



**ABRIR CAPÍTULO 2**

## ***CAPÍTULO 3***

# ***NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA EN EL SUR DE ALMERÍA***

- 3.1. Situación y antecedentes de la neotectónica y tectónica activa a escala regional
- 3.2. Análisis de la cartografía regional
- 3.3. Análisis morfotectónico-tectosedimentario
- 3.4. Estructuras neotectónicas deducidas en el Sur de Almería
- 3.5. Neotectónica y tectónica activa en el sector Adra-Berja-Dalías
- 3.6. Campos de esfuerzos neotectónicos en el Sur de Almería. Modelos cinemáticos y dinámicos

Referencias Capítulo 3



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

A lo largo de este capítulo se expondrán:

-1: un análisis de la situación de la zona estudiada y de los antecedentes acerca de la neotectónica en el Sur de la provincia de Almería.

-2: A continuación se extrae la información de tipo neotectónico que se ha extraído de la cartografía elaborada.

-3: Después, se realiza un análisis del modelo digital del terreno combinado con observaciones de tipo tectosedimentario.

-4: Interpretación desde un punto de vista cinemático y dinámico las estructuras de deformación que afectan a la zona desde el Mioceno medio hasta la actualidad.

-5: Estudio neotectónico-estructural más detallado realizado en el entorno de la localidad de Adra (zona Adra-Berja-Dalías) afectada por una importante sismicidad tanto histórica como instrumental.

Para finalizar este capítulo se presenta un análisis de los campos de esfuerzos neotectónicos detectados en toda la zona, se discuten los modelos previos y se propone un modelo cinemático y dinámico que explique la distribución tanto temporal como espacial de esos campos de esfuerzos y las principales características de la sismicidad.



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

**3.1. Situación y antecedentes de la neotectónica y tectónica activa a escala regional**

3.1.1. Situación y marco geológico

3.1.2. Antecedentes neotectónicos regionales para el sector central de la Cordillera

3.1.3. Antecedentes locales

3.1.4. Resumen de los antecedentes



### 3.1. Situación y antecedentes de la neotectónica y tectónica activa a escala regional

#### 3.1.1. Situación y marco geológico

La zona estudiada en este capítulo ocupa parte importante del Sur de Almería (Fig. 3-1). Desde el punto de vista geológico-estructural se sitúa en el Sur de la Cordillera Bética y se encuentra surcada por dos grandes corredores de fracturación: el corredor de las Alpujarras (Sanz de Galdeano et al., 1985) y la falla de Carboneras (Bousquet y Philip, 1976 a y b) que forma parte de la zona de cizalla Transalboran (Larouzière et al., 1987). Esta zona de falla parece atravesar el Mar de Alborán con dirección NE-SO hasta conectar con las fallas NE-SO del Norte de Africa (fallas de Nekor y Jebha) (Fig. 3-2).

El cuadro A de la Fig. 3-1 señala el área de la que se ha elaborado una cartografía neotectónica de síntesis (mapa2) y el cuadro B indica la zona cartografiada en detalle y situada en el entorno de Adra (mapa 6).

La sismicidad instrumental que afecta al Sur de Almería no parece estar relacionada con estos grandes corredores (Fig. 3-3a). Mas bien se sitúa rellenando el bloque de corteza limitado por los mismos. Por lo que se refiere a la sismicidad histórica acaecida en los últimos 1.000 años (Fig. 3-3b) alcanza valores máximos de IX en la escala MSK. Como ejemplo mas espectacular podemos citar el terremoto que asolo la ciudad de Almería en 1522 así como varios terremotos de intensidad VIII y IX en el entorno de Adra. La mayor parte de la sismicidad histórica se sitúa, al igual que la instrumental, en el interior del bloque limitado por el corredor de las Alpujarras y la falla de Carboneras.

Por lo que se refiere al relieve de la zona (Fig. 3-1) está caracterizado por la existencia al Norte del corredor de las Alpujarras de dos grandes sierras (sierra Nevada y S<sup>a</sup> de los Filabres) constituidas por basamento de los complejos metamórficos Nevadofilábride y Alpujárride (ver mapa 2). Estas sierras alcanzan las mayores alturas de la Cordillera. En sus flancos se generan cuencas neógenas y

Cuaternarias : Guadix-Baza, Sorbas, Vera y Almanzora-Huerca Overa.

Al Sur del corredor de las Alpujarras el relieve está caracterizado por la existencia de pequeñas sierras, alargadas paralelamente al mismo, que presentan los bordes occidentales abruptos y los bordes orientales más suaves: S<sup>a</sup> Contraviesa, S<sup>a</sup> de Gádor y S<sup>a</sup> Alhamilla. En su prolongación oriental el corredor de las Alpujarras se divide en dos ramas que rodean la S. Almagrera. Estas sierras se encuentran separadas por depresiones rellenas de materiales miocenos y pliocuaternarios (cuenca de Almería) o por restos de cuencas neógenas sometidas a erosión activa durante el pliocuaternario (cuenca de Berja).

El único relieve asociado a la falla de Carboneras es la S<sup>a</sup> del Cabo de Gata constituida fundamentalmente por materiales volcánicos. Hacia el SO este accidente se sumerge en el Mar de Alborán. Los datos de plataforma continental expresados en el mapa 2 (procedentes de Baena et al. (1982) y Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993)) confirman la continuidad de la falla de Carboneras hacia en SO y señalan la existencia de numerosas fallas Normales NO-SE y pliegues NE-SO afectando a materiales neógenos y cuaternarios.

Existen, por último, depresiones rellenas de depósitos miocenos y pliocuaternario incluidas en el interior del corredor de las Alpujarras como son la depresión de Ugijar y parte Sur de la cuenca de Sorbas.

De las características geológicas y morfo-tectónicas descritas se desprende la existencia de diferencias significativas en el relieve y geometría de las cuencas y sierras a un lado y otro del corredor de las Alpujarras.

#### 3.1.2. Antecedentes neotectónicos regionales para el sector central de la Cordillera

La evolución tectónica miocena del sector central de la Cordillera Bética ha sido estudiada desde distintos puntos de vista en función de la época considerada. Inicialmente los estudios se



ZFCA: Zona de falla del Corredor de las Alpujarras.

ZFA: Zona de falla del Almanzora.

FC: Falla de Carboneras.

FP: Falla de Palomares.

SN: Sierra Nevada.

SF: Sierra de los Filabres.

SG: Sierra de Gador.

SA: Sierra Alhamilla.

SC: Sierra Contraviesa.

CA: Cuenca de Almería.

CC: Cuenca de Nijar-Carboneras.

CS: Cuenca de Sorbas.

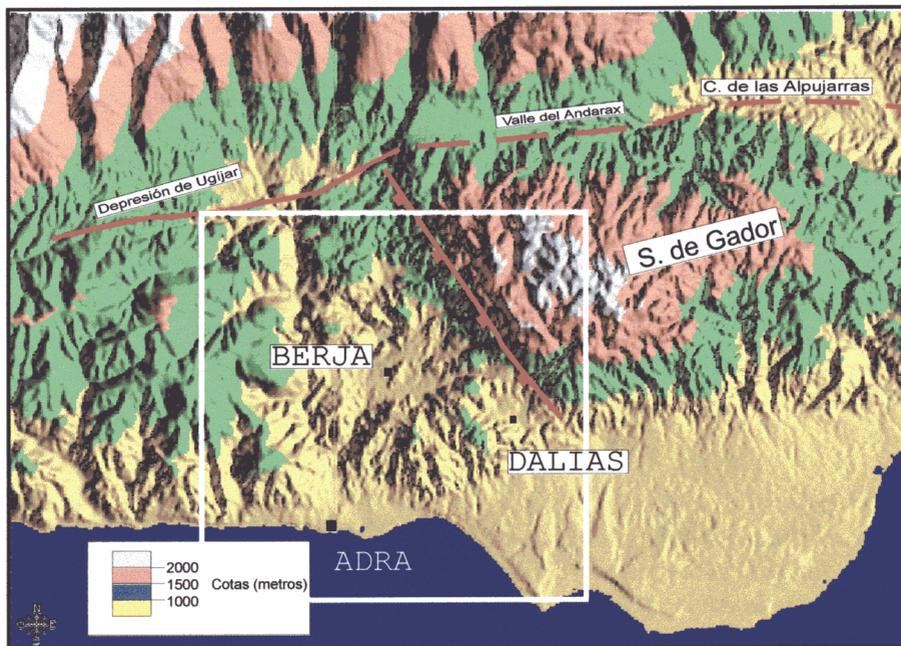
CB: Cuenca de Berja.

CD: Campo de Dalías.

CV: Cuenca de Vera.

A: Cartografía de síntesis.

B: Cartografía de detalle.



**Fig. 3-1.** Modelos digitales del terreno del sur de Almería (arriba) y detalle del sector de Adra-Berja-Dalías (abajo), estudiadas en el capítulo 3. Se señalan, además de las principales unidades morfotectónicas, las áreas abarcadas en los mapas 2 (cuadro A) y 6 (cuadro B).

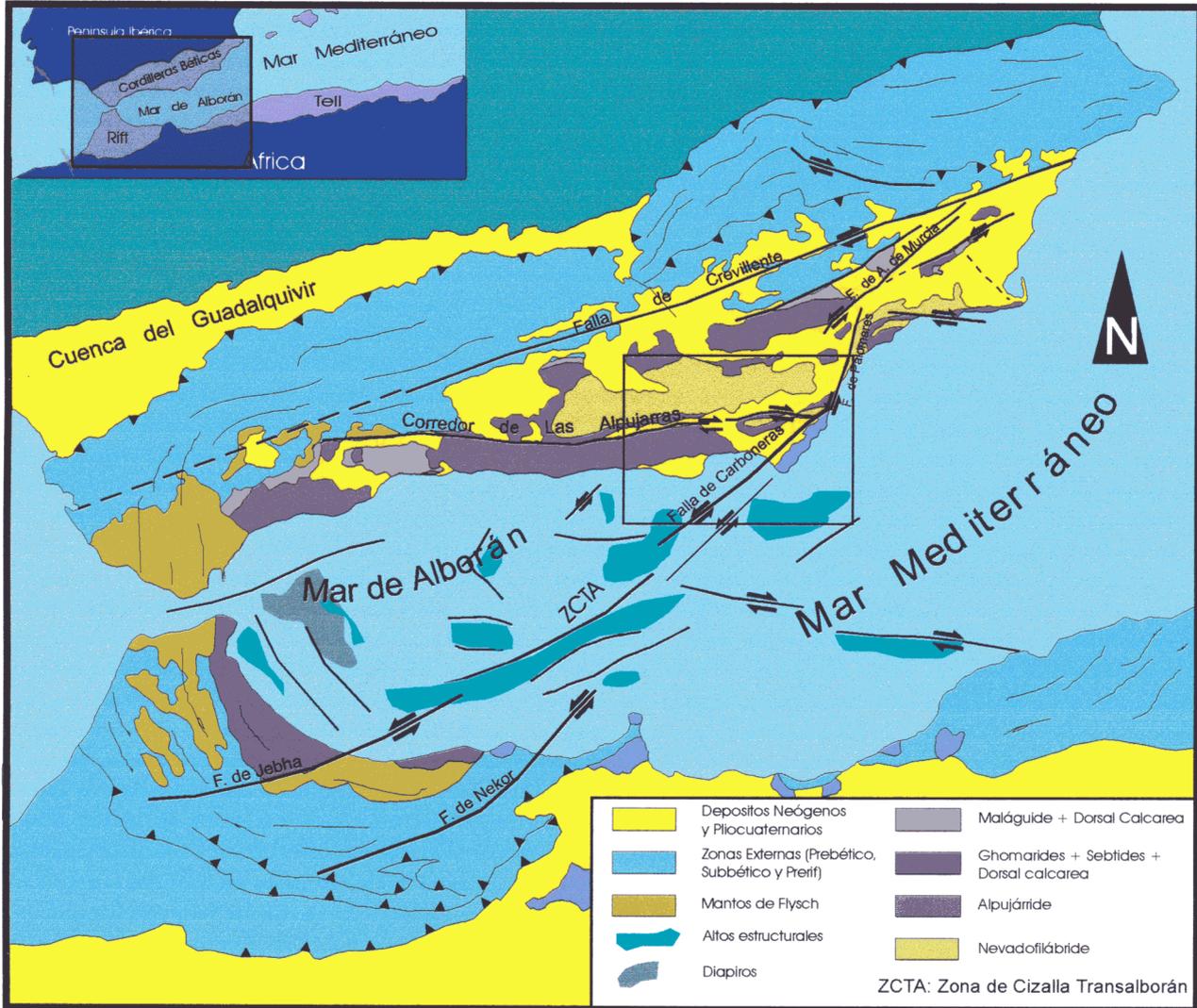


Fig. 3-2. Esquema geológico-estructural de la zona Bético-Rifeña en el que se señala la zona abarcada en el estudio neotectónico realizado en este capítulo.

