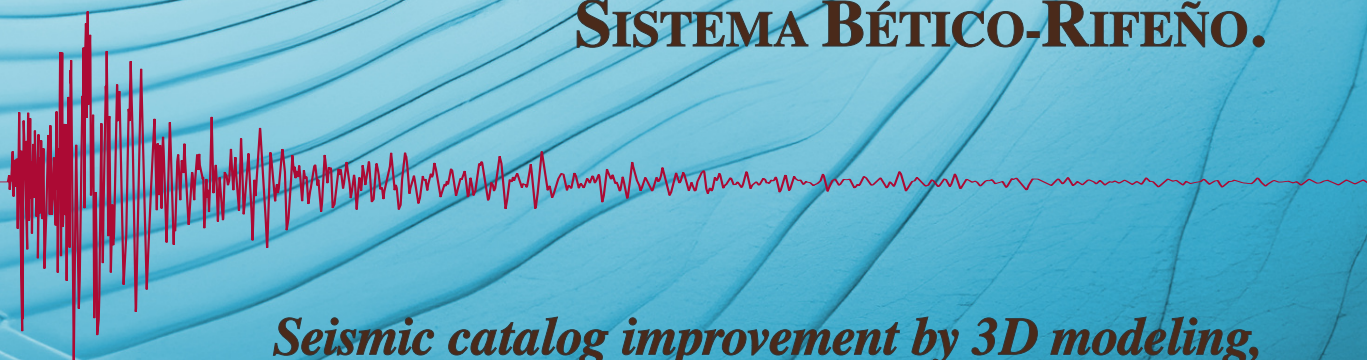


MEJORA DE CATÁLOGOS SÍSMICOS MEDIANTE MODELIZACIÓN 3D, RELOCALIZACIÓN Y DETECCIÓN BASADA EN *MACHINE-LEARNING*. APLICACIÓN AL SISTEMA BÉTICO-RIFEÑO.



*Seismic catalog improvement by 3D modeling,
relocation, and machine-learning detection.
Application to the Betic-Rif system.*

JOSÉ LUIS SÁNCHEZ ROLDÁN

DIRECTORES:

José Antonio Álvarez Gómez

José Jesús Martínez Díaz

TESIS DOCTORAL

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



TESIS DOCTORAL

MEJORA DE CATÁLOGOS SÍSMICOS MEDIANTE MODELIZACIÓN 3D,
RELOCALIZACIÓN Y DETECCIÓN BASADA EN “MACHINE-LEARNING”.
APLICACIÓN AL SISTEMA BÉTICO-RIFEÑO.

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE “DOCTOR EN GEOLOGÍA E
INGENIERÍA GEOLÓGICA”

PRESENTADA POR

JOSÉ LUIS SÁNCHEZ ROLDÁN

DIRECTORES:

Dr. JOSÉ ANTONIO ÁLVAREZ GÓMEZ

Dr. JOSÉ JESÚS MARTÍNEZ DÍAZ

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



PhD. Thesis

SEISMIC CATALOG IMPROVEMENT BY 3D MODELING, RELOCATION,
AND “MACHINE-LEARNING” DETECTION. APPLICATION TO THE
BETIC-RIF SYSTEM.

DISSERTATION TO AWARD THE DEGREE “DOCTOR IN GEOLOGY AND
ENGINEERING GEOLOGY”

SUBMITTED BY

JOSÉ LUIS SÁNCHEZ ROLDÁN

ADVISORS:

Dr. JOSÉ ANTONIO ÁLVAREZ GÓMEZ

Dr. JOSÉ JESÚS MARTÍNEZ DÍAZ



UNIVERSIDAD
COMPLUTENSE
MADRID

DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y ORIGINALIDAD DE LA TESIS PRESENTADA PARA OBTENER EL TÍTULO DE DOCTOR

D./Dña. JOSÉ LUIS SÁNCHEZ ROLDÁN,
estudiante en el Programa de Doctorado GEOLOGÍA E INGENIERÍA GEOLÓGICA,
de la Facultad de CIENCIAS GEOLÓGICAS de la Universidad Complutense de
Madrid, como autor/a de la tesis presentada para la obtención del título de Doctor y
titulada:

Mejora de catálogos sísmicos mediante modelización 3D, relocalización y
detección basada en "machine-learning". Aplicación al Sistema Bético-Rifeño.

y dirigida por: _____
JOSÉ ANTONIO ÁLVAREZ GÓMEZ y JOSÉ JESÚS MARTÍNEZ DÍAZ

DECLARO QUE:

La tesis es una obra original que no infringe los derechos de propiedad intelectual ni los derechos de propiedad industrial u otros, de acuerdo con el ordenamiento jurídico vigente, en particular, la Ley de Propiedad Intelectual (R.D. legislativo 1/1996, de 12 de abril, por el que se aprueba el texto refundido de la Ley de Propiedad Intelectual, modificado por la Ley 2/2019, de 1 de marzo, regularizando, aclarando y armonizando las disposiciones legales vigentes sobre la materia), en particular, las disposiciones referidas al derecho de cita.

Del mismo modo, asumo frente a la Universidad cualquier responsabilidad que pudiera derivarse de la autoría o falta de originalidad del contenido de la tesis presentada de conformidad con el ordenamiento jurídico vigente.

En Madrid, a 26 de noviembre de 2023

Fdo.: José Luis Sánchez Roldán

Esta DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y ORIGINALIDAD debe ser insertada en
la primera página de la tesis presentada para la obtención del título de Doctor.

A José Luis, María José y Antonio Manuel.

Espuma blanca que lava el mar
Le hiciste cuna de agua y sal
Las estrellitas del cielo
Con nácar peinan su pelo

Duerme, mi niño, no llores más
Aguas serenas, aguas serenas te mecen ya

Lloran los cielos, aúlla el mar
Mueren los sueños en ultramar
Las olas sellan su tumba
Europa pierde las uñas

Duerme, mi niño, no llores más
Aguas serenas, aguas serenas te mecen ya

María José Llergo, *Nana del Mediterráneo*
Sony Music Entertainment España, 2019

Agradecimientos

Veo el final de esta Tesis Doctoral y toca hacer valoración de todo lo vivido durante este periodo en el que tanto he aprendido y crecido. Si tuviera que compararlo con algo, diría que lo veo como una competición de ciclismo en ruta, con sus etapas insípidas (de las de quedarse dormido delante de la televisión), y otras más emocionantes con *cronos* de gran intensidad, o etapas de montaña que han podido suponer un esfuerzo y desgaste físico/emocional importante. Debo decir que no hubiera podido llegar hasta la meta si no fuese por toda la gente que me ha rodeado estos últimos años, tanto las personas que ya traía conmigo de carreras anteriores, como aquellas que conocí aquí. Me he propuesto no extenderme demasiado, que para eso ya está el resto de esta Tesis, así que aplicaré la máxima de *non plus turra*.

A pesar de no ser “de la casa”, ya que caí en la *Complu* por pura suerte, me he sentido como otro alumno más de esta facultad. Esto se lo tengo que agradecer a dos personas maravillosas que me han guiado a nivel científico y humano en estos años. Son mis directores de tesis, el Dr. José A. Álvarez Gómez y Dr. José J. Martínez Díaz, de los que he aprendido tantas cosas que no sabría ni enumerarlas. A vosotros os debo mucho de lo conseguido en estos años, y espero que yo en algún momento pueda saber/poder devolver todo lo que habéis hecho por mí, aunque sea en una mínima fracción.

A Josechu tengo que agradecerle todo el conocimiento profundo que posee, y la claridad y facilidad con el que lo transmite. También tengo que destacar su habilidad a la hora de generar ideas nuevas, que a veces yo he traducido en un reajuste de prioridades y una inversión de tiempo en trabajos paralelos (ojo, para nada eso es procrastinar).

A Jose le agradezco la calma y la capacidad de gestionar que ha demostrado en algunos periodos. He aprendido mucho de eso a base de observar. También tengo que hacer notar su empatía y capacidad a la hora de saber cómo guiarme para ser mejor científico. Extrañaré

esas horas de prácticas de Estructural contigo, a la vez que poníamos hilo musical de fondo.

También le estoy agradecido a las personas del Departamento de GEODESPAL, de las que he podido llevarme algo de aprendizaje en varios ámbitos. Muchas gracias a aquellos profesores, profesoras y *postdocs* con los que he coincidido en algún momento de esta etapa: Alberto, Carlos, David, Fran, Gerardo, Hector, Hodei, Ignacio, Javi, Jorge, José Luis, Juanmi, Julio, Martín, Meaza, Octavi, Pilar, Rubén y Sebas, con los que he pasado buenos momentos en los ratos de café y salidas de campo. Gracias a Estefanía y Jesús por vuestro trabajo a la hora de la gestión del departamento, y a Ana y Guillermo por todo el trabajo que realizan al frente del Laboratorio de Geotecnia e Ingeniería Geológica. Gracias a aquellas personas, de esta u otras Áreas con las que he compartido ratos agradables de comida o *cerveceo*, además de dramas cotidianos: Andrea, Elena, Fede, José Carlos, Maialen, María, Mauro, Mercedes, Miguel, Paco, Roselis, Sonia, Violeta y Yolanda.

Muchas gracias también a las personas que componen los diversos grupos de investigación o agencias con los que he tenido el placer de trabajar durante este periodo. Mi profundo agradecimiento a Lucía, Jaime, Juanvi y Resu de la Red Sísmica Nacional; a Julián y Raquel del IGME; Juan y Sandra de la UPM. También quiero agradecer a otras compañeras y compañeros como Anna (AR+I), Carol (UAM), Iván Medina (UA) y Jùlia (UB).

During my Ph.D. I had the privilege of doing a research stay in Oklahoma (USA), where I met wonderful people from whom I learned many good things. Firstly, I thank Dr. Jake Walter for his kindness in welcoming me to the Oklahoma Geological Survey. Also, thanks to Grant, John, Rufus, and Winston for being such excellent housemates. Finally, many thanks to Raymond, Deepankar, Alex, Erika, Anika, and Pamela. I will remember fondly all the experiences we had together (broken elbow included).

La salud mental ha sido un tema importante en esta última etapa, y por ello tengo que agradecer a Cristina por enseñarme a valorarla, cuidarla y saber cómo gestionar algunos aspectos de los que antes no me preocupaba.

En un aspecto más personal, quiero destacar a tres personas de las que he aprendido mogollón (Tesis aparte) y que, aunque ahora se encuentren desperdigadas por ahí, sigo teniendo en cuenta como si estuviesen aquí. Muchas gracias, Laura, por enseñarme que la Ciencia puede sentirse y transmitirse con ese nivel de pasión que demuestras en lo que haces. Muchas

gracias, Andrea, por ser una tía en la que poder confiar, por tus palabras sinceras y directas, y además mostrarme que hay vida y que se puede ser feliz al salir de la Academia. Muchas gracias, Paula, por ser una persona tan entregada en todo lo que se propone, por haber demostrado también tu gran generosidad y por haber estado cuando se necesitaba. Quiero que sepáis que a vosotras no os considero compañeras de universidad, sino amigas. Os estimo un montón, os deseo lo mejor, y espero que no nos perdamos de vista allí dónde acabemos.

En estos años también he compartido experiencias con gente de fuera de la Universidad con las que he pasado ratos magníficos. Primero, están Miguel, Fran Andrade y Jose Manuel, con los que volví a reencontrarme tras la etapa universitaria en Granada, y con los que suelo arreglar el mundo con cervezas y tapas de por medio. Tengo que agradecer a Marián y Gonzalo ser unos buenos amigos (y padres), y que a pesar de que nos veamos poco, sigo acordándome de ellos (de la *ronchata* también). Ojalá poder vernos más a menudo. A los “Yonkis del Crack Gris” (Juan, *Dave*, Darío, Pablo y Copano) les debo el haber descubierto que la felicidad tiene precio, que es de color gris, y que no comprar *Warhammer* el día de salida es perder el dinero. Sin vosotros sé que tendría más euros en el banco, pero sería un amargado ignorante de las Bendiciones del Caos.

También me acuerdo a la que siento como familia de Órgiva: Daniel, Elena y Lucía. Una vez más, os agradezco todos esos ratos que hemos pasado juntos, saliendo por ahí y charlando. Durante estos años que hemos vuelto a coincidir en Madrid se ha sentido como volver a estar en Granada cuando paso el rato con vosotros, y espero que podamos seguir creando recuerdos por muchos años más, da igual dónde caigamos.

Ha sido muy difícil haber estado separado de mi familia durante casi media vida por haber escogido unos estudios y profesión que no existían cerca de casa. Por ello, finalmente, quiero agradecer de corazón a mis padres y a mi hermano todo el apoyo que me han dado, el esfuerzo y sacrificios que han realizado para que yo esté ahora donde estoy. Siento cada uno de los problemas, preocupaciones, discusiones y decepciones que haya podido causar en todo este tiempo. No lo digo nunca, pero aquí puedo dejarlo por escrito: os quiero mucho.

José Luis Sánchez Roldán

Aquí en Madriz, noviembre de 2023

Índice general

Agradecimientos	I
Lista de Figuras	X
Lista de Tablas	XVI
Resumen	XVIII
<i>Abstract</i>	XXII
1. Introducción	1
1.1. Preámbulo de la Tesis Doctoral	1
1.2. Interés y motivación	2
1.3. Objetivos	4
1.4. Estructura de la Tesis Doctoral	5
1.5. <i>Software</i> utilizado	8
2. Sistemas Bético-Rifeños y mar de Alborán	11
2.1. Marco Geológico y Tectónico	11
2.2. Contexto Geodinámico reciente del Mediterráneo Occidental	15
2.3. Sistema de Fallas Trans-Alborán-Béticas	20
2.3.1. Contexto sismotectónico	20
2.3.2. Fallas activas	21
3. Modelización 3D de velocidades de onda P para la litosfera de los Sistemas Bético-Rifeños y mar de Alborán	27

3.1.	Influencia de los modelos de velocidad en la localización de hipocentros	29
3.2.	<i>mTAB3D</i> : motivación y proceso de creación de un modelo 3D de velocidades	31
3.2.1.	Revisión bibliográfica	32
3.2.2.	Creación de superficies	35
3.2.3.	Modelado de la geometría de dominios geológicos	35
3.2.4.	Estimación de velocidad de la onda P	36
3.2.5.	Extracción de la malla de puntos tridimensional	39
3.3.	Comparación de <i>mTAB3D</i> frente a otros modelos previos de la zona de estudio	39
3.4.	Conclusiones	42
4.	Relocalización de catálogos sísmicos usando <i>mTAB3D</i>	47
4.1.	Localización de terremotos: origen del problema e incertidumbre de la solución	49
4.2.	Inversión de hipocentros: funcionamiento y subrutinas empleadas	52
4.2.1.	Construcción de malla tridimensional	52
4.2.2.	Cálculo de tiempo de viaje de ondas	53
4.2.3.	Inversión de terremotos sintéticos	54
4.2.4.	Localización de hipocentros	54
4.2.5.	Valoración de las ventajas y limitaciones de <i>NonLinLoc</i>	56
4.3.	Comprobación de validez de <i>mTAB3D</i>	60
4.3.1.	Influencia de la geometría de la red de estaciones	60
4.3.2.	Ensayo de localización de hipocentros	62
4.3.3.	Análisis de los ensayos y valoración de <i>mTAB3D</i>	66
4.4.	Conclusiones	70
5.	Aplicación de <i>mTAB3D</i> a la inversión de hipocentros en la región Íbero-Maghrebí	73
5.1.	Origen y tratamiento de los datos	74
5.2.	Procedimiento de inversión de hipocentros en la EBSZ y la TASZ	77

5.2.1.	Catálogo de EBSZ: 2018-2022	78
5.2.2.	Catálogo de TASZ: serie sísmica de Al Idrisi (2016)	88
5.3.	Análisis de los catálogos relocalizados e implicaciones sismotectónicas .	95
5.3.1.	Sismicidad en las Béticas Orientales y serie sísmica de Albudeite (2018)	96
5.3.2.	Sismicidad en TASZ y serie sísmica de Al-Idrisi (2016)	101
5.4.	Limitaciones al método y conclusiones tras la relocalización de catálogos	106
6.	Estudio comparativo de catálogos sísmicos generados por <i>machine learning</i>	109
6.1.	Introducción a las técnicas de <i>machine learning</i> : funcionamiento y aplicación en Sismología	110
6.2.	Modelos de <i>ML</i> pre-entrenados para la generación de catálogos sísmicos	115
6.2.1.	<i>GPD</i>	115
6.2.2.	<i>PhaseNet</i>	118
6.2.3.	<i>EQTransformer</i>	121
6.3.	Creación de catálogos sísmicos con <i>easyQuake</i>	124
6.3.1.	Obtención de formas de onda	124
6.3.2.	Detección de llegadas de terremotos	125
6.3.3.	Asociación de fases sísmicas	125
6.3.4.	Creación de catálogo sísmico y funciones adicionales	126
6.4.	Ensayos de catálogos sísmicos generados con <i>easyQuake</i>	128
6.4.1.	Procedimiento y ajustes de parámetros empleados	130
6.4.2.	Resultado de detección y comparación de los catálogos sísmicos	134
6.4.3.	Análisis y discusión de los catálogos de <i>ML</i>	146
6.5.	Conclusiones	153
7.	Sismicidad de la región Íbero-Maghrebí durante 2018-2019: catálogos <i>ML</i> e inversión de hipocentros	157
7.1.	Datos y metodología	158
7.2.	Resultados de detección y construcción de catálogos de <i>ML</i>	165

7.2.1.	Catálogo <i>PhaseNet</i>	167
7.2.2.	Catálogo <i>EQT_{conservador}</i>	170
7.2.3.	Combinación de catálogos de <i>ML</i>	172
7.3.	Inversión de hipocentros e incertidumbre de las localizaciones	177
7.4.	Discusión de resultados	180
7.4.1.	Análisis de detecciones de llegadas y construcción de catálogos .	180
7.4.2.	Catálogos relocalizados con NLLoc	186
7.4.3.	Análisis de series sísmica en el periodo 2018-2019	192
7.5.	Conclusiones	210
8.	Discusión general y expectativas a futuro	213
8.1.	Evaluación de incertidumbres en catálogos de alta resolución para la región Íbero-Maghrebí	213
8.2.	Ausencia de picados sobre acelerómetros en catálogos de <i>ML</i>	218
8.3.	Aplicación de la Inteligencia Artificial en tareas de pronóstico de sismicidad	224
8.4.	Detección y localización de sismicidad inducida por inyección de fluidos	226
8.5.	Optimización de metodología para monitorización sísmica	230
8.6.	Limitaciones a la aplicación de las técnicas de detección y localización de terremotos	233
8.6.1.	Problemática del cálculo de la profundidad	233
8.6.2.	Disponibilidad de medios técnicos y humanos para la optimiza- ción de tareas	234
8.6.3.	Funcionamiento de la agrupación de llegadas durante la asocia- ción de terremotos	235
8.6.4.	Criterios de búsqueda entre eventos comunes	236
8.7.	Perspectivas futuras	237
8.7.1.	Mejora y actualización del modelo <i>mTAB3D</i>	237
8.7.2.	Modelo de redes neuronales para la detección de terremotos en la península Ibérica y zonas cercanas	238
8.7.3.	Creación de catálogo sísmico de alta definición	239

8.7.4.	Integración y aplicación de <i>mTAB3D</i> en tareas relacionados con otros campos de la sismología y el riesgo sísmico	240
8.7.5.	Incorporación de nuevas funcionalidades a <i>easyQuake</i>	242
8.7.6.	Revisión del cálculo de la asociación de llegadas detectadas . . .	243
9.	Conclusiones	245
10.	<i>Conclusions</i>	251
	Referencias	257

Lista de Figuras

2.1. Mapa geológico del Mediterráneo occidental.	12
2.2. Evolución geodinámica del Mediterráneo occidental entre el Oligoceno - Mioceno medio.	17
2.3. Evolución geodinámica del Mediterráneo occidental entre el Mioceno medio - Actualidad.	19
2.4. Mapa tectónico de los Sistemas Bético-Rifeños con las fallas activas. . .	23
3.1. Ejemplos de sesgos en localización de terremotos.	30
3.2. Ubicación de referencias para la creación de <i>mTAB3D</i>	34
3.3. Perfiles 1D de velocidad de los dominios geológicos.	37
3.4. Variación lateral de velocidades a distinta profundidad en <i>mTAB3D</i> . . .	38
3.5. Secciones verticales de <i>mTAB3D</i>	40
3.6. Perfiles 1D de <i>mTAB3D</i> en distintos dominios tectónicos.	44
3.7. Secciones de <i>mTAB3D</i> atravesando la EBSZ y TASZ.	45
4.1. Dibujos esquemáticos de la estimación de la localización de un terremoto.	48
4.2. Esquema de diferencias precisión vs. exactitud.	51
4.3. Funcionamiento del algoritmo de búsqueda <i>Oct-Tree Sampling</i>	55
4.4. Esquema de fenómeno de <i>cross-over</i>	58
4.5. Variación de distancia de <i>cross-over</i> en función del espesor cortical. . .	59
4.6. Doble máximo de probabilidad de localización hipocentral por contraste brusco de velocidad.	59
4.7. Valor de <i>gap</i> azimutal según la geometría de estaciones de la Red Sísmica Nacional.	61

4.8. Ubicaciones de ensayos de localización.	64
4.9. Relocalización del terremoto de Lorca (2011).	67
5.1. Distribución de estaciones sísmicas y sismicidad en la península Ibérica.	74
5.2. Mapa de unidades tectónicas, fallas activas y delimitación de áreas para relocalización de terremotos.	75
5.3. Ejemplo de formato ISF2.0 de la <i>ISC</i>	76
5.4. Diagramas de Wadati para relocalización.	77
5.5. Catálogo inicial de terremotos en la EBSZ (2018-2022).	79
5.6. Catálogo inicial de terremotos durante la serie sísmica de Al Idrisi (2016).	80
5.7. Comparación de relocalizaciones en EBSZ (distribución de hipocentros).	82
5.8. Comparación de relocalizaciones en EBSZ (concentración de epicentros).	83
5.9. Orientación de los vectores de migración: Béticas Internas Centrales, Béticas Internas Orientales, Cazorla-Segura y Prebético de Albacete.	84
5.10. Orientación de los vectores de migración: Prebético Murciano, Sierra Nevada-Filábrides y Cuenca de Guadix-Baza, y Zona de Cizalla de las Béticas Orientales.	85
5.11. Comparación de relocalizaciones en la serie sísmica de Al Idrisi 2016 (distribución de hipocentros).	92
5.12. Comparación de relocalizaciones en la serie sísmica de Al Idrisi 2016 (concentración de epicentros).	93
5.13. Orientación de los vectores de migración serie sísmica Al Idrisi (2016).	94
5.14. Histogramas de distribución de incertidumbre en las Béticas Orientales.	97
5.15. Mapa de la serie sísmica de Albudeite (2018).	100
5.16. Histogramas de distribución de incertidumbre en el mar de Alborán.	102
5.17. Detalle de la sismicidad en la serie sísmica de Al Idrisi (2016).	104
6.1. Relación de términos en Inteligencia Artificial.	111
6.2. Funcionamiento de la metodología <i>STA/LTA</i>	113
6.3. Ruido antrópico en estación TLOR (Lorca, Región de Murcia).	114
6.4. Arquitectura de modelo <i>GPD</i>	117

6.5. Arquitectura de modelo <i>PhaseNet</i>	119
6.6. Arquitectura de modelo <i>EQTransformer</i>	122
6.7. Esquema de asociación de tiempos de llegada con <i>PhasePapy 1D</i>	127
6.8. Catálogo sísmico de referencia durante marzo de 2018.	129
6.9. Resultado catálogos modelo <i>EQT_{original}</i>	136
6.10. Resultado catálogos modelo <i>EQT_{conservador}</i>	137
6.11. Resultado catálogos modelo <i>PhaseNet</i>	138
6.12. Resultado catálogos modelo <i>GPD</i>	139
6.13. Comparación entre catálogos obtenidos mediante modelos de redes neu- ronales (completo).	140
6.14. Histograma de frecuencias de <i>rms</i> de catálogo de referencia.	141
6.15. Comparación entre catálogos obtenidos mediante modelos de redes neu- ronales (EBSZ).	142
6.16. Terremoto identificado con dos estaciones.	143
6.17. Flujo lógico para discriminación de terremotos.	144
6.18. Comparación entre catálogos obtenidos mediante modelos de redes neu- ronales (EBSZ - discriminación aplicada).	145
6.19. Comparación entre catálogos obtenidos mediante modelos de redes neu- ronales (completo - discriminación aplicada).	146
6.20. Comparación entre catálogos obtenidos mediante combinación de mode- los de redes neuronales (completo - discriminación aplicada).	148
6.21. Comparación entre catálogos obtenidos mediante combinación de mode- los de redes neuronales (EBSZ - discriminación aplicada).	148
6.22. Comparación catálogos sísmicos: IGN vs. combinación <i>Phasenet-EQT</i>	154
7.1. Mapa de estaciones sísmicas de la Red Sísmica Nacional.	159
7.2. Evolución temporal del registro de las estacioens sísmicas.	160
7.3. Catálogo sísmico de referencia durante 2018-2019.	161
7.4. Influencia de la distancia epicentral e hipocentral en el cálculo de la magnitud.	164
7.5. Estaciones sísmicas usadas y número de detecciones obtenidas.	166

7.6. Resultados de detección con <i>PhaseNet</i>	168
7.7. [Resultados de detección con <i>EQT_{conservador}</i>	171
7.8. Catálogo sísmico mixto: <i>PhaseNet</i> y <i>EQT</i>	174
7.9. Histogramas de <i>rms</i> del catálogo mixto.	175
7.10. Comparación entre catálogos obtenidos mediante modelos de redes neu- ronales (2018).	176
7.11. Comparación entre catálogos obtenidos mediante modelos de redes neu- ronales (2019).	176
7.12. Relocalización de catálogo de redes neuronales mixto (2018-2019). . . .	178
7.13. Comparación de localizaciones entre catálogo de referencia y catálogo mixto (2018-2019).	181
7.14. Comparación de la evolución temporal de detecciones (2018).	182
7.15. Comparación de la evolución temporal de detecciones (2019).	183
7.16. Comparación de detecciones en función del instrumento.	185
7.17. Comparación catálogo mixto, previo y posterior a la relocalización de hipocentros.	187
7.18. Valores de incertidumbre de la relocalización.	189
7.19. Esquema de obtención de incertidumbre promedio.	191
7.20. Distribución de hipocentros en función de su clasificación en calidad. . .	193
7.21. Resultado de localización en el mar de Alborán (norte).	195
7.22. Evolución de la sismicidad en el mar de Alborán (norte).	196
7.23. Resultado de localización en la cuenca de Granada.	199
7.24. Evolución de la sismicidad en la cuenca de Granada.	200
7.25. Resultado de localización de la serie sísmica de Albudeite.	202
7.26. Evolución de la sismicidad en la serie sísmica de Albudeite.	203
7.27. Distribución de muestras de probabilidad de terremoto principal en Al- budeite.	204
7.28. Detalle de localización de la serie sísmica de Albudeite.	205
7.29. Resultado de localización de la serie sísmica de Jódar.	207
7.30. Evolución de la sismicidad en la serie sísmica de Jódar.	208

7.31. Detalle de localización de la serie sísmica de Jódar.	209
8.1. Criterios de calidad de localización en los catálogos EBSZ (2018-2022) y serie sísmica Al Idrisi (2016).	216
8.2. Criterios de calidad de localización en el catálogo mixto de la región Íbero-Maghrebí (2018-2019).	217
8.3. Asociación terremoto principal Jódar (2018).	219
8.4. Diferencias del registro entre estaciones de banda ancha y acelerómetros (Jódar, 2018).	221
8.5. Variación de sensibilidad entre instrumentos de recepción.	222
8.6. Variación de sensibilidad en función de magnitud y distancia.	223
8.7. Técnicas de explotación para inyección de fluidos.	227
8.8. Diagrama de propuesta metodológica.	231

Lista de Tablas

3.1. Tabla resumen de las referencias de <i>mTAB3D</i>	33
4.1. Comparación hipocentros IGN y relocalización con <i>mTAB3D</i>	65
4.2. Comparación de localizaciones del terremoto de Lorca (2011).	66
5.1. Comparación distancias de migración <i>mIGN1D</i> vs. <i>mTAB3D</i> en EBSZ (Figuras 5.9a,b).	86
5.2. Comparación distancias de migración <i>mIGN1D</i> vs. <i>mTAB3D</i> en EBSZ (Figuras 5.9c y 5.10a).	86
5.3. Comparación distancias de migración <i>mIGN1D</i> vs. <i>mTAB3D</i> en EBSZ (Figura 5.10b,c).	86
5.4. Comparación incertidumbres en localización de EBSZ.	88
5.5. Parámetros para localización <i>NLL-SSST</i>	90
5.6. Comparación distancias de migración <i>mIGN1D</i> vs. <i>mTAB3D</i> en Alborán.	94
5.7. Comparación incertidumbres en localización en la serie sísmica de Al Idrisi (2016).	95
6.1. Comparativa de parámetros para configuración de <i>EQTransformer</i>	131
6.2. Comparativa de parámetros para configuración de <i>PhasePapy 1D</i>	132
7.1. Clasificación por grupos de calidad tras relocalización.	192
7.2. Tabla de estimación de mecanismos focales durante la serie sísmica de Jódar.	209
8.1. Comparativa entre criterios de calidad de localización en los catálogos estudiados.	214

Resumen

La región Íbero-Maghrebí, una de las zonas con mayor actividad sísmica del Mediterráneo occidental, se presenta como un área con una amplia variedad de dominios tectónicos, desarrollados durante una compleja historia tectónica hasta la actualidad, dentro del contexto de la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática. En esta región, la sismicidad más común es de magnitud baja a moderada, repartida de manera difusa en toda la zona. No obstante, también ocurren eventos de mayor magnitud (e.g.: terremoto de Lorca en 2011 o terremoto de Al Hoceima 2016) asociados claramente a estructuras sismogénicas de más entidad, como las que conforman los Sistemas de Fallas de TransAlborán y Béticas Orientales, un corredor de fallas que va desde el norte de África, atravesando el mar de Alborán y cortando las Béticas Orientales hasta el este de la península ibérica. En esta situación, la obtención de catálogos sísmicos de suficiente calidad es esencial para la monitorización y vigilancia sísmica, así como para la realización de estudios científicos que traten de entender la tectónica activa a nivel local o regional.

Entre los aspectos clave que se consideran a la hora de establecer la calidad de los catálogos, destaca el número de terremotos y el cálculo de localizaciones hipocentrales fiables, sobre los que la red sísmica y el modelo de velocidades empleado en los cálculos tienen gran influencia. Teniendo esto presente, esta Tesis Doctoral se plantea con el ánimo explorar metodologías novedosas para la obtención de catálogos de terremotos con una incertidumbre de localización reducida en la región Íbero-Maghrebí, empleando en el proceso técnicas que faciliten la adquisición y el procesado de datos de manera automática.

Primeramente, aunque el uso de modelos unidimensionales ha demostrado ser útil para el cálculo de hipocentros, en ocasiones pueden resultar inadecuado. Esto puede ocurrir sobre todo en el caso de su uso en áreas como la región Íbero-Maghrebí, donde la presencia de distintos dominios corticales (algunos limitados de forma neta por grandes fallas) puede provocar alteraciones en la propagación de ondas sísmicas debido a la variación lateral de velocidades. Esto conllevaría una localización subóptima del hipocentro, que presentaría sesgos y una mayor incertidumbre. Para solventar esta limitación, es posible aplicar un modelo tridimensional que refleje de manera aceptable las heterogeneidades del subsuelo y, en consecuencia, las variaciones laterales de velocidad.

Con el objetivo de comprobar el efecto que supondría realizar los cálculos de localización de hipocentros en la región Íbero-Maghrebí teniendo en cuenta estas heterogeneidades, se han llevado a cabo una serie de pasos para crear un modelo de velocidades sintético de onda P (*mTAB3D*). Los pasos necesarios para la construcción de este modelo se llevaron a cabo durante la primera parte de la investigación realizada durante la Tesis Doctoral, e implicaron una revisión bibliográfica para extraer los datos necesarios, la modelización de las geometrías de los dominios geológicos a distintas profundidades y la incorporación de los valores de velocidad basadas en relaciones empíricas. El modelo *mTAB3D* presenta una extensión de 607 x 443 x 204 km³ (x, y, z), y fue construido prestando especial atención a las características más importantes del área de estudio, como el adelgazamiento cortical progresivo hacia el SE de la península ibérica, la rotura de la lámina de subducción en los márgenes Ibérico y Maghrebí, o la presencia de diversas cuencas sedimentarias.

Posteriormente, en una segunda etapa de la Tesis Doctoral, se realizó un primer ensayo de *mTAB3D* usándolo como base para el cálculo de los tiempos de viaje y la estimación de la localización de hipocentros de varios terremotos ocurridos en los Sistemas Bético-Rifeños en los últimos años. Los resultados, comparados con sus equivalentes recogidos en el catálogo de la Red Sísmica Nacional, dan lugar a ubicaciones con una incertidumbre más baja y un residuo de tiempos de origen más ajustado. En un siguiente paso, se calcularon las relocalizaciones de dos catálogos dentro de la región de estudio: un catálogo continuo de terremotos ocurridos en el área de las Béti-

cas Orientales (2018-2022), y un catálogo de terremotos de magnitud mayor a 2.5 de la serie sísmica de Al Idrisi (2016). Los nuevos hipocentros presentan incertidumbres constreñidas y ubicaciones más coherentes considerando la geometría de las estructuras presentes en cada zona.

La tercera parte de la investigación consistió en explorar metodologías novedosas para la detección e identificación de terremotos. Aquí, se estudiaron algunos procedimientos de *machine learning* basados en modelos de redes neuronales entrenados específicamente para este fin. Durante algunos ensayos que pretendían estudiar las capacidades de los distintos modelos disponibles, los que mejor rendimiento obtuvieron fueron *PhaseNet* y *EQTransformer*, sobre todo cuando se empleaban para conseguir un catálogo sísmico combinado. Tras esto, se ideó un procedimiento que incorporaba la posibilidad de detección de terremotos mediante el uso de estos modelos de redes neuronales, y la posterior relocalización de los hipocentros empleando *mTAB3D*. Esta metodología se aplicó sobre datos de instrumentos de la Red Sísmica Nacional para obtener un catálogo de terremotos ocurridos durante los años 2018 y 2019. Se evidenciaron ciertas limitaciones, como la no optimización de los modelos de redes neuronales para la detección en el área de estudio, o uso de menores tiempos de llegadas. No obstante, se confirmó que esta metodología permite conseguir un catálogo de terremotos que presentaba una proporción importante de hipocentros con incertidumbres relativamente bajas, incluso bajo esas circunstancias desfavorables.

Finalmente, en análisis posteriores, se estudia el potencial e interés de esta propuesta metodológica, que aúna las técnicas de *machine learning* y el cálculo de hipocentros mediante modelos de velocidad tridimensionales, para el desempeño en otras tareas relacionadas con el estudio sismotéctónico y la monitorización sísmica en la región Íbero-Maghrebí, con especial foco a las limitaciones existentes y algunas vías para solventarlas a modo de tareas a futuro.

Abstract

The Ibero-Maghreb region, one of the most seismically active areas in the westernmost Mediterranean, is an area with a wide variety of tectonic domains, developed during a complex tectonic history up to the present day, within the context of the convergence between the African and Eurasian plates. In this region, the most common seismicity is of low to moderate magnitude earthquakes, diffusely distributed throughout the area. However, events of higher magnitude also occur (e.g.: Lorca earthquake in 2011 or Al Hoceima earthquake 2016) clearly associated with major seismogenic structures, such as those forming the Trans-Alboran and Eastern Betics Fault Systems, a corridor of faults that runs from North Africa, crossing the Alboran Sea and cutting the Eastern Betics to the east of the Iberian Peninsula. In this situation, obtaining seismic catalogs of adequate quality is essential for seismic monitoring, as well as for scientific studies that try to understand the active tectonics at local or regional scale.

Among the key aspects considered when establishing the quality of the catalogs, the number of earthquakes and the calculation of reliable hypocentral locations stand out, on which the seismic network and the velocity model used in the calculations have a great influence. With this in mind, this Doctoral Thesis explores novel methodologies for obtaining earthquake catalogs with reduced location uncertainty in the Ibero-Maghreb region, using techniques that facilitate the acquisition and processing of data automatically.

Firstly, although the use of one-dimensional models has proven to be helpful for the calculation of hypocenters, they can sometimes be inadequate. This may occur

especially in the case of their use in areas such as the Ibero-Maghreb region, where the presence of different crustal domains (some of them limited by sizeable faults) may cause alterations in the propagation of seismic waves due to the lateral variation of velocities. This would lead to a suboptimal localization of the hypocenter, which would present biases and greater uncertainty. To overcome this limitation, it is possible to apply a three-dimensional model that reflects acceptably the heterogeneities of the subsurface and, consequently, the lateral velocity variations.

To test the effect of taking into account these heterogeneities when performing hypocenter location in the Ibero-Maghreb region, a series of steps have been carried out to create a synthetic P-wave velocity model (*mTAB3D*). The steps to build this model were carried out during the first part of the research conducted during the Ph.D. Thesis, which involved a literature review to extract the necessary data, modeling of the geometries of the geological domains at different depths, and incorporation of velocity values based on empirical relationships. The *mTAB3D* model has an extension of 607 x 443 x 204 km³ (x, y, z), and was built paying special attention to the most relevant features of the study area, such as the progressive crustal thinning towards the SE of the Iberian Peninsula, the subduction slab break in the Iberian and Maghreb margins, or the presence of several sedimentary basins.

Then, in the second stage of the Ph.D. Thesis, a first test of *mTAB3D* was carried out using it for the calculation of travel-times and the estimation of the hypocenter location of several earthquakes that occurred in the Betico-Rifeño Systems in the last years. The results, compared with their equivalents collected in the National Seismic Network catalog, give rise to locations with lower uncertainty and a tighter origin time residual. In the next step, relocations were calculated from two catalogs within the study region: a continuous catalog of earthquakes occurring in the Eastern Betics area (2018-2022), and a catalog of earthquakes of magnitude greater than 2.5 from the Al Idrisi seismic series (2016). The new hypocenters present constrained uncertainties and more coherent locations considering the geometry of the structures present in each area.

The third part of the research consisted of exploring new methodologies for earth-

quake detection and identification. Here, some machine learning procedures, based on neural network models trained specifically for this purpose, were studied. During some tests to study the capabilities of the different models available, the best-performing ones were *PhaseNet* and *EQTransformer*, especially when they were used to obtain a combined seismic catalog. Using this, a procedure was devised, which incorporated the possibility of earthquake detection using these neural network models and the subsequent relocation of the hypocenters using *mTAB3D*. This methodology was applied to instrumental data from the National Seismic Network to obtain a catalog of earthquakes that occurred during 2018 and 2019. Certain limitations were evidenced, such as the non-optimization of neural network models for detection in the study area or the use of fewer arrival times. Nevertheless, it was confirmed that this methodology achieved an earthquake catalog that contains a significant proportion of hypocenters with relatively low uncertainties, even under these unfavorable circumstances.

Finally, in subsequent analyses, the potential and interest of this methodological proposal, which combines machine learning techniques and the calculation of hypocenters through three-dimensional velocity models, for the performance in other tasks related to the seismotectonic study and seismic monitoring in the Ibero-Maghreb region is studied, with focus on the existing limitations and some ways to solve them as future tasks.

Capítulo 1

Introducción

1.1. Preámbulo de la Tesis Doctoral

La siguiente tesis doctoral fue realizada en el Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid. Se realizó bajo la supervisión del Dr. José Antonio Álvarez Gómez (UCM) y el Dr. José Jesús Martínez Díaz (UCM-IGEO). Se ha desarrollado dentro del Programa de Doctorado en Geología e Ingeniería Geológica de la Universidad Complutense de Madrid, que está regulado por el Real Decreto 99/2011 de Enseñanzas Oficiales de Doctorado.

Esta tesis doctoral forma parte de la actividad investigadora realizada por el doctorando en el seno del Grupo de Investigación TECTACT (Geodinámica Planetaria, Tectónica Activa y Aplicaciones a Riesgos) de la Universidad Complutense de Madrid (UCM-910368), el cual ha realizado numerosos estudios en el marco de la línea de investigación de la sismotectónica y tectónica activa en las Béticas Orientales (SE de Iberia).

La investigación que se presenta en esta Tesis ha sido financiada a través de un contrato predoctoral (PRE2018-083913) ligado al proyecto *QUAKE-STEP: Monitoreo, análisis cinemático y caracterización sismotectónica en zonas de relevo de sistemas de falla transcurrentes* (CGL2017-83931-C3-1-P), concedido por el Ministerio de Ciencia de España. Además, ha contado con el apoyo económico del proyecto *Model_ShaKER: Análisis del ciclo sísmico a largo plazo a partir de datos geológicos y*

modelado (PID2021-124155NB-C31).

Además, el trabajo que aquí se presenta cuenta con la colaboración de otros Grupos de Investigación o entidades, que han contribuido con los medios necesarios para realizar varias de las tareas propuestas durante la realización de esta Tesis: la Red Sísmica Nacional del Instituto Geográfico Nacional (IGN), en el que se realizó una estancia entre junio y diciembre de 2019 para adquirir la experiencia necesaria en el manejo de software de relocalización de terremotos, así como la cesión de los datos sísmicos con los que se ha trabajado en este periodo de doctorado; y el Instituto Andaluz de Geofísica (IAG) que participó cediendo algunos de sus datos para la investigación.

Para finalizar, la estancia internacional realizada en el Oklahoma Geological Survey (OGS) entre septiembre y noviembre de 2022, y de la cual se ha obtenido experiencia en el manejo de software para la detección de terremotos usando modelos de redes neuronales, permite optar a la Mención de Doctorado Internacional, de acuerdo a los criterios de la normativa del Real Decreto 99/2011 de Enseñanzas Oficiales de Doctorado. Esta estancia internacional fue supervisada por el Dr. Jake Walter, y fue financiada por la Ayuda para Estancias Breves, ligada al contrato predoctoral PRE2018-083913 concedido por el Ministerio de Ciencia.

1.2. Interés y motivación

La localización precisa y certera de terremotos es necesaria para identificar las fallas responsables y entender la sismotectónica de una región, lo que en última instancia tiene interés a la hora de mitigar el impacto de la sismicidad de una zona en las comunidades e infraestructuras que se asientan sobre ella. Sin embargo, obtener estas localizaciones puede resultar una tarea desafiante en algunas ocasiones debido a la complejidad inherente del subsuelo, así como de ciertos limitantes.

Tradicionalmente, la localización de terremotos se ha determinado mediante el uso de modelos de velocidad de ondas unidimensionales, las cuales asumen que el interior de la Tierra puede ser simplificado a una serie de capas horizontales con velocidad constante, de modo que se asumiría que la velocidad de estas ondas sísmicas solamente podría

cambiar en la vertical. Aunque los modelos de velocidades 1D han demostrado ser útiles en muchos casos, sobre todo en estudios de carácter regional (Husen et al. 2011; Konstantinou 2018), pueden resultar inadecuados para representar de forma aproximada la naturaleza heterogénea y anisótropa del interior del planeta, particularmente en regiones con estructuras geológicas complejas (Husen et al. 2003; Diehl et al. 2021b). Como resultado, estos modelos 1D pueden llevar a localizaciones con grandes incertidumbres o sesgos, especialmente en aquellos eventos someros o de profundidad intermedia (Theunissen et al. 2018).

Para superar estas limitaciones, en ocasiones se han desarrollado modelos tridimensionales, los cuales tratan de representar la influencia de las complejidades del interior de la Tierra en las velocidades de las ondas sísmicas dentro de un medio 3D. El uso de estos modelos 3D de velocidades de ondas tiene el potencial de mejorar significativamente la precisión de las localizaciones de terremotos, así como ayudar a establecer interpretaciones y relaciones sismotectónicas más coherentes con las estructuras activas de una zona. En ocasiones, este tipo de modelizaciones permite revisar catálogos sísmicos y actualizarlos con un valor de incertidumbre inferior, lo que incrementa su calidad para posteriores usos en otro tipo de cálculos o estudios científicos (Diehl et al. 2021a; Latorre et al. 2023).

Junto con las técnicas de relocalización, los algoritmos de *machine learning* han surgido como una herramienta prometedora para mejorar la detección de terremotos y el entendimiento de la sismotectónica de una región. Estos algoritmos pueden analizar grandes cantidades de datos, identificando patrones y tendencias que pueden pasar desapercibidas para los analistas humanos, dando lugar a detecciones de una mayor cantidad de terremotos de magnitudes bajas. Aunque todavía consiste en una técnica en constante evolución y cambio, existen organizaciones que han empezado a usar los modelos de redes neuronales para la detección de terremotos como una herramienta más que asiste a los técnicos y analistas en la tarea diaria de vigilancia y monitoreo sísmico de una región (Walter et al. 2021).

La presente Tesis Doctoral pretende investigar el potencial de los modelos tridimensionales de velocidades de onda P y de los algoritmos de *machine learning* para mejorar

la precisión y certeza de la relocalización de terremotos en una zona tectónicamente compleja y de actividad como son las Cordilleras Béticas y la zona más occidental del mar Mediterráneo. Analizando un conjunto de datos de terremotos en esta región, evaluaremos el desempeño de un modelo 3D de velocidades en términos de capacidad de obtener localizaciones precisas de hipocentros, y que a la vez mantengan la coherencia con las estructuras activas presentes en la zona. También se explorará el uso de algoritmos de *machine learning* para detectar terremotos y comparar los resultados con los catálogos presentes a día de hoy.

En los siguientes capítulos, se describirán las metodologías y datos utilizados en la investigación, los resultados de los análisis y se discutirá la implicación de los hallazgos como el aporte al entendimiento de la sismotectónica en la región del Mediterráneo más occidental.

1.3. Objetivos

Durante la investigación de la Tesis Doctoral, se pretenden cumplir las siguientes metas específicos:

1. **Revisión bibliográfica y del estado del arte** para compilar información de carácter geológico y geofísico de los Sistemas Bético-Rifeños y Mediterráneo occidental.
2. **Creación de un nuevo modelo tridimensional de velocidades de onda P** a partir de los datos recopilados. La meta consiste en modelar las variaciones laterales de geometría de los dominios geológicos en el área de estudio y estimar la evolución de las velocidades según relaciones empíricas.
3. **Comprobación y validación del ajuste del modelo a la hora de calcular hipocentros para zonas de especial interés en el área de estudio.** Se empleará el nuevo modelo de velocidades en un *software* de localización probabilista no-lineal para calcular hipocentros y evaluar los resultados en casos prácticos.

4. **Revisión de modelos de redes neuronales aplicados a la detección de terremotos para la obtención de catálogos sísmicos.** Con ello se pretende determinación de un método de detección óptimo para la zona de estudio al comparar los resultados con catálogos obtenidos previamente por redes de monitoreo sísmico.
5. **Propuesta y aplicación de un flujo de trabajo que enlaza la obtención de catálogos sísmicos mediante el empleo de modelos de redes neuronales y la relocalización de hipocentros en los Sistemas Bético-Rifeños y mar de Alborán.** Se comprobará la idoneidad de este nuevo flujo de trabajo para la obtención de datos sísmicos y el estudio sismotectónico en zonas de sismicidad moderada.

1.4. Estructura de la Tesis Doctoral

El trabajo llevado a cabo durante esta Tesis Doctoral se expone en Capítulos que desglosan todas las tareas que se han realizado, el análisis de los resultados, y las ideas que se pueden extraer en cada uno de ellos. La estructura que se sigue para lograr los anteriores objetivos abarca los siguientes Capítulos:

1. Dentro del *Capítulo 2*, **Sistemas Bético-Rifeños y mar de Alborán**, se exponen el marco geológico y tectónico de la área enmarcada en el sur de la península Ibérica, mar de Alborán, y el norte de África. Aquí, se sintetizan los dominios geológicos más importante, la composición de sus materiales y la evolución geodinámica reciente que han sufrido. Además, se comenta brevemente el contexto sismotectónico de la región, explicando las estructuras más importantes, con evidencias de actividad, que aparecen en la región. Este Capítulo contiene la información de base para entender posteriormente el trabajo realizado en ciertas zonas más concretas, presentadas en Capítulos posteriores.
2. En el *Capítulo 3*, **Modelización 3D de velocidades de onda P para la litosfera de los Sistemas Bético-Rifeños y mar de Alborán**, se explica la

metodología seguida para la construcción de un modelo de velocidades tridimensional (*mTAB3D*) que refleje las características más importantes de la región de estudio. En este Capítulo se detallan las motivaciones y las necesidades de disponer de un modelo de este tipo, las fuentes consultadas para la extracción de los datos necesarios, el procedimiento seguido para la modelización de las geometrías y, finalmente, unas valoraciones con comparaciones basadas en modelos de velocidad aplicados previamente en la región.

3. El *Capítulo 4*, **Relocalización de catálogos sísmicos usando *mTAB3D***, muestra los resultados preliminares de la aplicación del modelo de velocidades creado en el Capítulo anterior. Aquí, se explican aspectos fundamentales sobre la localización de terremotos, valorando los beneficios y limitaciones que entraña. También se describe el *software* de localización no-lineal que se empleará para obtener los resultados y analizar las incertidumbres posteriormente, empleando para ello tanto tiempos de llegada sintéticos, como reales extraídos del catálogo de la Red Sísmica Nacional.
4. Posteriormente, el *Capítulo 5*, **Aplicación de *mTAB3D* a la inversión de hipocentros en la región Íbero-Maghrebí**, supone una prolongación de lo visto en el Capítulo anterior. Se centra en mostrar los resultados obtenidos en dos zonas concretas dentro de la zona de estudio: las Béticas Orientales y el mar de Alborán. Con los resultados de cada catálogo relocalizado se realiza un análisis sismotectónico más profundo, evaluando las incertidumbres de los cálculos de inversión y estudiando en detalle las posibles relaciones sismogénicas entre la sismicidad relocalizada y las estructuras activas presentes en la zona.
5. En lo relativo al *Capítulo 6*, **Estudio comparativo de catálogos sísmicos generados por *machine learning***, la investigación se centra en el potencial de los modelos de redes neuronales aplicados a la detección de terremotos. Tras una introducción que sintetiza algunas de las bases de este tipo de herramientas y algunos de los usos en geociencias, se procede a describir el *software* y procedimiento que se seguirá para obtener los resultados, con especial atención a

los modelos de redes neuronales empleados. Posteriormente, se exponen algunos ensayos llevados a cabo para poner a prueba cada modelo y su capacidad de detección de terremotos dentro de la región Íbero-Maghrebí, analizando las ventajas y limitaciones de cada uno de ellos.

6. El enfoque práctico extraído del anterior Capítulo ha permitido realizar el trabajo que se expone en el *Capítulo 7, Sismicidad de la región Íbero-Maghrebí durante 2018-2019: catálogos *ML* e inversión de hipocentros*. Aquí, se expande el rango temporal de la aplicación de los modelos de redes neuronales para obtener catálogos sísmicos con terremotos detectados durante los años 2018 y 2019. Posteriormente, para revisar la localización, se realiza una inversión de hipocentros y se analizan en detalle aquellas áreas que presentan mayor frecuencia de sismicidad. En algunas de las series sísmicas analizadas ha sido posible realizar un estudio sismotectónico más detallado en cuanto a las relaciones sismogénicas.
7. El *Capítulo 8, Discusión general y expectativas a futuro*, discute algunos aspectos relevantes que se hayan tratado en Capítulos anteriores. Sobre todo, servirá para analizar algunas temáticas que tienen relación con el trabajo llevado a cabo en esta Tesis Doctoral, pero tratadas de forma más superficial. Destacan también los apartados enfocados en las limitaciones encontradas durante la investigación, o que se desprenden de los resultados obtenidos, posibles causas y soluciones para remediarlo. El Capítulo finaliza con un apartado en el que se enumeran algunas de las vías de trabajo futuro con las que continuar lo comenzado en esta Tesis Doctoral, proponiendo algunos enfoques con perspectiva novedosa en cuanto al avance del conocimiento de los sistemas Bético-Rifeños y mar de Alborán.
8. Finalmente, el *Capítulo 9, Conclusiones*, sirve de recapitulación de toda la investigación, y reúne todas las reflexiones finales que se extraen de los puntos más importantes analizados en los distintos Capítulos.

1.5. *Software* utilizado

Los resultados producto del trabajo llevado a cabo en esta Tesis Doctoral fueron obtenidos exclusivamente usando programas de código abierto (*open source software*). La principal ventaja de este tipo de *software* sobre las licencias de carácter privativo radica en que siempre ha existido la posibilidad de modificar el código fuente o implementar nuevas funciones, lo que facilita el trabajo en aquellas ocasiones en las que exista una limitación en el procesamiento de resultados, o fuese necesaria una adaptación más concreta para resolver un problema más particular. Además, los resultados de cada programa se recogen en ficheros con formatos no privativos y fácilmente exportables entre distintos tipos de *software*, lo que agiliza en gran medida algunas de las tareas.

Varios de los *scripts* generados durante las diversas etapas de la Tesis Doctoral se han incorporado a los repositorios públicos de *GitHub* pertenecientes a cada *software* utilizado, continuando de este modo con la filosofía de compartir todo el progreso y avance realizado de forma fácil y pública.

A continuación, se describe el *software* empleado durante la realización del proyecto de Tesis Doctoral, parte del cual se instaló en la estación de trabajo *Apanhecat*, adquirida por el proyecto *Model_ShaKER*. Primeramente, *LibreCalc*, perteneciente al paquete *LibreOffice* se ha usado para la generación de tablas y hojas de cálculo de los datos correspondientes al modelo de velocidades *mTAB3D*. Estos datos se clasificaron y trataron espacialmente usando el sistema de información geográfica *QGIS* ([QGIS Development Team 2023](#)). La suite de *NonLinLoc* ([Lomax et al. 2000](#)) se utilizó para calcular los tiempos de viaje dentro de *mTAB3D* y estimar las localizaciones absolutas de los terremotos. Para la detección de llegadas de ondas sísmicas y la generación de catálogos de terremotos, se usó *easyQuake* ([Walter et al. 2021](#)).

Los gráficos y mapas generados a partir de los resultados obtenidos, se han realizado empleando *GMT* (*Generic Mapping Tools*, [Wessel et al. \(2019\)](#)) y su versión en lenguaje Python (*PyGMT*). Adicionalmente, y también con Python, se han usado diversas librerías de gráficos, análisis de datos y cálculos estadísticos para la programación de subrutinas llevadas a cabo durante el proyecto de investigación. Con el editor de gráficos vectoriales *Inkscape*, se elaboraron los esquemas y diagramas de flujo que explican

algunos de los procesos descritos en la Tesis Doctoral. Finalmente, la composición de la presente Tesis Doctoral se ha realizado usando el sistema $\text{\LaTeX}$ implementado en *Texstudio* para la edición de documentos.

Capítulo 2

Sistemas Bético-Rifeños y mar de Alborán

En este Capítulo se describen los aspectos fundamentales del conocimiento geológico acerca de los sistemas Bético-Rifeños y el mar de Alborán, incluyendo además una síntesis sobre la evolución geodinámica reciente de esta región. En un apartado final, se comenta el contexto sismotectónico de la zona de estudio, presentando las estructuras y fallas con evidencias de actividad reciente que allí aparecen.

2.1. Marco Geológico y Tectónico

El arco de Gibraltar y las cordilleras Bético-Rifeñas se encuentran entre las placas africana y euroasiática en el Mediterráneo occidental. Existe una lenta convergencia oblicua entre estas placas ([Serpelloni et al. 2007](#); [Echeverria et al. 2013](#)), la cual es responsable de las complejidades tectónicas que se observan en esta región en la actualidad. El régimen compresivo está acomodado por varios sistemas de fallas, tanto continentales como marinas, considerándose algunas de ellas como importantes fuentes de terremotos ([Sanz De Galdeano et al. 2020](#)).

A continuación se describen brevemente los dominios geológicos que conforman la zona de estudio y ayudan a entender la estructura tridimensional a escala regional (Figura [2.1](#)):

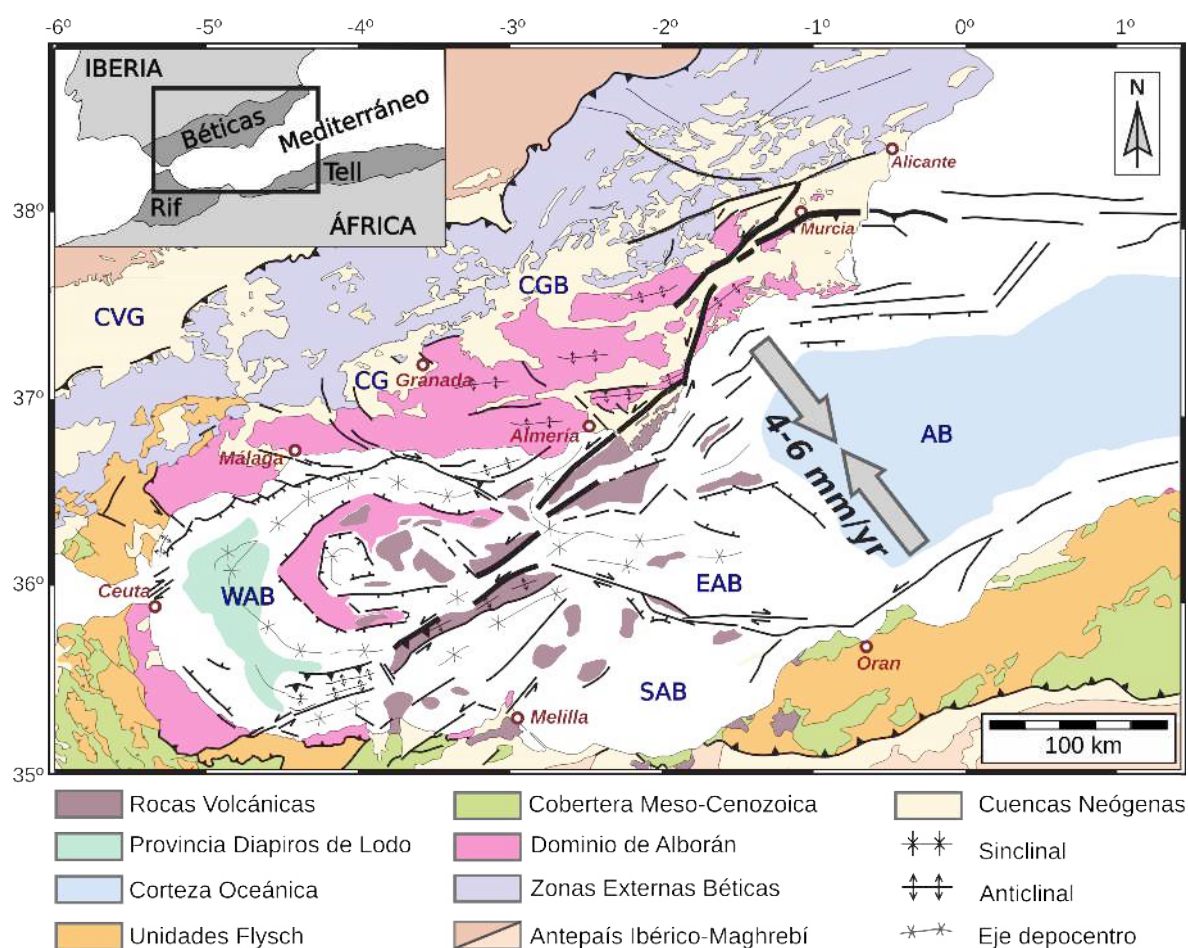


Figura 2.1: Mapa geológico del Mediterráneo occidental mostrando los dominios tectónicos y estructuras más importantes (modificado de [Fernández Ibáñez \(2007\)](#)). CVG: cuenca del Valle del Guadalquivir; CG: cuenca de Granada; CGB: cuenca de Guadix-Baza; WAB: cuenca occidental de Alborán; SAB: cuenca sur de Alborán; EAB: cuenca oriental de Alborán; AB: cuenca Argelina.

1. Zonas Internas: Pertenecen al Dominio de Alborán, y puede subdividirse en tres complejos tectono-sedimentarios compuestos de rocas Paleozoicas y Mesozoicas que sufrieron metamorfismo y deformación dúctil ([Balanyá and García-Dueñas 1987](#)). Además, tienen equivalencia a uno y otro lado de los márgenes Ibérico y Maghrebí ([Chalouan et al. 2008](#)). Desde niveles estructurales más bajos a más altos, tenemos los siguientes complejos Bético/Rifeños:

- a)* Nevado-Filábride (solamente en los Sistemas Béticos): Se compone de cuarcitas, esquistos claros, mármoles, gneisses y otros cuerpos ultramáficos serpentinizados ([Sanz de Galdeano and Santamaría-López 2019](#)). Contiene rocas metamórficas de paragénesis de alta presión y media-baja temperatura, como esquistos azules y eclogitas ([Puga et al. 1989](#); [Porkoláb et al. 2022](#)). Actualmente, se interpreta al Nevado-Filábride como el borde del paleomargen Ibérico en el pre-Mioceno ([Booth-Rea et al. 2007](#); [Pedrera et al. 2020](#)).
- b)* Alpujárride/Sebtide: compuesto por mica-esquistos grafitosos, gneisses, meta-sedimentos, junto con otras rocas de alta presión como eclogitas ([Aldaya 1969](#); [Azañón and Crespo-Blanc 2000](#)). Localmente, estas rocas aparecen con intercalaciones de peridotitas que derivan de cuerpos mantélicos obducidos (i.e.: peridotitas de Ronda en las Béticas o Beni Bousera en el Rif) ([Wal and Vissers 1993](#); [Frets et al. 2014](#)). En las Béticas, este complejo estaría separado del Nevado-Filábride por una falla normal de bajo ángulo que actuaría como un gran nivel de despegue extensional durante el proceso de exhumación del Nevado-Filábride ([Galindo-Zaldivar et al. 1989](#); [García-Dueñas et al. 1992](#)).
- c)* Maláguide/Ghomaride: se conforma de unidades apiladas por cabalgamientos. Contiene rocas paleozoicas de grado de metamorfismo bajo, y una covertera Mesozoica-Cenozoica sin apenas deformación ([Martín-Algarra 1987](#); [Chalouan and Michard 1990](#)). Se separa del Alpujárride por otro despegue extensional ([Aldaya et al. 1991](#); [Lonergan and Platt 1995](#)).

2. Zonas Externas: Se compone de un cinturón de pliegues y cabalgamientos, aunque

el tipo de régimen es distinto entre Sistemas Béticos (piel fina) y Rifeños (tanto piel fina como gruesa) ([Crespo-Blanc and De Lamotte 2006](#)). En el caso de las Béticas, el despegue sobre el basamento Varisco estaría situado dentro de rocas de edad Triásica y facies germánicas, normalmente Keuper ([Flinch and Soto 2017](#)). En ambos casos, formarían parte de los márgenes continentales pasivos que no sufrieron deformación antes de la etapa de orogenia alpina y, a diferencia de las Zonas Internas, como no comparten el mismo origen, no tienen continuidad o equivalencia exacta a uno y otro lado del mar de Alborán ([Frizon de Lamotte et al. 2004](#)). Las Zonas Externas Béticas pueden subdividirse en Subbético, Unidades Intermedias y Prebético, mientras que las Zonas Externas de Rif se subdividen en Prerif, Mesorif e Intrarif ([García-Hernández et al. 1980](#); [Chalouan et al. 2008](#)).

3. Unidades de Flysch: Correspondería a materiales siliciclásticos depositados del Jurásico Medio al Mioceno Inferior. Representarían sedimentos de una cuenca profunda frente al margen pasivo. En la actualidad, tras los procesos de orogenia alpina, se encuentran deformadas y embebidos entre las Zonas Internas y Externas, dando lugar a una cuña de acreción ([Crespo-Blanc and De Lamotte 2006](#); [Expósito et al. 2012](#); [Chalouan et al. 2006](#)).
4. Cuencas Neógenas: La mayoría son cuencas intramontañosas desarrolladas durante periodos de extensión ocurridos en la evolución del Mediterráneo occidental, y que posteriormente quedaron aisladas y pudieron sufrir procesos de inversión tectónica ([Armijo 1977](#); [Martínez-Díaz and Hernández-Enrile 1992](#); [Sanz de Galdeano and Vera 1992](#); [Martín-Martín et al. 2014](#); [Meijninger and Vissers 2006](#)). Los materiales que contienen van desde el Mioceno al Plioceno (e.g.: Granada, Guadalquivir, o Guadix-Baza, entre otras), y algunas de ellas acumulando sedimentos como las que se encuentran en el mar de Alborán. La cuenca de Alborán se subdivide tradicionalmente en tres dominios geográficos: occidental (West Alboran Basin - WAB), oriental (East Alboran Basin - EAB) y sur (South Alboran Basin - SAB) ([Comas et al. 1992, 1999](#)), siendo la WAB la que alcanza las mayores potencias de sedimentos ([Fernández-Ibáñez and Soto 2017](#)). Destacan también

las cuencas del Valle del Guadalquivir y Gharb, que conformarían las cuencas de antepaís de las Cordilleras Béticas y Rif, respectivamente ([Ruiz-Constán et al. 2012](#); [Zeyen et al. 2005](#)).

5. Vulcanismo: Aunque la primera actividad, correspondiente a intrusiones de diques de composición toleítica, estaría datada en el Oligoceno inferior, el vulcanismo es más generalizado a partir del Mioceno medio, donde los periodos de extensión de la cuenca de Alborán provocan la aparición de diversos puntos de vulcanismo calco-alcalino y toleítico ([Duggen et al. 2008](#)). A partir del Mesiniense, la composición dominante es alcalina. En este caso, el cambio de composición podría deberse al ascenso de material astenosférico debido a la evolución tectónica regional ([Mancilla et al. 2013](#); [Negredo et al. 2020](#)) y el emplazamiento de estos materiales en las provincias volcánicas de Marruecos ([Bosch et al. 2014](#)).

2.2. Contexto Geodinámico reciente del Mediterráneo Occidental

Existe debate sobre la evolución geodinámica reciente del Mediterráneo occidental, especialmente en el número y polaridad de las zonas de subducción implicadas en el proceso que da lugar al emplazamiento y distribución de los dominios en la actualidad ([Lacombe and Jolivet 2005](#); [van Hinsbergen et al. 2014](#); [Vergés and Fernández 2012](#); [Leprêtre et al. 2018](#)). Sin embargo, hay consenso en dividir esta evolución en distintas etapas, las cuales comenzarían tras un periodo de convergencia NNW-SSE pre-Oligocena, en el que la litosfera del mar de Tethys se consumiría en una zona de subducción que implicaría la aproximación de la placa Africana hacia la Euroasiática ([Chertova et al. 2014](#)). Regionalmente, esto implica la aparición de los orógenos Bético-Rifeños ([Platt et al. 2013](#); [Lonergan and White 1997](#)).

Existen trabajos que plantean hipótesis de evolución del Mediterraneo occidental que ofrecerían escenarios intermedios a otros propuestos hasta ahora ([Daudet et al. 2020](#); [Romagny et al. 2020](#)). Según estas reconstrucciones, hacia el tránsito Eoceno-

Oligoceno (~ 35 -28 Ma) la litosfera del mar de Tethys comenzaría a consumirse en dos zonas de subducción con vergencias casi en sentido opuesto, una de ellas orientada N-S en el dominio de Alborán, y la otra de mayor longitud orientada NE-SW desde la zona Alpes-Apeninos al archipiélago balear (Figura 2.2A). La migración de estas zonas de subducción, a la vez que sucede el *roll-back* de la lámina de subducción, provoca la exhumación progresiva de algunos de los dominios de alta presión - baja temperatura (HP-LT) previamente acrecionados (i.e.: Nevado-Filábride) (Martínez-Martínez and Azañón 1997; Azañón and Crespo-Blanc 2000). El roll-back de las láminas de subducción continua hasta la transición Oligoceno-Mioceno (~ 23 Ma), a medida que la subducción orientada N-S retrocede hacia el oeste y la NE-SW hacia el este-sureste (Figura 2.2B,C). Durante este proceso se siguen exhumando materiales (i.e.: Alpujárride/Sebtide), acomodados sobre despegues extensionales (Azañón et al. 1998). En el Burdigaliense (~ 18 -20 Ma), el retroceso de los frentes continúa con la exhumación de materiales metamórficos (Jolivet et al. 2006, 2008) (Figura 2.2D). En este periodo se registra un episodio térmico importante que se interpreta como un pulso relacionado con un posible inicio de rotura de la lámina de subducción contemporáneo con el emplazamiento del complejo Alpujárride/Sebtide y las peridotitas de Ronda-Beni Bousera (Gueydan et al. 2019).

Posteriormente, entre el Languienso-Tortonienso (~ 15 -7 Ma) se completa el bloqueo del frente de subducción oriental, que no puede progresar más hacia el S debido a la presencia del margen Africano (Figura 2.3A,B). De modo que la lámina solamente migra hacia el W a lo largo de los márgenes Ibérico y Maghrebí generando fallas Propagadoras de Borde de Subducción-Transformante (STEP - Subduction-Transform Edge Propagator fault, Govers and Wortel 2005), las cuales facilitan el arqueamiento progresivo del frente occidental (Mancilla et al. 2018; Hidas et al. 2019; Negredo et al. 2020; d'Acremont et al. 2020; Morales et al. 2022). En esta etapa comenzaría un fenómeno de rotura de la lámina de subducción. Esta rotura iría de E a W, y sería observable actualmente en interpretaciones de imágenes de tomografía sísmica tanto en el margen Ibérico como el Argelino (Spakman and Wortel 2004; Fichtner and Villaseñor 2015). También en esta época, las distintas cuencas intramontañosas de las

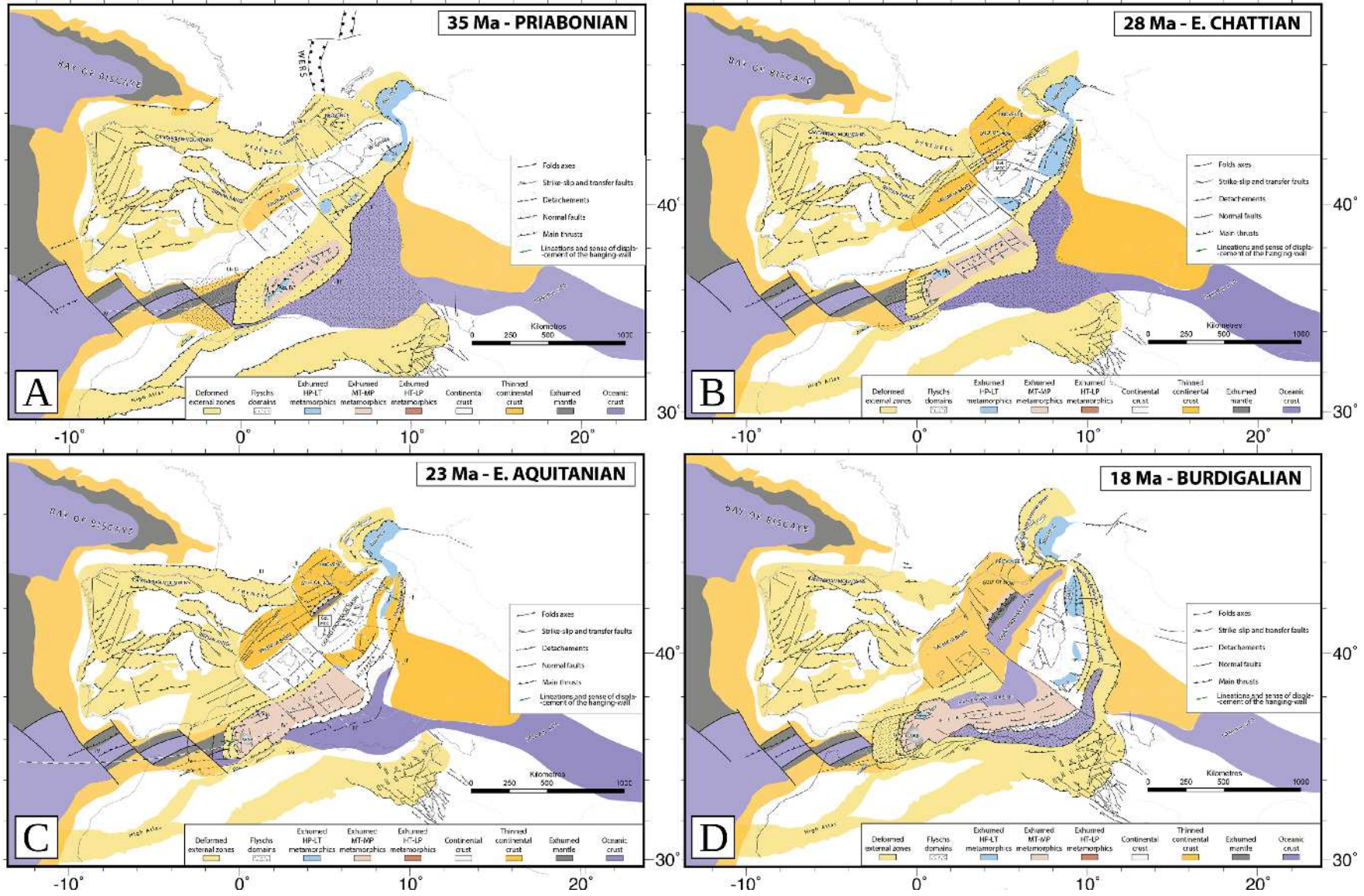


Figura 2.2: Evolución geodinámica del Mediterráneo occidental desde el Oligoceno (tomado de Romagny et al. (2020)).

Béticas Orientales (i.e.: Huércal-Overa, Vera, Lorca) comienzan a estructurarse sobre despegues extensionales. Esto cambiará durante el Tortoniense ($\sim 9-5$ Ma), cuando comienza un evento de compresión NNW-SSE (Sanz De Galdeano 1990) que produce una inversión tectónica de estas cuencas intramontañosas, así como una elevación de distintos bloques de basamento que darán lugar a los actuales relieves montañosos como la Sierra de los Filabres, Sierra de Alhamilla o Sierra Nevada, entre otras (Meijninger and Vissers 2006) (Figura 2.3C). En las actuales cuencas offshore también se observa este episodio de inversión (Comas et al. 1999). En las Béticas Centrales y Occidentales se seguiría registrando una extensión E-W a medida que el frente de subducción del Arco de Gibraltar continúa migrando hacia el W.

Desde el Plioceno a la actualidad ($\sim 5-0$ Ma), el proceso de *roll-back* de la lámina de subducción parece haberse ido frenando progresivamente hasta casi desaparecer (Pedrera et al. 2011; Sun and Bezada 2020), conformando la morfología arqueada que podemos ver hoy en día (Figura 2.3D). En el caso del régimen extensional E-W derivado de esta migración del Arco de Gibraltar, la aparición de fallas normales de cierta entidad también tiene influencia en la evolución de cuencas intramontañosas, como la cuenca de Granada o Guadix-Baza (Galindo-Zaldívar 2003; Alfaro et al. 2008).

La dirección de aproximación de las placas podría haber rotado algunos grados en sentido antihorario durante esta evolución hasta hace unos 3 Ma hasta los actuales $\sim N140^\circ E$ (Calais et al. 2003; DeMets et al. 2015), además de haberse reducido la tasa de convergencia. Estos cambios son observables en el registro del periodo neotectónico en trabajos del norte de Argelia (Meghraoui et al. 1986; Martínez-García et al. 2017) o en las Béticas Orientales (Martínez-Díaz et al. 2012b; Herrero-Barbero et al. 2020). En este nuevo contexto, se generaron nuevas fallas o se reactivaron algunas de las preexistentes, que hasta ese momento presentaban una cinemática normal con cierta componente de salto en dirección, y pasan a mostrar una cinemática mayormente sinistral (Bousquet 1979). Estos sistemas de fracturación controlarán la tectónica desde niveles locales a regionales, de los que el más importante sería el Sistema de Fallas de Trans-Alboran-Béticas-Orientales.

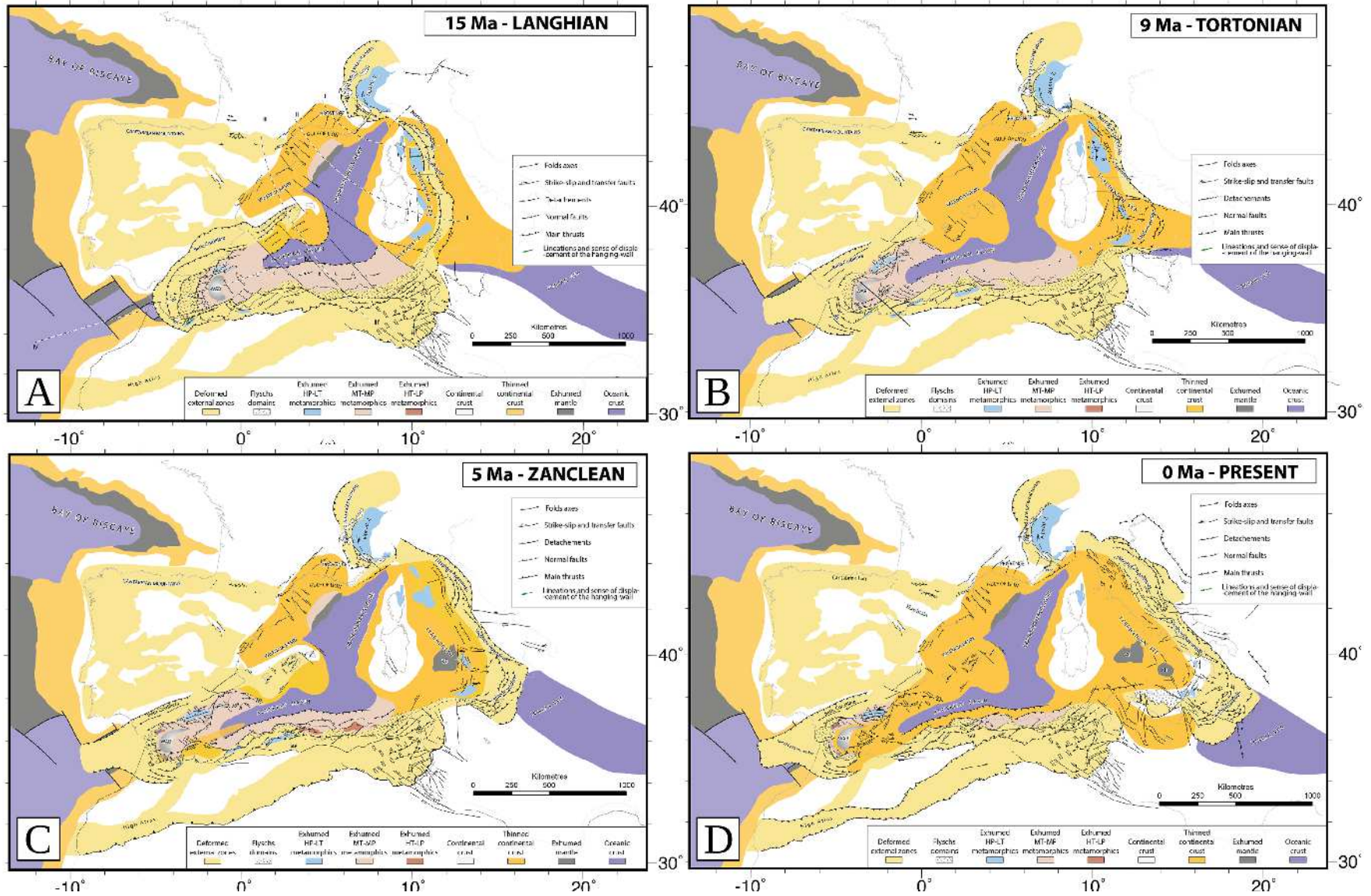


Figura 2.3: Evolución geodinámica del Mediterráneo occidental desde el Mioceno medio (tomado de Romagny et al. (2020)).

2.3. Sistema de Fallas Trans-Alborán-Béticas

El trabajo mostrado en esta tesis doctoral se encuadra dentro de los Sistemas de Fallas de TransAlborán y Béticas Orientales. Tradicionalmente, se ha estudiado este sistema como entidades separadas, entendiéndose a la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales como la prolongación *onshore* de la Zona de Cizalla de TransAlborán (Frizon de Lamotte et al. 1980; Hernandez et al. 1987). Aquí, presentaremos estos sistemas de fracturación como dos elementos de un mismo Sistema de Fallas, que en conjunto sumarían un corredor de unos 500 km, debido al origen común y las características similares que presentan.

La presencia de estos sistemas de fracturación condiciona la sismicidad de la región. Además, existen fallas que superan los 100 km de longitud, las cuales podrían ocasionar terremotos de magnitud considerable debido a la rotura de uno o varios segmentos de gran longitud, lo que tiene implicaciones para el riesgo sísmico de la zona. Varias de estas fallas de mayor entidad podrían ser responsables de subdividir y controlar a nivel regional bloques corticales, además de tener influencia local en la evolución de cuencas o relieves montañosos.

2.3.1. Contexto sismotectónico

El Sistema de Fallas Trans-Alborán-Béticas es el área de actividad sísmica más relevante del Mediterráneo occidental. Aquí, los terremotos no suelen ocurrir más allá de los 30 km de profundidad (Stich et al. 2003). Esto contrasta con la banda de sismicidad profunda ($40 < h < 150$ km) que aparece hacia el oeste en las proximidades del Arco de Gibraltar (Morales et al. 1999; López-Sánchez et al. 2022), y que estaría provocada el adelgazamiento y la rotura de la lámina de subducción en un contexto de subducción abortada desde el Plioceno (Heit et al. 2017; Sun and Bezada 2020).

Aunque la sismicidad más frecuente en los Sistemas Béticos, mar de Alborán y margen Maghrebí es de magnitud baja-moderada, existe evidencia de terremotos importantes tanto en el registro histórico (Martínez-Solares and Mezcua-Rodríguez 2002) como en el catálogo instrumental posterior a Galbis-Rodríguez (1932, 1940) y que

actualmente gestiona la Red Sísmica Nacional perteneciente al Instituto Geográfico Nacional ([Instituto Geográfico Nacional 2023b](#)). En el caso del registro histórico (-880 - 1900 A.D.), se evidenciaría que en esta zona ocurrían terremotos de intensidad alta que habrían provocado grandes daños materiales y personales ($\geq$ IX en intensidad EMS-1998), como por ejemplo en Dalías (1804 - I_{EMS} VIII-IX) o Arenas del Rey (1884 - I_{EMS} IX-X). Existen otros terremotos que podrían tener como fuente alguna de las fallas más importantes del sistema Trans-Alborán-Béticas-Orientales, como el de Vera (1518 - I_{EMS} VIII-IX) o Torrevieja (1829 - I_{EMS} IX-X).

En el periodo más reciente, tenemos algunas series sísmicas con terremotos máximos de magnitud moderada y ampliamente sentidos por la población. Posiblemente, los más importantes sean el terremoto de Lorca de 2011 (M_W 5.1 - I_{EMS} VII) y el terremoto de Al-Hoceima de 2016 (M_W 6.3 - I_{EMS} VI). El primero de ellos sucedió muy cerca de la población de Lorca, causando pérdidas humanas y materiales ([López-Comino et al. 2012](#); [Alguacil et al. 2014](#)). El segundo, también causante de víctimas y daños económicos, ocurrió a unos 60 km al norte de la población de Al-Hoceima y fue ampliamente sentido a ambos márgenes del mar de Alborán, además de prolongarse en el tiempo con réplicas que en ocasiones superaban la M_W 5 ([Bufo et al. 2017](#)).

Además de los datos históricos e instrumentales, los estudios paleosísmicos aportan información importante acerca de terremotos pasados con rotura en superficie (i.e.: [Ortuño et al. 2012](#); [Moreno et al. 2015](#); [Insua-Arévalo et al. 2015](#); [Ferrater et al. 2017](#)). Algunos de los datos recogidos permitirían inferir terremotos con $M_W > 6$ de acuerdo a relaciones empíricas ([Wells and Coppersmith 1994](#); [Stirling et al. 2002](#)) y la existencia de una ciclicidad ([Alfaro et al. 2012](#); [Martín-Banda et al. 2021](#)).

2.3.2. Fallas activas

La evolución tectónica reciente ha originado que en el Sistema de Fallas Trans-Alborán-Béticas se hayan generado o reactivado fracturas dentro de un régimen transpresivo, las cuales afectan tanto al basamento como a cuencas sedimentarias (Figura 2.4). Estas fallas, que se prolongan desde el margen Maghrebí al Ibérico cruzando el mar de Alborán, presentan dos poblaciones de orientación preferentes (NNE-SSW y

ENE-WSW), con una cinemática que va desde el salto en dirección a la cinemática inversa.

A continuación, se enumerarán, de sur a norte, las fallas más importantes de este sistema:

1. Falla de Trougout (TF): Consiste en una fractura de 30 km de longitud con dirección N-S que presenta cinemática sinestral normal (Poujol et al. 2014). Tiene una expresión cartográfica clara al limitar al este la cuenca de Nekor y la bahía de Al-Hoceima. Esta falla presentaría una tasa de deslizamiento de 0.15 mm/a en los últimos 25 ka (Tendero-Salmerón et al. 2021).
2. Falla de Al-Idrisi (AIF): Se extiende a lo largo de gran parte del mar de Alborán (~ 100 km) (Ammar et al. 2007). En general, formaría un plano subvertical cuya orientación promedio es N25°E, aunque presenta un segmento intermedio en el que cambia a unos N40°E. Los datos obtenidos por el cálculo de mecanismos focales permiten establecer una cinemática sinestral para esta falla en su conjunto, aunque localmente la compresión es dominante en el segmento de N40°E (Stich et al. 2020). Esta falla tiene influencia a nivel cortical y actúa de límite entre la WAB y la SAB (Gómez De La Peña et al. 2020). Además, se la relaciona con la intensa actividad sísmica de la zona, siendo responsable de algunos de los terremotos recientes de mayor magnitud, como el terremoto de Al-Hoceima de 2016 (M_W 6.3) mencionado anteriormente.
3. Falla de la Cresta de Alborán (AR): Consiste en un frente de cabalgamientos, de unos 25 km de amplitud y con dirección N70°E, que conectarían con la falla de Yusuf hacia el este (Ballesteros et al. 2008). Estos cabalgamientos levantarían las rocas de basamento que conformarían la Cresta de Alborán y otros relieves submarinos. Además, serían el límite sur de la EAB con SAB. La sismicidad local se caracteriza por terremotos de cinemática inversa según resultados de cálculo de mecanismos focales (Gràcia et al. 2019; Stich et al. 2020).
4. Falla de Carboneras (CF): Presenta dos segmentos *offshore* y *onshore* que en conjunto suman unos 140 km y limitarían al oeste la EAB. Consistiría en un

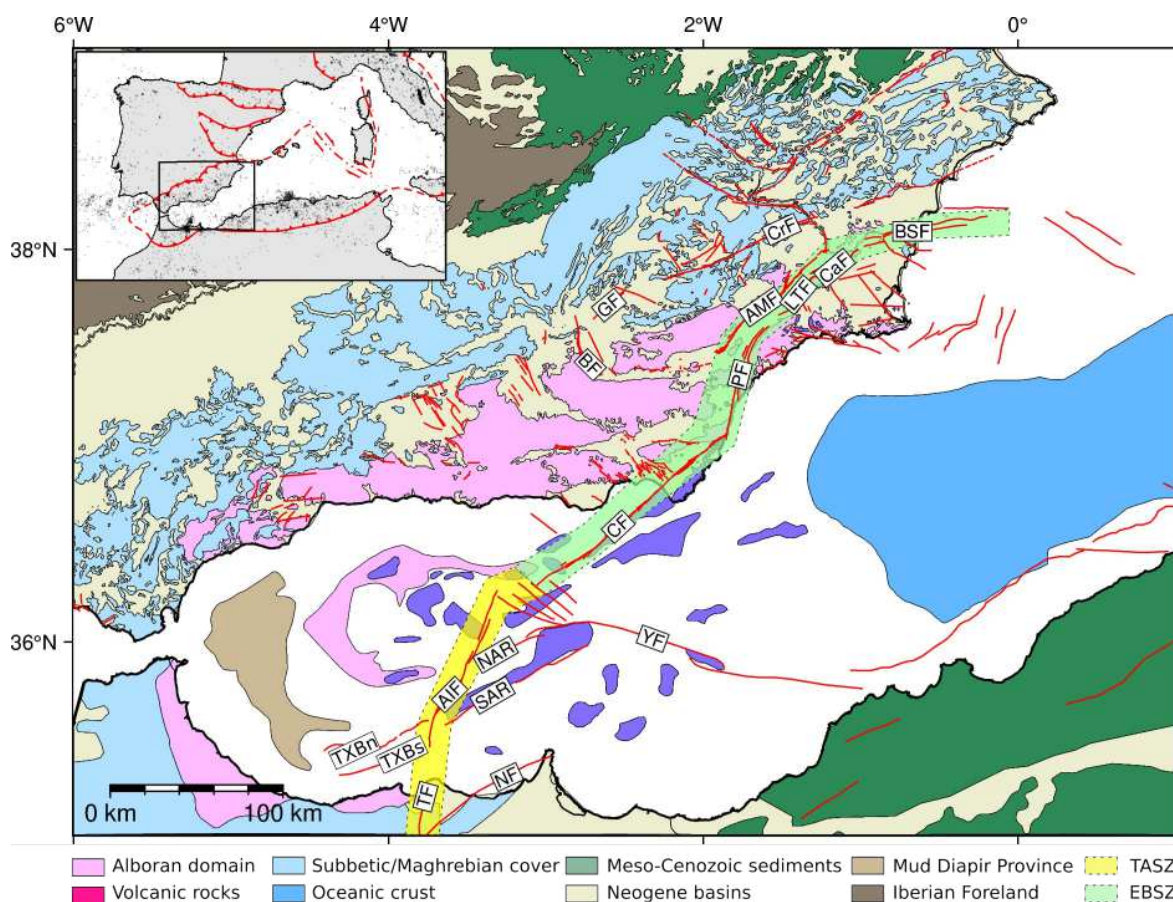


Figura 2.4: Mapa tectónico regional representando las fallas con evidencia de actividad más importantes del Mediterráneo occidental (líneas rojas, [García-Mayordomo et al. 2017](#)). La zona definida por el Sistema de Fallas Trans-Alborán-Béticas, dividido en TASZ y EBSZ, se muestra mediante un sombreado en amarillo y verde, respectivamente. BF: falla de Baza, GF: falla de Galera, BSF: falla del Bajo-Segura, CrF: falla de Crevillente, CaF: falla de Carrascoe, LTF: falla de los Tollos, AMF: falla de Alhama de Murcia, PF: falla de Palomares, CF: falla de Carboneras, YF: falla de Yusuf, NAF: falla de la Cresta de Alborán (norte), SAR: falla de la Cresta de Alborán (sur), AIF: falla de Al-Idrisi, TXBn-s: fallas del banco de Tofiño (norte y sur), NF: falla de Nekor, TF: falla de Troughout.

desgarre subvertical con expresión cartográfica bastante rectilínea de dirección N50°E y con cinemática predominantemente sinistral (Bousquet and Philip 1976). De los estudios paleosísmicos y morfotectónicos se desprende una tasa de ~ 1.3 mm/a de deslizamiento promedio para esta falla (Moreno 2011). En cuanto a sismicidad, podría estar relacionada con algunos de los terremotos importantes del registro histórico de intensidad I_{EMS} VIII-IX, como son el de Dalías (1804) (Martínez-Solares and Mezcua-Rodríguez 2002) o el de Almería (1522) (Reichter and Hübscher 2007).

5. Falla de Palomares (PF): Consiste en un conjunto de fallas subverticales de orientación N10°E que cambian a una orientación N20°E en su extremo norte (Völk 1967; Bousquet et al. 1975). Podría considerarse la continuación mecánica septentrional de la CF, al presentar una cinemática sinistral similar (Weijermars 1987). Limita al este las sierras de Almenara y Almagrera, de la cuenca de Vera y el valle del Guadalentín, ambos al oeste. Las tasas de deslizamiento, calculadas mediante análisis de marcadores geomorfológicos por Booth-Rea et al. (2004), sugieren desplazamientos lentos para esta falla (<0.5 mm/a). En el catálogo histórico tenemos el ejemplo del terremoto de Vera de 1518 (I_{EMS} VIII-IX) como un posible evento relacionado con esta falla.
6. Falla de Alhama de Murcia (AMF): Fue descrita por primera vez por Montenat (1973), y consiste en un desgarre NE-SW, buzando $\sim 70^\circ$ al NW, de cinemática sinistral-inversa. Conformar el límite NE del valle de Guadalentín a lo largo de 90 km, que podrían dividirse en cuatro segmentos de acuerdo a cambios locales en su geometría, cinemática o sismicidad (Martínez-Díaz et al. 2012b): (1) Góñar-Lorca, (2) Lorca-Totana, (3) Totana-Alhama de Murcia, y (4) Alhama de Murcia-Alcantarilla. Aunque la tasa de deslizamiento para esta falla varía en función del segmento, existen estudios paleosísmicos, morfotectónicos, restitución de perfiles sísmicos y descomposición vectorial de GPS que permiten estimar una tasa de aproximadamente 1.6 mm/a en los dos segmentos del sur, que disminuye hacia el NE hasta alcanzar unos 0.3 mm/a en el segmento Alhama de Murcia - Alcantarilla

(Ortuño et al. 2012; Echeverría et al. 2013; Gómez-Novell et al. 2020; Herrero-Barbero et al. 2020). La sismicidad se suele concentrar más en los segmentos (2) y (3), que coincide con el área donde se produjo la rotura que ocasionó el terremoto de Lorca de 2011 (M_W 5.1). Existen referencias a terremotos históricos de $I_{EMS} \geq VIII$ que podrían estar relacionados con esta falla, como son el terremoto de Lorca de 1674 (Martínez-Díaz et al. 2019) o el de Lorquí de 1911 (Bufo et al. 2005).

7. Falla de Carrascoy (CaF): Recorre el área NE del valle de Guadalentín separando esta depresión de la sierra de Carrascoy al este a lo largo de 36 km (Silva et al. 1993). Consiste en un sistema de fracturación sinistral-inverso dividido en dos segmentos subverticales de orientación NE-SW y ENE-WSW, cuya tasa de deslizamiento se incrementaría de SW a NE desde 0.37 mm/a a 0.49 mm/a (Martín-Banda et al. 2021). Aunque presenta una sismicidad menor en comparación con otras fallas, como la AMF, sí hay registros en el periodo histórico de eventos de $I_{EMS} \geq VII$ posiblemente relacionados con esta falla, como el terremoto de Murcia de 1743. En el segmento SW existen trabajos paleosismológicos que evidencian roturas coherentes con terremotos de $M_W \geq 6$ (Martín-Banda et al. 2016).
8. Falla del Bajo Segura (BSF): Se ubica cerca del extremo oriental de CaF, limitando el borde sur de la cuenca del Bajo Segura (Montenat 1977). Estaría formada por una serie de cabalgamientos ciegos de orientación ENE-WSW, que coexisten con algunas fracturas dextrales secundarias, y que tendrían una continuación *offshore* hacia el E (Alfaro et al. 2002; Perea et al. 2012). La tasa de deslizamiento neta parece ir disminuyendo a medida que nos movemos a sectores más orientales de esta falla, desde los ~ 0.33 mm/a, a los ~ 0.2 mm/a (García-Mayordomo 2005; Alfaro et al. 2012). Se asocia a esta falla el terremoto de Orihuela de 1960 (I_{EMS} : VI; M : 4.4), pero también tiene potencial para generar terremotos mayores, como el evento de Torrevieja de 1829 (I_{EMS} IX-X).

Como se ha descrito previamente, algunas de estas fallas podrían tener influencia a nivel cortical, actuando como límites entre distintos dominios en la corteza (Booth-

Rea et al. 2007; Gómez De La Peña et al. 2018; Gómez de la Peña et al. 2022), cuyos movimientos relativos y cinemáticas, estimadas a partir de estudios de redes GNSS y mecanismos focales, darían lugar a interacciones tectónicas complejas a escala regional (Stich et al. 2003; López-Sánchez et al. 2022; Borque et al. 2019). Considerando esto, para el caso del sistema de fallas de las Béticas Orientales, existen trabajos que han estudiado la probabilidad y las implicaciones de posibles roturas a lo largo de grandes segmentos de falla, o incluso roturas propagadas entre varias fallas del sistema (Gómez-Novell et al. 2020; Herrero-Barbero et al. 2021). Algunas de estas simulaciones de escenarios de rotura evidenciarían que ciertas fallas podrían dar lugar a terremotos de $M_W \geq 7.0$, y ~ 0.7 g de PGA_{max} , como es el caso de CaF, AMF o BSF.

En el sistema de Fallas de TransAlborán, se ha tratado de modelar la capacidad tsunamigénica de algunas de las estructuras *offshore* más importantes (i.e.: CF, AR, AIF, etc.) (Álvarez Gómez et al. 2011, 2023; Estrada et al. 2021). El potencial más alto se alcanza para roturas modeladas en fallas inversas, como las del sistema AR o la falla de Yusuf al este, con resultados de alturas de ola >3 m, las cuales podrían causar daños moderados en ambos márgenes del mar de Alborán (Gómez De La Peña et al. 2022).

