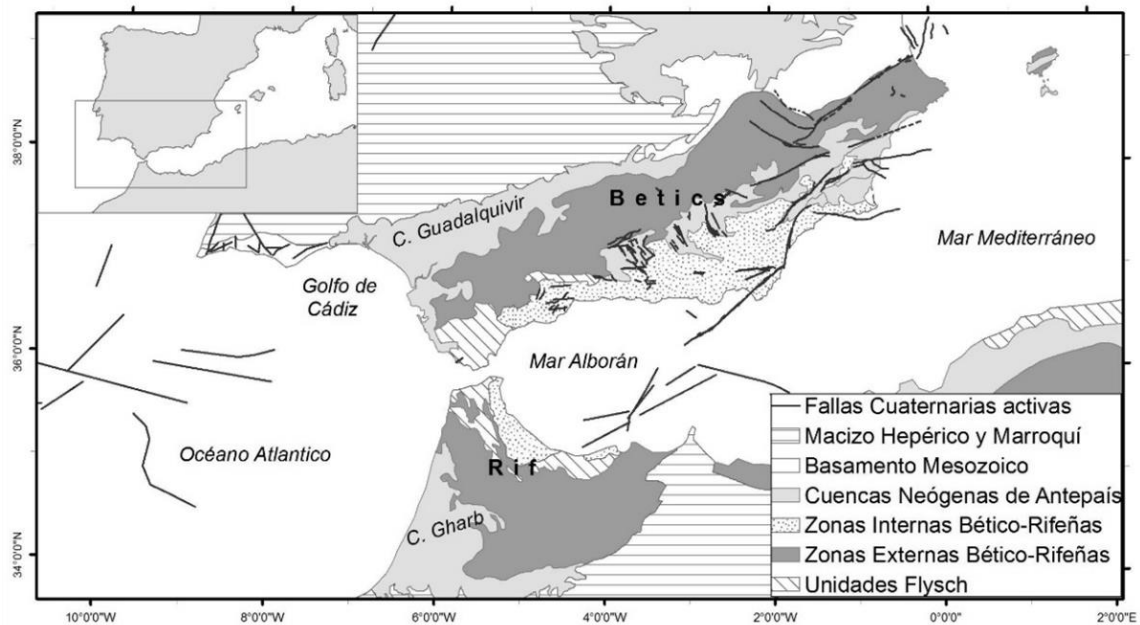


Figura 5.1: Mapa geotectónico sintetizado de la zona Ibero-Magrebí. Las fallas se han extraído de la base de datos QAFI *Quaternary Active Faults of Iberia* (García-Mayordomo *et al.*, 2012).

Varios sistemas de fallas han sido caracterizados a partir de datos geológicos y geofísicos por diferentes autores. Según Sanz de Galdeano (1983), al este del estrecho de Gibraltar las fracturas se pueden dividir en tres grandes sistemas:

- Un conjunto de fallas de gran longitud orientadas ENE-WSW que se extienden con relativa continuidad desde Alicante hasta Cádiz (Sanz de Galdeano, 2008). En su parte más oriental destaca la falla de Crevillente.
- Un sistema formado por fallas con dirección NNW-SSE desde la costa Sur hasta la cuenca de antepaís del Guadalquivir. Este sistema está mejor representado en las proximidades de Granada. La falla de Tiscar es una de las más largas de este sistema (Sanz de Galdeano *et al.*, 1995).
- Por último, un conjunto de fallas con dirección variable entre N-S a NE-SW. La mejor representación de este sistema se encuentra en el sureste de la península, concretamente por el sistema de fallas de Alhama de Murcia, Palomares, Carboneras, Carrascoy y Bajo Segura (García-Mayordomo, 2005), denominada zona de Cizalla de las Béticas Orientales (*EBSZ Eastern Betics Shear Zone*, (Bousquet, 1979; De Larouzière *et al.*, 1988; Silva *et al.*, 1993; Masana *et al.*, 2010)). Dicho sistema de fallas se conecta a través del mar de Alborán con las fallas de Jebha y Nekor al norte de Marruecos, formando el sistema de fallas conocidos como la Zona de Cizalla Trans-Alborán (*TASZ Trans Alboran Shear Zone*, (De Larouzière *et al.*, 1988; Frizon de Lamotte *et al.*, 1980)).

Numerosos estudios se han centrado en la reconstrucción de la historia geodinámica con el objetivo de comprender la evolución de la cuenca del Mediterráneo (Dewey *et al.*, 1989; Srivastava *et al.*, 1990; Rosenbaum *et al.*, 2002). En los últimos 200 Ma la placa ibérica, situada entre la placa euroasiática y africana, ha sufrido una compleja evolución. Durante la abertura del Atlántico entre el Jurásico y el Cretácico, la placa ibérica rotó a causa del movimiento direccional entre las placas euroasiática y africana (concretamente la placa de Nubia (DeMets *et al.*, 2008)) que cesó durante el Terciario. Desde hace aproximadamente 9 Ma la placa ibérica está sometida a la convergencia de las placas de Eurasia y Nubia, dando lugar al orógeno Alpino (Dewey *et al.*, 1989). Al mismo tiempo que se produce esta convergencia, tiene lugar un proceso de distensión entre la placa ibérica y africana dando lugar a la formación de la cuenca de Alborán y el golfo de Valencia (e.g.Sanz de Galdeano, 1990). Sobre los diferentes modelos geodinámicos, basados en datos geológicos y geofísicos, que intentan explicar la evolución del mar de Alborán se hablará en el apartado 5.2.3.

5.2.2 Sismotectónica

- Sismicidad histórica

Diferentes terremotos destructivos han tenido lugar durante el periodo histórico en la zona Ibero-Magrebí. La sismicidad histórica de la zona ha sido recopilada y evaluada por diferentes autores en varios catálogos sísmicos (e.g.Martínez Solares y Mezcua, 2002; Buforn *et al.*, 2004).La Figura 5.2 muestra los terremotos con intensidades MSK > IX

registrados entre 1500 y 1900 (Martínez Solares y Mezcua, 2002) en la península ibérica. Como se puede apreciar en la figura, la mayoría de los terremotos se han localizado en la costa española y portuguesa. Entre los terremotos más significativos, en cuanto a daños humanos y materiales se refiere, podemos destacar el conocido terremoto de Lisboa en 1755 situado en el Cabo de San Vicente (Martínez Solares *et al.*, 1979), y los terremotos de Arenas del Rey de 1884 (Udias y Muñoz, 1979) y el de Torrevieja de 1829 (e.g. Perea *et al.*, 2010) situados en el sur y el sureste de la península ibérica respectivamente (Figura 5.2). Hay constancia de que terremotos históricos ha tenido lugar al norte de Marruecos y Argelia (e.g. Elmrbet *et al.*, 1991), sin embargo ningún catálogo con los epicentros ha sido encontrado con el fin de incorporar terremotos históricos en esta zona en la Figura 5.2.

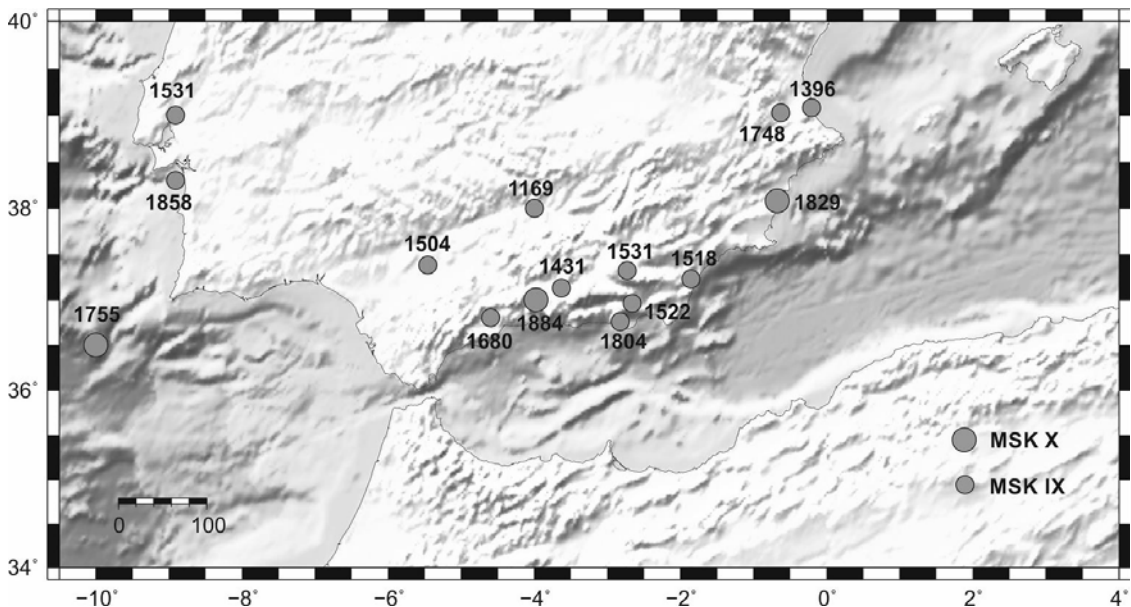


Figura 5.2: Sismicidad histórica de la península ibérica. Terremotos ocurridos entre 1500 y 1900 con intensidades MSK > IX según el catálogo de (Martínez Solares y Mezcua, 2002).

- Sismicidad Instrumental

El análisis de la sismicidad instrumental nos proporciona una información relevante para comprender la distribución de los terremotos así como la naturaleza de la deformación cortical. La Figura 5.3 muestra la sismicidad instrumental obtenida del catálogo del NEIC (*National Earthquake Information Center del U.S. Geological Survey*; <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>) para el periodo de tiempo de 1976 al 2013.

Tal y como muestra la Figura 5.3 podemos distinguir diferentes áreas de deformación a lo largo del límite de placas en función de la máxima concentración de epicentros. De oeste a este, estos sectores son el área oceánica del Golfo de Cádiz, la región Bético-Alborán-Rifeña y el margen argelino:

- En el golfo de Cádiz, los epicentros están distribuidos en una dirección E-W, a lo largo de una banda de 100 km de ancho situada al norte del golfo,

alternándose terremotos superficiales (< 35 km) con algunos de profundidad intermedia (~35-150 km).

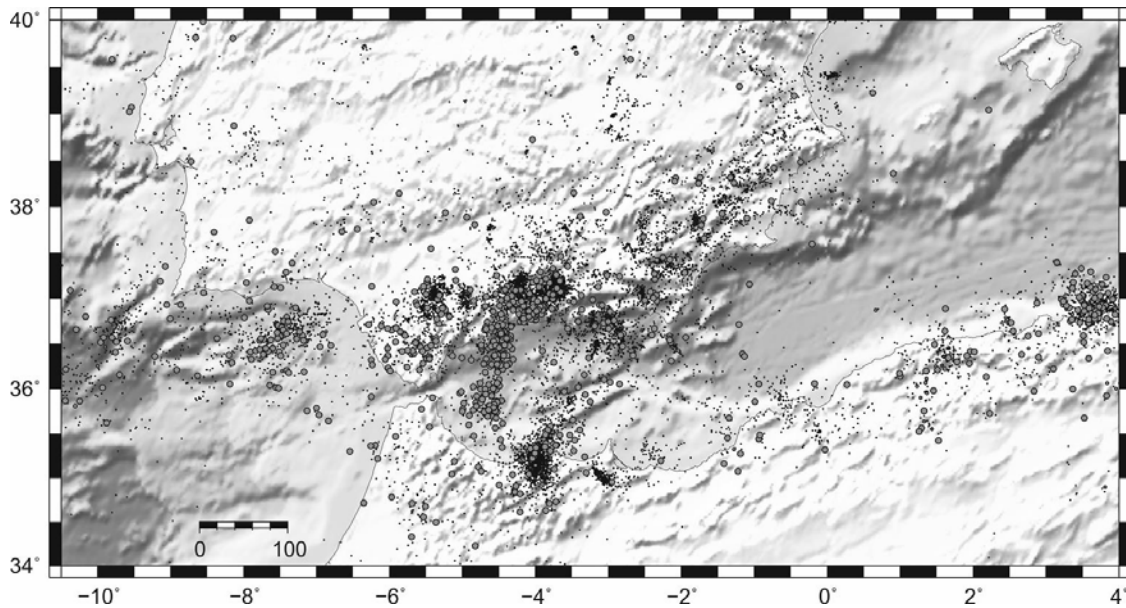


Figura 5.3: Sismicidad instrumental de la región Ibero-Magrebí obtenida del catálogo NEIC (<http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>). Terremotos ocurridos entre 1976 y 2013. Las magnitudes inferiores a 5 se han representado con puntos negros, las magnitudes superiores a 5 están representadas con puntos grises.

- En la región Bético-Rifeña, la sismicidad es difusa, lo cual hace difícil identificar una simple línea que defina el límite de placas. Según diferentes autores, la compleja sismicidad en esta área forma una “Z” denominada “Z-shape”, que incluye las zonas de cizalla de las Béticas Orientales y Trans-Alborán (*EBSZ Y TASZ*) y las cordilleras Rif-Tell (Bousquet, 1979; Leblanc y Olivier, 1984; De Larouzière *et al.*, 1988; Stich *et al.*, 2003; Sanz de Galdeano, 1990). Concretamente, los epicentros se concentran en la región de Alhucemas en el Norte de Marruecos, en el Sureste de la provincia de Cádiz y por último en la zona del sureste de la península ibérica, entre las provincias de Almería y Alicante (Buforn *et al.*, 2004). En esta última región tuvo lugar el terremoto de Lorca de 2011 (Echeverría *et al.*, 2012; González *et al.*, 2012; IGME, 2011; IGN, 2011; Vissers y Meijninger, 2011) de gran repercusión ya que a pesar de tener una magnitud moderada ($M_w=5.1$) causó 9 víctimas, así como numerosos daños materiales. La mayoría de los eventos de esta área son superficiales, sin embargo también se han registrado terremotos de profundidad intermedia concentrados principalmente en el mar de Alborán, alineados en dirección N-S. Al sur de la península también se han registrado terremotos profundos (>500 km), su atribución a una zona de subducción activa es aún tema de debate (Gutscher *et al.*, 2002; Buforn *et al.*, 2011).
- Otra área donde se concentra la sismicidad es a lo largo de la costa del norte de Argelia, concretamente en la región de El Asnam. En esta zona predominan los

sismos superficiales y han tenido lugar terremotos importantes como el terremoto de Asnam de 1980 (Philip y Meghraoui, 1983).

- Mecanismos focales

La Figura 5.4 muestra las soluciones de los mecanismos focales obtenidos por Palano *et al.* (2013) a partir de la combinación de todos los datos disponibles en diferentes catálogos públicos; el *Global CMT Project* (www.globalcmt.org, (Dziewonski *et al.*, 1981; Ekström *et al.*, 2012)); el RCMT (www.bo.ingv.it/RCMT/, (Pondrelli *et al.*, 2002; Pondrelli *et al.*, 2004; Pondrelli *et al.*, 2007; Pondrelli *et al.*, 2011)); y el *Regional Moment tensor Project* de la Universidad de Granada (www.ugr.es/~iag/tensor/) y de la literatura (Bezzeghoud y Buforn, 1999; Carrilho *et al.*, 2004; Stich *et al.*, 2003; Stich *et al.*, 2006; Stich *et al.*, 2010; Buforn *et al.*, 2004; Martínez-Martínez *et al.*, 2006; De Vicente *et al.*, 2008; Ruiz-Constán *et al.*, 2009).

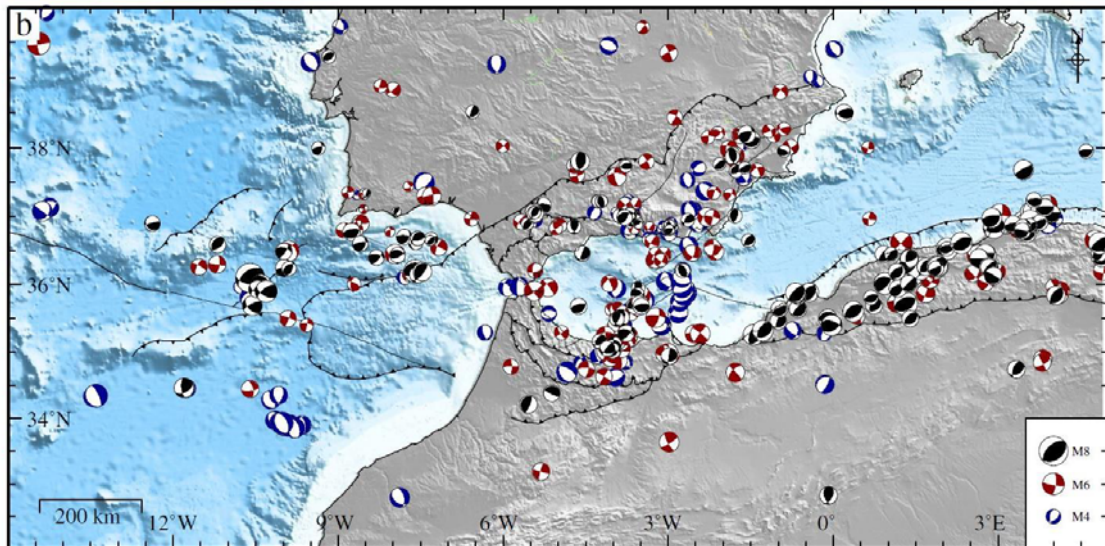


Figura 5.4: Mecanismos focales compilados por Palano *et al.* (2013) con magnitudes entre 2 y 8. Los mecanismos focales de fallas strike slip están marcados en rojo, los mecanismos negros indican fallas inversas, en azul se han marcado los mecanismos focales de fallas normales. Figura tomada de Palano *et al.* (2013).

Tal y como indican los mecanismos focales de la Figura 5.4, la parte más occidental de la región se caracteriza por mecanismos focales que corresponden a fallas de desgarre e inversas de orientación NE-SW. En la región más oriental de la Figura 5.4, correspondiente al norte de Argelia dominan las fallas inversas con orientación SE-NW, perpendiculares a la convergencia entre la placa euroasática y Nubia (Stich *et al.*, 2003). La región Bético-Rifeña revela una compleja configuración sismotectónica: en Alhucemas los mecanismos focales que predominan son de *strike-slip* con una pequeña componente inversa. En el mar de Alborán prevalecen las soluciones *strike-slip* con fallas normales subordinadas. Las Béticas Occidentales presentan soluciones que varían desde fallas normales a inversas. En las Béticas Orientales predominan soluciones *strike-slip* con pequeñas componentes normal e inversos. En las Béticas Centrales dominan los

mecanismos focales de fallas normales. Por último, en la cuenca de Guadalquivir y las zonas Externas dominan los mecanismos focales de fallas inversas con un componente menor de *strike-slip*.

Como resumen de este apartado, podemos concluir que la sismotectónica del límite de placas entre Eurasia y África (Nubia) en la región Ibero-Magrebí es compleja, tal y como muestra la difusa sismicidad, a partir de la cual es muy difícil indicar un límite preciso entre las dos placas. Los mecanismos focales estudiados ponen en evidencia la complejidad de la tectónica actual de la región, manifestando aspectos compresivos y tensionales en la misma zona.

5.2.3 Modelos Geodinámicos

A pesar del marco regional compresivo entre África y Eurasia, desde el Mioceno inferior esta zona ha sufrido extensión y adelgazamiento de una corteza previamente engrosada. La extensión ocurrió simultáneamente con la formación de encabalgamientos y acortamiento en las zonas externas de la cordillera Bético-Rifeña. Son numerosos los estudios geofísicos que se han centrado en el análisis de la estructura cortical y subcortical de la región Bético-Alborán-Rifeña con el objetivo de explicar la geometría y la mecánica del arco Bético-Rifeño y el sistema del mar de Alborán (Platt y Vissers, 1989; Seber *et al.*, 1996a; Calvert *et al.*, 2000; Royden, 1993; Lonergan y White, 1997; Spakman y Wortel, 2004). Estos estudios han propuesto distintos modelos tectónicos basados en diferentes mecanismos que explicarían la aparición de extensión dentro del marco regional compresivo entre África y Eurasia. Gracias a los datos geofísicos y geológicos recopilados a lo largo de los años, el número de modelos se ha ido reduciendo. A continuación se explican brevemente los modelos más aceptados:

- Eliminación convectiva (*convective removal*)

Según (Platt y Vissers, 1989), la convergencia entre África y Eurásica generó un orógeno gravitacionalmente inestable debido a que su raíz litosférica era más fría y densa que el manto circundante. Como resultado, el manto litosférico se hundió y fue progresivamente reemplazado por material astenosférico menos denso por procesos convectivos termales durante Oligoceno superior y el Mioceno inferior. El material litosférico en descenso se desprendió y hundió en la astenosfera dejando una corteza engrosada y un manto litosférico adelgazado (Figura 5.5).

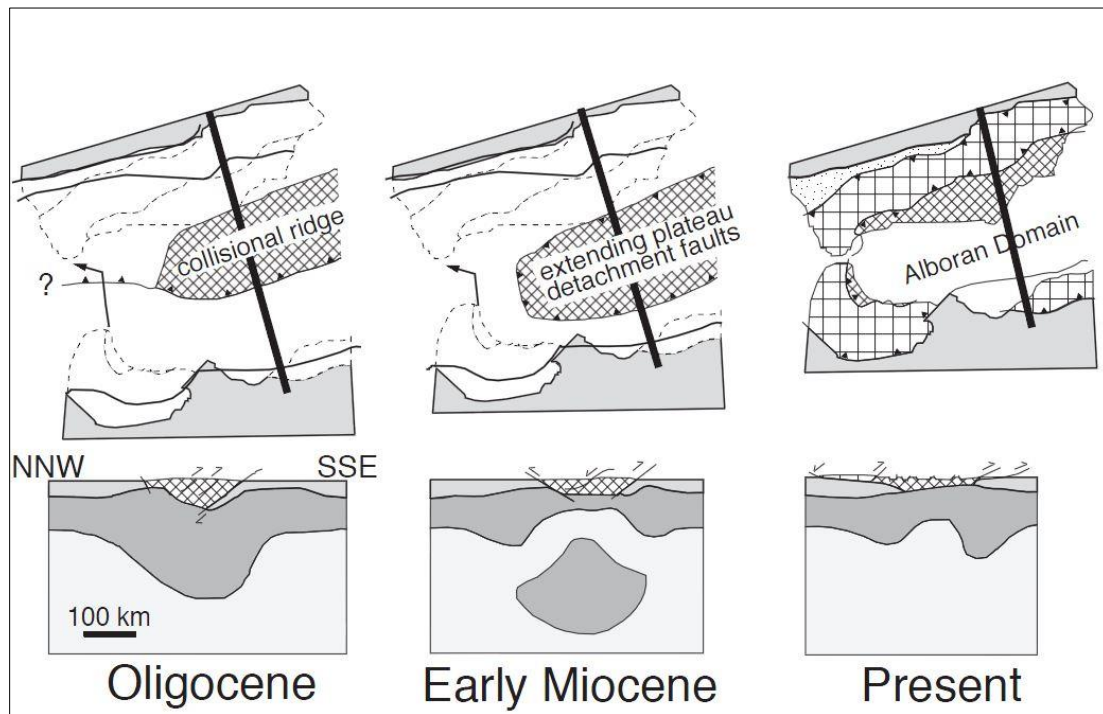


Figura 5.5: Modelo tectónico de convective removal tomada de Platt y Vissers (1989).

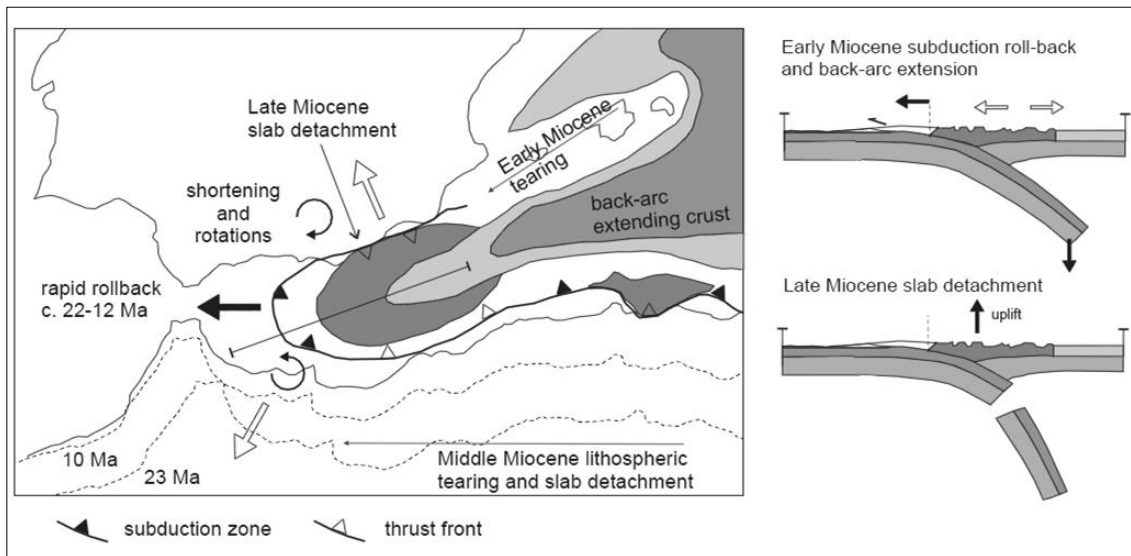
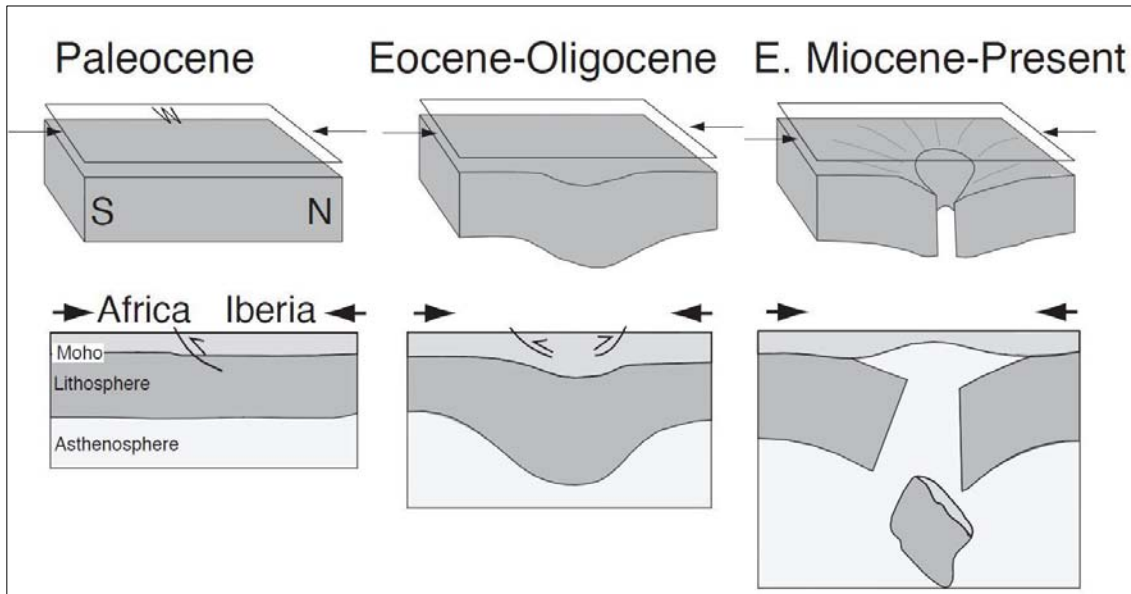
- **Delaminación (*Delamination*)**

El proceso físico de delaminación fue propuesto por Bird (1979). El autor propuso que dado un conducto astenosférico a través del manto litosférico que conectara la astenosfera y la corteza inferior, el material astenosférico fluiría lateralmente a lo largo de la base de la corteza, desgajando el manto litosférico, que se hundiría en la astenosfera debido al contraste de densidades (Figura 5.6). Este mecanismo ha sido usado por diferentes autores en el área de estudio (García-Dueñas *et al.*, 1992; Docherty y Banda, 1995; Seber *et al.*, 1996b; Mezcuca y Rueda, 1997). Los datos de la tomografía realizada por (Calvert *et al.*, 2000) son los que mejor respaldan esta teoría. El modelo evolutivo propone un mecanismo de delaminación de un manto litosférico previamente engrosado por la convergencia entre las placas tectónicas. Según este modelo, la sismicidad subcortical intermedia ocurre en la parte superior de un *slab* de litosfera que se hunde en la astenosfera. El reciente estudio realizado por Mancilla *et al.*(2013) basado en la sismicidad y datos GPS también respalda el modelo de delaminación bajo la cordillera Bética.

- ***Slab roll-back***

Un tercer conjunto de modelos explican la evolución de esta zona como el resultado del retroceso (“roll-back”) de un *slab* que subduce hacia el este, bien de forma activa (e. g Gutscher *et al.*, 2002; Gutscher *et al.*, 2012) o extinguida (Lonergan y White, 1997), de litosfera continental (Morales *et al.*, 1999) u oceánica (Gutscher *et al.*, 2002; Pondrelli *et al.*, 2002) situado bajo la actual posición del Arco de Gibraltar (Lonergan y White, 1997;

Spakman y Wortel, 2004) o en el centro del Golfo de Cádiz (Gutscher *et al.*, 2002; Gutscher, 2010; Rosell *et al.*, 2011) (Figura 5.7).



5.3 Estudios geodésicos previos

El primer estudio de la cinemática del límite de placas basado en observaciones geodésicas, utilizando un modelo de bloques, fue el realizado por Fadil *et al.* (2006). Los autores propusieron un modelo de bloques elástico basado en las observaciones de 22 estaciones realizadas en 4 campañas entre 1999 y 2004, y dos estaciones continuas IGS. Puesto que los perfiles de velocidades de sus observaciones no encajaban con ninguno de los límites de placa propuestos por diferentes autores (Klitgord y Schouten, 1986; Bird, 2003; Gutscher, 2004), realizaron un modelo de tres bloques; Eurasia, África y un bloque intermedio denominado *Rif Block* (Figura 5.8). El límite sur y oeste del *Rif Block* está relativamente bien constreñido por las velocidades GPS, al contrario de los límites este y norte, donde hay escasez de datos. Según los autores, el modelo confirma un movimiento de 3 mm/a (respetto a África) hacia el sur del Rif. El movimiento del *Rif block* es aproximadamente normal al movimiento relativo entre África y Eurasia, lo que implica un acortamiento en el Rif al mismo tiempo que una extensión en el mar de Alborán.

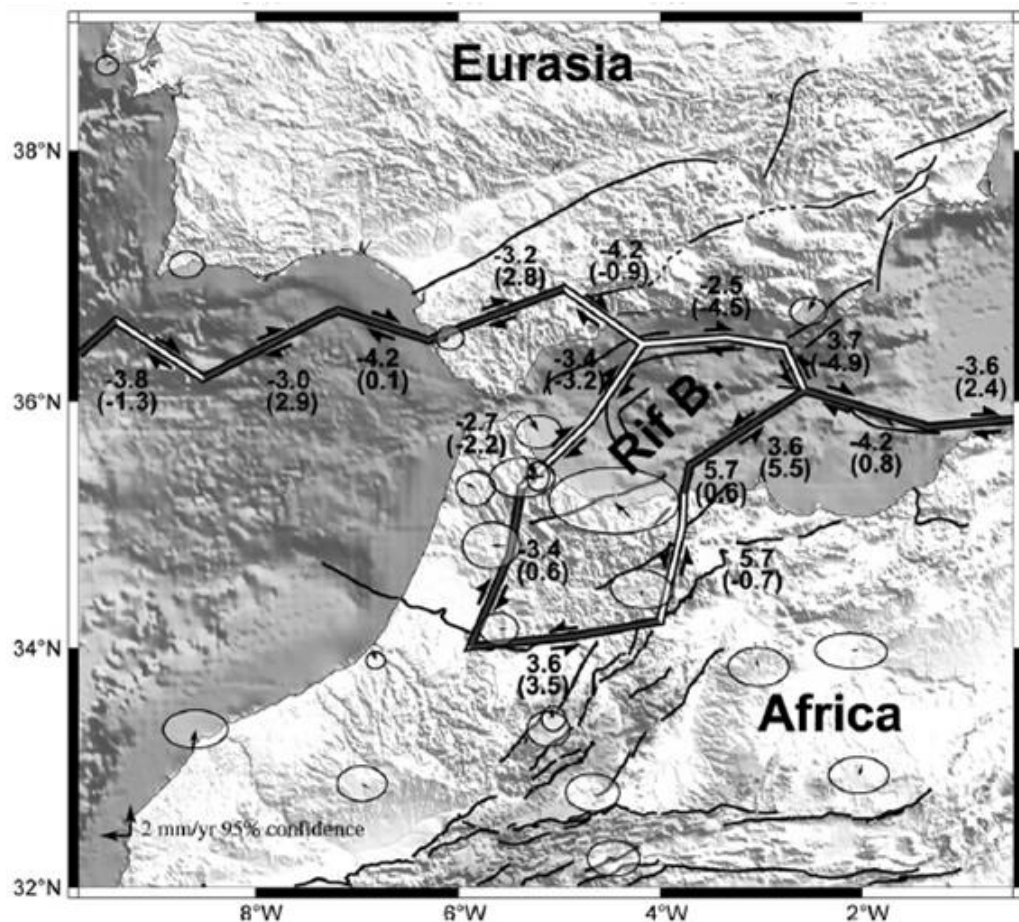


Figura 5.8: Mapa con el modelo de bloques elástico para el límite de placas occidental entre África y Eurasia propuesto por Fadil *et al.* (2006). Las elipses representan un 95% de confianza de las residuales GPS. Los números entre paréntesis muestran la componente normal de la tasa de deslizamiento en cada segmento de falla, los valores sin paréntesis muestran la componente paralela a la falla. Los valores negativos indican movimiento extensivo y sinistral. Figura tomada de Fadil *et al.* (2006).

El posterior estudio realizado por Tahayt *et al.* (2008) se basó en las mismas observaciones GPS que Fadil *et al.* (2006) pero con una campaña más realizada en 2005. Los resultados muestran movimientos asimétricos en el complejo sistema de Alborán que acomoda la convergencia entre las placas de África y Eurasia. Los autores concluyeron que mientras que las Béticas pertenecen a Iberia, moviéndose hacia el sureste, respecto África, el Rif se divide en tres bloques con distintos desplazamientos relativos a Nubia: El bloque de Tánger (TB; *Tanger Block*) con movimiento hacia el SE, el bloque del Rif Central (CRB; *Central Rif Block*) con un movimiento hacia el SSW y el bloque del Rif Oriental (ORB; *Oriental Rif Block*) con una rotación horaria derivada de las observaciones GPS y cuya tasa decrece desde los mantos de corrimiento del Rif hacia el antepaís (Figura 5.9).

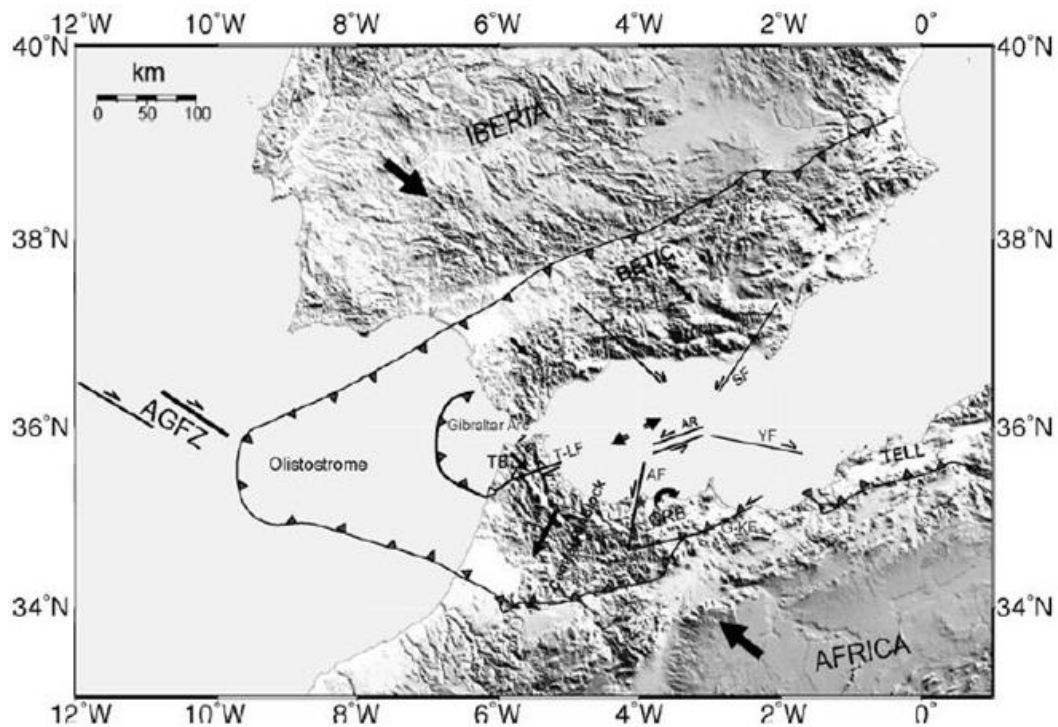


Figura 5.9: Interpretación estructural de la región de Alborán. Las flechas grandes muestran la convergencia relativa entre África y Eurasia. Las flechas delgadas indican el vector de la media de las velocidades de cada bloque. TB *Tanger block*, ORB *Oriental Rif block*. Figura tomada de Tahayt *et al.* (2008)

En 2010, Vernant *et al.* (2010) presentaron un estudio donde se ampliaban el número de estaciones procesadas (31 estaciones de campañas y 15 continuas) así como el tiempo de registro (de 1999 al 2007) respecto a los trabajos previos, con el fin de calcular un campo de velocidades mejorado para la zona. El modelo cinemático obtenido por los autores indica que la geometría de un límite de placas a través del estrecho de Gibraltar es el más compatible con los datos, pero que a pesar de ello dos bloques adicionales independientes de las placas euroasiática y de Nubia son necesarios para explicar la cinemática de la zona: el bloque de Alborán-Rif y el bloque de las Béticas (Figura 5.10).

