



ABRIR CAPÍTULO 1

CAPÍTULO 2

NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO

- 2.1. Situación y antecedentes locales
- 2.2. Análisis de la cartografía regional
- 2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia
- 2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM
- 2.5. Paleosismicidad en el sector Lorca - Totana de la FAM
- 2.6. Neotectónica y Tectónica activa en otros sectores de la FAM: Tramos Huercal Overa - Lorca y Alhama-Alcantarilla
- 2.7. Neotectónica y tectónica activa en el interior de la depresión del Guadalentín. Estudio gravimétrico aplicado a la identificación de fallas ocultas activas
- 2.8. Segmentación de la falla de Alhama de Murcia
- 2.9. Neotectónica y tectónica activa de la fracturación secundaria asociada a la FAM: Falla de Las Viñas
- 2.10. Campos de esfuerzos y modelos dinámicos y cinemáticos que explican las estructuras resultantes de la neotectónica de la FAM y su entorno

Referencias Capitulo 2

2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO

A lo largo de este capítulo se analiza la actividad neotectónica y paleosísmica de la zona de falla de Alhama de Murcia. Los objetivos concretos perseguidos son:

- 1: Esclarecimiento de la cinemática de la Falla de Alhama de Murcia (FAM), durante el período neotectónico.
- 2: Segmentación tectónica de la falla de Alhama de Murcia y obtención de tasas de deslizamiento aproximadas durante el período neotectónico.
- 3: Caracterización de la FAM como fuente sismogénica: Identificación e interpretación de deformaciones paleosísmicas. Determinación de la sismicidad potencial en función de las características geométricas de la falla y de sus distintos segmentos.
- 4: Caracterización sismogénica de la fracturación secundaria asociada a la falla de Alhama de Murcia: falla de las Viñas.
- 5: Identificación de posibles fuentes sismogénicas en el interior de la depresión cuaternaria del Guadalentín.
- 6: Determinación de los campos de esfuerzos que han actuado sobre la FAM desde el Mioceno superior hasta la actualidad. Establecimiento de su jerarquía e interpretación de su origen.
- 7: Interpretación del régimen tectónico vigente (o los regímenes tectónicos vigentes en su caso).

Con el fin de alcanzar en la mejor medida posible estos objetivos, expondremos al principio del capítulo una descripción de la zona y de los antecedentes locales de carácter neotectónico más importantes (Capítulo 2.1). Posteriormente, se realiza un análisis de la cartografía regional elaborada para este sector (Capítulo 2.2). A continuación se describen de forma resumida los materiales afectados por la falla de Alhama de

Murcia a lo largo de su recorrido (capítulo 2.3), para después entrar en el estudio neotectónico y de la tectónica activa detallado de cada uno de los tramos de la falla considerados: Lorca-Totana, Huerca Overa-Lorca, y Totana-Alcantarilla (Capítulos 2-4 y 2-6). Tras el apartado dedicado a la neotectónica y tectónica activa del tramo Lorca-Totana (sector estudiado con mayor detalle), se presenta el estudio de paleosismicidad realizado en dicho tramo (Capítulo 2.5). En ese apartado se analizan e interpretan las estructuras de deformación cosísmica de la zona, y se obtienen a partir de ellos una serie de conclusiones sismogénicas.

Tras analizar la neotectónica y tectónica activa asociada a la actividad de cada uno de los tramos de la FAM con expresión superficial, se presenta el estudio gravimétrico realizado de la depresión del Guadalentín (Capítulo 2.7)

Una vez estudiada la propia Falla de Alhama de Murcia, se realiza una segmentación tectónica de la misma utilizando los datos y conclusiones parciales obtenidos de los apartados anteriores (Capítulo 2.8). A partir de esta segmentación se determinan las características generales de la sismicidad potencial que puede asociarse a la Falla de Alhama de Murcia.

A continuación, se presenta el estudio neotectónico y de tectónica activa de la Falla de Las Viñas, fallas satélite de la FAM, con el fin de comprobar si las conclusiones dinámicas y cinemáticas parciales obtenidas en la zona de falla de la FAM son extrapolables a su entorno (Capítulo 2.9).

Finalmente, en el Capítulo 2-10 se interpreta la naturaleza y orientación de los campos de esfuerzos neotectónicos que han actuado y/o actúan en la FAM y su entorno, así como la jerarquía y evolución de los mismos.

2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO

2.1. Situación y antecedentes locales

2.1. Situación y antecedentes locales

La Falla de Alhama de Murcia (FAM) fue identificada y nombrada en primer lugar por Bousquet y Montenat (1974). En trabajos previos realizados por autores holandeses y franceses (Fallot, 1948; Fernex, 1968; Kampschuur, 1972, entre otros) ya se identificaron zonas de fracturación frágil que distorsionaban con su actividad la estructura de apilamiento de mantos propia de las fases de deformación alpinas, si bien no se individualizaron como zonas de falla concretas con una cinemática determinada.

La FAM constituye un importante corredor tectónico que atraviesa una parte importante del Sureste de la CB (Fig. 2-1) con una dirección que oscila entre N 45 E y N 65 E. A lo largo de su recorrido flanquea varias cuencas sedimentarias neógenas de carácter inicialmente marino, que han ido evolucionando a lo largo del Mioceno superior y Plioceno hacia ambiente litoral y continental (Montenat, 1973; Montenat, 1977).

Su traza superficial puede seguirse a lo largo de más de 100 Km desde el límite Norte de la depresión de Huerca-Overa al SO, hasta las proximidades de Murcia al NE. A partir de un estudio geofísico del sector nororiental (Gauyau, 1977) identificó la continuación de la FAM por debajo de depósitos pliocuaternarios del valle del Segura hasta las proximidades de la falla de Crevillente, al Este de Abanilla (Fig. 2-2).

La FAM ha venido considerándose como un accidente de desgarre sinistoso y dirección NE-SO (Bousquet y Montenat, 1974). En los distintos estudios realizados sobre esta falla durante las últimas décadas, se ha puesto de manifiesto una cinemática de desgarre sinistoso con componente inversa, activa durante el Mioceno superior, el Plioceno y el Cuaternario (Montenat et al., 1985, 1987 a y b). Sin embargo, durante este período de tiempo, la naturaleza y evolución temporal del campo de esfuerzos han sido bastante discutidos en relación con la actividad de la FAM.

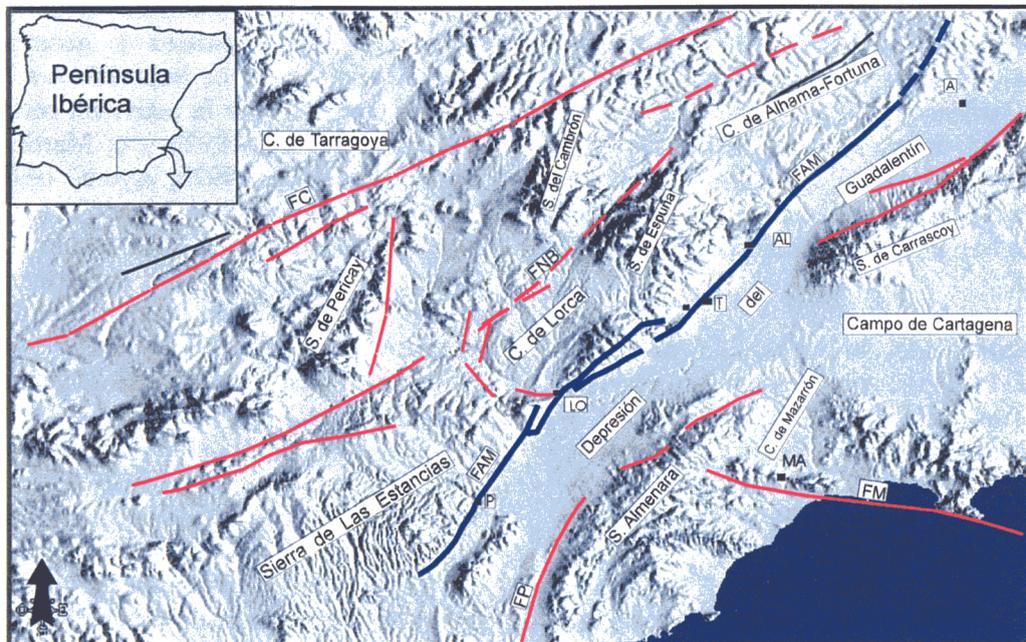


Fig. 2-1. Modelo digital del terreno de la falla de Alhama de Murcia (en color azul) y su entorno, en el que se marcan las principales zonas de cizalla y unidades morfoestructurales. FE: falla de Las Estancias; FNB: falla Norbética; FAM: falla de Alhama de Murcia; FCA: falla de Carrascoy; FM: falla de las Moreras. A: Alcantarilla; AL: Alhama de Murcia; LO: Lorca y P: Pto. Lumbreras.

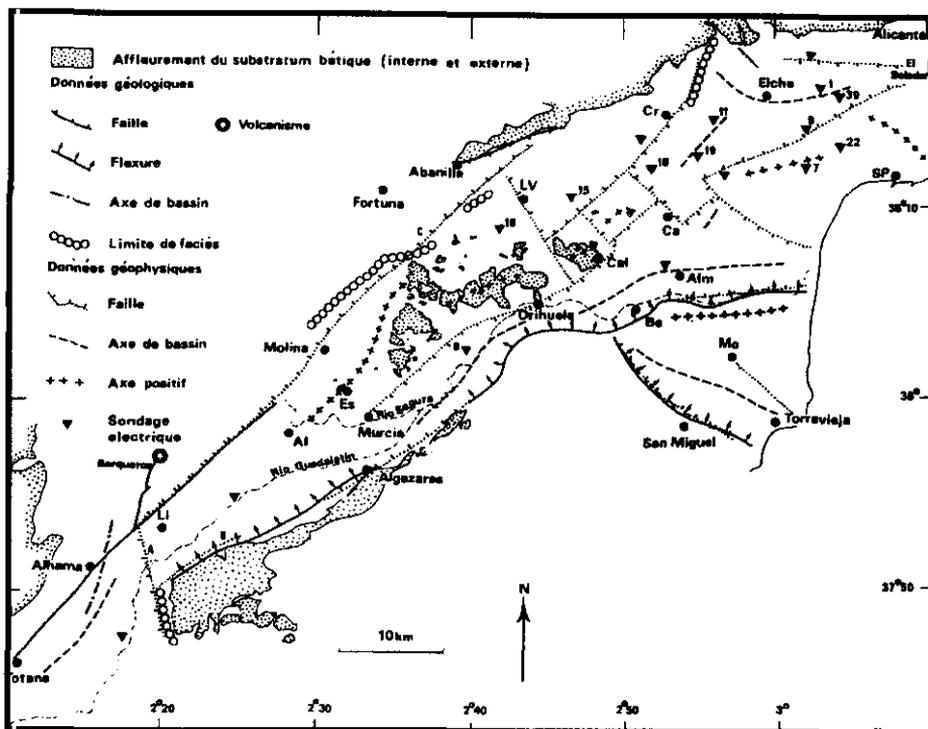


Fig. 2-2. Mapa interpretativo del sector oriental de la depresión del Guadalentín y su entorno a partir de datos eléctricos y gravimétricos, de Gauyau et al. (1977). Obsérvese la existencia de bloques de basamento levantados en el interior de la citada depresión.

Inicialmente, se consideraba la actuación, en el entorno de la falla, de un campo de esfuerzos distensivo que se extendía desde el Tortonense Inferior hasta el Cuaternario antiguo (Bousquet y Montecat, 1974; Bousquet y Phillip, 1976 a y b; Armijo, 1977 y Montecat, 1977). Posteriormente, se identificó la existencia de estadios compresivos a lo largo del Mioceno superior (Sanz de Galdeano, 1983; Ott d'Estevou y Montecat, 1985; Montecat, et al., 1985; 1987 a y b; Sanz de Galdeano, 1990, entre otros). En estos trabajos se citan distintas direcciones de máximo acortamiento horizontal que oscilan entre NO-SE y NNE-SSO.

En los últimos años se han venido realizando estudios de la FAM que hacen un especial hincapié en el análisis de la neotectónica y tectónica activa asociada al corredor (Oliveros, 1987; Martínez Díaz, 1991; Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1992c y 1996; Baena et al., 1993; Rodríguez Estrella, 1986; Rodríguez Estrella et al., 1992; Silva, 1994; Silva et al., 1992d y 1997. En todos estos trabajos se considera un régimen compresivo más o menos continuado durante el Mioceno superior y Pliocuatnario, con una dirección de máximo

acortamiento que varía de unos trabajos a otros entre N 160 y N 20, o bien se alternan entre sí varias direcciones de acortamiento.

Además de trabajos de carácter tectónico-estructural, se han realizado estudios tectosedimentarios, estratigráficos y geomorfológicos que han aportado datos importantes a la hora de analizar y cuantificar la actividad reciente de la FAM (Silva et al., 1992b y c; Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1992b; Ayora, 1993; Guillén Mondéjar, 1994; Guillén Mondéjar et al., 1995). A partir de los cambios de dirección de su traza, además de otros criterios geométricos, Silva et al., 1992a proponen una segmentación de la FAM en cuatro segmentos: 1: Huerca Overa-Lorca, 2: Lorca-Totana, 3: Alhama-Alcantarilla y 4: Murcia-Orihuela.

A lo largo de este capítulo se presentará el estudio de la FAM dividido en tres subcapítulos correspondientes a cada uno de los tres tramos citados, sin que esto pretenda ser una propuesta *a priori* de segmentación tectónica de la falla. Es simplemente una estructura de exposición del trabajo. Los tramos considerados son:

- 1: Tramo Huerca-Overa-Lorca.
- 2: Tramo Lorca-Totana.
- 3: Tramo Totana-Alcantarilla.

Dada la gran longitud de la falla, hemos elegido para su estudio neotectónico detallado el tramo Lorca - Totana. Los motivos que nos han llevado centrar el estudio neotectónico de forma más detallada en este tramo pueden resumirse en los siguientes:

- Presencia de series y secuencias sedimentarias muy completas del Mioceno superior y parte del Mioceno medio y Plioceno en el relleno de la cuenca de Lorca (situada al Noroeste de este sector). Estos materiales aportan un control temporal bastante bueno de la actividad neotectónica de la FAM.
- Abundancia de materiales pliocenos y cuaternarios afectados por la FAM que conservan una importante continuidad lateral. A pesar de su grado de deformación, algunos cuerpos sedimentarios pleistocenos llegan a cruzar el corredor en toda su anchura.
- Existencia de una estructura a gran escala (Antiforma de la S^a de La Tercia) cuya formación y crecimiento están asociados al movimiento plioceno y cuaternario del tramo Lorca-Totana de la FAM.
- Presencia de sismicidad histórica importante localizada en Lorca (varios terremotos de intensidad superior a VII en los últimos 300 años).
- Presencia de materiales de edad pleistocena y probablemente holocena susceptibles de datación absoluta.

Asimismo, a lo largo del estudio hemos podido observar la importancia que tiene la interacción de la FAM con otras fallas en su actividad reciente y actual, y por ello en su posible segmentación. Por ese motivo al final de este capítulo se presenta el estudio neotectónico detallado de la falla de Las Viñas. Ésta es una falla secundaria de dirección aproximada E-O situada al Oeste de la traza superficial de la FAM a la altura de la localidad de Lorca que presenta importantes indicios de actividad neotectónica y concretamente cuaternaria.



2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO

2.1. Situación y antecedentes locales

2.2. Análisis de la cartografía regional

2.2.1. Descripción general

2.2.2. Distribución espacial de los materiales recientes. Implicaciones tectosedimentarias regionales

2.2.3. Mesoestructuras y macroestructuras cartografiadas

2.2.4. Resumen

2.2. Análisis de la cartografía regional

La cartografía es una de las técnicas a la que más importancia hemos dado en este estudio. Por ello, hemos querido interpretar de forma detallada el resultado de la aplicación de esta técnica. En este apartado se realiza un análisis de la información de carácter neotectónico a escala regional que aporta la interpretación de la cartografía elaborada y sintetizada como base de este estudio en el sector Sureste de la CB surcado por la FAM. Se describirán las características tectosedimentarias y estructurales que se extraen de ella y que podrán ser utilizadas posteriormente en los distintos apartados del estudio neotectónico y sismotectónico. Concretamente, se analiza la distribución espacial de los materiales de edad posterior al Mioceno medio y las meso y macroestructuras identificadas en cada unidad.

2.2.1. Descripción general

La cartografía elaborada de este área (mapa 1) engloba parte de las Zonas Internas (Complejos Nevado-filábride, Alpujárride y Maláguide) y parte de las Zonas Externas (Unidades del Subbético Interno y Subbético Medio). Ver situación en Fig. 1-9. El contacto de ambas zonas está controlado por la zona de falla Norbética, si bien presenta bastante irregularidad en su continuidad lateral. Tanto sobre las zonas Internas como sobre las Externas se sitúan depresiones y cuencas miocenas, pliocenas y cuaternarias entre las que destacan las cuencas neógenas de Lorca y Tarragona y la depresión pliocuaternaria del Guadalentín.

El área cartografiada aparece surcada por dos zonas de falla importantes: la falla de Crevillente y la falla de Alhama de Murcia, y una zona de fracturación densa: la falla Norbética. Estos tres accidentes controlan la geometría y relleno de las cuencas y depresiones antes citadas así como las morfología de los macizos de basamento Interno (sierras de Las Estancias, La Tercia y Espuña) y de Subbético (sierras del Cambrón, del Gigante y de María) que forman los principales relieves de la región. En la esquina Sureste del mapa aparece la terminación septentrional de la falla de Palomares que controla el borde Oeste de la S^a Almenara.

2.2.2. Distribución espacial de los materiales recientes. Implicaciones tectosedimentarias regionales.

Las unidades cartografiadas en el mapa se corresponden con unidades tectosedimentarias

compuestas por depósitos que presentan cierta homogeneidad temporal y se encuentran limitados a techo y a muro por discordancias de importancia regional. Por tanto, las estructuras de deformación que puedan afectar de forma diferente a las distintas unidades cartografiadas nos informan de la evolución y características neotectónicas que ha afectado a toda la zona.