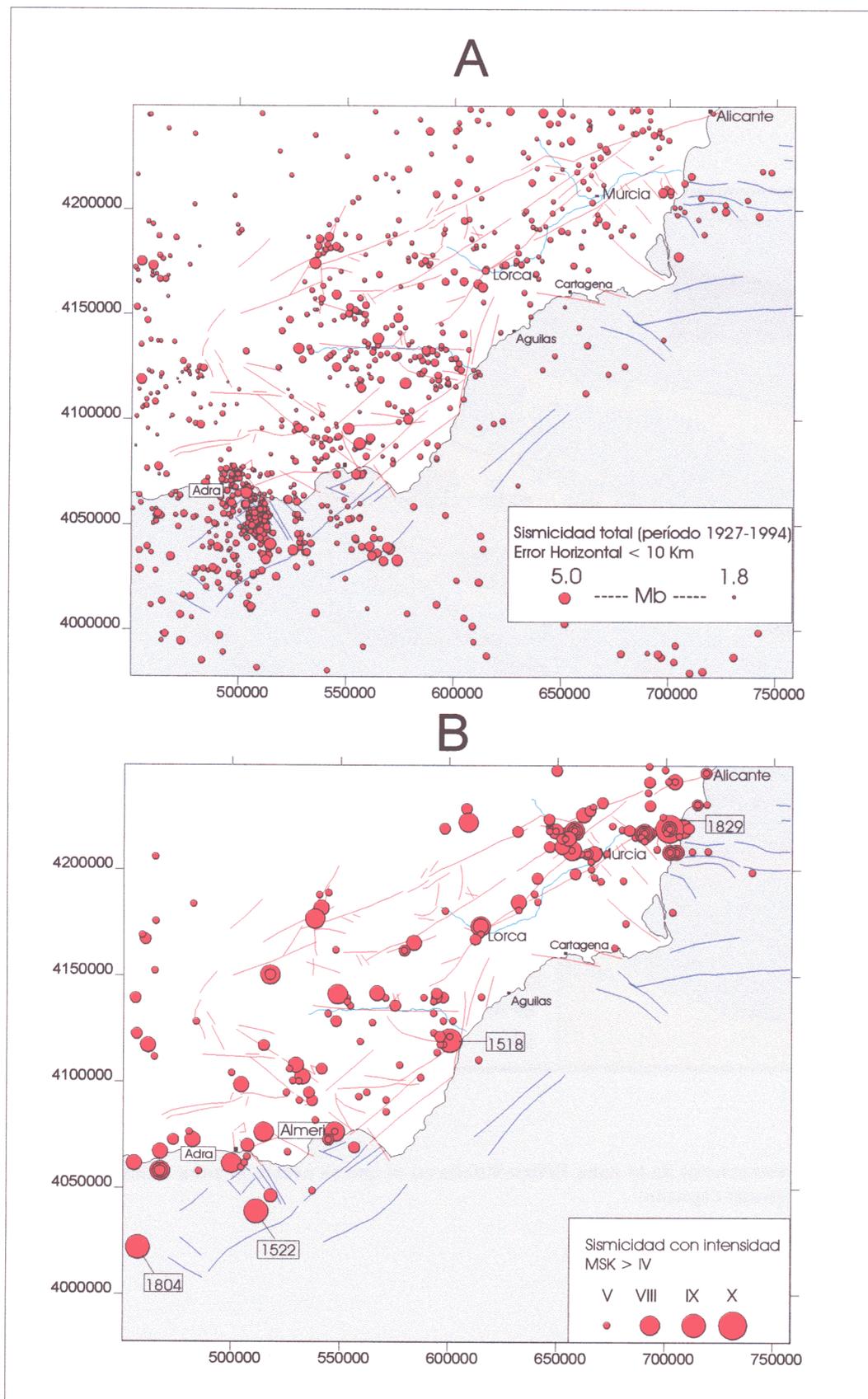


Fig. 3-3. Mapas de sismicidad instrumental total (A) y sismicidad de mayor intensidad (B) acaecida en el sur de Almería y su entorno.

centraban en la existencia de un apilamiento de mantos asociado a la convergencia paleógena entre las placas Euroasiática y Africana (Fallot et al., 1960, Egeler y Simon, 1969). Las cuencas neógenas se consideraban como posttectónicas. Posteriormente, se intentó explicar la formación de la cordillera y de la estructura del Arco de Gibraltar en el marco de la tectónica de placas surgiendo los modelos basados en el movimiento hacia el Oeste de una microplaca rígida (la microplaca de Alborán) (Andrieux et al., 1971). Comenzó con ello a darse importancia a la existencia de zonas de cizalla subverticales que controlasen esos movimientos relativos en la horizontal. La importancia de la actividad de estas cizallas en la formación y evolución de las cuencas neógenas ha sido puesta de manifiesto en varios trabajos (Bousquet y Phillip, 1976 a y b; Sanz de Galdeano, 1983; Hermes, 1985; Montenat et al., 1985, ... entre otros).

En los años siguientes, sin embargo, creció el número de observaciones de tipo estructural, estratigráfico y geofísico que atestiguan la existencia de una importante tectónica extensional neógena que afecta tanto al dominio del Mar de Alborán como a la propia Cordillera Bética, fundamentalmente en su sector central. (Platt et al., 1983; Platt y Bhermann, 1986; García Dueñas et al., 1988; Galindo Zaldívar et al., 1989; Aldaya et al., 1991). Esta tectónica extensional explicaría el proceso de denudación tectónica que ha llevado a los materiales metamórficos Nevado-Filábrides y Alpujarrides a su posición actual.

La difícil interpretación de mecanismos que coexistan en el tiempo, y expliquen los dos tipos de deformación, ha hecho que la tectónica acaecida en este sector durante el Mioceno haya sido estudiada en los últimos años en numerosos trabajos, unos de carácter local localizados en distintos sectores de los corredores citados y otros de carácter regional. Estos últimos aportan una interpretación de la tectónica miocena desde dos visiones distintas de su evolución.

Por un lado aquellos que dan preponderancia a la tectónica extensional miocena en la estructuración de la zona y formación y evolución de las cuencas neógenas, sin obviar la existencia de una tectónica compresiva activa durante el período neotectónico. Por otro lado, aquellos que consideran la actividad de los grandes corredores de cizalla más o menos

subverticales como el mecanismo principal que estructura el sistema de cuencas y sierras desde el Mioceno medio hasta la actualidad.

Entre los primeros trabajos destacan los de García Dueñas et al. (1992), Jabaloy et al. (1992) y Martínez-Martínez y Azañón (1997).

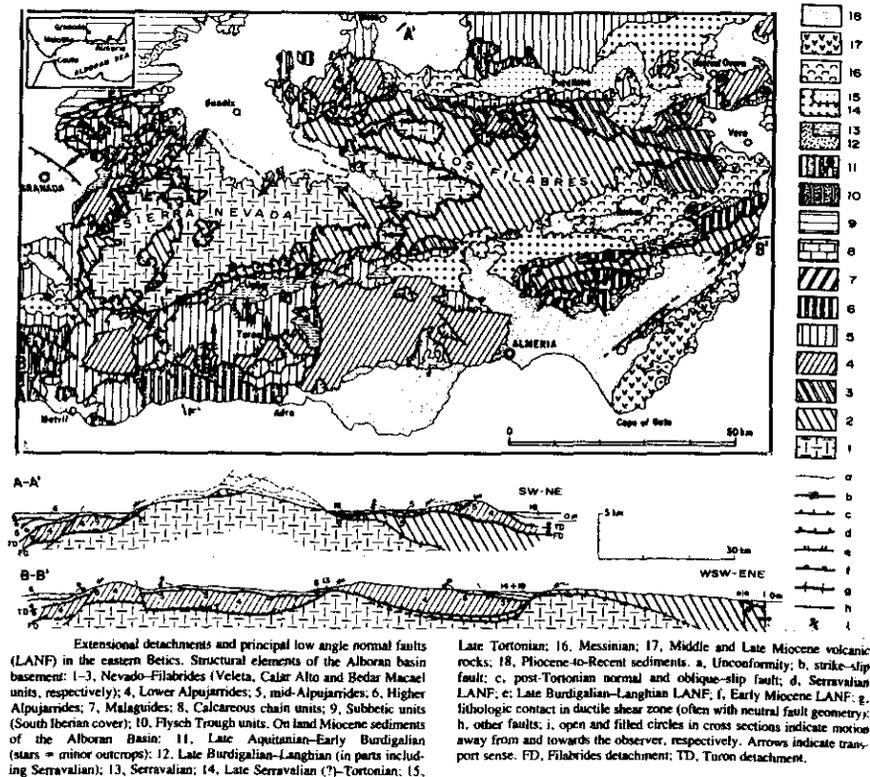
Para García Dueñas et al. (1992) la localización actual de los depósitos del Mioceno medio y superior depende en buena medida del control ejercido por la denudación extensional producida por fallas Normales de bajo ángulo desde el Aquitaniense hasta el Tortoniense. Estos autores identifican dos direcciones de extensión controladas por estructuras de *detachment*: una de dirección N-S asociada fundamentalmente al *detachment* de Turón, y otra hacia el SO causada por el *detachment* de Filabres. La cuenca de Alborán sufre extensión hacia el SO durante el Serravaliense que está acompañada por una extensión de dirección SE en el núcleo del Arco de Gibraltar. En los cortes geológicos regionales que realizan estos autores (Fig. 3-4) se observa que fallas Normales con geometría listrica están controlando la geometría de las sierras de Gádor y Alhamilla al Sur. En el corte situado al Norte del corredor de las Alpujarras este hecho no se observa.

Jabaloy et al. (1992) crean un modelo para explicar la extensión intramiocena. Según ellos, desde el Burdigaliense hasta la actualidad se produce el adelgazamiento de una corteza engrosada previamente. La cantidad mínima de extensión que obtienen es del 104 %. Esta evolución se produjo en dos etapas:

-A: En una primera que va del Burdigaliense inferior al Tortoniense la extensión estaba controlada por el sistema extensional de Mecina formado por el *detachment* de Mecina y por fallas Normales de bajo ángulo. La dirección de extensión era ENE-OSO y el elipsoide de deformación oblató.

-B: En una segunda etapa desde el Tortoniense hasta la actualidad el citado sistema extensional se bloquea de modo que el elipsoide de esfuerzos se hace prolato con  $\sigma_1$  vertical.

Esta evolución en dos fases según los citados autores controlaría el tipo de relleno en las cuencas neógenas y el paso de subsidencia a colmatación. A escala más regional crean un modelo de cuña orogénica que abarcaría buena



**Fig. 3-4. Cartografía estructural y cortes geológicos regionales de las estructuras de *detachment* y fallas normales de bajo ángulo en el sector centro oriental de la cordillera (de García Dueñas et al. (1992). En el corte B-B' se observa el control que ejercen las fallas normales en los bordes occidentales y en la asimetría de las sierras de Gádor y Alhamilla.**

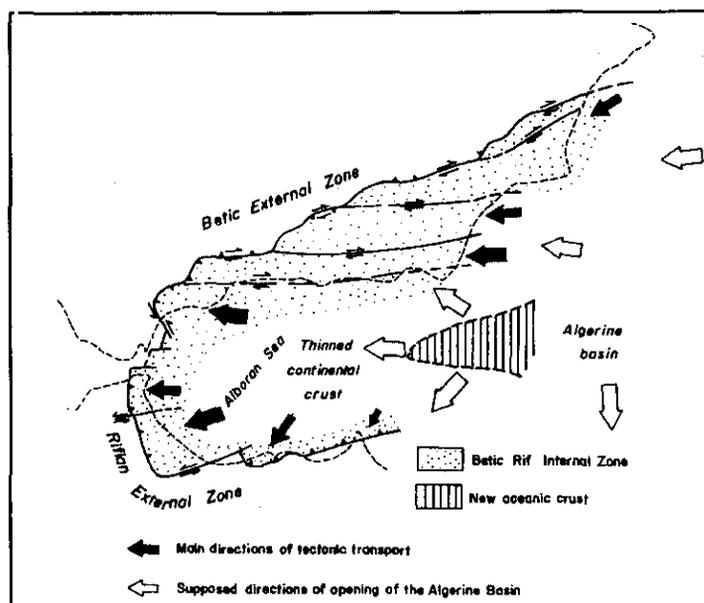
parte del dominio de Alborán. Esta cuña cabalgaría sobre las placas Euroasiática y Africana hacia el Oeste de modo que variaciones en la tasa de apertura de las cuencas Ligúrica-Baleares y Tirreniense (motor del movimiento de la cuña) explicaría el colapso de la cuña (formación del Mar de Alborán) y la existencia de dos etapas de extensión.

Por otro lado, Martínez-Martínez y Azañón (1997) describen la estructuración distensiva según dos direcciones de extensión (NNO-SSE y OSO-ESE) observadas en la Cordillera como una megaestructura en "tableta de chocolate". La primera, paralela a la cordillera, se produjo durante el Burdigaliense-Langhiense, mientras que la segunda se produjo durante el Serravaliense. Para explicar las dos direcciones de extensión, los autores consideran que se requieren dos procesos diferentes con efectos ortogonales. Serían, por un lado una removilización convectiva de la raíz de la cordillera y, por otro, un escape tectónico hacia el SO con influjo lateral astenosférico acompañado de una delaminación litosférica.

Por otra parte, entre los trabajos que dan preponderancia a la actividad de los corredores de desgarre en la evolución neógena de la zona destacan: (Bousquet y Phillip, 1976a, 1976b; Sanz de Galdeano, 1983, 1987, 1990 y 1996; Weijermars 1987; Montenat et al., 1987 a y b; Coppier et al., 1990 y Keller et al., 1995, Montenat y Ott D'Estevou, 1996...entre otros). La mayoría de estos estudios se basan en el análisis estructural y cinemático de las zonas de falla que afectan a los materiales miocenos o posteriores.

Coppier et al. (1990) describen, en su estudio de la evolución cinemática y paleogeográfica de las cuencas orientales de Almería, una alternancia de direcciones de acortamiento entre NNO-SSE y NNE-SSO.

Sanz de Galdeano (1996) crea un modelo en el que la corteza en la Cordillera Bética está dividida en bandas de dirección aproximada E-O limitadas por corredores de fracturación dextral con esa orientación. El corredor de las Alpujarras sería uno de los de mayor importancia entre los que controlan este proceso. El movimiento hacia



**Fig. 3-5. Modelo de desplazamiento hacia el oeste de los materiales de las Zonas Internas controlado por fallas de desgarre dextro N 70-90. El gradiente de desplazamiento influye de modo importante en la estructuración del Arco de Gibraltar (de Sanz de Galdeano (1996)).**

el Oeste de las zonas Internas durante el Mioceno encontraría menos resistencia en la zona central de la cordillera propagándose así el corredor de las Alpujarras hacia el Oeste (Fig. 3-5). Las edades de los materiales deformados en el corredor de las Alpujarras permiten al autor considerar una edad Burdigaliense superior-Mioceno medio para este proceso, aunque en las Béticas Orientales continuaría hasta el Plioceno. El bloqueo de este proceso coincide con el comienzo de actuación de un campo compresivo con una dirección de acortamiento NNO-SSE (Ott d' Estevou y Montenat, 1985) que activa las fallas de desgarre de dirección NE-SO y NNE-SSO de las Béticas Orientales (falla de Carboneras, falla de Alhama de Murcia y falla de Palomares).