Capítulo 3

Modelización 3D de velocidades de onda P para la litosfera de los Sistemas Bético-Rifeños y mar de Alborán

Los estudios sismotectónicos regionales están condicionados por la calidad de los catálogos sísmicos utilizados. De modo que, para entender el comportamiento espacio-temporal de los terremotos, es necesario emprender una serie de acciones con el objetivo de obtener un catálogo lo más completo y preciso posible. Una de estas acciones tiene que ver con la evaluación estadística directamente relacionada con la localización e incertidumbre de los terremotos que usemos en nuestro estudio. Aquí, se analizaría el catálogo y la distribución de hipocentros para conocer posibles sesgos, errores de cálculo, o áreas/épocas en la que la precisión del catálogo no sea la ideal para el estudio. La otra acción se centra en la propia localización de los hipocentros, que implica evaluar el modelo de velocidades utilizado para el cálculo de los hipocentros, ver su ajuste a la zona de estudio y la precisión de resultados que produce.

De manera habitual, el cálculo de catálogos sísmicos se lleva a cabo usando modelos de velocidad unidimensionales. Normalmente, esto es debido a la necesidad de mantener un compromiso entre coste computacional, simplicidad del cálculo y rapidez de

obtención de resultados (Husen et al. 2011), sobre todo en procedimientos de tiempo real llevados a cabo por las agencias que proveen este tipo de catálogos (Hutton et al. 2006; Bagagli et al. 2022). Sin embargo, en ocasiones, el ajuste de este modelo hace que no sea idóneo para zonas con complejidades estructurales que impliquen anisotropías en el modo de propagación de las ondas sísmicas (Husen and Hardebeck 2010). Para tratar de solventar esto, la obtención de modelos tridimensionales que tengan en cuenta las variaciones laterales de velocidad de ondas se ha propuesto como una herramienta útil a la hora de atajar los posibles sesgos ocurridos cuando las localizaciones se calculan usando modelos que simplifiquen en exceso las heterogeneidades del subsuelo (Husen et al. 2003; Flanagan et al. 2007; Carannante et al. 2015).

Tanto en la península como en zonas próximas, se han realizado estudios que revisan catálogos sísmicos a partir de modelos 3D de velocidad de ondas (Bufo et al. 2005; Theunissen et al. 2018; Matos et al. 2018; Lozano et al. 2020, 2022). Para las Béticas Orientales, Sánchez-Roldán et al. (2021) presentan un modelo local de velocidad de ondas P (V_P) con el que estudian la sismicidad ocurrida en esa zona entre los años 2011-2019. En los trabajos enumerados anteriormente se analiza qué influencia tiene la modelización de las heterogeneidades del subsuelo para el cálculo de hipocentros y el cambio en las incertidumbres de los resultados. Coinciden en poner de manifiesto que, en estudios de revisión de catálogos sísmicos, se pueden obtener hipocentros con una incertidumbre inferior usando modelos tridimensionales de velocidades optimizados para la zona de estudio. Esto implicaría un mejor entendimiento sobre el comportamiento de la sismicidad registrada en un área, o la evolución de una serie sísmica concreta.

En el presente capítulo se describirá el trabajo desarrollado para obtener *mTAB3D*, un modelo 3D de velocidades de onda P a escala litosférica del área de Mediterráneo occidental, que incluye a los Sistemas Bético-Rifeños y al mar de Alborán. Al mismo tiempo, se compararán las características más relevantes con otros modelos unidimensionales y tridimensionales.

3.1. Influencia de los modelos de velocidad en la localización de hipocentros

La presencia de heterogeneidades marcadas, tanto a nivel composicional de la corteza como por la existencia de estructuras que den lugar a contrastes bruscos de la V_P , tienen influencia a la hora de calcular hipocentros de terremotos. A escala local, este efecto en la localización puede persistir incluso cuando disponemos de un modelo de velocidades 1D bien ajustado y se consideran las correcciones de tiempos de llegada en cada estación (Spallarossa et al. 2001).

Es común que este tipo de variaciones laterales de la velocidad, que no se contemplan en un modelo 1D, produzcan sesgos en el resultado de la localización. Como ejemplo, en la Figura 3.1 puede observarse el desplazamiento sistemático que se produce cuando existe un contraste lateral de velocidad de propagación de ondas producido por una falla que limita dos tipos de corteza. Suponiendo que la falla planteada en el esquema es la fuente de un terremoto, un modelo que contemple la heterogeneidad de velocidades existente en un área (Figura 3.1a) podrá ubicar de forma precisa el hipocentro. Si se realiza la localización de los eventos usando un modelo que no contemple esa variación de velocidades (Figura 3.1b), se produce un desplazamiento sistemático hacia la zona de mayor velocidad. Esto es debido a que, como $v_1 < v_2$, los tiempos de llegada a las estaciones situadas a la derecha (bloque de mayor velocidad) son menores que los de las estaciones a la izquierda de la falla, de modo que un modelo de velocidades homogéneo resolverá esta situación acercando la localización hacia el bloque derecho.

En la Figura 3.1c,d, se muestra además que este sesgo en la localización incrementa con la profundidad, dando lugar a posibles interpretaciones erróneas sobre la orientación de fallas. Modelando correctamente la variación de velocidades en profundidad, se puede conseguir una localización más favorable a la que cabría esperar según la geometría de la falla responsable (Figura 3.1c). Mientras que, por el contrario, considerando un modelo por capas homogéneo, se puede producir una solución que se aleje de la proyección de este plano en profundidad (Figura 3.1d).

Havskov et al. (2012) presentan un ejemplo de este fenómeno observado tras relo-

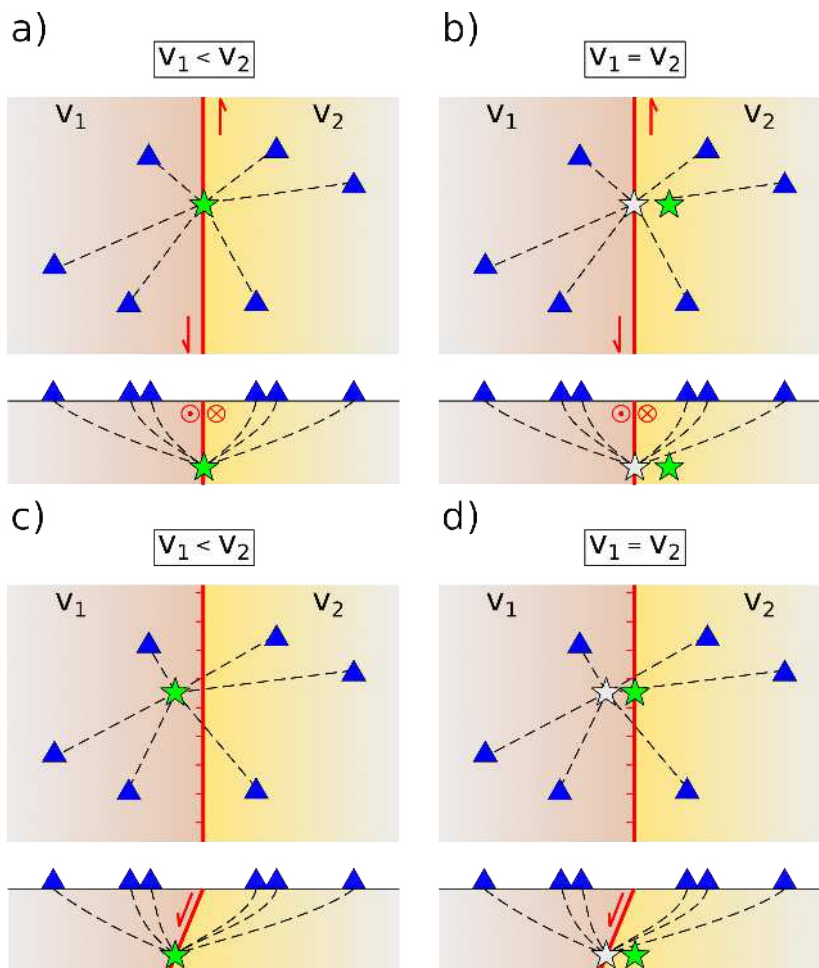


Figura 3.1: Bloques diagramas representando distintas situaciones relacionadas con la localización de terremotos. Se plantean un medio con variación lateral de velocidades condicionado por la presencia de una falla vertical (a, b) o inclinada hacia un lado (c, d). Para resolver la situación se emplea un modelo de velocidades que contemple esta variación de velocidades en el medio (a, c), y otro que no lo haga (b,d). Nótese el desplazamiento sistemático que sufriría un hipocentro localizado mediante el uso de un modelo de velocidades 1D, mientras que el modelo 3D, al tener en cuenta el cambio de velocidad en la inversión de tiempos de llegada, logra una localización más ajustada y coherente con la orientación de la falla en profundidad.

calizar los epicentros de las réplicas del terremoto de Cariaco de 1997 (M_S 6.8) al NE de Venezuela. Los epicentros aparecen inicialmente a unos 2-3 km al norte de la traza de la falla de El Pilar, pero tras la obtención de nuevos epicentros usando un modelo tomográfico de la región, las nuevas localizaciones aparecen desplazadas ~ 2 km hacia el sur, mejor alineadas con la traza de esa falla.

3.2. *mTAB3D*: motivación y proceso de creación de un modelo 3D de velocidades

El avance en el *hardware* y la potencia de cálculo, necesarios para realizar el procesamiento de datos geofísicos, facilita la obtención de tomografías sísmicas tridimensionales en una región (Husen et al. 2003; Thurber 1992). De estas imágenes del subsuelo, en las que se muestran las variaciones laterales de las ondas sísmicas a distintas profundidades, es posible extraer un modelo de velocidad 3D para su uso en la localización de terremotos (Thurber and Ritsema 2007; El Moudnib et al. 2015; Shiddiqi et al. 2022).

Normalmente, estos modelos son capaces de reflejar de forma aceptable las heterogeneidades del subsuelo a escala regional o continental (decenas a cientos de kilómetros). Sin embargo, existe la posibilidad de que no alcancen una resolución óptima cuando se trata de distinguir variaciones laterales a una escala local, pasando por alto o definiendo de forma incorrecta elementos que podrían condicionar la propagación de ondas sísmicas¹.

En áreas donde la resolución de los modelos tomográficos sea inferior a lo deseado, es posible crear modelos regionales de velocidades mediante la compilación y síntesis de datos geológicos y geofísicos. Existen ejemplos de investigaciones donde el uso de estos modelos sintéticos ha permitido explorar la influencia de ciertas estructuras específicas en la localización de terremotos (Flanagan et al. 2007; Font et al. 2013; Johnson and Vincent 2002; Pasyanos et al. 2004; Latorre et al. 2016; Béthoux et al. 2016).

¹Los resultados de los modelos obtenidos mediante inversión tomográfica de los tiempos de viaje están muy condicionados por el número de datos y la cobertura de los instrumentos de recepción. A escala local no siempre se dispone de la cantidad necesaria de terremotos para realizar el cálculo, que sumado a fenómenos de atenuación o absorción de las ondas puede provocar una resolución insuficiente de los resultados.

En esta sección se describen los pasos llevados a cabo para construir un modelo regional de velocidades de onda P lo suficientemente complejo como para considerar las variaciones laterales de velocidad que pueden influenciar el modo en el que se propagan las ondas sísmicas por el interior de la Tierra. A la vez, se pretende que este modelo posea una alta definición espacial, lo que implicaría crear una malla tridimensional con nodos espaciados cada kilómetro.

Con el objetivo de considerar las variaciones de velocidad de onda en un volumen con alta definición, se pretende también reducir, en la medida de lo posible, la aparición de artefactos o sesgos en el cálculo de hipocentros. Estos artefactos a veces ocurren debido a cambios de velocidad demasiado bruscos y en corta distancia en los modelos de velocidad usados para la inversión de hipocentros (1D o 3D) ([Lozano et al. 2020](#); [Lomax and Savvaidis 2019](#)).

El procedimiento de desarrollo, aplicado a nuestra zona de estudio en los márgenes Bético-Rifeños y mar de Alborán, se basa en el presentado en [Sánchez-Roldán et al. \(2021\)](#), e incluye las siguientes etapas:

3.2.1. Revisión bibliográfica

El primer paso consiste en recabar información sobre la geometría y distribución de las unidades tectónicas y estructuras dentro del área de interés. Aquí, se debe prestar especial atención a aquellas fuentes que definan, con un nivel de detalle suficiente, los límites y la profundidad de cuencas sedimentarias, superficies de basamento o la discontinuidad de Mohorovičić (Moho). También resultan útiles aquellos trabajos que estudien la geometría de grandes estructuras que limiten cuerpos cuyas propiedades físicas den lugar a un alto contraste, como es el caso de fallas de escala cortical que separan grandes bloques de corteza, o aquellas que limitan cuencas sedimentarias.

En la Tabla [3.1](#) se muestran las fuentes de datos utilizadas para la construcción del modelo de velocidades sintético. Adicionalmente, se incluye la Figura [3.2](#) mostrando la distribución espacial de esos datos.

Superficie	Datos	Fuentes Bibliográficas
Agua/Aire	Topografía	Amante (2009)
	Batimetría	GEBCO Bathymetric Compilation Group 2022 (2022)
Cuencas Sedimentarias Neógenas	Perfiles sísmica reflexión	Medaouri et al. (2014)
		Marín-Lechado et al. (2017)
		Martínez-García et al. (2017)
		Gómez De La Peña et al. (2018)
		d'Acremont et al. (2020)
		Gómez de la Peña et al. (2021)
	Mapas anomalías gravedad	Amores Lahidalga et al. (2002)
		Garcia-Castellanos et al. (2002)
		Jiménez-Pintor et al. (2002)
		Rodríguez-Fernández et al. (2004)
		de Galdeano et al. (2007)
		Alfaro et al. (2008)
Basamento (Zonas Externas/Internas y Unidades de Cobertera)	Cartografía Geológica	Haberland et al. (2017)
		Clariana-García et al. (2021)
		Marín-Lechado et al. (2017)
		Martín-Serrano et al. (2021)
		Montes et al. (2021)
		Roldán-García et al. (2021)
	Tomografía de Funciones Receptoras	Mancilla et al. (2015)
		Mancilla and Diaz (2015)
Espesor Cortical (topografía de Moho)	Perfiles Sísmicos Profundos	Díaz and Gallart (2009)
		Booth-Rea et al. (2018)
		Gómez De La Peña et al. (2018)
	Tomografía Ruido Ambiente	Palomeras et al. (2017)
	Flujo de Calor	Fernández et al. (1998)
		Carballo et al. (2015)
		Torne et al. (2015)
	Modelado Gravimétrico	Insua-Arevalo (2008)
		Pedraza et al. (2020)

Tabla 3.1: Tabla resumen de las referencias utilizadas para la construcción del modelo tridimensional de velocidades de la onda P en la región Íbero-Maghrebí, *mTAB3D*.

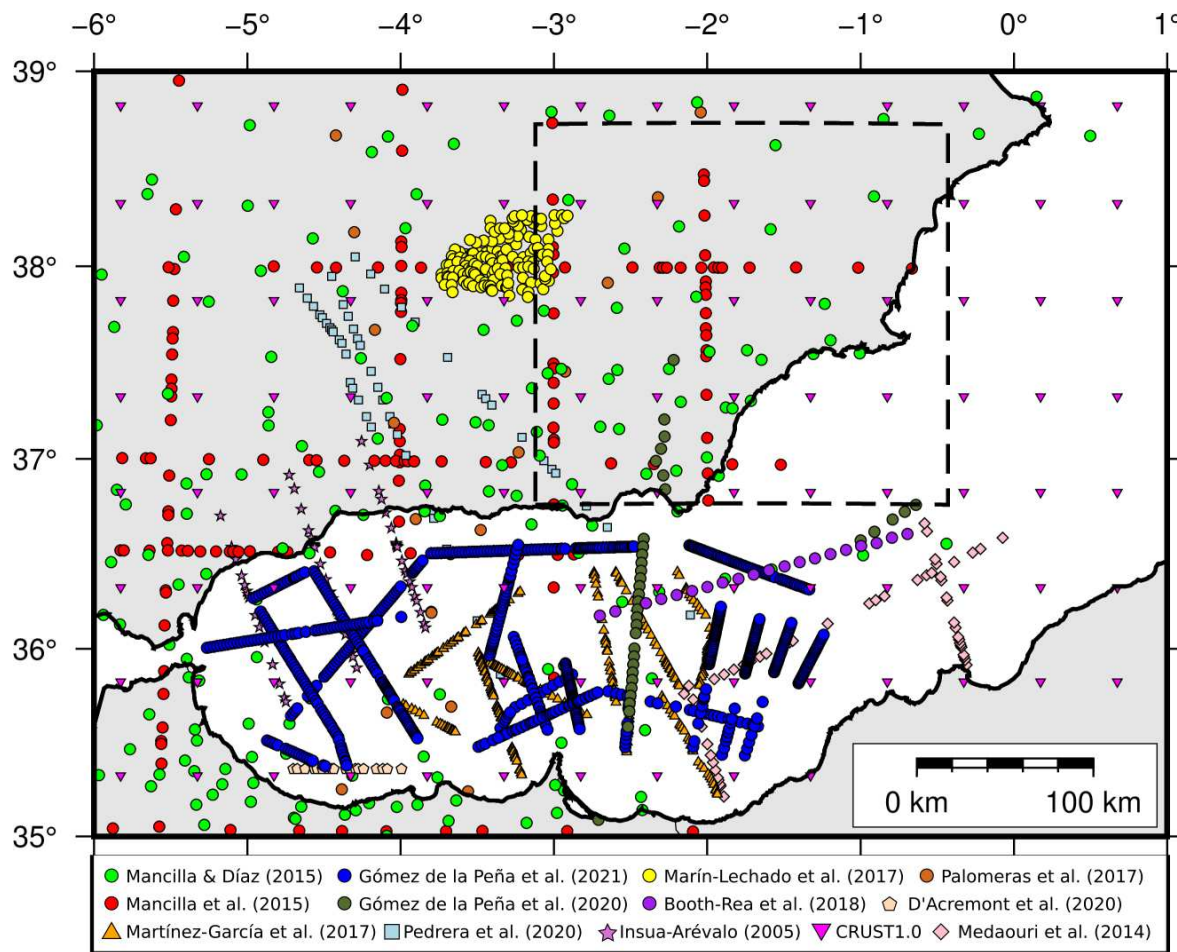


Figura 3.2: Distribución espacial de las fuentes de datos usadas para la construcción del modelo de velocidades tridimensional. El recuadro de líneas discontinuas representa la extensión máxima del modelo de V_P presentado en Sánchez-Roldán et al. (2021).

3.2.2. Creación de superficies

Una vez finalizada la recopilación de todos los datos necesarios, se procede a la clasificación para el tratamiento y procesamiento de las superficies que se usarán durante la modelización. En este paso, el manejo de un Sistema de Información Geográfica (SIG), en este caso QGIS ([QGIS Development Team 2023](#)), resulta de utilidad para facilitar la gestión de los datos, así como los posteriores cálculos. En este paso se clasifican los diversos puntos de datos en función de la información que nos aporten. Por ejemplo, se agrupan aquellos puntos en los que se muestren valores de profundidad de la Moho en una categoría específica, separada de aquellos que se refieran a profundidad del basamento, o topografía/batimetría.

Después, para cada conjunto de puntos, se realiza un proceso de interpolación para obtener una superficie mallada. El cálculo se realizó usando *Generic Mapping Tools - GMT* ([Wessel et al. 2019](#)), concretamente con el programa “*blockmean*” se pre-procesa y promedian los datos de partida, para posteriormente usar “*surface*” con el objetivo de interpolar y calcular la malla. En las ocasiones en las que la densidad de datos sea muy heterogénea y esté separada en el espacio, la interpolación se llevó de forma individual para cada sector (e.g.: superficie de la base de una cuenca sedimentaria) con el objetivo de evitar posibles artefactos en el cálculo. Para aquellas zonas en las que no se han muestreado valores de profundidad de la Moho, se procedió de forma similar a [Diaz et al. \(2016\)](#) y se completó la interpolación usando datos extraídos del modelo de corteza CRUST1.0 ([Laske et al. 2013](#)).

Finalmente, se calcula la intersección de estas superficies tridimensionales con planos horizontales espaciadas a cada kilómetro. Como resultado, se obtienen una serie de “rodajas” que contienen líneas de contornos que delimitan los bloques de agua/aire, cuencas, basamento y manto.

3.2.3. Modelado de la geometría de dominios geológicos

Con el objetivo de tener un nivel de detalle mínimo para la resolución que queremos alcanzar, se usan la cartografía geológica y tectónica del área de estudio para considerar una distribución realista de las unidades de la parte superior de la corteza ([Clariana-](#)

García et al. 2021; Marín-Lechado et al. 2021; Martín-Serrano et al. 2021; Matas and Martín-Parra 2021b,a; Roldán-García et al. 2021). Esto se hace extrayendo el área y la elevación en la que afloran las diversas unidades geológicas. Con ello, se facilita el modelado de pequeños cuerpos cuya presencia pueda afectar al cálculo de la localización de los terremotos más superficiales.

A partir de aquí, se usan las intersecciones de superficies que hemos calculado previamente para modelar la geometría de los bloques geológicos. Es decir, para definir la geometría tridimensional de una cuenca sedimentaria, se sustraen la topografía (o batimetría si nos encontramos en un área marina) del techo del basamento.

En esta etapa del modelado es posible realizar alguna subdivisión en bloques menores para diferenciar dominios corticales distintos (Booth-Rea et al. 2007; Gómez De La Peña et al. 2018). Algunos ejemplos de esto son la corteza de arco magmático bajo la EAB, la corteza continental ibérica o la corteza oceánica en la parte más oriental del modelo. Para finalizar, se limitó geográficamente la extensión del modelo con el objetivo de evitar posibles efectos de borde debido a la distribución desigual de datos en algunas zonas, sobre todo al noroeste y en el extremo más oriental hacia la cuenca de Argelia.

3.2.4. Estimación de velocidad de la onda P

La incorporación del valor de velocidad de la onda P a cada tipo de bloque en función de la profundidad se realizó teniendo en cuenta la variación de la densidad. Conociendo la composición promedio de las rocas que conforman los bloques geológicos que se modelan, es posible estimar un valor de velocidad de ondas que varíe en profundidad basándonos en relaciones empíricas (Christensen and Mooney 1995; Brocher 2005). Con estas relaciones, se obtiene una serie de perfiles unidimensionales de velocidad para cada bloque (Figura 3.3a).

Este proceso de estimación de velocidad tiene dos excepciones: las velocidades que corresponden a elevaciones por encima de la topografía/batimetría, y las velocidades en el manto. Para la primera se decidió asumir una velocidad constante y homogénea de 1.5 km/s y, en el caso del manto, se optó por estimar la variación de la velocidad

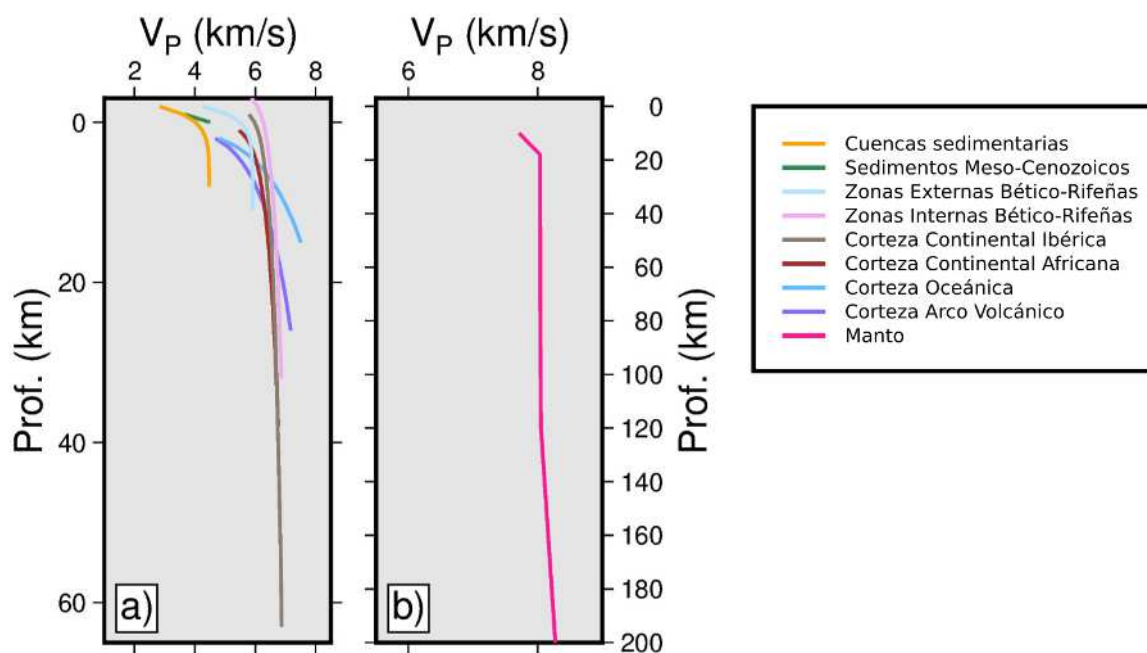


Figura 3.3: Perfiles 1D calculados para los distintos dominios geológicos de la zona de estudio (a) y para el manto (b). Las profundidades de muestran en km y la V_P en km/s.

interpolando los valores extraídos de una aproximación lineal del modelo de velocidades ak135-F modificado por [Montagner and Kennett \(1996\)](#). Esto implica que, al llegar a una profundidad en la que no haya presencia de corteza, el modelo no tendrá en cuenta variaciones laterales de velocidad, ya que todos los valores corresponderán al bloque de manto (Figura 3.3b).

Una vez finalizados los perfiles se incorporan los datos de velocidad correspondientes a los distintos bloques para cada "rodaja" de profundidad. Como resultado de este proceso, se obtienen un conjunto de secciones horizontales (una por kilómetro de profundidad) con la proyección en planta de los bloques geológicos, a la que se le ha añadido el valor de velocidad de onda P que le corresponde en función de su naturaleza y la profundidad en la que aparece (Figura 3.4). Se debe tener en cuenta que, aunque dentro de una misma sección horizontal existan variaciones laterales de velocidad debido a la presencia de distintos bloques, no ocurre lo mismo dentro de esos bloques, ya que se han modelado asumiendo que tienen un comportamiento homogéneo y que la velocidad no varía lateralmente en su interior, solamente en la vertical.

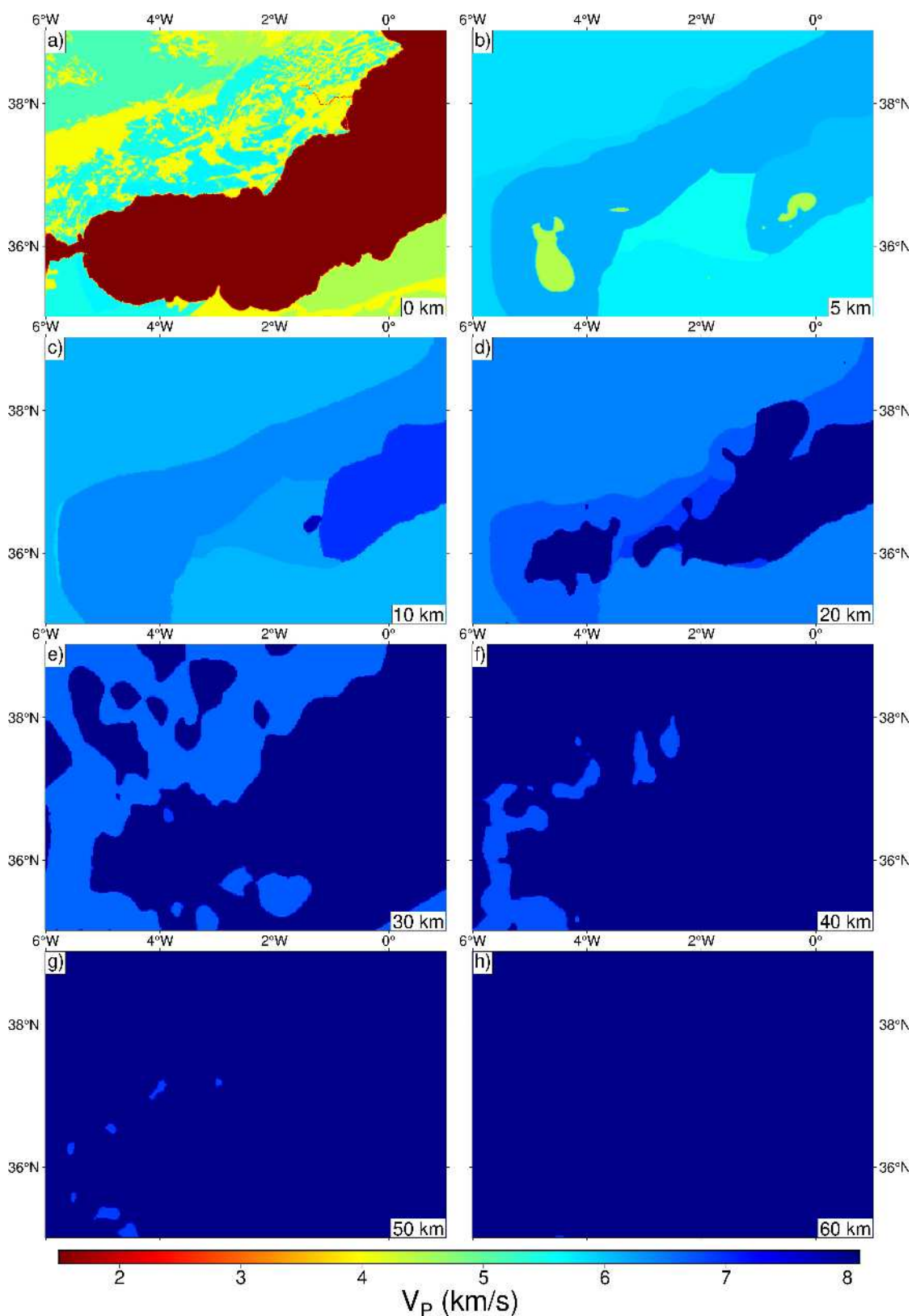


Figura 3.4: Modelo *mTAB3D* cortado a distintas profundidades entre 0-60 km. La escala de color hace referencia a V_P en km/s.

3.2.5. Extracción de la malla de puntos tridimensional

El último paso de la creación del modelo consiste en extraer una malla de las secciones horizontales que creadas anteriormente. Aquí, cada sección horizontal es muestreada en intervalos de 1 km (tanto en el eje de latitud como de longitud), con lo que se obtiene un fichero que contendrá información relativa a las coordenadas geográficas (en grados), la profundidad (en kilómetros) y la velocidad correspondiente (en km/s). Las dimensiones finales de este modelo de velocidad son 607 x 443 x 204 km³, con un total de 54.855.804 puntos cada uno con un valor de velocidad de onda P específico (Figure 3.5).

Así pues, este fichero será el utilizado para generar una matriz que es posible transformar posteriormente al formato necesario para su uso en programas de localización de terremotos (Satriano et al. 2023). Esta malla de coordenadas y V_P para construir *mTAB3D* se encuentra en un repositorio de acceso público, publicado en Sánchez-Roldán et al. (2023) (en revisión).

3.3. Comparación de *mTAB3D* frente a otros modelos previos de la zona de estudio

Tras finalizar la creación de *mTAB3D*, es posible ver cómo de similar resulta a modelos de velocidades previos de nuestra zona de estudio. En este caso, se compara *mTAB3D* con el modelo tomográfico de onda P de El Moudnib et al. (2015) (*mEM3D* en adelante) extrayendo varios perfiles de velocidad en distintas ubicaciones para ver la evolución de V_P en profundidad (Figura 3.6).

Las ubicaciones elegidas corresponden a las zonas de los distintos dominios geológicos del área de estudio: (1) cuenca del Guadalquivir-Antepaís Ibérico, (2) Béticas Orientales, (3) Béticas Occidentales-Arco de Gibraltar, (4) Béticas Centrales-EAB, (5) cuenca Argelina, (6) WAB-margen Rifeño, y (7) SAB-margen Rifeño.

Las diferencias principales entre *mTAB3D* y *mEM3D* (Figura 3.6b-h) se identifican en los primeros kilómetros de profundidad. En este caso, *mTAB3D* muestra sis-

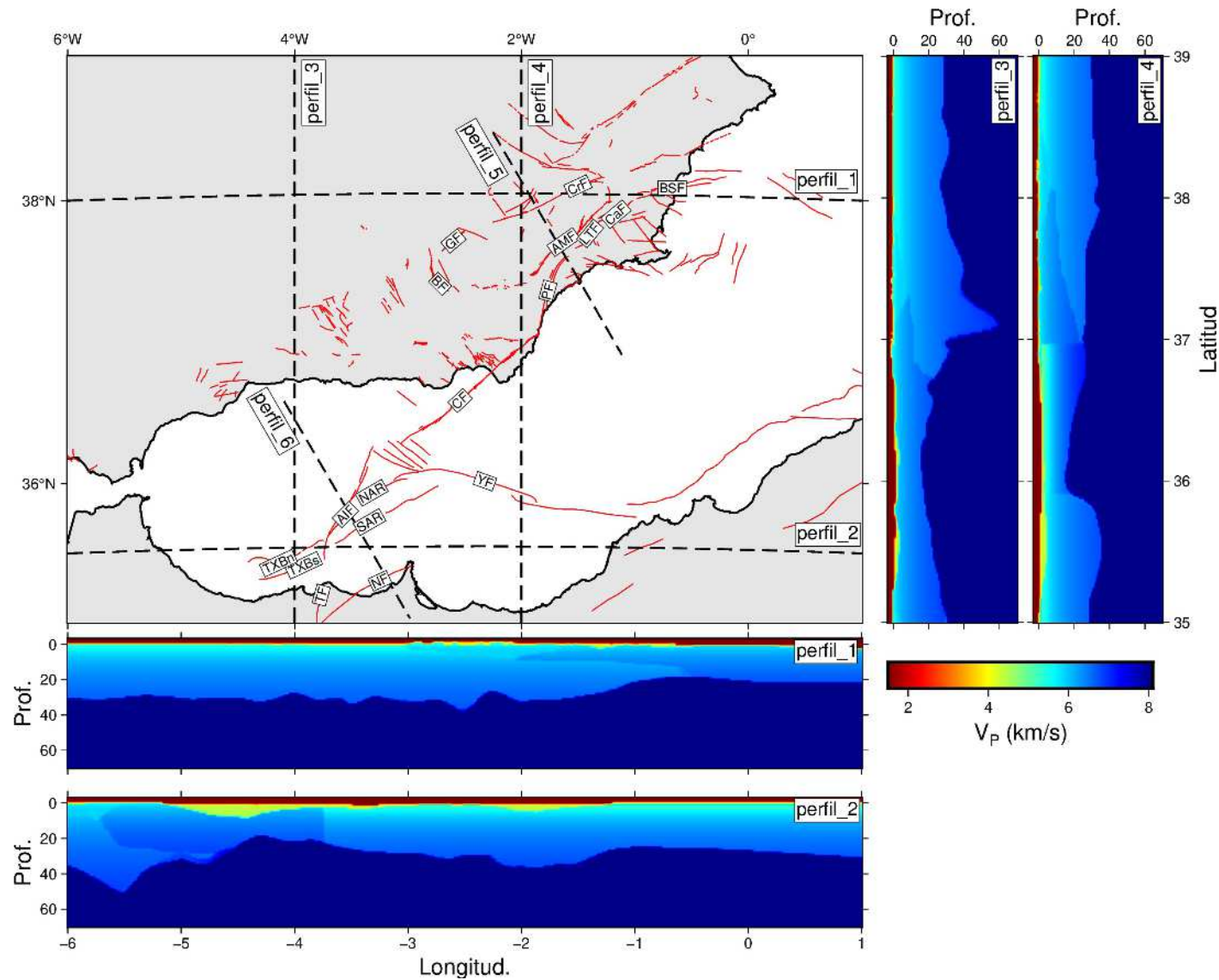


Figura 3.5: Mapa mostrando la extensión geográfica de *mTAB3D* (Figura 3.5a), así como varios perfiles 2D de los primeros 70 km (perfiles 1-4). Los perfiles 5 y 6 representan el trazado de las secciones verticales mostradas en la Figura 3.7. Se incluyen las trazas de las fallas del catálogo QAFI como líneas rojas (García-Mayordomo et al. 2017).

3.3. Comparación de *mTAB3D* frente a otros modelos previos de la zona de estudio

temáticamente una V_P inferior a *mEM3D*. Esto es debido a que *mTAB3D* toma en consideración el agua/aire en el primer tramo del perfil (como se explicó previamente, ambos se modelan con una velocidad de 1.5 km/s), además de la presencia de cuencas sedimentarias con materiales no consolidados de baja velocidad.

A más profundidad, entre 5-20 km, la evolución es similar en varios de los perfiles (Figura 3.6b-e,h). Por el contrario, resalta la diferencia existente entre cómo se modela la posición de la Moho en cada perfil. Mientras que en *mTAB3D* esta discontinuidad aparece a distintas profundidades en función de cómo se haya modelado el espesor cortical para cada zona en particular, *mEM3D* parece hacer una transición corteza-manto donde la V_P varía suavemente durante 5-10 km de profundidad, en función de la ubicación. Un ejemplo de esto puede observarse en la Figura 3.6f, donde el perfil correspondiente a *mEM3D* muestra una evolución que parece no tener en cuenta el rápido incremento de V_P a poca profundidad debido al adelgazamiento cortical y la presencia de corteza oceánica en la cuenca Argelina.

Para observar la continuidad de las variaciones laterales de la velocidad, se han elaborado dos secciones verticales cruzando la EBSZ y la TASZ para *mTAB3D* y *mEM3D* (Figura 3.7). En ellas se observan de nuevo algunas de las diferencias que ya se notaban en los perfiles verticales mostrados en las Figuras 3.6c,f para EBSZ y 3.6d,g para TASZ, sobre todo en los primeros kilómetros de profundidad en los que *mTAB3D* sí considera una velocidad claramente inferior a la de *mEM3D*. Las variaciones producidas por la interacción entre distintos dominios corticales, o la presencia de discontinuidades como grandes fallas, queda bien marcado en *mTAB3D*. Como ejemplo de la primera situación, en la Figura 3.7a correspondiente a *mTAB3D*, se observa de manera marcada la variación lateral de velocidades producida por la interacción de la corteza Ibérica bajo los dominios de las Zonas Externas al NW y las Internas hacia el SE, dando lugar a un progresivo adelgazamiento cortical hacia el SE. En el modelo *mEM3D* (3.7b), aunque sí se observa este adelgazamiento cortical, no se percibe tan claramente la interacción entre dominios corticales y los contrastes de velocidad que generan.

En el caso de estructuras que actúan como límites entre dominios, en la Figura 3.7c, existe un cambio neto de velocidades en el centro del perfil, que corresponde al

contraste producido entre los dominios de las cortezas bajo la corteza adelgazada de la WAB, y la transición hacia la corteza africana en el margen Rifeño. Aquí, el límite se sitúa en el área de la AIF que, según diversas interpretaciones (e.g.: Gómez De La Peña et al. 2018; Gràcia et al. 2019; Gómez De La Peña et al. 2020), actuaría como barrera entre ambos volúmenes de corteza. No obstante, aunque este límite puede apreciarse en *mEM3D* (3.7d), es más difuso que en el caso anterior.

Asimismo, se incluyen dos perfiles correspondientes a los modelos 1D de Grevenmeyer et al. (2015) y el modelo usado por la Red Sísmica Nacional (*mIGN1D*, Figura 3.6i). El primero de ellos es similar a la evolución que presentan los perfiles de *mTAB3D* de las zonas (4) y (6) (Figura 3.6e,g), mientras *mIGN1D* muestra más parecido con los dominios con influencia más continental de (1), (2) y (7) (Figura 3.6b,c,h). A esta comparación se añade el modelo de V_P estimada para una corteza promedio calculado por Christensen and Mooney (1995), el cual también es más parecido a la evolución de la velocidad que se muestra en dominios con corteza continental.

3.4. Conclusiones

En ausencia de datos para la inversión tomográfica, los modelos sintéticos elaborados a partir de datos geológicos y geofísicos permiten explorar el modo en el que la presencia de ciertas estructuras o dominios geológicos condiciona la propagación de ondas sísmicas. Este fenómeno tiene implicaciones directas en la localización de terremotos, lo que también repercutiría en el estudio de la sismotectónica de una zona.

Adicionalmente, partiendo de un buen conjunto de datos, existe la ventaja de poder modelar la distribución espacial de los distintos bloques o dominios geológicos en el subsuelo, alcanzado potencialmente un gran detalle en el caso de que el área posea la cantidad y densidad suficiente de datos.

En este capítulo, se ha explicado el proceso de obtención de un modelo tridimensional de velocidades de la onda P para los márgenes Ibero-Maghrebí y el mar de Alborán, al cual nos referiremos de ahora en adelante como *mTAB3D*. Las características que más resaltan de este modelo son que ha sido creado atendiendo a la geometría y dis-

tribución de los bloques geológicos más importantes del área de estudio. Por ejemplo, a nivel regional puede observarse que se ha modelado el adelgazamiento cortical progresivo que existe hacia el este de la península Ibérica (Figura 3.5d), o la rotura de la lámina de subducción tanto en el margen Ibérico (Figura 3.5b) y norte de África (Figura 3.5c). En un nivel más local, se ha tenido en cuenta la presencia de las diversas cuencas sedimentarias y su relación espacial con los bloques de basamento (Figura 3.7).

Tras haber comparado la evolución de V_P con modelos de velocidades previos en la zona de estudio, se observa que, a pesar de que existen diferencias puntuales, *mTAB3D* es coherente con la distribución de velocidades incluso en modelos obtenidos mediante tomografía sísmica (El Moudnib et al. 2015). De modo que, los siguientes pasos implicarían evaluar el funcionamiento de *mTAB3D* para la localización de terremotos usando tiempos de llegada reales registrados en estaciones sísmicas repartidas por la región.

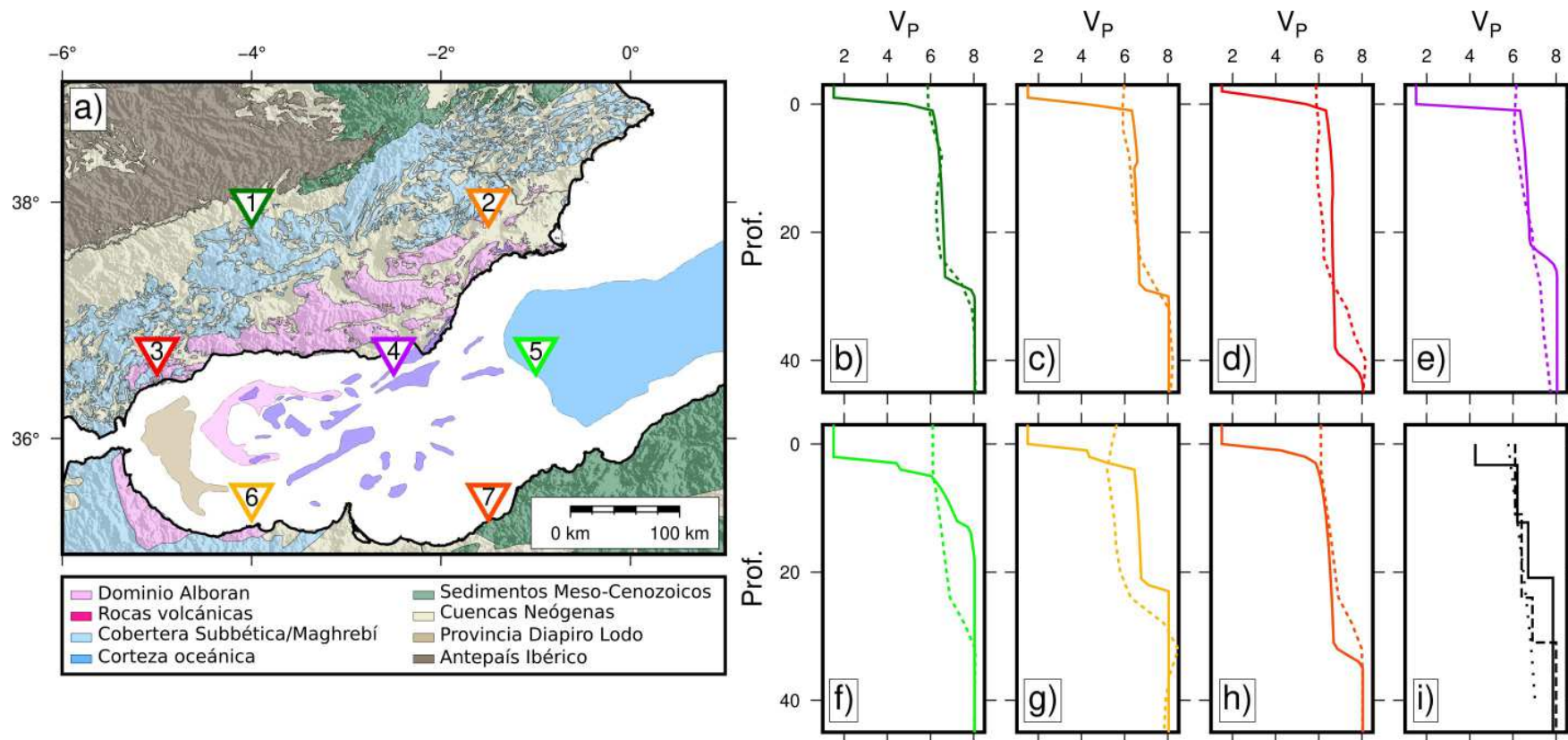


Figura 3.6: Mapa con las ubicaciones de los distintos perfiles de velocidad de onda P extraídos de *mTAB3D* y El Moudnib et al. (2015), en línea continua y discontinua, respectivamente (a). Los perfiles de los puntos 1-7 se muestran en los gráficos de la Figura 3.6b-i. Se incluye los perfiles de la Figura 3.6i, que representan los modelos 1D de Grevenmeyer et al. (2015), del IGN (Mezcua and Martínez Solares 1983) y Christensen and Mooney (1995) en línea continua, discontinua y punteada, respectivamente. Valores de profundidad en km, y velocidad de onda P (V_P) en km/s.

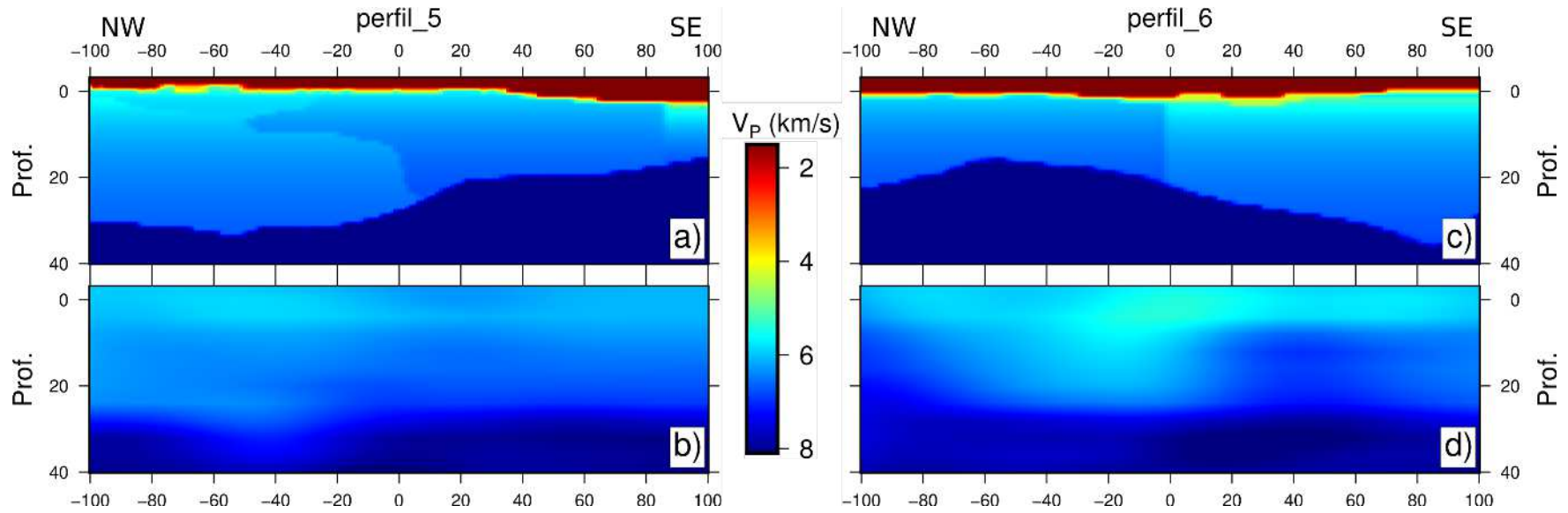


Figura 3.7: Perfiles atravesando la EBSZ (perfil_5) y la TASZ (perfil_6) con las variaciones de V_P estimadas en profundidad para los modelos *mTAB3D* (a, c) y *mEM3D* (b, d). El trazado de ambos perfiles puede encontrarse en la Figura 3.5

Capítulo 4

Relocalización de catálogos sísmicos usando *mTAB3D*

Las primeras determinaciones formales de la localización de terremotos aplicaban métodos gráficos o búsquedas en mallas simples (Reid 1910). Por ejemplo, el método gráfico basado en Milne (1886) se basaba en el cálculo de las diferencias de tiempos de llegada de las ondas P y S (t_{S-P}) a diversas estaciones para, posteriormente, estimar la ubicación del terremoto en el punto dónde mejor convergían la mayoría de circunferencias y parábolas con radio proporcional a t_{S-P} (Figura 4.1). En el caso del epicentro del terremoto, ya que no se busca encontrar la profundidad del evento, podremos encontrar un punto de convergencia con un mínimo de tres observaciones de t_{S-P} en estaciones distintas. No obstante, la solución del hipocentro incrementa la dificultad del cálculo cuando tratamos de resolver la localización en un espacio tridimensional, por lo que serán necesarias al menos cuatro estaciones con observaciones para obtener una solución que pueda converger en un punto del espacio.

Con el avance y mejoras de los métodos de cálculo, surgieron diferentes algoritmos que resolvían la localización de los terremotos siguiendo procedimientos lineales, basados en el método de Geiger (Geiger 1912) con el que obtener una solución óptima del hipocentro con una incertidumbre asociada (Bondár et al. 2014; Abbasi 2019). Sin embargo, la localización de un hipocentro implica un problema no-lineal, por lo que las anteriores metodologías asumirían la no-linealidad resolviendo iterativamente una

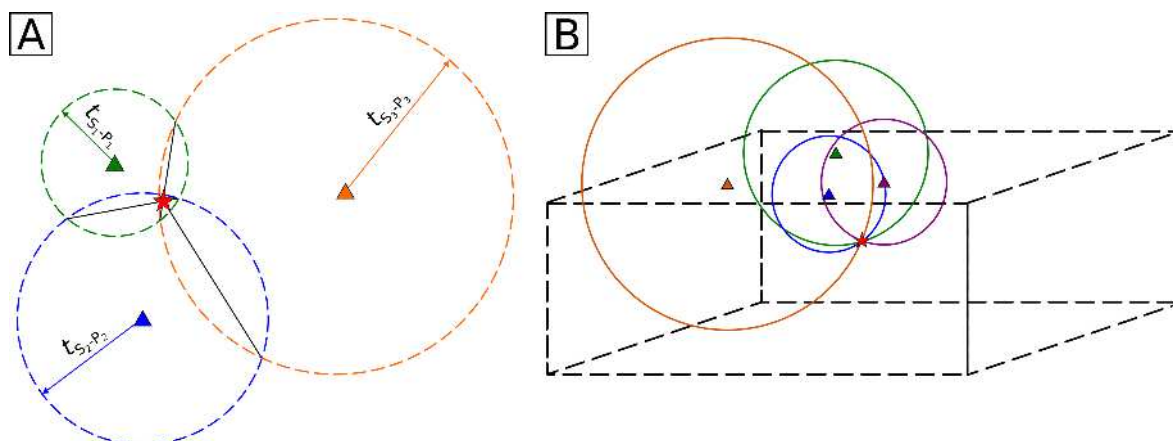


Figura 4.1: Dibujos esquemáticos de la estimación de la localización de un terremoto. En (A) se presenta un caso simplificado de localización de epicentro según la metodología gráfica de Milne (1886). En (B), se muestra como es necesario incorporar una cuarta estación para la determinación de la profundidad del hipocentro. En cada ejemplo, el radio de cada circunferencia se define según el t_{S-P} observado en cada estación sísmica. En este segundo ejemplo, para simplificar, se han representado las intersecciones de las esferas, cuya dimensión estaría definida por esos t_{S-P} , como círculos que se cortan en un punto (hipocentro).

serie de aproximaciones lineales de este problema. Esta técnica presenta la desventaja de depender demasiado de la elección sobre la primera estimación de la solución y, ocasionalmente, resulta inestable cuando existen valores anómalos en el cálculo (Husen and Hardebeck 2010). A pesar de esto, las soluciones son igualmente válidas, con coste computacional bajo, y logran resultados con poco desajuste, por lo que son frecuentemente utilizadas. Un ejemplo de esto son los algoritmos *Hypo71* (Lee and Lahr 1972) o *HYPOELLIPSE* (Lahr 1989).

Por otro lado, las soluciones obtenidas por métodos no-lineales permiten estimar el hipocentro mediante una búsqueda directa y el cálculo de funciones de probabilidad, las cuales miden el ajuste entre los tiempos de llegada observados y calculados en relación con la incertidumbre. Aunque implica un gasto computacional mayor, se puede obtener una solución probabilista completa, que añade información sobre el error del resultado (Lomax et al. 2000).

En este capítulo, se describirán los aspectos fundamentales del problema de la localización de terremotos, el software y metodología seguidos para estudiar el funcionamiento del modelo *mTAB3D*, y su uso para la inversión de hipocentros.

4.1. Localización de terremotos: origen del problema e incertidumbre de la solución

La localización de terremotos se ha definido en Sismología como un problema inverso en el que se trata de resolver cuatro parámetros desconocidos: las tres coordenadas espaciales y el tiempo de origen del terremoto. Estos parámetros se resuelven en función de los tiempos de llegada de las ondas sísmicas a los receptores (i.e.: estaciones sísmicas), por lo que la ubicación de estos receptores respecto al origen del terremoto es importante.

Para un medio homogéneo, con una velocidad de ondas constante (v), se puede definir el tiempo de llegada observado (t_{obs}) tras un terremoto ocurrido en un tiempo origen (t_0) en unas coordenadas $\mathbf{x}_0 = (x_0, y_0, z_0)$ hasta una estación sísmica situada en $\mathbf{x} = (x, y, z)$ con la siguiente expresión:

$$t_{obs} = t_0 + \frac{1}{v} \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2} \quad (4.1)$$

Sin embargo, es común que existan variaciones de velocidad del subsuelo, modificando así el modo en el que se propagan las ondas y, por tanto, la llegada a los receptores. En un medio heterogéneo, esto se calcularía de la siguiente forma:

$$t_{obs} = t_0 + \int_{\mathbf{r}_0(s)} u(\mathbf{r}_0) d(s) \quad (4.2)$$

En la Ecuación 4.2, u se refiere a la lentitud del medio ($u = 1/v$), y $\mathbf{r}_0(s)$ define un punto a distancia s a lo largo de la trayectoria que describe la onda durante su propagación entre las coordenadas de la fuente del terremoto ($\mathbf{x}_0$) y las de la estación receptora ($\mathbf{x}$). En esta relación, un cambio en las coordenadas espaciales de la fuente del terremoto (latitud, longitud, o profundidad) implica un cambio no-lineal de la trayectoria que seguiría la onda y, por lo tanto, en el tiempo observado en la estación sísmica. De igual forma, las variaciones en la velocidad del medio también provocarían cambios en los tiempos de llegada observados (Karasözen and Karasözen 2020; Lomax et al. 2009).

Estas relaciones de dependencia no-lineal representan el “*problema emparejado hipocentro-velocidad*” (Thurber 1992). La solución a este problema inverso, será aquella en la que exista menor diferencia entre los tiempos de llegada observados y calculados.

El grado de incertidumbre de los hipocentros calculados está condicionado principalmente por tres factores (Pavlis 1986; Husen and Hardebeck 2010; Bondár et al. 2014):

1. Error de picado en los tiempos de llegada a las estaciones. Tiene que ver con calidad de la forma de onda que se recibe, medido según su ratio Señal-Ruido (*SNR, Signal-to-Noise Ratio*) o el tipo de frecuencia que más domine en la llegada de la fase. También se podrían incluir causas como sesgos producidos por la subjetividad de la persona que realiza los picados a la hora de marcar el tiempo de llegada de las fases.
2. Error en el modelado de las variaciones de velocidad, ya sea por simplificación o por desconocimiento de las posibles heterogeneidades en el subsuelo. Esto conlleva el cálculo erróneo de los tiempos de viaje de las ondas durante su propagación.
3. La propia no-linealidad del problema de localización de terremotos.

Los dos primeros factores dan lugar a errores que son importantes tanto en metodologías de cálculo lineales como no-lineales. En el caso del error derivado de los picados de tiempos de llegada, un posible efecto sería que el resultado del cálculo de la inversión se aleje de la ubicación real del terremoto, por lo que están estrechamente relacionados con la *precisión* de la localización del hipocentro. Los errores producidos durante el cálculo de los tiempos de viaje de la onda, condicionados por el modelo de velocidades que se use en la inversión, pueden provocar sesgos en el cálculo del hipocentro. Es decir, este tipo de errores definirían la *exactitud* de la localización de un hipocentro.

En la Figura 4.2 se presenta un esquema ilustrativo en el que se explica la diferencia entre la precisión y exactitud. Suponiendo que las localizaciones de una serie de terremotos ocurren en el centro de la diana, en una situación ideal (a) con alta precisión y exactitud, las localizaciones aparecerán muy cerca de este centro. Una pérdida de precisión (b) implica que las localizaciones continuarían apareciendo cerca de la ubicación

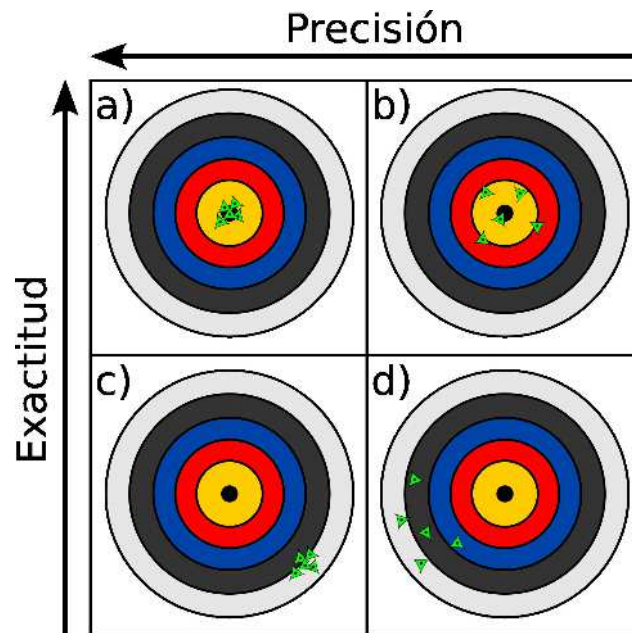


Figura 4.2: Dibujo esquemático ilustrando la diferencia entre precisión y exactitud. Los triángulos verdes marcan la hipotética localización de unos terremotos con respecto a la ubicación real de la serie sísmica (centro de la diana).

real, pero más dispersas. Por el contrario, al perder exactitud (c), las localizaciones siguen estando cerca unas de otras, pero sufren una migración sistemática con respecto a la ubicación real. En el caso más desfavorable (d), las localizaciones aparecen desviadas sistemáticamente del centro y dispersas.

La estimación de la precisión y exactitud de los hipocentros de un catálogo sísmico no es del todo sencilla. Implican ciertos análisis y tratamiento estadísticos que serán explicados más adelante en este capítulo, pero la finalidad siempre es la misma: conocer el origen del tipo de error, su efecto, y si es posible mitigarlo para lograr un mejor resultado en la localización.

En relación con los dos factores anteriores, hay que añadir otros elementos importantes. Por ejemplo, el número de estaciones receptoras disponibles (y su geometría), o la incorrecta identificación de las fases de las ondas, también condicionan el resultado de las localizaciones y, en general, la calidad del catálogo sísmico.

Por último, el factor relacionado con la no-linealidad del problema es tratado de forma distinta según el *software* de inversión usado. Debido a esto, su influencia en el error total puede ser menor respecto a los dos primeros factores en el caso de usar meto-

dologías no-lineales basadas en “búsqueda-directa”. Dentro de estas metodologías, están las que tratan de resolver la localización absoluta del hipocentro a través de búsquedas que obtienen funciones de probabilidad, las cuales ofrecen una solución completa del hipocentro (Karasözen and Karasözen 2020).

Para la obtención de los resultados presentados en esta Tesis Doctoral, se ha decidido emplear el *software* *NonLinLoc* (Lomax et al. 2000). A continuación, se explicará más en detalle la motivación del uso de este programa y una breve descripción de los programas utilizados.

4.2. Inversión de hipocentros: funcionamiento y subrutinas empleadas

NonLinLoc es un *software* que permite, entre otras funciones, el cálculo de tiempos de viaje de ondas sísmicas dentro de un medio unidimensional o tridimensional, y la localización de hipocentros. El cálculo de inversión se lleva a cabo mediante un procedimiento no-lineal que ofrece una solución probabilista óptima mediante varios métodos basados en “búsqueda-directa” (Lomax et al. 2009). En esta Tesis Doctoral, se ha escogido el uso de métodos de “muestreo por importancia” (*importance sampling*) donde se estima la solución del hipocentro en base a un muestreo “evolutivo” que progresa hasta converger en la localización más probable.

Seguidamente, describiremos los cuatro algoritmos fundamentales usados para las subrutinas de localización, resumiendo los aspectos más importantes de cada uno:

4.2.1. Construcción de malla tridimensional

Se realiza mediante el programa *Vel2Grid*, que es el encargado de transformar los ficheros que especifican las propiedades del modelo de velocidades (i.e.: dimensiones y valores de velocidad o lentitud) en un archivo con el formato compatible para el posterior cálculo de los tiempos de viaje de las ondas.

En el paso necesario para especificar las dimensiones de los archivos del modelo, es importante que los ficheros de entrada haya sido definidos con unas distancias equidis-

tantos entre los nodos dentro de cada eje x , y , z , aunque la extensión total de cada una de las dimensiones no sea la misma. Es decir, la malla del modelo puede consistir en un conjunto de 600 nodos en la dimensión x , 400 en la y , y 200 en la z . Sin embargo, la distancia entre cada uno de los nodos debe ser siempre la misma, por ejemplo, 1 km. El procedimiento de creación de los archivos de modelo se hace de forma independiente para modelos de velocidad de ondas P o S.

Vel2Grid se empleó para la obtención de los ficheros de modelos de velocidad cuando estos consistían en modelos por capas o unidimensionales. Por el contrario, para el caso de modelos tridimensionales, concretamente *mTAB3D*, se prefirió recurrir al software *NLLGrid* (Satriano et al. 2023). Esto es porque durante el proceso de creación de los ficheros que contenían la información de coordenadas y valor de V_P , se podía integrar y transcribir fácilmente esa información a una matriz de *numpy* y, posteriormente, usar *NLLGrid* para transformar dicha matriz en archivos compatibles con *NonLinLoc*.

4.2.2. Cálculo de tiempo de viaje de ondas

Después de obtener los archivos con la información del modelo de velocidad, es necesario calcular los tiempos de viaje hasta las estaciones receptoras que se vayan a usar en el proceso de inversión de hipocentros. El programa *Grid2Time* calcula estos tiempos de viaje desde las coordenadas del punto en el que se encuentre la estación sísmica al resto de puntos existentes.

Los tiempos de viaje se determinan usando un esquema basado en el algoritmo de diferencias finitas *Eikonal* de Podvin and Lecomte (1991), en el que se considera una “*Tierra Plana*” en el sistema de coordenadas x , y , z , t_0 . Este método permite obtener tiempos de viaje de primeras llegadas precisos, incluso cuando existen contrastes bruscos de velocidad debido a la geometría compleja de los cuerpos del subsuelo.

El cálculo tridimensional de tiempos de viaje es dependiente de la extensión del modelo de velocidad empleado. Esto implica que el tamaño de los archivos generados con la información de los tiempos de viaje crece de igual forma y, por lo tanto, existe la desventaja de que se puede llegar a consumir un gran espacio de almacenamiento. Por último, como resultado del cálculo de este programa, se obtienen archivos de tiempos

de viaje individuales para cada estación y fase (P o S) dentro de la extensión de la malla del modelo de velocidad.

4.2.3. Inversión de terremotos sintéticos

El algoritmo *Time2EQ* permite calcular tiempos de llegada sintéticos tras establecer arbitrariamente el hipocentro. De este modo, podemos hacer ensayos para probar el modelo de velocidades “*situando a mano*” el terremoto dentro del volumen del modelo (i.e.: asignándole unas coordenadas x, y, z, t_0 específicas), y después calcular los tiempos de viaje hasta las estaciones sísmicas.

Time2EQ permite calcular los tiempos de llegada con la posibilidad de añadir un cierto ruido, lo que serviría para replicar en cierta medida los posibles errores formales relacionados con la incertidumbre del picado de la llegada de la onda o pequeñas desviaciones en el modelado de las velocidades.

4.2.4. Localización de hipocentros

La subrutina que realiza *NLLoc* sirve para obtener localizaciones hipocentrales óptimas mediante la búsqueda y muestreo dentro de la malla del modelo de velocidades para, posteriormente, estimar la incertidumbre de la solución basándose en su función de densidad de probabilidad (*PDF - probability density function*). A continuación, se describe el procedimiento que sigue este programa.

Primeramente, para las localizaciones calculadas en la presente Tesis Doctoral, se ha elegido el método de búsqueda *Oct-Tree Sampling* de entre los algoritmos de “muestreo por importancia” disponibles en *NLLoc*. Este algoritmo funciona con una malla inicial que se muestrea globalmente y se subdivide en 8 celdas de igual tamaño en el punto de mayor probabilidad de localización. La probabilidad de que un hipocentro se encuentre dentro de una celda concreta vendría dada por la Ecuación 4.3:

$$P_i = V_i \cdot PDF(\mathbf{x}_i) \quad (4.3)$$

Donde V_i y $\mathbf{x}_i$ se refieren al volumen y las coordenadas que marcan el centro de

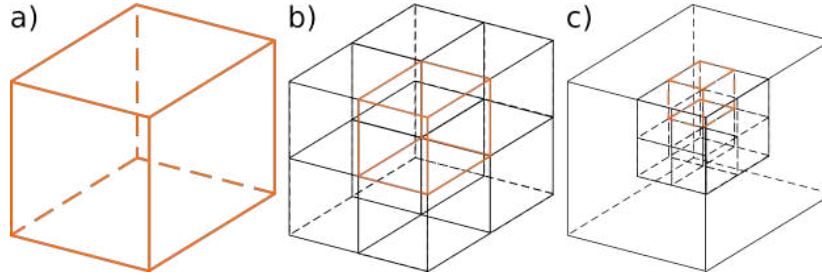


Figura 4.3: Esquema del funcionamiento del algoritmo de búsqueda *Oct-Tree Sampling*. El color naranja indica el volumen/celda con mayor P_i sobre la que se realiza el muestreo para, posteriormente, subdividir en 8 subceldas menores.

dicha celda, respectivamente. La subdivisión en celdas menores continúa hasta que se alcanza el valor de tamaño de celda más pequeño, o el máximo número de subdivisiones (Figura 4.3).

El algoritmo *Oct-Tree Sampling* cuenta con la ventaja de ofrecer un muestreo preciso de la localización de un terremoto en un medio tridimensional, además de ser computacionalmente eficiente y requerir pocos parámetros para su configuración en el fichero de control de *NLLoc*.

Tras el proceso de muestreo, la inversión se realiza mediante la formulación probabilística de Tarantola and Valette (1982), que se basa en la estimación de la *PDF* para expresar el grado de fiabilidad sobre el valor de los parámetros de la localización (i.e.: coordenadas espaciales y tiempo de origen). En este estudio, el algoritmo de localización que se ha escogido para la estimación de la *PDF* es la formulación de *equal differential time (EDT)* (Zhou 1994; Font et al. 2004; Lomax 2005). En este caso, la probabilidad de la localización se describe en la Ecuación 4.4:

$$PDF(\mathbf{x}_o) \propto k \left[\sum_{a,b} \frac{1}{\sqrt{\sigma_a^2 + \sigma_b^2}} \exp \left(- \frac{\{ [T_a^o - T_b^o] - [TT_a^c(\mathbf{x}_o) - TT_b^c(\mathbf{x}_o)] \}^2}{\sigma_a^2 + \sigma_b^2} \right) \right]^N \quad (4.4)$$

Aquí, $\mathbf{x}_o$ hace referencia a las coordenadas espaciales de la localización, k a una constante de factor de normalización, T_a^o y T_b^o son los tiempos de llegada observados y TT_a^c y TT_b^c los tiempos de viaje calculados para los pares de observación a y b , respectivamente. Las desviaciones estándar σ_a y σ_b representan la incertidumbre de los tiempos de llegada observados y los tiempos de viaje calculados. Finalmente, N es el

número total de observaciones.

Según la Ecuación 4.4, la máxima probabilidad se alcanza cuando la exponencial tiene un valor igual a 1, y esto ocurre solamente cuando $[T_a^o - T_b^o] = [TT_a^c(\mathbf{s}) - TT_b^c(\mathbf{s})]$, de ahí el nombre “*equal differential time*”. Hay que remarcar también que, debido a que el sumatorio de las observaciones se encuentra fuera del exponencial, la *PDF* de la localización tendrá unos valores máximos para puntos de $\mathbf{s}$ donde la mayoría de los pares de observaciones a y b satisfagan la condición de que el exponencial sea igual a 1. Por lo tanto, se puede considerar que el algoritmo *EDT* es menos sensible a la presencia de valores anómalos.

También hay que resaltar que la función de probabilidad *PDF*($\mathbf{s}$) de *EDT* es independiente del tiempo de origen (t_0). De este modo, el problema inverso de la localización se reduce de cuatro incógnitas (x, y, z, t_0) , a solamente tres (x, y, z) . Sin embargo, en *NLLoc* es posible estimar de forma compatible t_0 para los puntos $\mathbf{x}$ que den lugar al hipocentro de máxima probabilidad.

Usados conjuntamente, el algoritmo de búsqueda por “muestreo de importancia” *Oct Tree* y el método de inversión *EDT* pueden determinar localizaciones absolutas estables dentro de volúmenes tridimensionales de manera eficiente (Husen et al. 2003; Lozano et al. 2020; Latorre et al. 2016)

4.2.5. Valoración de las ventajas y limitaciones de *NonLinLoc*

Como se explicaba anteriormente, *NonLinLoc* permite obtener una solución estadísticamente óptima de la localización siguiendo un procedimiento de cálculo no-lineal. Entre los varios puntos a favor de este software, encontramos en primer lugar la posibilidad de realizar la inversión de hipocentros dentro de un volumen tridimensional, teniendo así en cuenta para este cálculo las tablas de tiempos de viaje generadas a partir del modelo *mTAB3D* presentado en el Capítulo 3. Adicionalmente, el proceso de cálculo se realiza de forma eficiente con un algoritmo de cálculo que es robusto frente a la presencia de valores anómalos.

Los resultados de la localización se muestran en los ficheros de salida, los cuales contienen toda la información detallada de la localización. Destaca el hecho de que los

valores de incertidumbre están basados en la *PDF* de la localización, de la cual *NLLoc* permite extraer un elipsoide de error. La geometría y orientación de este elipsoide nos serán útiles más adelante para comparar y estimar la incertidumbre derivada de imprecisiones en picados de tiempos de llegada o cálculos de tiempo de viaje de las ondas sísmicas.

Sin embargo, hay que hacer notar ciertas desventajas en el manejo de este *software*. La primera de ellas es que *NonLinLoc* únicamente permite calcular los tiempos de las primeras llegadas. Es decir, no se hace distinción alguna entre, por ejemplo, llegadas de ondas directas (*Pg*, *Sg*) o refractados en la Moho (*Pn*, *Sn*). Para cortas distancias, esto generalmente no supone un problema porque la mayoría de los tiempos de picado corresponderán a llegadas directas. Por el contrario, más allá de la distancia de *cross-over* (i.e.: cuando la onda refractada llega antes que la onda directa a la estación receptora), se pueden dar lugar a ciertas complicaciones que incrementen levemente el error del resultado.

En el ejemplo planteado en la Figura 4.4, se representa el caso de un terremoto en un medio que presenta dos velocidades de ondas diferentes, siendo v_2 (manto) mayor que v_1 (corteza). Aquí, la onda directa llegará antes que la reflejada en el punto (1). En (2), se marca la distancia de *cross-over* (x_c), por lo que ambas ondas llegarían al mismo tiempo. A partir de esta x_c , como ocurre en (3), la onda refractada llegaría siempre antes.

Este fenómeno es especialmente sensible a las variaciones de la profundidad a la que se produzca la refracción (Ecuación 4.5), por lo que, en un modelo tridimensional de velocidades en el que la Moho presenta una variación lateral, esta distancia de *cross-over* también podrá ser distinta.

$$x_c = 2h\sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}} \quad (4.5)$$

Por ejemplo, suponiendo el caso de la heterogeneidad del espesor cortical en el área que representa *mTAB3D*, podríamos plantear dos casos de terremotos para estimar una distancia de *cross-over* (x_c) en zonas con profundidad de Moho (h) distinta, como son el mar de Alborán (~ 20 km) o bajo la cuenca del Guadalquivir (~ 30 km) (Figura

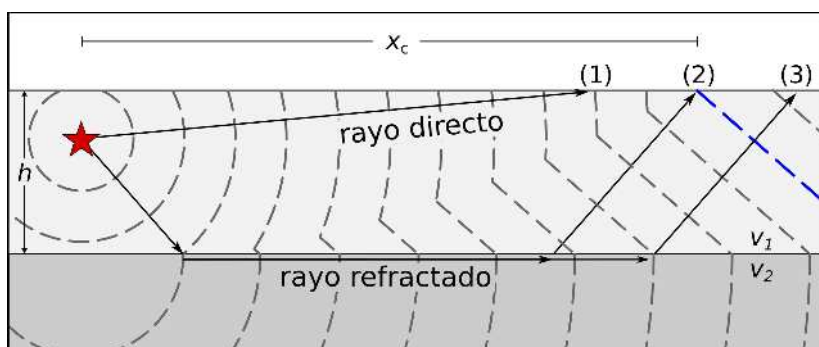


Figura 4.4: Efecto del fenómeno de *cross-over* en las llegadas de ondas a estaciones sísmicas. Se representan las diferencias en las llegadas de ondas, directas y refractadas, a 3 puntos situados a distancia variable. Aquí, h es el espesor cortical, las velocidades de ondas vienen representadas por v_1 y v_2 para la corteza y el manto, respectivamente, y x_c es la distancia de *cross-over*. El frente de ondas a partir del cual la onda refractada llega antes que la directa se marca en color azul.

4.5). De manera simplificada, asumiendo que $v_1 = 6,0$ km/s (velocidad promedio de ondas en la corteza) y $v_2 = 8,0$ km/s (velocidad promedio de ondas en el manto), siendo además equivalentes para ambas zonas, podríamos considerar que x_c en la cuenca del Guadalquivir es 1.75 veces mayor que en el caso del mar de Alborán según la relación de la Ecuación 4.5. Este hecho se representa en la Figura 4.5 como una menor área coloreada en el caso del epicentro del mar de Alborán. Aquí, las ondas correspondientes a refracciones en el manto aparecerán registradas como primeras llegadas en las estaciones sísmicas a una distancia menor que en el caso hipotético de la cuenca del Guadalquivir.

Otra limitación es que el algoritmo de inversión *EDT*, en ocasiones produce una *PDF* con una geometría irregular en la que pueden existir múltiples soluciones con posibilidad de considerarse el hipocentro más probable (Lomax 2005; Lomax et al. 2009). Esto implica que el elipsoide tenga mayores dimensiones a lo normal, y también que la localización del hipocentro más probable no resulte ser la idónea. A veces, esto último ocurre cuando la localización está próxima a un cambio brusco de velocidades (Figura 4.6).

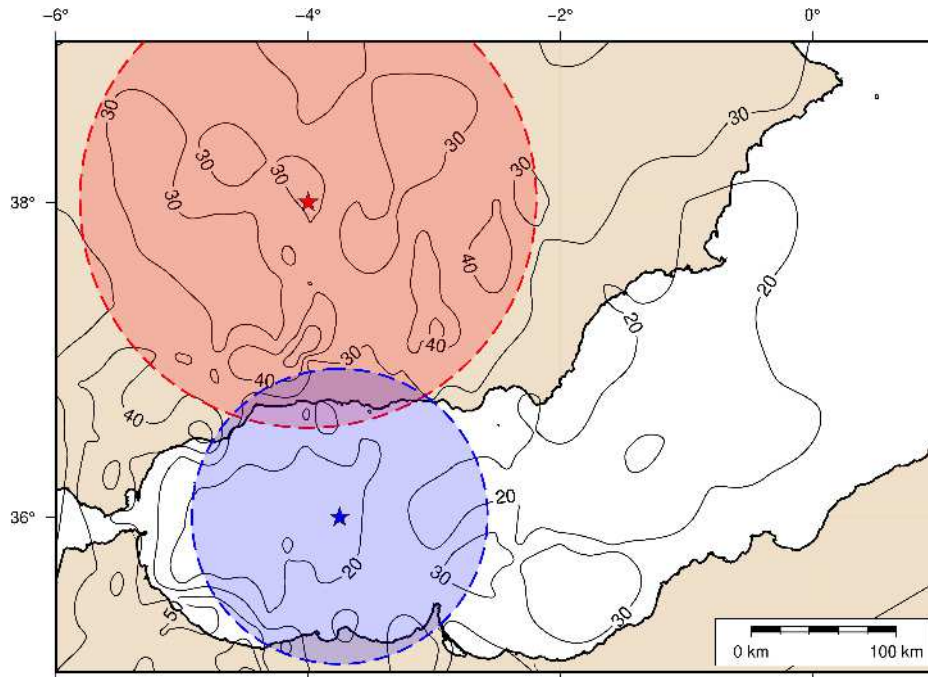


Figura 4.5: Mapa con ejemplo simplificado sobre el efecto de la variación del espesor cortical en la estimación de la distancia de *cross-over* dentro del área de *mTAB3D*. La estrella de color rojo marca el epicentro de un terremoto en el valle del Guadalquivir, y el azul uno situado en el mar de Alborán. La distancia de *cross-over* queda limitada a la circunferencia en línea discontinua. Los contornos indican la profundidad de la Moho en kilómetros.

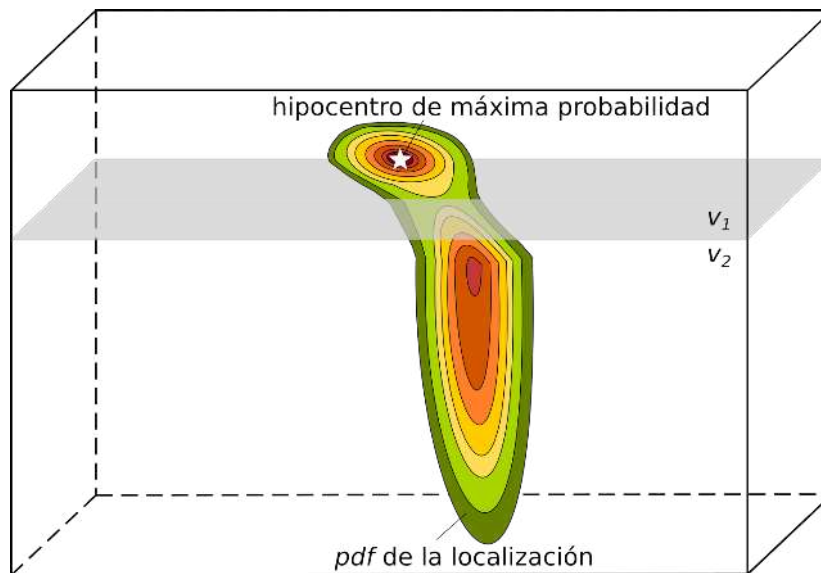


Figura 4.6: Esquema del efecto de un límite horizontal (plano gris) con cambio brusco de velocidades ($v_2 \gg v_1$). La *PDF* indicaría dos zonas con alta probabilidad de localización de hipocentro, pero la máxima probabilidad se alcanza sobre el plano de horizontal. Modificado de Lomax et al. (2000).

4.3. Comprobación de validez de *mTAB3D*

Tras haber explicado los fundamentos del problema de la localización de terremotos, así cómo el *software* empleado para calcular los hipocentros dentro de nuestra zona de estudio, podemos estudiar la validez de *mTAB3D* a la hora de permitir la localización precisa de hipocentros en el área de los Sistemas Bético-Rifeños y el mar de Alborán.

Para ello, se han diseñado dos ensayos que permitirán observar el grado de fiabilidad con el que *mTAB3D* es capaz de obtener localizaciones. El primer ensayo servirá para observar qué áreas pueden poseer una menor cobertura azimutal debido a la geometría de la red de estaciones desplegada en la zona de estudio. El segundo, consistirá calcular la localización absoluta de varios terremotos cuya ubicación sea bien conocida de antemano.

4.3.1. Influencia de la geometría de la red de estaciones

Este experimento consiste en, dada la ubicación de las estaciones de la Red Sísmica Nacional presentes en el área que cubre el modelo, determinar las zonas que presentan una peor cobertura. Esto puede tener implicaciones directas en las soluciones que se obtengan con un *gap* azimutal elevado, es decir, el mayor ángulo dentro del cual no exista ninguna estación sísmica. En este caso, el valor que se recomienda no sobrepasar es de 180° (Husen and Hardebeck 2010).

Para este ensayo, se ha generado un catálogo de hipocentros usando tiempos de llegada sintéticos mediante el programa *Time2EQ*. El propósito es obtener conjunto de hipocentros con ubicación conocida, para luego relocalizarlos con *NLLoc* y tomar el parámetro de *gap* del resultado.

En la Figura 4.7 se observa el resultado de este cálculo. El valor de *gap* de cada celda de la malla se ha obtenido mediante la obtención del valor medio en celdas de 100 km de lado, y la posterior interpolación de mínima curvatura para obtener una malla con celdas de 10 km. El cálculo del promedio y la interpolación se llevó a cabo mediante los algoritmos *blockmean* y *surface*, respectivamente, ambos dentro del *GMT* (Wessel et al. 2019). Puede verse como el valor de *gap* azimutal está muy condicionado por la

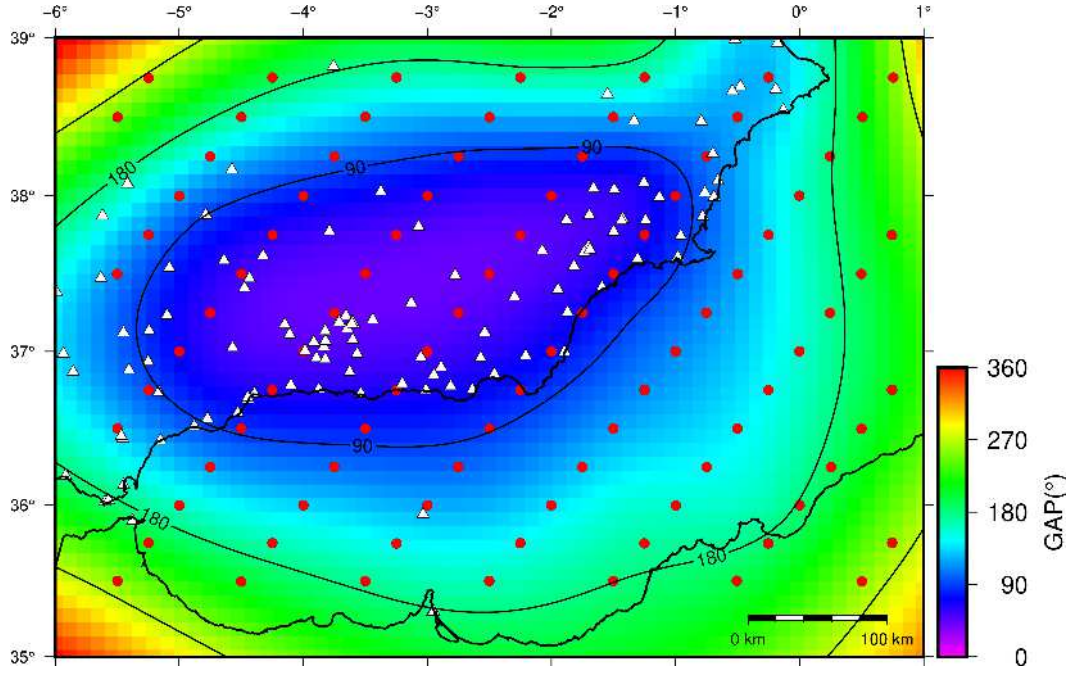


Figura 4.7: Valor de *gap* azimutal según la geometría de estaciones de la Red Sísmica Nacional (triángulos blancos). Cada celda tiene un tamaño de 10x10 km. Se incluye la ubicación de los terremotos sintéticos generados con *Time2EQ* (círculos rojos), así como los contornos de *gap* cada 90°.

geometría de la red de estaciones. Las zonas con una cobertura más desfavorable son las situadas cerca de las esquinas de *mTAB*. También hay una proporción importante de área con $gap > 180^\circ$ en la parte norte, este y sur del modelo, donde hay menos estaciones disponibles. Las zonas que parecen mostrar unos valores adecuados corresponderían a los Sistemas Béticos, destacando las Béticas orientales, parte del valle del Guadalquivir, y las cuencas de Guadix-Baza y Granada.

Estas observaciones nos dan una idea preliminar de dónde cabría esperarse un funcionamiento más limitado del modelo a la hora de ubicar hipocentros, debido a la existencia de zonas de bajo ángulo de cobertura de receptores. Sin embargo, se debe tener en cuenta que este ensayo considera unas circunstancias óptimas, siendo que los hipocentros sintéticos se han calculado asumiendo que todas las estaciones de la red han registrado llegadas. En la realidad, esto no tiene por qué ser así, incluso en casos de terremotos de gran magnitud, porque puede haber receptores que no hayan podido registrar llegadas debido a diversas causas. Esto tiene como consecuencia directa el aumento del *gap* y, de igual forma, la incertidumbre de la solución. Para contrastar

este efecto con casos reales de terremotos de magnitud moderada, realizamos el segundo ensayo a continuación.

4.3.2. Ensayo de localización de hipocentros

Como aproximación a la hora de estimar la validez de los hipocentros obtenidos usando un modelo de velocidades sintético como *mTAB3D*, calculamos una relocalización de terremotos que cuenten con una ubicación conocida y fiable. Estos terremotos, conocidos como *ground truth events* (*GT*), o eventos de referencia, tienen diferentes categorías en función de cómo de conocida sea su ubicación (Bondar and McLaughlin 2009).

Para el ensayo, utilizaremos el catálogo de terremotos del IGN ([Instituto Geográfico Nacional 2023b](#)), extrayendo eventos de $M \geq 4$ ocurridos entre 2017-2022 y repartidos por varias áreas, por lo que servirá para ver el funcionamiento de *mTAB3D* en distintas zonas y profundidades. Usando los tiempos de llegada recogidos en este catálogo, se calcula la inversión del hipocentro usando *NLLoc* con el método *EDT* y el algoritmo de búsqueda *Oct-Tree* explicados anteriormente.

A la hora de incluir tiempos de llegada de onda S en el procedimiento, existe la limitación de que *mTAB3D* solamente contiene datos de V_P . Normalmente, esto se resuelve considerando un ratio V_P/V_S constante en el que V_S varía proporcionalmente a V_P . Sin embargo, hay que hacer notar que mantener un V_P/V_S constante no es lo ideal para zonas extensas, ya que este ratio, al estar directamente relacionado con las velocidades de ondas, puede variar de forma independiente entre distintos sectores. Estas variaciones pueden deberse a factores incorrectamente modelados, como presencia de zonas de baja velocidad (*Low Velocity Zone* - *LVZ*), o cambios composicionales. No obstante, con el objetivo de simplificar este ensayo, se asumió un ratio V_P/V_S constante de 1.73, el cual se ha empleado en varios estudios de localización en la región ([Sánchez-Roldán et al. 2021](#); [Bufo et al. 2017](#); [Lozano et al. 2022](#)).

Tras efectuar la primera localización con *NLLoc*, se obtiene un fichero con las estimaciones de residuo promedio ($t_{observada} - t_{calculada}$) para cada estación en segundos. Estos residuos se incluyen en el cálculo de una segunda localización a modo de “co-

rección estática de estaciones” para reducir la influencia de posibles sesgos. Con este procedimiento se pueden obtener soluciones más ajustadas al contemplar en el cálculo los desfases de tiempo de llegada promediados en las cercanías de una estación sísmica. Cuando estos desfases son muy elevados para una estación (≥ 2 s), es indicativo de que existen estructuras incorrectamente modeladas en la zona que producen tiempos de llegadas anómalos. Por lo tanto, en estos casos sería necesario una revisión y corrección del modelo de velocidades.

Ya que los terremotos extraídos están repartidos por zonas con *gap* variable (Figura 4.7), este ensayo también servirá para evaluar el funcionamiento de *mTAB3D* bajo una condición adversa como es la no disponibilidad de una cobertura de receptores adecuada. La Figura 4.8 muestra el resultado de la relocalización de estos eventos de referencia. Los resultados obtenidos con *mTAB3D* reflejan una ubicación epicentral coherente, y no muy alejada de la del evento de referencia. Sin embargo, las diferencias son más marcadas cuando estudiamos la profundidad y los parámetros de incertidumbre estimados.

Las coordenadas de ambas localizaciones, así como sus valores de incertidumbre, se encuentran en la Tabla 4.1. Aquí, las incertidumbres se expresan a partir del cálculo de una elipse de error al 90 % de confianza, aunque se debe tener en cuenta que estas se obtienen siguiendo metodologías distintas. Mientras que el catálogo de la Red Sísmica Nacional expresa las incertidumbres calculadas por el algoritmo Evloc (González 2017; Nagy, 1996), *NLLoc* obtiene los valores de incertidumbres a partir de la matriz de covarianza de las *PDF* de la localización, extrayendo un elipsoide 3D al 68 % de confianza por defecto. En esta ocasión, para simplificar la comparación, se ha recalculado el elipsoide al 90 % de confianza, que es el valor con el que se publican los datos de error en el catálogo de la Red Sísmica Nacional.

Para la estimación del error horizontal (S_h), se ha calculado la media geométrica de las dimensiones de los semiejes mayor y menor de la elipse de error. Esto facilitará la comparación de la incertidumbre sin tener que entrar a valorar diferencias de dimensiones de ejes y su orientación. Por otro lado, el error vertical (S_v) se extrajo directamente del semieje vertical elipsoide de error.

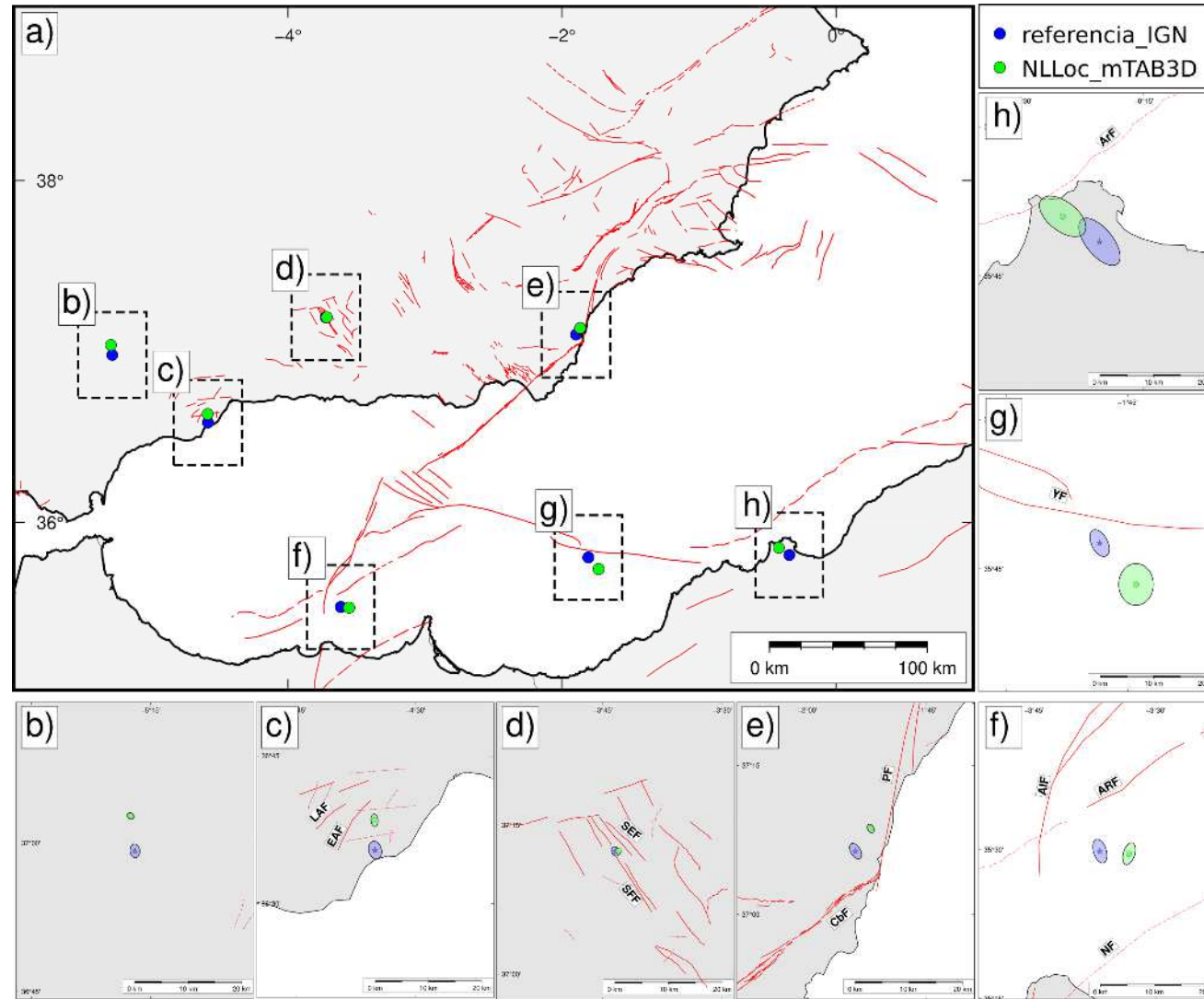


Figura 4.8: Mapa con las ubicaciones inicial (referencia_IGN) y relocalizada (NLLoc_mTAB3D) de terremotos del catálogo de la Red Sísmica Nacional. Se incluye una ampliación a cada una de las localizaciones mostrando las elipses de incertidumbre horizontal. Trazas de fallas activas extraídas de *QAFI* (IGME, 2022).

fecha	catálogo	lon.	lat.	prof. (km)	rms	S_h (km)	S_z (km)	n° fases	gap
2021/10/19 (Fig. 4.8b)	IGN	-5.2831	36.9868	10.0f	1.00	1.08	0.00	278	42
	mTAB3D	-5.2924	37.0454	12.8	0.54	0.62	0.83	60	58
2021/11/28 (Fig. 4.8c)	IGN	-4.5848	36.5905	59.9	0.80	1.43	3.10	252	54
	mTAB3D	-4.5863	36.6408	55.6	0.24	0.89	1.50	54	88
2021/01/23 (Fig. 4.8d)	IGN	-3.7239	37.2062	0.0f	0.55	0.80	0.00	434	22
	mTAB3D	-3.7166	37.2072	1.0	0.26	0.44	0.53	90	53
2022/12/31 (Fig. 4.8e)	IGN	-1.8990	37.1063	0.4	1.22	1.20	1.20	328	114
	mTAB3D	-1.8673	37.1442	8.4	0.36	0.70	1.08	90	156
2022/05/20 (Fig. 4.8f)	IGN	-3.6145	35.4975	1.7	0.66	1.66	2.50	338	102
	mTAB3D	-3.5547	35.4932	0.1	0.34	1.50	0.35	104	175
2017/07/11 (Fig. 4.8g)	IGN	-1.8081	35.7930	0.9	1.42	2.00	2.50	229	98
	mTAB3D	-1.7327	35.7236	27.0	0.34	3.54	12.80	45	225
2022/06/26 (Fig. 4.8h)	IGN	-0.3410	35.8071	13.7	1.30	3.54	5.70	113	175
	mTAB3D	-0.4168	35.8499	0.0	0.40	3.70	4.61	49	253

Tabla 4.1: Tabla comparativa de los resultados de localización hipocentrales de los terremotos de referencia extraídos del catálogo sísmico de la Red Sísmica Nacional (Instituto Geográfico Nacional 2023b). Se incluyen los valores de residuo de tiempos de viaje (rms), las incertidumbres horizontales y vertical (S_h y S_z , respectivamente), así como el número de fases empleadas y el gap azimuthal.

De los resultados mostrados en la Tabla 4.1, llama la atención la diferencia que existe en las profundidades entre las localizaciones absolutas de $mTAB3D$ y las estimadas en el catálogo de referencia. Además, como era de esperar, estas nuevas soluciones presentan un número de fases empleadas claramente inferior. Esto se traduce en un gap superior que no parece presentar implicaciones demasiado negativas a la incertidumbre estimada en varios hipocentros, como se discutirá más adelante.