-Materiales del Mioceno inferior y medio (MIM)

Los depósitos de esta edad (MIM del mapa), afloran en el cuadrante Noroeste del mismo, al Norte de la Sierra de María y al Oeste de la Sierra del Gigante. También aparecen en la esquina Noreste del mapa, al Este de la Sierra del Cambrón.

En los afloramientos situados al Noroeste predominan los depósitos marinos bioclásticos y margosos someros con abundantes indicios de actividad sinsedimentaria. El afloramiento situado al Este de la Sierra del Cambrón está formado por depósitos pelágicos con niveles de conglomerados y deslizamientos intraformacionales.

Al Sur de la falla Norbética no se conserva ningún afloramiento de esta edad, a excepción de los primeros depósitos que comienzan a rellenar la cuenca de Lorca que son ya de edad Mioceno medio. Estos materiales afloran únicamente, y de forma muy local, allí donde la actividad de las fallas que limitan la cuenca los ha elevado hasta la superficie.

-Materiales del Mioceno medio-superior (Mv)

Los materiales de esta edad (Mv del mapa 1) se disponen rellenando depresiones situadas al

Norte de la falla de Crevillente y al Sureste de la falla Norbética. Los materiales del Mioceno medio y superior constituyen secuencias de relleno de carácter marino que sufren progresivamente una somerización (Montenat, 1977).

La cuenca de Tarragoya está limitada al SE por la falla de Crevillente, cuya actividad levanta y verticaliza los materiales de borde de la cuenca permitiendo observar la secuencia de relleno. El borde Suroeste de dicha cuenca parece controlado un macizo de Subbético triásico que emerge en medio la zona de falla de Crevillente. El borde Noreste esta constituido por los macizos carbonatados del Subbético jurásico.

La cuenca de Lorca aparece claramente limitada al NO por la zona de falla Norbética y al SO por la FAM. El borde Oeste presenta un control tectónico por parte de fallas normales. También se aprecia claramente en la cartografía la emersión de la S^a de La Tercia (ST) en la mitad Sureste de la cuenca asociada al movimiento inverso de la FAM.

Es significativa la ausencia de materiales de Mv en la banda situada entre la falla de Crevillente y la falla Norbética. Esta zona constituyó el área fuente de materiales para el relleno tanto de la cuenca de Tarragoya al NO como de la cuenca de Lorca al SE lo que explica esa ausencia de sedimentación.

Al Sureste de la FAM los depósitos de esta edad solo afloran en los bordes de la depresión del Guadalentín, asociados a la deformación generada por fallas de dirección N 40-60 E.

Otro sector de afloramiento de Mioceno medio-superior se sitúa en el borde Sureste de la S^a de Las Estancias donde aparecen depósitos marinos yaciendo sobre el basamento Alpujarride que está elevado por la FAM. La deformación asociada al movimiento de esta falla bascula y verticaliza estos depósitos.

De la cartografía se desprende el control que la actividad de la fallas de Crevillente, Norbética y de Alhama de Murcia ejerció en la sedimentación del Mioceno medio y superior. Durante esta época, la banda situada entre las dos primeras debió estar elevada en relación con su entorno.

-Materiales Pliocenos

En el mapa 1 se identifican también materiales pliocenos de facies lacustres tanto al Norte como al Sur de la falla de Crevillente. Solo al Norte de esta falla se observa en continuidad estratigráfica con los depósitos marinos miocenos. Al Sur solamente se observan depósitos en el sector deprimido situado entre las sierras de Cambrón y El Gigante. Únicamente vuelven a aparecer en el extremo Oeste del mapa ya en el borde oriental de la cuenca de Guadix-Baza.

Al Sureste de la falla Norbética el plioceno se sitúa en la zona central de la cuenca de Lorca y en el corredor Lorca-Totana de la FAM. El plioceno de la cuenca de Lorca está claramente restringido por los levantamientos del borde Noroeste y de la ST en el borde Sureste. En el corredor Lorca-Totana aparecen en una banda con un alto grado de deformación e incluso verticalizados por la actividad de la falla.

Por tanto, la cartografía muestra que la tendencia de restricción de la sedimentación prosigue durante el Plioceno quedando ésta limitada a pequeños lagos en el centro de las cuencas miocenas. Solo en la banda situada entre las fallas de Crevillente y Norbética y en tramos del corredor Lorca-Totana de la FAM aparecen depósitos pliocenos importantes en áreas donde no existió sedimentación marina miocena.

Materiales Cuaternarios

La mayoría de los depósitos cuaternarios se localizan al pie de los relieves importantes en forma de abanicos aluviales y glaciales. Únicamente la depresión del Guadalentín constituye un receptáculo de carácter regional para la sedimentación cuaternaria tanto en extensión lateral como en profundidad.

Los cuaternarios situados junto a las sierras de Las Estancias, María y Cambrón aparecen en muchos casos con contactos rectilíneos y/o limitados por fallas. En muchos casos, tanto la geometría como el progresivo encajamiento de unas formaciones cuaternarias son indicios de un control tectónico por parte de las fallas que limitan las sierras.

Ese control tectónico es más evidente en la depresión del Guadalentín. La cartografía muestra que en esta zona la ausencia de sedimentación que se observa en el resto del mapa desde el Mioceno no existe, y durante el Cuaternario la sedimentación sigue ocupando la totalidad de la depresión. Esto es un indicio claro de hundimiento de esta zona en relación con su entorno durante este tiempo.

2.2.3. Mesoestructuras y macroestructuras cartografiadas

A continuación se resumen las estructuras de deformación que se identifican de forma cartográfica afectando a las unidades tecto-sedimentarias (ver mapa 1). En la Fig. 2-3 se han extraído dichas estructuras del resto de la cartografía para una más clara observación.

-Basamento Interno (NF-PCH-PT-MAL-TMAL)

-Edad asumible para las estructuras: Posttriásica (Postaquitaniense para TMAL).

-Estructuras:

-Fallas N 20-30 sinestrosas.

-Fallas N 130-140 dextrosas: Forman un sistema conjugado que indica una dirección de acortamiento horizontal N 170.

~~-Fallas N 60-70 inversas dextrosas y sinestrosas: Estas fallas constituyen los corredores de mayor longitud.~~

-Fallas N 90-110 dextrosas: La actividad combinada de estas fallas junto con las N 60-70 sinestrosas genera rotaciones de bloques a muy diversas escalas (ver flanco Norte de la Sª de Las Estancias).

-Fallas N 40-45 sinestrosas y normales: Predominan en el borde SE de la Sª de Las Estancias donde cortan a las fallas N 60-70 sinestrosas.

-Pliegues: ejes N 45, N 70 y N 90.

-Unidades Intermedias (UI)

-Edad asumible para las estructuras: Postmioceno inferior.

-Estructuras:

-Fallas N 85-95 dextrosas

-Penibético Jurásico (PJ)

-Edad asumible para las estructuras: Post-

oligoceno.

-Estructuras:

-Fallas N 70-90 inversas.

-Pliegues N70-90: Estos pliegues, acompañados de fallas inversas, estructuran la Sª de María.

-Fallas N 10-20, N 70 y N 90 normales: Estas fallas y sobre todo las N 10-20 son las que limitan los macizos carbonatados que forman los relieves más importantes de la Sª del Gigante.

-Fallas N 20 y N 70 sinestrosas.

-Subbético Triásico (ST)

-Edad asumible para las estructuras: Posttriásico.

-Estructuras:

-Pliegues tumbados y cabalgamientos N 20 y N 70.

-Fallas N 70 dextrosas.

El Subbético Triásico presenta un estilo de deformación más dúctil que el resto de materiales subbéticos. Aflora siguiendo la zona de falla de Crevillente. En el extremo occidental del mapa, el mayor afloramiento de Triásico presenta una morfología sigmoidal asociada a un gran arrastre generado por el movimiento diestro de la falla de Crevillente.

-Subbético Jurásico-Cretácico (SJ-SJC)

-Edad asumible para las estructuras: Postcretácico.

-Estructuras:

-Fallas N 0-20 inversas.

-Fallas N 20-30 normales.

-Pliegues N 0-20 y N 110-120.

-Pliegues tumbados N 0-20.

Estas cuatro estructuras controlan la orientación general N 10-30 del conjunto de la Sª del Cambrón. La orientación general de la sierra cambia gradualmente hacia el Norte y sufre un pequeño arrastre por el movimiento de desgarre dextroso de la falla de Crevillente.

-Fallas N 90 dextrosas.

-Fallas N 70 dextrosas e inversas.

-Fallas N 150-170 sinestrosas.

-Subbético Cretácico-Terciario (SCT)

-Edad asumible para las estructuras: Postaquitaniense.

-Estructuras:

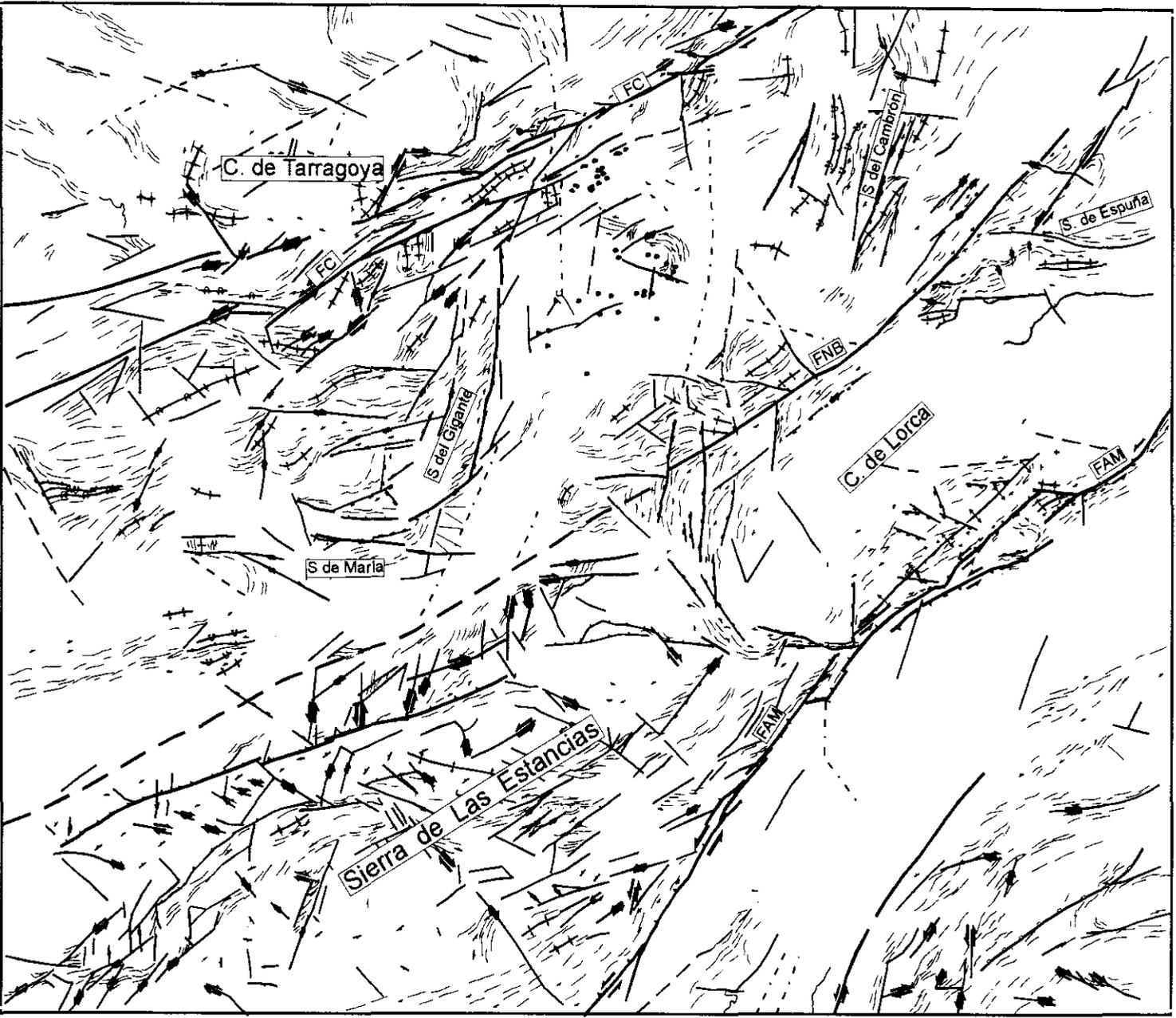


Fig. 2-3. Mapa de la fracturación con actividad neotectónica extraída del mapa 1. Además de las fallas se representan las direcciones predominantes de capas y/o esquistosidades.

-Fallas N 70 dextrosas: Forman el corredor principal de la falla de Crevillente.

-Fallas N 90-110 dextrosas: Se observan repartidas por toda la banda situada entre la Falla de Crevillente y la Falla Norbética.

-Fallas N 50 sinestrosas: Se observan sobre todo al Norte de la S^a del Gigante.

-Fallas N 20 normales y sinestrosas: Afectan del mismo modo que al Penibético jurásico, generando bloques levantados que resaltan en el relieve. En el borde Norte de la cuenca de Lorca, se observa como estas fallas afectan al Mioceno superior.

-Pliegues tumbados y fallas inversas N 70 y N 90: Se sitúan sobre todo en el entorno de las sierras del Gigante y de María.

-Pliegues N 70, N 10-20, N 45 y N 110: Predominan en las proximidades de las zonas de cizalla de Crevillente y Norbética. Los pliegues N 10-20 aparecen asociados a las fallas de desgarre N 70 y están cortados por las fallas N 50 sinestrosas. Los pliegues N 45 y N 70 presentan arrastres ocasionados por las fallas N 90-110 dextrosas.

Esta unidad tectosedimentaria es la que presenta una combinación de estructuras más compleja y a la vez interesante a la hora de aportar información sobre variaciones en la dirección de acortamiento horizontal. En primer lugar es muy significativa la variación de cinemática entre las fallas N 50 sinestrosas y las N 70 dextrosas. No son fáciles de interpretar pero algunas relaciones de corte parecen indicar que las N 50 son posteriores a las N 70.

A escala cartográfica se observa que gran parte de los pliegues que afectan a esta unidad están asociados a las zonas de cizalla. Los pliegues con ejes próximos a N-S parecen asociados a un acortamiento ONO-ESE que induce movimientos dextrosos de la falla de Crevillente. Estos pliegues estructuran las sierras del Gigante y del Cambrón según una orientación NNE-SSO.

Los pliegues más próximos a NE-SO y E-O y las fallas sinestrosas N 50 y dextrosas N 90-110 son posteriores y parecen estar asociadas a un giro horario de la dirección de acortamiento horizontal. Este giro es coherente con la cinemática del resto de fallas cartografiadas en esta unidad.

-Mioceno inferior y medio (MIM)

-Edad asumible para las estructuras: Postmioceno medio.

-Estructuras:

-Fallas N 150 dextrosas

-Pliegues N 30, N 70 y N 90-100: Los pliegues N 30 están afectados por pliegues N 70 posteriores.

-Mioceno medio-superior (Mv)

-Edad asumible para las estructuras: Postmiocena.

-Estructuras:

-Fallas N 45-65 sinestrosas, inversas e inverso-sinestrosas: Son las que forman la zona de falla principal de la FAM, así como parte importante de la fracturación secundaria. Solo en el entorno de la falla de Crevillente presentan movimientos de desgarre dextroso.

-Fallas N 10-20 normales y sinestrosas.

-Fallas N 140-150 normales y dextrosas: Estas fallas, controlan la geometría del límite Noroeste de la cuenca de Lorca.

-Fallas N 120-150 con movimiento en tijera: Se observan únicamente en las calcarenitas tortonienses de la S^a de La Tercia.

-Fallas N 90-110 normales y dextrosas: Se encuentran en las proximidades de las zonas de falla de Alhama de Murcia y Crevillente y constituyen la fracturación secundaria predominante.

-Pliegues N 50-60: destaca el que estructura la S^a de La Tercia.

-Pliegues N 90.

-Plioceno (MPL-P)

-Edad asumible para las estructuras: cuaternaria.

-Estructuras:

-Fallas N 90 dextrosas: se observan en la zona de falla de Crevillente.

-Fallas N 50-60 E sinestrosas e inversas: Se observan sobre todo en el tramo Lorca-Totana de la FAM. Solamente presentan movimientos dextrosos en el entorno de la falla de Crevillente.

-Fallas N 20 normales: Aunque no aparezcan a escala cartográfica cortando al Plioceno, controlan de forma bastante clara su geometría de afloramiento.

-Fallas N 20 sinestrosas: se observan algunos casos en la cuenca de Tarragona.

-Cuaternario (PLI-PLM-PLS-O)

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

-Estructuras:

-Fallas N 0-30 normales: Controlan la geometría de los abanicos aluviales adosados a la Sª del Cambrón.

-Fallas N 45-65 sinestrosas e inversas: corresponden a las fallas principales del corredor de la FAM.

-Fallas N 20 sinestrosas: La más importante es la falla de Palomares. Se observan algunas posibles fallas de este tipo en el interior de la depresión del Guadalentín.

Estas estructuras requieren una dirección de acortamiento variable entre NO-SE y N-S

2.2.4. Resumen

A partir de la disposición espacial y tipo de deformación que presentan las distintas unidades cartografiadas podemos resumir una serie de conclusiones:

- La banda de corteza situada entre las zonas de falla de Crevillente y Norbética constituía un área fuente elevada durante el Mioceno que generaba aportes a las cuencas sedimentarias situadas al Norte y al Sur.
- A partir del Mioceno esta banda pasa a ser receptáculo para la sedimentación fluvio-lacustre pliocena.
- Relacionando la distribución espacial de las distintas unidades tectosedimentarias cartografiadas con su edad se observa una progresiva reducción del área de sedimentación en toda la zona durante el período neotectónico (Mioceno superior – actualidad).
- Durante el Cuaternario únicamente la depresión del Guadalentín se convierte en un importante receptáculo de la sedimentación. El resto de la zona queda elevada y sometida a erosión activa desde el Plioceno.
- La variabilidad geométrica de las estructuras que afectan a los materiales de la unidad de

Subbético Cretácico-Terciario (SCT) indica la actuación, a partir del Aquitaniense, de más de una dirección de acortamiento horizontal

-A: La variabilidad en las orientaciones de los pliegues y sus relaciones geométricas con la falla de Crevillente también indican la existencia de un campo de esfuerzos compresivo con un acortamiento horizontal N 70 de carácter local asociado a la cinemática de desgarre dextroso de dicha falla.