Por lo que se refiere a los estudios de tectónica activa, éstos han sido muy escasos hasta la actualidad y la mayoría de carácter local (ver siguiente apartado). Destaca por sus implicaciones los estudios de Giménez (1998) y Giménez et al. (1998) en los que realizan un levantamiento de perfiles de nivelaciones de precisión utilizando datos desde 1872 hasta la actualidad (Fig. 3-6). Como resultado de dicho estudio obtienen un perfil de tasas de movimiento vertical que va de Almería a Málaga para el período 1903-1934 y otro de Almería a Calahonda para el período 1934-1976. En el

primero de ellos identifican hundimientos máximos en la zona de Adra de hasta 2 mm/a que van disminuyendo hacia el Oeste hasta convertirse en levantamientos (Fig. 3-6b). La ausencia de estos movimientos en el segundo perfil (1934-1976) les hace interpretar esos movimientos como de carácter cosísmico asociados al período sísmico de Adra y Dalías de 1910. Asimismo, identifican hundimientos en la cuenca de Almería y movimientos asociados a la actividad de la falla de Terreros. Por el contrario, no identifican ningún movimiento asociado a la falla de Palomares.

### 3.1.3. Antecedentes locales

A continuación se describen los antecedentes de carácter neotectónico y de tectónica activa más significativos relacionados con los accidentes principales que aparecen en la zona abarcada por el mapa 2.

#### Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras. (ZFCa)

El Corredor de las Alpujarras (Sanz de Galdeano et al., 1985) fue descrito inicialmente como el límite meridional del macizo de S<sup>a</sup> Nevada. Sin embargo, tanto morfológica como

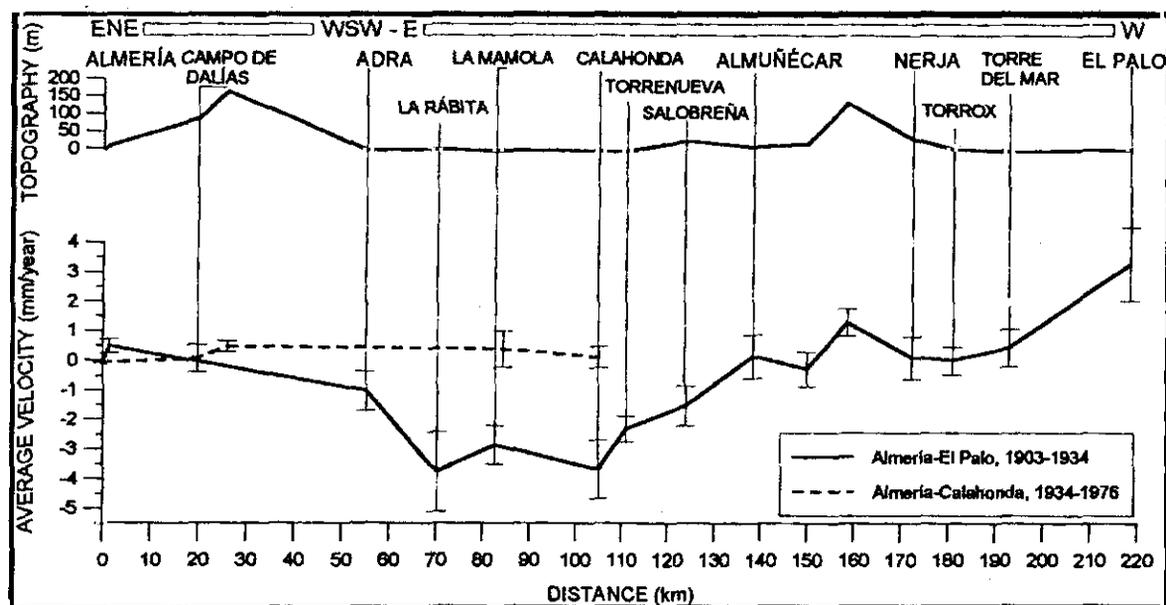


Fig. 3-6. Línea de nivelación de precisión Málaga -Almería realizadas por Giménez (1997) utilizando datos para el período 1903- actualidad en el sureste de la Cordillera Bética. Dicha línea muestra para el último siglo un hundimiento relativo a partir de Adra hacia el oeste. Hundimiento que se recupera a la altura de Torre del Mar, lo que puede estar indicando procesos de basculamiento regional. Explicación en el texto.

estructuralmente puede extenderse hacia el Este, bordeando la falda Norte de las sierras de Gádor y de Alhamilla y por el Sur a la S<sup>a</sup> Almagrera (Fig. 3-1 y mapa 2) si bien, en los sectores de conexión entre éstas la continuidad del corredor es más difícil de observar. En este último sector recibe el nombre de falla de Gafarillos. Al conjunto de este corredor a partir de este momento lo denominaremos Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras (ZFCA).

En Sanz de Galdeano (1996) se describe la continuidad hacia el Oeste del corredor de las Alpujarras a través del borde Sur de la cuenca de Granada y hasta llegar a la altura de Ardales. En este mismo trabajo se describen los dos modelos en los que se explica la formación y evolución del corredor.

- El primero propuesto por Sanz de Galdeano et al. (1985) y Rodríguez Fernández et al. (1990) considera este corredor formado por la combinación de zonas de falla preexistentes de orientación E-O con movi-

miento de desgarre dextroso. Estas fallas generan un corredor de gran anchura limitado por fallas con la citada orientación.

- El segundo modelo, propuesto por Galindo Zaldívar (1986) y Mayoral et al. (1994) considera que el corredor está estructurado por fallas extensionales que afectan tanto a materiales del basamento como a los depósitos miocenos. El corredor propiamente dicho no se individualizó hasta el Mioceno superior, cuando la tectónica compresiva con dirección de acortamiento NNO-SSE genera las antiformalas de Sierra Nevada, Sierra de Gádor y Sierra de Contraviesa. De manera que según este modelo el corredor de las Alpujarras es realmente una sinforma situada entre esas antiformalas.

Sanz de Galdeano (1996), utilizando observaciones de campo tanto de tipo estructural como tectosedimentario, discute ambos modelos y obtiene varias conclusiones entre destacamos las siguientes:

-1ª: La ZFCA es realmente un corredor de fracturación vertical y con predominio de un cinemática de desgarre dextroso.

-2ª: Se trata de una zona de falla de profundidad importante. No se adapta a zonas de cizalla previas sino que las corta.

-3ª: Obtiene valores de desplazamiento horizontal que van desde 75 Km en el sector más occidental (área de Colmenar) hasta aproximadamente 50 Km en el sector de la depresión de Ugíjar. En el sector más oriental no se dispone de marcadores que permitan deducir el desplazamiento, pero probablemente es meNor.

-4ª: La ZFCA es activa de forma clara como zona de cizalla dextrosa durante el Burdigaliense superior y el Mioceno medio. En el sector más oriental el movimiento continuó al menos hasta el Messiniense si bien con una componente más vertical. El acortamiento NNO-SSE que se registra en todo el área a partir del Mioceno superior impediría el movimiento dextral.

Staple et al. (1996) estudian la evolución neógena y cuaternaria de la cuenca de Sorbas, controlada en su borde Sur por la continuación oriental de la ZFCA (falla de Gafarillos). Del análisis de paleoesfuerzos que realizan obtienen una dirección de acortamiento N 130 que generó una actividad de desgarre dextroso en dicha falla. Esta duró unos 6 m. a. y cesó a comienzos del Messiniense para reactivarse durante el Plioceno inferior bajo una dirección de acortamiento horizontal N 170. Esta etapa de movimiento de desgarre coincide, como se verá más adelante, con un período de mayor actividad de la falla de Palomares.

En el citado trabajo también se identifica (para el sector oriental de la ZFCA) un campo de esfuerzos extensional activo durante el Plioceno superior y el Cuaternario, que parece responder a regímenes locales que coexisten con el campo compresivo regional. La gran variabilidad que obtienen en las formas de los elipsoides para los tensores calculados apoya la posible existencia de variaciones laterales de esfuerzos.

Más recientemente, Huibregtse et al. (en prensa) realizan un estudio de paleoesfuerzos en la Cuenca de Vera y en el área de intersección de las zonas de falla de las Alpujarras (falla de Gafarillos), Carboneras y Palomares. Por lo que se refiere a la ZFCA en este sector estos autores no identifican movimientos en la misma durante

el Mioceno medio. Los materiales del Mioceno medio en la zona de falla están fuertemente cizallados y mezclados con las rocas del basamento Alpujárride y Nevadofilábride por lo que su deformación debió ser posterior y de carácter dextroso como indican los pliegues *en echelon* que afectan al Tortoniense en el borde Sur de la cuenca de Sorbas. Esta actividad cesó durante el Messiniense inferior al quedar fosilizada la zona de falla por los arrecifes de dicha edad en las proximidades de Polopos.

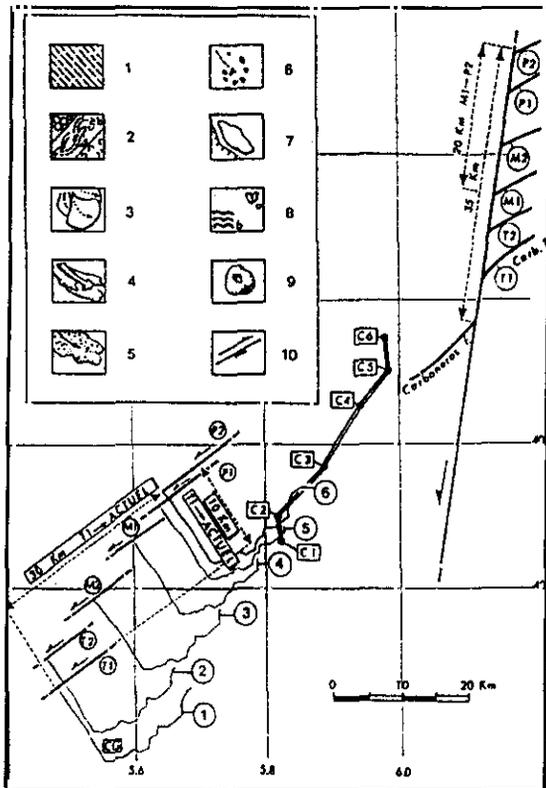
Por lo que se refiere a los campos de esfuerzos Huibregtse et al. (op cit) obtienen a partir de un análisis poblacional de fallas un tensor compresivo con una dirección de máximo acortamiento horizontal NO-SE y otro con dirección de acortamiento N-S. El primer tensor actuó durante el Tortoniense y cesó a comienzos del Messiniense. El segundo tensor es equivalente al obtenido por Staple et al. (1996) para tiempos postmessinienses. Al igual que estos autores, obtienen un tensor extensional con  $\sigma_1$  subvertical que parece solaparse en el tiempo con los anteriores.

De este estudio concluyen que las tres zonas de falla (ZFCA, FP y FC) que controlan la tectónica de la región tienen un comportamiento neotectónico independiente. Durante el neógeno las tres a se mueven como desgarres en diferentes períodos controlando la formación y evolución de las cuencas de su entorno.

#### Falla de Carboneras:

La falla de Carboneras (FC) (Bousquet et al., 1975) constituye el segmento Noreste de la zona de cizalla Transalborán (Larouzière et al., 1987) y limita por el Sureste la cuenca neógeno-cuaternaria de Níjar (ver mapa 2). Esta compuesta por un conjunto de fallas de orientación NE-SO que conforman un corredor de anchura superior a 1 Km Su traza en superficie se extiende desde la costa situada al Este de la ciudad de Almería hasta la traza de la falla de Palomares. En su extremo NE la falla se divide en dos zonas de cizalla. Al Norte la zona de falla de Polopos y al Sur la zona de falla de Sopalmo (Keller et al., 1995). La FC constituye además el límite NO de los afloramientos volcánicos de la Sª del Cabo de Gata.

Ya Fournier (1980) a partir del estudio de



**Fig. 3-7.** Modelo de evolución de la cinemática de la falla de Carboneras y el movimiento inducido de la zona del cabo de Gata durante el Mioceno sup. (T1, T2, M1, M2) y Plioceno (P1, P2). A: Almería; C: Carboneras; CG: Cabo de Gata; G: Garrucha; N: Níjar; S: Sorbas; V: Vera. C1 a C6: posiciones sucesivas de Carboneras. Tomado de Coppier et al. (1990).

diacclasas en la cuenca de Níjar obtuvo un cambio en la dirección de acortamiento horizontal durante el Mioceno de NE-SO a NO-SE que sugería un cambio en la cinemática de la FC de movimiento de desgarre sinestroso puro a desgarre sinestroso transpresivo. Bocaletti et al. (1987) deducen direcciones de máximo acortamiento NO-SE durante el Mioceno superior y NNE-SSO y NNO-SSE durante el Plioceno y Cuaternario en el entorno de la FC.

En trabajos posteriores Hall (1983) y Rutter et al. (1986) estudian detalladamente la falla y las rocas de falla que se generan en el interior de la misma. Describen su complejidad estructural debida a la combinación de planos de cizalla P N 90 con los planos Y N 45 formando segmentos y bloques sigmoidales con cinemática propia. Hall (1983) considera que el movimiento de la FC es coherente con el de la falla de Palomares, siendo sus valores de 5-6 Km en la vertical y 35-40 Km en la horizontal desde el Burdigaliense hasta la actualidad. Los valores de salto horizontal los

obtienen a partir del desplazamiento entre las sierras Almagrera y Cabrera así como de la posición de algunos edificios volcánicos en la zona de falla de Palomares. El salto vertical lo deduce de las diferencias de cota entre los gradientes metamórficos en el basamento.

Posteriormente, Montenat et al. (1990b) estiman un salto horizontal de 17 km desde el Tortonense hasta la actualidad basándose en el desplazamiento que presentan depósitos conglomeráticos de la cuenca de Níjar.