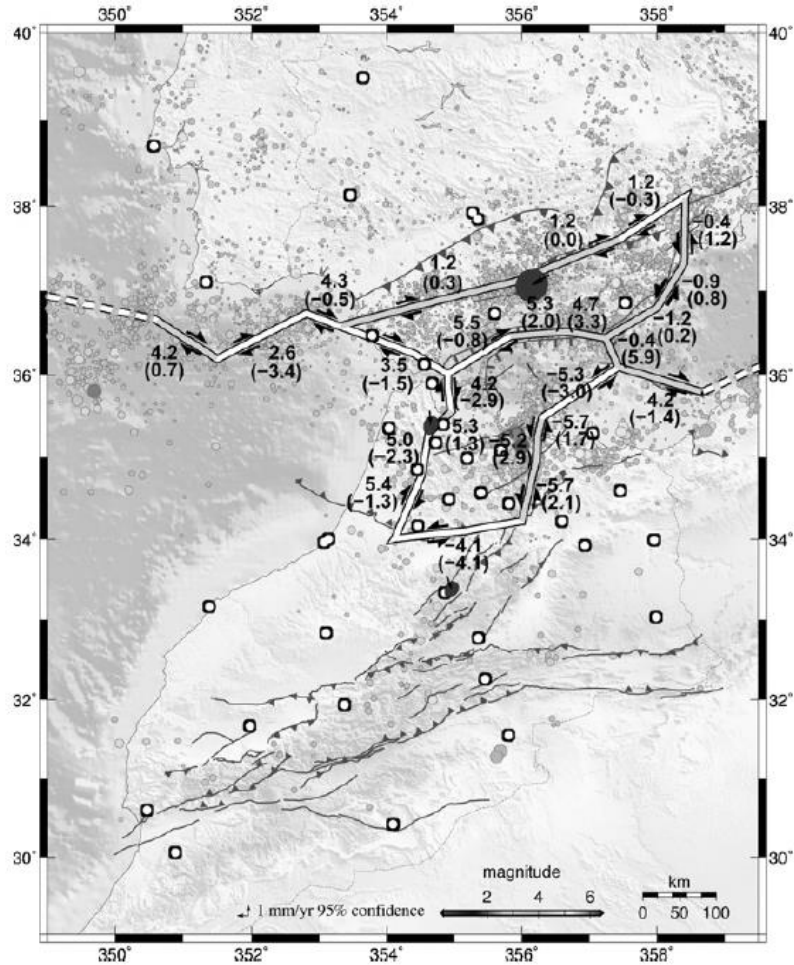


Figura 5.10: Modelo de bloques para el límite de placas entre África y Eurasia en el Mediterráneo más occidental de Vernant *et al.*(2010). Las residuales GPS menores a sus elipses de 95% de confianza se muestran como puntos blancos, y las mayores se muestran en gris. Los números muestran las componentes normal y de strike-slip de slip rate en mm/a (la componente normal a la falla entre paréntesis; negativo movimiento sinistro y compresión). Los slip-rates son la media de cada segmento. Las fallas modeladas blancas indican segmentos con compresión normal a la falla y los grises compresión. Figura tomada de Vernant *et al.*(2010)

El modelo de bloques elástico más completo realizado hasta el momento fue publicado por Koulali *et al.*(2011) (Figura 5.11) y revisado posteriormente por Nocquet (2012) (Figura 5.12). Al contrario que Vernant *et al.*(2010), en este estudio se propone una geometría de un único bloque que incluye las Béticas, el mar de Alborán y el Rif (denominado BARB), basándose en 31 estaciones de campañas y 65 estaciones continuas. Este modelo de bloques sugiere tres tipos de deformación: 1) una extensión a lo largo de la *Trans-Alboran Shear Zone* (NE-SW); 2) un movimiento dextro en las Béticas que corresponde a un alineamiento sísmico con orientación E-W; 3) una movimiento dextral al oeste (próximo a las Azores) que pasa a ser un transpresivo, también dextro, al este, (a lo largo del norte de Argelia).

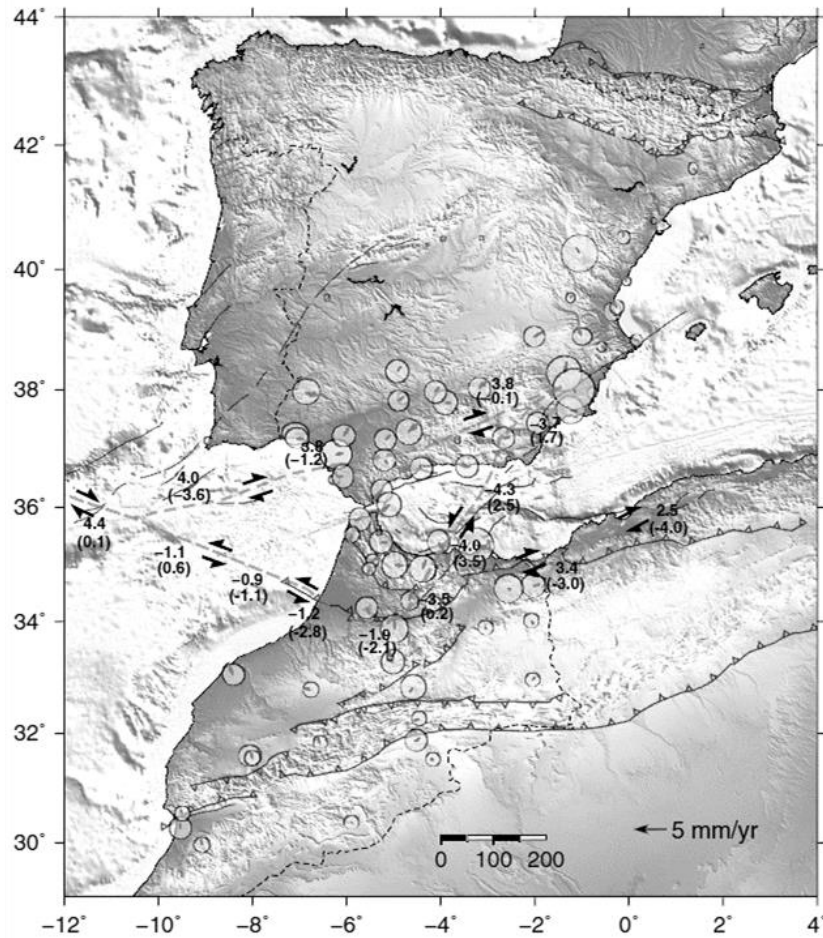


Figura 5.11: Velocidades residuales y modelo de bloques propuesto por Koulali et al.(2011) con los valores de la tasa de deslizamiento normal y paralelo (strike-slip) a la falla en los segmentos de los bloques. Las tasas están expresadas en mm/a (la componente normal a la falla entre paréntesis; negativo significa left-lateral (movimiento sinistro) y compresión). Figura tomada de Koulali et al.(2011).

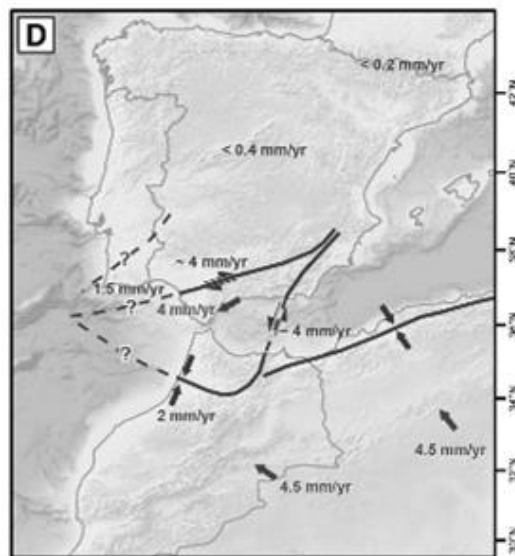


Figura 5.12: Modelo simplificado de (Nocquet, 2012) a partir de la revisión de (Koulali et al., 2011).

Pérez-Peña *et al.* (2010) realizaron una modelización de las deformaciones corticales en el sur de España y norte de África a partir del campo de velocidades obtenido de 12 estaciones GPS observadas en campañas desde 1998 al 2008. Los resultados se muestran en un mapa con los tensores de deformación (Figura 5.13), y los valores de la dilatación y la máxima deformación por cizalla. Este análisis encuentra un mayor valor del eje de compresión en la zona del Golfo de Cádiz, mar de Alborán y este de la península tendiendo a disminuir desde el oeste al este, y variando desde los 4,6 nstrain/a hasta los 2 nstrain/a con una dirección media NW-SE. Recordemos que la tasas de deformación se expresa en strains (ϵ) por año, el strain se define como la variación de longitud (extensión o compresión) por unidad de longitud ($\epsilon = \Delta L/L_0$) y por lo tanto no tiene unidades. Sin embargo en la zona interna de las Béticas predomina el eje de extensión de dirección E-W, siendo casi despreciable el eje de compresión (Figura 5.13). La máxima deformación por cizalla aumenta hacia el Sur, siendo más pronunciada en la zona del Golfo de Cádiz y Estrecho de Gibraltar, y también en el norte de Argelia. Los valores significativos de dilatación estimados por los autores se concentran en la Zona Interna de las Béticas, donde sugieren un régimen extensivo.

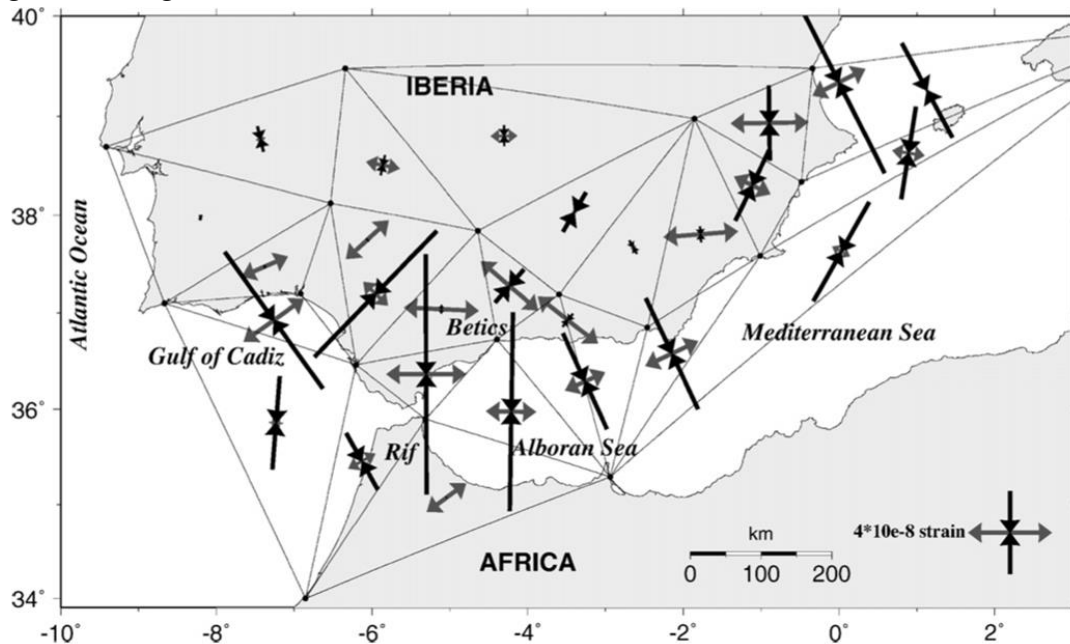


Figura 5.13: Magnitud y orientación de los ejes principales de deformación según Pérez-Peña *et al.* (2010).

El estudio más reciente y completo sobre el campo de esfuerzos y de la deformación en la zona es el realizado por Palano *et al.* (2013). Basándose en todos los datos geodésicos disponibles los autores realizaron un mapa de las tasas de deformación a partir del campo de velocidades obtenido de unas 60 estaciones en el área de estudio (Figura 5.14). A partir de datos geológicos y geofísicos (*e.g.* *breakouts* de pozos, inversión de mecanismos focales) obtuvieron un mapa de los esfuerzos en la región. Con toda esta información los autores concluyeron que las estaciones localizadas en el norte y centro del Rif tienen un movimiento hacia el oeste, mientras que las estaciones en el margen sur de las Béticas y cerca de Alhucemas muestran una clara contracción NNW-SSE. La tasa de deformación (Figura 5.14) muestra también una rotación antihoraria en la región de Alhucemas y una rotación horaria en el margen sureste de las Béticas.

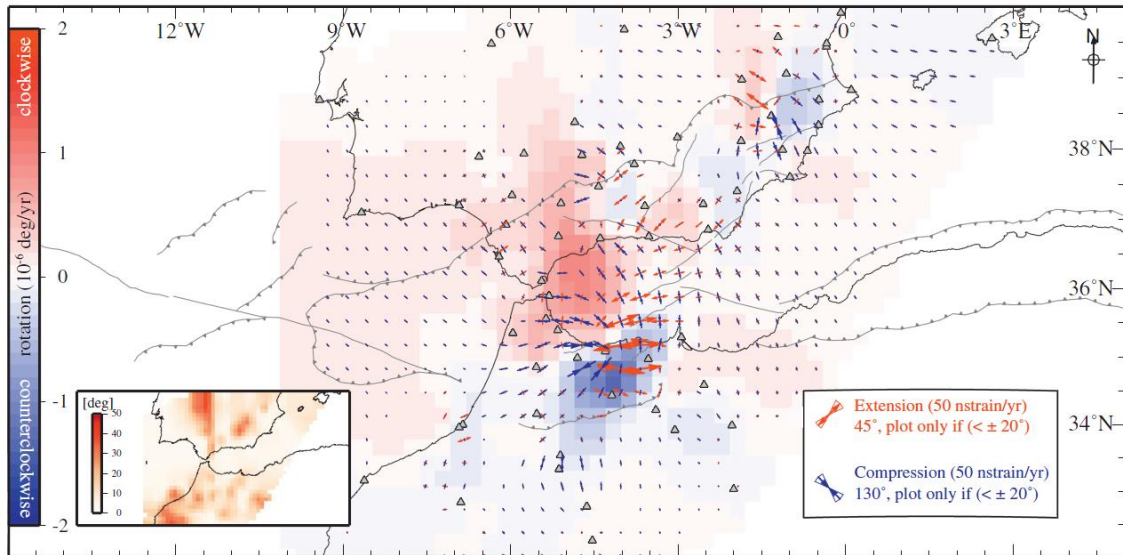


Figura 5.14: Parámetros de las tasas de deformación estimados a partir del campo de velocidades GPS según Palano *et al.* (2013). Las flechas representan la máxima tasa de deformación de extensión (rojo) y compresión (azul). Los colores de fondo representan la tasa de rotación horaria (rojo) y antihoraria (azul). Figura tomada de Palano *et al.* (2013).

Otros estudios geodésicos sobre la deformación de esta zona, pero de carácter muy regional y basados en pocas estaciones GPS en el área de estudio son los realizados por Fernandes *et al.* (2003; 2007), McClusky *et al.* (2003); Nocquet y Calais (2004); Stich *et al.* (2006) y Serpelloni *et al.* (2007).

Para concluir este apartado, cabe destacar el estudio, de carácter local, de las Béticas orientales realizado por Echeverría *et al.* (2013) a partir de la red CuaTeNeo. En este estudio se presentan por primera vez las velocidades obtenidas a partir de los 15 puntos geodésicos de red CuaTeNeo (Figura 5.15) basadas en análisis de datos de 5 campañas realizadas entre 1997 y 2011. Las estaciones presentan un movimiento hacia el NW respecto de Eurasia, con unas tasas entre 0,5 y 2 mm/a, donde la máxima deformación se concentra en la falla de Alhama de Murcia, la fuente del terremoto de Lorca en 2011. El campo de velocidades obtenido por los autores ha sido la clave en esta tesis para definir el modelo de bloques en la parte más oriental de la zona de estudio.

5.4 Datos GPS utilizados en la modelización

La modelización elástica de bloques a partir del software TDEFNODE (<http://web.pdx.edu/~mccaf/www/defnode/> (McCaffrey, 2005)) utilizado en esta tesis (véase apartado 5.5.2) permite la inversión conjunta de una variedad de datos geodésicos, sísmicos y geológicos: vectores GPS y LIDAR, vectores desplazamientos (*slip vectors*) extraídos de mecanismos focales, tasas geológicas de deslizamiento de falla, etc...

Para la modelización del límite de placas de la región Ibero-Magrebí de este estudio se utilizarán únicamente datos geodésicos. Tras recopilar y realizar diferentes modelos incluyendo los mecanismos focales de magnitudes mayores a 5 del catálogo del *Global CMT Project* (www.globalcmt.org (Dziewonski *et al.*, 1981; Ekström *et al.*, 2012)), se ha decidido no incluir estos en la inversión. La compleja variedad de mecanismos focales en una misma zona, así como la variación en la orientación de los planos de falla de una misma región hace que el modelo sea inconsistente, creando confusión en lugar de respaldar a los datos geodésicos (véase apartado 5.6.2). La moderada magnitud de los terremotos hace que las localizaciones de los epicentros de algunos eventos, como por ejemplo el terremoto de Lorca 2011, difieran entre los diferentes catálogos (López-Comino *et al.*, 2012; Martínez-Díaz *et al.*, 2012). Por estos motivos, y por la falta de criterios de selección a la hora de escoger o descartar eventos de características similares, los vectores de los desplazamientos deducidos a partir de los mecanismos focales se han descartado en la inversión.

5.4.1 Recopilación y tratamiento

La primera estación GPS en la región Ibero-Magrebí fue instalada por el Real Observatorio de la Armada (ROA) en San Fernando en 1996, y actualmente forma parte de la red global *IGS*. Desde entonces otras instituciones han desarrollado redes GPS permanentes en esta región, y han tenido lugar también campañas episódicas.

Para la modelización realizada en esta tesis se han recopilado todos campos de velocidades, de datos continuos y de campañas GPS, pertenecientes a redes marroquíes y españolas publicados en diferentes revistas científicas, así como los resultados preliminares de la red GPS Topo-Iberia. Los campos de velocidades utilizados han sido tomados de las publicaciones de Echeverría *et al.* (2013); Koulali *et al.* (2011); Palano *et al.* (2013) y Topo-Iberia. A continuación se describe con más detalle las redes y estaciones utilizadas en los artículos anteriormente citados:

El estudio de las Béticas Orientales realizado por Echeverría *et al.* (2013), de carácter local, está basado en el análisis de la red GPS CuaTeNeo (Colomina *et al.*, 1999). Echeverría *et al.* (2013) procesaron las observaciones realizadas en 5 campañas (1997, 2002, 2006, 2009 y 2011) de las 15 estaciones que conforman la red con el software GAMIT/GLOBK (Figura 5.15 y Tabla 5.1). Para complementar la red y poder crear su

propio marco de referencia, los autores utilizaron 27 estaciones EUREF distribuidas en Iberia, Marruecos y Eurasia.

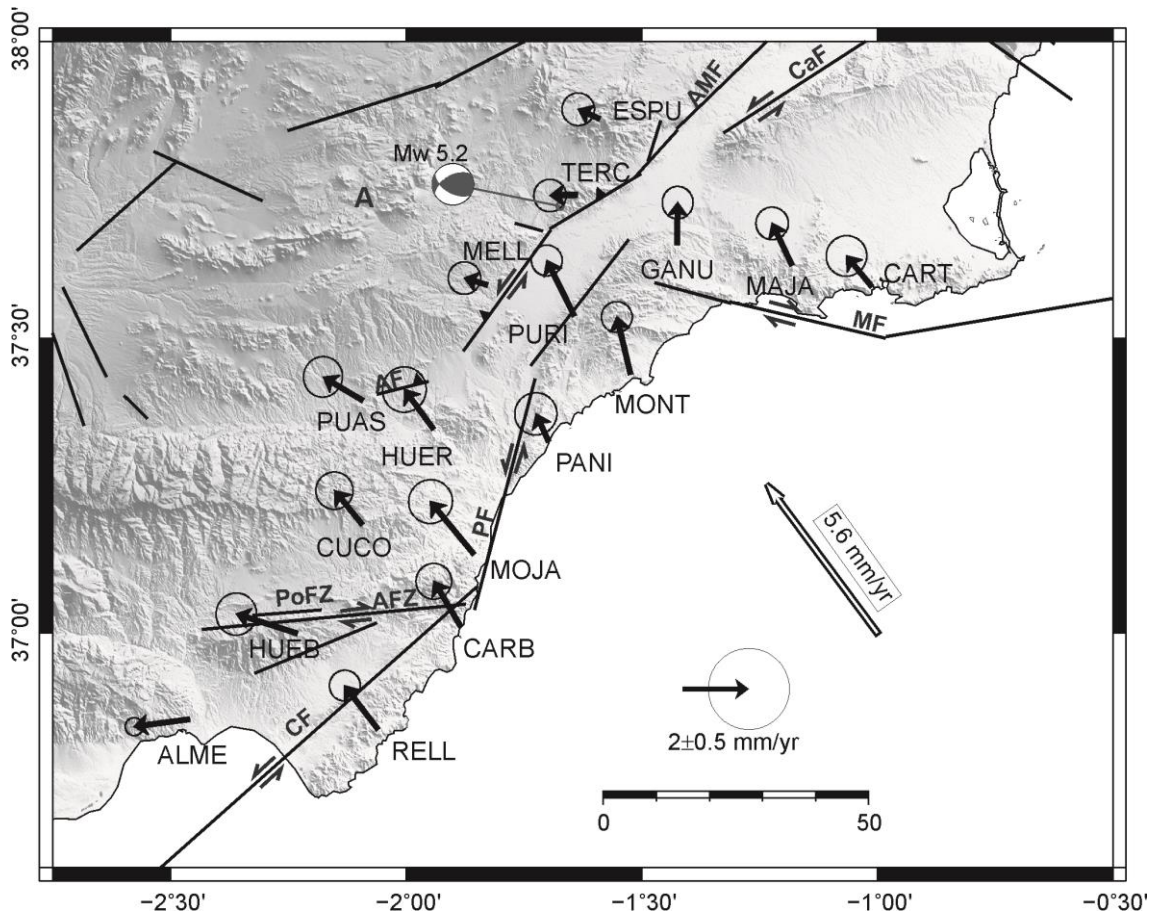


Figura 5.15: Campo de velocidades horizontales GPS de la red CuaTeNeo con un 95% de límite de confianza respecto al oeste de Eurasia. Se muestran las principales fallas activas según García-Mayordomo *et al.* (2012), el mecanismo focal del 2011 de Lorca según López-Comino *et al.* (2012) y el vector de la convergencia entre placa del modelo NNR-MORVEL56 (Argus *et al.*, 2011). AMF Alhama de Murcia Fault, CaF Carrascoy Fault, MF Morera Fault, AF Albox Fault, PoF Polopos Fault, AFZ PF Palomares Fault, AFZ Alpujarras fault Zone y CF Carboneras Fault. Figura cortesía de Echeverría, A.

El campo de velocidades presentado por Koulali *et al.* (2011) está basado en datos de campañas realizadas en Marruecos y datos continuos pertenecientes a diferentes redes marroquíes y españolas (Figura 5.16 y Tabla 5.2), procesados con GAMIT/GLOBK. Los datos marroquíes de campañas procesados pertenecen a 23 estaciones medidas en diferentes observaciones entre 1999 y 2009. Las redes públicas españolas y marroquíes procesadas por los autores fueron:

- 20 estaciones de la Red Andaluza de Posicionamiento (RAP; www.juntadeandalucia.es/institutodeestadisticaycartografia/redandaluzadeposicionamiento/rap/), instaladas por la Junta de Andalucía y en funcionamiento desde mediados del 2007.
- 8 estaciones de la red valenciana ERVA (Estaciones de Referencia de Valencia; icverva.icv.gva.es:8080/) del Institut Cartogràfic de Valencia (ICV).

- 3 estaciones de la red CGPS murciana Meristemum (gps.medioambiente.carm.es) operativas desde mediados de 2007 e instalada por el Departamento de Medioambiente de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia
- 4 estaciones de la red UNAVCO, instaladas bajo el proyecto de investigación entre el *Massachusetts Institute of Technology (MIT)*, *L'Ecole Mohammadia d'Ingenierus (EMI)*, y la Universidad de Tetuan *Abdelmalek Essadi*. Estas cuatro estaciones (RABT, IFRN, TETN y KTM) están operativas desde 2006.
- 10 estaciones de la red instalada por la *Agence Nationale de la conservation Foncière, du cadastre et la cartophie (ANCFCC)* plenamente operativa desde 2006.

Además de estas las estaciones descritas, varias estaciones pertenecientes a EUREF e IGS y repartidas por África (13 estaciones) y Eurasia (21 estaciones) fueron utilizadas por Koulali *et al.* (2011) con el fin de obtener un marco de referencia respecto Eurasia y otro respecto África. Ochenta y tres velocidades pertenecientes a este estudio han sido invertidas en esta tesis (Tabla 5.2)

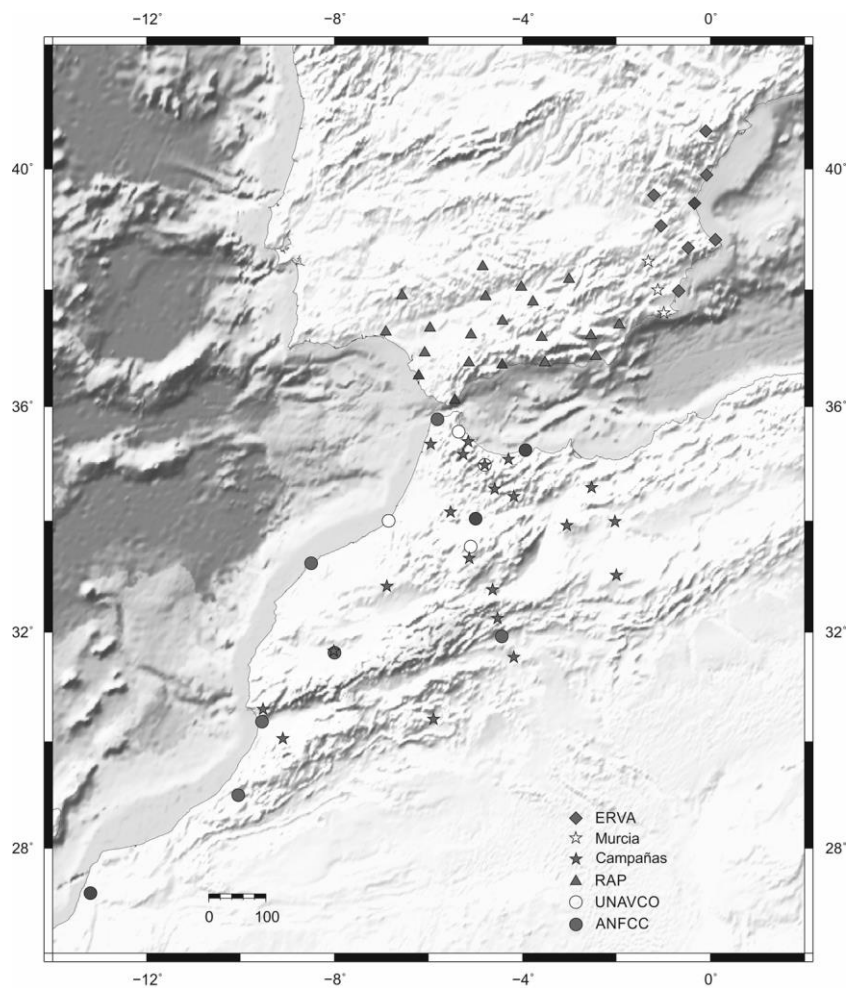


Figura 5.16: Emplazamiento de las estaciones (y red a la que pertenecen) analizadas por Koulali *et al.* (2011) y utilizadas para la modelización numérica en esta tesis.

En el estudio realizado por Palano *et al.* (2013) se obtuvo el campo de velocidades a partir de las estaciones de campañas marroquíes, la red ERVA, la red murciana Meristemum y la red Andaluza RAP, todas ellas anteriormente descritas para el estudio realizado por Koulali *et al.*(2011). El procesado de datos se llevó a cabo también con el software GAMIT/GLOBK. El artículo de Palano *et al.* (2013) añade tan solo dos estaciones extras a la solución de Koulali *et al.*(2011), y han sido utilizadas en nuestra inversión. Estas estaciones corresponden a MALA (Málaga, Andalucía) perteneciente al ERGNSS del Instituto Geográfico Nacional, y CRCV (Caravaca, Murcia) de la red murciana Meristemum, ambas operativas desde 2006 (Tabla 5.3).

Por último, también se ha contado con el campo de velocidades de las estaciones GPS de la red continua Topo-Iberia (véase capítulo 3) para realizar la modelización. La red Topo-Iberia nos ha proporcionado una mayor cobertura principalmente con 4 estaciones en el norte de Marruecos (TAZA, BENI, ERRA, TIOU) y con 9 estaciones en las Béticas (ALJI, LIJA, LOJA, NEVA, PALM, AREZ, TGIL y VILA).

Un paso previo a la modelización de los datos GPS ha sido rotar los cuatro campos de velocidades recopilados para que estén en un mismo sistema de referencia, puesto que cada uno de ellos tiene uno propio. Se ha escogido el sistema de referencia del campo de velocidades de Echeverría *et al.*(2013) como referencia (Tabla 5.1) y se han rotado el resto de campos de velocidades respecto este.

VELOCIDADES DE ECHEVERRIA *et al.* (2013)

	STA	LON	LAT	V_e	V_n	$1\sigma_e$	$1\sigma_n$	RHO
1	CART	358.98	37.587	-0.76	0.93	0.50	0.50	0.015
2	MAJA	358.81	37.623	-0.60	1.27	0.40	0.40	0.002
3	GANU	358.57	37.658	0.02	1.27	0.38	0.38	0.001
4	MONT	358.47	37.439	-0.41	1.73	0.38	0.38	-0.002
5	ESPU	358.41	37.870	-0.65	0.29	0.40	0.40	-0.001
6	TERC	358.36	37.742	-0.82	-0.02	0.40	0.40	0.001
7	PURI	358.35	37.538	-0.83	1.67	0.38	0.38	0.000
8	PANI	358.30	37.325	-0.38	0.84	0.52	0.52	0.005
9	MELL	358.17	37.590	-0.70	0.21	0.40	0.40	0.004
10	MOJA	358.14	37.134	-1.31	1.59	0.54	0.54	0.015
11	CARB	358.11	37.012	-0.80	1.35	0.44	0.44	0.003
12	HUER	358.05	37.346	-0.88	1.20	0.54	0.54	0.008
13	RELL	357.94	36.836	-1.01	1.32	0.38	0.38	0.003
14	PUAS	357.90	37.395	-1.20	0.71	0.48	0.48	0.018
15	CUCO	357.90	37.184	-0.84	1.03	0.46	0.46	0.005
16	HUEB	357.76	36.999	-1.84	0.59	0.50	0.50	0.008
17	ALME	357.54	36.853	-1.68	-0.22	0.22	0.22	0.003
18	CASC	350.58	38.693	-0.55	0.08	0.68	0.52	0.000

Tabla 5.1: Velocidades de la red CuaTeNeo según de Echeverría *et al.*(2013) utilizadas como marco de referencia en la modelización de este estudio. Las velocidades están respecto el marco de referencia de Europa occidental y expresados en mm/a. V_e es la componente este de la velocidad, V_n , la componente norte y los errores 1σ asociados; ρ es el coeficiente de correlación entre la componente este y la norte.

El programa *velrot* incluido en GAMIT/GLOBK nos ha permitido la combinación y rotación de los diferentes campos de velocidades recopilados respecto al escogido como referencia. En esencia, el programa combina dos campos de velocidades (que toma como *inputs*) y los transforma a un único campo de velocidades con sistema de referencia común, basándose en las estaciones en común de ambos *inputs*. Por este motivo, para poder rotar y combinar los 4 campos de velocidades recopilados se han tenido que realizar 3 pasos. El fichero de salida del programa (*output*) contiene las estadísticas del alineamiento de los sistemas y las residuales de las estaciones usadas en el alineamiento (la diferencia entre las velocidades obtenidas en la rotación para las estaciones comunes de ambos campos de velocidades). A partir del valor de las velocidades residuales en sus tres componentes (dN, dE y dU), se ha podido excluir aquellas estaciones que tras realizar el alineamiento daban como resultado unas residuales grandes. A continuación se describen los pasos seguidos para rotar los 3 campos de velocidades respecto el marco de referencia de Echeverría *et al.* (2013):

- **Solución 1: Rotación del campo de velocidades de Koulali *et al.* (2011) respecto Echeverría *et al.* (2013).**

Originalmente, ambos campos de velocidades compartían 11 estaciones comunes: ALAC, YEBE, EBRE, IFRN, RABT, TLSE, LAGO, TETN, VILL y CASC. Para la rotación de estos sistemas se ha decidido no incluir SFER en el alineamiento puesto que la residual para esta estación es de 1,17 mm/a para la componente este, y se ha considerado grande. Las estadísticas basadas en la alineación de las 10 estaciones restantes tienen un rms= 0,15 mm/a y un nrms= 0,69 y todas las residuales para las estaciones comunes son inferiores a 0,5 mm/a por lo que se considera que el ajuste es bueno. Para el campo de velocidades resultante, se ha escogido la solución rotada de ALAC, YEBE, EBRE, IFRN, RABT, TLSE, LAGO y TETN de la solución de Koulali *et al.*(2011) y VILL y CASC de la solución de Echeverría *et al.* (2013) basándonos en los errores asociados así como la orientación y magnitud de los vectores en relación con las estaciones cercanas (Tabla 5.2).

VELOCIDADES DE KOULALI *et al.* (2011) respecto Echeverría *et al.* (2013)

	STA	LON	LAT	Ve	Vn	1σ e	1σ n	ρ
1	MELI	357.06	35.290	-3.00	1.23	1.07	1.05	-0.004
2	MORE	359.89	40.618	-0.15	-0.85	0.43	0.44	0.000
3	VALE	359.66	39.481	0.48	-0.70	0.43	0.43	0.001
4	VCIA	359.65	39.436	-0.16	-0.92	0.54	0.57	0.000
5	ALCO	359.52	38.698	-0.87	0.36	0.33	0.34	-0.004
6	ALAC	359.51	38.339	-0.33	0.33	0.23	0.24	-0.011
7	TORR	359.31	37.975	-0.76	0.25	0.32	0.37	-0.005
8	CRTG	359.00	37.606	-1.95	0.80	0.87	0.86	0.000
9	AYOR	358.94	39.061	0.33	-1.24	0.62	0.59	0.000
10	MURC	358.87	37.992	-0.50	0.46	1.28	1.19	0.001
11	UTIE	358.79	39.569	-0.35	-0.18	0.32	0.33	-0.002
12	ALBA	358.14	38.978	-1.22	-0.52	0.66	0.64	0.000

13	OUJD	358.08	34.684	-4.46	2.00	0.76	0.73	0.000
14	HUOV	358.05	37.402	-0.27	0.35	0.68	0.68	0.000
15	TNDR	357.99	33.031	-4.10	2.30	0.50	0.48	0.001
16	BMTR	357.96	33.986	-4.09	2.99	0.51	0.50	0.004
17	ALMR	357.55	36.863	-1.23	-0.19	0.21	0.20	-0.010
18	AION	357.46	34.588	-3.84	2.32	0.88	0.87	0.008
19	CAAL	357.45	37.221	-1.70	-1.02	0.69	0.67	-0.001
20	VIAR	356.98	38.168	-1.29	-1.09	0.69	0.68	0.000
21	DEBD	356.94	33.919	-3.67	2.40	0.49	0.48	-0.012
22	YEBE	356.91	40.525	-0.41	-0.10	0.18	0.18	-0.008
23	MOTR	356.47	36.755	-2.93	-1.68	0.71	0.71	0.000
24	GRAN	356.40	37.190	-2.45	-1.37	0.22	0.27	-0.003
25	UJAE	356.21	37.788	-1.02	0.19	0.76	0.75	0.000
26	HOCM	356.06	35.247	-2.90	1.24	0.68	0.75	0.001
27	ANDU	355.97	38.040	-0.60	-0.44	0.69	0.69	0.000
28	MSLA	355.81	34.432	-3.67	1.22	0.50	0.50	-0.001
29	ERFD	355.81	31.549	-3.55	2.49	0.50	0.50	0.003
30	MADR	355.75	40.429	-0.27	-0.22	0.15	0.16	-0.013
31	BBFH	355.69	35.081	-6.12	-0.54	0.82	0.83	0.000
32	CABR	355.57	37.468	-1.94	-1.32	0.82	0.80	0.001
33	MLGA	355.56	36.716	-3.12	-1.14	0.72	0.71	0.000
34	ERRA	355.56	31.923	-4.29	2.24	0.71	0.71	0.000
35	RICO	355.46	32.255	-3.10	2.69	0.50	0.49	0.012
36	TANT	355.40	34.565	-4.48	0.27	0.56	0.58	0.021
37	MBLD	355.36	32.769	-3.33	3.05	0.81	0.79	0.001
38	COBA	355.27	37.916	-0.60	-0.35	0.35	0.37	-0.001
39	CRDB	355.21	37.877	-0.77	-0.33	0.67	0.66	-0.001
40	KTMA	355.19	34.987	-6.52	0.14	0.82	0.82	-0.002
41	POZO	355.15	38.383	-0.59	-0.50	0.73	0.72	0.000
42	FES_	355.00	34.039	-3.69	0.70	0.88	0.86	0.001
43	OSUN	354.90	37.232	-0.99	-0.46	0.68	0.68	0.001
44	IFRN	354.89	33.540	-3.58	1.03	0.23	0.23	-0.002
45	HEBR	354.86	33.333	-2.98	2.01	0.75	0.76	0.002
46	ROND	354.85	36.754	-3.19	0.28	0.71	0.67	0.001
47	LAOU	354.84	35.395	-5.68	-0.03	0.73	0.73	-0.002
48	CHEF	354.73	35.173	-6.36	-0.82	0.43	0.43	0.015
49	CEUT	354.68	35.896	-2.91	1.16	0.76	0.76	0.001
50	TETN	354.63	35.562	-4.42	0.06	0.19	0.21	0.001
51	ALGC	354.55	36.111	-2.83	1.38	0.68	0.70	0.001
52	ZAGO	354.46	34.158	-4.80	1.50	0.69	0.69	0.003
53	OUZS	354.46	34.850	-5.13	0.92	0.42	0.41	-0.006
54	TANG	354.19	35.779	-3.84	0.33	0.69	0.72	0.000
55	ZARA	354.10	30.415	-3.69	2.47	0.55	0.54	-0.008
56	TNIN	354.04	35.351	-4.33	1.81	0.48	0.49	0.006
57	SEVI	354.02	37.346	-0.69	-0.78	0.72	0.67	0.000
58	LEBR	353.91	36.922	-1.61	0.08	0.96	0.89	0.001
59	SFER	353.79	36.464	-3.79	0.55	0.36	0.32	0.001
60	UCAD	353.79	36.532	-2.21	0.50	0.67	0.74	0.000
61	CACE	353.65	39.479	-0.47	0.52	0.21	0.25	-0.007

62	ARAC	353.43	37.894	-1.95	0.89	0.84	0.79	0.000
63	AZIL	353.38	31.934	-3.31	1.69	0.50	0.48	0.001
64	RABT	353.14	33.998	-3.54	1.55	0.19	0.20	0.003
65	KBGA	353.11	32.834	-2.81	2.07	0.51	0.51	-0.008
66	HULV	353.08	37.280	-1.26	0.23	0.84	0.67	0.000
67	HUEL	353.08	37.200	-0.96	0.19	0.73	0.64	0.002
68	MARK	351.99	31.628	-3.99	2.11	0.74	0.71	-0.003
69	MARO	351.98	31.665	-3.39	1.56	0.54	0.52	-0.013
70	JDID	351.49	33.248	-2.96	0.68	0.73	0.69	0.002
71	GAIA	351.41	41.106	0.00	0.02	0.26	0.26	-0.011
72	LAGO	351.33	37.099	-1.84	0.61	0.30	0.28	0.011
73	BAHA	350.89	30.053	-3.32	1.71	0.62	0.59	-0.013
74	IMZR	350.47	30.596	-3.31	1.88	0.59	0.57	-0.007
75	INZG	350.45	30.363	-3.41	1.61	0.78	0.78	-0.006
76	GULM	349.95	29.002	-4.05	1.85	0.87	0.83	-0.013
77	LAYN	346.80	27.150	-3.17	1.61	1.18	1.12	-0.012
78	DAKA*	342.53	14.685	-2.98	2.63	3.12	3.23	-0.056
79	TLSE	14.810	43.561	0.20	-0.03	0.21	0.21	-0.011
80	BELL	14.010	41.600	-0.53	0.43	0.31	0.41	0.002
81	EBRE	0.4920	40.821	-0.01	-0.24	0.21	0.24	0.000
82	DENI	0.1040	38.835	0.09	0.12	0.40	0.43	-0.002
83	JUMI	358.67	38.471	-0.51	-1.47	1.08	1.05	0.001

Tabla 5.2: Campo de velocidades de Koulali *et al.* (2011) rotadas respecto a Echeverría *et al.* (2013) utilizadas en la modelización. V_e es la componente este de la velocidad, V_n , la componente norte y los errores 1σ asociados, expresados en mm/a.; p es el coeficiente de correlación entre la componente este y la norte. Las estaciones marcadas con asterisco han sido eliminadas de la modelización bien por sus errores grandes o bien por su comportamiento anómalo.