-B: La cinemática dextrosa de la falla de Crevillente junto con la de las fallas N 90 dextrosas es coherente con un acortamiento NO-SE. Sin embargo, las fallas N 50 y N 20 normales requieren un acortamiento más próximo a N-S. Todas estas cinemáticas coexisten durante el Mioceno superior y Plioceno.

- Los depósitos cuaternarios están afectados a escala cartográfica por estructuras coherentes con un acortamiento horizontal que oscila entre NO-SE y N-S.
- Puede deducirse, a partir de la distribución espacial de las cinemáticas observadas en la cartografía, la existencia de dominios con características cinemáticas y dinámicas diferentes. Un dominio septentrional (al Norte de la zona de falla Norbética) caracterizado por la existencia de acortamientos de orientación variable entre ENE-OSO y NO-SE y un dominio meridional (entorno de la Falla de Alhama de Murcia) donde las direcciones de acortamiento desde el Mioceno Medio han estado orientadas más próximas a N-S. Al mismo tiempo, en el dominio septentrional se observan variaciones entre las cinemáticas observadas en las proximidades de la zona de falla de Crevillente y las observadas en el interior de las bandas de corteza situadas al Norte y Sur de esa falla. En estas bandas se observa un predominio de fallas de carácter extensional.

2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO

2.1. Situación y antecedentes locales

2.2. Análisis de la cartografía regional

**2.3. Materiales deformados por la
falla de Alhama de Murcia**

2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia

La traza de la FAM deforma materiales de prácticamente todas las edades representadas por las rocas que afloran en su entorno. Desde rocas posiblemente precámbricas (ITGE, 1981e) hasta depósitos aluviales del Pleistoceno superior y posiblemente Holoceno. Las descripciones de las secuencias de materiales serán realizadas dentro de los capítulos correspondientes para cada tramo de la FAM.

Considerando que el período neotectónico engloba los últimos 9 m.a., es decir, aproximadamente desde el Tortoniense medio hasta la actualidad, hemos centrado la descripción de los materiales afectados por la FAM en los depósitos de esta edad. La serie más completa aparece en el relleno de la cuenca de Lorca y en la de Alhama-Fortuna, situadas al NO de la FAM (Fig. 2-1). Los materiales pliocenos y cuaternarios más completos y con mayor continuidad lateral que están afectados por la falla se localizan rellenando la depresión pliocuaternaria del río Guadalentín. En el entorno del tramo Lorca-Totana se observa de forma más clara que en otras zonas la conexión tectónica-sedimentación durante el tránsito del Messiniense al Plioceno.

En la Fig. 2-4 se muestra una columna estratigráfica sintética en la que se representa la sucesión más completa de materiales miocenos y pliocuaternarios que puede reconocerse en la zona afectada por la FAM.

En las tres cuencas neógenas flanqueadas por la falla (cuenca de Huerca Overa, cuenca de Lorca y cuenca de Alhama-Fortuna) se ha producido una evolución tectosedimentaria similar a lo largo del tiempo. En las tres se inició el depósito durante el Langhiense o Serravaliense con materiales detríticos fluviales y litorales (Montenat, 1973; Montenat et al., 1985). Durante el Tortoniense y Messiniense Inferior se extiende la sedimentación marina, primero somera (conglomerados, calcarenitas y calizas) y después pelágica con el depósito generalizado de las

margas amarillas de Fortuna (Montenat, 1977). Durante el Messiniense la sedimentación comienza a restringirse hasta culminar con el depósito del Messiniense evaporítico. Durante el Messiniense alto y el tránsito al Plioceno continua el proceso de emersión de las cuencas y el paso progresivo a depósitos litorales y continentales. En esta época son frecuentes las formaciones conglomeráticas brechoides y caóticas que testimonian la rápida emersión y erosión de relieves locales de basamento asociados al movimiento de la FAM o fallas asociadas (Montenat, 1973; 1977, Montenat et al., 1985).

Los materiales aluviales pliocenos y cuaternarios más potentes se disponen rellenando la depresión del Guadalentín. En su mayoría son depósitos de glaciares y superposición de abanicos aluviales procedentes de los relieves situados al NO de la FAM, de Oeste a Este: S^a de Las Estancias, S^a de La Tercia, S^a de Espuña, S^a de Carrascoy (esta situada al Sur), además de los depósitos de terrazas del propio río (mapa 1).

Como se verá en la descripción de materiales de cada tramo, existen importantes variaciones laterales, en las características y localización de los materiales (sobre todo en la dirección NO-SE) que están controladas por la actividad de la falla.

En resumen, puede decirse que la estratigrafía de los materiales afectados por la FAM es bastante variable desde el punto de vista litológico debido a la continua evolución de los medios de sedimentación. Ello hace que la FAM deforme materiales de muy distinta naturaleza y genere por ello estructuras con estilos y regímenes de deformación muy variados. La cizalla de la falla induce desde estructuras dúctiles al afectar a los yesos messinienses, hasta cataclásticas al romper las calcarenitas tortonienses, pasando por zonas de *fault gouge* al atravesar filitas y pizarras del basamento Alpujárride.

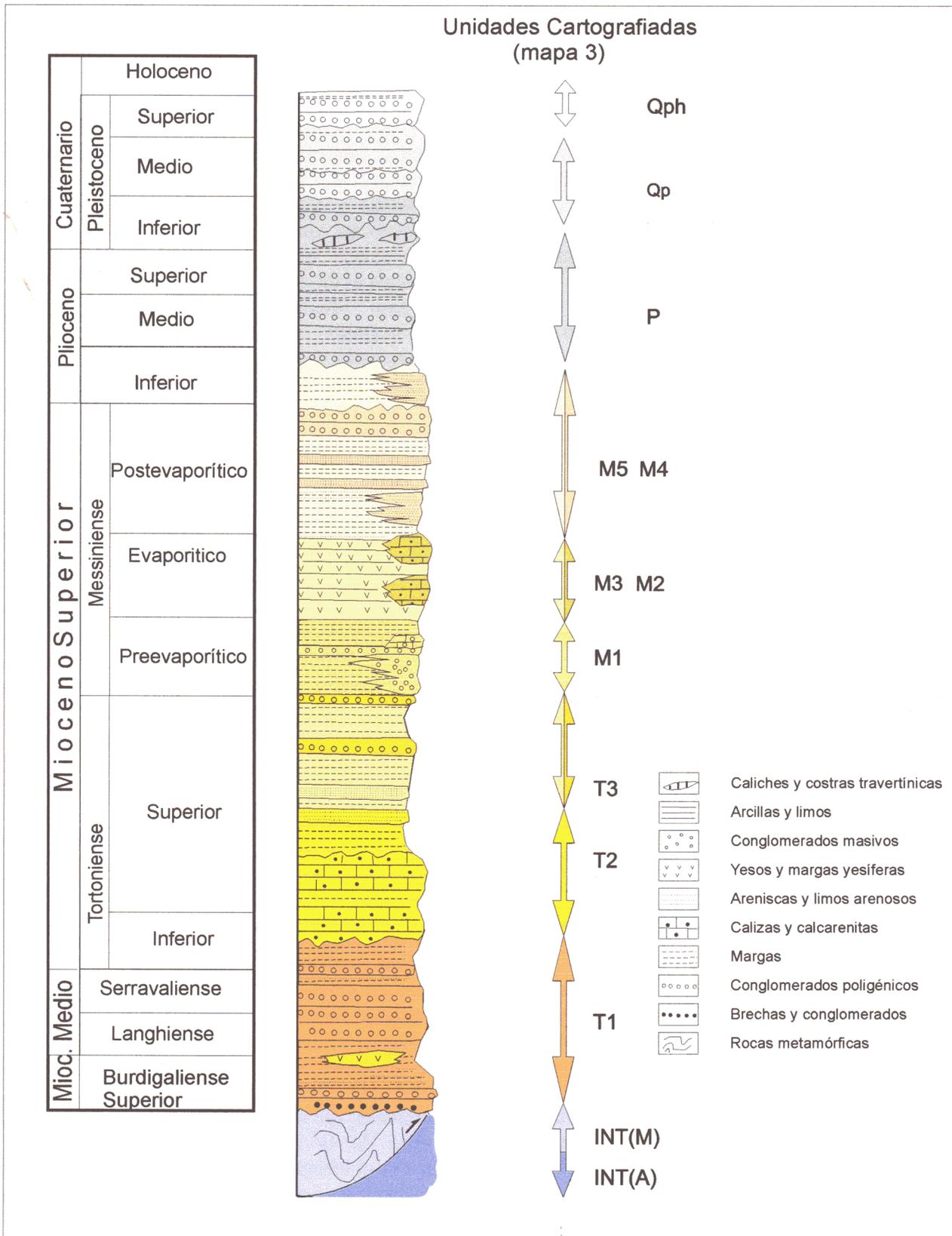


Fig. 2-4. Columna estratigráfica sintética en la que se representa la sucesión de materiales neógenos típica del entorno de la FAM. Junto a ella se señalan las unidades tectosedimentarias cartografiadas en el mapa 3. Las letras a la derecha de cada unidad se corresponden con las marcadas en dicho mapa.

2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO

- 2.1. Situación y antecedentes locales
- 2.2. Análisis de la cartografía regional
- 2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia

2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM

- 2.4.1. Geometría - Rasgos estructurales
- 2.4.2. Materiales implicados en el tramo Lorca-Totana de la FAM
- 2.4.3. Estructuras de deformación que afectan materiales Tortonenses, Messinienses y Pliocenos en el sector Lorca-Totana
- 2.4.4. Tectónica postpliocena en el sector Lorca-Totana. Estructuras menores y cinemática
- 2.4.5. Análisis poblacional de venas de cizalla postpliocenas
- 2.4.6. Modelos cinemáticos de la fracturación
- 2.4.7. Análisis de aspectos geomorfológicos del tramo Lorca-Totana de la FAM aplicados a la neotectónica y tectónica activa
- 2.4.8. Resumen y Conclusiones cinemáticas principales

2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM

2.4.1. Geometría - Rasgos estructurales

Con el objetivo de analizar la neotectónica de este sector se han realizado dos cartografías estructurales. Una a escala 1:15.000 de la zona de falla Lorca-Totana (mapa 4) y otra a escala 1:30.000 que engloba, además de la zona de falla, el borde Sur de la cuenca de Lorca y la S^o de La Tercia (mapa 3).

El tramo Lorca-Totana de la FAM, como puede apreciarse en el mapa 3 y en el corte geológico de la Fig. 2-5, está constituido por un corredor tectónico de dirección N 55-65. Esta zona de falla está configurada por dos ramas principales a las que denominaremos Corredor Norte de Lorca (CNL) y Corredor Sur de Lorca (CSL) (Martínez Díaz, 1991). En trabajos más recientes (Silva, 1994 y Silva et al, 1997) se denomina a este tramo de la FAM como falla Lorca-Totana, dividida en dos ramas: la falla de La Tercia y la falla del Guadalentín, equivalentes al CNL y CSL respectivamente.

El CNL flanquea por su borde Sureste el bloque de basamento y la cobertera neógena que forman la antifirma de la S^o de la Tercia (ST). Presenta una traza irregular con dirección variable entre N45 y N 55. Es, asimismo, como después se discutirá, límite para el depósito de algunas unidades miocenas de la cuenca de Lorca.

El CSL presenta una traza bastante más lineal y una dirección N 65. Desaparece hacia el Este a la altura de La Hoya, cambiando antes de dirección situándose casi E-O. El CNL, sin embargo, se conecta, a través de una zona compleja de interacción entre fallas de distinta dirección, con la zona de desplazamiento principal que se continúa hacia el Noreste a partir de Totana. En su borde Suroeste, el CNL se ramifica en dos zonas de desplazamiento principal que flanquean el afloramiento de basamento del cerro de Matalauva (mapa 3). Una de estas ramas se continúa hacia el SO de Lorca como zona de desplazamiento principal. El CNL desaparece al llegar a Lorca.

Ambos corredores presentan buzamientos opuestos. El CNL buza hacia el NO introduciéndose bajo la antifirma de la ST y el CSL presenta buzamiento hacia el SE. Entre ellos se conserva una depresión alargada rellena de materiales cuaternarios.

2.4.2. Materiales implicados en el tramo Lorca-Totana de la FAM.

Los distintos corredores y la fracturación asociada a este tramo de la FAM, están afectando materiales de edades que van desde las pizarras y

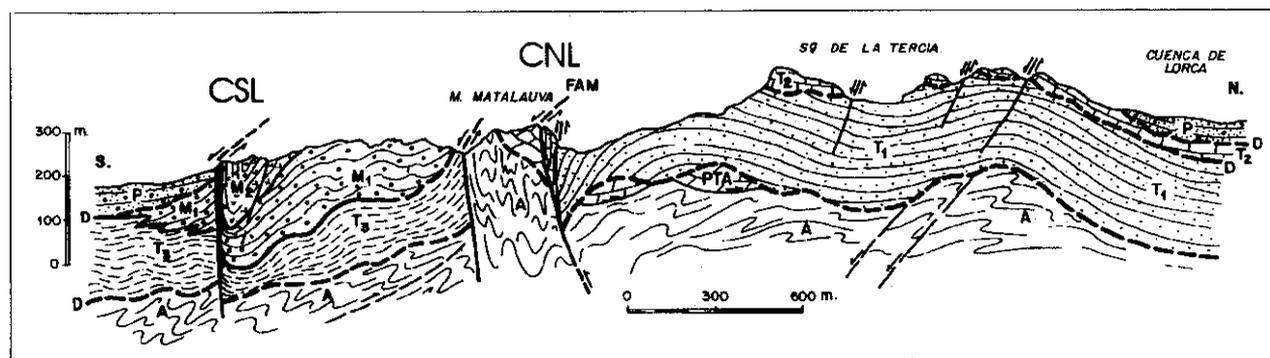


Fig. 2-5. Corte geológico transversal al sector Lorca-Totana de la FAM a la altura de la S^o de La Tercia. Ver materiales en figura 2-4.

cuarcitas de la unidad Precámbrico-Ordovícico del complejo Alpujárride de la loma de Matalauva y del núcleo de la S^a de La Tercia, hasta gravas, limos, arenas y costras travertínicas de edad Pleistoceno superior y quizás ya Holoceno.

Con el objetivo de poder situar más exactamente en el tiempo la cinemática y con ello las variaciones temporales y de naturaleza del campo de esfuerzos durante el periodo neotectónico, hemos realizado un estudio tectosedimentario del terció Sureste de la cuenca de Lorca. Para identificar variaciones laterales asociadas a la actividad de la FAM, se han analizado las distintas sucesiones sedimentarias que pueden observarse a un lado y otro de ST y en la propia sierra, que inicialmente formaba parte de la cuenca. Se han definido varias unidades tectosedimentarias locales que son reflejo directo del control tectónico ejercido por la falla en la evolución de la cuenca.

En primer lugar nos referiremos al relleno y estructuras sinsedimentarias del borde Sureste de la Cuenca de Lorca y posteriormente a los depósitos aluviales plioceno-cuaternarios incluidos en el corredor y que forman parte de la Depresión del Guadalentín.

2.4.2.1. Depósitos neógenos y deformaciones sinsedimentarias del borde Sureste de la cuenca de Lorca y Sierra de La Tercia.

Estudios detallados de la estratigrafía de la cuenca de Lorca han sido realizados por Montenat (1973 y 1977) y más recientemente por Guillén Mondéjar (1994) y Guillén Mondéjar et al. (1995). En este trabajo describen con detalle las distintas sucesiones de materiales del Mioceno medio y superior y algunas unidades tectosedimentarias a escala de la cuenca. Algunas de las unidades tectosedimentarias definidas por estos autores son equivalentes a las deducidas a lo largo del estudio que aquí se presenta y que fueron publicadas en Martínez Díaz y Hernández Enrile (1992b).

Las diferencias encontradas entre los depósitos estudiados al NO de la FAM y los situados en el interior y al Sureste del corredor Lorca-Totana (Fig. 2-6) hacen que para la

descripción de estas unidades tectosedimentarias hayamos distinguido dos áreas en las que los depósitos difieren, no solo en cuanto a sus características litoestratigráficas sino también en lo que se refiere a la posición relativa con respecto al corredor tectónico de la FAM. En primer lugar se describen los depósitos neógenos que se sitúan en el "Área Norte" (Fig. 2-6), es decir, el área que comprende el terció meridional de la cuenca de Lorca y el núcleo principal de la S^a de La Tercia. El "Área Sur", que se describe posteriormente, ocupa el corredor tectónico Lorca-Totana de la FAM, incluyendo el borde Noroeste de la depresión del Guadalentín (ver mapa 3).

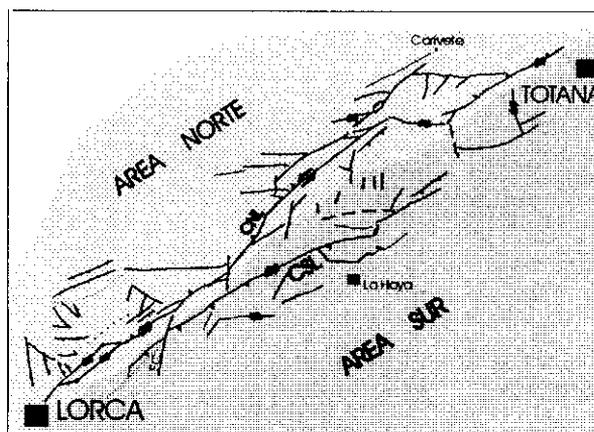


Fig. 2-6. Mapa de situación de las dos áreas de depósito neógeno-cuaternario diferenciadas en el estudio tectosedimentario del sector Lorca-Totana de la FAM.

-A. Depósitos neógenos del Área Norte

Los depósitos neógenos en este área se disponen en discordancia sobre un sustrato de Bético Interno constituido, fundamentalmente, por las unidades paleozoicas y triásicas de los complejos Alpujárride y Maláguide (Langenberg, 1972; Egeler y Fontboté, 1976).

En el mapa 3 se observa que los materiales neógenos rodean el núcleo de basamento de la ST. Los contactos entre las distintas unidades bordean por el Norte la sierra estructurada por el flanco largo de una antiforma asimétrica.

A partir de las observaciones de campo realizadas hemos elaborado dos columnas estratigráficas (Fig. 2-7) en las que se representan las sucesiones más típicas en cada una de las dos áreas de depósito diferenciadas.