Adicionalmente, se ha llevado a cabo otro ensayo con uno de los terremotos más estudiados en el área de las Béticas Orientales: el terremoto de Lorca de 2011 (López-Comino et al. 2012; Alguacil et al. 2014). Esto nos permitiría establecer algunas comparaciones más detalladas en cuanto a la relación de los resultados con la geometría de fallas cercanas. De igual forma, los tiempos de llegada se obtuvieron del catálogo sísmico de la Red Sísmica Nacional (Instituto Geográfico Nacional 2023b) y el proceso de relocalización se llevó de manera idéntica a la de los eventos de referencia.

La Figura 4.9 muestra el resultado del hipocentro de máxima probabilidad que se obtiene con $mTAB3D$ en comparación a la ubicación calculada por la Red Sísmica Nacional. El nuevo epicentro aparece desplazado $\sim 2,5$ km hacia el este con respecto al resultado inicial disponible en el catálogo del IGN. Por el contrario, la profundidad

catálogo	lon.	lat.	prof. (km)	rms	S_h (km)	S_z (km)	nº fases	gap
IGN	-1.7114	37.7175	4.0f	0.15	1.5	0	90	40
mTAB3D	-1.6853	37.7172	4.01	0.26	0.8	1.5	45	64

Tabla 4.2: Tabla comparativa de los resultados de localización hipocentrales del terremoto de Lorca de 2011. Se incluyen los valores de residuo de tiempos de viaje (rms), las incertidumbres horizontales y vertical (S_h y S_z , respectivamente), así como el número de fases empleadas y el gap azimutal. Nótese que la profundidad del terremoto en el catálogo del IGN está fijada a 4 km, por lo que su error vertical sería nulo.

parece situarse a 4 km en ambos casos. De manera similar a los resultados anteriores, las coordenadas y valores de incertidumbre de ambas localizaciones se muestran en la Tabla 4.2.

4.3.3. Análisis de los ensayos y valoración de $mTAB3D$

Después del ensayo con los datos extraídos del catálogo de la Red Sísmica Nacional, podemos establecer una serie de comparaciones basándonos en las nuevas localizaciones y sus incertidumbres. Aunque la Figura 4.8 muestra que los epicentros no son demasiado diferentes a escala regional, en la Tabla 4.1 se puede observar que hay algún caso en el que la profundidad es muy distinta entre el valor del catálogo empleado y la solución que obtiene $mTAB3D$. En este punto, conviene hablar de la existencia de algunas profundidades con un valor fijado (valores con “f” en la quinta columna). Esto suele ocurrir cuando la localización no converge adecuadamente y, por lo tanto, se asume un valor para resolver únicamente el epicentro.

En cuanto a la comparación de la incertidumbre entre ambas soluciones, cabe destacar la diferencia de datos empleados para el cálculo de los hipocentros. Debido a la extensión definida en $mTAB3D$, el número de estaciones de las que se puede usar tiempos de llegada es limitado. Esto se evidencia en la diferencia de número de fases utilizadas para la estimación de las localizaciones, siendo las de $mTAB3D$ la mitad de las registradas en el catálogo de la Red Sísmica Nacional. Como consecuencia, el gap azimutal es mayor para el resultado de $mTAB3D$. Inicialmente, estos factores implican una desventaja en el desempeño del modelo sintético para resolver una localización fiable, aunque no tiene por qué ser un pronóstico de que los resultados de $mTAB3D$

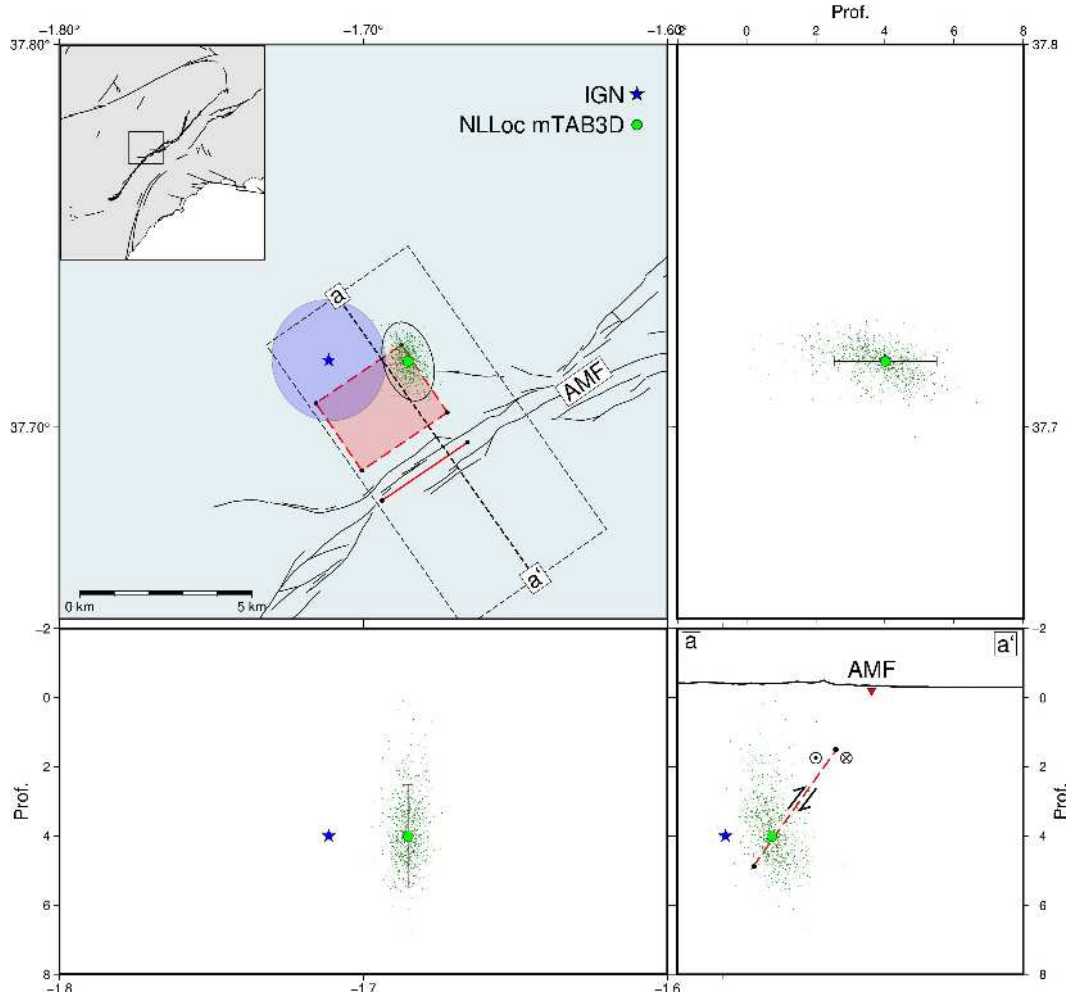


Figura 4.9: Mapa con las ubicaciones inicial (estrella azul) y relocada (círculo verde) del terremoto de Lorca de 2011. Se incluyen las incertidumbres horizontales (elipses de error horizontal calculadas en el intervalo de confianza del 90 %) y verticales (barras de error). La nube de puntos verdes representa las muestras de la PDF obtenida por $NLLoc$. Adicionalmente, se traza la estimación del área de rotura y su proyección a 0 km, suponiendo una prolongación con buzamiento homogéneo, extraída de [Martínez-Díaz et al. \(2012a\)](#). La sección a-a' se muestra proyectada verticalmente en el cuadro inferior derecho. Trazas de fallas activas extraídas de $QAFI$ (IGME, 2022).

sean peores, como se verá a continuación.

Para el catálogo de referencia, en aquellos eventos con profundidad fijada (Figura 4.8b,d), el valor de incertidumbre vertical es nulo. No obstante, en la relocalización con $mTAB3D$ sí se ha extraído el valor de error vertical, el cual resulta ser relativamente bajo, considerando la dificultad de la estimación fiable de este dato (Husen and Hardebeck 2010). Solamente existe un evento en el que esta S_z resulta ser peor para un hipocentro de $mTAB3D$, la mostrada en la Figura 4.8g. En este caso, se cumple que el área corresponde a una zona de baja cobertura azimutal y las primeras estaciones en recibir registro están bastante alejadas, correspondiendo las primeras llegadas a ondas refractadas solamente. Aquí, la convergencia del valor de profundidad no es ideal y se dificulta obtener una solución fiable, incluso usando un modelo 3D de velocidades.

En el resto de casos, $mTAB3D$ ha logrado obtener valores de S_h y S_z similares o mejores, destacando los hipocentros relocalizados en zonas donde, *a priori*, el *gap* estimado indicaría que sería complicado calcular una solución que convergiese de manera fiable (Figuras 4.8f,h). Se daría a entender que $mTAB3D$ podría compensar la ausencia de una geometría ideal de receptores, ajustando de forma más fiable los tiempos de viaje de ondas gracias al modelado de velocidades realizado. Un indicativo, serían los bajos valores de *rms* que se observan en las soluciones del modelo 3D, reflejando el buen ajuste entre los tiempos de llegada observados y los que se calculan para la localización usando $mTAB3D$. Para estos terremotos, las soluciones obtenidas usando un modelo tridimensional de velocidades resaltan incluso en circunstancias de desventaja, como las referidas al número de fases empleadas y, en consecuencia, la peor cobertura de estaciones receptoras.

Comparando los resultados de incertidumbre del terremoto de Lorca de 2011 en la Tabla 4.2, ocurre algo similar al ejemplo anterior del catálogo de eventos de referencia. Debido a que la profundidad de este terremoto fue fijada originalmente, S_z es nula. Por el contrario, la localización absoluta de $mTAB3D$ estima un valor de 1.5 km.

Adicionalmente, se observa como S_h es mucho más baja en el resultado de $mTAB3D$, indicando que su solución del epicentro convergería mejor que en el catálogo de referencia. La Figura 4.9 muestra una diferencia notable entre las dimensiones de los semiejes

que definen la excentricidad de la elipse de error de nuestra solución. Esto normalmente se relaciona con la geometría de la red sísmica (Lomax et al. 2009) que, para este ensayo, ha variado de una solución a otra al considerar menos estaciones en el caso de *mTAB3D* que en la ubicación inicial.

Centrando el análisis en la localización de este terremoto de Lorca, se ha realizado una comparación gráfica de la ubicación de ambos hipocentros respecto a la posición y geometría de la AMF, la falla responsable de este terremoto. En el cuadro inferior derecho de la Figura 4.9 se presenta una sección vertical (a-a') orientada perpendicular a la superficie de rotura de la AMF estimada en Martínez-Díaz et al. (2012a). Aquí, aparecen dibujados tanto el hipocentro del catálogo de la Red Sísmica Nacional, como el relocalizado con *mTAB3D* usando *NLLoc*. Asimismo, se ha añadido la proyección de AMF en profundidad según la interpretación sobre la superficie de rotura mencionada anteriormente. En ella, se propone que el plano de falla de AMF presentaría un buzamiento de unos 65° hacia el NW.

En un principio, ambos resultados coinciden en estar situados hacia el NW, lo que es coherente con la geometría y cinemática de la AMF. Sin embargo, comparando en detalle la geometría inferida de la rotura de la AMF en profundidad con la proyección de los hipocentros, se advierte que el hipocentro con una posición más favorable es el que se obtiene en nuestro ensayo. La causa estaría en el desplazamiento hacia el E que ha sufrido la nueva solución. Esto se debería a que en esta zona existe un contraste de velocidades, cuyo límite lo marca la AMF, entre los materiales del basamento al NW y los sedimentos del valle del Guadalentín al SE. Como se explicaba en la Sección 4.1, durante la inversión de los tiempos de llegada, se debe de mantener un compromiso entre el tiempo registrado y el hipocentro que se calcula. Por lo tanto, es posible que en ocasiones se produzcan sesgos cuando no se consideran variaciones laterales de velocidades de ondas.

Esta comparación de localizaciones es similar al ejemplo presentado en la Figura 3.1 del Capítulo anterior. Aquí también se observa que la migración del nuevo hipocentro es a consecuencia de que *mTAB3D* sí considera un cambio de velocidades brusco a uno y otro lado de la EBSZ, coincidente con un adelgazamiento cortical hacia el SE,

y el límite entre la corteza Ibérica y la del Dominio de Alborán (área central de la Figura 3.7a en el Capítulo 3). Esto, unido a la corrección de tiempos de llegada a las estaciones, da lugar a un desplazamiento de la localización hacia el E, acercando el hipocentro al plano de falla y, por tanto, presentando más coherencia con la posible proyección de la AMF en profundidad.

La solución obtenida mediante la localización con *mTAB3D* también sería coherente con la hipótesis presentada en López-Comino et al. (2012), que sugieren un inicio de la rotura que se propaga preferentemente hacia el SW, en coherencia con la cinemática inversa con salto en dirección sinistral de la AMF, dando lugar a un efecto de directividad que, junto con la escasa profundidad, la cercanía al municipio de Lorca y posibles debilidades de edificios e infraestructuras, pudo suponer un incremento de los daños materiales ocasionados.

4.4. Conclusiones

Considerando los ensayos realizados, se ha comprobado el que el modelo 3D *mTAB3D*, presentado en esta Tesis Doctoral, permite replicar o mejorar la fiabilidad de las localizaciones calculadas para terremotos de referencia con ubicación previamente conocida. Incluso en una situación de desventaja, como es la de la limitación del número de llegadas para la inversión del hipocentro, este modelo logra una solución con una incertidumbre epicentral inferior, y además de ser más próxima a la falla fuente del terremoto. Es decir, se ha logrado obtener una mejora en la precisión y exactitud del hipocentro.

Se debe enfatizar también que las soluciones calculadas con *mTAB3D*, siguiendo la metodología de localización explicada previamente, dan lugar a resultados con bajas incertidumbres también en zonas con una baja cobertura de estaciones. Esto es un ejemplo de cómo la modelización de las variaciones laterales de velocidad de una región podría compensar parcialmente una geometría de receptores no ideal, dando lugar a localizaciones más ajustadas.

Finalmente, teniendo en cuenta las ventajas y limitaciones que presentaría *mTAB3D*,

se plantea continuar con los ensayos de este modelo para obtener catálogos completos, además de evaluar mucho más en detalle los resultados de este modelo para casos reales de series sísmicas ocurridas en la región Ibero-Maghrebí.

Capítulo 5

Aplicación de $mTAB3D$ a la inversión de hipocentros en la región Íbero-Maghrebí

Tanto en la península Ibérica como en zonas próximas, se han realizado estudios que revisan catálogos sísmicos a partir de modelos tridimensionales de velocidad de ondas (Bufo et al. 2005; Theunissen et al. 2018; Matos et al. 2018; Lozano et al. 2020, 2022). En varios de ellos, se analiza qué influencia tiene la modelización de las heterogeneidades del subsuelo para el cálculo de hipocentros y el cambio en las incertidumbres de los resultados. Este tipo de trabajos coinciden en poner de manifiesto que se pueden obtener hipocentros con una incertidumbre inferior usando modelos tridimensionales de velocidades optimizados para la región a tratar. Ello contribuye a mejorar la capacidad de interpretar la sismotectónica de dicha zona, sobre todo en lo referido a la relación que existe entre la sismicidad y fuentes concretas.

En este Capítulo se presentan y discuten los resultados obtenidos tras usar de velocidades de onda distintos para el cálculo de localizaciones absolutas de terremotos en dos zonas especialmente activas de la región Íbero-Maghrebí: la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (EBSZ) y la Zona de Cizalla de TransAlborán (TASZ). Para este fin, se utilizarán el modelo unidimensional empleado por la Red Sísmica Nacional ($mIGN1D$) y el modelo tridimensional presentado en el Capítulo 3 ($mTAB3D$).

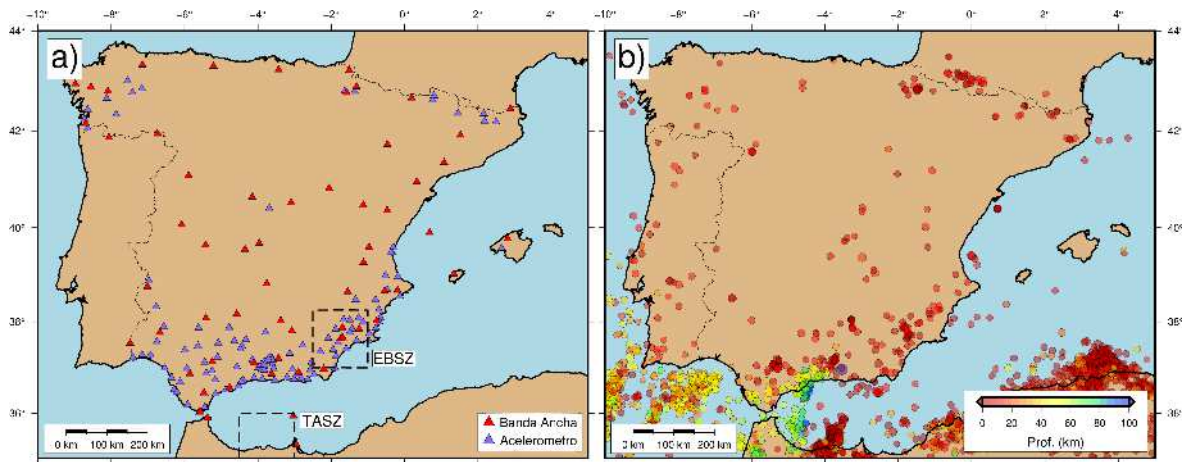


Figura 5.1: Mapas con la distribución de estaciones sísmicas (a) y la sismicidad registrada en la península Ibérica (b). En (a) Se muestran solamente los acelerómetros y estaciones de banda ancha pertenecientes a la Red Sísmica Nacional. Los recuadros discontinuos hacen referencia a las áreas de estudio donde se calcularán nuevas localizaciones de terremotos. En (b) la sismicidad se ha filtrado para mostrar solamente aquellos eventos de $m_{bLg} \geq 3.5$ entre los años 2000-2022.

5.1. Origen y tratamiento de los datos

La Red Sísmica Nacional, perteneciente al Instituto Geográfico Nacional (IGN), es la agencia con la red de estaciones de detección más extensa en la península Ibérica, Islas Canarias y áreas cercanas (Instituto Geográfico Nacional 2023b) (Figura 5.1). Se encarga de la vigilancia y monitoreo sísmico rutinario, así como de elevar la alerta sísmica cuando la situación lo requiere. Además, ofrece de forma pública un catálogo sísmico que recoge terremotos detectados desde 1370 hasta la actualidad en un área dentro las coordenadas $-20^{\circ}\text{E}/6^{\circ}\text{E}/26^{\circ}\text{N}/45^{\circ}\text{N}$, cuyas localizaciones han sido calculadas usando un modelo de velocidades unidimensional promedio (Mezcua and Martínez Solares 1983). El acceso al catálogo sísmico es libre a través de la web <https://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos>.

Para los cálculos de nuevas localizaciones absolutas en las dos zonas de interés, se descargaron del catálogo de la Red Sísmica Nacional dos conjuntos de datos:

1. Catálogo de EBSZ: Contiene información sobre la localización de terremotos registrados en las Béticas Orientales entre los años 2018-2022. Presenta un total de 1598 eventos repartidos dentro del área $-2.5^{\circ}\text{E}/-1^{\circ}\text{E}/37^{\circ}\text{N}/38.25^{\circ}\text{N}$ (Figura 5.2,

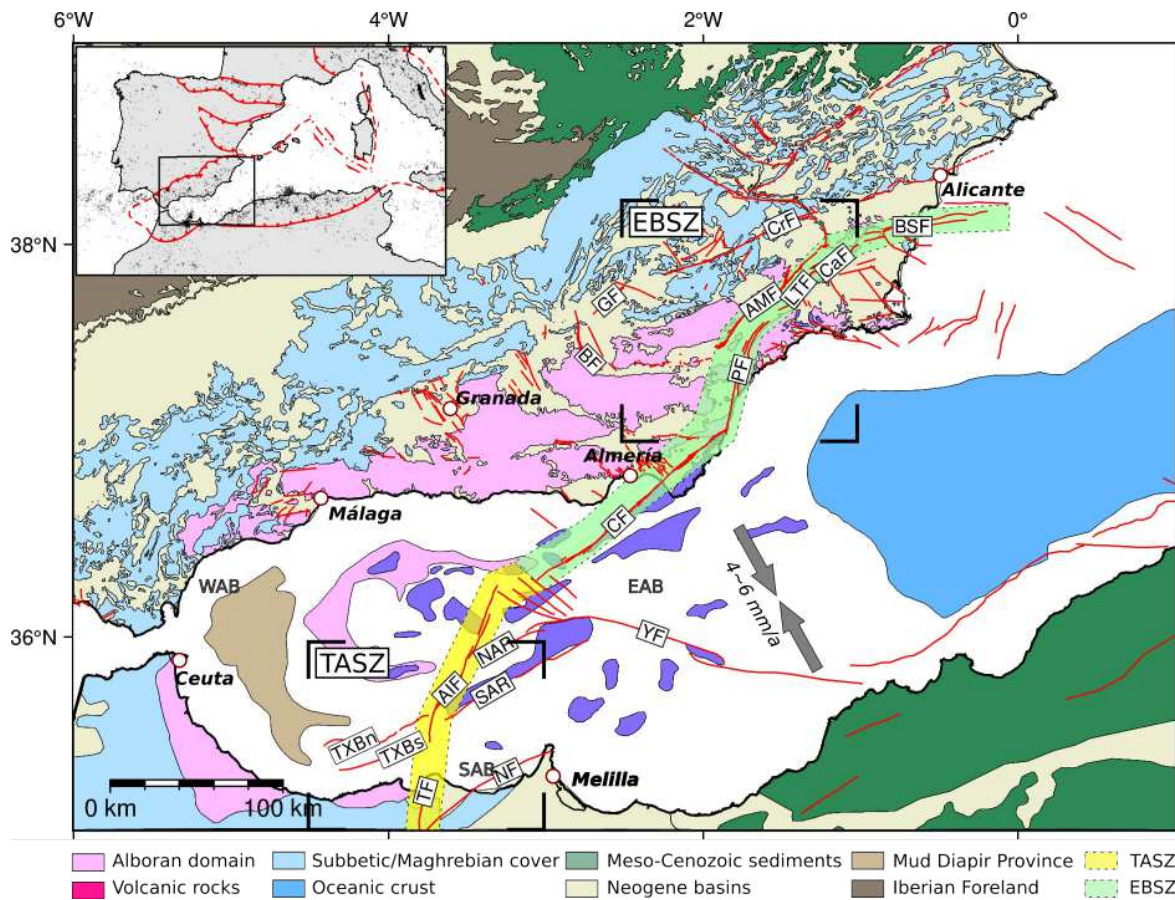


Figura 5.2: Mapas con las unidades tectónicas más importantes en la región Íbero-Maghrebí. Se señalan las ubicaciones de las relocalizaciones realizadas en las zonas de EBSZ (Figura 5.7) y TASZ (Figura 5.11). La convergencia entre África e Iberia (Serpelloni et al. 2007) se representa mediante dos flechas grises. Las líneas rojas indican las fallas activas de la región según el catálogo QAFI (García-Mayordomo et al. 2017).

EBSZ).

2. Catálogo de TASZ: Consiste en un conjunto de 540 terremotos, registrados dentro de las coordenadas $-4.5^{\circ}\text{E}/-3^{\circ}\text{E}/35^{\circ}\text{N}/36^{\circ}\text{N}$ (Figura 5.2, TASZ) durante la serie sísmica de Al-Idrisi, en el año 2016. En esta ocasión, se decidió filtrar por magnitud el catálogo para considerar solamente aquellos eventos con $M \geq 2.5$ registrados entre el 21-01-2016 y 01-04-2016, que es un modo de asegurar que únicamente se considerarán eventos que hayan podido ser registrados en estaciones situadas a ambos lados de los márgenes del mar de Alborán.

Estos catálogos contienen los datos de ubicación, incertidumbre y picado de fases en

Capítulo 5. Aplicación de *mTAB3D* a la inversión de hipocentros en la región Íbero-Maghrebí

```

DATA_TYPE BULLETIN IMS1.0:short with ISF2.0 extensions
Bulletin from IGN, generated 2018-07-17 07:30:18
EVENT 018abknl Spain
  Date      Time      Err  RMS Latitude Longitude  Smaj  Smin  Az Depth  Err Ndef Nsta Gap  mdist  Mdists Qual  Author  OrigID
2018/01/03 10:13:41.67  0.61  1.10  37.9160  -1.4114  6.2  3.8  23  0.0f  10  5 141  0.11  0.92 m i ke IGN  018abknl
(#PRIME)
(#DIST_RANGE: LOCAL)
(#IGN_REGION: NW LIBRILLA.MU)
Magnitude Err Nsta Author  OrigID
mb_Lg 1.4 0.3 4 IGN 018abknl
(#PRIME)
Sta Dist EvAz Phase Time TRes Azim AzRes Slow SRes Def SNR Amp Per Qual Magnitude ArriD
EMUR 0.15 118.5 Pg 10:13:44.163 -0.3 T_ m_ ES_HHZ
EMUR 0.15 118.5 Sg 10:13:46.890 0.3 T_ m_ ES_HHN
EMUR 0.15 118.5 IVmb_Lg 10:13:47.122 _ 821.5 m_mb_Lg 1.2 ES_HHN
EZAR 0.23 259.8 Pg 10:13:44.774 -1.0 T_ m_ ES_HHZ
EZAR 0.23 259.8 Sg 10:13:48.829 -0.1 T_ m_ ES_HHN
EZAR 0.23 259.8 IVmb_Lg 10:13:49.845 _ 1771.5 m_mb_Lg 1.8 ES_HHE
ETOB 0.74 351.7 Pg 10:13:55.535 0.5 T_ m_ ES_HHZ
ETOB 0.74 351.7 Sg 10:14:05.658 0.5 T_ m_ ES_HHN
ETOB 0.74 351.7 IVmb_Lg 10:14:07.334 _ 103.7 m mb_Lg 1.2 ES_HHN

```

Figura 5.3: Ejemplo de formato ISF2.0, estándar para el registro de terremotos en el *International Seismological Centre* (ISC). Se muestra el registro de fases para un terremoto detectado por la Red Sísmica Nacional cerca de la población de Librilla (Región de Murcia).

formato “*ISF2.0*” propio del catálogo de la *International Seismological Centre* (ISC). Aunque el *software* en su versión más reciente (a fecha de escritura de esta Tesis Doctoral, *NonLinLoc* v7.00) es compatible con este tipo de formato, este programa asigna por defecto unos valores de error de picado algo elevados (1 s y 4 s para fases P y S, respectivamente), frente a los que se observa en algunos de los ejemplos seguidos en el repositorio del software en <https://github.com/alomax/NonLinLoc>, que dan un orden de magnitud menor para ambas fases. Para corregir esto, se desarrolló un *script* de conversión de formatos que convierte los registros del catálogo del IGN en formato ISF2.0 a formato “*NLLOC_OBS*”, asignando un error de picado de $2 \cdot 10^{-2}$ s y $2 \cdot 10^{-1}$ s para los tiempos de llegada P y S, respectivamente.

Para la inversión de estos tiempos de llegada, usaremos exclusivamente receptores gestionados por la Red Sísmica Nacional situados dentro del área que cubre *mTAB3D* (Figura 5.1a). Utilizando la ubicación de estas estaciones, tanto instrumentos de banda ancha como acelerómetros, se estimarán los tiempos de viaje mediante el programa *Grid2Time*.

De igual forma, necesitamos establecer un ratio V_P/V_S constante para incluir también las llegadas de onda S en el cálculo. Sin embargo, en esta ocasión, en lugar de mantener el mismo ratio para ambas regiones, optamos por determinar un valor propio para cada zona siguiendo el método de Wadati (Wadati and Oki 1933). Este método

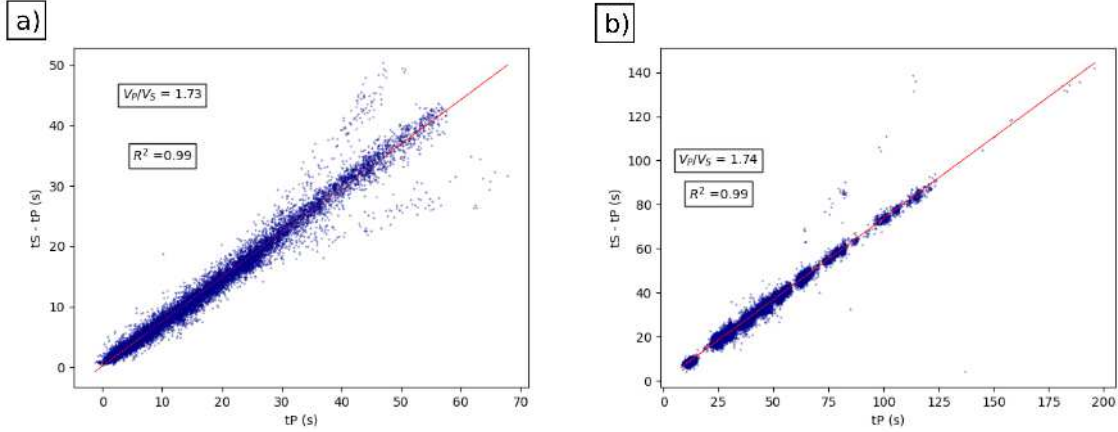


Figura 5.4: Diagramas de Wadati con los resultados de comparación de t_{S-P} y las llegadas absolutas de t_P dentro de las áreas de las Béticas Orientales (a) y el mar de Alborán (b). La línea roja marca la recta de ajuste utilizada para el cálculo del ratio V_P/V_S .

consiste en enfrentar en un diagrama las diferencias de llegadas P y S (t_{S-P}) en cada estación y el tiempo de llegada de P (t_P). De la pendiente de la recta que mejor ajuste podremos extraer el valor de la relación V_P/V_S . La Figura 5.4 contiene los resultados de este cálculo para ambas regiones de estudio.

5.2. Procedimiento de inversión de hipocentros en la EBSZ y la TASZ

El proceso de cálculo de localizaciones absolutas que seguiremos para cada catálogo no será idéntico. Esto se debe a que tanto el planteamiento del problema que queremos resolver en cada caso, así como el objetivo que se persigue, no son exactamente iguales dada la naturaleza de los catálogos sísmicos con los que se trabajará.

Por un lado, en el catálogo de la EBSZ contiene un registro temporal continuo entre 2018-2022 (Figura 5.5a). Se ha escogido este rango de fechas por representar una ventana temporal con un amplio despliegue de estaciones, lo que nos ayudará a disponer de una extensa cobertura de estaciones receptoras. Además, el catálogo no ha sido filtrado con un umbral de magnitud mínima, contemplando así todos los terremotos disponibles. Es por eso que este catálogo nos servirá para comprobar la

utilidad de $mTAB3D$ como herramienta para la inversión de hipocentros y la revisión de las localizaciones en una zona amplia del sureste de la península Ibérica, usando el procedimiento estándar de localización con $NonLinLoc$ descrito anteriormente (NLL en adelante).

El análisis del catálogo de la TASZ supone una oportunidad para reevaluar las localizaciones de la serie sísmica de Al-Idrisi de 2016 con un nuevo modelo tridimensional de velocidades (Figura 5.6). Aquí, se presentan dos complicaciones que podrían afectar a la calidad de los resultados: la ubicación general de la serie sísmica (cerca del borde meridional de $mTABD3D$) y la falta de estaciones sísmicas cercanas. Debido a las posibles implicaciones que pudieran resultar, se decidió probar el procedimiento $NLL-SSST$, descrito en Lomax and Savvaidis (2022). Esta metodología, que recalcula de forma iterativa los residuos de tiempos de llegada para cada estación en cada nodo del modelo, ayudaría a estimar unos hipocentros más fiables bajo unas condiciones de distribución heterogénea de estaciones y un probable elevado ángulo de gap , que condicionarían negativamente la calidad de las localizaciones.

Los resultados de inversión de ambos catálogos serán comparados con las localizaciones obtenidas siguiendo el mismo procedimiento correspondiente para cada caso (NLL , o $NLL-SSST$), pero estimadas empleando el modelo de velocidad 1D de Mez-cua and Martínez Solares (1983) ($mIGN1D$), utilizado por la Red Sísmica Nacional para la localización rutinaria de hipocentros. En las siguientes subsecciones se describe el proceso de cálculo de las localizaciones absolutas para cada catálogo, así como los resultados obtenidos.

5.2.1. Catálogo de EBSZ: 2018-2022

El procedimiento de inversión de las localizaciones absolutas se desarrolló de forma similar a la explicada en la Subsección 4.3.2 del Capítulo 4 para los terremotos de referencia. Es decir, partiendo de los tiempos de llegada registrados en el fichero de convertido a “ $NLLOC_OBS$ ”, calcularemos la localización absoluta con el programa $NLLoc$. Usaremos también el algoritmo de búsqueda $Oct-Tree$ y el método EDT para la estimación del hipocentro de máxima probabilidad según la PDF , empleando los

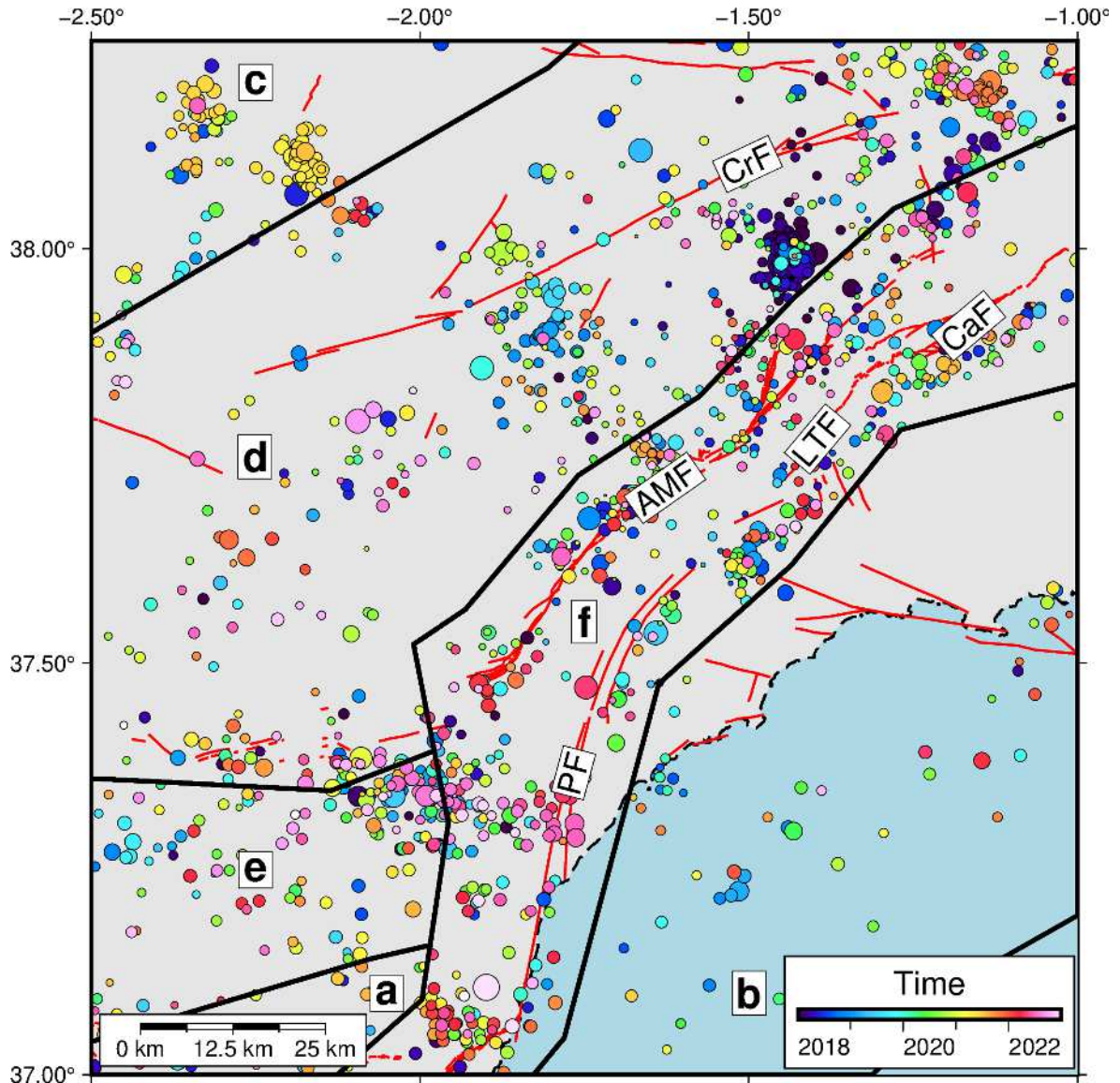


Figura 5.5: Mapa con las localizaciones originales de las Béticas Orientales entre 2018 y 2022 según el catálogo de la Red Sísmica Nacional. El área se segmenta según las zonas sismogénicas de la base de datos ZESIS: Béticas Internas Centrales (a), Béticas Internas Orientales (b), Cazorla-Segura y Prebético de Albacete (c), Prebético Murciano (d), Sierra Nevada-Filábrides y cuenca de Guadix-Baza (e), y Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (f). Las líneas rojas señalan la ubicación de las fallas activas más importantes según el catálogo de QAFI (García-Mayordomo et al. 2017).

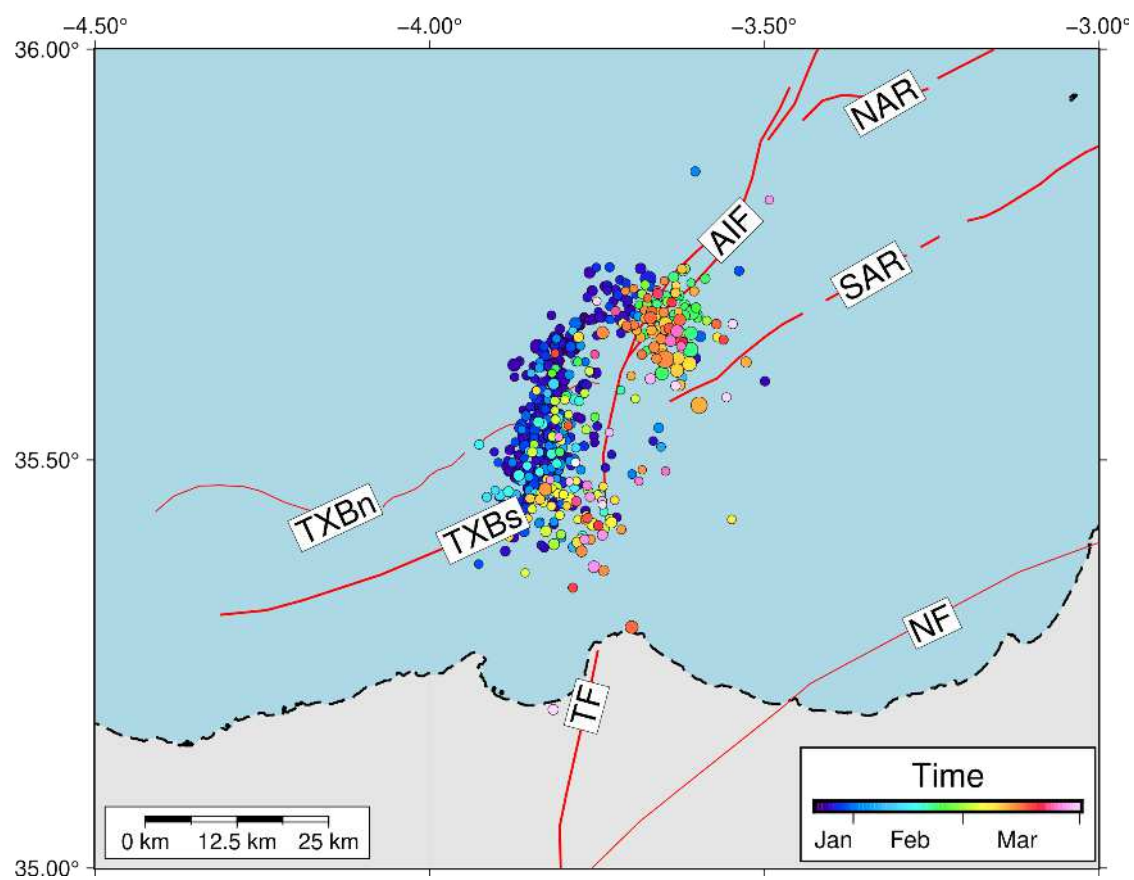


Figura 5.6: Mapa con las localizaciones originales de la serie sísmica de Al Idrisi (2016) con $M_W > 2.5$ según el catálogo de la Red Sísmica Nacional.

modelos *mIGN1D* y *mTAB3D* en el cálculo.

Para la inversión de los tiempos de llegada de la onda S se fijó un ratio $V_P/V_S = 1.73$ (Figura 5.4a), que es similar a algunos de los valores calculados en trabajos de funciones receptoras en el área de estudio (Mancilla et al. 2015). Tras la primera inversión de hipocentros, se realizó una nueva localización con el procedimiento de “corrección estática de estaciones”, explicado en el Capítulo anterior, para reducir los errores producto de desfases de tiempos de llegada anómalos.

Los resultados de la localización se muestran en la Figura 5.7. Comparando los nuevos hipocentros, a primera vista, no parecería haber demasiada diferencia. Sin embargo, existen algunas particularidades que resaltan en cuanto a la distribución de los hipocentros. La primera es que, a pesar de que en ambos casos la sismicidad queda restringida mayormente a los primeros ~ 15 km de profundidad, existe un porcentaje claramente superior de eventos que convergen hacia los 0 km en el caso de los eventos relocalizados con *mIGN1D* (casi el doble si lo comparamos con *mTAB3D*).

En un aspecto más general, también estimamos el grado de agrupamiento en toda la extensión que cubren las nuevas localizaciones. En la Figura 5.8 se muestran los mapas de calor con la estimación de concentración de epicentros. Puede observarse como la elección del modelo de velocidades tiene efectos en el potencial de agrupamiento de las soluciones de localización. Aunque *mIGN1D* da lugar a alguna agrupación adicional en ciertas zonas (e.j.: al este de PF, Figura 5.8a), se puede ver que, en general, no alcanza la misma densidad de epicentros que sí se consigue con *mTAB3D*. Esto es mucho más evidente si nos fijamos en la mayor de las agrupaciones, situada entre CrF y AMF y que corresponde a la serie sísmica de Albudeite 2018 (Figura 5.8b). Alrededor de la ubicación de esta serie sísmica, el mapa de concentración de epicentros indicaría que las localizaciones de *mTAB3D* estarían mucho más constreñidas en esta zona.

Otro aspecto más a comparar es la dirección de migración de las nuevas localizaciones. Para cuantificar esto, se ha calculado el vector de migración entre los puntos de localización inicial, ofrecida por el catálogo de la Red Sísmica Nacional, y las soluciones de hipocentros obtenidas por ambos modelos. De esos vectores, se extrae su inmersión y sentido de inmersión, los cuales nos dan una idea de la orientación promedio ha-

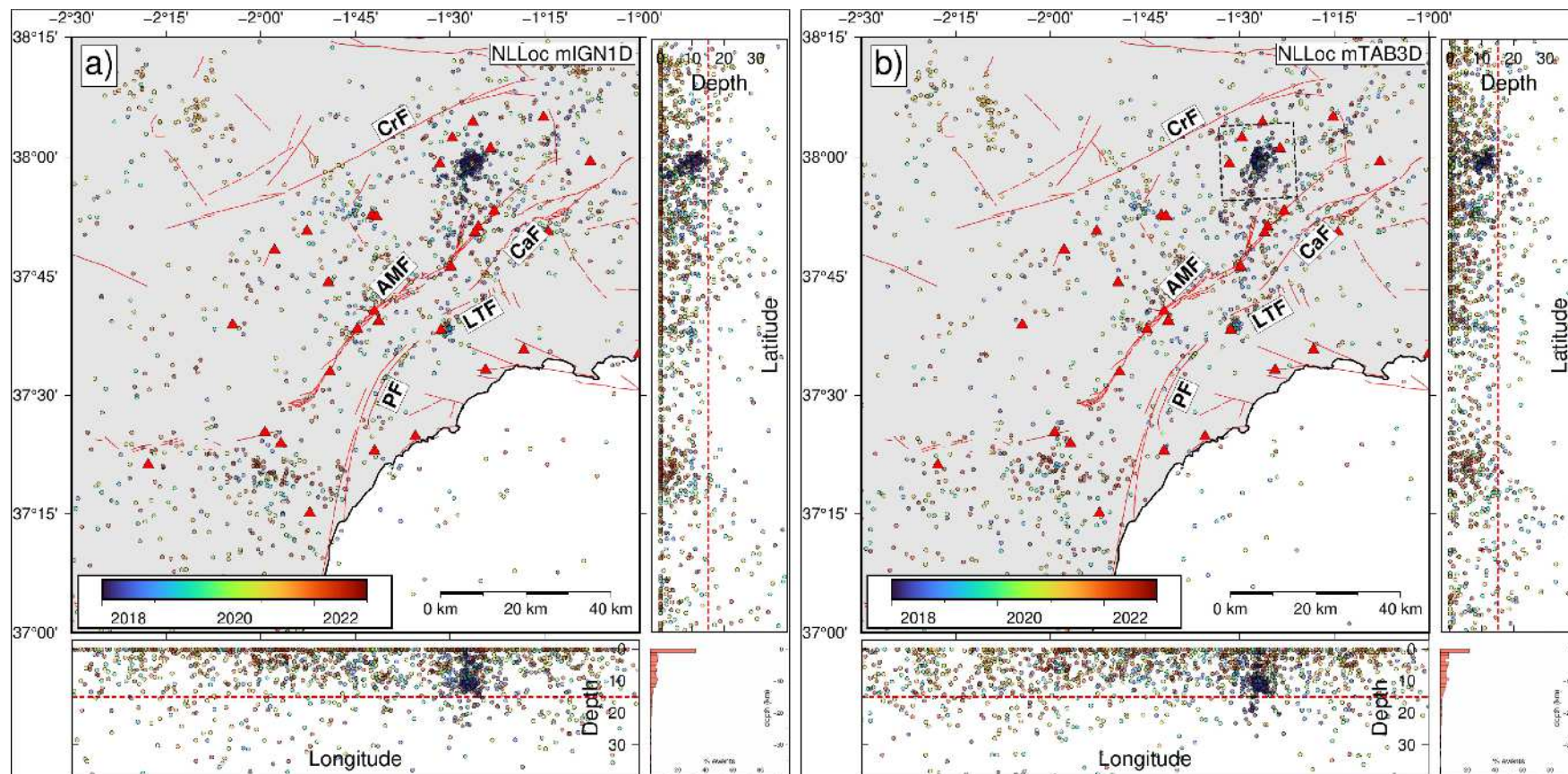


Figura 5.7: Localizaciones absolutas estimadas con los modelos *mIGN1D* (a) y *mTAB3D* (b). Las estaciones (acelerómetros y banda ancha) desplegadas por la Red Sísmica Nacional se representan con triángulos rojos. El recuadro en la Figura 5.7b marca el área de estudio de la serie sísmica de Albudeite (2018). La línea roja discontinua señala la profundidad de 15 km. CrF: falla de Crevillente, AMF: falla de Alhama de Murcia, CaF: falla de Carrascoy, LTF: falla de Los Tollos, PF: falla de Palomares.

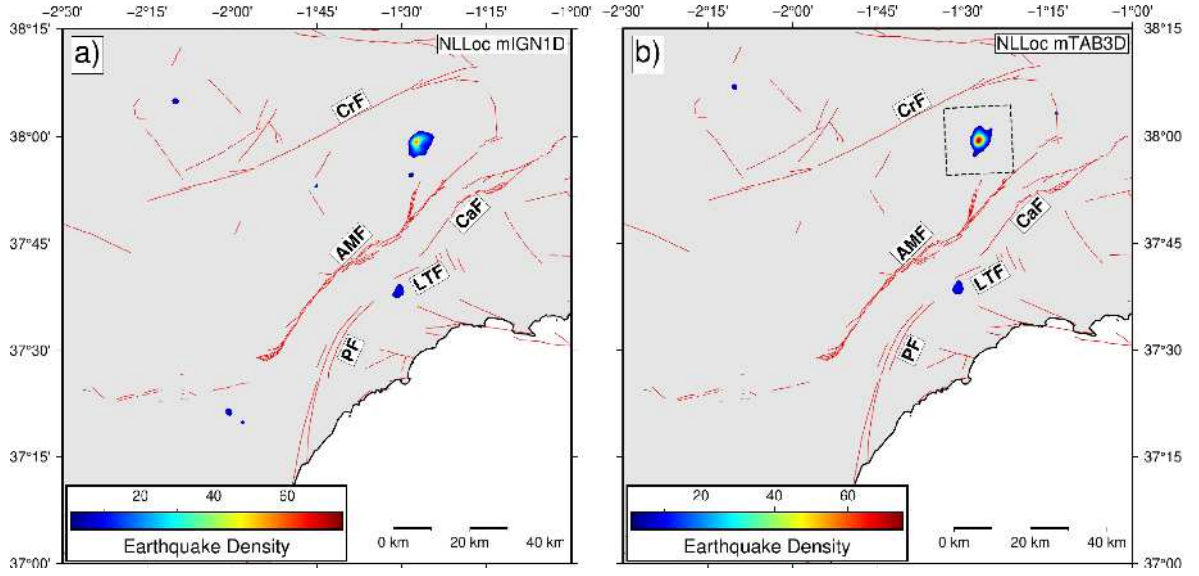


Figura 5.8: Mapa de concentración general de epicentros tras localizar con *mIGN1D* (a) y *mTAB3D* (b). El recuadro discontinuo indica la ubicación del área de la serie sísmica de Albudeite en 2018 (Figura 5.15). La escala representa la concentración de epicentros normalizada a número de terremotos por unidad de área (10 km^2), y solamente se muestran aquellas zonas donde la densidad es igual o superior a 5 epicentros por cada 10 km^2 .

cia la que migran los nuevos hipocentros tras haber sido relocados con *mIGN1D* o *mTAB3D*. Al encontrarnos en una zona tectónicamente compleja en la que conviven varios dominios geológicos, se decidió hacer el cálculo dividiendo la zona según los sectores propuestos en el mapa ZESIS para la zonación sismogénica de la península Ibérica. Para visualizar y comparar estos vectores más cómodamente, se han proyectado estas líneas en diagramas estereográficos (Figuras 5.9 y 5.10). En los diagramas se muestran las áreas con mayor concentración de vectores, así como la orientación promedio en cada zona sismogénica según el resultado provenga del modelo *mIGN1D* o *mTAB3D*.

Existen zonas donde la migración de hipocentros es similar tanto en *mIGN1D* como en *mTAB3D*, como por ejemplo en las Béticas Orientales, la Sierra de Cazorla-Segura y el Prebético de Albacete (Figura 5.9). Por otro lado, otros sectores sí presentan diferencias entre modelos, como es el caso de Sierra Nevada-Filábrides y cuenca de Guadix-Baza, donde el vector promedio de *mIGN1D* estaría orientado hacia el sur, al contrario que el de *mTAB3D* que se orienta preferentemente hacia el oeste (Figura

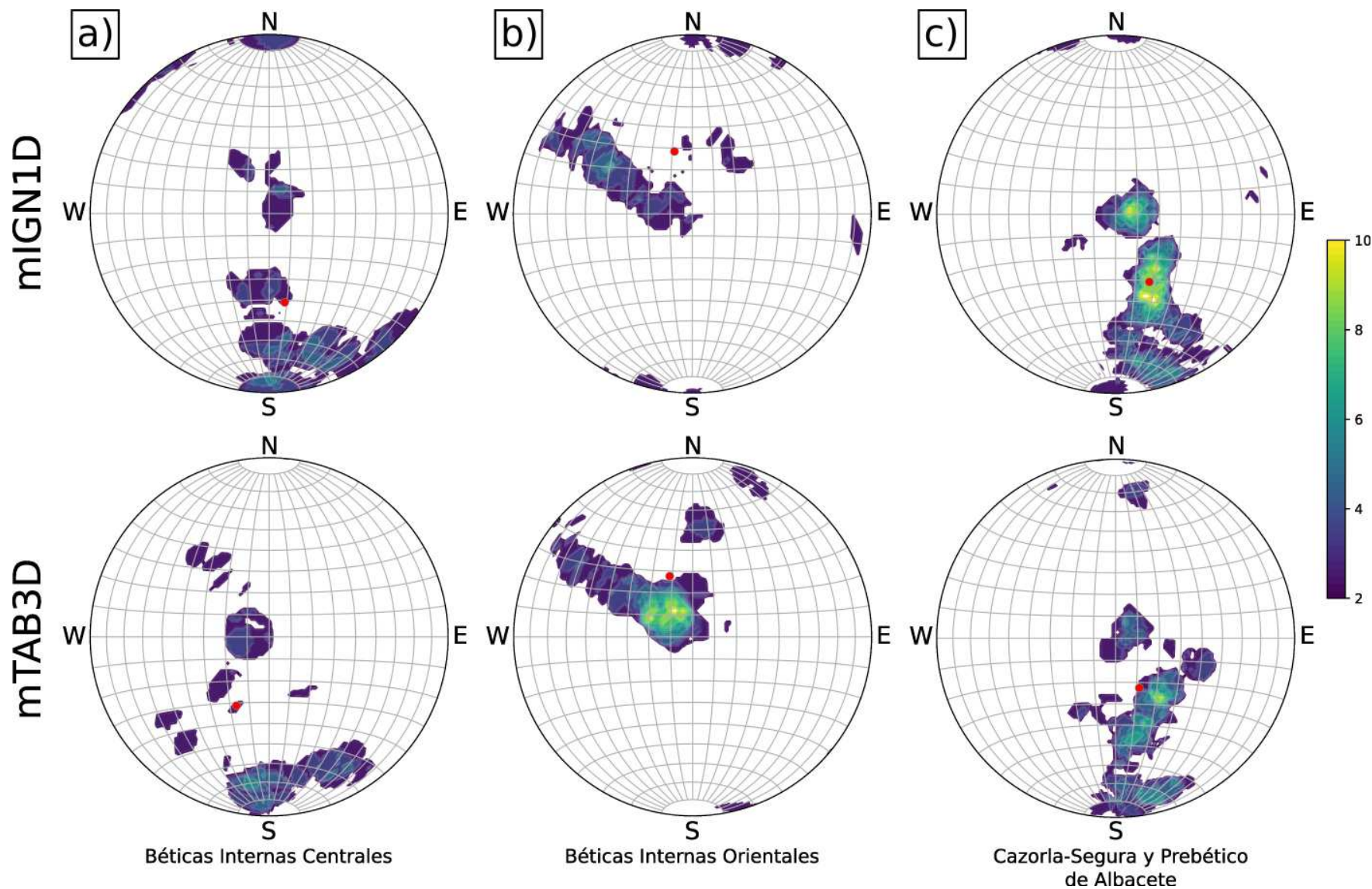


Figura 5.9: Diagramas estereográficos de igual área mostrando las áreas de tendencia de orientación de los vectores de migración del catálogo de las Béticas Orientales tras localizar con $mIGN1D$ y $mTAB3D$. Se muestran las zonas sismogénicas de la ZESIS correspondientes a: Béticas Internas Centrales (a), Béticas Internas Orientales (b), y Cazorla-Segura y Prebético de Albacete (c). El punto rojo representa el vector con orientación promedio del conjunto analizado para cada diagrama. La ubicación de estas zonas se indica en la Figura 5.5.

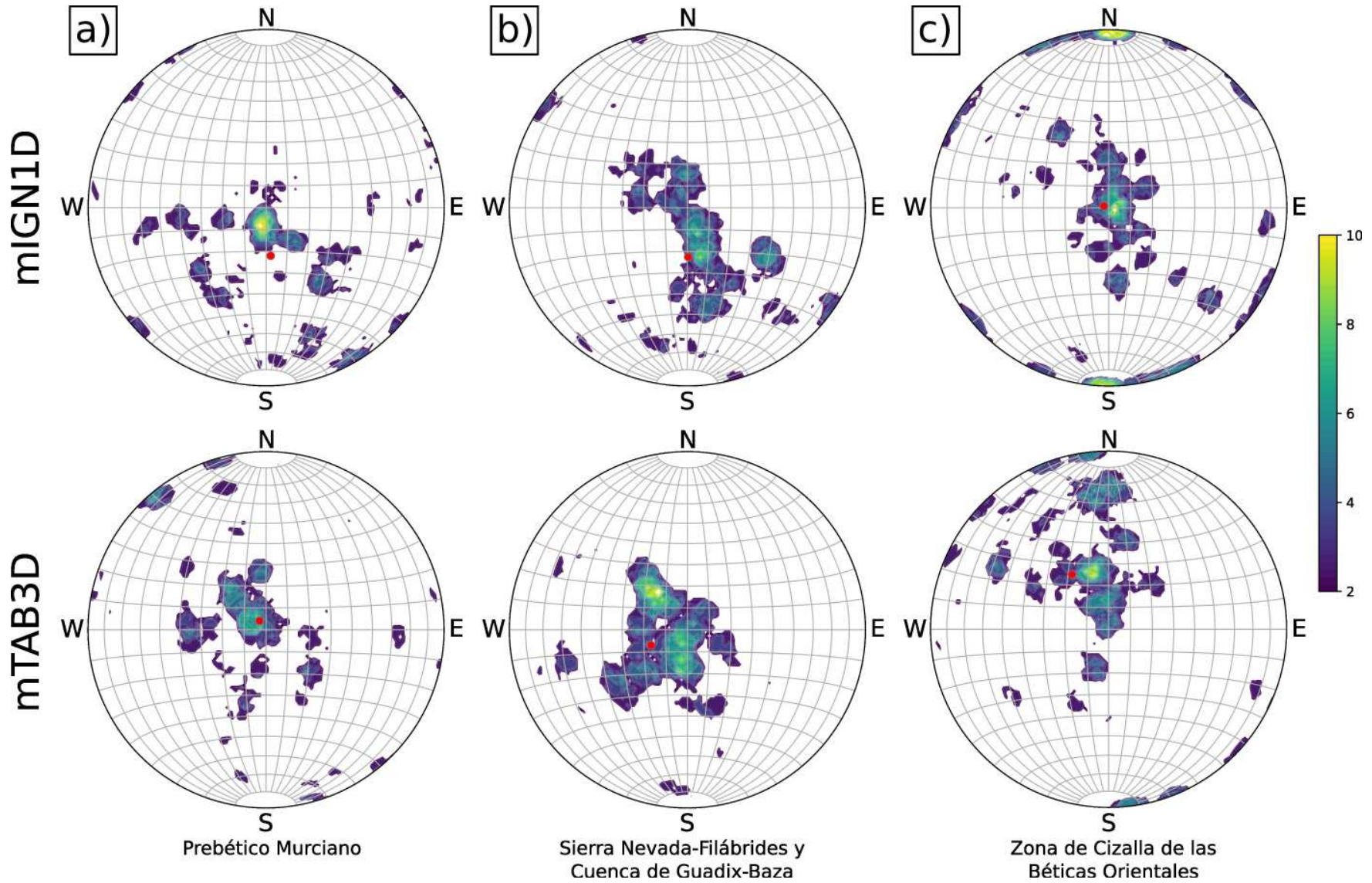


Figura 5.10: Diagramas estereográficos de igual área mostrando las áreas de tendencia de orientación de los vectores de migración del catálogo de las Béticas Orientales tras localizar con *mIGN1D* y *mTAB3D*. Se muestran las zonas sismogénicas de la ZESIS correspondientes a: Prebético Murciano (a), Sierra Nevada-Filábrides y Cuenca de Guadix-Baza (b), y Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (c). El punto rojo representa el vector con orientación promedio del conjunto analizado para cada diagrama. La ubicación de estas zonas se indica en la Figura 5.5.

	Béticas Internas Orientales				Béticas Internas Centrales			
	A (1)	B (4)	C (16)	D (28)	A (2)	B (6)	C (17)	D (22)
<i>mIGN1D</i>	9.58±0.0	9.76±7.41	7.19±4.89	23.07±21.47	10.41±1.43	3.82±1.80	6.44±5.41	16.17±17.71
<i>mTAB3D</i>	8.3±0.0	9.34±3.52	9.35±5.48	25.81±20.83	9.24±6.32	6.91±2.69	18.9±40.90	18.18±20.49

Tabla 5.1: Tabla comparativa de los resultados de distancia de migración promedio y dispersión (ambos valores en kilómetros) tras la localización con los modelos *mIGN1D* y *mTAB3D* en las Béticas Internas y Centrales. Las distancias aparecen clasificadas en función del valor de calidad (A-D). Situado entre paréntesis, junto al valor de calidad, se indica el número de terremotos.

	Cazorla-Segura y Prebético de Albacete				Prebético Murciano			
	A (6)	B (32)	C (35)	D (27)	A (29)	B (92)	C (234)	D (313)
<i>mIGN1D</i>	2.58±1.66	5.00±3.33	23.06±31.25	30.99±36.01	3.54±2.23	5.00±3.20	6.93±8.46	16.91±21.30
<i>mTAB3D</i>	1.96±1.21	5.44±3.45	14.55±20.70	20.33±20.63	4.14±2.87	5.49±4.58	7.51±10.57	16.57±20.95

Tabla 5.2: Tabla comparativa de los resultados de distancia de migración promedio y dispersión (ambos valores en kilómetros) tras la localización con los modelos *mIGN1D* y *mTAB3D* en las Cazorla-Segura y los Prebéticos Albacete-Murcia. Las distancias aparecen clasificadas en función del valor de calidad (A-D). Situado entre paréntesis, junto al valor de calidad, se indica el número de terremotos.

5.10b). También está el caso de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (Figura 5.9c), donde el vector promedio de *mIGN1D* se sitúa en un área cerca de los 90° de inmersión, sugiriendo que la migración se debería más a cambios en la profundidad que a desplazamientos epicentrales. Por el contrario, en *mTAB3D* sí se observa una leve tendencia de desplazamiento hacia el NW.

También se ha cuantificado la magnitud del desplazamiento en cada zona sísmo-génica, clasificando este valor según el número de datos empleados para localizar el terremoto. Esto significa que asignaremos un valor de calidad de localización en función del número de fases usadas para calcular el nuevo hipocentro (A: n° fases ≥ 40 ; B: $40 > \text{n° fases} \geq 20$; C: $20 > \text{n° fases} \geq 10$; D: $10 > \text{n° fases}$). Los resultados de estas mediciones aparecen clasificados en las Tablas 5.1, 5.2 y 5.3.

	Sierra Nevada-Filábrides y cuenca de Guadix-Baza				Zona de Cizalla de las Béticas Orientales			
	A (9)	B (25)	C (54)	D (48)	A (21)	B (94)	C (224)	D (219)
<i>mIGN1D</i>	5.34±3.79	6.09±5.21	12.55±13.63	20.57±22.62	4.08±3.00	4.54±2.98	7.01±9.53	15.43±17.09
<i>mTAB3D</i>	5.46±2.90	6.62±3.29	13.79±13.46	21.58±19.90	3.97±2.71	4.73±2.63	8.08±11.15	15.37±26.27

Tabla 5.3: Tabla comparativa de los resultados de distancia de migración promedio y dispersión (ambos valores en kilómetros) tras la localización con los modelos *mIGN1D* y *mTAB3D* en Sierra Nevada-Filabres, cuenca de Guadix-Baza y la EBSZ. Las distancias aparecen clasificadas en función del valor de calidad (A-D). Situado entre paréntesis, junto al valor de calidad, se indica el número de terremotos.

Las distancias de migración de hipocentros aumentan a medida que disminuimos la calidad del grupo, incrementándose además la dispersión del conjunto de la población. Esto ocurre para ambos modelos y en todas las zonas sismogénicas. Dentro de esta tendencia, al comparar entre modelos cuánto se han desplazado los hipocentros, se observa que, en general, no existe demasiada diferencia dentro de grupos concretos. Esto no sucede en la zona de las Béticas Internas Centrales, donde *mTAB3D* da lugar a migraciones más lejanas que las soluciones obtenidas con *mIGN1D*. También se observa una diferencia en los grupos de peor calidad de Cazorla-Segura y Prebético Albacete, siendo *mIGN1D* el que claramente ha calculado unos hipocentros más distantes respecto a su ubicación en el catálogo original.

Aunque la EBSZ concentra una gran cantidad de terremotos, la zona sismogénica del Prebético Murciano es la que contiene el mayor número de eventos en el rango temporal analizado. Esto es debido a la serie sísmica ocurrida en la cuenca de Mula durante el año 2018, que será analizada más en detalle en secciones sucesivas.

Para evaluar la incertidumbre de los hipocentros calculados con ambos modelos, se procedió de forma similar a la Subsección 4.3.2 del Capítulo anterior para la estimación de S_h y S_z . Como hemos visto anteriormente, los modelos *mIGN1D* y *mTAB3D* dan lugar a unas nuevas localizaciones que han podido migrar en sentidos y distancias muy distintas entre sí. Por lo tanto, en esta ocasión no haremos una valoración de los resultados de incertidumbre comparando entre zonas sismogénicas. Se optará por estudiar la incertidumbre del conjunto total del catálogo relocalizado, clasificando los resultados según grupos de calidad atendiendo a los criterios de número de fases empleadas, explicados anteriormente para la estimación de la distancia de migración.

Otra aclaración necesaria es que, al contrario que en la Subsección 4.3.2, no ha sido necesario recalcular los valores de incertidumbre de cada localización, dado que haremos la comparación entre resultados obtenidos por el mismo *software*. De este modo, la incertidumbre de los resultados se presentará según los semiejes extraídos del elipsoide 3D al 68 % de confianza, calculado por defecto mediante *NLLoc*.

En la Tabla 5.4 se muestran los valores promedio de las incertidumbres horizontal y vertical tras haber relocalizado el catálogo inicial de 2018-2022 con ambos modelos de

	A (63)		B (253)		C (620)		D (662)	
	S_h	S_z	S_h	S_z	S_h	S_z	S_h	S_z
<i>mIGN1D</i>	0.99	1.10	1.36	1.58	1.99	2.62	15.37	11.11
<i>mTAB3D</i>	0.94	1.32	1.28	1.92	1.79	2.63	13.67	9.91

Tabla 5.4: Comparación de la incertidumbre horizontal y vertical (S_h y S_z , respectivamente) de los hipocentros calculados por *mIGN1D* y *mTAB3D* clasificados en función del número de fases utilizadas durante la inversión. Los valores representan la mediana de la incertidumbre de la población de hipocentros, medida en kilómetros, dentro de cada grupo.

velocidades. Comparando en primer lugar la S_h , para todos los grupos de calidad, se observa que *mTAB3D* consigue epicentros más fiables en todos los grupos de calidad, siendo destacable para el caso del grupo D, donde se clasifican una gran cantidad de eventos. Sin embargo, fijándonos en S_z , *mIGN1D* da lugar a profundidades más constreñidas en comparación a las de *mTAB3D*, salvo en el grupo D. La diferencia entre los resultados de S_z va reduciéndose a medida que la calidad del subconjunto de hipocentros disminuye.

Las implicaciones de las distintas localizaciones obtenidas por ambos modelos, sentido y distancia del desplazamiento, así como la fiabilidad de los resultados, se discutirán más adelante en la Subsección 5.3.1 de este Capítulo.

5.2.2. Catálogo de TASZ: serie sísmica de Al Idrisi (2016)

La serie sísmica de Al-Idrisi es un ejemplo del tipo de sismicidad que, de forma más o menos recurrente, sucede en esta área de la Cuenca Sur de Alborán (SAB) y el margen Maghrebí (Kariche et al. 2018; Hamdache et al. 2022). La secuencia comienza el 21-01-2016 con un terremoto premonitor de M_W 5.0, al que le sigue el terremoto principal de la serie (M_W 6.3), ampliamente sentido en el norte de Marruecos, especialmente en la ciudad de Al-Hoceima, donde causó daños materiales y desperfectos en edificios e infraestructuras. Este terremoto también fue sentido con una intensidad moderada a grandes distancias hacia el norte, en poblaciones del tercio sur de la península Ibérica (Instituto Geográfico Nacional (2016)).

De los más de 2400 eventos en el total de la serie sísmica, para este trabajo seleccio-

namos una ventana temporal entre 21-01-2016 y 01-04-2016, coincidente con el periodo de más actividad sísmica, que contiene a los terremotos registrados con $M \geq 2.5$ por la Red Sísmica Nacional, lo que resulta en un catálogo de 540 terremotos.

Como se explicaba previamente, la ubicación geográfica en la que ocurre la serie sísmica puede condicionar los resultados que podamos obtener de la inversión de hipocentros. Esto es porque se da la circunstancia de encontrarse cerca del borde sur de *mTAB3D*, condicionando el número de estaciones y la cobertura azimutal disponible en el cálculo, y también no disponer de varios receptores próximos a la ubicación de la serie. Todo ello justifica que se deba replantear la metodología de localización llevada a cabo hasta ahora, empleando otra con la que obtener, potencialmente, soluciones de localización más ajustadas y fiables.

La metodología NLL-SSST, presentada por [Lomax and Savvaidis \(2022\)](#), se basa en las “correcciones de términos de estación de fuente específica” (*SSST* - Source-Specific Station Term Corrections). Dentro de la *NonLinLoc*, estas correcciones se estiman mediante el programa *Loc2SSST* en una secuencia repetitiva. Primero, se calcula una localización inicial con *NLLoc*, y partiendo del conjunto de tiempos de viaje calculados con *Grid2Time*, en cada nodo del modelo de velocidades, se miden las correcciones *SSST* de todos los terremotos cercanos ($x_{\text{receptor-hipocentro}} < d$) y que cumplan una serie de requisitos pre-fijados, acumulando el promedio del residuo para cada fase en cada estación. Ese promedio del residuo, para cada fase y estación, será el que usemos como corrección en una siguiente localización para los terremotos que estén cerca de cada nodo en particular. Posteriormente, reducimos esa distancia d en un factor D para calcular únicamente los residuos promedio de terremotos más cercanos al nodo que en el paso anterior, y se realiza de nuevo otra localización. Todo el procedimiento se ejecuta de forma iterativa hasta que no queden terremotos dentro a rango d de cada nodo.

Este tipo de correcciones, al contrario que las estáticas que usamos para los casos anteriores, pueden fluctuar dentro del volumen total del modelo de velocidades durante el proceso de inversión de tiempos de llegada, por lo que se obtienen correcciones específicas de cada estación para cada fase. Además, las correcciones que calcula el

rms	nº fases	gap	rms fase P	rms fase S	len3
1.0 s	25	180°	1.0 s	2.0 s	10.0 km

Tabla 5.5: Parámetros empleados como criterio de filtro para el cálculo de los residuos y localización en el procedimiento *NLL-SSST*. Aquí, se muestran la raíz cuadrada de los residuos (rms) en segundos, el número mínimo de fases registradas para cada terremoto, el *gap* azimutal máximo, los residuos de los tiempos de llegada de ondas P y S, así como el semieje mayor del elipsoide calculado por *NLLoc* al 68 % de confianza.

procedimiento *SSST* tienen en cuenta las variaciones tridimensionales presentes en la estructura del modelo de velocidades y, al realizar el procedimiento de forma iterativa, pueden eliminar errores epistémicos debidos a picados incorrectos de las llegadas (algo común cuando la fuente está muy alejada de la estación receptora), dando lugar a una mejora en la precisión a todas las escalas de la localización.

A pesar de que el proceso de inversión de hipocentros puede paralelizarse en el flujo de trabajo que llevamos a cabo, la estimación de *SSST* implica un consumo de recursos de cálculo extremadamente alto, ya que se obtienen las correcciones en cada nodo del modelo para el total de las estaciones usadas en la inversión y todas las fases asociadas, lo que conlleva que el tiempo invertido para obtener resultados se incremente drásticamente en comparación a una localización con *NLLoc* tradicional.

Al igual que en el caso de las Béticas Orientales, aquí también fue necesario fijar un ratio $V_P/V_S = 1.74$ según el cálculo por el método de Wadati (Figura 5.4). Los parámetros pre-fijados empleados para el cálculo de los residuos promedio en *SSST* se encuentran en la Tabla 5.5. Para nuestro caso, el promedio ponderado de los residuos se calculó iterativamente considerando esos parámetros y una distancia de nodo a hipocentro (d) que empieza a 4 km. Esta distancia se reduce a la mitad ($D=2$) en cada repetición hasta alcanzar 1 km en la última vuelta.

Las localizaciones obtenidas por el procedimiento *NLL-SSST* usando *mIGN1D* y *mTAB3D* se muestran en la Figura 5.11. Las nuevas soluciones obtenidas con *mIGN1D* tiende a situar los epicentros en una zona aproximadamente similar a la de las localizaciones originales (Figura 5.6). Por el contrario, los epicentros que estima *mTAB3D* migran hacia el este. En cuanto a la distribución en profundidad, ambos modelos sitúan la mayoría de los hipocentros en los primeros 16 km de corteza, disminuyendo el nú-

mero de terremotos drásticamente por debajo de esta profundidad (Figura 5.11, línea roja en secciones verticales). Al igual que con los resultados de las Béticas Orientales, *mIGN1D* presenta un número muy elevado de hipocentros situados a 0 km, en comparación a los resultados de *mTAB3D*, que ubica muchos de ellos hacia los 12 km de profundidad. Además, aparecen unos posibles artefactos de cálculo en los hipocentros de *mIGN1D* situados en el sector más al sur de la zona de estudio. Estos terremotos parecen estar fijados sistemáticamente a 30 km de profundidad, algo que no se observa en los resultados de *mTAB3D*.

Las soluciones de los dos modelos parecerían indicar que la serie sísmica contiene 3 agrupaciones diferenciadas, las cuales aparecen alrededor de la traza de la falla de Al-Idrisi (AIF). Sin embargo, la posición concreta y densidad de estas agrupaciones de terremotos no es la misma según el modelo que usemos de referencia. La Figura 5.12 presenta el cálculo de los mapas de calor que muestran las áreas de mayor concentración de densidad. Puede verse que *mTAB3D* consigue unas agrupaciones con menos dispersión que en *mIGN1D*. La ubicación de la agrupación de terremotos que se encuentra más al norte (número 3 en la Figura 5.12), correspondiente a marzo de 2016, se localiza principalmente sobre la traza de AIF en el caso de *mIGN1D*, mientras que *mTAB3D* coloca estos hipocentros hacia el este, en la zona entre AIF y la zona sur de la Cresta de Alborán (SAR).

El agrupamiento de hipocentros más meridional (número 1 en la Figura 5.12) se extiende más allá de del extremo sur de AIF según los resultados de *mIGN1D*, lo que no sucede con *mTAB3D* que limita geográficamente estos eventos sobre el segmento meridional de la traza de esta falla.

Centrándonos en la profundidad de estas zonas de mayor concentración de terremotos, *mTAB3D* resuelve que la profundidad de estos eventos aumentaría hacia el sur (perfil de latitud en Figura 5.11b), mientras que en *mIGN1D* no se muestra de forma tan evidente esta progresión, solamente un cambio drástico de profundidad entre los dos agrupamientos del norte y el del sur.

Para observar más claramente el sentido de desplazamiento de los nuevos hipocentros, se han calculado los vectores de migración obtenidos para los resultados de ambos

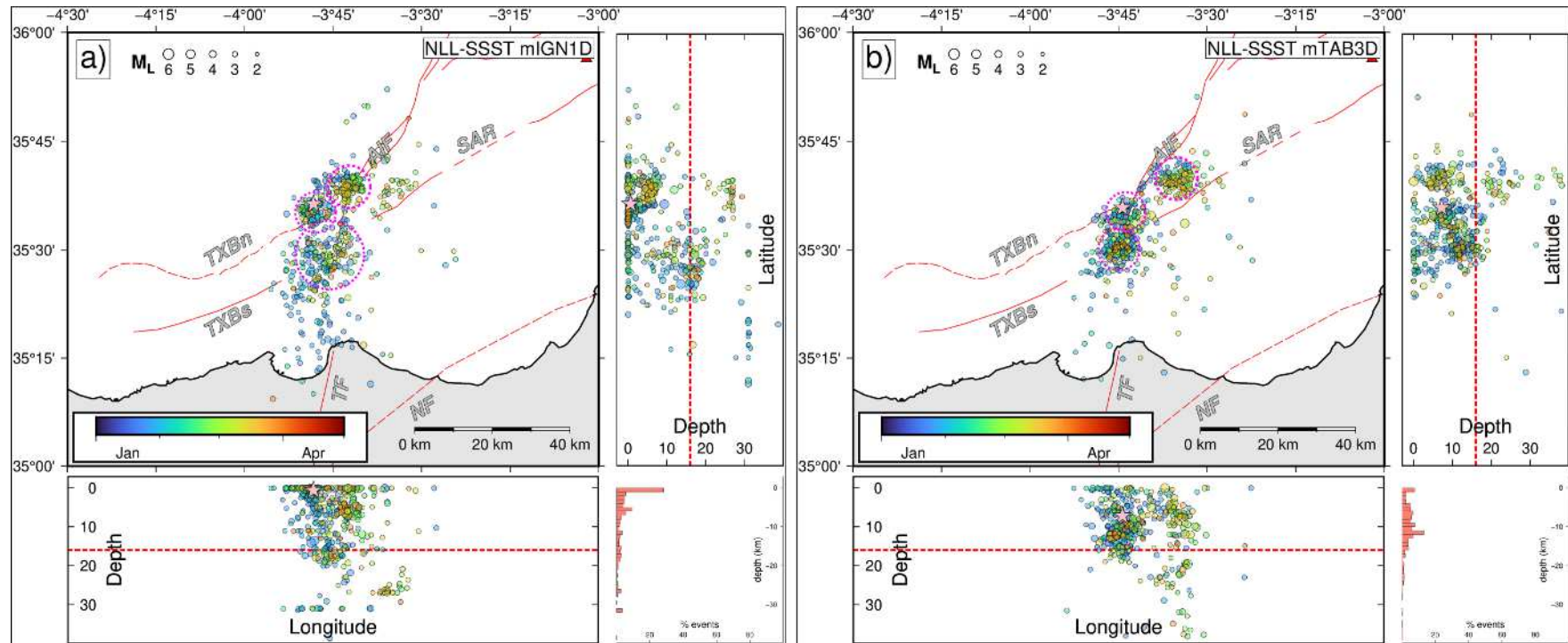


Figura 5.11: Localizaciones absolutas obtenidas con *mIGN1D* (a) y *mTAB3D* (b) siguiendo el procedimiento *NLL-SSST*. Los círculos rosa señalan la localización de las principales agrupaciones, y los triángulos rojos los receptores desplegados en la zona por la Red Sísmica Nacional. La estrella representa el terremoto principal de la serie (M_W 6.3). La línea roja discontinua en los perfiles verticales marca la profundidad de 16 km. SAR: Cresta de Alborán Sur; AIF: falla de Al Idrisi; TXBn-s: fallas del Banco de Tofiño-Xauen (norte y sur); TF: falla de Trougout; NF: falla de Nekor.

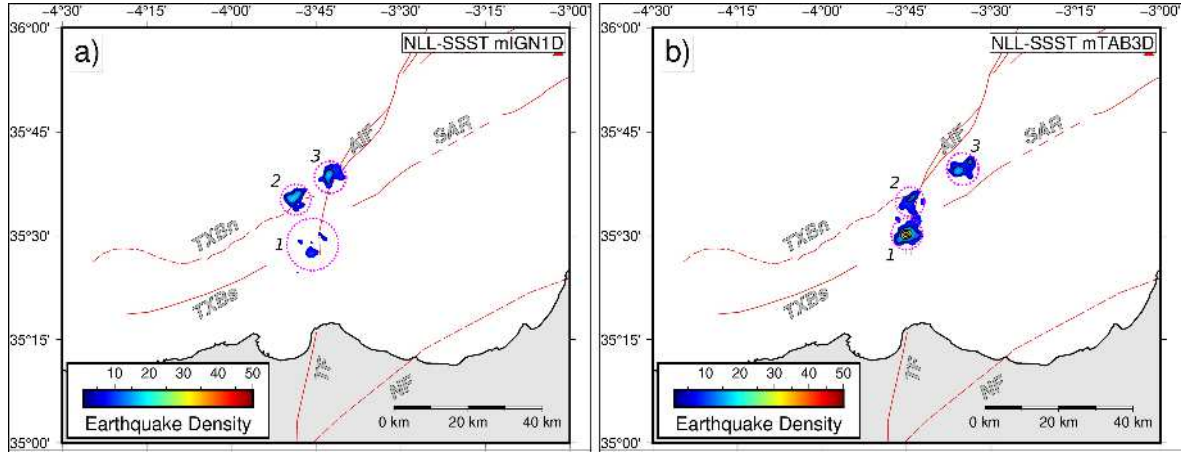


Figura 5.12: Concentración de epicentros de la serie sísmica de Al Idrisi después de localizar con *mIGN1D* (a) y *mTAB3D* (b). Los círculos rosas muestran la ubicación de las agrupaciones principales. La escala representa el número de epicentros por unidad de área (10 km^2), mostrando solamente aquellas áreas con concentración igual o superior a 5 epicentros por cada 10 km^2 (líneas de contorno cada 10 eventos).

modelos. En este caso, ya que el catálogo utilizado se encuentra en su totalidad en una única zona de la ZESIS, no ha sido necesario dividir los eventos en distintas áreas. Al igual que en el área de las Béticas Orientales, representamos la migración mediante los diagramas de la Figura 5.13.

Los hipocentros de *mIGN1D* muestran una tendencia que va desde permanecer en una posición cercana a la original, a un claro desplazamiento orientado al sur. Por el contrario, el desplazamiento general hacia el este de la mayoría de los resultados de *mTAB3D* se observa aquí de forma más evidente.

También se ha estimado la distancia total promedio a la que se han desplazado los hipocentros tras la relocalización. De igual forma, se dividió el catálogo de forma similar, aunque en esta ocasión se modificó el criterio de clasificación basándonos en el número de fases empleadas (A: $n^\circ \text{ fases} \geq 30$; B: $30 > n^\circ \text{ fases} \geq 20$; C: $20 > n^\circ \text{ fases} \geq 15$; D: $15 > n^\circ \text{ fases}$). Las distancias promedio se encuentran divididas para cada conjunto de calidad en la Tabla 5.6.

Comparando los resultados entre cada modelo, se observa la misma progresión de aumento de distancia migrada conforme la calidad del conjunto de datos disminuye. En los cuatro grupos, *mTAB3D* es el modelo que más cambios de ubicación implica en sus resultados, al provocar unos desplazamientos más lejanos en comparación a la posición

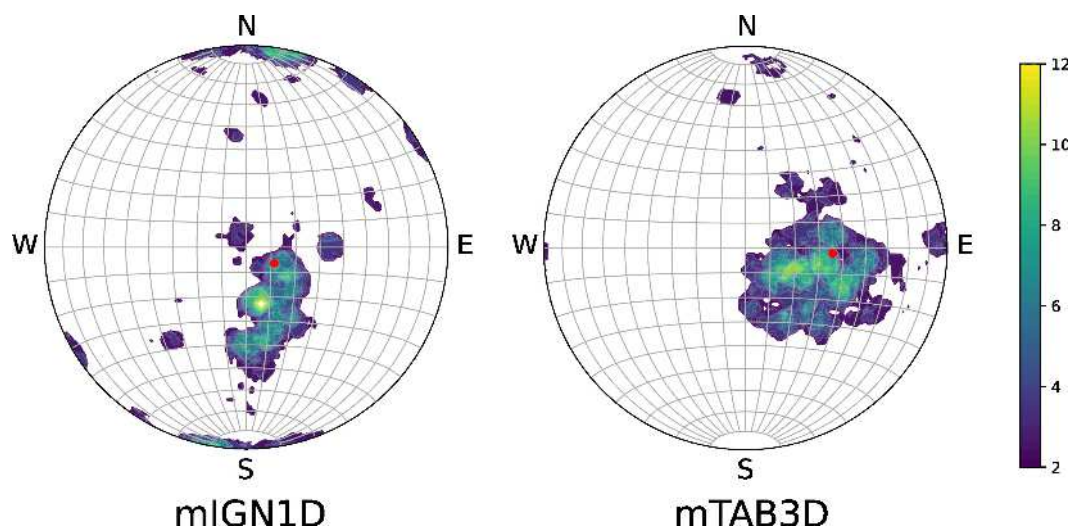


Figura 5.13: Diagramas estereográficos de igual área mostrando las áreas de tendencia de orientación de los vectores de migración del catálogo de la serie sísmica de Al Idrisi tras localizar con $mIGN1D$ (a) y $mTAB3D$ (b).

Cresta de Alborán-Rif Central				
	A (78)	B (262)	C (101)	D (99)
$mIGN1D$	11.61 ± 11.78	13.47 ± 14.75	17.67 ± 19.71	16.61 ± 14.88
$mTAB3D$	16.28 ± 11.40	15.56 ± 11.88	17.10 ± 15.35	20.55 ± 16.53

Tabla 5.6: Tabla comparativa de los resultados de distancia de migración promedio y dispersión (ambos valores en kilómetros) tras la localización con los modelos $mIGN1D$ y $mTAB3D$ en la serie de Al Idrisi. Las distancias, medidas en km, aparecen clasificadas en función del valor de calidad (A-D). Situado entre paréntesis, junto al valor de calidad, se indica el número de terremotos.

	A (78)		B (262)		C (101)		D (99)	
	S_h	S_z	S_h	S_z	S_h	S_z	S_h	S_z
<i>mIGN1D</i>	4.71	9.94	5.60	12.64	6.75	15.61	10.13	18.03
<i>mTAB3D</i>	3.99	9.87	4.09	10.89	4.99	13.13	7.26	15.38

Tabla 5.7: Comparación de la incertidumbre horizontal y vertical (S_h y S_z , respectivamente) de los hipocentros calculados por *mIGN1D* y *mTAB3D* clasificados en función del número de fases utilizadas durante la inversión. Los valores representan la mediana de la incertidumbre de la población de hipocentros, medida en kilómetros, dentro de cada grupo.

original. En general, se observa que las distancias estimadas son mucho mayores a las que se midieron en la zona de las Béticas Orientales.

Las estimaciones de las incertidumbres de las localizaciones, extraídas de los semiejes del elipsoide de error de la *PDF* al 68 % de confianza, muestra que *mTAB3D* conseguiría unos resultados más fiables que *mIGN1D* en la solución de la localización calculada (Tabla 5.7). Esto sucede tanto para la S_h como S_z de cualquier grupo de calidad que consideremos. Sin embargo, se ha notado que las dimensiones de las incertidumbres son algo más elevadas que las calculadas en la zona de las Béticas Orientales. Se estudiará este hecho, en conjunto con el sentido y distancia de migración, en la Subsección 5.3.2.

5.3. Análisis de los catálogos relocalizados e implicaciones sismotectónicas

Tanto en este Capítulo como en el anterior, se ha visto que, dados dos modelos de velocidades distintos, las soluciones hipocentrales pueden divergir mucho entre sí, tanto en la ubicación espacial como en el grado de incertidumbre de la solución.

Las localizaciones y comparaciones realizadas son un ejemplo evidente de que la elección del modelo de velocidades tiene gran importancia a la hora de los cálculos de la inversión. Como se indicaba en la Sección 4.1, el uso de modelos simplificados, como los unidimensionales, puede conllevar cálculos erróneos de los tiempos de viaje de las ondas durante su propagación, dando lugar a sesgos o menor fiabilidad del resultado.

En las Subsecciones siguientes, se analizarán más en detalle los catálogos obtenidos, valorando los factores que tienen influencia en las localizaciones obtenidas, sobre todo para las series sísmicas más importantes de cada área estudiada.

5.3.1. Sismicidad en las Béticas Orientales y serie sísmica de Albudeite (2018)

Las comparaciones entre los resultados de ambos modelos para esta zona indicarían que, aunque *mIGN1D* da la impresión de conseguir unos hipocentros con una incertidumbre vertical más ajustada (Tabla 5.4), también es cierto que da lugar a un número muy superior de localizaciones que convergen a 0 km, casi el doble que en el caso de *mTAB3D*, como se puede observar en los histogramas de profundidad de la Figura 5.7. Como veíamos en la Subsección 4.3.3, las soluciones que convergen a poca profundidad suelen estar condicionadas por un valor de V_P elevado en los primeros kilómetros del modelo de velocidades. Para mantener un compromiso entre los tiempos de llegada a las estaciones que registran las fases y la velocidad modelada, se debe situar el hipocentro más cerca de las estaciones, o en su defecto, en una ubicación más superficial. En cuanto a los epicentros, *mTAB3D* es el modelo que consigue los resultados con menor error horizontal (Tabla 5.4). No solamente eso, sino que también da lugar a zonas de mayor densidad de epicentros (Figura 5.8b).

Las comparaciones anteriores se realizaron clasificando por número de fases empleadas en el cálculo de relocalización, pero cuando se comparan las incertidumbres terremoto a terremoto, se observa que *mTAB3D* continúa obteniendo soluciones, en promedio, ligeramente más fiables que *mIGN1D*. Esto puede verse en los histogramas de la Figura 5.14 referidos a la incertidumbre horizontal y vertical. Las barras de color azul indican la cantidad de hipocentros calculados con *mIGN1D* que muestran un valor de incertidumbre mayor al de su homólogo obtenido con *mTAB3D*, y los naranjas lo contrario.

En estas comparaciones, la población clasificada como grupo D en términos de calidad tiene un peso importante. Contiene a aquellos terremotos localizados con menos número de fases disponibles, común en terremotos de baja magnitud, y que corres-

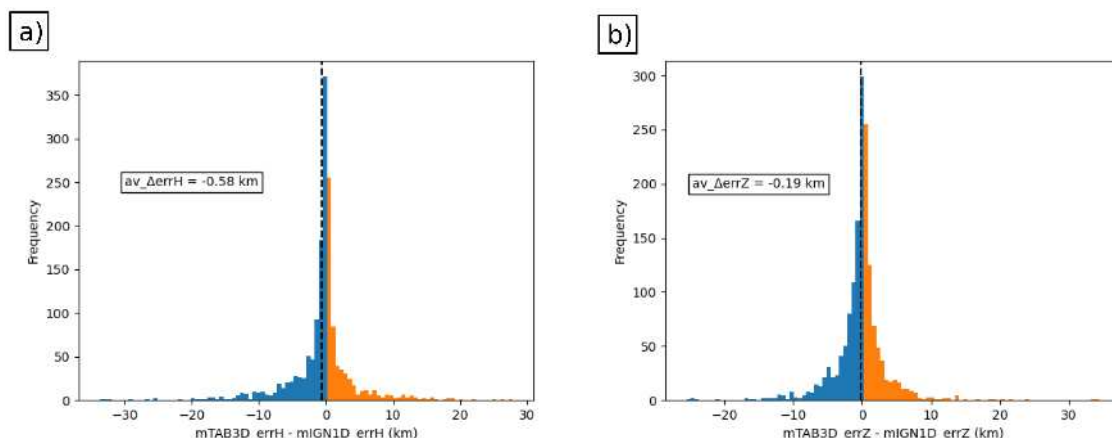


Figura 5.14: Histogramas de distribución de errores horizontales (errH) y verticales (errZ) comparados terremoto a terremoto para los resultados de localización de las Béticas Orientales. Los valores se obtienen tras sustraer la incertidumbre del resultado de un hipocentro concreto localizado con *mIGN1D* la incertidumbre del mismo hipocentro estimado con *mTAB3D*. Por lo tanto, los valores negativos (barras azules) significan que, para un hipocentro en concreto, el resultado obtenido con *mIGN1D* es peor que el calculado con *mTAB3D*, y viceversa cuando nos referimos a valores positivos (barras naranjas). El valor del error promedio se señala mediante las líneas discontinuas.

ponderaría al tipo de sismicidad más frecuente en la región de la EBSZ. La excesiva simplificación de *mIGN1D* podría dar lugar a que no se resuelvan tan bien las localizaciones de este tipo de eventos, incluso habiendo realizado una segunda localización con el procedimiento de “corrección estática de estaciones”. Sin embargo, estas correcciones solamente rebajan el efecto de variaciones cercanas a la ubicación de la estación receptora (Husen and Hardebeck 2010), lo que no resuelve del todo el problema cuando nos encontramos en regiones tectónicamente complejas.

Por el contrario, *mTAB3D* sí considera estas complejidades y las variaciones laterales de velocidad en su estructura, producto del contacto entre materiales de dominios geológicos distintos (por ejemplo, cuencas sedimentarias y basamento metamórfico, en la Figura 5.2), orientados NE-SW a escala regional y con propiedades diferentes que dan lugar a variaciones en la propagación de ondas en esta zona (De Larouzière et al. 1988; Thurber 1992). Las localizaciones de este modelo de velocidades pueden considerarse más fiables al presentar una incertidumbre promedio menor, y encontrarse situadas más próximas a las estructuras activas del área de estudio. Por ello, asumiremos los resultados estimados con *mTAB3D* como aptos para el estudio sismotectónico de las

Béticas Orientales.

En las Béticas Orientales, la sismicidad se reparte de forma dispersa en forma de terremotos de baja magnitud y con profundidades que no suelen superar los primeros 12-15 km de corteza (Stich et al. 2003; García-Mayordomo 2005). Sin embargo, como se muestra en los resultados de *mTAB3D*, es posible ver eventos y pequeñas series sísmicas relacionadas con estructuras activas que limitan cuencas sedimentarias y bloques de basamento. Un ejemplo de esto es el valle del Guadalentín, un corredor NE-SW que queda limitado al SE por las fallas PF, LTF y CaF, y al NW por AMF (Figura 5.7). Aquí, los resultados calculados mediante este modelo de velocidades, producen algunas concentraciones de epicentros más cerca de las trazas de estas fallas, como ocurre al sur de LTF (Figura 5.8b). En cambio, el interior del valle del Guadalentín presenta una densidad de sismicidad más baja.

Los estudios llevados a cabo en esta área, han identificado a esta serie de fallas activas que bordean el valle del Guadalentín como la fuente de algunas de las series sísmicas más notables, tanto en el registro instrumental como paleosismológico (López-Comino et al. 2012; Insua-Arévalo et al. 2015; Martín-Banda et al. 2021; Martínez-Díaz et al. 2012b, 2019). La distribución de la sismicidad en este corredor es coherente con la hipótesis de que los terremotos tienden a concentrarse más hacia las zonas de los bloques de basamento fracturado, los cuales han sido levantados por fallas activas (i.e.: AMF, LTF, CaF), y que dan lugar a algunos de los relieves montañosos de la zona. En consecuencia, el valle del Guadalentín quedaría como una zona deprimida entre estas fallas, en la que la sismicidad es menos frecuente.

Nos centramos ahora en aquella sismicidad que no parece tener una relación clara con grandes estructuras o que no aparecen tan cerca a estas. En esta zona existen trabajos que proponen que este tipo de sismicidad, normalmente de baja o muy baja magnitud y que puede dispararse en cualquier punto, se debe a la alta densidad de fracturas o fallas de pequeña escala dentro de los bloques tectónicos sometidos al régimen de transpresión actual (Echeverría et al. 2013; Rodríguez-Escudero et al. 2014). Ejemplos de esto son las agrupaciones de terremotos que se observan en extremo del sector NW y NE en los mapas de las Figuras 5.7b y 5.8b.

En ocasiones puede darse una serie sísmica con un terremoto principal en este tipo de zonas, alejadas de las fallas de mayores dimensiones. Por ejemplo, tenemos el caso particular de la serie de la cuenca de Mula-Archena, ocurrida en 2018 cerca de la población de Albudeite. Esta serie, localizada entre las trazas de la CrF y la AMF, no parece presentar una fuente clara a primera vista (Figura 5.8b). Aquí, las fallas más cercanas son la falla de Mula-Archena (MAF) y la falla de Tollos-Rodeos (TRF) (Figura 5.15a). Estas fallas, orientadas NE-SW, presentarían un buzamiento alto y una longitud que supera la decena de kilómetros, según cartografías locales (Silva et al. 1996; Martínez-Díaz 1999). Por tanto, se podría inferir que alcanzarían una profundidad similar a la que ocurre esta serie sísmica (10-12 km).

No obstante, la orientación de la TRF y la MAF no es del todo coherente con la geometría 3D de la nube de hipocentros, que parece adaptarse a un plano oblicuo a la orientación de estas fallas. El mecanismo focal extraído del cálculo del momento tensor para el terremoto principal de la serie ($M_W=3.9$, $M_{bLg}=4.1$), recogido en el catálogo de la Red Sísmica Nacional (Instituto Geográfico Nacional (2023b)), también muestra un plano nodal E-W que buza en sentido norte. El centroide de este mecanismo focal también aparece a una profundidad similar a la de la zona de mayor concentración de hipocentros de la serie (Figura 5.15b).

En la cuenca de Mula-Archena y zonas cercanas, las cartografías locales (e.j: cartografía GEODE Zona Z2100 Marín-Lechado et al. (2021)) representan algunas fracturas de pocos kilómetros de longitud y con orientación N80°E hacia N110°E. Estas fracturas, dibujadas en la Figura 5.15b como líneas azules, y que afloran afectando algunas áreas de la cobertera sedimentaria, representarían fallas subverticales de baja entidad (raramente superan los 1.5 km de longitud) y cinemática inverso-sinistral, que podrían actuar como fallas secundarias enlace entre las fallas mayores, orientadas SW-NE (Martínez-Díaz 1999).