Coppier et al. (1990) realizan una reconstrucción cinemática y paleogeográfica para la FC y la FP (Fig. 3-7) utilizando marcadores temporales desplazados e informaciones de trabajos anteriores. Consideran un desplazamiento total para la FC de 30 Km desde el Tortonense hasta la actualidad. El vector de desplazamiento del bloque situado al SE de la FC cambia de orientación en función de cambios en la orientación de la dirección de acortamiento horizontal.

Recientemente Keller et al. (1995) realizan un estudio cinemático de la FC basado en la cartografía detallada de la estructura interna de la zona de falla en algunos sectores de la misma. De ese estudio deducen que la FC ha sufrido un desplazamiento horizontal total durante el Neógeno de 35 a 40 Km. Deducen asimismo al menos siete episodios de actividad diferenciables desde el Mioceno inferior. Otra conclusión interesante es que la fracturación secundaria asociada mayoritaria son planos de cizalla tipo P en lugar de tipo R como suele ser Normal en las zonas de cizallamiento frágil. Lo mismo ocurría en el sector Lorca - Totana de la FAM (ver mapa 4). Por lo que se refiere a la evolución del campo de esfuerzos, este autor obtiene direcciones de acortamiento horizontal NE-SO y NO-SE que están de acuerdo con la evolución propuesta por Fournier (1980).

Huibregtse et al. (en prensa) en su estudio de pleoesfuerzos neógenos deducen que esta falla ha estado sometida a una rotación en la dirección de acortamiento horizontal de NO-SE a N-S. Esta rotación se produjo a comienzos del Messiniense coincidiendo con el cese de la actividad de la falla de Gafarillos y una reactivación de la falla de Palomares.

Bell et al. (1997) realiza un estudio de tectónica activa con el fin de determinar la evolución del deslizamiento en la FC a lo largo del Cuaternario reciente. Basándose en observaciones estructurales y morfológicas deducen que la zona está sometida a un levantamiento constante a lo largo del Cuaternario. Asimismo, el movimiento de desgarre sinestroso de casi 100 m observado en algunos canales fluviales que atraviesan la falla se produjo previamente a los últimos 100 Ka. De ello se deduce una tasa de movimiento sinestroso de 0.2 - 0.3 m/Ka. En los últimos 100 Ka los movimientos en la falla han sido fundamentalmente verticales con tasas de 0.05 a 0.1 m/Ka.

#### **Falla de Palomares:**

La Zona de Falla de Palomares (FP) se sitúa limitando por el Este las estructuras de dirección E-O y NE-SO del sector central de la Cordillera: falla de Carboneras, S<sup>a</sup> Almagrera, ZFCA, cuenca de Vera y más al Norte la depresión del Guadalentín. La FP fue estudiada por primera vez por Völk (1967) y citada por primera vez como tal por Bousquet et al. (1975). En este estudio describen varias estructuras y criterios de movimiento de desgarre sinestroso asociados a la actividad de la falla de los que se obtiene una dirección de acortamiento cuaternaria NO-SE. Posteriormente, Veeken (1983) deduce la actividad pliocena para esta falla.

Weijermars (1987) realiza un estudio detallado de la actividad neotectónica de la FP en el marco de la evolución regional del orógeno Bético. Asimismo, estudia y modeliza el tipo de deformación que genera a escala cortical y su distribución en profundidad. De su estudio se pueden destacar las siguientes conclusiones:

-1: La FP se formó hace entre 15 y 8 m.a. como falla de desgarre sinestroso que cortó una estructura regional previa de tipo *Basin & Range* de orientación E-O. Esta estructura formada por las antiformas de S<sup>a</sup> Nevada, S<sup>a</sup> de los Filabres, ZFCA y las sierras situadas al Sur se continuaba hacia el Este, hasta el momento de la formación de la FP.

-2: La zona de falla de la FP afecta a una banda de corteza de 44 Km de anchura, 80 Km de longitud y 30 Km de profundidad.

-3: El desplazamiento total de la FP considerando el movimiento sufrido por las estructuras que previamente se orientaban E-O es de 14 Km. Ello implica una tasa de movimiento de aproximadamente 2.0 m/Ka.

-4: No hay evidencias de movimientos significativos en la vertical asociados a la falla.

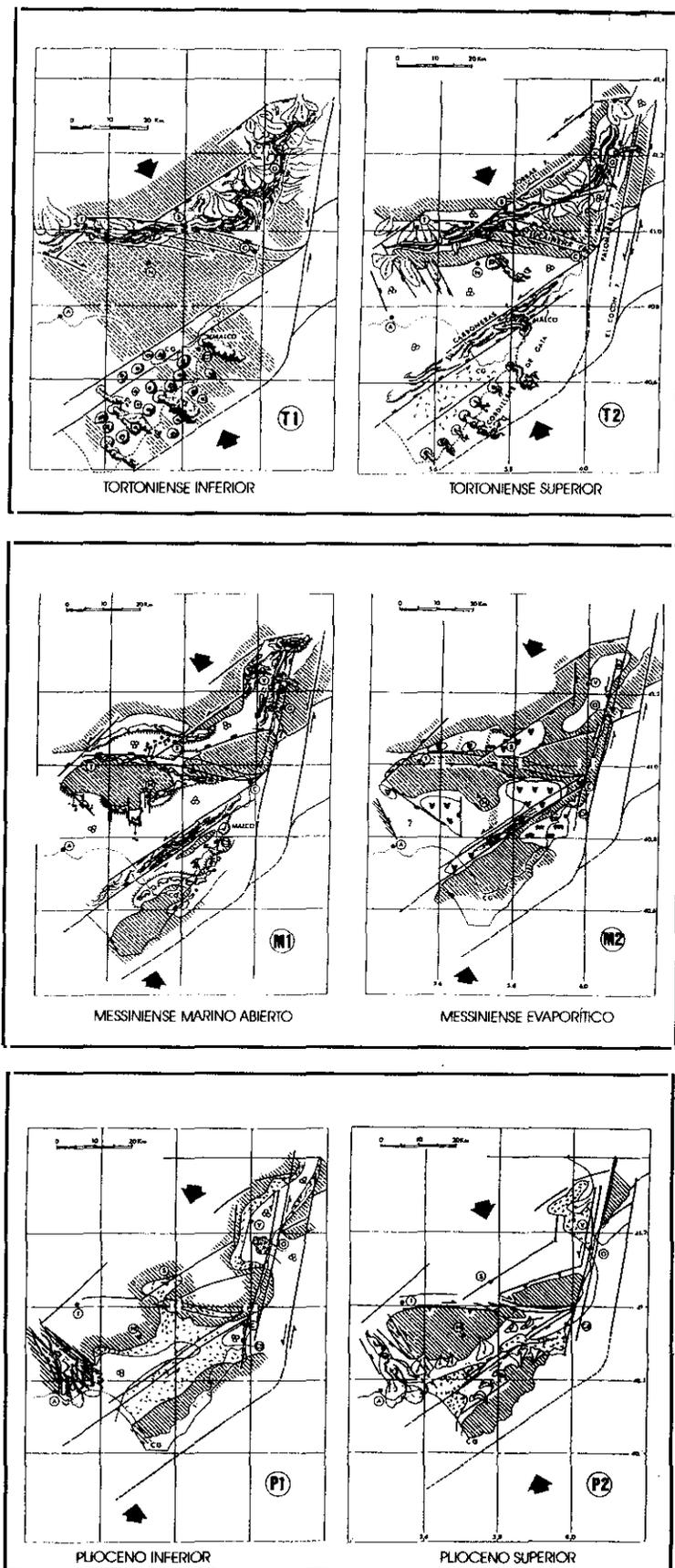
-5: Reconoce una actividad intermitente en la falla distinguiendo un período de mayor actividad en el Plioceno inferior.

Por otra parte, Larouzière et al. (1987) deducen que la FP junto con la FC constituyen un límite entre dos tipos de corteza diferentes, una más delgada y caliente al SE y otra más gruesa y fría al NO.

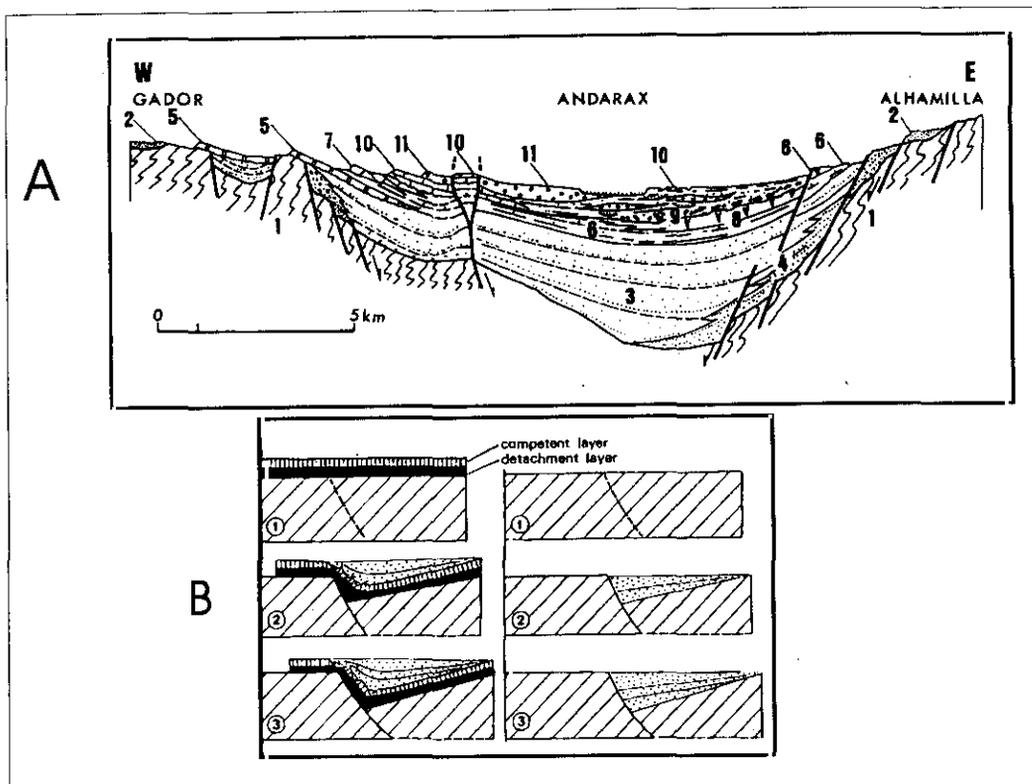
Posteriormente, Coppier et al. (1989) relacionan la actividad miocena de la FP con la formación del arco de Águilas (Fig. 3-2) en un proceso de indentación tectónica. El movimiento sinestroso de la FP controla el movimiento hacia el Norte de un bloque de corteza más rígida situada en el Mar de Alborán que se indenta, deformando la estructura de *Basin & Range* previamente descrita.

Coppier et al. (1990) en su estudio cinemático de las cuencas del Este de Almería describen la importancia que la actividad combinada de la ZFCA (falla de Gafarillos o Lucainena como se la denomina en este trabajo), la FP y la FC tiene en la evolución de las cuencas. En la Fig. 3-8 se muestra la evolución cinemática y dinámica propuesta. Los períodos de mayor actividad de la FP y los movimientos de tipo desgarre más puros de la FC coinciden con direcciones de acortamiento NNE-SSO. Los períodos de mayor actividad dextrorsa de la falla de Gafarillos coinciden con los de menor actividad de la FP y con un campo compresivo con acortamiento NO-SE.

Más recientemente, en el estudio de paleoesfuerzos de Huibregtse et al. (en prensa) estos autores no reconocen actividad en la FP durante el Mioceno medio. Identifican el comienzo de su actividad en el Tortonense y un período de mayor actividad durante el inicio del Messiniense. Este período, sin embargo, queda fosilizado por sedimentos finimesinienses.



**Fig. 3-8.** Evolución cinemática de las zonas de falla de Palomares, Carboneras y sector oriental de la zona de falla del corredor de las Alpujarras, asociada al cambio de la dirección de acortamiento durante el período neotectónico, según Coppier et al. (1990).



**Fig. 3-9. A:** corte geológico E-O de la cuenca de Almería - Bajo Andárax, de Montenat et al. (1990b). Es evidente la asimetría del relleno neógeno asociada a la actividad de las fallas normales del borde de s. Alhamilla. **B:** Modelo de formación y relleno de una cuenca sedimentaria asociada a la actividad de una falla normal cuyo buzamiento disminuye en profundidad, según Giraud y Seguret (1985).

#### Fracturación menor y estructuras asociadas:

Son menos abundantes los estudios llevados a cabo sobre la actividad neotectónica de la fracturación incluida en el interior del bloque de corteza limitado por los accidentes mayores tratados anteriormente. Destacan los estudios basados en datos de la plataforma continental a Sur y Suroeste de Campo Dalías (Baena et al., 1982 y Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993)); el estudio tectosedimentario de la cuenca de Almería (o del bajo Andárax) de Montenat et al. (1990b); los estudios de la neotectónica y tectónica activa registradas en las deformaciones del los depósitos cuaternarios en el entorno del litoral (Fourniguet, 1975 y Goy y Zazo, 1986) así como los estudios de actividad de algunos frentes de montaña a partir del cálculo de índices geomorfológicos (Silva et al., 1992d).

En el sector de la cuenca de Almería (ver mapa 2) Montenat et al. (1990b) realizan un estudio tectosedimentario de los materiales miocenos y pliocuaternarios. Describen el borde

Oeste de la S<sup>a</sup> de Alhamilla controlado por fallas Normales de dirección NO-SE que condicionan las potencias de los materiales del Mioceno superior y Plioceno (Fig. 3-9a). Es esa figura se observa claramente la estructura asimétrica del surco que separa las sierras de Gádor y de Alhamilla. La actividad de esas fallas Normales se inicia en el Tortoniense y prosigue al menos hasta el Plioceno. En este mismo trabajo identifican fallas Normales N 150 con movimientos en tijera en el borde Sur de S<sup>a</sup>. Alhamilla.

Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993) identifican en Campo Dalías un anticlinal marcado por las isopacas del Plioceno, paralelo al borde Sur de la S<sup>a</sup> de Gádor (variando de dirección N 70 a N 90. La actividad compresiva messiniense solapada por los depósitos pliocenos que posteriormente son rotos por fallas N 120. Estas fallas junto con otras de orientación N 70 rompen los pliegues generando una estructura en *horst* (Baena et al. (1982).

Desde un punto de vista morfológico Goy y Zazo (1986) estudian los niveles tirrenienses de

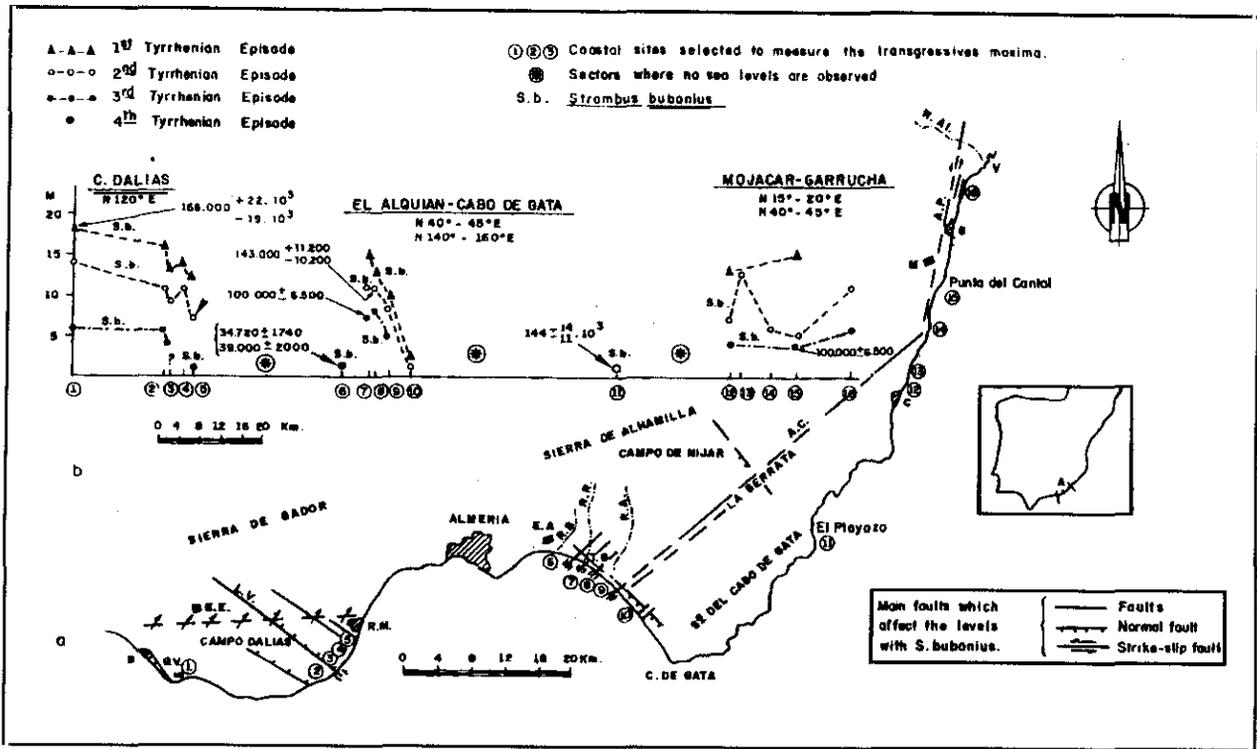


Fig. 3-10. Curvas de variación de altura de los niveles marinos tirrenienses datados en el litoral de Almería, de Goy y Zazo (1986). Explicación en el texto.

línea de costa emergidos en el litoral entre Adra y Garrucha. Observan que todos los niveles tirrenienses están afectados por varias fracturas: falla de la Loma del Viento (N 120, Normal con componente sinestrosa), falla de El Alquian (N 140-160) y falla de Carboneras (N 40-50 con movimiento de desgarre sinestroso). Dividen el litoral en cuatro sectores que han presentado movimientos verticales diferentes en función de los accidentes que los controlan (Fig. 3-10).

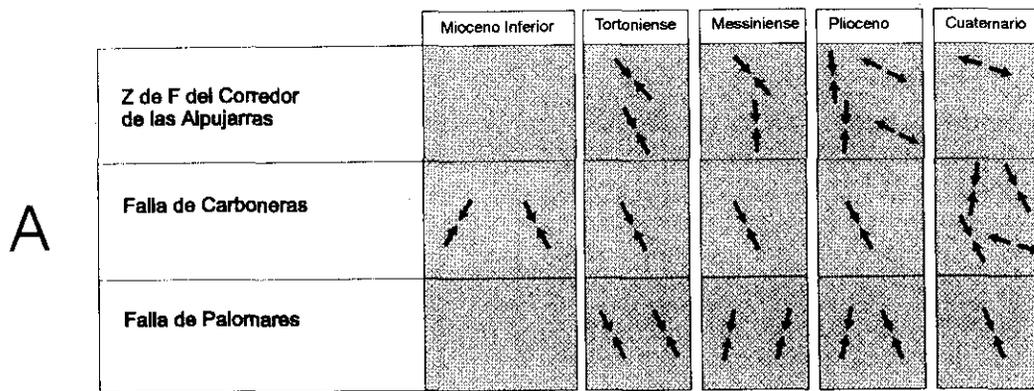
En otro orden de estudios, los trabajos de nivelaciones de precisión en los que analizan datos geodésicos del último siglo (Giménez, 1998 y Giménez et al., 1998), concluyen en la existencia de movimientos verticales actuales asociados a fallas activas. Deduce la existencia de un hundimiento actual en la cuenca de Almería y un basculamiento en la transversal Motril - Adra. Detectan asimismo una anomalía en la velocidad de movimiento vertical a la altura de Balerna.

### 3.1.4. Resumen de los antecedentes:

Si integramos los antecedentes descritos en las páginas anteriores en una visión general para la zona estudiada podemos resumir una serie de observaciones interesantes a la hora de comprender los mecanismos que controlan la tectónica miocena en este sector de la Cordillera Bética. Destacamos las siguientes:

- Existen observaciones repartidas en distintos sectores que apoyan la coexistencia durante el Mioceno medio y superior (al menos en determinadas etapas) de tectónica compresiva y distensiva. La extensión se produjo según dos direcciones preferentes OSO-ESE y ENE-OSO. La compresión se produjo según dos direcciones de acortamiento horizontal preferente: NO-SE y N-S.

## Evolucion campos de esfuerzos



B

## Tasas de movimiento

FALLA	CINEMATICA	DESPLAZ. (km)	TIEMPO	FUENTE DE LOS DATOS	TASA DE MOVIMIENTO (m/Ka)
FC	Desgarre (s)	18	Tortonense-actualidad	Montenat et al. (1990)	2.25
FC	Desgarre (s)	35-40	Burdigaliense-actualidad	Hall et al. (1983)	2.0
FC	Vertical	5-6	Burdigaliense-actualidad	Hall et al. (1983)	0.3
FC	Desgarre (s)	30	Tortonense-actualidad	Coppier et al. (1990)	2.7
FC	Desgarre (s)	35-40	Neógeno	Keller et al. (1995)	1.75-2.0
FC	Vertical	0.005-0.01	100 Ka BP	Bell et al. (1997)	0.05-0.1
FC	Desgarre (s)	0.08-0.1	Cuaternario Inf y Med.	Bell et al. (1997)	0.2-0.3
FP	Desgarre (s)	30	8-15 Ma BP	Weijermars (1987)	3.7-2.0
ZFCA (occidental)	Desgarre (d)	75	Burdigal. Sup.- Mioceno Medio	Sanz de Galdeano(1996)	8.3
ZFCA (occidental)	Desgarre (d)	75	Burdigal. Sup.- Actualidad *	Sanz de Galdeano(1996)	4.1
ZFCA (central)	Desgarre (d)	50	Burdigal. Sup.- Mioceno Medio	Sanz de Galdeano(1996)	5.5
ZFCA (central)	Desgarre (d)	50	Burdigal. Sup.- Actualidad	Sanz de Galdeano(1996)	2.7

Fig. 3-11. A. Cuadro de evolución de las direcciones de acortamiento durante el período neotectónico deducidas en trabajos previos realizados en el entorno de las principales zonas de falla; B. Tabla en la que se presentan las tasas de movimiento que pueden inferirse de los datos de desplazamiento y edades determinados en trabajos previos sobre las zonas de falla principales del sur de Almería.

- La actividad de los corredores de fracturación mayores que surcan este sector de la Cordillera Bética (ZFCA, FC y FP) presentan indicios de haber actuado de forma intermitente a lo largo del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario.
- La ZFCA parece presentar una gran continuidad lateral extendiéndose desde Ardales (ya en el sector occidental de la Cordillera) hasta las proximidades de Garrucha donde intersecta con la FP. En algunos tramos de su recorrido aparece parcialmente cubierta por depósitos del

Mioceno superior, mientras que en otros limita sierras cuyo levantamiento ha sido claramente postplioceno. La cinemática de esta zona de falla ha sido predominantemente de desgarre dextroso hasta el Mioceno superior. A partir de ese momento su actividad se reduce a pequeños saltos de componente vertical. Solo en el extremo oriental se observa una continuidad de la cinemática dextral hasta el Plioceno. En todo caso se ha identificado un salto horizontal que aumenta gradualmente de Este a Oeste. El menor salto se aprecia en el flanco Norte de S. Alhamilla, mientras que

en el sector de Ardales se observa el mayor, que alcanzaría los 75 Km. En la zona central (sector de Ugíjar) el salto es de 50 Km.

- La falla de Carboneras presenta un carácter más rectilíneo y actividad predominante de desgarre sinestroso desde el Mioceno medio hasta la actualidad. El salto mínimo desde el Tortoniense hasta la actualidad se sitúa entre 17 y 30 Km, y controla un surco de sedimentación potente situado al NO de su traza durante el Messiniense. Se ha identificado una actividad intermitente a lo largo del Cuaternario. Durante el Pleistoceno inferior y medio predominan las observaciones de movimientos de desgarre sinestroso, mientras que durante el Pleistoceno superior y Holoceno predominan movimientos verticales.
- La falla de Palomares presenta una cinemática sinestrosa desde el Tortoniense hasta la actualidad sin embargo, muestra bastantes indicios de intermitencia en su actividad. Destaca su quietud durante parte importante del Tortoniense y sus reactivaciones durante el Messiniense y el Plioceno Inferior. La cizalla de la FP afecta una banda de 44 Km de anchura y presenta un salto total de más de 30 Km.

- La actividad combinada de estos tres corredores de cizallamiento condiciona la disposición y evolución de las cuencas neógeno-cuaternarias de la zona.
- La fracturación meNor incluida en el interior del bloque de corteza limitado por los corredores mayores presenta características propias. Predomina la fracturación Normal N 140-160 y N 120 que condicionan la sedimentación de los depósitos desde el Tortoniense hasta la actualidad. Existen datos que indican la coexistencia en el tiempo de tectónica compresiva y distensiva en el interior de este bloque desde el Tortoniense hasta la actualidad.

A modo de sumario, en la Fig. 3-11 se muestra una recopilación de las orientaciones de los campos de esfuerzos y tasas de movimiento identificadas en estudios previos sobre las principales zonas de falla que serán utilizados en posteriores interpretaciones.

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

3.1. Situación y antecedentes de la neotectónica y tectónica activa a escala regional

## **3.2. Análisis de la cartografía regional**

3.2.1. Descripción general

3.2.2. Distribución espacial de materiales recientes. Implicaciones tectosedimentarias regionales

3.2.3. Mesoestructuras y macroestructuras cartográficas



## 3.2. Análisis de la cartografía regional

En este capítulo se realiza un análisis de la información de carácter neotectónico a escala regional que aporta la interpretación de la cartografía realizada y sintetizada como base de este estudio (mapa 2). Se describirán las características tectosedimentarias y estructurales que se extraen de la cartografía y que podrán ser utilizadas posteriormente en los distintos apartados del estudio neotectónico y sismotectónico.

En la cartografía elaborada (ver localización en Fig. 3-1) se realiza una síntesis de cartografías existentes y se aportan nuevos datos propios en las regiones estudiadas con mayor detalle. Se han representado unidades tectosedimentarias mayores que puedan aportar una visión de la evolución tectosedimentaria de la región desde el Oligoceno hasta la actualidad (ver leyenda). Asimismo, se han añadido zonas de falla y fracturas identificadas en un análisis de las ortoimágenes de satélite Landsat TM. De estas ortoimágenes se extraen también algunas lineaciones neosismotectónicas, esto es, lineaciones con actividad sísmica asociada que en función de observaciones locales y /o control que ejercen en la disposición de formaciones recientes, pueden estar asociadas a fallas o zonas de falla activas ocultas o no identificadas en estudios de campo.

### 3.2.1. Descripción general

La cartografía elaborada para esta zona engloba varias sierras constituidas por basamento de las Zonas Internas compuesto fundamentalmente por rocas metamórficas (complejos Alpujárride, y Nevadofilábride) rodeadas de depresiones neógenas y cuaternarias. En la esquina Noroeste del mapa llega a aparecer un pequeño retazo de complejo Maláguide que da paso hacia el Norte a las unidades subbéticas situadas al Noroeste de la cuenca de Guadix-Baza. Las principales sierras son: S<sup>a</sup> Nevada, S<sup>a</sup> de los Filabres, S<sup>a</sup> de Gádor y S<sup>a</sup> Alhamilla. Están compuestas por el apilamiento de mantos de cabalgamiento que superponen los tres complejos citados. Separando estas sierras aparecen una serie de cuencas sedimentarias neógenas y cuaternarias cuyo control tectónico es evidente en la cartografía.

Asimismo, en la zona del Mar de Alborán situada junto a la costa meridional se han incluidos datos estructurales de Baena et al. (1982) y Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993).

### 3.2.2. Distribución espacial de materiales recientes. Implicaciones tecto-sedimentarias regionales.

En la cartografía se han distinguido (además de los materiales del basamento Bético Interno y de las rocas volcánicas del Mioceno superior - Plioceno) dos conjuntos tectosedimentarios principales:

-A: Materiales miocenos de relleno de las cuencas.