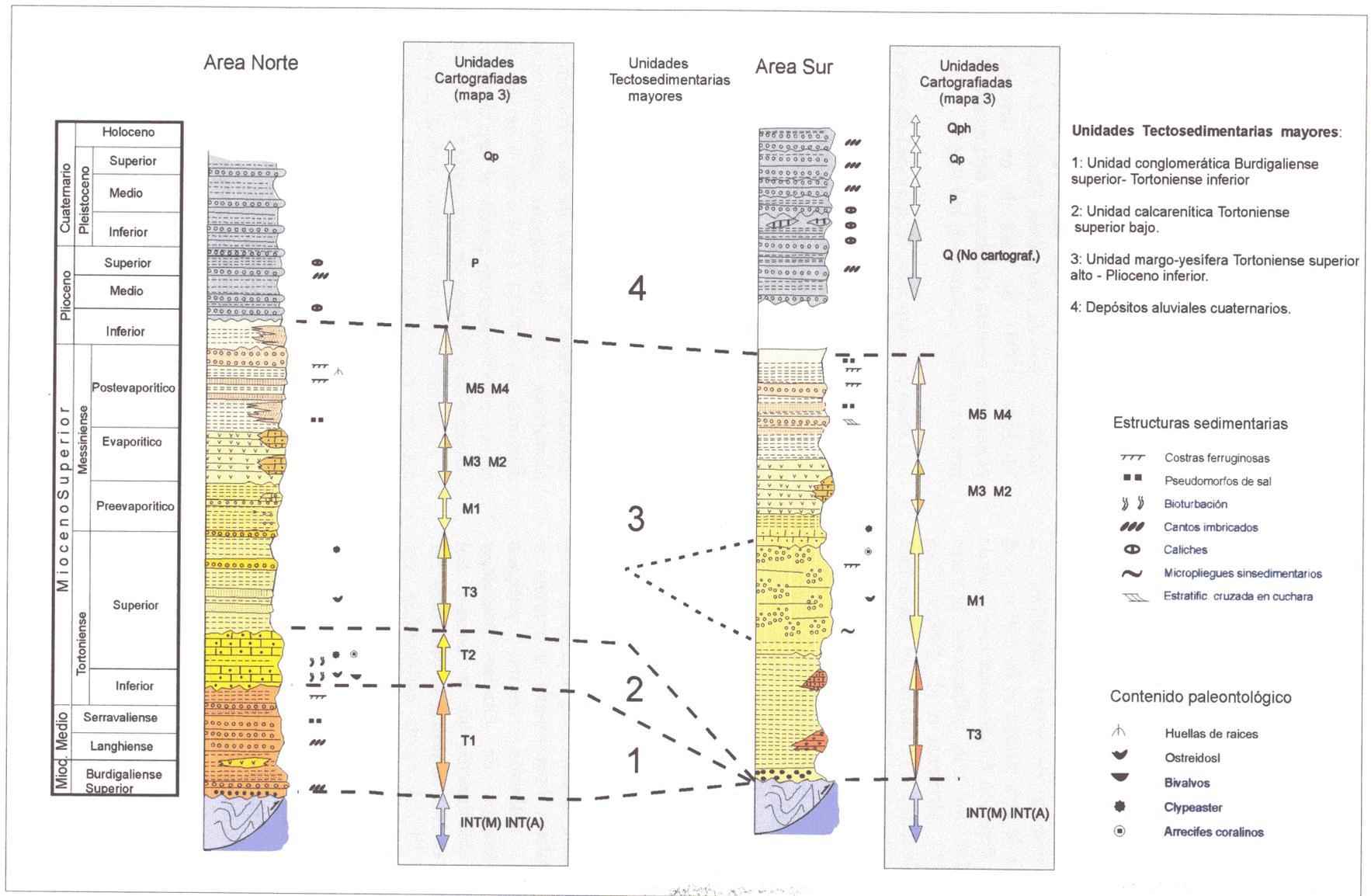


Fig. 2-7. Columnas estratigráficas de las secuencias de unidades tectosedimentarias neógeno-cuaternarias principales que aparecen a ambos lados de la FAM: Área Norte y Área Sur. Se correlacionan lateralmente esas unidades y se señalan asimismo las unidades sedimentarias cartografiadas en el mapa 3. Para materiales Materiales ver leyenda de Fig. 2-4.

Basándonos en nuestras propias observaciones así como en las dataciones relativas de otros autores (Montenat, 1973; ITGE, 1981e; Armijo, 1977, Guillén Mondéjar, 1994), hemos distinguido varias unidades tectosedimentarias:

-A1: Unidad conglomerática Burdigaliense superior-Tortonense inferior.

Está constituida por alternancias de conglomerados y areniscas de color anaranjado o rojizo que presentan importantes intercalaciones de margas con niveles de yesos azulados. La potencia media de esta unidad es de 110 m. y el mecanismo de depósito fundamental corresponde a abanicos aluviales con influencias litorales (Montenat, 1973, Montenat et al., 1990a). Esta unidad es equivalente a la formación Carraclaca de Guillén Mondéjar et al. (1995). Son materiales generados por la erosión de tres áreas madre. Dos de ellas corresponden con las actuales sierras de Las Estancias y de Espuña. La tercera y más importante se situaba al Sureste, en la área que ahora ocupa la depresión del Guadalentín.

En otras cuencas más orientales se han descrito materiales procedentes de la erosión de áreas fuente, ahora desaparecidas, que estaban situadas a lo largo de la depresión del Guadalentín (Montenat, 1977). Al NO de la S^a de La Tercia, y hacia el centro de la cuenca, estos materiales cambian lateralmente a margas y areniscas de ambiente marino pelágico (formación Campico de Guillén Mondéjar (1994)). Esta disminución de la energía del depósito hacia el NO confirma la presencia del área madre al SE. A escala cartográfica (ver mapas 3 y 4) esta unidad (T1 en los mapas) presenta un mayor afloramiento en la mitad occidental de la S^a de La Tercia, donde su potencia alcanza los valores más altos, sobre todo gracias a las potentes intercalaciones de margas azules con yesos que presentan mucha menor potencia en la zona oriental.

Esta unidad, depositada previamente a la transgresión del Tortonense (Montenat, 1977), es correlacionable con unidades definidas en áreas adyacentes como los conglomerados de La Cresta del Gallo o incluso con parte de la formación Relojero (Montenat, 1973).

-A2: Unidad Calcarenítica Tortonense superior bajo.

Los materiales que forman esta unidad se disponen sobre los conglomerados, margas y areniscas ya descritos (Fig. 2-7), en discordancia a causa de un ligero pero general basculamiento del sustrato hacia el Noroeste en las cercanías de la FAM. Está compuesta por calcarenitas y calizas masivas con algunos tramos intercalados de margas amarillas. Presenta una potencia variable que oscila entre 20 y 185 m. Esta unidad es correlacionable con parte de la formación Atalaya y con la formación Manilla de Guillén Mondéjar (1994). Se trata de un depósito de plataforma somera claramente delimitado al Sur por el corredor tectónico de la FAM.

Durante su depósito, la actividad de esta falla genera discordancias progresivas a pequeña escala que desaparecen hacia el interior de la cuenca de Lorca (ver cortes geológicos A, B y C de la Fig. 2-8 y fotografía de la Fig. 2-9). En el corte C se observa que las calcarenitas y margas están afectadas por fallas normales sinsedimentarias de bajo ángulo. Son fallas paralelas a la dirección de la FAM (ver esquema de localización en la figura). Los cortes A y B de la misma figura muestran el contacto de la FAM con los depósitos de esta unidad y la anteriormente descrita. En los dos cortes, separados entre sí menos de un kilómetro, se identifican dos cinemáticas sinsedimentarias diferentes en la FAM. En el corte A se identifica un movimiento normal, previo al depósito de las calcarenitas y margas de esta unidad. En el corte B se identifica ese movimiento normal previo al depósito margo-calcarenítico, pero durante el mismo, se inicia la formación y crecimiento de un pliegue de arrastre con inmersión hacia el SO a causa del movimiento inverso sinistroso de la FAM. A medida que crece el pliegue y se depositan las margas, se va generando una discordancia progresiva. El primer nivel calcarenítico posterior a los conglomerados rojos está afectado por fallas normales giradas hacia la horizontal por el crecimiento del pliegue. Las fallas de bajo ángulo del corte C, también se encuentran rotadas por un pliegue posterior.

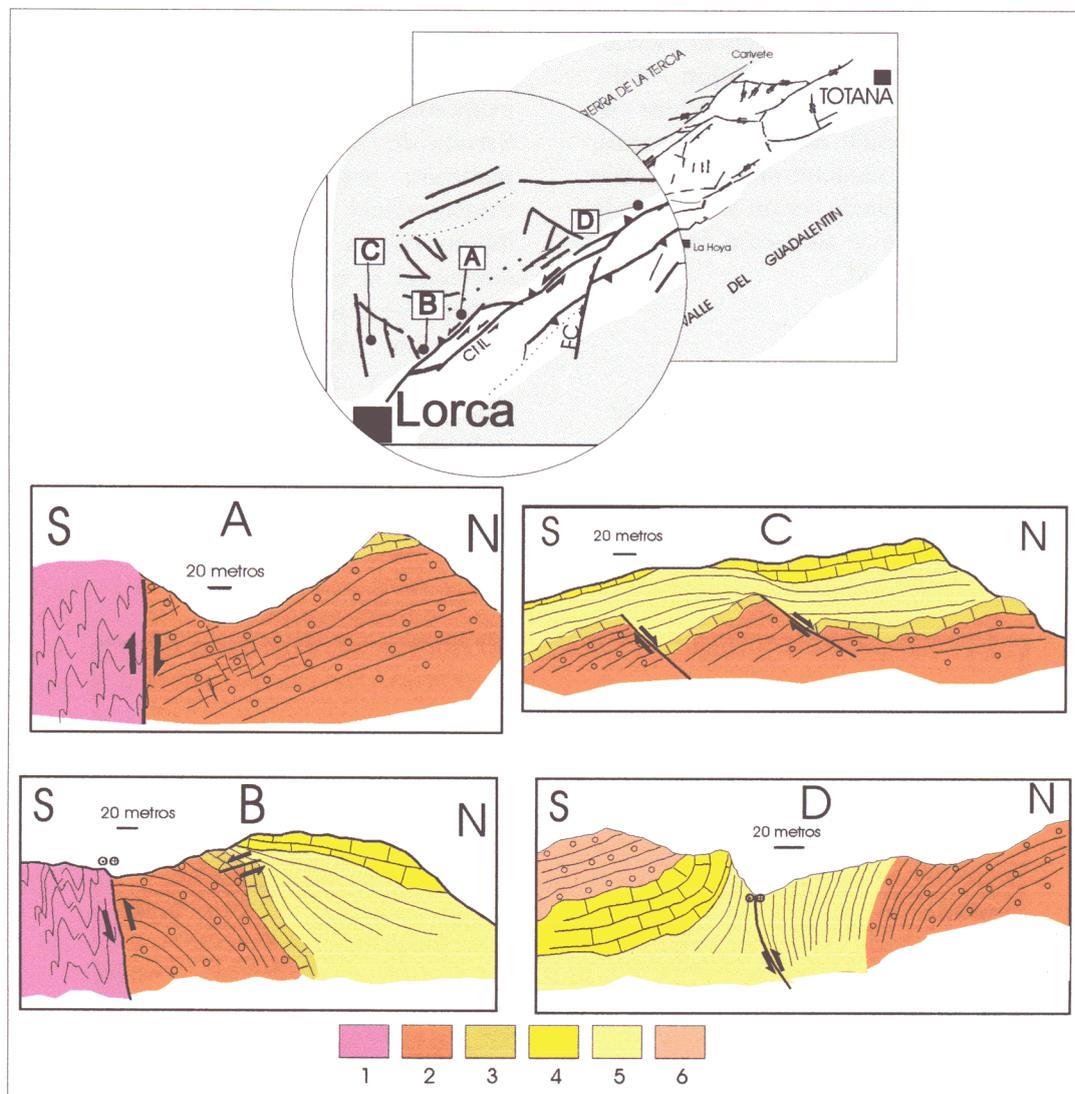


Fig. 2-8. Cortes geológicos esquemáticos de cuatro afloramientos situados en el extremo oeste del CNL. 1. Basamento Alpujárride; 2. conglomerados rojos del Burdigaliense sup.-Tortonense inf.; 3. Calcarenitas del Tortonense inf.; 4 y 5. margas y calcarenitas del Tortonense sup.; 6. Conglomerados pliocuaternarios.

-A3: Unidad Tortonense superior alto-Messiniense-Plioceno inferior.

Tortonense - Messiniense preevaporítico

Los materiales que la componen se disponen en discordancia sobre los depósitos carbonatados antes descritos, así como sobre parte del Bético Interno. Su depósito está rellenando claramente un paleorelieve creado y controlado por fallas normales de longitudes hectométricas a kilométricas (mapa 3). Es una unidad constituida por margas blancas y amarillas de carácter marino correlacionables con las Margas de Fortuna de Montenat (1973) y pertenecientes a la formación Carivete de Guillén Mondéjar (1994). Se deposita

en un área más restringida a escala de la cuenca que la unidad precedente. Solo aparece en la mitad SE de la misma. Pese a ser el depósito más profundo, sus mayores potencias no se sitúan en el centro de la cuenca, sino en el área próxima a la FAM. El máximo depocentro, como atestiguan los datos de Montenat (1977), se sitúa unos dos kilómetros al NO de Lorca.

A escala cartográfica se aprecia claramente ese aumento de potencia en la mayor superficie de afloramiento de las margas observada en la mitad Oeste de la Sierra. En el interior de la misma, las potencias diferenciales están controladas por una tectónica de bloques limitados por fallas normales en tijera. En el área

Noreste de la ST las margas cambian lateralmente a niveles calcareníticos (formación Aledo, de Guillén Mondéjar (1994)) procedentes en muchos casos de la erosión de las calcarenitas, hecho que evidencia el carácter sinsedimentario de la deformación. Ello puede ser un indicio de la progresión de la flexura y elevación incipiente del bloque al NO de la FAM.

Messiniense

Sobre las margas de la formación Carivete se

disponen margas grises y yesos que pasan hacia techo de laminados a masivos (Messiniense evaporítico), que forma parte de la formación Serrata de Guillén Modéjar (1994). El estudio realizado por Ayora et al. (1993) de las características geoquímicas de las salmueras que dieron origen al depósito de estas evaporitas, demuestra la existencia de dos facies diferentes. Una que se corresponde con la parte inferior de la formación, depositada en ambiente marino restringido y otra que engloba el tercio superior y que se depositó a partir de aguas en régimen endorreico. Este hecho parece confirmar el

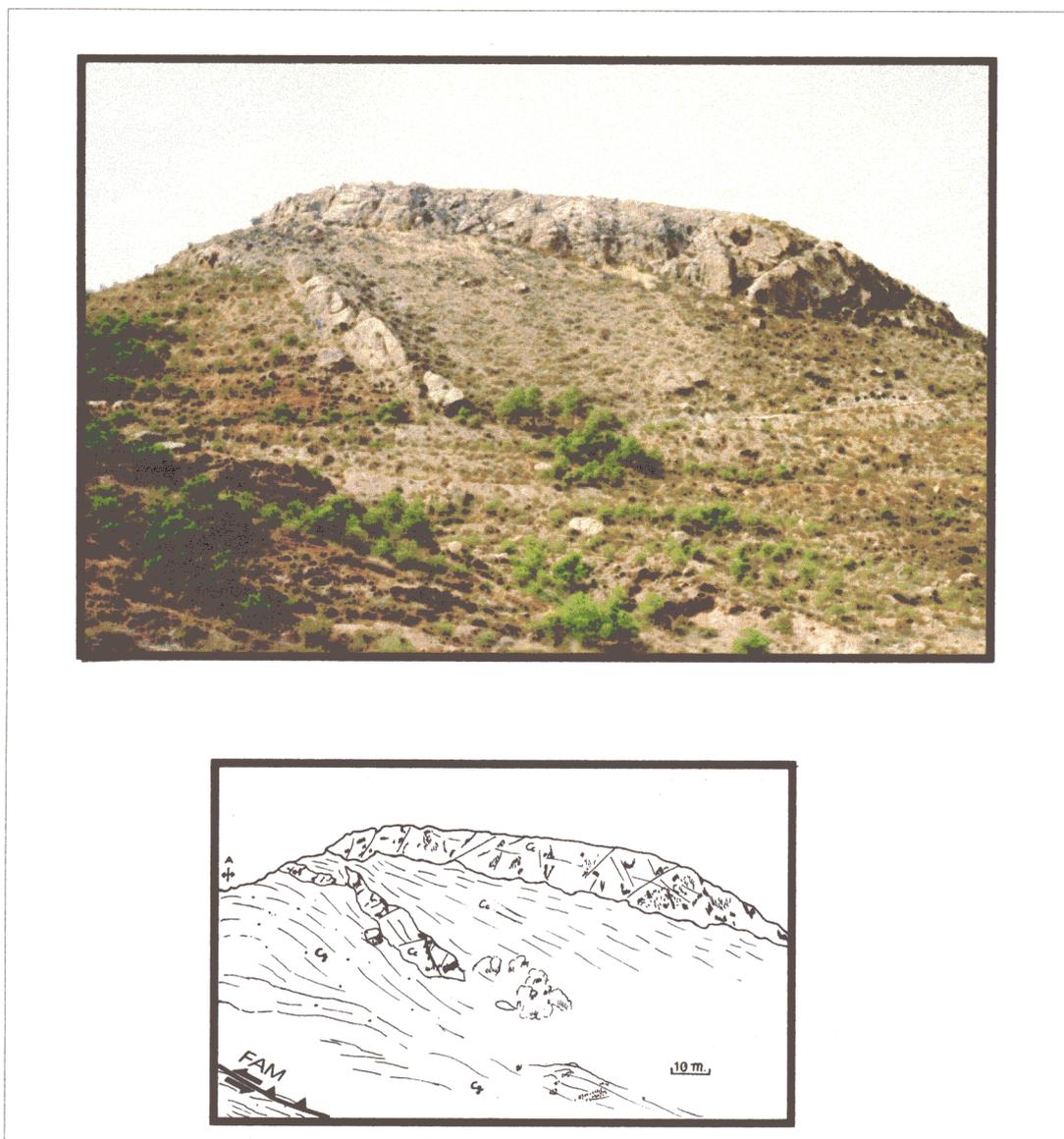


Fig. 2-9. Fotografía e interpretación del pliegue de arrastre creado por el movimiento inverso-direccional del CNL. Se aprecia claramente que el crecimiento del pliegue es coetáneo con la sedimentación tortoniense. Ver situación en la fig. 2-8.

progresivo confinamiento de la cuenca de Lorca que llega a convertirse ya en el Messiniense en un sistema confinado por el crecimiento de una barrera (ST) combinado con el comienzo de la retirada del mar tortoniense.