- **Solución 2: Rotación del campo de velocidades de Palano *et al.*(2013) respecto a la solución 1.**

Como ya se ha descrito anteriormente, la solución del campo de velocidades de Palano *et al.*(2013) añade dos estaciones extra a la solución de Koulali *et al.*(2011). Para rotar estas dos estaciones respecto al campo de velocidades obtenido en el paso anterior, se han utilizado las siguientes 12 estaciones comunes en ambos campos de velocidades: EBRE, VILL, CASC, YEBE, TLSE, TETN, IFRN, SFER, LAGO, RABAT, ALAC y ALME. El RMS. La alineación de estas 13 estaciones tienen un rms = 0,20 mm/a y el nrms es de 0,98. Las velocidades residuales obtenidas para estas estaciones comunes son inferiores a 0,5 mm/a (Tabla 5.3).

VELOCIDADES DE PALANO respecto (Echeverria et al., 2013)

	STA	LON	LAT	V_e	V_n	δe	δn	RHO
1	MALA	355.60	36.726	-2.09	-1.64	0.42	0.42	-0.022
2	CRVC	358.13	38.115	-1.45	-0.12	0.87	0.87	-0.003

Tabla 5.3: Campo de velocidades de Palano et al.(2013) rotadas respecto a la Solución 1 utilizadas en la modelización. V_e es la componente este de la velocidad, V_n , la componente norte y los errores 1σ asociados, expresados en mm/a.; ρ es el coeficiente de correlación entre la componente este y la norte.

- **Solución 3: Rotación del campo de velocidades de Topo-Iberia respecto a la solución 2**

El campo de velocidades obtenido con procesado de la red Topo-Iberia cuenta con las 25 estaciones que conforman la red, así como estaciones que complementan y ayudan a realizar la estabilización (véase el Capítulo 3) y el marco de referencia de la propia red. Para la rotación de este campo de velocidades se han escogido las siguientes estaciones comunes: BORR, TERU, ALME, YEBE, VILL, RABT y CASC. Las velocidades residuales de estas 7 estaciones son inferiores a 0,5 mm/a y el rms y nrms para ellas es de 0,30 mm/a y 1,05 respectivamente. Para el campo de velocidades resultante, se ha escogido la solución rotada de VILL, BORR y TERU, y la solución de ALME, YEBE, RABAT y CASC de la “solución 2” (Tabla 5.4).

5.4.2 Incertidumbres

Las incertidumbres de los parámetros calculados en la modelización (e.g. polos de Euler, *locking depth*), así como las medidas estadísticas que nos indican el ajuste del modelo, son directamente dependientes de las incertidumbres asignadas a los *inputs* (McCaffrey, 2005), en nuestro caso, los datos las velocidades GPS recopiladas. Para la modelización, se han excluido las velocidades GPS cuyas incertidumbres son mayores a 1,2 mm/a, y se ha fijado un valor de 0,2 mm/a a todas las velocidades con incertidumbres inferiores a 0,2 mm/a de acuerdo con McCaffrey et al.(2013).

Como ya se ha explicado en el subapartado anterior, los campos de velocidades utilizados para la modelización de esta tesis provienen de distintos autores. Los autores han utilizado diferentes aproximaciones para calcular las incertidumbres asociadas y por lo tanto hay que analizar y comparar las diferentes incertidumbres obtenidas en las diferentes publicaciones. De los 4 campos de velocidades utilizados en la modelización, la solución de Koulali et al.(2011) tiene incertidumbres mayores (siempre con valores inferiores a 1,2 mm/a). Los valores de las incertidumbres calculadas por Echeverria et al.(2013) y Palano et al.(2013) son aproximadamente la mitad que las obtenidas por Koulali et al. (2011), mientras que las incertidumbres del campo de velocidades de Topo-Iberia son en general inferiores que las obtenidas por Koulali et al.(2011), pero mayores que las de Echeverria et al.(2013) y Palano et al.(2013). Con el fin de equiparar la magnitud de las incertidumbres y basándonos en las estaciones comunes entre los diferentes campos de velocidades, se ha decidido escalar las incertidumbres de Echeverria et al. (2013) y Palano

et al. (2013) con un factor de 2, y se ha utilizado un factor de escala de 1,5 para las incertidumbres obtenidas de la red Topo-Iberia.

VELOCIDADES TOPO-IBERIA respecto Echeverría et al(2013)

	STA	LON	LAT	Ve	Vn	δ_e	δ_n	RHO
1	BORR	359.91	39.905	0.22	-0.39	0.45	0.45	0.013
2	ASIN	359.90	42.517	0.83	-0.14	0.63	0.64	-0.018
3	UCMT	359.52	40.364	1.17	-0.49	0.64	0.55	0.015
4	ZARA	359.11	41.633	0.36	-0.24	0.48	0.49	0.000
5	FUEN	359.11	42.360	0.99	-0.20	0.55	0.58	-0.004
6	TERU	358.87	40.350	0.29	-0.29	0.40	0.37	0.018
7	PILA	358.71	38.254	-0.94	1.01	0.37	0.37	0.015
8	AREZ	358.06	37.835	-1.24	0.04	0.39	0.38	0.011
9	EPCU	357.85	40.080	-0.98	-0.20	0.64	0.61	0.026
10	LNDA	357.42	42.960	0.63	0.76	0.57	0.60	0.025
11	TGIL	356.69	38.034	-0.89	-0.23	0.34	0.36	0.010
12	NEVA	356.61	37.063	-1.45	-0.32	0.36	0.36	-0.003
13	PALM	356.43	36.809	-2.66	-1.25	0.34	0.36	-0.007
14	VILL	356.04	40.444	-0.13	-0.21	0.24	0.23	-0.007
15	SONS	356.03	39.675	0.04	0.31	0.30	0.30	0.004
16	TAZA	356.00	34.230	-3.95	3.03	0.52	0.46	-0.005
17	LOJA	355.89	37.107	-2.63	-0.35	0.36	0.58	0.000
18	REIN	355.82	43.046	0.23	1.04	0.58	0.58	0.029
19	RUBI	355.80	38.609	-0.71	-0.10	0.46	0.51	0.004
20	ERRA	355.54	31.939	-3.88	2.98	0.67	0.64	0.019
21	LOBE	354.89	40.220	-0.17	-0.03	0.46	0.46	-0.013
22	LIJA	354.59	36.906	-2.30	-0.86	0.55	0.57	-0.004
23	ALJI *	354.35	36.530	-1.98	1.05	3.57	0.94	0.012
24	MAIL	353.77	40.569	-0.82	0.26	0.40	0.40	-0.048
25	CIER	353.71	41.941	0.01	1.09	0.51	0.54	-0.036
26	BENI	353.68	32.377	-3.59	1.63	0.60	0.64	0.005
27	CABU	353.53	43.569	0.19	0.75	0.72	0.75	-0.006
28	CAST	353.46	38.123	-1.32	0.71	0.37	0.39	0.003
29	TRIA	352.75	42.715	-0.53	1.32	0.63	0.61	-0.051
30	TIOU	352.75	30.924	-3.53	2.79	0.97	0.94	0.002
31	MALL *	2.6250	39.553	-0.10	-1.00	0.70	0.70	0.015

Tabla 5.4: Campo de velocidades de Topo-Iberia rotado respecto a la Solución 2 utilizadas en la modelización. Las estaciones marcadas con asterisco han sido eliminadas de la modelización bien por sus errores grandes o por su comportamiento anómalo. V_e es la componente este de la velocidad, V_n , la componente norte y los errores 1σ asociados, expresados en mm/a.; ρ es el coeficiente de correlación entre la componente este y la norte.

5.5 Modelización de datos GPS

Las observaciones GPS proporcionan velocidades de la superficie de la corteza en un sistema de referencia. La modelización de las velocidades seculares obtenidas, es decir las velocidades que no se utilizan para el sistema de referencia, nos pueden ayudar a comprender:

- Las condiciones cinemáticas de los límites alrededor de las zonas de deformación.
- El régimen de deformación a través de las zonas que se deforman y su relación con el movimiento global de la placa.
- Tasas de deslizamiento de fallas
- *Locking depth* y el *coupling* de las fallas.

Antes de comenzar a explicarla metodología utilizada en esta tesis para la modelización numérica de la región Ibero-Magrebí basada en datos GPS, la introducción de una serie de conceptos básicos ayudará a una mejor comprensión de este apartado.

5.5.1 Conceptos previos

- *Tipos de deformación*

Existen dos tipos principales de deformación: la deformación elástica y la inelástica (e.g. Van der Pluijm y Marshak, 2004):

- *La deformación elástica*, es la que vamos a modelar numéricamente. Los sólidos se deforman al aplicar un esfuerzo, cuando este cesa, recuperan su forma original. $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$ son los ejes principales de la deformación elástica y $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ los ejes principales de los esfuerzos. Los esfuerzos causan una compresión o extensión, o produciendo un cambio de volumen (dilatación). En general, podríamos suponer que la corteza superior tiene una reología elástica y por lo tanto un comportamiento sísmico.
- *La deformación inelástica* es la deformación permanente, es decir, que una vez cesan los esfuerzos el sólido no recupera su forma original. Dentro de esta deformación encontramos: la deformación plástica, que es la deformación permanente sin pérdida de cohesión, la deformación frágil, con pérdida de cohesión debido a que los esfuerzos superan un valor límite, y la deformación viscosa-elástica o *creeping*, donde los materiales fluyen al aplicar un esfuerzo pero no se recuperan (el caso de la corteza inferior que tiene un comportamiento asísmico).

- **Componentes de la deformación**

La deformación se define como cualquier cambio en la posición o en las relaciones geométricas internas sufrido por un cuerpo como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos. El análisis cinemático incluye cuatro componentes de la deformación: la translación, rotación, dilatación y distorsión (Figura 5.17).

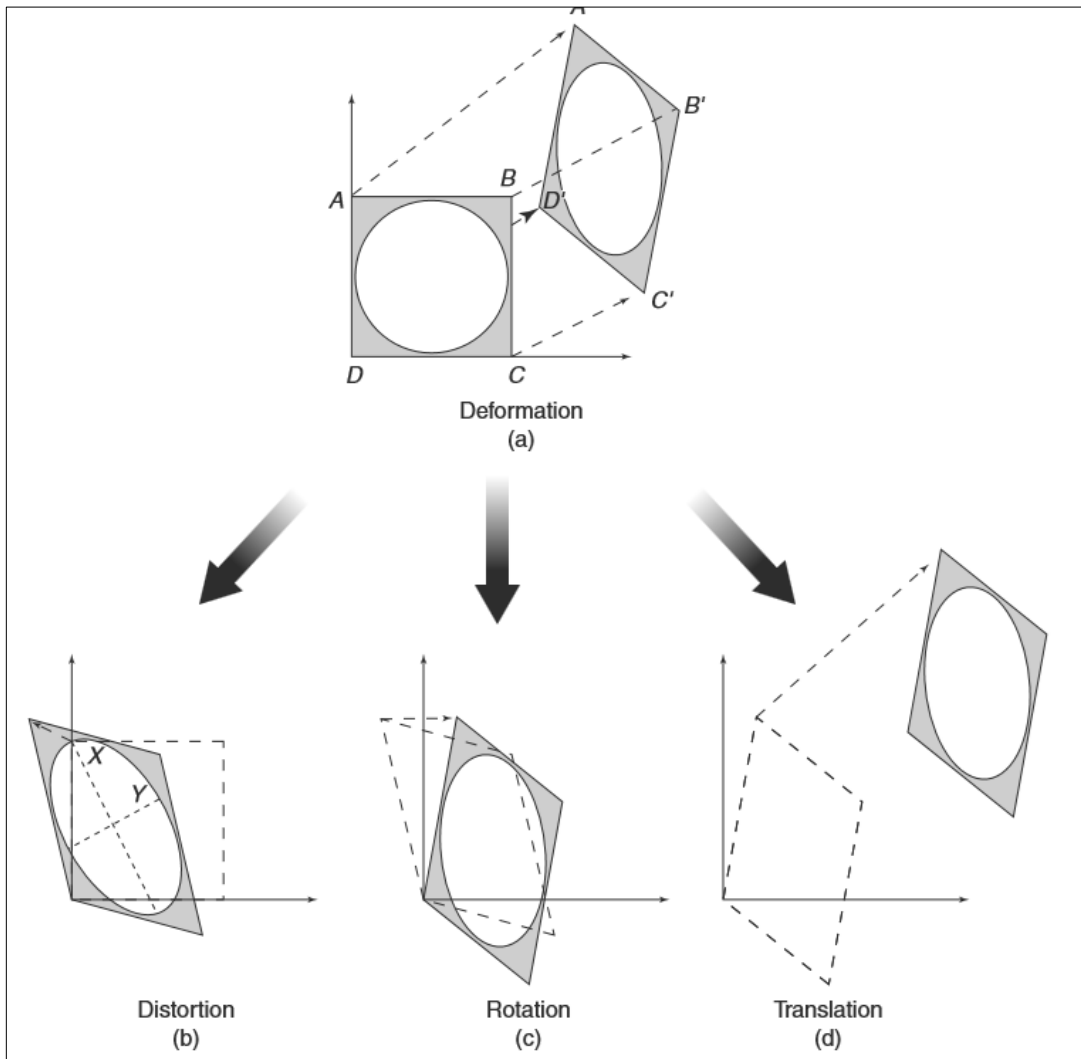


Figura 5.17: Tipos de deformación. Figura tomada de Van der Pluijm y Marshak (2004).

- Las dos primeras componentes de la deformación (traslación y rotación) producen cambios en la posición del cuerpo, pero no de su forma ni de sus relaciones geométricas internas. Ante deformaciones de ese tipo, el cuerpo se mueve como un objeto rígido y, por ello, se llaman deformaciones de cuerpo rígido (*rigid body rotation* y *translation*)
- Las dos últimas componentes (dilatación y distorsión) producen cambios en la forma y/o en las relaciones geométricas internas. Por ejemplo, una dilatación no cambia la forma, pero aproxima o aleja unas partículas y otras, con lo que las relaciones geométricas internas resultan modificadas. En el caso de la

dilatación calculada a partir de velocidades geodésicas horizontales, implica un cambio de área. La dilatación tiene signos positivos si se refiere a una extensión, y negativos si hay compresión. La distorsión cambia la forma general del cuerpo y sus relaciones geométricas internas, también conocida como deformación por cizalla (*shear strain*). Las partículas se alejan o se aproximan y las líneas cambian el ángulo que forman entre sí. Esto produce a su vez translaciones y rotaciones dentro del cuerpo que ya no se comportan rígidamente. Por tanto, estas translaciones y rotaciones son diferentes de las que producen una translación o rotación de todo el cuerpo y que llamábamos *rigid body*, y se engloban dentro del término “deformación interna” (*strain*). La deformación por cizalla siempre tiene valores positivos y se mide en radianes. Normalmente se expresa el valor máximo y mínimo, y la dirección de la máxima deformación por cizalla es 45° en el sentido de las agujas del reloj respecto la dirección de la máxima deformación.

Para caracterizar la deformación interna (*strain*), se usa el tensor de deformación (*strain tensor*) que se basa en la mecánica clásica de medios continuos (Malvern, 1969). El tensor de deformación ε (*strain tensor*) de un elemento en superficie en dos dimensiones (véase Jaeger (2009)) se representa:

$$Ec\ 5.1: \quad \varepsilon = \begin{bmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} dV_x/dx & \frac{1}{2}(dV_x/dy + dV_y/dx) \\ \frac{1}{2}(dV_x/dy + dV_y/dx) & dV_y/dy \end{bmatrix}$$

Donde las velocidades horizontales, en coordenadas cartesianas se expresan como:

$$Ec\ 5.2: \quad V(x, y) = [V_x(x, y), V_y(x, y)]$$

- *El ciclo sísmico*

La teoría del ciclo sísmico supone que la corteza superior almacena gradualmente esfuerzos elásticos que se liberan repentinamente durante un terremoto (Figura 5.18 Reid, 1911). El ciclo sísmico está compuesto de tres fases principales: intersísmica, cosísmica y postsísmica.

- La fase intersísmica es el periodo entre dos eventos principales. Durante esta fase, la más larga de todo el ciclo, la corteza superior está “enganchada” (*locked*, véase el siguiente concepto) y se deforma bajo la presión del movimiento relativo entre placas, mientras que la corteza inferior se desliza continuamente a lo largo de sí misma sobre la astenosfera con la misma velocidad que la tasa de la convergencia de la placa (Figura 5.19). Lo que se observa en superficie es un gradiente de velocidad a través de la traza de la falla. La deformación inter-sísmica es la que se ha modelado en esta tesis, ya que se ha considerado que las velocidades recopiladas son inter-sísmicas y ningún terremoto significativo las ha afectado.

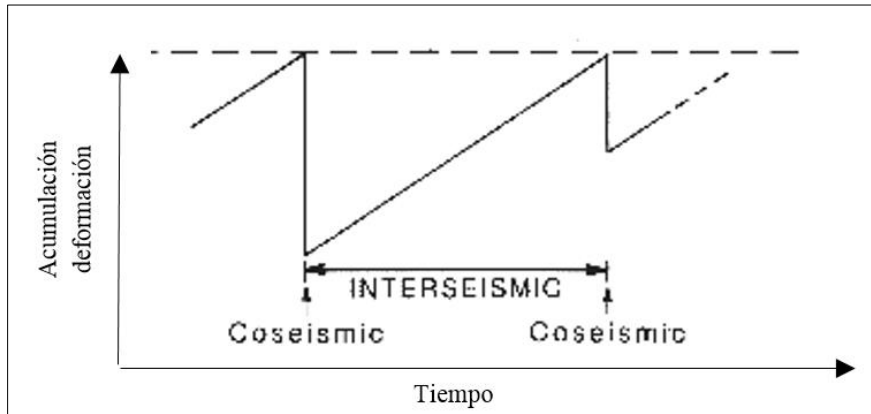


Figura 5.18: Diagrama de las fases del ciclo sísmico, modificado de Reid (1911).

- La fase cosísmica coincide con la ocurrencia del terremoto. Justo antes del terremoto hay la fase presísmica, conocida como nucleación.
- La fase postsísmica corresponde a un periodo entre minutos a años después del terremoto, cuando la corteza y las fallas se reajustan del esfuerzo cortical que ha causado el terremoto.

- **Profundidad de bloqueo (*Locking depth*)**

Savage *et al.* (1973) introdujeron el concepto de *elastic locking depth* con el fin de explicar el comportamiento frágil de grandes fallas en profundidad dentro de la litosfera. Esta profundidad se define como el límite por debajo del cual el plano de falla sufre una transición de una deformación elástica (comportamiento sísmico) a una deformación dúctil (comportamiento asísmico). Generalmente la *locking depth* está definida por la distribución en profundidad de la sismicidad local y en la mayoría de casos tiene valores comprendidos entre 0 y 15 km. Estos valores nos indican que de 0 a 15 km de profundidad, la falla está enganchada (*stuck o locked*) la mayor parte del tiempo (fase intersísmica) y se desliza inesperadamente provocando terremotos (fases cosísmica y postsísmica). Por debajo de esta *locking depth*, la zona de falla desliza (*creeping*) constantemente con la misma tasa de deslizamiento (*slip rate*) que la falla (mm/a) (Figura 5.19). La deformación intersísmica de la corteza superior está determinada por el *locking depth* y su *slip rate*. Ambos parámetros pueden ser estimados a partir de la modelización de las observaciones geodésicas (Kearey *et al.*, 2009).

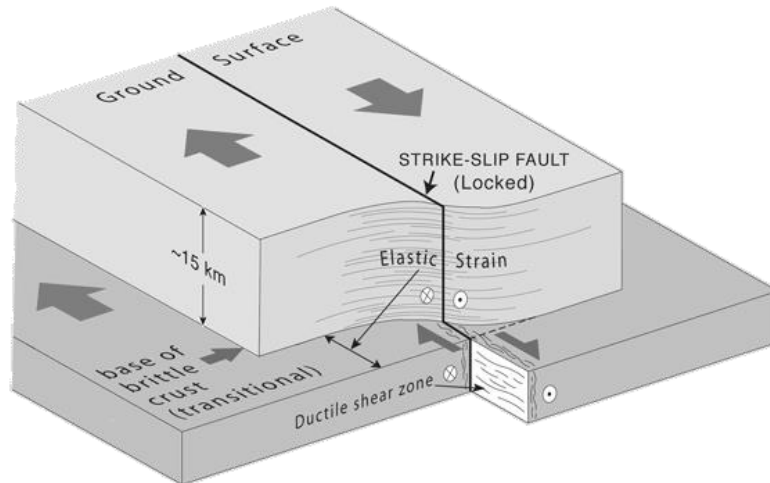


Figura 5.19. Esquema de bloques generalizado ilustrando la deformación elástica construido a partir de una falla direccional (strike-slip). La deformación elástica a lo largo de la falla en la corteza superior está condicionada por el slip rate de la corteza inferior y la locking depth. Figura tomada de www.eos.ubc.ca/courses/eosc256/jan18_2012_faults_plates.pdf.

- **Modelo de back slip**

Savage (1983) describió la acumulación y la liberación de la deformación en el plano de falla como una perturbación del movimiento en un estado estable o estacionario (*steady state motion*) para el caso particular de las zonas de subducción. En el estado estable, el plano de falla se desliza uniformemente a la velocidad de la placa y la acumulación de la deformación se genera a partir del *locking* de la falla. Este *locking* se puede representar añadiendo un valor de deslizamiento suplementario que impone un deslizamiento opuesto a dirección, en este caso de la convergencia, llamado *back slip* (Figura 5.20). De este modo, la suma del estado estacionario más el *back slip* genera el campo de velocidades intersísmicas.

- **Modelización de datos geodésicos**

Diferentes clases de modelos cuantitativos han sido usados para interpretar la deformación medida por métodos geodésicos. Podemos dividir estos modelos en 4 categorías: continuos, micro-placas, ciclo sísmico, y de bloques. Diferentes publicaciones basadas en el análisis y la comparativa de estos modelos (e.g. Allmendinger *et al.*, 2009; Meade y Loveless, 2009) han demostrado que los tres primeros tipos de modelos obtienen resultados a partir de suposiciones no realísticas, y no tienen en cuenta componentes importantes de la deformación.

El modelo continuo supone que hay una corteza superior fracturada y que la deformación se acomoda en un número infinito de fallas, sin proporcionar información sobre las tasas

de deslizamiento de estructuras geológicas específicas. Por el contrario, el modelo de micro-placas supone que las velocidades geodésicas observadas son el resultado de la rotación de un número finito de pequeñas placas corticales (Thatcher, 2007).

El modelo de ciclo sísmico (Savage y Burford, 1973), se ha usado comúnmente para modelar la deformación sísmica alrededor de fallas individuales o pequeños grupos de estructuras, suponiendo que el campo de velocidad geodésico observado es el resultado del comportamiento elástico de la corteza inferior y el manto superior. El concepto mecánico fundamental de este modelo es que, durante la fase inter-sísmica del ciclo, tanto el deslizamiento localizado como la relajación visco-elástica por debajo de la capa sismogénica ejerce un esfuerzo sobre la corteza superior elástica y causa su deformación.

En esta tesis se ha utilizado el modelo de bloques. La teoría del modelo de bloques es una combinación del modelo de micro-placas y el modelo del ciclo sísmico, describiendo que las velocidades geodésicas intersísmicas son la suma del efecto de la rotación cortical (definida por un polo de Euler) y del proceso del ciclo sísmico que ocurre en las fallas definido por el límite de unos bloques (e.g. Meade y Loveless, 2009; McCaffrey, 2002; McCaffrey, 2005). Mediante la integración del modelo del ciclo sísmico y de micro-placas, el modelo de bloques proporciona información sobre el movimiento relativo a través de estructuras discretas así como el suavizado de los gradientes de velocidad producidos por la acumulación de deformación elástica en estas estructuras (Figura 5.20).

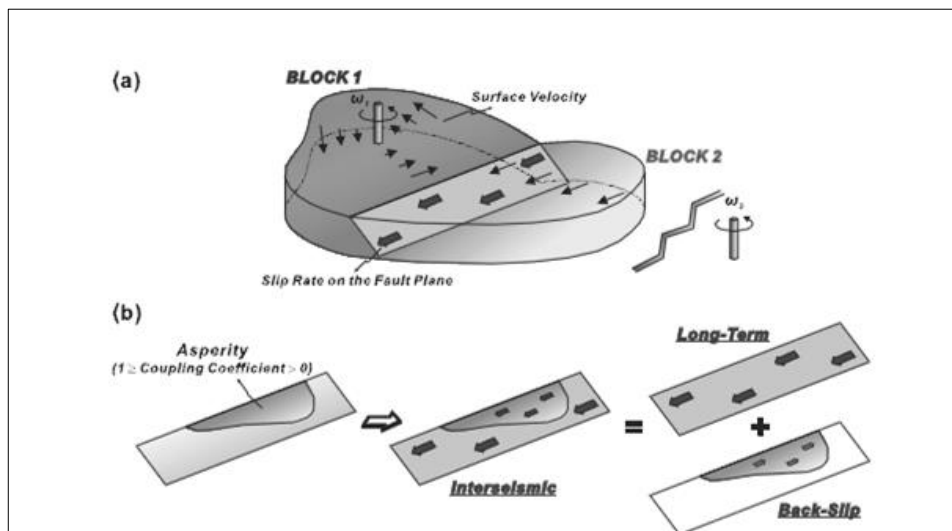


Figura 5.20. Esquema de un modelo de bloques. a) Relación de la localización del polo de Euler y el movimiento del bloque. Las flechas gruesas negras, indican las direcciones y las magnitudes de las velocidades de los bloques en superficie. El plano de falla es la interfaz entre los dos bloques; w representa la velocidad angular. Las flechas grises (con menor grosor) del plano de falla indican la tasa de deslizamiento calculada como la diferencia de las velocidades entre los dos bloques. b) Relación entre la tasa de deslizamiento a largo plazo y la tasa de back-slip (slip rate déficit, causada por una aspereza estimada a partir del coeficiente de acople) y la tasa de deslizamiento inter-sísmica. Figura tomada de Ching et al. (2011).

5.5.2 TDEFNODE: software de modelización

Existen, al menos, dos programas bien desarrollados y documentados disponibles gratuitamente para la modelización de datos GPS basados en el modelo de bloques elásticos: BLOCKS; desarrollado por el Dr. Brendan Meade de la *Harvard University* (<http://summit.fas.harvard.edu/~meade/meade/Software.html>; (Meade y Hager, 2005)) y TDEFNODE desarrollado por el Dr. Robert McCaffrey de la *Portland State University* (<http://web.pdx.edu/~mccaf/www/defnode/>; (McCaffrey, 2009). TDEFNODE, el software utilizado en esta tesis, es una actualización de DEFNODE (McCaffrey y Goldfinger, 1995; McCaffrey, 2005; McCaffrey, 2002).

TDEFNODE es un programa escrito en Fortran capaz de calcular, a partir de las velocidades GPS intersísmicas y de unos bloques definidos por fallas; los polos de Euler para cada bloque, las tasas de deslizamiento de las fallas principales, el valor y la distribución del *locking depth* y el coeficiente de acoplamiento (*coupling coefficient*). El programa supone que la deformación se localiza a lo largo de las fallas principales y que la deformación interna (*strain*) es despreciable.

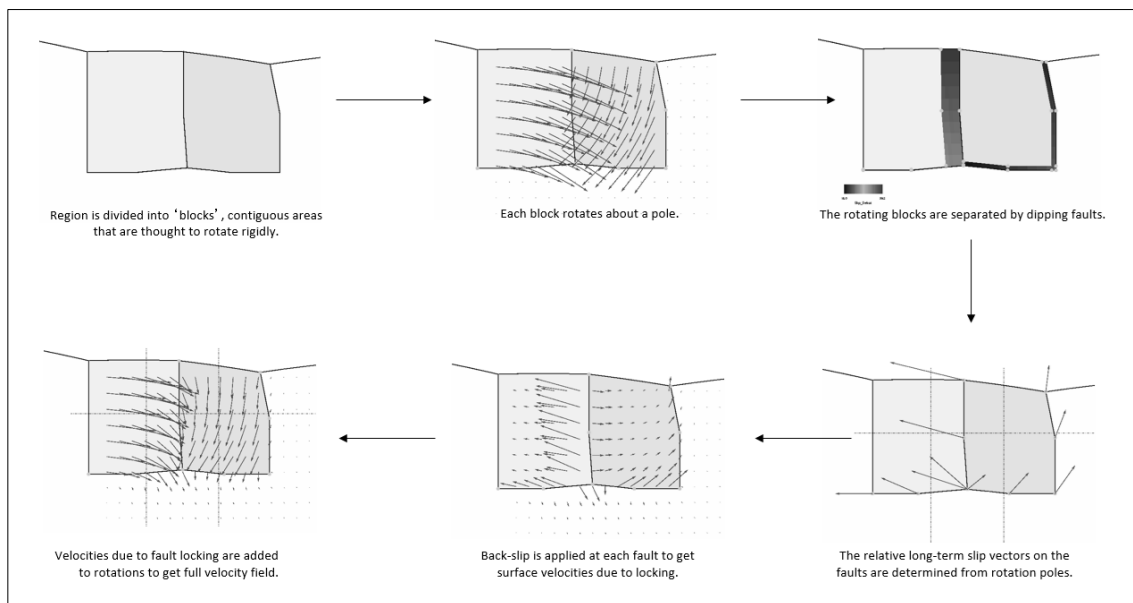


Figura 5.21. Esquema que simplifica el funcionamiento de TDEFNODE. Cortesía de McCaffrey, R.

Una simplificación del modelo de bloques en el que se basa el software TDEFNODE se resume en las Figuras 5.20 y 5.21. Una región se divide en bloques, áreas contiguas que rotan rígidamente, cada una de ellos respecto a un polo (polos de rotación de Euler). Estos bloques están separados por fallas que se especifican a partir de las coordenadas de los nodos a lo largo de los planos de falla (longitud, latitud y profundidad). Los vectores relativos de deslizamiento a largo plazo (*long term*) en las fallas se determinan por estos polos de rotación. El programa aplica un *back-slip* (ver apartado 5.5.1) en cada falla para obtener las velocidades afectadas por el *locking*, basado en los cálculos de Okada (1985; 1992). Las velocidades afectadas por el *locking* de la falla son añadidas a la rotación para

obtener el campo de velocidades completo. Los parámetros se estiman a partir del método numérico de *simulated annealing* (Černý, 1985) y/o *grid search* (Jing y Chau, 2004).

A continuación se describe el procedimiento matemático simplificado para descomponer las velocidades seguido por McCaffrey (2005; 2002), así como la formulación usada para combinar la rotación de los bloques y la deformación cerca de las fallas:

En un sistema de coordenadas esféricas el vector de velocidades GPS, en un punto definido por λ y ϕ , se puede escribir como:

$$\text{Ec. 5.3:} \quad V(\lambda, \phi) = (V_e(\lambda, \phi), V_n(\lambda, \phi))$$

Dónde λ es la latitud, ϕ la longitud, y V_e, V_n , las velocidades este y norte respectivamente. La velocidad horizontal lineal V_R de un punto dentro de un bloque i respecto a un marco de referencia R se representa como:

$$\text{Ec. 5.4:} \quad V_R = \Omega_R \times X$$

Dónde Ω_R es la velocidad angular del polo de Euler, el cual nos proporciona la rotación del punto (λ, ϕ) en el bloque i en el sistema de referencia R , y X es el vector que apunta desde el centro de la Tierra a el punto de la superficie (λ, ϕ) donde queremos estimar la velocidad.

La velocidad de deslizamiento a largo plazo a través de las fallas es la diferencia lineal entre los dos bloques colindantes, calculado a partir de los polos de Euler en el punto de interés sobre la falla. La velocidad de deslizamiento sobre la falla que separa el bloque i y j en el punto X es:

$$\text{Ec. 5.5:} \quad V_i = V_R - V_j$$

Como ya se ha explicado, otra contribución al campo de velocidades viene dada por la acumulación elástica de deformación causada por el *locking* de las fallas durante la parte intersísmica del ciclo. Las perturbaciones de la velocidad causadas por el *locking* (véase la definición de *back slip* en el apartado 5.5.1) son calculadas y añadidas a las velocidades rotacionales. El programa utiliza la formulación de Okada (1985; 1992) para calcular las velocidades superficiales cerca de las fallas *locked*. McCaffrey (2005) modela este *locking* como la parte espacial media del área de la falla que está *locked*, usando una cantidad llamada *Phi* que varía entre cero y la unidad.

$$\text{Ec. 5.6} \quad \text{Phi} = 1 - (V_c/V)$$

Dónde V es vector de deslizamiento a largo plazo (*long term slip rate*) en la falla y V_c es el vector a corto plazo de “*creep*” (*i.e. back-slip*). Entonces si *Phi* es igual a 1 hay un total acople y si *Phi* es cero tenemos una falla que se desliza libremente a la velocidad que tiene el bloque. El *locking* del bloque se definirá utilizando la teoría de *back slip* en la falla usando una tasa de $\text{Phi} \cdot V$, donde V se determina a partir de las velocidades angulares y de la tasa de deformación permanente que están en contacto con la falla.

Restando el efecto del acople (*locking*) en la falla al efecto de la rotación del bloque, aplicado a todos los puntos del bloque utilizando su propio polo de rotación, la velocidad GPS se puede escribir como:

$$Ec. 5.7: \quad V_i(X) = \sum_{b=1,B} H(X \in \Xi_b) [r\Omega_b \times X] \vec{e}_i - \sum_{k=1,F} \sum_{n=1,N_k} \sum_{j=1,2} \text{Phi}_{nk} G_{ij}(X, X_{nk}) [h\Omega_b \times X_{nk}] \vec{e}_j$$

Donde X es la posición de un punto en la superficie, B el número de bloques, Ξ_b es el subconjunto del dominio del modelo en el bloque b , $H=1$ si el punto X está contenido dentro del bloque b y $H=0$ si está fuera, i es el índice de la componente de la velocidad (x, y o z). \vec{e}_i y \vec{e}_j son vectores unitarios en dirección i y j en la superficie de la falla, nk es el número de nodos que definen la falla k , X_{nk} es la posición del nodo n en la falla k , ${}_R\Omega_b$ es el polo de Euler del bloque b respecto al sistema de referencia, ${}_h\Omega_f$ es el polo de Euler del bloque inferior f (*footwall*) relativo al bloque superior h (*hangingwall*), Phi_{nk} es la fracción de *coupling* en el nodo n de las falla k y G_{ij} es la función respuesta dada por la componente i de la velocidad del punto X en superficie debido a la velocidad de deslizamiento a lo largo de la superficie de la falla en el nodo X_{nk} y en la dirección j .

La bondad del ajuste de un set particular de parámetros se basa en la reducción del χ^2

$$Ec. 5.8: \quad \chi^2 = \frac{\sum_{i=1,n} r_i / f \sigma_i}{(n-P)}$$

Donde n es el número de observaciones, P es el número de parámetros libres en la inversión, r_i es la residual, σ_i son las incertidumbres formales de los datos y f es el factor de escala de los datos.

5.6 Resultados

Una de las grandes ventajas de la modelización numérica es la relativa facilidad con la que se pueden implementar modelos, es decir, se pueden variar los parámetros a calcular o los datos de entrada y obtener un gran número de modelos en relativamente poco tiempo y de una manera más económica que los modelos analógicos. Por este motivo, se han realizado numerosos modelos, pero tan solo unos pocos se presentan en esta tesis.

Uno de los pasos previos, antes de definir la configuración de bloques propuesta en esta tesis, ha sido la revisión y reproducción de los modelos de bloques realizados por diferentes autores (apartado 5.3). Concretamente se han reproducido los dos modelos más recientes: el modelo propuesto por Vernant *et al.* (2010) y el propuesto por Koulali *et al.* (2011). Debido a la aportación de datos en las Béticas Orientales de Echeverría *et al.* (2013) y los datos de la red Topo-Iberia al campo de velocidades a partir del cual se ha realizado la modelización, la configuración de bloques propuesta por los estudios anteriores no presenta un buen ajuste de los datos.

Los resultados obtenidos en este estudio se han dividido en dos apartados: En el primer apartado (5.6.1) presentamos el modelo que mejor ajusta y, que según nuestro criterio, tiene mayor significado geológico y sismotectónico. En el segundo apartado (5.6.2) se hace un resumen de los modelos más significativos implementados durante esta tesis.

5.6.1 Modelo seleccionado

- Condiciones de contorno del modelo

En primer lugar se han definido 8 fallas que conforman la geometría del modelo en base a la sismicidad, las fallas cartografiadas (principalmente las activas), y el comportamiento de las velocidades GPS obtenidas. Estas 8 fallas se han definido con nodos en 3D que contienen la longitud, la latitud y la profundidad. Se han definido estas fallas, que conforman los límites entre los bloques, con un espaciado de aproximadamente un nodo cada medio grado de longitud. A continuación detallamos las fallas definidas en este modelo y exponemos la numeración escogida para referirnos a ellas (Figura 5.22):

- Las **fallas 1 y 2** (Figura 5.22) se han definido a partir del cambio de magnitud de las velocidades de las estaciones GPS, del cambio en la topografía, así como de la alineación de sismos extraídos del catálogo NEIC (*National Earthquake Information Center* del *U.S. Geological Survey*; <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>) que se extienden desde el Golfo de Cádiz hasta las Béticas Orientales (Figura 5.3). Ambas fallas se han considerado verticales.
- La **falla 3** corresponde a la unión de la Falla de Alhama de Murcia, la Falla de Palomares y la Falla de Carboneras, esta última con su prolongación fuera de costa (véase Figura 5.15 para la localización de estas fallas). Se ha fijado un

buzamiento de 70° hacia el NW para esta falla de acuerdo con la base de datos QAFI (Quaternary Active Faults of Iberia (García-Mayordomo *et al.*, 2012; García-Mayordomo, 2005; Moreno, 2011)).