A pesar de que la geometría y el comportamiento de estas fallas en profundidad no se conoce de forma exacta, trabajos de reinterpretación de perfiles sísmicos de reflexión en la zona de la cuenca de Mula-Archena (i.e.: Herrero-Barbero et al. 2020) sugieren la existencia de algunas fallas con altos ángulos de buzamiento, las cuales llegarían

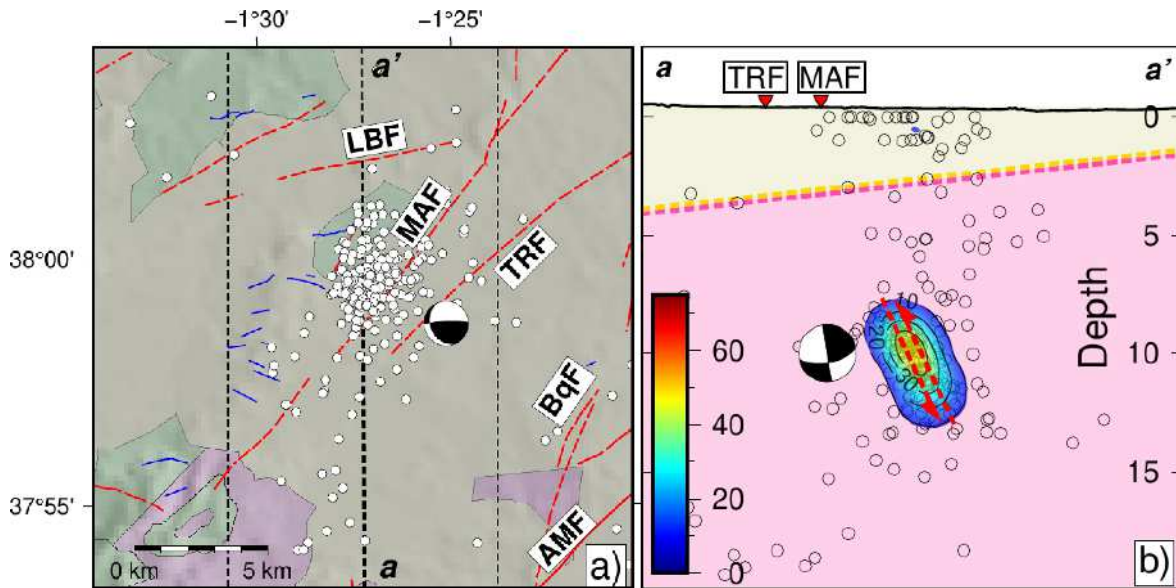


Figura 5.15: Mapa de la serie sísmica de Albudeite (2018). En (a) se muestra la distribución epicentral de la sismicidad, así como algunas fallas y unidades tectónicas. Las líneas discontinuas delimitan los hipocentros que son proyectados en el perfil a-a'. En rojo se marcan las fallas activas más importantes del área, mientras que en azul se representan fracturas identificadas según la cartografía GEODE de Zona Z2100 (Marín-Lechado et al. 2021). En (b) se representa la proyección de los hipocentros del perfil a-a'. Aquí, el mapa de calor señala el área de mayor concentración de eventos, normalizada a número de eventos por cada 10 km² (líneas de contorno cada 10 eventos). La línea discontinua marca el límite inferido entre el basamento (rosa) y los sedimentos de la cuenca de Mula-Archena (amarillo). El mecanismo focal proyectado proviene del Catálogo del Momento Tensor, gestionado por la Red Sísmica Nacional. LBF: falla de Los Baños; MAF: falla de Mula-Archena, TRF: falla de Tollos-Rodeos, BqF: falla de Barqueros, AMF: falla de Alhama de Murcia.

a afectar las formaciones pre-Mesinienses en el fondo de la cuenca. Algunas de estas fallas fueron interpretadas inicialmente con cinemática normal, pero pudieron haberse reactivado como inversas tras el inicio del régimen transpresivo que comenzó a finales del Mioceno, como se ha inferido para otras fallas en las Béticas Orientales (Meijninger and Vissers 2006; Herrero-Barbero et al. 2020). En esta situación, lo que observaríamos es un basamento muy fracturado, con una amplia red de fallas de pequeñas dimensiones. Esto limitaría la magnitud máxima de los terremotos que se dispararían por estas fallas dentro de una serie sísmica, como se deduciría a partir de relaciones empíricas que comparen las dimensiones de rotura y la magnitud máxima (Leonard 2010; Hanks and Bakun 2008).

Como conclusión, en este contexto de transpresión, una parte de la deformación estaría siendo absorbida por esta red de pequeñas fallas, que de manera eventual podrían dar lugar a series sísmicas cuyos terremotos máximos no presentarían una magnitud baja a moderada ($M < 4.5$), como es el caso de la serie sísmica de Albudeite durante 2018.

5.3.2. Sismicidad en TASZ y serie sísmica de Al-Idrisi (2016)

Tras llevar a cabo el cálculo de nuevos hipocentros para la serie sísmica de Al-Idrisi, se observa que los resultados obtenidos con *mTAB3D* dan lugar a localizaciones con menor incertidumbre de promedio en todos los grupos de calidad (Tabla 5.7). Esto, en conjunto con la migración y concentración de terremotos alrededor de las fallas activas del área, además del menor número de hipocentros convergiendo a 0 km de profundidad, facilitan que podamos definir a *mTAB3D* como el mejor modelo de los probados para la estimación de las nuevas localizaciones de esta serie sísmica.

Esta mejora de *mTAB3D* para el conjunto del catálogo, también se observa cuando enfrentamos las incertidumbres estimadas terremoto a terremoto. Los histogramas de la Figura 5.16 señalan que, para un terremoto concreto, *mIGN1D* calcularía hipocentros con S_h y S_z más elevadas que las obtenidas con *mTAB3D*. Llama la atención el número de terremotos en el que el uso de *mIGN1D* implica diferencias de más de 10 km de error S_h , llegando incluso a casi 40 km (barras azules en la Figura 5.16b).

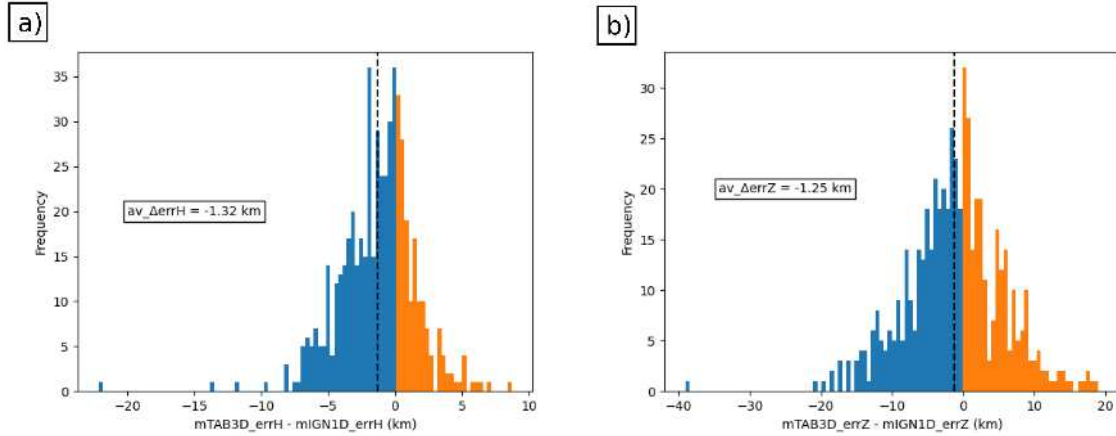


Figura 5.16: Histogramas de distribución de errores laterales ($errH$) y verticales ($errZ$) comparados terremoto a terremoto para los resultados de localización de la serie de Al Idrisi. Los valores se estima según el mismo procedimiento que en la Figura 5.14. El valor del error promedio se señala mediante las líneas discontinuas.

Como ocurre con el caso de las Béticas Orientales, $mIGN1D$ no sería tan representativo de las heterogeneidades corticales existentes en el área meridional del mar del Alborán (Gómez De La Peña et al. 2018, 2020), lo que tiene relación directa con que las variaciones de velocidades implicadas no sean las adecuadas. Dado que $mTAB3D$ sí predice un contraste de V_P notable entre la corteza que separa a uno y otro lado la AIF e YF (recordemos que la litosfera del margen Maghrebí se ha modelado con velocidades promedio más lentas que la situada bajo la WAB o EAB, como se observa en la Figura 3.5 y 3.7b en el Capítulo 3), se entienden las migraciones hacia el este de los hipocentros calculados con $mTAB3D$ como un modo de ajustar los tiempos de viaje observados y calculados por estaciones a uno y otro lado de este límite, similar a lo que se explicaba de forma esquemática en la Figura 3.1. En consecuencia, usaremos los resultados estimados con $mTAB3D$ para analizar más detenidamente la serie sísmica de Al-Idrisi en 2016.

Para esta serie, el terremoto principal de M_w 6.3 aparece ligeramente al sur de un curvatura lateral diestra de la AIF (Figura 5.11b). La rotura que implica este terremoto fue estudiada por Stich et al. (2020) y, tras un modelado de fuentes finitas, se determinó que existía una propagación asimétrica desde la zona de nucleación. Hacia el sur, siguiendo un segmento de AIF con orientación N10°E, la longitud de la rotura

alcanza ~ 8 km, lo que resultaría similar a la posición que ocupa el agrupamiento más meridional que se obtiene con *mTAB3D*. En sentido norte, la propagación se extiende a lo largo de ~ 13 km con una orientación de N40°E, la misma que la zona de curvatura en compresión que presenta la AIF en este sector. Aquí, alineadas entre las dos ramas de la AIF que limitan esta zona compresiva, también se encuentran algunas réplicas después de haber sido relocalizadas. Existen estudios que muestran cómo se ven influenciadas las roturas de terremotos por la presencia de geometrías intrincadas (i.e.: [Oglesby and Mai 2012](#); [Howarth et al. 2021](#)). La propagación de la rotura puede verse interrumpida cuando existen relevos compresivos que actúan de barrera ([Elliott et al. 2015](#)). A pesar de esto, en ocasiones esta rotura puede superar este obstáculo si la caída de esfuerzos es drástica ([Oglesby 2008](#)), como pudo pasar en nuestro caso donde se nuclea la rotura, en el extremo noreste hacia el final del primer segmento de AIF. Esto provocaría un incremento del esfuerzo y que comience a nuclearse la rotura en la rama N40°E de la falla, lo que sería coherente con los escenarios de distribución del deslizamiento propuestos en [Stich et al. \(2020\)](#).

Para el rango temporal escogido (de enero a abril de 2016), la serie sísmica se compone de tres agrupamientos principales (Figuras 5.8b y 5.17a). Dos de ellos, se sitúan sobre la traza del segmento N10° de AIF. Concretamente, el central aparece en el área en el que AIF es intersectada por la traza de la falla al norte del Banco de Tofiño-Xauen (TBXn) (ver perfil b-b' en Figura 5.17c). Aquí, [Gràcia et al. \(2019\)](#) interpretan la existencia de pliegues y fallas menores sub-verticales que convergen en profundidad, dando lugar a una “estructura en flor”. Se propone que esta estructura tendría relación con el régimen cinemático transpresivo al que está sometido la zona. En cuanto al agrupamiento del norte, situado entre AIF y SAR (ver perfil c-c' en Figura 5.17d), se observa que su ubicación se encuentra en una zona con presencia de pliegues y fallas inversas ([Gràcia et al. 2019](#)).

Existen trabajos que, a partir de una estimación de mecanismos focales para esta serie sísmica obtienen una clasificación en grupos atendiendo a dos conjuntos de cinemáticas distintas dependiendo del área ([Álvarez Gómez et al. 2016](#); [Bufo et al. 2017](#)). De un lado tenemos aquellos en los que domina la componente de salto en dirección,

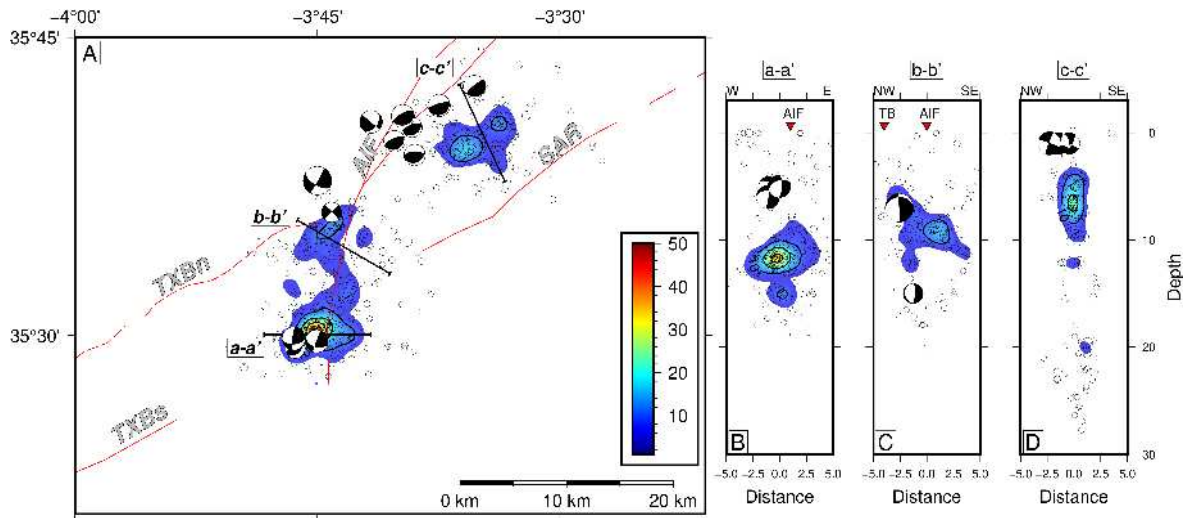


Figura 5.17: Mapa de detalle de la sismicidad de $M_W > 2.5$ durante la serie de Al Idrisi. Se muestran solamente los resultados obtenidos con *mTAB3D*. En (a) se representa la distribución de epicentros y su concentración. A la derecha se aportan una serie de paneles donde se incluyen proyecciones en vertical las tres secciones señaladas en (a) y que se ubican en las zonas de mayor concentración de epicentros (b, c, y d). Los mapas de calor han sido calculados normalizando la concentración de epicentros al número de eventos por cada 10 km^2 (líneas de contorno cada 10 eventos). Los mecanismos focales proceden de los cálculos obtenidos en Bufo et al. (2017), ubicados según su localización original en dicho trabajo. SAR: Cresta Sur de Alborán; AIF: falla de Al Idrisi; TXBn-s: fallas del Banco de Tofiño-Xauen (norte y sur); TF: falla de Troughout.

que son más frecuentes en los agrupamientos sobre la traza de AIF (Figuras 5.17a-c), mientras que aquellos más cercanos al mecanismo de falla inversa aparecen más frecuentemente en el borde occidental de la Cresta de Alborán, muy cerca del agrupamiento de epicentros que quedan ubicados entre las trazas de AIF y SAR (Figuras 5.17a,d).

Esta divergencia tan clara entre las cinemáticas dominantes, controladas por las diferentes estructuras observadas en superficie e interpretadas en profundidad, apoyan la idea de que la partición de la deformación debe de ser el mecanismo principal que controla la evolución de la serie sísmica de Al Idrisi 2016 (Álvarez Gómez et al. 2016; Gràcia et al. 2019; Stich et al. 2020). En el segmento N10°E, la deformación se absorbe a través de un deslizamiento principalmente de salto en dirección sinistral. Es aquí donde comenzaría esta serie sísmica que, tras un episodio de transferencia de esfuerzos hacia el NE, podría haber reactivado algunas de las fallas existentes al norte del área de la SAR, provocando en las semanas siguientes una secuencia de réplicas cuyo mecanismo más frecuente es el de falla inversa (Álvarez Gómez et al. 2016). Esto es consistente con la reactivación de fallas inversas menores, paralelas a la SAR y sometidas a un acortamiento NW-SE favorable para la generación de terremotos con mecanismo de falla inversa) (Serpelloni et al. 2007; Martínez-García et al. 2017).

Tras la relocalización, se ha conseguido mejorar el agrupamiento de los terremotos alrededor de las regiones cercanas a la SAR y la AIF, incluso llegando a discriminar entre dos agrupamientos sobre la traza de AIF en su extremo meridional, algo que no se observaba inicialmente (Figura 5.6). En coherencia con el espesor cortical estimado en varios estudios geofísicos para esta zona del mar del Alborán (i.e.: Palomeras et al. 2017; Gómez De La Peña et al. 2018), que muestran una corteza adelgazada donde la zona sismogénica estaría limitada a los primeros 20 km de profundidad (Grevemeyer et al. 2015; Gómez de la Peña et al. 2022), los agrupamientos de hipocentros calculados con *mTABD3D* no exceden los 15 km (Figuras 5.17b-d).

5.4. Limitaciones al método y conclusiones tras la relocalización de catálogos

Los dos casos presentados anteriormente corresponden a relocalizaciones de hipocentros ubicados en las zonas con mayor actividad sísmica del área Íbero-Maghrebí: la EBSZ y la TASZ. En ellas, tenemos dos escenarios distintos donde hemos podido probar el uso de dos modelos de velocidades bajo circunstancias concretas.

El catálogo de las Béticas Orientales puede considerarse un caso “ideal” en el que las estaciones están distribuidas de forma homogénea y se dispone de una red densa de receptores en aquellas zonas que han demostrado manifestar mayor sismicidad. Considerando esto, el tipo de modelo de velocidad usado para la inversión de los tiempos de llegada (1D vs. 3D) supone un factor importante solamente en aquellos casos donde los terremotos no han sido detectados por un número mínimo de estaciones, es decir, aquellos eventos de magnitud baja o muy baja y que han sido clasificados en la Tabla 5.4 como grupo D. Sin embargo, la modelización correcta de las variaciones laterales de velocidad sí juega un papel fundamental en el desplazamiento de los nuevos hipocentros, pudiendo tener influencia en el grado de agrupamiento cerca de las estructuras activas responsables de la sismicidad. También puede determinar la exactitud de la localización cuando nos encontramos ante una situación de dos bloques separados por una falla, en la que cada bloque presenta una litología distinta, dando lugar a un contraste de velocidades remarcable que puede provocar sesgos en las localizaciones. Esto, que puede compensarse parcialmente aplicando una corrección por estaciones en el cálculo de $NLLoc$, no parece ser suficiente cuando se emplea un modelo 1D, incluso cuando la cobertura de estaciones es adecuada. En estas situaciones, los modelos tridimensionales son útiles para estimar soluciones más certeras.

En el caso del catálogo de la serie sísmica de Al Idrisi, la sismicidad estaba confinada dentro un área cercana al borde meridional de $mTAB3D$. Debido a la distribución heterogénea de estaciones, se observa que la incertidumbre obtenida tanto por $mIGN1D$ como $mTAB3D$ es más elevada para esta serie que el promedio obtenido en las Béticas Orientales, especialmente cuando nos fijamos en la S_z . La Figura 4.7 del Capítulo

anterior ya nos adelantaba que la zona no disponía de una cobertura de estaciones ideal, ya que se estimaba un ángulo de *gap* azimutal superior a 180° , el cual rebasa el umbral recomendado para el cálculo de localizaciones con un mínimo de fiabilidad (Husen and Hardebeck 2010). A pensar de esto, hemos notado una clara diferencia entre las estimaciones que se obtienen con un modelo 1D y las de un modelo 3D, lo que indica que, en circunstancias en principio desfavorables para obtener una localización dentro de unos márgenes de error aceptables, la elección del modelo empleado en el cálculo tienen mucha relevancia en los resultados que se obtendrán.

Aunque se ha demostrado cómo los modelos de velocidad 3D son capaces de mejorar la localización de hipocentros en áreas tectónicamente complejas, existen otros campos de investigación donde pueden ser aplicados. Por ejemplo, las metodologías de simulación de terremotos pueden incluir modelos 3D en su flujo de trabajo para estimar predicciones de aceleraciones de suelos. (Bradley 2019; De La Puente et al. 2020). Los catálogos del registro histórico e instrumental de la región Íbero-Maghrebí y mar de Alborán evidencian que esta área es propensa a terremotos dañinos, de modo que *mTAB3D* podría ser una herramienta interesante para calcular mapas de aceleraciones, decisivos para los análisis de riesgo sísmico y estudios de ingeniería.

Finalmente, pese a que *mTAB3D* se ha empleado para la relocalización de sismicidad reciente, también puede ser utilizado en estudios de series sísmicas pasadas, donde los terremotos pudieran haber sido localizados mediante modelos de velocidad no demasiado constreñidos. El nuevo modelo tridimensional, presentado en esta Tesis Doctoral, podría ofrecer unos resultados valiosos para la re-interpretación de estos terremotos y, por tanto, mejorar el entendimiento de los procesos sismogénicos que actúan en esta zona del Mediterráneo occidental.

Capítulo 6

Estudio comparativo de catálogos sísmicos generados por *machine learning*

Tradicionalmente, la metodología de detección de terremotos llevada a cabo por las agencias de control y vigilancia sísmica (i.e.: Red Sísmica Nacional en España), implica el picado manual de tiempos de llegada registrados en las estaciones situadas en la región de estudio. En este proceso, participan analistas que se encargan de observar la actividad sísmica de forma continua a lo largo del año. Este seguimiento exhaustivo es necesario durante la monitorización diaria, pero destaca sobre todo cuando aparecen crisis sísmicas repentinas hacia las que hay que destinar medios adicionales para cubrir su vigilancia, así como estudiar su evolución en tiempo casi-real. De modo que, tanto en situaciones de normalidad, como ante emergencias, toda información y recurso disponible es útil para el análisis de la sismicidad y poder alertar a la población de posibles amenazas.

Recientemente, en conjunto con el procedimiento rutinario tradicional de monitorización sísmica, existen agencias que han comenzado a explorar la aplicación de modelos de redes neuronales para la detección automática de terremotos ([Walter et al. 2021](#); [Retailleau et al. 2022](#)). Empleando estos modelos, se ha logrado aumentar el porcentaje de detección, así como rebajar el umbral de magnitud mínimo por encima del cual la

red sísmica es capaz de registrar con fiabilidad todos los eventos que ocurren en una región (M_c - *magnitude of completeness*) (Cianetti et al. 2021).

En las siguientes secciones de este Capítulo se explicará el fundamento de las técnicas de *machine learning* aplicadas a la detección de terremotos, varios ensayos con distintos modelos de redes neuronales, y el análisis de los resultados obtenidos en su aplicación a la región Ibero-Maghrebí.

6.1. Introducción a las técnicas de *machine learning*: funcionamiento y aplicación en Sismología

El número de instrumentos empleados en estudios y vigilancia de la sismicidad ha ido incrementándose, con el paso del tiempo, en muchas regiones del planeta. Además, en paralelo, la sensibilidad de los aparatos ha mejorado progresivamente hasta el punto de registrar formas de onda con alta resolución y bajo ratio señal-ruido (*SNR*). Esto hace que actualmente se genere un volumen de información inmenso con los que trabajar y, por lo tanto, que sea necesario el desarrollo de nuevas metodologías para el manejo y tratamiento de esos datos.

Las técnicas de *aprendizaje automático* (*machine learning* - *ML*) han surgido para facilitar el gestión de este volumen de información mediante la aplicación de una serie pautas definidas, y optimizadas para el trabajo a realizar. Esto permite trabajar más fácilmente los datos, y ayuda en tareas de etiquetado y clasificación necesarias en muchos campos, especialmente algunos dentro de la Sismología (Mousavi and Beroza 2022).

El *ML* está dentro del campo de la Inteligencia Artificial, cuyo objetivo es el desarrollo de sistemas que sean capaces de realizar tareas que normalmente requerirían una “inteligencia humana”, es decir, que tratan de imitar o simular el comportamiento humano (Figura 6.1). Aquí, el *ML* puede entenderse como un conjunto de métodos, dentro de la Inteligencia Artificial, que extraen y tratan la información contenida dentro de una serie de datos “en crudo” mediante el desarrollo de algoritmos y procesos de aprendizaje. Uno de estos procesos de aprendizaje son las Redes Neuronales, que

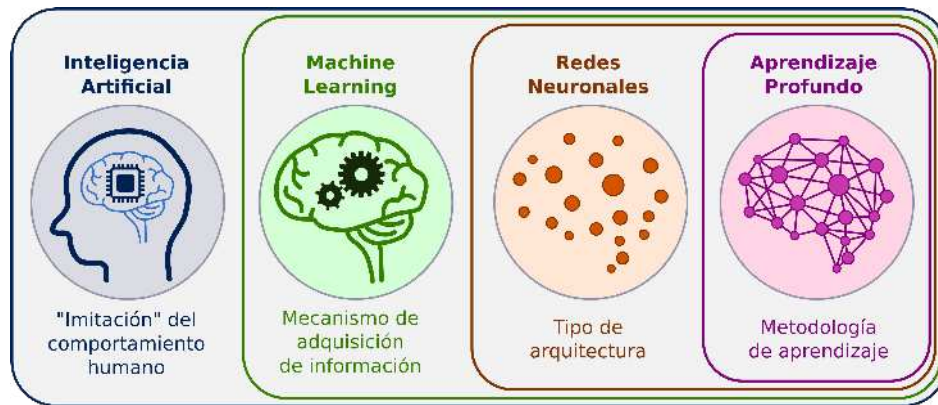


Figura 6.1: Esquema resumido de la relación entre los distintos términos en el campo de la Inteligencia Artificial.

consisten en un modelo que sirve de arquitectura para replicar el funcionamiento del cerebro humano mediante la interconexión de unidades de procesamiento (*neuronas*) ordenadas en diferentes capas. En cada capa se realiza una operación y se transmite la información a la siguiente, para finalmente generar un resultado. En ocasiones, algunas de estas capas están “ocultas”, lo que permite realizar un aprendizaje mediante la representación de características y abstracciones más complejas. A esto se le conoce como Aprendizaje Profundo (*deep learning*), el cual define la metodología mediante la que se construye la red neuronal con la que funciona el proceso de *ML*, permitiendo además el entrenamiento y mejora progresiva de las tareas que realiza.

Dentro de las diversas ramas de la Sismología, las técnicas de *ML* tienen varias aplicaciones. Se incluyen, entre otras:

1. Análisis de registros sísmicos: Se pueden procesar grandes volúmenes de datos de la forma de onda registrada en estaciones sísmicas para extraer información relevante. Ejemplos de esto son características específicas de la onda, como la amplitud, frecuencia y duración, que posteriormente podemos utilizar para el cálculo de la magnitud de un terremoto (Mousavi and Beroza 2020), o la polaridad de la primera llegada para la estimación del mecanismo focal (Li et al. 2023).
2. Reducción de ruido sísmico: Puede mejorarse la calidad de la señal registrada mediante la aplicación de algoritmos de *ML* que incrementan el ratio *SNR*, lo que facilita la interpretación de la información contenida en la forma de onda,

eliminando el ruido no deseado (Zhu et al. 2019).

3. Modelado de estructuras en el subsuelo: Empleando perfiles de sísmica de reflexión, es posible aplicar técnicas de *ML* que permitan discretizar la información que muestran los distintos reflectores. Esto es útil para identificar e interpretar automáticamente discontinuidades como, por ejemplo, fallas (An et al. 2021).
4. Detección de terremotos: Al analizar la forma de onda registrada en una estación, se puede emplear un algoritmo de *ML* que permita identificar patrones sísmicos, como son las llegadas de ondas sísmicas P y S, distinguiéndolos del ruido de fondo (Münchmeyer et al. 2022).

Esta última aplicación de *ML* es la que más ampliamente se ha desarrollado por diversos grupos de investigación y agencias de monitorización sísmica. Esto es debido a la necesidad de recabar toda la información disponible del registro de las estaciones receptoras, para luego ser revisada por los analistas y determinar el suceso o no de un terremoto. A pesar de que existen metodologías que analizan la forma de onda en busca de patrones determinados que podrían corresponder con la llegada de ondas sísmicas, como el *short-term long-term amplitude* (*STA/LTA*), estas solamente ayudan a la hora de sugerir anomalías en la forma de onda que podrían corresponder con llegadas de terremotos (Figura 6.2). Esto suele implicar una enorme cantidad de picados que el analista tiene que revisar, traducándose en una tarea que genera muchos falsos positivos (i.e.: señales recibidas y catalogadas erróneamente como llegada de terremoto), que deben ser descartados antes de incluirse en el catálogo sísmico.

Al contrario que la metodología de *STA/LTA*, basadas en el cálculo de promedios de diferentes amplitudes para dos ventanas de tiempo específicas y que necesita de una serie de parámetros pre-fijados, los modelos de redes neuronales empleados en la detección automática de terremotos están entrenados con datos de picados de terremotos reales, etiquetando los elementos como “llegada de onda” (P o S) y ruido, lo que agrega cierta robustez extra al catálogo de fases detectadas al reducirse el número de falsos positivos, sobre todo cuando el modelo empleado fue entrenado utilizando información registrada en la zona de estudio en la que se aplica. Estos modelos son capaces

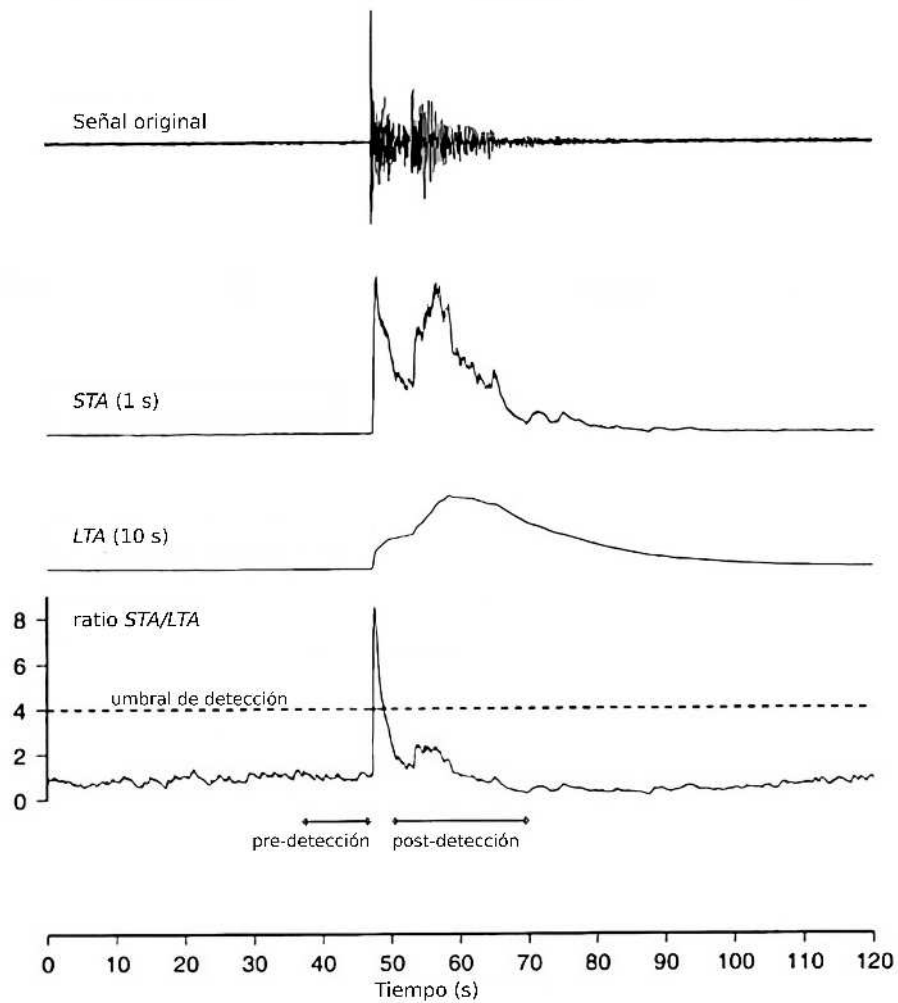


Figura 6.2: Ejemplo de funcionamiento de la detección de llegadas sísmicas mediante la metodología *STA/LTA*. Esta técnica se basa en comparar el promedio de señales sísmicas a corto plazo (*STA*) con el promedio a largo plazo (*LTA*) para detectar señales inusuales que podrían ser terremotos. Si la señal *STA* es significativamente mayor que la señal *LTA*, se puede superar un cierto umbral del ratio *STA/LTA* que indicaría la presencia de un terremoto.

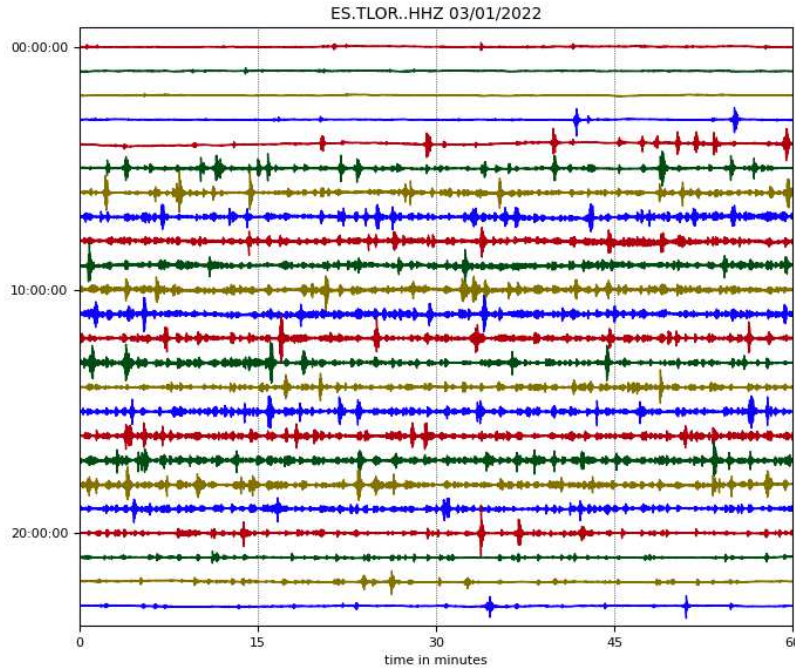


Figura 6.3: Registro de la componente vertical de la estación TLOR (perteneciente a la Red Sísmica Nacional), situada a ~ 2 km del centro de la población de Lorca (Murcia). Cada línea de color indica 60 minutos de duración de registro durante el 3 de enero de 2022. Puede observarse como la amplitud promedio y la presencia de llegadas se reduce en las horas nocturnas (de 00h a 5h, y de 23h a 00h).

de trabajar con formas de onda cuyo bajo SNR dificultaría la tarea del analista a la hora de realizar los picados de onda. Incluso puede adaptarse a periodos en el que este ratio SNR varía dentro de una ventana temporal, como sucede en estaciones sísmicas ubicadas cerca de poblaciones en las que el ruido antrópico enmascara la señal recibida durante las horas de actividad diaria (Diaz et al. 2021) (Figura 6.3).

En la siguiente Sección, se presentarán los modelos escogidos para llevar a cabo un ensayo de detección de terremotos en la región Bético-Rifeña. Se explicará de forma resumida el conjunto de datos empleado para su construcción y la metodología de entrenamiento.

6.2. Modelos de *ML* pre-entrenados para la generación de catálogos sísmicos

Cuando nos referimos a las metodologías de *ML*, en cualquier campo o aplicación específica, el paso que más tiempo y recursos consume es la preparación del conjunto de datos para el entrenamiento de modelos de redes neuronales (Mousavi et al. 2019, 2020). Además, es necesario contar con una enorme cantidad de datos que posean una calidad mínima para poder ser procesado. Esto se traduce en un gran número de lecturas de forma de onda con un ratio (*SNR*) alto. No es raro que un conjunto de datos supere los cientos de miles o incluso millones de formas de onda, incluyendo señales de llegadas de terremotos, explosiones o ruido sísmico (Mousavi et al. 2019; Michelini et al. 2021; Magrini et al. 2020).

En los últimos años, han aparecido en la literatura numerosos modelos de redes neuronales entrenados para la detección de llegadas de terremotos (Münchmeyer et al. 2022). Normalmente, entre ellos existen diferencias en cuanto a la arquitectura y el conjunto de datos usado para entrenarlos. De todos ellos, tres de los más utilizados, debido a su óptimo funcionamiento cuando han sido aplicados en estudios de monitorización sísmica, son: *GPD* (Ross et al. 2018), *PhaseNet* (Zhu and Beroza 2019), y *EQTransformer* (Mousavi et al. 2020).

6.2.1. *GPD*

El modelo *GPD* (*Generalized Phase Detection*), presentado en Ross et al. (2018), se trata de una aplicación a la detección de señales sísmicas basada en aprendizaje profundo, que usa redes neuronales convolucionales (*convolutional neural networks*, *CNN*) para la clasificación de llegadas de onda P, S y ruido dentro de la forma de onda que registra una estación receptora. La arquitectura de redes basada en *CNN* presenta la ventaja de incluir un sistema de extracción de información jerárquico capaz de aprender por sí mismo, el cual se entrena para reconocer y extraer de los datos en bruto solamente la información que pueda ser relevante para la tarea que lleva a cabo.

El conjunto de datos en el que está basada proviene de 692 estaciones de periodo

corto y banda ancha perteneciente al *Southern California Seismic Network (SCSN)*, y el conjunto de datos contiene sismogramas de 273.882 terremotos con magnitudes comprendidas entre -0.81 y 5.7. Para cada terremoto solamente se contemplaron registros de estaciones a una distancia epicentral inferior a 100 km. Esto se traduce en 4.5 millones de formas de onda en registros de 3 componentes norte (N), este (E)¹ y vertical (Z). Para eliminar el ruido microsísmico de estas formas de onda, se realizó un filtrado inicial con un filtro de paso alto de 2.0 Hz para, posteriormente, re-muestrear los datos a 100 Hz. Finalmente, la amplitud de cada sismograma se normaliza a la amplitud máxima registrada en cualquiera de las 3 componentes del registro de la estación.

Las muestras de forma de onda se clasifican y etiquetan en 1.5 millones de llegadas de onda P, 1.5 de onda S (ambos tipos de llegada picados por analistas expertos), y finalmente, 1.5 millones de muestras de ruido (correspondientes a los 5 s anteriores a la llegada de la onda P). Cada ventana de muestras de llegada o ruido tiene una duración de 4 s. Es decir, como los datos han sido re-muestreados a 100 Hz, cada ventana contendrá 400 muestras.

El conjunto de datos se divide aleatoriamente en dos subconjuntos: 75 % corresponden al subconjunto de entrenamiento (datos que usa el modelo para aprender a reconocer patrones) y 25 % al de validación (datos que usa el modelo para comparar distribuciones de probabilidad y ajustar parámetros para mejorar durante el proceso de aprendizaje). Posteriormente, el subconjunto de entrenamiento es el que se emplea para construir el modelo *GPD* mediante una serie de cálculos iterativos dentro de la arquitectura *CNN*, en la que el modelo aprende a clasificar en los tres campos solicitados las formas de onda que contiene en su subconjunto de entrenamiento (i.e.: etiqueta de “llegadas de P”, “llegadas de S”, y “ruido”). En el proceso, el modelo asigna una distribución de probabilidad para cada etiqueta con valores entre 0 y 1 (siendo 1 probabilidad nula de que corresponda a una llegada P o S, y 0 lo contrario) y, posteriormente, se compara con la distribución de probabilidad real que tiene cada una de ellas. En el caso de que ambas etiquetas de llegadas P y S tengan una distribución de probabilidad igual a 0, la muestra se clasifica como “ruido”.

¹En caso de que estas componentes no estén orientadas, se utilizan otras componentes horizontales equivalentes.

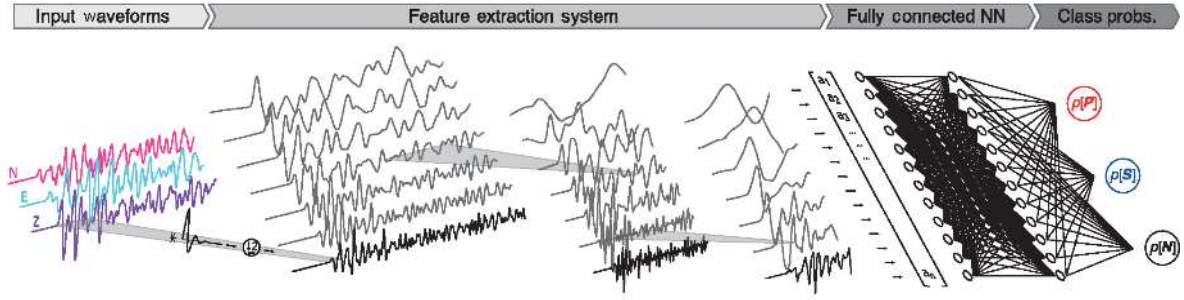


Figura 6.4: Esquema de la arquitectura del modelo *GPD*, tomado de Ross et al. (2018). Los caracteres de la onda se analizan a través de un proceso de filtrado y segmentación, permitiendo extraer de forma automática la información necesaria para la clasificación de la señal según la probabilidad de llegada de onda P ($p[P]$), S ($p[S]$) o ruido ($p[N]$). El funcionamiento se describe con más detalle en el artículo original de Ross et al. (2018).

En cada iteración se mide globalmente el grado de diferencia que existe entre los resultados que predice el modelo y los reales, con el objetivo de cuantificar cómo de adecuado es el funcionamiento del modelo. A la vez, se ajustan automáticamente los parámetros del modelo para minimizar las diferencias de predicción en una siguiente iteración.

El proceso de entrenamiento de *GPD* finaliza cuando suceden cinco épocas (iteraciones completadas sobre el subconjunto de entrenamiento) sin que exista una disminución en las diferencias de predicción. Sin embargo, en el artículo original, se explica que el modelo que mejor resultado de predicción consiguió sobre el subconjunto de validación era el modelo obtenido tras la tercera época (99 % de acierto en la predicción de clasificación). Esto sucede en ocasiones cuando el modelo queda “saturado” y no vuelve a alcanzar el mínimo en las diferencias de predicción. Es por eso que el modelo publicado corresponde a esta tercera época.

Este modelo y su metodología de entrenamiento han sido utilizados en diversos estudios para completar catálogos sísmicos, o como base para nuevos modelos de redes neuronales entrenados también para detección de terremotos o para tareas más específicas (e.g.: Wang et al. 2019; Tokuda and Nagao 2023; Cheng et al. 2023a).

6.2.2. *PhaseNet*

Desarrollado por [Zhu and Beroza \(2019\)](#), *PhaseNet* es un modelo de redes neuronales con aplicación a la detección de llegadas de terremotos. En este caso, la arquitectura del modelo consiste en una modificación de *U-Net* ([Ronneberger et al. 2015](#)) que, a pesar de ser ideado inicialmente para aplicaciones biomédicas, es útil para la segmentación y tratamiento de series unidimensionales, como son las formas de onda registradas en estaciones sísmicas.

La arquitectura de la red *U-Net* recibe su nombre por su geometría en “U” (Figura 6.5). En la parte izquierda, se sitúan una serie de capas de neuronas que actúan de codificadores, que analizan las muestras segmentadas de datos extrayendo patrones e información. A más profundidad en las capas, mayor es la complejidad que el modelo es capaz de asimilar y aprender. En el codo de la “U” se situaría un “cuello de botella” en el que la toda la información extraída y aprendida en las capas de codificadores se comprime para pasar a la rama derecha de la “U”, que actúan como decodificadores. En estas capas, la información se descomprime, restaurando las partes segmentadas a su tamaño original y el modelo aprende a reconocer la información en muestras mayores. En la estructura en “U” existen unas funciones de “salto” que permiten conectar capas correspondientes a procesos de codificación y decodificación donde la información tenga la misma dimensión. Estas funciones “puentean” todo el proceso y permitirían mejorar la convergencia de una solución ([Ronneberger et al. 2015](#)).

Simplificando, en la parte izquierda, el modelo aprende a reconocer “qué” patrón se le va a solicitar más adelante (i.e.: etiqueta de “llegadas de P”, “llegadas de S”, y “ruido”), sin importar el “dónde” se sitúe dentro de la muestra segmentada. En la parte de la derecha, el modelo aprenderá a reconocer “dónde” aparece ese patrón dentro de la muestra expandida. El resultado final, como antes, es un modelo que ofrece unas distribuciones de probabilidad ante la existencia de posibles llegadas de ondas P y S o ruido.

El conjunto de datos empleado en el entrenamiento de *PhaseNet* consiste en formas de onda de 234.117 terremotos registrados por 889 estaciones sísmicas propiedad del *Northern California Earthquake Data Center Catalog (NCEDC)*. El pre-procesado de

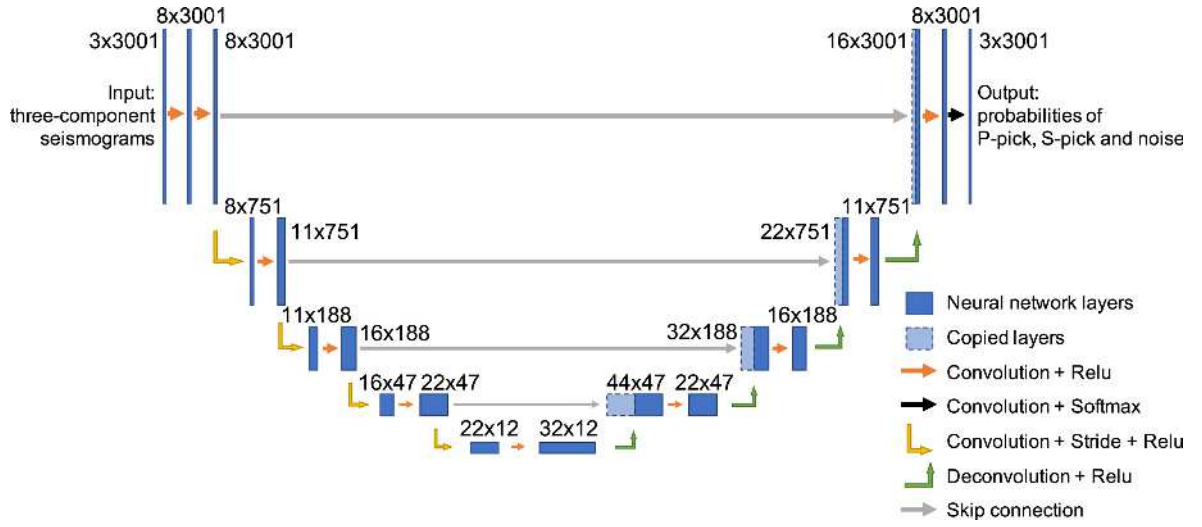


Figura 6.5: Ejemplo de la estructura *U-Net* usada en el modelo *PhaseNet*, tomado de [Zhu and Beroza \(2019\)](#). Los datos de entrada pasan por la izquierda a las capas neuronales donde se lleva a cabo el proceso de codificación que, de manera progresiva en cada nivel de capas, irá segmentando la información en paquetes 4 veces más pequeños, a la vez que el número de neuronas por capa aumenta. La segmentación ajusta el tamaño de los nuevos paquetes, redondeando al siguiente número entero tras la división (3001, 751, 188, 47, 12). En el “cuello de botella”, la información se transmite a unas nuevas capas neuronales donde el proceso se invierte y la información se expande (paquetes 4 veces más grandes respecto al nivel anterior). Además, los niveles de codificación y decodificación están conectados por unas funciones de “salto” que mejoran la eficiencia de la convergencia de la solución. Para información más detallada, se remite a la fuente original de [Zhu and Beroza \(2019\)](#).

las formas de onda incluye la selección aleatoria de ventanas temporales de 30 s, que incluyen la llegadas de las ondas P o S picadas por analistas expertos. La aleatoriedad es necesaria para evitar que el modelo aprenda de forma sesgada el momento el que aparece el patrón de una llegada de onda sísmica. Las ventanas temporales se muestrean a 100 Hz (i.e.: cada ventana incluye 3001 muestras) y se normaliza cada componente de la forma de onda, sustrayendo el valor medio y dividiéndolo por la desviación estándar. Al contrario que en *GPD*, no se realizó ningún proceso de eliminación de ruido o filtrado de onda, lo que resulta en que el conjunto de datos empleado contenga cierto número de muestras con ratio *SNR* bajo. Además, tampoco se contempló una limitación a una distancia máxima de registro, como si ocurre en *GPD*.

En total, se usaron 779.514 registros de sismogramas con 3 componentes, que se dividieron en tres subconjuntos de entrenamiento (623.054), validación (77.866) y prueba (75.592). El subconjunto de prueba se introduce aquí para incorporar muestras que no participan en el proceso de aprendizaje, lo que sirve para evaluar el funcionamiento del modelo y su efectividad frente a datos externos. La diferencia con el subconjunto de validación es que el primero sí participa en el entrenamiento ajustando automática los valores de parámetros durante las diferentes iteraciones, mientras que el subconjunto de prueba permanece ajeno a esto. Este solamente se incorpora cuando el modelo está completamente entrenado y se pretende hacer un ensayo preliminar con él.

En el proceso de entrenamiento, al igual que con otros modelos de redes neuronales, se busca reducir todo lo posible las diferencias entre la distribución de probabilidad de la predicción de una etiqueta (i.e.: “llegada de onda P o S”, o “ruido”) y el valor real. En cuanto cómo se clasifica el ruido, a pesar de que los autores no incluyeron explícitamente muestras de ruido sísmico, el modelo aprende automáticamente a reconocer su patrón mediante la siguiente distribución de probabilidad mostrada en la Ecuación 6.1.

$$Prob_{(ruido)} = 1 - Prob_{(P)} - Prob_{(S)} \quad (6.1)$$

PhaseNet se ha utilizado en numerosos estudios relacionados con la re-evaluación de catálogos sísmicos, la monitorización sísmica y vigilancia volcánica, o como referencia para estudios comparativos frente a otros modelos (e.g.: Wang et al. 2023; Cesca et al.

2022; García et al. 2022; Retailleau et al. 2022).

6.2.3. *EQTransformer*

Este modelo fue desarrollado por Mousavi et al. (2020) con el objetivo de facilitar simultáneamente la detección y picado de señales sísmicas. El modelo *EQTransformer* (*EQT*) presenta una arquitectura novedosa basada en capas de “atención propia” (*self-attentive layers*). Dentro de la red neuronal, estas capas funcionarían codificando una secuencia de datos cuyos elementos serán ponderados en función de la importancia que puedan tener para la tarea de detección de llegadas de terremotos. Aquellos elementos que sean relevantes serán resaltados, mientras que el resto se minimizan. Esta operación imita lo que ocurre en la mente humana cuando esta realiza una tarea que implica el análisis de una serie de datos para su clasificación (Lai et al. 2021). Es decir, en un inicio, si la persona no está familiarizada con el conjunto de datos o la tarea que tiene que llevar a cabo, se pondera de igual manera todos los datos de los que disponga. Sin embargo, a medida que su destreza y experiencia incrementan, esta persona será capaz de centrarse en ciertos elementos y seleccionar qué información es más relevante para realizar la tarea encomendada de forma más eficiente.

La estructura de la red se presenta de forma esquemática en la Figura 6.6. Comienza un codificador que toma las señales sísmicas en crudo para generar una representación de la información que contiene la forma de onda. Posteriormente, esta información se pasa a tres decodificadores que se encargan de analizar esa información calculando tres distribuciones de probabilidad: llegada de onda P, onda S, y detección global del terremoto. Contrariamente a otros modelos, en *EQTransformer* no se contempla probabilidad explícita para el ruido sísmico, y solamente se etiquetará como tal si no coincide con alguna de las otras categorías.

El conjunto de datos utilizado para el entrenamiento de *EQT* proviene de la base de datos global *STEAD* (*STandfor EArthquake Dataset*, Mousavi et al. 2019). Se usaron 1 millón de señales de terremotos y otras 300.000 correspondientes a no-terremotos que incluyen tanto ruido natural como antrópico. Las señales de terremotos corresponden a ~ 450.000 eventos de magnitud variada y con distribución geográfica global, registrados

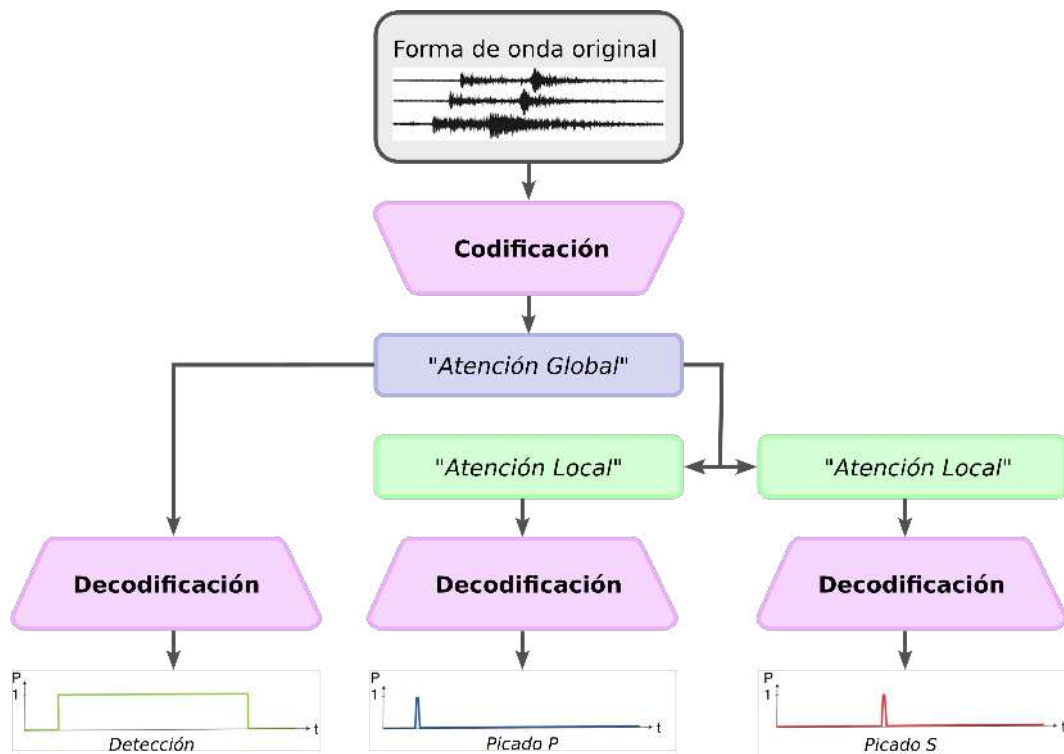


Figura 6.6: Esquema simplificado del funcionamiento del modelo *EQTransformer*, modificado de Mousavi et al. (2020). Los datos de entrada, correspondiente a las 6000 muestras del sismograma, se analizan en una secuencia de capas dentro del proceso de codificación, segmentando y extrayendo la información más relevante. En el siguiente paso de “*Atención Global*” se evalúa la posible presencia de un patrón similar al que produciría un terremoto, la información se codifica, condensando de nuevo hasta lograr el tamaño original y se estima la probabilidad global de aparición del terremoto. En cuanto a la discriminación entre llegadas P y S dentro del terremoto, se realiza un proceso de “*Atención Local*” específico para cada una, para posteriormente decodificar de igual manera la información y extraer una probabilidad de picado de onda P y S. El esquema completo, con toda la información específica de cada proceso, se describe con profundidad en la fuente original (Mousavi et al. 2020).

en estaciones a una distancia epicentral menor a 300 km.

Del mismo modo que en los casos anteriores, el conjunto de datos se divide aleatoriamente en subconjuntos correspondientes a entrenamiento (85 %), validación (5 %), y prueba (10 %). Las formas de onda se filtran con un filtro de paso de banda (1.0-45.0 Hz), y después se segmentan en ventanas de 60 s de duración con una tasa de muestro de 100 Hz (6000 muestras por cada ventana).

El proceso de entrenamiento implica una serie de iteraciones en las que las muestras correspondientes al subconjunto de entrenamiento se evalúan para extraer la distribución de probabilidad de llegada P o S, asignando un valor comprendido entre 0 y 1 de forma similar a lo explicado para el modelo *GPD*. La diferencia aparece en cómo se programó la finalización del experimento, siendo en este caso que se daba por concluido cuando no existía variación de diferencias de probabilidades entre las predicciones del modelo y los valores reales tras 12 épocas de entrenamiento.

Los autores de este modelo ponen a disposición pública dos versiones que, a pesar de obtenerse del mismo conjunto de datos, presentan una arquitectura y funcionamiento distintos. El primero es un modelo original optimizado para reducir la tasa de falsos negativos (señales sísmicas reales que el modelo predice como ruido), lo que normalmente conlleva un número de eventos detectados mayor. El segundo corresponde a una versión que se ha afinado para reducir la tasa de falsos positivos (señales que no corresponden a llegadas de terremotos pero que el modelo predice como tales), el cual suele dar lugar a una menor cantidad de terremotos detectados. El uso de uno u otro modelo dependerá de la tarea a realizar y del flujo de trabajo empleado, aunque pueden usarse de manera conjunta para complementar las funciones de detección ([Scotto di Uccio et al. 2023](#)).

Debido al gran número de señales sísmicas usadas durante su entrenamiento y su variedad geográfica, el modelo *EQT* se ha citado en numerosos trabajos como una herramienta útil para la detección de terremotos, o como marco para el entrenamiento de modelos de detección más específicos (e.g.: [Niksejel and Zhang 2023](#); [Gong et al. 2022](#); [Xiao et al. 2021](#)).

6.3. Creación de catálogos sísmicos con *easyQuake*

Como se ha visto anteriormente, cada uno de los tres modelos (*GPD*, *PhaseNet* y *EQT*) presenta diferencias marcadas en cuanto a su arquitectura y el conjunto de datos del que se parte en su entrenamiento. Sin embargo, tienen en común que han demostrado ser herramientas ventajosas a la hora de ser aplicadas en la detección automática de señales sísmicas. Con todo y eso, siguen teniendo cierto grado de complejidad cuando se pretende utilizarlos de manera directa para las tareas de monitorización sísmica.

Con el paso del tiempo, han ido surgiendo algunos *software* que funcionan como entornos de trabajo con el objetivo de facilitar la aplicación y el funcionamiento personalizado de estos modelos de redes neuronales. No obstante, algunos de estos proyectos consisten en conjuntos de programas y módulos que funcionan solamente para un modelo específico (Shi et al. 2022; Zhu et al. 2022a), de modo que el uso intercambiable entre modelos variados no resulta tan ágil.

Con la idea de resolver estas dificultades, se desarrolló *easyQuake* (Walter et al. 2021), un *software* en lenguaje *Python* con una serie de herramientas que facilitan la detección y localización de terremotos de manera flexible. Actualmente, *easyQuake* se ha implementado a la rutina de monitoreo sísmico del *Oklahoma Geological Survey* (*OGS*), incrementando el número de terremotos detectados por la red sísmica de este Estado.

A continuación, se explicarán brevemente las herramientas fundamentales que incorpora *easyQuake* en su flujo de trabajo para la obtención de catálogos sísmicos mediante metodologías de *ML*. Muchas de ellas se basan en módulos presentes en el paquete *ObsPy* (Krischer et al. 2015) para la lectura y tratamiento de datos sísmicos.

6.3.1. Obtención de formas de onda

La primera etapa consiste en la compilación y clasificación de formas de onda que se utilizarán para los siguientes pasos. En el caso de que no se disponga de datos propios, *easyQuake* permite descargar desde repositorios de acceso libre las formas de onda registradas por estaciones dentro del área de estudio en formato *miniSEED*, al

mismo tiempo que las clasifica junto con sus ficheros de respuesta dentro de directorios definidos por 24 horas de duración.

6.3.2. Detección de llegadas de terremotos

El programa *easyQuake* pone a disposición del usuario *GPD*, *PhaseNet* y *EQT*, aunque también ofrece la opción de realizar los picados usando el método *STA/LTA*. Teniendo en cuenta que incorpora la versión “original” y “conservadora” de *EQT*, en total permitiría realizar la detección de llegadas sísmicas con cuatro modelos de redes neuronales diferentes. El *software* de detección trabaja con un único modelo de redes neuronales, utilizando la tarjeta gráfica del ordenador o estación de trabajo para realizar los cálculos del procesado de las formas de onda, y obtener así la distribución de probabilidades de llegadas de onda sísmica de manera similar a las mostradas en la Sección 6.2. Tras esto, todas llegadas detectadas se guardan en un fichero de fases que contiene la información de cada estación y canal donde se realiza el picado, tiempo de llegada, tipo de fase (P o S), y probabilidad asignada.

6.3.3. Asociación de fases sísmicas

El paso de asociación implica la agrupación de tiempos de llegada coherentes y su convergencia para declarar un terremoto. Esto se hace mediante el software *PhasePapy 1D* (Chen and Holland 2016), incluido dentro de *easyQuake*, el cual permite calcular tablas de búsqueda de tiempos de viaje usando el modelo global de velocidades 1-D IASP91 (Kennett and Engdahl 1991). Aquí, se generan pares de ondas P/S y, tras calcular diversas diferencias de tiempos de llegada de las ondas P y S (t_{S-P}), se determina la mejor combinación de pares P/S agrupados para definir un terremoto concreto. La mejor combinación consistirá en aquella que resulte en el residuo mínimo para un umbral de estaciones con lectura pre-fijado (Figura 6.7). Este residuo mínimo se calcula en base a la diferencia que existe entre el radio de extensión calculado a partir del t_{S-P} registrado en cada estación (r_i), y la distancia medida desde dicha estación al epicentro del hipotético terremoto (d_i). Cuanto más parecidas sean estas distancias dentro de una única estación (i.e.: $r_i - d_i \approx 0$), y menor sea el residuo general, más certera será

la asociación del terremoto y su epicentro.

Adicionalmente, podemos definir que un terremoto será declarado con un número mínimo de estaciones que contengan lecturas de fases, y que a la vez sus t_{S-P} converjan con un residuo mínimo para evitar artefactos de cálculo. Incrementando el número de estaciones requeridas o reduciendo el residuo se asegura una tasa de falsos positivos mucho menor, aunque implicará obtener una cantidad notablemente más baja de terremotos. Durante este paso también se da una localización epicentral preliminar, es decir, se hace una estimación de la latitud y longitud, fijando la profundidad, por defecto, a 5 km.

A pesar de que el paso de asociación presenta la ventaja de tener unos parámetros fácilmente entendibles y configurables, *PhasePapy 1D* no funciona de forma óptima cuando se dispone de una gran cantidad de picados para asociar, o cuando la zona de estudio en la que están repartidas las estaciones es muy extensa.

6.3.4. Creación de catálogo sísmico y funciones adicionales

Finalmente, tras realizar la asociación, todos los terremotos se combinan en un único catálogo sísmico en formato *QuakeML* (Schorlemmer et al. 2011). Este catálogo contiene la información básica referente al tiempo de origen, estaciones y tiempos de llegada. Sin embargo, *easyQuake* incluye otras funciones que permiten extraer más información de los datos que usamos. Por ejemplo, es posible calcular la magnitud local (M_L) de cada terremoto en base a una relación empírica extraída de Hutton and Boore (1987) desarrollada para el sur del estado de California, cuya formación se presenta en la Ecuación 6.2.

$$M_L = \log_{10}(A) + 1,11 \cdot \log_{10}(D) + 0,00189 \cdot D - 2,09 \quad (6.2)$$

En esta ecuación de cálculo de M_L , A corresponde al pico de amplitud máxima (en nanómetros) medido en los canales horizontales de la estación sísmica, y D se refiere a la distancia epicentral (en kilómetros) entre el terremoto y la estación. Para cada evento se toman únicamente los valores de magnitud calculados en estaciones a una

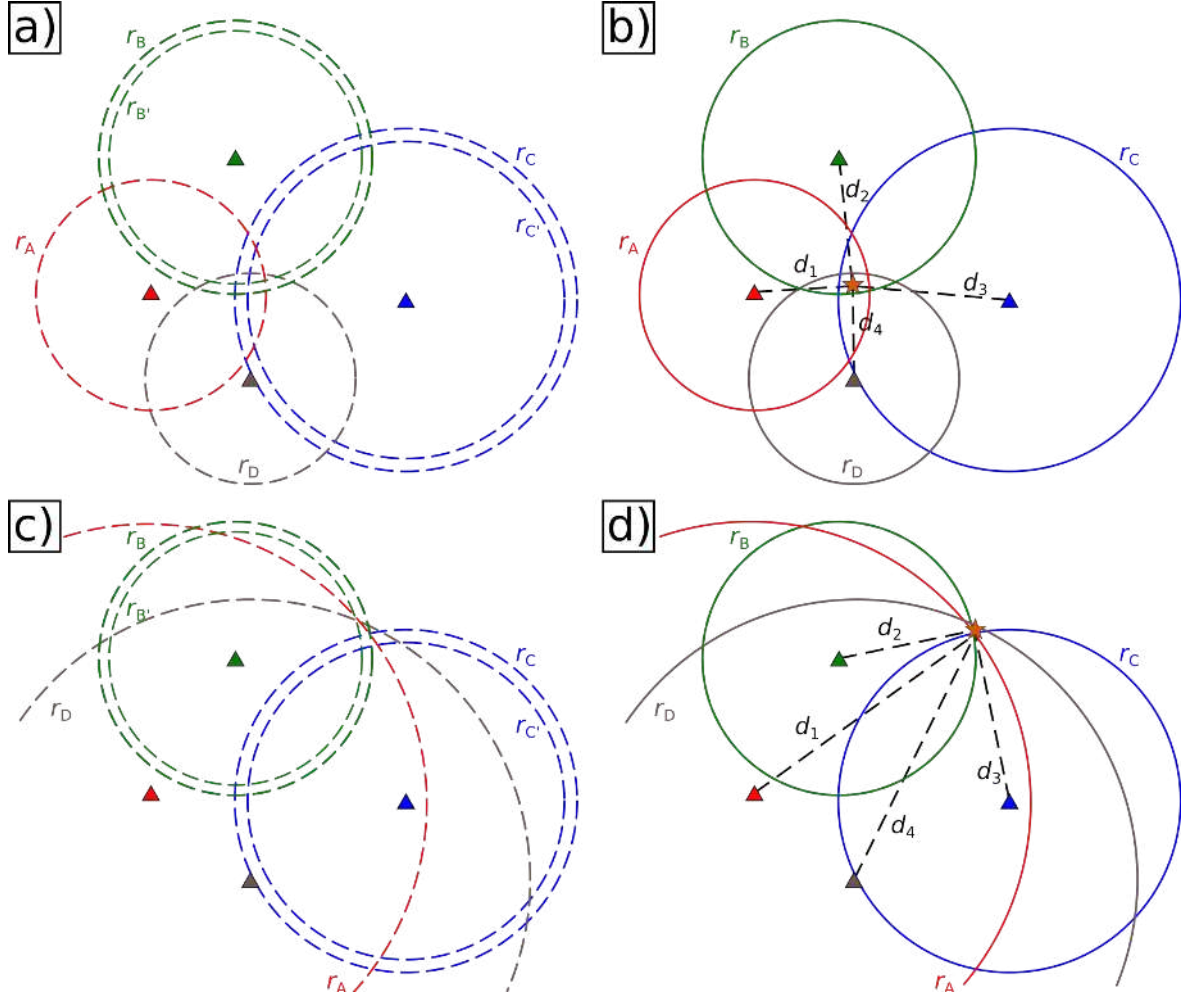


Figura 6.7: Esquema de funcionamiento de asociación de tiempos de llegada (modificado de [Chen and Holland \(2016\)](#)). En (a), partimos de una serie de estaciones sísmicas (triángulos de color A, B, C y D) con una serie de registros de t_{S-P} , definidos por sus radios de extensión (r_i). Los radios $r_{B'}$ y $r_{C'}$ corresponden a t_{S-P} candidatos medidos en la misma estación y temporalmente próximos al resto de t_{S-P} candidatos. En (b), vemos como el *software* crea subgrupos con t_{S-P} pertenecientes a una única estación (i.e.: $S_1=[A, B, C, D]$; $S_1=[A, B', C, D]$; $S_1=[A, B', C, D]$; $S_1=[A, B, C', D]$), y determina qué combinación es la ideal para estimar un epicentro que cumpla el menor residuo posible entre r_i y la distancia de cada estación al propio epicentro (d_i). Ocasionalmente, el *software* puede encontrar un resultado cuya convergencia se produzca en el exterior de la superficie que cubre la red de estaciones, como se muestra en (c) y (d).

distancia inferior a la indicada por el usuario, y de este conjunto se calcula el promedio para definir el valor de M_L .

Otra funcionalidad corresponde a la posibilidad de estimar la polaridad de las primeras llegadas de onda P. Esto se realiza durante el cálculo de M_L , y se basa en la búsqueda de máximos o mínimos locales justo después de la llegada de la onda P para asignar una polaridad “positiva”, “negativa” o “indeterminada”. Estos valores de polaridad pueden ser posteriormente empleados en el cálculo del mecanismo focal del terremoto usando otros *software* (i.e.: HASHPy, [Williams \(2014\)](#)).

Una vez entendido cómo opera *easyQuake*, se realizaron una serie de ensayos para probar la capacidad de detección de los distintos modelos de redes neuronales que incorpora, comparando los resultados con catálogos oficiales de terremotos de la Red Sísmica Nacional.

6.4. Ensayos de catálogos sísmicos generados con *easy-Quake*

Para probar las funcionalidades de *easyQuake* se ha llevado a cabo una serie de pruebas para calcular catálogos sísmicos usando datos provenientes de estaciones sísmicas pertenecientes a la Red Sísmica Nacional ([Instituto Geográfico Nacional 2023b](#)). El conjunto de estaciones consiste en 27 receptores de banda ancha² presentes dentro el área $-6^\circ E/1^\circ E/35^\circ N/39^\circ N$, y los datos se extrajeron para una ventana temporal correspondiente al mes de marzo de 2018 (Figura 6.8). Se escoge este intervalo de tiempo porque en él, además de poder observar la sismicidad distribuida por el área Ibero-Maghrebí, también podremos ver cómo se comportan los modelos de detección frente a la ocurrencia de series sísmicas como la de Albudeite (Región de Murcia) o Jódar (Andalucía).

Todos los cálculos se realizaron por la estación de trabajo *Apanhecat*, adquirida por el proyecto *Model_ShaKER* (PID2021-124155NB-C31), que viene equipada con 16

²La localización de ELOR contiene dos receptores, uno situado en superficie y otro enterrado a ~ 40 m de profundidad en el sondeo FAMSIS-1 ([Martínez-Díaz et al. 2016](#)).

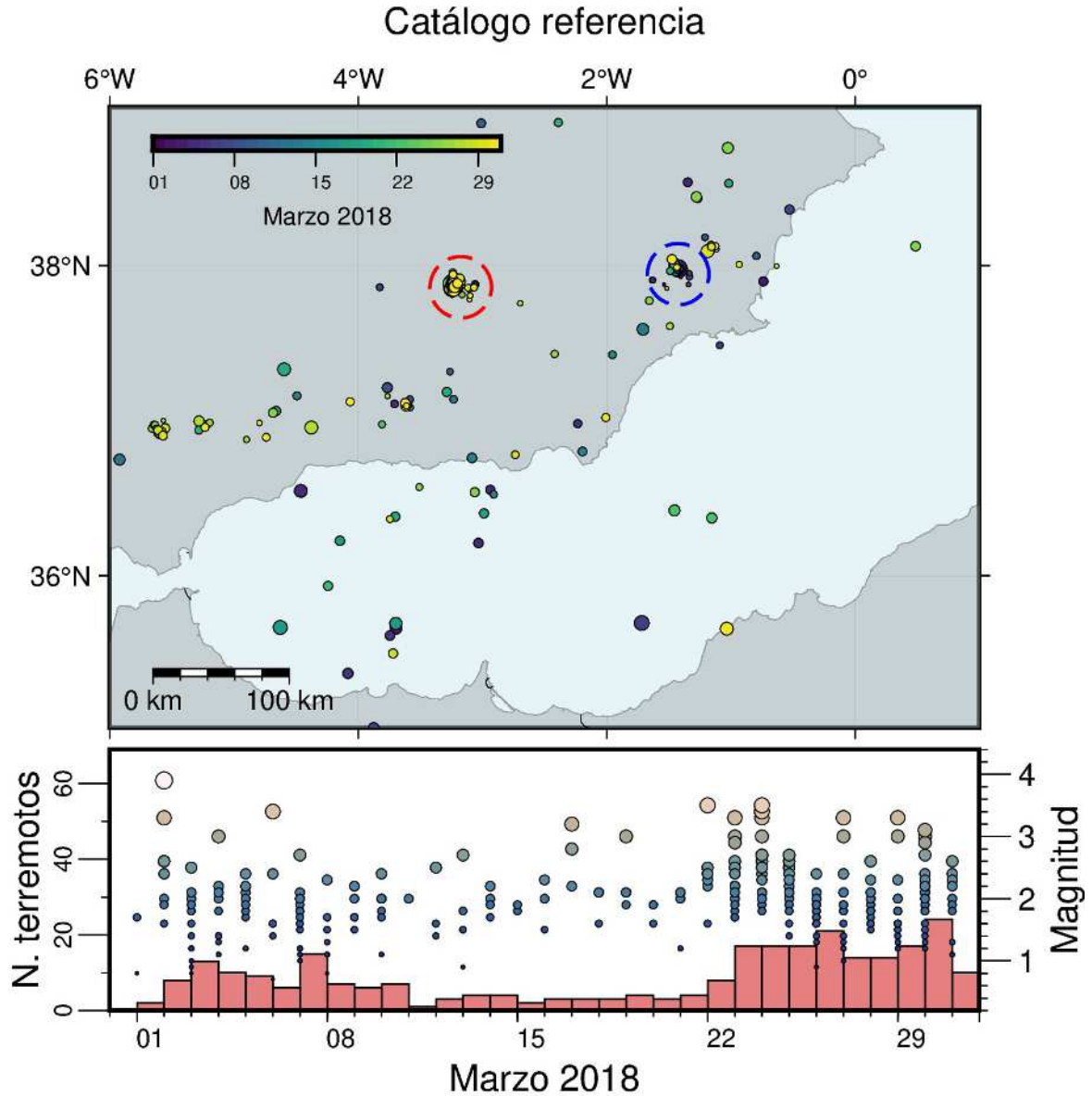


Figura 6.8: Mapa de epicentros para el área de estudio durante el mes de marzo de 2018 ([Instituto Geográfico Nacional 2023b](#)). La escala de color hace referencia al tiempo de origen. Los dos círculos discontinuos marcan el área de las series sísmicas de Jódar (rojo) y Albudeite (azul). Abajo, se muestra un cuadro con la evolución temporal de la sismicidad, incluyendo un histograma de frecuencias diario y la magnitud m_{bLg} calculada por la Red Sísmica Nacional.

núcleos, cada uno de 2 hilos AMD Ryzen 9 5950x, 128 Gb de RAM, y una tarjeta gráfica Nvidia RTX A4000 de 16 Gb de RAM para el procesamiento de datos durante la detección con modelos de redes neuronales.

6.4.1. Procedimiento y ajustes de parámetros empleados

El primer paso consiste en incorporar y clasificar los datos de forma de onda en formato *mSEED*. Cuando se trata de datos externos que *easyQuake* no ha descargado de servidores públicos (i.e.: IRIS), no existe una certeza total de que el contenido de información de los ficheros sea el adecuado para que el programa pueda trabajar con ellos. Para ello, se programó un *script* que toma cada forma de onda, comprueba que su tasa de muestreo corresponde a 100 Hz y que no existen huecos de información recibida, y posteriormente la re-nombra y clasifica en directorios ordenados según el día de registro, es decir, desde la fecha de inicio que hayamos programado a la fecha final. Adicionalmente, el *script* incorpora a cada directorio los ficheros de respuesta aportados por la Red Sísmica Nacional, que contienen los metadatos de cada estación.

Tras tener los datos de forma de onda clasificados, se procede a la detección. Aquí, utilizaremos los modelos pre-entrenados *GPD*, *PhaseNet* y *EQT* (en sus variantes “original” y “conservadora”) para obtener un catálogo de picado de llegadas de terremotos. En el paso de detección, se realizó una modificación al programa original para introducir un filtrado de paso alto de 4 Hz a las formas de onda. Esto se hizo por recomendación de (Antón (IGN), comunicación personal, 2023).

Para los modelos *GPD* y *PhaseNet* no hizo falta más configuración. Sin embargo, en el caso de *EQT*, al emplear dos modelos distintos, fue necesario ajustar algunos de sus parámetros para adaptarlos a las recomendaciones del autor original descritas en el repositorio oficial del modelo. Los cambios se añadieron al código fuente de *easyQuake* para facilitar el uso intercambiable de ambos modelos con sus respectivos parámetros ajustados, los cuales se muestran en la Tabla 6.1. Aquí, Th_P y Th_S hacen referencia a los umbrales de detección fijados por encima de los cuales una distribución de probabilidad calculada por *EQT* se podrá asignar a una llegada P o S. Valores de umbral más bajos indican que el modelo será más sensible en la detección y, por tanto, podrá incorporar

modelo	Th_P	Th_S	Th_{EQ}	overlap
<i>EQT_original</i>	0.3	0.3	0.5	0.3
<i>EQT_conservador</i>	0.05	0.05	0.2	0.6

Tabla 6.1: Tabla comparativa de los parámetros usados para configurar el modelo *EQT* en sus variantes original y conservadora. La definición de cada parámetro y su uso se explica en el texto principal.

más llegadas de terremotos al catálogo de picados. En principio, podría parecer que los valores fijados son bajos (especialmente en el caso del modelo conservador), pero el rango escogido entra dentro de las recomendaciones propuestas por el autor del modelo y, como se verá más adelante, en el paso de asociación podremos filtrar de nuevo para considerar solamente las combinaciones más conservadoras a la hora de declarar los terremotos con pares P/S del catálogo que hayamos generado. De forma similar, Th_{EQ} es el umbral establecido para declarar una detección de terremoto.

El parámetro “overlap” hace referencia al porcentaje de solape entre las ventanas de muestras en las que se realiza la detección. El valor por defecto para ambos modelos es de 0.3 (i.e.: 30 % de solape entre dos ventanas de muestras consecutivas). Sin embargo, el autor del modelo *EQT* recomienda usar un solape de muestras mayor (~ 0.9) cuando el modelo conservador no realiza suficientes picados, por ejemplo, de pares de llegadas P/S que provengan de terremotos lejanos. En este ensayo, se probó inicialmente el valor 0.9 como solape para el modelo conservador, pero se obtuvo un catálogo de picados con un número desproporcionado de llegadas, que posteriormente dificultaba en exceso la tarea de asociación. Por ello, se decidió ajustar este solape a un valor intermedio de 0.6 con el cual se lograba un incremento moderado del número de picados detectados sin que supusiera un perjuicio en el rendimiento de la asociación posterior.

Una vez tenemos el catálogo de fases se procede al paso de asociación en el que, como se explicaba anteriormente, calcularemos la convergencia de pares de fases P/S detectadas en distintas estaciones para declarar los terremotos. La asociación se realiza en serie para cada directorio de día de duración con *PhasePapy 1D*, el cual nos permite modificar algunos de los parámetros para ajustar la asociación a unos valores óptimos, y obtener así un catálogo que contenga el mayor número de terremotos posibles a la vez que se intenta restringir los falsos positivos. Los parámetros usados para la asociación

N_{sta}	Max_{km}	C_o	OT_{unc}	L_{unc}
$\begin{array}{c} 4 \\ 3 \end{array}$	300 km	10 km	3 s	0.2°

Tabla 6.2: Tabla comparativa de los parámetros usados para la asociación en *PhasePapy 1D* dentro de *easyQuake*. La definición de cada parámetro y su uso se explica en el texto principal.

se presentan en la Tabla 6.2.

En este grupo de parámetros modificables, primero definimos el número mínimo de estaciones (N_{sta}) con el que declararemos un terremoto. En los ensayos que se han realizado, se llevaron a cabo dos asociaciones, obteniendo catálogos cuyos terremotos se declaraban con un mínimo de 3 o 4 estaciones, según el caso. Se incluye también Max_{km} como la distancia epicentral máxima hasta la estación de registro, estimada a partir de t_{S-P} . Es decir, la distancia máxima de la que podrán venir las llegadas que consideremos para ser agregadas a un terremoto, que en nuestro caso será de 300 km o menos. El parámetro C_o define la distancia máxima de t_{S-P} para agregar un nuevo par de llegadas P/S en la asociación de un candidato a terremoto. Por último, para controlar la calidad de los terremotos que se obtienen en la asociación, introducimos unos valores de incertidumbre máxima en cuanto al error del tiempo de origen (OT_{unc}), y la localización preliminar (latitud y longitud) que se obtiene (L_{unc}).

Como se mencionaba anteriormente, *PhasePapy 1D* no funciona de forma óptima cuando trabaja con catálogos de picados muy extensos (>100.000 picados por día), algo que no es raro de obtener cuando se cuenta con muchas estaciones que hayan aportado picados, o cuando el modelo de redes neuronales se ha configurado para resultar demasiado sensible. No obstante, dentro de *easyQuake*, es posible lanzar la asociación como un proceso que trabaje en paralelo usando varios de los hilos que tengamos disponibles en nuestro procesador. De modo que, para agilizar esta etapa y reducir el tiempo de cálculo, se modificó el *script* con el que configuramos los parámetros de *easyQuake* para lanzar la asociación en varios directorios a la vez, usando 28 de los 32 hilos de *Apanhecat* en paralelo.

Tras esto, se combinan todos los terremotos para crear un catálogo sísmico que contenga el total de eventos detectados durante el mes de marzo de 2018. Una vez

el catálogo está formado, se puede usar la relación empírica mostrada en la Ecuación 6.2 para calcular la M_L de cada terremoto³. Usaremos todos los picados recogidos en estaciones sísmicas a una distancia inferior a los 300 km del epicentro estimado por *PhasePapy 1D* para la estimación de la magnitud de cada terremoto.

No obstante, durante las pruebas iniciales, se encontraron algunos fallos de funcionamiento de la función de *easyQuake* que realiza los cálculos M_L (*magnitude_quakeml()*) en ciertos casos en los que ofrece unas estimaciones de amplitud anómalas. Estos valores, que inicialmente pasaban desapercibidos, en ocasiones quedan muy por debajo o por encima del valor estimado en otras estaciones, lo que da lugar a cálculos de M_L imprecisos. Este hecho destaca cuando el terremoto tiene lecturas en pocas estaciones, por lo que una estimación que se desvíe demasiado de las otras puede alterar la estimación final de la magnitud.

Para corregir esto, se ha modificado *magnitude_quakeml()* en el código fuente de *easyQuake*. Los pasos para la obtención de los picos máximos de amplitud se han mantenido, pero como el valor de magnitud que se incorpora al fichero específico del terremoto resulta de la mediana de las magnitudes locales calculadas, se ha decidido hacer un paso de filtrado de estas magnitudes para incluir solamente aquellas que mantengan cierta coherencia entre sí.

Este paso de filtrado consiste en agrupar todas las magnitudes locales estimadas⁴. Calculamos la desviación estándar de esa población de magnitudes y, si ese valor es inferior a 0.5, la magnitud que incorporaremos al fichero del terremoto consistirá en la mediana de la población de magnitudes.

En el caso de que el valor de desviación estándar sea superior a 0.5, entenderemos que existe mucha dispersión entre las estimaciones debido a la presencia de valores anómalos de magnitud. Los valores máximos y mínimos que usaremos como magnitudes de referencia para filtrar qué valores de magnitud mantendremos vienen dados por las

³A pesar de que esta relación se obtuvo con parámetros de amplitud desarrollados para el sur de California, no debería tener influencia para las conclusiones que podamos extraer en este ensayo preliminar, ya que el cálculo de magnitud simplemente servirá como una estimación relativa del tamaño de los terremotos detectados, sin entrar en interpretaciones de dicho valor absoluto de magnitud.

⁴Normalmente, cada estación tendrá un par de magnitudes calculadas, una por cada canal “EN”, “12”, etc.

Ecuaciones 6.3 y 6.4. En estas ecuaciones, $\widetilde{M}_L$ representa la mediana de la población de magnitudes estimadas por *magnitude_quakeml()*, y iqr_{mag} hace referencia al rango intercuartílico de dicha población de magnitudes⁵.

$$Magnitude_{max} = \widetilde{M}_L + iqr_{mag} \quad (6.3)$$

$$Magnitude_{min} = \widetilde{M}_L - iqr_{mag} \quad (6.4)$$

Posteriormente, se analiza magnitud por magnitud, retirándose los valores que queden por encima o por debajo de los límites máximo o mínimo, respectivamente. Finalmente, el valor de M_L se extrae de la mediana de la población de magnitudes que hayan permanecido tras el filtrado y se incorpora al fichero específico del terremoto.

Realizados todos los pasos (detección, asociación, combinación de todos los eventos asociados y cálculo de magnitud), se obtienen ocho catálogos sísmicos distintos, que son resultado de aplicar la detección para cada uno de los cuatro modelos de redes neuronales y realizar dos asociaciones distintas.

6.4.2. Resultado de detección y comparación de los catálogos sísmicos

Usando la metodología explicada anteriormente, el software *easyQuake* nos permite extraer picados de llegadas de datos provenientes de la Red Sísmica Nacional restringidos al mes de marzo de 2018. Se ha descargado de la web del Instituto Geográfico Nacional ([Instituto Geográfico Nacional 2023b](#)) un catálogo sísmico de la misma duración, y un área igual a la que cubren las estaciones usadas en este ensayo ($-6^\circ E/1^\circ E/35^\circ N/39^\circ N$). Este catálogo, con 276 terremotos, servirá de referencia para comparar nuestros resultados. Tras la asociación de estas llegadas, se obtienen varios catálogos sísmicos que se presentan en las Figuras 6.9 - 6.12. Aquí se representa la distri-

⁵Se ha preferido emplear el rango intercuartílico en lugar de la desviación estándar porque, a pesar de que ambos son útiles para representar la dispersión de una muestra de población, el rango intercuartílico no está tan influenciado por los valores extremos producidos por resultados anómalos del la estimación de magnitud al usar datos comprendidos entre los percentiles 25 y 75 de la población.

bución de epicentros estimados para los catálogos que hemos obtenido con cada modelo de redes neuronales⁶. Excluyendo al modelo *GPD* (6.12), que apenas logra una muestra representativa, el resto de modelos ofrece una localización de epicentros próxima a la que se obtiene con los datos de la Red Sísmica Nacional (Figura 6.8). Los epicentros de los terremotos se han estimado en una localización más o menos próxima a la de las estaciones usadas para este ensayo. Ello explica que existan áreas, como el norte del continente africano o el estrecho de Gibraltar, en las que apenas se detectan terremotos debido a la gran distancia con las estaciones más cercanas. Este hecho ya se observaba en el catálogo de referencia.

En varios de los resultados, además de la sismicidad dispersa, pueden observarse los agrupamientos que corresponden a las series sísmicas de Albudeite y Jódar. Destaca, por su número de terremotos, el catálogo obtenido con $EQT_{original}$ usando un umbral de 3 estaciones durante la asociación (Figura 6.9a). La abundancia de terremotos impide ver con claridad la existencia de series sísmicas diferenciadas a una escala más local.

Dicho esto, la mayoría de los resultados parecen tener coherencia con los mostrados en el catálogo de referencia, con abundancia de eventos en el rango de M_L 1.5-2.5 y algunos terremotos mayores que sobresalen, correspondientes a las series de Albudeite y Jódar. No obstante, llama la atención la presencia de un terremoto de M_L 6.1 en el catálogo calculado usando $EQT_{original}$ y una asociación de 3 estaciones. Este evento será analizado en detalle más adelante cuando discutamos el desempeño de cada catálogo de M_L .

En la Figura 6.13 aparecen los resultados numéricos de cada catálogo, que aparecen ordenados en función del modelo de redes neuronales empleado y el umbral de estaciones mínimo que se usa para cada asociación. Para facilitar visualmente las comparaciones, las columnas que indican valores absolutos se han rellenado con una escala de color continua *rojo-azul* (valores más altos en azul), y las que indican un porcentaje están rellenos con una escala de color continua *rojo-amarillo-verde* (valores más altos en verde).

⁶Se debe recordar que, durante la asociación, *PhasePapy 1D* estima unos epicentros que en ocasiones pueden quedar fuera del área máxima que cubren las estaciones usadas en la detección. Esto sucede porque en el cálculo se pueden tomar llegadas a una distancia máxima definida por Max_{km} , cuya convergencia resultaría en terremotos alejados de la red de estaciones.

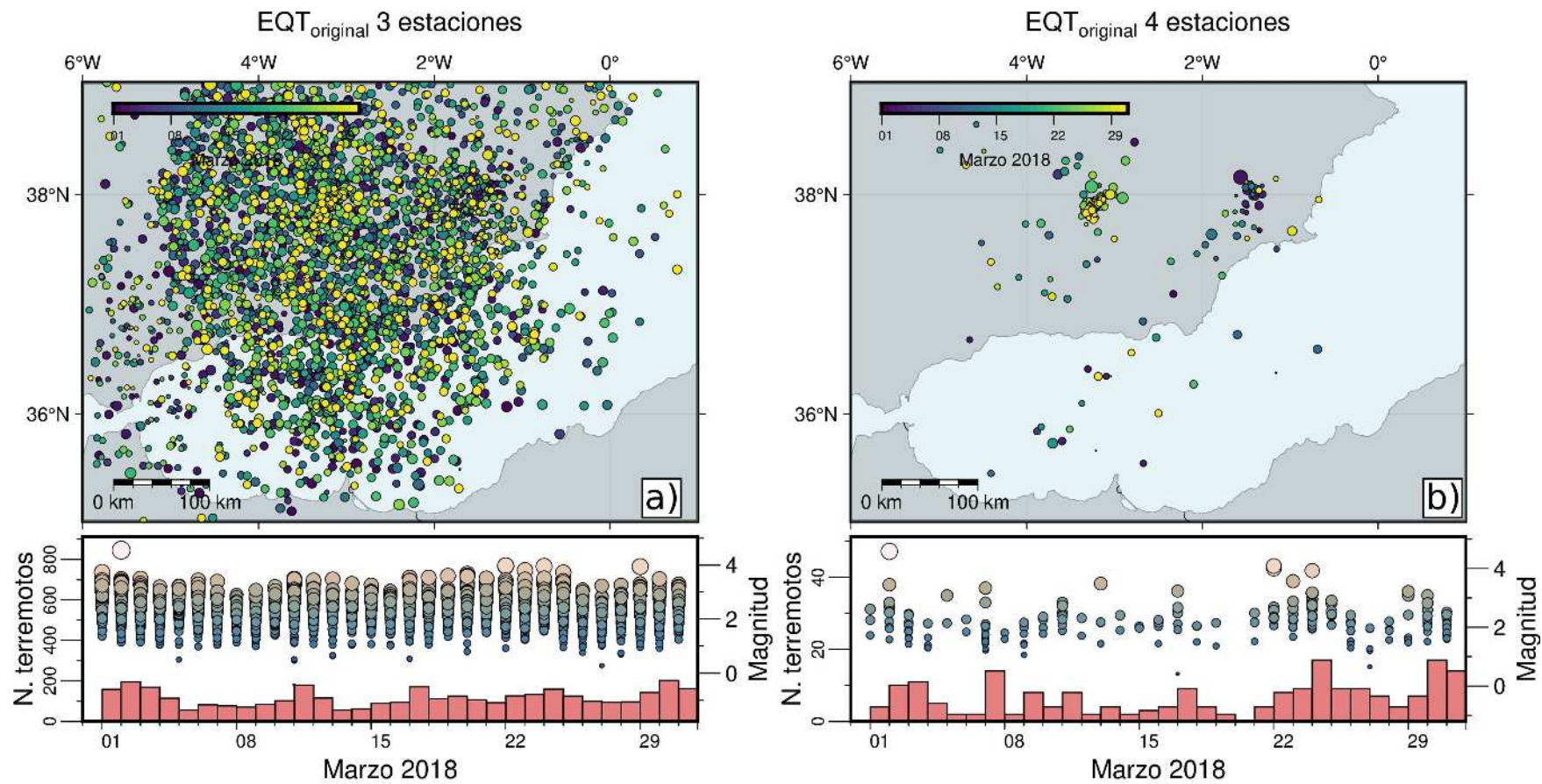


Figura 6.9: Resultados de generación de catálogos sísmicos con el modelo $EQT_{original}$ en el caso de asociación con 3 y 4 estaciones. Abajo, se muestra un cuadro con la evolución temporal de la sismicidad durante marzo de 2018, incluyendo un histograma de frecuencias diario y la magnitud M_L calculada por *easyQuake*.

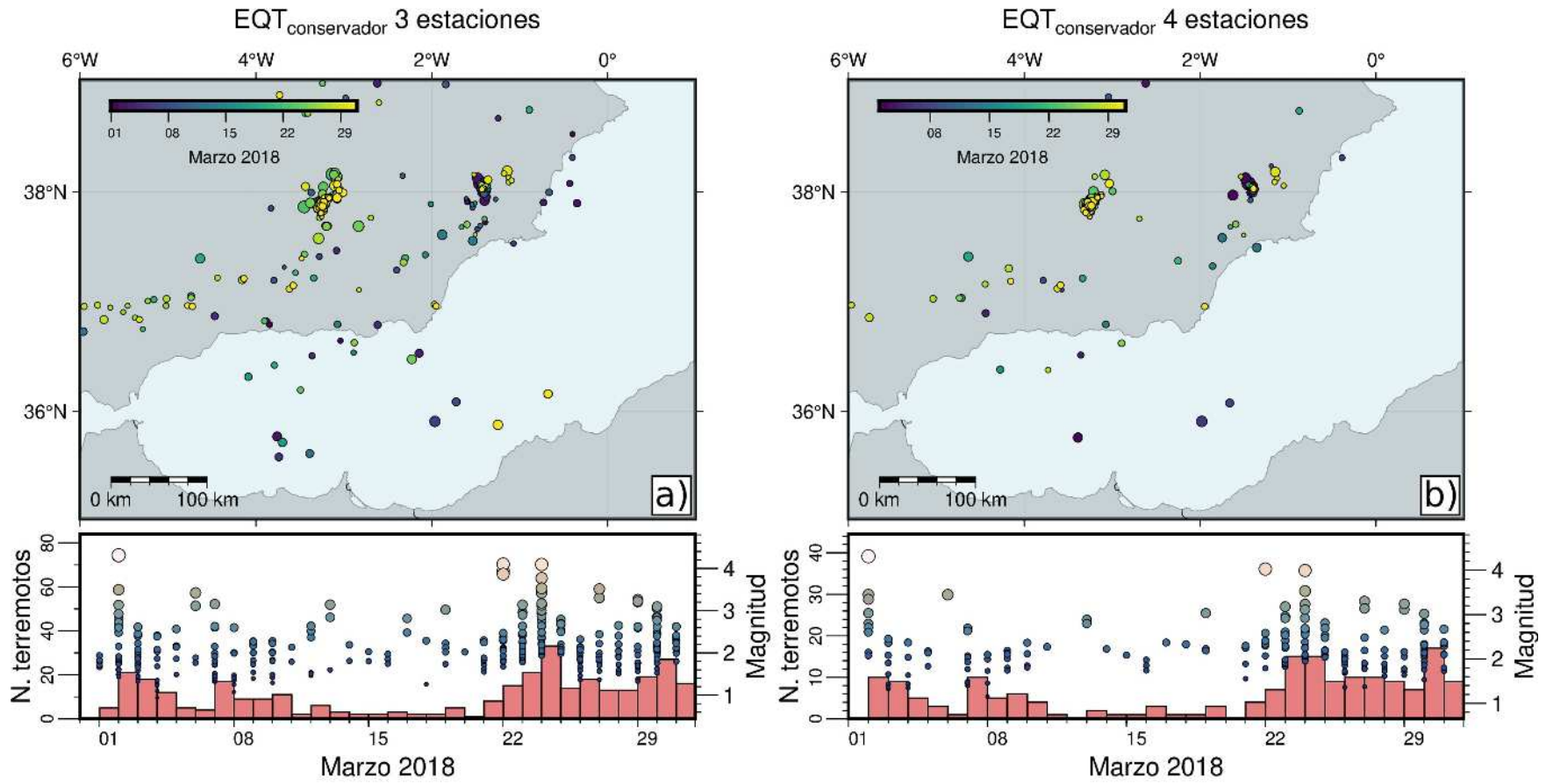


Figura 6.10: Resultados de generación de catálogos sísmicos con el modelo $EQT_{conservador}$ en el caso de asociación con 3 y 4 estaciones. Abajo, se muestra un cuadro con la evolución temporal de la sismicidad durante marzo de 2018, incluyendo un histograma de frecuencias diario y la magnitud M_L calculada por *easyQuake*.