La sedimentación salina está restringida a la parte Norte y Noroeste de la ST. En la zona de Aledo los yesos desaparecen y cambian a conglomerados procedentes de la erosión de las calcarenitas emergidas en la zona que ahora es la parte más alta de la sierra.

Por otra parte, hacia el SO de la cuenca los yesos cambian a conglomerados, limos y arenas de abanico aluvial y aluvial catastrófico (formación Batán de Guillén Mondéjar (op.cit.)). Esto es un indicio de actividad de las fallas normales NO-SE que limitan por el Oeste la cuenca.

Messiniense postevaporítico - Plioceno

La unidad tectosedimentaria que estamos describiendo, concluye con un depósito limitado a la zona central de la cuenca formado por margas rosadas lacustres con niveles arenosos y conglomeráticos fluviales con cantos redondeados (formaciones Batán y Torrealvilla de Guillén Mondéjar (op cit)). Este tramo de la unidad marca el tránsito, ya dentro del Plioceno, de ambiente lacustre a fluvial. Las litologías incluidas en los conglomerados son principalmente rocas metamórficas del Bético Interno procedentes de la erosión de los macizos que rodean la cuenca: (S^a de Las Estancias y S^a Espuña) y cantos subbéticos transportados por la red fluvial, procedentes del Noroeste e implantada sobre la antigua cuenca endorreica.

La potencia total de esta unidad es muy variable, si bien la media se sitúa en unos 300 m. Guillén Mondéjar (1994) distingue tres unidades tectosedimentarias en el período de tiempo para el que nosotros identificamos esta unidad. En nuestra opinión, a pesar de que localmente puedan observarse discordancias internas, la estructuración general de los materiales y la naturaleza litológica de los mismos se enmarca dentro de un proceso de emersión continuada de la cuenca que puede incluirse en una etapa de actividad tectónica más o menos homogénea combinada con cambios de tipo eustático.

-B. Depósitos neógenos del área Sur

En el interior del corredor tectónico Lorca-Totana y en el área adosada al Sureste de la misma, se aprecia una clara influencia de la actividad tectónica en las facies y distribución de las unidades sedimentarias. La primera variación con respecto al "Área Norte" es la ausencia de la unidad conglomerática Burdigaliense sup.-Tortoniense inf. y la unidad calcarenítica Tortoniense superior bajo (Fig. 2-7). Este hecho es apreciable directamente en la cartografía (mapa 3) y está corroborado por datos obtenidos, tanto a partir de sondeos realizados en el valle del Guadalentín (ITGE, 1975), como por las características que presenta la Cuenca de Hinojar, situada al Sur de la depresión del Guadalentín.

En consecuencia, únicamente hemos distinguido en este área dos Unidades Tectosedimentarias principales una de ellas de edad Tortoniense Superior - Plioceno y otra de edad cuaternaria que será descrita en el apartado dedicado a los materiales de esa edad. No obstante, en el interior de cada una de ellas es palpable la actividad sinsedimentaria de los accidentes tectónicos principales que condicionan la distribución tanto horizontal como vertical de distintos tramos detríticos.

-B1: Unidad Tortoniense superior-Messiniense-Plioceno inferior.

El contenido sedimentario de esta unidad es bastante complejo ya que se inicia en su base con potentes paquetes de margas turbidíticas amarillas, análogas a las descritas en la unidad equivalente en el "Área Norte". El depósito de las margas se ve intercalado por potentes tramos de conglomerados masivos (Fig. 2-7). Uno de ellos, que ha sido cartografiado como M1 en el mapa 3, presenta una estructuración caótica y con cantos procedentes de la erosión tanto de carbonatos tortonienses como de materiales metamórficos de las zonas Internas. Estos conglomerados pueden correlacionarse desde un punto de vista genético, con la megabrecha de Hinojar (Larouzière et al., 1987). Presentan cantos con un centil métrico, litologías de rocas metamórficas y diabasas que no están presentes en las unidades de Bético Interno de la ST. La difícil identificación litoestratigráfica de algunos de estos materiales ha llevado a considerar una procedencia Sureste, desde bloques de basamento

elevados en el interior de la actual depresión del Guadalentín (Armijo, 1977).

Hacia el techo de la unidad aparecen alternancias de margas y yesos con intercalaciones calcareníticas que van evolucionando hacia yesos masivos (formación Serrata). En el extremo oriental del corredor el depósito de los yesos es discordante sobre los conglomerados masivos a causa de la actividad del CNL (Fig. 2-10). Finalmente, la unidad se cierra con una alternancia de margas rosadas, conglomerados con cantos redondeados y matriz arcillosa y areniscas que a menudo presentan estructuras sedimentarias propias de depósitos de "foreshore". En el interior de estos detríticos (cartografiados como M4 en el mapa 3), se observan niveles de areniscas homométricas y estratificación cruzada en cuchara propias de depósitos de playa. Estos materiales afloran al Sur del Corredor Sur de Lorca (CSL). Las margas

rosadas y conglomerados alcanzan gran potencia en el tercio oriental del corredor, lo que llevó a Silva (1994) a considerar que su edad alcanza ya el Plioceno. Es muy importante destacar que los niveles de conglomerados que se alternan con los limos presentan cantos de materiales subbéticos. Los afloramientos subbéticos actualmente se encuentran situados al NO de la cuenca de Lorca. La S^a de La Tercia, por tanto, no constituía aún una barrera para los aportes aluviales procedentes del NO.

A nivel cartográfico es destacable que el tramo conglomerático masivo y caótico descrito y representado en la columna de la Fig. 2-7 solo aparece en el tercio oriental del corredor, a partir de la Rba. de La Salud, y en el extremo Suroeste, junto al monte de Matalauva. En la zona central, bajo los yesos messinienses aparecen fundamentalmente margas. Por otra parte, no se observa el tramo de yesos en la mayor parte de la

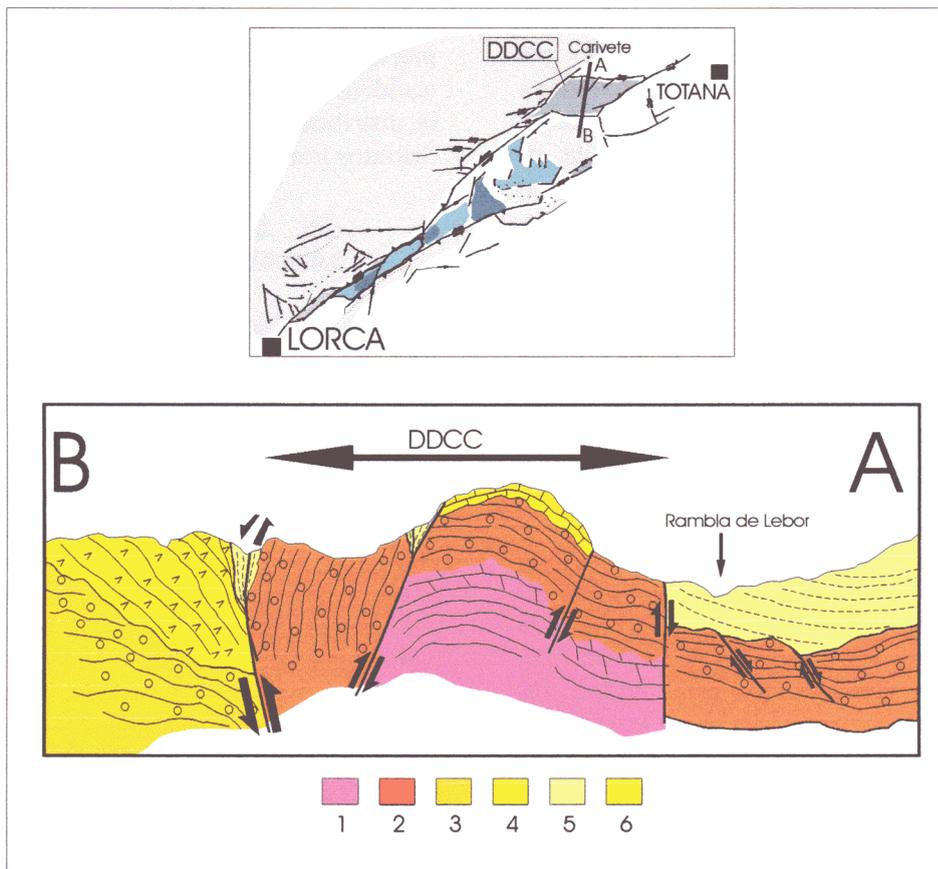


Fig. 2-10. Corte geológico del dúplex de desgarre compresivo de Carivete situado en el extremo oriental del CNL (ver esquema de situación). 1. Basamento Alpujárride; 2. Conglomerados rojos del Tortoniense inf.; 3. Conglomerados y megabrechas del Tortoniense sup.; 4. Calcarenitas del Tortoniense sup.; 5. Margas del Tortoniense sup.- Messiniense; 6. Yesos messinienses.

zona de falla del CNL. Solamente aparecen a la altura de la terminación Este del CSL adosados al mismo. Esta ausencia no parece causada por la propia falla sino por falta de depósito.

En el corte D de la Fig. 2-8 se observa la estructura típica del neógeno adosado al CNL. En discordancia sobre las calcarenitas del Tortoniense superior bajo suelen aparecer ya los depósitos aluviales cuaternarios.

Los tramos finales de la unidad (formados por las margas rosadas y conglomerados) aparecen únicamente al Sur del CSL. Únicamente en el extremo Noreste del tramo Lorca-Totana aparecen adosados al CNL. Esta compleja disposición espacial de los distintos tramos de esta unidad tectosedimentaria, en relación con la posición de las zonas de falla principales, indican el claro control de éstas en la posición de la paleolínea de costa y en general en la disposición de las distintas formaciones sedimentarias.

-C. Resumen. Evolución tectosedimentaria neógena de la cuenca de Lorca.

De las características estratigráficas del relleno de la cuenca que hemos descrito podemos extraer tres tipos de evidencias que permiten describir la evolución tectosedimentaria de la cuenca:

- Presencia o ausencia en determinadas zonas de las distintas Unidades Tectosedimentarias descritas.
- Posición relativa en las sucesiones estratigráficas de tramos detríticos asociados a la erosión de bloques levantados.
- Distribución espacial deducida a partir de la cartografía (mapas 3 y 4) de las distintas unidades sedimentarias en relación con la FAM (CSL y CNL).

Estas evidencias aportan una valiosa información a la hora de situar las distintas áreas emergidas y los movimientos en la vertical que éstas han sufrido durante el Neógeno. A partir del análisis de estos datos, podemos resumir la evolución tectosedimentaria de la cuenca en los siguientes puntos (ver el esquema evolutivo de la Fig. 2-11):

-1/ Durante el Mioceno medio y probablemente ya durante el Burdigaliense

superior se produce un hundimiento de bloque situado al NO del corredor tectónico de la FAM. Este hundimiento da lugar a la formación del borde SE de la cuenca de Lorca y a la vez genera un "área madre" situada al SE del citado corredor en el área ahora ocupada por la depresión del Guadalentín. Este área madre genera la mayor parte de los depósitos del Mioceno medio y del Tortoniense inferior que se depositan en el área ahora ocupada por la ST.

Los conglomerados y calcarenitas del Burdigaliense superior-Tortoniense inferior y parte del Superior aparecen implicados en la zona de cizalla del CNL, pero no en la del CSL. Es de suponer que la sedimentación llegó a sobrepasar un talud hacia el Norte generado por el CNL, pero no llegaría a cubrir la actual zona de falla del CSL. Podemos suponer que estos dos corredores formaban en ese momento el borde escalonado del bloque de basamento aflorante en el interior de la actual depresión del Guadalentín.

Este levantamiento relativo está relacionado con un movimiento de carácter normal del CNL que puede incluirse en un contexto extensional de carácter regional asociado a fenómenos de colapso neógenos en la Cordillera Bética (Platt et al., 1989; Doblas y Oyarzun, 1989). La existencia de fallas N 80-110 E normales que afectan al basamento ya deformado y están fosilizadas por el Mioceno, como se verá posteriormente, parece apoyar un evento claramente extensional para la génesis de la Cuenca de Lorca.

La génesis de esta cuenca hasta ahora había sido considerada en un contexto compresivo a través de un mecanismo tipo *Pull Apart* producido por una actividad sinestrosa de la falla Norbética y la falla de Alhama de Murcia (Montenat et al., 1987 A y B). En este contexto el pliegue que estructura la ST era considerado como *en echelon*. Sin embargo, ni la geometría de solape entre las fallas citadas ni la orientación del pliegue de la ST son coherentes con esta interpretación.

-2/ La discordancia situada en la base del Tortoniense superior, además de marcar el cambio de fluvial-litoral a marino de plataforma somera en el ambiente deposicional, señala un cambio en el movimiento de la FAM. Previamente al depósito de las calcarenitas del Tortoniense superior bajo, el bloque de

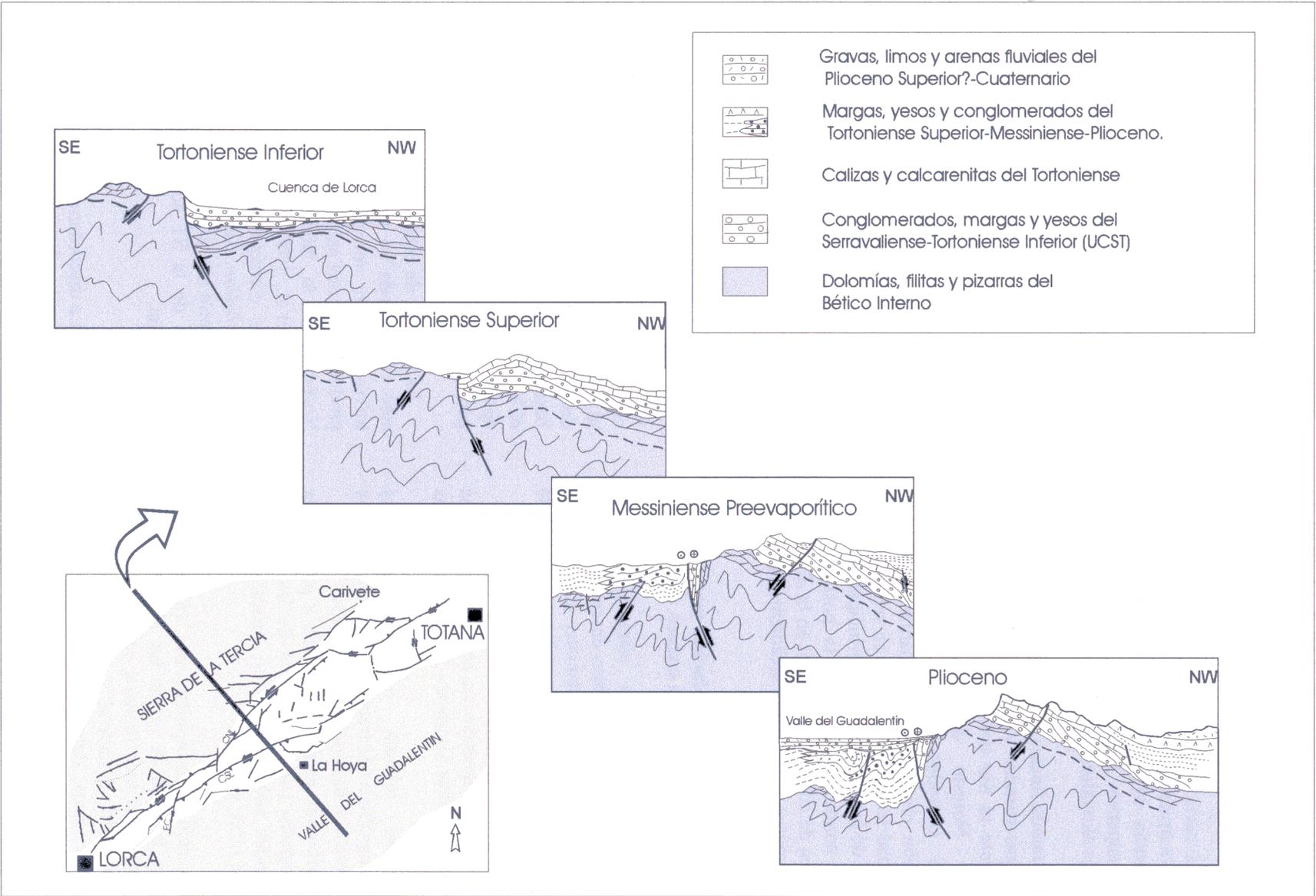


Fig. 2-11. Secuencia evolutiva en una sección NO-SE del sector Lorca-Totana de la FAM. En ella puede observarse el proceso de inversión tectónica en el que se enmarca la evolución neotectónica del borde SE de la cuenca de Lorca y la depresión del Guadalentín.

basamento Bético se elevaba en relación al relleno fluvio-litoral de la cuenca. A partir del inicio del depósito de esa unidad, se inicia un plegamiento sinsedimentario asociado al arrastre inverso de la FAM (Fig. 2-8B). La discordancia progresiva en abanico aparece solamente en el área de influencia de la FAM.

-3/ Durante el depósito del Tortoniense superior, se reconoce una actividad sinsedimentaria extensional local (Fig. 2-8D), contemporánea con el crecimiento de los pliegues de arrastre compresivos junto a la FAM. Asimismo, fallas menores paralelas a la FAM y otras de dirección próxima a N-S controlan el depósito de las margas del Tortoniense superior y del Messiniense (Fig. 2-11).