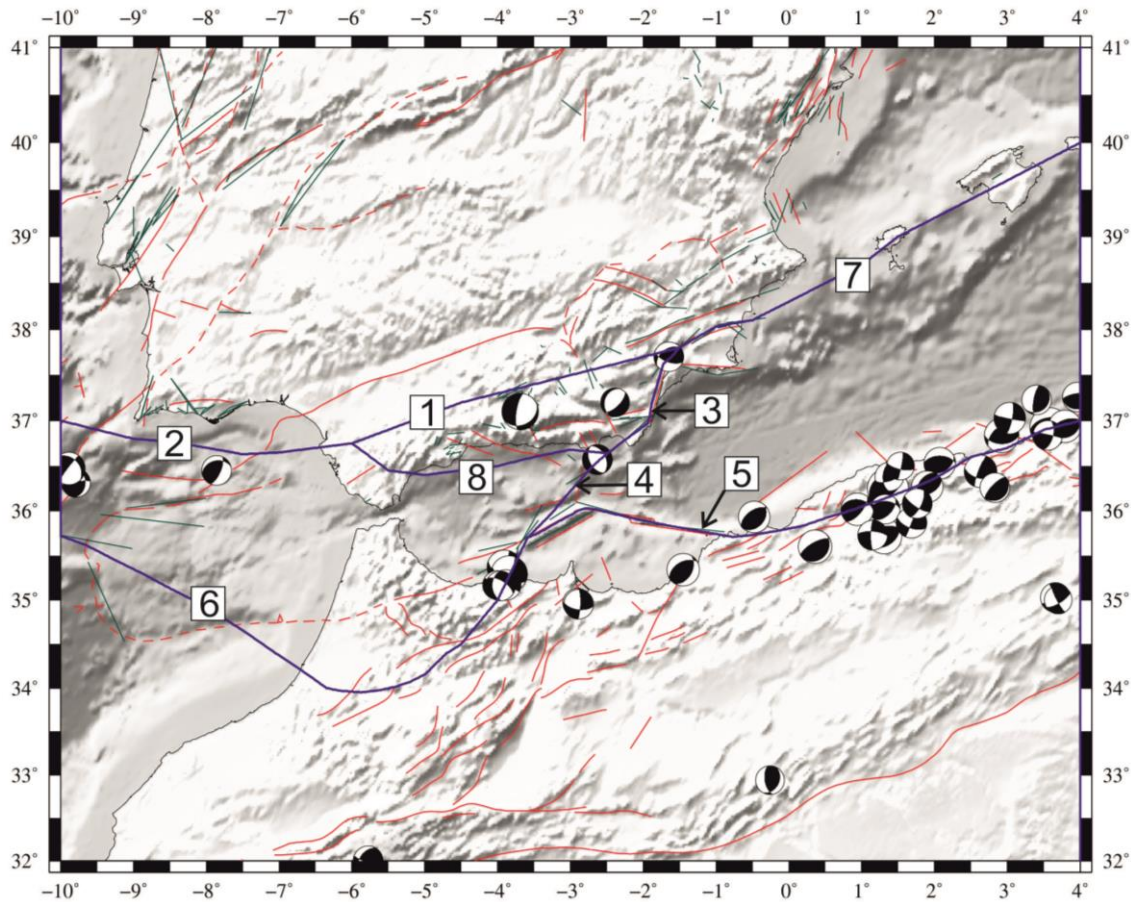


Figura 5.22: Mapa con los mecanismos focales de $M_w > 5$ recopilados de Global CMT Project (www.globalcmt.org, (Dziewonski *et al.*, 1981; Ekström *et al.*, 2012)). En rojo, fallas activas según la base de datos QAFI Quaternary Active Faults of Iberia (García-Mayordomo *et al.*, 2012). En verde fallas tomadas del Geodynamic Map of the Mediterranean recopiladas en el marco de la Commission for the Geological Map of the World (<http://ccgm.free.fr>). En azul, fallas que forman los bloques del modelo propuesto en esta tesis, los números indican la nomenclatura utilizada en el texto para su descripción.

- La **falla 4** corresponde aproximadamente con la falla de Al-Idrisi con un buzamiento también de 70° hacia el NW según la base de datos QAFI (Quaternary Active Faults (García-Mayordomo *et al.*, 2012; Gràcia *et al.*, 2006)).
- La **falla 5** es la unión del Alborán Ridge (cresta de Alborán), la falla de Yussuf y la alineación de mecanismos focales según el catálogo del Global CMT Project (www.globalcmt.org, (Dziewonski *et al.*, 1981; Ekström *et al.*, 2012)) al norte de Argelia. Se ha fijado este segmento como vertical tal y como indica la base de datos QAFI (García-Mayordomo *et al.*, 2012) para la falla de Yussuf, en el segmento más occidental de la falla 5. Se podría considerar un buzamiento comprendido entre 60° y 30° hacia el norte (Gràcia *et al.*, 2006; Martínez-García *et al.*, 2011), característico de una zona de subducción, para el segmento

más oriental de esta falla coincidente con la cresta de Alborán y el norte de Argelia. Sin embargo, la falta de datos GPS en esta zona (Argelia y mar de Alborán) hace que la inclinación de esta falla en este segmento no afecte a la solución del modelo y por este motivo se ha definido toda esta falla como vertical.

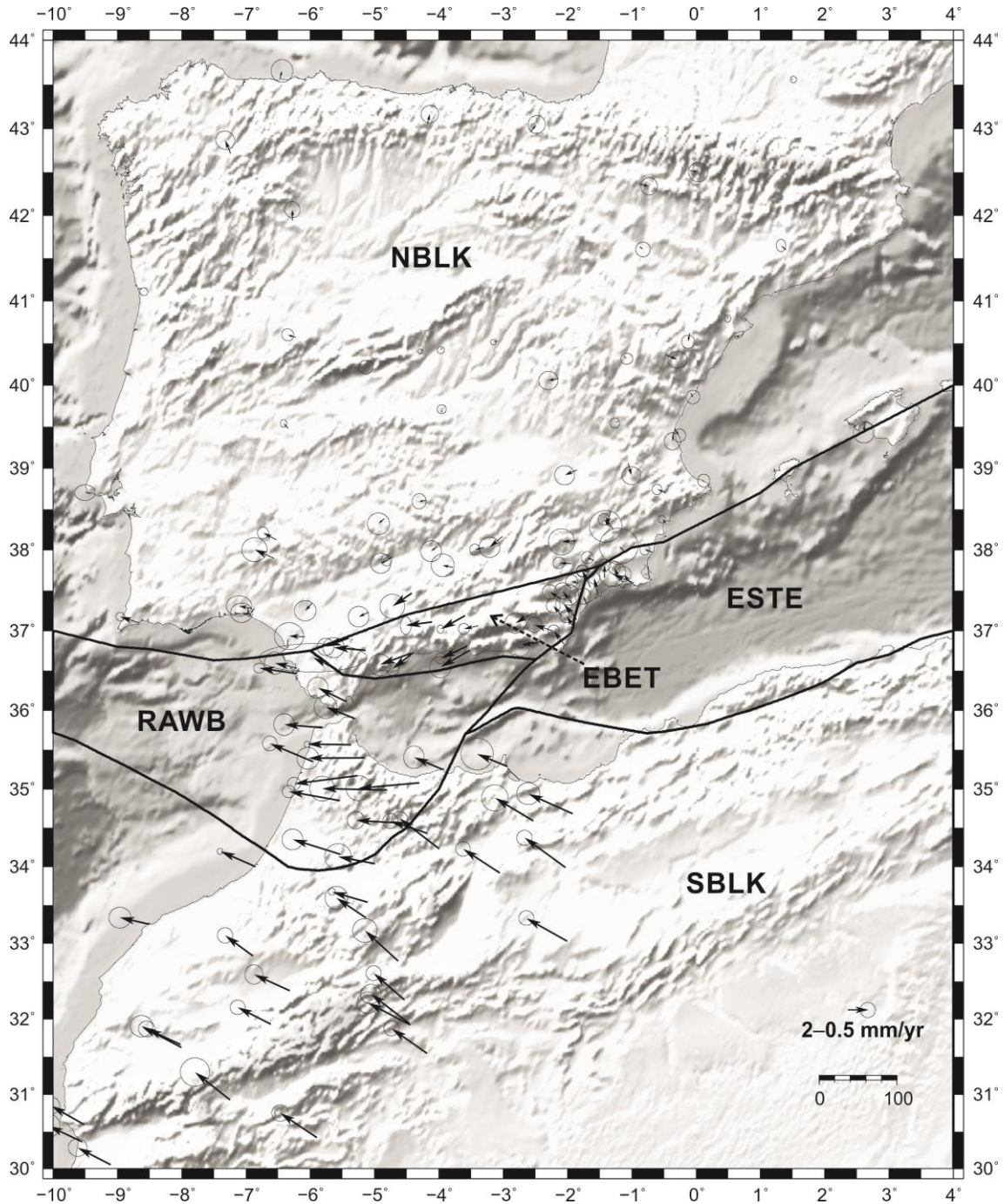


Figura 5.23: Mapa con las velocidades recopiladas rotadas respecto al marco de referencia utilizado por Echeverría *et al.* (2011) y la configuración de bloques escogida. Las elipses representan un 95% de confianza para los errores.

- La **falla 6**, que pasa por el sur del Rif, se ha definido con un buzamiento de 30° hacia el norte de acuerdo con Vernant *et al.* (2010) y Koulali *et al.* (2011).

- La **falla 7**, vertical, sigue la falla de Bajo Segura y su continuación *offshore* (García-Mayordomo, 2005). Se ha prolongado esta falla para hacerla coincidir con las islas Baleares, a pesar de que no existen suficientes datos geodésicos ni sismológicos para definir bien esta falla hacia el este.
- La **falla 8**, que separa los bloques EBET y RAWB, sigue la alineación de fallas pliocenas y cuaternarias paralelas a la línea de costa andaluza hasta la altura de Marbella donde se adentra en la península. La mayoría de estas fallas pliocenas corresponden a escarpes próximos a la costa (Mapa Neotectónico 1: 1000 000 del IGME y ENRESA, 1998; (Iribarren *et al.*, 2007)), por lo que se ha definido como una falla vertical. El motivo principal por el cual se ha definido esta falla es la diferente orientación y magnitud de los vectores de las velocidades GPS que existe entre los bloques citados.

A partir de estas 8 fallas se han creado 5 bloques o placas que describen el movimiento regional de la zona de estudio (Figura 5.23). Los bloques han sido cerrados por las llamadas *pseudofallas*, definidas en 2D, y que no tienen influencia en la inversión del modelo. El bloque Norte, llamado *NBLK* representa el movimiento rígido de la placa euroasiática. Recordamos que el campo de velocidades GPS utilizado está referenciado a la parte estable de Europa occidental (véase apartado 5.4.1) de acuerdo con Echeverría *et al.* (2013). El bloque al sur, *SBLK*, representa el movimiento rígido de la placa africana. Los tres bloques centrales son el *RAWB*, que representa el movimiento del Rif, del mar de Alborán y las Béticas Occidentales, el bloque *EBET* que representa las Béticas Centrales y parte de las Béticas Orientales y por último el bloque *ESTE* que incluye parte de las Béticas más orientales y del mar Mediterráneo.

Como se ha mencionado en el apartado 5.5.2, TDEFNODE (McCaffrey, 2005) modela el *locking* usando una cantidad llamada *Phi* que varía entre cero (indicando una falla que se desliza libremente), y 1 (total acople de la falla). A pesar que la *locking depth* es un parámetro que se puede invertir con el programa, en el modelo escogido se ha fijado como 15 km en base a la profundidad media de la sismicidad en esta región. En el próximo apartado (5.6.2) se hará mención sobre los modelos realizados en los cuales sí que se ha estimado la *locking depth*. La parametrización de la distribución del acople intersísmico (*interseismic locking*) en las fallas se puede realizar de diferentes maneras en TDEFNODE. En este modelo se ha escogido una distribución modificada de Wang *et al.* (2003), donde el deslizamiento en los nodos de la falla se describe en función de la profundidad. Se ha fijado un valor de $\Phi = 1$, es decir un total acople de la falla desde la superficie hasta una profundidad de 15 km. Entre los 15 km y los 20 km de profundidad el valor de Φ disminuye progresivamente hasta llegar a 0 (Figura 5.24). El parámetro que define la forma de esta disminución progresiva se denomina G (o γ) y tiene valores entre 0 y 10. En este modelo se ha asignado un valor de 5 para este parámetro. Se han realizado varios modelos variando el valor de γ pero no se han encontrado diferencias significativas en los resultados. Recordamos, que los datos invertidos en este modelo son únicamente geodésicos. Como se explicó en el apartado 5.4, en el modelo escogido no se

han introducido vectores de desplazamientos de mecanismos focales, ni tasas geológicas de deslizamiento de fallas.

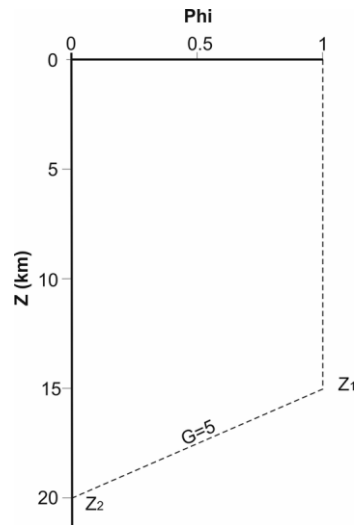


Figura 5.24: Configuración del escalar Phi versus la profundidad en las fallas del modelo.

- Resultados

Con esta configuración de bloques y fallas, y a partir del campo de velocidades GPS, se ha calculado los polos de rotación para los 5 bloques definidos (Tabla 5.5). En este modelo se ha optado por no invertir la deformación interna de los bloques, es decir, los bloques se comportan como un cuerpo rígido, pero sí se ha calculado el efecto del *strain* causado por el *locking* en las zonas cercanas a la falla y el deslizamiento de la propia falla. Como indican los valores de la Tabla 5.5, el bloque RAWB tiene una rotación horaria significativa. A pesar de que a partir de las velocidades observadas se intuía una rotación anti-horaria del bloque EBET, el valor de la velocidad angular, aun indicando rotación anti-horaria, no es estadísticamente significativo. EBET, como se explicará más adelante, es el bloque que tiene un peor ajuste tal y como nos indican las residuales mostradas en la Figura 5.26.

Polos de Euler

Bloque	Lon	Lat	Omega	σ Omega
NBLK	-3.0157	42.1316	-0.0838	0.0097
RAWB	-4.5646	42.7542	-0.3175	0.0892
EBET	2.3949	9.4475	0.0343	0.0521
ESTE	5.1344	40.1429	-0.1245	0.1375
SBLK	-18.2264	7.3915	0.0768	0.0181

Tabla 5.5: Polos de Euler para los 5 bloques del modelo, definidos por su longitud, latitud, velocidad angular y el error asociado (en %/Ma). Las velocidades angulares son relativas al centro de la tierra y obedecen la regla de la mano derecha. Sobre el mapa, las rotaciones con signo negativo corresponden a rotaciones horarias.

La Figura 5.25 muestra las velocidades observadas (negro) y las velocidades calculadas por el modelo (rojo). Las velocidades calculadas se han obtenido a partir de los polos de rotación de cada bloque, y tienen en cuenta las perturbaciones de la velocidad causadas por el *locking* asignado a cada falla.

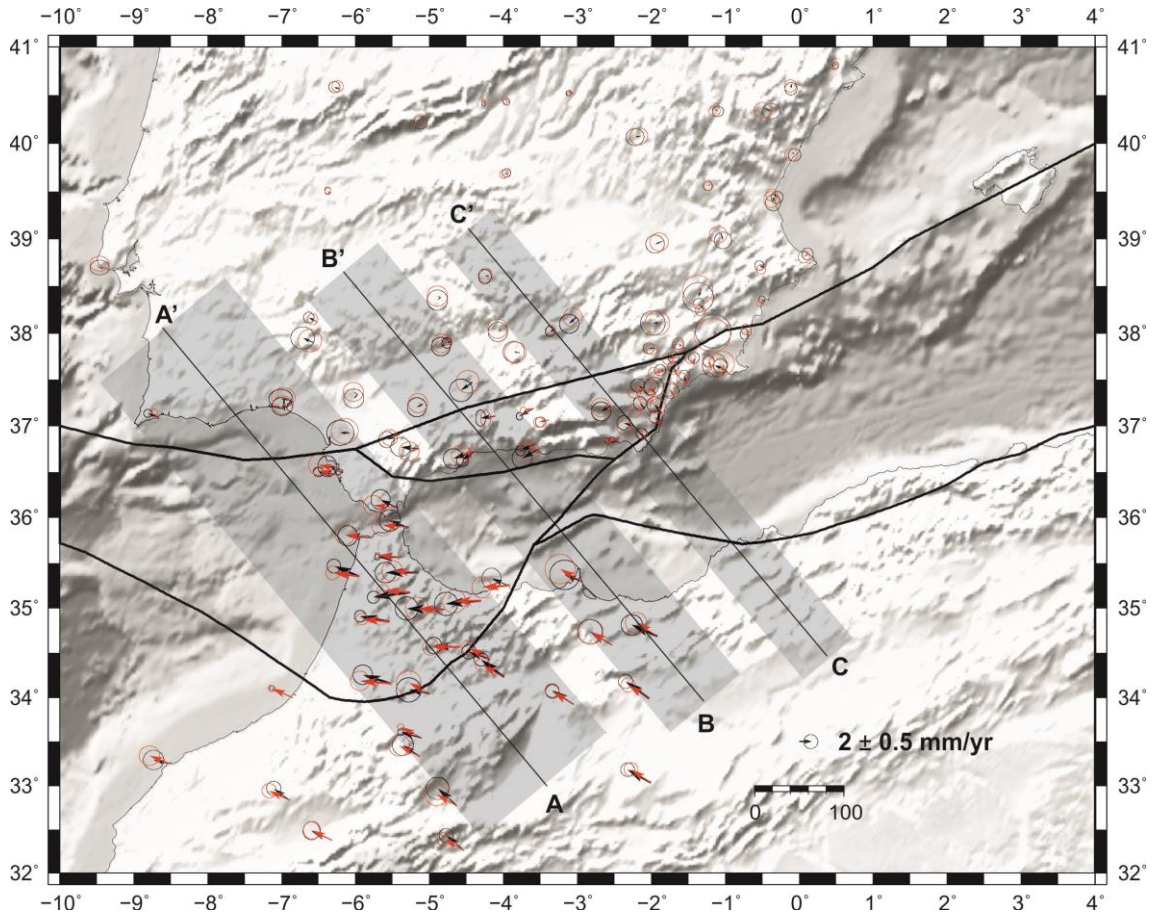


Figura 5.25: Mapa con las velocidades observadas (negro), y las velocidades modeladas (rojo). Las elipses representan un 95% de límite de confianza para los errores. Los rectángulos grises/sombreados muestran la orientación de tres perfiles A-A', B-B' y C-C' de las figuras 5.27, 5.28 y 5.29 respectivamente.

Las velocidades residuales obtenidas por el modelo, es decir, la resta entre los vectores observados y los vectores calculados en la inversión, se muestran en la Figura 5.26. Marcadas en gris se representan las 15 estaciones GPS (el 11% del total de vectores) cuyos valores residuales superan los errores 2σ asociados. Estas estaciones son: IFRN en el bloque SBLK; HOCM y CHEF emplazadas en el bloque RAWB; ROND, MOTR, HUOV, HUER, CUCO, MELL, TERC, PALM y GRAN en el bloque EBET; LAGO, ALAC y PILA para el bloque NBLK. Esto quiere decir que el 89% de las estaciones tienen residuales inferiores a sus errores 2σ asociados indicando en general que el modelo tiene un ajuste correcto. Los valores de las velocidades residuales son inferiores a 2,6 mm/a. Las residuales mayores pertenecen a la estación HOCM (2,57 mm/a) y ROND (2,13 mm/a). 10 estaciones de las 132 que se han utilizado tienen residuales comprendidas entre 1,5 y 2,6 mm/a (es decir un 7.5% de estaciones). 89 estaciones de las 132 (un 67%) tienen residuales inferiores a 1 mm/a.

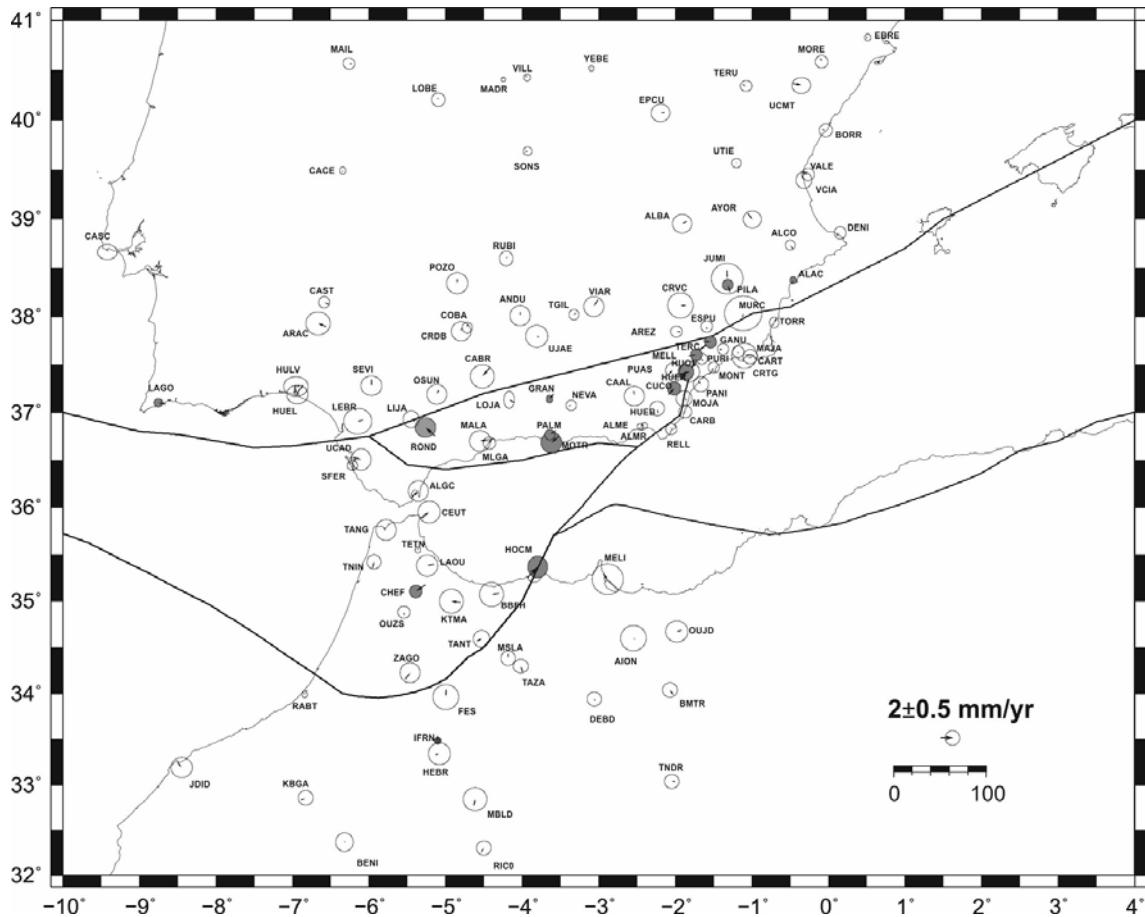


Figura 5.26: Mapa de las velocidades residuales obtenidas del modelo seleccionado (velocidades observadas menos modeladas), las elipses representan un 95% de límite de confianza para los errores. En gris se han marcado las residuales que tienen un valor mayor a sus errores asociados con 95% de confianza.

Para una mejor interpretación de los resultados, las velocidades calculadas por el modelo se han proyectado en tres perfiles (Figura 5.27 a 5.29) con orientaciones aproximadamente paralelas a la convergencia de las placas euroasiática y africana marcados en la Figura 5.25. El objetivo principal de estos perfiles es analizar en qué regiones está concentrada la deformación, incluyendo la magnitud y la orientación. Con estos perfiles además, se pretende apreciar el ajuste del modelo. Cada perfil consta de la proyección de las velocidades para la componente paralela (llamado *perfil paralelo*) y perpendicular (llamado *perfil perpendicular*) a la traza del perfil. La línea negra continua que muestran los perfiles representa la velocidad calculada por el modelo, es decir, la velocidad calculada a partir del polo de Euler de cada bloque, a la cual se le ha añadido la componente del *back slip*. La proyección de las velocidades observadas están representadas por los puntos grises y sus correspondientes nombres. Además, los perfiles incluyen dos curvas que representan la velocidad del *back slip* (línea discontinua), y las velocidades calculadas directamente a partir del polo de Euler (Tabla 5.5) de cada bloque (línea gris continua).

- El perfil, A-A' (Figura 5.27) atraviesa los bloques SBLK, RAWB y NBLK. El perfil perpendicular muestra el comportamiento homogéneo de los bloques SBLK y NBLK, donde las velocidades son aproximadamente 0, mientras que

el bloque RAWB muestra una pendiente significativa indicando la rotación horaria de este bloque. En el perfil paralelo, podemos observar que la deformación causada por la convergencia se absorbe principalmente entre los bloques RAWB y NBLK, donde podemos ver un salto brusco de 2,5 mm/a aproximadamente.

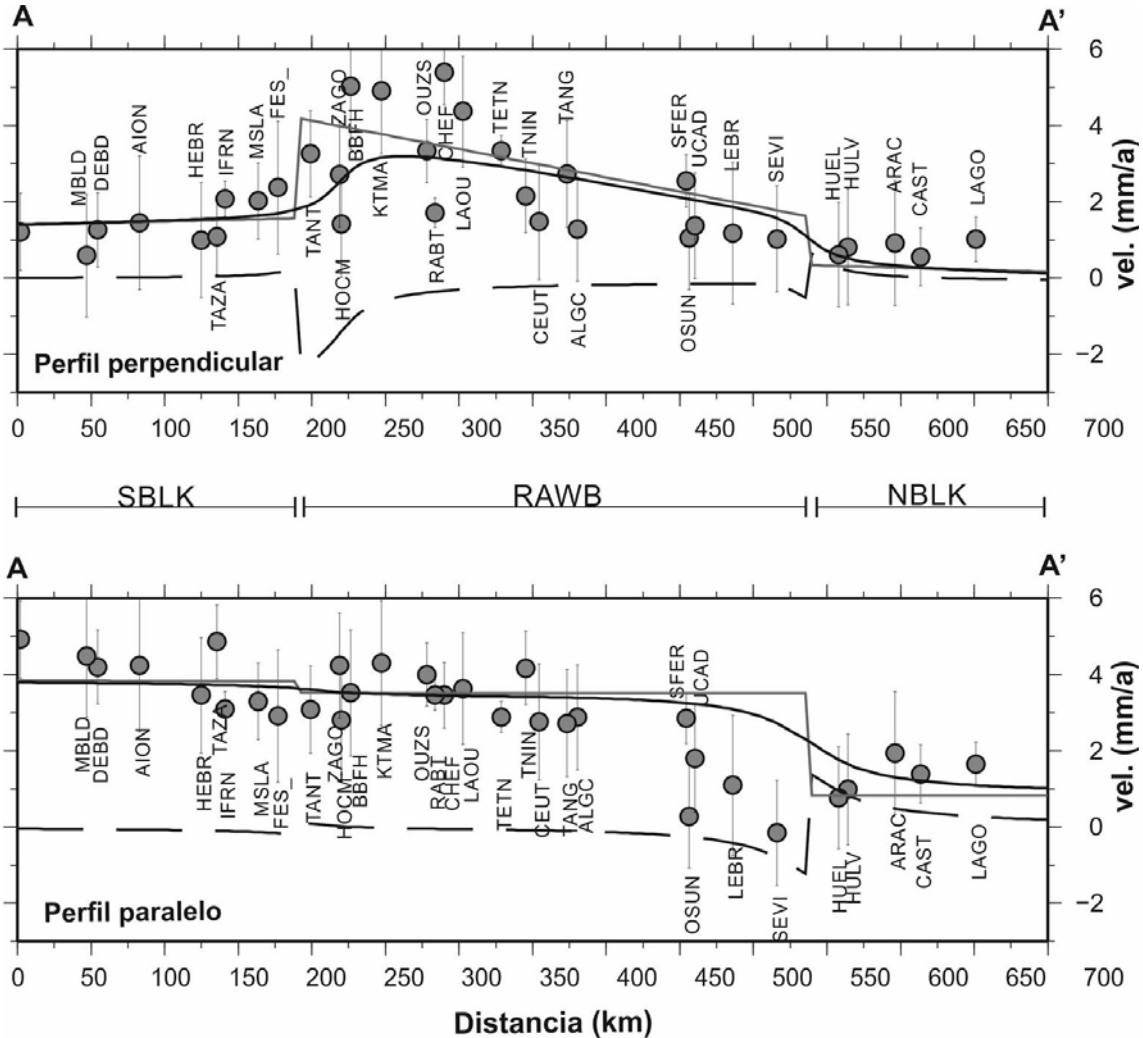


Figura 5.27: Velocidades para la componente perpendicular (arriba) y paralela (abajo) al perfil. La orientación y anchura del perfil está marcada en la Figura 5.25. La línea negra representa la velocidad perpendicular y paralela total (velocidad rotacional teniendo en cuenta el back-slip) calculada por el modelo en el perfil. La línea gris representa la velocidad puramente rotacional, mientras que la línea discontinua representa la velocidad del back-slip. La proyección de las velocidades GPS observadas en la línea del perfil tienen errores de 1σ .

- El perfil B-B' (Figura 5.28) atraviesa los bloques SBLK, RAWB, una pequeña parte de ESTE, EBET y finalmente el NBLK. El perfil perpendicular muestra nuevamente el comportamiento homogéneo de los bloques SBLK y NBLK. A partir de las velocidades puramente rotacionales (línea gris) se puede intuir la rotación horaria y antihoraria de los bloques RAWB y EBET respectivamente. Debido al efecto del back slip en la zona de falla (principalmente la falla 6 donde se ha definido un buzamiento de 30° hacia el norte) ambos segmentos quedan suavizados y esta rotación no es tan evidente. Si obviamos la pequeña porción del

bloque ESTE proyectada en el perfil paralelo, y teniendo en cuenta que no hay datos suficientes para caracterizar la zona proyectada del bloque RAWB, podemos suponer que la convergencia se absorbe en el límite sur del bloque EBET que corresponde a la falla 8. Podemos calcular un salto de aproximadamente 2,5 mm/a respecto las velocidades del bloque SBLK.

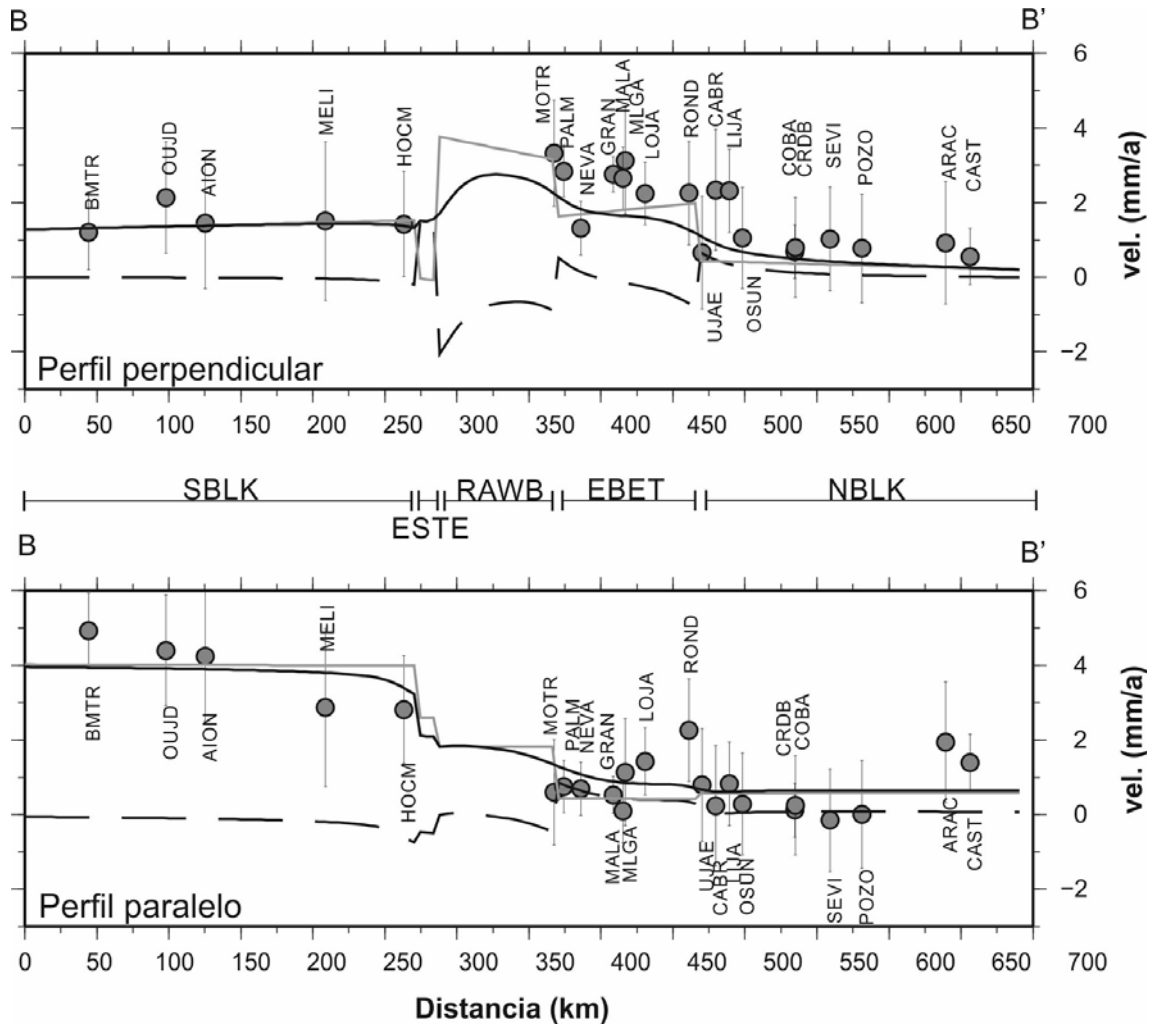


Figura 5.28: Velocidades para la componente perpendicular (arriba) y paralela (abajo) al perfil. La orientación y anchura del perfil está marcada en la Figura 5.25. La línea negra representa la velocidad perpendicular y paralela total (velocidad rotacional teniendo en cuenta el back-slip) calculada por el modelo en el perfil. La línea gris representa la velocidad puramente rotacional, mientras que la línea discontinua representa la velocidad del back-slip. La proyección de las velocidades GPS observadas en la línea del perfil tienen errores de 1σ .

- Por último, el perfil C-C' situado en la parte más oriental de la zona de estudio (Figura 5.25) pasa por los bloques SBLK, ESTE, EBET y NBLK (Figura 5.29). Hay que destacar que las velocidades modeladas para este perfil a su paso por SBLK y ESTE están extrapoladas por el programa ya que no existen observaciones GPS en estas áreas. El perfil perpendicular muestra nuevamente el comportamiento homogéneo de los bloques SBLK y NBLK y una pequeña rotación horaria para el bloque ESTE y anti-horaria para el bloque EBET, tal y como mostraban los polos de Euler calculados. El perfil paralelo, a diferencia de los perfiles A y B muestra un

convergencia brusca entre los bloques SBLK y ESTE (con un salto de ~ 2 mm/a), y otro salto de menor magnitud (de unos $\sim 0,75$ mm/a) entre los bloques ESTE y EBET. Se puede apreciar una leve convergencia homogénea (pendiente negativa suave y progresiva) a través del bloque EBET y NBLK.

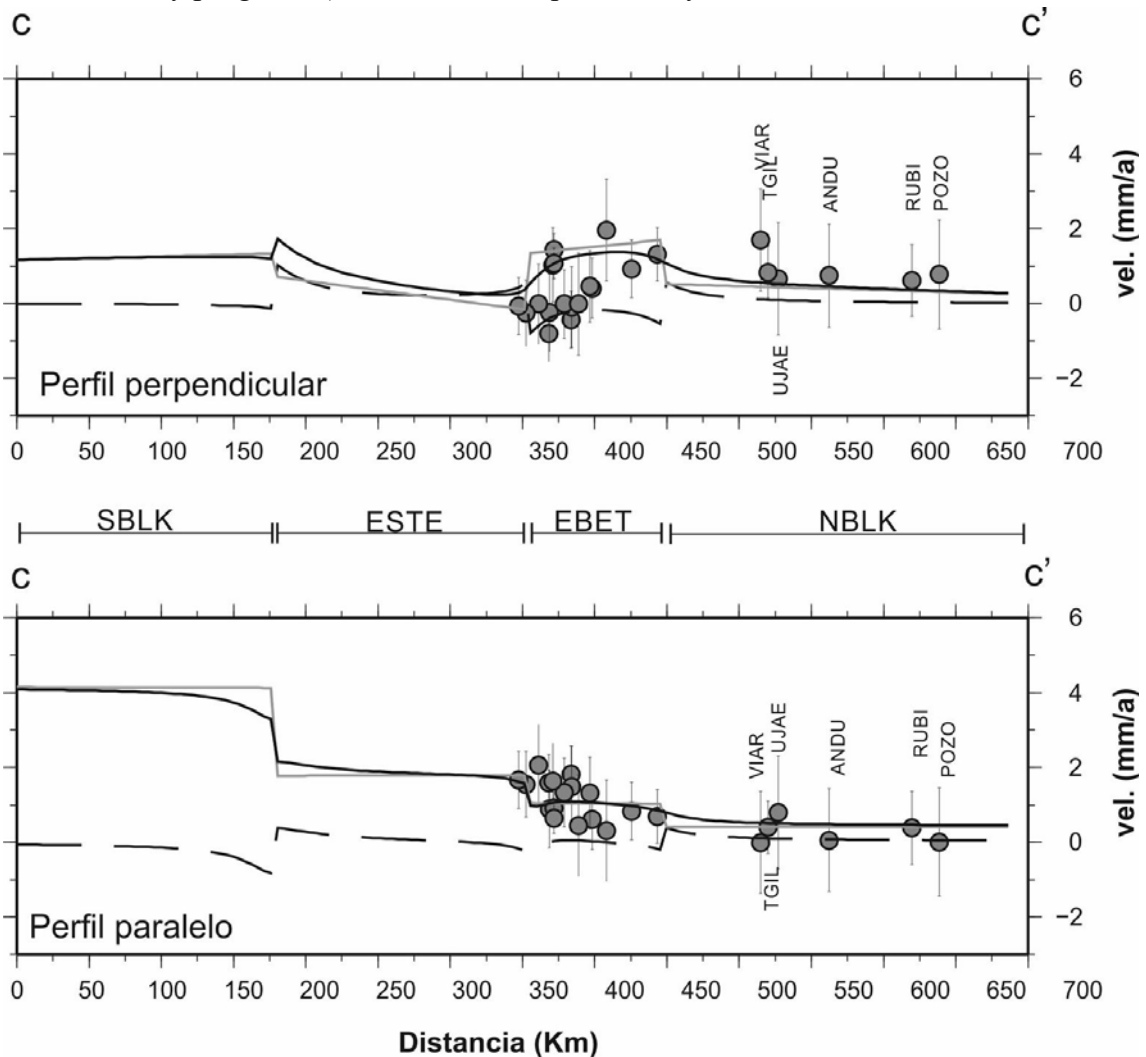


Figura 5.29: Velocidades para la componente perpendicular (arriba) y paralela (abajo) al perfil. La orientación y anchura del perfil está marcada en la Figura 5.25. La línea negra representa la velocidad perpendicular y paralela total (velocidad rotacional teniendo en cuenta el back-slip) calculada por el modelo en el perfil. La línea gris representa la velocidad puramente rotacional, mientras que la línea discontinua representa la velocidad del back-slip. La proyección de las velocidades GPS observadas en la línea del perfil tienen errores de 1σ . Las estaciones pertenecientes a la red CuaTeNeo no tienen nombre para facilitar la visibilidad dl perfil.

Los tres perfiles proyectados, muestran a grandes rasgos un buen ajuste del modelo de bloques propuesto. En general las velocidades observadas, teniendo en cuenta los errores 1σ asociados, encajan con las velocidades calculadas por el modelo, si bien es cierto que las velocidades próximas a la falla 3 y situadas EBET muestran deficiencias en este bloque.