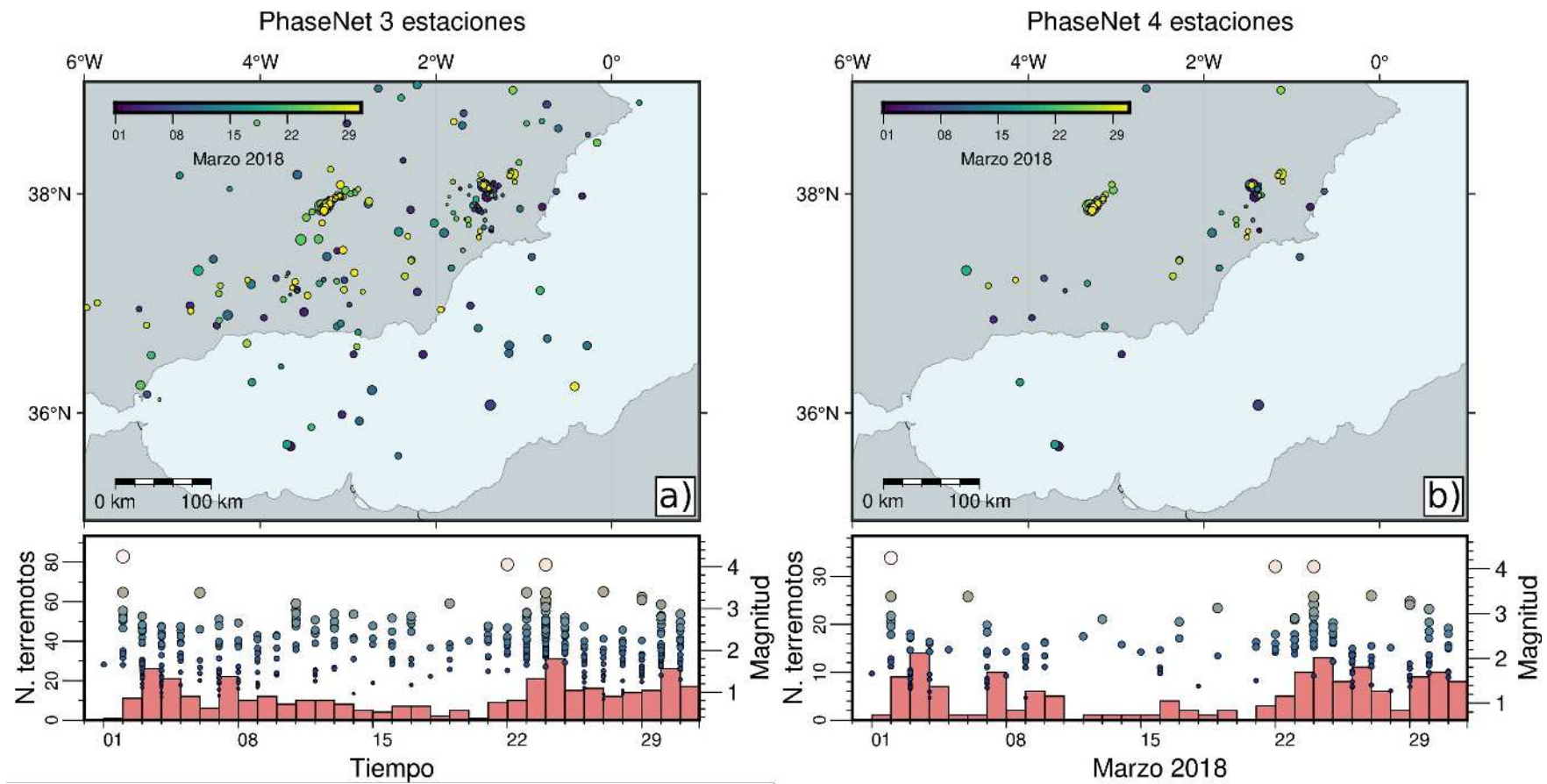


Figura 6.11: Resultados de generación de catálogos sísmicos con el modelo *PhaseNet* en el caso de asociación con 3 y 4 estaciones. Abajo, se muestra un cuadro con la evolución temporal de la sismicidad durante marzo de 2018, incluyendo un histograma de frecuencias diario y la magnitud M_L calculada por *easyQuake*.

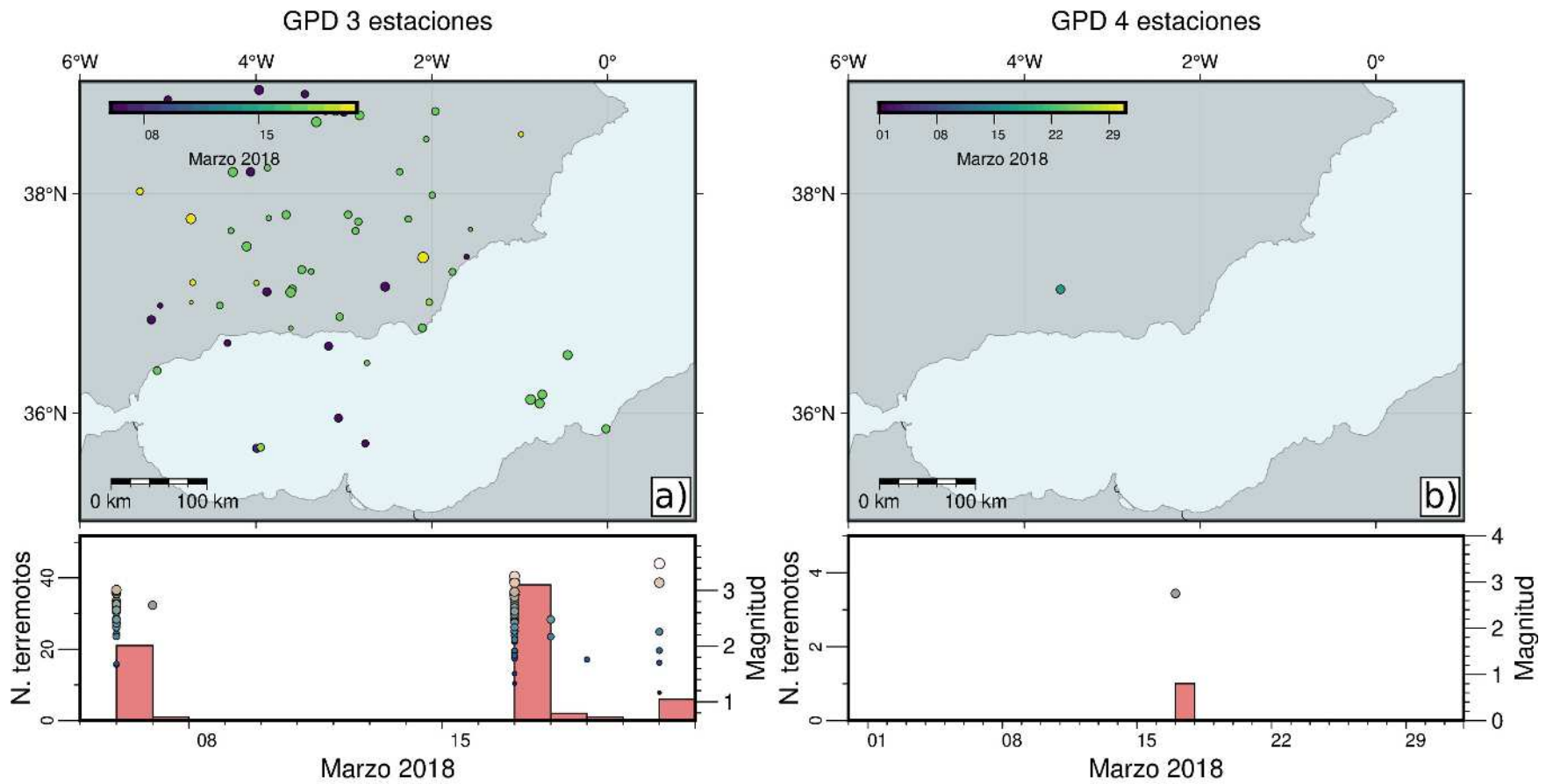


Figura 6.12: Resultados de generación de catálogos sísmicos con el modelo *GPD* en el caso de asociación con 3 y 4 estaciones. Abajo, solamente se muestra el cuadro con la evolución temporal de la sismicidad durante marzo de 2018 para el catálogo sísmico de (a). En el caso de (b), no se incluye histograma o gráfico de magnitud al tratarse de un único terremoto y no haberse estimado su M_L automáticamente por *easyQuake*.

modelo	estaciones	Extensión Completa (276)			
		Nº terremotos	%cambio	coincidencia	%coincidencia
<i>EQT_{original}</i>	3	3646	1221.0	169	61.2
	4	205	-25.7	99	35.9
<i>EQT_{conservador}</i>	3	340	23.2	191	69.2
	4	178	-35.5	142	51.4
<i>PhaseNet</i>	3	374	35.5	184	66.7
	4	154	-44.2	120	43.5
<i>GPD</i>	3	69	-75.0	0	0.0
	4	1	-99.6	0	0.0

Figura 6.13: Datos cuantitativos de los catálogos generados mediante modelos pre-entrenados (extensión completa de la región de estudio). La columna de “Nº terremotos” indica la cantidad de eventos detectados, “%cambio” indica el porcentaje de incremento o reducción del número de terremotos con respecto al catálogo de referencia (catálogos con más de 276 eventos detectados tendrán un valor positivo). Finalmente, la cantidad de terremotos coincidentes con el catálogo de referencia y su porcentaje se indican en las columnas “coincidencia” y “%coincidencia”.

Podemos observar que, como resultaría lógico, para un mismo modelo de redes neuronales, el umbral de estaciones para la convergencia tiene influencia en el tamaño del catálogo resultante. Los catálogos obtenidos usando un umbral de estaciones igual a 3, sistemáticamente, contienen un mayor número de terremotos que su contrapartida de 4 estaciones. El catálogo con mayor abundancia de terremotos resulta de aplicar *EQT_{original}* y una asociación con 3 estaciones (3646 terremotos), mientras que el más pequeño corresponde a *GPD* y una asociación con 4 estaciones. Los otros dos modelos (*EQT_{conservador}* y *PhaseNet*) presentan un número de terremotos algo más similar al del catálogo de referencia, conteniendo más o menos terremotos en función de la asociación.

En un principio, la combinación de la detección con el modelo *EQT_{original}* y la asociación con 3 estaciones sería la mejor para obtener un catálogo abundante. Sin embargo, quedaría la incertidumbre de saber cuántos de estos podrían tener un equivalente en el catálogo de referencia, lo que nos ofrece una estimación aproximada del grado con el que el procedimiento es capaz de replicar un catálogo sísmico obtenido por una agencia oficial como la Red Sísmica Nacional.

Para solventar esto, la estimación del número de terremotos coincidentes entre catálogos de *ML* y el catálogo de referencia se realiza siguiendo el siguiente criterio: dos terremotos en dos catálogos diferentes corresponderán al mismo evento cuando las

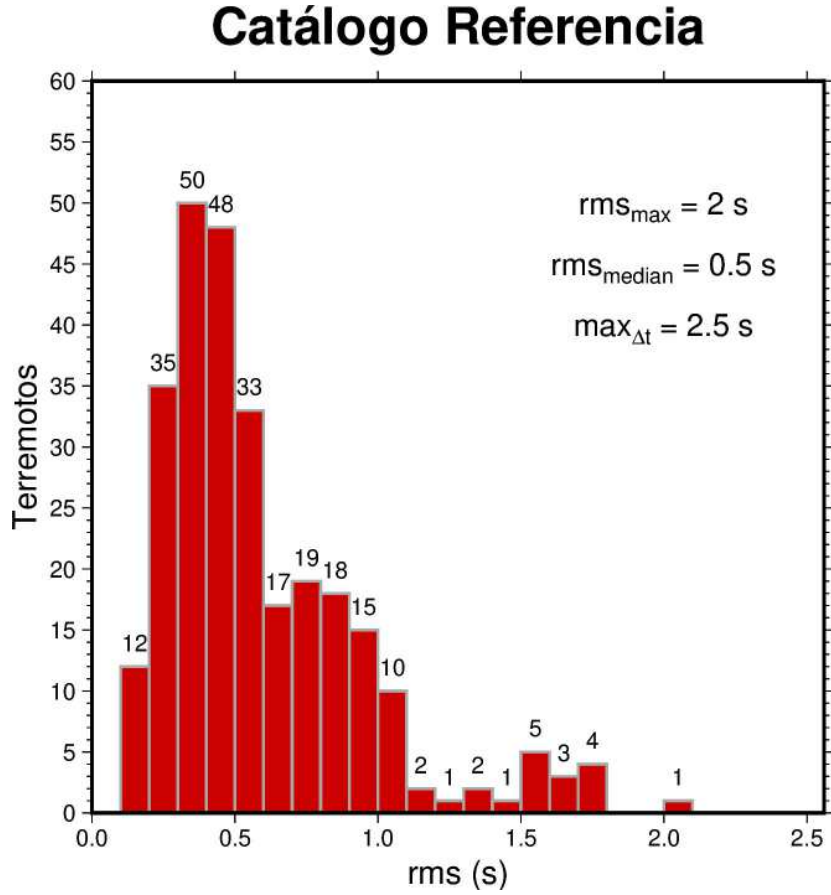


Figura 6.14: Histograma de frecuencias de rms para los terremotos del catálogo de referencia. Se incluyen los valores de rms_{max} , $\widetilde{rms}$ y $max_{\Delta t}$.

diferencias de su tiempo de origen no exceda el valor de $max_{\Delta t}$ expresado según la propuesta de la Ecuación 6.5. El rango de $max_{\Delta t}$ se ha escogido como una abstracción del error de picado que pudiera existir en el catálogo de referencia, representado normalmente como el rms (*root mean square*) de los tiempos de llegada. De modo que, rms_{max} es el máximo rms y $\widetilde{rms}$ representa la mediana de los valores de rms dentro del catálogo de referencia. En esta prueba, el valor que usamos es $max_{\Delta t} \leq 2.5 \text{ s}$ para comprobar que dos terremotos presentes en el catálogo de referencia y otro de ML corresponden al mismo evento (Figura 6.14).

$$max_{\Delta t} = rms_{max} + \widetilde{rms} \quad (6.5)$$

De nuevo, se observan diferencias entre catálogos generados usando distinto número de estaciones para la asociación. Curiosamente, el modelo *GPD* no logra ningún

modelo	estaciones	Subconjunto EBSZ (87)			
		Nº terremotos	%cambio	coincidencia	%coincidencia
$EQT_{original}$	3	880	911.5	59	67.8
	4	63	-27.6	34	39.1
$EQT_{conservador}$	3	105	20.7	60	69.0
	4	53	-39.1	43	49.4
$PhaseNet$	3	148	70.1	63	72.4
	4	65	-25.3	43	49.4
GPD	3	11	-87.4	0	0.0
	4	0	-100.0	0	0.0

Figura 6.15: Datos cuantitativos de los catálogos generados mediante modelos pre-entrenados (extensión del área de la EBSZ). La descripción del significado de cada columna puede consultarse en el pie de figura de la Figura 6.13.

terremoto coincidente con el catálogo de referencia, y $EQT_{conservador}$ con 3 estaciones es el que obtiene un catálogo con mayor número de terremotos coincidentes ($\sim 70\%$) (Figura 6.13).

La comparación anterior corresponde a un área extensa en la que las estaciones están distribuidas de forma heterogénea, existiendo diferencias en cuanto a la cobertura y densidad de receptores. Por ejemplo, hacia el oeste o en el mar Alborán, donde únicamente existe la estación EALB. Por ello, se decidió realizar una comparación adicional en un área centrada en la EBSZ, donde la densidad de estaciones resulta algo mayor. Los resultados de la comparación se encuentran tabulados en la Figura 6.15.

En cuanto al valor absoluto del número de terremotos detectados en esta región, se observa la misma tendencia que en el caso de la extensión completa, el catálogo más abundante se consigue combinando el modelo $EQT_{original}$ con una asociación de al menos 3 estaciones, mientras que GPD apenas logra detectar algún terremoto en cualquiera de sus dos asociaciones. Aquí, $EQT_{conservador}$ y $PhaseNet$ se comportan de manera parecida, siendo $PhaseNet$ ligeramente superior cuando la asociación se realiza con 3 estaciones como umbral mínimo.

Para el mes de marzo de 2018, en esta región del SE de la península Ibérica, el catálogo de la Red Sísmica Nacional contiene 87 terremotos. Tras calcular, el número de terremotos coincidentes manteniendo el rango de 2.5 s para el máximo de diferencias entre tiempo de origen de los terremotos, se observa que el mayor número de terremotos

6.4. Ensayos de catálogos sísmicos generados con *easyQuake*

```

DATA_TYPE BULLETIN IMS1.0:short with ISF2.0 extensions
Bulletin from IGN, generated 2020-10-31 03:02:35
EVENT 020vjtrl Spain
  Date      Time      Err  RMS Latitude Longitude  Smaj  Smin  Az Depth  Err Ndef Nsta Gap  mdist  Mdist Qual  Author  OrigID
2020/10/31 02:50:58.62  1.39 0.07 37.8839 -1.8663 14.7  4.3 127  2.6 63.3  10  5 231  0.14  0.31 m i ke IGN  020vjtrl
(#PRIME)

(#DIST_RANGE: LOCAL)
(#IGN_REGION: SW CEHEGÄ N.MU)

Magnitude Err Nsta Author  OrigID
mb_Lg 0.4 0.0  2 IGN  020vjtrl
(#PRIME)

Sta  Dist  EvAz Phase  Time  TRes  Azim  AzRes  Slow  SRes Def  SNR  Amp  Per Qual Magnitude  ArrID
EZAR  0.14  93.7 Pg  02:51:01.087 -0.1  T_  m_  ES_HHZ
EZAR  0.14  93.7 Sg  02:51:03.108  0.1  T_  m_  ES_HHN
EZAR  0.14  93.7 IVmb_Lg 02:51:03.935  143.1 m_ mb_Lg 0.4 ES_HHE
TLOR  0.27 148.3 Pg  02:51:03.559  0.0  T_  m_  ES_HHZ
TLOR  0.27 148.3 Sq  02:51:07.214 -0.0  T_  m_  ES_HHN

```

Figura 6.16: Ejemplo de terremoto registrado en el boletín únicamente con dos estaciones pertenecientes a la Red Sísmica Nacional, EZAR y TLOR.

coincidentes se logra usando *PhaseNet* con una asociación de 3 estaciones ($\sim 72\%$). Los modelos $EQT_{conservador}$ y $EQT_{original}$ consiguen un $\%coincidencia$ algo inferior en esta región. Finalmente, *GPD* no logra identificar ningún terremoto que pueda corresponderse con otro del catálogo de referencia.

Fijándonos exclusivamente en los $\%coincidencia$ de los resultados, tanto para el conjunto de extensión completa como para el subconjunto dentro de la EBSZ, se observa que los porcentajes no son demasiados elevados, ya que se sitúan entre el 60-70% (se excluye *GPD*, que es irrelevante al no tener coincidencias).

Sin embargo, se debe hacer notar que en el catálogo de la Red Sísmica Nacional ([Instituto Geográfico Nacional 2023b](#)), únicamente se publican los tiempos de llegada y estaciones pertenecientes a dicha organización, a pesar de que oficialmente hayan sido registrados por estaciones sísmicas de otras redes o agencias. Esto puede comprobarse, por ejemplo, en la Figura 5.3 del Capítulo 5. En esta figura, se muestra como existe una diferencia entre el número de estaciones con llegadas publicadas en el boletín (EMUR, EZAR, ETOB = 3) y el número de estaciones oficialmente declaradas (Nsta = 5). La consecuencia de esto es que existen ocasiones en las que pueden aparecer terremotos publicados en el boletín con llegadas registradas en dos o menos estaciones sísmicas, como se puede ver en la Figura 6.16, que muestra un terremoto registrado únicamente en las estaciones EZAR y TLOR, pertenecientes a la Red Sísmica Nacional.

Teniendo este hecho en cuenta, y sabiendo que el umbral mínimo que situamos en

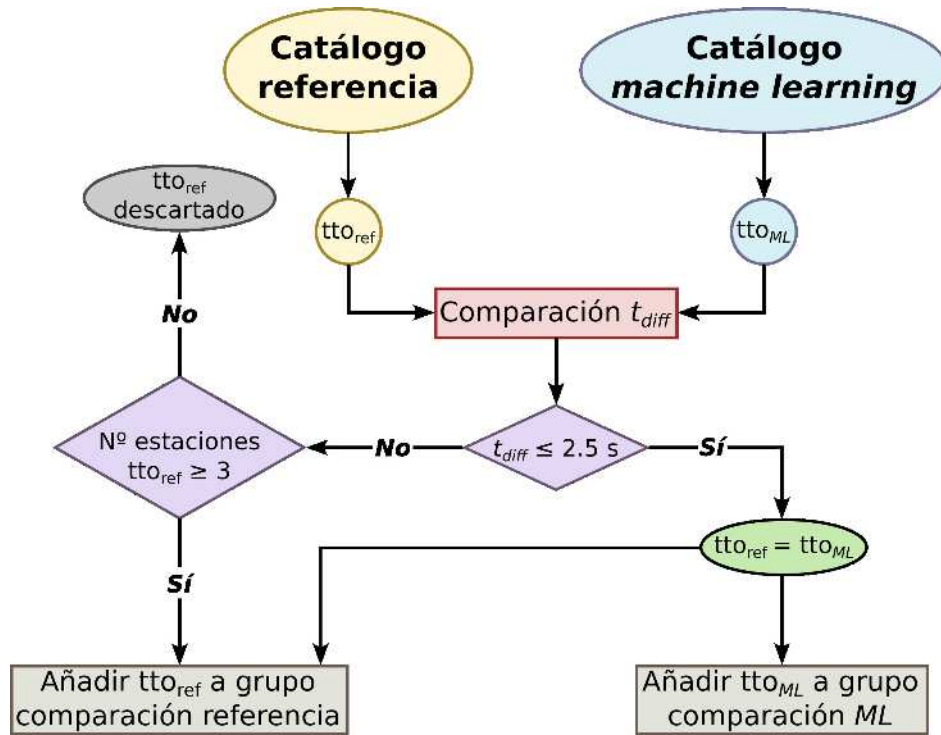


Figura 6.17: Flujo lógico seguido en el *script* de comparación para discriminar entre los terremotos del catálogo de referencia que serán tenidos en cuenta para la comparación con los eventos detectados en los catálogos de *ML*.

la asociación de terremotos es de 3 estaciones, es posible que la comparación previa contenga terremotos del catálogo de referencia con un número de instrumentos de la Red Sísmica Nacional insuficiente para ser comparados con los de los catálogos de *ML*. Ello justifica la re-evaluación de los resultados previos, desarrollando un *script* que durante la comparación de tiempos de origen, en el caso de que un terremoto del catálogo de referencia no tenga un equivalente en el catálogo de *ML*, se comprobará si el número de estaciones de la Red Sísmica Nacional con el que aparece en el boletín es ≥ 3 . Para los casos en los que no se cumpla esta condición, el terremoto en cuestión se retira del catálogo de referencia. El proceso flujo lógico que sigue este *script* está representado en la Figura 6.17.

Finalmente, el *%coincidencia* entre ambos catálogos (referencia y *ML*) se estimó de nuevo, siendo igual a la proporción del número de terremotos en el “grupo comparación *ML*” y el número de terremotos dentro del “grupo comparación referencia”. Los resultados están ordenados en la Figura 6.18 para la extensión completa, y en la Figura

modelo	estaciones	Extensión Completa			
		Nº terremotos	%cambio	coincidencia	%coincidencia
<i>EQT_{original}</i>	3	3646	1513.3	169	76.8
	4	205	9.6	99	53.2
<i>EQT_{conservador}</i>	3	340	44.1	191	82.0
	4	178	-15.2	142	68.6
<i>PhaseNet</i>	3	374	60.5	184	80.7
	4	154	-22.2	120	61.2
<i>GPD</i>	3	69	-49.6	0	0.0
	4	1	-99.3	0	0.0

Figura 6.18: Datos cuantitativos de los catálogos generados mediante modelos pre-entrenados (extensión completa de la región de estudio). Los valores de “%cambio” y los relativos a la coincidencia de catálogos han sido actualizados según el resultados obtenido tras la nueva estimación explicada en el texto principal. La descripción del significado de cada columna puede consultarse en el pie de figura de la Figura 6.13.

6.19 para la zona centrada en la EBSZ.

Con las nuevas comparaciones condicionadas al número de estaciones, se observa en todos los casos un incremento de *%coincidencia* debido a la eliminación de aquellos terremotos del catálogo de referencia que no cumplen con el requisito de poseer 3 estaciones o más, pertenecientes a la Red Sísmica Nacional. Se hace hincapié en que, para esta ocasión, el cálculo de proporciones no tiene porqué hacerse suponiendo un catálogo de referencia con número de terremotos constante, como se hacía anteriormente para el catálogo de extensión completa (276 terremotos) o el de la zona de la EBSZ (87 terremotos). En este caso, los catálogos de *ML* no siempre tienen coincidencia con el mismo número de terremotos del catálogo de referencia, o incluso con los mismos terremotos. Esto hace que, en la comparación, se puedan retirar del catálogo de referencia un número diferente de eventos para la posterior estimación del *%coincidencia*. Un ejemplo de este efecto puede observarse en la Figura 6.19. En la columna de “coincidencia”, existen dos catálogos que poseen 43 terremotos coincidentes: *EQT_{conservador}* y *PhaseNet*, ambos usando un umbral de 4 estaciones para la asociación. Sin embargo, el *%coincidencia* es ligeramente superior en *EQT_{conservador}* porque durante la comparación de estaciones dentro del catálogo de referencia, se ha retirado algún terremoto más, lo que implica que el divisor es menor y la proporción se incrementa con respecto al resultado de *PhaseNet*.

modelo	estaciones	Subconjunto EBSZ			
		Nº terremotos	%cambio	coincidencia	%coincidencia
<i>EQT_{original}</i>	3	882	1108.2	59	81.9
	4	63	6.8	34	57.6
<i>EQT_{conservador}</i>	3	105	43.8	60	82.2
	4	53	-15.9	43	69.4
<i>PhaseNet</i>	3	148	97.3	63	86.3
	4	65	1.6	43	68.3
<i>GPD</i>	3	11	-73.2	0	0.0
	4	0	-100.0	0	0.0

Figura 6.19: Datos cuantitativos de los catálogos generados mediante modelos pre-entrenados (extensión del área de la EBSZ). Los valores de “%cambio” y los relativos a la coincidencia de catálogos han sido actualizados según el resultados obtenido tras la nueva estimación explicada en el texto principal. La descripción del significado de cada columna puede consultarse en el pie de figura de la Figura 6.13.

Los catálogos que presentan un *%coincidencia* más elevado son los generados con *EQT_{conservador}* y *PhaseNet* usando 3 estaciones en el paso de asociación, pero destaca el ajuste que logra *PhaseNet* cuando comparamos dentro de la zona de la EBSZ. En los catálogos generados con el modelo *GPD* no se ha producido ningún cambio.

6.4.3. Análisis y discusión de los catálogos de *ML*

Vistos los resultados de comparación entre los distintos catálogos de *ML* y el catálogo de referencia extraído del boletín de la Red Sísmica Nacional, surgen dos preguntas necesarias cuando se plantea cómo de adecuado podría ser un procedimiento que aprovechase las metodologías y resultados ofrecidos por modelos de redes neuronales para la monitorización sísmica.

1. ¿Existe claramente un procedimiento que involucre a un único modelo de redes neuronales para obtener los mejores resultados posibles?
2. ¿Los catálogos con mayor número de terremotos nos aseguran un ajuste óptimo y representan fielmente la sismicidad de una región?

La primera pregunta tiene relación directa con el origen de un modelo de redes neuronales: el conjunto de datos de procedencia y su entrenamiento. Partiendo de la base de que cada modelo tiene una arquitectura distinta, y que fueron entrenados

usando conjuntos de datos diferentes (Ross et al. 2018; Zhu and Beroza 2019; Mousavi et al. 2020), existe la duda de que pueda haber algún modelo que pueda estar detectando eventos que pasen por alto para el resto de modelos.

Con el objetivo de comprobar esto, se han obtenido tres nuevos catálogos mixtos que son resultado de la fusión de dos catálogos calculados mediante los modelos $EQT_{original}$, $EQT_{conservador}$ y $PhaseNet$. Se ha decidido dejar de lado el modelo GPD por el bajo número de detecciones y la ausencia de eventos coincidentes con el catálogo de referencia. Además, solamente se combinarán los catálogos resultantes tras calcular la asociación con 3 estaciones, ya que estos fueron los que lograron sistemáticamente un $\%coincidencia$ más alto (Figuras 6.18 y 6.19).

La comparación y fusión entre catálogos se realiza con un procedimiento similar al empleado para la comparación con el catálogo de referencia. Es decir, se comparan los tiempos de origen entre terremotos de catálogos diferentes y, si t_{diff} es inferior al valor establecido de $max_{\Delta t}$, se fusionan en un mismo evento incorporando las fases de ambos terremotos. En caso de tener llegadas duplicadas (i.e.: llegadas de fases registradas en la misma estación en ambos terremotos de los dos catálogos), se guardará preferentemente aquella que tenga un tiempo de llegada inferior. En esta ocasión, se usarán 2.0 s como $max_{\Delta t}$ como umbral arbitrario para identificar terremotos iguales.

En las Figuras 6.20 y 6.21 se muestran los resultados de comparación para la extensión completa y el subconjunto dentro de la EBSZ, respectivamente. De inicio, se observa que cualquiera de las combinaciones que incluya los resultados de $EQT_{original}$ ofrecerá el catálogo con más abundancia de terremotos, ya que este era el que más eventos contiene de partida. No obstante, esto no se traduce directamente en que sean los que más coincidencias con el catálogo de referencias poseen. En este caso, el mejor ajuste lo logra la combinación de $PhaseNet$ y $EQT_{conservador}$, debido a que contienen más eventos coincidentes con el catálogo de referencia en la extensión completa.

Centrándonos en la zona de la EBSZ, las tres combinaciones de catálogos producen casi el mismo número de coincidencias, aunque el catálogo mixto $PhaseNet$ y $EQT_{original}$ es el que resulta en el $\%coincidencia$ más elevado (88 %). Esto refleja que, como en el caso anterior, a pesar de tener un número prácticamente idéntico de coinci-

modelo	estaciones	Extensión Completa			
		Nº terremotos	%cambio	coincidencia	%coincidencia
<i>PhaseNet</i> + <i>EQT_{conservador}</i>	3	487	104.6	210	86.8
<i>PhaseNet</i> + <i>EQT_{original}</i>	3	3806	1526.5	196	83.8
<i>EQT_{conservador}</i> + <i>EQT_{original}</i>	3	3767	1503.0	191	82.3

Figura 6.20: Datos cuantitativos de los catálogos mixtos generados mediante combinación de catálogos de modelos pre-entrenados (extensión completa de la región de estudio). Los valores de “%cambio” y los relativos a la coincidencia de catálogos han sido actualizados según los resultados obtenidos tras la nueva estimación explicada en el texto principal. La descripción del significado de cada columna puede consultarse en el pie de figura de la Figura 6.13.

modelo	estaciones	Subconjunto EBSZ			
		Nº terremotos	%cambio	coincidencia	%coincidencia
<i>PhaseNet</i> + <i>EQT_{conservador}</i>	3	166	118.4	65	86.7
<i>PhaseNet</i> + <i>EQT_{original}</i>	3	929	1122.4	66	88.0
<i>EQT_{conservador}</i> + <i>EQT_{original}</i>	3	903	1088.2	65	87.8

Figura 6.21: Datos cuantitativos de los catálogos mixtos generados mediante combinación de catálogos de modelos pre-entrenados (extensión del área de la EBSZ). Los valores de “%cambio” y los relativos a la coincidencia de catálogos han sido actualizados según los resultados obtenidos tras la nueva estimación explicada en el texto principal. En este caso, los valores de “%coincidencia” se representan en gris para indicar el relativo parecido entre las distintas combinaciones. La descripción del significado de cada columna puede consultarse en el pie de figura de la Figura 6.13.

dencias, en el proceso de comparación se está retirando distinta cantidad de eventos del catálogo de referencia que no cumplen la condición del número mínimo de estaciones de la Red Sísmica Nacional. Esto da lugar a que, a pesar de que *PhaseNet* y $EQT_{conservador}$ o $EQT_{conservador}$ y $EQT_{original}$ tengan el mismo número de coincidencias, su proporción sea ligeramente distinta.

Tras construir estos catálogos mixtos procedentes de distintos modelos de redes neuronales, se puede deducir la respuesta a la primera de las preguntas planteadas anteriormente: no existe un procedimiento que involucre a un único modelo de redes neuronales para obtener los mejores resultados posibles. Tras combinar distintos modelos de redes neuronales, se evidencia que en todas las comparaciones con el catálogo de referencia se ha producido un incremento de $\%coincidencia$. Por ejemplo, para el caso de *PhaseNet* o $EQT_{conservador}$ en la extensión completa y asociación de 3 estaciones, pasamos de un $\%coincidencia$ de 80.7 % y 82.0 %, respectivamente, al $\sim 87\%$ de coincidencia cuando generamos un catálogo combinado con los resultados de ambos modelos.

Adicionalmente, también se puede inferir que, tras los pasos de detección, asociación y combinación, es complicado generar catálogos sísmicos que puedan replicar al 100 % los mismos terremotos que están presentes en el catálogo de referencia. Esto viene derivado de la existencia de un valor máximo o “techo” a la capacidad con la que podríamos replicar un catálogo de una agencia oficial. En el caso del área de las Béticas Orientales, este máximo que podemos replicar con los catálogos mixtos rondaría los 65-66 terremotos coincidentes con el catálogo de referencia.

Por supuesto, este valor puede variar y mejorarse de dos maneras: (1) empleando exactamente las mismas estaciones que se usaron para registrar las llegadas de los terremotos contenidos en el catálogo que usemos de referencia (sin importar a qué red o agencia pertenezcan esas estaciones), y (2) encontrando qué combinación de modelos de redes neuronales pueden producir un catálogo lo más completo y fiable posible para incrementar el $\%coincidencia$.

En cuanto a la segunda pregunta, se podría razonar que existe una relación directamente proporcional entre el número de terremotos contenidos en un catálogo de *ML*

y el *%coincidencia*, es decir, catálogos de *ML* más grandes lograrían un porcentaje mayor. Sin embargo, hemos visto en nuestros resultados que no siempre tiene porqué cumplirse esta hipótesis. El modelo *EQT_{original}* destacaba sobre el resto por ser capaz de generar una mayor cantidad de terremotos, tanto en la asociación con un umbral de 3 como de 4 estaciones. A pesar de esto, no es el que ofrece el *%coincidencia* más alto en solitario. Además, apenas se nota una mejora en la coincidencia cuando se combina con cualquiera de los otros modelos.

Hasta ahora, las comparaciones se habían realizado a nivel cuantitativo, pero esta segunda pregunta también introduce el matiz de cómo de fiel es la sismicidad de una región reproducida en catálogos de *ML* cuando estos contienen muchos terremotos. Como se describía anteriormente, si excluimos los resultados de *GPD*, en general, los catálogos exhiben una distribución de epicentros próxima a la mostrada en la Figura 6.8 del catálogo de referencia. Solamente existe una excepción, que es el catálogo que se extrae del uso de *EQT_{original}* y una asociación con 3 estaciones como umbral mínimo de convergencia (Figura 6.9a). La abundancia de terremotos aquí es tal que imposibilita ver con cierto detalle la presencia de series sísmicas locales o una distribución de los epicentros más parecida a lo mostrado en el catálogo de referencia (Figura 6.8).

Aunque es cierto que *easyQuake* produce una localización epicentral preliminar mediante el cálculo de asociación con *PhasePapy 1D*, y que no es aconsejable realizar interpretaciones basadas en resultados que no tengan una localización hipocentral absoluta, la sismicidad que aparece concretamente en este catálogo está repartida de forma difusa por toda la región, sin mostrar los patrones de zonas con mayor o menor densidad de terremotos que sí se muestran en el resto de catálogos. Esto ya introduce una cierta sospecha sobre los picados obtenidos con *EQT_{original}* y la asociación con 3 estaciones, que podría dar lugar a un catálogo con una presencia elevada de falsos positivos.

Incluso suponiendo que en los catálogos con abundancia anómala de terremotos existe un alto porcentaje de falsos positivos, evaluar qué nuevas detecciones corresponden a verdaderos eventos es algo complicado debido a que la única forma real de estimar la tasa de falsos positivos en un catálogo de *ML* implica extraer ese valor de la *matriz*

de confusión⁷ de un modelo de redes neuronales entrenado con datos de las mismas estaciones que se van a usar en el ensayo, ya que el modelo aprende a diferenciar de forma más óptima las señales correspondientes a verdaderas llegadas sísmicas del ruido registrado por la estación (Mousavi et al. 2020). A fecha de la realización de esta Tesis Doctoral no existe ningún modelo que haya sido entrenado con datos directamente extraídos de estaciones de la Red Sísmica Nacional, por lo que no es posible realizar esta evaluación.

Todo lo explicado anteriormente, como el *%coincidencia* o la distribución borrosa de epicentros posiblemente relacionada con exceso de falsos positivos, respondería a la segunda pregunta que planteábamos anteriormente acerca de la mejor estrategia para lograr catálogos sísmicos que se ajusten correctamente a la sismicidad de un área, ya que se evidencia que el uso de modelos que maximizan la detección de llegadas sísmicas, como $EQT_{original}$, no siempre resulta en los catálogos sísmicos que reproducen de forma más fiel la sismicidad en una zona.

Un último detalle a tener en cuenta para la valoración de los resultados, es que el hecho de generar un catálogo de *ML* con un gran número de terremotos tiene implicaciones directas en el tiempo invertido de cualquier cálculo o procesado posterior que deseemos realizar. De modo que se debe encontrar un equilibrio entre la cantidad de datos obtenidos (tamaño del catálogo), la fiabilidad de esos datos (*%coincidencia* con el catálogo de referencia), y el tiempo requerido para trabajar con ellos al completo.

Poniendo como ejemplo el proceso de búsqueda de terremotos coincidentes con el catálogo de referencia, hemos calculado los tiempos de ejecución para cada catálogo: $PhaseNet+EQT_{conservador}$ 12.2 s, $EQT_{original}+EQT_{conservador}$ 67.8 s, y $PhaseNet+EQT_{original}$ 70.3 s. Se observa que, los dos catálogos mixtos en los que participa $EQT_{original}$ dan lugar a tiempos de finalización del proceso hasta cinco veces mayores que en caso del catálogo mixto formado por $PhaseNet$ y $EQT_{conservador}$. Para este ejem-

⁷Una matriz de confusión es una herramienta comúnmente utilizada en el campo de la evaluación de modelos de aprendizaje automático y clasificación. Representa el desempeño de un modelo al comparar las predicciones que realiza con las etiquetas reales de un conjunto de datos de prueba. Usar la matriz de confusión y calcular la tasa de falsos positivos permite evaluar el modelo en términos de clasificar correctamente las instancias negativas y detectar aquellas que son realmente positivas. Un bajo valor de tasa de falsos positivos indica que el modelo rinde correctamente al evitar clasificar incorrectamente casos negativos como positivos.

plo, solamente supone una diferencia de algunos segundos, pero se debe tener en cuenta que, en proyectos con un mayor volumen de datos inicial para la construcción de los catálogos de *ML*, bien sea por un incremento en el número de estaciones usadas o por una extensión del rango temporal en el que se realiza la detección, el catálogo que se obtendrá tendrá un número mayor de terremotos, lo que tendrá consecuencias directas en el tiempo empleado para cada procesado que deseemos realizar en ese catálogo (e.g.: estimación de coincidencias, revisión de magnitudes, relocalización hipocentral, etc.). Esta idea de encontrar procedimiento de detección de terremotos con *ML* que ofrezca resultados óptimos a nivel de tiempo de ejecución y de ajuste/fiabilidad es de interés en investigaciones que buscan incorporar el uso de modelos de redes neuronales para la detección de terremotos y vigilancia por parte de agencias de monitorización sísmica (García et al. 2022; Retailleau et al. 2022).

Para finalizar, una vez hechas todas las comparaciones y analizado en profundidad cada catálogo y combinación posible, se demuestra que, para la región Ibero-Maghrebí, la estrategia más óptima en la generación de catálogos que implique el uso de modelos de redes neuronales pasa, necesariamente y en ausencia de modelos entrenados con datos propios de la zona, por la combinación de catálogos sísmicos obtenidos mediante los modelos pre-entrenados *PhaseNet* y *EQT_{conservador}* y una asociación con 3 estaciones. Con ello se consigue un catálogo mixto que reproduce en alto grado la sismicidad recogida en el catálogo que tomamos de referencia, extraído del boletín sísmico de la Red Sísmica Nacional, además de haber incorporado un buen número de eventos que inicialmente no aparecen en dicho catálogo (Figura 6.22).

A pesar de que no podemos estimar la tasa de falsos positivos dentro de esos nuevos terremotos, sí se pueden aplicar las mismas deducciones que usamos para descartar los resultados del catálogo con más abundancia de terremotos. En este caso, este catálogo mixto no produce una cantidad desmedida de eventos en comparación a los que produce cualquiera de las combinaciones que impliquen resultados de $EQT_{original}$. Además, los epicentros aparecen localizados en áreas coherentes con el catálogo de referencia, y que han manifestado actividad sísmica de manera más o menos frecuente (Béticas Centrales y Orientales, cuenca del Guadalquivir, y mar de Alborán).

6.5. Conclusiones

Tras comparar los resultados de los modelos pre-entrenados y discutir algunas preguntas relacionadas con la idoneidad de los catálogos obtenidos, o cómo se ajustan los resultados al conocimiento de la sismicidad de un área, se ha constatado que es complicado alcanzar una coincidencia exacta con catálogos previos obtenidos por organismos oficiales, en este caso la Red Sísmica Nacional. Esto implicaría, *a priori* un impedimento al desempeño de estas metodologías novedosas que, no obstante, podría solventarse parcialmente siguiendo las sugerencias planteadas anteriormente (detección sobre las mismas estaciones que declaran terremotos en los boletines oficiales y generación de catálogos mixtos). Sin embargo, asumiendo esta limitación, y en ausencia de un modelo de redes neuronales que permita replicar de manera exacta el catálogo de referencia de la Red Sísmica Nacional, se ha encontrado un procedimiento que permitiría reproducir con un alto *%coincidencia* la sismicidad de la región Ibero-Maghrebí, y más concretamente la EBSZ.

Este procedimiento implica la detección de llegadas usando por separado los modelos pre-entrenados *PhaseNet* y $EQT_{conservador}$, para posteriormente realizar la asociación situando el umbral de convergencia mínimo en 3 estaciones. Los dos catálogos resultantes se combinan en un único catálogo mixto que incorpora los terremotos coincidentes entre ambos catálogos, así como los terremotos adicionales que hayan sido detectados por separado. Además de conseguir el *%coincidencia* más alto con el ca-

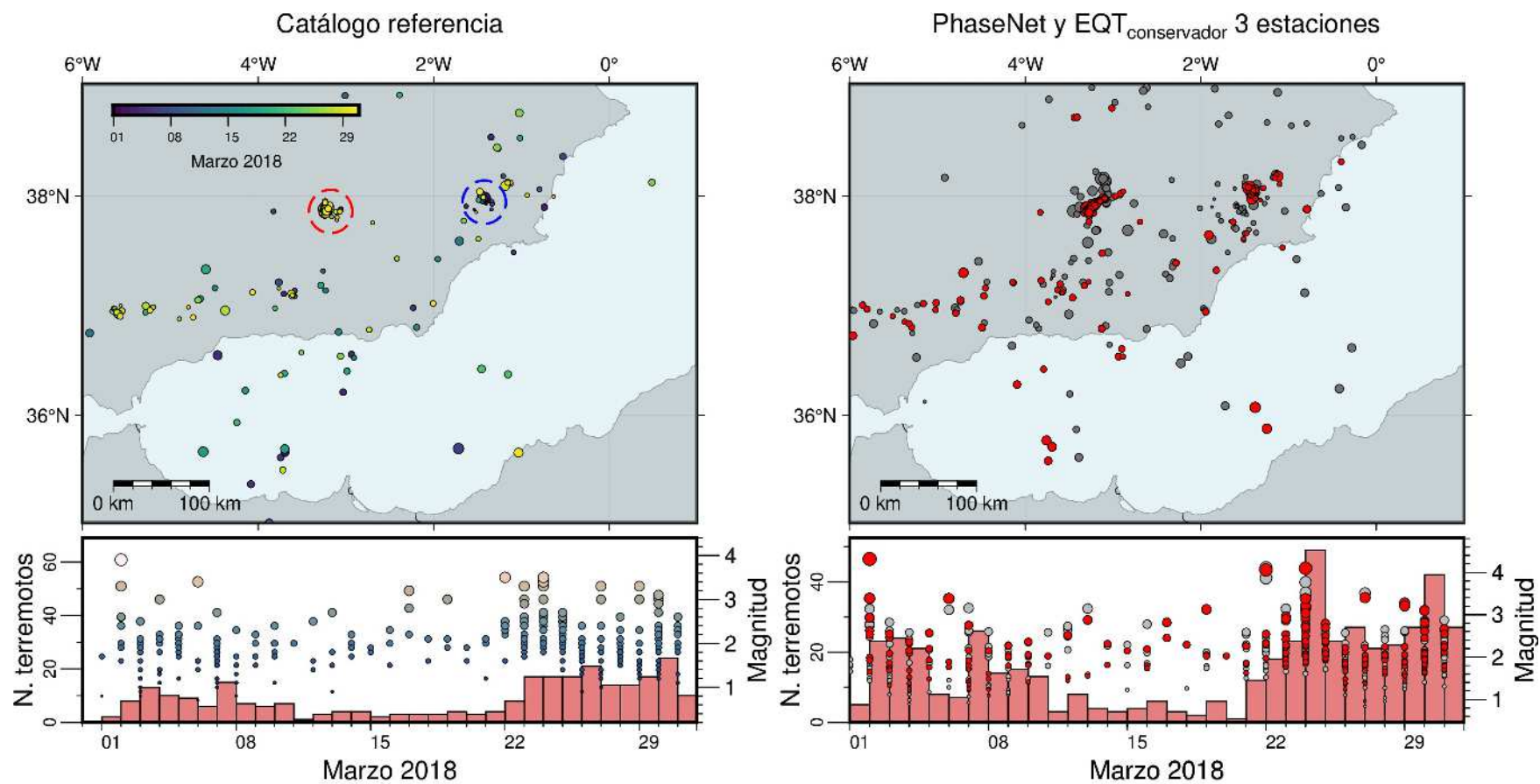


Figura 6.22: Comparación entre los terremotos contenidos dentro del catálogo de referencia (izquierda) y el catálogo mixto *PhaseNet-EQT_{conservador}* (derecha). En el catálogo mixto, se han separado los eventos en función de si tienen coincidencia con algún evento del catálogo de referencia (color rojo), o no (color gris).

tálogo de referencia, también contiene una serie de terremotos complementarios que no están presentes en el catálogo de referencia, y que podrían definirse como “nuevas detecciones”.

Por ello, se pretende ir un paso más allá, y aplicar el procedimiento que se ha visto como más óptimo para la generación de catálogos sísmicos en un rango temporal mucho más extenso que abarcaría los años 2018-2019. Los resultados de este nuevo ensayo ampliado se describen y analizan en el siguiente Capítulo.

Capítulo 7

Sismicidad de la región Íbero-Maghrebí durante 2018-2019: catálogos *ML* e inversión de hipocentros

Tras haber realizado los ensayos de creación de catálogos de *machine learning*, que involucraban el uso de varios modelos de redes neuronales, se encontró que la metodología más óptima consistía en la construcción de un catálogo mixto que combinara los terremotos detectados mediante dos modelos de redes neuronales: *PhaseNet* y *EQ-Transformer* en su versión conservadora ($EQT_{conservador}$).

Los resultados anteriores estaban limitados a una duración temporal de 30 días, pero es necesario evaluar el funcionamiento de esta metodología en un rango de tiempo superior. Esto permitiría apreciar de forma más visible la sismicidad típica de la región Ibero-Maghrebí.

En este Capítulo, se replicará la creación de catálogos de *ML* extendiendo la ventana temporal a dos años de registro continuo, entre 2018 y 2019. Adicionalmente, se llevará a cabo una relocalización de los hipocentros con el modelo *mTAB3D* para la estimación y análisis en detalle tanto de la ubicación de los hipocentros como de sus incertidumbres.

7.1. Datos y metodología

Al igual que en la Sección 6.4 del Capítulo 6, como fuente de información sobre la que trabajar, usaremos datos de estaciones sísmicas propiedad de la Red Sísmica Nacional ([Instituto Geográfico Nacional 2023b](#)). En esta ocasión, dispondremos de 39 receptores, agrupados en 25 estaciones de banda ancha¹ y 14 acelerómetros (Figura

Según el catálogo de la Red Sísmica Nacional ([Instituto Geográfico Nacional 2023b](#)), en la región de estudio se detectaron 4591 terremotos durante el periodo que se examinará (Figura 7.3). En este periodo, además de la sismicidad dispersa por el área, vuelven a aparecer series sísmicas que ya diferenciamos en el capítulo anterior, como Jódar (centro-sur de Jaén) o Albudeite (centro de Murcia), pero también se distinguen algunas series en otras zonas, como en la cuenca de Granada, Olvera (norte de Cádiz), o en los bordes norte y sur del mar de Alborán.

La metodología que seguiremos en este nuevo ensayo, consiste en los mismos pasos que seguimos en el Capítulo 6 para obtener un catálogo de terremotos a partir del uso de modelos de redes neuronales para la detección de llegadas de ondas sísmicas. Los modelos escogidos, son los que demostraron mejor ajuste con el catálogo de referencia una vez se combinaron sus resultados: *PhaseNet* ([Zhu and Beroza 2019](#)) y *EQTransformer* ([Mousavi et al. 2020](#)).

Realizaremos el mismo pre-procesado de datos explicado en la Subsección 6.4.1 del Capítulo 6 y, de nuevo, llevaremos a cabo todo el proceso de detección y asociación de tiempos de llegada usando el *software easyQuake* ([Walter et al. 2021](#)). Como no se percibió un mal funcionamiento de *PhasePApy1D* durante la asociación, se decidió mantener la configuración de parámetros mostrada en la Tabla 6.2 del Capítulo 6. No obstante, estableceremos el umbral mínimo para declarar un terremoto solamente cuando se produzca una convergencia con lecturas en, al menos, 3 estaciones. Se ha decidido esta configuración para, al igual que en el Capítulo anterior, maximizar en lo posible la capacidad de encontrar eventos potencialmente coincidentes con el catálogo de referencia. Como comentario adicional a este paso de detección de terremotos, se

¹Al igual que antes, la localización del receptor ELOR contiene en realidad dos estaciones: la situada en superficie y la enterrada.

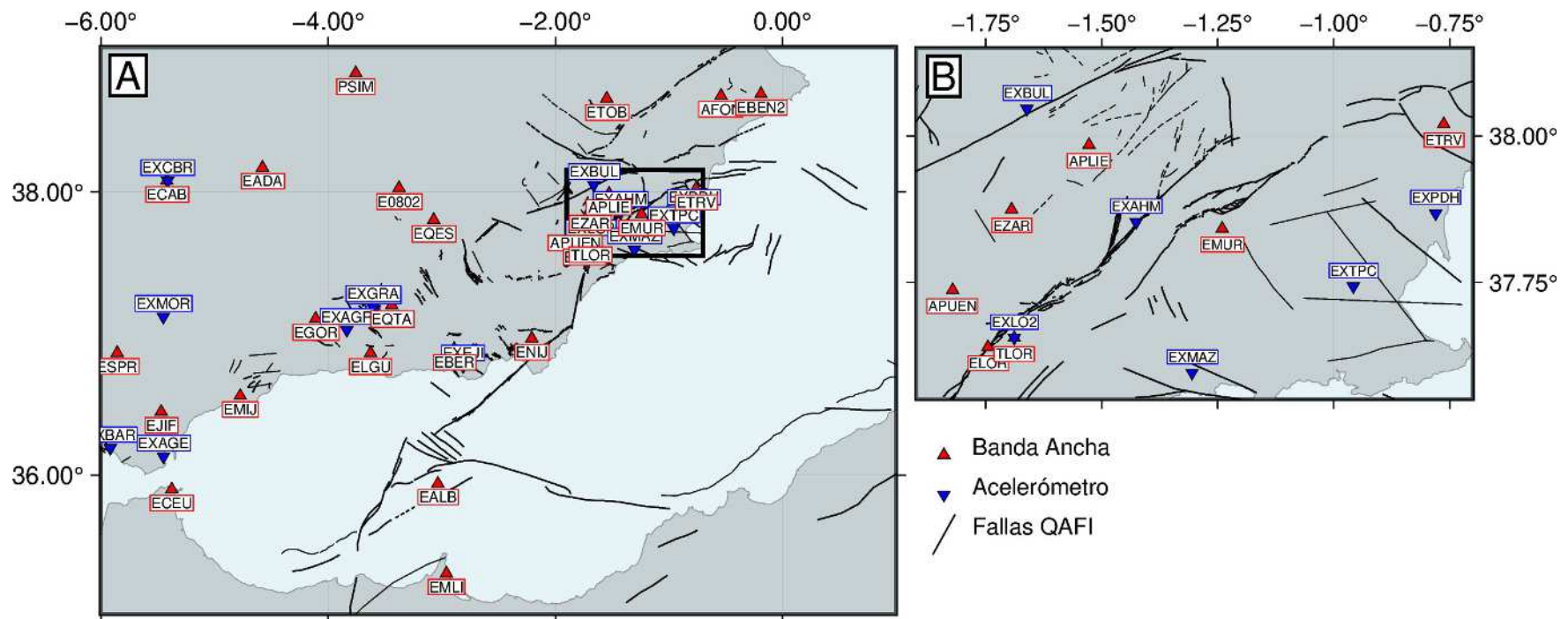


Figura 7.1: Mapa de estaciones de banda ancha y acelerómetros pertenecientes a la Red Sísmica Nacional y presentes en el área de estudio entre el 2018 y 2019. La imagen de la derecha corresponde a una ampliación del sector de las Zona de Falla de las Béticas Orientales, el área con mayor densidad de instrumentos.



Figura 7.2: Gráfico de distribución temporal de estaciones para el año 2018 y 2019. Las barras de color indican en qué momento cada estación se encuentra operativa (verde) o no (naranja).

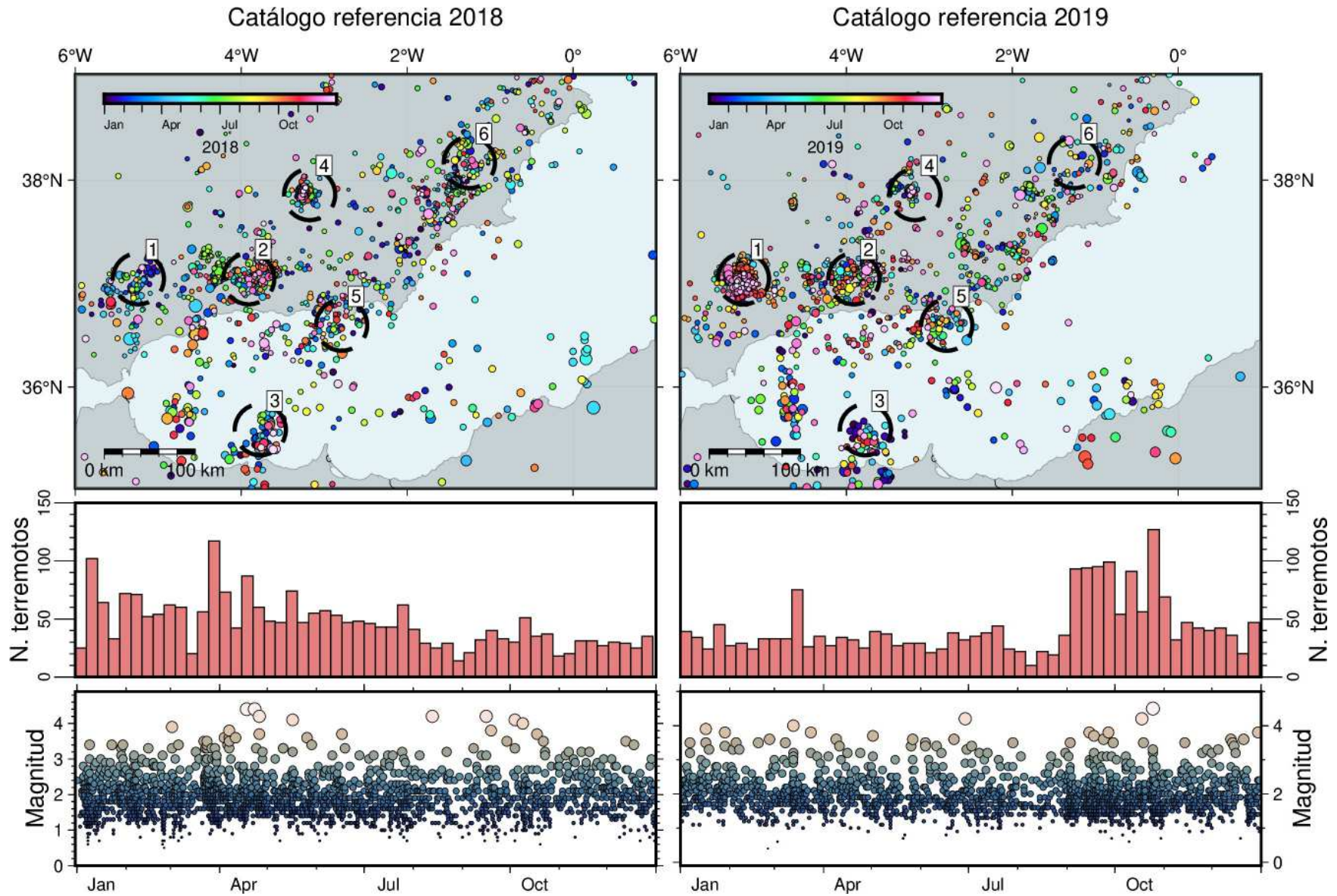


Figura 7.3: Localización de los terremotos presentes en el área de estudio durante el periodo 2018-2019 según el catálogo de la Red Sísmica Nacional ([Instituto Geográfico Nacional 2023b](#)). Se indican las zonas de mayor concentración de epicentros, indicadas dentro de círculos y numeradas. Abajo, se muestra un cuadro con la evolución temporal de la sismicidad, incluyendo un histograma de frecuencias diario y la magnitud M_{bLg} . (1) Olvera, (2) Cuenca de Granada, (3) sur mar de Alborán, (4) Jódar, (5) norte mar de Alborán, (6) Albudeite.

debe tener en cuenta que el volumen de datos de trabajo es mucho mayor en esta ocasión, lo que afectará irremediablemente al rendimiento y, por tanto, al tiempo total para conseguir los resultados.

Tras obtener los catálogos usando los dos modelos de redes neuronales, realizaremos un proceso de combinación con el objetivo de construir un catálogo mixto que recoja tanto los terremotos coincidentes entre catálogos (agrupando los tiempos de llegada detectados por ambos modelos para cada modelo), como los terremotos que aparezcan solamente en uno de estos catálogos. Esta combinación también implica un tratamiento por el que se combinan los tiempos de llegada de los terremotos duplicados, así que el catálogo mixto no será el equivalente directo de la suma de los resultados de los catálogos de *ML* por separado.

Debido a que en este nuevo catálogo mixto, todos los eventos presentan una profundidad fijada a 5 km, es necesario conocer de forma aproximada la localización absoluta para analizar más en detalle los resultados. Para ello, seguiremos un procedimiento similar al presentado en el Capítulo 5, es decir, realizaremos una inversión de los tiempos de llegada presentes en el catálogo de *ML* para el cálculo de los hipocentros y la posterior valoración de sus incertidumbres.

Usaremos la *suite NonLinLoc* para la inversión no-lineal de los tiempos de llegada de los terremotos registrados en las estaciones empleadas durante la etapa de detección. El modelo de velocidades empleado para el cálculo de los tiempos de viaje a cada estación será, al igual que en el Capítulo 3, *mTAB3D*.

Como se describía antes, los terremotos presentes en los catálogos de *ML* estarán definidos con lecturas en, al menos, 3 estaciones. Esto puede suponer una limitación a la hora de calcular una localización tridimensional, que necesita de lecturas en 4 estaciones sísmicas como mínimo. De modo que se ha introducido un criterio de filtrado durante la inversión para que solamente se localicen aquellos terremotos con 8 llegadas, siendo 4 de ellas de onda S. La desventaja de este procedimiento es que implicará una reducción del número de terremotos relocalizados. Por el contrario, obtendremos como resultado un subconjunto de eventos relocalizados con un mínimo de fiabilidad para llevar a cabo un posterior análisis de la incertidumbre de la sismicidad detectada.

La metodología de cálculo elegida, igual forma que en los ensayos del Capítulo 5, ha sido la basada en el algoritmo de búsqueda *Oct-Tree* y en la función de probabilidad *EDT* (*Equal Differential Time*). No obstante, para este caso particular, el *software NLLoc* permite escoger una variante de esta función llamada *EDT_OT_WT*, la cual permite ponderar, *a posteriori*, los residuos de los tiempos de origen en base a la contribución de cada tiempo de llegada a la estimación del tiempo de origen de cada terremoto. Esta variante de *EDT* se ha empleado para reducir ligeramente el sesgo introducido en la inversión de tiempos cuando, en la localización de hipocentros, hay presencia de tiempos de llegada con valores anómalos de residuos muy elevados.

En este cálculo de hipocentros, también deberemos fijar un ratio V_P/V_S constante durante la inversión. Aquí, se ha escogido 1.73 como valor promedio para toda la región Ibero-Maghrebí, de igual modo que en la relocalización llevada a cabo para los terremotos mostrados en la Figura 4.8 de la Subsección 4.3.1. Después, una vez calculadas las localizaciones hipocentrales, *NLLoc* permite estimar el promedio de los residuos de los tiempos de llegada a cada estación. Estos valores pueden aplicarse como una corrección de estaciones para realizar una segunda relocalización que permita obtener resultados con un mejor ajuste.

Finalmente, tras realizar esta rutina de inversión de hipocentros, se obtendrá un catálogo sísmico con los datos del tiempo de origen y la localización en las tres dimensiones (i.e.: longitud, latitud y profundidad), así como los valores de incertidumbre derivados de la estimación de las dimensiones del elipsoide de error, formado a partir de la función de densidad de probabilidad (*PDF* - *probability density function*) de cada resultado.

Los terremotos del catálogo de *ML* presentan una magnitud local (M_L), calculada por la función *magnitude_quakeml()* dentro de *easyQuake*, que es adecuada para la ubicación preliminar de dichos eventos, ya que su profundidad está fijada y solamente considera la distancia entre epicentro y receptor. Sin embargo, una vez relocalizamos con *NLLoc*, el valor de profundidad de cada terremoto varía, lo que implica que la distancia epicentral ya no sea tan representativa, porque el terremoto podría estar considerablemente más alejado del receptor (Figura 7.4). Es por ello que se vio necesario

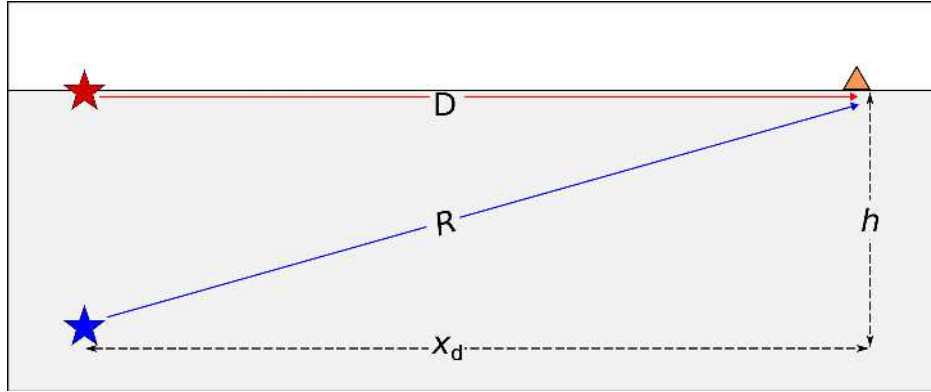


Figura 7.4: Suponiendo dos terremotos (estrellas roja y azul) con distinta profundidad (h), pero a la misma distancia epicentral (x_d) de un receptor (triángulo naranja), y considerando que las llegadas de ambos terremotos presentan el mismo valor de pico de amplitud, los dos tendrán la misma magnitud M_L (Ecuación 6.2), ya que ambos valores de amplitud y x_d son idénticos en los dos eventos. Por el contrario, la magnitud M_{bLg} (Ecuación 7.1) será diferente, ya que en este caso se considera la distancia hipocentral (D en el superficial, R en el profundo), la cual es mayor en el terremoto azul, lo que resulta en una estimación mayor para su M_{bLg} .

modificar el código de *easyQuake*, añadiendo una nueva función (*mbLg_ign_quakeml()*) que permite estimar la magnitud M_{bLg} según la formulación de López (2008). Esta es la relación usada por la Red Sísmica Nacional para el cálculo rutinario de magnitudes desde el 2002 hasta la actualidad.

Dentro de la función *mbLg_ign_quakeml()*, y usando únicamente los canales horizontales de las estaciones que tengan picados de onda S, el cálculo de M_{bLg} se lleva a cabo mediante la estimación del pico de amplitud máximo y el cálculo del periodo durante ese máximo de amplitud. Posteriormente, con los valores de amplitud y periodo, se evalúa la magnitud siguiendo la Ecuación 7.1 para cada canal de componente horizontal. En esta fórmula, el pico máximo de amplitud (en micras) y el periodo de ese pico (en segundos) se representan como A y T , respectivamente, y R es la distancia entre el hipocentro y la estación de registro (en kilómetros).

$$m_{bLg} = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1,17 \cdot \log R + 0,0012 \cdot R + 0,67 \quad (7.1)$$

Puede ocurrir, como se comentaba previamente, que existan valores anómalos de amplitud que den lugar a magnitudes excesivamente altas o bajas. Para resolver este

asunto, se ha procedido de forma idéntica a la expresada con M_L en la función *magnitude_quakeml()*, añadiendo en *mblg_ign_quakeml()* un filtrado sobre las estimaciones que se considerarán para fijar el valor de M_{bLg} que se asignará finalmente al fichero del terremoto.

El resultado final tras aplicar esta metodología explicada en párrafos anteriores, consistirá en un catálogo sísmico en formato *QuakeML* con hipocentros de terremotos calculados a partir de la inversión de tiempos de llegada detectados por modelos de *machine learning*. Como estos tiempos de llegada pertenecen a picados automáticos sobre estaciones de la región Íbero-Maghrebí, se pretende calcular M_{bLg} basándose en el procedimiento seguido por la Red Sísmica Nacional, desechando el valor M_L preliminar, para expresar los resultados de nuestro catálogo sísmico de una forma similar a la que realiza esta agencia.

7.2. Resultados de detección y construcción de catálogos de *ML*

Para facilitar la descripción de los resultados, los catálogos obtenidos con *PhaseNet* y *EQT_{conservador}* se presentarán en mapas con los terremotos de 2018 y 2019 por separado. Adicionalmente, ayudará a observar los cambios en la sismicidad dentro de la región Ibero-Maghrebí de un año a otro.

En la etapa de detecciones de llegadas de ondas (Figura 7.5), se observa una clara diferencia entre el funcionamiento de cada modelo. En ambos años, *PhaseNet* resulta ser más sensible en sus predicciones y aporta un número claramente mayor de detecciones en las estaciones sísmicas usadas en la región de estudio. A pesar de que el modelo *EQT_{conservador}* apenas predice una décima parte de las llegadas que contempla *PhaseNet*, durante el 2019 muestra una cantidad que, aunque inferior en número, sí es el mismo orden de magnitud.

Durante los dos años, para ambos modelos resaltan dos estaciones sobre el resto en cuanto al número de llegadas que recogen: EALB (la estación de banda ancha de la Isla de Alborán), y EZAR (en las Béticas Orientales). De manera más particular para cada

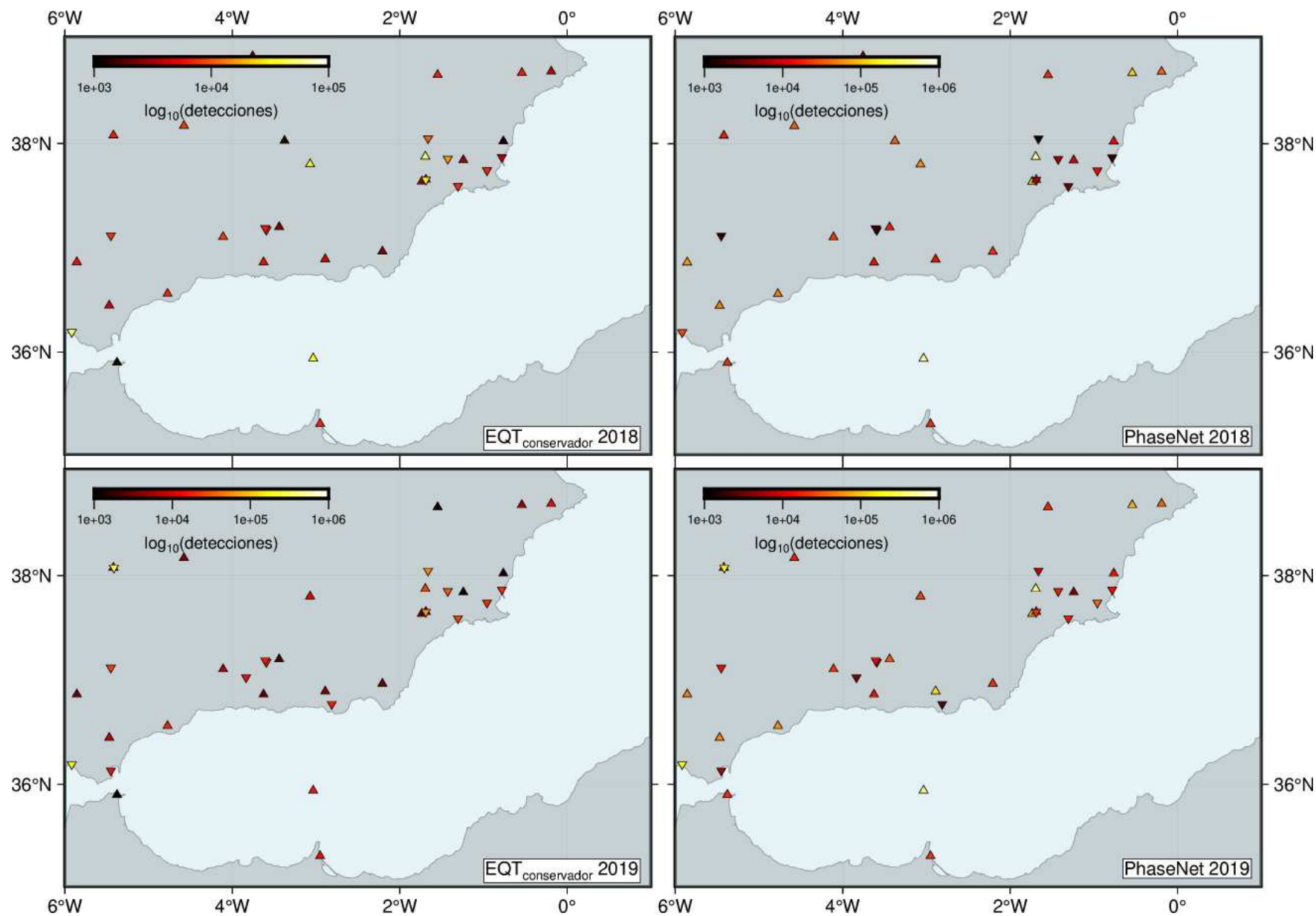


Figura 7.5: Distribución de instrumentos usados durante el proceso detección (estaciones de banda ancha como triángulos, y acelerómetros como triángulos invertidos). El número de llegadas detectadas por cada aparato se indica mediante una escala de color continua.

modelo por separado, existen otros receptores que presentan un número de predicciones llamativo que proporcionalmente destacan sobre el los resultados que se obtendrían usando otro modelo. Este es el caso del acelerómetro EXCBR, en el extremo noroeste de la región de estudio durante el 2019, que para el modelo $EQT_{conservador}$ da como resultado el mayor número de predicciones muy por encima del resto de estaciones. Por el contrario, *PhaseNet* predice, para este mismo receptor, aproximadamente la mitad de llegadas que para las estaciones con más llegadas.

Las posibles causas e implicaciones de estas diferencias en las detecciones serán analizadas más adelante, una vez conozcamos el contexto de los resultados de los catálogos de terremotos que resultan tras el proceso de asociación de tiempos de llegada.

7.2.1. Catálogo *PhaseNet*

Comenzando por el modelo *PhaseNet* (Figura 7.6), durante el año 2018 se observa una distribución de sismicidad similar a su equivalente en el catálogo de referencia. Las zonas con mayor concentración de terremotos en este periodo también se intuyen relativamente bien en este catálogo de *ML*. Las áreas del norte de la provincia de Cádiz, sur del mar de Alborán, cuenca de Granada o Jódar, parecen distinguirse bastante bien del resto.

A pesar de que existe una sismicidad difusa que aparece repartida por toda la región, los epicentros estimados por *PhasePapy 1D* dan localizaciones que no parecen estar próximas a las áreas del borde del área de estudio. Esto daría la impresión de que estas áreas no mostrarían una sismicidad tan frecuente, pero será discutido en profundidad, una vez dispongamos de los resultados de la localización hipocentral más adelante.

La evolución temporal de la simicidad también parece ser parecida a lo largo de este año. Existen algunos picos donde la frecuencia de terremotos destaca como el inicio de 2018, las semanas de los meses marzo-abril, y el mes de julio. También se replica el “valle” durante el mes de septiembre. En general, en ambos catálogos se infiere una tendencia descendiente en cuanto a la tasa de sismicidad detectada en la región Ibero-Maghrebí.

A pesar de que comparar la estimación de magnitudes entre ambos catálogos no

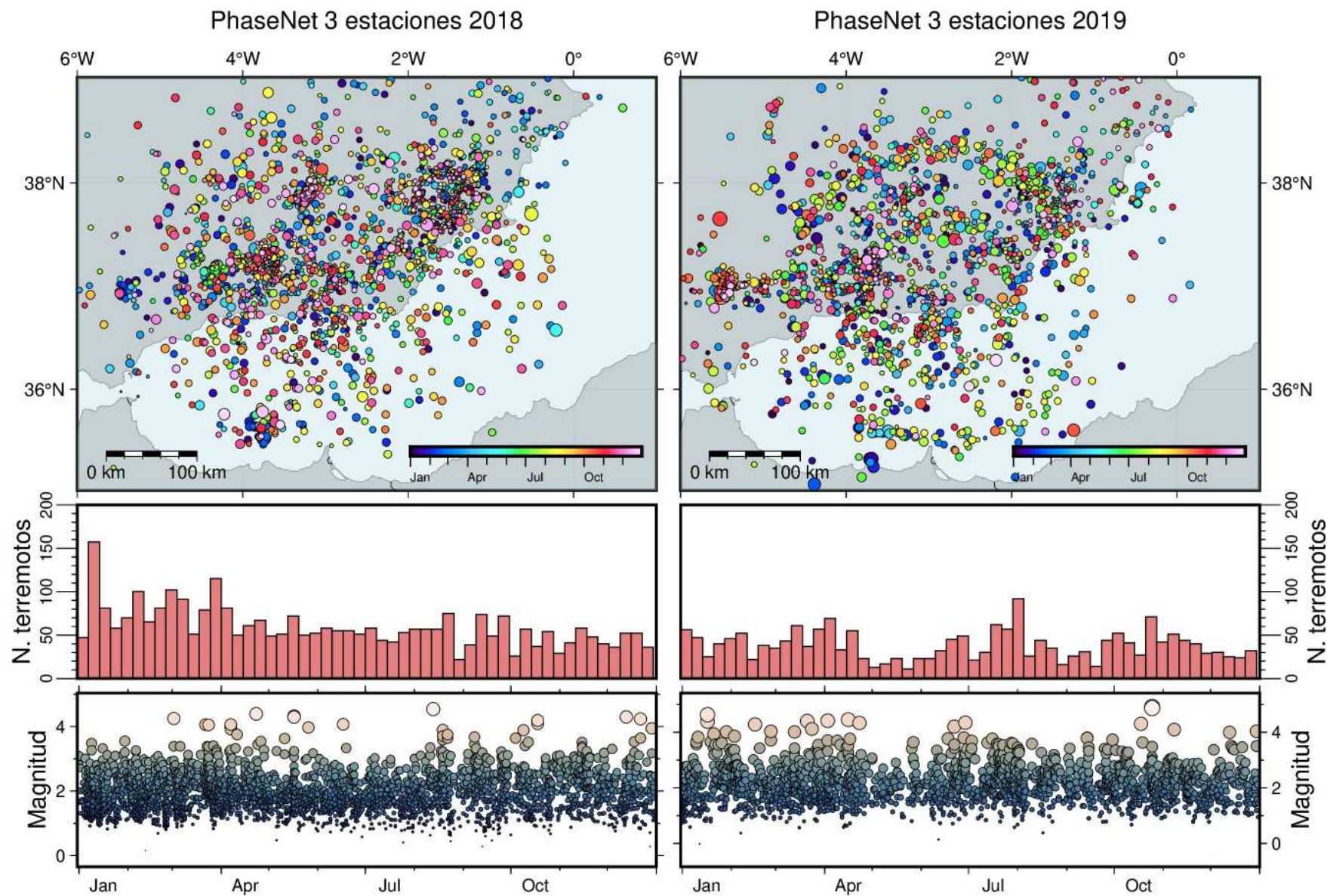


Figura 7.6: Resultados de generación de catálogos sísmicos con el modelo *PhaseNet* para los años 2018 y 2019. Abajo, se muestra un cuadro con la evolución temporal de la sismicidad, incluyendo un histograma de frecuencias diario y la magnitud M_L calculada por *easyQuake*.

es del todo preciso ya que no representarían el mismo tipo de magnitud (M_L para el catálogo de ML y M_{bLg} en el caso del catálogo de referencia), sí se percibe un parecido más que aceptable durante el año 2018, tanto en aparición de terremotos máximos como mínimos. Existen algunos terremotos hacia el final del mes de diciembre en el catálogo de ML cuyo valor de magnitud parecería estar claramente sobreestimado cuando lo enfrentamos al que podría ser su equivalente en el catálogo de referencia. No obstante, hará falta calcular la magnitud M_{bLg} una vez se conozcan la localización absoluta del hipocentro.

Refiriéndonos a continuación a la sismicidad detectada durante 2019, se observa algo similar a lo descrito en el catálogo de 2018. En esta ocasión, las áreas que manifiestan más sismicidad son las del norte del mar de Alborán, la provincia de Cádiz, y la cuenca de Granada. También, al igual que antes, los resultados del catálogo indicarían una presencia muy baja de terremotos en el norte del continente africano.

Parece que hay cierto número de epicentros dispersos que muestran un patrón de distribución aproximadamente circular. En principio, al igual que antes, no se valorará esta ubicación preliminar hasta obtener la localización hipocentral. Aún así, probablemente se trate de un artefacto generado por *PhasePapy 1D* durante la asociación a la hora de estimar el epicentro a partir de la diferencia de tiempos de llegada que mejor convergen. La forma circular puede deberse al parámetro de distancia máxima que se impone durante el cálculo (300 km), que coincide aproximadamente con el diámetro del círculo mayor, si tomamos la estación EBER como centro de dicho círculo (Figura 7.1).

En cuanto a la frecuencia de la sismicidad en el rango temporal que cubre el año 2019, se observa una evolución parecida entre el catálogo de *PhaseNet* y el de referencia. Sin embargo, existe un incremento drástico de la sismicidad registrada a partir del mes de septiembre de 2019, que coincidiría con el incremento de actividad en la serie sísmica de Olvera. Aquí se dobla la cantidad de terremotos registrados durante varias semanas consecutivas, decayendo posteriormente a partir de noviembre. Esto es algo que no se observa en los resultados de *PhaseNet*, que sí registra un pequeño pico al final de octubre pero no alcanza las dimensiones que muestran los resultados ofrecidos por el

catálogo de la Red Sísmica Nacional. Igualmente, sí se replica la tendencia descendente hasta el final de 2019 después de este pequeño pico máximo.

El cálculo de magnitudes parece ofrecer un resultado comparativamente similar entre ambos catálogos. En esta ocasión, el terremoto máximo parece coincidir hacia final de octubre, situándose sobre el pico máximo de frecuencia de terremotos de ese mes. Por lo general, no parecen observarse grandes discrepancias en los resultados, más allá de las pequeñas diferencias en la sobreestimación de M_L frente a M_{bLg} que ya mencionábamos anteriormente para el periodo de 2018.

7.2.2. Catálogo $EQT_{conservador}$

Durante el año 2018, el catálogo obtenido usando el modelo $EQT_{conservador}$ da como resultado una distribución de terremotos similar a la de *PhaseNet* y muy parecida a la del catálogo de referencia. Vuelven a distinguirse de forma bastante clara diversas series sísmicas como la de Jódar, el sur del mar de Alborán o la cuenca de Granada. De nuevo, al igual que con el catálogo de ML de *PhaseNet*, los epicentros de los terremotos no suelen aparecer en el área norte de África.

El año 2018 se desarrolla de manera muy parecida entre los catálogos de referencia y el de $EQT_{conservador}$, presentando la misma tendencia en cuanto a aparición de picos y valles en la tasa de sismicidad de la región. Por ejemplo, al igual que antes, aquí también puede observarse el incremento de actividad durante los meses de marzo y abril, y el paulatino descenso en la aparición de terremotos a partir de mitad de año hasta final de 2018.

Finalmente, la distribución de magnitudes no presenta excesivas diferencias con el catálogo de referencia. Continúa existiendo una ligera sobrestimación de los valores de M_L , aunque los máximos parecen corresponderse a los de M_{bLg} estimados por la Red Sísmica Nacional para el catálogo de referencia.

Durante el año 2019, los resultados del catálogo $EQT_{conservador}$ continúan replicando bien la distribución de la sismicidad registrada en el catálogo de referencia, distinguiéndose a simple vista series como la de Olvera, el norte del mar de Alborán, o los terremotos ocurridos dentro de la cuenca de Granada. La dispersión de la sismicidad

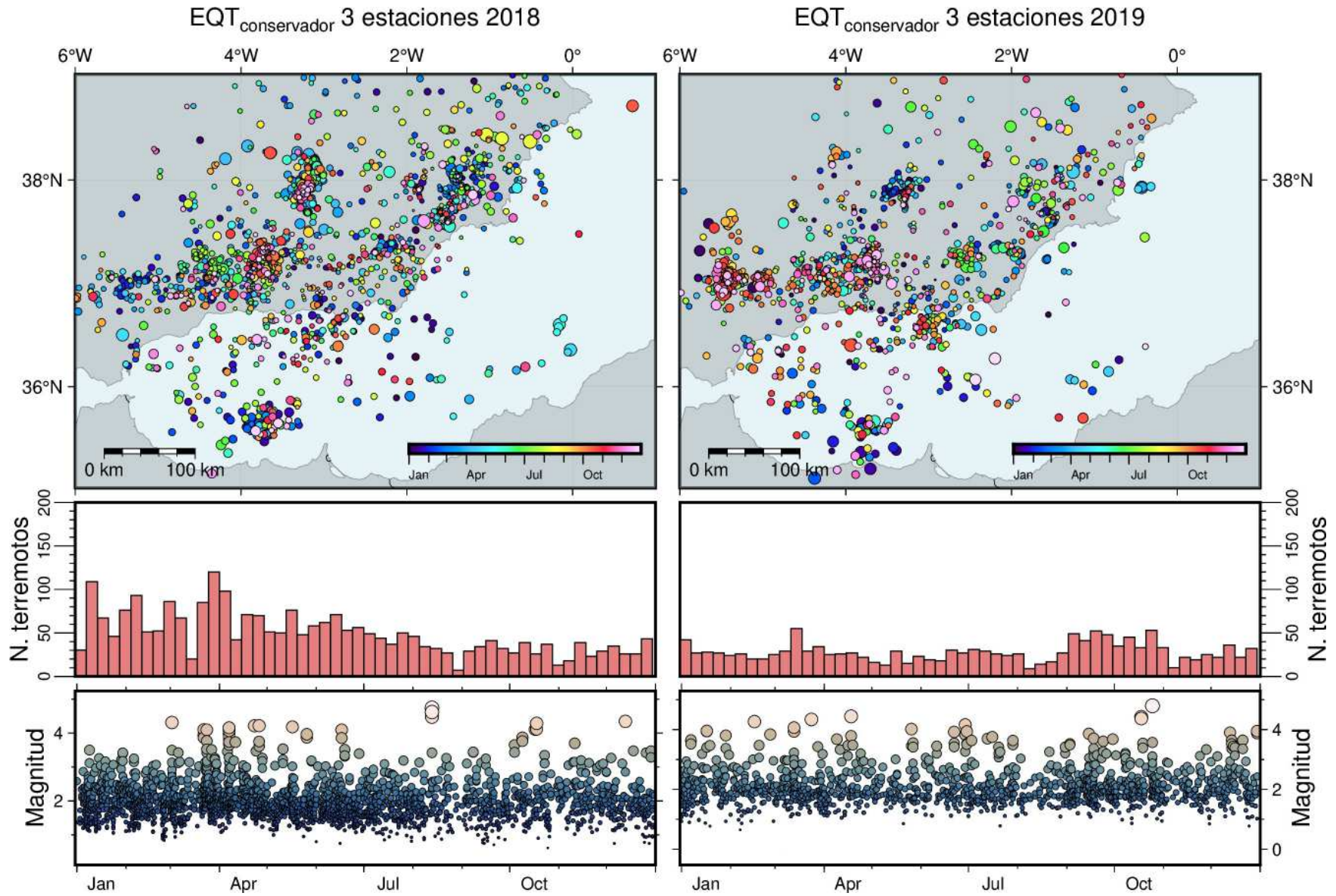


Figura 7.7: Resultados de generación de catálogos sísmicos con el modelo $EQT_{conservador}$ para los años 2018 y 2019. Abajo, se muestra un cuadro con la evolución temporal de la sismicidad, incluyendo un histograma de frecuencias diario y la magnitud M_L calculada por *easyQuake*.

que recoge el catálogo de *ML* tampoco va más allá del noroeste de la región de estudio o el norte de África.

El catálogo de este modelo de redes neuronales replica de forma muy parecida la evolución de la sismicidad en esta región, según el catálogo de referencia, a lo largo del 2019. No obstante, al igual que ocurría con los resultados mostrados en el catálogo de *PhaseNet*, aquí también se nota un cambio drástico a partir del mes de septiembre. La frecuencia de terremotos se dispara según los datos de la Red Sísmica Nacional, algo que no se muestra de manera tan evidente en el catálogo obtenido con el modelo *EQT_{conservador}*, a pesar de que sí vuelve a apreciarse el descenso de la sismicidad después de este periodo de alta actividad.

En referencias a las estimaciones de la magnitud, como en el resto de ocasiones, no se distinguen grandes discrepancias entre los resultados de ambos catálogos. Los terremotos máximos parecen coincidir en su aparición, y el resto de máximos locales también guardan una relativa coherencia.

7.2.3. Combinación de catálogos de *ML*

Una vez generados los catálogos de *ML* tras detectar con los modelos *PhaseNet* y *EQT_{conservador}*, procedemos a realizar la combinación de ambos resultados para construir un catálogo mixto de terremotos. Como se demostró anteriormente, puede resultar una buena estrategia para lograr un catálogo que maximice la cantidad de eventos, complementando los tiempos de llegada presentes entre ambos catálogos de *ML* en el caso de ser coincidentes.

El procedimiento para crear este nuevo catálogo sigue el mismo desarrollo que se explicaba en la Subsección 6.4.3 del Capítulo 6. Es decir, buscaremos dentro de ambos catálogos qué terremotos cumplen la condición de que entre sus tiempos de origen exista una diferencia de tan sólo 2 segundos. Aquellos terremotos que satisfagan esta condición serán tratados como el mismo terremoto o “terremoto coincidente”, pasando a evaluar y agrupar los tiempos de llegada que los definen en un único evento. Los terremotos que no cumplan la condición para ser categorizados como “terremoto coincidente” se incluyen en el catálogo combinado tras terminar la comprobación de coincidencia. El

resultado de la combinación de ambos catálogos de *ML* puede observarse en la Figura 7.8, que muestra la distribución de sismicidad en la región Íbero-Maghrebí, según este nuevo catálogo mixto, a lo largo de los años 2018 y 2019.

Como en el Capítulo anterior, es necesario conocer cómo de representativos son los terremotos del catálogo mixto. Para ello, evaluaremos el grado en el que nuestros resultados replican el catálogo de referencia para ambos años. El procedimiento que seguiremos, de nuevo, consistirá en encontrar qué terremotos del catálogo mixto y el de referencia podrían considerarse el mismo evento, para posteriormente calcular el *%coincidencia*. Esto lo hacemos estableciendo un umbral de tiempo estimado usando la Ecuación 6.5 a partir del residuo de los tiempos de origen de los terremotos del catálogo original. Los resultados de los valores de t_{diff} que usaremos como umbral para cada año se señalan en la Figura 7.9.

Como se hacía notar anteriormente, el *%coincidencia* se ha estimado basándonos no solamente en qué terremotos resultan ser coincidentes tras evaluar la diferencia entre sus tiempos de origen, sino que también se ha tenido en cuenta el número de estaciones en los que aparecen detectados, tanto en el catálogo mixto de *ML* como en el catálogo de referencia. De nuevo, la estimación de la proporción de coincidencia se estimará siguiendo el flujo de trabajo que se presenta en el diagrama de la Figura 6.17.

Como resultado del procedimiento previo, obtenemos los valores de total de terremotos y *%coincidencia* que se representan de forma tabulada en la Figura 7.10. En esta ocasión, debido a que el catálogo tiene un intervalo temporal mucho mayor, se muestran los resultados globales para toda la extensión de detección, sin filtrar los resultados por áreas concretas. Para visualizar el grado de variación en las coincidencias, se incluyen también las estimaciones de *%coincidencia* para ambos catálogos de *ML* por separado.

Comenzando por los resultados del año 2018 (Figura 7.10), se observa que tanto los resultados de *PhaseNet* como los de *EQT_{conservador}* dan lugar a unos catálogos con una mayor cantidad de eventos que el catálogo de referencia. En ambos casos, el *%coincidencia* es superior al 75 %, lo que de partida indicaría que ambos modelos replicarían relativamente bien la sismicidad registrada por el catálogo de la Red Sísmica

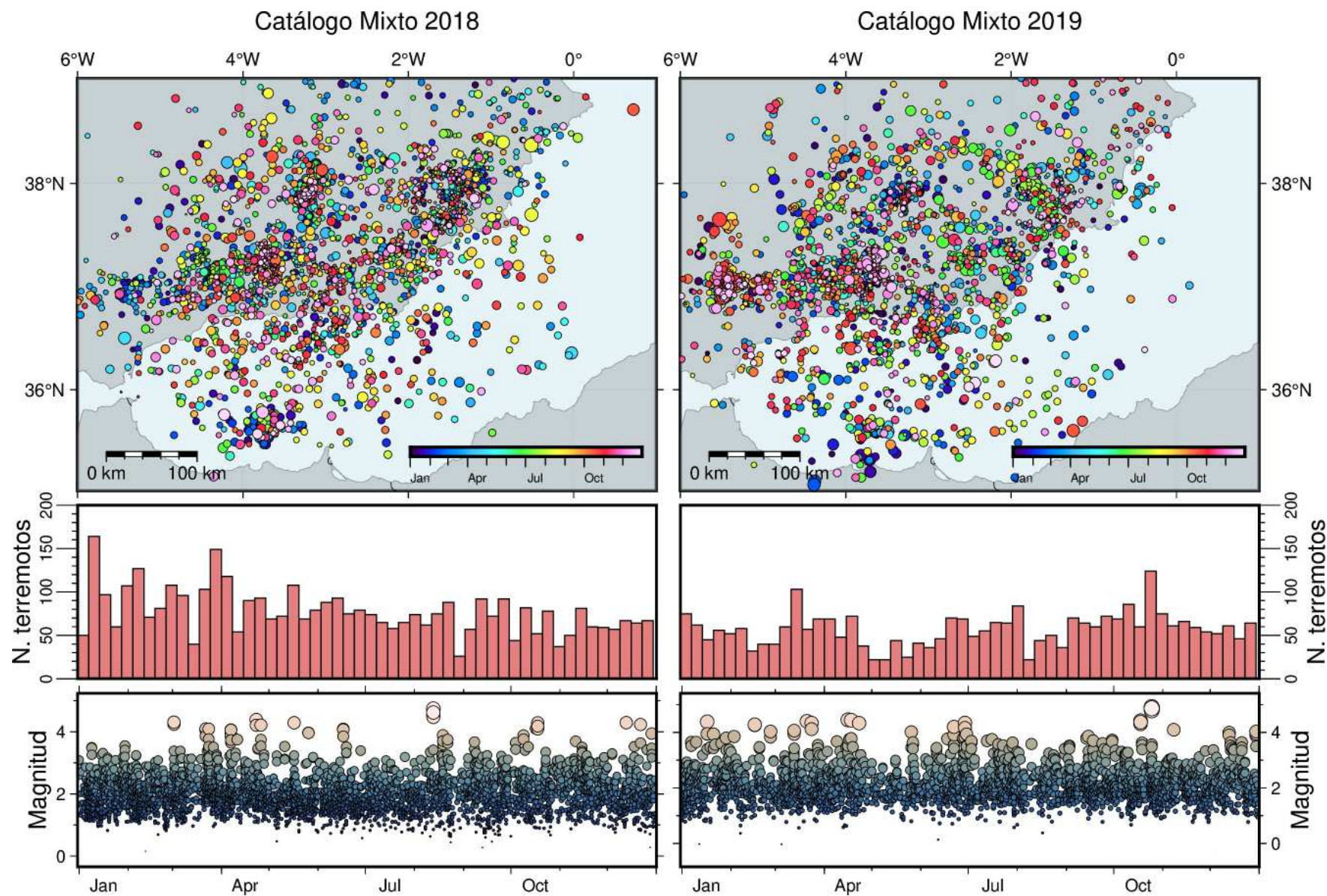


Figura 7.8: Catálogo sísmico mixto generado por combinación de los resultados de *PhaseNet* y *EQT_{conservador}* para los años 2018 y 2019. Abajo, se muestra un cuadro con la evolución temporal de la sismicidad, incluyendo un histograma de frecuencias diario y la magnitud M_L calculada por *easyQuake*.

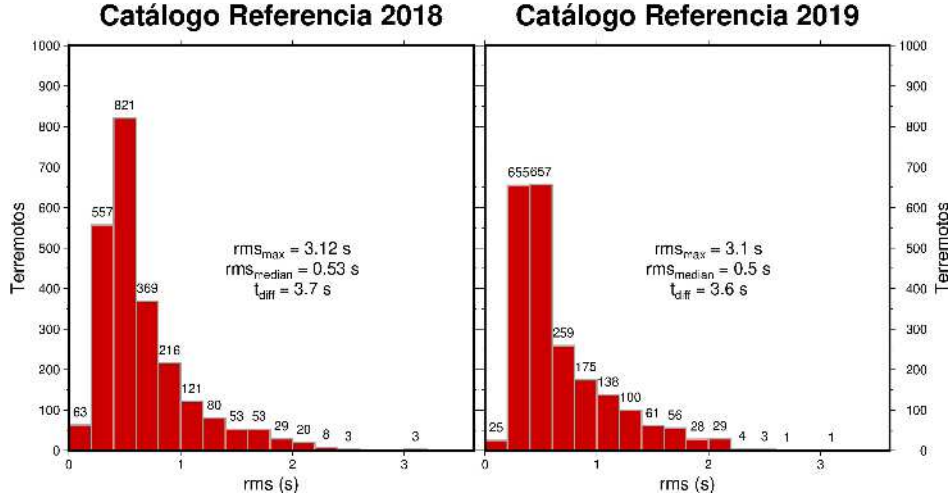


Figura 7.9: Histogramas de residuos de tiempos de origen de los terremotos presentes en el catálogo de referencia de la Red Sísmica Nacional. Usando el residuo máximo (rms_{max}) y la mediana de la población de residuos (rms_{median}), es posible estimar el umbral que diferencias de tiempos de origen (t_{diff}) que usaremos para definir qué terremotos corresponden a un evento común (ver Ecuación 6.5 en el Capítulo 6). La estimación se hace de forma separada para los años 2018 y 2019.

Nacional.

Tras realizar el proceso de combinación, se logra un catálogo mixto que casi duplica en número de eventos al catálogo de referencia, elevando el $\%coincidencia$ hasta el 84.5 %, un valor parecido a los que se mostraban en los catálogos mixtos mostrados en la Figura 6.20 para las detecciones llevadas a cabo durante el mes de marzo de 2018.

En el caso de los catálogos del año 2019 (Figura 7.11), observamos un cambio drástico en los resultados. Para empezar, ambos catálogos de *ML* contienen un número de terremotos inferior al del catálogo de referencia, siendo el caso del catálogo de $EQT_{conservador}$ un descenso bastante significativo (-33 %). Las coincidencias de ambos catálogos de *ML* con los datos de referencia también descienden, dando lugar $\%coincidencia$ más bajos, que en caso de *PhaseNet* se traduce en un escaso 52 %.

Una vez completada la combinación de eventos para construir el catálogo mixto de *ML*, se incrementa el número de terremotos a la vez que se eleva el $\%coincidencia$ hasta casi el 70 %. Este porcentaje es algo más aceptable, pero continúa siendo comparativamente inferior al equivalente durante el año 2018, por lo que es necesaria análisis más profundo de las posibles causas, que se tratarán en Secciones posteriores.

modelo	Año 2018 – Extensión Completa (2396)			
	Nº terremotos	%cambio	coincidencia	%coincidencia
<i>EQT_{conservador}</i>	2562	6.9	1581	79.9
<i>PhaseNet</i>	3125	30.4	1440	75.5
<i>Cat. Mixto</i>	4055	69.2	1743	84.5

Figura 7.10: Datos cuantitativos de los catálogos generados mediante los modelos pre-entrenados *PhaseNet* y *EQT_{conservador}*, así como el catálogo mixto generado a partir de ellos para el año 2018. La columna de “Nº terremotos” indica la cantidad de eventos detectados, “%cambio” indica el porcentaje de incremento o reducción del número de terremotos con respecto al catálogo de referencia (i.e.: catálogos con más de 2396 eventos detectados tendrán un valor positivo). Finalmente, la cantidad de terremotos coincidentes con el catálogo de referencia y su porcentaje se indican en las columnas “coincidencia” y “%coincidencia”.

modelo	Año 2019 – Extensión Completa (2192)			
	Nº terremotos	%cambio	coincidencia	%coincidencia
<i>EQT_{conservador}</i>	1461	-33.3	1000	64.3
<i>PhaseNet</i>	1989	-9.3	738	52.0
<i>Cat. Mixto</i>	2610	19.1	1126	69.6

Figura 7.11: Datos cuantitativos de los catálogos generados mediante modelos los pre-entrenados *PhaseNet* y *EQT_{conservador}*, así como el catálogo mixto generado a partir de ellos para el año 2019. La descripción del significado de cada columna puede consultarse en el pie de figura de la Figura 7.10.

