



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE



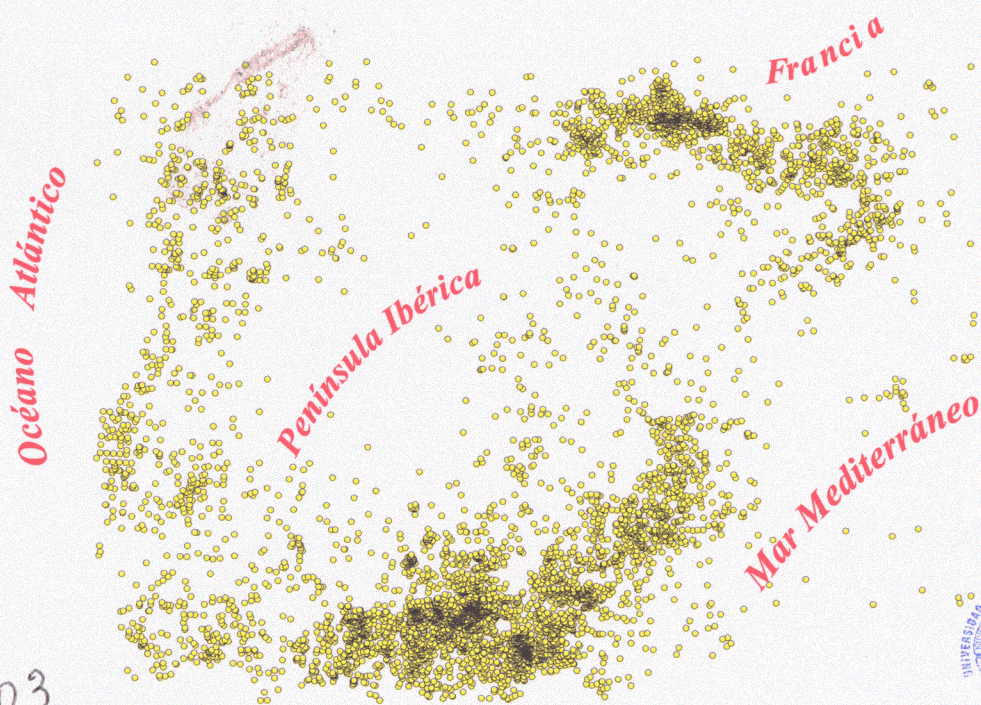
5309948844



Departamento de Geodinámica
Facultad de Ciencias Geológicas

Tesis Doctoral

*Neotectónica y Tectónica Activa
del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia
y Sur de Almería (Cordillera Bética - España)*



R 10.903

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD CC. GEOLÓGICAS
BIBLIOTECA
5-5

José J. Martínez Díaz

Madrid Noviembre 1998

Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid



Tesis Doctoral

***Neotectónica y Tectónica Activa
del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia
y Sur de Almería (Cordillera Bética - España)***

José J. Martínez Díaz

Madrid, Noviembre 1998

A mi familia

Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid



Tesis Doctoral

***Neotectónica y Tectónica Activa
del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia
y Sur de Almería (Cordillera Bética - España)***

José J. Martínez Díaz

Madrid, Noviembre 1998

Director:

José Luis Hernández Enrile

Catedrático de Geodinámica, Fac. de CC. Geológicas

Universidad Complutense de Madrid



Los estudios conducentes a la realización de esta tesis doctoral han sido llevados a cabo en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Geología de la Universidad Complutense de Madrid, gracias a la financiación de los proyectos: *Segmentación Tectónica de fallas Activas en el Sureste de la Cordillera Bética (Murcia, Almería y Alicante): Contribución a la Determinación del Riesgo Sísmico* (Financiado por la Fundación Ramón Areces), y *Análisis de la tectónica activa y su aplicación a la determinación de la peligrosidad sísmica en la Región de Murcia*, (Financiado por la CICYT: proyecto AMB97-0523).

Al Arzobispo de Cosenza.

Aseguras que la mitad de esa curia romana siente una gran complacencia cuando les muestras mis cartas —escritas en el idioma que se oye desde estas últimas regiones del mundo. Y dices que, de lo contrario, vivirían en azumas y en ignorancia de estas noticias de Occidente, porque nadie bajo el Hespero se toma este cuidado. Así, pues, ahí lleváis lo que la ira de los castros, de los terremotos y de los rayos, ha dejado caer en estas regiones, abriendo de par en par y dejando vacíos los arsenales del cielo. Sabes que Almería —algunos quieren que se diga Abdera— es una población marítima muy famosa en el reino de Granada. El terremoto ha sacudido la ciudadela y su insigne templo catedral, juntamente con todos los conventos, derribándolos por tierra y lanzando en pedaxos sus sillares. ¡Qué horror! ¡Qué desgracia inaudita! Al derrumbarse la mole de las iglesias cogió a muchos sacerdotes que celebraban los divinos oficios, y el hundimiento de las casas aplastó a los padres con los hijos, a los señores con los criados, y los sepultó vivos en sus propias moradas. ¿Cuándo ha sucedido un caso horrible semejante? De entre los edificios de la ciudad entera apenas si escaparon vivos dos; otros dicen que uno, supuesto que el otro ha quedado cuarteado. Cuanto mayor y más sólida era la estructura de las casas, con tanta más facilidad caían al ser sacudidas. Conjetura cuál sería el llanto de los supervivientes, cuáles los lamentos de los niños y mujeres entre tanta calamidad. Y no paró en esto la furia. Por los valles de las montañas cercanas a aquella desgraciada ciudad — región

vulgarmente llamada de las Alfujarras- se desliza un río de fácil vado todo el año, fuera de las épocas de tormentas. Sus riberas estaban pobladas de pueblecitos, municipios y aldeas, al amparo de la fertilidad de su suelo y la templanza de su clima, hasta el extremo de que parecían disfrutar de un perpetuo otoño. Aquel temporal lo redujo todo a polvo. Muy pocos pueblos escaparon de él, y los que sobrevivieron, atónitos ante tal desgracia, tienen el cielo por techo de sus casas.

Dicen que han quedado devastados en esta región unos ochenta lugares. La misma Granada, capital del reino, no escapó indemne de esta desgracia. Tembló la real mansión de la Alhambra, maravilla de construcción. Sus principales torres se cuartearon con descomunales aberturas. La magnífica capilla, sepulcro de los Reyes Católicos, contigua a la catedral, si no se hundió, a duras penas escapó de la ruina.

Con la sacudida cayeron muchas de sus piedras, y ahora está al descubierto con inmensas troneras. La ciudad ha sufrido también quebranto en algunas de sus casas. Lo mismo cuentan de Baza, otra ciudad del reino.

Con tal furor fueron sacudidos los campanarios, que sin tocarlas mano alguna sonaron por sí solas las campanas. Oye otra cosa no menor, si no tan desgraciada, al menos admirable: Hay en la ciudad de Guadix, también del reino de Granada, un camino que va a Almería por entre vastas rocas y montañosas escabrosidades. En el sacudimiento de los montes se han juntado dos peñascos, y hay que buscar el camino por otro sitio.

Dicen que en otros montes de las Alfujarras, de una roca, en un lugar donde jamás se había visto agua, ha brotado una fuente más negra que la pez, de un caudal más grueso que el brazo de un hombre. ¿Qué decir de Vera —otra ciudad del reino— que el año anterior padeció igual sacudida? Se estremecen de horror las entrañas al narrarlo. No quedó en pie

ninguna casa, ni rastro alguno de su fortificado castillo. Todo se convirtió en un desierto, como si allí nunca hubiese habido nada. En otros sitios la tierra se tragó otras cosas sin dejar vestigio alguno, como insignes autores nos transmitieron en sus escritos aconteció a muchas islas que se sumergieron en el mar.

Escucha ahora lo que ha sucedido en las islas Casitérides, a las que el portugués, su actual poseedor llama Islas Azores. Dicen que una de ellas, sacudidas por un terremoto, ha saltado a lo alto. Parte de ella ha sido devorada por el mar, y parte, con sus selvas y montes cubiertos de árboles, ha sido proyectada a muchas millas de distancia. En otras de las islas aseguran que un monte desprendido poco a poco de su sitio ha sepultado a la célebre población de Villarreal sin dejar vestigio alguno. Las demás únicamente sufrieron las sacudidas con algún quebranto de las casas y de los moradores. Asimismo, en Africa, en los promontorios y acantilados, con horrendos rugidos del mar, ha dejado sentir sus efectos la ira del cielo. La misma Mauritania ha sufrido considerables daños en el interior. Todo esto tuvo lugar poco después del trece de septiembre. Juzgad qué parte nos traerá la preñex de estos portentos. De tan desagradable asunto ya hay bastante. Conservate bueno.

Desde Valladolid, donde tú viviste cubierto de gloria durante más de doce años, a 29 de septiembre de 1522.

Contenidos

	Pag.
Agradecimientos _____	xxiii
Presentación de la investigación realizada. Razones y objetivo general _____	1
1. INTRODUCCIÓN _____	5
1.1. Plan de presentación de la investigación _____	5
1.2. Marco geológico – Antecedentes _____	9
1.2.1. Marco geodinámico _____	11
1.2.1.1. Tectónica de Placas. Evolución geodinámica _____	11
1.2.1.2. Dinámica cortical actual _____	11
1.2.2. Cordillera Bética _____	15
1.2.2.1. Descripción: zonas, características estructurales y materiales neógeno-cuaternarios _____	15
1.2.2.2. Evolución tectónica de la Cordillera Bética _____	17
1.2.2.3. Resumen _____	21
1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad _____	23
1.4. Objetivos del estudio _____	29
1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de período neotectónico _____	33
1.6. Marco Metodológico _____	37
1.7. Planificación del estudio y metodologías aplicadas _____	43
1.7.1. Plan metodológico _____	45
1.7.2. Metodologías concretas aplicadas _____	46
1.7.2.1. Neotectónica – Paleosismicidad _____	46
1.7.2.2. Sismología – Sismotectónica _____	51
1.7.2.3. Geofísica – Mecánica cortical _____	51
1.7.3. Estructura de presentación de la investigación en función de las metodologías aplicadas _____	53
Referencias del Capítulo 1 _____	55

2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO	63
2.1. Situación y antecedentes locales	67
2.2. Análisis de la cartografía regional	73
2.2.1. Descripción general	75
2.2.2. Distribución espacial de los materiales recientes. Implicaciones tectosedimentarias regionales	75
2.2.3. Mesoestructuras y macroestructuras cartografiadas	77
2.2.4. Resumen	80
2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia	81
2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM	85
2.4.1. Geometría - Rasgos estructurales	87
2.4.2. Materiales implicados en el tramo Lorca-Totana de la FAM	87
2.4.2.1. Depósitos neógenos y deformaciones sinsedimentarias del borde SE de la cuenca de Lorca y S ^a de La Tercia	88
2.4.2.2. Depósitos cuaternarios del borde Norte de la depresión del Guadalentín	97
2.4.3. Estructuras de deformación que afectan materiales Tortonienses, Messinienses y Pliocenos en el sector Lorca-Totana	102
2.4.4. Tectónica postpliocena en el sector Lorca-Totana. Estructuras menores y cinemática	107
2.4.4.1. Deformación de las terrazas fluviales del Plioceno superior-Pleistoceno inferior (PL)	108
2.4.4.2. Deformación de los abanicos y glaciares del Pleistoceno medio (P)	109
2.4.4.3. Deformación de los abanicos aluviales del Pleistoceno medio y superior (Qp) y Holoceno (Qph)	109
2.4.4.4. Evolución tectónica postpliocena deducida de las estructuras menores	109
2.4.5. Análisis poblacional de venas de cizalla postpliocenas	112
2.4.6. Modelos cinemáticos de la fracturación.	121
2.4.6.1. Interacción neotectónica de fallas en el tramo Lorca-Totana de la FAM	121
2.4.6.2. Interpretación cinemática de los S ^{mas} de fracturación en el sector Lorca-Totana	124
2.4.7. Análisis de aspectos geomorfológicos del tramo Lorca-Totana de la FAM aplicados a la neotectónica y tectónica activa	125

2.4.7.1. Control tectónico de la red fluvial	125
2.4.7.2. Perfil longitudinal del Río Guadalentín	127
2.4.7.3. Análisis morfotectónico del modelo digital	127
2.4.7.4. Resumen y conclusiones	130
2.4.8. Resumen y Conclusiones cinemáticas principales	131
2.5. Paleosismicidad en el sector Lorca - Totana de la FAM	133
2.5.1. Caracteres de deformación paleosísmica	135
2.5.2. Paleosismicidad asociada a la actividad del Corredor Sur de Lorca	138
2.5.2.1. Afloramiento de la Rba. del Buitre	138
2.5.2.2. Afloramiento del trasvase	141
2.5.2.3. Paleosismicidad deducida en otros afloramientos del CSL	143
2.5.2.4. Resumen y conclusiones de la actividad paleosísmica asociada la CSL	143
2.5.3. Paleosismicidad asociada a la actividad del Corredor Norte de Lorca	146
2.5.3.1. Ensayo de utilización de dataciones de isótopos de la serie del Uranio para el estudio paleosísmico del CNL	147
2.5.3.2. Continuidad lateral de la deformación. Surgencia del Cortijo del Roser	153
2.5.3.3. Discusión sobre de la naturaleza sísmica o asísmica de estas deformaciones. Intervalos de recurrencia.	154
2.5.3.4. Formación y elevación de Sierra de La Tercia asociada a la actividad paleosísmica del CNL.	156
2.5.3.5. Resumen y conclusiones de la actividad paleosísmica en el CNL	159
2.6. Neotectónica y Tectónica activa en otros sectores de la FAM: Tramos Huercal Overa- Lorca y Alhama - Alcantarilla	161
2.6.1. Neotectónica y tectónica activa en el sector Huercal Overa - Lorca	163
2.6.1.1. Situación, geometría y antecedentes locales	163
2.6.1.2. Materiales afectados por la Falla de A. de Murcia	165
2.6.1.3. Estructura y cinemática del sector Huercal Overa-Lorca	166
2.6.1.4. Criterios geomorfológicos de actividad reciente	172
2.6.1.5. Resumen y conclusiones	174
2.6.2. Neotectónica y tectónica activa en el sector Totana - Alcantarilla	175
2.6.2.1. Situación, geometría y antecedentes	175
2.6.2.2. Materiales afectados por la Falla de A. de Murcia	176
2.6.2.3. Fracturación y cinemática del sector Totana-Alcantarilla de la FAM	177
2.6.2.4. Análisis e interpretación morfotectónica	177
2.6.2.5. Resumen y conclusiones	180
2.7. Neotectónica y tectónica activa en el interior de la depresión del Guadalentín. Estudio gravimétrico aplicado a la identificación de fallas ocultas activas	181

2.7.1. Marco geológico y geofísico de la depresión del Guadalentín _____	183
2.7.2. Objetivos concretos del estudio gravimétrico y metodología aplicada _____	184
2.7.3. Información de subsuelo _____	185
2.7.4. Modelización _____	185
2.7.4.1. Modelización e interpretación estructural del perfil de Puerto Lumbreras _____	186
2.7.4.2. Modelización e interpretación estructural del perfil gravimétrico de Lorca _____	188
2.7.4.3. Modelización e interpretación estructural del perfil gravimétrico de Librilla _____	190
2.7.5. Resumen y discusión de las conclusiones obtenidas del estudio gravimétrico _____	191
2.8. Segmentación de la falla de Alhama de Murcia _____	195
2.8.1. Segmentación de la falla de Alhama de Murcia como fuente sismogénica _____	198
2.8.1.1. Sismicidad potencial en función de la segmentación _____	200
2.8.1.2. Resumen _____	202
2.8.2. Segmentación del sector Lorca-Totana como fuente sismogénica _____	203
2.8.2.1. Sismicidad potencial en función de la segmentación _____	205
2.8.2.2. Resumen _____	208
2.9. Neotectónica y tectónica activa de la fracturación secundaria asociada a la FAM: Falla de Las Viñas _____	209
2.9.1. Antecedentes, geometría y estructura _____	211
2.9.2. Materiales neógeno cuaternarios y tectónica sinsedimentaria _____	213
2.9.2.1. Materiales neógenos _____	213
2.9.2.2. Materiales pliocenos y cuaternarios _____	214
2.9.2.3. Evolución tectosedimentaria neógeno-cuaternaria _____	216
2.9.3. Estructura en profundidad _____	218
2.9.4. Fracturación secundaria y cinemática _____	219
2.9.4.1. Evolución cinemática durante el Mioceno superior _____	219
2.9.4.2. Cinemática cuaternaria y paleosismicidad _____	222
2.9.5. Resumen de las conclusiones principales acerca de la neotectónica de la falla de Las Viñas _____	227
2.9.6. Tasas de movimiento y sismicidad potencial asociadas a la falla de Las Viñas _____	228

2.10. Campos de esfuerzos y modelos dinámicos y cinemáticos que explican las estructuras resultantes de la neotectónica de la FAM y su entorno	229
2.10.1. Antecedentes	231
2.10.2. Modelos de campos de esfuerzos y cinemáticas en la zona de falla Lorca-Totana de la FAM y su entorno	234
2.10.3. Comentario sobre el efecto de <i>porpoising</i>	243
Referencias del Capítulo 2	245

3. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA EN EL SUR DE ALMERÍA **255**

3.1. Situación y antecedentes de la neotectónica y tectónica activa a escala regional	259
3.1.1. Situación y marco geológico	261
3.1.2. Antecedentes neotectónicos regionales para el sector central de la Cordillera	261
3.1.3. Antecedentes locales	267
3.1.4. Resumen de los antecedentes	274
3.2. Análisis de la cartografía regional	277
3.2.1. Descripción general	279
3.2.2. Distribución espacial de materiales recientes. Implicaciones tectosedimentarias regionales	279
3.2.3. Mesoestructuras y macroestructuras cartográficas	281
3.3. Análisis morfotectónico y tectosedimentario	283
3.3.1. Relación entre la morfología y la evolución tectosedimentaria	286
3.3.2. Conclusiones	288
3.4. Estructuras neotectónicas deducidas en el Sur de Almería	289
3.5. Neotectónica y tectónica activa en el sector Adra-Berja-Dalías	295
3.5.1. Marco geológico y cartografía realizada	297
3.5.2. Antecedentes locales	298
3.5.3. Estratigrafía y evolución neotectosedimentaria	300
3.5.3.1. Mioceno superior	300
3.5.3.2. Plioceno	301

3.5.3.3. Cuaternario	301
3.5.3.4. Evolución Tectosedimentaria	303
3.5.4. Estructuras de deformación neógeno-cuaternarias	303
3.5.4.1. Estructura del basamento	303
3.5.4.2. Estructura de los materiales del Mioceno superior	305
3.5.4.3. Estructura de los materiales pliocenos	305
3.5.4.4. Estructura de los materiales cuaternarios	307
3.5.5. Indicios de Paleosismicidad	311
3.5.5.1. Falla de la rambla de Balanegra	311
3.5.5.2. Falla de Peñarodada	311
3.5.5.3. Colapso de las quiebras	313
3.5.6. Análisis poblacional de la fracturación cuaternaria	315
3.5.7. Análisis morfotectónico del sector Adra-Berja-Dalías	316
3.5.7.1. Rasgos neotectónicos deducidos del modelo digital	316
3.5.7.2. Rasgos neotectónicos deducidos de la morfología fluvial	317
3.5.8. Tasas de movimiento durante el período neotectónico	319
3.5.9. Evolución neotectónica del sector Adra-Berja-Dalías. Resumen y conclusiones.	323
3.6. Campos de esfuerzos neotectónicos en el Sur de Almería.	
Modelos cinemáticos y dinámicos	327
3.6.1. Evidencias regionales y locales	329
3.6.1.1. Evidencias cinemáticas	329
3.6.1.2. Evidencias dinámicas	329
3.6.2. Estructura y neotectónica del Mar de Alborán y estructura de la corteza	331
3.6.2.1. Estructura del borde Noreste del Mar de Alborán	331
3.6.2.2. Estructura cortical	332
3.6.2. Modelo cinemático	335
3.6.3. Modelo dinámico	339
3.6.3.1. Campo de esfuerzos extensional	341
3.6.3.2. Campos de esfuerzos compresivos	341
3.6.4. Discusión	343
Referencias del capítulo 3	349

4. TECTÓNICA ACTIVA Y SISMOTECTÓNICA	355
4.1. Introducción	357
4.1.1. Antecedentes	358
4.1.2. Objetivos concretos	359
4.1.3. Datos sísmicos utilizados	359
4.2. Sismotectónica de la falla de Alhama de Murcia y su entorno	365
4.2.1. Sismicidad histórica	367
4.2.2. Sismicidad Instrumental: Estudio espacial y temporal	369
4.2.3. Estudio sismotectónico de la serie sísmica de Lorca	371
4.2.3.1. Análisis espacial y mecanismos focales	372
4.2.3.2. Interpretación tectónica	374
4.2.4. Resumen	375
4.3. Sismotectónica del Sur de Almería	377
4.3.1. Sismicidad histórica	379
4.3.2. Sismicidad Instrumental. Estudio espacio-temporal e interpretación tectónica	379
4.3.3. Estudio sismotectónico de la serie sísmica de Sierra Alhamilla (1984)	382
4.3.3.1. Análisis espacial	382
4.3.3.2. Interpretación tectónica	385
4.3.4. Estudio sismotectónico de la serie sísmica de Adra (1993-1994)	386
4.3.4.1. Análisis espacial	388
4.3.4.2. Análisis temporal	392
4.3.4.3. Interpretación mecánica y tectónica	393
4.3.5. Resumen	398
4.4. Sismotectónica regional: corteza sismogenética y mecánica de los terremotos	399
4.4.1. Corteza sismogenética	401
4.4.1.1. Anisotropías estructurales y características térmicas de la corteza en la zona de estudio	402
4.4.1.2. Control estructural y reológico de la sismicidad	404
4.4.1.3. Resumen	408
4.4.2. Mecanismos de Terremotos Compuestos e interacción de fallas activas	409
4.4.3. Mecanismos focales y modelos geodinámicos. Discusión	413

4.4.3.1. Mecanismos focales en la zona de estudio	416
4.4.3.2. Mecanismos focales en el entorno de la zona de estudio	416
4.5. Conclusiones sismotectónicas	419
Referencias del Capítulo 4	423
<i>RESUMEN DE LAS CONCLUSIONES SOBRE NEOTECTÓNICA, TECTÓNICA ACTIVA Y SISMOTECTÓNICA OBTENIDAS EN ESTA TESIS</i>	429
<i>ANEXOS</i>	439
Anexo1: Datos sísmicos	441
Anexo2: Datos geofísicos	449
Anexo3: Datos estructurales	459
Anexo4: Bibliografía utilizada en la cartografía de síntesis	465

Agradecimientos

Agradecimientos

Deseo comenzar los agradecimientos por **José Luís Hernández Enrile**, director de esta Tesis Doctoral. Creo que ha sabido apoyar la investigación que fundamenta esta tesis, tanto desde un punto de vista material como desde un punto de vista científico. Tengo que destacar que desde su comienzo esta tesis estuvo apoyada por proyectos de los cuales él era y es el Investigador principal, y que en todo momento conté con los materiales y recursos (en la medida de lo posible) necesarios para la realización de esta investigación. Especialmente, quiero agradecerle el empeño que demostró y supo transmitirme en la realización y el análisis de aspectos cartográficos y de observaciones detalladas de campo como base para cualquier análisis estructural o interpretación tectónica. Han sido muchas las discusiones científicas que hemos tenido a lo largo de estos años y de todas pude extraer ideas o posibilidades interesantes y de directa aplicación en este estudio. Asimismo, agradezco las facilidades que supo darme, como Profesor Titular de las asignaturas de cuyas prácticas soy responsable, para poder compaginarlas de la mejor manera posible con los trabajos de investigación y elaboración de esta tesis. Desde un enfoque personal, le agradezco su constante apoyo y su continua y muy meritoria dedicación sin los cuales esta tesis no hubiese sido posible.