-B: Depósitos pliocuaternarios de relleno de cuencas y formaciones aluviales superficiales.

En el mapa se han representado en un único color los tres complejos metamórficos del basamento, si bien se han incluido los planos de cabalgamiento principales que separan unos complejos de otros. El Nevadofilábride forma los núcleos más elevados de S<sup>a</sup> Nevada, S<sup>a</sup> de Los Filabres y S<sup>a</sup> Alhamilla. La S<sup>a</sup> de Gádor alcanza mayores alturas que S<sup>a</sup> Alhamilla sin embargo, al contrario que ésta se encuentra únicamente compuesta por unidades alpujárrides.

El Nevadofilábride de S<sup>a</sup> Nevada y Los Filabres está separado de las sierras alpujárrides

más meridionales por un corredor más o menos irregular que discurre desde Órgiva hasta Garrucha en lo que constituye la ZFCA.

Rodeando estos macizos de rocas metamórficas se dispone una serie de cuencas de sedimentación. Todas las cuencas presentan un relleno Mioceno superior con secuencias marinas que progresivamente cambian a continentales, seguidas de forma más o menos gradual según los casos por depósitos pliocuaternarios. En función del grado de sedimentación y posterior conservación de los depósitos más recientes pliocuaternarios estas cuencas pueden dividirse a escala cartográfica en:

- Cuencas Neógenas.
- Cuencas Pliocuaternarias.

Las principales cuencas neógenas están rellenas de materiales miocenos y localmente pliocenos de manera que a nivel cartográfico la mayor superficie de afloramiento corresponde con margas y calizas del Mioceno superior. Destacan las siguientes:

#### Cuencas Neógenas

-Cuenca Almanzora - Huercal-Overa: Se sitúa al Norte de la S<sup>a</sup> de los Filabres y Sur de S<sup>a</sup> de las Estancias.

-Cuenca de Tabernas - Sorbas: Constituye un surco situado a lo largo de la continuación oriental del corredor de Las Alpujarras que limita por el Sur la S<sup>a</sup> de los Filabres.

-Cuenca de Ugíjar: Se sitúa al Sur de S. Nevada y está claramente cortada por fallas del corredor de Las Alpujarras, lo que parece indicar que los retazos miocenos aflorantes al Sur de la misma formarían parte de la misma.

En todas estas cuencas destaca el claro control estructural de sus bordes como puede apreciarse en el mapa, no solo a partir de las fallas cartografiadas en sus límites, sino también por la linealidad de algunos límites de cuenca que aparentemente no corresponden con zonas de falla conocidas.

#### Cuencas Pliocuaternarias

Las principales cuencas pliocuaternarias aparecen colmatadas por depósitos de carácter lacustre y/o fluvial según el caso. La red fluvial

actual está disectándolas en un proceso de encajamiento general. Esto hace que en los bordes de estas depresiones afloren los depósitos miocenos previos que ya constituyen los mayores afloramientos en estas cuencas. Destacan a nivel cartográfico las siguientes:

-Cuenca de Guadix-Baza: rellena por depósitos lacustres y aluviales y situada al Norte de S<sup>a</sup> Nevada.

-Cuenca de Vera situada en la terminación oriental de la S<sup>a</sup> de Los Filabres.

-Cuenca del Bajo Andárax-Almería-Níjar: situada al Sur y Oeste de S<sup>a</sup> Alhamilla.

-Campo de Dalías: situado al Sur de la S<sup>a</sup> de Gádor y con influencias marinas en la sedimentación pliocuaternaria.

Al igual que ocurre con los rellenos miocenos, la cartografía también muestra un claro control tectónico en los límites de sedimentación y afloramiento de los materiales pliocenos y cuaternarios. Este control es evidente en las cuencas de Almería – Níjar y Campo de Dalías donde los límites coinciden con fallas de actividad importante. En las cuencas de Guadix-baza y Vera la linealidad de sus bordes indica también la existencia de un control estructural de su geometría.

Existen otras áreas de sedimentación cuaternaria importantes situadas al pie de relieves aunque no se disponen relleno una depresión sino solapando zonas de depósitos miocenos. Destacan los abanicos y glaciares que solapan el borde Sureste de la cuenca de Huercal-Overa. La geometría de esas formaciones sedimentarias en el mapa muestra que los depósitos miocenos que rellenan la cuenca se convierten durante el Cuaternario en área fuente para los abanicos aluviales y glaciares.

Asimismo, el borde Norte de la cuenca de Tabernas-Sorbas aparece cubierto por formaciones fluviales cuaternarias, en contra de lo que ocurre en el borde Sur donde el grado de actividad pliocuaternaria de las fallas parece haber sido superior.

Por último, un detalle interesante lo constituye el hecho de que al Sureste de la falla de Carboneras y en el interior de la cuenca de Vera

aparecen afloramientos de rocas volcánicas fundamentalmente andesíticas y dacíticas de edad Mioceno superior (Bellon et al., 1983). En la zona marina se han incluido algunos afloramientos submarinos aislados incluidos en el mapa de la plataforma continental (Baena et al., 1982)

### 3.2.3. Mesoestructuras y macroestructuras cartográficas (Mapa 2)

A continuación se destacan las principales estructuras que afectan a escala cartográfica a cada una de las unidades tectosedimentarias representadas en la síntesis cartográfica. En función de la edad más reciente que presentan los materiales de cada unidad considerada asumimos una edad para cada estructura o conjunto de estructuras.

#### -A. Basamento de las Zonas Internas (NF-ALP-MAL)

-Edad asumible para las estructuras: Postoligoceno.

-Estructuras:

-Fallas N 70-90 dextrosas: Forman el corredor de las Alpujarras. Entre Ugijar y Órgiva estas fallas combinadas con otras N 30 sinestrosas generan rotaciones de bloques. Más al Este adquieren componente inversa condicionando la geometría del borde Sur de la cuenca de Tabernas-Sorbas.

-Fallas N 10-20 sinestrosas y/o normales: Forman el corredor de la falla de Palomares.

-Fallas N 100-110 inversas y/o dextrosas.

-Fallas N 150-170 normales: solamente se observan con saltos importantes al Sur del corredor de las Alpujarras, sobre todo en el flanco Oeste de la S<sup>a</sup> de Gádor y al Noroeste de Almería.

-Fallas N 50 sinestrosas. Forman el corredor de la FP así como la fracturación acompañante de la ZFCA. Al Sur de Ugijar adquieren un fuerte desarrollo generando zonas de falla de más de 20 Km de longitud. Al Noroeste de Almería conectan entre sí fallas normales N 135-140. La curvatura que presenta el extremo oriental de la ZFCA (falla de Lucainena) asociada al arrastre de la FP, así como algunas relaciones de corte parecen indicar

que estas fallas son posteriores a las N 70-90 dextrosas.

-Lineaciones neosismotectónicas NO-SE, N 20, N 45 y E-O. Coinciden con algunas zonas que presentan cierta actividad sísmica instrumental y parecen condicionar la geometría de la cuenca de Guadix así como algunos afloramientos cuaternarios y el propio valle del río Almanzora.

-Pliegues N 90-100. Controlan la estructura regional de los mantos de cabalgamiento de S<sup>a</sup> Nevada y S<sup>a</sup> de los Filabres.

#### -B. Mioceno superior

-Edad asumible para las estructuras: Pliocuaternaria.

-Estructuras:

-Fallas N 70-90 dextrosas y/o inversas: Deforman los depósitos de las cuencas de Ugijar, Tabernas-Sorbas y Almanzora – Huerca Overa.

-Fallas N 50 sinestrosas: Generan arrastres en el Mioceno superior al Norte de Berja y en los miocenos que flanquean la falla de Carboneras. También se ha cartografiado una posible falla que corta la cuenca de Sorbas en su sector oriental.

-Fallas N 20-30 sinestrosas y/o normales: Deforman el Mioceno de la cuenca de Ugijar y del borde Noreste de la de Sorbas. En esta zona presentan movimientos en tijera que ocasionan flexiones asociadas a basculamientos de bloques. Las rocas volcánicas del Cabo de Gata aparecen implicadas en la zona de cizalla.

-Fallas N 150-170 normales. Controlan el afloramiento del Mioceno al Norte de Berja y deforman los miocenos de ambos bordes de la cuenca de Almería.

-Pliegues N 70: Estructuran los miocenos de la cuenca de Sorbas.

-Pliegues N 160: Deforman el Mioceno al Norte de Berja. Este pliegue está arrastrado por las fallas N 50 sinestrosas.

#### -C. Plioceno-Cuaternario

-Edad asumible para las estructuras: Generadas por el régimen tectónico vigente.

-Estructuras:

-Fallas N 145-150 normales con componente dextrosa: Afectan los depósitos pliocenos y cuaternarios de la cuenca de Almería y del entorno de Adra. También han sido observadas

en la plataforma continental al Sur y Sureste del Campo de Dalías.

-Fallas N 160-170 normales: Afectan a depósitos recientes en el sector Adra-Berja-Dalías y en la zona de plataforma continental. Deforman depósitos cuaternarios en la cuenca de Guadix-Baza.

-Fallas N 45 y N 10-20 sinestrosas. Los corredores de la falla de Carboneras y de la falla de Palomares deforman al cuaternario. La falla de Carboneras se prolonga hacia el Mar de Alborán afectando con movimientos verticales al pliocuaternario de la plataforma continental. Fallas menores de esta orientación controlan el borde Oeste de la cuenca de Guadix.

-Fallas N 110-120 normales con componente dextrorsa: afectan a los materiales cuaternarios del Campo de Dalías y de la cuenca de Vera.

-Pliegues N 50-70: Deforman al cuaternario del Campo de Dalías y a los cuaternarios de la plataforma continental.

-Pliegues NO-SE: Afectan al cuaternario adosado a las fallas normales que separan la cuenca de Almería de la S<sup>a</sup> de Alhamilla. Parecen pliegues asociados al movimiento de dichas fallas.

#### **-D. Resumen y conclusiones**

A partir del análisis cartográfico de la disposición geométrica de las distintas unidades tectosedimentarias cartografiadas se pueden destacar las siguientes conclusiones:

- La observación general del mapa de esta zona muestra una mayor complejidad estructural al Sur de la Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras.
- La estructura de los materiales miocenos está condicionada por la interacción de varios sistemas de fracturación (N 150-170 normales, N 70-90 dextrosas y N40 sinestrosas fundamentalmente) con actividad polifásica.
- La estructura del basamento y de los materiales miocenos al Sur de Ugíjar muestra la existencia de una sistema de fracturación sinestrosa N 50 que se genera posteriormente a las fallas principales de la ZFCA deformando incluso su traza.
- Las estructuras que afectan al Mioceno y al Pliocuatnario no son coherentes con una única dirección de acortamiento.
- La mayoría de fracturas afectando al Pliocuatnario se sitúan al Sur de la ZFCA y han sido identificadas en la plataforma continental. Son fallas claramente extensionales y dirección N 120-170.
- Coexistiendo con dichas fallas normales se identifican movimientos de desgarre postmiocenos en la ZFCA, en la falla de Carboneras y en la falla de Palomares.
- La cartografía evidencia la coexistencia de estructuras compresivas y distensivas durante el período neotectónico (Mioceno superior – Actualidad).

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

3.1. Situación y antecedentes de la neotectónica y tectónica activa a escala regional

3.2. Análisis de la cartografía regional

**3.3. Análisis morfotectónico y tectosedimentario**

3.3.1. Relación entre la morfología y la evolución tectosedimentaria

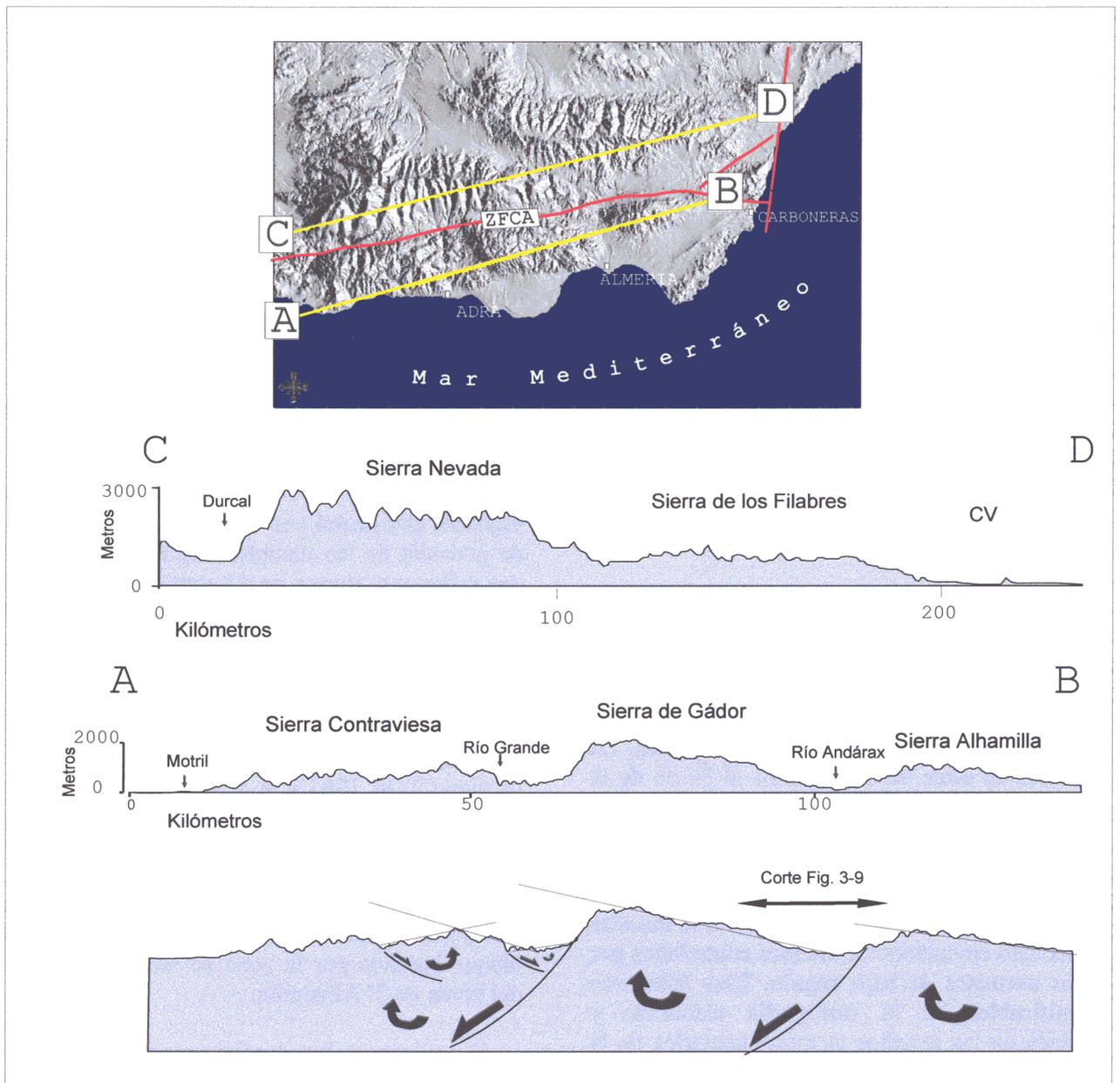
3.3.2. Conclusiones



### 3.3. Análisis morfotectónico y tectosedimentario

Con el fin de determinar el control que haya podido ejercer en tiempos recientes la tectónica sobre la morfología del relieve se ha realizado un análisis del modelo digital del terreno de la zona estudiada y su entorno (Fig. 3-12).