7.3. Inversión de hipocentros e incertidumbre de las localizaciones

Los catálogos mixtos contruidos a partir de los resultados de los modelos de redes neuronales presentan terremotos cuya localización se da en base a su epicentro. Esto puede suponer una limitación cuando tratamos de evaluar la distribución de terremotos en las tres dimensiones del espacio. A continuación, en esta Sección, procederemos a la etapa de inversión de los tiempos de llegada, con el doble objetivo de calcular la localización del hipocentro y estimar la incertidumbre de la ubicación estimada.

Como mencionábamos anteriormente, el procedimiento se llevó a cabo usando el *software NonLinLoc* junto con el modelo tridimensional *mTAB3D*. Tras realizar la primera relocalización, y lanzar de nuevo el programa para obtener unas localizaciones con corrección de estaciones, conseguimos dos catálogos relocalizados que contienen los datos de los hipocentros de los terremotos detectados durante los años 2018 y 2019.

Estos catálogos, al contrario que su versión original, no contienen información relativa a la magnitud de cada evento. Por lo tanto, y ya que disponemos de la localización tridimensional de cada evento, se realizó la estimación de la magnitud usando la función *mblg_ign_quakeml()* dentro de *easyQuake* para calcular el valor de la magnitud M_{bLg} según la Ecuación 7.1 (López 2008).

Las nuevas localizaciones de los terremotos presentes en los catálogos mixtos, pueden observarse para ambos años en la Figura 7.12. Cabe mencionar que el número de terremotos en cada catálogo es inferior al original. Por ejemplo, en el caso del catálogo mixto del año 2018, pasamos de los 4055 eventos que había inicialmente a 1780 terremotos relocalizados. Por otro lado, el catálogo correspondiente al año 2019 presentaba 2610, de los que se han relocalizado 840.

A pesar del descenso del número de terremotos contenidos en el catálogo mixto relocalizado, todavía pueden apreciarse las zonas de densidad más elevada vistas en la Figura 7.3 para el catálogo de referencia de la Red Sísmica Nacional. Dentro de algunas de estas zonas puede observarse cómo cambia la sismicidad de un año a otro. Por ejemplo, alrededor de Jódar (Jaén) la actividad sísmica fue más intensa durante

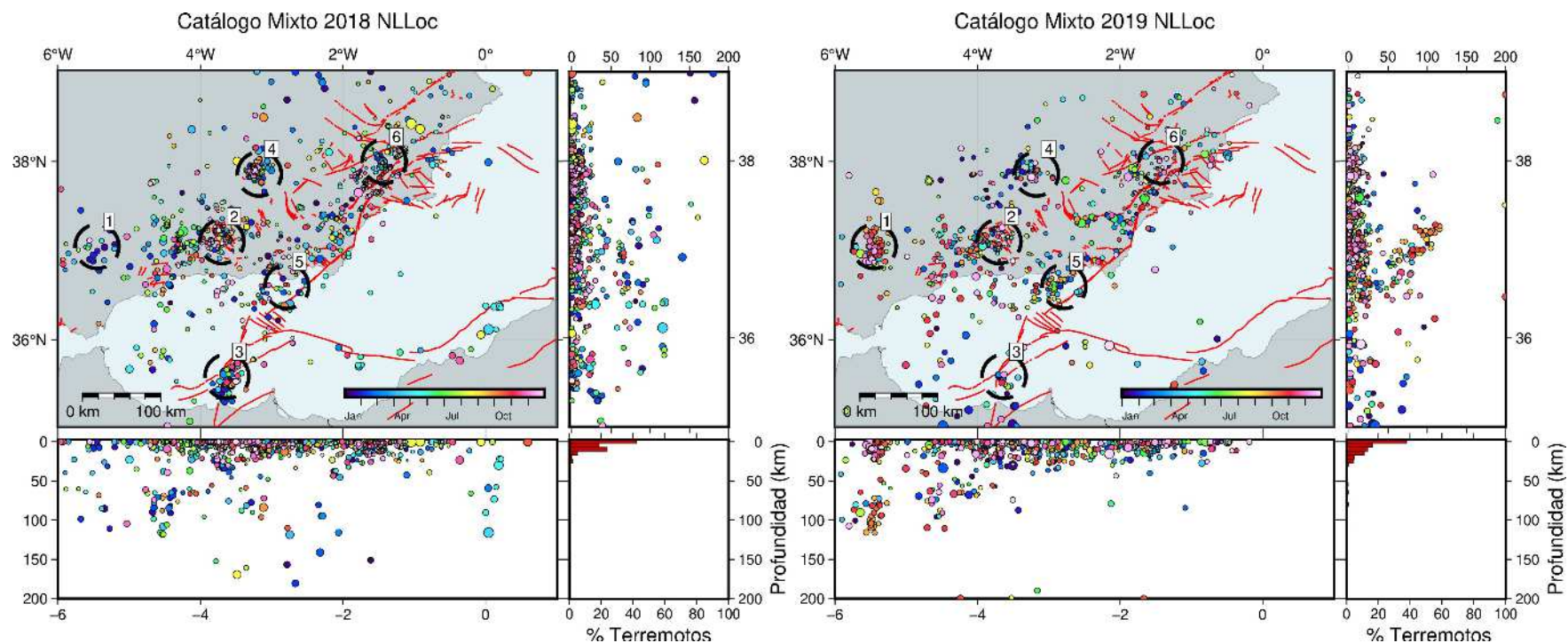


Figura 7.12: Resultados de relocalización del catálogo mixto usando *NLLoc* para los años 2018 y 2019. Se incluyen dos perfiles mostrando la distribución vertical de hipocentros. Las zonas de mayor concentración de sismicidad se indican como círculos negros, y corresponden a las mismas que las señaladas en la Figura 7.3. El tamaño de los hipocentros se muestra proporcionalmente al valor de M_{bLg} obtenido por *easyQuake*. El histograma de abajo a la derecha representa la proporción de terremotos en profundidad (cada barra indica 5 km).

el 2018, mientras que en el entorno de Olvera (Cádiz) se evidencia que los terremotos fueron mucho más frecuentes durante el 2019. Además, también ha desaparecido la anomalía circular observada durante el año 2019, interpretada como un artefacto generado durante el cálculo de convergencia de epicentros en la etapa de asociación con *PhasePApy 1D*.

Asimismo, relacionado con la posición de epicentros, se advierte que su localización tiene coherencia con la aparición y situación geográfica de las principales fallas activas de la región, según la QAFI ([García-Mayordomo et al. 2017](#)). Ahora bien, existen zonas de actividad relevante donde no aparecerían *a priori* estructuras activas recogidas por la QAFI con las que poder relacionarse, como son las propias series de Jódar y Olvera mencionadas anteriormente. Más allá de las implicaciones e interpretaciones que puedan hacerse, esto da pie a una serie de reflexiones que se debatirán en la Sección de Discusión Final del siguiente Capítulo. En cuanto a la distribución en profundidad de los resultados, los hipocentros tienden a estar ubicados de manera más frecuente en los primeros 15 km de corteza, según indicaría la proporción estimada en los histogramas de la Figura 7.3. Sin embargo, a más profundidad seguiría apareciendo sismicidad, aunque de manera mucho menos habitual. Es el caso de áreas como la cuenca occidental de Alborán o bajo la serie sísmica de Olvera.

Finalmente, a modo de comparativa, la figura 7.13 muestra el conjunto de la sismicidad ocurrida durante 2018-2019 en el área de estudio según el catálogo de la Red Sísmica Nacional ([Instituto Geográfico Nacional 2023b](#)), y el resultado de la inversión de hipocentros del catálogo mixto obtenido mediante los modelos de redes neuronales. Como se mencionaba anteriormente, aunque puede apreciarse la diferencia entre el número de terremotos de ambos catálogos (4591 en IGN vs. 2620 en el catálogo mixto relocalizado), ambos resultados representan zonas y periodos similares donde la actividad sísmica es más frecuente.

7.4. Discusión de resultados

Una vez generados todos los catálogos a partir de la detección con modelos de redes neuronales, así como la relocalización de los terremotos que contienen, procedemos a analizar con más detalle los datos. Separaremos la discusión en distintas Subsecciones para centrarnos en los detalles más destacables dentro de cada etapa del desarrollo que hemos seguido para conseguir los resultados.

7.4.1. Análisis de detecciones de llegadas y construcción de catálogos

Se han revisado los *scripts* empleados durante la detección de llegadas de ondas a las estaciones en el año 2019, así como los parámetros establecidos para la asociación, para explorar posibles discrepancias entre las detecciones de modelos de redes neuronales que pudieran dar lugar a este descenso en el rendimiento de los catálogos de *ML*, pero no se han encontrado diferencias con los usados en los resultados obtenidos para el año 2018.

Con el objetivo de comprobar el desempeño de la detección de los modelos de redes neuronales, se ha revisado el número de detecciones, agrupándolas en conjuntos de siete días de periodicidad. En las Figuras 7.14 y 7.15 se muestran los histogramas de frecuencia de las detecciones de tiempos de llegada para los años 2018 y 2019, añadiendo también un gráfico en el que se muestra una comparativa del catálogo final de dicho modelo y el catálogo de referencia. De este modo, podremos comprobar si existe alguna tendencia anómala en el funcionamiento de alguno de los modelos.

Los resultados de las detecciones absolutas de tiempos de llegada de ambos modelos son coherentes con la frecuencia de terremotos que posteriormente se generan en sus propios catálogos. Es decir, periodos de tiempo con mayor detección de llegadas dan lugar a picos de abundancia de terremotos, y viceversa. A la hora de comparar las tendencias de ambos catálogos de *ML* con las del catálogo de referencia, se nota que siguen una evolución parecida, destacando este efecto de replicación de la tendencia sobre todo en el caso de los resultados del año 2018.

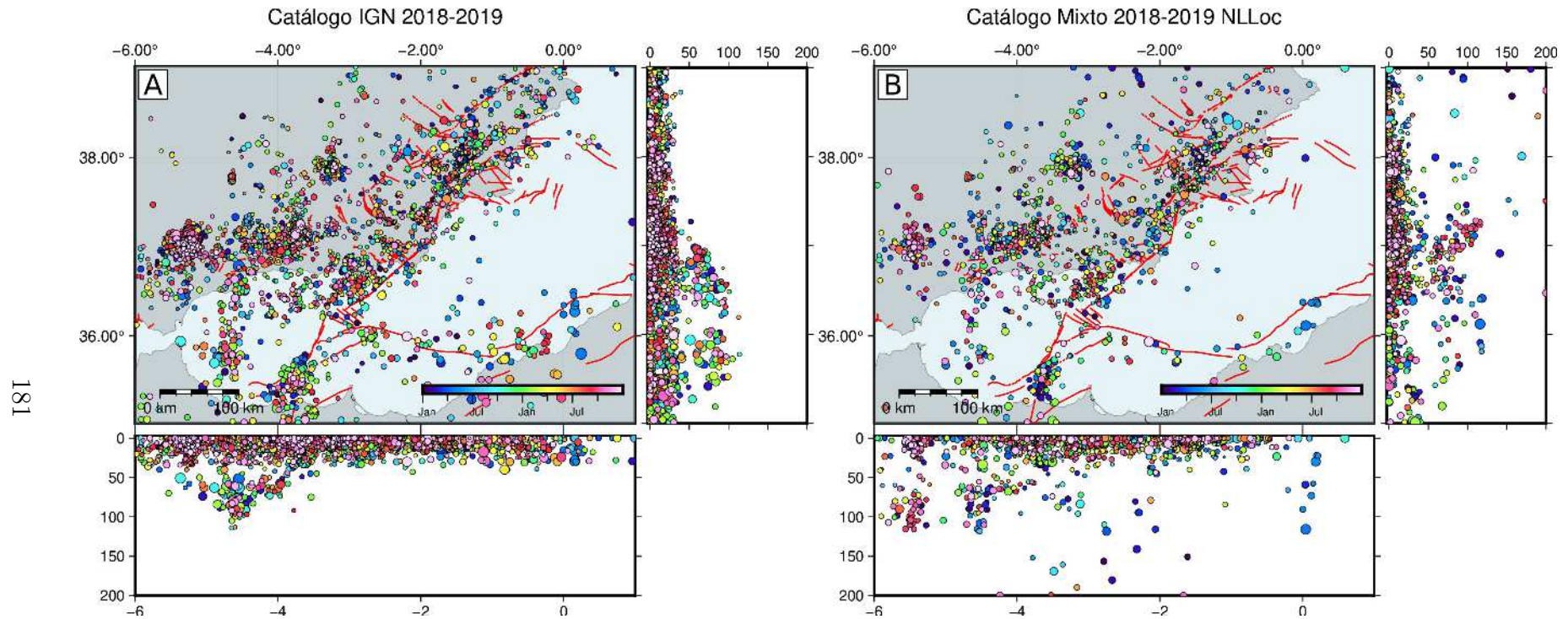


Figura 7.13: Localización de terremotos según el catálogo de la Red Sísmica Nacional ([Instituto Geográfico Nacional 2023b](#)) (A) y los resultados de la localización de hipocentros de los terremotos obtenidos mediante los modelos de redes neuronales *EQTransformer_{conservador}* y *PhaseNet* (B). Se incluyen dos perfiles verticales mostrando la distribución de hipocentros en latitud y longitud. Las líneas rojas representan las fallas activas según el catálogo de QAFI ([García-Mayordomo et al. 2017](#)).

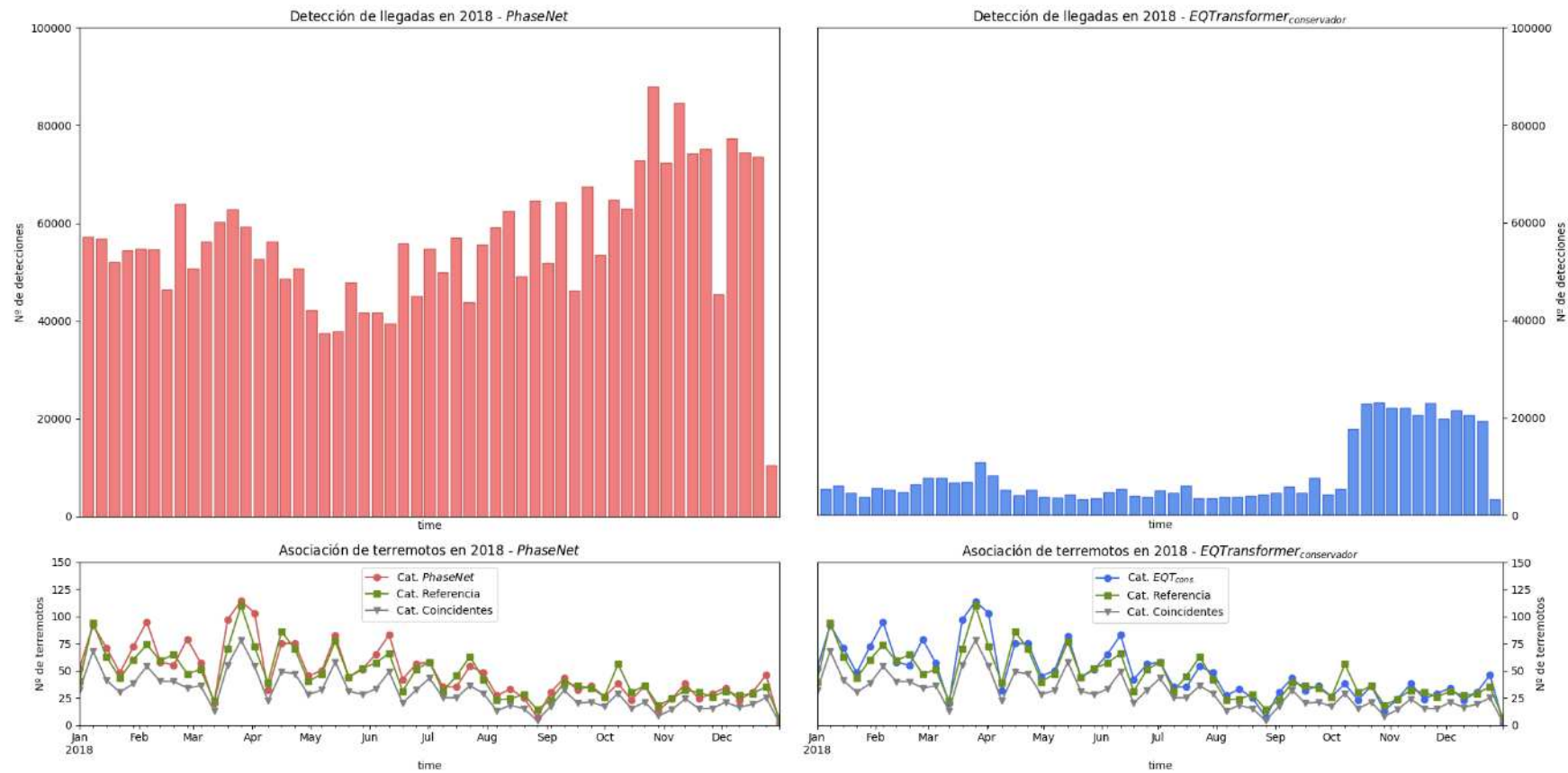


Figura 7.14: Histogramas con el número de detecciones de tiempos de llegada según los resultados de los modelos *PhaseNet* (salmón) y *EQT_{conservador}* (azul). Las barras indican periodos de 7 días durante el año 2018. Abajo, se incluye un gráfico que muestra la evolución de terremotos identificados según el catálogo generado por cada modelo de *ML*, el catálogo de referencia (verde) o el catálogo generado a partir de los terremotos comunes entre los catálogos de referencia y el de cada modelo.

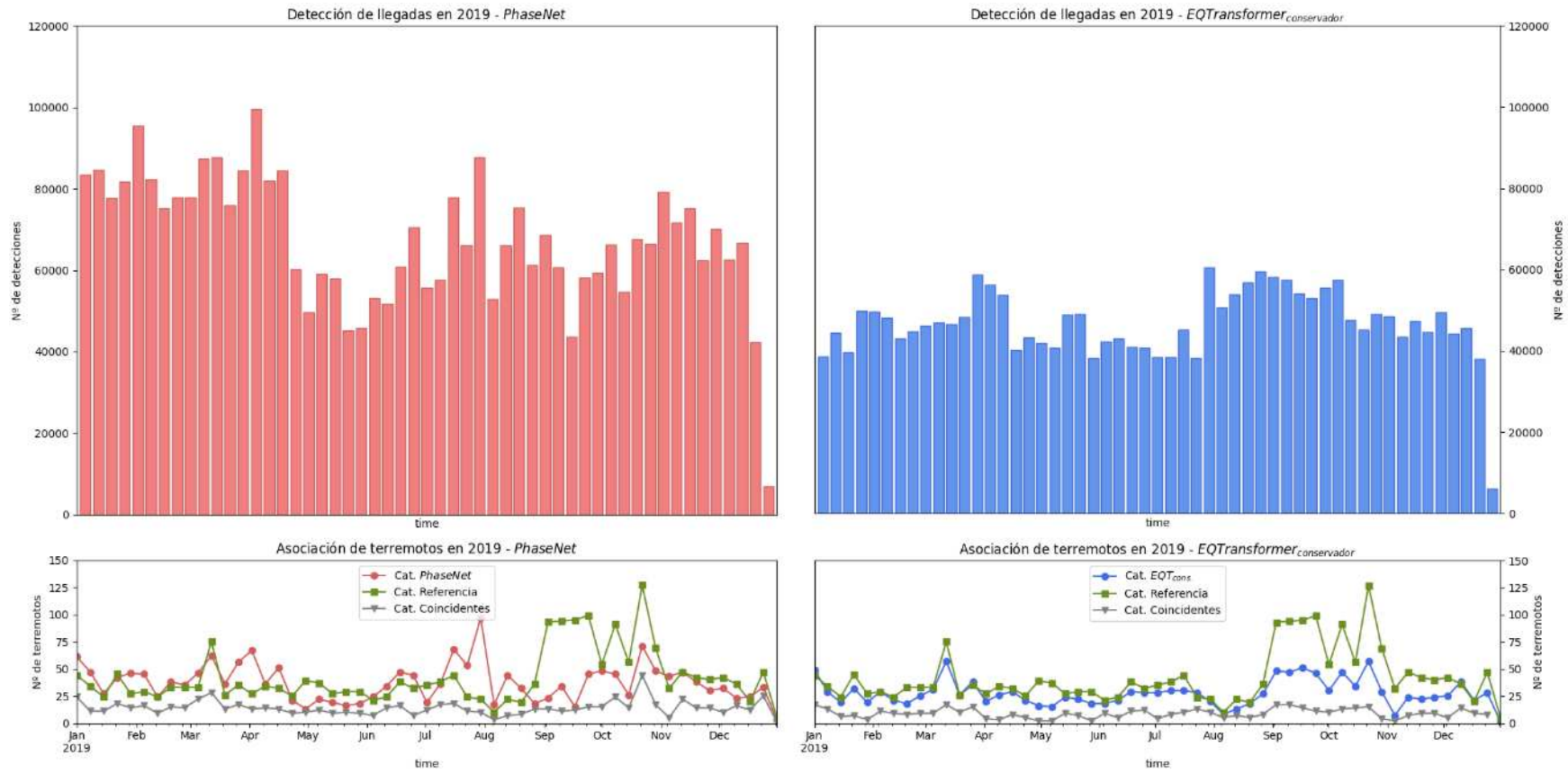


Figura 7.15: Histogramas con el número de detecciones de tiempos de llegada según los resultados de los modelos *PhaseNet* (salmón) y *EQT_{conservador}* (azul). Las barras indican periodos de 7 días durante el año 2019. Abajo, se incluye un gráfico que muestra la evolución de terremotos identificados según el catálogo generado por cada modelo de *ML*, el catálogo de referencia (verde) o el catálogo generado a partir de los terremotos comunes entre los catálogos de referencia y el de cada modelo.

A largo del 2019, esta similitud en las tendencias entre los catálogos de *ML* y el catálogo de referencia se vuelve un poco más difusa, apareciendo un cambio abrupto hacia final de agosto e inicios de septiembre. En esta época, la cantidad de terremotos recogidos en el catálogo de referencia, prácticamente dobla a la de los catálogos de *EQT_{conservador}* y *PhaseNet* durante varias semanas (Figuras 7.3 y 7.15). Durante estas semanas, aunque se observa un leve incremento del número de llegadas detectadas, por ejemplo, en los resultados de *EQT_{conservador}*, esto no se traduce necesariamente en un aumento drástico de la cantidad de terremotos, de forma similar a lo que sí ocurre en el catálogo de referencia.

Clasificando el número de picados de llegadas por cada estación sísmica presente durante el intervalo de tiempo de nuestro estudio, podremos revisar más en detalle el funcionamiento de cada aparato en específico para encontrar posibles anomalías que puedan justificar el cambio de que ocurre durante el 2019. La Figura 7.16 muestra una comparación entre los histogramas de frecuencia de los picados de llegadas detectados por ambos modelos de redes neuronales durante los años 2018 y 2019, y los picados finalmente usados en la asociación para declarar los terremotos que se incluyen en cada catálogo.

Como es natural, no todos los picados que registra cada estación acaban usándose para ser incluidos en un terremoto. Sin embargo, llama la atención que las estaciones de banda ancha son los únicos receptores que poseen picados de llegadas que finalmente se emplean en la asociación de terremotos. Los acelerómetros, a pesar de registrar bastantes llegadas (algunos de ellos llegan a ser el instrumento con mayor cantidad de picados sobre el resto de los utilizados), no cuentan con ningún picado presente entre los usados para construir los catálogos sísmicos.

La hipótesis que se maneja ante esta situación es que ni *PhaseNet* ni *EQTransformer* fueron entrenados usando conjuntos de datos que contuviesen registros de acelerómetros (Zhu and Beroza 2019; Mousavi et al. 2019), por lo tanto, a pesar de que ambos modelos han demostrado ser capaces de realizar picados de tiempos de llegada P o S sobre el registro de estos instrumentos, la probabilidad que se les asigna a esa predicciones es muy baja en comparación a lo que ocurre cuando el registro pertenece a

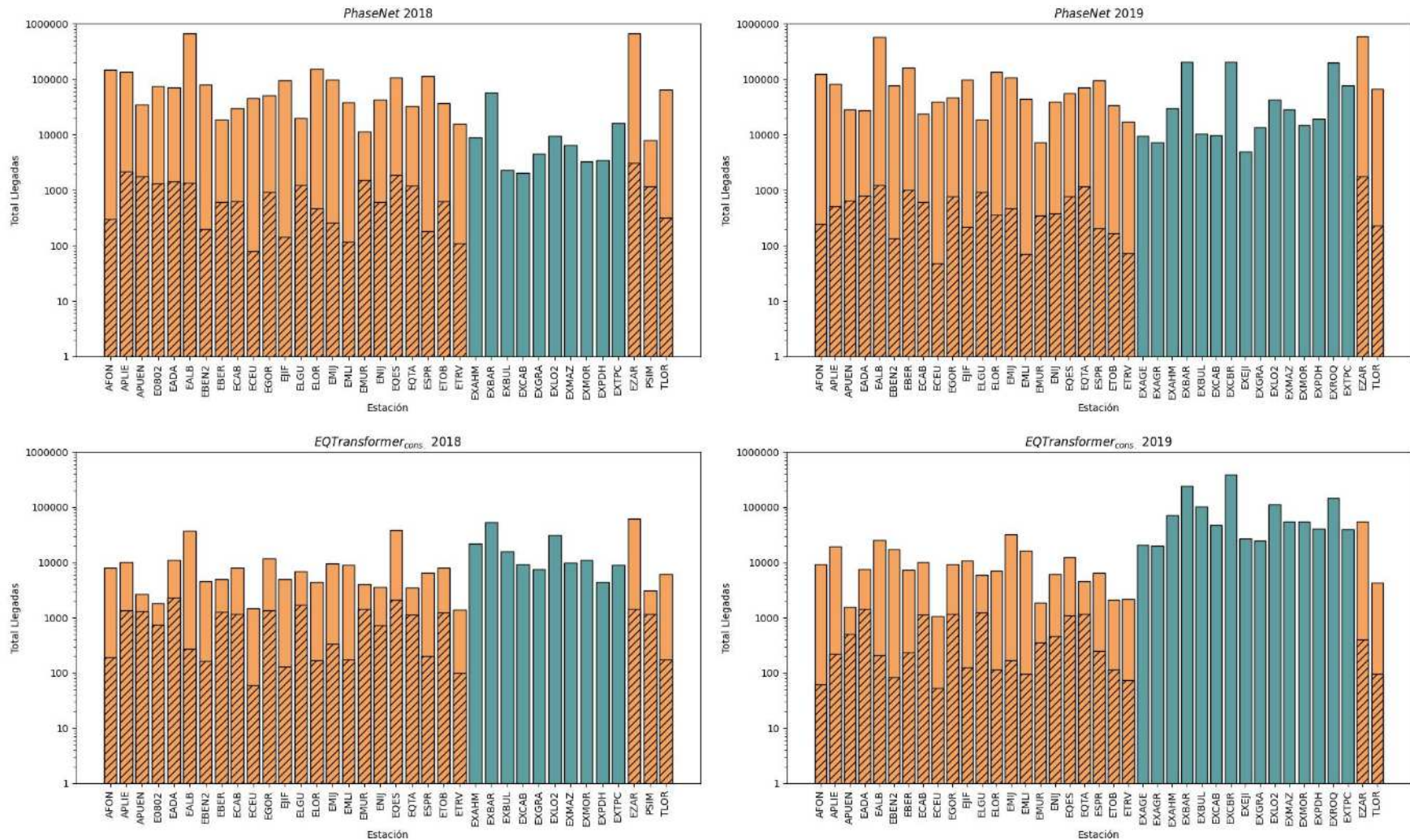


Figura 7.16: Histogramas comparativos entre el número de llegadas detectadas por cada instrumento (color sólido) y el número de llegadas que finalmente se incorpora al catálogo sísmico (patrón a rayas). Los resultados se expresan de forma separada para cada modelo y año. Estaciones de banda ancha en naranja, y acelerómetros en verde. El eje vertical expresa el número de llegadas en escala logarítmica. Nótese que ninguna llegada registrada por acelerómetros pasa a incorporarse a los catálogos generados en el paso de asociación.

una estación de banda ancha. Durante el año 2018, este fenómeno bajo rendimiento no se observa tan claramente porque los acelerómetros se incorporan a la red sísmica hacia final de año. Sin embargo, durante el 2019 sí es más evidente ya que, de partida no se cuenta con ninguno de los acelerómetros presentes en la red ni los que se van incluyendo progresivamente a lo largo del año. Es por ello que los resultados de 2019 podrían diverger tanto del catálogo de referencia en comparación a los del año anterior, tratándose además de una de las causas del bajo *%coincidencia* entre ambos catálogos.

7.4.2. Catálogos relocados con NLLoc

Tras haber calculado la inversión de hipocentros de los terremotos presentes en los catálogos de *ML* para los años 2018-2019, llama la atención la cuestión de la bajada drástica del número de terremotos presentes en dichos catálogos. La caída supone que solamente se haya empleado el $\sim 36\%$ del total de los eventos detectados durante ambos años para realizar la relocación.

Este hecho ocurriría debido a dos factores. Primero, como se mencionaba anteriormente, algunos de los terremotos de cada catálogo no cumplían el criterio mínimo del número de lecturas en, al menos, 4 estaciones. También, revisando las localizaciones preliminares tras obtener los catálogos de *ML*, existe una cierta cantidad de terremotos cuyo epicentro estaba inicialmente calculado por *PhasePapy 1D* en el exterior de la red de estaciones, posiblemente a una distancia muy alejada de la malla que conforma el modelo de velocidades *mTAB3D* (Figura 7.17A). Como se veía en la Figura 6.7 del Capítulo 6, este fenómeno no es infrecuente, ya que el proceso de asociación de llegadas se lleva a cabo indistintamente de la procedencia de estas, manteniendo únicamente la limitación de los 300 km que prefijamos en los parámetros de control. La consecuencia es que, durante el proceso de relocación, si el resultado de la inversión de tiempos de llegada no converge dentro del volumen de este modelo, se descarta el evento y se continúa con los siguientes. En las pocas ocasiones en las que estos terremotos están cerca del límite de malla del modelo, pueden producirse ciertos efectos de borde que generen falsas alineaciones a modo de artefactos, por ejemplo los ubicados en el extremo occidental del área de estudio ($\sim 6^\circ\text{W}$).

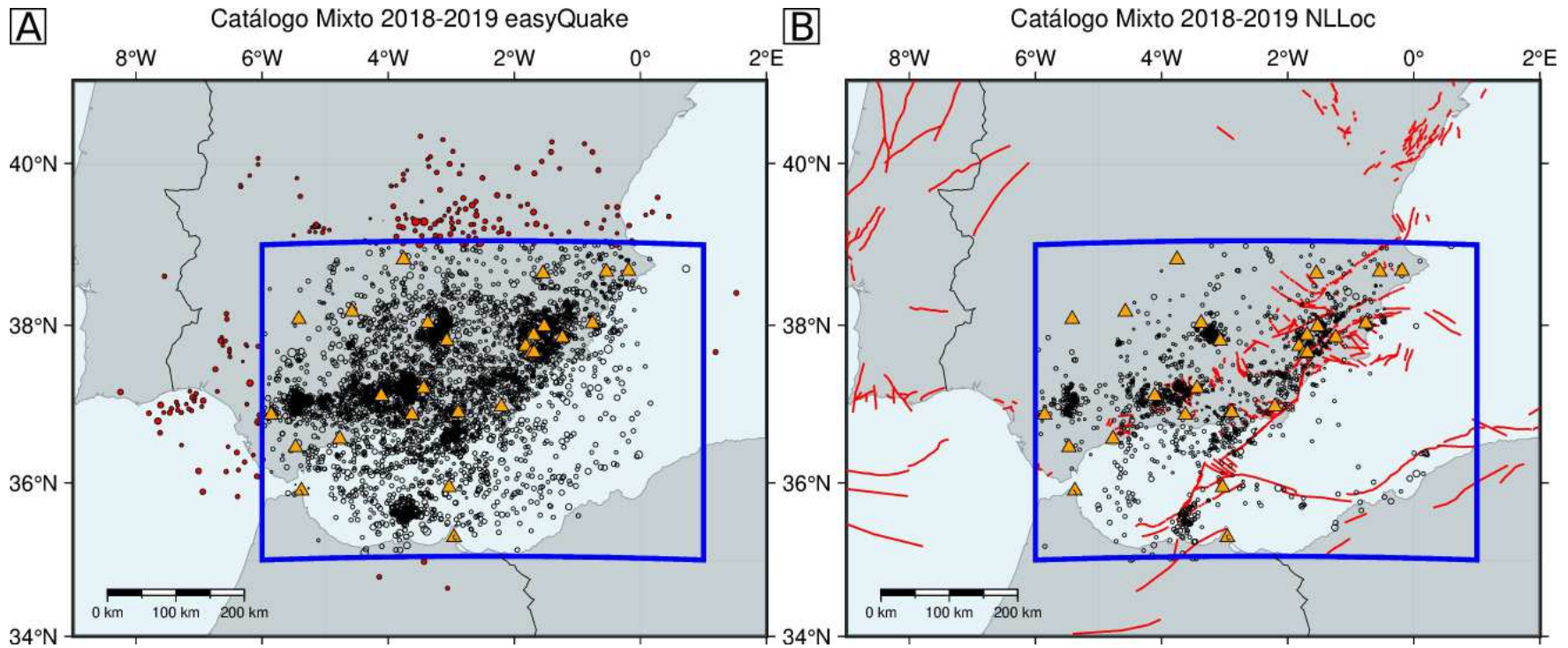


Figura 7.17: Mapas comparativos mostrando una extensión ampliada del área de estudio (rectángulo azul). En (A) se muestran los terremotos presentes en el catálogo mixto obtenido con *easyQuake*. Los epicentros localizados dentro del área marcada en azul se representan como círculos sin relleno, mientras que los círculos rojos son los que quedan fuera. En (B) aparecen únicamente los terremotos relocados con *NLLoc* y *mTAB3D*. Se puede observar que no existe ningún terremoto fuera del área marcada, además del descenso en el número de terremotos con respecto al catálogo mixto.

A pesar del drástico descenso de eventos empleados para construir el catálogo de terremotos relocalizados (Figura 7.17B), los resultados del conjunto de ambos años indican que los epicentros siguen representando suficientemente bien las áreas de mayor concentración de densidad indicadas en el catálogo de referencia (Figuras 7.3 y 7.12). Además, se mantiene, en general, una coherencia con la existencia de estructuras con evidencia de actividad reciente.

Para analizar el nivel de fiabilidad global de estos nuevos hipocentros, se han calculado los valores de error horizontal, vertical y el residuo del tiempo de origen de cada terremoto. El procedimiento que se lleva a cabo es el mismo que el descrito en el Capítulo 4, es decir, extraemos los valores de error horizontal y vertical a partir de los semi-ejes del elipsoide de error al 68 % de confianza estimado a partir de las *PDF* de cada resultado, y el residuo del tiempo de origen será el promedio de los residuos de los tiempos de llegada utilizados durante la inversión. Los resultados globales de estos cálculos para ambos años se encuentran en los histogramas de la Figura 7.18.

En los resultados relocalizados, se advierte que los terremotos que contienen el mínimo de tiempos de llegada son los más frecuentes dentro del catálogo, aunque existen terremotos con 20 o más llegadas registradas en las distintas estaciones presentes en el área de estudio, y que corresponderían con los eventos de magnitud más elevada. En cuanto al residuo de los tiempos de origen de los hipocentros, vemos que el promedio resulta en un valor relativamente bajo, indicando que existe un buen ajuste entre los tiempos de origen observados y el calculado durante la inversión usando *NLLoc* y el modelo de velocidades *mTAB3D*. Esta estimación de los residuos nos podría servir como evidencia adicional del grado de fiabilidad de las detecciones de terremotos, indicando que probablemente sí se traten de terremotos reales.

Las incertidumbres promedio de la localización de los hipocentros presentan valores aceptables. El valor de error horizontal y vertical más frecuente estaría situado en $\pm 3-4$ km. La distribución de error horizontal rara vez supera los 30 km, pero existen casos de hipocentros con valores anormalmente altos que alcanzan incluso los 167 km. Para el caso de la incertidumbre vertical, la distribución es un poco más alargada, disminuyendo drásticamente el número de terremotos que presentan valores de error

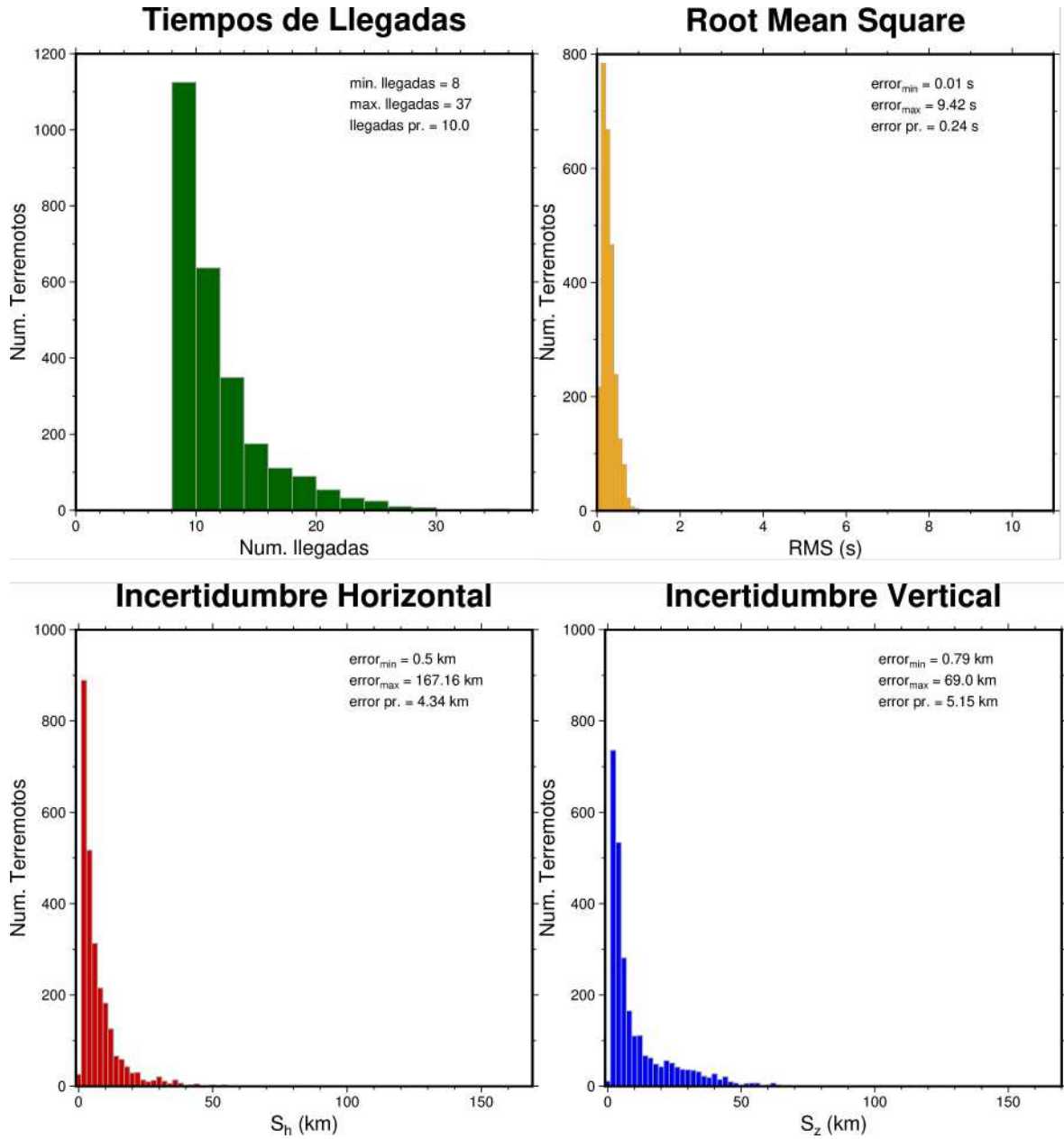


Figura 7.18: Histogramas con los valores estadísticos del resultado de la relocalización del catálogo mixto. Se incluye la distribución de los tiempos de llegada empleados para cada inversión de hipocentros, el residuo de los tiempos de origen (rms), y la estimación de la incertidumbre horizontal y vertical expresada según los semiejes calculados a partir de las funciones de densidad de probabilidad (*PDF's*) del hipocentro de mayor probabilidad.

vertical mayor a 50 km.

Como se mencionaba en el Capítulo 4, el valor de profundidad resulta complicado de obtener dentro de un rango de error fiable en comparación con la localización del epicentro. Normalmente, esto ocurre en situaciones donde los terremotos no cuentan con llegadas registradas en estaciones situadas a una distancia igual o inferior a la de su profundidad real, o cuando existen muchas llegadas registradas preferentemente en un área con mayor densidad de estaciones receptoras (Husen and Hardebeck 2010). Es decir, la distribución geométrica de la red sísmica tiene influencia en la determinación de la incertidumbre con la que se ofrecen los resultados de localización.

Para representar cualitativamente el nivel de fiabilidad, se han clasificado los hipocentros del catálogo relocalizado atendiendo a cuatro categorías de calidad distintas. Al contrario que los ensayos de clasificación llevados a cabo para las relocalizaciones en las Béticas Orientales o el mar de Alborán (Capítulo 5), en esta ocasión se ha preferido realizar la clasificación usando intervalos de incertidumbre, en lugar de intervalos de número de llegadas empleadas en la localización.

Esto lo hacemos debido a que para este ensayo se han empleado muchas menos estaciones, de modo que podríamos generar grupos claramente descompensados en cuanto a la abundancia de terremotos en cada uno si mantenemos intervalos de clasificación similares a los mostrados en dicho Capítulo. Es decir, es posible que se estén obteniendo proporciones de terremotos del catálogo analizado muy distintos para niveles de calidad idénticos. La clasificación en base a la propia incertidumbre, por el contrario, nos permite tener una idea más aproximada de la distribución de las poblaciones de terremotos en función de la incertidumbre intrínseca, y no clasificando en función del número de llegadas con las que fue definido cada evento.

Como pueden existir casos de hipocentros en los que la incertidumbre horizontal y vertical sean sensiblemente diferentes debido a la anisotropía del elipsoide de error, se ha optado por tomar un valor promedio de la incertidumbre total de la localización. Para eso, se ha estimado la esfera equivalente al volumen del elipsoide de error de cada hipocentro², y posteriormente se ha calculado el radio de dicha esfera (Figura 7.19).

²El elipsoide de error se define a partir de los ejes de error horizontal mayor y menor ($errH_1$ y $errH_2$, respectivamente), y el eje de error vertical ($errZ$). Seguidamente, se calcula el volumen de dicho

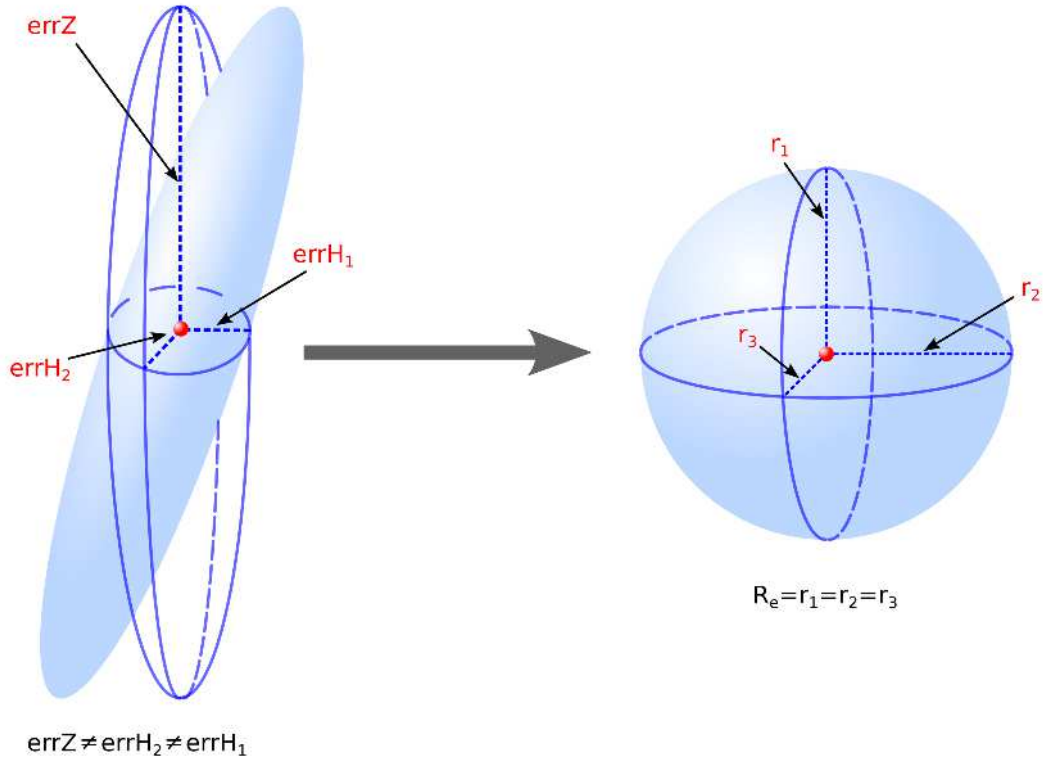


Figura 7.19: Dibujo esquemático mostrando el proceso por el que se obtiene el radio promedio de incertidumbre tridimensional (R_e) del hipocentro a partir de los semiejes vertical ($errZ$), horizontal máximo ($errH_1$), y horizontal mínimo ($errH_2$) del elipsoide de error estimado a partir de la *PDF*. El procedimiento se describe en el texto principal.

Esto nos permite realizar una abstracción de la incertidumbre tridimensional promedio de dicho hipocentro para facilitar la clasificación. Los resultados de la clasificación pueden consultarse en la Tabla 7.1.

La clasificación se ha llevado a cabo estableciendo una serie de umbrales arbitrarios que delimitan los distintos grupos de calidad. Estos umbrales, de mejor a peor calidad, son: A ($R_e \leq 1km$), B ($1km < R_e \leq 2,5km$), C ($2,5km < R_e \leq 7,5km$), y D ($R_e \geq 7,5km$).

El grupo A, el que contiene los terremotos con soluciones más constreñidas, es el que representa el menor porcentaje de eventos del catálogo global, pero sus incertidumbres horizontal y vertical son realmente bajas, con un promedio inferior al kilómetro en el caso del error en la localización epicentral. Los grupos B y C, con calidades buenas

elipsoide a partir de $V_{elipsoide} = \frac{4}{3}\pi \cdot errZ \cdot errH_1 \cdot errH_2$.

	A	B	C	D
Nº terremotos	9 (0.3 %)	633 (24.2 %)	1063 (40.6 %)	915 (34.9 %)
S_h (km)	0.70	1.79	3.77	11.31
S_z (km)	1.67	2.22	4.35	20.42
rms (s)	0.09	0.17	0.23	0.31

Tabla 7.1: Tabla comparativa entre los grupos de calidad obtenidos tras la inversión de hipocentros del catálogo mixto de 2018-2019. Se incluyen el número de eventos de cada grupo (proporción con respecto al total entre paréntesis), los valores de la incertidumbre horizontal y vertical (S_h y S_z , respectivamente) y el residuo promedio de los tiempos de origen.

y aceptables, engloban a algo más del 50 % de los eventos estudiados, que muestran un conjunto de incertidumbre baja a moderada. Por último, el grupo D incluye a los terremotos cuyo R_e es superior a 5 km, y aquí aparecen cerca de la otra mitad de los hipocentros del catálogo. En este caso, podría esperarse valores de incertidumbre mucho más elevados, pero han resultado ser próximos a los mostrados para la zona de las Béticas Orientales en la Tabla 5.4 del Capítulo 5, siendo en esta ocasión el error vertical claramente superior al horizontal. La distribución de estos eventos, una vez clasificados, se puede ver en la Figura 7.20.

En general, los resultados conseguidos con los terremotos detectados con *easyQuake* presentan una abundancia relativamente alta de eventos con incertidumbres suficientemente bajas como para ser considerados como fiables. Todo esto considerando el número y distribución de estaciones empleadas, así como el hecho de que los picados de llegadas no fueron obtenidos por un analista experto o un modelo de *ML* entrenado con datos de la propia Red Sísmica Nacional.

7.4.3. Análisis de series sísmica en el periodo 2018-2019

En esta sección nos centraremos en algunas de las zonas que más actividad sísmica han manifestado durante el intervalo de 2018-2019. Al inicio del Capítulo, se definieron seis zonas que destacaban por su concentración de terremotos en el catálogo de la Red Sísmica Nacional. Los resultados tras la detección de terremotos, y la posterior relocalización, coincidían con lo que indicaba ese catálogo de referencia. Sin embargo, para llevar a cabo un análisis con algo más detalle, es necesario escoger, de entre estas

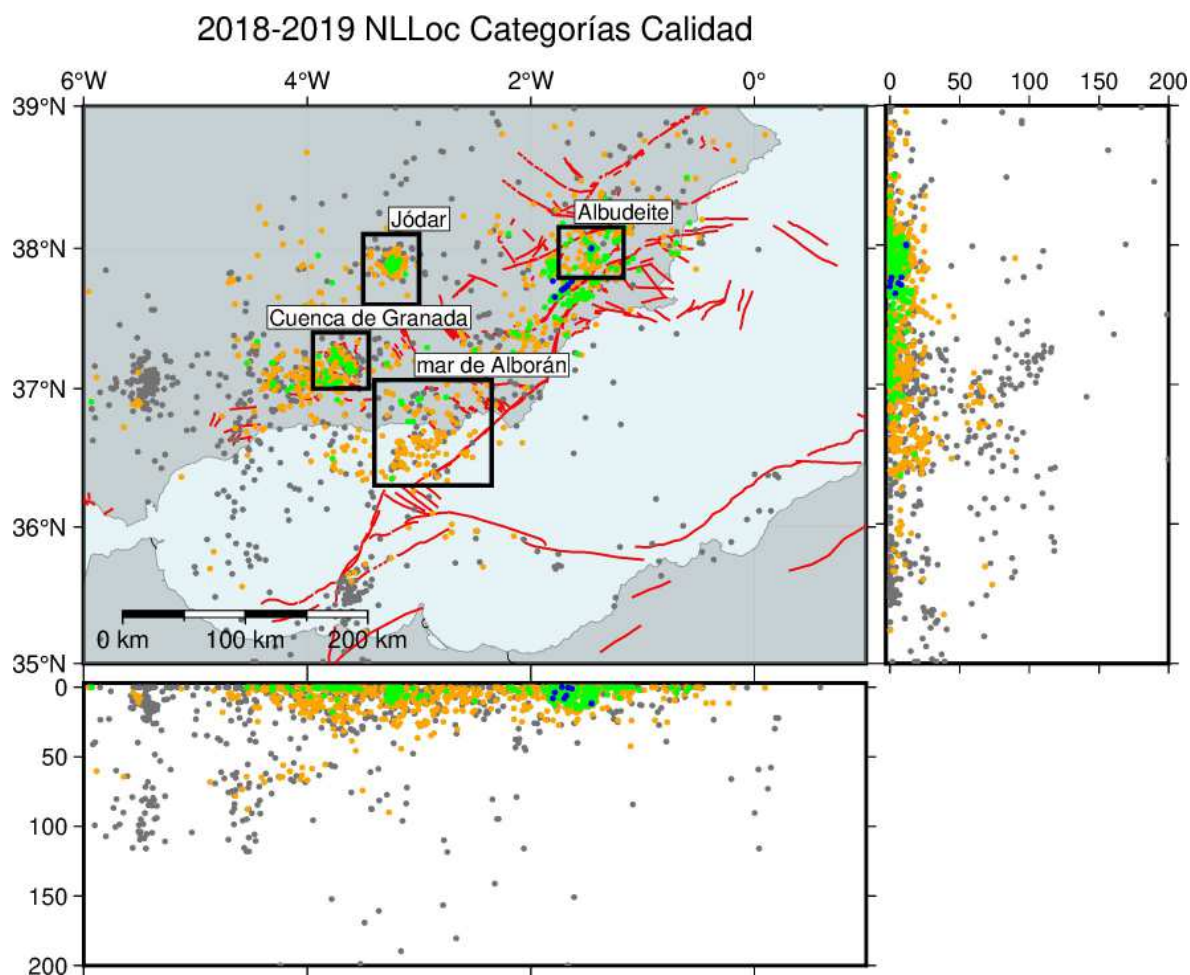


Figura 7.20: Localización de los hipocentros en función de su clasificación atendiendo al criterio de calidad expresado según su R_e . El grupo de calidad A se muestra en color azul, el B en verde, el C en naranja, y el D en gris. Nótese que varios de los epicentros del grupo A muestran un patrón alineado con la traza superficial de la falla de Alhama de Murcia. Además, en ocasiones se muestran patrones concéntricos agrupando más densamente los terremotos de mayor calidad en la zona interior, como es el caso del área de Jódar, las Béticas Orientales, o la cuenca de Granada.

seis zonas, aquellas que puedan ofrecer unos resultados más representativos según el nivel de incertidumbre que posean los hipocentros obtenidos para cada una de ellas. Por ello, se establece un filtrado previo restrictivo para mantener únicamente aquellos eventos que puedan ser considerados como “suficientemente fiables”, más aun cuando se manejan terremotos que se obtuvieron mediante detección automática de tiempos de llegada usando una porción de las estaciones disponibles en la región.

Siguiendo un criterio conservador, se ha optado por estudiar solamente aquellas áreas en las que, al extraer los terremotos recogidos en el catálogo relocalizado, contengan terremotos de los grupos de calidad A, B o C (i.e.: terremotos con R_e inferior a 5 km, Figura 7.20). Descartaremos las zonas 1 y 3, correspondientes a Olvera y mar de Alborán sur (Figuras 7.3 y 7.12), debido a que incluye eventos que han sido agrupados casi exclusivamente como calidad D, presentando muy pocos eventos del grupo C. El resto de las zonas (2, 4, 5, y 6) se estudiarán en los siguientes Subapartados, por orden de número de eventos contenidos.

7.4.3.1. Mar de Alborán norte

La primera zona que analizamos corresponde al área norte del mar de Alborán (Figura 7.21). Aquí, la sismicidad aparece distribuida por todo el sector, sin mostrar aparentemente una zona en la que haya existido una concentración destacable de terremotos que pudiera deberse a una serie sísmica. Aunque la mayoría de los terremotos no sobrepasan los 20 km de profundidad, existe un evento que la rebasa ampliamente. Sin embargo, en este caso, su valor de profundidad no resulta fiable por la elevada incertidumbre vertical (± 40 km).

Durante los dos años que comprenden el catálogo de *ML*, se han identificado 157 eventos. De este total, a cuatro de ellos se les ha estimado una $M_{bLg} \geq 3$ (Figura 7.22), siendo los eventos que se corresponden a la mayor liberación de momento sísmico en el área durante este periodo.

Fijándonos con algo más de detalle, aunque es cierto que la evolución temporal de la sismicidad y la liberación de momento sísmico no indicarían presencia de enjambres u otro tipo de sismicidad más localizada en el tiempo, sí que existen pequeñas agrupacio-

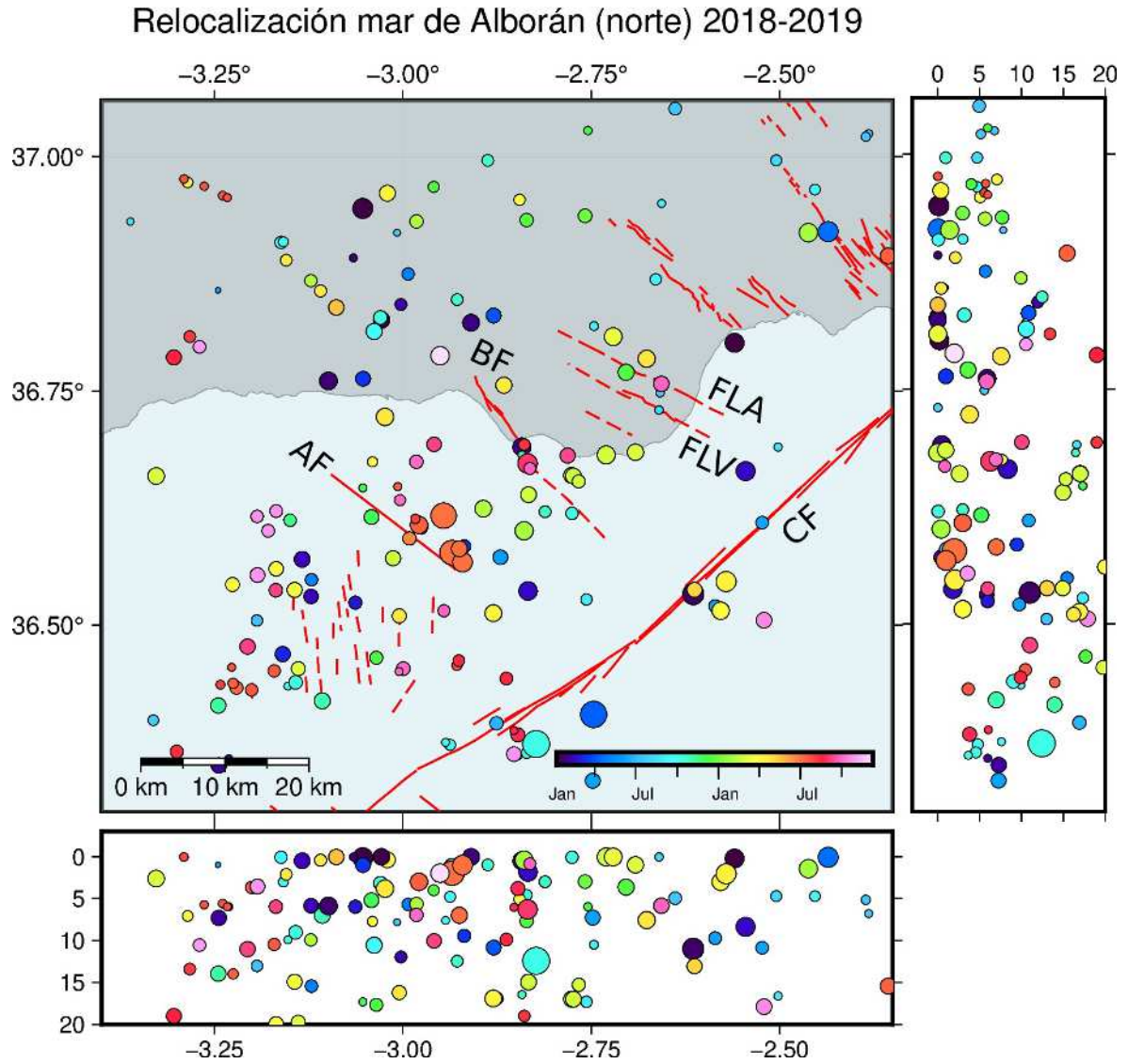


Figura 7.21: Resultados de la localización de terremotos en la zona norte del mar de Alborán durante el periodo 2018-2019. AF: Falla de Adra, BF: Falla de Balanegra; FLV: Falla Loma del Viento; FLA: Falla Llano del Águila; CF: Falla de Carboneras.

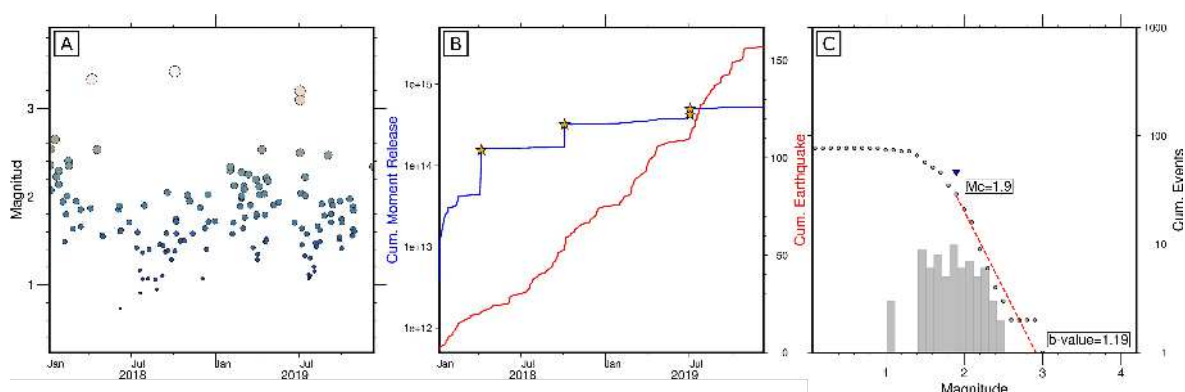


Figura 7.22: Evolución de la sismicidad en la zona norte del mar de Alborán durante el periodo 2018-2019. (A) Evolución temporal de la serie con la M_{bLg} estimada para cada uno de ellos. (B) Evolución temporal de la sismicidad mostrando el número de eventos y la liberación de momento sísmico acumulados. (C) Estimación del *parámetro b* y la magnitud de completitud (M_c).

nes de terremotos cuyos epicentros se encuentran cerca de fallas activas según la base de datos *QAFI* (García-Mayordomo et al. 2017), cerca de estructuras con evidencias de actividad reciente

En la parte continental, localizadas en el Campo de Dalías, tenemos algunas estructuras que dan lugar a resaltes topográficos. De este a oeste tenemos la falla del Llano del Águila y la falla de la Loma del Viento, que coexisten con diaclasas de orientación similar presentes en este sector (Molins-Vigatà et al. 2022; Pedrera et al. 2012). Estas dos estructuras corresponderían a fallas normales casi verticales orientadas NW-SE, y que podrían formar parte de una misma estructura en el caso de estar conectadas en profundidad Molins-Vigatà et al. 2022. Hacia el este, la estructura que más destacaría es la falla de Balanegra (Marín-Lechado et al. 2003; Marín-Lechado et al. 2005), una falla normal con orientación NNW-SSE y ~ 10 km de extensión, a la que se le infiere una prolongación marina hacia el SE. Diversos estudios asocian a esta falla los terremotos ocurridos durante la serie sísmica de Adra en el 1993-1994 (Rueda et al. 1996).

Ya en el área marina, existen diversas fallas cartografiadas, y con cinemática inferida a partir de sísmica de reflexión. De ellas, la mayor sería la falla de Adra, una falla orientada NW-SE con buzamiento alto hacia el NE, y con cinemática normal-dextral. Cerca de esta falla aparecen dos de los terremotos con magnitud superior a 3 que se describían anteriormente. Entre esta falla y la falla de Balanegra, Gràcia et al. (2012)

interpretan un conjunto de crestas de pequeña extensión sobre la plataforma marina. Más hacia el SW, antes de llegar a la falla de Adra, aparecen pequeñas fracturas verticales que afectarían a la parte más superficial de los sedimentos depositados en la cuenca (perfiles EVS-12 y EVS-13 en [Gràcia et al. \(2012\)](#)). Continuando hacia el SW, el área presenta una gran concentración de fracturas de pequeña extensión con orientación aproximadamente N-S. Este área corresponde a una zona de relativa abundancia de sismicidad, con epicentros muy cerca o sobre las trazas de estas pequeñas fracturas. También en esta situación marina, aparece la falla de Carboneras ([Moreno et al. 2015](#), descrita en el Capítulo 2, y que presentaría pequeñas agrupaciones de terremotos a lo largo de su traza en orientación NE-SW. Según el catálogo de *ML* relocalizado, aquí aparecen los otros dos terremotos de $M_{bLg} \geq 3$.

En esta zona norte del mar de Alborán, y dentro del bloque del Campo de Dalias deformado y altamente fracturado, aparecería una sismicidad de tipo difuso, típico también en otras zonas de las Béticas Orientales ([Rodríguez-Escudero et al. 2014](#)). En ocasiones, los terremotos pueden concentrarse preferentemente en el entorno de alguna de las fallas con orientación NW-SE, como es el caso de la serie sísmica de Adra en 1993-1994 ([Rueda et al. 1996](#); [Martínez-Díaz 2000](#); [Stich et al. 2001](#)) o 1910 ([Morales et al. 2003](#); [Gràcia et al. 2012](#)). Aparte de este tipo de sismicidad de magnitud baja a moderada, el registro histórico recoge evidencias de eventos destructivos, como los terremotos de Adra de 1804 ([Silva et al. 2019](#); [De Pro-Díaz et al. 2023](#)).

La presencia de fracturas con una orientación general NNW-SSE a NW-SE (exceptuando la falla de Carboneras), concuerda con el régimen de deformación más reciente al que está sometida la región. Aquí, bajo el contexto de acortamiento entre las placas de Nubia y Eurasia, el área de Campo de Dalias acomodaría una pequeña parte de la deformación producto de la convergencia ([Galindo-Zaldivar et al. 2022](#)), produciéndose una tectónica de indentación por la migración hacia el norte del Arco de Águilas a lo largo de la falla de Palomares ([Silva et al. 1993](#)). El desplazamiento de este bloque indentor, dirigido hacia el NNE, provoca una extensión asociada hacia oeste y la migración del bloque queda limitado entre las fallas del Corredor de la Alpujarra y la falla de Carboneras, evidenciado por datos geológicos ([Marin-Lechado et al. 2003](#);

Marín-Lechado et al. 2005; Martínez-Díaz and Hernández-Enrile 2004) y GNSS (Echeverría et al. 2013; Palano et al. 2015; Borque et al. 2019; Galindo-Zaldivar et al. 2022). Además, la estimación de mecanismos focales para los terremotos de mayor magnitud de esta zona da lugar a una población relativamente abundante de soluciones de terremotos producidos en un régimen transtensivo (Stich et al. 2003; Martín et al. 2015), que también estaría en concordancia con la idea generalmente aceptada de que el bloque de Campo de Dalías absorbe una porción de la deformación entre Eurasia y Nubia, transmitida desde Zona de Cizalla de TransAlborán a su prolongación al norte, la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales.

7.4.3.2. Cuenca de Granada

Los hipocentros relocalizados dentro de la cuenca de Granada a partir de los catálogos de *ML* indicarían que la sismicidad se restringe principalmente a las zonas del borde norte de la cuenca, o hacia el interior de ésta en sentido SE (Figura 7.23). En general, gran parte de las soluciones de localización de los 233 terremotos tras la inversión han dado lugar a profundidades muy someras (<3 km), aunque existen algunos terremotos que alcanzan hasta los 15 de profundidad.

La evolución temporal mostrada en las Figuras 7.23A,B nos indicaría que existe, hacia el último cuarto del año 2018, un periodo en el que la sismicidad es más frecuente en la región. Este intervalo de tiempo coincide con el evento de mayor magnitud estimada (M_{bLg} 3.2). Para este terremoto, ocurrido el 09/10/2018, existe cálculo del mecanismo focal según se recoge en el catálogo de Tensor Momento Sísmico del IGN, (Instituto Geográfico Nacional 2023a). La solución del plano nodal de mayor buzamiento (73°) indicaría una orientación NNW-SSE con inclinación hacia el ENE, lo que sugiere una orientación coherente con la inferida para las fallas de Belicena-Alhendín o Santa Fe. En cuanto a la ubicación de los terremotos durante este periodo de final de 2018, los epicentros estarían repartidos entre dos áreas con una densidad de epicentros algo más elevada que la del resto: bajo el municipio de Granada y al este de Pinos-Puente. Para el resto de tiempo analizado, la sismicidad aparece de forma dispersa por la región sin manifestarse en forma de enjambre o serie sísmica.

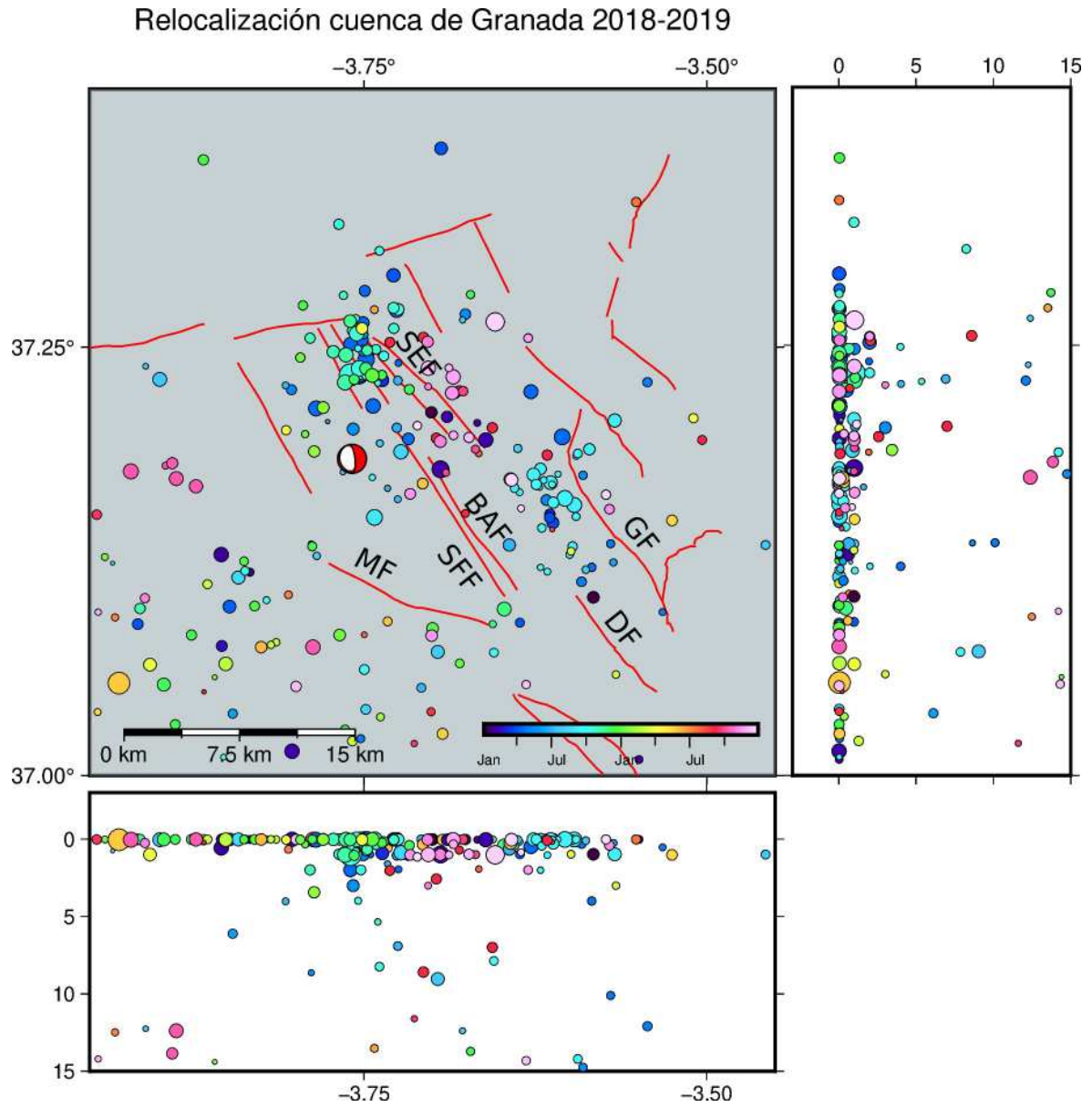


Figura 7.23: Resultados de la localización de terremotos en la zona de la cuenca de Granada durante el periodo 2018-2019. MF: Falla de la Malahá; SFF: Falla de Santa Fe; BAF: Fallas de Belicena-Alhendín; SEF: Fallas de Sierra Elvira; DF: Falla de Dílar; GF: Falla de Granada.

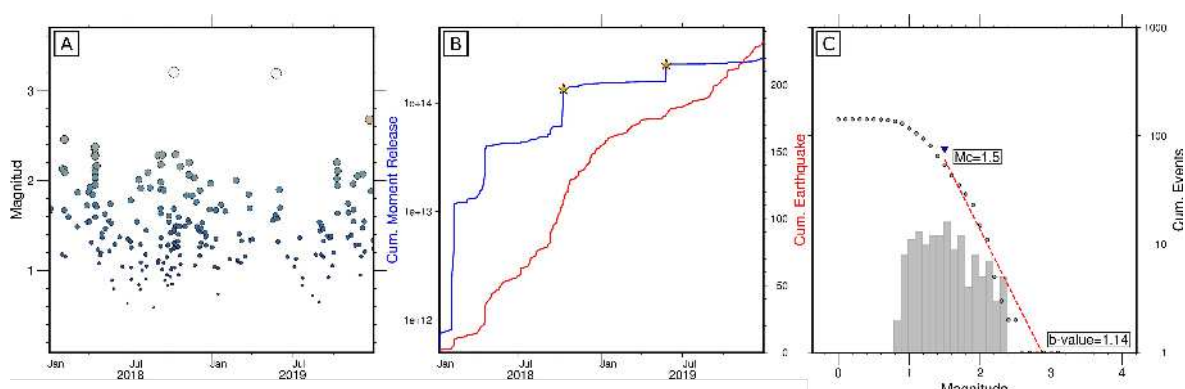


Figura 7.24: Evolución de la sismicidad en la zona de la cuenca de Granada durante el periodo 2018-2019. (A) Evolución temporal de la serie con la M_{bLg} estimada para cada uno de ellos. (B) Evolución temporal de la sismicidad mostrando el número de eventos y la liberación de momento sísmico acumulados. (C) Estimación del *parámetro b* y la magnitud de completitud (M_c).

En el extremo septentrional de la cuenca de Granada, a pesar de existir algunas fracturas de dirección ENE-WSW en su borde norte, está caracterizado por la existencia de un conjunto de fallas, cuya orientación más común es NW-SE con alto ángulo de buzamiento hacia el NE o el SW. Existen trabajos que discuten la posibilidad de que estas fallas puedan estar enraizadas en profundidad en una falla normal de bajo ángulo, buzando hacia el SW, que actuaría como despegue extensional regional (Madarieta-Txurruka et al. 2021; Madarieta-Txurruka et al. 2023; Martín-Rojas et al. 2023). Según se recoge en la base de datos QAFI y trabajos llevados a cabo en la zona (Sanz De Galdeano et al. 2003), varias de ellas presentarían evidencias de actividad reciente. Entre ellas, destacan el sistema de fallas de Sierra Elvira, las fallas de Belicena-Alhendín, Santa Fe, o la falla de Granada (Sanz De Galdeano et al. 2012). Estas estructuras, interpretadas con una cinemática normal y que coexistirían con fallas normales de bajo ángulo buzando hacia el SW, controlan la subsidencia de la cuenca de Granada. Para algunas de ellas, las estimaciones de parámetros sísmicos arrojan resultados potencialmente de M_w 6.0 (Sanz De Galdeano et al. 2003).

Nuestros resultados, con terremotos de baja magnitud y relocalizados a profundidades muy someras, indicarían que la sismicidad durante el 2018-2019 estaría mayormente asociada a la red de fracturas superficial del borde de la cuenca. Aquí, dentro de un contexto de compresión NW-SE con extensión NE-SW asociada (Galindo-Zaldívar

et al. 1999), la sismicidad aparece de forma recurrente y, en ocasiones, se producen enjambres o series sísmicas, como la de Santa Fe durante 2021 (Lozano et al. 2022; Madarieta-Txurruka et al. 2021), cuyos terremotos máximos no suelen superar la magnitud 4 por demasiado. Hacia el interior de la cuenca, en dirección suroeste, Sanz De Galdeano et al. (2003) interpreta un conjunto de fracturas, de escasa longitud y orientación ESE-WNW, que podrían estar relacionadas con la sismicidad dispersa de carácter superficial que se observa en los resultados de nuestra relocalización. Refiriéndonos a las dos pequeñas agrupaciones de finales de 2018, ni por duración, número de terremotos o magnitudes, tienen una relevancia parecida a la de la citada serie de 2021, y posiblemente estén más relacionadas con el tipo de sismicidad de fondo más recurrente en la zona, provocada por la interacción de roturas no muy extensas dentro de un contexto de intensa fracturación y presencia de fluidos (Sibson 2000; Kohfahl et al. 2008; Madarieta-Txurruka et al. 2022).

7.4.3.3. Albudeite

A primera vista, la sismicidad detectada por los modelos de *ML* en este sector de las Béticas Orientales, y posteriormente relocalizada con *mTAB3D*, indica una situación bastante parecida con la presentada en la Subsección 5.3.1 del Capítulo 5 (Figura 7.25 y 5.15). Estos resultados suponen una buena oportunidad de estudiar esta serie usando únicamente los datos obtenidos mediante la aplicación de los modelos de redes neuronales aplicados a la detección de llegadas de ondas sísmicas.

Del conjunto de 339 eventos relocalizados, aparte de la sismicidad de fondo relativamente somera y dispersa por toda la zona de estudio, destaca la presencia de la serie sísmica de Albudeite. La mayor parte de la actividad se desarrolla durante los primeros meses de 2018 (Figura 7.26), concentrándose más frecuentemente en las proximidades de las fallas de Tollos-Rodeos, Mula-Archena y Los Baños. En profundidad, la mayoría de los hipocentros se localizan hacia los 7-12 km, pero el terremoto de mayor M_{bLg} , ocurrido el 02/03/2018, aparece muy superficial y desplazado ligeramente hacia el sur. En el trabajo de Sánchez-Roldán et al. (2021), tras relocalizar con una versión simplificada de *mTAB3D* y usando los tiempos de llegada recogidos en el catálogo de

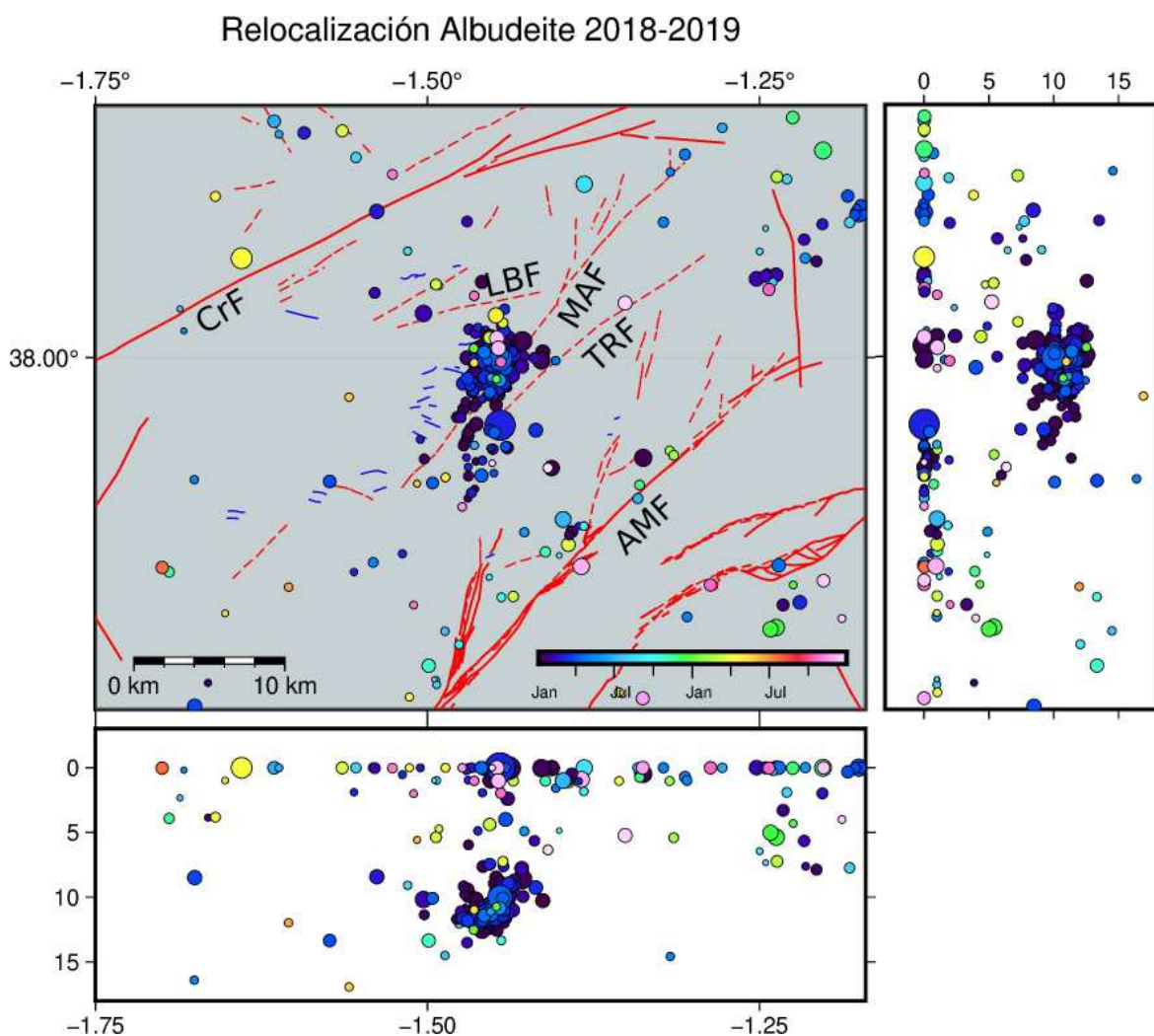


Figura 7.25: Resultados de la localización de terremotos en la zona de Albudeite durante el periodo 2018-2019. CrF: Falla de Crevillente; LBF: Falla de Los Baños; MAF: Falla de Mula-Archena; TRF: Falla de Tollos-Rodeos; AMF: Falla de Alhama de Murcia.

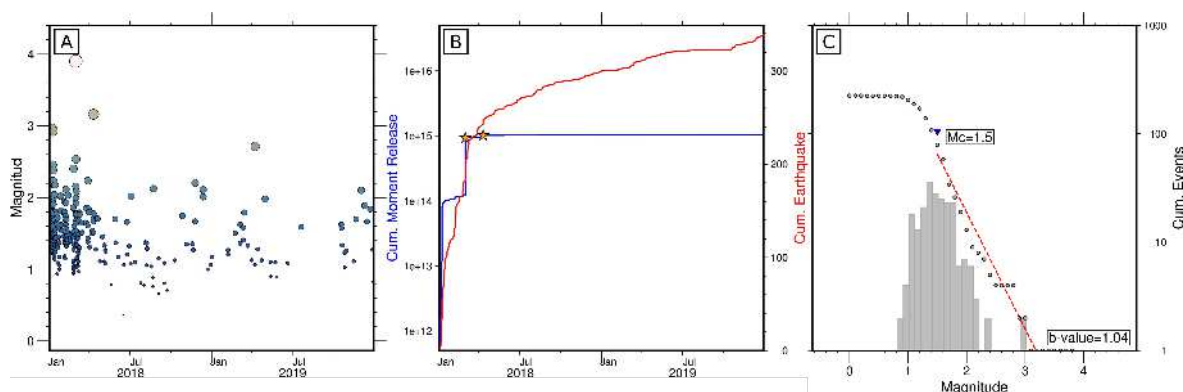


Figura 7.26: Evolución de la sismicidad en la zona de Albudeite durante el periodo 2018-2019. (A) Evolución temporal de la serie con la M_{bLg} estimada para cada uno de ellos. (B) Evolución temporal de la sismicidad mostrando el número de eventos y la liberación de momento sísmico acumulados. (C) Estimación del *parámetro b* y la magnitud de completitud (M_c).

la Red Sísmica Nacional, se estima una profundidad entre 10-14 km este terremoto, que coincide aproximadamente con la solución del centroide del elipsoide de error de la localización estimada por *NLLoc*.

Para encontrar una posible solución a esta situación, se ha revisado la localización de las muestras estimadas a partir de las *PDF* que conforman el elipsoide de error de este terremoto. En la Figura 7.27 se muestra un perfil con la nube de puntos de las *PDF* representadas en función de su valor de probabilidad y la profundidad en la que se situarían tras haber sido obtenidas mediante la función *scat2latlon* dentro de la *suite* de *NonLinLoc*. La probabilidad se ha normalizado en base la solución del hipocentro de máxima probabilidad, es decir, que la muestra que, tras la inversión, produzca el hipocentro de máxima probabilidad es a la que asignamos $p = 1$, y el resto de muestras tendrán un valor directamente proporcional a este. Se observa que hay un poco de abundancia de soluciones de muestras a 0 km, donde se sitúa el hipocentro de máxima probabilidad. No obstante, a mayor profundidad (~ 12 km) existe otro pico de abundancia que concentra a más muestras, aunque en esta ocasión no contiene a ninguna muestra que con una probabilidad tan alta como la del terremoto de máxima probabilidad.

Bajo estas circunstancias, merece la pena recordar que existen ocasiones en las que *NLLoc* puede producir soluciones no demasiado coherentes debido que, por defecto,

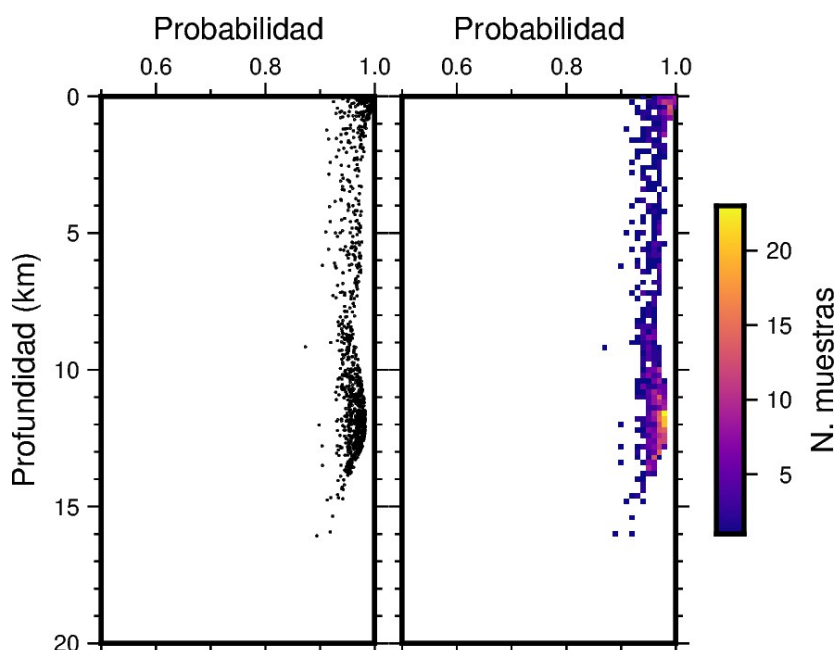


Figura 7.27: Gráficos de distribución las muestras de las *PDF* en función de la profundidad. A la izquierda distribución individual de cada muestra, y a la derecha mapa de concentración con mostrando las profundidades con mayor densidad de muestras. Nótese que, a pesar de que el máximo de probabilidad se sitúa a 0 km, hacia los 12 km es donde se alcanza la mayor concentración de muestras con probabilidad alta.

siempre escoge la solución de máxima probabilidad sobre otras que podrían resultar más aceptables. Esto suele ocurrir cuando las *PDF* presentan una morfología anómala con dos máximos a distintas profundidades, algo que ya se podía advertir en la Figura 4.6. Para el terremoto que hemos tomado de ejemplo, esta distribución bimodal en profundidad indicaría que, a pesar de que la solución de máxima probabilidad se encuentra en superficie, sería más coherente alguna de las situadas en el máximo de concentración de muestras hacia los 12 km de profundidad. Estas soluciones, también son congruentes con la posición del resto de hipocentros estimados en esta zona.

Al margen de esto, las soluciones de las relocalizaciones de los demás eventos dan lugar a una nube de hipocentros cuya morfología se asemeja a la relocalizada en el Capítulo 5 con los tiempos de llegada extraídos del catálogo de la Red Sísmica Nacional. De igual forma que en ese Capítulo, se ha realizado una proyección de los hipocentros, aunque en esta ocasión se ha escogido una sección orientada NW-SE por ser la que presentaba la nube de terremotos con mayor definición. En la Figura 7.28 se observa la

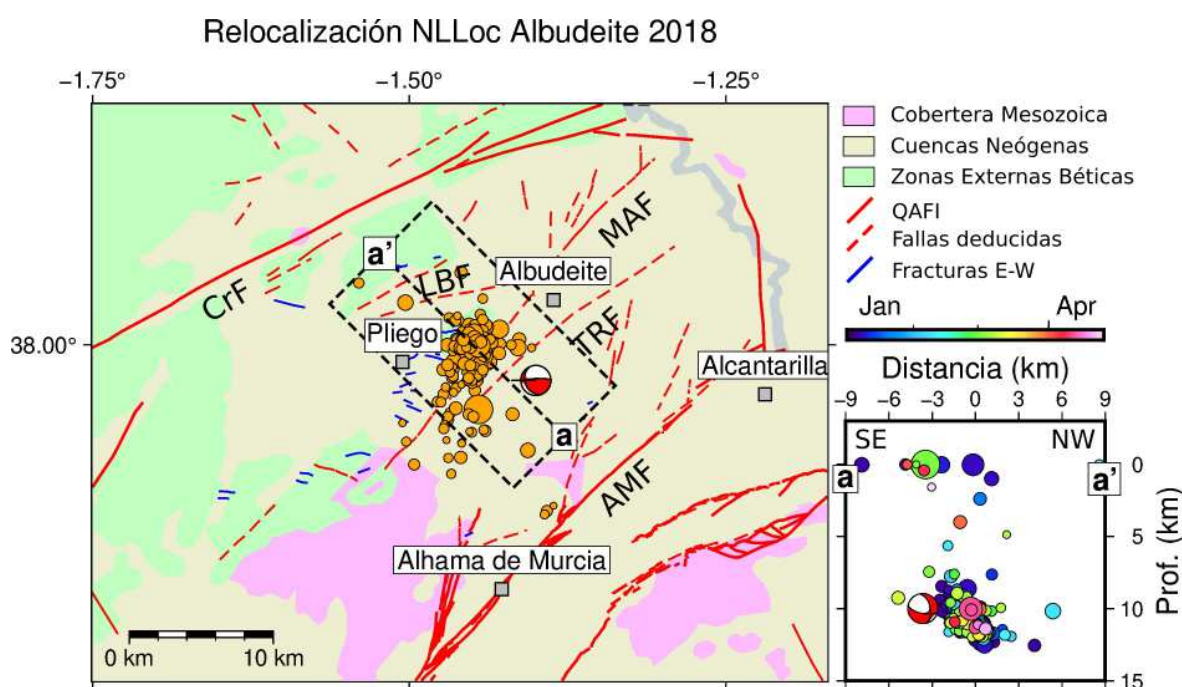


Figura 7.28: Detalle de la sismicidad relocalizada de la serie de Albudeite. Se incluyen solamente los terremotos ocurridos hasta mayo de 2018, cuando la sismicidad es más frecuente, así como el mecanismo focal extraídos del catálogo de Tensor Momento Sísmico del IGN ([Instituto Geográfico Nacional 2023a](#)). A la derecha, se muestra la proyección de los hipocentros y el mecanismo focal bajo el perfil a-a'.

misma tendencia de aumento de profundidad de los terremotos de la serie hacia el NW, aunque en esta ocasión aparecería con un ángulo de inclinación promedio ligeramente más bajo que el mostrado en la Figura 5.15.

A pesar del parecido de los resultados obtenidos por distintos medios (hipocentros provenientes de un catálogo oficial y otros obtenidos mediante detecciones automáticas por técnicas de *ML*), la explicación de la posible relación de esta serie sísmica/emjambre sísmico con la tectónica de la zona varía un poco con respecto a la explicada en la Subsección 5.3.1. Dado que la orientación de la sección escogida tiene implicaciones para la interpretación de la geometría de los planos que mejor se adaptarían a la nube de hipocentros. Aquí, en presencia de un basamento muy fracturado, la existencia de roturas de corta extensión y orientación aproximada NE-SW (similar a algunas de las cartografiadas en azul en los mapas de las Figuras 5.15 y 7.28) podría dar lugar a una sismicidad provocada por la reactivación de dichas fracturas en el contexto de régimen transpresivo que sufre el área del sistema de fallas de las Béticas Orientales ([Meijninger](#)

and Vissers 2006; Rodríguez-Escudero et al. 2014; Herrero-Barbero et al. 2020). Este tipo de sismicidad no estaría directamente relacionado con la actividad de las fallas más importantes en la región, y dadas las pequeñas dimensiones de las fracturas que estarían actuando en el basamento o afectando a la cobertera sedimentaria, la magnitud máxima de los terremotos disparados por estas sería limitada.

Se debe de tener cierta cautela al comparar estos resultados con los mostrados en la Subsección 5.3.1 del Capítulo 5. A pesar de que los hipocentros de ambos catálogos fueron calculados usando el mismo modelo de velocidades, los tiempos de llegada empleados durante la inversión no son los mismos, ni en valor ni en abundancia. Esto podría ser una de las causas de la diferencia en la geometría de los planos que mejor ajustarían a la nube de hipocentros obtenida. No obstante, en una situación que inicialmente indicaría una relativa “desventaja” para los hipocentros conseguidos a partir de los catálogos de *ML*, debido al número inferior de tiempos de llegada que incorporan, se ha notado que existe coherencia entre ambos resultados conseguidos a través de metodologías diferentes.

7.4.3.4. Jódar

La sismicidad del siguiente sector aparece emplazada en el extremo noreste de la cuenca de Guadalquivir, dentro del valle del Guadiana Menor. Tras la relocalización de los 671 terremotos, puede observarse una clara distinción entre dos épocas con mayor actividad en el área: la primera durante los meses de enero-abril de 2018, y la segunda a partir de agosto del mismo año (Figura 7.29). El resto del periodo analizado presenta una frecuencia de sismicidad muy baja en comparación con esos dos intervalos temporales (Figuras 7.30A,B), es por ello que nos centraremos sobre todo en los terremotos ocurridos a lo largo de 2018 dentro de esta zona.

La primera agrupación es la que presenta mayor número de terremotos, y sus epicentros aparecen de forma predominante como una nube alargada en dirección NE-SW. Durante esta época en cuando suceden la mayoría de los terremotos de $M_{bLg} \geq 3,0$, dando lugar a la mayor liberación de momento sísmico (Figura 7.29B,C). Desplazada unos 2 km hacia el SE, aparece una pequeña lineación de epicentros siguiendo la misma

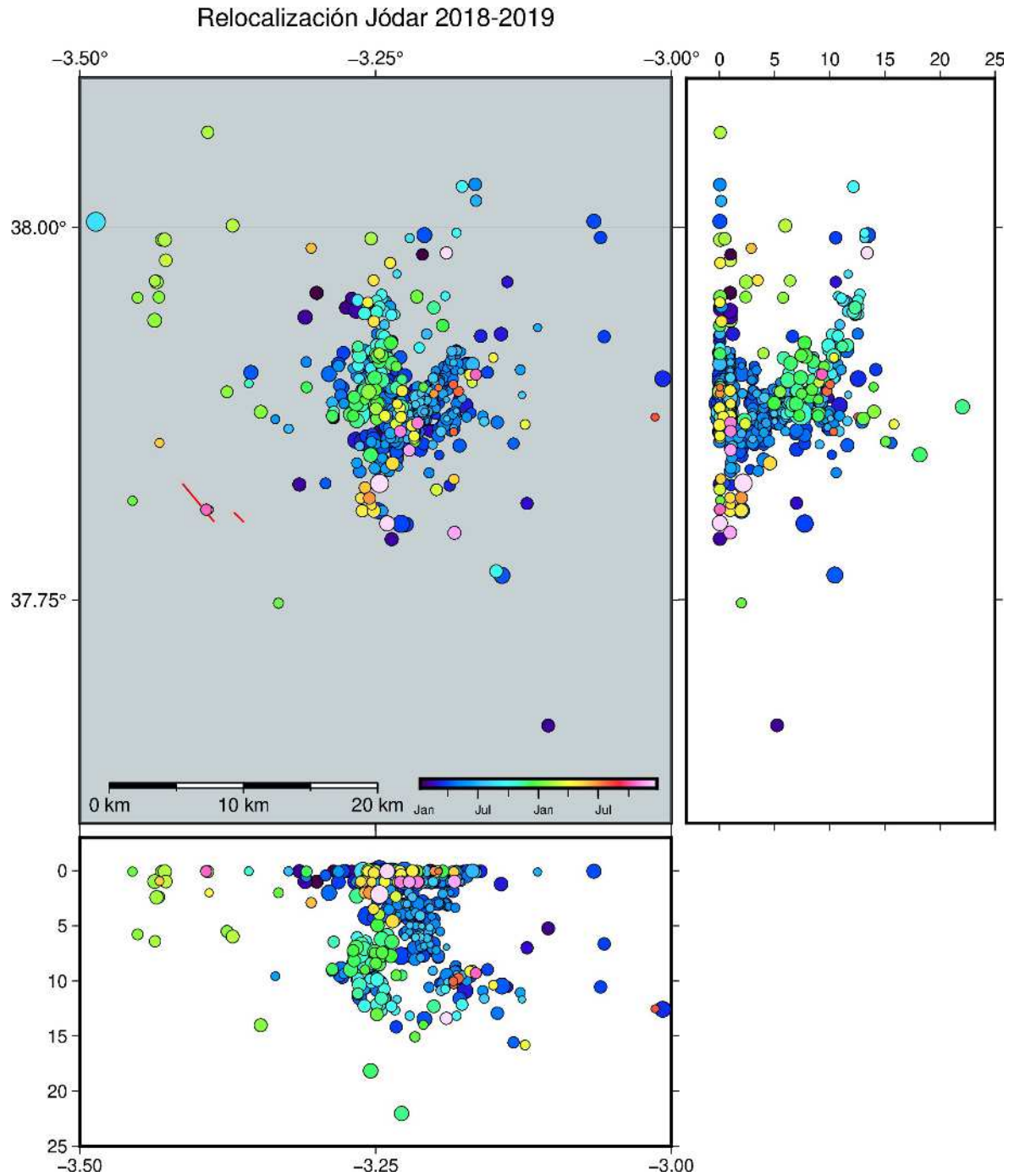


Figura 7.29: Resultados de la localización de terremotos en la zona de Jódar durante el periodo 2018-2019.