Quiero agradecer en segundo lugar a **Ramón Capote** por las valiosas discusiones sostenidas con él tanto en la zona de campo estudiada como en conversaciones de gabinete, las ideas que he podido extraer de ellas y por lo mucho que de su experiencia y conocimientos he podido aprender estos últimos años, así como por sus continuos ánimos.

Por otra parte, agradezco muy especialmente a mis compañeras **Meaza Tsige** y **Pilar Villamor** el apoyo sin descanso prestado, tanto desde un punto de vista científico, como en lo que es más importante, desde un punto de vista personal. Agradezco a Meaza sus ideas y consejos rebosantes de sentido común africano, y a Pilar su ayuda inestimable en los aspectos relacionados con la interpretación de estructuras paleosísmicas.

Agradezco a **Alan Hull** y a **Kelvin Berryman** por sus consejos y valiosas opiniones acerca de los estudios de paleosismicidad realizados en este trabajo. A **Richard H. Sibson** por sus consejos y aportaciones en los aspectos relacionados con la mecánica de los terremotos, a **Ilias Mariolakos** y **Haralambos Kranis** por las interesantes discusiones mantenidas en el Peloponeso en relación con las similitudes entre las fallas normales activas de esa zona y las estudiadas en este trabajo, y especialmente a Haralambos por las interesantes y fructíferas discusiones mantenidas en la zona de campo estudiada en esta tesis. Agradezco asimismo a **Armando Cisternas** por las interesantes ideas y conocimientos que pude aprender de él acerca de la sismotectónica del Mediterráneo, y más concretamente acerca de la actividad de determinadas fallas del sector de Alicante. Finalmente, agradezco a **Ramón Vegas** por sus valiosas opiniones sobre la sismotectónica y geodinámica del Mar de Alborán y la Cordillera Bética.

En otro orden de cosas, agradezco a **Gerardo de Vicente**, **Jorge Giner** y **Alfonso Muñoz** por el tratamiento de las fallas y venas medidas en este estudio mediante análisis poblacional. Agradezco asimismo a **Andrés Carbó** por el seguimiento y apoyo en el tratamiento y modelización de los datos gravimétricos del Valle del Guadalentín, y a **J.M. López Marinas** por los datos inéditos de sismicidad histórica aportados.

Agradezco también a los compañeros doctorandos y tesinandos del Dpto. de Geodinámica de la Fac. de Geología de la Universidad Complutense de Madrid (*Los Proletarios*), todos los que han pasado y los que aún continúan: **Carmen**, **Nieves**, **Santi**, **Raul**, **Alfonso**, **Jorge**, **Perico**, **Miguel**, **Geles**, **Silvia**, **David**... por las sustanciosas discusiones sostenidas a diario sobre los más *diversos* temas, siempre *enriquecedoras* y especialmente a **Pedro Pablo**, **Ricardo**, **Ricardo (alias Felipe)**, **David (El Rubio)**, **David (El Negro)**, **Fernando** y **Julián** por su apoyo científico en varias (y por cierto muy calurosas) jornadas de campo, así como en la toma de datos gravimétricos.

También doy las gracias a todos mis compañeros profesores del Departamento de Geodinámica y en especial a **Rosa B. Babín**, a **Alfonso González Ubanell**, y a **Agustín Senderos** por su apoyo y comprensión a la hora de poder compaginar las clases prácticas con los trabajos de investigación de esta Tesis, así como a **Jesús Sánchez** por su apoyo en los trabajos de fotografía y preparación de muestras.

Mi especial agradecimiento a **Pedro**, amigo, colega y auxiliar de la biblioteca de la Fac. de Geología de la Universidad Complutense, así como a **Helena** y a **Macarena** por su constante ayuda y disponibilidad en la búsqueda y actualización de la bibliografía relacionada con este trabajo. Agradezco también a **Natalia** y a **Sonia** por el apoyo moral prestado durante estos últimos años.

Finalmente, agradezco a mi familia: **Caty**, **Rufino**, **Maribel**, **Marijose**, **Rafa**, **Belén**, **José Antonio** y **José Luis**, por haberme aguantado durante estos años, y a **Paola**, por su apoyo diario a pesar de encontrarse a miles de kilómetros. Sin ellos esta tesis no hubiese sido posible.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

- 1.1. Plan de presentación del estudio
- 1.2. Marco geológico - Antecedentes
- 1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad
- 1.4. Objetivos del estudio
- 1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de período neotectónico
- 1.6. Marco Metodológico
- 1.7. Planificación del estudio y metodologías aplicadas

Referencias Capítulo 1

Neotectónica y Tectónica Activa del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética - España)

Presentación de la investigación realizada: razones y objetivo general

Este trabajo lleva por título “*Neotectónica y sismotectónica del sector centro-occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética - España)*”. La zona objeto de este estudio se encuentra en el sector sudoriental de la Cordillera Bética. Se trata de un área que, si bien presenta una sismicidad actual de carácter moderado, ha sido castigada durante los últimos 300 años por importantes terremotos con intensidades superiores a VIII en la escala MSK. Terremotos como los de Vera (1518), Almería (1522), Lorca (1674), Adra (1804) y Torrevieja (1829) han ocasionado la pérdida de cientos de vidas humanas y la destrucción total o parcial de poblaciones, como por ejemplo Adra, Berja y Torrevieja.

Incluso considerando que en algunos casos los antecedentes sobre efectos de terremotos pasados puedan estar exagerados, es evidente que la intensidad de la sismicidad que se ha registrado en la zona durante los últimos 90 años es anormalmente baja comparada con la acaecida en siglos pasados. Ello ha contribuido a minusvalorar el potencial sísmico de la zona. Este hecho es un anticipo de las razones por las cuales se ha llevado a cabo esta investigación.

Desde el año 1970, los estudios relacionados con el conocimiento del terreno para emplazamientos de centrales nucleares en zonas de sismicidad moderada y baja indujeron un aumento del interés por el conocimiento de los antecedentes sismogénéticos de determinadas zonas, seleccionadas para los fines citados. En la actualidad, este interés se ha concretado en una evaluación de la peligrosidad sísmica y riesgo sísmico, no solo para esas zonas, sino como una filosofía dentro de un marco de ordenación del territorio en áreas con alta densidad de población

y actividad industrial. Esta es la causa por la que se han seleccionado estas áreas de la Región de Murcia y Sur de Almería, en las que en los últimos años se ha manifestado una sismicidad significativa en función de los antecedentes de sismicidad histórica.

Como consecuencia, las últimas tendencias seguidas en este tipo de investigaciones recomiendan que los estudios simogénéticos no deben limitarse al análisis de las fuentes de sismicidad actual (registrada por las redes sísmicas actuales) o a la actividad sísmica histórica, sino también a la actividad paleosísmica que queda registrada tanto en forma de estructuras de deformación, como en la modificación y/o creación de relieves.

Por todo ello, la investigación realizada se ha fundamentado en la integración de datos: A. Neotectónicos, B. Paleosísmicos y C. Sismotectónicos con el fin de obtener una evaluación de la sismicidad y su entendimiento en lo que a aspectos de distribución y magnitud se refiere. Investigación que constituye la base del proceso o árbol metodológico para la determinación de la peligrosidad sísmica.

La zona estudiada en esta investigación presenta todas las características necesarias en cuanto a afloramiento de materiales recientes deformados y presencia de estructuras de deformación frágil de edad cuaternaria asociadas a fallas activas. Asimismo, la actividad sísmica histórica e instrumental abundante son igualmente adecuadas para la búsqueda, estudio y análisis de las fuentes simogénéticas.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Plan de presentación del estudio

1.1. Plan de presentación del estudio

El estudio que aquí se expone presenta una serie de características que han condicionado la estructuración de esta memoria y pensamos es interesante describir antes. El carácter pluridisciplinar que presenta esta investigación nos ha llevado a estudiar el modo de presentación más adecuado con el fin de evitar posibles reiteraciones y desconexiones entre el análisis de los datos y su interpretación.

La presentación del trabajo comienza con el presente **Capítulo 1** de introducción en el que se describe: 1: el marco geológico del área de investigación, características y antecedentes generales. 2: Objetivo general y objetivos parciales principales y 3: Marco metodológico de la investigación y metodologías utilizadas para conseguir los objetivos propuestos. Algunas de las metodologías o técnicas concretas son descritas y discutidas con mayor detalle en los capítulos donde son aplicadas.

Por lo que se refiere a los antecedentes, se han dividido en: generales, que se exponen en este capítulo y otros antecedentes parciales y locales que se exponen al comienzo de cada uno de los capítulos y subcapítulos principales.

La base de la presentación de esta investigación descansa en tres capítulos principales, dos de ellos divididos a su vez en varios subcapítulos principales en los que se desarrolla, para cada área o región estudiada, la neotectónica y tectónica activa. El tercero está dirigido al estudio de la sismotectónica de los sectores estudiados en los capítulos anteriores que presentan diferentes características estructurales como parte de la tectónica activa que afecta a esas zonas. Así pues, los capítulos antes citados quedan de la siguiente manera:

-Capítulo 2: Neotectónica y Tectónica Activa de la falla de Alhama de Murcia y su entorno.

-Capítulo 3: Neotectónica y Tectónica Activa del Sur de Almería.

-Capítulo 4: Tectónica activa y sismotectónica de la Falla de Alhama de Murcia y del Sur de Almería y Sismotectónica Regional.

Al igual que hemos hecho para los antecedentes, hemos preferido introducir al final de cada uno de los subcapítulos más significativos un resumen de las conclusiones concretas o específicas que de ellos se desprenden.

Tras la exposición de las investigaciones realizadas y sus resultados, se presenta un apartado final denominado Integración de conclusiones Neotectónicas y Sismotectónicas. En él se ponen de manifiesto las conclusiones y aportaciones de esta investigación. Ello ha implicado que al igual que para los antecedentes, se haya introducido al final de cada uno de los subcapítulos más significativos un resumen de las conclusiones concretas que de ellos se desprenden.

El lector notará que a lo largo del trabajo se realizan numerosas llamadas a otros capítulos, páginas o figuras de otras secciones. El carácter multidisciplinar del estudio nos ha obligado a ello con el fin de conectar y coordinar de la mejor manera posible, observaciones y resultados procedentes de la aplicación de diferentes metodologías. Estas ayudarán a interpretar y comprender de forma más sencilla estructuras o procesos concretos.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Plan de presentación del estudio

1.2. Marco geológico - Antecedentes

1.2.1. Marco geodinámico

1.2.1.1. Tectónica de Placas. Evolución geodinámica

1.2.1.2. Dinámica cortical actual

1.2.2. Cordillera Bética

1.2.2.1. Descripción: zonas, características estructurales y materiales neógeno-cuaternarios

1.2.2.2. Evolución tectónica de la Cordillera Bética

1.2.2.3. Resumen

1.2. Marco geológico – Antecedentes

1.2.1. Marco geodinámico

A continuación se describen los antecedentes tectónicos generales de la Cordillera Bética (marco geodinámico de las áreas estudiadas) referidos a la tectónica de placas.

1.2.1.1. Tectónica de Placas. Evolución geodinámica.

La Cordillera Bética se sitúa en el extremo más occidental del cinturón orogénico alpino (Fig. 1-1) adosada al borde Sur de la subplaca Ibérica. La evolución geodinámica de esta subplaca ha sido bastante compleja durante los últimos 200 m. a. debido a su posición intermedia entre las dos grandes placas Euroasiática y Africana, así como por su relativa independencia cinemática en determinadas etapas. En los

trabajos de Smith (1971) Dewey et al. (1973), y Biju-Duval (1977) se describen los movimientos relativos entre esas placas deducidos a partir de datos de anomalías magnéticas del fondo submarino Atlántico (Fig. 1-2). Durante el Jurásico y gran parte del Cretácico se produjo un movimiento relativo de carácter transcurrente entre las placas Africana y Euroasiática asociado a los procesos de apertura, primero del Atlántico Sur, y luego del Atlántico Norte. Durante esta etapa la microplaca ibérica presenta una cinemática individualizada respecto a la de las dos grandes placas que separa, sufriendo procesos de rotación (Le Pichon et al., 1970, Choukroune et al., 1973, Tapponier, 1977...entre otros autores). Durante el Terciario este movimiento transcurrente relativo se frena de modo que durante los últimos 9 m. a. (Mioceno superior-actualidad) la subplaca Ibérica ha estado sometida al proceso de convergencia entre las placas Africana y Euroasiática (Dewey, 1988).

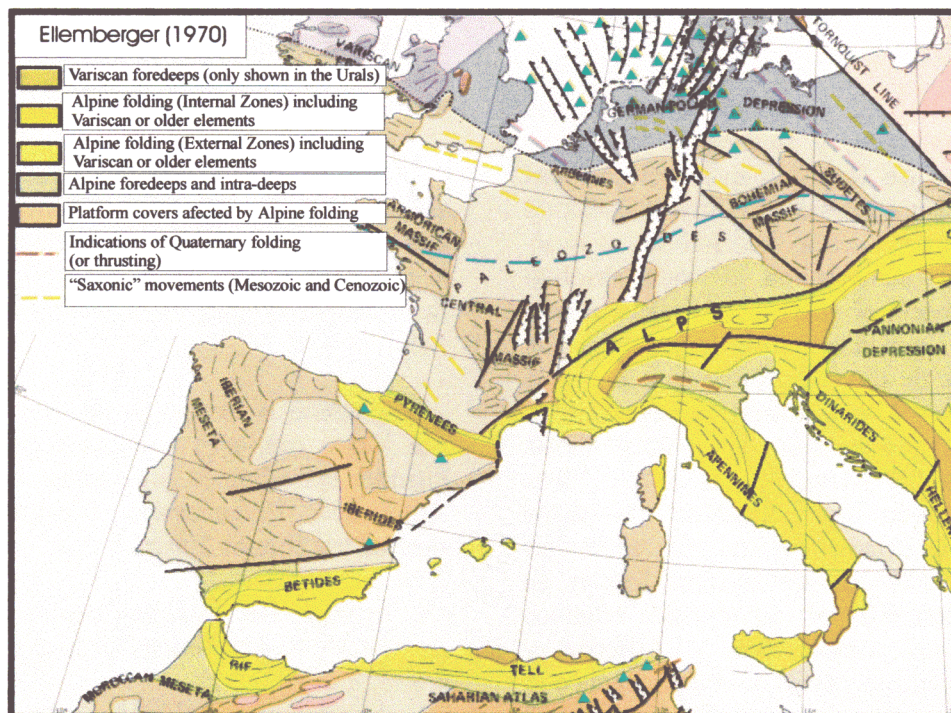


Fig. 1-1. Localización de la zona Bético-Rifeña en el marco del orógeno Alpino. De ElleMBERGER (1970).

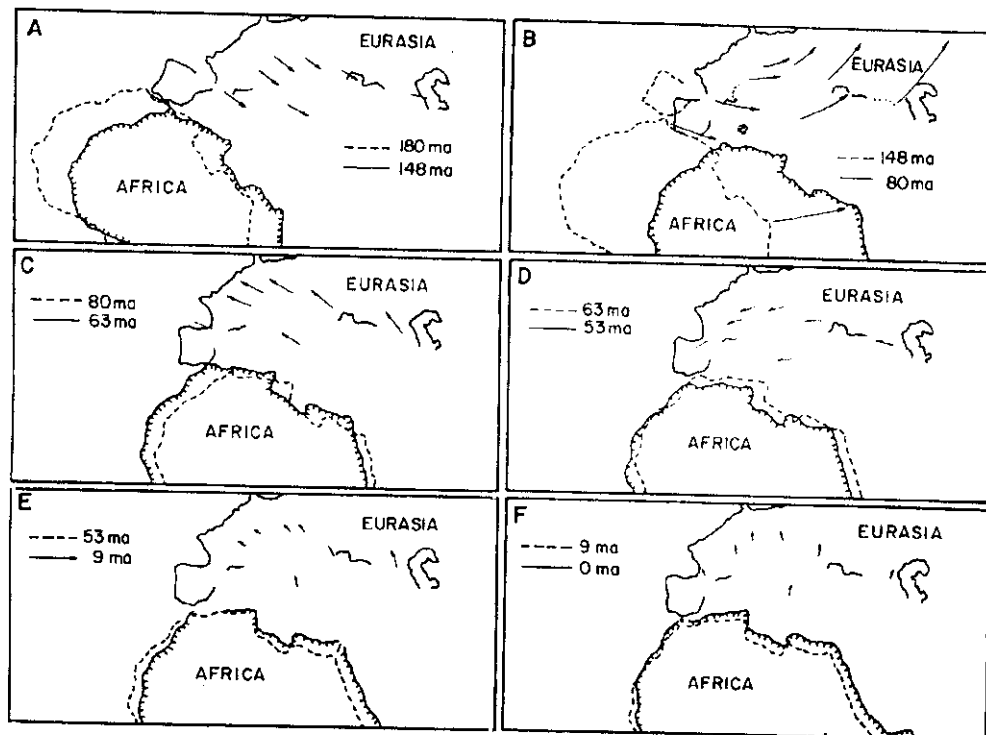


Fig. 1-2. Posiciones relativas de África respecto a Europa durante los últimos 180 millones de años, según Dewey et al. (1973).

Como consecuencia de esta convergencia se generan las cordilleras que configuran el Orogéno Alpino.

Mckenzie (1972), utilizando datos de los océanos circundantes, y analizando los mecanismos focales de la sismicidad, describe esa convergencia entre Eurasia y África deduciendo una rotación horaria en la dirección de convergencia y un aumento en el valor absoluto de la misma hacia el este. Dicha convergencia está controlada por la actividad de grandes fallas transformantes de dirección próxima a E-O que conectan la dorsal centro-oceánica con la zona de Gibraltar, fundamentalmente las fallas Gloria y Azores-Gibraltar (Argus et al., 1989). Estos autores utilizando gran cantidad de datos geofísicos submarinos, perfiles de anomalías magnéticas y datos de mecanismos focales de terremotos examinan los movimientos relativos entre las placas Euroasiática y Africana y obtienen direcciones y tasas de convergencia a lo largo del límite entre dichas placas durante los últimos 3 millones de años. La dirección de convergencia gira, desde la zona de Gibraltar

hacia el mediterráneo central, cambiando de orientación desde NO-SE a NNO-SSE. Las tasas de convergencia aumentan progresivamente hacia el este desde unos 4 mm/a al Sur de las cordilleras Béticas hasta más de 6 mm/a en el arco de Calabria – Sicilia (Fig. 1-3).

Al mismo tiempo que se produce este proceso de convergencia se genera un proceso distensivo entre las placas Ibérica y Africana que da lugar a la formación de la cuenca de Alborán y el golfo de Valencia (Vegas, 1985 y Sanz de Galdeano, 1990)

Siguiendo la evolución geodinámica descrita por Vegas (op. cit.) podemos resumir los siguientes episodios en la cinemática de las placas Americana, Euroasiática, Africana e Ibérica durante los últimos 200 m. a. :

-A: Apertura del Atlántico central y separación de África y Norteamérica (Jurásico).

-B: Apertura del Atlántico entre Terranova e Iberia (Cretácico inferior).

-C: Colisión entre las placas Euroasiática e Ibérica y formación de las cordilleras alpinas (Eoceno-Mioceno medio).

-D: Creación de los fondos marinos del Mediterráneo Occidental (Mioceno medio-actualidad).

1.2.1.2. Dinámica cortical actual.

El mapa de esfuerzos tectónicos actuales obtenido a partir de medidas de esfuerzos *in situ* (Zoback et al., 1989) (Fig. 1-4), en la zona aquí tratada muestra direcciones de esfuerzos horizontales con orientaciones que van de N-S a NO-SE.

Gölke y Coblenz (1996) realizan una modelización del campo de esfuerzos a escala europea a partir de un análisis elástico de elementos finitos, considerando los movimientos relativos y la geometría de los contactos entre las

placas Europea, Africana y Norteamericana. En todos los modelos que consideran independientemente de la procedencia de las fuerzas de empuje mayoritarias, (ya sea de la apertura del Atlántico como del movimiento hacia el Norte de África) obtienen direcciones de máximo esfuerzo horizontal NO-SE bastante uniformes a lo largo de todo el borde Sur del contacto Europa-África. Las magnitudes de esos esfuerzos van de 10 a 20 Mpa promediados sobre una litosfera de 100 Km de espesor.