Como se aprecia en dicha figura el relieve de la zona está caracterizado por una morfología de sierras y depresiones que generan un relieve orientado E-O a ENE-OSO. En la misma figura se representan asimismo dos perfiles topográficos



**Fig. 3-12.** Perfiles topográficos realizados al norte y sur de la zona de falla del corredor de las Alpujarras. Se observa claramente la asimetría que presentan las sierras situadas al sur de la ZFCA, en contra de lo observado al norte de la misma. Rotaciones controladas por fallas normales de bajo ángulo activas únicamente al sur de la ZFCA, puede explicar las asimetrías del relieve.

realizados con orientación subparalela a la dirección bética (ENE-OSO). Uno al Norte de la Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras (ZFCA) y el otro al Sur. En un primer análisis lo que más llama la atención es la diferente morfología que se aprecia a un lado y otro de la ZFCA. Al Norte de la misma el relieve está dominado por dos grandes sierras: S<sup>a</sup> Nevada y S<sup>a</sup> de los Filabres que presentan una morfología de macizo con unas superficies de cumbres casi horizontales. Al Sur de la ZFCA, sin embargo, el relieve está formado por tres sierras de menores dimensiones: S<sup>a</sup> Contraviesa, S<sup>a</sup> de Gádor y S<sup>a</sup> Alhamilla. Las dos últimas y la mitad oriental de la primera presentan superficies de cumbres inclinadas hacia el Este. Separando estas sierras se sitúan dos depresiones rellenas de sedimentos miocenos y cuaternarios: las cuencas de Almería-Bajo Andárax y de Berja.

Los bordes occidentales de las sierras de Alhamilla y Gádor están controlados por fallas normales de dirección NO-SE (mapa 2). García Dueñas et al. (1992) realizaron sendos cortes geológicos al Norte y Sur de la ZFCA (Fig. 3-4). En el corte situado al Sur interpretan las fallas normales que limitan las sierras por su borde occidental como la expresión en superficie de fallas normales de bajo ángulo que junto con los *detachments* extensionales miocenos que limitan los complejos Alpujárride y Maláguide controlan la distensión miocena en este sector de la cordillera.

La morfología de las sierras situadas al Sur de la ZFCA indican la existencia de superficies de cumbres basculadas hacia el Este. Estos basculamientos parecen estar controlados por la actividad de zonas de falla extensionales que afectan a una parte importante de la corteza. La ausencia de estos basculamientos al Norte de la ZFCA indica que este corredor debe estar relacionado con la causa de esos movimientos diferenciales.

En la parte inferior de la Fig. 3-12 se muestra un modelo cinemático de bloques controlados por fallas normales de bajo ángulo. Esas fallas son identificables en la cartografía elaborada y también en los estudios tectosedimentarios de la cuenca de Almería realizados por Montenat et al., 1990b. Los basculamientos que se generan en ese tipo de tectónica son coherentes con los deducidos del modelo digital del terreno y son la respuesta a giros de sentido horario en los bloques

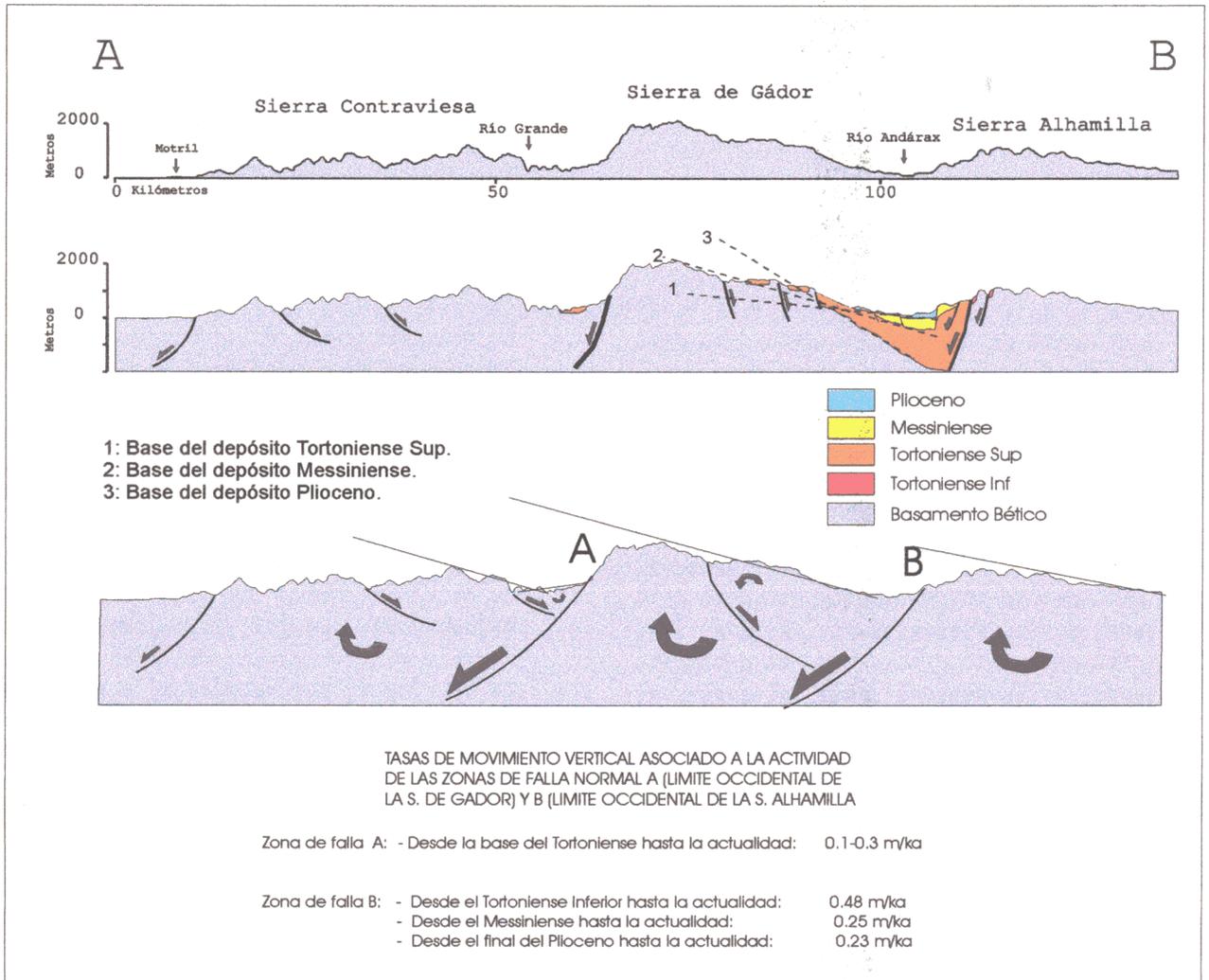
mayores. También se observan posibles giros antihorarios asociados a la actividad de fallas antitéticas. Esto se puede observar a menor escala en la S<sup>a</sup> de Alhamedilla como se vea en el estudio neotectónico del entorno de Adra.

#### **3.3.1. Relación entre la morfología y la evolución tectosedimentaria**

Hemos podido constatar que existe una relación bastante clara entre la evolución tectosedimentaria neógena de las cuencas de Berja y Almería-Bajo Andárax y la morfología actual de las sierras que forman sus límites. En la Fig. 3-9a se muestra el corte geológico realizado por Montenat et al., (1990b) transversal a la cuenca de Almería-Bajo Andárax entre las sierras de Alhamilla y de Gádor (ver posición del corte de Montenat et al. (op cit) en la figura 3-12). En dicho corte se aprecia claramente la asimetría del relleno de edad Tortoniense, Messiniense y Plioceno asociado a la actividad de la zona de fracturación normal del borde Oeste de S<sup>a</sup> Alhamilla. En otros trabajos se han descrito dispositivos de relleno asimétrico, similares al observado en esta cuenca, que están asociados a la activación sinsedimentaria de una falla normal (Giraud y Seguret, 1985), ver Fig. 3-9b.

En la Fig. 3-13 se ha representado un esquema estructural con las variaciones laterales de potencia de los distintos depósitos neógenos que rellenan la cuenca de Almería-Bajo Andárax. Asimismo, en la figura se pueden observar las distintas alturas de afloramiento de los materiales en los bordes de la cuenca. Para su representación se han utilizado, además de observaciones propias, datos de potencia y alturas de afloramiento obtenidos de las cartografías previas (ITGE 1983 a, b y c) y Montenat et al. (1990b). Con línea intermitente se ha representado la situación actual de la superficie de base de la sedimentación tortoniense, messiniense y pliocena. La posición de estas líneas marca una rotación durante el neógeno del bloque hundido por la zona de falla extensional del borde de S<sup>a</sup> Alhamilla.

Si utilizamos los desplazamientos verticales relativos que se deducen del basculamiento progresivo de la base de la cuenca de sedimentación podemos deducir tasas de movimiento relativo en la vertical, tanto para la



**Fig. 3-13.** Tasas de movimiento vertical que pueden deducirse en las zonas de fracturación normal que controlan los bordes occidentales de S<sup>a</sup> Alhamilla y S<sup>a</sup> de Gádor. Las tasas se deducen a partir de la inclinación que presentan en la actualidad los depósitos tortonienses, messinienses y pliocenos. Se considera que esa inclinación se debe a movimientos de tipo rotacional controlados por las zonas de falla normal.

zona de fracturación normal del borde Oeste de S<sup>a</sup> Alhamilla (zona B de la Fig. 3-13), como para la zona de falla normal del borde Oeste de la S<sup>a</sup> de Gádor (zona A). Para la primera se obtienen valores que oscilan desde el Tortonense inferior hasta el Plioceno entre 0.23 y 0.48 m/Ka. Para la zona del borde Oeste de Gádor, donde solo se conservan restos de afloramientos tortonienses se deduce una tasa de movimiento vertical posttortoniense entre 0.1 y 0.3 m/Ka.

El control de la tectónica en la sedimentación indica que este basculamiento ha sido activo desde el Tortonense inferior hasta, al menos el Plioceno. Los depósitos litorales conglomeráticos tortonienses más antiguos solo afloran en restos aislados situados por encima del nivel de colma-

tación plioceno (en las primeras estribaciones de S<sup>a</sup> Alhamilla) y están ausentes al menos en una parte importante de la cuenca propiamente dicha. Esto indica que durante el Tortonense inferior no existía surco sedimentario y por lo tanto las sierras de Alhamilla y Gádor presentaban continuidad lateral.

Por lo que se refiere a los depósitos tortonienses y cuaternarios que rellenan la depresión de Berja (ver mapa 2 y parte Norte del mapa 6) aparecen como restos que rellenan una zona de basamento hundida por fallas normales NO-SE adosada al borde Oeste abrupto de la S<sup>a</sup> de Gádor.

Por otra parte, otro hecho tectosedimentario interesante es la existencia de restos de

conglomerados tortonienses en el interior de la S<sup>a</sup> de Gádor que se sitúan a mucha mayor altura que depósitos equivalentes en facies y edad que aparecen tanto en la depresión de Berja como de Almería.

### 3.3.2. Conclusiones

- Las sierras de Alhamilla y Gádor presentan sus bordes occidentales más abruptos y limitados por zonas de falla extensionales y buzando hacia el Oeste.
- La evolución tectosedimentaria de la cuenca de Almería-Bajo Andárax situada entre ambas sierras muestra clara asimetría asociada a un progresivo basculamiento de la base de la cuenca hacia el Este. Este basculamiento condiciona la sedimentación desde el Tortoniense hasta, al menos, el Plioceno.
- La morfología del relieve las sierras apoya la vigencia durante el Cuaternario de esa tectónica activa extensional acompañada de basculamiento.
- Las fallas extensionales que controlan esta tectónica neógeno-cuaternaria coinciden con la expresión en superficie de fallas normales miocenas de bajo ángulo que han sido identificadas por García Dueñas et al. (1992) en el estudio de zonas de cizalla en rocas del basamento, situadas en los bordes occidentales de las sierras de Contraviesa, Gádor y Alhamilla por.
- Es probable que la S<sup>a</sup> de Contraviesa haya experimentado una deformación similar a las otras dos sierras. La existencia de fallas normales antitéticas en su interior habría perturbado la posible superficie de basculamiento.
- Las características de la morfología al Norte de la ZFCA indica que esta tectónica de basculamiento reciente está ausente en ese sector, a pesar de que existan fallas normales de bajo ángulo responsables de la extensión miocena. Por tanto, los basculamientos son característicos del bloque cortical situado al Sur de la citada zona de falla.