La Figura 5.30 muestra los vectores de deslizamiento de las fallas definidas para este modelo. El punto de partida de los vectores indica el movimiento de ese bloque, que representa el bloque superior de dicha falla. Los valores de la Figura 5.30 indican el

deslizamiento paralelo (*strike slip*) y el deslizamiento normal (perpendicular, números entre paréntesis) de la falla. Por convenio los valores negativos representan un movimiento sinistral (*left-lateral*) o compresivo respectivamente. Cabe destacar que la parte más oriental de las fallas 5 (situada al norte de Argelia) y 7 (en el mar Mediterráneo incluyendo las islas Baleares) no están bien constreñidas por falta de datos GPS. Ocurre lo mismo para la parte occidental de la falla 6 (situada en el océano Atlántico) y la falla 4, relativamente pequeña, que pasa por el mar de Alborán.

La fallas 1 y 2 muestran un movimiento dextral, con valores comprendidos entre 1,4 y 3,0 mm/a, con una pequeña componente perpendicular que va desde compresión en la parte occidental a extensión en la falla 1, con valores de entre -1,9 a 1,2 mm/a.

La falla numero 3 muestra un movimiento sinistro (con valores entre -1,9 a -1,5 mm/a) con una componente extensiva al norte que pasa a ser compresiva al sur (0,9 a -1,1 mm/a). El comportamiento de esta falla concuerda con los mecanismos focales de la zona de Stich *et al.* (2003).

A pesar de la escasez de datos GPS, la falla 4 muestra un movimiento sinistro significativo (con valores entre -3,9 y -3,8 mm/a) y una pequeña componente extensiva (entre -0,3 y -1,0 mm/a), valores que están de acuerdo con los estudios realizados por Palano *et al.* (2013).

En la falla numero 5 domina la compresión (desde -0,3 a -4,4 mm/a) con una componente dextral más pequeña (0,5-2,2 mm/a), valores que están de acuerdo con los mecanismos focales de la zona, al menos para la zona del norte de Argelia.

El modelo predice un movimiento sinistral (entre -1,3 y -2,8 mm/a) con componente compresiva en la parte oriental que pasa a extensiva en la parte occidental (con valores entre -1,8 y 1,3) para la falla 6.

La falla 7, teniendo en cuenta la falta de datos GPS, indica un movimiento sinistro con un valor medio de -0,8 mm/a, y con una pequeña componente que va de compresión al oeste hasta extensión al este (-1 a 1 mm/a.)

Por último, la falla 8 que separa EBET de RAWB muestra un comportamiento dextro (1,7 a 2,7 mm/a) y mientras que la componente normal a la falla pasa de un comportamiento compresivo a extensivo (-1,2 a 1,3 mm/a) de oeste a este.

Orientales. En el modelo seleccionado se ha propuesto la creación de un quinto bloque para describir el comportamiento del área. Concretamente a partir de los nuevos datos aportados se ha trazado la falla 3 del modelo, que corresponde a la unión de las fallas de Alhama de Murcia, Palomares y Carboneras, conocida como la *EBSZ*. Además, se ha fijado un buzamiento de 70° hacia el NW según la base de datos recopilados por *QAFI Quaternary Active Faults of Iberia* (García-Mayordomo *et al.*, 2012).

5.6.1.1 Estadística y ajuste del modelo

El modelo escogido parte de 264 datos (*inputs* o N), es decir 132 vectores GPS con sus dos componentes en la horizontal. A partir de estos datos, el modelo obtiene los polos de rotación (polos de Euler) para 5 bloques, es decir, un total de 15 parámetros (longitud, latitud y velocidad angular) a calcular (*outputs* o P). En total tenemos 249 grados de libertad ($dof = N - P$). El χ^2 (Ec. 5.8) de los datos es de 1,7235, indicando que el modelo tiene un buen ajuste.

Las residuales de los 132 vectores GPS ajustan con una media cuadrática normalizada (*nrms*) de 1,275 (recordemos que el *nrms* se define como la raíz cuadrada de χ^2 dividido por los grados de libertad; véase Ec. 4.1 del capítulo 4), y un *wrms* de 0,529.

	<i>Observaciones</i>	<i>NRMS</i>	<i>WRMS</i>	χ^2/N
<i>Datos GPS</i>	264	1.275	0.529	1.627
<i>Polo NBLK</i>	112	1.158	0.440	1.341
<i>Polo RAWB</i>	30	1.569	0.730	2.462
<i>Polo EBET</i>	38	1.849	0.704	3.419
<i>Polo ESTE</i>	22	0.889	0.380	0.7902
<i>Polo SBLK</i>	62	0.969	0.494	0.9386

Tabla 5.6: Ajustes de los datos y los parámetros estimados en el modelo escogido en esta tesis.

La tabla 5.6 contiene los ajustes de los parámetros calculados, es decir los 5 polos de Euler y el ajuste de las velocidades modeladas. Como se puede observar, los datos que peor ajustan son los del bloque RAWB y EBET. A pesar de que las residuales obtenidas son pequeñas, estas podrían representar deficiencias en el modelo y/o una deformación interna del bloque. Con la creación de bloques más pequeños dentro de EBET y RAWB los valores estadísticos mejorarían en general. Se ha descartado esta opción puesto que estos sub-bloques serían demasiado pequeños y estarían definidos por una menor cantidad de estaciones por lo que a pesar de que el ajuste sería mejor, no serían estadísticamente significativos.

Analizando las velocidades residuales para los bloques EBET y RAWB, para los cuales se ha obtenido un peor ajuste, se puede observar que hay grupos de estaciones donde el modelo no predice satisfactoriamente las observaciones. Como ya se ha mencionado, esto se puede explicar a partir de una deformación intrabloque (*internal strain*). Para cuantificar la importancia de la presencia de estas residuales y si tienen un patrón

coherente que pueda indicar algún tipo de deformación interna, se han calculado los parámetros de la tasa de deformación ($\dot{\epsilon}_{\max}$ y $\dot{\epsilon}_{\min}$) a partir de las velocidades residuales estimadas por TDEFNODE para cada bloque usando el software SSPX (Cardozo y Allmendinger, 2009). Los ejes principales horizontales de la tasa de deformación ($\dot{\epsilon}_{\max}$ y $\dot{\epsilon}_{\min}$) y sus errores 1σ se muestran en las Tabla 5.7, donde los valores positivos de la tasa de deformación indican extensión. De los valores de las tasas de la deformación obtenidos destaca el $\dot{\epsilon}_{\max}$ del bloque EBET con un valor ~ 5 nstrain/a, indicando una extensión considerable con orientación ENE-WSW. Recordemos que estos valores no indican la deformación interna real de estos bloques, ya que están calculados a partir de las velocidades residuales, pero sí que nos indican una cierta coherencia de las residuales que sugiere algún tipo de deformación interna. Por este motivo, en los modelos alternativos presentados en el apartado 5.6.2, se ha invertido la deformación interna de ambos bloques.

Bloques	$\dot{\epsilon}_{\max}$	Az ($\dot{\epsilon}_{\max}$)	$\dot{\epsilon}_{\min}$	Az ($\dot{\epsilon}_{\min}$)
EBET	4,92 ± 3,72	65,88	-1,47 ± 0,69	355,88
RAWB	2,76 ± 3,47	103,36	-2,52 ± 2,16	13,36

Tabla 5.7: Tabla con los valores del eje máximo ($\dot{\epsilon}_{\max}$) y mínimo ($\dot{\epsilon}_{\min}$) de la tasa de la deformación interna (en nanostrain/a) de los bloques EBET y RAWB. Los errores asociados son 1σ y los azimuts en grados respecto al norte.

5.6.2 Modelos alternativos

Durante la modelización del área Ibero-Magrebí se han realizado numerosos modelos variando los parámetros a calcular así como la configuración los parámetros de las fallas (e.g. geometría, profundidad y *locking* de las fallas...) y los datos de entrada. En este apartado se hace una mención de algunos modelos implementados durante el estudio de la zona.

- Geometría y número de bloques

Al comienzo de este estudio se partió de la geometría y parámetros que definían las fallas propuesto por (Koulali *et al.*, 2011). El ajuste del bloque intermedio (BARB) definido por los autores que incluía las Béticas, el Rif y el mar de Alborán no tenía un buen ajuste, teniendo las residuales mayores en el Rif y en las Béticas Orientales, esta última zona cubierta por las estaciones publicadas por Echeverría *et al.*(2013). Por este motivo se fue construyendo el modelo de 5 bloques propuesto en esta tesis, basándonos en los nuevos datos GPS aportados al modelo, las fallas cartografiadas, especialmente las fallas activas según la base de datos *QAFI* (García-Mayordomo *et al.*, 2012), la sismicidad de la zona, así como la configuración de las fallas de los modelos previos.

- **Mecanismos focales**

Una vez establecida la geometría de los bloques del modelo escogido, y en un intento de constreñir mejor el modelo, especialmente en el norte de Argelia donde no existen actualmente datos GPS, se añadieron las orientaciones de los vectores de deslizamiento proporcionado por los mecanismos focales. Para ello se recopilieron todos los mecanismos focales de la zona de estudio con magnitudes superiores a 5 ($M_w > 5$) del catálogo del *Global CMT Project* (www.globalcmt.org, (Dziewonski *et al.*, 1981; Ekström *et al.*, 2012)), asignando un error de 10° a los vectores de acuerdo con McCaffrey (2005). Finalmente se realizó la inversión de 9 mecanismos focales cuya orientación de los ejes ajustaban con la configuración de las fallas que definen el modelo escogido. Estos 9 mecanismos focales ajustan con el modelo con un $\chi^2 = 21$ (el nrms de 4,6 y un wrms de 45.8). En cuanto a la estadísticas que se obtuvieron del modelo en general, calculado a partir de 273 datos y 15 parámetros fue de un $\chi^2 = 2,47$, frente al 1,72 obtenido en el modelo escogido.

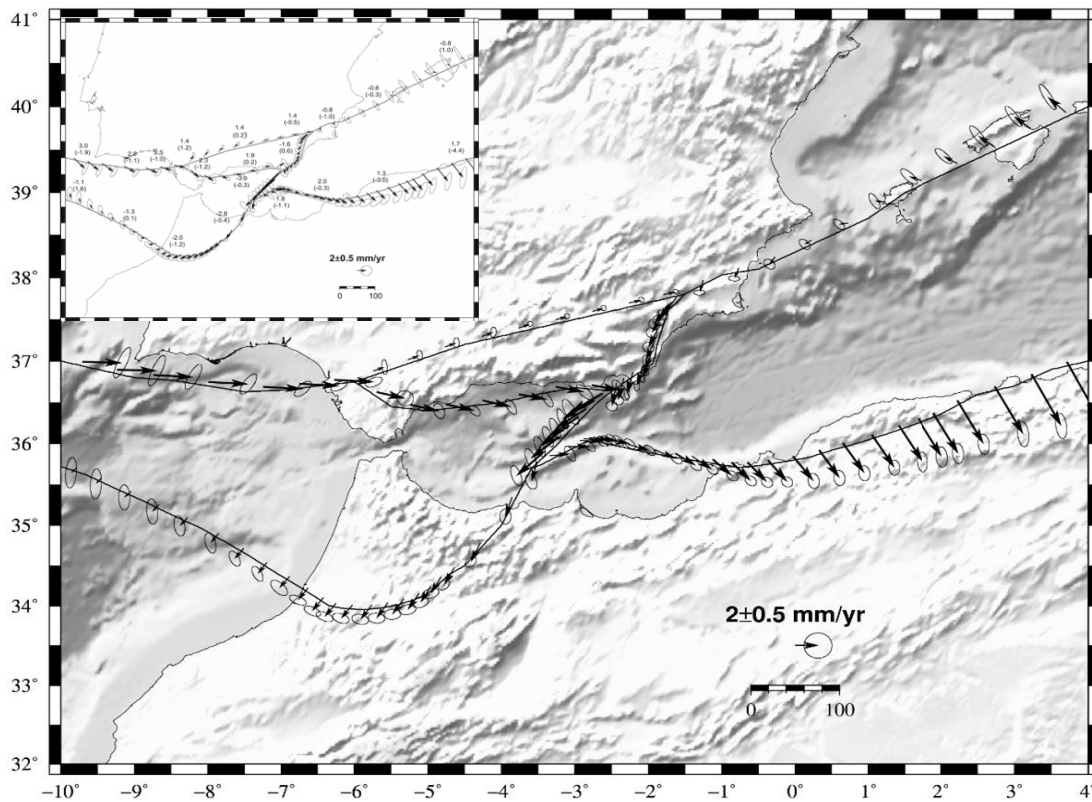


Figura 5.31: Mapa con las tasas de deslizamiento de las fallas modeladas a partir de los datos GPS y los vectores de deslizamiento proporcionados por los mecanismos focales. Las elipses representan los errores asociados 1σ . En el recuadro se muestran el mapa con las tasas de deslizamiento de las fallas del modelo escogido. Las elipses representan los errores 1σ asociados. Los valores indican el deslizamiento paralelo (strike slip) y el deslizamiento normal (perpendicular, números entre paréntesis) a la falla. Por convenio los valores negativos representan un movimiento sinistral (left-lateral) y compresión respectivamente.

El resultado o la diferencia más significativa de este modelo, como cabía esperar se puede ver en la falla número 5, al norte de Argelia (ver Figura 5.31) donde los errores de la tasa de deslizamiento de la falla disminuyen y la magnitud de los vectores aumenta. Las

residuales obtenidas y el ajuste de los polos de cada bloque no tienen diferencias significativas respecto el modelo escogido en esta tesis.

La falta de criterio para incluir o despreciar terremotos, la moderada magnitud, la diferente orientación de los planos de falla, la complejidad de alguno de estos terremotos (e.g. el terremoto de 2004 de Alhucemas (Stich *et al.*, 2005)) y principalmente el mal ajuste que proporciona la inversión de estos datos en el modelo fueron claves para descartar la inclusión de mecanismos focales en el modelo escogido.

- Inversión de parámetros

TDEFNODE permite el cálculo de parámetros como la *locking depth* (Z1 y Z2 de la Figura 5.24) e incluso se puede suponer que alguno de los bloques tiene una deformación (*strain*) intrabloque y cuantificarla. Ambos parámetros se han invertido por separado en dos modelos sin obtener ninguna mejora significativa en el modelo escogido.

La *locking depth* (Z1, ver Figura 5.24) calculada para las 8 fallas que conforman el modelo escogido y los errores asociados se muestran en la Tabla 5.8. A pesar de que el ajuste total del modelo invirtiendo la *locking depth* mejora ($\chi^2 = 1,5$) respecto el modelo escogido ($\chi^2 = 1,72$), los errores asociados a las profundidades calculadas son muy grandes, especialmente en aquellas fallas que no quedan bien definidas por las observaciones GPS (e.g. la falla 5). Tan solo la falla número 3 ha obtenido un valor estadísticamente significativo, es decir, es la única falla donde la profundidad estimada es mayor que el error asociado. Se han obtenido en todos los casos errores superiores a 10 km. Según McCaffrey (comm. pers., 2013) la *locking depth* con error asociado superior a 10 km no se debe tener en cuenta para la inversión. Por todos estos motivos se ha descartado la inversión de la *locking depth* en el modelo escogido.

Falla	1	2	3	4	5	6	7	8
Z1 (km)	18±43	18±22	18±15	10±31	13±120	10±15	17±18	19±27

Tabla 5.8: Locking depth y errores (en km) calculadas por TDEFNODE para las fallas definidas

Por último, cabe destacar la inversión de la tasa del *strain* para los bloques EBET y RAWB (véase Figura 5.30 para la localización de los bloques) a partir de TDEFNODE, ya que ambos bloques son los que tienen un ajuste más pobre, indicando deficiencias en el modelo o bien deformación interna del bloque. A pesar de que se han realizado diferentes modelos, invirtiendo el *strain* de cada bloque por separado, en este apartado mostramos los resultados de la inversión de ambos bloques a la vez ya que no se ha obtenido ningún cambio significativo entre los diversos modelos realizados. En la Tabla 5.9 se muestran los valores de la deformación interna en el centro de cada bloque, los errores asociados y la orientación del eje $\dot{\epsilon}_{\max}$. Como la tabla indica, los valores estadísticamente significativos muestran una compresión de $5,5 \pm 3$ nstrain/a en dirección NW-SE y una extensión de $4,9 \pm 2,6$ nstrain/a en dirección NE-SW para el bloque RAWB. Para el bloque

EBET se ha obtenido una extensión significativa de $9,6 \pm 1,9$ nstrain/a en dirección NNW-SSE

BLOQUE	Lon	Lat	$\dot{\epsilon}_{min} \pm 1\sigma$	$\dot{\epsilon}_{max} \pm 1\sigma$	Az($\dot{\epsilon}_{min}$)
RAWB	-6,5	35,5	-5,46 \pm 2,97	4,88 \pm 2,63	120,2 \pm 12,24
EBET	-3,5	37	-1,14 \pm 2,79	9,59 \pm 1,95	148,6 \pm 9,84

Tabla 5.9: Tabla con la localización y los valores del eje máximo ($\dot{\epsilon}_{max}$) y mínimo ($\dot{\epsilon}_{min}$) de la tasa de la deformación interna (en nanostrain/a). Los errores asociados son 1σ y el azimut del eje está referido al $\dot{\epsilon}_{min}$.

A pesar de que las residuales de las estaciones cercanas a las falla 3 mejoran respecto el modelo escogido, el modelo continua teniendo 14 residuales que superan las elipses de un 95% de confianza (Figura 5.32 y 5.33). Estas estaciones son VALE, CAST, LAGO, CABR, PILA y UCMT para el bloque NBLK; TORR para el bloque ESTE; ROND y GRAN para el EBET; CHEF, HOFN y TNIN para el RAWB; y IFRN y TAZA para el bloque SBLK.

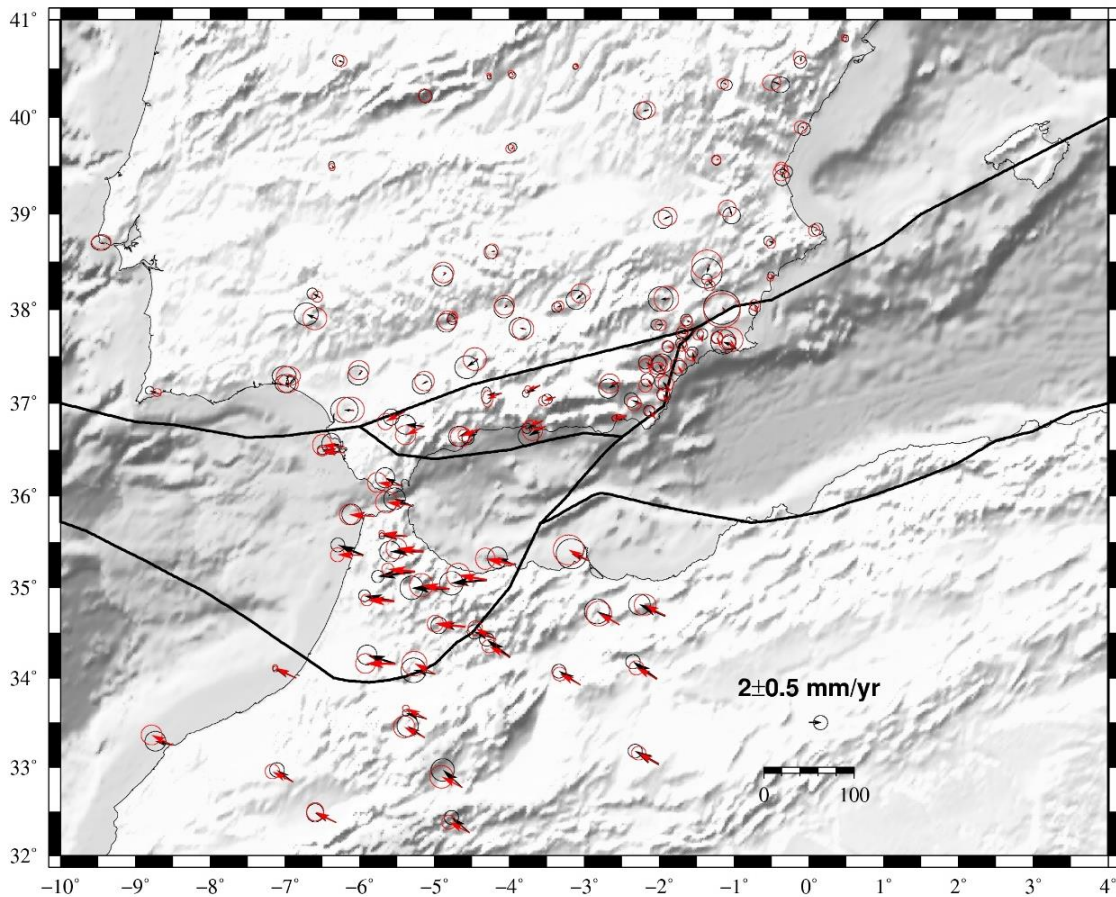


Figura 5.32: Mapa con las velocidades observadas (negro), y las velocidades modeladas (rojo) teniendo en cuenta la deformación interna de los bloques EBET y RAWB (véase la Figura 5.30 para la localización de los bloques y Tabla 5.9 para los valores de la deformación interna). Las elipses representan un 95% de límite de confianza para los errores.

Estadísticamente, el modelo no difiere respecto al escogido para esta tesis. El χ^2 del modelo invirtiendo la deformación interna de ambos bloques es de 1,569, (mientras χ^2

para el modelo escogido en la tesis es de 1,72) el resto de parámetros sobre el ajuste de los bloques y de los datos están en la Tabla 5.10, donde se puede observar un mejor ajuste del bloque EBET.

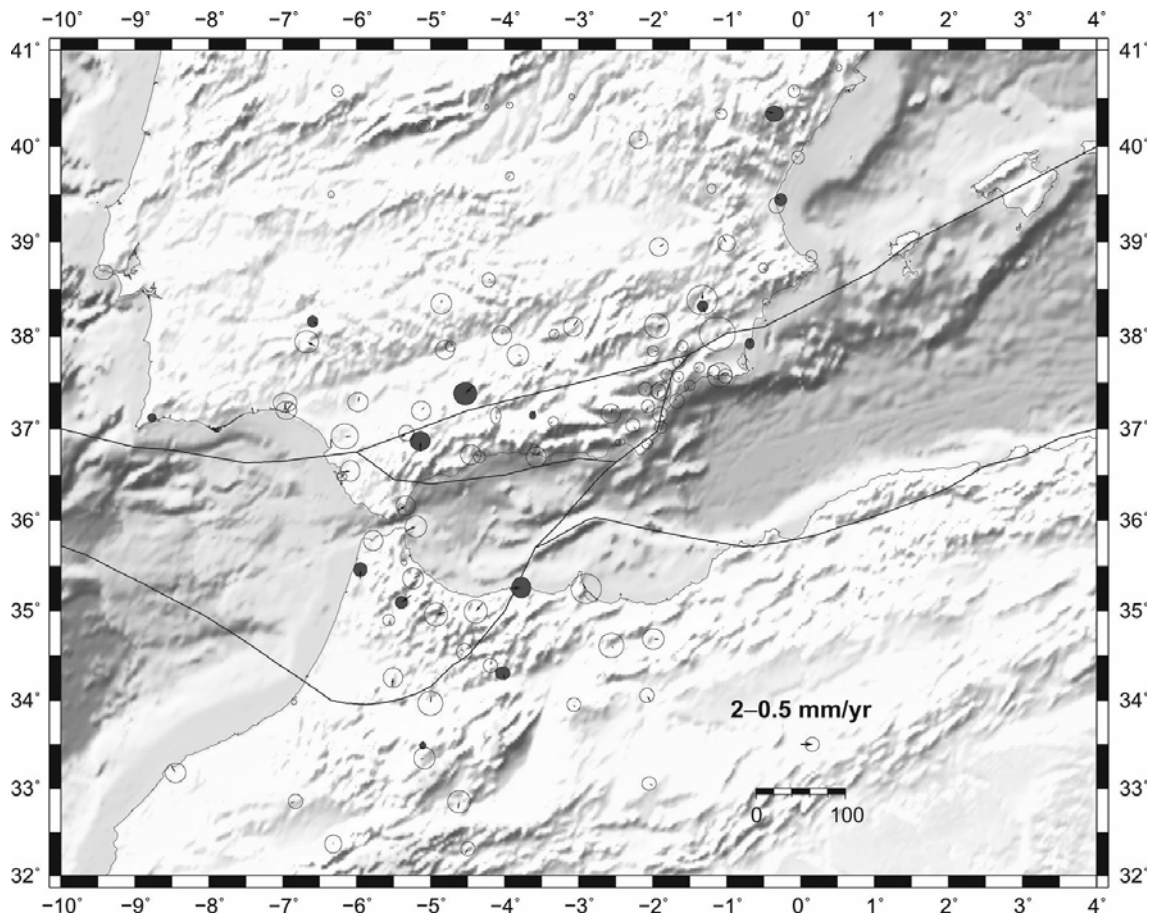


Figura 5.33: Mapa de las velocidades residuales (velocidades observadas menos modeladas) obtenidas teniendo en cuenta la deformación interna de los bloques EBET y RAWB (Tabla 5.9). Las elipses representan un 95% de límite de confianza para los errores. En gris se han marcado las residuales que tienen un valor mayor a sus errores asociados con 95% de confianza.

	Observaciones	NRMS	WRMS	χ^2/N
GPS	264	1,202	0,499	1,445
Polo NBLK	112	1,19	0,452	1,485
Polo RAWB	30	1,702	0,792	2,898
Polo EBET	38	1,219	0,464	1,485
Polo ESTE	22	0,94	0,402	0,884
Polo SBLK	62	0,984	0,502	0,968

Tabla 5.10: Ajustes de los datos y los parámetros estimados en el modelo obtenidas teniendo en cuenta la deformación interna de los bloques EBET y RAWB.

Los cambios más relevantes en cuanto al comportamiento de las fallas tienen lugar en las fallas 2, 4 y la parte más occidental de la falla 6 (Figura 5.34). La falla 2 representa un movimiento dextral extensivo, en lugar de dextral compresivo sugerido por el modelo

seleccionado en esta tesis. La falla 4 muestra un comportamiento extensivo (en lugar de sinistral). El modelo, teniendo en cuenta la deformación interna de EBET y RAWB, sugiere una compresión significativa para la parte más occidental de la falla 6, localizada en el océano Atlántico, en lugar de la pequeña extensión sugerida por el modelo escogido. Como ya se ha comentado anteriormente, las fallas donde se ha encontrado las diferencias más significativas respecto el modelo escogido, no quedan bien constreñidas por los modelos debido a la falta de datos GPS.

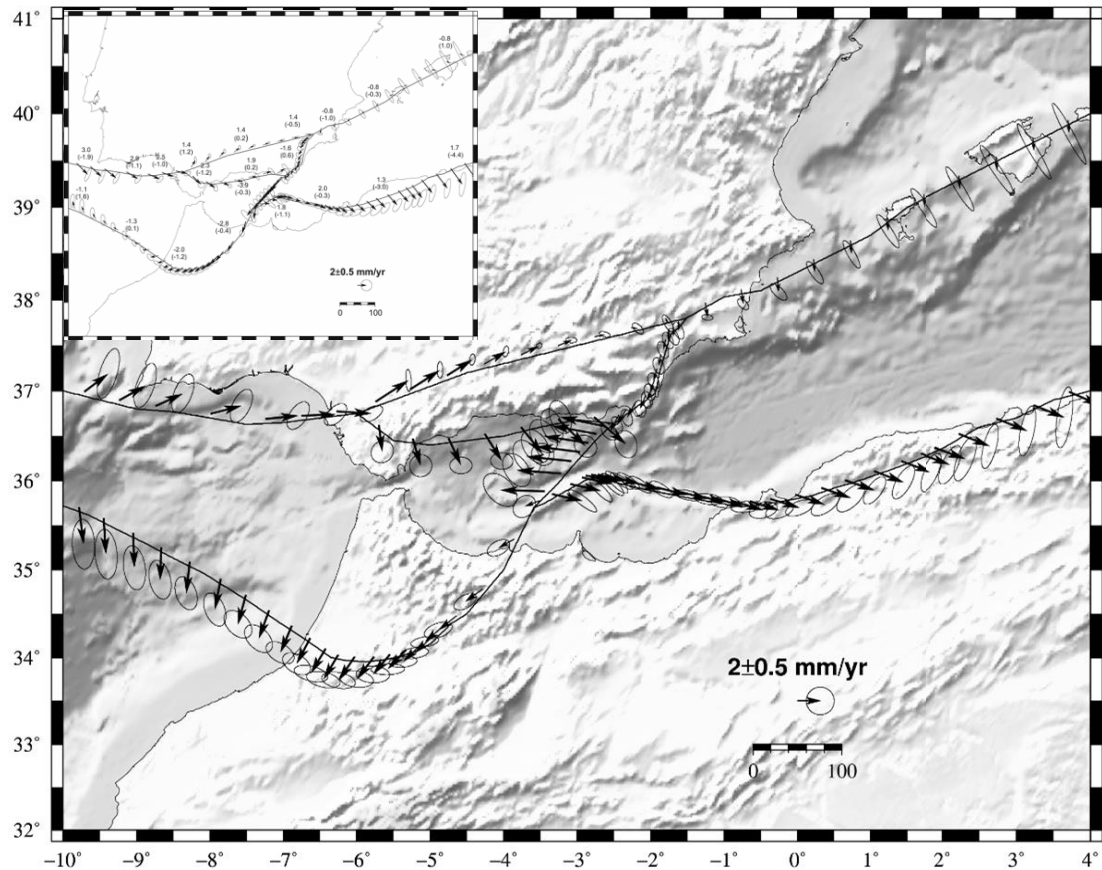


Figura 5.34: Mapa con las tasas de deslizamiento de las fallas modeladas obtenidas teniendo en cuenta la deformación interna de los bloques EBET y RAWB. Las elipses representan un 1σ . El recuadro muestra las tasas de deslizamiento obtenidas en el modelo seleccionado en esta tesis.

5.7 Discusión y Conclusiones

El campo de velocidades GPS obtenido a partir de la combinación y rotación a un mismo sistema de referencia (respecto el oeste de Europa) de todos los campos de velocidades publicados y los datos preliminares de la red Topo-Iberia nos indica, de manera detallada, la naturaleza del proceso de la convergencia oblicua entre las placas tectónicas de Nubia-Eurasia.

Las estaciones localizadas fuera del Arco de Gibraltar muestran una orientación uniforme relativamente paralela a la convergencia de Nubia y Eurasia. Sin embargo, las estaciones localizadas dentro del arco de Gibraltar muestran un movimiento hacia el oeste en el Rif y el sur del Golfo de Cádiz con una media de ~ 4 mm/a, mientras que las estaciones localizadas en el margen sur de las Béticas marcan una orientación NNE-SSW del orden de ~ 2 mm/a y valores que rondan el mm/a para las estaciones de las Béticas Orientales con una orientación SSE-NNW. Se puede intuir que la región de Alhucemas está sometida a una rotación anti-horaria mientras que el margen sureste de las Béticas está sujeto a una rotación horaria, de acuerdo con Palano *et al.*(2013).

A partir del campo de velocidades obtenido se ha construido un modelo de bloques elásticos que describe la dinámica de la zona con el objetivo de presentar una visión detallada de la tectónica actual del límite de placas en la región Ibero-Magrebí asociada a la interacción ente Nubia y Eurasia (Figura 5.30). A pesar de que la simple interacción elástica de placas en la dirección de la convergencia entre las placas de Nubia y Eurasia puede explicar las observaciones, la componente normal al movimiento requiere una interacción de placas más compleja. El modelo de bloques propuesto muestra que la deformación principal ocurre en la región Bético-Alborán-Rifeña, y las tasas de deslizamiento geodésicas obtenidas concuerda en general con la distribución de la sismicidad y los mecanismos focales de los terremotos. El modelo elástico de bloques propuesto consta de 5 bloques: los bloques NBLK y SBLK que representan las placas africana y euroasiática respectivamente, el bloque RAWB que engloba el Rif y el mar de Alborán, EBET con las Béticas y el bloque ESTE con las Béticas más Orientales. Según el modelo propuesto las principales zonas de deformación destacables en esta área son:

- Las fallas 1 y 2, con orientación aproximadamente E-W caracterizadas por un movimiento dextral que pasa de tener una componente compresiva de la Falla transformante Gloria-Azores a una pequeña componente extensiva en las Béticas, de acuerdo con los mecanismos focales de la zona (ver Figura 5.30).
- Las fallas 3 y 4 del modelo, que corresponden a la zona de cizalla Trans-Alboran (TASZ) con tendencia NE-SW (Stich *et al.*, 2006), se caracterizan por un movimiento sinistro con una pequeña componente extensiva, consistente con la sismicidad histórica y las estructuras cartografiadas (Morel y Meghraoui, 1996; Stich *et al.*, 2003; Tahayt *et al.*, 2008). Concretamente, la tasa más alta de deformación por cizalla se produce en la región de Alhucemas, y el mar de Alborán.

- El modelo caracteriza la falla número 5 como una zona transpresiva a pesar de que esta zona no está bien constreñida por observaciones GPS. Esta falla sigue la alineación de la sismicidad del Tell-Rif donde tienen lugar terremotos de moderados a grandes (e.g. el terremoto de Asnam de 1980 de $M_w=7.3$, (Meghraoui *et al.*, 1988)) y donde predominan los mecanismos focales correspondientes a fallas inversas y en menor número fallas de desgarre.
- El paso de la falla 6 por territorio marroquí está caracterizado por un movimiento sinistro, que varía de 2 a 3 mm/a con una componente compresiva menor.
- Por último destacamos el movimiento de la falla 8 que se caracteriza por un comportamiento dextral del orden de 2 mm/a que tiene una componente compresiva del orden de un milímetro año en la parte occidental que pasa a extensiva en la parte más oriental.

Los resultados obtenidos a partir de la modelización de datos geodésicos no permiten por sí solos descartar los modelos geodinámicas existentes para el límite de placas del área Ibero-Magrebí, principalmente por la ausencia de datos en el mar de Alborán, el océano Atlántico y en el norte de Argelia. Sin embargo, se espera que la integración de estos resultados con los datos geofísicos y geológicos disponibles pueda dar una visión general sobre la dinámica regional del área de estudio.

Basándonos solo en los resultados obtenidos en esta tesis, proponemos que las velocidades GPS podrían estar justificadas por la subducción aún activa, de una laja que subduce hacia el este bajo el estrecho de Gibraltar y un *roll-back* asociado que provocaría la extensión del *back arc*, situado en las Béticas Orientales (Gutscher *et al.*, 2012). De esta manera quedaría justificada la tendencia hacia el oeste de las estaciones GPS del Rif Central, así como la extensión de las Béticas Orientales.

Según los resultados expuestos, podemos argumentar también que tanto el modelo geodinámico de *convective removal* (Platt y Vissers, 1989) así como la delaminación (e.g. Calvert *et al.*, 2000) no pueden explicar fácilmente la deformación de la zona de estudio. Según Palano *et al.*(2013) y Gutscher *et al.*(2012), el *convective removal* y la delaminación producirían un patrón de simetría radial de la deformación en superficie caracterizada por una región central extensiva rodeada por una región externa compresiva, lo cual es inconsistente con los resultados obtenidos.

Proponemos el análisis de la componente vertical de campo de velocidades GPS para complementar y solventar las deficiencias en la interpretación de la cinemática de este límite de placas. Sin embargo, para el análisis de esta componente y asegurar unos errores asociados aceptables es fundamental procesar series temporales suficientemente largas, especialmente para las estaciones de campañas. La densificación de estaciones GPS, así como el análisis de series temporales más largas sería clave para la interpretación de la compleja deformación de la zona.

Conclusiones

6.1 Conclusiones generales

Las técnicas de geodesia espaciales aplicadas al estudio de la de formación cortical en combinación con la modelización numérica nos han permitido abordar los objetivos principales de la tesis:

- determinar los valores actuales de los vectores de deformación en los Pirineos.
- configurar un modelo de bloques que explique la cinemática del límite de placas entre África y Eurasia en la región Ibero-Magrebí.

Los resultados obtenidos nos han permitido investigar cuales son las principales fuerzas que producen estas deformaciones y sus consecuencias en cada una de las regiones estudiadas. En los siguientes apartados se exponen las conclusiones particulares para cada región, correspondientes a los capítulos 4 y 5 de esta tesis.

Durante la realización de esta tesis, se ha participado activamente en la instalación, mantenimiento y gestión de datos de las estaciones continuas GPS de la red Topo-Iberia, instalada por el proyecto Topo-Iberia (programa Consolider-Ingenio 2010) en el cual se enmarca la tesis. Finalmente, las estaciones de esta red han sido incorporadas en las dos regiones estudiadas: los Pirineos y la región Ibero-Magrebí.

6.2 Conclusiones del estudio de la deformación activa en los Pirineos

Se han analizado datos de 49 estaciones continuas GPS con 3,5 años de observaciones, 35 de ellas emplazadas en la región de los Pirineos, para determinar la deformación a través de la cordillera.

Las estaciones situadas al sur de los Pirineos centrales y occidentales tienen velocidades respecto a Europa occidental comprendidas entre 0,5 y 1,5 mm/a, mostrando un comportamiento coherente no afectado por las suposiciones del modelo. En la parte oriental de la cordillera no se ha encontrado ningún patrón de deformación significativo.

A partir de un perfil de velocidades se ha calculado una extensión activa significativa perpendicular a la cordillera de $2,5 \pm 0,5$ ntrain/a, con la posibilidad de unas tasas de la deformación mayores para la parte más occidental de la cordillera.

El periodo de recurrencia calculado a partir de la tasa de deformación estimada en este estudio para un terremoto máximo creíble (*Maximum Credible Earthquake; MCE*) de $M_w 6.5$ varía entre 2200 y 2500 años aproximadamente.

La deformación calculada para la región está de acuerdo con los mecanismos focales de fallas normales que predominan en la región. Sugerimos que la extensión obtenida en este estudio es debida probablemente al rebote isostático producido por el levantamiento y erosión de la cordillera (e.g. Capote *et al.*, 2011; Vernant *et al.*, 2013) o bien por un proceso de relajación causada por colapsos gravitacionales (Choukroune y Seguret, 1973; Rey *et al.*, 2001), o una combinación de ambos procesos.

6.3 Conclusiones de la modelización numérica del límite de placas de la región Ibero-Magrebí

Se ha obtenido el campo de velocidades GPS a partir de la recopilación, combinación y rotación a un mismo sistema de referencia de todos los campos de velocidades existentes en la región Ibero-Magrebí. El campo de velocidades obtenido nos indica que las estaciones localizadas fuera del Arco de Gibraltar muestran una orientación uniforme relativamente paralela a la convergencia de Nubia y Eurasia. Las estaciones localizadas dentro del Arco de Gibraltar muestran un comportamiento más complejo:

- Las estaciones del Rif y del sur del Golfo de Cádiz tienen un movimiento hacia el oeste con una media de ~ 4 mm/a. Los datos sugieren que la región de Alhucemas está sometida a una rotación horaria.
- Las estaciones localizadas en el margen sur de las Béticas marcan una clara orientación NNE-SSW del orden de ~ 2 mm/a.
- Las estaciones de las Béticas orientales tienen valores que rondan 1 mm/a con orientación SSE-NNW. Los datos obtenidos sugieren una rotación anti-horaria para el margen sureste de las Béticas.