Por otra parte, las medidas de movimientos relativos entre las placas obtenidas a través de observaciones de interferometría espacial VLBI (very long baseline interferometry) indican una velocidad de movimiento relativo en el centro de la Península Ibérica (estación de Madrid) entre la placa Ibérica y la placa Africana de 0.2 mm/a según una dirección próxima a N-S (NASA, 1998). Ello parece indicar que el 95 % de los 4 mm/a de la tasa de movimiento antes citada entre

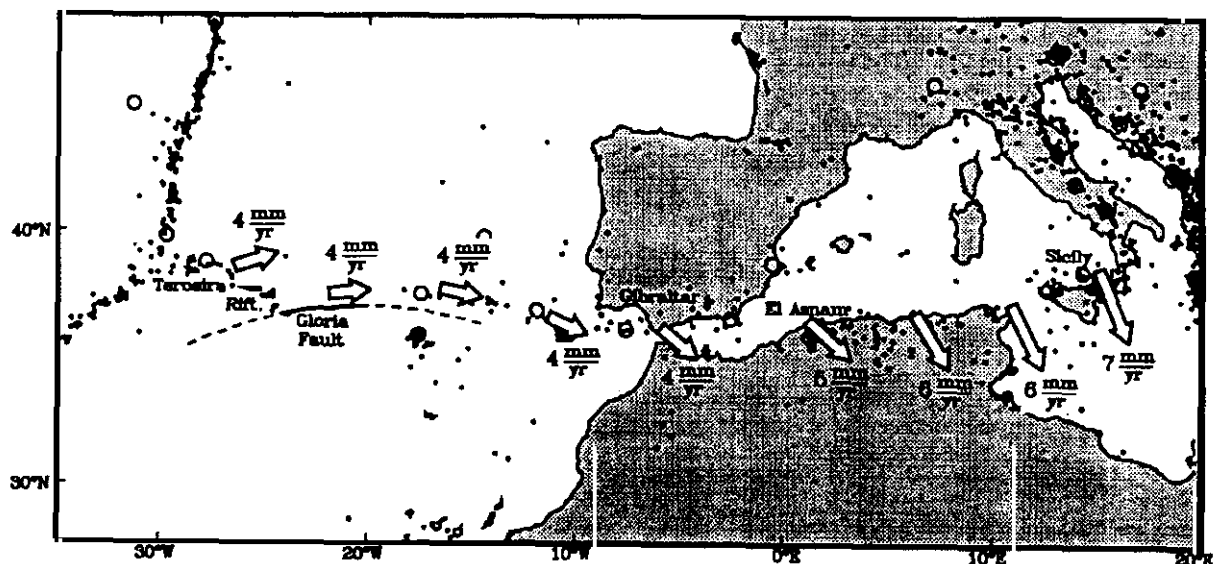


Fig. 1-3. Movimiento relativo actual entre África y Eurasia. Las flechas indican las direcciones de movimiento en cada zona, en función del polo de rotación de Eurasia-África al que se ajusta el movimiento de la falla de Gloria, tomado de Argus et al. (1989). Junto a cada flecha se indica la velocidad de convergencia entre ambas placas.

la Placa Ibérica y la placa Africana es absorbida por la deformación en las cordilleras Béticas, Mar de Alboran, Rif y Tell.

Por otra parte, a una escala más local, el estudio de los mecanismos focales de los terremotos también ha aportado en los últimos años importantes datos referentes a la dinámica actual de la zona estudiada. Galindo Zaldívar et al. (1993) realizaron un análisis poblacional de los mecanismos focales existentes hasta la fecha mediante el método de los diedros rectos.

El estudio concluye que en la actualidad el campo de esfuerzos dominante en la región es de tipo compresivo con una dirección de máximo esfuerzo horizontal NNO-SSE. Sin embargo, tanto en la Cordillera Bética como en el Rif

obtienen campos de esfuerzos compresivos variables (en cuanto a orientación) de unos puntos a otros. Además del campo citado, en el Rif obtienen direcciones de acortamiento NNE-SSO y en la Cordillera Bética campos distensivos con distintas direcciones de extensión horizontal.

Posteriormente, Herráiz et al. (1998) mediante el análisis poblacional de mecanismos focales para toda la península Ibérica obtienen un mapa de esfuerzos actuales del que se deduce de nuevo un tensor compresivo con una dirección de máximo esfuerzo horizontal NNO-SSE de acuerdo con la expresada en el *World Stress Map*. Únicamente en los Pirineos la dirección de acortamiento gira unos grados hacia N-S. Asimismo, han identificado en algunas zonas (entre ellas la Cordillera Bética) la

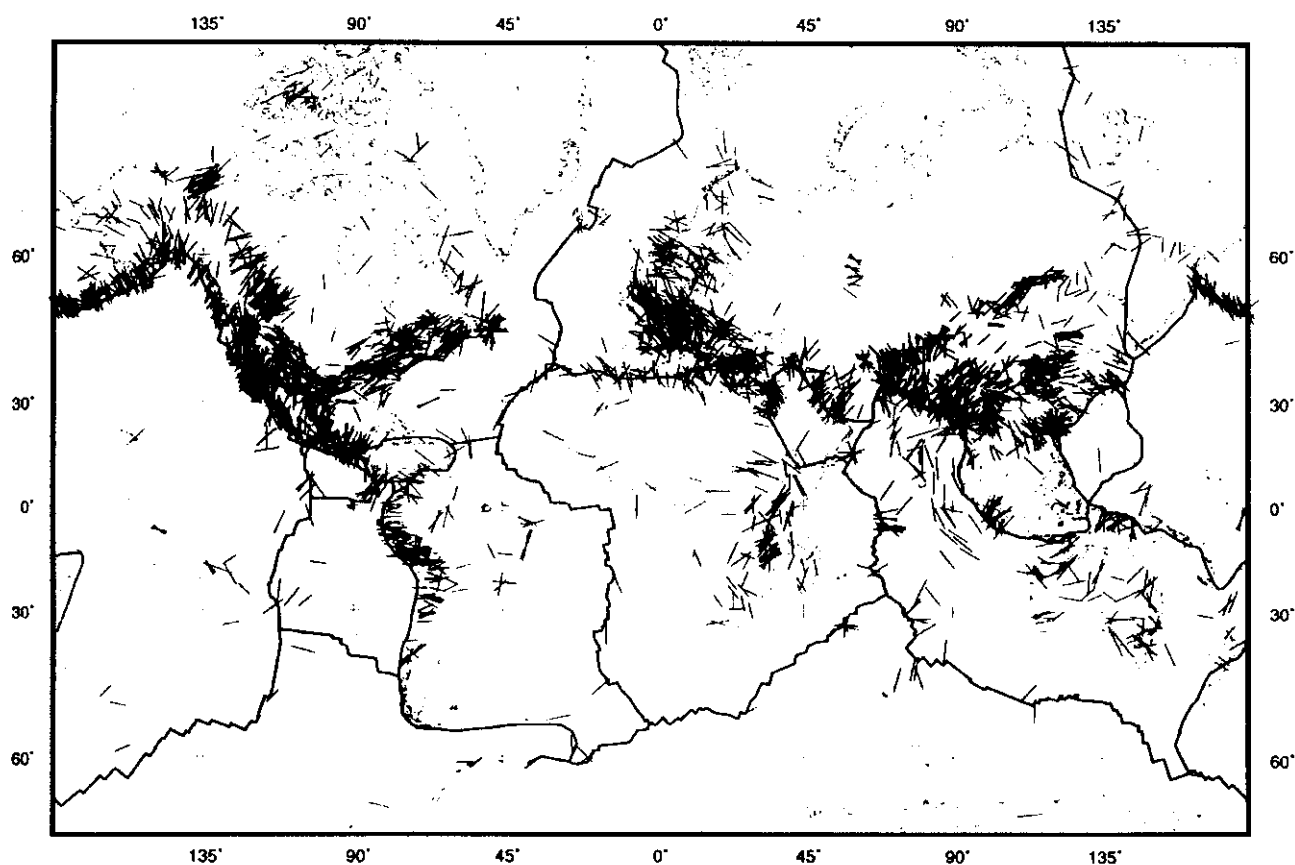


Fig. 1-4. Mapa mundial de esfuerzos actuales tomado de Zoback et al. (1992). Las líneas representan la dirección del máximo esfuerzo horizontal. La longitud de las líneas es proporcional a la calidad de los datos.

existencia de un tensor secundario con una dirección de máximo esfuerzo horizontal próximo a E-O (Rodríguez-Pascua, 1997).

Resumiendo, tanto de la evolución geodinámica regional como de la dinámica cortical actual de la zona de estudio y su entorno se deduce que desde en Mioceno superior hasta la actualidad la zona ha estado sometida a un campo de esfuerzos compresivo controlado por la convergencia entre las placas europea y euroasiática según una dirección aproximadamente NO-SE. Existen, sin embargo, evidencias de la existencia de otros campos de esfuerzos de carácter más local que inducen procesos extensionales como la apertura del Mar de Alborán y el golfo de Valencia o bien rotaciones en las direcciones de los máximos esfuerzos compresivos.

1.2.2. Cordillera Bética

1.2.2.1. Descripción: zonas, características estructurales y materiales neógeno-cuaternarios.

La Cordillera Bética (CB) constituye un relieve compuesto por numerosas sierras formadas por materiales de basamento separadas por cuencas sedimentarias de edad neógena y cuaternaria (Fig. 1-5), de ahí que en numerosas ocasiones se utilice la terminología de cordilleras Béticas. La orientación preferente de la Cordillera (ENE-OSO) sufre un giro de casi 180° en su sector occidental formando el denominado Arco de Gibraltar, de manera que tanto las estructuras como las unidades sedimentarias observadas en la CB tienen sus equivalentes en el Rift marroquí al otro lado del Mar de Alborán.

Tanto en la CB como en el Rift se distinguen las denominadas zonas Internas y Externas, cuencas de sedimentación neógenas y unidades del Flysch de Campo de Gibraltar.

Las **zonas Internas** están formadas por materiales paleozoicos, mesozoicos y en algunos puntos paleógenos, estructurados en mantos de cabalgamiento que forman un apilamiento generado durante la orogenia alpina (Egeler y Simon, 1969). Pueden distinguirse tres unidades estructurales con características tectosedimentarias diferentes, los denominados complejo Nevadofilábride, complejo Alpujárride y

complejo Maláguide. Los dos últimos, estructuralmente más altos, tienen sus equivalentes en el Rift (Sebides y Ghomárides). El primero únicamente se encuentra en la CB.

Los complejos Nevadofilábride y Alpujárride están formados por sucesiones paleozoicas y triásicas afectadas por metamorfismo alpino en diversas etapas. Intercaladas en el complejo Alpujárride y en su equivalente africano aparecen unidades peridotíticas (peridotitas de Ronda y Beni Busera) como fragmentos del manto emplazados durante el Mioceno inferior (Loomis, 1975).

Las **zonas Externas** están formadas por materiales mesozoicos y terciarios de ambiente marino que constituían el borde de margen pasivo del margen sudibérico en la CB y el borde del margen norteafricano en la zona del Rift. En la CB las unidades externas se diferencian de Norte a Sur en Prebético, de carácter más somero, y Subbético de carácter más profundo (Fig. 1-5). Dentro del Subbético pueden diferenciarse un Subbético externo y un Subbético interno (o Penibético) con diferentes ambientes batimétricos de sedimentación que indican la existencia de surcos y umbrales durante la sedimentación mesozoica (García Hernández et al., 1980).

Las unidades carbonatadas de la denominada Dorsal calcárea son consideradas intermedias entre los materiales del Cjo. Maláguide y los de las unidades subbéticas (Durand Delga y Foucault (1967), aunque su verdadera naturaleza paleogeográfica no está aún suficientemente aclarada (Bourgois, 1980, Martín Algarra, 1987, Sanz de Galdeano, 1992).

Por otra parte, las unidades de flysch de Campo de Gibraltar situadas en la zona externa del Arco de Gibraltar, en el Rift y en el Tell constituyen los restos de un antiguo surco de Flysch que probablemente se extendió a lo largo de todo el borde Norte de la placa africana desde Calabria hasta Gibraltar (Sanz de Galdeano, 1992).

Los **depósitos neógenos y cuaternarios**, se disponen en numerosas cuencas intramontañosas rellenando las depresiones existentes entre las sierras de basamento formadas por materiales de las Zonas Internas. La mayoría de estas cuencas, junto con la cuenca del Guadalquivir, se encontraban sumergidas y conectadas entre sí por

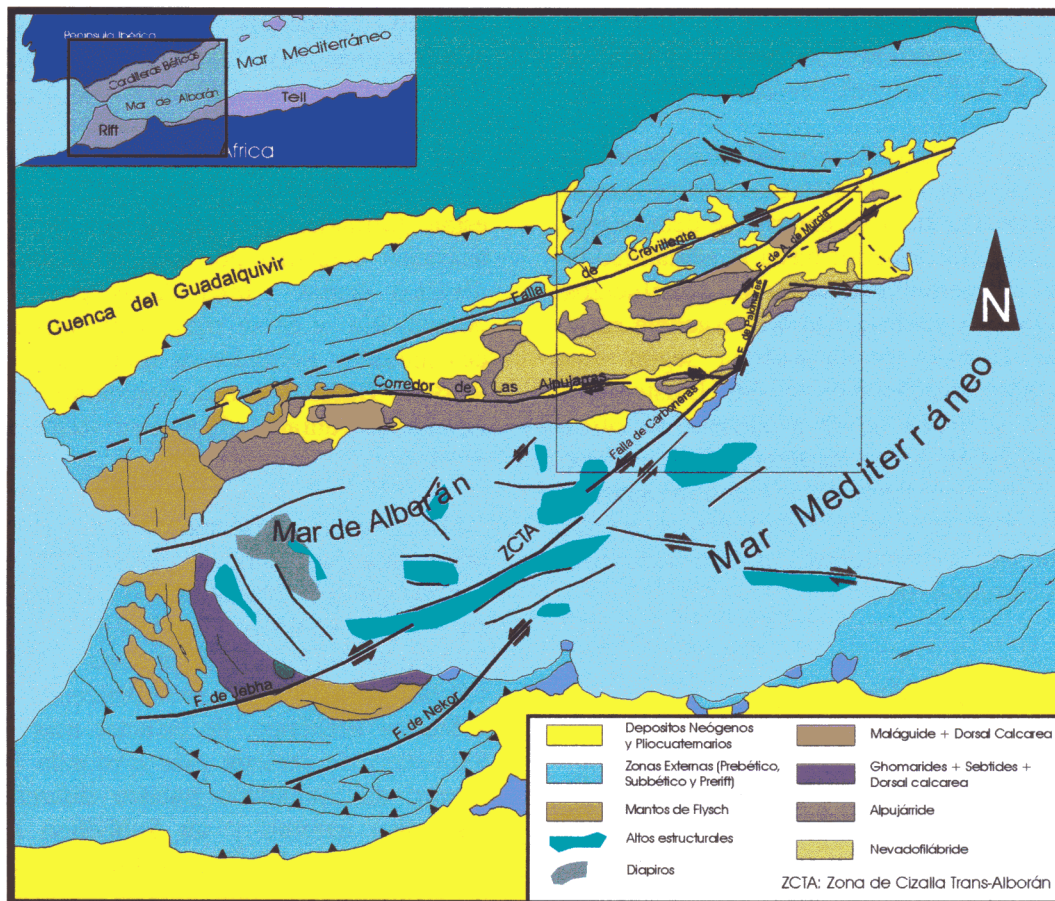


Fig. 1-5. Esquema geológico-estructural de la zona Bético-Rifeña en el que se han añadido datos estructurales del Mar de Alborán procedentes de (Comas et al. (1992) y Woodside y Maldonado (1992)).

el mar durante la parte alta del Mioceno medio, para sufrir durante el Mioceno superior un progresivo proceso de somerización e individualización sedimentaria (Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano, 1992). La geometría y evolución neógeno-cuaternaria de estas cuencas está estrechamente ligada con la actividad de importantes zonas de falla con movimientos verticales y de desgarre que cruzan gran parte de la CB con orientaciones fundamentalmente E-O y NE-SO (Bousquet, 1979, Sanz de Galdeano 1983, Montenat et al., 1987 a). Una de esas zonas de falla (la falla de Carboneras) se prolonga hacia en SO a través del Mar de Alborán y parece conectar con las fallas de desgarre sinistras NE-SO de la Zona del Rift constituyendo la Zona de Cizalla Trans-Alborán (Larouzière et al., 1987) (Fig. 1-5).

En relación directa con la formación y evolución de estas cuencas neógenas se sitúan varios afloramientos volcánicos de edades que van del Mioceno inferior al Cuaternario. Los más

recientes se localizan en la zonas orientales (Campo de Cartagena y Mazarrón). La naturaleza de este volcanismo no está del todo comprendida. Algunos lo asocian, en función de la zonación espacial de su quimismo, con un proceso de subducción de la placa Africana bajo la placa Ibérica (Araña y Vegas, 1974), mientras que más recientemente otros trabajos lo asocian a ascensos magmáticos controlados por zonas de fracturación de carácter cortical, destacando entre ellas las fallas que forman la Zona de Cizalla Transalborán y fallas asociadas (Phillip, 1987 y Larouzière et al., 1988).

Separando la CB del Rift se sitúa la depresión miocena del Mar de Alborán. En los últimos años se ha progresado mucho en el conocimiento de la estructura de esta depresión. Las cuencas neógenas antes citadas constituyen relictos elevados de un Mar de Alborán mioceno más extenso que el actual (Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano, 1992). A grandes rasgos esta depresión se caracteriza por situarse sobre una corteza continental adelgazada cubierta por

depósitos cuyas edades van desde el Burdigaliense hasta el Cuaternario (Comas y Jurado, 1990), y su estructuración está caracterizada por la combinación compleja de mecanismos de deformación distensivos y compresivos desde el Mioceno medio hasta la actualidad (Comas et al., 1992, Maldonado et al., 1992, entre otros).

1.2.2. Evolución tectónica de la Cordillera Bética

La evolución tectónica alpina y sobre todo miocena de la CB ha sido objeto de numerosos modelos, interpretaciones y especulaciones, debido fundamentalmente a:

- La gran variedad en la naturaleza de los datos estructurales existentes.
- La disparidad de criterios utilizados en la interpretación de estructuras concretas.
- La escasa ponderación que se ha hecho de la importancia relativa de los distintos tipos de datos estructurales locales y regionales.

-A. Evolución tectónica alpina

Existe una visión general común en la mayoría de los estudios en cuanto a los antecedentes mesozoicos de la evolución tectónica alpina del área Bético-rifeña, tal y como se recoge en la discusión de Sanz de Galdeano (1992). En la mayoría de los estudios (Durand-Delga y Fontboté 1980; García Hernández et al., 1980; Baena Pérez y Jeréz, 1982; Wildi, 1983; Olivier, 1984; Jeréz, 1984; Vegas y Muñoz, 1984; Vegas, 1985; Martín Algarra, 1987; Vera, 1988; Andrieux, et al., 1989, Argus et al., 1989 y De Jong, 1991) se acepta que las diferencias temporales en el inicio de la apertura del océano Atlántico central y meridional durante el Triásico indujo un movimiento relativo de tipo transcurrente entre la placa Ibérica y la placa Africana, a favor de una o más fallas principales transformantes. Durante el Jurásico y Cretácico el Mediterráneo sufrió una etapa extensional importante que dio lugar a la formación del Mar Ligur e indujo un adelgazamiento cortical importante con una complicada paleogeografía de los materiales de las Zonas Internas tanto de la CB como del Norte de África. Esta etapa extensional configuró los márgenes pasivos del borde Sur de la placa Ibérica y Norte de África.

La formación de la CB se inició en el Cretácico superior con el comienzo de una subducción en el Mediterráneo occidental y los primeros apilamientos de mantos (Puga, 1980 y De Jong, 1991). El proceso de convergencia produjo la subducción de la zona oceánica previamente formada, dando lugar a una colisión entre África y Europa de edad eocena y probablemente continuada hasta el Oligoceno (Biju-Duval et al., 1976; Torres Roldán, 1979; Puga, 1980). Durante esta etapa se genera el apilamiento de mantos Nevadofilábrides, Alpujarrides y Maláguides y el metamorfismo que afecta a los dos primeros. Como consecuencia de este proceso se genera una cadena con engrosamiento cortical que englobaría a la Cordillera Bética, el Rif, el Tell y el actual Mar de Alborán.

-B. Evolución Tectónica Miocena

Existen cuatro evidencias geotectónicas principales cuya necesidad de explicación ha condicionado la proposición de modelos dinámicos y cinemáticos para la evolución tectónica de la CB durante el Mioceno:

-1: Existencia de extensión, adelgazamiento cortical y formación de corteza oceánica.

-2: Estructuración radial de los mantos y estructuras acompañantes en el entorno del Mar de Alborán

-3: Posición actual de las Zonas Internas incompatible con la paleogeografía de las unidades Externas.

-4: Coincidencia temporal de tectónica compresiva en la CB y Norte de África y tectónica distensiva en la zona de Alborán y Mar Mediterráneo.

En la Fig. 1-6 se muestra la evolución miocena propuesta por Sanz de Galdeano (1990) para la zona Bético-Rifeña. En ella se observa que tras el proceso de colisión del Mioceno inferior se inicia un proceso de rifting y formación de corteza oceánica en el Mediterráneo. Al mismo tiempo que se produce este fenómeno continúa la tectónica compresiva en la CB y el Rif. Durante el Mioceno superior cesa la creación de corteza oceánica y se crean y propagan por toda la zona fallas de desgarre con direcciones NE-SO y NO-SE que son

compatibles con la dirección de acortamiento regional.

Según esta evolución, durante el Mioceno inferior y medio, la apertura de la cuenca Argelina – Provenzal induce una falta de espacio en sectores más occidentales, provocando la expulsión hacia el oeste de las Zonas Internas que constituirían un bloque cortical de naturaleza más rígida que su entorno. Este fenómeno es coherente con el modelo cinemático de (Andrieux et al., 1971) que denominaron a dicho bloque *subplaca de Alborán*. Basados en este mecanismo se propusieron otros modelos evolutivos en los que ya se citaban los procesos de *rifting* y de expulsiones laterales de bloques, coetáneos con la convergencia entre Europa y África, aunque sin precisar del todo las edades de dichos procesos (Biju-Duval et al., 1976; Tapponier, 1977; Durand Delga, 1980; Durand Delga y Fontboté, 1980; Wildi, 1983; Boccaletti y Dainelli, 1984).