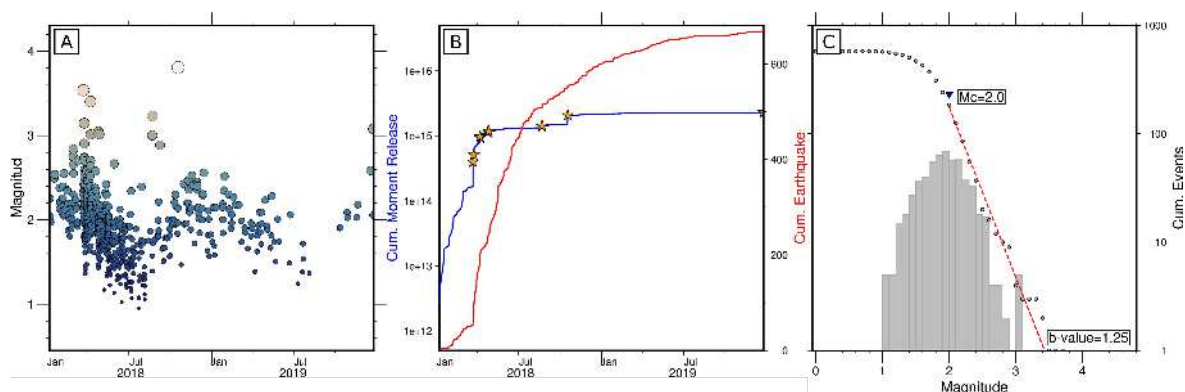


Figura 7.30: Evolución de la sismicidad en la zona de Jódar durante el periodo 2018-2019. (A) Evolución temporal de la serie con la M_{bLg} estimada para cada uno de ellos. (B) Evolución temporal de la sismicidad mostrando el número de eventos y la liberación de momento sísmico acumulados. (C) Estimación del *parámetro b* y la magnitud de completitud (M_c).

dirección que la agrupación principal. El segundo grupo de terremotos forma una nube más dispersa situada al NW de la anterior agrupación (Figura 7.29A), y es aquí donde se encuentra el terremoto de mayor magnitud de todo el periodo analizado (M_{bLg} 3.8) (Figura 7.29C). En general, el rango de profundidades de ambos grupos va desde terremotos muy superficiales hasta algunos situados hacia los 12 km de profundidad. No obstante, la sismicidad ocurrida a partir de agosto presenta unos hipocentros que, en promedio, han resultado ser más profundos que los terremotos de inicios de 2018.

En el entorno de esta zona aparecen algunas estructuras a las que se les infiere cierto grado de actividad reciente. Marín-Lechado et al. (2017) definen una banda NE-SW que limitaría dos dominios de comportamiento distinto: extensional al este y compresivo al oeste (Figura 7.31 y Figura 2 en Marín-Lechado et al. (2017)). La sismicidad en la que nos centramos estaría dentro del dominio compresivo, cerca de una banda que va desde el municipio de Baeza a Villacarrillo. Las estructuras que aparecen aquí son plegamientos y fallas inversas de alto buzamiento con cierta componente de salto en dirección, orientadas NE-SW a ENE-WSW y que afectan al basamento. Recientemente, han sucedido varias series sísmicas a lo largo de esta banda compresiva, siendo la más importante la de Torreperigil-Sabiote en el 2012-2013 (Morales et al. 2015; Yazdi et al. 2017).

La serie de terremotos que nos ocupa aparece unos 15 km al sur donde, en principio,

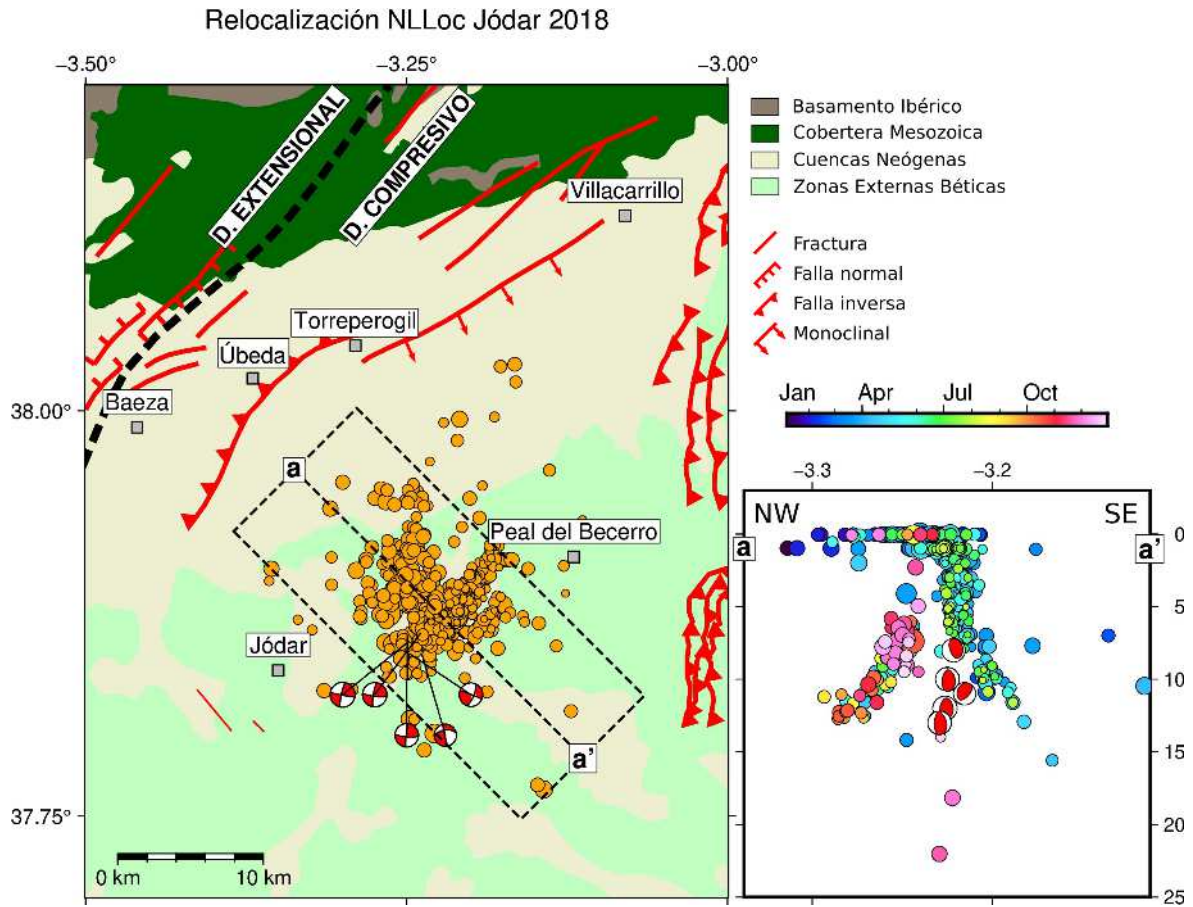


Figura 7.31: Mapa de dominios y estructuras en el sector de Guadiana Menor (tomado de [Marín-Lechado et al. \(2017\)](#)) en relación con la sismicidad relocalizada de la serie de Jódar. Se incluyen solamente los terremotos ocurridos durante el año 2018, así como los mecanismos focales extraídos del catálogo de Tensor Momento Sísmico del IGN ([Instituto Geográfico Nacional 2023a](#)). A la derecha, se muestra la proyección de los hipocentros y mecanismos focales bajo el perfil a-a'.

Fecha	Longitud (°)	Latitud (°)	Prof. (km)	Strike	Dip	Rake	M _W
18/10/2018	-3.2481	37.8581	12	101	87	172	3.7
24/04/2018	-3.2378	37.8490	11	168	87	-39	3.3
07/04/2018	-3.2391	37.8632	10	189	81	10	3.6
24/03/2018	-3.2496	37.8618	13	186	86	11	3.5
22/03/2018	-3.2482	37.8505	8	292	88	160	3.5

Tabla 7.2: Tabla con la información de cada terremoto ocurrido durante 2018 con mecanismo focal estimado a partir del Tensor Momento Sísmico calculado por el IGN ([Instituto Geográfico Nacional 2023a](#)). Se muestra la información de uno de los planos nodales según el convenio de [Aki and Richards \(1980\)](#). La ubicación de estos terremotos aparece en la Figura 7.31.

no aparecen estructuras que podrían tener relación, bien por su orientación o bien por su proyección en vertical. Realizando un perfil vertical orientado NW-SE (a-a' en Figura 7.31), se evidencia que existe una clara diferencia entre los terremotos del que ocurren al inicio y final de 2018. Los primeros muestran una elongación prácticamente vertical entre los 0-8 km, con un pequeño subgrupo situado más al sureste y que aparecen en el entorno de los 10 km de profundidad, también casi vertical. Por el contrario, los terremotos de final de año aparecen entre los 7-13 km de profundidad con una forma que se inclina hacia el noroeste. Esta morfología de la nube de hipocentros se asemejaría a la de una posible falla inversa en profundidad con orientación similar a la falla de Úbeda o el monoclinal situados al norte (Marín-Lechado et al. 2017), por lo que podría tratarse de una fractura de carácter sintético. La presencia de fallas inversas ciegas ya ha sido inferida por trabajos previos en esta zona (Roldán et al. 2013; Morales et al. 2015), por lo que no debería descartarse la reactivación de alguna fractura previa.

Tendero-Salmerón et al. (2020), tras un análisis de esta misma serie y recopilación de diversas fuentes en el área, establece la posible relación entre un sistema de fracturación de alto buzamiento en el basamento, orientado NNE-SSW y con cinemática sinistral. Esta hipótesis concuerda con la orientación y cinemática los mecanismos focales de los terremotos de mayor magnitud (Instituto Geográfico Nacional 2023a), que presenta uno de sus dos planos con orientación y cinemática similar a la propuesta. El enjambre de la primera mitad de 2018 podría haber movilizó fluidos que alteraron la presión de poros en zonas cercanas, debilitando un posible conjunto de fracturas hacia el NW más profundo. Esto provocaría una reactivación de estas fallas de carácter transpresivo, que ocurriría dentro del actual régimen de compresión NW-SE (Pedrera et al. 2013; Marín-Lechado et al. 2017).

7.5. Conclusiones

Tras haber aplicado la metodología descrita en el Capítulo 6 sobre el registro continuo de las estaciones sísmicas de la Red Sísmica Nacional, durante el periodo comprendido entre los años 2018-2019, se ha observado que es posible conseguir

un catálogo combinado a partir del uso de los modelos pre-entrenados *PhaseNet* y *EQTransformer_{conservador}* que presentan un grado de coincidencia aceptable cuando se compara con el catálogo de referencia de la misma ventana espacio-temporal.

Los resultados de la inversión de los tiempos de llegada presentes en este catálogo combinado, empleando *mTAB3D* y *NLLoc*, dan lugar a catálogos con un menor número de eventos cuando se compara con el catálogo de referencia. No obstante, los hipocentros obtenidos presentan incertidumbres relativamente bajas, dada la limitación de la cantidad de estaciones empleada, con localizaciones coherentes según el conocimiento previo de la región. Además, teniendo en cuenta que el número de estaciones empleadas y su distribución ha dado lugar a gran abundancia de terremotos declarados con únicamente cuatro estaciones, la baja incertidumbre promedio de las localizaciones ha permitido estudiar con algo más de detalle cuatro zonas donde la sismicidad era más abundante durante 2018-2019. Para las zonas del norte del mar de Alborán y la cuenca de Granada, aunque los resultados son consistentes con el tipo de sismicidad difusa más frecuente de estas zonas, los terremotos aparecían de manera dispersa y no fue posible establecer relaciones sismogénicas certeras con fracturas y estructuras activas presentes en el área. Sin embargo, los enjambres de Albudeite (Región de Murcia) y Jódar (Jaén), ambos ocurridos mayormente durante el 2018, han resultado de gran utilidad para dar un paso más allá en la aplicación de esta metodología.

Para la primera serie, en Albudeite, se han obtenido unos hipocentros muy similares a los presentados en el Capítulo 5 cuando se describía esta misma serie sísmica. Esto ha supuesto una buena oportunidad para estudiar la misma sismicidad desde dos puntos de vista: el tradicional empleando tiempos de llegada picados por analistas expertos, y el puramente automático en el que los tiempos de llegada provienen de las predicciones de modelos pre-entrenados para esta tarea. A pesar de que las fuentes de datos usadas no eran exactamente las mismas, los resultados e interpretaciones descritas para ambos casos han resultado ser las mismas.

En la serie de terremotos de Jódar, hemos tenido la oportunidad de ver el potencial de los resultados obtenidos con la metodología de detección mediante modelos de *ML* y la posterior localización con modelos tridimensionales de velocidades. Los hipocentros

calculados, y la orientación de la nube que dibujan, presentan una distribución espacial que iluminaría la presencia de unas posibles fallas ciegas responsables de la sismicidad durante el periodo estudiado. Estos resultados son congruentes con análisis llevados a cabo en otros trabajos para este sector nororiental de la cuenca del Guadalquivir.

De el análisis y discusión del producto de los datos aportados en este Capítulo se concluye que podría validarse el uso de metodologías que impliquen el uso combinado de modelos de redes neuronales, entrenados para tareas de detección, en conjunto con metodologías tradicionales. El papel de un analista, con conocimiento profundo de ambos procedimientos, sería crucial para extraer toda la información que puede ofrecer una red sísmica en cuanto a la detección y localización de terremotos, todo ello aplicado a la monitorización y vigilancia sísmica de una región. Esta conclusión, a pesar de todas las ventajas que pueda presentar, posee una serie de limitaciones y aspectos a tener en cuenta que serán tratados en el siguiente Capítulo a modo de Discusión Final de esta Tesis Doctoral.

Capítulo 8

Discusión general y expectativas a futuro

Vistos y analizados en páginas anteriores los resultados obtenidos durante el transcurso de la Tesis Doctoral, este Capítulo sirve como discusión general de los aspectos más destacados. Aunque no se profundiza en exceso en asuntos ya tratados, sí se explican limitaciones observadas, argumentando posibles causas y soluciones necesarias para refinar los resultados en próximas aplicaciones de la metodología seguida. Además, se incluye una sección que describe las posibles líneas de investigación futuras, indicando qué objetivos se pueden alcanzar a partir del trabajo mostrado en la presente Tesis Doctoral.

8.1. Evaluación de incertidumbres en catálogos de alta resolución para la región Íbero-Maghrebí

Como se ha ido explicando a lo largo de varios Capítulos, la incertidumbre con la que se estima la localización de un terremoto presenta una gran importancia. Existen trabajos que tratan de establecer una serie de criterios para evaluar el grado de fiabilidad de los terremotos contenidos en un catálogo (e.g.: [Bondár 2012](#) y referencias en el mismo). El más inmediato de ellos consiste en estimar la incertidumbre del epicentro al 95 % de nivel de confianza dentro de un umbral de distancia definido (“ground truth” -

Catálogo	$S_h < 5$ km	GT5
EBSZ 2018-2022 (1598)	868	120
Alborán 2016 (540)	114	0
easyQuake 2018-2019 (2620)	858	110

Tabla 8.1: Tabla comparativa entre criterios de calidad de localización tras la inversión de hipocentros del catálogo mixto de 2018-2019. Se incluyen el número de eventos de cada catálogo (a la derecha, entre paréntesis). Bajo cada criterio ($S_h < 5$ km, o GT5) se indica el número de eventos que lo cumple para cada catálogo sísmico.

GT, [Bondár et al. 2001](#)). Para descubrir qué eventos cumplen con este criterio en todos los catálogos obtenidos hasta ahora (EBSZ 2018-2022, Alborán 2016, y los conseguidos con modelos de redes neuronales durante 2018-2019), se ha empleado este tipo de criterio fijando un umbral de incertidumbre (expresado como S_h) de un máximo de 5 km.

El anterior criterio nos da información exclusivamente de la fiabilidad de la localización basándonos en el epicentro, pero en ocasiones también es necesario contar con un criterio que nos permita filtrar únicamente aquellos resultados que se hayan calculado partiendo de los mejores datos posibles. Esto normalmente se traduce en terremotos localizados con un número mínimo de llegadas, en un área de la red sísmica con buena densidad de estaciones y, consecuentemente, bajo *gap* azimutal. [Bondár et al. \(2004\)](#) fijan una serie de parámetros mínimos para declarar terremotos con una suficiente calidad de la localización, definidos como categoría GT5, dentro de redes locales a regionales. El criterio de selección identifica estos eventos si: (1) la incertidumbre del epicentro calculada al 95 % de nivel de confianza es menor a 5 km, (2) tiene lecturas en al menos 10 estaciones dentro de un radio máximo de 250 km, (3) el *gap* azimutal es inferior a 110° , con un *gap* azimutal secundario¹ menor a 160° , y (4) al menos una de las lecturas proviene de una estación situada a menos de 30 km del epicentro.

La Tabla 8.1 muestra cuántos terremotos, dentro de los catálogos relocados usando el modelo de velocidades presentado en esta Tesis Doctoral (*mTAB3D*), cumplen con los criterios de [Bondár et al. \(2001\)](#) y [Bondár et al. \(2004\)](#). Tomando el primer

¹Este valor se calcula obteniendo el *gap* azimutal máximo que se produce cuando retiramos algunas de las estaciones de la red sísmica. El valor de este ángulo ofrece una idea más robusta de la calidad de la geometría de la red de estaciones, sobre todo en aquellas con una distribución espacial heterogénea ([Bondár 2012](#)).

criterio, se extraen numerosos eventos que cumplen con esta clasificación al ser relocalizados con el modelo *mTAB3D*. Dado que el segundo criterio es mucho más restrictivo, los epicentros solamente aparecen en aquellas zonas con mayor densidad de estaciones o menor *gap* azimuthal (ver Figura 4.7 en Capítulo 4), lo que explica que en el catálogo obtenido a partir de la serie sísmica de Alborán de 2016 no exista ningún evento definido bajo este criterio al no existir instrumentos a menos de 30 km de los epicentros.

Además de la incertidumbre de la localización del epicentro, que permite definir que zonas presentan una tasa de sismicidad más frecuente, un valor de profundidad bien constreñido puede ayudar a estimar mejor el espesor sismogénico de una región (Sibson 1984; Zeng et al. 2022). Esto tiene relevancia a la hora de mejorar modelos de fuentes sismogénicas, que tienen una aplicación posterior al análisis de peligrosidad sísmica cuando se posee suficiente conocimiento de la geometría de las estructuras activas en una región (Zupančič et al. 2023). Por ejemplo, Wu et al. (2017) elaboran un modelo de variación espacial de espesor sismogénico para Taiwan, que posteriormente usan para estimar los parámetros de la geometría de la rotura y calcular la Mw_{max} de terremotos generados para distintas fallas.

Modelos de espesor sismogénico de este tipo también pueden ser aplicados a ensayos de roturas dinámicas, con el añadido de que una localización tridimensional absoluta lo suficientemente precisa puede servir para estimar cómo se distribuyen las asperezas en las zonas de falla. Esto podría ayudar a definir en el modelo qué zonas presentan un mayor acoplamiento en conjunto con los parámetros friccionales introducidos durante la simulación (Zeng et al. 2022).

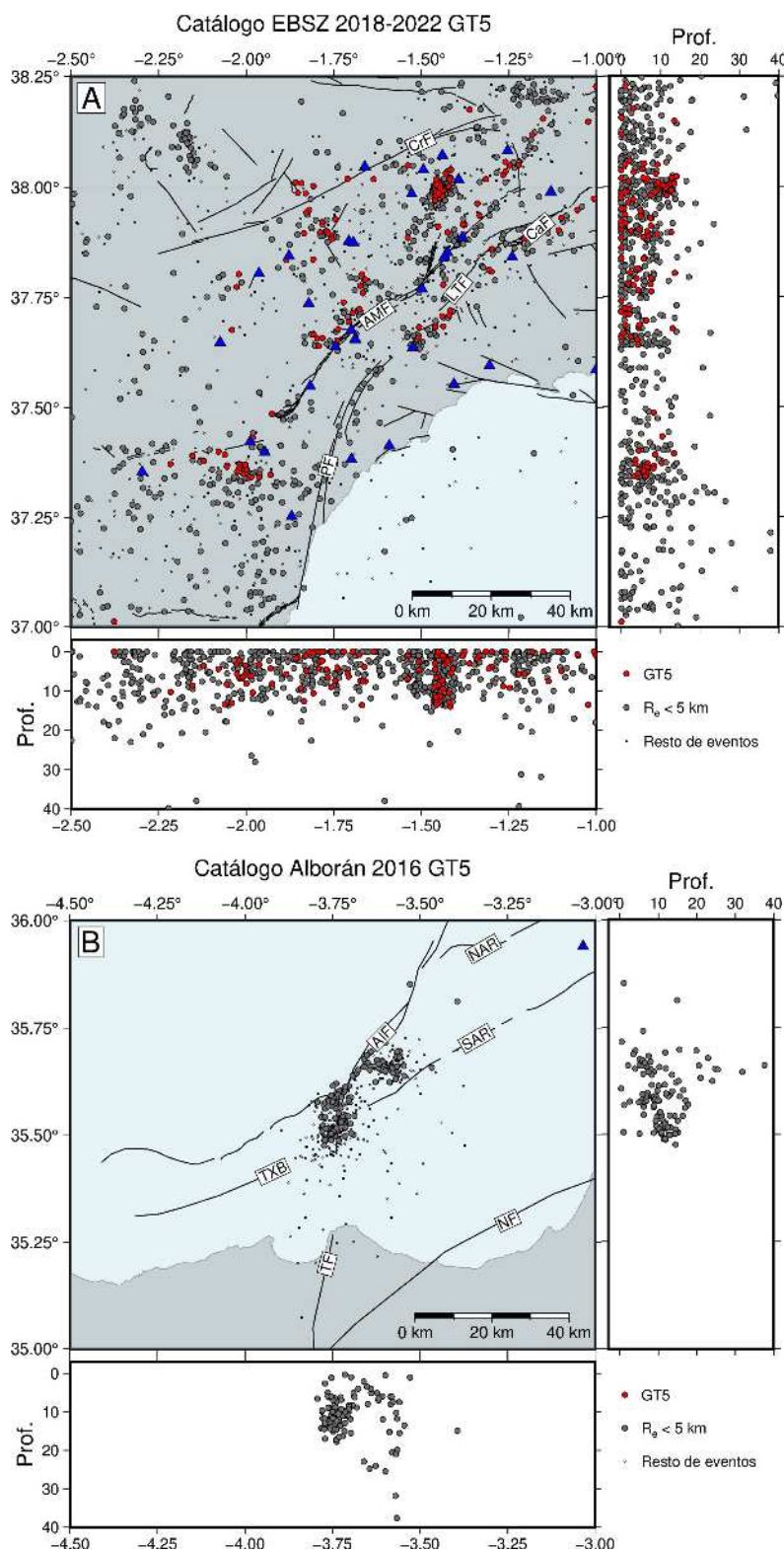


Figura 8.1: Distribución de hipocentros clasificados según el criterio de Bondár et al. (2001) (puntos grises) o Bondár et al. (2004) (puntos rojos) para los catálogos relocados de las Béticas Orientales (A) y mar de Alborán (B) del Capítulo 3. Se incluyen los epicentros de aquellos terremotos que no cumplen con los requisitos de ninguno de los dos criterios de clasificación.

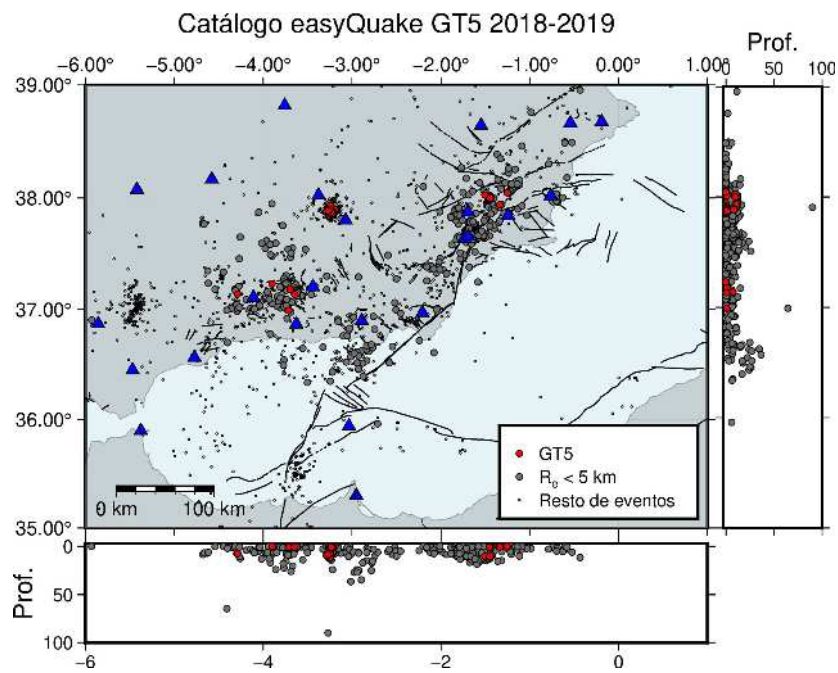


Figura 8.2: Distribución de hipocentros clasificados según el criterio de Bondár et al. (2001) (puntos grises) o Bondár et al. (2004) (puntos rojos) para el catálogo relocizado obtenido a partir de los modelos *PhaseNet* y *EQT_{conservador}*. Se incluyen los epicentros de aquellos terremotos que no cumplen con los requisitos de ninguno de los dos criterios de clasificación.

8.2. Ausencia de picados sobre acelerómetros en catálogos de *ML*

Como se ha visto en el Capítulo 7, los modelos de redes neuronales incluidos dentro de *easyQuake* son capaces de detectar llegadas tanto en estaciones de banda ancha como en acelerómetros. No obstante, a la hora de ejecutar el paso de asociación para declarar terremotos, las únicas llegadas que se tienen en cuenta son las procedentes de instrumentos de banda ancha. Este hecho lastraba en ocasiones las comparativas que se han llevado a cabo, sobre todo en periodos donde entraban en funcionamiento muchos acelerómetros de forma contemporánea.

Como los resultados de la asociación daban lugar a terremotos con ausencia de llegadas procedentes de acelerómetros, es posible que se esté produciendo un desempeño insuficiente sobre los resultados potenciales que se podrían alcanzar si se emplearan las llegadas detectadas por acelerómetros que cumpliesen con los requisitos mínimos (ver Tabla 6.2 en Capítulo 6).

Este rendimiento inferior a lo esperado tiene consecuencias directas sobre el ensayo de comparación entre catálogos de *ML* y el catálogo de referencia para encontrar terremotos comunes. La Red Sísmica Nacional no comienza a incorporar acelerómetros hasta los últimos meses de 2018 en la zona de estudio, es decir, gran parte de ese año los resultados obtenidos por los modelos de *ML* y los presentes en el catálogo de referencia parten de la misma fuente de datos: los instrumentos de banda ancha. Durante el año 2019 continúan incorporándose nuevos acelerómetros a la red, así que es en este año donde más evidentes son las diferencias entre catálogos. Por ejemplo, el *%coincidencia* entre el catálogo de *ML* mixto y el de referencia pasan de ser del $\sim 85\%$ en el 2018 a reducirse de forma sensible hasta $\sim 70\%$ en el 2019.

Con el propósito de observar qué tipo de diferencias pueden existir entre las detecciones realizadas en estaciones de banda ancha y las de los acelerómetros, se ha utilizado un terremoto con una magnitud suficiente para haber sido detectado en gran parte de los instrumentos presentes en la región de estudio, además de aparecer en el catálogo de referencia para asegurar que se trata de un evento real. En la Figura 8.3 se

muestran los registros de las formas de onda captadas por los aparatos de banda ancha (en negro) y los acelerómetros (en gris), tras haber sido filtradas usando un paso alto de 4 Hz (de igual forma a la realizada durante la detección explicada en la Subsección 6.4.1 del Capítulo 6). Se han incluido los picados de las llegadas de las ondas P y S según el modelo $EQT_{conservador}$, mostrando en línea discontinua aquellos que finalmente no se incluyen en el catálogo tras la asociación del terremoto. Como puede verse, este modelo realiza picados en todas las formas de onda, incluso en los acelerómetros, pero son ignorados de forma sistemática a la hora de la asociación.

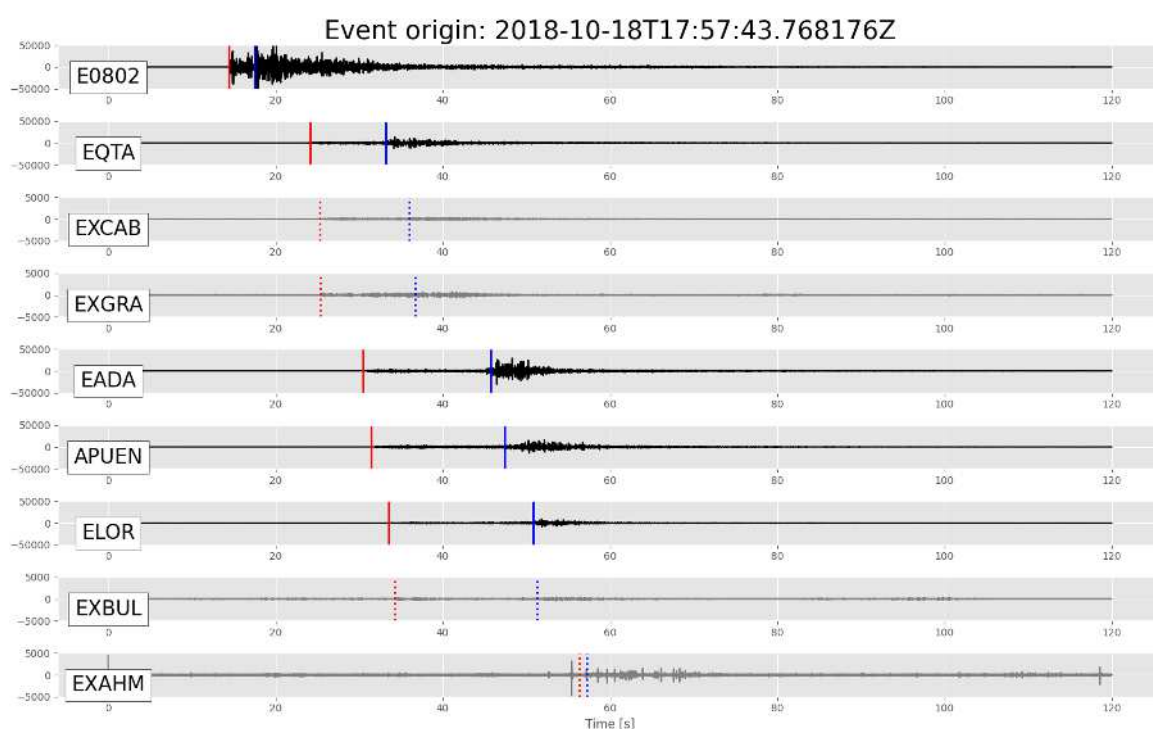


Figura 8.3: Ejemplo de asociación de los tiempos de llegada detectados para el terremoto principal de Jódar de 2018 (ver Sección 7.4.3.4 en Capítulo 7). Aquí, los registros de las estaciones de banda ancha (E0802, EQTA, EADA, APUEN, y ELOR) se presentan en color negro, y las de los acelerómetros (EXCAB, EXGRA, EADA, EXBUL, y EXAHM) en color gris. Nótese la escala vertical de la amplitud del registro, que marca una clara diferencia entre los valores alcanzados por los instrumentos de banda ancha frente a los acelerómetros. Las líneas rojas y azules marcan la llegada de la onda P y S, respectivamente. Los valores de eje horizontal marca los segundos desde el tiempo de origen del terremoto.

Una hipótesis para explicar este suceso podría ser que estos tiempos de llegada, durante el cálculo que realiza *PhasePapy 1D*, no convergiesen en una solución con

un residuo bajo. No obstante, salvo en el caso de la estación EXAHM, que claramente muestra unas llegadas muy desviadas de lo esperable, los resultados de los picados en los acelerómetros parecen mantener una cierta coherencia con la progresión de la diferencia de tiempos de llegada en función de la distancia. Además, volviendo a los histogramas de la Figura 7.16, incluso con un número notable de picados falsos positivos, debería haber suficientes llegadas de acelerómetros durante ambos años que pudieran converger de forma adecuada en alguna ocasión para definir terremotos. Por tanto, en principio, se podría descartar esta primera conjetura.

Otra explicación podría ser la evidente diferencia entre las amplitudes de las formas de onda. Fijándose en la escala vertical, que muestra el dato bruto registrado por el instrumento (“*counts*”), vemos que las formas de onda captadas por los acelerómetros presentan unas amplitudes muy inferiores comparadas con las de los instrumentos de banda ancha, incluso cuando existe poca diferencia entre distancias de cada tipo de aparato con respecto al epicentro del terremoto. Por ejemplo, las estaciones ELOR y EXBUL están situados a una distancia epicentral similar, pero comparando entre escalas verticales, la forma de onda que se ve en ELOR tiene una amplitud muy superior a la de EXBUL (Figura 8.4). En esta última Figura, se aprecia mejor la disparidad que existe entre los ratios señal-ruido de ambos instrumentos, lo que puede implicar que la probabilidad asignada por los modelos de redes neuronales caiga en picado. Es decir, estas diferencias de amplitudes podrían ocasionar que, aunque las llegadas se hayan detectado y estén presentes en el catálogo de picados, los modelos de ML $EQT_{conservador}$ y *PhaseNet* hayan estimado una probabilidad de llegada (P o S, según el caso) insuficiente para poder ser considerada en pasos posteriores.

En la versión actual de *easyQuake* no es posible recuperar el dato de probabilidad de cada picado, por lo que no se puede verificar que la causa sea este cálculo de un valor de probabilidad bajo debido a la baja amplitud en el registro de los acelerómetros. Sin embargo, sí se puede tener en cuenta esta circunstancia para añadir una futura funcionalidad alternativa, que permita conservar estos valores y añadirlos a un archivo de salida que agregue los picados detectados, los datos de las estaciones, y el valor de probabilidad de llegada P, S o ruido. La incorporación de estos datos a los resultados de

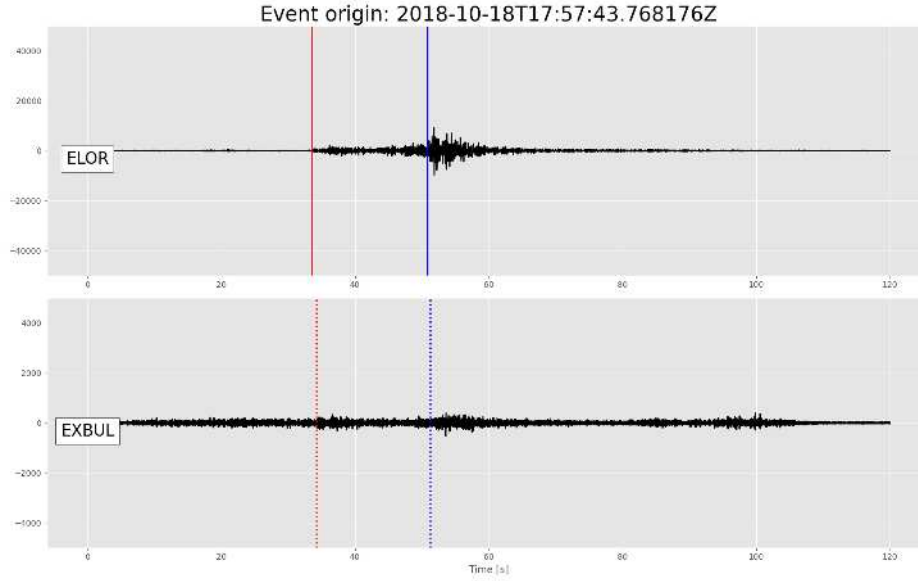


Figura 8.4: Comparación de los registros de la estación de banda ancha ELOR y el acelerómetro EXBUL, indicando los tiempos de llegada detectados para el terremoto mostrado en la Figura 8.3. De nuevo, existe una diferencia clara en cuanto al orden de magnitud de ambas escalas de amplitud del registro de la forma de onda, siendo la de la estación ELOR claramente superior.

la detección permitiría realizar análisis mucho más detallados de los que se han llevado a cabo en esta tesis doctoral, con refinar los parámetros usados en la detección con los modelos presentados en este trabajo para este tipo de aparatos, o establecer hiperparámetros optimizados que se puedan emplear durante el entrenamiento de modelos de detección con aplicación específica a acelerómetros.

Relacionado con la premisa anterior, se debe tener en cuenta que ni $EQT_{conservador}$ ni *PhaseNet* contenían formas de onda procedentes de acelerómetros dentro del conjunto de datos con el que fueron entrenados (Mousavi et al. 2019; Zhu and Beroza 2019). Esto juega un papel relevante durante la detección, ya que existe una diferencia notable entre el nivel de sensibilidad demostrado por los instrumentos de banda ancha y el de los acelerómetros, que es más marcado cuando las señales que se reciben presentan frecuencias relativamente bajas, como pueden mostrar en ocasiones las señales sísmicas, que típicamente se mueven en la banda de los 0.01-10 Hz (Tosi et al. 2012). En la Figura 8.5 se representa el grado de sensibilidad ante un rango amplio de frecuencias. Puede verse como los sismómetros de banda ancha poseen una sensibilidad más elevada

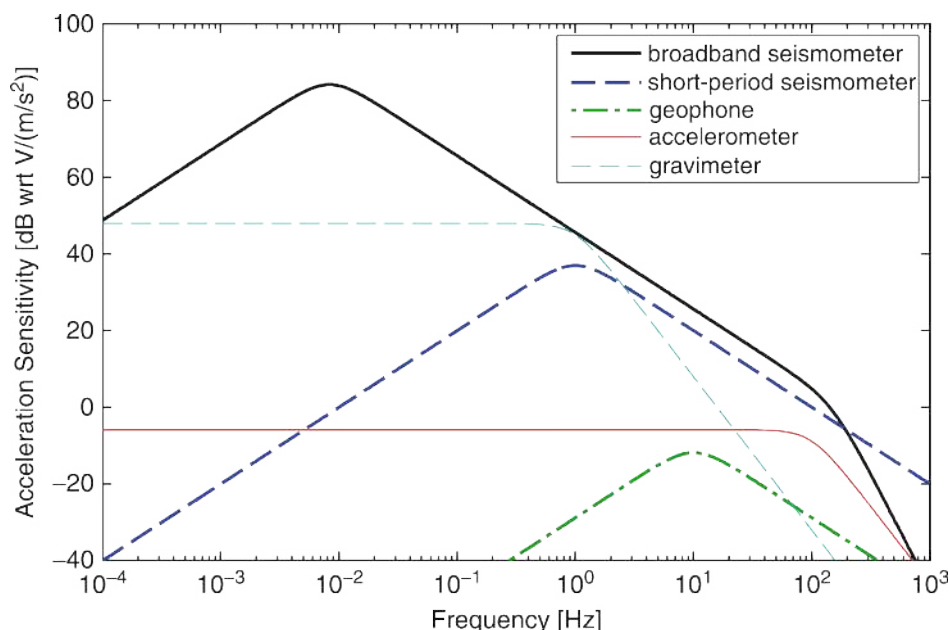


Figura 8.5: Ejemplo de tipo de respuesta de distintos instrumentos frente a la medida de la aceleración sísmica. Tomado de [Ackerley 2014](#).

que durante un rango más amplio de bajas frecuencias que los acelerómetros. Por el contrario, tienden a saturarse al superar ciertas frecuencias y su sensibilidad baja más de lo que lo hace en el caso de los acelerómetros.

Es por ello que, dada la variedad de frecuencias con las que son capaces de trabajar, se incorpora preferentemente la información que procede de estaciones de banda ancha al conjunto de datos con el que se entrenan modelos de redes neuronales para el picado de llegadas sísmicas. A pesar de que los acelerómetros no están presentes, no debe desestimarse la información que pueden aportar a la hora de registrar llegadas de fuentes muy cercanas o muy energéticas, donde debido a la abundancia de altas frecuencias, o la elevada amplitud del pico máximo de aceleración/velocidad, se podría dificultar el picado de llegadas en instrumentos de banda ancha, al quedar estos saturados ([Li 2021](#)). La Figura 8.6 muestra un ejemplo de esta situación. Aquí, el límite superior de sensibilidad de un aparato de banda ancha se rebasaría cuando se registran dos tipos de terremotos: uno de $M > 7$ situado a 100 km de distancia epicentral, y otro de $M 5.5$ que, a pesar de ser de menor magnitud, se encuentra a una distancia mucho más cercana. Bajo estas circunstancias, el registro del instrumento de banda ancha se saturaría y no sería capaz de captar las amplitudes máximas de las señales.

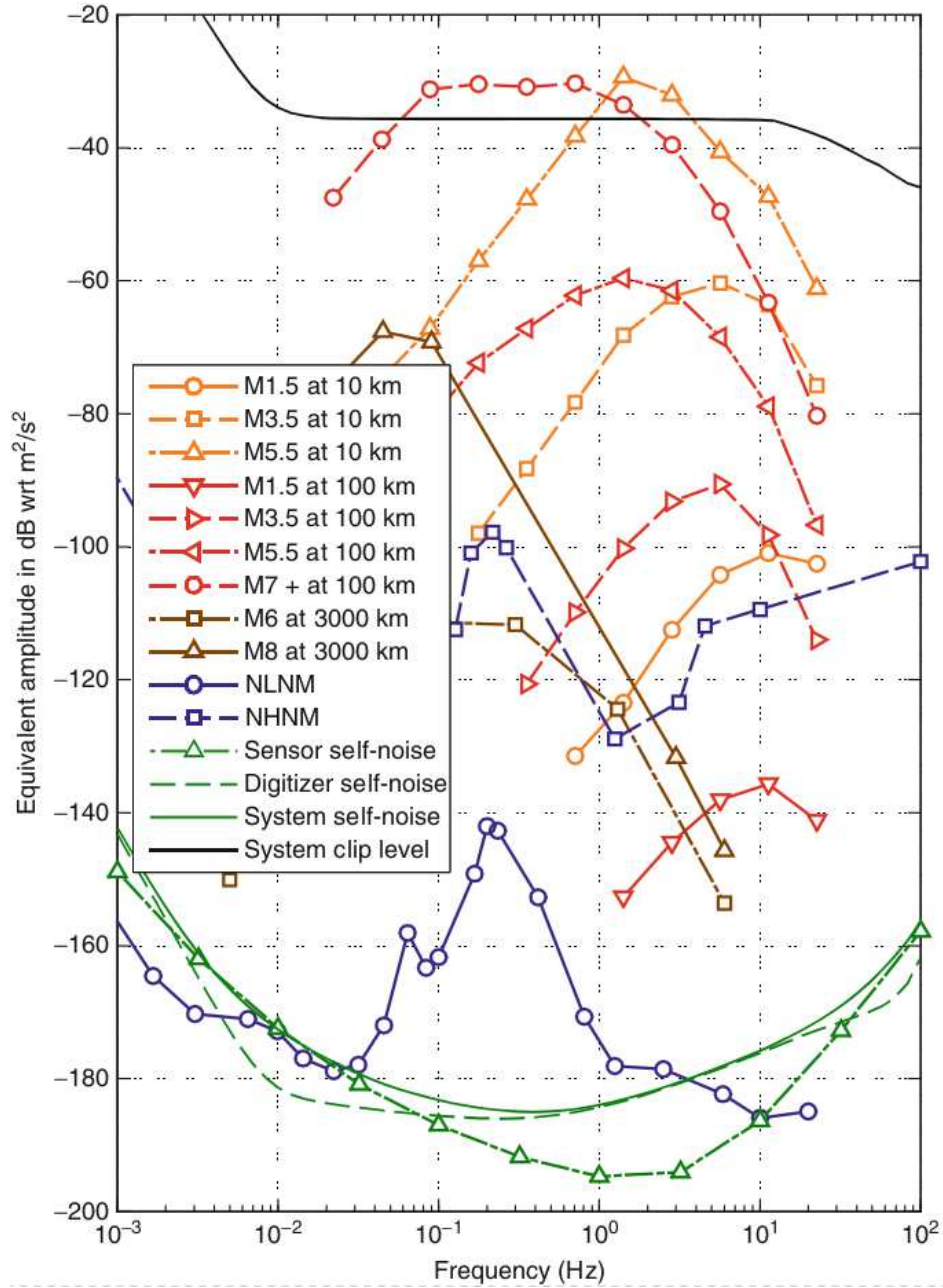


Figura 8.6: Comparación del registro de la aceleración para distintos terremotos en función de la magnitud y la distancia al epicentro. En esta imagen, la línea negra continua en la parte superior indica el nivel de saturación del instrumento. También se observa que el rango de frecuencias que contiene un terremoto puede variar con la magnitud del evento (i.e.: en promedio, existe un mayor contenido de altas frecuencias en terremotos de magnitudes bajas). Tomado de [Ackerley 2014](#).

Debido a esto, resultaría interesante recopilar toda la información disponible relativa a los picados de llegadas hechos por analistas expertos sobre los acelerómetros presentes en la Red Sísmica Nacional para elaborar un conjunto de datos de entrenamiento con el que obtener un modelo optimizado para la detección de llegadas sísmicas registradas por estos aparatos. Este tipo de modelos podría tener una aplicación valiosa para estudios de ingeniería sísmica o en riesgo sísmico, ya que, en la península Ibérica, muchos de estos aparatos se localizan en zonas pobladas en áreas sísmicamente activas. Existen modelos entrenados con este tipo de datos, que ya han demostrado un funcionamiento fiable en estudios comparativos de simulaciones de alerta temprana en tiempo real, en los que se calcula el valor y la distribución de aceleraciones máximas en una región (Münchmeyer et al. 2021; Jozinović et al. 2022).

8.3. Aplicación de la Inteligencia Artificial en tareas de pronóstico de sismicidad

A pesar de que actualmente no es posible realizar predicciones deterministas sobre terremotos (i.e.: conocer el tiempo de origen, localización y magnitud del evento), sí se ha trabajado tradicionalmente en técnicas que permitan un análisis probabilista para el pronóstico de terremotos. Entre ellas, los estudios de cambios de esfuerzos en zonas con presencia de segmentos de fallas que pudieran romper en caso de superar cierto umbral, han sido útiles para evaluar en qué lugar sería más probable que ocurriera un terremoto destructivo que supusiera un alto coste material y personal (Stein 1999; Parsons et al. 2008).

Sin embargo, esta técnica es limitada cuando se trata de estudiar la evolución temporal y espacial de las réplicas que suceden tras un gran terremoto, que son responsables en muchas ocasiones del colapso de edificios y estructuras previamente dañadas por el evento principal (Hough and Jones 1997). Es por ello que surgen otras técnicas, basadas en modelos *ETAS* (*Epidemic-Type Aftershock Sequence*, Ogata 1988, 1998), para entender la evolución de las réplicas (tanto en número como en duración) con el fin de ayudar a las agencias responsables durante la gestión de una emergencia.

Aunque estos modelos han demostrado su utilidad en el pronóstico cuando se ha aplicado a diversas regiones (Field et al. 2017; Rhoades et al. 2011), sigue siendo fundamental contar con un catálogo lo más completo posible para el ajuste de los parámetros del modelo *ETAS* (Omi et al. 2014; Mizrahi et al. 2021). Es aquí donde los modelos entrenados para la detección de terremotos pueden introducirse para encontrar nuevas señales sísmicas previamente no detectadas por las metodologías tradicionales. Los nuevos terremotos podrían incorporarse a un catálogo mejorado, con el que se pudiera lograr una magnitud de completitud más fiable para conseguir unos parámetros más ajustados durante la aplicación de los modelos *ETAS* en las tareas de pronóstico (Mancini et al. 2022).

Los avances en inteligencia artificial y aprendizaje profundo han permitido adentrarse más en el pronóstico de terremotos gracias a la capacidad de asimilar grandes cantidades de información para el estudio de patrones que puedan traducirse en funciones probabilistas, que en última instancia nos ofrezcan un dato de localización, tiempo y, en el mejor de los casos, magnitud. Ejemplos de este tipo de nuevos modelos se presentan en Dascher-Cousineau et al. (2023) o Stockman et al. (2023), que entrenando sobre conjuntos de datos extraídos de California y los Apeninos Centrales, respectivamente, logran resultados que superan en rendimiento de modelos *ETAS* en cuanto al pronóstico de ocurrencia de eventos a corto plazo, dando resultados para todo el rango de magnitud esperable, por lo que no se pasan por alto los eventos de magnitud pequeña. Además, este tipo de modelos cuentan con la ventaja de ser flexibles y escalables (Dascher-Cousineau et al. 2023). Es decir, se puede incorporar información adicional de terremotos y aprender tendencias o relaciones de dependencia entre datos de manera autónoma, sin que tengan que ser impuestas inicialmente por el usuario.

8.4. Detección y localización de sismicidad inducida por inyección de fluidos

La inyección de fluidos en el subsuelo es una técnica ampliamente usada con objetivos muy diversos (Figura 8.7): recarga de acuíferos, compensación de descensos por subsidencia, mejora en la explotación de hidrocarburos o almacenamiento en reservas estratégicas para gas o sistemas geotérmicos, etc. (e.g.: [Peacock et al. 2012](#); [Teatini et al. 2011](#)). A pesar de que desde mediados del siglo XX existe evidencia del conocimiento de la relación entre sismicidad y la inyección de fluidos (e.g.: [Carder 1945](#); [Healy et al. 1968](#); [Kivi et al. 2023](#)), no existe una literatura científica tan extensa que documente este tipo de casos, en comparación con la sismicidad producida de manera natural. Sin embargo, en la últimos años, dentro de un marco de aumento en la extracción de recursos, se ha observado una mayor frecuencia de estos terremotos inducidos ([Weingarten et al. 2015](#); [Woo and Ellsworth 2023](#)). De forma paralela, también se ha incrementado el interés por este tipo de fenómenos, debido al potencial de series sísmicas dañinas que pudieran producirse como resultado de estas operaciones ([McGarr 2014](#); [Goebel et al. 2017](#); [Villaseñor et al. 2020](#); [Cesca et al. 2021](#); [Murray et al. 2023](#)). En conjunto con esto, y dentro de la creciente preocupación social por los efectos provocados por la actividad humana ([Intergovernmental Panel On Climate Change - IPCC 2023](#)), la captura y almacenamiento de carbono ha surgido como una técnica que podría ser de interés, aplicada al mismo tiempo que se produce un decrecimiento del consumo, durante una época de transición.

El proceso implica la captura y licuefacción del CO_2 producido por industrias o plantas generadoras de energía, y que después se inyecta a presión en estructuras geológicas estables que actúan de almacén permanente. No obstante, a pesar de ser una opción para reducir las emisiones netas de gases, entraña una serie de riesgos relacionados con la sismicidad inducida que tienen que ser correctamente evaluados ([Vilarrasa et al. 2019](#)), muchos de ellos compartidos con los tipos de inyecciones explicados anteriormente ([Nicol et al. 2011](#)). Esto comprende una serie de dificultades cuando se trata de estimar el riesgo sísmico, como son la caracterización precisa del estado de esfuer-

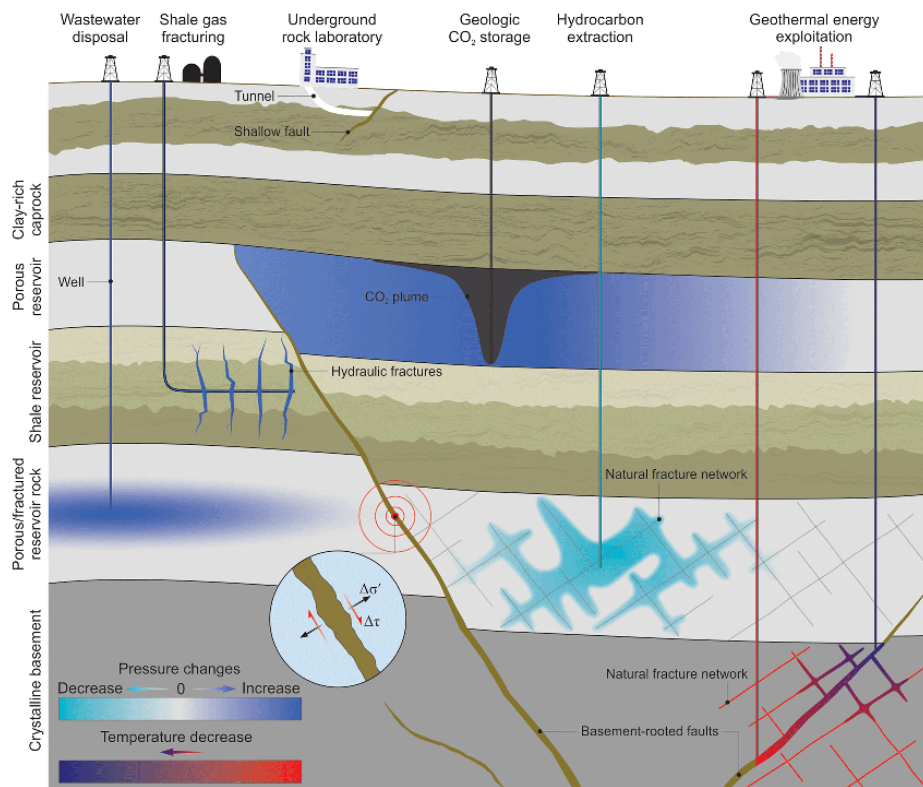


Figura 8.7: Diagrama de ejemplos de técnicas industrial para la explotación del subsuelo mediante la inyección de fluidos para distintos fines. Tomado de Kivi et al. 2023.

zos, diseño de un esquema de inyección concreto para cada explotación, e identificar correctamente el sistema de fallas en la región (Cheng et al. 2023b).

Dentro del último punto, partiendo de la base de que este tipo de almacenes no se proyectan en zonas con evidencias de estructuras activas, es necesario conocer la distribución, geometría y dimensiones de las fallas presentes para evaluar el riesgo de reactivación (Vilarrasa et al. 2017), sobre todo con el objetivo de estimar el potencial de magnitud (Stirling et al. 2013). No obstante, las técnicas geofísicas tradicionales de exploración no siempre tienen la resolución necesaria para observar estructuras ≤ 1 km, las cuales pueden ser capaces de generar terremotos de hasta $\sim M3$ en caso de ser reactivadas (White and Foxall 2016). Aunque tampoco hay que despreciar el efecto de generación de nuevas fracturas que pudieran dar lugar a microsismicidad y la migración de fluidos, alejándose del punto de inyección y pudiendo afectar a otras áreas, sobre todo cuando la red de fracturación presenta una orientación perpendicular al vector de máximo esfuerzo generado durante la inyección.

En esta situación, la obtención de catálogos sísmicos de alta resolución podrían servir como una herramienta útil para la monitorización de las operaciones. Primeramente, el empleo de modelos de redes neuronales, junto con técnicas tradicionales, permitiría detectar terremotos de pequeña magnitud que podrían pasar inadvertidos en caso de usar exclusivamente métodos tradicionales debido al bajo ratio señal-ruido (Wong et al. 2021; Anikiev et al. 2023). La correcta identificación de terremotos y de su magnitud permitiría vigilar la actividad sísmica de la zona, aportando información en tiempo real al público en base a protocolos de aviso de tipo “*semáforo*”, como el empleado en diversas explotaciones cuya actividad provoca sismicidad inducida (Schultz et al. 2021).

La detección de los eventos debe venir acompañada de una localización lo más precisa posible, de modo que es necesario el uso de técnicas de localización que permitan obtener una incertidumbre lo más baja posible. En ocasiones, es necesario combinar metodologías para conseguir una alta resolución de la localización. Por ejemplo, en numerosos estudios se persigue esto mediante el cálculo de localizaciones absolutas que posteriormente se usan como base para realizar una localización relativa posterior en

base a las diferencias de tiempos de llegada de eventos próximos entre sí a distintas estaciones (*double-difference earthquake location*) (Waldhauser 2000; Trugman et al. 2023). Dado que la serie de terremotos inducidos se presentará, *a priori*, en un espacio concreto, esta metodología ayuda a definir mejor la zona de mayor actividad sísmica, concentrando los hipocentros en un área particular.

La obtención de hipocentros precisos, aparte de ayudar a definir volúmenes que se están fracturando en un periodo concreto, permite vigilar la evolución espacio-temporal de la sismicidad inducida. La monitorización de la aparición de la sismicidad a largo plazo permite observar posibles migraciones de fluidos provocados por fugas, aperturas de nuevas fracturas, incremento de porosidad por disolución de la roca almacén, o conexiones entre distintas redes. Esto ofrece una información muy valiosa para entender cómo se comporta el almacén durante el tiempo que permanece operativo (Dando et al. 2021; Wong et al. 2021), permitiendo anticiparse a potenciales riesgos como grandes pérdidas de presión debido a una nucleación de numerosas fracturas (Bond et al. 2013) o contaminación de acuíferos cercanos por acidificación o movilización de compuestos tóxicos (Benson and Cole 2008).

Adicionalmente, para lograr localizaciones lo más constreñidas posible durante el cálculo, es necesario realizar la inversión de tiempos de llegada con un modelo de velocidades lo suficientemente detallado, y que tenga en cuenta las variaciones laterales de velocidad del área de estudio con el fin de evitar en lo posible sesgos en la localización. Este modelo puede elaborarse siguiendo la metodología presentada en el Capítulo 3 cuando se posee suficiente información de la zona de estudio, aunque cuando se cuenta con una red sísmica densa también es posible lograr un modelo tridimensional de velocidades mediante técnicas que permitan obtener la distribución de velocidades en el subsuelo. Por ejemplo, He et al. (2021) emplean una tomografía de inversión sísmica de detalle con el objetivo de obtener un catálogo sísmico de alta precisión para el análisis de la sismicidad inducida ocurrida en Oklahoma en el año 2011, en la que un terremoto de M_w 5.7 causó daños relevantes en zonas pobladas cercanas a los pozos de inyección, en este caso de aguas residuales.

8.5. Optimización de metodología para monitorización sísmica

El proceso metodológico seguido en los Capítulos 5 y 7 venía justificado por los ensayos y los resultados mostrados en Capítulos anteriores. Concretamente, en la descripción metodológica del anterior Capítulo, se presentaba un esbozo de lo que podría ser una combinación de las dos etapas más importantes de la monitorización sísmica: la detección y localización de terremotos centrada en la región Íbero-Maghrebí.

Así como el modelo de velocidades *mTAB3D* y los catálogos obtenidos a partir de redes neuronales son un claro resultado de la investigación de esta Tesis Doctoral, podría considerarse que, el planteamiento y ejecución de los pasos para conseguir los catálogos sísmicos es en sí otro producto adicional al trabajo realizado.

La Figura 8.8 ilustra de manera sintética la propuesta metodológica sobre la ejecución de una serie de pasos para asistir al procedimiento rutinario de monitorización sísmica en la región Íbero-Maghrebí. Todo el proceso comenzaría con la adquisición de las formas de onda registradas por las estaciones existentes en la zona para el periodo de análisis deseado. Una vez disponemos de la información clasificada, se ejecuta el *software easyQuake* para proceder al paso de detección, con el que obtendremos las predicciones de tiempos de llegada estimada con los modelos *PhaseNet* y *EQT_{conservador}*.

Posteriormente, se realiza la asociación de los tiempos de llegada para agrupar aquellos que converjan con menor residuo en terremotos, situando el umbral mínimo en una convergencia con registro en, al menos, tres estaciones para maximizar el número de terremotos del catálogo sísmico. Como en esta etapa la profundidad de los eventos quedará fijada a 5 km, la inversión del tiempo de origen y localización epicentral solamente requerirá el uso de un mínimo de tres instrumentos para la convergencia en un terremoto. Finalmente, se calculará la magnitud de todos los terremotos del catálogo.

Disponer de dos modelos de redes neuronales implica realizar la detección, asociación y cálculo de magnitud por duplicado para conseguir dos catálogos sísmicos distintos, por lo que es necesario obtener un catálogo mixto mediante la combinación de ambos catálogos. Con ello se consigue un catálogo que incorpora tanto los terremo-

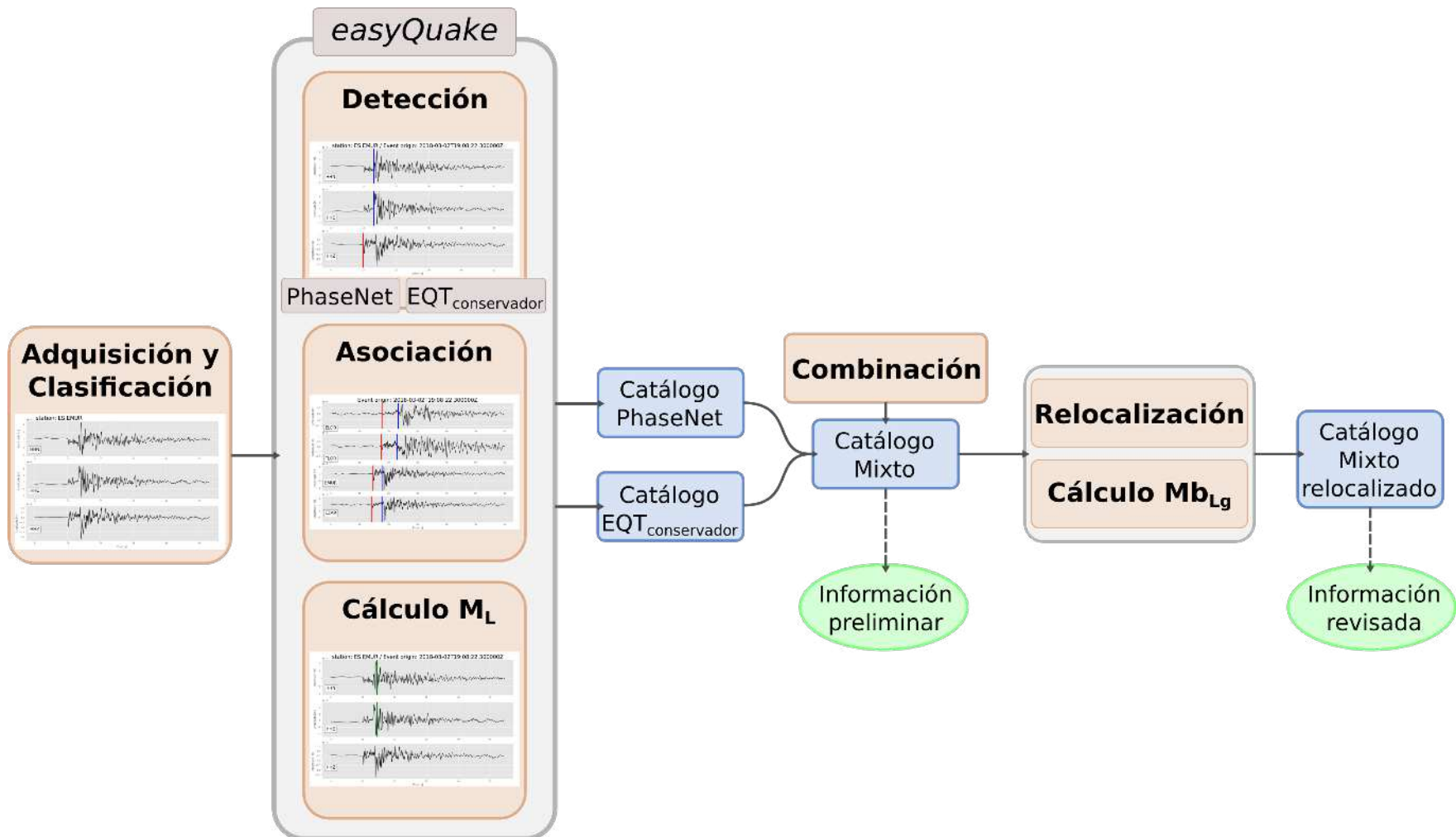


Figura 8.8: Diagrama de flujo de la propuesta metodológica aplicada en esta Tesis Doctoral. Se muestran las etapas más importantes, así como los productos que se obtienen progresivamente en la aplicación de cada paso. El desarrollo de la explicación pormenorizada se encuentra en el texto principal.

tos comunes entre ambos catálogos de redes neuronales, como aquellos que aparezcan de manera individual en cada uno de ellos. Este catálogo mixto ofrece una información preliminar sobre la distribución espacio-temporal de la sismicidad a partir de los resultados de los modelos de redes neuronales. Sin embargo, es insuficiente cuando se necesita realizar estudios o interpretaciones de más detalle, sobre todo porque la información que se ofrece es la de la localización epicentral, por lo que no se dispone del valor de profundidad aproximado de estos terremotos.

Para resolver esto, se realiza una relocalización de aquellos eventos que cumplan con los requisitos de incorporar pares de tiempos de llegada (i.e.: tiempo de llegada de onda P y S) de cuatro instrumentos distintos, como mínimo. Se establece este criterio para realizar la inversión de hipocentros usando solamente aquellos eventos que, *a priori*, puedan ofrecer soluciones de profundidad con valores de incertidumbre dentro de unos márgenes coherentes. Aquí, el uso del modelo *mTAB3D* podría ayudar a conseguir localizaciones hipocentrales más precisas para los terremotos ocurridos dentro de la extensión que cubre. Finalmente, el resultado consistirá en un subconjunto de eventos que nos ofrece una versión revisada de la información relativa a la sismicidad registrada en la región Íbero-Maghrebí.

Existen propuestas metodológicas análogas que se han incorporado al monitoreo rutinario llevado a cabo por redes sísmicas y agencias de vigilancia ([Walter et al. 2021](#); [Retailleau et al. 2022](#)). Aquí, el proceso realizado por las técnicas de *machine learning* participa complementariamente dentro de las tareas de monitorización, asistiendo a las funciones realizadas por el personal técnico como una herramienta más.

[García et al. \(2022\)](#) muestran ejemplos de aplicación de *EQTransformer* y *PhaseNet* para la detección de tiempos de llegada usando registros de estaciones de la Red Sísmica Nacional, concluyendo su buen rendimiento a pesar de estar entrenados mediante un conjunto de datos distinto al que posteriormente procesan. En esta Tesis Doctoral se ha querido dar un paso más, comprobando que la combinación de los resultados de ambos modelos, seguida de una localización con el modelo de velocidades tridimensional, puede ser beneficioso para conseguir un catálogo lo más completo y representativo posible. De modo que, incorporando ligeras modificaciones, esta metodología podría ser aplicada

de manera adicional a los procedimientos habituales llevados a cabo por la Red Sísmica Nacional para la vigilancia de la región Íbero-Maghrebí en tiempo casi real, o la revisión de catálogos después de periodos de mayor frecuencia de sismicidad o crisis sísmicas.

8.6. Limitaciones a la aplicación de las técnicas de detección y localización de terremotos

En esta Sección se describirán algunas de las dificultades existentes en las metodologías explicadas en esta Tesis Doctoral.

8.6.1. Problemática del cálculo de la profundidad

En el cálculo de la localización hipocentral, obtener el valor de la profundidad con cierta seguridad implica satisfacer una serie de criterios mínimos que, bajo ciertas circunstancias, no es posible cumplir ya sea por la geometría de la red sísmica o errores sistemáticos y aleatorios durante el picado de los tiempos de llegada ([Husen and Hardebeck 2010](#)).

A esto, se le añade que el algoritmo de cálculo de *NLLoc* dentro de *NonLinLoc* no diferencia entre los tiempos de llegada de ondas directas, reflejadas o refractadas. Incluir la capacidad de considerar diversos orígenes de tiempos de llegada puede tener una influencia positiva a la hora de obtener resultados de profundidad más constreñidos ([Bondár et al. 2014](#)), sobre todo cuando tratamos de calcular hipocentros lejanos de las zonas con mayor densidad de estaciones. Este es el caso de la sismicidad que se observa en el borde sur del mar de Alborán, que se situaba en el extremo sur de la extensión que cubre el modelo de velocidades *mTAB3D*, en una zona con pocas estaciones cercanas al área de mayor actividad. Aunque la combinación de metodología de *NLL-SSST* junto con *mTAB3D* ofrece buenos resultados, se queda lejos de alcanzar el nivel de fidelidad que se muestra en el sector de las Béticas Orientales.

En situaciones similares, donde la sismicidad aparece cerca del límite de la extensión del modelo de velocidades empleado, es posible que se estén produciendo efectos de borde que condicionen el cálculo del hipocentro. De modo que, para lograr una

convergencia se debe cumplir un compromiso entre el tiempo de origen del terremoto y las coordenadas espaciales, que a veces provoca que la sismicidad tienda a alinearse en forma de artefacto cuando se sitúan muy próximas a los extremos del modelo (e.g.: terremotos fijados en borde sur de la Figura 7.12 del Capítulo 7).

8.6.2. Disponibilidad de medios técnicos y humanos para la optimización de tareas

La aplicación de la metodología propuesta en la Sección 8.5 de este Capítulo implica enfrentarse a una serie de barreras, tales como el acceso a un equipo informático con un rendimiento mínimo, o el mayor gasto en tiempo debido a la dificultad de los cálculos. Esto podría suponer un inconveniente a la hora de integrar estas metodologías en el flujo de trabajo llevado a cabo durante la monitorización sísmica, la cual requiere de procedimientos que ofrezcan resultados eficaces en un tiempo relativamente corto.

Tanto la relocalización de hipocentros como la detección de terremotos mediante modelos de redes neuronales necesitan normalmente de un *hardware* potente, ligado a veces a un *software* específico, lo que puede resultar en un costo adicional de configuración y mantenimiento, sobre todo al inicio. A esto hay que añadir la necesidad de disponer de un sistema de almacenamiento de datos adicional para toda la información que se produce como resultado de estas técnicas. Además, en relación a lo anterior, hay que añadir la necesidad de una formación complementaria para el manejo de estas herramientas.

El trabajo realizado en esta Tesis Doctoral se ha centrado en ubicaciones y periodos temporales concretos, por lo que el *hardware* utilizado presentaba las capacidades necesarias para ejecutar las tareas. No obstante, en el caso de aplicar estas metodologías innovadoras para monitorización en tiempo real dentro de una red sísmica, se debe asumir que la implementación de esta serie de procedimientos no es tan directa como cabría esperar, y que es necesario una inversión inicial para abordar estas de barreras, tanto en material como en personal cualificado.

8.6.3. Funcionamiento de la agrupación de llegadas durante la asociación de terremotos

Hemos visto cómo, a veces, pueden producirse artefactos generados por un mal cálculo de la asociación de los tiempos de llegada detectados por los modelos de redes neuronales (7.6). Aunque lo normal es que las detecciones de falsos positivos no entren en la asociación, al no cumplir los requisitos cuando tratan de incorporarse a un posible terremoto (ver OT_{unc} y L_{unc} en Tabla 6.2), puede producirse un cálculo anómalo por la propagación de alguna de estas detecciones erróneas hacia el paso de asociación.

En principio, la solución más inmediata para descubrir la aparición de este tipo de artefactos pasaría por analizar la población de detecciones de cada estación, centrándonos en la distribución de probabilidades de los picados y revisando si existen periodos concretos en los que las probabilidades caigan debido a factores tales como un bajo ratio señal ruido, o un mal reconocimiento de la forma de onda durante la detección.

No obstante, en este momento no es posible un estudio de este tipo ya que *easyQuake* no dispone de una función que permita conservar la probabilidad que asigna cada modelo de redes neuronales a los tiempos de llegada que detecta, para después desechar los no deseados. Por lo tanto, la aproximación que se ha llevado a cabo en el Capítulo 7, relativa a una inspección visual y la relocalización de los hipocentros incluyendo unas correcciones por estaciones, es la que se puede considerar más efectiva por ahora en ausencia de una metodología que pueda atajar desde el inicio el problema de los falsos positivos.

8.6.4. Criterios de búsqueda entre eventos comunes

En la Sección 6.4 del Capítulo 6 se describe el procedimiento que se ha seguido para evaluar las condiciones bajo las cuales dos eventos en catálogos separados pueden identificarse como el mismo terremoto. El criterio escogido estaba relacionado con la diferencia de tiempos de origen entre ambos eventos y, dado que los terremotos de ambos catálogos fueron obtenidos mediante procedimientos distintos, es posible que incluso tratándose del mismo evento en ambos catálogos, el tiempo de origen no sea igual en ambos casos. Por ello, para comparaciones entre el catálogo de referencia obtenido de la Red Sísmica Nacional y el conseguido usando *easyQuake*, se ha tratado de establecer un valor de diferencia de tiempos de origen a partir de la Ecuación 6.5 y los residuos de los tiempos de origen del catálogo de referencia. De este modo, se mantiene cierto compromiso entre valores de diferencias de tiempos lo suficientemente bajas para que el criterio sea conservador, y a la vez se tiene en cuenta cierto margen de confianza basado en el propio error que pudiera presentar el catálogo de referencia.

Sin embargo, todavía podría aplicarse un criterio más conservador para definir estos terremotos comunes entre catálogos incorporando una condición adicional de similitud en la localización. Es decir, además de ocurrir en un tiempo parecido, ambos eventos deberán de encontrarse dentro de un rango de distancia reducida. Con todo, la condición de localización a una serie de dificultades adicionales al proceso de determinación de eventos comunes.

1. Necesidad de obtener localizaciones hipocentrales: La distancia entre eventos se debe establecer en base a cómo de alejados estén los hipocentros que estemos comparando. Actualmente, el método de asociación da lugar únicamente a epicentros con profundidad fijada a 5 km.
2. Determinación de un criterio de distancia máxima para establecer qué pareja de terremotos pertenecen al mismo evento.
3. Relacionada con la anterior, está la necesidad de determinar un margen de error/confianza que contemple conjuntamente la incertidumbre del tiempo de origen y la localización.

4. Establecer qué criterio seguir en el caso de comparar terremotos dentro de catálogos de referencia que presenten profundidad fijada (i.e.: error vertical = 0 km).

8.7. Perspectivas futuras

Una vez discutidos algunos aspectos en este Capítulo, pasamos a enumerar que líneas de investigación se consideran más interesantes a modo de prolongación del trabajo realizado durante esta Tesis Doctoral. Algunas de estas líneas de investigación pueden suponer soluciones para las limitaciones explicadas en la Sección anterior.

8.7.1. Mejora y actualización del modelo *mTAB3D*

En el Capítulo 3 se describe la metodología y datos utilizados para obtener el modelo de velocidades *mTAB3D* para la región Íbero-Maghrebí. Esta zona del Mediterráneo más occidental presenta una serie de complejidades cuya modelización ha entrañado una serie de dificultades (e.g.: heterogeneidad en la distribución de datos). A pesar de que *mTAB3D* se ha elaborado a partir de datos de trabajos recientes, esta región demuestra un constante avance en el número y tipo de investigaciones que se llevan a cabo. Por lo tanto, para incrementar la resolución de este modelo de velocidades, plantea la posibilidad de seguir trabajando en paralelo a los continuos trabajos que irán surgiendo en esta región. Los nuevos datos e interpretaciones permitirán mejorar la resolución de *mTAB3D*, tanto a nivel de geometría de los cuerpos en que se divide, como los valores de velocidad y variación tridimensional.

Adicionalmente, en su versión actual, *mTAB3D* contiene únicamente información del valor de V_P , por lo que es necesario contar un ratio V_P/V_S para realizar la inversión de los tiempos de llegada de la onda S durante la relocalización de terremotos. Esto presenta la limitación de asumir que ambas velocidades varían de forma constante, eliminando la posibilidad de que podamos considerar dentro del modelo aquellas zonas en las que ambas ondas tienen un comportamiento distinto en lo que respecta a la evolución de la velocidad en profundidad. Para ello, podría plantearse calcular e incorporar el

valor de V_S a cada nodo del modelo. Este cálculo podría realizarse de manera análoga a las relaciones empíricas mostradas en el Capítulo 3, aunque específicas para ondas S en este caso. En consecuencia, se elimina la necesidad de considerar ratios V_P/V_S particulares para regiones concretas dentro de la zona de estudio, o ratios promedio para considerar extensiones mayores.

Para evaluar el grado de precisión que es capaz de lograr la nueva versión del modelo, podrían hacerse ensayos tratando de localizar explosiones de canteras. Conocida la localización exacta de la explosión y usando los tiempos de llegada disponibles, es posible usar la relocalización para analizar el grado de incertidumbre en las distintas áreas que cubre el modelo, así como posibles efectos de migración debidas por algún tipo de sesgo.

El producto final podría incorporarse a un repositorio *online* para la descarga de los datos con la información de los nodos que conforman las mallas del modelo. El objetivo que se consigue es el de ofrecer a otros grupos de investigación la posibilidad de utilizar *mTAB3D* en su versión actualizada para sus propios estudios.

8.7.2. Modelo de redes neuronales para la detección de terremotos en la península Ibérica y zonas cercanas

Los modelos de redes neuronales empleados para la obtención de los resultados en el Capítulo 7 (*PhaseNet* y *EQT_{conservador}*) han ofrecido buenos resultados en cuando al número de tiempos de llegada. Sin embargo, estos modelos provienen del entrenamiento de un conjunto de formas de ondas recogidas por instrumentos distintos a los empleados en la zona de estudio. Esto implica una limitación evidente, ya que el funcionamiento óptimo podría estar lastrado por ciertas diferencias entre lo que cada modelo “ha aprendido a reconocer” y lo que “se le muestra”.

Una posibilidad para eliminar esta restricción, consistiría en entrenar un modelo de detección propio con datos de redes sísmicas de la región Íbero-Maghrebí. De este modo, la información de partida usada en el entrenamiento (i.e.: tiempos de llegada, fases, forma de onda, filtrado, etc.) como las formas de onda que se analizan para la detección provendrían de las mismas estaciones. Esta iniciativa se ha llevado a cabo

para otras zonas del mundo, optimizando las tareas de detección y demostrando ser de utilidad para la asistencia en la monitorización sísmica (Michelini et al. 2021; Zhao et al. 2023; Ni et al. 2023).

Para ello será necesario un volumen de datos mínimo con información relativa al registro de señales en un espectro amplio, entendiéndose esto como variabilidad en la magnitud, localización, o tipo (sísmica o explosión, fundamentalmente). Actualmente, existen metodologías incorporadas en el software *SeisBench* (Woollam et al. 2022) que permiten el entrenamiento de conjuntos de datos de detección bajo ciertas arquitecturas, con las que realizar los pasos de extracción de datos, clasificación y etiquetado, y el propio proceso de entrenamiento.

La obtención de un modelo propio para la detección de terremotos en la región Íbero-Maghrebí podría mejorar los resultados presentados en este trabajo, consiguiendo terremotos con un mayor número de llegadas detectadas en distintas estaciones, así como la posibilidad de detectar eventos de magnitud más reducida, incrementando así la capacidad monitorización y vigilancia de las redes sísmicas existentes.

8.7.3. Creación de catálogo sísmico de alta definición

A lo largo de varios Capítulos se ha visto cómo el empleo de técnicas de localización no-lineales, junto con modelos de velocidad tridimensionales, permite obtener catálogos de hipocentros relocalizados con una baja incertidumbre y en coherencia con la presencia de las estructuras activas que pueden actuar como fuente. En esta misma Discusión General se han visto las posibilidades que puede ofrecer el cálculo de hipocentros lo más precisos posibles para otros estudios de modelización del subsuelo o el comportamiento de las zonas de fallas, entre otros, todo ello con la posterior aplicación al riesgo sísmico. Además, en conjunto con la idea de la Subsección anterior, la detección de nuevos terremotos y su incorporación al catálogo sísmico puede ampliar la información y datos disponibles para estudios adicionales.

Con estas aplicaciones en mente, se puede abordar la posibilidad de realizar una relocalización masiva de todos los terremotos del catálogo de la Red Sísmica Nacional, empleando para ello tiempos de llegada registrados por esa misma agencia y otros

organismos o grupos que tengan redes de monitorización presentes en la zona que abarca el modelo $mTAB3D$. Opcionalmente, se pueden agregar terremotos o tiempos de llegada obtenidos mediante la detección con el nuevo modelo de redes neuronales entrenado con datos de las redes disponibles en la región.

El aumento de los tiempos de llegada empleados durante el cálculo permitirá reducir el *gap* azimutal y mejorar la incertidumbre de los resultados, sobre todo en aquellos casos en los que la inversión se llevaba a cabo usando un número reducido de datos. De los resultados obtenidos podrán generarse una serie de catálogos clasificados, por ejemplo, en función del error estimado de la localización.

8.7.4. Integración y aplicación de $mTAB3D$ en tareas relacionados con otros campos de la sismología y el riesgo sísmico

Los modelos de velocidades tridimensionales tienen usos alternativos al de la inversión de tiempos de llegada para la localización de hipocentros. Entre ellos, encontramos el cálculo de mecanismos focales mediante la determinación de las polaridades de las llegadas de onda P. Este método es dependiente de la localización que se le suponga al terremoto, y es sobre todo sensible para las estaciones más próximas al foco. Estos instrumentos cercanos suelen ser las que registran la polaridad de la llegada (compresiva o dilatante), de modo que una ligera variación en la localización del terremoto puede afectar al cálculo de la trayectoria del rayo y, por tanto, a la proyección de su orientación. Cuando la determinación del hipocentro no ha sido calculada con un error bajo y existen varias estaciones cercanas a la localización, es posible que se esté obteniendo una solución errónea cuando se trata de ajustar los planos nodales de su mecanismo focal en base a la proyección de las trayectorias de las llegadas.

Con la obtención de nuevas localizaciones precisas usando $mTAB3D$, sería posible revisar los cálculos de mecanismos focales basados en el picado de la polaridad de primeras llegadas de ondas. Además, podría analizarse el efecto que tiene la migración del hipocentro hacia su nueva localización en la solución de los planos nodales, con el objetivo de comprobar si serían coherentes con la presencia de estructuras activas con una orientación similar.

Otra aplicación alternativa sería la estimación del tensor momento sísmico, que actualmente realiza la Red Sísmica Nacional mediante un cálculo automático para aquellos eventos con $m_{bLg} > 3.5$, que posteriormente se incorpora a un catálogo de acceso público ([Instituto Geográfico Nacional 2023a](#)). Sin embargo, el resultado se obtiene mediante el cálculo de las funciones de Green sobre el mismo modelo 1D con el que se realiza la localización rutinaria, por lo que es posible que para eventos pequeños ($m_{bLg} \sim 3.5$) situados a grandes distancias la señal de periodo largo recibida resulte ser más débil sobre el ruido de fondo, por lo que solamente quedará señal de altas frecuencias, afectadas por los fenómenos de difracción y desviaciones producidas a lo largo de la trayectoria entre la fuente y el receptor ([Wang and Zhan 2020](#)).

Adicionalmente, podría emplearse una futura versión mejorada de *mTAB3D*, con mayor resolución y valores de velocidad tanto de onda P como S, para la obtención o revisión del tensor momento sísmico de terremotos dentro de la región Íbero-Maghrebí. El refinamiento de *mTAB3D*, además de con los cambios e innovaciones sugeridos anteriormente, podría pasar por su combinación con otras técnicas de tomografía sísmica, como la tomografía de onda completa (*FWI*, *Full Waveform Inversion*), que nos permite tener en cuenta completamente la física de la propagación de ondas en medios heterogéneos tridimensionales (e.g.: [Blom et al. 2020](#); [Fichtner and Villaseñor 2015](#); [Rodgers et al. 2022](#)). Estas técnicas son computacionalmente más costosas, pero los rápidos avances del *hardware* y de la computación de alto rendimiento (*HPC*, *High Performance Computing*) nos facilitan el manejo de un mayor volumen de datos (fuentes sísmicas, sismogramas, etc.), y cálculos más costosos que contemplen la heterogeneidad del subsuelo y resoluciones más altas.

Para finalizar, el modelo *mTAB3D*, además de para la relocalización de fuentes sísmicas, puede emplearse como modelo de velocidades indispensable en simulaciones de ondas sísmicas sintéticas. Estos modelos optimizados pueden usarse para representar de forma más precisa los efectos en la propagación de las ondas generadas por un terremoto a través de la corteza, permitiendo la generación de escenarios sísmicos con implicaciones directas en el análisis de la peligrosidad sísmica de una zona ([Lee et al. 2022](#)).

8.7.5. Incorporación de nuevas funcionalidades a *easyQuake*

El *software easyQuake* se presenta como una herramienta que permite, de manera simple y directa, la obtención de catálogos sísmicos mediante la detección y asociación de señales sísmicas. A pesar de que en su versión más actual (*easyQuake* v1.3 a fecha de la redacción de esta Tesis Doctoral) es más que capaz de realizar este tipo de tareas, sigue siendo posible la incorporación de nuevas funciones adicionales o la corrección/-mejora de las existentes. Durante el trabajo llevado a cabo, y que se ha mostrado aquí, se han desarrollado varios *scripts* que permiten una serie de operaciones que previamente no existían en *easyQuake*. Todo este código es fácilmente implementable en el entorno de ese programa al estar escrito en lenguaje *Python*.

Algunas de las funciones que han pasado a incorporarse a la versión de desarrollo, y que podrán añadirse en una futura actualización, son:

1. Incorporación de formas de onda desde almacenamientos locales, evitando la necesidad de descargar los datos de repositorios *online*.
2. La revisión de los parámetros empleados para los modelos *original* y *conservador* de *EQTransformer*, para poder usar cada modelo con la configuración óptima recomendada por el autor original.
3. La revisión del cálculo de magnitudes (M_L y m_{bLg}).
4. La conversión de formato de *QuakeML* a *NLLOBS* para su uso en *NonLinLoc*.
5. La agrupación y clasificación de los tiempos de llegada detectados para evaluar el funcionamiento de cada estación.
6. Función de búsqueda de eventos similares entre distintos catálogos de *machine learning*.

Aparte de las anteriores, se ha invertido una gran cantidad de tiempo en elaborar una serie de *scripts* que permitan generar de forma automática salidas gráficas para los catálogos sísmicos obtenidos con *easyQuake* (e.g.: mapas, gráficos, histogramas, etc.). Este tipo de información es valiosa para entender el catálogo que se ha generado y

ofrece mayor contexto a la hora de interpretar los resultados (e.g.: encontrar periodos con menos detecciones por mal funcionamiento de estaciones mediante la comparación histogramas de frecuencia de detecciones y gráficos de evolución temporal de la red sísmica).

Finalmente, la incorporación de una función que permitiera conservar los valores de probabilidad que cada modelo asigna a los picados de la onda P y S sería muy útil a la hora de analizar el comportamiento de cada modelo durante las detecciones, o revisar la tasa de picados en función de intervalos de probabilidad.

8.7.6. Revisión del cálculo de la asociación de llegadas detectadas

Vistos los problemas que pueden derivarse cuando se produce un mal funcionamiento del algoritmo de asociación, es necesario buscar una alternativa que permita evitar en lo posible la aparición de artefactos. Una solución podría pasar por restringir más los criterios mínimos que emplea *PhasePApy 1D* para agrupar terremotos. No obstante, en una región en la que la distribución de estaciones y geometría de la red sísmica no es del todo homogénea, esto conllevaría una reducción drástica del número de terremotos contenidos en el catálogo. Otra medida podría pasar por evaluar el efecto que tendría realizar la asociación empleando unas nuevas tablas de tiempos de viaje, calculadas a partir de *mTAB3D*, para comprobar si considerando las variaciones laterales de velocidad es posible obtener asociaciones más ajustadas a partir de los resultados de la detección. Esta funcionalidad está presente en *easyQuake* pero no se ha explorado activamente su uso, ya que hasta ahora se había aplicado en zonas con redes sísmicas densas, donde las diferencias entre resultados de modelos 1D *vs.* 3D pueden no ser tan evidentes.

Alternativamente, existen otras metodologías que podrían aplicarse sin necesidad de ser integradas completamente dentro del entorno de *easyQuake*. Una de ellas pasaría por realizar el paso de asociación usando *GaMMA* (Zhu et al. 2022b), que realiza la asociación de los tiempos de llegada resolviéndolo de manera probabilista mediante un proceso no supervisado en el que se agrupan las detecciones en diferentes grupos de

terremotos individuales, para posteriormente calcular qué grupo posee la probabilidad más alta. Este algoritmo presenta una configuración más compleja con algunos hiperparámetros adicionales que nos permiten controlar mejor la calidad de la asociación para filtrar de manera más conservadora los terremotos falsos positivos. Adicionalmente, ofrece una estimación de la localización y magnitud de los resultados.

Capítulo 9

Conclusiones

En este Capítulo final se detallan las conclusiones alcanzadas tras la haber realizado toda la investigación de la presente Tesis Doctoral. Estas ideas se describirán de manera sintética en apartados que resaltan las reflexiones y valoraciones extraídas de aspectos concretos descritos en páginas anteriores, o planteamientos comunes vistos en varios Capítulos.

Recopilación de datos para la creación de modelos de velocidades tridimensionales.

El primer paso para la creación de un modelo de velocidades tridimensional implica la búsqueda de información lo más detallada posible dentro de la región de estudio. Esta tarea puede implicar una gran inversión de tiempo, pero es necesaria para dotar de la resolución suficiente al modelo sintético que se usará. Para la creación de *mTAB3D*, enmarcado en la región Íbero-Maghrebí, se han consultado diversas fuentes de datos (e.g.: sísmica de reflexión/refracción, gravimetría, cartografías geológicas de detalle, etc.), de las que se ha extraído información suficiente para crear modelo.

Aunque es posible que exista cierto sesgo en cuanto al número de estudios centrados en ubicaciones concretas, dando lugar que la resolución alcanzada en algunos sectores mejor estudiados no sea la misma de otras zonas menos exploradas, siempre existe la opción de incorporar información en versiones posteriores *mTAB3D*. Esto ayudará a modelar con más detalle la geometría de ciertos cuerpos que puedan influenciar la

propagación de ondas y, en consecuencia, aproximándolo más a la realidad en cuanto a su aplicación posterior a la relocalización de terremotos.

Adicionalmente, a pesar de que los valores de velocidad de onda P son coherentes con la litología asignada, así como con la evolución que se les supondría en profundidad, siempre es posible refinar estos datos para lograr un mejor ajuste que represente más fielmente la variación lateral de la velocidad de ondas, incluso dentro del mismo cuerpo.

Para finalizar, el modelo sintético *mTAB3D* representa a nivel regional la variedad de dominios corticales que existe en la región Íbero-Maghrebí y mar de Alborán, así como su geometría y la velocidad de ondas P correspondiente. Se ha prestado atención a algunas particularidades como las variaciones de espesor cortical, las roturas de lámina de subducción en el margen Ibérico y norte de África, o la presencia de cuencas sedimentarias de espesor variable repartidas por toda el área de estudio. Esto convierte a *mTAB3D* en una herramienta útil a la hora de su utilización en tareas que impliquen la inversión de tiempos de llegada de ondas sísmicas, como la localización de terremotos.

Funcionamiento del modelo *mTAB3D* y su aplicación a la región Íbero-Maghrebí.

Para comprobar la idoneidad de *mTAB3D* en su aplicación a la inversión de hipocentros, se han realizado diversos ensayos que incluían diferentes supuestos, empleando únicamente tiempos de llegada recogidos en el catálogo de la Red Sísmica Nacional. En estos ensayos, se ha relocalizado un catálogo continuo entre 2018 y 2022 de terremotos de las Béticas Orientales, una zona con relativamente buena cobertura dentro de la Red Sísmica Nacional, y otro catálogo correspondiente a la serie sísmica del mar de Alborán durante el año 2016, ubicada cerca del borde sur de *mTAB3D*, donde el menor número de estaciones y la geometría de la red podrían dificultar el cálculo de localizaciones fiables.

A pesar de todo, en general, los resultados de los hipocentros conseguidos con *mTAB3D* presentan una incertidumbre más baja cuando se comparan con resultados obtenidos con un modelo 1D regional. Esta mejora de *mTAB3D* resalta más cuando

nos referimos a aquellos terremotos de menor magnitud que han sido detectados por pocas estaciones y de los que se dispone de menos tiempos de llegada. Por lo común, se ha notado también que el cálculo de inversión llevado a cabo con *mTAB3D* desplaza los hipocentros hacia zonas coherentes con la presencia y orientación de estructuras con evidencias de actividad reciente, lo que resulta de gran interés cuando se trata de establecer relaciones sismogénicas.

Este modelo 3D también se ha empleado para la inversión de los tiempos de llegada detectados por modelos de redes neuronales durante los años 2018 y 2019 en toda su zona de extensión. Tras el filtrado de aquellos terremotos que cumplieran con unos requisitos mínimos de calidad, se ha encontrado que los resultados obtenidos permitían el análisis con cierto detalle de la sismicidad de algunas de las zonas de la región Íbero-Maghrebí. En el caso de las series sísmicas de Albudeite (Región de Murcia) y Jódar (Jaén), el nivel alcanzado ha permitido realizar un estudio sismogénico de más resolución, interpretando posibles fuentes y causas de la sismicidad.

Inversión de hipocentros y la obtención de catálogos sísmicos de alta precisión.

La mejora de la precisión y exactitud de la localización de terremotos son parámetros importantes a la hora de optimizar la calidad de los catálogos sísmicos. Los factores que normalmente afectan a la fiabilidad de la localización son errores derivados del picado de los tiempos de llegada. En esta Tesis se ha mostrado cómo pueden lograrse terremotos con baja incertidumbre de localización mediante la inversión de hipocentros, en un proceso que combina la aplicación de modelos 3D de velocidades (*mTAB3D*) y el cálculo mediante técnicas de localización no-lineales (*NonLinLoc*). En circunstancias ideales, con abundantes tiempos de llegada repartidos de forma radialmente homogénea, ha sido posible lograr un cálculo de la inversión que ofrezca hipocentros con incertidumbres inferiores a 1 km, referido tanto a error horizontal como vertical.

Para el resto de la sismicidad más frecuente, de baja o muy baja magnitud con pocos tiempos de llegada disponibles, también se ha podido recuperar una localización hipocentral con una certeza aceptable. En el conjunto total, una vez clasificados

los resultados de los tres catálogos analizados (Béticas Orientales, mar de Alborán y modelos de redes neuronales), se ha encontrado que un buen número de hipocentros presentan un error de localización inferior a 5 km, que es uno de los requisitos imprescindibles, según se recoge en criterios seguidos por agencias internacionales, para ser incorporados a catálogos que contengan eventos caracterizados por una alta calidad de la localización.

Las aplicaciones derivadas de los catálogos sísmicos de alta precisión que se pueden lograr mediante el cálculo de técnicas de localización no-lineal y modelos 3D de velocidades contemplan la revisión de espesores de corteza sismogénica, la delimitación de zonas de actividad sísmica donde las fallas presenten escasa definición de la traza cartográfica, o determinación de áreas con mayor bloqueo dentro de un sistema de fallas. Como aplicaciones más concretas a la industria, la obtención de catálogos de alta precisión en zonas explotadas para almacenamiento de fluidos, permite estimar con más detalle la evolución espacio-temporal de la sismicidad inducida por la variación de esfuerzos que produce la inyección de fluidos en el subsuelo.

Rendimiento de los modelos de redes neuronales en tareas de detección de terremotos.

En esta Tesis Doctoral se ha explorado el funcionamiento de varios modelos de redes neuronales en su aplicación a la detección de señales sísmicas: *GPD*, *PhaseNet*, *EQT_{original}*, y *EQT_{conservador}*. Tras los ensayos realizados para el estudio de la región Íbero-Maghrebí, empleando el *software easyQuake*, se observó que los mejores resultados se obtenían usando los modelos *PhaseNet* y *EQT_{conservador}*, en cuanto al número de terremotos extraídos y el porcentaje de coincidencia con un catálogo de referencia de la Red Sísmica Nacional. En un paso posterior, se consiguió mejorar el rendimiento combinando los resultados de ambos modelos para crear un catálogo mixto con mayor número de terremotos y un porcentaje de coincidencia mejorado en comparación a cada modelo por separado.

A pesar de que la utilización de estos modelos generó un catálogo representativo en cuanto a la sismicidad que ocurre en la región de estudio, también es cierto que el

ajuste resultó no ser perfecto cuando se comparó con la sismicidad registrada por la Red Sísmica Nacional. Entre las posibles causas se determinó dos que podrían tener una gran influencia en el resultado. Primero, tanto *PhaseNet* como *EQT_{conservador}* fueron entrenados a partir de conjuntos de datos distintos a los de la Red Sísmica Nacional, por lo tanto, es de esperar que no estén optimizados para ser aplicados de manera directa a las formas de onda registradas por las estaciones de la Red Sísmica Nacional. Segundo, el número de estaciones empleado es inferior al número total de instrumentos presentes en la región Íbero-Maghrebí (tanto estaciones de banda ancha como acelerómetros), por lo tanto, en ocasiones el rendimiento de las detecciones y asociaciones se ha podido ver comprometido por la falta de datos en alguna zona o periodos concretos.