Se ha configurado un modelo de bloques elástico a partir del campo de velocidades obtenido que describe la geodinámica de la zona y muestra que la deformación principal ocurre en el dominio Bético-Rif-Alborán. El modelo propuesto consta de 5 bloques: los bloques NBLK y SBLK que representan las placas africana y euroasiática respectivamente, el bloque RAWB que engloba el Rif, el mar de Alborán y las Béticas Occidentales, EBET que contiene las Béticas Centrales y orientales y el bloque ESTE con las Béticas más Orientales. Según el modelo propuesto las principales zonas de deformación destacables en esta área son:

- Las fallas que se extienden desde el Golfo de Cádiz hasta las Béticas Orientales con orientación aproximadamente E-W. Estas se caracterizan por un movimiento dextral que pasa de tener una componente compresiva en la parte más occidental a una pequeña componente extensiva en las Béticas.
- Las fallas que corresponden a la zona de cizalla Trans-Alboran con orientación NE-SW, se caracterizan por un movimiento sinistro con una pequeña componente extensiva, consistente con la sismicidad histórica y las estructuras cartografiadas (Morel y Meghraoui, 1996; Stich *et al.*, 2003; Tahayt *et al.*, 2008). Concretamente, la tasa más alta de deformación por cizalla se produce en la región de Alhucemas y el mar de Alborán.
- Las fallas del sur del Rif y norte de Argelia se caracterizan como una zona transpresiva. La magnitud de los terremotos de esta zona son moderados a grandes, donde predominan los mecanismos focales correspondientes a fallas inversas y en menor número fallas de desgarre.

- Por último destacamos el movimiento de la falla que sigue la alineación de fallas pliocenas y cuaternarias paralelas a la línea de costa andaluza hasta la altura de Marbella donde se adentra en la península. El comportamiento de esta falla es dextral del orden de 2 mm/a y tiene una componente compresiva del orden de un milímetro año en la parte occidental que pasa a extensiva en la parte más oriental también del orden de un milímetro año.

Por último, se sugiere que el modelo geodinámico de *convective removal* (Platt y Vissers, 1989), así como el modelo de la delaminación (Seber *et al.*, 1996) no pueden explicar fácilmente la deformación obtenida en la zona de estudio. Basándonos sólo en los resultados obtenidos en esta tesis, proponemos que las velocidades GPS podrían estar justificadas por la subducción aún activa, de una *slab* que subduce hacia el este bajo el estrecho de Gibraltar y un *roll-back* asociado que provocaría la extensión del *back-arc*, situado en las Béticas Orientales (Gutscher *et al.*, 2012). De esta manera quedaría justificada la tendencia hacia el oeste de las estaciones GPS del Rif Central, así como la extensión de las Béticas Orientales.

6.4 Trabajos Futuros

Al final de esta tesis, y como consecuencia de los resultados obtenidos, somos conscientes de que la técnica GPS, en concreto la cobertura espacio-temporal de los datos, tiene limitaciones. Consecuentemente muchas preguntas permanecen aún sin resolver.

En lo que respecta al estudio realizado en la cordillera Pirenaica las siguientes líneas de investigación ayudarían a mejorar el estudio realizado:

- A pesar de que se ha realizado un análisis exhaustivo de las incertidumbres y se ha validado el modelo de error a través de diferentes comparaciones, la validación de la resolución de la técnica GPS se haría efectiva, obviamente, analizando una serie temporal más larga. Por lo tanto, el análisis de al menos 2 años más de las estaciones GPS continuas aseguraría una total independencia del efecto de señales periódicas proporcionando unos errores más ajustados.
- La combinación de las estaciones continuas analizadas en este estudio junto con las observaciones de las campañas de las redes PotSis (Goula *et al.*, 1996) y ResPyr (Fleta *et al.*, 1996) podrían proporcionar una mejor cobertura espacial. Debido a la pequeña deformación de la cordillera, la realización de alguna campaña más para observar las estaciones de ambas redes sería necesaria para obtener unas incertidumbres aceptables.
- El estudio de la componente vertical para la cordillera proporcionaría la información necesaria para descartar o reafirmar la hipótesis de una extensión causada por rebote isostático (Capote *et al.*, 2011; Vernant *et al.*, 2013). El análisis de la componente vertical, con un error tres veces mayor que los errores asociados a las componentes horizontales, hace que la técnica GPS no tenga la resolución necesaria para detectar deformaciones en la componente vertical. El desarrollo de nuevos métodos o algoritmos para caracterizar el ruido en esta componente será necesario.

En lo que respecta al estudio realizado en el límite de placas de la zona Ibero-Magrebí, se proponen las siguientes líneas de investigación:

- A pesar que la modelización elástica de bloques resulta útil para describir los patrones de la deformación en esta región, la inversión que se ha llevado a cabo se ha basado tan solo en datos de observaciones GPS. Sugerimos la integración de datos geológicos y geofísicos en la inversión.
- La integración de los resultados obtenidos en esta tesis con los datos geofísicos y geológicos disponibles podría dar una visión general sobre la dinámica regional del área de estudio. Los resultados obtenidos a partir de la modelización de datos geodésicos no permiten por si solos descartar los modelos geodinámicos existentes para el límite de placas del área Ibero-Magrebí, principalmente por la ausencia de datos en el mar de Alborán, el océano Atlántico y en el norte de Argelia. El análisis de las observaciones de

la estación GPS que el Real Observatorio de la Armada tiene instalada en la isla de Alborán, podría contribuir a una mejor caracterización de esta zona.

- Proponemos el análisis de la componente vertical de campo de velocidades GPS para complementar y solventar las deficiencias en la interpretación de la cinemática de este límite de placas. Sin embargo para el análisis de esta componente y asegurar unos errores asociados aceptable es fundamental procesar series temporales suficientemente largas, especialmente para las estaciones de campañas. La densificación de estaciones GPS, así como el análisis de series temporales más largas sería clave para la interpretación de la compleja deformación de la zona.

Conclusions

7.1 General conclusions

The following main objectives of the given thesis were achieved using the space geodesy techniques applied to crustal deformation studies in combination of numerical modeling techniques:

- determine the present-day crustal deformation field in the Pyrenees.
- develop a new elastic block model that explains the kinematics of the plate boundary in the Ibero-Maghrebian region.

The obtained results, in each of the study areas, have allowed identifying the main driving forces responsible for the on-going deformation of the crust. In the following sections, we present the specific conclusions for the Pyrenees and the Ibero-Maghrebian region, which correspond to chapters 4 and 5, respectively.

As part of the work realized for the given thesis, we have actively participated in the installation, maintenance, data management and processing of the Topo-Iberia continuous GPS network installed as part of the Topo-Iberia project (Consolider-Ingenio 2010). The data of a new GPS network installed as part of the Topo-Iberia project was included in the study of the Pyrenees and the Ibero-Maghrebian region.

7.2 Conclusions related to active deformation studies in the Pyrenees

In order to assess crustal deformation rates across and within the Pyrenees we analyzed data from 49 CGPS over a 3.5 yr period, where 35 stations were located in the Pyrenees region.

Stations south of the western and central Pyrenees have velocities with respect to western Europe between 0.5 and 1.5 mm/yr and show a relatively coherent pattern unaffected by modelling assumptions. We did not find any significant deformation pattern for the eastern part of the range.

A profile across this region shows extension perpendicular to the range at rate of 2.5 ± 0.5 nstrain/yr. There is a suggestion of strain rates a factor of three higher for the western area. This extensional strain rate is consistent with the stress orientations inferred from earthquake focal mechanisms in the western region (Stich et al. 2006, 2010). We suggest that the extension obtained in this study could be the result of an isostatic rebound produced by the uplift and erosion of the mountain range (e.g. Capote *et al.*, 2011; Vernant *et al.*, 2013) or a process of relaxation caused by gravitational collapse (Choukroune y Seguret, 1973; Rey *et al.*, 2001), or both.

The GPS deformation rates obtained as part of this thesis for the Pyrenees imply a recurrence time for a MCE (Maximum Credible Earthquake) of Mw 6.5 ranging between 2200–2500 yr.

7.3 Conclusions related to the numerical modeling of the plate boundary in the Iberio-Maghrebian region

We estimated the velocity field from the combination of all of the published GPS velocities for the Ibero-Maghrebian region, including the velocity estimates from the Topo-Iberia network. The obtained velocity field shows that the stations located outside the Gibraltar Arc have a uniform orientation parallel to the convergence of Nubia and Eurasia plates, while the stations located in the Gibraltar Arc show a more complex behavior:

- Stations located in the Rif and south part of the Gulf of Cadiz show a westward motion with an average rate of ~ 4 mm/yr. The results also suggest that Al Hoceima region undergoes a clockwise rotation.
- The stations located at the southern margin of the Betics show a motion of ~ 2 mm/yr with a NNE-SSW orientation.
- The eastern Betics stations show velocities of ~ 1 mm/yr with a SSE-NNW orientation. The obtained GPS data suggest an anticlockwise rotation for the southeastern part of the Betics.

We design a new elastic block model from the velocity field, which explains the geodynamic behavior of this complex plate boundary. The model shows that the principal deformations are concentrated at the Betic-Rif-Alboran domain. The proposed model consists in 5 blocks: two blocks that represent the African and Eurasian plates, a block which includes the Rif and the Alboran sea, a block with the central and eastern Betics, and finally a block with the easternmost part of the Betics range.

The main behavior of faults, which separate blocks, obtained by the modelling are:

- A right-lateral motion of the fault with E-W orientation from Gulf of Cadiz to the eastern Betics.
- The system faults of Trans-Alboran Shear Zone with a NE-SW orientation has a left-lateral movement with a lower extensional component, consistent with historical seismicity and mapped faults (Morel y Meghraoui, 1996; Stich *et al.*, 2003; Tahayt *et al.*, 2008). Specifically, the maximum shear strain rate is observed in the Al Hoceimas and Alboran Sea regions.
- The transpressive behavior of the Rif and north Argelia faults. The earthquake magnitudes in this area are high and moderate, and the focal mechanism show reverse and strike-slip faults.
- Finally, we highlight the right-lateral movement of the faults that run parallel to the Andalusian coast. This movement has an average rate of ~ 2 mm/yr and has a compressive component at the western part of 1 mm/yr and extensive component at eastern part of 1 mm/yr.

Finally, we suggest that the geodynamic models of convective removal (Platt y Vissers, 1989) and delamination (Seber *et al.*, 1996) cannot explain easily the obtained deformation in this region. Based on the model results of presented in this thesis, we suggest that GPS velocities support a geodynamic model that suggests a continued active slab subduction beneath the Strait of Gibraltar, with a consequent back-arc extension in the eastern Betics (Gutscher *et al.*, 2012). This model explains well the westward motion of the central Rif GPS stations, as well as the extension of the eastern Betics.

7.4 Future work

At the end of this work, and as consequence of the obtained results, we are conscious that GPS technique, and specifically the spatial-temporal data coverage, has limitations. Consequently, many questions, especially on a detailed scale, remain unresolved.

Regarding the study about the deformation in the Pyrenees the following lines of investigation could help to improve the results presented in the given thesis:

- Although we performed an exhaustive analysis to validate the uncertainties and the error model using various test, the validation of the GPS resolution would be more effective if longer time-series of data were analyzed. Therefore, the analysis of 2 years of additional data could avoid the adverse effects of the periodic signals and a better and more realistic error estimated can be achieved.
- The combination of the continuous GPS stations used in this study, with the survey mode stations of PotSis (Goula *et al.*, 1996) and ResPyr (Fleta *et al.*, 1996) networks could provide a better spatial coverage. Due to the slow deformation rates in the Pyrenees, new surveys of these networks could be necessary to obtain statistically significant velocity estimates.
- The analysis of the vertical component provides the necessary information to reject or insure the hypothesis of the extension due to the isostatic rebound of the range (Capote *et al.*, 2011; Vernant *et al.*, 2013). The vertical component has approximately three times higher errors than the horizontal component. For this reason, in many cases the GPS technique is unsuitable for detecting vertical tectonic deformations. To achieve these goals it would be necessary to refine the existing algorithms for characterizing the noise in the vertical component of GPS time-series.

Regarding the study about the numerical modeling of the plate boundary in the Iberio-Maghrebian region, the following future investigations could help to improve the results presented here:

- Although the elastic block modelling is useful to describe the deformation patterns in this region, the numerical inversion realized in this study was performed using only GPS observations. The integration of additional geological and geophysical data in the inversion would increase the resolution and the reliability of the obtained kinematic model of the plate block motions.
- The integration of the obtained results in the given thesis with the available geophysical and geological data could give an overview of the regional dynamic of this region. The modeling results obtained using geodetic data do not allow, on their own, to discard the geodynamic models that exist for the Ibero-Maghrebian region. This is mainly due to the lack of data in the

Alborán Sea, the Atlantic Ocean and the north part of Argelia. The analysis of a GPS station installed in the Alboran Island by the *Real Observatorio de la Armada*, could greatly contribute to a resolution of these questions.

- We propose the analysis of the GPS vertical component to complement the interpretation of the plate boundary kinematic. However, to ensure the higher signal to noise ratio for the estimated vertical motions, it could be necessary to process longer time-series, especially for the survey GPS data. A densification of GPS stations and longer time-series analysis could be the key for the interpretation of this complex deformation region.

Bibliografía

Alasset, P.-J. y Meghraoui, M., 2005. Active faulting in the western Pyrénées (France): Paleoseismic evidence for late Holocene ruptures, *Tectonophysics*, 409, 39-54. doi: 10.1016/j.tecto.2005.08.019.

Allmendinger, R.W., Loveless, J.P., Pritchard, M.E. y Meade, B., 2009. From decades to epochs: Spanning the gap between geodesy and structural geology of active mountain belts, *Journal of Structural Geology*, 31, 1409-1422. doi: 10.1016/j.jsg.2009.08.008.

Altamini, Z., Collilieux, X., Legrand, 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 Orientation Parameters, *Journal of Geophysical Research*, 112, doi: 10.1029/2007JB004949.

Altamimi, Z. y Collilieux, X., 2008. IGS contribution to the ITRF, *Journal of Geodesy*, 83, 375-383. doi: 10.1007/s00190-008-0294.

Altamimi, Z., Collilieux, X. y Métivier, L., 2011. ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame, *Journal of Geodesy*, 85, 457-473. doi: 10.1007/s00190-011-0444-4

Argus, D.F., Gordon, R.G. y Demets, C., 2011. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12. doi: 10.1029/2011GC003751.

Asensio, E., Echeverría, A. y Khazaradze, G., 2012a. Block kinematics of the Iberia-Africa plate boundary from inversion of GPS data. en 7^a Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica Comisión Española de Geodesia y Geofísica (CEGG), San Sebastián, España (25-28 Junio, 2012).

Asensio, E., Khazaradze, G., Echeverría, A., King, R.W. y Vilajosana, I., 2012b. GPS studies of active deformation in the Pyrenees, *Geoph. J. Int.*, 190, 913-921. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05525.x.

Baby, P., Crouzet, G., Specht, M., Déramond, J., Bilotte, M. y Debrosas, E.J., 1988. Rôle des paléostructures albocénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux nord-pyrénéens, II, 307-313.

Banda, E. y Santanach, P., 1992. The Valencia trough (western Mediterranean): An overview, *Tectonophysics*, 208, 183-202.

Beutler, G., Moore, A. & Mueller, I., 2008. The international global navigation satellite systems service (IGS): development and achievements, *Journal of Geodesy*, 83, 297-307.

- Bezzeghoud, M. y Buforn, E., 1999. Source parameters of the 1992 Melilla (Spain, MW= 4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, MW= 5.8), and 1994 Mascara (Algeria, MW= 5.7) earthquakes and seismotectonic implications, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 359-372.
- Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau, *Journal of Geophysical Research*, 84.
- Bird, P., 2003. An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4. doi: 10.1029/2001GC000252.
- Blewitt, G., 1997. Basics of the GPS Technique: Observation Equations. En *Geodetic Applications of GPS*, pp. 10-54, ed. Johnson, B. Nordic Geodetic Commission, Sweden.
- Blewitt, G. y Lavallée, D., 2002. Effect of annual signals on geodetic velocity, *Journal of Geophysical Research*, 107, 9-1. doi: 10.1029/2001JB000570.
- Boucher, C. y Altamimi, Z., 1993. Development of a conventional terrestrial reference frame, *Geodynamics Series*, 24, 89-97.
- Bousquet, J.C., 1979. Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain, *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- Briais, A., Armijo, R., Winter, T., Tapponnier, P. y Herbecq, A., 1990. Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the eastern Pyrenees, *Annales Tectonicae*, 4, 19-42.
- Bruyninx, C., Becker, M. & Stangl, G., 2001. Regional densification of the IGS in europe using the EUREF permanent GPS network (EPN), *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26, 531-538.
- Buforn, E., Sanz de Galdeano, C. y Udías, A., 1995. Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region, *Tectonophysics*, 248, 247-261.
- Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udías, A. y Pro, C., 2004. Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications, *Pure and Applied Geophysics*, 161, 623 - 646. doi: 10.1007/s00024-003-2466-1.
- Buforn, E., Pro, C., Cesca, S., Udias, A. y del Fresno, C., 2011. The 2010 Granada, Spain, Deep Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101, 2418-2430. doi: 10.1785/0120110022.
- 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, 81-92. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00482-5.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G. y Jabour, N., 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel

- time tomography, *Journal of Geophysical Research*, 105, 10871-10898. doi: 10810.11029/12000JB900024.
- Campanyà, J., Ledo, J., Queralt, P., Marcuello, A., Liesa, M. y Muñoz, J.A., 2011. Lithospheric characterization of the Central Pyrenees based on new magnetotelluric data, *Terra Nova*, 23, 213-219. doi: 10.1111/j.1365-3121.2011.01001.x.
- Campanyà, J., Ledo, J., Queralt, P., Marcuello, A., Liesa, M. y Muñoz, J.A., 2012. New geoelectrical characterisation of a continental collision zone in the West-Central Pyrenees: Constraints from long period and broadband magnetotellurics, *Earth and Planetary Science Letters*, 333, 112-121. doi: 10.1016/j.epsl.2012.04.018.
- Campanyà, J., Ledo, J., Queralt, P., Marcuello, A., Liesa, M., Muñoz, J.A. y Jones, A.G., 2013. Geoelectrical characterization of the Pyrenean lithosphere from four MT profiles. Main geoelectrical structures and its evolution along the strike. in *EGU General Assembly Conference Abstracts*, pp. 5317.
- Capote, R., De Vicente, G. y Casado, J., 1991. An application of the slip model of brittle deformation to focal mechanism analysis in three different plate tectonic situations, *Tectonophysics*, 191, 399-409.
- Capote, R., Estévez, A., Santanach, P., Sanz de Galdeano, C. y Simón, J.L., 2011. ¿Dónde y por qué se produce terremotos en la península Ibérica?, *En Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19, 317-329.
- Caputo, M., Milana, G. y Rayhorn, J., 1984. Topography and its isostatic compensation as a cause of seismicity of the apennines, *Tectonophysics*, 102, 333-342.
- Cardozo, N. y Allmendinger, R.W., 2009. SSPX: A program to compute strain from displacement/velocity data, *Computers and Geosciences*, 35, 1343-1357. doi: 10.1016/j.cageo.2008.05.008.
- Carrilho, F., Teves-Costa, P., Morals, I., Pagarete, J. y Dias, R., 2004. GEOALGAR Project: first results on seismicity and fault-plane solutions. *En Geodynamics of Azores-Tunisia*, Eds Buforn, Elisa; Martin-Davila, J.; Udias, A. pp. 589-606 Springer.
- Černý, V., 1985. Thermodynamical approach to the traveling salesman problem: An efficient simulation algorithm, *Journal of optimization theory and applications*, 45, 41-51.
- Chenel, F., Le Bliguet, G., Soubret, T., Rigo, A., Vernant, P., Perosanz, F., Durand, S., Morel, L. y Nicolas, J., 2009. First results of the 2008 RESPYR GPS Campaign in the Pyrenees, *Geophysical Research Abstracts*, 11.
- Chevrot, S., Sylvander, M. y Delouis, B., 2011. A preliminary catalog of moment tensors for the Pyrenees, *Tectonophysics*, 510, 239-251. doi: 10.1016/j.tecto.2011.07.011

Ching, K.-E., Rau, R.-J., Johnson, K.M., Lee, J.-C. y Hu, J.-C., 2011. Present-day kinematics of active mountain building in Taiwan from GPS observations during 1995–2005, *Journal of Geophysical Research*, 116, B09405. doi: 10.1029/2010JB008058

Choukroune, P. y Seguret, M., 1973. Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity, *Gravity and Tectonics*, 141-156.

Choukroune, P., 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20, 143-158.

Colomina, I., Fleta, J., Giménez, J., Goula, X., Masana, E., Ortiz, M.A., Santanach, P., Soro, M., Suriñach, E., Talaya, J. y Térrens, A., 1999. The CuaTeNeo GPS Network to quantify horizontal movements in the South-eastern part of the Iberian Peninsula. En *1a Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, pp. 1-6, Aguadulce, Almería.

Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. y Watts, A.B., 1999. The origin and tectonic history of the Alboran Basin: insights from Leg 161 results. in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 555-580, eds. Zahn, R., Comas, M. C. y Klaus, A.

De Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C. y Ott d'Estevou, P., 1988. The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene, *Tectonophysics*, 152, 41-52.

De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J. y Fernández-Lozano, J., 2008. Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia: Tectonic implications., *Tectonics*, 27. doi: 10.1029/2006TC002093.

Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A. y Rivera, L., 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions, *Tectonophysics*, 221, 413-438.

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, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.

DeMets, C., Gordon, R. y Argus, D., 2008. MORVEL: A new estimate for geologically recent plate motions. En *AGU Fall Meeting Abstracts*, pp. 01.

Dercourt, J., Ricou, L.E. y Vrielynck, B., 1993. *Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps*, edn, Gauthier-Villars, Paris.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. y Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. En *Alpine Tectonic*, pp. 265-283, eds. Coward, M., Dietrich, D. y Park, R. *Geol. Soc. of London*.

Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens, *Tectonics*, 7, 1123-1139.

- Docherty, C. y Banda, E., 1995. Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis; a case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere?, *Tectonics*, 14, 804-818.
- Dong, D., Herring, T.A. y King, R.W., 1998. Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data, *Journal of Geodesy*, 72, 200-214 doi: 210.1007/s001900050161.
- Drewes, H., 2009. The actual plate kinematic and crustal deformation model APKIM2005 as basis for a non-rotating ITRF. En *Geodetic Reference Frames, International Association of Geodesy Symposia Volume 134*, pp 95-99. Springer.
- Duquesnoy, T., 2003. The French GPS Permanent Network, FIG Working Week, 8. Abril 13-17, Paris, France, 2003.
- Dziewonski, A.M., Chou, T.A. y Woodhouse, J.H., 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *Journal of Geophysical Research*, 86, 2825-2852.
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, A., Gárate, J., Dávila, J.M. y Suriñach, E., 2013. Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network, *Tectonophysics*, Available online 26 August 2013, 1-13. doi: 10.1016/j.tecto.2013.08.020.
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Gárate, J., Asensio, A. y Surinach, E., 2012. Deformación cortical de las Béticas Orientales mediante GPS y su relación con el terremoto de Lorca, *Física de la Tierra*, 24, 113-127. doi: 10.5209/rev_FITE2012.v24.40134.
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Gárate, J., Asensio, A., Masana, E. y Suriñach, E., 2011. Present-day GPS crustal deformation rates in the Eastern Betics (SE Spain), *Geophysical Research Abstracts*, 13, 1. Viena (Austria).
- Ekström, G., Nettles, M. y Dziewonski, A.M., 2012. The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200-201, 1-9. doi: 10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- Elmrabet, T., Levret, A., Ramdani, M. & Tadili, B., 1991. Historical seismicity in morocco: methodological aspect and casasa of multidisciplinary evaluation en *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*, Monografía N° 8, pp. 390 Ed . Instituto Geográfico Nacional, Madrid, (España).
- Elósegui, P., Davis, J., Jaldehag, R., Johansson, J., Niell, A. y Shapiro, I., 1995. Geodesy using the Global Positioning System: The effects of signal scattering on estimates of site position, *Journal of Geophysical Research*, 100, 9921-9934.
- England, P. y McKenzie, D., 1982. A thin viscous sheet model for continental deformation, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 70, 295-321.

- Escorza, C.M., 2005. El sismo de 18 de Marzo de 1817 en La Rioja, *Kalakorikos: Revista para el estudio, defensa, protección y divulgación del patrimonio histórico, artístico y cultural de Calahorra y su entorno*, 327-334.
- Estey, L.H. y Meertens, C.M., 1999. TEQC: The Multi-Purpose Toolkit for GPS/GLONASS Data, *GPS Solutions*, 3, 42-49.
- Fadil, A., Vernant, P., McClusky, S., Reilinger, R., Gomez, F., Sari, D.B., Mourabit, T., Feigl, K. y Barazangi, M., 2006. Active tectonics of the western Mediterranean: Geodetic evidence for rollback of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif Mountains, Morocco, *Geology*, 34, 529-532. doi: 10.1130/G22291.1
- Feigl, K.L., Agnew, D.C., Bock, Y., Dong, D., Donnellan, A., Hager, B.H., Herring, T.A., Jackson, D.D., Jordan, T.H., King, R.W., Larsen, S., Larson, K.M., Murray, M.H., Shen, Z. y Webb, F.H., 1993. Space geodetic measurement of crustal deformation in central and southern California, 1984-1992, *Journal of Geophysical Research*, 98, 6177-621,712. doi: 10.1029/93JB02405.
- Fernandes, R.M.S., Ambrosius, B.A.C., Noomen, R., Bastos, L., Wortel, M.J.R., Spakman, W. y Govers, R., 2003. The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1828. doi: 10.1029/2003GL017089.
- Fernandes, R.M.S., Miranda, J.M., Meijninger, B.M.L., Bos, M.S., Noomen, R., Bastos, L., Ambrosius, B.A.C. y Riva, R.E.M., 2007. Surface velocity field of the Ibero-Maghrebian segment of the Eurasia-Nubia plate boundary, *Geoph. J. Int.*, 169, 315-324. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03252.x.
- Figueras, S., Villaseñor, A., Frontera, T., Olivera, C., Fleta, J., Ruiz, M., Díaz, J., Gallart, J. y Vergès, J., 2006. Analysis of the september 2004 seismic crisis in the area of the 1428 earthquake (I0= IX), eastern Pyrenees (Spain). En *Proceeding of the First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*. Geneva, Switzerland.
- Firuzabadi, D. y King, R.W., 2012. GPS precision as a function of session duration and reference frame using multi-point software, *GPS Solutions*, 16, 191-196. doi: 10.1007/s10291-011-0218-8.
- Fleta, J., Soro, M., Giménez, J. y Suriñach, E., 1996. Red GPS para medidas geodinámicas en el Pirineo (ResPyr), *Geogaceta*, 20, 992-995.
- Fleta, J., Santanach, P., Goula, X., Martinez, P., Grellet, B. y Masana, E., 2001. Preliminary geologic, geomorphologic and geophysical studies for the paleoseismological analysis of the Amer fault (NE Spain). *Netherlands Journal of Geosciences.*, 80, 243-253.

- Frizon de Lamotte, D., Jarrige, J.J. y Vidal, J.C., 1980. Le magmatisme béticorifain est-il lié à une zone d'accidents décrochants "Trans-Alboran"? En Huitième Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Abstracts Société Géologique de France, Marseille.
- Gagnepain-Beyneix, J., Haessler, H. y Modiano, T., 1982. The pyrenean earthquake of february 29, 1980: An example of complex faulting, *Tectonophysics*, 85, 273-290.
- Gallart, J., Daignières, M., Gagnepain-Beyneix, J. y Hirn, A., 1985. Relationship between deep structure and seismicity in the western Pyrenees, *Ann. Geophys*, 3, 239-248.
- Garate, J., Martín Davila, J., Khazaradze, G., Asensio, E., Gil, A.J., I., J.-M., Gallastegui, J., Ayala, C., Tellez, J., Rodríguez Caderot, G., Ayarza, P. y Alvarez Lobato, F., 2008. Topo-Iberia Project: a new continuous GPS network to monitorize deformations in the South-West European Region, *GeoTemas*, 10, 1543-1547.
- García-Dueñas, V., Balanya, J.C. y Martínez-Martínez, J.M., 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications., *Geo-Marine Letters*, 12, 88-95.
- García-Mayordomo, J., 2005. Caracterización y Análisis de la Peligrosidad Sísmica en el Sureste de España., PhD thesis, Universidad Complutense de Madrid.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E.S. y Cabral, J., 2012. The Quaternary active faults database of Iberia (QAFI v.2.0), *Journal of Iberian Geology*, 38, 285-302.
- Giménez, J., Suriñach, E., Fleta, J. y Goula, X., 1996. Recent vertical movements from high-precision leveling data in northeast Spain, *Tectonophysics*, 263, 149-161.
- Giner Robles, J.L., 1996. Analisis neotectonico y sismotectonico en el sector centro-oriental de la Cuenca del Tajo, PhD Thesis, Universidad Complutense Madrid, Madrid.
- González, P.J., Tiampo, K.F., Palano, M., Cannavo, F. y Fernandez, J., 2012. The 2011 Lorca earthquake slip distribution controlled by groundwater crustal unloading, *Nature Geosci*, 5, 821-825. doi: 10.1038/ngeo1610.
- Goula, X., Olivera, C., Escuer, J., Fleta, J., Grellet, B. y Bousquet, J.C., 1992. Neotectonics and seismicity of the area of the seismic crisis of 1427-28 in Catalonia, *Proceedings of the 22nd General Assembly of the European Seismological Commission*, 333-338.
- Goula, X., Talaya, J., Térmens, A., Colomina, I., Fleta, J., Grellet, B. y Granier, T., 1996. Avaluació de la potencialitat sísmica del Pirineu oriental : primers resultats de les campanyes GPS PotSis'92 i PotSis'94, *Revista Catalana de Geografia*., 11, 41-48.

Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L.A., Cisternas, A. y Carbon, D., 1999. Present and Recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees, *Tectonophysics*, 308, 487-502.

Gràcia, E., Pallas, R., Soto Juan, I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., Garcia, M., Danobeitia, J., Bartolome, R., Farran, M., Gomez, M., Alpiste, M.J.R., Lastras, G., Wilmott, V., Perea, H., Blondel, P., Gomez, O., Bullock, L., Jacobs, C., Rouse, I., White, D., Whittle, S., Terrinha, P., Gafeira, J., Roque, C. y Hits Scientific Party, I., 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea); implications for earthquake hazard assessment in the southern Iberian margin, *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 734-749. doi: 10.1016/j.epsl.2005.11.009.

Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes, V.L. y Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar, *Geology (Boulder)*, 30, 1071-1074. doi: 10.1130/0091-7613(2002).

Gutscher, M.-A., 2004. GEOSCIENCE: What Caused the Great Lisbon Earthquake?, *Science*, 305, 1247-1248. doi: 10.1126/science.1101351.

Gutscher, M.A., 2010. Reply to Comment by Fernando Marques (on Tectonophysics article "Deep structure, recent deformation and analog modeling of the Gulf of Cadiz accretionary wedge"), *Tectonophysics*, 485, 330-331. doi:10.1016/j.tecto.2009.12.001.

Gutscher, M.A., Dominguez, S., Westbrook, G.K., Le Roy, P., Rosas, F., Duarte, J.C., Terrinha, P., Miranda, J.M., Graindorge, D., Gailler, A., Sallares, V. y Bartolome, R., 2012. The Gibraltar subduction: A decade of new geophysical data, *Tectonophysics*, 574-575, 72-91. doi: 10.1016/j.tecto.2012.08.038.

Hanks, T.C. y Kanamori, H., 1979. A moment magnitude scale, *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348-2350.

Hatanaka, Y., 1996. A RINEX compression format and tools. in *Proceedings of the 9th International Technical Meeting of the Satellite Division of The Institute of Navigation (ION GPS 1996)*, pp. 177-183.

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M. y Lucini, M., 2000. The recent (upper miocene to quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula, *Tectonics*, 19, 762-786. doi: 10.1029/2000TC900006.

Herring, T.A., Davis, J.L. y Shapiro, I.I., 1990. Geodesy by radio interferometry; the application of Kalman filtering to the analysis of very long baseline interferometry data, *Journal of Geophysical Research*, 95, 512,561-512,581.

Herring, T., 2003. MATLAB Tools for viewing GPS velocities and time series, *GPS Solutions*, 7, 194 - 199. doi: 10.1007/s10291-003-0068-0.

- Herring, T.A., King, R.W. y McClusky, S.C., 2006. Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program (Release 10.3), pp. 87 Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- Herring, T.A., King, R.W. y McClusky, S.C., 2010. Introduction to GAMIT/GLOBK, pp. 48 Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. y Collins, J., 2001. Global positioning system: theory and practice, Pages 347, Springer, Wien (Austria).
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. y Wasle, E., 2008. Gns: Global Navigation Satellite Systems: Gps, Glonass, Galileo, and More, Pages 470, Springer, Wien (Austria).
- Hugentobler, U., Dach, R., Fridez, P. & Meindl, M., 2006. Bernese GPS Software Version 5.0, Vol 1. Astronomical Institute, University of Berne, Bern, Switzerland.
- IGME, 2011. Informe Geológico Preliminar del Terremoto de Lorca del 11 de Mayo del año 2011, 5.1 mw, pp. 47. Instituto Geológico y Minero de España (www.igme.es), Madrid.
- IGN, 2011. Informe del Sismo de Lorca del 11 de Mayo de 2011, pp. 138. Instituto Geográfico Nacional de España (www.ign.es/ign/resources/sismologia/www/lorca/Lorcainfo2011.pdf), Madrid.
- Iribarren, L., Vergés, J., Camurri, F., Fullea, J. y Fernández, M., 2007. The structure of the Atlantic–Mediterranean transition zone from the Alboran Sea to the Horseshoe Abyssal Plain (Iberia–Africa plate boundary), *Marine Geology*, 243, 97-119. doi: 10.1016/j.margeo.2007.05.011.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G. y Zimmerman, R., 2009. Fundamentals of rock mechanics, edn Chapman and Hall, London, pp. 593, Wiley.
- Jiménez-Munt, I., Sabadini, R., Gardi, A. y Bianco, G., 2003. Active deformation in the mediterranean from Gibraltar to Anatolia inferred from numerical modeling and geodetic and seismological data, *Journal of Geophysical Research*, 108. doi: 10.1029/2001JB001544.
- Jing, X. y Chau, L.-P., 2004. An efficient three-step search algorithm for block motion estimation, *Multimedia, IEEE Transactions on*, 6, 435-438. doi: 10.1109/TMM.2004.827517.
- Julià, R. y Santanach, P., 1980. Evolución tectónica de las fosas neógenas del litoral catalán, Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas), *Bol. Geol. y Minero*, 91, 321-383.
- Kagan, Y.Y., 2002. Seismic moment distribution revisited: II. Moment conservation principle, *Geoph. J. Int.*, 149, 731-754. doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01671.x.

Kearey, P., Klepeis, K.A. y Vine, F.J., 2009. Global tectonics, 3rd edn, Vol.1, pp 482, John Wiley & Sons.

Khazaradze, G., Fleta, J., Goula, X., Suriñach, E., Talaya, J. y Térmen, A., 2004. Quantifying Crustal Deformations with GPS in the Eastern Pyrenees. in 12th General Assembly of the WEGENER project "Integrated Modelling of Crustal Deformation". International Association of Geodesy (IAG), Tangier, Morocco, September 21-23, 2004.

Klitgord, K. y Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central Atlantic, *The Geology of North America*, 1000, 351-378.

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

Krinitzsky, E.L., 2002. How to obtain earthquake ground motions for engineering design, *Engineering Geology*, 65, 1-16. doi: 10.1016/S0013-7952(01)00098-9.

Lacan, P. y Ortuño, M., 2012. Active tectonics of the Pyrenees: A review, *Revisión de la tectónica activa de los pirineos*, 38, 11-33.

Langbein, J., 2004. Noise in two-color electronic distance meter measurements revisited, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 109. doi: 10.1029/2003JB002819.

Langley, R., 1993. The GPS Observables, *GPS World*, 4, 52-59.

Leblanc, D. y Olivier, P., 1984. Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny, *Tectonophysics*, 101, 345-355.

Ledo, J., Ayala, C., Pous, J., Queralt, P., Marcuello, A. y Muñoz, J.A., 2000. New geophysical constraints on the deep structure of the Pyrenees, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1037-1040. doi: 10.1029/1999GL011005.

Leick, A., 1995. GPS satellite surveying, edn 3rd, Pages 435, John Wiley and Sons, New York, NY, United States.

Levret, A., Backe, J. y Cushing, M., 1994. Atlas of macroseismic maps for French earthquakes with their principal characteristics, *Natural Hazards*, 10, 19-46.

Lonergan, L. y White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics*, 16, 504-522.

López-Comino, J.-Á., Mancilla, F., Morales, J. y Stich, D., 2012. Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain), *Geophys. Res. Lett.*, 39, L03301. doi: 10.1029/2011gl050498.

- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T. y Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: Modern insights from FES2004, *Ocean Dynamics*, 56, 394-415.
- Malvern, L.E., 1969. Introduction to the mechanics of a continuous medium, edn 1. Pages 713, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- Mancilla, L.F.d., Stich, D., Berrocoso, M., Martín, R., Morales, J., Fernandez-Ros, A., Páez, R. y Pérez-Peña, A., 2013. Delamination in the Betic Range: Deep structure, seismicity, and GPS motion, *Geology*, 41, 307-310. doi: 10.1130/g33733.1.
- Mao, A., Harrison, C.G. y Dixon, T.H., 1999. Noise in GPS coordinate estimates, *Journal of Geophysical Research*, 104, 2797-2816. doi: 10.1029/1998JB900033.
- Martinez Solares, J., Lopez Arroyo, A. y Mezcuca, J., 1979. Isoseismal map of the 1755 Lisbon earthquake obtained from Spanish data, *Tectonophysics*, 53, 301-313.
- Martínez Solares, J.M. y Mezcuca, J., 2002. Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.c. - 1900), Monografía de Instituto Geográfico Nacional de España, 18, 253.
- Martínez Solares, J.M., 2011. Sismicidad pre-instrumental. Los grandes terremotos históricos en España, *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19, 296-304.
- Martínez-Díaz, J.J., Bejar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J.A., Mancilla, F., Stich, D., Herrera, G. y Morales, J., 2012. Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake, *Tectonophysics*, 546-547, 28-37. doi: 10.1016/j.tecto.2012.04.010.
- Martínez-García, P., Soto, J.I. y Comas, M., 2011. Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics, *Geo-Marine Letters*, 31, 19-36. doi: 10.1007/s00367-010-0212-0.
- Martínez-Martínez, J.M., Booth-Rea, G., Azañón, J.M. y Torcal, F., 2006. Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): Insight into heterogeneous extension driven by edge delamination, *Tectonophysics*, 422, 159-173. doi: 10.1016/j.tecto.2006.06.001.
- Masana, E., Gracia, E., Diaz, J.J.M., Moreno, X., Ortuno, M., Perea, H., Khazaradze, G., Pallas, R., A.Rodes, Queralt, P., Coll, M., R.Bartolome, E.Garcia-Melendez, Ruano, P., Stepancikova, P., Danobeitia, J.J. & P.Santanach, 2010. Characterizing the seismic potential of the Eastern Betic Shear Zone (EBSZ), a mayor source of earthquakes in southeastern Iberia. in *Primera Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología (IberFault)*, pp. 101-104, eds Insua Arévalo, J. M. & Martín González, F. *Contribución de la Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica*, Sigüenza, Spain.
- McCaffrey, R. y Goldfinger, C., 1995. Forearc deformation and great subduction earthquakes: Implications for Cascadia offshore earthquake potential, *Science*, 267, 856-859.

McCaffrey, R., 2002. Crustal block rotations and plate coupling. in Plate Boundary Zones, pp. 101-122, eds. Stein, S. y Freymueller, J. AGU Geodynamics Series.