Otro grupo de trabajos describen estos mismos procesos pero centrando su argumentación en la evolución cinemática de las zonas de falla de desgarre que disturban de modo importante la estructuración previa de mantos en la CB

y Rif (Olivier, 1984; Leblanc y Olivier, 1984; Martín Algarra, 1987; Leblanc, 1990).

Sanz de Galdeano (op cit) combina la existencia de rifting en el Mediterráneo con los procesos de expulsión lateral controlados por zona de fracturación frágil y la posibilidad de una subducción de África hacia el Norte. Esta subducción miocena ya fue propuesta en trabajos anteriores para explicar el volcanismo neógeno (Araña y Vegas 1974). Megías (1982) y Torres Roldán et al. (1986) proponen procesos de subducción más complicados con varias zonas de Beniof entre África y Europa.

Más recientemente, Sanz de Galdeano (1996) propone un modelo para la formación del Arco de Gibraltar y en general para la estructuración de la CB, dominio de Alborán y Rif basado en movimientos diferenciales hacia el oeste de bloques de basamento de las Zonas Internas limitados por fallas E-O y ENE-OSO de desgarre sinestroso en el lado africano y dextroso en el lado Bético. Este proceso se extendió en el tiempo desde el Burdigaliense superior hasta el Mioceno medio (alargándose incluso hasta el Plioceno en la CB oriental) y es coetáneo con el proceso extensional y de adelgazamiento cortical en el dominio de Alborán.

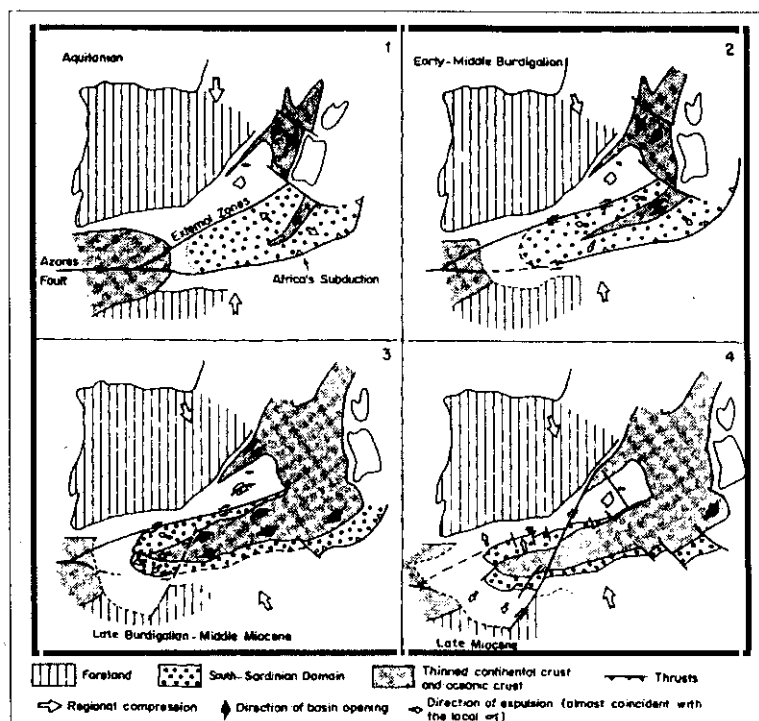


Fig. 1-6. Reconstrucción cinemática de la expulsión hacia el oeste de las Zonas Internas en el marco de la convergencia Europa-África, según Sanz de Galdeano (1990).

En diversos trabajos se describe la existencia de tectónica distensiva durante gran parte del Mioceno, tanto en las zonas Internas de la CB como en el Mar de Alborán, que están asociadas a zonas de falla normales de bajo ángulo (García Dueñas et al., 1988; Galindo Zaldívar et al., 1989; García Dueñas et al., 1992). Jabaloy et al. (1992) crean un modelo para explicar la extensión intramiocena basado en un modelo de cuña orogénica en el que el dominio de Alborán cabalga sobre las placas Europea y Africana hacia el oeste. La existencia de variaciones en la tasa de apertura oceánica en las cuencas Ligúrica-Balear y Tirreniense explicaría, junto con la convergencia Europa-África, la evolución de las deformaciones en la zona. Cuando cesa la apertura de la cuenca Ligúrica-Balear en el Burdigaliense superior se produciría el colapso extensional de la cuña formándose la cuenca de Alborán.

Existe otro grupo de estudios en los que se interpreta la extensión miocena y la estructuración tectónica radial en el entorno de Gibraltar como la respuesta a una tectónica extensional en la zona central de una corteza previamente engrosada. Esa tectónica estaría provocada, bien por procesos de diapirismo mantélico (Weijermars, 1985), por una removilización de la raíz de la cordillera en el manto (Platt y Visser 1989) o por extensión inducida por fallas lítricas en un mecanismo de *Core Complex* (Doblas y Oyarzun 1989). Todos estos modelos que tienen sus antecedentes en las ideas de Van Bemmelen (1954) explican la estructuración radial de los mantos inducida por una génesis de tipo gravitacional de forma coetánea con los procesos extensionales. No explican, sin embargo, la importante actividad transcurrente durante el Mioceno medio y superior de las zonas de falla que controlan la estructuración actual tanto de las zonas Externas como Internas, ni los importantes movimientos de traslación sufridos por estas últimas.

A partir de los trabajos realizados hasta el momento se deduce, por tanto, una coexistencia durante gran parte del Mioceno de tectónica compresiva y distensiva, tanto en las zonas Internas como en el dominio de Alborán (Comas et al., 1992). Ello está corroborado en estudios y análisis de estructuras de deformación de carácter más local (González Lodeiro et al., 1996).

-C. Evolución tectónica desde el Mioceno superior hasta la actualidad. Fracturación y campos de esfuerzos recientes

A partir de mediados de la década de los setenta comenzaron a identificarse y estudiarse importantes zonas de fracturación frágil que afectaban a materiales del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario (Bousquet y Montenat, 1974; Bousquet et al., 1975; Armijo, 1977; Bousquet y Philip, 1976 a y b; Bousquet, 1979; Sanz de Galdeano, 1980; Santanach et al., 1980; Sanz de Galdeano et al., 1982). Los estudios de carácter cinemático y dinámico sobre estas fallas permiten dar a conocer un campo de esfuerzos compresivo al que en los primeros trabajos se le asignaba una edad cuaternaria. Es estos trabajos se consideraba que previamente a este régimen tectónico predominaba una tectónica extensional.

Sanz de Galdeano (1983) recopila e interpreta cinemática y dinámicamente el conjunto de la fracturación de la cordillera deduciendo un campo de esfuerzos compresivo que se extendía al menos desde el Mioceno medio hasta la actualidad. Distingue varios sistemas de fracturación de carácter regional entre los que destacan los orientados N 70-90, NO-SE y NE-SO. Durante el Mioceno medio la dirección de compresión horizontal se disponía ONO-ESE activando como dextrosas las fallas N 70-90 y como sinestrosas las NO-SE. Esta cinemática favorece el movimiento de las Zonas Internas hacia el oeste a favor de la actividad de la falla de Crevillente y de las fallas del Corredor de las Alpujarras (Fig. 1-5).

Este autor a partir del Tortoniense explica mediante una rotación hacia NNO-SSE de la dirección de acortamiento regional, el cambio de cinemática en casi todos los sistemas de fracturación. Los movimientos de desgarre en las fallas N 70-90 casi desaparecen y se generan fallas NE-SO sinestrosas que actúan junto con las NO-SE dextrosas a modo de sistema conjugado. Esta dirección de acortamiento induce plegamientos de gran radio que deforman la pila de mantos de cabalgamiento alpinos en una estructura tipo *basin and range* (Weijermars, 1987). Se generan las principales sierras de basamento a favor de las estructuras anticlinales (Sierra Nevada, Sierra de los Filabres... etc.) y se activan surcos sedimentarios en las zonas de sinclinal a favor de la actividad de las fallas que bordean las sierras.

Durante la década de los 80 y principios de los 90 se intensificó el estudio de la génesis y evolución tectosedimentaria de las cuencas neógenas de los sectores central y oriental de la CB. La actividad cinemática polifásica de las fallas que controlan estas cuencas permite identificar nuevos cambios en la orientación de la dirección de acortamiento al menos en el sector oriental. Esta dirección gira durante el Plioceno de NNE-SSO de nuevo a NO-SE (Ott d'Estevou y Montenat, 1985.). En esa evolución dinámica Montenat y Ott d'Estevou (1992) enmarcan la evolución tectosedimentaria en este sector (Fig. 1-7).

En los últimos años se han llevado a cabo estudios de carácter local en fallas o segmentos de falla (destacando los realizados en el entornode las fallas de Palomares, Carboneras, Alhama de Murcia, Corredor de las Alpujarras y su prolongación oriental hasta la cuenca de Vera). Estos trabajos han dado a conocer cambios significativos en el régimen y orientación de campos de esfuerzos (Martínez Díaz y Hernández Enrile 1992 a y b; Keller et al., 1995;

Staple et al. 1996; Bell et al., 1997; Huibregtse et al. (en prensa)). De estos trabajos se desprende que en función de la escala de observación los cambios en la naturaleza y orientación del campo de esfuerzos durante el Plioceno y el Cuaternario varían de forma significativa. Se identifican los cambios deducidos a escala regional por Sanz de Galdeano (1983) y Ott d'Estevou y Montenat (1985) pero al mismo tiempo se identifican cambios que parecen presentar una naturaleza más local.

Por otra parte, en los trabajos de carácter regional donde se han analizado los paleoesfuerzos que han actuado durante el neógeno y el cuaternario a partir del análisis poblacional de fallas de dicha edad (Galindo Zaldívar et al., 1993; Herraiz et al., 1998) el tensor de esfuerzos regional que ha controlado la tectónica de esta edad presenta una dirección de máximo esfuerzo horizontal NNO-SSE con variaciones de carácter local (Fig. 1-8). En esta figura podemos ver como durante el Messiniense y parte del Plioceno el acortamiento NO-SE sufre perturbaciones hacia la orientación NNE-SSO en la zona del

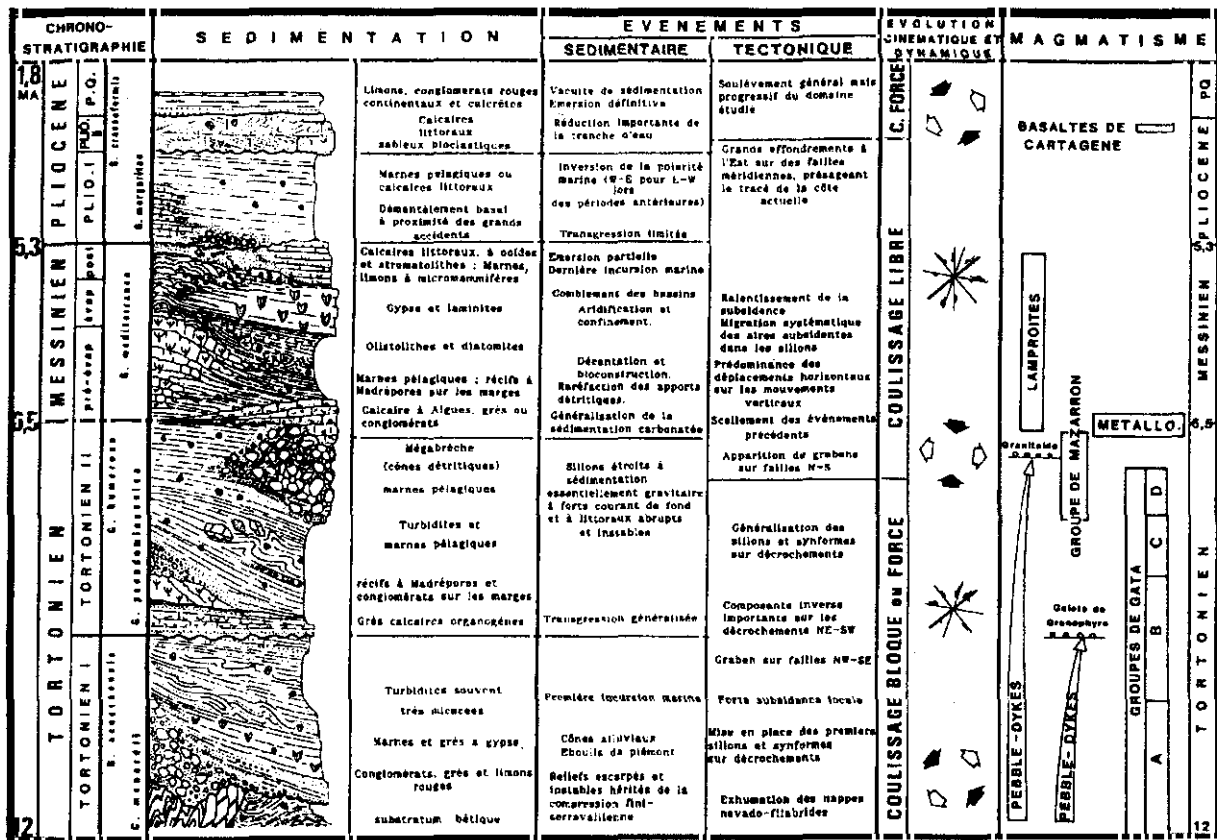


Fig. 1-7. Esquema sinóptico de la evolución estratigráfica, sedimentológica, tectosedimentaria, tectónica y volcánica de la cordillera Bética desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario, según (Montenat et al. (1987). Destacan las rotaciones en la dirección de acortamiento horizontal que condicionan la cinemática de las fallas principales y el resto de procesos relacionados (sedimentación, volcanismo, etc.).

Arco de Gibraltar y el Rif africano. En el Sur de Almería y Granada, sin embargo, sufre una rotación hacia E-O coincidiendo con la orientación del corredor de las Alpujarras. Durante gran parte del Plioceno y todo el Cuaternario, la dirección de máximo esfuerzo compresivo se dispone de forma bastante homogénea según NO-SE.

Por otra parte, es muy significativo el hecho de que en diversos sectores de la CB e incluso en el Mar de Alborán (Comas et al., 1992) se identifican direcciones de acortamiento E-O anómalas, así como reactivaciones con cinemática normal pura de las fallas NO-SE y N-S. En determinados sectores esa cinemática puede asociarse a la actividad de desgarre de las fallas E-O o NE-SO pero en otros sectores como el Sur de Almería o la cuenca de Alborán esa interpretación es más dificultosa.

1.2.2.3. Resumen

De todo lo descrito en esta sección se pueden extraer una serie de hechos destacables como puntos de partida para este estudio:

- Las observaciones de carácter geodinámico y los análisis de esfuerzos actuales y paleoesfuerzos a escala regional indican que desde el Mioceno medio hasta la actualidad la convergencia entre las placas Euroasiática y Africana tiene una dirección NO-SE a NNO-SSE y es la responsable del campo de esfuerzos compresivo regional.
- De los antecedentes neotectónicos de estudios a escala local se desprende la coexistencia de campos de esfuerzos compresivos y distensivos en la CB y Mar de Alborán durante el Mioceno medio y superior. La distribución

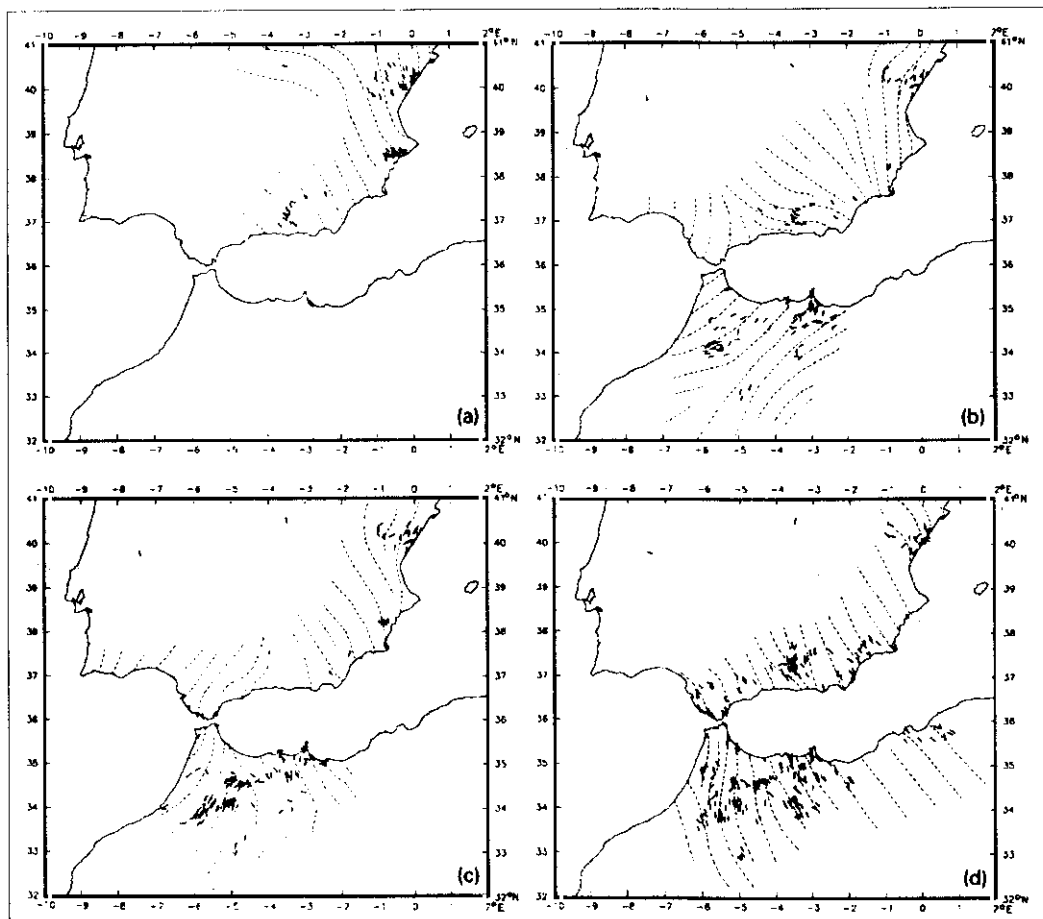


Fig. 1-8. Mapas de evolución de direcciones de máximos paleoesfuerzos horizontales deducidos para la cordillera Bética a partir del análisis poblacional de fallas y mecanismos focales, según Galindo Zaldívar et al. (1993), a: Burdigaliense a Tortoniense inferior, b: Tortoniense a Messiniense inferior, c: Messiniense a Plioceno superior y d: Plioceno superior - actualidad.

1. Introducción

espacial y/o temporal de dichos campos no está del todo clara, ni tampoco la escala de actuación de los mismos.

- En la Cordillera Bética central y oriental se han reconocido varias rotaciones en la dirección de acortamiento horizontal a lo largo del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario que inducen modificaciones en la cinemática de las principales zonas de falla y con ello en la evolución tectosedimentaria de las cuencas neógenas y pliocuaternarias que controlan.
- Hasta el momento no se ha aportado una explicación tectónica para la existencia de esos campos de esfuerzos que se separan del campo regional compresivo con dirección de máximo acortamiento horizontal NO-SE.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Plan de presentación del estudio

1.2. Marco geológico - Antecedentes

1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad

1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad.

Zonas seleccionadas - criterios generales

El área elegida para la realización de este estudio se sitúa en el sector centro-oriental de la CB (Fig. 1-9). Dentro de esta área se han seleccionado dos zonas con características neotectónicas diferentes que serán objeto de este estudio:

-A/: Zona de falla de Alhama de Murcia (FAM) y su entorno: Esta zona engloba la zona de cizalla con expresión superficial de la citada falla, así como las unidades morfoestructurales y tectosedimentarias de su entorno: Sierra de las Estancias, cuenca neógena de Lorca, S^a de la Tercia, S^a de Espuña, cuenca neógena de Alhama-Fortuna, depresión cuaternaria del río Guadalentín y S^a de Carrascoy.

Las sierras están constituidas por materiales de las Zonas Internas correspondientes a los complejos Nevadofilábride, Alpujarride y Maláguide. Las cuencas sedimentarias están rellenas por depósitos cuyas edades oscilan entre el Mioceno medio y el Holoceno. La falla de Alhama de Murcia deforma materiales tanto de las Zonas Internas como de relleno de las cuencas con edades que van desde Mioceno medio hasta Pleistoceno.

Además de la citada falla, en la zona existen varias fallas de segundo orden relacionadas con la FAM. Una de ellas, la que hemos denominado falla de Las Viñas (situada al Oeste de Lorca) y cuya actividad neotectónica se había ignorado hasta ahora, será estudiada en detalle.

-B/: Zona Sur de Almería: Esta zona abarca las sierras de Gádor, Alhamilla y Contraviesa compuestas de materiales de las Zonas Internas (Cjos. Nevadofilábride y Alpujarride), además de las depresiones neógeno-cuaternarias de Berja, Campo de Dalías, Almería y Níjar. Estas cuencas y sierras se encuentran separadas y controladas fundamentalmente por la falla de Carboneras, el corredor de las Alpujarras y su continuación hacia el Este hasta el Mar Medite-

rráneo con evidente actividad neotectónica. Es una zona con abundante fracturación afectando materiales cuaternarios además de miocenos y pliocenos.

Estas zonas presentan una serie de características estructurales distintivas que las hacen interesantes desde un punto de vista neotectónico. La neotectónica de la zona de la Falla de Alhama de Murcia y su entorno está dominada por la existencia del citado accidente con una longitud próxima a los 100 Km. El Sur de Almería, por el contrario, presenta una fracturación neotectónica mucho más densa pero de longitudes que pocas veces superan los 20 Km. A pesar de ello estamos ante dos zonas con un grado de actividad sísmica semejante e importante (Fig 1-10). Ello, junto con las características concretas que a continuación se exponen las hacen en nuestra opinión interesantes para la investigación que se pretendía.