Para atajar esto a futuro, se ha planteado la posibilidad de entrenar un modelo de redes neuronales usando datos provenientes del catálogo de la Red Sísmica Nacional y formas de onda de todas las redes sísmicas con estaciones desplegadas en el área Íbero-Maghrebí. Trabajos que han recopilado información relativa a otras regiones del mundo para el entrenamiento de estos modelos y su aplicación a la detección demuestran que es una estrategia válida, optimizando los resultados de los catálogos generados.

Propuesta metodológica para la aplicación a las rutinas de monitorización y vigilancia sísmica.

Durante el desarrollo del trabajo realizado para esta Tesis Doctoral, se ha definido una estrategia metodológica basada en las experiencias observadas, y que ha permitido describir una propuesta metodológica aplicada a la creación de catálogos sísmicos en la región Íbero-Maghrebí. Esta propuesta se basa en la utilización de técnicas de *machine learning* para la detección de terremotos, y una posterior localización empleando el modelo de velocidades *mTAB3D* para conseguir un catálogo lo más completo y representativo posible del área de estudio.

El flujo de trabajo formulado puede emplearse para extraer un subconjunto de eventos con alta calidad de la localización, que pueden ser empleados en estudios de más detalle para analizar el comportamiento y la evolución espacio-temporal de la sismicidad dentro del área de estudio.

El enfoque práctico de esta aproximación se ha planteado para un posible uso en paralelo dentro de la metodología rutinaria de monitorización sísmica que se lleva a cabo por la Red Sísmica Nacional. A pesar de los probables inconvenientes analizados, se entiende que el uso complementario de ambos procedimientos puede resultar beneficioso y productivo a la hora de llevar a cabo las tareas de vigilancia dentro de una zona con evidentes riesgos sísmicos como la región Íbero-Maghrebí.

Limitaciones, ventajas y perspectivas futuras del trabajo realizado en esta Tesis Doctoral.

Se han desprendido una serie de ideas que tienen relación con los obstáculos encontrados en la aplicación de las metodologías llevadas a cabo para obtener los resultados del trabajo en el que se sustenta esta Tesis Doctoral. Entre otros, el más destacable podría resultar la heterogeneidad de la red sísmica empleada en cuanto a la distribución espacio-temporal de instrumentos. Esto ha supuesto una serie de limitaciones tanto para las relocalizaciones como para las detecciones de terremotos que han podido reducir el potencial de los resultados logrados.

No obstante, y teniendo en cuenta todos los impedimentos encontrados, se ha concluido una gran utilidad de los dos productos principales que se han extraído de esta investigación: el modelo de velocidades $mTAB3D$, y la metodología combinada de detección y relocalización hipocentral. Sus aplicaciones no quedan restringidas a las explicadas aquí, como se ha analizado para otros posibles fines alternativos que podrían servir para la mejora del conocimiento de la región Íbero-Maghrebí.

Finalmente, se valoraron algunas vías de trabajo futuras para que continuar la investigación y dinámicas aprendidas. Varias de ellas centradas en perfeccionar la relocalización de hipocentros y las técnicas de detección. Entre estos objetivos, sobresalen las propuestas de mejora de $mTAB3D$, incrementando su extensión e incorporando nuevos datos para el modelado, la revisión del catálogo sísmico de la región de estudio para conseguir un subconjunto de eventos con menor incertidumbre, y el entrenamiento de un modelo de redes neuronales optimizado con datos extraídos de estaciones presentes en el sur de la península Ibérica, mar de Alborán y norte de África.

Capítulo 10

Conclusions

This final Chapter details the conclusions reached after all the research carried out during this Doctoral Thesis. These ideas will be described briefly in sections highlighting the thoughts and considerations extracted from specific aspects explained in previous pages or common approaches seen in several Chapters.

Data collection for the creation of three-dimensional velocity models.

The first step in the three-dimensional velocity model creation involves gathering the data within the study region, with as much detail as possible. This task can be time-consuming but is necessary to provide sufficient resolution for the synthetic model. For the creation of *mTAB3D*, framed in the Ibero-Maghreb region, several data sources were consulted (e.g.: seismic reflection/refraction profiles gravimetry, detailed geological maps, etc.), from which sufficient information was extracted to create the model.

Although there may be some bias in terms of the number of studies focused on specific locations, resulting in the higher resolution achieved for some of the best-studied sectors in comparison to other less explored areas, it is possible to incorporate more information in later versions of *mTAB3D*. New data will help to model in much more detail the geometry of certain bodies that may influence wave propagation and, consequently, bring it closer to reality in terms of its subsequent application to earthquake relocation.

Additionally, although the P-wave velocity values are consistent with the assigned

lithology, as well as their supposed evolution at depth, these data can be refined to achieve a better fit that represents the lateral variation of wave velocity more accurately, even within the same body.

Finally, the synthetic model *mTAB3D* represents at the regional level the variety of crustal domains existing in the Ibero-Maghreb region and Alboran Sea, as well as their geometry and the corresponding P-wave velocity. The modeling process was focused mainly on some particularities, such as crustal thickness variations, subduction slab breaks in the Iberian margin and North Africa, or the sedimentary basins of variable thickness distributed throughout the study area. This makes *mTAB3D* a useful tool for tasks involving the inversion of earthquake arrival times, such as hypocenter localization.

Performance of the *mTAB3D* model and its application to the Ibero-Maghreb region.

To test the suitability of *mTAB3D* in its application to hypocenter inversion, several tests have been carried out, including different assumptions, using only arrival times collected in the National Seismic Network catalog. In these tests, a continuous earthquakes catalog between 2018 and 2022 from the Eastern Betics, an area with relatively good coverage within the National Seismic Network, has been relocated, as well as another catalog corresponding to the seismic series in the Alboran Sea during 2016, located near the southern edge of *mTAB3D*, where the smaller number of stations and the geometry of the network could make it difficult to calculate reliable locations.

Nevertheless, in general, the results of the hypocenters obtained with *mTAB3D* present a lower uncertainty when compared with results obtained with a regional 1D model. This improvement of *mTAB3D* stands out when we refer to those earthquakes of smaller magnitude that have been detected by few stations and, consequently, with fewer arrival times available. In general, it has also been noted that the inversion procedure carried out with *mTAB3D* shifts the hypocenters towards areas consistent with the presence and orientation of structures with evidence of recent activity, which is of great interest when trying to establish seismogenic relation.

This 3D model has also been used for the inversion of the arrival times detected by neural network models during 2018 and 2019 in all its extension area. After filtering those earthquakes that met some minimum quality requirements, the results allowed a detailed analysis of the seismicity of some of the areas of the Ibero-Maghreb region. In the case of the Albudeite (Region of Murcia) and Jódar (Jaén) seismic series, the results allowed a higher resolution seismogenic study, interpreting possible sources and causes of seismicity.

Hypocenter inversion and high-precision seismic catalogs calculation.

Improving the accuracy and precision of earthquake location are important parameters in optimizing the quality of seismic catalogs. Factors that usually affect the reliability of localization are errors due to arrival times picking. In this Thesis, it has been shown how earthquakes with low localization uncertainty can be achieved through hypocenter inversion, in a process that combines the application of 3D velocity models (*mTAB3D*) and computation using nonlinear localization techniques (*NonLin-Loc*). Under ideal circumstances, with abundant radially homogeneously distributed arrival times, it has been possible to achieve an inversion that provides hypocenters with uncertainties lower than 1 km, referred to as both horizontal and vertical error.

For the rest of the most frequent seismicity, of low or very low magnitude with few arrival times available, it has also been possible to recover a hypocentral location with acceptable accuracy. Once the results of the three catalogs analyzed (Eastern Betics, Alboran Sea, and neural network models) were classified, it was found that a good number of hypocenters have a location error of less than 5 km, which is one of the essential requirements to be considered as catalogs containing events characterized by a high-quality location, according to criteria followed by international agencies.

The applications derived from high-precision seismic catalogs that can be achieved through the calculation of non-linear localization techniques and 3D velocity models include the review of seismogenic crustal thicknesses, the delimitation of seismic activity zones where faults present poor definition of the mapping trace, or the determination of areas with greater coupling within a fault system. With more concrete applications

to the industry, obtaining high-precision catalogs in areas exploited for fluid storage allows estimating in more detail the spatio-temporal evolution of seismicity induced by the variation of stresses produced by the fluids injection into the subsurface.

Performance of neural network models in earthquake detection tasks.

In this Doctoral Thesis, the performance of several neural network models has been explored for their application to seismic signal detection: *GPD*, *PhaseNet*, *EQT_{original}*, y *EQT_{conservative}*. After the tests carried out for the study of the Ibero-Maghreb region, using the *software easyQuake*, it was observed that the best results were obtained using the *PhaseNet* and *EQT_{conservative}* models in terms of the number of extracted earthquakes and the percentage of coincidence with a reference catalog of the National Seismic Network. In a subsequent step, improved performance was achieved by combining the results of both models to create a mixed catalog with a larger number of earthquakes and a higher coincidence percentage compared to each model separately.

Although these models generated a representative catalog regarding the seismicity occurring in the study region, it is also true that the fitting was not perfect when compared with the seismicity recorded by the National Seismic Network. Among the possible causes, two that could influence the result were determined. First, both *PhaseNet* and *EQT_{conservative}* were trained from datasets different from those of the National Seismic Network, therefore, it is to be expected that they are not optimized to be applied directly to the waveforms recorded by the stations of the National Seismic Network. Second, the number of stations used is lower than the total number of instruments present in the Ibero-Maghreb region (both broadband stations and accelerometers), therefore, sometimes the performance of the detections and associations could have been compromised by the lack of data in some areas or specific periods.

To address this in the future, it is possible to train a neural network model using data from the National Seismic Network catalog and waveforms from all seismic networks with stations deployed in the Ibero-Maghreb area. Works that have collected information related to other regions of the world for the training of these models and their application to detection prove that it is a valid strategy, optimizing the results of

the generated catalogs.

Methodological proposal for the application to seismic monitoring routines.

During the development of the work carried out for this Doctoral Thesis, a methodological strategy has been defined based on the observed experiences, which led to a method that can be applied to the creation of seismic catalogs in the Ibero-Maghreb region. This proposal is based on the use of *machine learning* techniques for the detection of earthquakes, and a later localization using the *mTAB3D* velocity model to obtain a catalog as complete and representative as possible of the study area.

The formulated workflow can be used to extract a subset of events with high location quality, which can be used in more detailed studies to analyze the behavior and spatio-temporal evolution of seismicity within the study area.

The practical approach of this method has been suggested for possible parallel use within the routine seismic monitoring methodology carried out by the National Seismic Network. Despite the probable drawbacks analyzed, the complementary use of both procedures can be beneficial and productive when carrying out monitoring tasks within an area with evident seismic hazards, such as the Ibero-Maghreb region.

Limitations, advantages and future perspectives after the work carried out in this Doctoral Thesis.

After the obstacles encountered in the application of the methodologies carried out to obtain the results of the work on which this Doctoral Thesis is based, some considerations emerged. Among others, the most remarkable could be the heterogeneity of the seismic network used in terms of the spatio-temporal distribution of instruments. This has meant a series of limitations both for the relocations and for the earthquake detections that could have reduced the potential of the results achieved.

Nevertheless, and taking into account all the handicaps encountered, it has been shown the usefulness of the two main products that have been extracted from this research: the *mTAB3D* velocity model, and the combined hypocentral detection and relocation methodology. Its applications are not restricted to those explained here, as

it has been analyzed for other possible alternative purposes that could serve for the improvement of the knowledge of the Ibero-Maghreb region.

Finally, some prospects to continue the research and techniques learned have been assessed. Several of them are focused on the improvement of hypocenter relocation and detection methods. Among the measures to be taken, the proposals to improve *mTAB3D* stand out, increasing the extension area and incorporating new data for modeling, the revision of the seismic catalog of the study region to obtain a subset of events with low localization error, and the training of an optimized neural network model with data extracted from stations in the south of the Iberian Peninsula, the Alboran Sea and North Africa.

Referencias

- Abbasi, A. (2019). Linear and nonlinear earthquake location approaches in a case study overview. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 293:106265.
- Ackerley, N. (2014). Principles of Broadband Seismometry. In Beer, M., Kousioglou, I. A., Patelli, E., and Au, I. S.-K., editors, *Encyclopedia of Earthquake Engineering*, pages 1–35. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.
- Aki, K. and Richards, P. G. (1980). *Quantitative seismology: Theory and Methods*, volume 1.
- Aldaya, F. (1969). *Los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada*. PhD thesis, Universidad de Granada, Granada.
- Aldaya, F., Álvarez, F., Galindo-Zaldivar, J., González-Lodeido, F., Jabaloy, A., and Navarro-Villa, F. (1991). The Maláguide-Alpujárride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment. 313:1447–1453.
- Alfaro, P., Bartolomé, R., Borque, M. J., Estévez, A., García-Mayordomo, J., García-Tortosa, F. J., Gil, A. J., Gràcia, E., Iacono, C. L., and Perea, H. (2012). The Bajo Segura Fault Zone: Active blind thrusting in the Eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38(1):271–284.
- Alfaro, P., Delgado, J., de Galdeano, C. S., Galindo-Zaldívar, J., García-Tortosa, F. J., López-Garrido, A. C., López-Casado, C., Marín-Lechado, C., Gil, A., and Borque, M. J. (2008). The Baza Fault: a major active extensional fault in the central Betic Cordillera (south Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 97(6):1353–1365.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J., and Yébenes, A. (2002). Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Marine Geology*, 186(3-4):337–349.
- Alguacil, G., Vidal, F., Navarro, M., García-Jerez, A., and Pérez-Muelas, J. (2014). Characterization of earthquake shaking severity in the town of Lorca during the May 11, 2011 event. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 12(5):1889–1908.
- Álvarez Gómez, J. A., Aniel-Quiroga, L., González, M., and Otero, L. (2011). Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(1):227–240.

- Álvarez Gómez, J. A., Herrero-Barbero, P., and Martínez-Díaz, J. J. (2023). Seismogenic potential and tsunami threat of the strike-slip Carboneras fault in the western Mediterranean from physics-based earthquake simulations. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 23(6):2031–2052.
- Álvarez Gómez, J. A., Martín, R., Pérez-López, R., Stich, D., Cantavella, J. V., Martínez-Díaz, J. J., Morales, J., Martínez-García, P., Soto, J. I., and Carreño, E. (2016). La serie sísmica de Alhucemas 2016. Partición de la deformación e interacción de estructuras en un límite de placas difuso. volume 16 of *Geo-Temas*, pages 491–494, Huelva. Sociedad Geológica de España.
- Amante, C. (2009). ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis.
- Ammar, A., Mauffret, A., Gorini, C., and Jabour, H. (2007). The tectonic structure of the Alboran Margin of Morocco. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20(3-4):247–271.
- Amores Lahidalga, R., Hernández-Enrile, J. L., and Martínez-Díaz, J. J. (2002). Estudio gravimétrico previo aplicado a la identificación de fallas ocultas como fuentes sismogénicas en la Depresión de Guadalentín (Región de Murcia). *Geogaceta*, 32(1):307–310.
- An, Y., Guo, J., Ye, Q., Childs, C., Walsh, J., and Dong, R. (2021). Deep convolutional neural network for automatic fault recognition from 3D seismic datasets. *Computers & Geosciences*, 153:104776.
- Anikiev, D., Birnie, C., Waheed, U. B., Alkhalifah, T., Gu, C., Verschuur, D. J., and Eisner, L. (2023). Machine learning in microseismic monitoring. *Earth-Science Reviews*, 239:104371.
- Armijo, R. (1977). *La zone des failles Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne). Étude tectonique et neotectonique*. PhD thesis, Université de Paris VII, Paris.
- Azañón, J., García-Dueñas, V., and Goffé, B. (1998). Exhumation of high-pressure metapelites and coeval crustal extension in the Alpujarride complex (Betic Cordillera). *Tectonophysics*, 285(3-4):231–252.
- Azañón, J.-M. and Crespo-Blanc, A. (2000). Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain). *Tectonics*, 19(3):549–565.
- Bagagli, M., Molinari, I., Diehl, T., Kissling, E., Giardini, D., AlpArray Working Group, Clinton, J., Scarabello, L., Käestli, P., Racine, R., Massin, F., Pahor, J., Živčić, M., Plenefisch, T., Jia, Y., Csicsay, K., Ivančić, I., Hetényi, G., Abreu, R., Allegretti, I., Apoloner, M.-T., Aubert, C., Besançon, S., Bès De Berc, M., Brunel, D., Capello, M., Čarman, M., Cavaliere, A., Chèze, J., Chiarabba, C., Cougoulat, G., Cristiano, L., Czifra, T., D’Alema, E., Danesi, S., Daniel, R., Dannowski, A., Dasović, I., Deschamps, A., Egdorf, S., Fiket, T., Fischer, K., Funke, S., Govoni, A., Gröschl, G.,

- Heimers, S., Heit, B., Herak, D., Huber, J., Jarić, D., Jedlička, P., Jund, H., Klingens, S., Klotz, B., Kolínský, P., Kotek, J., Kühne, L., Kuk, K., Lange, D., Loos, J., Lovati, S., Malengros, D., Maron, C., Martin, X., Massa, M., Mazzarini, F., Métral, L., Moretti, M., Munzarová, H., Nardi, A., Pahor, J., Péquegnat, C., Petersen, F., Piccinini, D., Pondrelli, S., Prevolnik, S., Racine, R., Régnier, M., Reiss, M., Salimbeni, S., Santulin, M., Scherer, W., Schippkus, S., Schulte-Kortnack, D., Solarino, S., Spieker, K., Stipčević, J., Strollo, A., Süle, B., Szanyi, G., Szűcs, E., Thorwart, M., Ueding, S., Vallocchia, M., Vecsey, L., Voigt, R., Weidle, C., Weyland, G., Wiemer, S., Wolf, F., Wolyniec, D., and Zieke, T. (2022). The AlpArray Research Seismicity-Catalogue. *Geophysical Journal International*, 231(2):921–943.
- Balanyá, J. and García-Dueñas, V. (1987). Les directions structurales dans le Domaine d’Alboran de part de d’autre du détroit de Gibraltar. *C. R. Acad. Sci., Ser. II*, 304(304):929–933.
- Ballesteros, M., Rivera, J., Muñoz, A., Muñoz-Martín, A., Acosta, J., Carbó, A., and Uchupi, E. (2008). Alboran Basin, southern Spain—Part II: Neogene tectonic implications for the orogenic float model. *Marine and Petroleum Geology*, 25(1):75–101.
- Benson, S. M. and Cole, D. R. (2008). CO₂ Sequestration in Deep Sedimentary Formations. *Elements*, 4(5):325–331.
- Blom, N., Gokhberg, A., and Fichtner, A. (2020). Seismic waveform tomography of the central and eastern Mediterranean upper mantle. *Solid Earth*, 11(2):669–690.
- Bond, C. E., Wightman, R., and Ringrose, P. S. (2013). The influence of fracture anisotropy on CO₂ flow: FRACTURE ANISOTROPY AND CO₂ MIGRATION. *Geophysical Research Letters*, 40(7):1284–1289.
- Bondár, I. (2012). Identification and collection of ground truth events. *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP2)*, pages 281 kb, 8 pages. Artwork Size: 281 kb, 8 pages Medium: application/pdf Publisher: Deutsches GeoForschungs-Zentrum GFZ.
- Bondár, I., Myers, S. C., and Engdahl, E. R. (2014). Earthquake Location. In Beer, M., Kougiumtzoglou, I. A., Patelli, E., and Au, I. S.-K., editors, *Encyclopedia of Earthquake Engineering*, pages 1–18. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.
- Bondár, I., Myers, S. C., Engdahl, E. R., and Bergman, E. A. (2004). Epicentre accuracy based on seismic network criteria. *Geophysical Journal International*, 156(3):483–496.
- Bondár, I., Yang, X., North, R. G., and Romney, C. (2001). Location Calibration Data for CTBT Monitoring at the Prototype International Data Center. In Ringdal, F. and Kennett, B. L. N., editors, *Monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty: Source Location*, pages 19–34. Birkhäuser Basel, Basel.

- Booth-Rea, G., Azañón, J.-M., Azor, A., and Garcia-Dueñas, V. (2004). Influence of strike-slip fault segmentation on drainage evolution and topography. A case study: the Palomares Fault Zone (southeastern Betics, Spain). *Journal of Structural Geology*, 26(9):1615–1632.
- Booth-Rea, G., R. Ranero, C., and Grevemeyer, I. (2018). The Alboran volcanic-arc modulated the Messinian faunal exchange and salinity crisis. *Scientific Reports*, 8(1):13015.
- Booth-Rea, G., Ranero, C. R., Martínez-Martínez, J. M., and Grevemeyer, I. (2007). Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean: ALBORÁN SEA CRUSTAL TYPES. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10):n/a–n/a.
- Borque, M. J., Sánchez-Alzola, A., Martín-Rojas, I., Alfaro, P., Molina, S., Rosa-Cintas, S., Rodríguez-Caderot, G., Lacy, C., García-Armenteros, J. A., Avilés, M., Herrera-Olmo, A., García-Tortosa, F. J., Estévez, A., and Gil, A. J. (2019). How Much Nubia-Eurasia Convergence Is Accommodated by the NE End of the Eastern Betic Shear Zone (SE Spain)? Constraints From GPS Velocities. *Tectonics*, 38(5):1824–1839.
- Bosch, D., Maury, R. C., El Azzouzi, M., Bollinger, C., Bellon, H., and Verdoux, P. (2014). Lithospheric origin for Neogene–Quaternary Middle Atlas lavas (Morocco): Clues from trace elements and Sr–Nd–Pb–Hf isotopes. *Lithos*, 205:247–265.
- Bousquet, J.-C. (1979). Quaternary Strike-Slip Faults in Southeastern Spain. In *Developments in Geotectonics*, volume 13, pages 277–286. Elsevier.
- Bousquet, J.-C., Dumas, B., and Montenat, C. (1975). Le décrochement de Palomares: décrochement Quaternaire sénestre du bassin de Vera (Cordillères Bétiques Orientales, Espagne). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 6:113–119.
- Bousquet, J. C. and Philip, H. (1976). Observations microtectoniques sur la compression nord-sud quaternaire des Cordilleres betiques orientales (Espagne meridionale-Arc de Gibraltar). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3):711–724. Publisher: Societe Geologique de France Paris, France.
- Bradley, B. A. (2019). On-going challenges in physics-based ground motion prediction and insights from the 2010–2011 Canterbury and 2016 Kaikoura, New Zealand earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 124:354–364.
- Brocher, T. M. (2005). Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth’s Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6):2081–2092.
- Bufo, E., Benito, B., Sanz De Galdeano, C., del Fresno, C., Muñoz, D., and Rodríguez, I. (2005). Study of the Damaging Earthquakes of 1911, 1999, and 2002 in the Murcia, Southeastern Spain, Region: Seismotectonic and Seismic-Risk Implications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2):549–567.

- Buform, E., Pro, C., Sanz de Galdeano, C., Cantavella, J., Cesca, S., Caldeira, B., Udías, A., and Mattesini, M. (2017). The 2016 south Alboran earthquake (Mw= 6.4): A reactivation of the Ibero-Maghrebian region? *Tectonophysics*, 712-713:704–715.
- Béthoux, N., Theunissen, T., Beslier, M.-O., Font, Y., Thouvenot, F., Dessa, J.-X., Simon, S., Courrioux, G., and Guillen, A. (2016). Earthquake relocation using a 3D a-priori geological velocity model from the western Alps to Corsica: Implication for seismic hazard. *Tectonophysics*, 670:82–100.
- Calais, E., DeMets, C., and Nocquet, J.-M. (2003). Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia–Eurasia–North America plate motions? *Earth and Planetary Science Letters*, 216(1-2):81–92.
- Carannante, S., Argnani, A., Massa, M., D’Alema, E., Lovati, S., Moretti, M., Cattaneo, M., and Augliera, P. (2015). The May 20 (MW 6.1) and 29 (MW 6.0), 2012, Emilia (Po Plain, northern Italy) earthquakes: New seismotectonic implications from subsurface geology and high-quality hypocenter location. *Tectonophysics*, 655:107–123.
- Carballo, A., Fernandez, M., Jiménez-Munt, I., Torne, M., Vergés, J., Melchiorre, M., Pedreira, D., Afonso, J., Garcia-Castellanos, D., Díaz, J., Villaseñor, A., Pulgar, J., and Quintana, L. (2015). From the North-Iberian Margin to the Alboran Basin: A lithosphere geo-transect across the Iberian Plate. *Tectonophysics*, 663:399–418.
- Carder, D. S. (1945). Seismic investigations in the Boulder Dam area, 1940-1944, and the influence of reservoir loading on local earthquake activity*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 35(4):175–192.
- Cesca, S., Stich, D., Grigoli, F., Vuan, A., López-Comino, J. A., Niemz, P., Blanch, E., Dahm, T., and Ellsworth, W. L. (2021). Seismicity at the Castor gas reservoir driven by pore pressure diffusion and asperities loading. *Nature Communications*, 12(1):4783.
- Cesca, S., Sukan, M., Rudzinski, , Vajedian, S., Niemz, P., Plank, S., Petersen, G., Deng, Z., Rivalta, E., Vuan, A., Plasencia Linares, M. P., Heimann, S., and Dahm, T. (2022). Massive earthquake swarm driven by magmatic intrusion at the Bransfield Strait, Antarctica. *Communications Earth & Environment*, 3(1):89.
- Chalouan, A., El Mrihi, A., El Kadiri, K., Bahmad, A., Salhi, F., and Hlila, R. (2006). Mauretanian flysch nappe in the northwestern Rif Cordillera (Morocco): deformation chronology and evidence for a complex nappe emplacement. *Geological Society, London, Special Publications*, 262(1):161–175.
- Chalouan, A. and Michard, A. (1990). The Ghomarides Nappes, Rif Coastal Range, Morocco: A Variscan chip in the Alpine Belt. *Tectonics*, 9(6):1565–1583.
- Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, K., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Soto, J. I., and Saddiqi, O. (2008). The Rift Belt. In *Continental evolution: the geology of Morocco*, number 116 in Lecture notes in earth sciences. Springer, New York.

- Chen, C. and Holland, A. A. (2016). PhasePapy: A Robust Pure Python Package for Automatic Identification of Seismic Phases. *Seismological Research Letters*, 87(6):1384–1396.
- Cheng, Y., Hauksson, E., and Ben-Zion, Y. (2023a). Refined Earthquake Focal Mechanism Catalog for Southern California Derived With Deep Learning Algorithms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(2):e2022JB025975.
- Cheng, Y., Liu, W., Xu, T., Zhang, Y., Zhang, X., Xing, Y., Feng, B., and Xia, Y. (2023b). Seismicity induced by geological CO₂ storage: A review. *Earth-Science Reviews*, 239:104369.
- Chertova, M. V., Spakman, W., Geenen, T., Van Den Berg, A. P., and Van Hinsbergen, D. J. J. (2014). Underpinning tectonic reconstructions of the western Mediterranean region with dynamic slab evolution from 3-D numerical modeling: western Mediterranean slab evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(7):5876–5902.
- Christensen, N. I. and Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6):9761–9788.
- Cianetti, S., Bruni, R., Gaviano, S., Keir, D., Piccinini, D., Saccorotti, G., and Giunchi, C. (2021). Comparison of Deep Learning Techniques for the Investigation of a Seismic Sequence: An Application to the 2019, Mw 4.5 Mugello (Italy) Earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(12).
- Clariana-García, M. P., Rubio-Pascual, F., Montes-Santiajo, M. J., and Gonzalez-Clavijo, E. J. (2021). Mapa Geológico Digital continuo E. 1:50.000, Zona Centroibérica. Dominio esquistograuváquico y Cuenca del Guadiana (Zona-1400).
- Comas, M. C., García-Dueñas, V., and Jurado, M. J. (1992). Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo-Marine Letters*, 12(2-3):157–164.
- Comas, M. C., Platt, J. P., Soto, J. I., and 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*, volume 161, page 27. Ocean Drilling Program, r. zahn, m.c. comas, a. klaus edition.
- Crespo-Blanc, A. and De Lamotte, D. F. (2006). Structural evolution of the external zones derived from the Flysch trough and the South Iberian and Maghrebian paleomargins around the Gibraltar arc: a comparative study. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177(5):267–282.
- d’Acremont, E., Lafosse, M., Rabaute, A., Teurquety, G., Do Couto, D., Ercilla, G., Juan, C., Lépinay, B. M., Lafuerza, S., Galindo-Zaldivar, J., Estrada, F., Vazquez, J. T., Leroy, S., Poort, J., Ammar, A., and Gorini, C. (2020). Polyphase Tectonic Evolution of Fore-Arc Basin Related to STEP Fault as Revealed by Seismic Reflection Data From the Alboran Sea (W-Mediterranean). *Tectonics*, 39(3).

- Dando, B. D. E., Goertz-Allmann, B. P., Kühn, D., Langet, N., Dichiarante, A. M., and Oye, V. (2021). Relocating microseismicity from downhole monitoring of the Decatur CCS site using a modified double-difference algorithm. *Geophysical Journal International*, 227(2):1094–1122.
- Dascher-Cousineau, K., Shchur, O., Brodsky, E. E., and Günnemann, S. (2023). Using Deep Learning for Flexible and Scalable Earthquake Forecasting. *Geophysical Research Letters*, 50(17):e2023GL103909.
- Daudet, M., Mouthereau, F., Brichau, S., Crespo-Blanc, A., Gautheron, C., and Angrand, P. (2020). Tectono-Stratigraphic and Thermal Evolution of the Western Betic Flysch: Implications for the Geodynamics of South Iberian Margin and Alboran Domain. *Tectonics*, 39(7).
- de Galdeano, C. S., Delgado, J., Galindo-Zaldívar, J., Marín-Lechado, C., Alfaro, P., Tortosa, F. J. G., and López-Garrido, A. C. (2007). Anomalías gravimétricas de la cuenca de Guadix-Baza (Cordillera Bética, España). page 11.
- De La Puente, J., Rodriguez, J. E., Monterrubio-Velasco, M., Rojas, O., and Folch, A. (2020). Urgent Supercomputing of Earthquakes: Use Case for Civil Protection. In *Proceedings of the Platform for Advanced Scientific Computing Conference*, pages 1–8, Geneva Switzerland. ACM.
- De Larouzière, F., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C., and Ott d’Estevou, P. (1988). The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152(1-2):41–52.
- De Pro-Díaz, Y., Perea, H., Insua-Arévalo, J. M., Martínez-Díaz, J. J., and Canora, C. (2023). Constraining earthquake fault sources through the use of intensity data and seismic scenarios: application to the Betic Cordillera (South Spain). *Frontiers in Earth Science*, 11:1214836.
- DeMets, C., Iaffaldano, G., and Merkuriev, S. (2015). High-resolution Neogene and Quaternary estimates of Nubia-Eurasia-North America Plate motion. *Geophysical Journal International*, 203(1):416–427.
- Díaz, J., Gallart, J., and Carbonell, R. (2016). Moho topography beneath the Iberian-Western Mediterranean region mapped from controlled-source and natural seismicity surveys. *Tectonophysics*, 692:74–85.
- Díaz, J., Ruiz, M., and Jara, J.-A. (2021). Seismic monitoring of urban activity in Barcelona during the COVID-19 lockdown. *Solid Earth*, 12(3):725–739.
- Diehl, T., Clinton, J., Cauzzi, C., Kraft, T., Kästli, P., Deichmann, N., Massin, F., Grigoli, F., Molinari, I., Bse, M., Hobiger, M., Haslinger, F., Fäh, D., and Wiemer, S. (2021a). Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2017 and 2018. *Swiss Journal of Geosciences*, 114(1):4.

- Diehl, T., Kissling, E., Herwegh, M., and Schmid, S. M. (2021b). Improving Absolute Hypocenter Accuracy With 3D Pg and Sg Body-Wave Inversion Procedures and Application to Earthquakes in the Central Alps Region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(12).
- Duggen, S., Hoernle, K., Klügel, A., Geldmacher, J., Thirlwall, M., Hauff, F., Lowry, D., and Oates, N. (2008). Geochemical zonation of the Miocene Alborán Basin volcanism (westernmost Mediterranean): geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(5):577–593.
- Díaz, J. and Gallart, J. (2009). Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters: A new compilation of deep seismic sounding results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173(1-2):181–190.
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Dávila, J. M., and Suriñach, E. (2013). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608:600–612.
- El Moudnib, L., Villaseñor, A., Harnafi, M., Gallart, J., Pazos, A., Serrano, I., Córdoba, D., Pulgar, J. A., Ibarra, P., Himmi, M. M., and Chourak, M. (2015). Crustal structure of the Betic–Rif system, western Mediterranean, from local earthquake tomography. *Tectonophysics*, 643:94–105.
- Elliott, A. J., Oskin, M. E., Liu-Zeng, J., and Shao, Y. (2015). Rupture termination at restraining bends: The last great earthquake on the Altyn Tagh Fault: ELLIOTT ET AL. *Geophysical Research Letters*, 42(7):2164–2170.
- Estrada, F., González-Vida, J. M., Peláez, J. A., Galindo-Zaldívar, J., Ortega, S., Macías, J., Vázquez, J. T., and Ercilla, G. (2021). Tsunami generation potential of a strike-slip fault tip in the westernmost Mediterranean. *Scientific Reports*, 11(1):16253.
- Expósito, I., Balanyá, J., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M., and Luján, M. (2012). Overthrust shear folding and contrasting deformation styles in a multiple decollement setting, Gibraltar Arc external wedge. *Tectonophysics*, 576-577:86–98.
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A., and Ramalho, E. (1998). Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 291(1-4):29–53.
- Fernández Ibáñez, F. (2007). *Sismicidad, reología y estructura térmica de la corteza en el Arco de Gibraltar*. Editorial de la Universidad de Granada, Granada. OCLC: 433961452.
- Fernández-Ibáñez, F. and Soto, J. I. (2017). Pore pressure and stress regime in a thick extensional basin with active shale diapirism (western Mediterranean). *AAPG Bulletin*, 101(02):233–264.

- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., Martínez-Díaz, J. J., Pallàs, R., Perea, H., Baize, S., García-Meléndez, E., Echeverría, A., Rockwell, T., Sharp, W. D., and Arrowsmith, R. (2017). Lateral slip rate of Alhama de Murcia fault (SE Iberian Peninsula) based on a morphotectonic analysis: Comparison with paleoseismological data. *Quaternary International*, 451:87–100.
- Fichtner, A. and Villaseñor, A. (2015). Crust and upper mantle of the western Mediterranean – Constraints from full-waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters*, 428:52–62.
- Field, E. H., Jordan, T. H., Page, M. T., Milner, K. R., Shaw, B. E., Dawson, T. E., Biasi, G. P., Parsons, T., Hardebeck, J. L., Michael, A. J., Weldon, R. J., Powers, P. M., Johnson, K. M., Zeng, Y., Felzer, K. R., Elst, N. V. D., Madden, C., Arrowsmith, R., Werner, M. J., and Thatcher, W. R. (2017). A Synoptic View of the Third Uniform California Earthquake Rupture Forecast (UCERF3). *Seismological Research Letters*, 88(5):1259–1267.
- Flanagan, M. P., Myers, S. C., and Koper, K. D. (2007). Regional Travel-Time Uncertainty and Seismic Location Improvement Using a Three-Dimensional a priori Velocity Model. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(3):804–825.
- Flinch, J. and Soto, J. (2017). Allochthonous Triassic and Salt Tectonic Processes in the Betic-Rif Orogenic Arc. In *Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins*, pages 417–446. Elsevier.
- Font, Y., Kao, H., Lallemand, S., Liu, C.-S., and Chiao, L.-Y. (2004). Hypocentre determination offshore of eastern Taiwan using the Maximum Intersection method. *Geophysical Journal International*, 158(2):655–675.
- Font, Y., Segovia, M., Vaca, S., and Theunissen, T. (2013). Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model. *Geophysical Journal International*, 193(1):263–286.
- Frets, E. C., Tommasi, A., Garrido, C. J., Vauchez, A., Mainprice, D., Targuisti, K., and Amri, I. (2014). The Beni Bousera Peridotite (Rif Belt, Morocco): an Oblique-slip Low-angle Shear Zone Thinning the Subcontinental Mantle Lithosphere. *Journal of Petrology*, 55(2):283–313.
- Frizon de Lamotte, D., Crespo-Blanc, A., Saint-Bézar, B., Comas, M., Fernández, M., Zeyen, H., Ayarza, P., Robert-Charrue, C., Chalouan, A., Zizi, M., and others (2004). Transect I: Iberia–Meseta–Guadalquivir Basin–Betic Cordillera–Alboran Sea–Rif–Moroccan Meseta–High Atlas–Sahara Domain. *W. Cavazza, FM Roure, W. Spakman, GM Stampfli and PAZ (eds)(Editors), The TRANSMED Atlas-The Mediterranean region from crust to Mantle. Springer, Berlin, Heidelberg.*
- Frizon de Lamotte, D., Jarrige, J. J., and Vidal, J. C. (1980). Le magmatisme néogène bético-rifain est-il lié à une zone d'accidents décrochants "Trans-alboran"? page 155, Marseille. Soc. Géol. Fr.

- Galbis-Rodríguez, J. (1932). *Catálogo Sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5° E y 20° W de Greenwich y los paralelos 45° y 25° N.*, volume 1. Madrid, dirección general del instituto, geográfico, catastral y de estadística edition.
- Galbis-Rodríguez, J. (1940). *Catálogo Sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5° E y 20° W de Greenwich y los paralelos 45° y 25° N.*, volume 2. Madrid, instituto geográfico, catastral y de estadística edition.
- Galindo-Zaldivar, J., Gil, A. J., Tendero-Salmerón, V., Borque, M. J., Ercilla, G., González-Castillo, L., Sánchez-Alzola, A., Lacy, M. C., Estrada, F., Avilés, M., Alfaro, P., Madarieta-Txurruka, A., and Chacón, F. (2022). The Campo de Dalias GNSS Network Unveils the Interaction between Roll-Back and Indentation Tectonics in the Gibraltar Arc. *Sensors*, 22(6):2128.
- Galindo-Zaldivar, J., Gonzalez-Lodeiro, F., and Jabaloy, A. (1989). Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinamica Acta*, 3(1):73–85.
- Galindo-Zaldívar, J. (2003). Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain). *Journal of Geodynamics*, 36(1-2):239–250.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J., González-Lodeiro, F., and Torcal, F. (1999). Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): Example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18(4):686–702.
- Garcia-Castellanos, D., Fernàndez, M., and Torne, M. (2002). Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain): EVOLUTION OF THE GUADALQUIVIR BASIN. *Tectonics*, 21(3):9–19–17.
- García, J. E., Fernández-Prieto, L. M., Villaseñor, A., Sanz, V., Ammirati, J.-B., Díaz Suárez, E. A., and García, C. (2022). Performance of Deep Learning Pickers in Routine Network Processing Applications. *Seismological Research Letters*, 93(5):2529–2542.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J. C., and 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(2-3):88–95.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Rivas, P., and Sanz de Galdeano, C. (1980). Mesozoic paleogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw*, 59(2):155–168.
- García-Mayordomo, J. (2005). *García-Mayordomo Tesis (2005).pdf*. PhD thesis, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- García-Mayordomo, J., Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J. M., Álvarez Gómez, J. A., Martínez-Díaz, J. J., and Cabral, J. (2017). Active fault databases: building a bridge between earthquake geologists and seismic hazard practitioners, the case of the QAFI v.3 database. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(8):1447–1459.

- GEBCO Bathymetric Compilation Group 2022 (2022). The GEBCO_2022 Grid - a continuous terrain model of the global oceans and land.
- Geiger, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicentres from the arrival time only. *Bull. St. Louis Univ.*, 8:60.
- Goebel, T., Weingarten, M., Chen, X., Haffener, J., and Brodsky, E. (2017). The 2016 Mw5.1 Fairview, Oklahoma earthquakes: Evidence for long-range poroelastic triggering at >40 km from fluid disposal wells. *Earth and Planetary Science Letters*, 472:50–61.
- Gong, J., Fan, W., and Parnell-Turner, R. (2022). Microseismicity Indicates Atypical Small-Scale Plate Rotation at the Quebrada Transform Fault System, East Pacific Rise. *Geophysical Research Letters*, 49(3).
- González, A. (2017). The Spanish National Earthquake Catalogue: Evolution, precision and completeness. *Journal of Seismology*, 21(3):435–471.
- Govers, R. and Wortel, M. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2):505–523.
- Grevemeyer, I., Gràcia, E., Villaseñor, A., Leuchters, W., and Watts, A. B. (2015). Seismicity and active tectonics in the Alboran Sea, Western Mediterranean: Constraints from an offshore-onshore seismological network and swath bathymetry data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(12):8348–8365.
- Gràcia, E., Bartolome, R., Lo Iacono, C., Moreno, X., Stich, D., Martínez-Díaz, J. J., Bozzano, G., Martínez-Loriente, S., Perea, H., Díez, S., Masana, E., Dañobeitia, J. J., Tello, O., Sanz, J. L., Carreño, E., and EVENT-SHELF Team (2012). Acoustic and seismic imaging of the Adra Fault (NE Alboran Sea): in search of the source of the 1910 Adra earthquake. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(11):3255–3267.
- Gràcia, E., Grevemeyer, I., Bartolomé, R., Perea, H., Martínez-Loriente, S., Gómez De La Peña, L., Villaseñor, A., Klinger, Y., Lo Iacono, C., Díez, S., Calahorrano, A., Camafort, M., Costa, S., d’Acremont, E., Rabaute, A., and Ranero, C. R. (2019). Earthquake crisis unveils the growth of an incipient continental fault system. *Nature Communications*, 10(1):3482.
- Gueydan, F., Mazzotti, S., Tiberi, C., Cavin, R., and Villaseñor, A. (2019). Western Mediterranean Subcontinental Mantle Emplacement by Continental Margin Obduction. *Tectonics*, 38(6):2142–2157.
- Gómez De La Peña, L., Grevemeyer, I., Kopp, H., Díaz, J., Gallart, J., Booth-Rea, G., Gràcia, E., and R. Ranero, C. (2020). The Lithospheric Structure of the Gibraltar Arc System From Wide-Angle Seismic Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(9).

- Gómez De La Peña, L., Gràcia, E., Maesano, F. E., Basili, R., Kopp, H., Sánchez-Serra, C., Scala, A., Romano, F., Volpe, M., Piatanesi, A., and R. Ranero, C. (2022). A first appraisal of the seismogenic and tsunamigenic potential of the largest fault systems in the westernmost Mediterranean. *Marine Geology*, 445:106749.
- Gómez de la Peña, L., Ranero, C., Gràcia, E., and Booth-Rea, G. (2021). The evolution of the westernmost Mediterranean basins. *Earth-Science Reviews*, 214:103445.
- Gómez de la Peña, L., Ranero, C., Gràcia, E., Booth-Rea, G., Azañón, J. M., Tinivella, U., and Yelles-Chaouche, A. (2022). Evidence for a developing plate boundary in the western Mediterranean. *Nature Communications*, 13(1):4786.
- Gómez De La Peña, L., Ranero, C. R., and Gràcia, E. (2018). The Crustal Domains of the Alboran Basin (Western Mediterranean). *Tectonics*, 37(10):3352–3377.
- Gómez-Novell, O., Chartier, T., García-Mayordomo, J., Ortuño, M., Masana, E., Insua-Arévalo, J. M., and Scotti, O. (2020). Modelling earthquake rupture rates in fault systems for seismic hazard assessment: The Eastern Betics Shear Zone. *Engineering Geology*, 265:105452.
- Haberland, C., Gibert, L., Jurado, M. J., Stiller, M., Baumann-Wilke, M., Scott, G., and Mertz, D. F. (2017). Architecture and tectono-stratigraphic evolution of the intramontane Baza Basin (Béticos, SE-Spain): Constraints from seismic imaging. *Tectonophysics*, 709:69–84.
- Hamdache, M., Peláez, J. A., Gospodinov, D., Henares, J., Galindo-Zaldívar, J., Sanz De Galdeano, C., and Ranguelov, B. (2022). Stochastic Modeling of the Al Hoceima (Morocco) Aftershock Sequences of 1994, 2004 and 2016. *Applied Sciences*, 12(17):8744.
- Hanks, T. C. and Bakun, W. H. (2008). M-logA Observations for Recent Large Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1):490–494.
- Havskov, J., Bormann, P., and Schweitzer, J. (2012). Seismic source location. In *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*, pages 1–36. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam, bormann, p. edition.
- He, L., Wu, Q., Chen, X., Sun, X., Guo, Z., and Chen, Y. J. (2021). Detailed 3D Seismic Velocity Structure of the Prague, Oklahoma Fault Zone and the Implications for Induced Seismicity. *Geophysical Research Letters*, 48(24):e2021GL096137.
- Healy, J. H., Rubey, W. W., Griggs, D. T., and Raleigh, C. B. (1968). The Denver Earthquakes. *Science*, 161(3848):1301–1310.
- Heit, B., Mancilla, F. d. L., Yuan, X., Morales, J., Stich, D., Martín, R., and Molina-Aguilera, A. (2017). Tearing of the mantle lithosphere along the intermediate-depth seismicity zone beneath the Gibraltar Arc: The onset of lithospheric delamination: Tearing of the Lithosphere. *Geophysical Research Letters*, 44(9):4027–4035.

- Hernandez, J., François Dominique De Larouzière, Bolze, J., and Bordet, P. (1987). Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8(2):257–267.
- Herrero-Barbero, P., Álvarez-Gómez, J. A., Martínez-Díaz, J. J., and Klimowitz, J. (2020). Neogene Basin Inversion and Recent Slip Rate Distribution of the Northern Termination of the Alhama de Murcia Fault (Eastern Betic Shear Zone, SE Spain). *Tectonics*, 39(7).
- Herrero-Barbero, P., Álvarez-Gómez, J. A., Williams, C., Villamor, P., Insua-Arévalo, J. M., Alonso-Henar, J., and Martínez-Díaz, J. J. (2021). Physics-Based Earthquake Simulations in Slow-Moving Faults: A Case Study From the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberian Peninsula). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(5).
- Hidas, K., Garrido, C. J., Booth-Rea, G., Marchesi, C., Bodinier, J.-L., Dautria, J.-M., Louni-Hacini, A., and Azzouni-Sekkal, A. (2019). Lithosphere tearing along STEP faults and synkinematic formation of lherzolite and wehrlite in the shallow subcontinental mantle. *Solid Earth*, 10(4):1099–1121.
- Hough, S. E. and Jones, L. M. (1997). Aftershocks: Are they earthquakes or afterthoughts? *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 78(45):505–508.
- Howarth, J. D., Barth, N. C., Fitzsimons, S. J., Richards-Dinger, K., Clark, K. J., Biasi, G. P., Cochran, U. A., Langridge, R. M., Berryman, K. R., and Sutherland, R. (2021). Spatiotemporal clustering of great earthquakes on a transform fault controlled by geometry. *Nature Geoscience*, 14(5):314–320.
- Husen, S. and Hardebeck, J. (2010). Earthquake location accuracy. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, page 35. Publisher: Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis.
- Husen, S., Kissling, E., and Clinton, J. F. (2011). Local and regional minimum 1D models for earthquake location and data quality assessment in complex tectonic regions: application to Switzerland. *Swiss Journal of Geosciences*, 104(3):455–469.
- Husen, S., Kissling, E., Deichmann, N., Wiemer, S., Giardini, D., and Baer, M. (2003). Probabilistic earthquake location in complex three-dimensional velocity models: Application to Switzerland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
- Hutton, K., Hauksson, E., Clinton, J., Franck, J., Guarino, A., Scheckel, N., Given, D., and Yong, A. (2006). Southern California Seismic Network Update. *Seismological Research Letters*, 77(3):389–395.
- Hutton, L. K. and Boore, D. M. (1987). The *ML* scale in Southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(6):2074–2094.
- Instituto Geográfico Nacional, S. (2016). Informe de la actividad sísmica en el Mar de Alborán. Technical report.

- Instituto Geográfico Nacional, S. (2023a). Catálogo de Tensor Momento Sísmico.
- Instituto Geográfico Nacional, S. (2023b). Spanish Digital Seismic Network.
- Insua-Arevalo, J. M. (2008). *Neotectónica y tectónica activa de la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética Occidental)*. PhD thesis, Universidad Complutense de Madrid.
- Insua-Arévalo, J. M., García-Mayordomo, J., Salazar, A., Rodríguez-Escudero, E., Martín-Banda, R., Álvarez Gómez, J. A., Canora, C., and Martínez-Díaz, J. J. (2015). Paleoseismological evidence of Holocene activity of the Los Tollos Fault (Murcia, SE Spain): A lately formed Quaternary tectonic feature of the Eastern Betic Shear Zone. *Journal of Iberian Geology*, 41(3):333–350.
- Intergovernmental Panel On Climate Change - IPCC (2023). *Climate Change 2022 – Impacts, Adaptation and Vulnerability: Working Group II Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 1 edition.
- Jiménez-Pintor, J., Galindo-Zaldivar, J., Ruano, P., and Morales, J. (2002). Anomalías gravimétricas y magnéticas en la Depresión de Granada (Cordilleras Béticas): tratamiento e interpretación. *Geogaceta*, 31(1):143–146.
- Johnson, M. and Vincent, C. (2002). Development and Testing of a 3D Velocity Model for Improved Event Location: A Case Study for the India-Pakistan Region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(8):2893–2910.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmerle, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., and Crespo-Blanc, A. (2008). Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179(6):525–550.
- Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.-P., and Rouchy, J. M. (2006). Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, 188-189:9–33.
- Jozinović, D., Lomax, A., Štajduhar, I., and Michelini, A. (2022). Transfer learning: improving neural network based prediction of earthquake ground shaking for an area with insufficient training data. *Geophysical Journal International*, 229(1):704–718.
- Karasözen, E. and Karasözen, B. (2020). Earthquake location methods. *GEM - International Journal on Geomathematics*, 11(1):13.
- Kariche, J., Meghraoui, M., Timoulali, Y., Cetin, E., and Toussaint, R. (2018). The Al Hoceima earthquake sequence of 1994, 2004 and 2016: Stress transfer and poroelasticity in the Rif and Alboran Sea region. *Geophysical Journal International*, 212(1):42–53.
- Kennett, B. L. N. and Engdahl, E. R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2):429–465.

- Kivi, I. R., Boyet, A., Wu, H., Walter, L., Hanson-Hedgecock, S., Parisio, F., and Vilarrasa, V. (2023). Global physics-based database of injection-induced seismicity. *Earth System Science Data*, 15(7):3163–3182.
- Kohfahl, C., Sprenger, C., Herrera, J. B., Meyer, H., Chacón, F. F., and Pekdeger, A. (2008). Recharge sources and hydrogeochemical evolution of groundwater in semiarid and karstic environments: A field study in the Granada Basin (Southern Spain). *Applied Geochemistry*, 23(4):846–862.
- Konstantinou, K. I. (2018). Estimation of optimum velocity model and precise earthquake locations in NE Aegean: Implications for seismotectonics and seismic hazard. *Journal of Geodynamics*, 121:143–154.
- Krischer, L., Megies, T., Barsch, R., Beyreuther, M., Lecocq, T., Caudron, C., and Wassermann, J. (2015). ObsPy: a bridge for seismology into the scientific Python ecosystem. *Computational Science & Discovery*, 8(1):014003.
- Lacombe, O. and Jolivet, L. (2005). Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny: CORSICA AND PROVENCE IN THE LATE EOCENE. *Tectonics*, 24(1):n/a–n/a.
- Lahr, J. C. (1989). HYPOELLIPSE/version 2.0; a computer program for determining local earthquake hydrocentral parameters, magnitude, and first motion pattern. Report 89-116. Edition: -.
- Lai, Q., Khan, S., Nie, Y., Sun, H., Shen, J., and Shao, L. (2021). Understanding More About Human and Machine Attention in Deep Neural Networks. *IEEE Transactions on Multimedia*, 23:2086–2099.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z., and Pasyanos, M. E. (2013). Update on CRUST1.0 – A 1-degree Global Model of Earth’s Crust. In *Geophys. Res. Abstracts*, Vienna (Austria).
- Latorre, D., Di Stefano, R., Castello, B., Michele, M., and Chiaraluce, L. (2023). An updated view of the Italian seismicity from probabilistic location in 3D velocity models: The 1981–2018 Italian catalog of absolute earthquake locations (CLASS). *Tectonophysics*, 846:229664.
- Latorre, D., Mirabella, F., Chiaraluce, L., Trippetta, F., and Lomax, A. (2016). Assessment of earthquake locations in 3-D deterministic velocity models: A case study from the Altotiberina Near Fault Observatory (Italy). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(11):8113–8135.
- Lee, J., Song, J.-H., Kim, S., Rhie, J., and Song, S. G. (2022). Three-Dimensional Seismic-Wave Propagation Simulations in the Southern Korean Peninsula Using Pseudodynamic Rupture Models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 112(2):939–960.

- Lee, W. H. K. and Lahr, J. C. (1972). HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. Report 72-224. Edition: -.
- Leonard, M. (2010). Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A):1971–1988.
- Leprêtre, R., Frizon De Lamotte, D., Combier, V., Gimeno-Vives, O., Mohn, G., and Eschard, R. (2018). The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 189(2):10.
- Li, S., Fang, L., Xiao, Z., Zhou, Y., Liao, S., and Fan, L. (2023). FocMech-Flow: Automatic Determination of P-Wave First-Motion Polarity and Focal Mechanism Inversion and Application to the 2021 Yangbi Earthquake Sequence. *Applied Sciences*, 13(4):2233.
- Li, Z. (2021). Recent advances in earthquake monitoring I: Ongoing revolution of seismic instrumentation. *Earthquake Science*, 34(2):177–188.
- Lomax, A. (2005). A Reanalysis of the Hypocentral Location and Related Observations for the Great 1906 California Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(3):861–877.
- Lomax, A., Michelini, A., and Curtis, A. (2009). Earthquake Location, Direct, Global-Search Methods. In Meyers, R. A., editor, *Encyclopedia of Complexity and Systems Science*, pages 1–33. Springer New York, New York, NY.
- Lomax, A. and Savvaidis, A. (2019). Improving Absolute Earthquake Location in West Texas Using Probabilistic, Proxy Ground-Truth Station Corrections. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(11):11447–11465.
- Lomax, A. and Savvaidis, A. (2022). High-Precision Earthquake Location Using Source-Specific Station Terms and Inter-Event Waveform Similarity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(1).
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., and Berge-Thierry, C. (2000). Probabilistic Earthquake Location in 3D and Layered Models. In Thurber, C. H. and Rabinowitz, N., editors, *Advances in Seismic Event Location*, pages 101–134. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Lonergan, L. and Platt, J. P. (1995). The Malaguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, 17(12):1655–1671.
- Lonergan, L. and White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16(3):504–522.

- Lozano, L., Cantavella, J. V., and Barco, J. (2020). A new 3-D P-wave velocity model for the Gulf of Cadiz and adjacent areas derived from controlled-source seismic data: application to nonlinear probabilistic relocation of moderate earthquakes. *Geophysical Journal International*, 221(1):1–19.
- Lozano, L., Cantavella, J. V., Gaite, B., Ruiz-Barajas, S., Antón, R., and Barco, J. (2022). Seismic Analysis of the 2020–2021 Santa Fe Seismic Sequence in the Granada Basin, Spain: Relocations and Focal Mechanisms. *Seismological Research Letters*, 93(6):3246–3265.
- López, C. (2008). Nuevas fórmulas de magnitud para la Península Ibérica y su entorno. Master’s thesis, Complutense University of Madrid, Madrid.
- López-Comino, J.-A., Mancilla, F. D. L., Morales, J., and Stich, D. (2012). Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophysical Research Letters*, 39(3):n/a–n/a.
- López-Sánchez, C., Bufo, E., Cesca, S., Lozano, L., Sanz De Galdeano, C., Mattesini, M., Udías, A., and Cantavella, J. V. (2022). Intermediate-depth earthquakes in southern Spain and Alboran Sea. *Tectonophysics*, 825:229238.
- Madarieta-Txurruka, A., Peláez, J. A., González-Castillo, L., Gil, A. J., and Galindo-Zaldívar, J. (2023). Active Collapse in the Central Betic Cordillera: Development of the Extensional System of the Granada Basin. *Applied Sciences*, 13(16):9138.
- Madarieta-Txurruka, A., Galindo-Zaldívar, J., González-Castillo, L., Peláez, J. A., Ruiz-Armenteros, A. M., Henares, J., Garrido-Carretero, M. S., Avilés, M., and Gil, A. J. (2021). High- and Low-Angle Normal Fault Activity in a Collisional Orogen: The Northeastern Granada Basin (Betic Cordillera). *Tectonics*, 40(7):e2021TC006715.
- Madarieta-Txurruka, A., González-Castillo, L., Peláez, J. A., Catalán, M., Henares, J., Gil, A. J., Lamas-Fernández, F., and Galindo-Zaldívar, J. (2022). The Role of Faults as Barriers in Confined Seismic Sequences: 2021 Seismicity in the Granada Basin (Betic Cordillera). *Tectonics*, 41(9):e2022TC007481.
- Magrini, F., Jozinović, D., Cammarano, F., Michelini, A., and Boschi, L. (2020). Local earthquakes detection: A benchmark dataset of 3-component seismograms built on a global scale. *Artificial Intelligence in Geosciences*, 1:1–10.
- Mancilla, F., Stich, D., Berrocoso, M., Martin, R., Morales, J., Fernandez-Ros, A., Paez, R., and Perez-Pena, A. (2013). Delamination in the Betic Range: Deep structure, seismicity, and GPS motion. *Geology*, 41(3):307–310.
- Mancilla, F. D. L., Booth-Rea, G., Stich, D., Pérez-Peña, J. V., Morales, J., Azañón, J. M., Martin, R., and Giaconia, F. (2015). Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics*, 663:225–237.

- Mancilla, F. d. L. and Diaz, J. (2015). High resolution Moho topography map beneath Iberia and Northern Morocco from receiver function analysis. *Tectonophysics*, 663:203–211.
- Mancilla, F. D. L., Heit, B., Morales, J., Yuan, X., Stich, D., Molina-Aguilera, A., Azañon, J. M., and Martín, R. (2018). A STEP fault in Central Betics, associated with lateral lithospheric tearing at the northern edge of the Gibraltar arc subduction system. *Earth and Planetary Science Letters*, 486:32–40.
- Mancini, S., Segou, M., Werner, M. J., Parsons, T., Beroza, G., and Chiaraluce, L. (2022). On the Use of High-Resolution and Deep-Learning Seismic Catalogs for Short-Term Earthquake Forecasts: Potential Benefits and Current Limitations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(11):e2022JB025202.
- Marin-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., and Rodríguez-Fernández, L. (2003). Joints, faults and palaeostress evolution in the Campo de Dalías (Betic Cordilleras, southeastern Spain). *Comptes Rendus Geoscience*, 335(2):255–264.
- Martin-Rojas, I., Alfaro, P., Galindo-Zaldivar, J., Borque-Arancón, M. J., García-Tortosa, F. J., Sanz De Galdeano, C., Avilés, M., Sánchez-Alzola, A., González-Castillo, L., Ruano, P., Medina-Cascales, I., Tendero-Salmerón, V., Madarieta-Txurruka, A., Pedrosa-González, M. T., and Gil-Cruz, A. J. (2023). Insights of Active Extension Within a Collisional Orogen From GNSS (Central Betic Cordillera, S Spain). *Tectonics*, 42(7):e2022TC007723.
- Martín, R., Stich, D., Morales, J., and Mancilla, F. (2015). Moment tensor solutions for the Iberian-Maghreb region during the IberArray deployment (2009–2013). *Tectonophysics*, 663:261–274.
- Martín-Algarra, A. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (sector centro-occidental)*. PhD thesis, Universidad de Granada, Granada.
- Martín-Banda, R., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J. M., Salazar, A. E., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez Gómez, J. A., Medialdea, A., and Herrero, M. J. (2016). New insights on the seismogenic potential of the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberia): Quaternary activity and paleoseismicity of the SW segment of the Carrascoy Fault Zone: THE SW SEGMENT OF THE CARRASCOY FAULT. *Tectonics*, 35(1):55–75.
- Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J. M., and García-Mayordomo, J. (2021). Slip Rate Variation During the Last 210 ka on a Slow Fault in a Transpressive Regime: The Carrascoy Fault (Eastern Betic Shear Zone, SE Spain). *Frontiers in Earth Science*, 8:599608.
- Martín-Martín, J. M., Puga-Bernabéu, A., Aguirre, J., and Braga, J. C. (2014). Mioocene Atlantic-Mediterranean seaways in the Betic Cordillera (Southern Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1):175–186.

- Martín-Serrano, A., Díaz de Neira, J. A., Molinero-Molinero, R., and Gómez Sainz de Aja, A. J. (2021). Mapa Geológico Digital continuo E. 1: 50.000, Zona Prebética y campo tabular del campo de Daimiel (Zona-1800).
- Martínez-Díaz, J. J. (2000). Análisis sismotectónico de la serie sísmica de Adra: mecanismos de terremotos compuestos como respuesta a la interacción entre fallas activas en el sureste de la Cordillera Bética. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(1):31–44.
- Martínez-Díaz, J. J. (1999). *Neotectónica y Tectónica Activa del sector centro-occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética - España)*. PhD thesis, Complutense University of Madrid, Madrid.
- Martínez-Díaz, J. J., Alonso-Henar, J., Insua-Arévalo, J. M., Canora, C., García-Mayordomo, J., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez Gómez, J. A., Ferrater, M., Ortuño, M., and Masana, E. (2019). Geological evidences of surface rupture related to a seventeenth century destructive earthquake in Betic Cordillera (SE Spain): constraining the seismic hazard of the Alhama de Murcia fault. *Journal of Iberian Geology*, 45(1):73–86.
- Martínez-Díaz, J. J., Bejar-Pizarro, M., Álvarez Gómez, J. A., Mancilla, F. d. L., Stich, D., Herrera, G., and Morales, J. (2012a). Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. *Tectonophysics*, 546-547:28–37.
- Martínez-Díaz, J. J. and Hernández-Enrile, J. (1992). Fracturación y control tectosedimentario neógeno en el borde sureste de la Cuenca de Lorca. *Boletín Geológico y Minero*, 103(6):971–983.
- Martínez-Díaz, J. J. and Hernández-Enrile, J. L. (2004). Neotectonics and morphotectonics of the southern Almería region (Betic Cordillera-Spain) kinematic implications. *International Journal of Earth Sciences*, 93(2):189–206.
- Martínez-Díaz, J. J., Jurado, M. J., Crespo, J., and del Villar, C. (2016). FAM-1 Borehole: first results from the scientific drilling of the Alhama de Murcia Fault, Betic Cordillera, Spain. *Geo-Temas*, 16(2):579–582.
- Martínez-Díaz, J. J., Masana, E., and Ortuño, M. (2012b). Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38(1):253–270.
- Martínez-García, P., Comas, M., Lonergan, L., and Watts, A. B. (2017). From Extension to Shortening: Tectonic Inversion Distributed in Time and Space in the Alboran Sea, Western Mediterranean: Tectonic Inversion in the Alboran Sea. *Tectonics*, 36(12):2777–2805.
- Martínez-Martínez, J. M. and Azañón, J. M. (1997). Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system. *Tectonics*, 16(2):205–225.

- Martínez-Solares, J. M. and Mezcua-Rodríguez, J. (2002). *Seismic Catalog of the Iberian Peninsula (880 B.C.-1900)*. Madrid.
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L. R., Serrano, I., and Pedrera, A. (2005). Active faults, seismicity and stresses in an internal boundary of a tectonic arc (Campo de Dalías and Níjar, southeastern Betic Cordilleras, Spain). *Tectonophysics*, 396(1-2):81–96.
- Marín-Lechado, C., Pedrera, A., Peláez, J. A., Ruiz-Constán, A., González-Ramón, A., and Henares, J. (2017). Deformation style and controlling geodynamic processes at the eastern Guadalquivir foreland basin (Southern Spain): Geodynamics at the Guadalquivir Basin. *Tectonics*, 36(6):1072–1089.
- Marín-Lechado, C., Roldán-García, F. J., Pineda-Velasco, A., Martínez-Zubieta, P., Rodero-Pérez, J., and Díaz-Pinto, G. (2021). Mapa Geológico Digital continuo E. 1: 50.000, Zonas internas de las Cordilleras Béticas. (Zona-2100).
- Matas, J. and Martín-Parra, L. M. (2021a). Mapa Geológico Digital continuo E. 1: 50.000, Dominio de Obejo-Valsequillo de la Zona Centroibérica (Zona 2500).
- Matas, J. and Martín-Parra, L. M. (2021b). Mapa Geológico Digital continuo E. 1: 50.000, Zona de Ossa-Morena (Zona 1500).
- Matos, C., Custódio, S., Batló, J., Zahradník, J., Arroucau, P., Silveira, G., and Heilmann, S. (2018). An Active Seismic Zone in Intraplate West Iberia Inferred From High-Resolution Geophysical Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(4):2885–2907.
- McGarr, A. (2014). Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection: Limits on fluid injection earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(2):1008–1019.
- Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., Yelles-Chaouche, K., and Bendiab, F. (2014). The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *Journal of Geodynamics*, 77:186–205.
- Meghraoui, M., Cisternas, A., and Philip, H. (1986). Seismotectonics of the Lower Chelif Basin: Structural background of the El Asnam (Algeria) Earthquake. *Tectonics*, 5(6):809–836.
- Meijninger, B. M. L. and Vissers, R. L. M. (2006). Miocene extensional basin development in the Betic Cordillera, SE Spain revealed through analysis of the Alhama de Murcia and Crevillente Faults: Miocene extensional basin development in the Betic Cordillera. *Basin Research*, 18(4):547–571.
- Mezcua, J. and Martínez Solares, J. M. (1983). Sismicidad del área Íbero-Magrebí. Technical Report 203, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.

- Michellini, A., Cianetti, S., Gaviano, S., Giunchi, C., Jozinović, D., and Lauciani, V. (2021). INSTANCE – the Italian seismic dataset for machine learning. *Earth System Science Data*, 13(12):5509–5544.
- Milne, J. (1886). *Earthquakes and other earth movements*, volume 56. Kegan Paul, Trench, & Company.
- Mizrahi, L., Nandan, S., and Wiemer, S. (2021). Embracing Data Incompleteness for Better Earthquake Forecasting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(12):e2021JB022379.
- Molins-Vigatà, J., García-Mayordomo, J., Ortuño, M., García-Sellés, D., and Gómez-Novell, O. (2022). Caracterización geológica de la falla del Llano del Águila en Campo Dalías (Almería): posible fuente sismogénica del terremoto de 1804. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 35(1):71–83.
- Montagner, J.-P. and Kennett, B. L. N. (1996). How to reconcile body-wave and normal-mode reference earth models. *Geophysical Journal International*, 125(1):229–248.
- Montenat, C. (1973). *Les formations néogènes et quaternaires du Levant Espagnol (Provinces d’Alicante et Murcia)*. PhD thesis, University of Paris, Paris.
- Montenat, C. (1977). Les bassins néogènes du levant d’Alicante et de Murcia (Cordillères Bétiques Orientales Espagne). Stratigraphie, paleogeographie et evolution dynamique.
- Montes, M., Salazar, A., Ramírez, J. I., Nozal, F., and López-Olmedo, F. (2021). Mapa Geológico Digital continuo E. 1:50.000, Zona Tajo-Mancha. (Zona 2400).
- Morales, J., Azañón, J., Stich, D., Roldán, F., Pérez-Peña, J., Martín, R., Cantavella, J., Martín, J., Mancilla, F., and González-Ramón, A. (2015). The 2012–2013 earthquake swarm in the eastern Guadalquivir basin (South Spain): A case of heterogeneous faulting due to oroclinal bending. *Gondwana Research*, 28(4):1566–1578.
- Morales, J., Benito, B., and Luján, M. (2003). Expected ground motion in the south-east of Spain due to an earthquake in the epicentral area of the 1910 Adra earthquake. *Journal of Seismology*, 7(2):175–192.
- Morales, J., Molina-Aguilera, A., Mancilla, F. D. L., Stich, D., Azañón, J. M., Teixidó, T., López-Comino, J. A., Heit, B., Yuan, X., and Posadas, A. M. (2022). Preservation of the Iberian Tethys paleomargin beneath the eastern Betic mountain range. *Gondwana Research*, 106:237–246.
- Morales, J., Serrano, I., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Zhao, D., Torcal, F., Vidal, F., and Lodeiro, F. G. (1999). Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alborán Sea. *Geology*, 27(8):735.

- Moreno, X. (2011). *Neotectonic and Paleoseismic Onshore-Offshore integrated of the Carboneras Fault (Eastern Betics, SE Iberia)*. PhD thesis, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain.
- Moreno, X., Masana, E., Pallàs, R., Gràcia, E., Rodés, A., and Bordonau, J. (2015). Quaternary tectonic activity of the Carboneras Fault in the La Serrata range (SE Iberia): Geomorphological and chronological constraints. *Tectonophysics*, 663:78–94.
- Mousavi, S. M. and Beroza, G. C. (2020). A Machine-Learning Approach for Earthquake Magnitude Estimation. *Geophysical Research Letters*, 47(1).
- Mousavi, S. M. and Beroza, G. C. (2022). Deep-learning seismology. *Science*, 377(6607):eabm4470.
- Mousavi, S. M., Ellsworth, W. L., Zhu, W., Chuang, L. Y., and Beroza, G. C. (2020). Earthquake transformer—an attentive deep-learning model for simultaneous earthquake detection and phase picking. *Nature Communications*, 11(1):3952.
- Mousavi, S. M., Sheng, Y., Zhu, W., and Beroza, G. C. (2019). STanford EArthquake Dataset (STEAD): A Global Data Set of Seismic Signals for AI. *IEEE Access*, 7:179464–179476.
- Murray, K. E., Brooks, C., Walter, J. I., and Ogwari, P. O. (2023). Oklahoma’s coordinated response to more than a decade of elevated seismicity. In Buchanan, R. C., Young, M. H., and Murray, K. E., editors, *Recent Seismicity in the Southern Midcontinent, USA: Scientific, Regulatory, and Industry Responses*, pages 15–25. Geological Society of America.
- Münchmeyer, J., Bindi, D., Leser, U., and Tilmann, F. (2021). The transformer earthquake alerting model: a new versatile approach to earthquake early warning. *Geophysical Journal International*, 225(1):646–656.
- Münchmeyer, J., Woollam, J., Rietbrock, A., Tilmann, F., Lange, D., Bornstein, T., Diehl, T., Giunchi, C., Haslinger, F., Jozinović, D., Michelini, A., Saul, J., and Soto, H. (2022). Which Picker Fits My Data? A Quantitative Evaluation of Deep Learning Based Seismic Pickers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(1).
- Negredo, A. M., Mancilla, F. D. L., Clemente, C., Morales, J., and Fulla, J. (2020). Geodynamic Modeling of Edge-Delamination Driven by Subduction-Transform Edge Propagator Faults: The Westernmost Mediterranean Margin (Central Betic Orogen) Case Study. *Frontiers in Earth Science*, 8:533392.
- Ni, Y., Hutko, A., Skene, F., Denolle, M., Malone, S., Bodin, P., Hartog, R., and Wright, A. (2023). Curated Pacific Northwest AI-ready Seismic Dataset. *Seismica*, 2(1).
- Nicol, A., Carne, R., Gerstenberger, M., and Christophersen, A. (2011). Induced seismicity and its implications for CO₂ storage risk. *Energy Procedia*, 4:3699–3706.

- Niksejel, A. and Zhang, M. (2023). OBSTransformer: A Deep-Learning Seismic Phase Picker for OBS Data Using Automated Labelling and Transfer Learning. Publisher: arXiv Version Number: 1.
- Ogata, Y. (1988). Statistical Models for Earthquake Occurrences and Residual Analysis for Point Processes. *Journal of the American Statistical Association*, 83(401):9–27.
- Ogata, Y. (1998). Space-Time Point-Process Models for Earthquake Occurrences. *Annals of the Institute of Statistical Mathematics*, 50(2):379–402.
- Oglesby, D. (2008). Rupture Termination and Jump on Parallel Offset Faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1):440–447.
- Oglesby, D. D. and Mai, P. M. (2012). Fault geometry, rupture dynamics and ground motion from potential earthquakes on the North Anatolian Fault under the Sea of Marmara: Rupture dynamics on the North Anatolian Fault. *Geophysical Journal International*, 188(3):1071–1087.
- Omi, T., Ogata, Y., Hirata, Y., and Aihara, K. (2014). Estimating the ETAS model from an early aftershock sequence: Omi et al.: Estimating the ETAS model. *Geophysical Research Letters*, 41(3):850–857.
- Ortuño, M., Masana, E., Garcia-Melendez, E., Martinez-Diaz, J., Stepancikova, P., Cunha, P. P., Sohbat, R., Canora, C., Buylaert, J.-P., and Murray, A. S. (2012). An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: The Alhama de Murcia fault (Eastern Betic shear zone, Spain). *Geological Society of America Bulletin*, 124(9-10):1474–1494.
- Palano, M., González, P. J., and Fernández, J. (2015). The Diffuse Plate boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal deformation evidence for viscous coupling and fragmented lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 430:439–447.
- Palomeras, I., Villaseñor, A., Thurner, S., Levander, A., Gallart, J., and Harnafi, M. (2017). Lithospheric structure of Iberia and Morocco using finite-frequency Rayleigh wave tomography from earthquakes and seismic ambient noise: RAYLEIGH WAVE TOMOGRAPHY IN WM. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(5):1824–1840.
- Parsons, T., Ji, C., and Kirby, E. (2008). Stress changes from the 2008 Wenchuan earthquake and increased hazard in the Sichuan basin. *Nature*, 454(7203):509–510.
- Pasyanos, M. E., Walter, W. R., Flanagan, M. P., Goldstein, P., and Bhattacharyya, J. (2004). Building and Testing an a priori Geophysical Model for Western Eurasia and North Africa. *Pure and Applied Geophysics*, 161(2):235–281.
- Pavlis, G. L. (1986). Appraising earthquake hypocenter location errors: A complete, practical approach for single-event locations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(6):1699–1717.

- Peacock, J. R., Thiel, S., Reid, P., and Heinson, G. (2012). Magnetotelluric monitoring of a fluid injection: Example from an enhanced geothermal system: MT MONITORING. *Geophysical Research Letters*, 39(18).
- Pedrerá, A., Marín-Lechado, C., Stich, D., Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Rey-Moral, C., and De Lis Mancilla, F. (2012). Nucleation, linkage and active propagation of a segmented Quaternary normal-dextral fault: the Loma del Viento fault (Campo de Dalías, Eastern Betic Cordillera, SE Spain). *Tectonophysics*, 522-523:208–217.
- Pedrerá, A., Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Sanz De Galdeano, C., Marín-Lechado, C., Ruano, P., Benmakhlouf, M., Akil, M., López-Garrido, A., Chabli, A., Ahmamou, M., and González-Castillo, L. (2011). Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field. *Journal of Geodynamics*, 52(2):83–96.
- Pedrerá, A., Ruiz-Constán, A., García-Senz, J., Azor, A., Marín-Lechado, C., Ayala, C., Díaz de Neira, J. A., and Rodríguez-Fernández, L. R. (2020). Evolution of the South-Iberian paleomargin: From hyperextension to continental subduction. *Journal of Structural Geology*, 138:104122.
- Pedrerá, A., Ruiz-Constán, A., Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., González, A., and Peláez, J. A. (2013). Seismic transpressive basement faults and monocline development in a foreland basin (Eastern Guadalquivir, SE Spain): ACTIVE TRANSPRESSION IN BETICS FORELAND. *Tectonics*, 32(6):1571–1586.
- Perea, H., Gràcia, E., Alfaro, P., Bartolomé, R., Lo Iacono, C., Moreno, X., Masana, E., and EVENT-SHELF Team (2012). Quaternary active tectonic structures in the offshore Bajo Segura basin (SE Iberian Peninsula – Mediterranean Sea). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(10):3151–3168.
- Platt, J. P., Behr, W. M., Johanesen, K., and Williams, J. R. (2013). The Betic-Rif Arc and Its Orogenic Hinterland: A Review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41(1):313–357.
- Podvin, P. and Lecomte, I. (1991). Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International*, 105(1):271–284.
- Porkoláb, K., Matenco, L., Hupkes, J., Willingshofer, E., Wijbrans, J., Van Schrojenstein Lantman, H., and Van Hinsbergen, D. J. J. (2022). Tectonic Evolution of the Nevado-Filábride Complex (Sierra de Los Filábres, Southeastern Spain): Insights From New Structural and Geochronological Data. *Tectonics*, 41(8).
- Poujol, A., Ritz, J.-F., Tahayt, A., Vernant, P., Condomines, M., Blard, P.-H., Billant, J., Vacher, L., Tibari, B., Hni, L., and Idrissi, A. K. (2014). Active tectonics of the Northern Rif (Morocco) from geomorphic and geochronological data. *Journal of Geodynamics*, 77:70–88.

- Puga, E., Diaz De Federico, A., Maria Bargossi, G., and Morten, L. (1989). The Nevado-Filabride metaophiolitic association in the Cobdar region (Betic Cordillera, SE Spain): preservation of pillow structures and development of coronitic eclogites. *Geodinamica Acta*, 3(1):17–36.
- QGIS Development Team (2023). *QGIS Geographic Information System*. Open Source Geospatial Foundation.
- Reicherter, K. and Hübscher, C. (2007). Evidence for a seafloor rupture of the Carboneras Fault Zone (southern Spain): Relation to the 1522 Almería earthquake? *Journal of Seismology*, 11(1):15–26.
- Reid, H. (1910). *The Mechanics of the Earthquake*. Publications of the Carnegie Institution. Carnegie Institution.
- Retailleau, L., Saurel, J.-M., Zhu, W., Satriano, C., Beroza, G. C., Issartel, S., Boissier, P., OVPF Team, and OVSM Team (2022). A Wrapper to Use a Machine-Learning-Based Algorithm for Earthquake Monitoring. *Seismological Research Letters*, 93(3):1673–1682.
- Rhoades, D. A., Schorlemmer, D., Gerstenberger, M. C., Christophersen, A., Zechar, J. D., and Imoto, M. (2011). Efficient testing of earthquake forecasting models. *Acta Geophysica*, 59(4):728–747.
- Rodgers, A., Krischer, L., Afanasiev, M., Boehm, C., Doody, C., Chiang, A., and Simmons, N. (2022). WUS256: An Adjoint Waveform Tomography Model of the Crust and Upper Mantle of the Western United States for Improved Waveform Simulations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(7):e2022JB024549.
- Rodríguez-Escudero, E., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez Gómez, J. A., Insua-Arévalo, J. M., and Capote del Villar, R. (2014). Tectonic setting of the recent damaging seismic series in the Southeastern Betic Cordillera, Spain. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 12(5):1831–1854.
- Rodríguez-Fernández, J., Yesares-García, J., and Pérez-Peña, J. V. (2004). Informe sobre la geología de subsuelo de las cuencias de Totana y Mar Menor. Technical report, Instituto Geológico y Minero de España, Granada.
- Roldán, F. J., Azañon, J. M., Rodríguez-Fernández, J., and Mateos, R. M. (2013). Fallas ciegas de carácter transtensivo en la Cuenca del Guadalquivir: posible origen del enjambre sísmico de Torreperogil (Octubre 2012-Enero 2013). *Geogaceta*, pages 83–86.
- Roldán-García, F. J., Rodríguez-Fernández, J., Villalobos, M., Lastra, J., Díaz-Pinto, G., and Pérez-Rodríguez, A. B. (2021). Mapa Geológico Digital continuo E. 1:50.000, Zonas: Subbético, Cuenca del Guadalquivir y Campo de Gibraltar.

- Romagny, A., Jolivet, L., Menant, A., Bessière, E., Maillard, A., Canva, A., Gorini, C., and Augier, R. (2020). Detailed tectonic reconstructions of the Western Mediterranean region for the last 35 Ma, insights on driving mechanisms. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 191:37.
- Ronneberger, O., Fischer, P., and Brox, T. (2015). U-Net: Convolutional Networks for Biomedical Image Segmentation. Publisher: arXiv Version Number: 1.
- Ross, Z. E., Meier, M., Hauksson, E., and Heaton, T. H. (2018). Generalized Seismic Phase Detection with Deep Learning. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(5A):2894–2901.
- Rueda, J., Mezcua-Rodríguez, J., and Sánchez-Ramos, M. (1996). La serie sísmica de Adra (Almería) de 1993-1994 y sus principales consecuencias sismotectónicas. *Avances en Geofísica y Geodesia*, 1(1):91–98.
- Ruiz-Constán, A., Pedrera, A., Galindo-Zaldívar, J., Pous, J., Arzate, J., Roldán-García, F. J., Marin-Lechado, C., and Anahnah, F. (2012). Constraints on the frontal crustal structure of a continental collision from an integrated geophysical research: The central-western Betic Cordillera (SW Spain): FRONTAL CRUSTAL STRUCTURE. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(8):n/a–n/a.
- Sanz De Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172(1-2):107–119.
- Sanz De Galdeano, C., Azañón, J. M., Cabral, J., Ruano, P., Alfaro, P., Canora, C., Ferrater, M., García Tortosa, F. J., García-Mayordomo, J., Gràcia, E., Insua-Arévalo, J. M., Jiménez Bonilla, A., Lacan, P. G., Marín-Lechado, C., Martín-Banda, R., Martín González, F., Martínez-Díaz, J. J., Martín-Rojas, I., Masana, E., Ortuño, M., Pedrera, A., Perea, H., and Simón, J. L. (2020). Active Faults in Iberia. In Quesada, C. and Oliveira, J. T., editors, *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*, pages 33–75. Springer International Publishing, Cham. Series Title: Regional Geology Reviews.
- Sanz De Galdeano, C., García-Tortosa, F., Peláez, J., Alfaro, P., Azañón, J., Galindo-Zaldívar, J., López Casado, C., López Garrido, A., Rodríguez-Fernández, J., and Ruano, P. (2012). Main active faults in the Granada and Guadix-Baza Basins (Betic Cordillera). *Journal of Iberian Geology*, 38(1):209–223.
- Sanz De Galdeano, C., Peláz Montilla, J. A., and López Casado, C. (2003). Seismic Potential of the Main Active Faults in the Granada Basin (Southern Spain). *Pure and Applied Geophysics*, 160(8):1537–1556.
- Sanz de Galdeano, C. and Santamaría-López, A. (2019). The lithological sequence of the Nevado-Filábride complex (Betic internal zone) in the Sierras Nevada and filabres La secuencia litológica del Complejo Nevado-Filábride (Zona Interna Bética) en las sierras Nevada y de los Filabres. *Sociedad Geológica de España*, 32:113–126.

- Sanz de Galdeano, C. and Vera, J. A. (1992). Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4(1):21–36.
- Satriano, C., Poiata, N., and Robert, P. (2023). NLLGrid: Python class for reading and writing NonLinLoc grid files.
- Schorlemmer, D., Euchner, F., Kästli, P., and Saul, J. (2011). QuakeML: status of the XML-based seismological data exchange format. *Annals of Geophysics*, 54(1).
- Schultz, R., Beroza, G. C., and Ellsworth, W. L. (2021). A Strategy for Choosing Red-Light Thresholds to Manage Hydraulic Fracturing Induced Seismicity in North America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(12):e2021JB022340.
- Scotto di Uccio, F., Scala, A., Festa, G., Picozzi, M., and Beroza, G. C. (2023). Comparing and integrating artificial intelligence and similarity search detection techniques: application to seismic sequences in Southern Italy. *Geophysical Journal International*, 233(2):861–874.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., and Gasperini, P. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169(3):1180–1200.
- Shi, P., Grigoli, F., Lanza, F., Beroza, G. C., Scarabello, L., and Wiemer, S. (2022). MALMI: An Automated Earthquake Detection and Location Workflow Based on Machine Learning and Waveform Migration. *Seismological Research Letters*, 93(5):2467–2483.
- Shiddiqi, H. A., Ottemöller, L., Rondenay, S., Halpaap, F., Gradmann, S., and Michálek, J. (2022). Crustal structure and intraplate seismicity in Nordland, Northern Norway: insight from seismic tomography. *Geophysical Journal International*, 230(2):813–830.
- Sibson, R. H. (1984). Roughness at the base of the seismogenic zone: Contributing factors. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7):5791–5799.
- Sibson, R. H. (2000). Fluid involvement in normal faulting. *Journal of Geodynamics*, 29(3-5):469–499.
- Silva, P., Goy, J., Somoza, L., Zazo, C., and Bardají, 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(4):289–303.
- Silva, P., Mather, A. E., Goy, J., Zazo, C., and Harvey, A. M. (1996). Controles en el desarrollo y evolución del drenaje en zonas tectónicamente activas: el caso del río Mula (Región de Murcia, SE España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9(3-4):269–283.

- Silva, P., Rodríguez-Pascua, M. A., Giner-Robles, J. L., Pérez-López, R., Gómez-Lario, J., Perucha-Atienza, M. A., Bardají, T., Huerta-Hurtado, P., Roquero García-Casal, E., and Bautista-Davila, M. B. (2019). Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos en España. In *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, number 4 in Riesgos Geológicos/Geotécnia. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p. g. silva y m. a. rodríguez-pascua edition.
- Spakman, W. and Wortel, R. (2004). A Tomographic View on Western Mediterranean Geodynamics. In Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G. M., and Ziegler, P. A., editors, *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, pages 31–52. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.
- Spallarossa, D., Ferretti, G., Augliera, P., Bindi, D., and Cattaneo, M. (2001). Reliability of earthquake location procedures in heterogeneous areas: synthetic tests in the South Western Alps, Italy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 123(2-4):247–266.
- Stein, R. S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402(6762):605–609.
- Stich, D., Alguacil, G., and Morales, J. (2001). The relative locations of multiplets in the vicinity of the Western Almería (southern Spain) earthquake series of 1993-1994. *Geophysical Journal International*, 146(3):801–812.
- Stich, D., Ammon, C. J., and Morales, J. (2003). Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region: IBERO-MAGHREBIAN MOMENT TENSOR SOLUTIONS. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B3).
- Stich, D., Martín, R., Morales, J., López-Comino, J. A., and Mancilla, F. d. L. (2020). Slip Partitioning in the 2016 Alboran Sea Earthquake Sequence (Western Mediterranean). *Frontiers in Earth Science*, 8:587356.
- Stirling, M., Goded, T., Berryman, K., and Litchfield, N. (2013). Selection of Earthquake Scaling Relationships for Seismic-Hazard Analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(6):2993–3011.
- Stirling, M., Rhoades, D., and Berryman, K. (2002). Comparison of Earthquake Scaling Relations Derived from Data of the Instrumental and Preinstrumental Era. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(2):812–830.
- Stockman, S., Lawson, D. J., and Werner, M. J. (2023). Forecasting the 2016–2017 Central Apennines Earthquake Sequence With a Neural Point Process. *Earth’s Future*, 11(9):e2023EF003777.
- Sun, M. and Bezada, M. (2020). Seismogenic Necking During Slab Detachment: Evidence From Relocation of Intermediate-Depth Seismicity in the Alboran Slab. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(2).

- Sánchez-Roldán, J. L., Álvarez Gómez, J. A., Martínez-Díaz, J. J., Herrero-Barbero, P., Perea, H., Cantavella, J. V., and Lozano, L. (2023). New 3D velocity model (mTAB3D) for absolute hypocenter location in southern Iberia and the westernmost Mediterranean.
- Sánchez-Roldán, J. L., Martínez-Díaz, J. J., Cantavella, J. V., Álvarez Gómez, J. A., and Morales, J. (2021). Relocation of Seismicity in the Guadalentín Tectonic Valley, Eastern Betics Shear Zone (Southeast Iberia). *Seismological Research Letters*, 92(5):3046–3064.
- Tarantola, A. and Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics*, 20(2):219.
- Teatini, P., Gambolati, G., Ferronato, M., Settari, A. T., and Walters, D. (2011). Land uplift due to subsurface fluid injection. *Journal of Geodynamics*, 51(1):1–16.
- Tendero-Salmerón, V., Lafosse, M., d’Acremont, E., Rabaute, A., Azzouz, O., Ercilla, G., Makkaoui, M., and Galindo-Zaldivar, J. (2021). Application of Automated Throw Backstripping Method to Characterize Recent Faulting Activity Migration in the Al Hoceima Bay (Northeast Morocco): Geodynamic Implications. *Frontiers in Earth Science*, 9:645942.
- Tendero-Salmerón, V., Galindo-Zaldivar, J., Peláez, J. A., Martínez-Martos, M., Henares, J., Marín-Lechado, C., Gil, A. J., and López-Garrido, A. C. (2020). Seismicity in Strike-Slip Foreland Faults (Central Betic Cordillera Front): Evidence of Indentation Tectonics. *Tectonics*, 39(7):e2020TC006143.
- Theunissen, T., Chevrot, S., Sylvander, M., Monteiller, V., Calvet, M., Villaseñor, A., Benahmed, S., Pauchet, H., and Grimaud, F. (2018). Absolute earthquake locations using 3-D versus 1-D velocity models below a local seismic network: example from the Pyrenees. *Geophysical Journal International*, 212(3):1806–1828.
- Thurber, C. and Ritsema, J. (2007). Theory and Observations – Seismic Tomography and Inverse Methods. In *Treatise on Geophysics*, pages 323–360. Elsevier.
- Thurber, C. H. (1992). Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75(1-3):55–62.
- Tokuda, T. and Nagao, H. (2023). Seismic-phase detection using multiple deep learning models for global and local representations of waveforms. *Geophysical Journal International*, page ggad270.
- Torne, M., Fernández, M., Vergés, J., Ayala, C., Salas, M. C., Jimenez-Munt, I., Buffett, G. G., and Díaz, J. (2015). Crust and mantle lithospheric structure of the Iberian Peninsula deduced from potential field modeling and thermal analysis. *Tectonophysics*, 663:419–433.
- Tosi, P., Sbarra, P., and De Rubeis, V. (2012). Earthquake sound perception. *Geophysical Research Letters*, 39(24):2012GL054382.

- Trugman, D. T., Chamberlain, C. J., Savvaidis, A., and Lomax, A. (2023). Grow-Clust3D.jl: A Julia Package for the Relative Relocation of Earthquake Hypocenters Using 3D Velocity Models. *Seismological Research Letters*, 94(1):443–456.
- van Hinsbergen, D. J. J., Vissers, R. L. M., and Spakman, W. (2014). Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation: western Mediterranean subduction. *Tectonics*, 33(4):393–419.
- Vergés, J. and Fernández, M. (2012). Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics*, 579:144–172.
- Vilarrasa, V., Carrera, J., Olivella, S., Rutqvist, J., and Laloui, L. (2019). Induced seismicity in geologic carbon storage. *Solid Earth*, 10(3):871–892.
- Vilarrasa, V., Makhnenko, R. Y., and Laloui, L. (2017). Potential for Fault Reactivation Due to CO₂ Injection in a Semi-Closed Saline Aquifer. *Energy Procedia*, 114:3282–3290.
- Villaseñor, A., Herrmann, R. B., Gaite, B., and Ugalde, A. (2020). Fault reactivation by gas injection at an underground gas storage off the east coast of Spain. *Solid Earth*, 11(1):63–74.
- Völk, H. (1967). Relations between Neogene sedimentation and late orogenic movements in the Eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geologische Mijnbouw*, 46:471–474.
- Wadati, K. and Oki, S. (1933). On the Travel Time of Earthquake Waves. (Part II). *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 11(1):14–28.
- Wal, D. V. D. and Vissers, R. L. (1993). Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. *Geology*, 21(12):1119.
- Waldhauser, F. (2000). A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6):1353–1368.
- Walter, J. I., Ogwari, P., Thiel, A., Ferrer, F., and Woelfel, I. (2021). easyQuake: Putting Machine Learning to Work for Your Regional Seismic Network or Local Earthquake Study. *Seismological Research Letters*, 92(1):555–563.
- Wang, C., Liang, C., Liao, J., Yao, Z., Xu, R., and Yang, Y. (2023). Temporary stress regime reversal immediately after the complete release of the localized compressive stress by the 2021 Luxian Ms 6.0 earthquake, Sichuan Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 618:118282.
- Wang, J., Xiao, Z., Liu, C., Zhao, D., and Yao, Z. (2019). Deep Learning for Picking Seismic Arrival Times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(7):6612–6624.

- Wang, X. and Zhan, Z. (2020). Moving from 1-D to 3-D velocity model: automated waveform-based earthquake moment tensor inversion in the Los Angeles region. *Geophysical Journal International*, 220(1):218–234.
- Weijermars, R. (1987). The Palomares brittle—ductile Shear Zone of southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 9(2):139–157.
- Weingarten, M., Ge, S., Godt, J. W., Bekins, B. A., and Rubinstein, J. L. (2015). High-rate injection is associated with the increase in U.S. mid-continent seismicity. *Science*, 348(6241):1336–1340.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4):974–1002.
- Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H. F., and Tian, D. (2019). The Generic Mapping Tools Version 6. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(11):5556–5564.
- White, J. A. and Foxall, W. (2016). Assessing induced seismicity risk at CO₂ storage projects: Recent progress and remaining challenges. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 49:413–424.
- Williams, M. C. (2014). HASHPy.
- Wong, W. C. J., Zi, J., Yang, H., Su, J., , 1 Earth System Science Programme, Faculty of Science, The Chinese University of Hong Kong, Sha Tin, Hong Kong, China;; 2 Earthquake Monitoring Centre, Sichuan Earthquake Agency, Chengdu, China, 1 Earth System Science Programme, Faculty of Science, The Chinese University of Hong Kong, Sha Tin, Hong Kong, China;; and 2 Earthquake Monitoring Centre, Sichuan Earthquake Agency, Chengdu, China 5Federal Institute for Education, Science and Technology Baiano (IF Baiano), Bom Jesus da Lapa, Brazil (2021). Spatial-temporal Evolution of Injection Induced Earthquakes in Weiyuan Area by Machine-Learning Phase Picker and Waveform Cross-correlation. *Earth and Planetary Physics*, 5(0):0–0.
- Woo, J.-U. and Ellsworth, W. L. (2023). Reactivation of Precambrian Faults by Deep Wastewater Injection in Midland Basin, Texas, and Performance Evaluation of Seismic Response Areas. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Woollam, J., Münchmeyer, J., Tilmann, F., Rietbrock, A., Lange, D., Bornstein, T., Diehl, T., Giunchi, C., Haslinger, F., Jozinović, D., Michelini, A., Saul, J., and Soto, H. (2022). SeisBench—A Toolbox for Machine Learning in Seismology. *Seismological Research Letters*, 93(3):1695–1709.
- Wu, W.-N., Yen, Y.-T., Hsu, Y.-J., Wu, Y.-M., Lin, J.-Y., and Hsu, S.-K. (2017). Spatial variation of seismogenic depths of crustal earthquakes in the Taiwan region: Implications for seismic hazard assessment. *Tectonophysics*, 708:81–95.

- Xiao, Z., Wang, J., Liu, C., Li, J., Zhao, L., and Yao, Z. (2021). Siamese Earthquake Transformer: A Pair-Input Deep-Learning Model for Earthquake Detection and Phase Picking on a Seismic Array. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(5):e2020JB021444.
- Yazdi, P., Hainzl, S., and Gaspar-Escribano, J. M. (2017). Statistical analysis of the 2012–2013 Torreperogil–Sabiote seismic series, Spain. *Journal of Seismology*, 21(4):705–717.
- Zeng, Y., Petersen, M., and Boyd, O. (2022). Lower Seismogenic Depth Model for Western U.S. Earthquakes. *Seismological Research Letters*, 93(6):3186–3204.
- Zeyen, H., Ayarza, P., Fernández, M., and Rimi, A. (2005). Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz: ATLAS-GULF OF CADIZ LITHOSPHERE. *Tectonics*, 24(2):n/a–n/a.
- Zhao, M., Xiao, Z., Chen, S., and Fang, L. (2023). DiTing: A large-scale Chinese seismic benchmark dataset for artificial intelligence in seismology. *Earthquake Science*, 36(2):84–94.
- Zhou, H.-w. (1994). Rapid three-dimensional hypocentral determination using a master station method. *Journal of Geophysical Research*, 99(B8):15439.
- Zhu, W. and Beroza, G. C. (2019). PhaseNet: a deep-neural-network-based seismic arrival-time picking method. *Geophysical Journal International*, 216(1):261–273.
- Zhu, W., Hou, A. B., Yang, R., Datta, A., Mousavi, S. M., Ellsworth, W. L., and Beroza, G. C. (2022a). QuakeFlow: a scalable machine-learning-based earthquake monitoring workflow with cloud computing. *Geophysical Journal International*, 232(1):684–693.
- Zhu, W., McBrearty, I. W., Mousavi, S. M., Ellsworth, W. L., and Beroza, G. C. (2022b). Earthquake Phase Association Using a Bayesian Gaussian Mixture Model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(5):e2021JB023249.
- Zhu, W., Mousavi, S. M., and Beroza, G. C. (2019). Seismic Signal Denoising and Decomposition Using Deep Neural Networks. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 57(11):9476–9488.
- Zupančič, P., Šket Motnikar, B., Carafa, M. M. C., Jamšek Rupnik, P., Živčič, M., Kastelic, V., Rajh, G., Čarman, M., Atanackov, J., and Gosar, A. (2023). Seismogenic depth and seismic coupling estimation in the transition zone between Alps, Dinarides and Pannonian Basin for the new Slovenian seismic hazard model. preprint, Earthquake Hazards.