McCaffrey, R., 2005. Block kinematics of the Pacific–North America plate boundary in the southwestern United States from inversion of GPS, seismological, and geologic data, *Journal of Geophysical Research*, 110, B07401. doi: 10.1029/2004JB003307.

McCaffrey, R., 2009. Time-dependent inversion of three-component continuous GPS for steady and transient sources in northern Cascadia, *Geophys. Res. Lett.*, 36. doi: 10.1029/2008gl036784.

McCaffrey, R., King, R.W., Payne, S.J. y Lancaster, M., 2013. Active tectonics of northwestern US inferred from GPS-derived surface velocities, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. doi: 10.1029/2012JB009473.

McCarthy, D.D., 1996. IERS Conventions (1996), IERS Technical Note, 21, 1-95.

McCarthy, D.D. y Petit, G., 2004. IERS conventions (2003) DTIC Document.

McClusky, S.C., Bjornstad, S.C., Hager, B.H., King, R.W., Meade, B.J., Miller, M.M., Monastero, F.C. y Souter, B.J., 2001. Present day kinematics of the Eastern California shear zone from a geodetically constrained block model, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3369-3372. doi: 10.1029/2001GL013091.

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. y Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geoph. J. Int.*, 155, 126-138. doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.02023.x.

Meade, B.J. y Hager, B.H., 2005. Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 110. doi: 10.1029/2004JB003209.

Meade, B.J. y Loveless, J.P., 2009. Block Modeling with Connected Fault-Network Geometries and a Linear Elastic Coupling Estimator in Spherical Coordinates, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99, 3124-3139. doi: 10.1785/0120090088.

Meghraoui, M., Philip, H., Albarede, F. y Cisternas, A., 1988. Trench investigations through the trace of the 1980 El Asnam thrust fault: Evidence for paleoseismicity, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, 979-999.

Mervart, L., 1995. Ambiguity resolution techniques in geodetic and geodynamic applications of the Global Positioning System, *Geod.-Geophys. Arb. Schweiz*, No. 53, 53.

Mezcua, J. y Rueda, J., 1997. Seismological evidence for a delamination process in the lithosphere under the Alboran Sea, *Geoph. J. Int.*, 129, F1-F8.

Molnar, P., 2009. The state of interactions among tectonics, erosion, and climate: A polemic, *GSA Today*, 19, 44-45.

- Möner, N. y Adams, J., 1989. Paleoseismicity and neotectonics, *Tectonophysics*, 163, 181-340.
- Morales, J., Serrano, I., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Zhao, D., Torcal, F., Vidal, F. y Lodeiro, F.G.I., 1999. Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alborán Sea, *Geology*, 27, 735-738. doi: 10.1130/0091-7613(1999)027<0735:acsbtb>2.3.co;2.
- Morel, J.L. y Meghraoui, M., 1996. Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary, *Geology*, 24, 755-758.
- Moreno, X., 2011. Neotectonic and Paleoseismic Onshore-Offshore integrated study of the Carboneras Fault (Eastern Betics, SE Iberia), PhD thesis, Universitat de Barcelona, Barcelona.
- Muñoz, J., 2002. The Pyrenees, en *The Geology of Spain*. Eds Gibbons W., Moreno, pp 370-385. T. The Geological Society (London)
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En *Thrust tectonics*, pp. 235-246. Springer.
- Negredo, A.M., Bird, P., de Galdeano, C.S. y Buforn, E., 2002. Neotectonic modeling of the Ibero-Maghrebian region, *Journal of Geophysical Research*, 107, 2292, doi: 2210.1029/2001JB000743.
- Nicolas, M., Santoire, J.P. y Delpech, P.Y., 1990. Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe, *Tectonophysics*, 179, 27-53.
- Niell, A.E., 1996. Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 101, 3227-3246.
- Niemi, N.A., Wernicke, B.P., Friedrich, A.M., Simons, M., Bennett, R.A. y Davis, J.L., 2004. BARGEN continuous GPS data across the eastern Basin and Range Province, and implications for fault system dynamics, *Geoph. J. Int.*, 159, 842-862. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02454.x
- Nocquet, J.M. y Calais, E., 2003. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001, *Geoph. J. Int.*, 154, 72-88. doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.01935.x
- Nocquet, J.M. y Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe, *Pure and Applied Geophysics*, 161, 661-681. doi: 10.1007/s00024-003-2468-z.
- Nocquet, J.-M., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results, *Tectonophysics*, 579, 220-242. doi: 10.1016/j.tecto.2012.03.037.

Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, 1135-1154.

Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 1018-1040.

Olaiz, A.J., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Vegas, R. y Cloetingh, S., 2009. European continuous active tectonic strain-stress map, *Tectonophysics*, 474, 33-40. doi: /10.1016/j.tecto.2008.06.023

Olivera, C., Gallart, J., Goula, X. y Banda, E., 1986. Recent activity and seismotectonics of the eastern Pyrenees, *Tectonophysics*, 129, 367-380.

Olivera, C., Susagna, T., Roca, A. y Goula, X., 1992. Seismicity of the Valencia trough and surrounding areas, *Tectonophysics*, 203, 99-109.

Olivera, C., 1994. Revision of the 1427 Earthquakes in the Eastern Pyrenees: Delimitation of the Epicentral Area and Intensity Assessment for the March 15 and May 15 Events, 2, pp. 169-179

Olivera, C., Redondo, E., Lambert, J., Riera Melis, A. y Roca, A., 2006. Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya, *Monografies Institut Cartogràfic de Catalunya*, pp 407. Barcelona.

Ortuño, M., Queralt, P., Martí, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H. y Santanach, P., 2008. The North Maladeta fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: recent activity revealed by geomorphological and geophysical research., *Tectonophysics*, 453, 246-262. doi: 10.1016/j.tecto.2007.06.016

Palano, M., González, P.J. y Fernández, J., 2013. Strain and stress fields along the Gibraltar Orogenic Arc: Constraints on active geodynamics, *Gondwana Research*, 23, 1071-1088. doi: 10.1016/j.gr.2012.05.021.

Parkinson, B.W. y Spilker, J.J., 1996. *Global Positioning System: Theory and Applications (volume One)*., Vol. 1, pp.781. American Institute of Aeronautics and Astronautics. USA.

Perea, H., 2009. The Catalan seismic crisis (1427 and 1428; NE Iberian Peninsula): Geological sources and earthquake triggering, *Journal of Geodynamics*, 47, 259-270. doi: 10.1016/j.jog.2009.01.002

Perea, H., Gràcia, E., Bartolomé, R., Lo Iacono, C. y Masana, E., 2010. Structure and potential seismogenic sources of the offshore Bajo Segura fault zone, SE Iberian Peninsula (Mediterranean Sea): Looking for the source of the 1829 Torre Vieja Earthquake. En *Primera Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología. Sigüenza (Guadalajara, España)* .

- Pérez-Peña, A., Martín-Dávila, J., Gárate, J., Berrocoso, M. y Buforn, E., 2010. Velocity field and tectonic strain in Southern Spain and surrounding areas derived from GPS episodic measurements, *Journal of Geodynamics*, 49, 232-240. doi: 10.1016/j.jog.2010.01.015.
- Philip, H. y Meghraoui, M., 1983. Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980, *Tectonics*, 2, 17-49.
- Philip, H., Bousquet, J.-C., Escuer, J., Fleta, J., Goula, X. y Grellet, B., 1992. Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'Est des Pyrénées: implications sismotectoniques, *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 314, 1239-1245.
- Platt, J.P. y Vissers, R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc, *Geology*, 17, 540.
- Platzman, E., Platt, J. y Olivier, P., 1993. Palaeomagnetic rotations and fault kinematics in the Rif arc of Morocco, *Journal of the Geological Society*, 150, 707-718.
- Pondrelli, S., Morelli, A., Ekström, G., Mazza, S., Boschi, E. y Dziewonski, A., 2002. European–Mediterranean regional centroid-moment tensors: 1997–2000, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 130, 71-101. doi: 10.1016/S0031-9201(01)00312-0
- Pondrelli, S., Morelli, A. y Ekström, G., 2004. European-Mediterranean regional centroid-moment tensor catalog: solutions for years 2001 and 2002, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 145, 127-147.
- Pondrelli, S., Salimbeni, S., Morelli, A., Ekström, G. y Boschi, E., 2007. European–Mediterranean regional centroid moment tensor catalog: solutions for years 2003 and 2004, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 164, 90-112. doi: 10.1016/j.pepi.2004.03.008
- Pondrelli, S., Salimbeni, S., Morelli, A., Ekström, G., Postpischl, L., Vannucci, G. y Boschi, E., 2011. European–Mediterranean regional centroid moment tensor catalog: solutions for 2005–2008, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 185, 74-81. doi: 10.1016/j.pepi.2011.01.007
- Pous, J., Ledo, J., Marcuello, A. y Daignières, M., 1995. Electrical resistivity model of the crust and upper mantle from a magnetotelluric survey through the central Pyrenees, *Geoph. J. Int.*, 121, 750-762.
- Reid, H.F., 1911. *The elastic-rebound theory of earthquakes*, edn University of California Press.
- 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., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E.,

Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. y Karam, 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*, 111, 26. doi: 10.1029/2005JB004051.

Rey, P., Vanderhaeghe, O. y Teyssier, C., 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes, *Tectonophysics*, 342, 435-449. doi: 10.1016/S0040-1951(01)00174-3

Rigo, A., Souriau, A., Dubos, N., Sylvander, M. y Ponsolles, C., 2005. Analysis of the seismicity in the central part of the Pyrenees (France), and tectonic implications, *Journal of Seismology*, 9, 211-222. doi: 10.1007/s10950-005-2775-1.

Rivera, L. y Cisternas, A., 1990. Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80, 600-614.

Roca, E., Guimera, J. y Salas, R., 1994. Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain, *Geological Magazine*, 131, 155-168.

Roca, E., 1996. The Neogene Cerdanya and Seu d'Urgell intramontane basins (Eastern Pyrenees). En *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*, pp. 114-119, ed. Friend, P. F. a. D., C.J. Cambridge University Press.

Roca, E., Sans, M., Cabrera, L. y Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the Central Catalan margin (North-western Mediterranean), *Tectonophysics*, 315, 209-229.

Rosell, O., Martí, A., Marcuello, À., Ledo, J., Queralt, P., Roca, E. y Campanyà, J., 2011. Deep electrical resistivity structure of the northern Gibraltar Arc (western Mediterranean): evidence of lithospheric slab break-off, *Terra Nova*, 1-8. doi: 10.1111/j.1365-3121.2011.00996.x.

Rosenbaum, G., Lister, G.S. y Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny, *Tectonophysics*, 359, 117-129. doi: 10.1016/S0040-1951(02)00442-0.

Royden, L.H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision, *Tectonics*, 12, 629-638.

Ruiz-Constán, A., Stich, D., Galindo-Zaldívar, J. y Morales, J., 2009. Is the northwestern Betic Cordillera mountain front active in the context of the convergent Eurasia-Africa plate boundary?, *Terra Nova*, 21, 352-359. doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00886.x

Ruiz, S., Kausel, E., Campos, J., Saragoni, G. y Madariaga, R., 2011. Identification of High Frequency Pulses from Earthquake Asperities Along Chilean Subduction Zone Using Strong Motion, *Pure and Applied Geophysics*, 168, 125-139. doi: 10.1007/s00024-010-0117-x.

- Santamaría-Gómez, A., Bouin, M.-N., Collilieux, X. y Wöppelmann, G., 2011. Correlated errors in GPS position time series: Implications for velocity estimates, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116, B01405. doi: 10.1029/2010jb007701.
- Sanz de Galdeano, C., 1983. Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas, *Estudios geológicos*, 39, 157-165.
- Sanz de Galdeano, C., 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the western Mediterranean, Miocene to the present, *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- Sanz de Galdeano, C., Lopez Casado, C., Delgado, J. y Peinado, M.A., 1995. Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera; a preliminary approach to seismic sources associated with specific faults, *Tectonophysics*, 248, 293-302.
- Sanz de Galdeano, C., 2008. The Cadiz-Alicante Fault: an important discontinuity in the Betic Cordillera, *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 21, 49-58.
- Savage, J. y Burford, R., 1973. Geodetic determination of relative plate motion in central California, *Journal of Geophysical Research*, 78, 832-845.
- Savage, J.C., 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, 88, 4984-4996.
- Savage, J.C. & Simpson, R.W., 1997. Surface strain accumulation and the seismic moment tensor, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87, 1345-1353.
- Seber, D., Barazangi, M., Aissa Tadili, B., Ramdani, M., Ibenbrahim, A. y Ben Sari, D., 1996a. Three dimensional upper mantle structure beneath the intraplate Atlas and intraplate Rif mountains of Morocco, *Journal of Geophysical Research*, 101, 3125-3138.
- Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A. y Demnati, A., 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains, *Nature*, 379, 785-790.
- Secanell, R., Bertil, D., Martin, C., Goula, X., Susagna, T., Tapia, M., Dominique, P., Carbon, D. y Fleta, J., 2008. Probabilistic seismic hazard assessment of the Pyrenean region, *Journal of Seismology*, 12, 323-341. doi: 10.1007/s10950-008-9094-2.
- 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, *Geoph. J. Int.*, 169, 1180-1200. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x.
- Sevilla, M., 1989. Teoría de Mareas Terrestres, V curso de Geodesia Superior. Cursos y seminarios del Instituto de Astronomía y Geodesia. N°4, 87-202.
- Shen, Z.K., King, R.W., Agnew, D.C., Wang, M., Herring, T.A., Dong, D. y Fang, P., 2011. A unified analysis of crustal motion in Southern California, 1970-2004: The SCEC crustal motion map, *J. Geophys. Res.*, 116, B11402. doi: 10.1029/2011jb008549.

Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C. y Bardaji, T., 1993. Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings; Quaternary tectonics and basin formation in the eastern Betics, southeastern Spain, *Tectonophysics*, 224, 289-303. doi: 10.1016/0040-1951(93)90034-H.

Souquet, P. y Peybernès, B., 1987. Allochtonie des massifs primaires nord-pyrénéens des Pyrénées Centrales, *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 305, 733-739.

Souriau, A. y Pauchet, H., 1998. A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications, *Tectonophysics*, 290, 221-244. doi: 10.1016/S0040-1951(98)00017-1.

Souriau, A., Sylvander, M., Rigo, A., Fels, J.F., Douchain, J.M. y Ponsolles, C., 2001. Pyrenean tectonics: Main seismological constraints, *Sismotectonique des Pyrénées: Principales contraintes sismologiques*, 172, 25-39.

Souriau, A., Chevrot, S. y Olivera, C., 2008. A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismic data, *Tectonophysics*, 460, 206-214. doi: 10.1016/j.tecto.2008.08.014.

Souriau, A., Chaljub, E., Cornou, C., Margerin, L., Calvet, M., Maury, J., Wathelet, M., Grimaud, F., Ponsolles, C. y Pequegnat, C., 2011. Multimethod characterization of the French-pyrenean valley of Bagnères-de-Bigorre for seismic-hazard evaluation: Observations and models, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101, 1912-1937. doi: 10.1785/0120100293.

Spakman, W. y Wortel, R., 2004. A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. in *The TRANSMED atlas. The Mediterranean region from crust to mantle*, pp. 31-52. Springer. doi: 10.1007/978-3-642-18919-7_2.

Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J. y Macnab, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin, *Tectonophysics*, 184, 229-260.

Stich, D., Ammon, C.J. y Morales, J., 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region, *Journal of Geophysical Research*, 108. doi: 10.1029/2002JB002057.

Stich, D., Mancilla Flor de, L., Baumont, D. y Morales, J., 2005. Source analysis of the M (sub w) 6.3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions, *Journal of Geophysical Research*, 110. doi: 10.1016/j.tecto.2006.08.004.

Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. y Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations, *Tectonophysics*, 426, 295-317. doi: 10.1016/j.tecto.2006.08.004.

Stich, D., Martín, R. y Morales, J., 2010. Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005-2008, *Tectonophysics*, 483, 390-398. doi: 10.1016/j.tecto.2009.11.006.

- Susagna, T., Roca, A., Goula, X. y Batlló, J., 1994. Analysis of macroseismic and instrumental data for the study of the 19 November 1923 earthquake in the Aran Valley (central Pyrenees), *Natural Hazards*, 10, 7-17. doi: 10.1007/BF00643438.
- Sylvander, M., Souriau, A., Rigo, A., Tocheport, A., Toutain, J.P., Ponsolles, C. y Benahmed, S., 2008. The 2006 November, $M_L = 5.0$ earthquake near Lourdes (France): new evidence for NS extension across the Pyrenees, *Geophys J Int*, 175, 649-664. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03911.x.
- Tahayt, A., Mourabit, T., Rigo, A., Feigl, K.L., Fadil, A., McClusky, S., Reilinger, R., Serroukh, M., Ouazzani-Touhami, A., Sari, D.B. y Vernant, P., 2008. Mouvements actuels des blocs tectoniques dans l'arc Bético-Rifain à partir des mesures GPS entre 1999 et 2005, *Comptes Rendus Geosciences*, 340, 400-413.
- Talaya, J., Feigl, K., Termens, A. y Colomina, I., 1999. Practical lessons from analysis of a GPS network designed to detect movements of $\sim 1\text{mm/year}$ in the Eastern Pyrenees, *Physics and Chemistry of the Earth*, 24, 355-359.
- Talaya, J., Bosch, E., Ortiz, M. & Parareda, C., 2000. CATNET: a permanent GPS network with real-time capabilities, *Asemblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofisica.*, 2, 2. Portugal.
- Teixell, A., 1996. The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries, *Journal of the Geological Society, London*, 153, 301-310.
- Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees, *Tectonics*, 17, 395-406.
- Térmens, A., Castellote, M., Soro, M., Fleta, J., Goula, X. y Talaya, J., 2000. PotSis'99, PotSis'94 and PotSis'99 GPS campaigns to improve the knowledge of seismic potentiality in the Eastern Pyrenees., X General Assembly of the WEGENER Project, WEGENER 2000.
- Thatcher, W., 2007. Microplate model for the present-day deformation of Tibet, *Journal of Geophysical Research*, 112, B01401. doi: 10.1029/2005JB004244.
- Torné, M., De Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignières, M. y Rivero, A., 1989. Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile, *Tectonophysics*, 165, 105-116.
- Tregoning, P. y van Dam, T., 2005. Atmospheric pressure loading corrections applied to GPS data at the observation level, *Geophys. Res. Lett.*, 32. doi: 10.1029/2005GL024104.
- Tregoning, P. y Watson, C., 2009. Atmospheric effects and spurious signals in GPS analyses, *Journal of Geophysical Research*, 114, B09403. doi: 10.1029/2009JB006344.
- Udias, A. y Muñoz, D., 1979. The Andalusian earthquake of 25 December 1884, *Tectonophysics*, 53, 291-299.

- Vacher, P. y Souriau, A., 2001. A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints, *Geoph. J. Int.*, 145, 460-470. doi: 10.1046/j.0956-540x.2001.01393.x.
- van Dam, T.M., Blewitt, G. y Heflin, M.B., 1994. Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System coordinate determinations, *Journal of Geophysical Research*, 99, 23,939-923,950.
- van Dam, T., Wahr, J., Milly, P., Shmakin, A., Blewitt, G., Lavallée, D. y Larson, K., 2001. Crustal displacements due to continental water loading, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 651-654. doi: 0.1029/2000GL012120.
- van der Pluijm, B.A. y Marshak, S., 2004. *Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics*. 2nd ed Pages 656, New York: WW Norton.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. y Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections, *Marine and Petroleum Geology*, 12, 903-915.
- Verges, J. y Sabat, F., 1999. Constraints on the Neogene Mediterranean kinematic evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa. in *The Mediterranean Basins: Extension within the Alpine Orogen*, pp. 63-80, eds. Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. y Seranne, M. Geological Society, London.
- Vergés, J., Fernández, M. y Martínez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution, *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 57-76.
- Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, J.M., Garate, J., McClusky, S. y Reilinger, R., 2010. Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone, *Journal of Geodynamics*, 49, 123-129. doi: 016/j.jog.2009.10.007.
- Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R. y Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges, *Geology*, 41, 467-470. doi: 10.1130/G33942.1.
- Vigny, C., Chery, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J.-P., Barlier, F., Bayer, R. y Briole, P., 2002. GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period: 1993–1998, *Journal of geodesy*, 76, 63-76. doi: 10.1007/s00190-001-0231-8.
- Villamor, P. y Berryman, K., 1999. La tasa de desplazamiento de una falla como aproximación de primer orden en las estimaciones de peligrosidad sísmica. in *1º Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, pp. 153-163, Murcia (España).

- Vissers, R.L.M. y Meijninger, B.M.L., 2011. The 11 May 2011 earthquake at Lorca (SE Spain) viewed in a structural-tectonic context, *Solid Earth*, 2, 199-204. doi: 10.5194/se-2-199-2011.
- Wang, K., Wells, R., Mazzotti, S., Hyndman, R.D. y Sagiya, T., 2003. A revised dislocation model of interseismic deformation of the Cascadia subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, 108, 2026. doi: 10.1029/2001JB001227.
- Watson, C.S., 2005. Satellite altimeter calibration and validation using GPS buoy technology, University of Tasmania. Tasmania.
- Webb, F.H. y Zumberge, J.F., 1997. An introduction to GIPSY/OASIS II. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, USA.
- Williams, S.D.P., 2003. The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series, *Journal of Geodesy*, 76, 483 - 494, doi: 410.1007/s00190-00002-00283-00194.
- Williams, S.D.P., Bock, Y., Fang, P., Jamason, P., Nikolaidis, R.M., Prawirodirdjo, L., Miller, M. y Johnson, D.J., 2004. Error analysis of continuous GPS position time series, *Journal of Geophysical Research*, 109. doi: 10.1029/2003jb002741.
- Williams, S., 2008. CATS: GPS coordinate time series analysis software, *GPS Solutions*, 12, 147-153. doi: 10.1007/s10291-007-0086-4.
- Ziegler, P.A., 1989. Evolution of Laurussia: a study in Late Paleozoic plate tectonics, pp.100, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

**Artículo: GPS studies of active
deformation in the Pyrenees (Asensio
et al. 2012)**

GPS studies of active deformation in the Pyrenees

E. Asensio,¹ G. Khazaradze,¹ A. Echeverria,¹ R. W. King² and I. Vilajosana³

¹Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona 08028, Barcelona, Spain. E-mail: evasensio@ub.edu

²Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA 02139, USA.

³WorldSensing, Barcelona 08023, Spain

Accepted 2012 April 23. Received 2012 April 23; in original form 2011 July 08

SUMMARY

The Pyrenees mountain belt, which separates the Iberian Peninsula from the rest of the European continent, is part of the Alpine–Himalayan orogenic belt, formed as a result of a collision between the African and Eurasian Plates. Although the instrumental seismicity in the Pyrenees is moderate, in the past centuries a number of destructive earthquakes have occurred, which could indicate continuing tectonic activity of the area. We analyse GPS observations spanning 3.5 yr from 35 continuous stations in the Pyrenees region and find significant on-going extension perpendicular to the range at 2.5 ± 0.5 nstrain yr⁻¹, with the possibility of higher strain rates concentrated in the westernmost part of the range. This finding is in agreement with the predominantly normal faulting focal mechanisms of earthquakes that occur in the area and suggests a recurrence time for magnitude 6.5 earthquakes of 2200–2500 yr.

Key words: Time series analysis; Satellite geodesy; Seismicity and tectonics; Continental tectonics; extensional; Europe.

1 INTRODUCTION

The Pyrenees mountain range separates the Iberian Peninsula from the rest of Europe and is part of the Alpine–Himalayan orogenic belt. The geologic evolution of the range was dominated by two major events; an extensional episode during the middle and late Cretaceous related to the opening of the Bay of Biscay, followed by a compressive episode during the late Cretaceous to earliest Miocene due to the collision of the Iberian and Eurasian Plates (Choukroune 1992; Vergés *et al.* 2002).

The geology and structural features of the Pyrenees present a doubly-vergent orogen (e.g. Teixell 1996) differentiated into several parts (Fig. 1): a northern belt, denoted as the North-Pyrenean Zone (NPZ), where folds and thrusts face towards the Aquitanian foreland basin, to the north and a southern belt, characterized by South-vergent folds and thrusts, facing towards the Ebro foreland basin, to the south. The southern belt also includes an Axial Zone formed by Hercynian basement rocks.

The Axial Zone and the NPZ are separated by a North Pyrenean Fault (NPF) which represents a suture between the Eurasian and Iberian Plates. This fault is not clearly identified at the surface, but is inferred at depth from the related Moho offset (Gallart *et al.* 1985). Most of the instrumentally recorded earthquakes are associated with this fault (Souriau & Pauchet 1998), especially in the western part of the range (Fig. 2).

Except for the observed seismicity, no direct evidence exists to characterize present-day tectonic activity of the NPF or other faults in the Pyrenees. The main goal of the presented work is to determine whether any tectonic motions can be detected using high-precision GPS geodesy. The answer to this question is important for the

advancement of our knowledge of the tectonics of the mountain range, as well as for better evaluation of the regional seismic hazard. We analyse data from all available continuous GPS stations (CGPS) in operation since 2008 to estimate relative velocities and their uncertainties. We use these velocities to constrain the strain rate across the range and find significant range-normal extension consistent with earthquake focal mechanisms. From observed strain rates, we estimate the repeat time for the ‘maximum credible earthquake’ (MCE; M_w 6.5) for the Pyrenees.

2 PREVIOUS STUDIES

2.1 Instrumental and historical seismicity, focal mechanisms and stress

The instrumental seismicity in the Pyrenees is moderate. According to the NEIC catalogue (neic.usgs.gov), from 1973 to 2011, more than ~3500 earthquakes with $M > 2$ occurred in and around the Pyrenees (Fig. 2). 75 per cent of these events have magnitudes between 2 and 3; 23 per cent between 3 and 4; and 2 per cent between 4 and 5. Only four earthquakes have magnitudes ≥ 5 and these are mainly concentrated in the Lourdes area in France. These events are related to the east–west oriented Cretaceous faults that form part of the North Pyrenean Frontal thrust (Gagnepain-Beyneix *et al.* 1982; Sylvander *et al.* 2008).

The seismicity is mainly concentrated in the western part of the NPF (Souriau & Pauchet 1998). The eastern region is characterized by lower and more diffuse seismicity related to the Mediterranean System, which includes the Catalan Coastal Range (CCR)

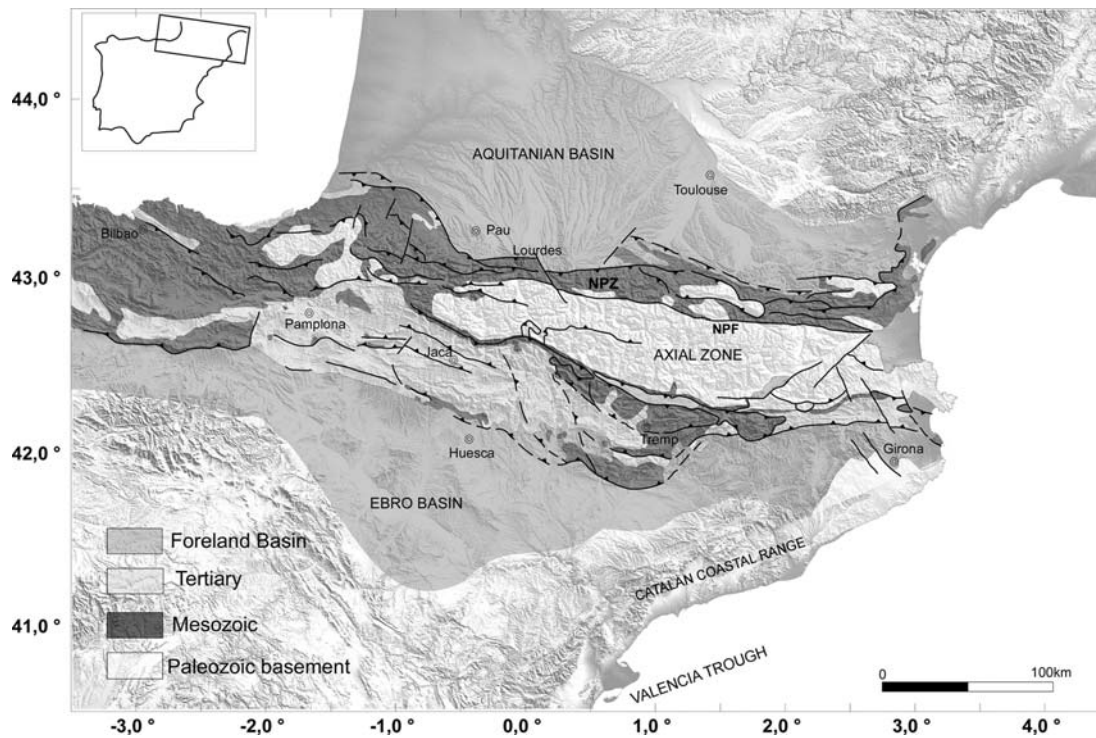


Figure 1. Geologic map of the Pyrenees. NPF, North Pyrenean Fault; NPZ, North Pyrenean Zone. The inset shows the location of the study area within the Iberian Peninsula. Figure modified from Teixell (1996).

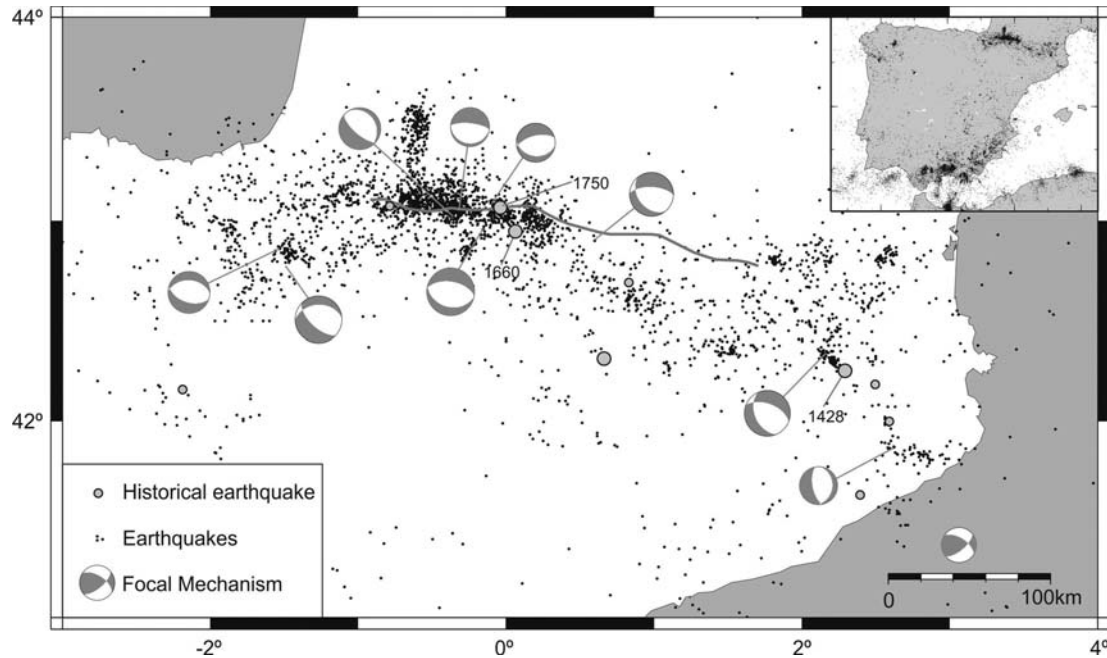


Figure 2. Seismicity map of the Pyrenees and the entire Iberian Peninsula (the inset) during the 1973–2011 time period. Earthquakes with $M > 2$ were chosen from the USGS/NEIC catalogue (<http://neic.usgs.gov>). Grey dots depict historical earthquakes of $MSK \geq VIII$ (Olivera *et al.* 2006; Souriau & Pauchet 1998). Focal mechanisms (1984–2008) are from Stich *et al.* (2006, 2010). Grey line depicts the North Pyrenean Fault (NPF).

and the Valencia Trough (Banda & Santanach 1992; Roca *et al.* 1999; Fig. 1). The earthquakes are generally shallow, not exceeding 20 km depth, which suggests an average thickness for the seismogenic crust of ~ 15 km (Perea 2009).

The focal mechanisms displayed in Fig. 2 were obtained by Stich *et al.* (2006, 2010) using moment tensor inversion for regional earthquakes higher than $M_w 3.5$ from 1986 to 2008. They calcu-

lated 10 focal mechanisms, with eight events falling within the region of our study and two in the CCR. All of the Pyrenees earthquakes indicate normal faulting with approximately NNE–SSW oriented tension axes, roughly perpendicular to the trend of the mountain chain. The two focal mechanisms outside the Pyrenees show a different stress regime (Fig. 2): strike slip and east–west extension.

On the other hand, the compilation of focal mechanisms given by Goula *et al.* (1999) provide a more complex seismotectonic picture for the Pyrenees, specifically for the eastern part, where the authors determined the seismic and microtectonic stress fields using seismic focal mechanisms and striation measurements, respectively. The microtectonic study of 23 sites shows a relatively homogeneous north–south direction of the maximum horizontal stress (σ_1) with interplay between the intermediate (σ_2) and minimum (σ_3) stress directions from vertical to east–west, indicating strike-slip and compressive regimes, respectively. The seismic stress orientations deduced from a compilation of 18 focal mechanisms obtained by various authors using mainly first *P*-arrivals (see Fig. 4 on page 495 and accompanying Table 2 on page 496 of Goula *et al.* (1999) for more details), showed 15.5 strike-slip and 2.5 reverse fault earthquakes, where the events with two possible solutions counted as a half unit. The deduced orientation of maximum horizontal stress (σ_1) is also approximately north–south.

Another study of earthquake focal mechanisms in the Iberian Peninsula that included earthquakes in the Pyrenees was conducted by Herraiz *et al.* (2000). The authors analysed 22 earthquakes from 1980 to 1996 with $M_w > 3.3$ for the Pyrenees. Although the estimated stress orientations are complex, for the western part of the chain, where most of the earthquakes are concentrated (Fig. 2), the maximum horizontal stress (σ_1) indicates north–south compression, similar to the results of Goula *et al.* (1999) obtained for the eastern part, but opposite to the focal mechanisms computed by Stich *et al.* (2006).

The most recent relevant studies of the stress regime in the Pyrenees include papers by Olaiz *et al.* (2009) and De Vicente *et al.* (2008), who developed a strain–stress map of Europe and Iberia, respectively. The maps were obtained from the direct inversion of compilations of earthquake focal mechanisms from various sources. For the Pyrenees area, most of the focal mechanisms used by the authors come from Stich *et al.* (2006), thus it is not surprising that their maximum horizontal stress (σ_1) indicates extension in the direction of ~NE–SW, which the authors attribute to normal readjustments or post-orogenic topographic compensation (Caputo *et al.* 1984).

Since 1373, there have been 10 significant earthquakes (with intensity higher than VIII) in the Pyrenees: four events with MSK Intensity of IX (roughly equivalent to 6.5 magnitude event) and six with MSK of VIII (Souriau & Pauchet 1998; Olivera *et al.* 2006; Perea 2009). The most destructive of these occurred on 1428 February 2 near the village of Camprodon in the eastern Pyrenees, causing the deaths of 1000 people (Fig. 2). This earthquake formed part of the Catalan seismic crisis of 1427–1428 (Figuerras *et al.* 2006). Two other significant earthquakes took place in 1660 and 1750 in the Lourdes area in France where, as mentioned earlier, the strongest instrumentally recorded earthquakes have occurred.

2.2 Previous deformation studies

Since 1992, two GPS projects have been developed in the Pyrenees area with the objective of quantifying crustal deformation rates. The PotSis network (Goula *et al.* 1996) in the eastern Pyrenees was surveyed in 1992, 1994, 1999 (Térmens *et al.* 2000) and 2006. Preliminary results based on the first three surveys were presented by Talaya *et al.* (1999) and Khazaradze *et al.* (2004), but no statistically significant velocities were obtained. The ResPyr network (Fleta *et al.* 1996) covers the whole area of the Pyrenees and was surveyed in 1995, 1997 and 2008. Unfortunately, during the first two surveys, only half of the network was observed. The first pre-

liminary results presented by Chenel *et al.* (2009) of the ResPyr network indicate no significant deformation in the Pyrenees.

Other studies have used CGPS throughout Europe, including a small number on each side of the Pyrenees, to estimate the relative motion between Eurasia and Iberia. Nocquet & Calais (2003) analysed data from 1996 to 2006 for sites with a minimum of 2 yr of observations. Based largely on the results for three well-determined stations in Spain, they concluded that an upper bound for the active motion across the Pyrenees is approximately 0.6 mm yr⁻¹. Fernandes *et al.* (2007) analysed data from 1996 to 2005 for stations observing for at least 3.5 yr and concluded that any differential motion between Iberia and Eurasia cannot be detected at the level of 0.85 mm yr⁻¹. The GPS studies of Serpelloni *et al.* (2007) and Stich *et al.* (2006) both used data from 1998 to 2005, but included only two and five stations, respectively, within our research area. Their results for the Pyrenees are again non-conclusive. However, Stich *et al.* (2006) do suggest a possibility of a slight S–SE motion of the Iberian stations with respect to Eurasia, which could be indicative for an ongoing extension in the Pyrenees although they provide no upper or lower bound.

Geologic studies that can be compared with the GPS results are scarce. Apart of the previously mentioned study of the stress field by Goula *et al.* (1999), there are several other geologic studies of various faults in the area, mainly providing estimates for the relative vertical slip rates (Briaies *et al.* 1990; Fleta *et al.* 2001; Masana *et al.* 2001; Perea *et al.* 2003; Alasset & Meghraoui 2005; Ortuño *et al.* 2008). As a consequence, although these studies provide evidence of fault motion with maximum vertical geologic slip rates of 0.3 mm yr⁻¹, a direct comparison with the GPS horizontal velocities is not straightforward. In theory, a methodology exists to establish a relation between the two, taking into account fault geometry and specifically its dip angle (e.g. Niemi *et al.* 2004), but the regional character of the GPS studies, high errors associated with the geologic slip rates and the very distinct time ranges (the geologic slip rate cover 1–20 Ma) render a comparison not useful.

3 GPS OBSERVATIONS AND ANALYSIS

3.1 GPS data

We processed data from 35 CGPS belonging to various GPS networks operating in the Pyrenees, covering a 3.5-yr time period from 2008 March to 2011 August. Although data from up to 7 yr are available for some stations, in order to minimize the effects on our strain estimates of spatially and temporally correlated errors (see Sections 3.3 and 5.1 below), we included in our analysis data from all stations for nearly the same time span. We chose 3.5 yr since that is close to the maximum span available for the western Pyrenees stations and corresponds to one of the spans for which annual signals have minimal effect on velocity estimates (Blewitt & Lavallée 2002). The majority of the data come from regional networks in Spain and France: CATNET in Catalonia (Talaya *et al.* 2000), RGAN in Navarra (www.navarra.es/appsext/rgan), Topo-Iberia (Garate *et al.* 2008) in Spain and the RGP network in France (Duquesnoy 2003). We have also included in our analysis data from CGPS sites located outside the study area (see Table 1) in order to define a stable reference frame for assessing deformation within the Pyrenees. The bulk of the data from these additional stations come from the International GPS Service (IGS) for Geodynamics (Beutler *et al.* 2008), European Permanent (EPN-EUREF)

Table 1. Horizontal velocities and 1σ uncertainties of the stations included in our solution. Velocities are in the western Europe reference frame defined by the seven stations shown with an asterisk (*). V_e is the east component, V_n , the north component, V_h the horizontal magnitude, Az the azimuth and ρ is a correlation coefficient between the east and north components; sites used to maintain the reference frame for generation of time-series are in bold; Pyrenees sites are the first 35 sites, other IGS sites used are from 36 to 49. Velocities of the two stations at Toulouse (TLMF and TLSE stations) are linked in the estimation.