Caracteres como elementos de criterio

Sismicidad:

-1º: Ambas zonas presentan una elevada sismicidad tanto histórica como instrumental. En ellas se han registrado desde el año 1518, 52 terremotos de intensidad MSK \geq VII (ver Tabla I del Anexo I). Estos terremotos ocasionaron numerosos daños materiales en las localidades de Adra, Berja, Dalías, Vera, Almería, Lorca, Totana, Alhama de Murcia, Lorquí, Ceutí, Torres de Cotillas, Alcantarilla y Murcia y numerosas víctimas y heridos (López Marinas, 1977 a y b y 1978 y Martínez Guevara, 1984). La sismicidad instrumental registrada en los últimos años ha sido más débil. Únicamente cinco terremotos han superado la magnitud (Mb: 4.0) en los últimos 50 años, siendo la máxima 5.0 ocurrida en los terremotos de Sierra Alhamilla de 1984 y Adra de 1993. Pese a ello, estas zonas son, junto con el entorno de la cuenca de

1. Introducción

Granada, las áreas que presentan una mayor actividad sísmica instrumental en el Sur de la península Ibérica (Fig. 1-10).

-2º: En ambos sectores se han producido series sísmicas asociadas a terremotos de magnitud $M_b \geq 4.2$ de las que se posee interesante información sísmológica que no ha sido utilizada hasta ahora con el fin de ser interpretadas tectónicamente: Lorca (M_b : 4.2, 1977), Sierra Alhama (Mb: 5.0, 1984) y Adra (M_b : 5.0, 1993-1994).

Tectónica activa:

-3º: En ambos sectores existe abundante fracturación que afecta y/o deforma materiales de edad reciente (Mioceno superior-actualidad).

-4º: Los estudios previos de carácter neotectónico y sismotectónico muestran que, mientras en el entorno de la FAM predomina la tectónica de carácter compresivo, asociada a la actividad de carácter inverso-direccional de esa falla durante el Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario, en la zona del Sur de Almería predomina una tectónica distensiva, para esas mismas edades, asociada a la actividad de las fallas NO-SE y NE-SO. Estas fallas son las que parecen presentar mayor grado de actividad en la zona.

Esto permite suponer la coexistencia en el tiempo de distintos campos de esfuerzos en zonas próximas. Estudiando estas dos zonas podremos llegar a identificar y comprender dicho fenómeno y sus posibles causas.

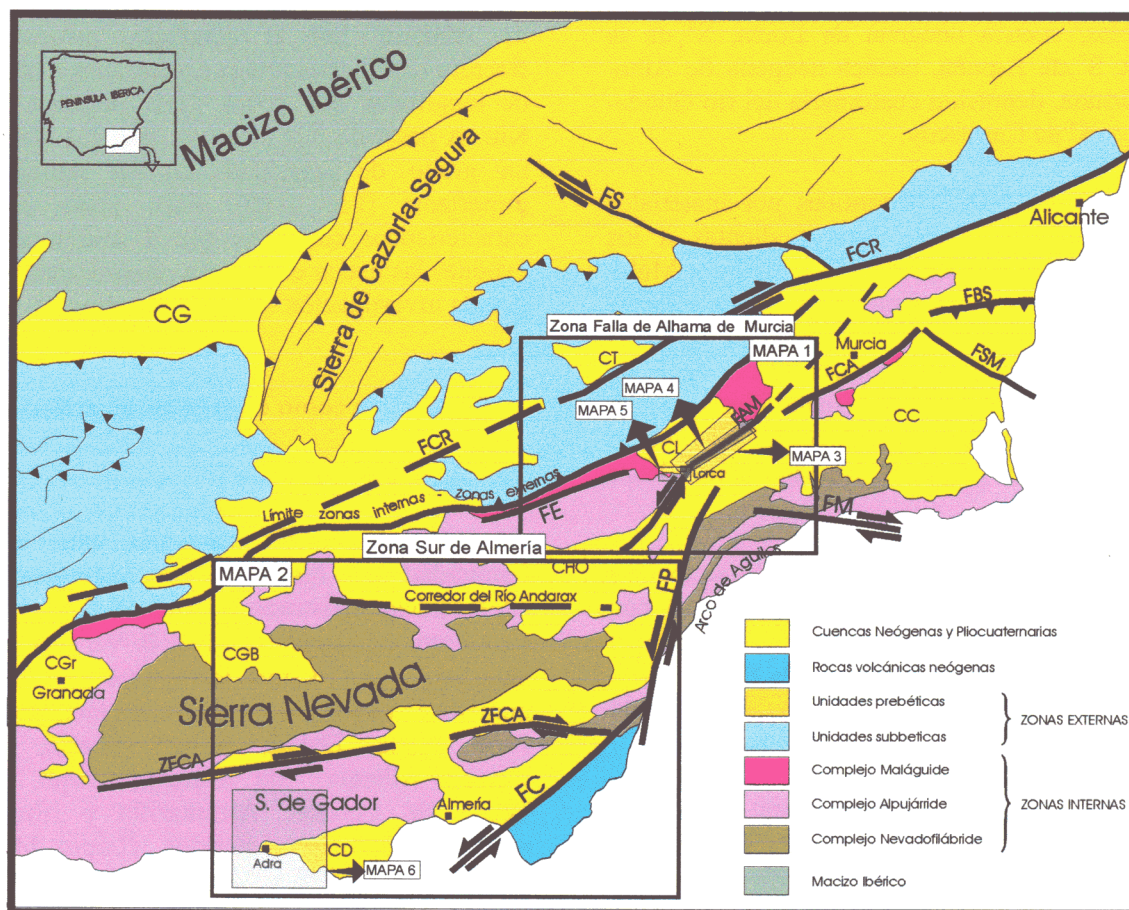


Fig. 1-9. Mapa geológico-estructural del sureste de la cordillera Bética en el que se señalan las dos zonas principales estudiadas. FS: falla de Socovos; FCR: falla de Crevillente; FE: falla de Las Estancias; FNB: falla Norbética; FAM: falla de Alhama de Murcia; FCA: falla de Carrascoy; FBS: falla del Bajo segura; FSM: falla de San Miguel; FM: falla de las Moreras; FP: falla de Palomares; ZFCA: zona de falla del corredor de las Alpujarras; FC: falla de Carboneras. Asimismo, se señala las áreas de las que se han realizado cartografías en este estudio. Mapas 1 a 6.

Registro sedimentario:

-5º: Un último factor que a nuestro juicio hace a estas dos zonas idóneas para la realización del estudio es el elevado grado de conocimiento de las series y secuencias estratigráficas que rellenan las cuencas neógenas incluidas en ellas, tal y como queda puesto de manifiesto en Friend y Dabrio (1996). Ello, no solo en lo que se refiere al conocimiento de su petrología sedimentaria y estratigrafía, sino también en las relaciones causa-efecto entre la génesis de las unidades tectosedimentarias que las rellenan y la actividad de las fallas de borde que las separan de las sierras. Ello permite disponer de un control temporal bastante bueno para las deformaciones

de edad Miocena y aceptable para las de edad pliocena y pleistocena.

La falta de dataciones absolutas hace que las deformaciones más recientes (Pleistoceno superior y Holoceno) sean básicamente de carácter relativo. En este sentido, a lo largo de la traza de la falla de Alhama de Murcia existen varios afloramientos travertínicos cuaternarios afectados por la falla que son susceptibles de datación absoluta por medio de métodos isotópicos. Ello la convierten en una zona propicia para la realización de un ensayo de utilización de este tipo de datación con fines a la obtención de tasas de deformación y datación de eventos paleosísmicos.

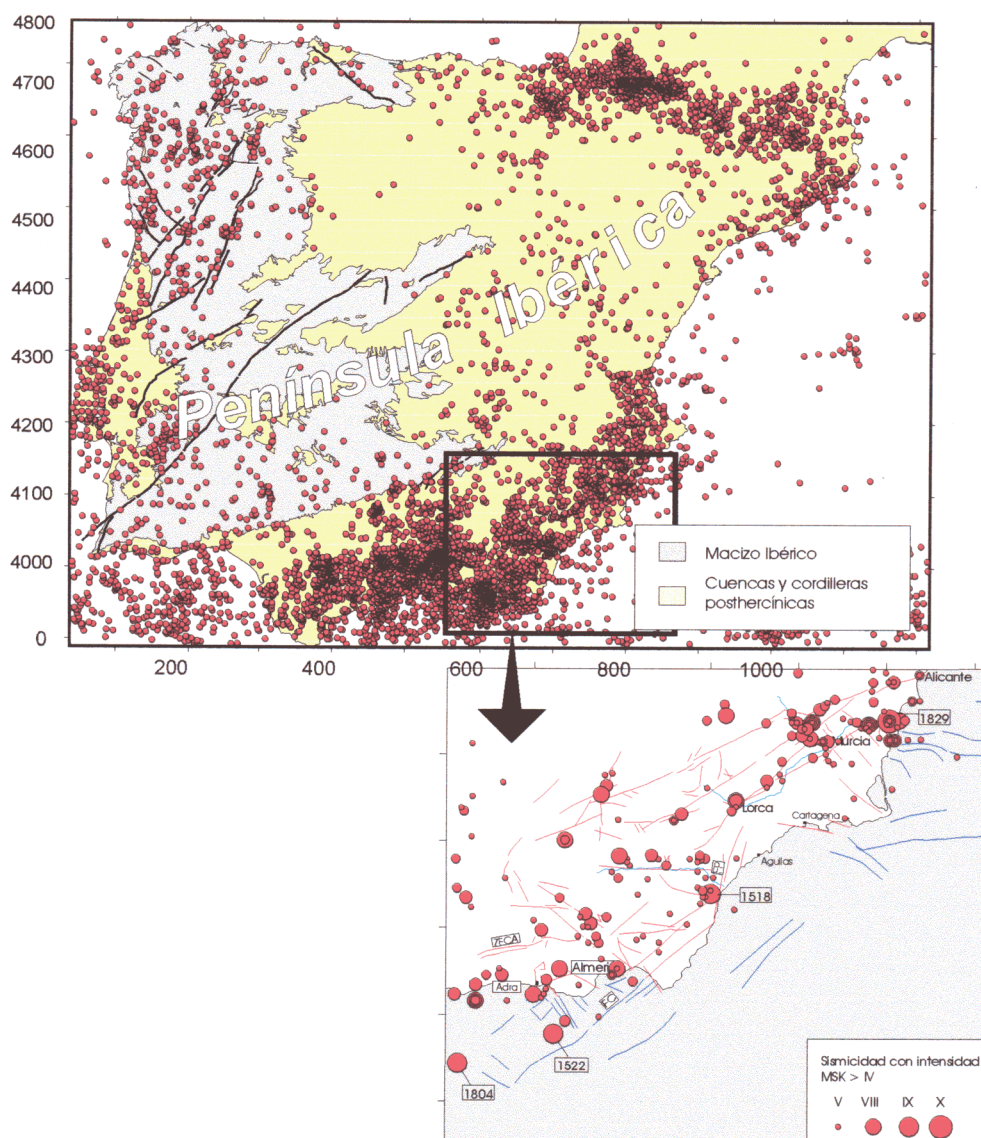


Fig. 1-10. A: Mapa de la sismicidad total de magnitud mayor de 2.0 acaecida en la península Ibérica. Datos tomados del U.S.G.S (NEIC). B: Sismicidad con Intensidad > IV acaecida en el SE de la C. Bética (Datos del I.G.N.).

1. INTRODUCCIÓN

- 1.1. Plan de presentación del estudio
- 1.2. Marco geológico - Antecedentes
- 1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad

1.4. Objetivos del estudio

1.4. Objetivos del estudio

A partir de la aplicación de metodologías pluridisciplinarias y de los resultados obtenidos de las mismas, se persigue la obtención de un objetivo general y varios objetivos concretos principales. El objetivo general es la creación de una base de conocimiento neotectónico y sismotectónico de las zonas estudiadas así como la aportación de nuevos datos que sirvan de plataforma para la realización de:

- 1) Investigaciones locales de carácter paleosísmico, neotectónico y sismotectónico.
- 2) Cálculo y evaluación de la peligrosidad sísmica, efecto sitio y en última instancia determinación del riesgo sísmico en la zona estudiada.

La consecución de este objetivo general conlleva una serie de objetivos más concretos principales que pueden resumirse en los siguientes:

-A: Proposición modelos cinemáticos y dinámicos argumentados con suficientes observaciones de campo que expliquen la naturaleza y orientación del o los campos de esfuerzos que han actuado en la zona desde el Mioceno superior hasta la actualidad.

-B: Comprensión de la actividad sísmica que afecta a la zona estudiada en cuanto a :

- 1) Identificación y caracterización de las fuentes sismogénicas más importantes de la zona.
- 2) Identificación del régimen o los regímenes tectónicos vigentes responsables de dicha sismicidad e interpretación de las causas de sus variaciones espaciales y temporales.
- 3) Interpretación tectónica de series sísmicas acaecidas en la zona.

-C: Conexión, tanto en lo que se refiere a causas como a efectos, entre la actividad paleosísmica, la tectónica activa y la sismicidad actual en determinados puntos con suficiente información.

-D: Identificación de paleoeventos sísmicos y, si es posible, determinación de su tamaño en zonas de falla de distinta naturaleza:

- Zonas de falla de gran longitud y de naturaleza cortical (falla de A. de Murcia).
- Fallas de dimensiones reducidas pero con indicios de expresión superficial de su actividad (fallas del Sur de Almería y fallas secundarias asociadas a la falla de Alhama de Murcia).

-E: Realización de una segmentación tectónica de la falla de Alhama de Murcia (falla activa de mayor longitud de la zona) mediante el análisis de caracteres geométricos, geomorfológicos y paleosísmicos. Ello permitirá caracterizar de modo detallado esta zona de falla como fuente sismogénica.

-F: Determinación del control ejercido por fallas sísmicamente activas en la formación de la morfología actual.

1. INTRODUCCIÓN

- 1.1. Plan de presentación del estudio
- 1.2. Marco geológico - Antecedentes
- 1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad
- 1.4. Objetivos del estudio

1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de período neotectónico

1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de periodo neotectónico

A lo largo de esta memoria se utilizarán conceptos concernientes al campo de estudios de las deformaciones recientes que a lo largo de los años han sufrido cambios en función del avance en el conocimiento. El sentido dado a de esos conceptos ha variado a lo largo de los años y son definidos de distinto modo según diferentes autores. A continuación se describen los términos que definen dichos conceptos y el sentido con que serán utilizados a lo largo de este trabajo.

Neotectónica y período neotectónico

El término *neotectónica* fue inicialmente utilizado con un sentido temporal de acotación. Fue introducido por Obruchev (1948) para describir “el estudio de los movimientos tectónicos que han ocurrido desde finales del Terciario y durante la primera parte del Cuaternario”. Posteriormente, Slemmons (1991) modifica el intervalo temporal y define neotectónica como el “estudio de los eventos y procesos tectónicos ocurridos después del Mioceno”.

Durante los años noventa comenzó a considerarse el hecho de que la neotectónica no debía restringirse dentro de unos límites temporales que en unos lugares pueden ser significativos, pero no en otros. Esta nueva visión del problema tiene que ver con la consideración del concepto de régimen tectónico vigente (*current tectonic regime*) definido por Muir Wood y Mallard (1992) como “régimen de esfuerzos que induce y controla la actividad actual de las fallas y que ha podido extenderse temporalmente en el pasado de modo distinto en distintas zonas”. Mörner (1990) ya propuso que el comienzo de la fase que calificamos como neotectónica comenzaría en diferentes momentos según la zona de que se trate.

Vemos que con el paso del tiempo se ha ido dando mayor importancia en la definición del concepto de neotectónica al propio mecanismo o proceso de deformación, con una duración que varía de unos lugares a otros, más que a la acotación temporal del proceso. En este sentido, la definición de neotectónica más aceptada en nuestros días es aquella que la describe como el estudio de procesos y estructuras que se han propagado o reactivado dentro del campo de esfuerzos-deformación que es aún activo en la

actualidad (Steward y Hancock, 1994).

A pesar de que esta definición es en nuestra opinión acertada y lógica, vista desde un punto de vista teórico, la aplicación que haremos de este término durante este trabajo es algo diferente. Ello se debe a que no partimos de un conocimiento inequívoco de cual es el campo de esfuerzos-deformación vigente en determinados sectores de la zona de estudio. Es más, de los antecedentes se desprende la existencia en la actualidad de campos de esfuerzos activos diferentes en distintas zonas y en distintos intervalos temporales dentro del área de estudio, o incluso diferentes en función de la escala de observación, como ya se verá. Ello hace problemático utilizar el término neotectónica con un sentido único para toda la zona (si pretendemos conservar su significado dentro de la última definición dada). Por ello a lo largo de este estudio hemos preferido utilizar el término neotectónica con un significado temporal. Más concretamente, consideraremos una actividad o una estructura como neotectónicas si se producen o reactivan dentro del período de tiempo que va desde el Mioceno superior (incluido éste) hasta la actualidad. La razón de la elección de este límite temporal se basa en que es durante el Mioceno superior cuando se produce la formación o comienzo de actuación de la mayor parte de las zonas de falla de dimensiones regionales que presentan mayor grado de actividad durante el Cuaternario (Bousquet, 1979). Fallas que parecen controlar gran parte de la actividad sísmica actual.

Tectónica activa

A lo largo de este estudio utilizaremos este término según la definición dada por Wallace (1986) quién la definió como “los movimientos

tectónicos que se espera ocurran en un intervalo de tiempo que afecta a la sociedad". En este sentido, consideramos que una estructura o un proceso es activo cuando ha actuado dentro del período histórico y se espera que actúe en el futuro sin que exista ningún dato que indique su futuro cese.

Falla activa y falla reciente

Al término *falla activa* se le ha dado a lo largo de los años varias definiciones en función de la aplicación del concepto a trabajos de investigación, cálculos ingenieriles, etc. Stewart y Hancock (1994) definen una falla activa como aquella falla que ha presentado movimientos dentro del período de tiempo abarcado por el *régimen tectónico vigente* (Muir Wood y Mallard, 1992), mientras que la U.S. Environmental Protection Agency (1981) considera que las fallas activas son aquellas que han sufrido movimientos en los últimos 10.000 años (Holoceno). Por otra parte, un concepto estrechamente relacionado con el de *falla activa* viene definido por el término *falla capaz* que la U.S Regulatory Commission (1982) define como aquella falla que ha experimentado al menos un movimiento en los últimos 35.000 años y al menos dos en los últimos 500.000 años. Es decir, fallas activas durante el Pleistoceno.

A lo largo de este estudio utilizaremos el término *falla activa* para referirnos a fallas que presentan suficientes indicios de haberse formado o reactivado durante el Cuaternario ejerciendo un control en la evolución reciente del relieve, en la disposición y estructura de los depósitos cuaternarios y/o en la génesis de la sismicidad histórica e instrumental.

El término *falla reciente* se ha utilizado exclusivamente con un sentido descriptivo para fallas que han presentado actividad tectónica desde el Mioceno superior.

Sismotectónica

Durante el transcurso de este estudio se realizará un análisis sismotectónico de la zona, entendiendo por sismotectónica el estudio de las relaciones genéticas entre la actividad sísmica y la actividad tectónica.

Morfotectónica

En los distintos capítulos dedicados al estudio de la neotectónica y tectónica activa se realizan análisis morfotectónicos entendiéndose como tal, el análisis de los datos tectónicos, fundamentalmente de carácter cinemático, que pueden obtenerse a partir de la observación del relieve a diversas escalas. Es decir, la identificación de movimientos recientes asociados: -1: a la actividad de zonas de falla y -2: a la formación y crecimiento de megaestructuras de deformación en función de su reflejo en las características morfológicas del relieve.

Unidades tectosedimentarias

Debido a la estrecha relación que presentan los distintos depósitos neógenos aflorantes en la zona de estudio con la actividad de las fallas principales, hemos considerado necesaria su división en Unidades Tectosedimentarias (Garrido-Megías, 1973) a la hora de cartografiarlas y analizarlas tectónicamente. A este respecto y para este trabajo, debemos señalar que cuando hablamos de unidades tectosedimentarias nos referimos a unidades sedimentarias limitadas a techo y a muro por discordancias interpretadas como el resultado de episodios o eventos tectónicos concretos acaecidos en este sector.

1. INTRODUCCIÓN

- 1.1. Plan de presentación del estudio
- 1.2. Marco geológico - Antecedentes
- 1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad
- 1.4. Objetivos del estudio
- 1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de periodo neotectónico

1.6. Marco Metodológico

1.6. Marco Metodológico

En la Fig. 1-11 se muestra un árbol metodológico en el que se representan de modo secuencial las disciplinas metodológicas y áreas de conocimiento que intervienen en un proceso de cálculo y evaluación de la peligrosidad sísmica y con ello la realización de una zonación sísmica.

La **peligrosidad sísmica** se define como la “probabilidad de que el parámetro que mide el movimiento del terreno, debido a la ocurrencia de un terremoto, sobrepase un nivel umbral dado, durante el período de tiempo de interés” (Muñoz, 1989). El movimiento del terreno puede medirse mediante varios parámetros: intensidad, aceleración, velocidad o desplazamiento del terreno. Por el contrario, el **riesgo sísmico** se define como el producto de la peligrosidad sísmica multiplicada por la vulnerabilidad, siendo esta la probabilidad de que ocurra una consecuencia concreta en un emplazamiento, dada una intensidad determinada.

La peligrosidad sísmica, por tanto, mide la probabilidad de ocurrencia de un evento sísmico y el riesgo hace referencia a los daños que ese evento puede ocasionar.

Mediante la aplicación de la **geología estructural** y la **geomorfología** tenemos acceso al **régimen tectónico vigente** (RTV) que controla la actividad de las fuentes sismogénéticas de la zona y, por tanto, responsable de la actividad sísmica reciente y en un futuro inmediato. El análisis de la fuente sismogénética requiere además el estudio de la actividad sísmica instrumental mediante el análisis de determinados parámetros **sismológicos**. Todo ello unido a la aplicación de **técnicas geofísicas** para la propia identificación de las posibles fuentes sismogénéticas y la medida de sus dimensiones a escala cortical para su caracterización mecánica (**mecánica cortical**), constituye la base metodológica de este estudio.