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

- 3.1. Situación y antecedentes de la Neotectónica y tectónica activa a escala regional
- 3.2. Análisis de la cartografía regional
- 3.3. Análisis morfotectónico-tectosedimentario

**3.4. Estructuras neotectónicas  
deducidas para el Sur de Almería**



### 3.4. Estructuras neotectónicas deducidas para el Sur de Almería

La superposición de la información derivada de los antecedentes, la información aportada por la cartografía, los datos de campo y el análisis morfotectónico - tectosedimentario de la zona nos permite evidenciar las estructuras activas durante el periodo neotectónico que puedan ser potenciales fuentes sismogénicas en la actualidad.

A continuación, se describen dichas estructuras de deformación junto con sus características cinemáticas y dinámicas. A la hora de interpretar la orientación de la dirección del máximo esfuerzo horizontal compatible con la cinemática de cada sistema de fracturación se considerarán unos ángulos de reactivación óptimos entre el máximo esfuerzo horizontal y el plano de falla entre 30 y 60° (Sibson, 1994), tal y como se consideró en el estudio de la falla de Alhama de Murcia.

-Fallas N 45-50: Son fallas de desgarre sinistoso puras o con cierta componente vertical. Aparecen en dos sectores (Mapa 2). Por un lado, en el corredor de la FC donde en algunos puntos se articulan para formar una estructura en flor positiva (Montenat et al. 1990b). En este sector estas fallas controlan la red fluvial cuaternaria de modo evidente (Goy y Zazo, 1984). En el sector sumergido de esta zona de falla se evidencian tanto movimientos de desgarre como verticales que controlan la potencia de los depósitos messinienses.

El otro sector donde abunda esta fracturación es el sector Berja-Ugijar donde su actividad de desgarre sinistoso deforma depósitos del Tortonense superior y afecta la traza de algunas fallas del sistema N 70 de la ZFCA.

Existen, por tanto, indicios de actividad de estas fallas desde el Tortonense hasta el Cuaternario. Su cinemática requiere la existencia de un acortamiento horizontal de dirección entre N 15 E y N 15 O.

- Fallas N 70-90: Son las fallas que limitan los relieves más importantes. Presentan planos subverticales con una cinemática de desgarre dextroso y con movimientos verticales. Por un lado, constituyen la ZFCA cuya actividad dextrosa, como ya se adelantó, se identifica desde el Mioceno medio hasta el Mioceno superior e incluso el Plioceno en el sector más oriental.

En el sector meridional las fallas de este sistema presentan movimientos predominantemente verticales. Las más importantes son las que limitan por el Sur la S<sup>a</sup> de Gádor (Mapa

2). Estas fallas afectan a materiales desde tortonienses hasta pleistocenos (Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993).

La activación de estas fallas requiere direcciones de acortamiento situadas entre N 110-150 para la cinemática dextrosa y N-S a N 160 para la cinemática Vertical (interpretada como inversa).

-Fallas N 120: Son fallas normales con componente dextrosa. Únicamente se observan en el área de Campo Dalías y en la plataforma continental. En la mayoría de los casos se hunde el bloque NE. Las líneas sísmicas de la plataforma muestran una clara actividad normal con estructuras de plegamiento tipo *roll over* así como movimientos en tijera (Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993). El movimiento en tijera es bastante evidente en algunas fallas aflorantes como en la falla de la Loma del Viento (ver mapa 2).

La actividad de estas fallas deforma claramente depósitos messinienses pliocenos y cuaternarios (Fourniguet, 1975; Baena et al., 1982; ITGE (1983e); Goy y Zazo, 1984 y Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993).

La cinemática de estas fallas requiere una dirección de extensión horizontal aproximadamente N 30, si bien la componente dextrosa implicaría una extensión más próxima a NE-SO o ENE-OSO. La dirección de máximo esfuerzo compresivo horizontal se situaría aproximadamente NO-SE.

-Fallas N 140-170: Son fallas normales bastante puras o con una ligera componente sinestrosa. Dentro de este sistema se pueden distinguir dos subsistemas: uno N 140-150 E y otro N 170 E.

El primero controla los límites de las sierras de Gádor y Alhamilla (Mapa 2). Como se describió en el análisis morfotectónico - tectosedimentario estas fallas han actuado desde el Tortonense hasta la actualidad como fallas normales y han provocado basculamiento de carácter regional. Son también abundantes en la plataforma continental y en la zona litoral donde deforman depósitos pliocenos y abanicos aluviales y terrazas marinas pleistocenas (ITGE, 1983 e; 1983 y Goy y Zazo, 1986). Fallas de esta orientación parecen controlar la forma de la costa al SE de Adra, al Sur de Almería y al SO de la S<sup>a</sup> del Cabo de Gata. La inmensa mayoría de fallas de este subsistema se sitúan en el interior del bloque limitado por la ZFCA y la FC.

El subsistema N 170 se identifica fundamentalmente en el entorno de Adra. Presentan un movimiento normal casi puro y buzamientos mayores. Deforman materiales desde tortonienses hasta pleistocenos. Al Este de Adra generan basculamientos en varios glaciares de edad pleistocena situados al Sur de la S<sup>a</sup> de Gádor. Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993) describen que estas fallas provocan levantamientos relativos en graderío de los conglomerados tortonienses aflorantes en el borde Sur de la S<sup>a</sup> de Gádor (ver mapa 2). Como se tratará en el capítulo de sismotectónica, la actividad de estas fallas está claramente relacionada con la serie sísmica de Adra Mb: 5.0 1993-1994. También se observan fallas y lineaciones con esta orientación afectando a los cuaternarios de las cuencas de Almería y de Níjar. Al igual que las fallas del subsistema anterior únicamente se reconocen fallas de esta orientación y actividad neotectónica en el bloque limitado por la ZFCA y la FC.

Ambos subsistemas de fallas requieren una dirección de extensión horizontal N 50-70 y una dirección de acortamiento horizontal N 140-170.

-Fallas N 10-20: A excepción del corredor de la FP, donde predominan los movimientos de desgarre sinestroso, son fallas normales bastante puras y de menores dimensiones que las de los sistemas ya citados.

En contra de lo que sucede en la zona más oriental de la Cordillera, este sistema está escasamente representado y curiosamente está presente en mayor medida al Norte de la traza de la ZFCA. Al Sur de este corredor solo se observan en el interior de la Cuenca de Níjar donde afectan a depósitos del Mioceno superior y del Cuaternario (Mapa 2). Donde más importancia presenta este sistema es en el interior y en el borde Norte de la cuenca de Sorbas y en las proximidades de la FP. En estas zonas presentan movimientos normales en tijera y de desgarre sinestroso.

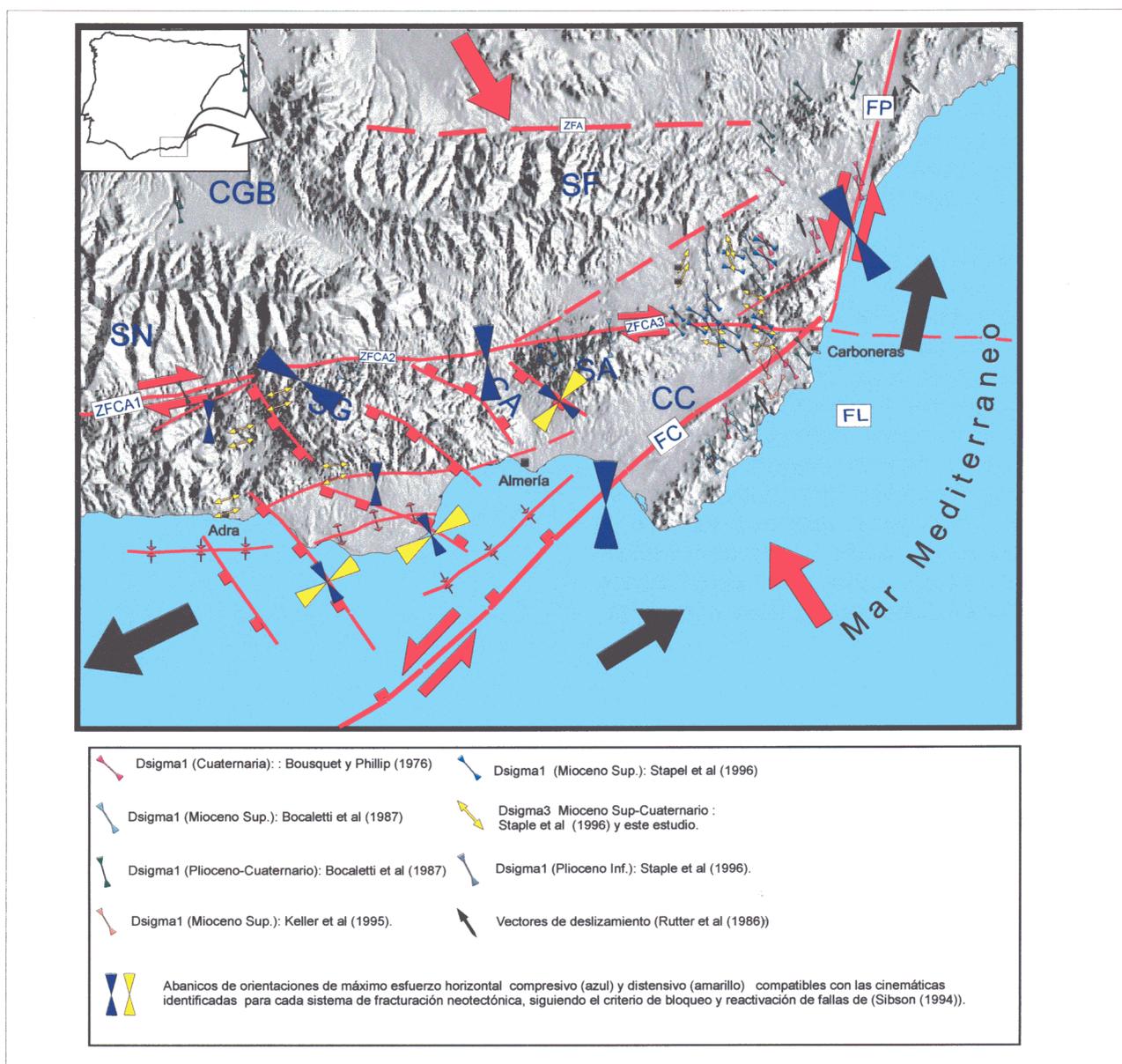
La cinemática normal de estas fallas requiere una dirección de extensión próxima a E-O, si bien el carácter en tijera de muchos de sus movimientos puede deberse a levantamientos diferenciales asociados a tectónica compresiva y no tanto a una tectónica extensional, tal y como ocurría con algunas fallas de este tipo estudiadas en el sector Lorca-Totana de la FAM.

La cinemática sinestrosa de estas fallas requiere una dirección de máximo esfuerzo compresivo entre N 170 y N 140.

-Pliegues ENE-OSO: Estos pliegues se observan a escala regional únicamente en el campo de Dalías, en la zona de plataforma continental y en el interior de la cuenca de Sorbas (Mapa 2). En todas las zonas afectan depósitos del Mioceno superior. Los depósitos pliocenos aprovecha los surcos de esos pliegues para rellenarlos (Rodríguez Fernández y Martín Penela, 1993). El Campo de Dalías además está afectado por una flexura de esa orientación que bascula los depósitos cuaternarios hacia el NNO (Goy y Zazo, 1984).

-Pliegues secundarios: En las proximidades de las fallas normales N 140 - 170 E son frecuentes pliegues menores, algunos cartografiados, como ocurre al Noreste de Almería (mapa 2), paralelos a la traza de las fallas. Estos pliegues parecen ser estructuras de acomodación de los materiales situados en los bloques hundidos por las citadas fallas más que estructuras asociadas a un régimen compresivo. Otro ejemplo es el sinclinal que estructura los conglomerados tortonienses al Norte de Berja.

Los pliegues de la zona de Almería afectan a materiales pliocenos mientras que el citado en la



**Fig. 3-14.** Representación en planta de las direcciones de esfuerzos horizontales extraídos de los antecedentes bibliográficos. Asimismo, se representan las direcciones de acortamiento horizontal que son coherentes con las cinemáticas observadas en los sistemas de fracturación neotectónica identificados en este estudio.

zona de Berja se encuentra fosilizado por el Cuaternario y deformado por las fallas N 45-50 sinestrosas.

#### -Resumen

Resumiendo las conclusiones principales que pueden obtenerse de este apartado, en la Fig. 3-14 se proyectan, sobre un esquema estructural del área, los datos de tipo dinámico extraídos de los antecedentes, junto con los obtenidos de la interpretación de la cartografía estructural y del análisis morfotectónico. El dato más significativo

que puede destacarse, es la coexistencia de campos de esfuerzos aparentemente incompatibles entre sí, desde el Tortonense hasta la actualidad como se desprende de las complicadas relaciones temporales existentes entre ellos.

La dirección de máximo acortamiento oscila entre NNE-SSO y NO-SE. Incluso considerando un abanico de orientaciones de reactivación de fallas preexistentes subverticales de entre 30 y 60° de ángulo, entre la falla y dirección de acortamiento, se requieren cambios en ésta para explicar todas las cinemáticas observadas.

La mayoría de los estudios previos realizados sobre las zonas de cizalla principales (FC, FP y ZFCA) coinciden en un cambio en la dirección de acortamiento de NO-SE a N-S a finales del Tortonense (ver sumario de la Fig. 3-11). Sin embargo, las orientaciones obtenidas durante el Plioceno y el Cuaternario son bastante confusas.

Otra conclusión importante es el reconocimiento de un mayor grado de complejidad tectónica en el bloque de corteza limitado por la ZFCA y la FC. En el interior de este bloque se reconoce el predominio de una actividad de carácter extensional afectando a los materiales neógenos y cuaternarios. Actividad coetánea con movimientos de desgarre transpresivos en los corredores que lo limitan. Este hecho fue uno de los factores principales que nos llevaron a estudiar con mayor detalle la estructura neotectónica y la tectónica activa en un sector situado en el interior de dicho bloque: zona Adra-Berja-Dalías.

**ABRIR CAPÍTULO 3.5**