-4/ Aproximadamente en el límite Tortoniense superior-Messiniense la elevación relativa de bloques al Sur de la FAM, origina emersiones locales de bloques cuya erosión provoca los potentes tramos conglomeráticos intercalados en la Unidad conglomerático-yesífera depositada en el "Área Sur". Es probable que la actividad vertical de fallas N 50-70 E en el área del Guadalentín elevara bloques de basamento situados al SE que provocaran depósitos anómalos con esa procedencia (Montenat et al. (1987 A y B).

-5/ Durante el depósito del Messiniense preevaporítico se manifiestan movimientos en la vertical a lo largo del CSL que condicionan cambios laterales y/o ausencias de los depósitos del Messiniense evaporítico y postevaporítico. Estas variaciones se evidencian en las cartografías (mapas 3 y 4) y en observaciones de campo. Las areniscas homométricas de playa aparecen adosadas al CSL. La costa del mar Messiniense estuvo controlada por los movimientos de estos dos corredores. El CNL, fue el límite septentrional de la sedimentación hasta el inicio de la sedimentación del Messiniense evaporítico. Después es el CSL el que constituye el límite Norte de la sedimentación Messiniense. Desde la terminación oriental del CSL hacia el Este, el depósito estuvo controlado en todo momento por el CNL.

-6/ Durante en Messiniense evaporítico se manifiesta la presencia de un área emergida en el extremo oriental de la ST. Los aportes de este área (fundamentalmente calcareníticos), junto con los procedentes de la erosión del área

emergida de S^a Espuña, imposibilitaron el depósito salino en esta zona (entorno de Aledo). Esto implica que el anticlinal que estructura la ST ya se había empezado a formar y en su tercio oriental era ya área fuente de materiales detríticos.

La transición en el ambiente de sedimentación de los yesos de marino abierto a endorreico (Ayora, 1995) señala el momento exacto en que el área de depósito de la cuenca de Lorca queda sin conexión con el mar messiniense.

-7/ Desde el Messiniense postevaporítico hasta el Cuaternario, el bloque situado al NO de la FAM sufre una progresiva elevación. Este proceso hace que la cuenca de Lorca quede "colgada" con respecto a la depresión Pliocuaternaria del Guadalentín que comienza a estructurarse. El nivel fluvial plioceno que colmata la cuenca de Lorca se encuentra en la actualidad a una cota media superior a 600 m. Mientras que la cota media actual de la depresión del Guadalentín es de 300 m.

A modo de resumen, puede decirse que la sedimentación en el tercio meridional de la cuenca de Lorca está condicionado por sucesivos eventos tectónicos de actividad de la FAM a lo largo del Tortoniense, el Messiniense y el Plioceno, que provocan movimientos verticales relativos. Asociados a esos movimientos verticales se producen ceses o reactivaciones sedimentarias de carácter brusco y detrítico.

A escala más regional las características de los depósitos de relleno de la cuenca y sus variaciones laterales señalan el comienzo de la formación de la ST y su elevación a partir del Messiniense. La FAM y concretamente primero el CNL y después el CSL controlaron la posición de la línea de costa a finales del Messiniense cuando la sierra comenzó a emerger.

2.4.2.2. Depósitos cuaternarios del borde Norte de la depresión del Guadalentín

En este apartado se tratarán los materiales más recientes que aparecen deformados por la FAM y que se sitúan en discordancia sobre la última unidad tectosedimentaria neógena.

Los materiales más recientes implicados en la zona de falla de la FAM en el sector Lorca-

Totana forman parte del relleno del valle del Guadalentín. Silva (1994) realizó una exhaustiva cartografía de los mismos y su interpretación como respuesta a la dinámica del frente de montaña activo de la ST. En este trabajo, hemos realizado una cartografía y descripción de estos depósitos con fines a situar espacial y temporalmente los distintos materiales que después encontramos deformados en las trazas del CNL y del CSL. Con ello, pretendemos tener una escala temporal relativa lo más ajustada posible de la deformación que nos permita obtener tasas de movimiento más exactas para la falla.

-A. Criterios cronológicos

En los trabajos previos realizados en la zona concernientes al estudio de los depósitos fluviales cuaternarios, la datación de los mismos ha estado basada fundamentalmente en el grado de desarrollo edáfico de las calcretas que encostran el techo de las unidades de abanicos aluviales. Ello combinado con la correlación de los episodios de agradación relacionados con las fases glaciares (Baena et al., 1993 y Silva, 1994). Estos autores reconocen tres tipos de calcretas: masivas, maduras e inmaduras, que asocian respectivamente a edades decrecientes desde el Pleistoceno inferior. Aquellos abanicos que no presentan encostramientos calcáreos se consideran holocenos. Silva (1994) combina este criterio con la identificación de tres fases deposicionales de abanicos aluviales y la posición en el tiempo de las fases Riss y Würm. De este modo distingue:

- Una primera fase deposicional de abanicos de edad Pleistoceno medio.
- Una segunda fase deposicional de abanicos post Riss pre Würm (130.000-85.000 años bp).
- Una tercera fase deposicional de abanicos post Würm y Holoceno (85.000 años bp hasta el Holoceno)

En el presente trabajo asumimos este criterio cronológico relativo, si bien con ciertos matices. Pensamos que hay que ser cuidadoso a la hora de utilizar el criterio edáfico de desarrollo relativo de las calcretas para la datación en este sector. Ello se debe a que las surgencias de aguas termales y aguas ricas en carbonatos y sulfuros que jalonan la traza del CNL (surgencias de Carralaca, cortijo del Roser, fuente de la Torta

de Cal...etc.) hacen que localmente la potencia de las calcretas sea muy superior a la que presentan en el mismo abanico conforme nos alejamos de la falla hacia el Sureste.

Además de la utilización de los criterios citados, hemos realizado dataciones absolutas de varios niveles travertínicos superpuestos e incluidos en el interior de un abanico aluvial (ver capítulo 2.5.3.1) que nos han servido para calibrar las edades asumidas tanto mediante el criterio edáfico citado, como mediante criterios de posición relativa, solapamiento y correlaciones con materiales equivalentes presentes en frentes de montaña activos cercanos.

-B. Descripción de los depósitos cuaternarios.

Todos los depósitos recientes discordantes sobre las unidades de basamento Bético Interno así como sobre las unidades tectosedimentarias neógenas descritas anteriormente en el Área Sur de depósito de la cuenca de Lorca, presentan carácter aluvial y fluvial. Corresponden a restos de glaciares, terrazas y abanicos aluviales alimentados por las ramblas procedentes del área madre de la ST. En función de la dinámica del levantamiento del frente de montaña de esta Sierra y la evolución climática pliocuaternaria los distintos cuerpos sedimentarios presentan distintas arquitecturas de superposición y posiciones relativas más o menos alejadas del frente de montaña (Silva et al., 1992c). En el Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia (Baena et al., 1993), los materiales fluviales incluidos en este corredor aparecen cartografiados como abanicos aluviales de edad Pleistoceno medio y superior.

En función de su posición estratigráfica, características litológicas, posición relativa y grado y carácter de deformación, hemos dividido los depósitos cuaternarios aflorantes en este sector en cuatro unidades o conjuntos. Con esta división se pretende establecer un marco temporal en el que situar posteriormente los distintos eventos tectónicos recientes. En este sentido, las unidades informan por su grado y tipo de deformación acerca de los eventos y episodios de actividad de la FAM. Sin embargo, en algunos casos debido a su poca extensión de afloramiento no son cartografiables. Por ello, las unidades cartografiadas en los mapas 3 y 4 no se

corresponden en su totalidad con las unidades morfosedimentarias que a continuación describimos.

-1: Terrazas fluviales del Plioceno superior - Pleistoceno inferior (PL)

Están formadas por gravas blancas con cantos de calizas oolíticas subbéticas predominantes y niveles de limos grises y pardos. Presentan potencias escasas de no más de cuatro metros. Sus afloramientos no son cartografiados, puesto que se presentan en las paredes de los encajamientos de las ramblas o bien se encuentran cubiertos por una potente sucesión de abanicos aluviales. Solo afloran allí donde las fallas principales del CNL y del CSL las han deformado y elevado hasta la superficie (figs. 2-12 y 2-13). Los restos que se conservan adosados al CNL están a más de 40 metros sobre el nivel actual del valle. Se trata de restos de terraza abandonadas por el río Guadalentín cuyo cauce a finales del Plioceno y principios del Pleistoceno transitaba más al Norte que el actual. Al situarse en discordancia sobre depósitos pliocenos verticalizados y por debajo de abanicos aluviales del Pleistoceno medio o superior, puede suponerse para ellos una edad desde finales del Plioceno hasta comienzos del Cuaternario.

-2: Abanicos aluviales y glaciares del Pleistoceno medio (P)

Sucesión de limos anaranjados y conglomerados con niveles de calcretas, alternantes en paquetes de 10-20 cm de potencia. Esta unidad está constituida por una superposición de abanicos aluviales y glaciares cartografiada como (P) en el mapa 4. Está confinada en su afloramiento a la banda que existe entre el CNL y el CSL. La potencia máxima observada en los cortes de las ramblas supera los 15 metros. De base a techo los cantos de los conglomerados pasan gradualmente de calizas y calcarenitas tortonienses a predominar los cantos de rocas metamórficas del basamento. Los conglomerados están menos cementados a medida que nos alejamos del CNL. En las cercanías de éste son muy frecuentes los niveles y venas de travertinos y el cemento de los conglomerados es carbonatado. Hacia el Sur ese cemento se hace más limoso y solo se conservan niveles carbonatados de caliches. Estos caliches separan los distintos abanicos aluviales (y glaciares allí donde la paleotopografía lo forzó) cuya

superposición construye esta unidad. Es característico el oscurecimiento progresivo hacia techo de esta unidad a medida que aumenta la cantidad de cantos de basamento, lo cual testimonia el progresivo encajamiento de las ramblas en el área madre de la ST.

Desde el punto de vista estructural lo más importante de esta unidad es que mientras en la zona central de la banda situada entre el CNL y el CSL los distintos abanicos aluviales que se superponen están prácticamente horizontales, en las zonas de contacto con el CNL y el CSL están fuertemente basculados y con distinto grado en función de su antigüedad. En los cortes realizados en los afloramientos de las zonas de falla, las unidades con distinto grado de deformación incluidas en P se han denominado P1, P2,....etc. (figs. 2-12 y 2-13).

Los materiales de esta unidad son considerados de edad Pleistoceno medio por Baena et al, (1993). Silva (1994) los considera como pertenecientes a la primera de tres fases deposicionales de sistemas aluviales marginales pleistocenos y holocenos. La segunda y la tercera se depositan aguas abajo diseccionándolos. Usando como criterio de datación el grado de desarrollo de los caliches que encostran cada abanico los considera como máximo de edad Pleistoceno medio.

-3: Abanicos aluviales del Pleistoceno medio y superior (Q_p)

Sobre la anterior unidad se dispone una unidad compuesta por abanicos aluviales encostrados, que si bien están deformados por el CNL y el CSL, llegan a sobrepasarlos en varios puntos aflorando al Norte y al Sur de los mismos. Son claramente diferenciables de la unidad infrayacente, tanto por el mayor tamaño de los cantos como por el color mucho más oscuro, a causa de que el núcleo de basamento Bético Interno formaba ya la fuente principal de alimentación del proceso erosivo. Genéticamente no se diferencian de los últimos abanicos de P. Sin embargo, se sitúan disectándolos a un nivel topográfico inferior. Además, su solape en algunos puntos sobre el CNL y el CSL los hacen interesantes a la hora de cartografiarlos separadamente (unidad Q_p del mapa 4) puesto que están fosilizando uno o más eventos tectónicos en la FAM, como luego se verá. En las cercanías del CNL, sobre todo donde hay

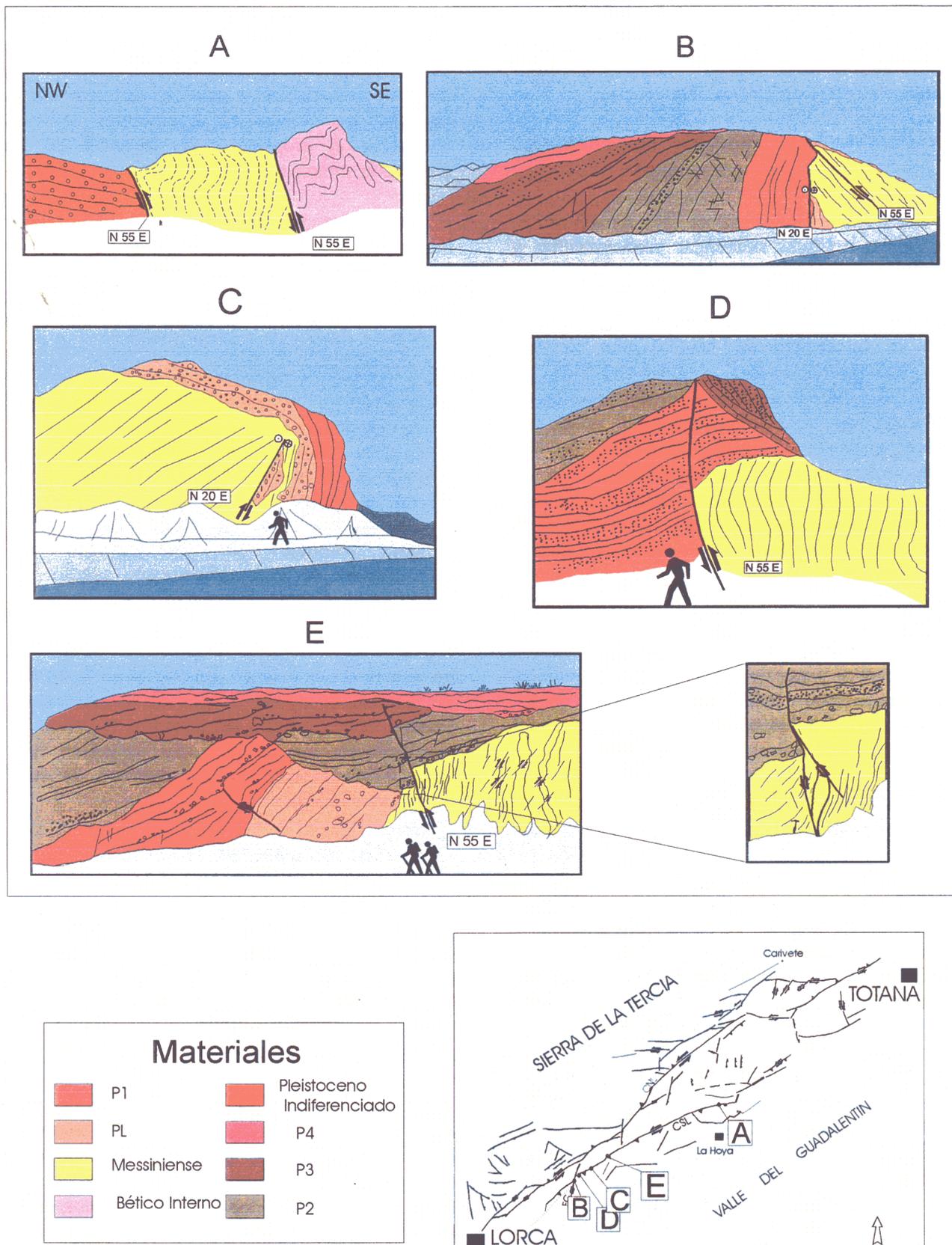
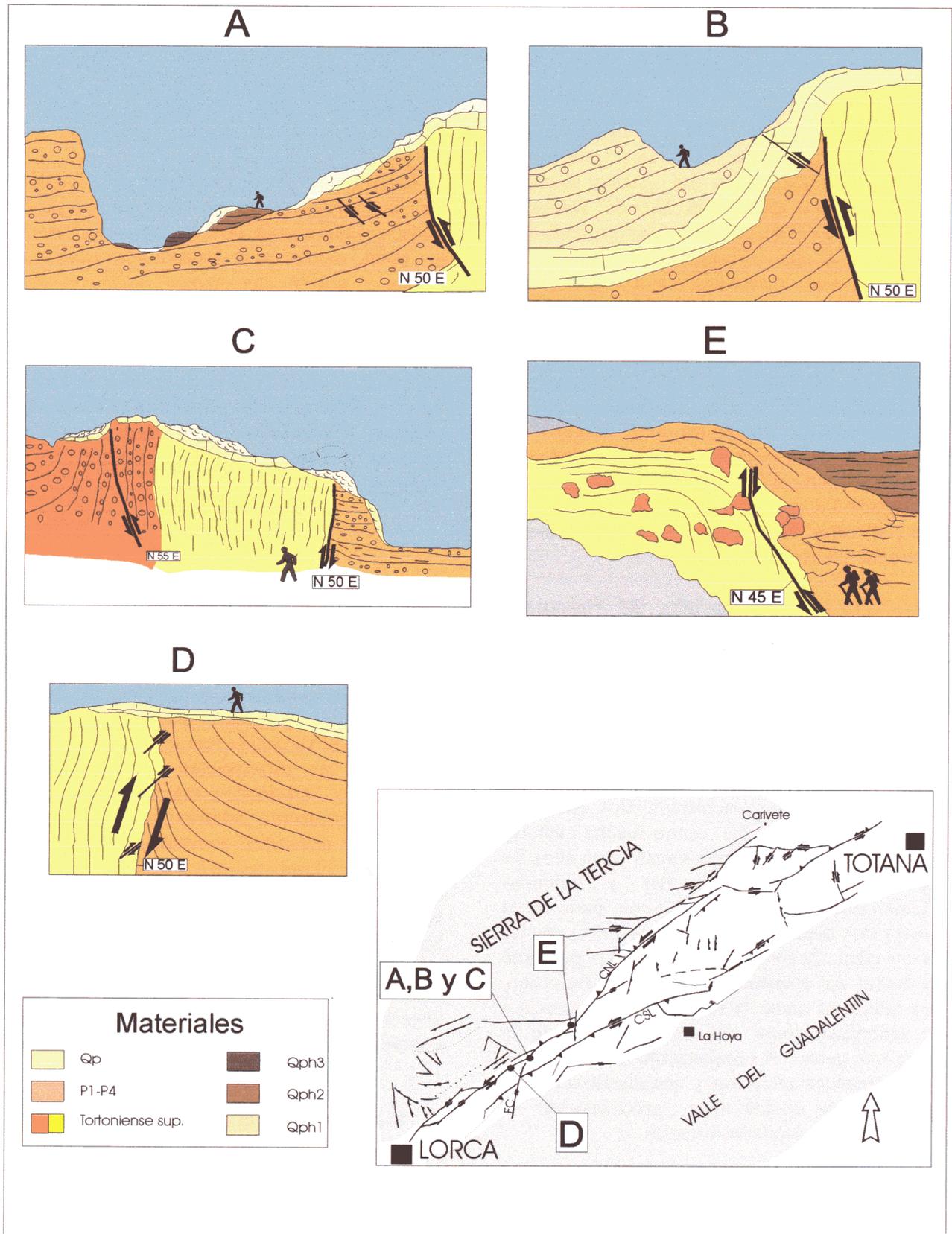


Fig. 2-12. Cortes geológicos y esquemas estructurales de los afloramientos estudiados a lo largo del CNL en los que este corredor deforma los depósitos cuaternarios. PL: antigua terraza del Río Guadalentín (Plioceno Sup-Pleistoceno Inf?). P1-P4: abanicos aluviales Pleistoceno medio - Sup ?



surgencias de aguas mineralizantes son muy frecuentes intercalaciones de la venas y niveles travertínicos que precipitaron durante su depósito.