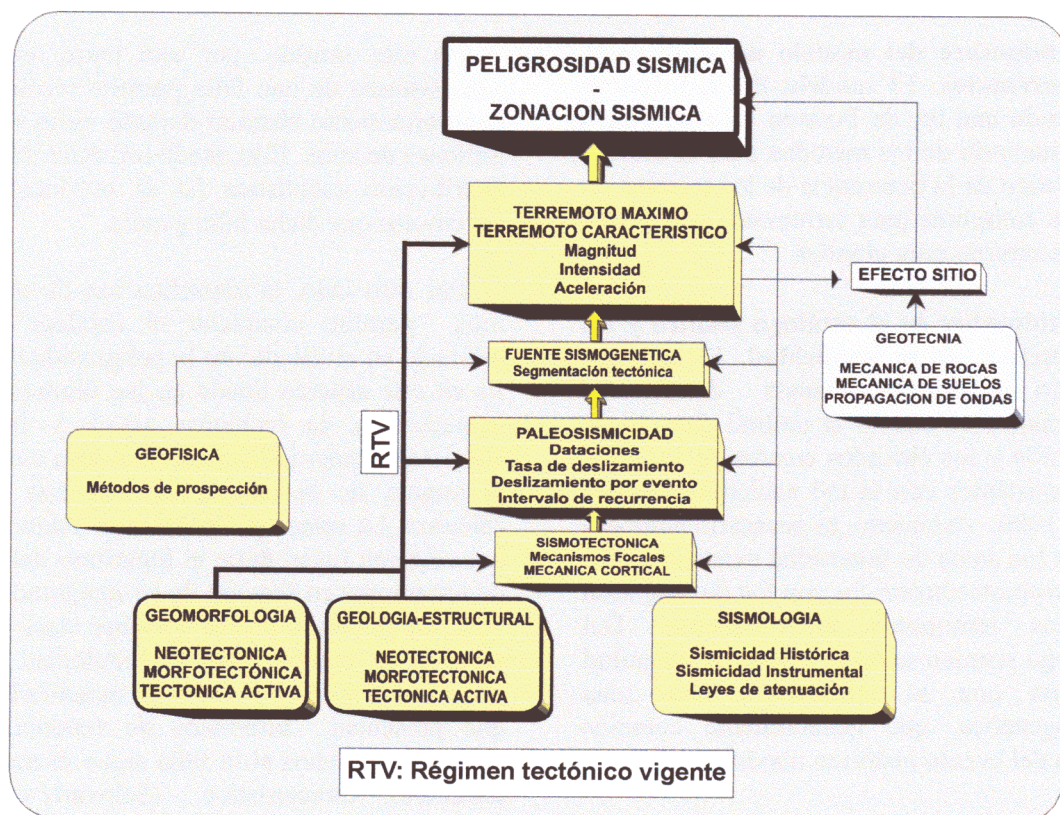


Fig. 1-11. Esquema metodológico en el que se enmarca el proceso de cálculo de la peligrosidad sísmica de una zona y su consiguiente zonación sísmica. En color más oscuro se señala la parte del proceso metodológico abarcado en el presente estudio.

La combinación de estas metodologías, o de técnicas concretas propias de ellas, permite la realización del **análisis sismotectónico** y del **análisis paleosísmico** que dan lugar a la caracterización de la **fuerza sismogénica**. Como resultado final se obtienen el **terremoto máximo** y/o el **terremoto característico** para cada fuente sismogénica así como los Parámetros sismológicos teóricos asociados (**magnitud, aceleración, intensidad...**).

La combinación de estos datos con estudios del efecto sitio, propio de cada emplazamiento, converge en la determinación final de la **peligrosidad sísmica**.

Como se ha descrito anteriormente, uno de los objetivos principales de este estudio es el servir de base para futuros proyectos de determinación y evaluación de la **peligrosidad sísmica** y el **riesgo sísmico** en la región y con ello contribuir a una planificación territorial más correcta de la región.

Existen varias fuentes de incertidumbre en los cálculos de peligrosidad sísmica. Mallard y Woo (1993) los resumen en:

- **Incertidumbre del modelo de ocurrencia de terremotos.** El modelo de distribución siguiendo una ley de Poisson que se utiliza en la mayoría de los métodos para el estudio estadístico de la ocurrencia de los mismos no parece cumplirse para terremotos con periodos de retorno muy grandes.
- **Incertidumbre en el catálogo sísmico y los parámetros de la sismicidad.** El catálogo sísmico en España presenta deficiencias importantes en cuanto al umbral elevado de detección y los elevados errores de localización existentes con la red nacional existente hasta 1980. Asimismo, es necesario homogeneizar los datos de Intensidad existentes para los terremotos históricos con los de magnitud de los terremotos instrumentales. Del catálogo sísmico se suele extraer la magnitud máxima que se atribuye a una zona sismogénica, que generalmente coincide con la del evento histórico máximo.
- **Incertidumbre en la definición de fuentes sismogénicas.** La correcta definición de la fuente sismogénica requiere datos de carácter geológico, geofísico y sismológicos,

pero el modo de utilización y la ponderación de sus importancias relativas en cada caso no están bien definidas.

- **Incertidumbre en las leyes de atenuación.** El cálculo de leyes de atenuación con el fin de determinar el efecto que una sacudida de una fuente sísmica tiene en el emplazamiento requiere la obtención de valores empíricos que en muchos casos no existen. En tales casos son necesarias modelizaciones o extrapolaciones.
- **Incertidumbre en la determinación de la aceleración, velocidad y desplazamiento de diseño.** La escasez de acelerómetros en la red sísmica nacional induce el uso de relaciones empíricas intensidad/aceleración que conlleven incertidumbre a causa la gran influencia que tienen las condiciones locales en ese tipo de relaciones.

La geología y más concretamente la neotectónica, la tectónica activa y la paleosismicidad aportan herramientas que permiten disminuir en alguna medida las tres primeras incertidumbres descritas.

En este sentido, por una parte, el estudio paleosísmico de una falla permite reconstruir su comportamiento sísmico durante miles o incluso millones de años. Ello puede informar del tipo de distribución estadística (si se produce) en los terremotos que dicha falla genera.

Por otro lado, la identificación de paleoseismos permite completar el catálogo sísmico utilizado en el cálculo de la peligrosidad sísmica. Es en este aspecto donde en los últimos años la neotectónica, la tectónica activa y la paleosismicidad están induciendo mayores avances en la mejora de la certidumbre en este tipo de cálculos. La relación Gutenberg-Richter señala una relación lineal entre el logaritmo del número de terremotos en función de su magnitud (Fig. 1-12). Sin embargo, parece bastante claro que esta relación se cumple para la sismicidad de baja magnitud y no para eventos de magnitud elevada que presentan intervalos de repetición muy elevados, y menos si la falla sigue el modelo de terremoto característico (Schwartz y Copper-smith, 1984). Los datos geológicos permiten identificar esos intervalos de repetición (intervalos de recurrencia). De no ser por su utilización, la extrapolación de los datos de terremotos

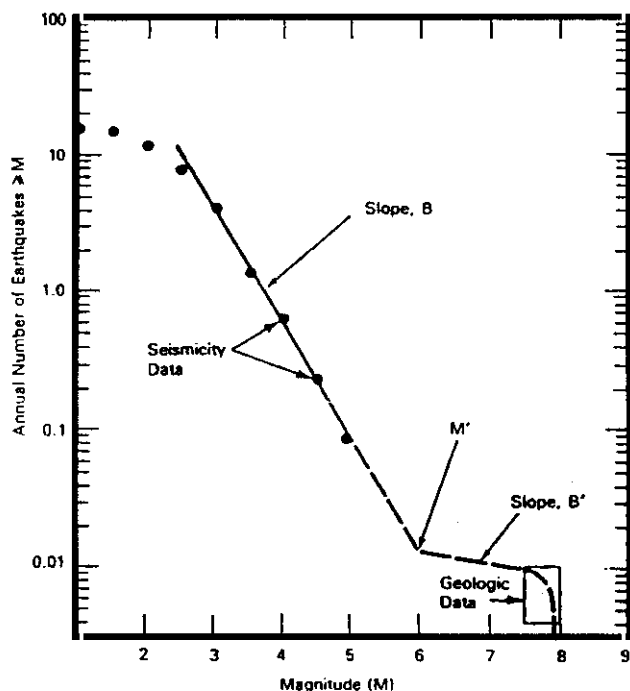


Fig. 1-12. Relación entre magnitud y tasa de ocurrencia de terremotos para fallas con comportamiento "característico", tomado de Schwartz and Coppersmith (1984). Como puede observarse, los datos de sismicidad aportados por la geología se apartan bastante de la regresión ajustada a los datos instrumentales.

de baja magnitud inducen (como se observa en la figura) a subestimaciones de magnitud o a sobreestimaciones de intervalos de recurrencia. En este sentido, los terremotos que se producen en la zona aquí estudiada, en función de su situación geodinámica y de las tasas de movimiento que se desprenden de la dinámica de las placas pueden clasificarse (siguiendo la clasificación de Scholz (1990), ver Tabla I) como terremotos tipo intraplaca con influencias de límite de placa. Estos terremotos presentan tiempos de recurrencia que oscilan entre 100 y 10.000 años. Estos elevados periodos de recurrencia, si bien inducen probabilidades más bajas en los estudios de peligrosidad sísmica, también pue-

den acarrear sorpresas y hacer considerar que determinadas fallas no son activas cuando realmente lo son.

Por último, nos queda el tercer tipo de incertidumbre, es decir la correcta definición de la fuente sismogénica. Es aquí donde la combinación de los estudios de neotectónica, sismotectónica y geofísica permiten identificar las posibles fuentes sismogénicas. En los últimos años se ha puesto de manifiesto la "peligrosidad" sísmica que presentan ciertas fallas cubiertas por depósitos recientes y aparentemente invisibles para los estudios neotectónicos, y sismotectónicos, véanse los ejemplos de los terremotos de Coalinga en 1993 y Northridge en 1994 (USGS & SCEC, 1994). Estos terremotos fueron producidos por fallas cuya actividad o incluso su propia existencia se desconocía. La geofísica constituye en este caso una herramienta imprescindible en este tipo de estudios.

Como conclusión del marco metodológico en el que se sitúa este estudio, podemos decir que en el transcurso del mismo se han aplicado las metodologías conducentes a la caracterización de la fuente sismogénica. En la Fig. 1-11 se han sombreado en color amarillo las metodologías y fases metodológicas que se han cubierto en mayor o menor medida durante el mismo.

Este estudio constituye por tanto una aportación y es la base para una determinación y evaluación de la peligrosidad sísmica en el Sureste de la Cordillera Bética.

Tabla I

Valores de tasa de deslizamiento y periodos de recurrencia en función del marco geodinámico del terremoto (de Scholz, 1990)

TIPO	TASA DE DESLIZAMIENTO (mm/a)	PERIODO DE RECURRENCIA (años)
Intraplaca	<0.1	>10000
Intraplaca en relación con borde de placa	0.1 < v < 10	100 - 10000
Interplaca	>10	≈ 100

1. INTRODUCCIÓN

- 1.1. Plan de presentación del estudio
- 1.2. Marco geológico - Antecedentes
- 1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad
- 1.4. Objetivos del estudio
- 1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de período neotectónico
- 1.6. Marco Metodológico

1.7. Planificación del estudio y metodologías aplicadas

- 1.7. 1. Plan metodológico
- 1.7. 2. Metodologías concretas aplicadas
- 1.7. 3. Estructura de presentación de la investigación en función de las metodologías aplicadas

1.7. Planificación del estudio y metodologías aplicadas

1.7.1. Plan metodológico

El estudio que aquí se presenta está enfocado en una mayor medida, como el título del trabajo indica, al estudio de la actividad neotectónica y la tectónica activa de las zonas seleccionadas. La aplicación por separado de técnicas de estudio relacionadas con las disciplinas descritas, y la interpretación de los datos que de ellas se obtienen, permiten a priori alcanzar algunos de los objetivos principales antes descritos.

Sin embargo, para alcanzar todos los objetivos perseguido con un mayor grado de fiabilidad pensamos que es imprescindible la aplicación de técnicas y metodologías auxiliares que, si bien se sitúan en áreas de conocimiento aparentemente alejadas, pueden ayudar a la resolución de problemas concretos. Con este fin y dentro del

marco metodológico antes descrito, se diseña un plan metodológico (Fig. 1-13) basado en la combinación de tres áreas metodológicas diferentes:

- A: Neotectónica – Paleosismicidad
- B: Sismología – Sismotectónica.
- C: Geofísica - Mecánica cortical.

La combinación entre sí de las técnicas y metodologías asociadas a estas tres áreas de conocimiento permiten llegar al entendimiento de las causas y efectos de la sismicidad en la zona. Dichas combinaciones y los resultados que de ellas se esperan, se pueden resumir en los siguientes puntos:

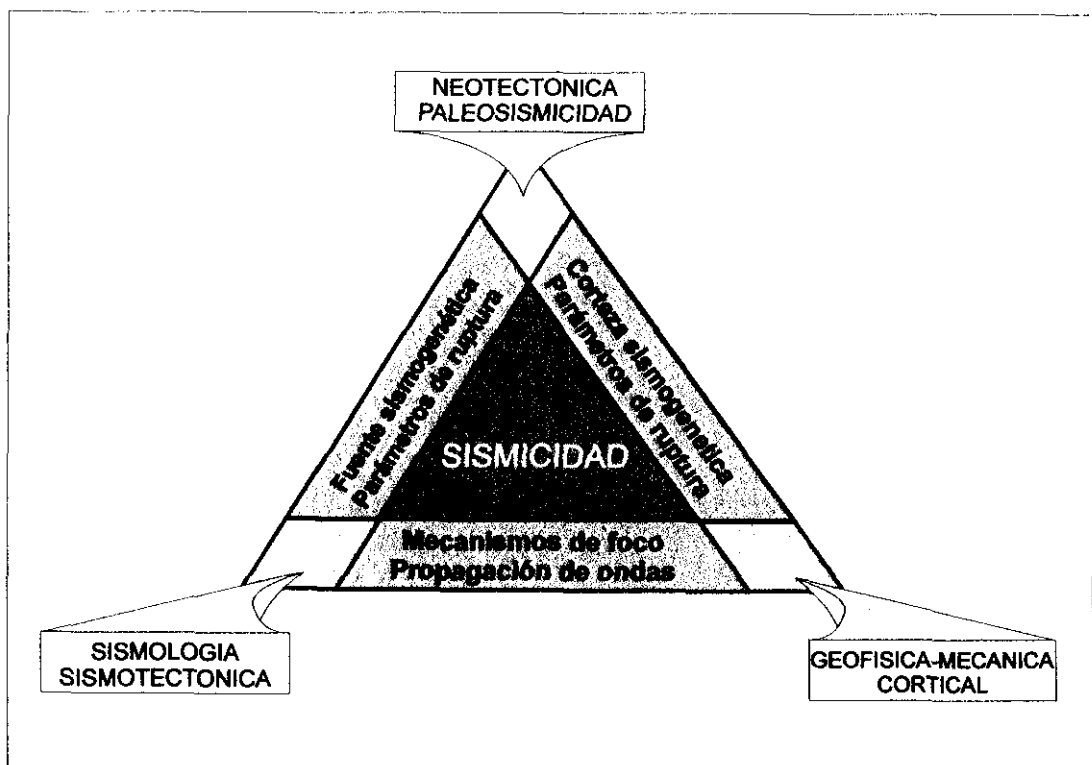


Fig. 1-13. Esquema de articulación entre las tres principales áreas de conocimiento abarcadas en el presente estudio, necesarias para entender el fenómeno sísmico.

- La aplicación de técnicas relacionadas con la **neotectónica** y la **paleosismicidad** combinadas con el **análisis sismológico** y **sismotectónico** de la zona ayuda a caracterizar el comportamiento sismogenético de las fallas estudiadas ya que permite:

-a/: Relacionar la sismicidad actual con fallas o zonas de falla concretas.

-b/: Determinar las dimensiones de paleorupturas y correlacionarlas con tamaños de terremotos.

-c/: Interpretar tectónicamente terremotos recientes que presenten suficiente información sismológica.

- La aplicación de técnicas relacionadas con la **neotectónica** y la **paleosismicidad** combinadas con observaciones de tipo **geofísico** (prospección) y de tipo **reológico** (**mecánica cortical**) ayuda a una definición de la corteza sismogenética y con ello también de los parámetros de ruptura. Por otra parte, la aplicación de técnicas de prospección geofísica (en nuestro caso gravimetría) permite la identificación de posibles fallas ocultas bajo depósitos recientes, como posibles fuentes sismogenéticas.
- La combinación de técnicas metodológicas de **sismología** y **sismotectónica** con técnicas **geofísicas** y datos de **mecánica cortical** permite:

-a/: Identificar variaciones en cuanto a estructura de la corteza y sus características reológicas y con ello analizar las causas de la distribución espacial de la sismicidad, tanto en la horizontal como en sección. Con ello pueden definirse las dimensiones y variaciones locales de la corteza sismogenética.

-b/: Interpretar tectónicamente la naturaleza y disposición de los mecanismos focales obtenidos hasta ahora en la región.

En este estudio hemos pretendido abarcar en la medida de lo posible los tres vértices de conocimiento que rodean al fenómeno sísmico (Fig. 1-13). A partir de su combinación hemos

intentado llegar a un mejor entendimiento de sus causas y efectos en la región estudiada. Debemos admitir que la dificultad que encierra abarcar en un único estudio metodologías y áreas de conocimiento tan separadas entre sí, puede acarrear el riesgo de no alcanzar el grado de profundización deseable en algunas de las metodologías aplicadas. Sin embargo, hemos considerado que a pesar del riesgo, las conclusiones que puedan obtenerse de este estudio estarán fundamentadas en un banco de datos lo suficientemente amplio como para permitir futuras profundizaciones en problemas concretos a través de diferentes vías de investigación. Ello ha resultado un factor determinante a la hora de realizar un estudio pluridisciplinar de esta naturaleza.

1.7.2. Metodologías concretas aplicadas

A continuación se describen las distintas metodologías y técnicas concretas que han sido utilizadas a lo largo del estudio con el fin de conseguir los objetivos propuestos. Considerando el plan metodológico diseñado las describiremos en función de las áreas metodológicas con las que son afines.

1.7.2.1. Neotectónica - Paleosismicidad

El estudio neotectónico y paleosísmico de las fallas seleccionadas y de las estructuras asociadas permitirá, entre otras cosas, determinar los campos de esfuerzos que han actuado durante el período neotectónico y sus variaciones tanto en el tiempo como en el espacio. La aplicación de determinadas técnicas paleosísmicas ayudará a la búsqueda de paleoeventos y a la obtención de tasas de movimiento recientes asociadas a distintas fallas. Con estos fines, se han aplicado las siguientes técnicas y metodologías:

- Cartografía estructural:

-A/: Cartografía estructural de síntesis a escala regional: Se han realizado dos cartografías de síntesis a escala regional en las dos subáreas de estudio preferente seleccionadas: Zona de Falla de Alhama de Murcia y su entorno (Mapa 1) y zona Sur de Almería (Mapa 2). En la Fig. 1-9 se muestra el área abarcada en ambas

cartografías. Para su realización se ha utilizado una base topográfica de escala 1:100.000 sobre la que se han representado datos procedentes de:

- Cartografía geológica a escala 1:50.000 de la serie Magna del ITGE.
- Cartografías de trabajos previos (ver leyendas de mapas).
- Datos de campo propios.
- Datos procedentes del análisis de lineaciones observadas en ortoimágenes espaciales 1:100.000 procedentes del sensor TM de Landsat.
- Datos de alineaciones de epicentros sísmicos observadas en las proyecciones del catálogo de terremotos del Instituto Geográfico Nacional.

La primera de las cartografías (mapa 1 (escala 1:180.000)) abarca el Oeste de la provincia de Murcia y el Norte de la de Almería y engloba la zona de estudio surcada por corredores de fracturación de longitudes importantes y con indicios de actividad neotectónica importante: zonas de falla de Crevillente, Norbética, de Alhama de Murcia y terminación septentrional de la zona de falla de Palomares. A esta zona la denominaremos Zona Murcia-Almería.

La otra cartografía regional elaborada abarca el centro y Sur de la provincia de Almería y el Este de la provincia de Granada (Mapa 2 (E. 1:400.000). Este área se caracteriza por la existencia de tres grandes corredores: el corredor del río Andárax, la zona de falla del corredor de las Alpujarras y la zona de falla de Carboneras.

En ambas cartografías se han representado unidades tectosedimentarias mayores que puedan aportar una visión de la evolución tectosedimentaria de la región desde el Paleoceno hasta la actualidad (ver leyenda de los mapas)

-B/: Cartografía estructural a escala local.

Se han cartografiado cuatro áreas (Fig. 1-9) a escalas más detalladas (entre 1:20.000 y 1:50.000: mapas 3, 4, 5 y 6). El mapa 3 engloba la zona de falla Lorca-Totana y además cubre la totalidad de la S^a de la Tercia (ST) y el sector suroriental de la cuenca neógena de Lorca. Esta cartografía se realizó sobre base topográfica a escala 1: 25.000. El mapa 4 cubre el sector Lorca-Totana de la falla de Alhama de Murcia y fue realizado sobre una base topográfica de escala 1:15.000. El mapa 5 cubre la falla de Las

Viñas y fue realizado sobre una base topográfica a escala 1:10.000. El mapa 6 engloba el sector Adra-Berja-Dalías en el Sur de la provincia de Almería y fue realizado sobre una base topográfica a escala 1:15.000. Los tres mapas se presentan a escalas ligeramente inferiores a las de cartografía. Para su elaboración se ha realizado cartografía de campo utilizando fotografías aéreas a escala 1:15.000.

En las cartografías realizadas a escala local se ha prestado especial atención en la representación de las estructuras de deformación tanto continuas como discontinuas que afectan a materiales de edad Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario. Asimismo, se ha procurado diferenciar las distintas unidades tectosedimentarias cuyos límites superior e inferior aportan datos acerca de cambios en la dinámica deformacional de la zona. En las cartografías de más detalle se han representado además algunos elementos morfológicos que constituyen indicadores de deformación reciente. Asimismo, se han distinguido en la medida lo posible (según el estado de modificación antrópica de las zonas) las unidades morfosedimentarias cuaternarias que, si bien no presentan un control bueno en cuanto a su edad, sí aportan información acerca de la evolución de las deformaciones cuaternarias.