#	ID	Latitude	Longitude	$V_e \pm 1\sigma$	$V_n \pm 1\sigma$	$V_h \pm 1\sigma$	ρ	Az			
1	ALSA	38°20'20" N	02°85'20" W	-1.03	0.17	-0.18	0.17	1.05	0.17	0.005	255
2	ASIN	42°30'59" N	00°05'54" W	-0.32	0.19	-0.83	0.20	0.89	0.20	0.004	202
3	AUCH	43°38'58" N	00°34'50" E	0.85	0.37	-0.93	0.33	1.26	0.35	0.008	142
4	AVEL	41°52'53" N	00°45'11" E	0.23	0.71	-1.98	0.73	1.99	0.73	0.002	175
5	BARY	43°02'08" N	00°40'18" E	-0.43	0.24	-0.50	0.24	0.66	0.24	0.007	219
6	BELL	41°35'58" N	01°24'04" E	-0.31	0.20	-0.23	0.21	0.39	0.20	0.004	227
7	BIAZ	43°28'19" N	01°32'12" W	0.19	0.22	-0.61	0.21	0.64	0.21	0.010	169
8	CASS	41°52'58" N	02°54'15" E	0.01	0.33	0.10	0.21	0.10	0.21	0.004	270
9	CREU	42°19'07" N	03°18'56" E	-0.03	0.16	-0.89	0.16	0.89	0.16	0.007	185
10	EBRE	40°49'15" N	00°29'32" E	-0.18	0.15	-1.07	0.21	1.09	0.21	0.009	191
11	EPSH	42°07'08" N	00°26'53" W	-0.03	0.34	-1.01	0.40	1.01	0.40	0.003	184
12	ESCO	42°41'36" N	00°58'32" E	-0.28	0.19	-0.57	0.16	0.64	0.17	0.004	207
13	FJCP	43°02'53" N	02°47'41" E	-0.44	0.16	-0.55	0.16	0.70	0.16	0.003	217
14	FUEN	42°21'36" N	0°53'06" W	-0.17	0.15	-0.89	0.15	0.91	0.15	0.009	193
15	GARR	41°17'34" N	01°54'50" E	-0.26	0.16	-0.30	0.16	0.40	0.16	0.009	217
16	LLIV	42°28'41" N	01°58'22" E	-0.02	0.15	-0.38	0.18	0.38	0.18	0.005	188
17	LNDA	42°57'36" N	02°34'40" W	-0.28	0.17	-0.40	0.18	0.49	0.18	0.006	214
18	LOSA	42°34'04" N	02°11'42" W	-0.44	0.15	-0.70	0.18	0.83	0.17	0.006	212
19	MATA	41°32'23" N	02°25'43" E	-0.24	0.19	-0.53	0.19	0.58	0.19	0.009	205
20	MIMZ*	44°12'02" N	01°13'41" W	0.00	0.20	-0.20	0.23	0.20	0.23	0.007	188
21	MSGT	42°52'46" N	01°37'45" E	-0.06	0.27	-0.13	0.23	0.14	0.24	0.007	208
22	MTDM	43°52'57" N	00°29'05" W	-0.25	0.30	-0.69	0.24	0.73	0.25	0.009	201
23	ORON	43°08'21" N	01°36'31" W	-0.15	0.15	-0.82	0.20	0.83	0.20	0.005	192
24	PAMP	42°48'21" N	01°38'10" W	-0.45	0.16	-0.90	0.18	1.01	0.18	0.006	206
25	PERP	42°41'20" N	02°52'55" E	-0.10	0.99	-0.51	0.52	0.52	0.55	0.002	195
26	SANG	42°34'46" N	01°17'13" W	-0.48	0.16	-1.81	0.30	1.87	0.29	0.004	196
27	SBAR	41°58'48" N	02°10'27" E	0.16	0.15	-1.20	0.17	1.21	0.17	0.007	175
28	SCOA	43°23'42" N	01°40'54" W	-0.04	0.35	-1.45	0.33	1.45	0.33	0.006	183
29	SORI	42°22'28" N	01°07'57" E	0.09	0.15	-0.93	0.16	0.93	0.16	0.006	178
30	TAFA	42°31'15" N	01°40'36" W	-0.42	0.15	-1.05	0.16	1.13	0.16	0.006	202
31	TLMF	43°34'28" N	01°22'30" E	-0.31	0.17	-0.34	0.13	0.46	0.15	0.003	213
32	TLSE*	43°33'38" N	01°28'50" E	-0.31	0.17	-0.34	0.13	0.46	0.15	0.003	213
33	TUDE	42°02'54" N	01°36'12" W	-0.30	0.16	-1.35	0.17	1.38	0.17	0.006	194
34	UNME	43°19'17" N	00°19'32" W	0.06	0.25	-0.60	0.27	0.60	0.27	0.008	179
35	ZARA	41°38'00" N	00°52'55" W	-0.35	0.14	-0.88	0.15	0.95	0.15	0.012	205
36	BORI	52°06'01" N	17°04'00" E	0.63	0.17	0.24	0.28	0.67	0.21	0.232	77
37	BRUS*	50°47'52" N	04°21'33" E	0.39	0.19	0.48	0.24	0.62	0.22	0.032	43
38	CAGL	39°08'09" N	08°58'22" E	-0.01	0.18	-0.08	0.16	0.08	0.16	-0.009	203
39	GRAS*	43°45'16" N	06°55'14" E	0.12	0.15	-0.01	0.26	0.12	0.15	0.010	150
40	HERS*	50°52'02" N	00°20'10" E	-0.18	0.18	0.27	0.26	0.32	0.24	-0.005	311
41	KOSG*	52°10'42" N	05°48'34" E	0.00	0.17	0.19	0.20	0.19	0.20	0.053	333
42	LAGO	37°05'56" N	08°40'06" W	-1.82	0.31	0.02	0.23	1.82	0.31	0.077	268
43	MARS*	43°16'43" N	05°21'13" E	0.00	0.17	0.00	0.18	0.00	0.18	0.007	-
44	POTS	52°22'48" N	13°04'12" E	0.67	0.21	1.22	0.38	1.39	0.35	-0.017	29
45	RABT	33°59'53" N	06°51'15" W	-3.82	0.15	0.38	0.16	3.84	0.15	0.117	274
46	SFER	36°27'51" N	06°12'20" W	-3.75	0.15	-0.36	0.15	3.77	0.15	0.081	263
47	VILL	40°26'36" N	03°57'07" W	-1.04	0.20	-1.05	0.21	1.48	0.21	0.027	224
48	WTZR	49°08'39" N	12°52'44" E	0.85	0.28	1.15	0.45	1.43	0.40	-0.004	37
49	ZIMM	46°52'37" N	07°27'55" E	0.15	0.15	0.60	0.18	0.62	0.18	0.031	10

(Bruyninx *et al.* 2001) and Instituto Geografico Nacional (IGN) (www.01.ign.es/ign/layout/datosGeodesicos.do) networks.

3.2 Data analysis

We analysed the GPS data with the GAMIT/GLOBK software (Herring *et al.* 2010; www-gpsg.mit.edu) using the three step ap-

proach described by McClusky *et al.* (2000). Previous to these steps, we performed a quality check of the stations, which included the examination of their monumentation, availability of the uninterrupted data and the presence of correct information regarding antenna and other hardware changes from the station logs.

In the first step of our data analysis, we used daily doubly differenced GPS phase observations to estimate station coordinates together with zenith delays of the atmosphere at each station and

orbital and Earth orientation parameters (EOP). In this step we used moderate (5–10 cm) constraints to assist resolution of phase ambiguities before loosening the constraints for combination of the parameters estimates in subsequent steps. In the second step, we generated time-series in a consistent reference frame by minimizing on each day for a selected set of stations (Table 1) the difference between their estimated positions and positions implied by their coordinates (position and velocity) in the International Terrestrial Reference Frame 2008 (Altamimi *et al.* 2011), while allowing for a translation and rotation of the solution (see, e.g. Dong *et al.* 1998). To obtain clean time-series, we allowed an offset to be estimated for any discontinuities caused by antenna changes and we removed any position estimate whose uncertainty was greater than 20 mm or whose value differed by more than 10 mm from the best-fitting linear trend. In the final step of our analysis, we combined all of the data to estimate a consistent set of positions and velocities.

3.3 Error model

Given the small strain rates we expect for the Pyrenees region, a rigorous estimation of velocity uncertainties is especially important. Time-series of position estimates for our stations (Fig. 3 and Supporting Information) make clear that much of the noise in GPS observations is not random, but rather includes temporal correlations, over periods from weeks to months, often with strong seasonal signals. Previous studies of CGPS time-series (e.g. Williams *et al.* 2004) have shown that the error spectrum for most stations can be represented by a combination of seasonal signal, white noise and flicker noise. One approach to determining realistic uncertainties is to perform a spectral analysis of the time-series in which these three components are estimated. A disadvantage of this approach is that the flicker noise component cannot be included directly in our velocity solution, performed with a Kalman filter that accepts only first-order Gauss–Markov processes. Herring (2003) has proposed an alternative approach which can be incorporated directly into GLOBK and is also more computationally efficient. His ‘realistic sigma’ (RS) algorithm uses the fact that in the presence of correlated noise, χ^2/dof of the time-series as a function of averaging time does not remain constant (as with white noise) but increases asymptotically, as would be expected from a first-order Gauss–Markov process. By estimating the amplitude and time constant of the exponential function and then evaluating the function for infinite averaging time, we can determine the value of a random walk that will produce a realistic uncertainty for the velocity estimate (see Reilinger *et al.* 2006 or Shen *et al.* 2011 for details). We applied the RS algorithm to each of our time-series, after removing the best-fitting annual signal and then included the estimated random walk for each component of each station in our velocity solution.

4 RESULTS

Velocity estimates for the Pyrenees region are shown in Fig. 4 in a reference frame defined by minimizing the horizontal velocities of seven stations in Western Europe north of the Pyrenees (Table 1). These seven stations fit our assumed model of no relative motion with a weighted rms of 0.28 mm yr^{-1} . With respect to our western European reference frame, most of the stations south of the Pyrenees move south to south–southwest at $\sim 0.5\text{--}1.5 \text{ mm yr}^{-1}$. As expected from the earthquake focal mechanisms and topography, the stations within the CCR (EBRE, BELL, CASS, GARR and MATA) exhibit

a different pattern and will be excluded from our analysis. One of these five stations, MATA, located in Mataró on the Mediterranean coast of Catalonia, moves with $0.58 \pm 0.19 \text{ mm yr}^{-1}$ velocity in the direction of $205 \pm 20^\circ$. Previous levelling studies of vertical movements by Giménez *et al.* (1996) found anomalous motion (between Caldetes and Arenys points) in the vicinity of the MATA station and related it with tectonic activity. In 1927, an earthquake of VII MSK intensity occurred in the area and several more intensity V earthquakes have been experienced since then (Goula *et al.* 1992). Taking into account all the above evidence (from GPS, levelling and seismicity), we suspect real tectonic deformation in the area of MATA but do not have sufficient station density to characterize the deformation.

We excluded from Fig. 4 two stations (AVEL and PERP Table 1) for which the velocity estimates and uncertainties are large and clearly anomalous and are presumably caused by monument instability or other local motion of non-tectonic origin. In the Supporting Information section we include a map of a larger area with the location and velocities of the reference sites from western Europe. We also include a table of the station information (monumentation, receiver, antenna type and dome) and time-series plots for all the Pyrenees stations.

To assess the strain environment of the central and western region of the Pyrenees, where the seismicity and the focal mechanisms are concentrated, we construct a profile approximately perpendicular to the range and estimate the best-fitting linear slope for 20 stations (excluding SANG, a 2.5σ outlier; Fig. 5). The profile has a scatter about the best-fitting slope with a weighted rms of 0.21 mm yr^{-1} and a normalized rms of 1.12. Scaling the uncertainty of the estimated slope by the rms gives a velocity gradient of $0.0025 \pm 0.0005 \text{ mm yr}^{-1} \text{ km}^{-1}$ or $2.5 \pm 0.5 \text{ nstrain yr}^{-1}$. If our error model is correct (see below) the extension rate in the western Pyrenees is significant at >99 per cent confidence. The profile suggests that most of the deformation may be concentrated within a 30 km region between stations ORON and BIAZ, corresponding to the steepest slope of the Pyrenees. If so, the strain rate in this region could be as high as $9 \text{ nstrain yr}^{-1}$.

5 DISCUSSION

5.1 Assessment of uncertainties

We tested our error model in three ways. First we compared the velocities estimated from our 3.5 yr solution for 12 stations in western Europe and northern Africa with the ITRF 2008 velocities determined from GPS observations spanning 10 or more years. For these stations, our velocities matched the ITRF 2008 velocities with χ^2/dof in the horizontal components of ~ 1.0 (wrms $\sim 0.2 \text{ mm yr}^{-1}$). Velocity differences for eight of the 12 stations fall within their 70 per cent confidence ellipses and 11 of 12 within their 95 per cent confidence ellipses.

Second, we used the CATS software of Williams (2008) to estimate velocity uncertainties from the time-series using a model of an annual term, white noise and flicker noise. Of the 12 stations in our Pyrenees profile (Fig. 5) for which the CATS analysis produced a valid estimate of uncertainty in the north component, eight differ from the RS estimate by less than 25 per cent. For ALSA, LNDA, FUEN and LOSA, however, the CATS uncertainties are larger factors of 1.7 to 2.4. These four stations have annual amplitudes of $0.5\text{--}1.3 \text{ mm}$ and two of them (FUEN, LNDA) are the only stations

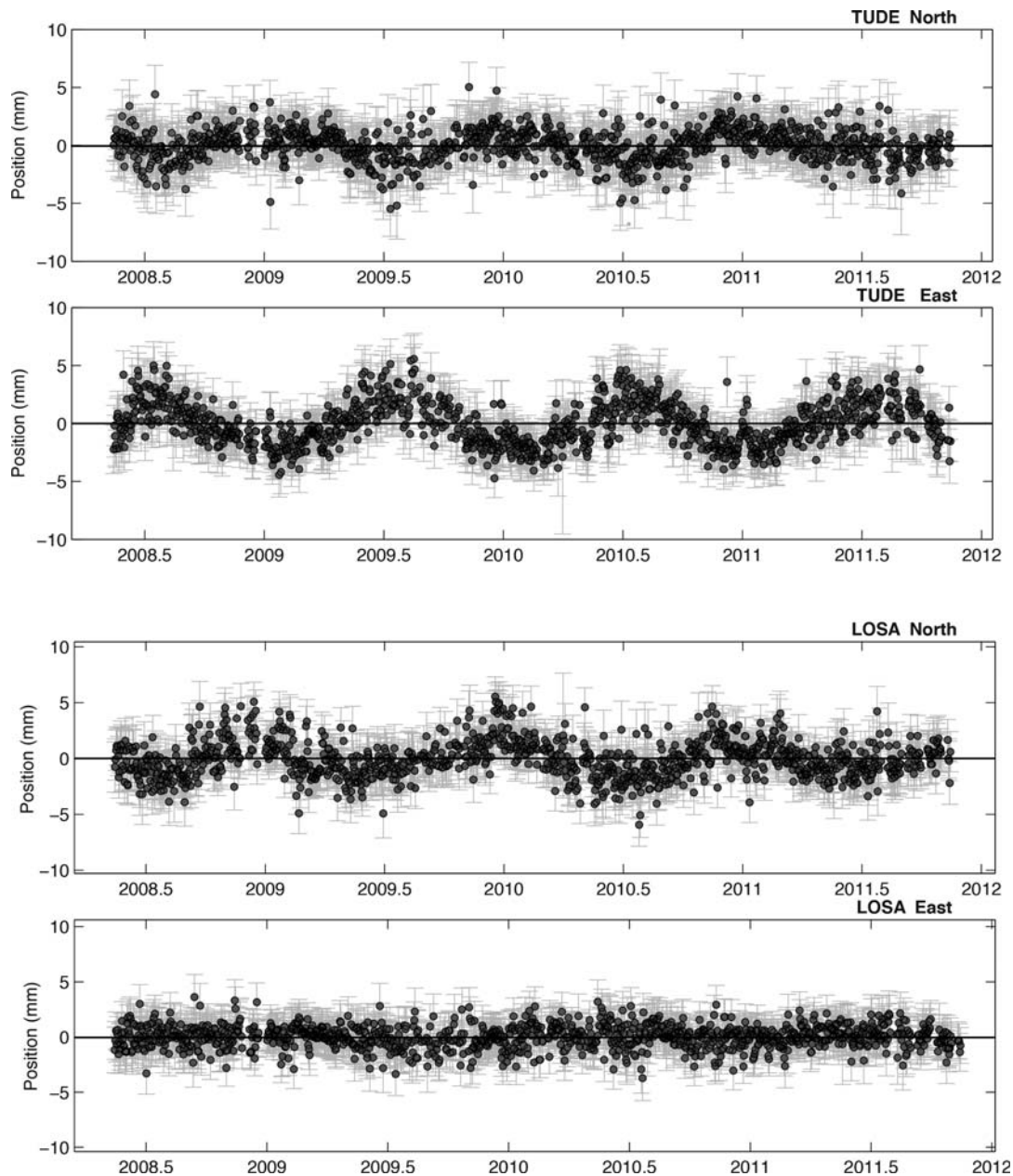


Figure 3. North and East position estimates of TUDE and LOSA stations.

in the profile whose data spans (3.3 yr) fail to match the 3.5 yr that minimizes the effect of annual signatures on the velocity estimates.

Finally, we tested the sensitivity of our strain rate estimates to differing time spans and whether or not we removed an annual term for each station in the analysis. With time spans shorter than 3.5 yr, we found changes in the velocities of some stations in the western region, most critically TUDE and LOSA, as large as 0.5 mm yr^{-1} when the annual term was not removed. However, with the 3.5 yr span, the largest changes are $\sim 0.1 \text{ mm yr}^{-1}$. With the common 3.5-yr data span, whether or not the annual term is removed changes the strain estimate by $\sim 0.1 \text{ nstrain yr}^{-1}$, less than 0.2σ .

5.2 Strain interpretation

The estimated geodetic strain rate in the western part of the Pyrenees, where the instrumental seismicity is mainly concentrated, shows a spatially average rate of extension at $\sim 3 \text{ nstrain yr}^{-1}$

perpendicular to the strike of the Pyrenees (roughly NNE–SSW). The direction of extension is consistent with the stress orientation deduced from the focal mechanisms of Stich *et al.* (2006, 2010), as well as, with the strain–stress map calculated by Olaiz *et al.* (2009) and De Vicente *et al.* (2008). The magnitude of the extension, although small, is in agreement with estimates found for example, in the western Alps by Vigny *et al.* (2002) using GPS observations. This finding is also in agreement with previous studies, where the extension are explained by local relaxation processes due to gravitational collapse (Choukroune & Seguret 1973; Rey *et al.* 2001).

5.3 Earthquake recurrence interval

The recurrence time of the MCE (Krinitzsky 2002) that can be expected to occur in a region is related to the rate of strain accumulation and the properties of the crust. Specifically, Kagan

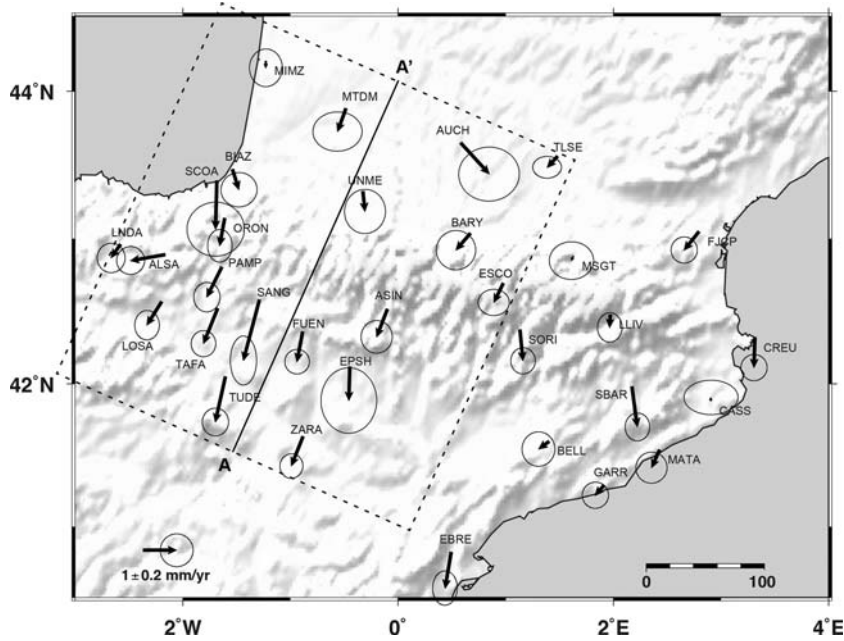


Figure 4. Map of the GPS horizontal velocities of the Pyrenees. The velocities are presented in Eurasia-fixed reference frame with 95 per cent confidence limits. A–A' shows the orientation and stations included in the velocity profile shown in Fig. 5.

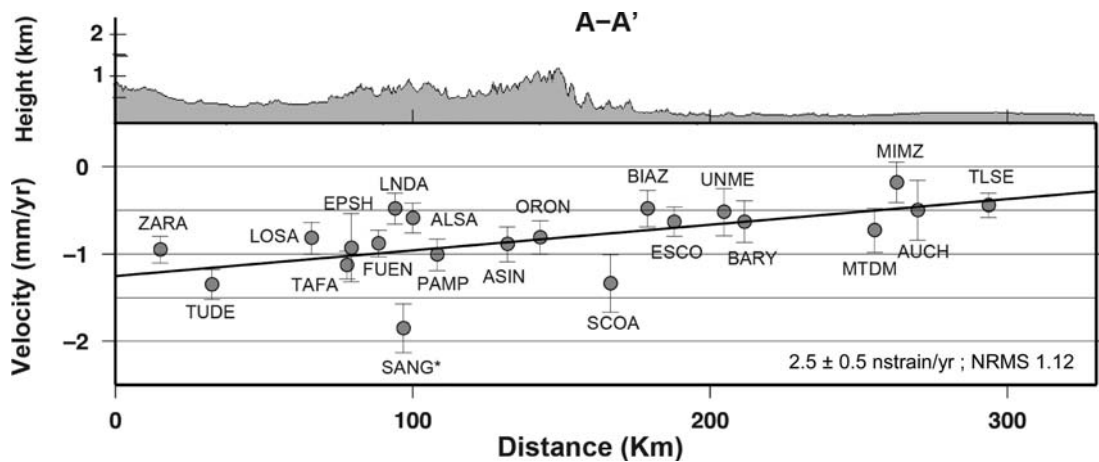


Figure 5. GPS velocities projected onto a N024°E profile, approximately perpendicular to the strike of the Pyrenees in the western and central regions (see Fig. 4). Topography is shown with 16 × vertical exaggeration. Station SANG* is shown but excluded from the estimation of the slope and the statistics.

(2002) gives the recurrence interval T for an earthquake scalar moment M_0

$$T(M_0) = \left[\frac{1}{1-\beta} \right] \frac{M_0^\beta M_{cm}^{1-\beta}}{\dot{M}_g} \tau(2-\beta) \varepsilon_m,$$

where M_{cm} is the scalar moment for the MCE, $\beta = \frac{2}{3} b_{value}$, τ is a gamma function and $\varepsilon_m = \exp(M_0/M_{cm})$ and \dot{M}_g is the geodetic moment rate, given by (Savage & Simpson 1997):

$$\dot{M}_g = 2\mu HS \text{Max} |\dot{\varepsilon}_1|, |\dot{\varepsilon}_2|, |\dot{\varepsilon}_1 + \dot{\varepsilon}_2|,$$

where μ is the shear modulus, S represents an area within a geodetic polygon at the Earth's surface and H is the seismogenic depth. For our calculation, we compute both M_0 and M_{cm} from the magnitude of the maximum earthquake in the seismic record for Pyrenees region ($M_w = 6.5$; (Olivera *et al.* 1992) using

$$\log M_0 = 1.5M_w + 16$$

(Hanks & Kanamori 1979).

We assume a universal b_{value} of 1 for the Pyrenees (Secanell *et al.* 2008), a shear modulus of 30 GPa and a seismogenic depth of 15 km (Perea 2009). If we use our estimate of the average strain rate (2.7 nstrain yr⁻¹) for the entire region of significant seismicity (160 km × 75 km), we obtain a recurrence time for an M_w 6.5 earthquake of ~2500 yr. If a higher strain rate (9 nstrain yr⁻¹) is valid for the western region of highest seismicity, bounded by stations BIAZ, UNME, ORON and ASIN (100 km × 40 km), then the estimated recurrence interval is ~2200 yr.

6 CONCLUSIONS

We analysed data from 49 CGPS over a 3.5 yr period to assess deformation rates across and within the Pyrenees. Stations south of the western and central Pyrenees have velocities with respect to western Europe between 0.5 and 1.5 mm yr⁻¹ and show a relatively coherent pattern unaffected by modelling assumptions. A profile across this region shows extension perpendicular to the

range at rate of 2.5 ± 0.5 nstrain yr^{-1} . This strain rate is consistent with the stress orientations inferred from earthquake focal mechanisms in the western region (Stich *et al.* 2006, 2010). There is a suggestion of strain rates a factor of three higher for the western area of highest seismicity but station density is insufficient to provide a rigorous estimate. This ongoing deformation implies a recurrence time for the MCE (M_w 6.5) of 2200–2500 yr.

ACKNOWLEDGMENTS

This work is part of Topo-Iberia project (CSD2006–00041) funded by the Spanish Ministry of Science and Innovation. EA was supported by FPU pre-doctoral grant (AP-2008–01482) from the Ministry of Education of Spain, AE by an APIF pre-doctoral grant of University of Barcelona, RK by U.S. National Science Foundation grant EAR-0838488 and IV by Torres Quevedo grant 2008–03–08109 from the Spanish Ministry of Science and Innovation. We are grateful to all the individuals and institutions who contributed to the installation, operation and acquisition of the GPS data throughout the years: ERGPS (IGN, Spain), CATNET (ICC, Catalonia, Spain), RGAN (Navarra Region, Spain), RGP (France), EUREF and IGS. We thank Daniel Stich for providing focal mechanisms from 1986–2008 and Robert Reilinger, Mike Floyd and Thomas Herring for their helpful comments on the manuscript. Most of the figures were prepared using the public domain Generic Mapping Tools GMT (Wessel & Smith 1991).

REFERENCES

- Alasset, P.-J. & Meghraoui, M., 2005. Active faulting in the western Pyrénées (France): Paleoseismic evidence for late Holocene ruptures, *Tectonophysics*, **409**(1–4), 39–54, doi:10.1016/j.tecto.2005.08.019.
- Altamimi, Z., Collilieux, X. & Métivier, L., 2011. ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame, *J. Geodyn.*, **85**(8), 457–473.
- Banda, E. & Santanach, P., 1992. The Valencia trough (western Mediterranean): An overview, *Tectonophysics*, **208**(1–3), 183–202.
- Beutler, G., Moore, A. & Mueller, I., 2008. The international global navigation satellite systems service (IGS): development and achievements, *J. Geodyn.*, **83**(3), 297–307, doi:10.1007/s00190-008-0268-z.
- Blewitt, G. & Lavallée, D., 2002. Effect of annual signals on geodetic velocity, *J. geophys. Res.*, **107**(7), 9–1, doi:10.1029/2001JB000570.
- Briais, A., Armijo, R., Winter, T., Tapponnier, P. & Herbecq, A., 1990. Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the eastern Pyrenees, *Ann. Tectonicae*, **4**(1), 19–42.
- Bruyninx, C., Becker, M. & Stangl, G., 2001. Regional densification of the IGS in Europe using the EUREF permanent GPS network (EPN), *Phys. Chem. Earth Part A*, **26**(6–8), 531–538, doi:10.1016/S1464-1895(01)00096-5.
- Caputo, M., Milana, G. & R.J., 1984. Topography and its isostatic compensation as a cause of seismicity of the Apennines, *Tectonophysics*, **102**(1–4), 333–342.
- Chenel, F. *et al.*, 2009. First results of the 2008 RESPYR GPS Campaign in the Pyrenees, *Geophys. Res. Abs.*, **11**, 4535.
- Choukroune, P. & Seguret, M., 1973. Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity, in *Gravity and Tectonics*, pp. 141–156, John Wiley and Sons, New York.
- Choukroune, P., 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees, *Annual Rev. Earth Planet. Sci.*, **20**, 143–158.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J. & Fernández-Lozano, J., 2008. Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia: Tectonic implications, *Tectonics*, **27**(TC1009), doi:10.1029/2006TC002093.
- Dong, D., Herring, T.A. & King, R.W., 1998. Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data, *J. Geodyn.*, **72**(4), 200–214, doi:10.1007/s001900050161.
- Duquesnoy, T., 2003. The French GPS Permanent Network, in *Proceedings of the FIG Working Week*, TS5.3.
- Fernandes, R.M.S., Miranda, J.M., Meijninger, B.M.L., Bos, M.S., Noomen, R., Bastos, L., Ambrosius, B.A.C. & Riva, R.E.M., 2007. Surface velocity field of the Ibero-Maghrebian segment of the Eurasia-Nubia plate boundary, *Geophys. J. Int.*, **169**(1), 315–324, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03252.x.
- Figueras, E. *et al.*, 2006. Analysis of the September 2004 seismic crisis in the area of the 1428 earthquake ($I_0 = IX$), eastern Pyrenees (Spain), in *Proceeding of the First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, Geneva, Switzerland, 1, 502, paper 268.
- Fleta, J., Soro, M., Giménez, J. & Suriñach, E., 1996. Red GPS para medidas geodinámicas en el Pirineo (ResPyr), *Geogaceta*, **20**(4), 992–995.
- Fleta, J., Santanach, P., Goula, X., Martínez, P., Grellet, B. & Masana, E., 2001. Preliminary geologic, geomorphologic and geophysical studies for the paleoseismological analysis of the Amer fault (NE Spain), *Neth. J. Geosci.*, **80**(3–4), 243–253.
- Gagnepain-Beyneix, J., Haessler, H. & Modiano, T., 1982. The pyrenean earthquake of February 29, 1980: An example of complex faulting, *Tectonophysics*, **85**(3–4), 273–290.
- Gallart, J., Daignières, M., Gagnepain-Beyneix, J. & Hirn, A., 1985. Relationship between deep structure and seismicity in the western Pyrenees, *Ann. Geophys.*, **3**, 239–248.
- Garate, J. *et al.*, 2008. Topo-Iberia Project: a new continuous GPS network to monitorize deformations in the South-West European Region, *GeoTemas*, **10**, 1543–1547.
- Giménez, J., Suriñach, E., Fleta, J. & Goula, X., 1996. Recent vertical movements from high-precision leveling data in northeast Spain, *Tectonophysics*, **263**, 149–161.
- Goula, X., Olivera, C., Escuer, J., Fleta, J., Grellet, B. & Bousquet, J.C., 1992. Neotectonics and seismicity of the area of the seismic crisis of 1427–28 in Catalonia, in *Proceedings of the 22nd General Assembly of the European Seismological Commission*, Barcelona, Spain, pp. 333–338.
- Goula, X., Talaya, J., Tèrmens, A., Colomina, I., Fleta, J., Grellet, B. & Granier, T., 1996. Avaluació de la potencialitat sísmica del Pirineu oriental: primers resultats de les campanyes GPS PotSis'92 i PotSis'94, *Revista Catalana de Geografia*, **11**(28), 41–48.
- Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L.A., Cisternas, A. & Carbon, D., 1999. Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees, *Tectonophysics*, **308**(4), 487–502.
- Hanks, T.C. & Kanamori, H., 1979. A moment magnitude scale, *J. geophys. Res.*, **84**(B5), 2348–2350.
- Herraiz, M. *et al.*, 2000. The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula, *Tectonics*, **19**(4), 762–786.
- Herring, T., 2003. MATLAB Tools for viewing GPS velocities and time series, *GPS Solut.*, **7**(3), 194–199, doi:10.1007/s10291-003-0068-0.
- Herring, T.A., King, R.W. & McClusky, S.C., 2010. *Introduction to GAMIT/GLOBK Release 10.4*, p. 48, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- Kagan, Y.Y., 2002. Seismic moment distribution revisited: II. moment conservation principle, *Geophys. J. Int.*, **149**(3), 731–754.
- Khazaradze, G., Fleta, J., Goula, X., Suriñach, E., Talaya, J. & Tèrmens, A., 2004. Quantifying crustal deformations with GPS in the eastern Pyrenees, in *12th General Assembly of the WEGENER project "Integrated Modelling of Crustal Deformation"*, International Association of Geodesy (IAG), Tangier, Morocco.
- Krinitzky, E.L., 2002. How to obtain earthquake ground motions for engineering design, *Eng. Geol.*, **65**(1), 1–16, doi:10.1016/S0013-7952(01)00098-9.

- Masana, E., Villamarín, J.A., Sánchez-Cabañero, J.G., Plaza, J. & Santanach, P., 2001. Seismogenic faulting in an area of low seismic activity: paleoseismicity of the El Camp fault (Northeast Spain), *Neth. J. Geosci.*, **80**(3–4), 229–241.
- McClusky, S. *et al.*, 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. geophys. Res.*, **105**(B3), 5695–5719.
- Niemi, N.A., Wernicke, B.P., Friedrich, A.M., Simons, M., Bennett, R.A. & Davis, J.L., 2004. BARGEN continuous GPS data across the eastern Basin and Range Province, and implications for fault system dynamics, *Geophys. J. Int.*, **159**(3), 842–862, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02454.x.
- Nocquet, J.M. & Calais, E., 2003. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001, *Geophys. J. Int.*, **154**(1), 72–88.
- Olaiz, A.J., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Vegas, R. & Cloetingh, S., 2009. European continuous active tectonic strain–stress map, *Tectonophysics*, **474**, 33–40, doi:10.1016/j.tecto.2008.06.023.
- Olivera, C., Susagna, T., Roca, A. & Goula, X., 1992. Seismicity of the Valencia trough and surrounding areas, *Tectonophysics*, **203**, 99–109.
- Olivera, C., Redondo, E., Lambert, J., Riera Melis, A. & Roca, A., 2006. Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya, *Monografies*, **30**, 1–407.
- Ortuño, M., Queralt, P., Martí, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H. & Santanach, P., 2008. The North Maladeta fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: recent activity revealed by geomorphological and geophysical research, *Tectonophysics*, **453**, 246–262, doi:10.1016/j.tecto.2007.06.016.
- Perea, H., Figueiredo, P.M., Carner, J., Gambini, S. & Boydell, K., 2003. Paleosismological data from a new trench across the El Camp Fault (Catalan Coastal Ranges, NE Iberian Peninsula), *Ann. Geophys.*, **46**(5), 763–774.
- Perea, H., 2009. The Catalan seismic crisis (1427 and 1428; NE Iberian Peninsula): geological sources and earthquake triggering, *J. Geodyn.*, **47**, 259–270, doi:10.1016/j.jog.2009.01.002.
- Reilinger, R. *et al.*, 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. geophys. Res.*, **111**, B05411, doi:10.1029/2005JB004051.
- Rey, P., Vanderhaeghe, O. & Teyssier, C., 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes, *Tectonophysics*, **342**(3–4), 435–449, doi:10.1016/S0040-1951(01)00174-3.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L. & Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean), *Tectonophysics*, **315**(1–4), 209–229.
- Savage, J.C. & Simpson, R.W., 1997. Surface strain accumulation and the seismic moment tensor, *Bull. seism. Soc. Am.*, **87**(5), 1345–1353.
- Secanell, R. *et al.*, 2008. Probabilistic seismic hazard assessment of the Pyrenean region, *J. Seism.*, **12**, 323–341.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. & Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa–Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophys. J. Int.*, **169**(3), 1180–1200, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x.
- Shen, Z.-K., King, R.W., Agnew, D.C., Wang, M., Herring, T.A., Dong, D. & Fang, P., 2011. A unified analysis of crustal motion in Southern California, 1970–2004: The SCEC crustal motion map, *J. geophys. Res.*, **116**, B11402, doi:10.1029/2011JB008549.
- Souriau, A. & Pauchet, H., 1998. A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications, *Tectonophysics*, **290**, 221–244.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. & Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations, *Tectonophysics*, **426**(3–4), 295–317, doi:10.1016/j.tecto.2006.08.004.
- Stich, D., Martín, R. & Morales, J., 2010. Moment tensor inversion for Iberia–Maghreb earthquakes 2005–2008, *Tectonophysics*, **483**(3–4), 390–398.
- Sylvander, M., Souriau, A., Rigo, A., Tocheport, A., Toutain, J.P., Ponsolles, C. & Benahmed, S., 2008. The 2006 November, $M = 5.0$ earthquake near Lourdes (France): new evidence for NS extension across the Pyrenees, *Geophys. J. Int.*, **175**, 649–664, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03911.x.
- Talaya, J., Feigl, K., Termens, A. & Colomina, I., 1999. Practical lessons from analysis of a GPS network designed to detect movements of ~ 1 mm/year in the Eastern Pyrenees, *Phys. Chem. Earth*, **24**(4), 355–359.
- Talaya, J., Bosch, E., Ortiz, M. & Parareda, C., 2000. CATNET: a permanent GPS network with real-time capabilities, *Asemblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, **2**, 2.
- Teixell, A., 1996. The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries, *J. geol. Soc. Lond.*, **153**, 301–310.
- Térmens, A., Castellote, M., Soro, M., Fleta, J., Goula, X. & Talaya, J., 2000. PotSis’99, PotSis’94 and PotSis’99 GPS campaigns to improve the knowledge of seismic potentiality in the Eastern Pyrenees, *X General Assembly of the WEGENER Project*, WEGENER 2000.
- Vergés, J., Fernández, M. & Martínez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution, *J. Virtual Explor.*, **8**, 57–76.
- Vigny, C. *et al.*, 2002. GPS network monitors the Western Alps’ deformation over a five-year period: 1993–1998, *J. Geod.*, **76**(2), 63–76, doi:10.1007/s00190-001-0231-8.
- Wessel, P. & Smith, W.H.F., 1991. Free software helps map and display data, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **72**(41), 441, doi:10.1029/90EO00319.
- Williams, S., Bock, Y., Fang, P., Jamason, P., Nikolaidis, R.M., Prawirodirdjo, L., Miller, M. & Johnson, D.J., 2004. Error analysis of continuous GPS position time series, *J. geophys. Res.*, **109**(B03412), doi:10.1029/2003JB002741.
- Williams, S., 2008. CATS: GPS coordinate time series analysis software, *GPS Solut.*, **12**(2), 147–153, doi:10.1007/s10291-007-0086-4.

SUPPORTING INFORMATION

Additional Supporting Information may be found in the online version of this article:

Figure S1(a–d). North and East position estimates of 35 CGPS stations located in the Pyrenees.

Figure S2. Regional map including CGPS stations from Europe and Africa. Velocities are in the Western Europe reference frame.

Table S1. Description of processed GPS stations.

Please note: Wiley-Blackwell are not responsible for the content or functionality of any supporting materials supplied by the authors. Any queries (other than missing material) should be directed to the corresponding author for the article.

**Series temporales de las estaciones
emplazadas en los Pirineos**