Bousquet y Philip (1976 a y b) consideran estos materiales dentro de la fase pre-Würm. Son correlacionables con los glaciares y abanicos encostrados que aparecen al Este de Totana y al Norte de la S^a de Almenara correspondientes también al pre Würm. Silva (1994), los interpreta como pertenecientes a una segunda fase deposicional de edad post Riss pre Würm, entre 750.000 y 85.000 años b.p.

En el capítulo 2.5.3.1. presentamos detalladamente la datación absoluta que hemos realizado de los travertinos más antiguos incluidos en los depósitos de esta unidad, que cubren el CNL a la altura de los baños de Carralaca. La edad más antigua obtenida fue de 398.000 años. Esta edad lo incluye claramente dentro del Pleistoceno medio.

-4: Abanicos aluviales del Pleistoceno superior - Holoceno (Qph) :

Hemos diferenciado como última unidad un conjunto de abanicos de menor tamaño, agrupados en tres generaciones y situados en una dinámica de encajamiento cada vez más alejados de la sierra. Se disponen al Sureste del CSL y no presentan encostramientos calcáreos. Son menos potentes, sus cantos mucho menores y el color más oscuro. Predominan ya en ellos los cantos de pizarras, cuarcitas y dolomías Alpujarrides y Maláguides. Forman parte de la tercera fase deposicional de (Silva, 1994) que les da una edad menor de 85.000 años b.p. por tanto ya dentro del Pleistoceno superior u Holoceno. Los interpreta como la respuesta sedimentaria a un amortiguamiento del levantamiento de la sierra que genera el encajamiento de los canales de los abanicos anteriores y una disminución del aporte. Esta unidad llega prácticamente a enlazar con los depósitos actuales.

Dentro de esta unidad se incluyen los distintos depósitos de rambla situados a lo largo de los cauces que disectan los materiales de las unidades anteriores a diversas alturas.

Cabe añadir finalmente, que los materiales que forman la depresión del Guadalentín indicados en los mapas 3 y 4 como Cuaternario

indiferenciado, representan depósitos de glaciares y abanicos aluviales de edad Pleistoceno superior y Holoceno correspondientes a las facies más distales de los cuerpos sedimentarios de las unidades Qp y Qph, así como a depósitos de llanura de inundación del río Guadalentín.

En el centro de la depresión del Guadalentín los depósitos aluviales cuaternarios pueden llegar a alcanzar más de 200 metros de potencia y están compuestos fundamentalmente por arenas y gravas con tramos arcillosos intercalados (ITGE, 1975a).

2.4.3. Estructuras de deformación que afectan materiales Tortonienses, Messinienses y Pliocenos en el sector Lorca-Totana.

-A: Sistemas de fracturación.

En la figura 2-14 se representan los sistemas de fracturación activa durante el período neotectónico que se han podido identificar a través de la cartografía y estudios de campo, tanto en el sector Lorca-Totana como en el área de la S^a de la Tercia. Se han medido 407 fallas y fracturas de dimensiones decamétricas a kilométricas afectando materiales neógenos (fundamentalmente calcarenitas tortonienses). Los datos utilizados provienen tanto de las cartografías plasmadas en los mapas 3 y 4 como del análisis fotogeológico llevado a cabo durante la misma, en el que se identifican fallas que por sus escasas dimensiones no pudieron llegar a cartografiarse. De la representación de la fracturación se deduce la existencia de varias direcciones de fracturación preferente en los dos sectores distinguidos: N 45-55, N 90-100, N 10-20 y N 135-150.

-B: Dinámica de la fracturación

A la hora de interpretar la orientación de la dirección del máximo esfuerzo horizontal compatible con la cinemática de cada sistema de fracturación se deben considerar unos ángulos de reactivación óptimos entre 30 y 60° (Sibson, 1994). Los estudios realizados sobre evidencias naturales de comportamiento friccional siguiendo la ley de Byerlee, (basados en observaciones

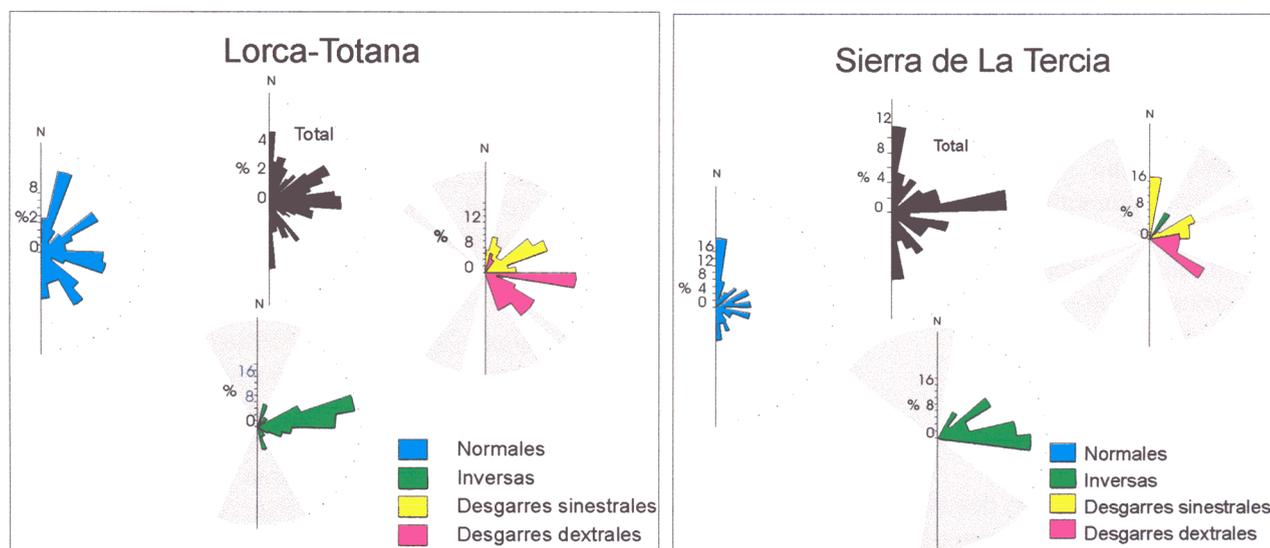


Fig. 2-14. Histogramas de orientaciones de la fracturación identificada en el sector Lorca-Totana y en el sector de sierra de la Tercia, diferenciadas en función de su cinemática. Se han sombreado los abanicos de orientaciones que corresponderían con las direcciones de acortamiento horizontal compatibles con las cinemáticas de la fracturación (explicación en el texto).

sismológicas, geomorfológicas y de esfuerzos in situ) concluyen que en la gran mayoría de los casos y bajo condiciones corticales de flujo térmico normales, una falla preexistente es susceptible de reactivación en condiciones óptimas siempre que la dirección de máximo esfuerzo compresivo forme un ángulo con la falla entre 30 y 60°. Si el ángulo es superior, la falla se bloquea y si es inferior tiende a sufrir apertura o extensión.

De la disposición y cinemática de los sistemas de fracturación neotectónicos se pueden resumir varias conclusiones parciales de carácter dinámico y cinemático:

- Las posibles orientaciones del máximo acortamiento horizontal que puede deducirse de la orientación de las fallas inversas y de desgarre, cubren un abanico de direcciones bastante amplio. En la zona de la ST se observan dos máximos acortamientos de direcciones NO-SE y NE-SO. En la zona de falla Lorca-Totana se observan abanicos de direcciones de acortamiento semejantes algo más norteadas NNE-SSO y NNO-SSE. Es importante hacer notar, sin embargo, que las direcciones de acortamiento (Fig. 2-14) se representan considerando un ángulo de

fricción teórico de 35°. Como hemos indicado anteriormente, los ángulos de reactivación (entre el máximo esfuerzo y el plano de falla) para fallas preexistentes abarcan, en condiciones normales un abanico de orientaciones bastante más amplio: entre 30° y 60° (Sibson, 1994). Esto hace que debamos considerar con precaución las interpretaciones de orientaciones de acortamiento a partir de reactivaciones de sistemas de fracturación preexistentes.

- La gama de orientaciones tan extendida de las fallas normales, tanto en la ST como en la zona Lorca-Totana, apoya la existencia a lo largo del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario de más de una dirección de máximo acortamiento horizontal.
- Es bastante evidente, tanto a escala cartográfica como a escala de afloramiento, la actividad polifásica de prácticamente todos los sistemas de fracturación.
- Las complejas relaciones temporales entre las cinemáticas polifásicas observadas nos hace considerar que tanto o más importante que diferenciar los distintos sistemas de fracturación que afectan la zona, es considerar

la geometría de los bloques que se forman como consecuencia de la combinación de los mismos. En función de su geometría y posición espacial responderán con un movimiento u otro a un campo de esfuerzos. En ese movimiento casi siempre alguna de las fallas que los limitan, si es tomada individualmente, puede considerarse que presenta un movimiento incongruente. Este proceso parece el responsable de la complejidad espacial y temporal de la cinemática descrita.

-C: Estructuras menores de deformación

A continuación se describirán las estructuras de carácter continuo y discontinuo observadas en campo que afectan a los materiales tortonienses y messinienses en el corredor Lorca-Totana. Se describen solamente aquellas estructuras afectando a los materiales de edad Tortoniense, Messiniense o Plioceno, que aparecen en algún caso fosilizadas por la discordancia a base de los depósitos fluviales cuaternarios. La cinemática de cada falla se ha determinado mediante la identificación de indicadores cinemáticos de campo: pliegues de arrastre, discordancias progresivas locales, venas de cizalla, huellas de presión y criterios de sentido de movimiento en planos de fricción. En este último caso se han seguido los criterios interpretativos de sentido de movimiento de Doblas et al. (1997).

-Fallas N 50-70 de alto ángulo con cinemática inversa y de desgarre sinistoso. Pliegan y verticalizan las capas de conglomerados rojos del Mioceno medio -Tortoniense inferior bajo, las calcarenitas del Tortoniense superior y las margas, limos y conglomerados del Tortoniense superior-Plioceno. En las figuras 2-8, 2-9, 2-10, 2-12 y 2-13 se presentan cortes geológicos e interpretaciones de afloramientos estudiados sobre las trazas del CNL y del CSL. Prácticamente en todos los casos se aprecia esa cinemática fosilizada por el Cuaternario. En las Fig. 2-13 c y d se observan fallas inversas antitéticas con las fallas principales. En los planos de deslizamiento inverso se observan estrías que presentan cabeceos variables entre 30° y 90° con componente sinistrosa.

La cinemática inverso-sinistrosa de estas fallas generó en el borde Norte del CNL pliegues sinsedimentarios con las consiguientes discor-

dancias progresivas (figs. 2-8 y 2-10). Esta actividad sinsedimentaria se reconoce durante el Tortoniense y el Messiniense, como se aprecia en la discordancia a base del Messiniense evaporítico en las cercanías de Carivete.

-Fallas N 50-70 normales. Se presentan siempre al Norte del CNL. Tienen una clara actividad sinsedimentaria controlando el depósito de las margas tortonienses (figs. 2-9 y 2-10).

-Fallas N 10-25 Presentan movimientos polifásicos sinestrosos y normales. Asociados a sus movimientos se observan pliegues de arrastre de eje vertical, arrastres de capas, estrías y fibras de calcita que muestran un movimiento sinistoso bastante puro. Esta cinemática provoca la rotación dextrorsa de bloques como ocurre al Sur de Carivete (mapa 4) donde rotan ejes de pliegues de direcciones N 50-60 hacia direcciones más E-O. Es importante destacar que la cinemática sinistrosa de estas fallas corta y desplaza en algunos puntos la zona de desplazamiento principal del CNL y del CSL.

-Fallas N 80-110 subverticales. Presentan movimientos verticales durante el depósito Tortoniense y Messiniense y posteriormente rejugos dextrosos que originan fracturas secundarias (Riedel) N 120 y pliegues de arrastre de eje vertical (ver capítulo 2.9 sobre la falla de Las Viñas). En los extremos oriental y occidental del CNL (monte de Matalauva y Sur de Carivete) cuando estas fallas conectan segmentos de dirección N 55-60 su cinemática es sinistrosa con componente inversa.

-Fallas N 140 subverticales. Presenta saltos dextrosos pero también normales y sinestrosas. En la zona situada entre el monte Castillarejo y Lorca y especialmente al Oeste del monte de Matalauva (mapa 4) se aprecia como estas fallas cortan con movimientos dextrosos y normales a los pliegues de dirección NE-SO que deforman las calcarenitas del Tortoniense inferior (T2 en el mapa) y generan un paleorelieve que es rellenado por los depósitos de margas del Tortoniense superior alto.

-Pliegues simétricos de eje horizontal orientados N 50-60. Presentan longitudes hectométricas a kilométricas. Estructuran gran parte de los afloramientos tortonienses y messinienses adosados al CNL y CSL. Al Norte del CNL son abiertos y controlan el depósito de

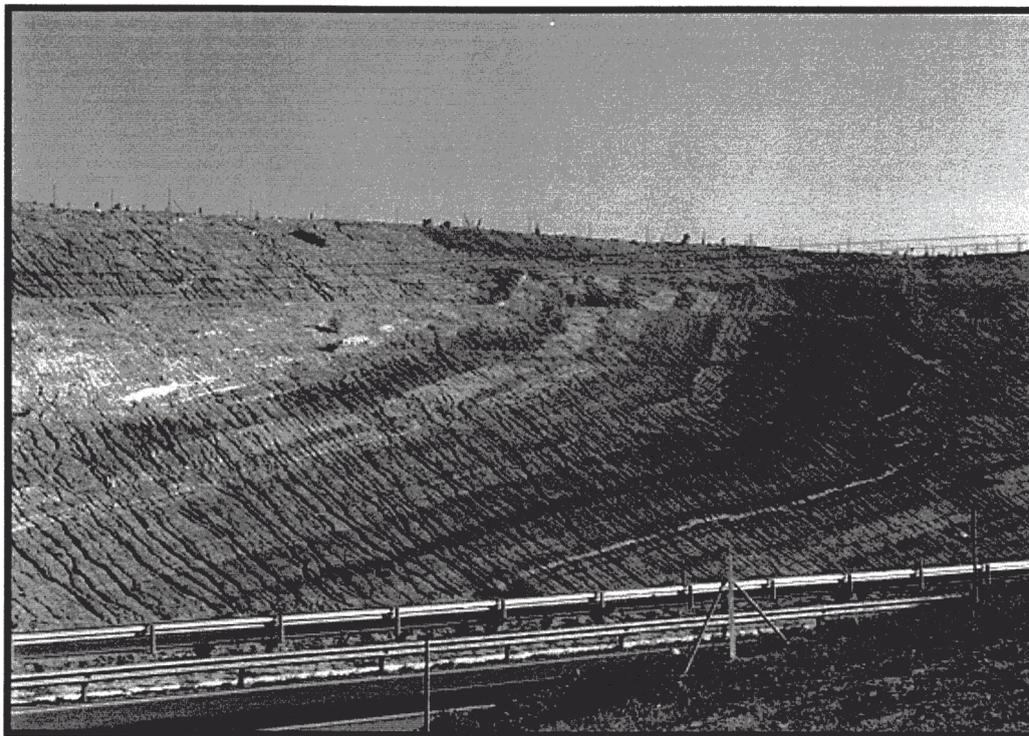


Fig. 2-15. Fotografía de los limos y gravas pliocenos aflorantes en el talud de la Autovía del Mediterráneo 100 m al sur del Corredor Sur de Lorca, afectados por fallas invervas de bajo ángulo y dirección N 80-100.

las margas preevaporíticas. Los que aparecen al Sur del CSL son muy apretados, incluso isoclinales, de flancos subverticales.

-Pliegues tumbados de arrastre con ejes N 80-100 asociados a fallas inversas de bajo ángulo con la misma orientación (Fig. 2-15). Afectan a limos y arenas de edad pliocena. Como se aprecia en la figura, algunas de estas fallas, junto con los pliegues de arrastre que genera su movimiento presentan un carácter sinsedimentario y quedan fosilizados por niveles intrapliocenos.

-Pliegues simétricos horizontales con ejes N-S. a N 20. Son frecuentes afectando a los conglomerados rojos al Sur del monte Castillarejo. Generalmente aparecen asociados al movimiento de desgarre de las fallas N 50-60 y N 80-110.

-Pliegues de eje vertical asociados a la actividad sinestrosa de las fallas N 50-60 y N 80-110. Un ejemplo claro a escala cartográfica se observa al Sur de Carivete, en la zona de solape entre dos tramos de la zona de desplazamiento principal del CNL (mapas 3 y 4).

-Pliegues apretados horizontales de eje NO-SE a E-O afectando a los conglomerados poligénicos del Messiniense preevaporítico en el extremo oriental del CSL.

En la Fig. 2-16 se han representado las proyecciones estereográficas de siete estaciones de medidas meso y microtectónicas situadas a lo largo de todo el corredor, cuya posición se muestra en el mapa 3. Las estructuras se han medido en conglomerados y calcarenitas de edad Mioceno medio-Tortonense. En cada proyección se señala la dirección o direcciones de máximo acortamiento horizontal que mejor se ajustan a la orientación de las mesoestructuras así como la interpretación dinámica de algunas de ellas.