Análisis estratigráfico:

Se ha realizado el levantamiento de columnas estratigráficas sintéticas en la cuenca miocena de Lorca a un lado y otro de la zona de falla de Alhama de Murcia con el fin de determinar el control de esta falla en la naturaleza y evolución de la sedimentación miocena y pliocena. Lo mismo se ha realizado para el sector Adra-Berja-Dalías. Para el resto de la zona, se han utilizado datos estratigráficos bibliográficos de las que se han realizado síntesis en determinados puntos con algunas modificaciones en función de nuestras propias observaciones.

Análisis morfotectónico:

En las distintas áreas estudiadas se ha analizado la relación tectónica reciente - morfología. Para ello hemos utilizado la Carta Digital de España elaborada por el Servicio Geográfico del Ejército cuyos datos provienen de la digitalización de una base altimétrica de escala 1:250.000. Se ha analizado la morfología del relieve a escala regional en relación con las

deformaciones deducidas en las zonas de falla. Estos indicios puede obtenerse a partir de distintos indicadores superficiales:

- Áreas de encajamiento anómalo de la red fluvial (levantamiento reciente)
- Cambios de dirección anómalos de la red fluvial (Keller, 1986).
- Cambios en el régimen de circulación de los ríos asociados a cambios de pendiente (Ouchi, 1985; Schumm, 1986; Huang, 1993)
- Asimetría de las redes de drenaje asociadas a basculamientos (Hare y Gardner, 1985; Cox, 1994).

Se han realizado perfiles topográficos (en algunos casos seriados) de los distintos modelos digitales del terreno creados con el fin de identificar:

- Basculamientos de superficies de equilibrio: Terrazas fluviales, terrazas erosivas, superficies de colmatación de cuencas, superficies de erosión y superficies de cumbres.
- Flexiones de carácter regional.
- Pendientes anómalas.

Análisis geomorfológico de la red fluvial:

Se ha realizado un perfil longitudinal de detalle del río Guadalentín a su paso sobre la zona de falla de la FAM. Ha sido realizado sobre una base topográfica a escala 1:5.000. Asimismo, se han analizado sobre bases topográficas a escalas 1:5000 y 1:10000 anomalías en el trazado de ramblas y arroyos a su paso sobre la traza de la FAM en todo su recorrido. Lo mismo se ha realizado en sectores concretos de la cuenca de Berja (Sur de Almería) con el fin de identificar :

- Capturas inducidas tectónicamente.
- Desviaciones de dirección de canales fluviales inducidos por eventos de movimiento cosísmico (Huang, 1993)
- Valles colgados, valles sin cabecera...etc., que indiquen movimientos verticales recientes (Bull y McFadden, 1977).
- Cambios en la morfología de los perfiles de valle que indican asimismo movimientos de carácter vertical (Hack, 1973; Mayer, 1986).

Análisis paleosísmico:

-A/: Análisis de trincheras naturales.

Se han aprovechado los cortes naturales de algunas ramblas a la altura de la traza de la FAM que dejan a la vista depósitos aluviales cuaternarios afectados por la actividad de la falla. En los puntos adecuados se han aplicado técnicas de interpretación propias del estudio de trincheras (Sieh, 1978 y 1984). Se limpió la superficie aflorante y se dispuso una cuadrícula de dos metros de lado para facilitar la interpretación y representación de las estructuras de deformación. Se realizaron, a partir de esos esquemas, reconstrucciones de estadios de deformación previos y mediciones de desplazamientos por evento.

-B/: Dataciones absolutas

Debido a motivos ajenos a la investigación no fue posible realizar una campaña de dataciones del modo que se hubiese deseado. Se aprovechó, sin embargo, la existencia de surgencias termales y mineralizantes a lo largo de la traza de la FAM que han generado abundantes depósitos travertínicos durante el cuaternario reciente y aún lo hacen en la actualidad. Estos travertinos cubren en determinados sectores la traza de la falla solapándola. En otros casos sin embargo, se encuentran deformados. Ello nos llevó a realizar un ensayo de utilización de dataciones absolutas *por medio del método del Th-U*, para la obtención de datos paleosísmicos y tasas de movimiento reciente. Con ello se pretendía, además de obtener datos valiosos para caracterizar el tramo de la falla de Alhama de Murcia implicado, ensayar una metodología con fines a su aplicación en futuros proyectos de investigación de carácter más detallado.

Los pasos de este ensayo se discutirán más detalladamente en el capítulo correspondiente. Adelantamos aquí una breve descripción teórica del método utilizado.

Método de datación absoluta aplicando las series de desintegración del Uranio

El método Th-U se basa fundamentalmente en la insolubilidad del Torio dentro de la familia radioactiva del isótopo 238 del Uranio U^{238} (Fig. 1-14). Por ello, los isótopos 238 y 234 del Uranio

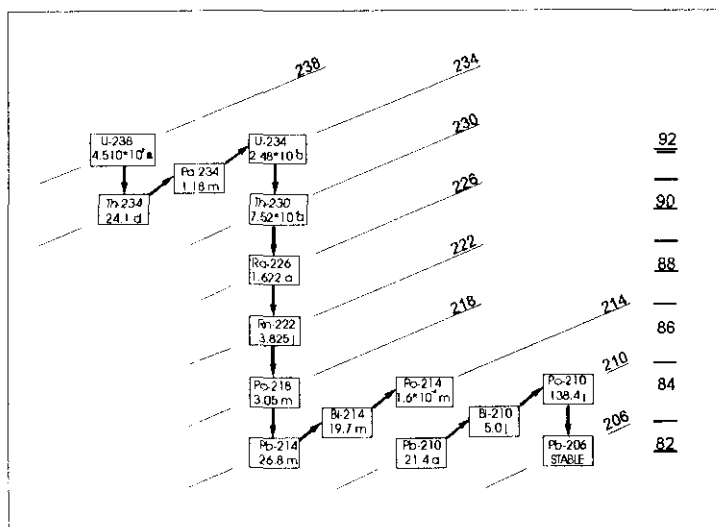


Fig. 1-14. Caminos de desintegración de la familias radioactivas del Uranio, tomado de Quinif (1989).

son los únicos miembros de la familia que pueden ser transportados en disolución por aguas cargadas de Ca (HCO₃)₂ y precipitados en forma de carbonato cálcico como espeleotemas o travertinos.

Desde el momento en que se produce la precipitación del carbonato cálcico el U²³⁴ genera por desintegración Th²³⁰ creciendo su cantidad en la roca con el tiempo y conformando de este modo un geocronómetro. El intervalo de tiempo que puede cubrir este geocronómetro teóricamente va desde pocos miles de años hasta 400.000 años (Duplessy et al., 1972; Harmon et al., 1975), aunque en nuestro caso, como luego se verá, se pueden llegar a datar edades superiores.

Un factor importante que debe asumirse al utilizar el método es el fraccionamiento que existe entre los isótopos U²³⁸ y U²³⁴ dentro de la familia. En las aguas de precipitación natural la relación U²³⁴/U²³⁸ es >1. Esto es debido a la mayor solubilidad del U²³⁴ (Quinif, 1989). Cuando el sistema geoquímico se cierra, la relación U²³⁴/U²³⁸ tiende a acercarse a la unidad. La siguiente ecuación controla el proceso:

$$(U^{234}/U^{238}) = 1 + [(U^{234}/U^{238})_0 - 1] e^{-\lambda_{234} t} \quad (1)$$

Esta ecuación supone que conocemos la relación inicial (U²³⁴/U²³⁸)₀. Además, si consideramos que el Th²³⁰ presente en la muestra puede proceder, por un lado del U²³⁹ en desequilibrio siempre con el U²³³ y por otro, del

U²³⁴ en exceso, puede llegarse a la siguiente ecuación (Faure, 1977):

$$(Th^{230}/U^{234}) = ((1 - e^{-\lambda_{230}t})/U^{234}) + (\lambda_{230}/(\lambda_{230} - \lambda_{234})) * ((U^{234}/U^{238})_0 - 1) * ((e^{-\lambda_{234}t} - e^{-\lambda_{230}t})) \quad (2)$$

donde (U²³⁴/U²³⁸)₀ es la relación inicial de los dos isótopos y λ_n: es el parámetro de actividad del isótopo n.

Tenemos por tanto dos ecuaciones (1) y (2) con dos incógnitas:

- 1: Tiempo (t)
- 2: (U²³⁴/U²³⁸)₀

Ese valor de tiempo obtenido nos da la edad de la muestra.

La recogida de las muestras y el método de selección fueron dirigidos con el objetivo de asegurar en la medida de lo posible que la muestra de calcita datada se hubiera encontrado en todo momento en un sistema geoquímico cerrado (ver discusión en capítulo 2.5.3.1).

A partir de las edades obtenidas se realizó una interpretación cinemática y un cálculo de tasas de movimiento promediadas para el Cuaternario.

Análisis estructural:

-A/: Análisis estructural de ortoimágenes espaciales a escala 1:100.000 procedentes del sensor TM de Landsat a partir del cual se identifican zonas de fracturación y lineaciones en materiales neógenos y cuaternarios sin deformación superficial.

-B/: Mapa de fracturación a escala regional. Se han digitalizado las fallas que afectan y/o controlan a los depósitos de edad postmiocena con el fin de generar una base de fracturación sobre la que proyectar los epicentros de seismos tanto históricos como instrumentales (Fig. 1-15). Las fracturas digitalizadas se han identificado a partir del análisis e interpretación de las ortoimágenes espaciales 1:100.000. Asimismo, han sido representadas fallas ya identificadas en cartografías anteriores (Mapa Geológico escala 1:50.000 del ITGE) y otras deducidas a partir de fotografías aéreas.

-C/: Mesotectónica. Análisis de criterios cinemáticos en planos de falla: A lo largo de todo el estudio de campo se han reconocido numerosos planos de fracturación frágil afectando materiales

del Mioceno, Plioceno y Cuaternario. Con el fin de obtener los vectores de deslizamiento para cada plano de falla y caracterizar su cinemática se han interpretado los criterios cinemáticos presentes en los planos de fricción. Para seguir un criterio interpretativo definido y teniendo en cuenta la existencia de algunas estructuras que pueden presentar distintas interpretaciones cinemáticas (Steward y Hancock 1991) se han seguido los propuestos y utilizados por Doblás (1987), posteriormente perfeccionados, testados y aplicados a fracturas de la Cordillera Bética en Doblás et al. (1997) (Fig. 1-16).

-D/: Análisis de paleoesfuerzos: Con el fin de determinar posibles variaciones laterales en la naturaleza y orientación del o los tensores de esfuerzos que han actuado en la zona a lo largo del período neotectónico, se han recopilado los datos de paleoesfuerzos obtenidos en trabajos anteriores. Asimismo, se ha realizado un análisis poblacional de fallas en el entorno de Adra y de venas de cizalla en el sector Lorca-Totana de la falla de A. de Murcia. Se han medido y analizado 183 venas de cizalla rellenas de yeso fibroso y fallas con criterios de movimiento inequívocos repartidas en nueve estaciones. A estos datos se

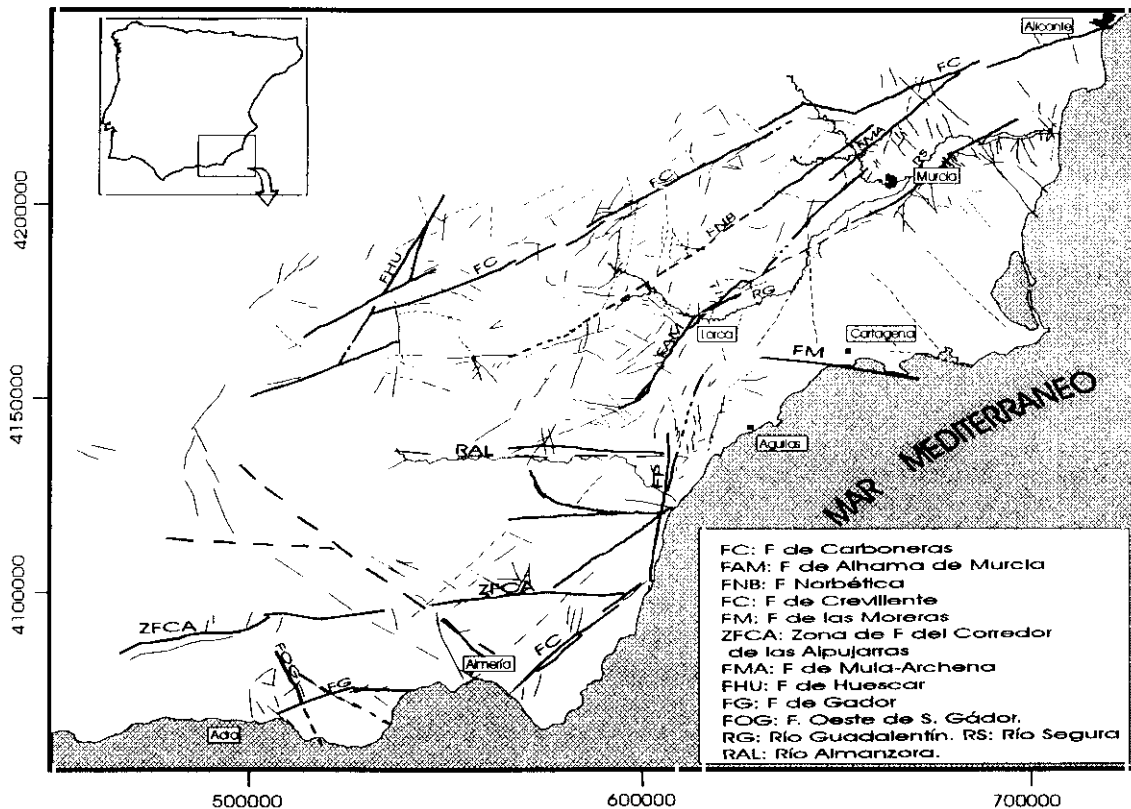


Fig. 1-15. Mapa de fracturación reciente que deforma y/o controla la posición de depósitos pliocenos y cuaternarios en el este de la Cordillera Bética.

les han aplicado dos métodos de inversión de esfuerzos: el *Método de Inversión de Esfuerzos* de Reches (Reches, 1987; Reches et al., 1992) y el método desarrollado en (De Vicente, 1988 y Capote et al., 1991) basado en el *Modelo de Deslizamiento* (Reches, 1983). En el capítulo correspondiente se describirá cada uno de los métodos con el fin expresar y relacionar más directamente los resultados obtenidos con la interpretación dinámica de los mismos.

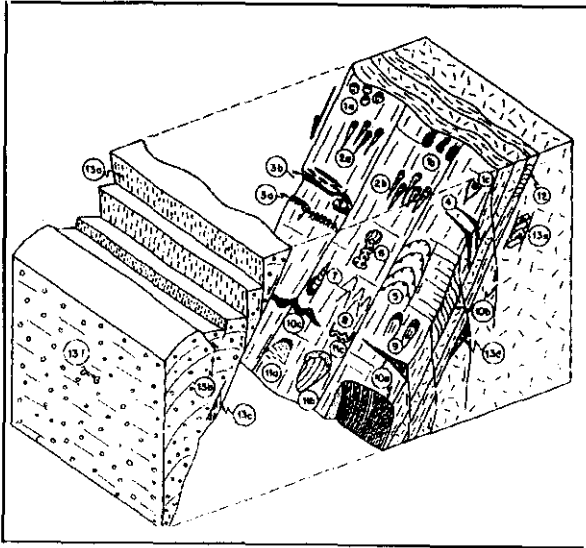


Fig. 1-16. Criterios de movimiento en planos de fricción utilizados para la caracterización cinemática de las fallas estudiadas, tomado de Doblías et al. (1997). 1: Granos asimétricos; 2. Marcas en forma de zanahoria; 3. Escalones congruentes e incongruentes; 4. Grietas de tensión; 5. Fracturas inversas; 6. Material arrastrado; 7. caracteres en forma de gota con estructuras de microrizado; 8. marcas en forma de "v"; 9. escalones cóncavos congruentes de arañado; 10. Caracteres híbridos sintéticos; 11. Huellas de arado; 12. Arrastre congruente de elementos planares preexistentes; 13. indicadores externos al plano de falla.

1.7.2.2. Sismología - Sismotectónica

Por otra parte, el análisis de la sismotectónica de la zona ayudará a comprender la disposición espacial de la sismicidad y su relación con las fallas estudiadas mediante las técnicas neotectónicas y paleosísmicas. Para ello, se aplicará la siguiente metodología.

Análisis espacio-temporal de la sismicidad:

-A/: Mapas y perfiles de sismicidad instrumental:

Se han realizado mapas y perfiles de la sismicidad general y de series sísmicas concretas a diversas escalas. Para su elaboración se han filtrado aquellos terremotos con errores de localización tanto horizontal como vertical elevada. En el capítulo correspondiente se describen las características de la base de datos utilizada. La sismicidad se ha proyectado sobre el mapa de fracturación reciente elaborado con anterioridad. Se han proyectado epicentros de modo secuencial en función tanto de intervalos de tiempo de ocurrencia como de profundidad focal. Los perfiles de sismicidad se han realizado tanto a escala regional como a escala local cortando según diversas orientaciones las nubes de réplicas de varias series sísmicas acaecidas en la zona.

-B/: Análisis de sismicidad histórica:

Se ha realizado una revisión bibliográfica así como una recopilación de datos en el terreno acerca de los efectos producidos por los eventos históricos más importantes de la zona. Se han extraído observaciones concretas referentes a efectos que pudieran tener significado geológico. Observaciones indirectas de la fenomenología descrita en documentos históricos permite identificar efectos cosísmicos que pueden informarnos sobre procesos tales como: licuefacciones, rupturas superficiales, anomalías hidrogeológicas asociadas a modificaciones de la presión de fluidos, secuencias de réplicas y variaciones relativas del nivel del mar.

-C/: Recopilación de mecanismos de foco.

Se han recopilado de la bibliografía los mecanismos focales calculados en el área de estudio así como en la región del Mar de Alborán y Norte de África con el fin de proyectarlos en un mapa de mecanismos de foco que ayude a interpretar los regímenes geodinámicos vigentes en el entorno de la zona.

1.7.2.3. Geofísica - Mecánica cortical

Prospección gravimétrica

Con el objetivo de identificar posibles estructuras potencialmente sismogénicas situa-

das en el interior de la depresión cuaternaria del Guadalentín, flanqueada en toda su longitud por la falla de Alhama de Murcia, se ha realizado un prospección gravimétrica. Se han elaborado tres perfiles gravimétricos que atraviesan con una dirección NO-SE la depresión.

Método gravimétrico

La base de todo estudio gravimétrico radica en la medición de la gravedad natural en un punto de la superficie terrestre y compararla con la gravedad teórica que debería existir en ese punto si consideramos un esferoide de densidad constante. En función de la diferencia entre una y otra se trata de modelizar las variaciones laterales de la densidad en la corteza (en términos de variaciones de litología) que puedan explicar esas diferencias de gravedad. Esos cambios litológicos pueden ser indicios de fallas cuyos movimientos generan cambios laterales de densidad.

La aplicación del método requiere unas lógicas correcciones de la gravedad natural leída en el gravímetro para su correcta lectura e interpretación. El valor final obtenido de la resta: *gravedad observada - correcciones - gravedad teórica* nos da el valor de la *Anomalía de Bouguer (Δg)*.

Las correcciones que se han realizado sobre las medidas de gravedad observada son las siguientes:

Corrección de *aire libre*: es la corrección debida a la altura de la estación de medida. A más altura más distancia al centro del esferoide y por tanto mayor será la gravedad. El valor de esta anomalía aplicando la masa de la Tierra y la aceleración de la Gravedad es: $-0.3086 h$. (h = altura de la estación).

Corrección de *Bouguer*: Se corrige el efecto de la masa de roca que existe entre la altura de la estación y el nivel del mar de referencia. Para 2.67 gr/cm^3 (densidad media de la corteza) el valor de esta anomalía es de $+0.1119 \text{ mgal/m}$.

Combinando estas dos correcciones trabajamos con la *Corrección de Altura* ($ch = 0.3086h - 0.1119h = 0.1967h$). Esta corrección hay que sumarla a la gravedad observada.

Corrección *Topográfica*: Con esta corrección se elimina el efecto del relieve que rodea la estación. Tanto un valle como un relieve positivo tienden a disminuir la gravedad, por tanto esta corrección irá sumada siempre a la gravedad observada. Para su cálculo se divide la zona en prismas teóricos de espacio que rodea a la estación. Para calcular el efecto de cada prisma sobre el centro (estación) se han usado las Tablas de Hammer.

Variación de la gravedad con el tiempo:

-A: Efecto de las *mareas*: La posición de la Luna y la Tierra puede generar una pequeña anomalía en la gravedad medida. Su valor es aproximadamente de 0.05 mGal/hora . Se ha despreciado su cálculo puesto que la corrección de deriva la suele eliminar.

-B: Corrección de *deriva instrumental*: Por diferentes causas, entre ellas la fatiga del aparato, las medidas del gravímetro presentan cierta desviación con el tiempo. Esta deriva se ha eliminando repitiendo una misma estación en intervalos de tiempo de 90 minutos .

Una vez calculadas estas correcciones, la Anomalía de Bouguer (Δg) se obtiene de la siguiente fórmula:

$$(\Delta g) = g \text{ observada} + \text{Correc. de Aire Libre} + \text{Correc. Topográfica} - \text{Corr. de Bouguer} - g \text{ teórica.}$$

* : la gravedad teórica se refiere al esferoide y no al geoide, por lo que se descarta el efecto indirecto.

Toma de datos y tratamiento

La medición de la gravedad se llevó a cabo con un gravímetro Lacoste-Romberg. En cada estación se calculó la altura utilizando un altímetro digital apoyado por la cartografía allí donde esta tenía el detalle suficiente (E 1:10000 o inferior).

En los tres perfiles realizados se tomaron medidas cada 350 m. Con este intervalo se pueden captar anomalías producidas por fallas con saltos importantes y se evitan las anomalías de menor período producidas por estructuras menores. Durante estas campañas se recogieron muestras de los tipos de roca característicos de

las formaciones atravesadas por los perfiles para calcular su densidad en laboratorio.

En la Tabla I del Anexo 2 se presenta un listado con todas las mediciones de gravedad obtenidas y las distintas correcciones aplicadas así como la anomalía de Bouguer obtenida finalmente.

Una vez obtenidos los valores de gravedad observada, las correcciones necesarias para el cálculo de la anomalía de Bouguer se realizaron utilizando el programa *CDGRAV* (Carbó 1988 inédito). Con los datos de anomalía de Bouguer calculados para cada estación se construyeron perfiles de anomalía de Bouguer. A partir de los valores de Anomalía de Bouguer obtenidos en las estaciones de control repetidas se calculó un error cuadrático medio de 0.31 mGals.

Para la modelización de los datos de anomalía obtenidos se recopiló toda la información geofísica, estratigráfica y de sondeos previos para ajustar de forma realista los parámetros de la modelización cuyo proceso se desarrolla en el capítulo correspondiente.

Mecánica Cortical

Con el fin de poder identificar variaciones en el comportamiento reológico de la corteza en las zonas estudiadas, que pueda tener un reflejo en la actividad sísmica se han recopilado datos de tipo geofísico, térmico, y sismológico. Estos datos se han integrados en perfiles y mapas de sismicidad y se han comparado con evidencias y observaciones de tipo neotectónico.

Referencias
Capítulo 1

Referencias

- Andrieux, J. , Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971).** Sur un modele explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 12. 191-198.
- Andrieux, J., Frizon de Lamotte, D. y Braud, J. (1989).** A structural scheme for the western Mediterranean area in Jurassic and Early Cretaceous times. *Geodinamica Acta*, Vol. 3, 1: 5-15.
- Araña, V. y Vegas, R. (1974).** Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 24.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., Demets, C. y Stein, S. (1989).** Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.*, 94: 5585-5602.
- Armijo, R. (1977).** La zona des failles Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude tectonique et neotectonique. Thèse 3° cycle. Paris VII. 229 pp.
- Baena Pérez, J. y Jerez, L. (1982).** Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.). Instituto Geológico y Minero de España. *Colección Informe*, 256 pp.
- Bell, J.W., Amelung, F. y King, G.C.P. (1997).** Preliminary slip history of the Carboneras Fault, southeastern Spain. *J. Geodynamics*, Vol. 24, 1-4: 51-66.
- Biju Duval, B., Dercourt, J. y Le Pichon, X. (1976).** La genèse de la Méditerranée. *La Recherche*, Vol. 71, 7: 811-822.
- Biju Duval, B. (1977).** From the Tethys to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. In: (B. Biju Duval and L. Montadert Eds.), *Structural History of the Mediterranean Basin. Technip*, Paris, 143-164.
- Boccaletti, M.R. y Danielli (1984).** Il sistema regmatico neogenico-quadernario nell'area Mediterranea: esempio di deformazione plastico-rigida post-collisionale. *Mem. Società Geologica Italiana*, 24: 465-482.
- Bourgeois, J. (1980).** De l'origine ultra-bétique des Malagui-des (Zones Internes bétiques, Espagne). *Geologica Romana*, 19: 151-170.
- Bousquet, J.C. (1979).** Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52: 277-286.
- Bousquet, J.C. y Montenat, C. (1974).** Presence décrochements NE-SW plio-quadernaires dans les Cordillères Bétiques Orientales (Espagne). Extension et signification général. *C. R. Acad. Sci. Paris* 278: 2617-2620.
- Bousquet, J.C. y Phillip, H. (1976a).** Observations micro-tectoniques sur la distension plio-pleistocene ancien dans l'est des Cordillères Bétiques (Espagne meridionale). *Cuad. Géol.* 7: 57-67.
- Bousquet, J.C. y Phillip, H. (1976b).** Observations micro-tectoniques sur la compression nord-sud quaternaire des Cordillères Bétiques Orientales (Espagne Méridional - Arc de Gibraltar). *Bull. Soc. géol. France*. 18: 711-724.
- Bousquet, J.C., Dumas, B. y Montenat, C. (1975).** Le décrochement de Palomares: décrochement quaternaire sénestre du bassin de Vera (Cordillères Bétiques Orientales, Espagne). *Cuad. Geol.*, 6: 113-119.
- Bull, W. B. y McFadden, L. (1977).** Tectonic geomorphology North and south of the Garlock Fault (California). En: (D.O. Doehring Ed.) *Geomorphology in arid regions. Pub. in Geomorphology*, State University of New York at Binghamton. 115-138
- Bullar, T.F. y Lettis, W.R. (1993).** Quaternary fault deformation associated with blind thrust faulting, Los Angeles Basin, California. *Jour. of Geoph. Res.*, 98:8349-8369.
- Capote, R., De Vicente, G. y López casado, J.M. (1991).** An application of the slip model of brittle deformation to focal mechanism in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, 191: 399-409.
- Carbó, A. (1988).** Programa CDGRAV para el cálculo de la anomalía de Bouguer. Inédito.
- Choukroune, P., Seguret, M. y Galdeano, A. (1973).** Caractéristiques et evolution structurale des Pyrénées: Un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bull. Soc. Geol. France*. Vol. XV: 5-6.
- Comas, M.C. y Jurado, M.J. (1990).** The sedimentary record of the Iberian Alboran margin. *IX Regional Comitee Mediterranean Néogène Stratigraphy Congress*. Barcelona, Abstracts, 105.
- Comas, M.C., García Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992).** Néogène extensional tectonic evolution of the Alboran Basin from MSC data. *Geo-Marine Lett.*, 12: 157-164.
- Cox, R. T. (1994).** Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bull.* 106: 571-581.
- De Jong, K. (1991).** Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain), with

implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area. Tesis Univ. Amsterdam, 204 pp.

Dewey, J. F. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7-6: 1123-1139.

Dewey, J. F., Pitman III, W. C., Ryan, W.B.F. y Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 3137-3180.

De Vicente, G. (1988). Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central – Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

Doblas, M. (1987). Criterios del sentido de movimiento en espejos de fricción: Clsificación y aplicación a los granitos cizallados de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). *Estudios Geol.* 43: 47-55.

Doblas, M. y Oyarzun, R. (1989). Néogène extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rift Alpine orogenic belt): Implications for the génesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, 17: 430-433.

Doblas, M., Mahecha, V., Hoyos, M. y López Ruiz, J. (1997). Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 19: N2: 159-170.

Duplessy, J.C., Lalou, G., Delibrias, G. y Nguyen, H.V. (1972). Datacions et études isotopiques de stalagmites, Applications aux paleotempératures. *Ann. Speleol.*, 27-3, 455-464.

Durand-Delga, M. y Foucault, A. (1967). La Dorsale Bétique nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères Bétiques, au bord sud de la sierra Arana (Prov. de Granada). *Bull. Soc. Géol. France*, 7-9: 223-228.

Durand-Delga, M. (1980). La Méditerranée occidentale: étape de sa genèse et problèmes structureaux liés à celle-ci. *Livre Jubilaire de la Soc. géol. de France*, 1830-1980.

Durand-Delga, M. y Fontboté, J.M., (1980). Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. 26 Congrès. Géol. Intern., Paris. *Les chaînes alpines issues de la Téthys. Mém. B.R.G.M.*, 115: 67-85.

Egeler, C. y Simon, O.J. (1969). Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques) Espagne). *Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, 25, 90 pp.

Ellemerger, F. (1970). Europe, Géologie. *Encycl. Universalis*, 6: 765-770.

Faure, G. (1977). Principles of isotope geology. John Wiley and Sons, New york, 464 pp.

Friend, P.F. y Dabrio, C.J. (Eds.) (1996). Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics. Cambridge University Press. 400 pp.

Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A., (1989). Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinámica Acta*, 3: 73-85.

Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A., (1993). Stress and paleostress in the Betic-Rif Cordilleras (Mioceno to Present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.

García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., Orozco, M. y Soto, J.I. (1988). Plis-nappes, cisaillements syn à post-métarmorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordilleras Béticas, Espagne). *C. R. Acad. Sci.*, Ser. II, 307: 1389-1395.

García-Dueñas, V. Balanyá, J. C. y Martínez-Martínez, J. M. (1992). Miocene extensional detachments in the outcopping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters* 12: 88-95.

García Hernández, M., López Garrido, A.C., Rivas, C., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980). Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic cordillera. *Geol. Mijnbouw*, 59, 155-168.

Garrido Mejías, A. (1973). Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lérida). Tesis doctoral. Univ. Granada. 395 pp.

Gölke, M. y Coblenz, D. (1996). Origins of the european regional stress field. *Tectonophysics*, 266: 11-24.

González Lodeiro, F., Aldaya, F., Galindo-Zaldívar, J. y Jabaloy, A. (1996). Superposition of extensional detachments during the Neogene in the internal zones of the Betic cordilleras. *Geol. Rundsch*, 85: 350-356.

Hack, J.F. (1973). Stream profile analysis and stream gradient index. *U.S. Geol. Surv. Jour. Resch.*, 1: 421-429

Hare, P. W. y Gardner, T.W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Península, Costa Rica. En: (M. Morisawa and J. T. Hack Eds.), *Tectonic Geomorphology*. Allen & Unwin. Boston.

Harmon, R.S., Thompson, P., Schwarcz, H.P. y Ford, D.C. (1975). Uranium series dating speleothems. *NSS Bull.*, 37: 2: 147-158.

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón, J.L., González Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez Pascua, M.A., Cicuéndez, J.L., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A., Ramírez, M. y Lucini, M. (1998). Esfuerzos tectónicos actuales y recientes (Mioceno superior – Cuaternario) en España

- peninsular: Proyecto Sigma. *I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. IX Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Programa y Resúmenes p. 142. Almería (1998).
- Huang, W. (1993). Morphology patterns of stream channels on active Yishi Fault, southern Shandong Province, Eastern China: Implications for repeated great earthquakes in the Holocene. *Tectonophysics*, **219**: 283-304.
- Huibregtse, P.W., Van Alebeek, J.M., Zaal, M.E.A. y Bierman, C. (en prensa). Paleostress analysis of the northern Nijar and southern Vera basin.
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. y González Lodeiro, F. (1992). The Mecina Extensional System: Its relation with the post Aquitanian piggy-back Basins and the palaeostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain), *Geo-Mar. Lett.*, **12**: 96-106.
- Jeréz, L. (1984). Sobre la reconstrucción de la cuenca alpina del Mediterráneo occidental y su deformación orogénica. *I Congreso Español de Geología*, V: 333-355
- Keller, A.E. (1986). Investigation of Active Tectonics: Use of Surficial Earth Processes. P 136-148. En: *Active Tectonics*. National Academy Press. Washington D.C. 266 pp.
- Keller, J.V.A., Hall, S.H., Dart, C.J. y McClay, K.R. (1995). The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system: the Carboneras fault, SE Spain. *J. Geol. Soc. London*, **152**: 339-351.
- Larouzière, D., Montenat, C.; Ott D'estevou, P. y Griveau, P. (1987). Simultaneous evolution of néogène bassins in compression and extension in strike-slip fault zone (Hinojar and Mazarron Bassins). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **11-1**.
- Larouzière, D., Bolze, J., Bordet, P., Hernández, J., Montenat, C. y Ott D'Estevou, P. (1988). The betic segment of the lithospheric Transalboran Shear Zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, **152**: 41-52.
- Leblanc, D. (1990). Tectonic adaptation of the External Zones around the curved core of an orogen: the Gibraltar Arc. *Journal of Structural Geology*, **12**: 1013-1018.
- Leblanc, D. y Olivier, Ph. (1984). Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*, **101**: 345-355.
- Le Pichon, X., Bonnin, J. y Sibuet, J. (1970). La faille nord-pyrénéenne: Faille transformante liée à l'ouverture du Golfo de Gascogne. *C. R. Acad. Sci. Paris*. Vol. 271.
- Loomis, T.P. (1975). Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *American Journal of Science*, **275**: 1-30.
- López Marinas, J.M. (1977a). Terremotos históricos en Almería. Hidroeléctrica Española. Informe interno.
- López Marinas, J.M. (1977b). Terremotos históricos en Murcia. Hidroeléctrica Española. Informe interno.
- López Marinas, J. M. (1978). Terremotos históricos acaecidos en las provincias de Murcia y Alicante. *Cimbra*, **155**, Rev. Ing. Tec. O. P. 4- 16.
- Maldonado, A., Campillo, A.C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J. y Campos, J. (1992). Alboran Sea late cenozoic tectonic and stratigraphic evolution. *Geo-Marine Letters*, **12**: 179-186.
- Mallard, D.J y Woo, G. (1993). Uncertainty and conservatism in UK seismic hazard assesment. *Nuclear Energy*, **32**, nº 4. 199-205.
- Martín Algarra, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas. Tesis Univ. Granada, 1171 pp.
- Martínez Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (1992a). Geometría y cinemática de la zona de cizallamiento Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia). *III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca, Simposios Tomo 2: 420-430.
- Martínez Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (1992 b). Fracturación y control tectosedimentario neógeno en el borde Sureste de la cuenca de Lorca. *Bol. Geol. Y Minero*. **103-6**: 971-983.
- Martínez Guevara, J. B. (1984). Temblores de tierra del núcleo sísmico de Lorca-Totana (Murcia). Estudio de sismicidad histórica *I.G.N. Original* nº 51.
- Mayer, L. (1986). Tectonic Geomorphology of escarpments and mountain fronts. En: *Active Tectonics*. National Academy Press. Washington D.C. pp 125-135.
- Megias, A.G. (1982). La evolución del mar de Alborán y cadenas Bético-Maghrebides durante el Neógeno. *5º Congreso Latinoamericano de Geología*, Buenos Aires.
- McKenzie, D., (1972). Active tectonics of the mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **30**: 109-185.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P. y Masse, P. (1987a). Tectonic-sedimentary characters of the Betic Néogène Bassins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*. **11**, 1: 1-22
- Montenat, C. y Ott D'Estevou, P. (1992). Geodynamics of Eastern Betic late Néogène basins. A review. *Física de la Tierra*, **4**: 57-75.
- Mörner, N. (1990). Neotectonics and structural geology; general introduction. *Bull. Int. Quat. Ass. Neotect. Comm.* **13**, 87.

- Muñoz, D. (1989).** Concetos básicos en riesgo sísmico. *Física de la Tierra*, 1: 199-215.
- Muir Wood, R. y Mallard, D.L. (1992).** When is a fault extinct? *J. geol. Soc. Lond.* **149**: 251-255.
- NASA (1998).** CDDIS: Crustal Dynamics Data Information System. Mapas de velocidad relativa de la placa europea. Página Web: <http://cddisa.gsfc.nasa.gov/cddis.html>.
- Olivier, Ph. (1984).** Evolution de la limite entre Zones Internes et Zones Externes dans l'Arc de Gibraltar (Maroc-Espagne). Tesis Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 229 pp.
- Ott d'Estevou, P. y Montenat, C. (1985).** Evolution structurale de la zone Betique orientale (Espagne) du Tortonian à l' Holocène *C.R. Acad. Sci. Paris*, **300**: 363-368.
- Ouchi, S. (1985).** Response of alluvial rivers to slow active tectonic movements. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, **96**: 504-515
- Obruchev, V.A. (1948).** Osnovnyje certy kinetiki i plastiki neotectoniki. *Izv. Akad. Nauk SSSR ser. Geol.* **5**.
- Philip, H. (1987).** Plio-cuaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Ann. Geophys.*, **5B**: 301-319.
- Platt, J.P. y Vissers, R.L. (1989).** Extensional collapse of the thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, **17**: 540-543.
- Puga, E. (1980).** Hypothèses sur la genese des magmatismes calcoalcalins, intraorogénique et postorogénique alpins, dans les Cordillères Bétiques. *Bull. Soc. géol. France* (7), **XXII**, 2, 243-250.
- Quinif, Y. (1989).** La datation uranium-thorium. *Speleochronos*, **1**: 3-23.
- Reches, Z. (1983).** Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, **95**: 133-156.
- Reches, Z. (1987).** Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, **6-4**: 849-861.
- Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992).** Constraints on the strength of the upper crust from Stress Inversion of fault slip data. *Jour. Geophys. Res.*, **97-B9**: 12481-12493
- Rodríguez Fernández, J. y Sanz de Galdeano, C. (1992).** Onshore néogène stratigraphy in the north of the Alboran sea (Betic Internal Zones): Paleogeographic implications. En: (A. Madonado Ed.), *The Alboran Sea. Geo-Mar.Lett.* **12 (2/3)**, 123-128.
- Rodríguez Pascua, M.A. (1997).** Paleosismicidad en emplazamientos nucleares. *Consejo de Seguridad Nuclear. Colec. Otros Documentos*: **3**. 285 p.
- Santanach, P.F., Sanz de Galdeano, C. y Bousquet, J.C. (1980).** Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). *Bol. Geol. Min.*, **91-92**: 417-440.
- Sanz de Galdeano, C. (1983).** Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.* **59**: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990).** Geologic evolution of the Betic cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present. *Tectonophysics*, **172**: 107-109.
- Sanz de Galdeano, C. (1992).** Algunos problemas geológicos de la Cordillera Bética y del Rift (y discusión sobre varios modelos geotectónicos propuestos). *Física de la Tierra*, **4**: 11-40. Editorial Complutense, Madrid.
- Sanz de Galdeano, C. (1996).** The E-W segments of the contact between the external and internal zones of the Betic and Rif Cordilleras and the E-W corridors of the Internal Zone (a combined explanation). *Estudios Geol.*, **52**: 123-136.
- Sanz de Galdeano, C., Vidal, F. y de Miguel, F. (1982).** El sistema de fracturas N 10-30 E del borde occidental de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). *Estudios Geol.*, **38**: 393-398.
- Scholz, C. (1990).** The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge Univ. Press. 439p.
- Schumm, S.A. (1986).** Alluvial River Response to Active Tectonics. P. 80-95. En: *Active Tectonics*. National Academy Press. Washington D.C. 266 pp.
- Schwartz, D.P. & Coppersmith, K. J. (1984).** Fault behaviour and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and san Andreas faults. *Jour. Geophys. Res.* **89**: 5681-5698.
- Sieh, K.E. (1978).** Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallett Creek, California. *J. geophys. Res.* **83**: 3907-3938.
- Sieh, K.E. (1984).** Lateral offset and revised dates of large earthquakes along the San Andreas Fault system at Pallet Creek, Southern California, *J. Geophys. Res.* **89**: 7641-7670.
- Slemmons, D.B. (1991).** Introduction. In: *The geology of North America, Decade Map Vol. 1, Neotectonics of North America* (Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback y D.D. Blackwell Eds). Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1-20.
- Smith, A.G. (1971).** Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Bull. Geol. Soc. America*, **82**: 2039-2070.
- Stapel, G., Moeys, R.P. y Biermann, C. (1996).** Néogène evolution of the Sorbas basin (SE-Spain) determined by paleostress analysis. *Tectonophysics*, **255**: 291-305.

- Stein, R. y Lisowski, M. (1983).** The Homestead Valley earthquake sequence, California: Control of aftershocks and postseismic deformations. *J. Geophys. Res.* **88**: 6477-6490.
- Steward, I.S. y Hancock, P.L. (1991).** Scales of structural heterogeneity within neotectonic normal fault zones in the Aegean region. *Jour. Struct. Geol.*, **13**: 191-204.
- Steward, I.S. y Hancock, P.L. (1994).** Neotectonics. In: *Continental deformation*. (P. L. Hancock Ed.). Pergamon press. 421pp.
- Tapponier, P. (1977).** Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. France (7)*, **19**: 437-460.
- Torres Roldán, R. (1979).** The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): Its significance and one possible geotectonic scenario for the Westernmost Alpine Belt. *American Journal of Science*, **279**: 19-51.
- Torres Roldán, R., Poli, G. y Peccerillo, A. (1986).** An Early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Almorán Sea. Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geol. Rund.*, **75/1**: 219-234.
- USGS & SCEC (Groupe of scientists of the U.S. Geological Survey and the Southern California Earthquake Center) (1994).** The magnitude 6.7 Northridge, California earthquake of 17 January 1994. *Science*, **266**: 389-397.
- U.S. Environmental Protection Agency (1981).** Standards applicable to owners and operators of hazardous waste treatment storage and disposal facilities. *Code Fed. Regul.* **40**, Parts 122.25 (i) and 264.18 (a).
- U.S. Nuclear Regulatory Commission (1982).** Appendix A: Seismic and geologic siting criteria for nuclear power plants. *Code of Fed. Regul.* **10**, Chap. 1, part 100. (App A, 10, CFR 100) 1 Sept. 1982,
- Van Bemmelen, R. W. (1954).** Mountain Building, Nijhoff, The Hague, 177pp.
- Vegas, R. (1985).** Tectónica del área Ibero-Mogrebí. Mecanismo de los Terremotos y Tectónica. Ed. Univ. Complutense, Madrid, 197-215.
- Vegas, R. y Muñoz, M. (1984).** Sobre la evolución geodinámica del borde meridional de la placa Ibérica. *I Congreso Nacional de Geología*, **III**: 105-118.
- Vera, J.A. (1988).** Evolución de los sistemas de depósito en el margen Ibérico de las Cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España*, **1**: 373-391.
- Wallace, R.E. (1986).** . En: *Studies in Geophysics. Active Tectonics*. National Academy Press. Washington D.C. 266 pp. Overview and Recommendations.
- Weijermars, R. (1985).** Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profile of the Alboran Diapir (Western Mediterranean). *Geologie en Mijbouw*, **64**: 349-356
- Weijermars, R. (1987).** The Palomares brittle ductile shear zone of southern Spain. *Jour. Struct. Geol.* **9**: 139-157.
- Wildi, W. (1983).** Les chaînes tello-rifaines (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **24**: 201-297.
- Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J., Assumpção, M., Bell, S., Beegman, E.A., Blüming, P., Brereton, N.R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H.K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J.L., Müller, B.C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udias, A., Xu, Z.H. y Zhzhin, M., (1989).** Global pattern of tectonic stress. *Nature*, **341**: 291-298.

ABRIR CAPÍTULO 2