Resumen

De todas las estructuras y criterios cinemático identificados y analizados en el sector Lorca-Totana de la FAM se pueden resumir las siguientes evidencias:

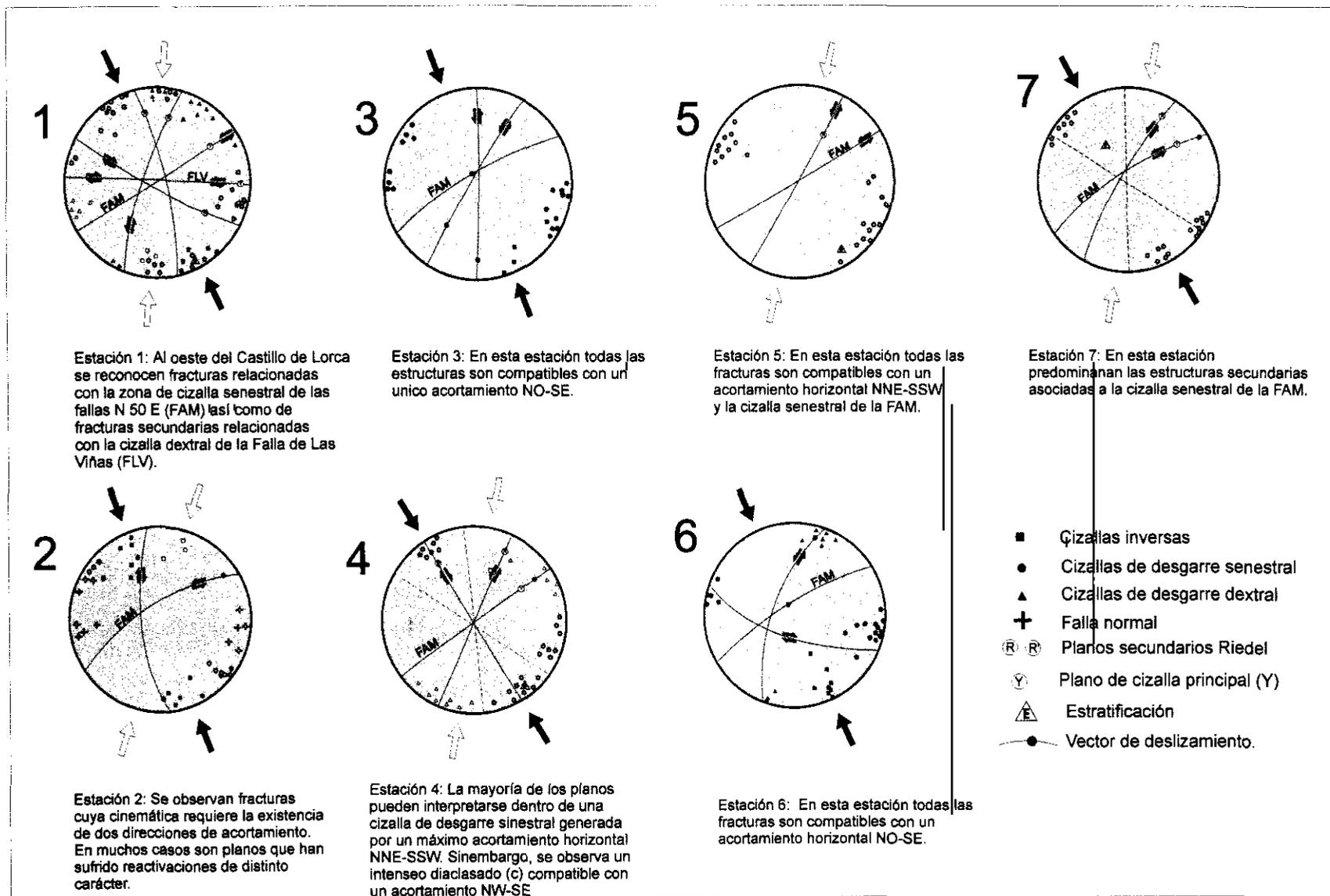


Fig. 2-16. Estaciones de medidas microtectónicas realizadas a lo largo del sector Lorca-Totana de la FAM. Ver situación en el mapa 3. En cada estación se señala la o las direcciones de acortamiento aproximadas compatibles con las cinemáticas de la mayoría de las microestructuras.

- La cinemática de la FAM posteriormente al Mioceno medio se ha caracterizado por movimientos de tipo inverso, de tipo desgarre sinestroso y de tipo intermedio inversodireccional.
- Es difícil interpretar la formación y posterior actividad polifásica de muchas fallas considerando un único campo de esfuerzos compresivo. Además, no hemos podido identificar unos límites temporales claros entre cada una de las actividades polifásicas observadas.
- Existe actividad extensional local asociada a fallas N 20 y N 50-70 que es coetánea con movimientos inversos de la zona de desplazamiento principal del CNL.

2.4.4. Estructuras de deformación post-pliocenas en el sector Lorca-Totana. Estructuras menores y su cinemática.

A continuación se describen y analizan las estructuras de deformación que afectan a los materiales fluviales y aluviales cuaternarios incluidos en la zona de falla Lorca-Totana y su entorno.

Los corredores de fracturación con una dirección N 50-65, a los que venimos denominando: Corredor Norte de Lorca (CNL) y Corredor Sur de Lorca (CSL) están controlando la disposición cartográfica de las unidades fluviales cuaternarias ya descritas con ante-

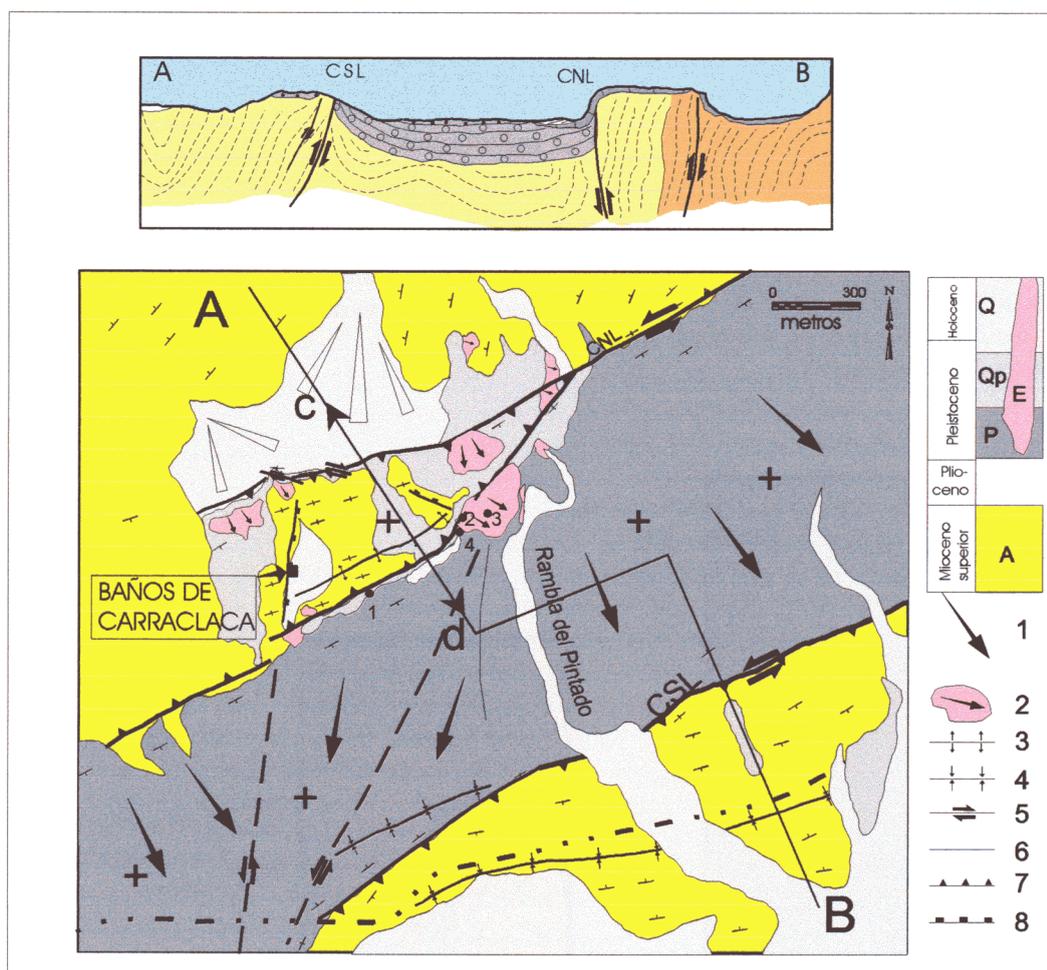


Fig. 2-17. Mapa geológico y corte geológico transversal a los corredores norte de Lorca (CNL) y sur de Lorca (CSL) a la altura de los baños de Carralaca. En el corte se aprecia la estructura *pop down* situada entre ambos corredores y una estructura *pop up* en la zona de los baños, ambas afectando materiales cuaternarios. A: Mioceno sup.; P: abanicos aluviales del Pleistoceno medio. Qp: abanicos aluviales del Pleistoceno medio-superior. Q: Depósitos de rambla, coluviones y abanicos aluviales del Pleistoceno superior y Holoceno.

rioridad. Asimismo, el movimiento reciente de las fallas principales de cada corredor genera distintas estructuras y grados de deformación en esos depósitos. Se han utilizado los dos tipos de información para determinar la cinemática reciente de ambos corredores y la evolución de la misma. En el corte de la Fig. 2-17 se muestra esquemáticamente la estructuración de las unidades fluviales cuaternarias en la transversal de la FAM a la altura de los baños de Carralaca (mapa 4). Los depósitos cuaternarios de superposición de abanicos aluviales procedentes del NO quedan encajados en la depresión situada entre los dos corredores principales. La máxima potencia de Cuaternario queda preservada en la zona central apenas sin deformar.

Las zonas de falla asociadas a ambos corredores son bastante anchas, sobre todo en el CNL. La banda cizallada con una importante densidad de fracturación secundaria puede ser superior a 10 metros en los materiales neógenos e incluso superior cuando las fallas cortan zonas de Basamento Bético. Sin embargo, a medida que los materiales van siendo más recientes, el deslizamiento en ambos corredores se acumula en lo que venimos llamando zonas de desplazamiento o deslizamiento principal. En los depósitos aluviales la banda de mayor deformación por cizalla no suele superar los dos metros, lo que facilita la medida de saltos netos y el cálculo de tasas de deformación.

2.4.4.1. Deformación de las terrazas fluviales del Plioceno superior-Pleistoceno inferior (PL)

Los restos de las terrazas del Guadalentín (PL), aparecen deformados por ambos corredores. Los escasos restos que se conservan adosados al CNL al NO de los baños de Carralaca aparecen basculados más de 30° hacia la depresión de Guadalentín. No se han encontrado estructuras de deformación menores en ellos. En el CSL la deformación de estas terrazas se observa mejor ya que durante el Pleistoceno medio fueron fosilizadas y protegidas de la erosión por los abanicos aluviales de la unidad suprayacente (P).

Los sucesivos saltos de la falla principal del CSL han ido elevando esa terraza en el bloque Sur y haciéndola desaparecer por erosión, pero quedan todavía algunos restos. El movimiento inverso del CSL pliega, verticaliza y rompe una de esas terrazas (unidad PL figs. 2-12 y 2-13) así como los depósitos del Pleistoceno medio (P) a medida que se va produciendo la sedimentación de los mismos. Las estrías observadas en el plano de deslizamiento principal del CSL marcan dos tipos de movimiento. Uno inverso puro (cabeceo casi 90°) y otro previo de tipo inverso con componente de desgarre sinestroso (cabeceo 50°) (Fig. 2-18).

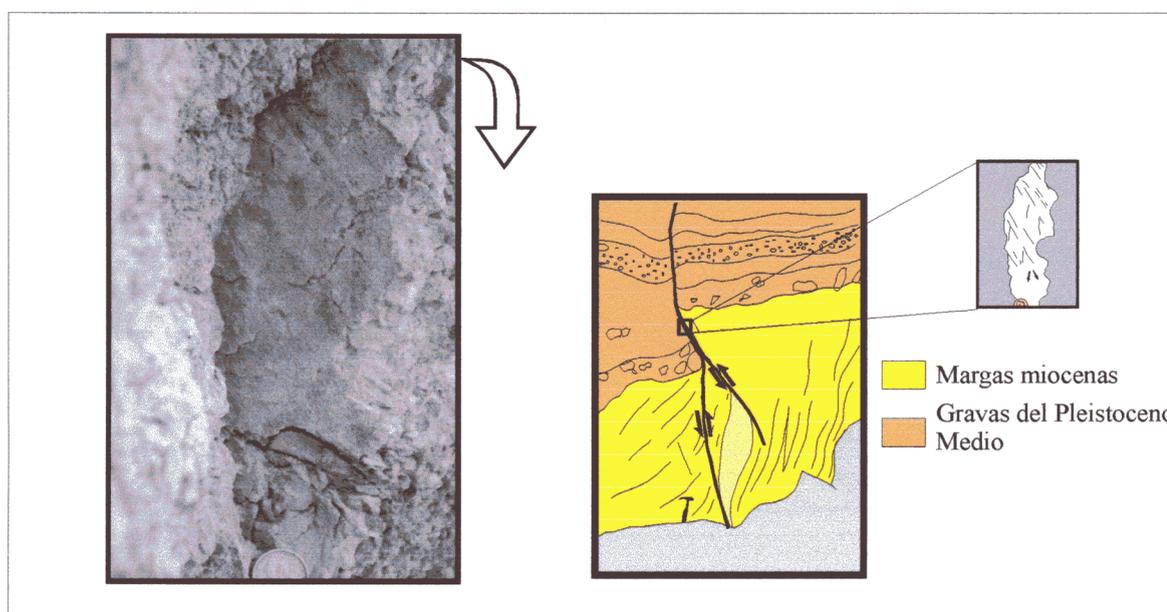


Fig. 2-18. Detalle del plano de fricción de la FAM en el afloramiento de la rambla del Buitre en el que se observan dos estrías en el plano de falla afectando materiales pleistocenos.

Las fallas N 20 también afectan con movimientos inversodireccionales estos materiales (Fig. 2-12c).

2.4.4.2. Deformación de los abanicos y glaciares del Pleistoceno medio (P)

Los materiales de esta unidad están afectados de manera importante por las fallas principales de los dos corredores. Ambos corredores generan rupturas inversas, plegamientos en rodilla y verticalizaciones de los niveles de gravas, arenas y limos que forman esta unidad (Fig. 2-12a, b y d). Cuanto más antiguas son las capas mayor es el buzamiento que presentan. En los planos de deslizamiento, sin embargo, se observan al menos dos estrías diferentes. Una inversa pura y otra inverso-sinestrosa. Ya anteriormente en otros trabajos se citaron estructuras que señalaban esta cinemática para este período (Bousquet y Philip, 1976 a y b; Armijo, 1977; Martínez Díaz, 1991).

En la zona intermedia entre los dos corredores se observan fallas N 15-20 de dimensiones métricas a hectométricas y subverticales que presentan saltos de carácter normal que controlan el depósito y la potencia de la unidad P (Fig. 2-19). La falla que aparece en esa foto, situada en las cercanías del cortijo del Roser presenta un salto normal de más de 10 m afectando a la base de esta unidad. Asimismo, la depresión de Huerto Chico (ver mapa 4), rellena por materiales de esta unidad, está claramente controlada por fallas de este tipo. La formación de esta depresión la interpretamos como un proceso de extensión compatible con el movimiento sinestroso de ambos corredores (CNL y CSL). Al Sur del CSL, sin embargo, como se aprecia en la Fig. 2-20, las fallas N 20 conservan una cinemática inverso-direccional como la que presentaban durante el Mioceno superior. En esa figura vemos como la falla N 20 de Carraclaca corta y desplaza la traza del CSL (ver mapa de situación), aísla un fragmento de terraza de la unidad PL e intensifica la verticalización llegando a invertir los materiales de la unidad P.

Vemos, por tanto, que también durante el Pleistoceno medio y posiblemente superior, como ya ocurría en el Mioceno superior, sigue existiendo un comportamiento cinemático complicado de las fallas de los corredores CNL Y CSL así como de las fallas de dirección N 20, dándose prácticamente al mismo tiempo cinemáticas diferentes.

2.4.4.3. Deformación de los abanicos aluviales del Pleistoceno medio y superior (Qp) y Holoceno (Qph)

Antes del inicio del depósito de los abanicos y glaciares de la unidad Qp, los depósitos de PL y P quedaron encajonados entre el CNL y el CSL a causa de la continuada actividad inversa o inverso-direccional de los mismos (Fig. 2-17). Se trata de una estructura *pop down* que crece progresivamente durante el Pleistoceno. Los abanicos de Qp, sin embargo, solaparon toda la estructura, si bien la continuación en el desarrollo de ese *pop down* volvió a activar la erosión de los depósitos situados al Norte del CNL y al Sur del CSL. En el mapa 4 vemos que los abanicos de la Rba. del Saltador y de la Rba. de La Salud solaparon en su momento el CSL. Todavía quedan restos como cerros testigo de los niveles inferiores de estos abanicos al Sur del CSL. (Fig. 2-17).

Los materiales de la unidad (Qph) (Pleistoceno superior-Holoceno) aparecen alejados de las fallas de los corredores debido al fuerte encajamiento que se produjo al final del depósito de Qp.

2.4.4.4. Evolución tectónica postpliocena deducida de las estructuras menores.

La interpretación de las estructuras menores analizadas en los afloramientos más significativos estudiados a lo largo del sector Lorca-Totana de la FAM, combinadas con la información aportada por la cartografía (disposición espacial de las distintas unidades deposicionales) permite deducir la siguiente evolución tectónica cuaternaria.

En la Fig. 2-21 se muestra un esquema evolutivo interpretado a partir de la disposición de los materiales de las unidades PL, P y Qp en relación con la posición y movimiento de los corredores CNL y CSL. A lo largo del Pleistoceno la zona se caracteriza por el progresivo hundimiento de una estructura *pop down* situada entre los dos corredores, y del levantamiento del bloque situado al NO del CNL y de una banda situada al SE del CSL. En algunos puntos, como en la zona de los baños de Carraclaca, la existencia de fallas antitéticas paralelas a la zona de desplazamiento principal del CNL

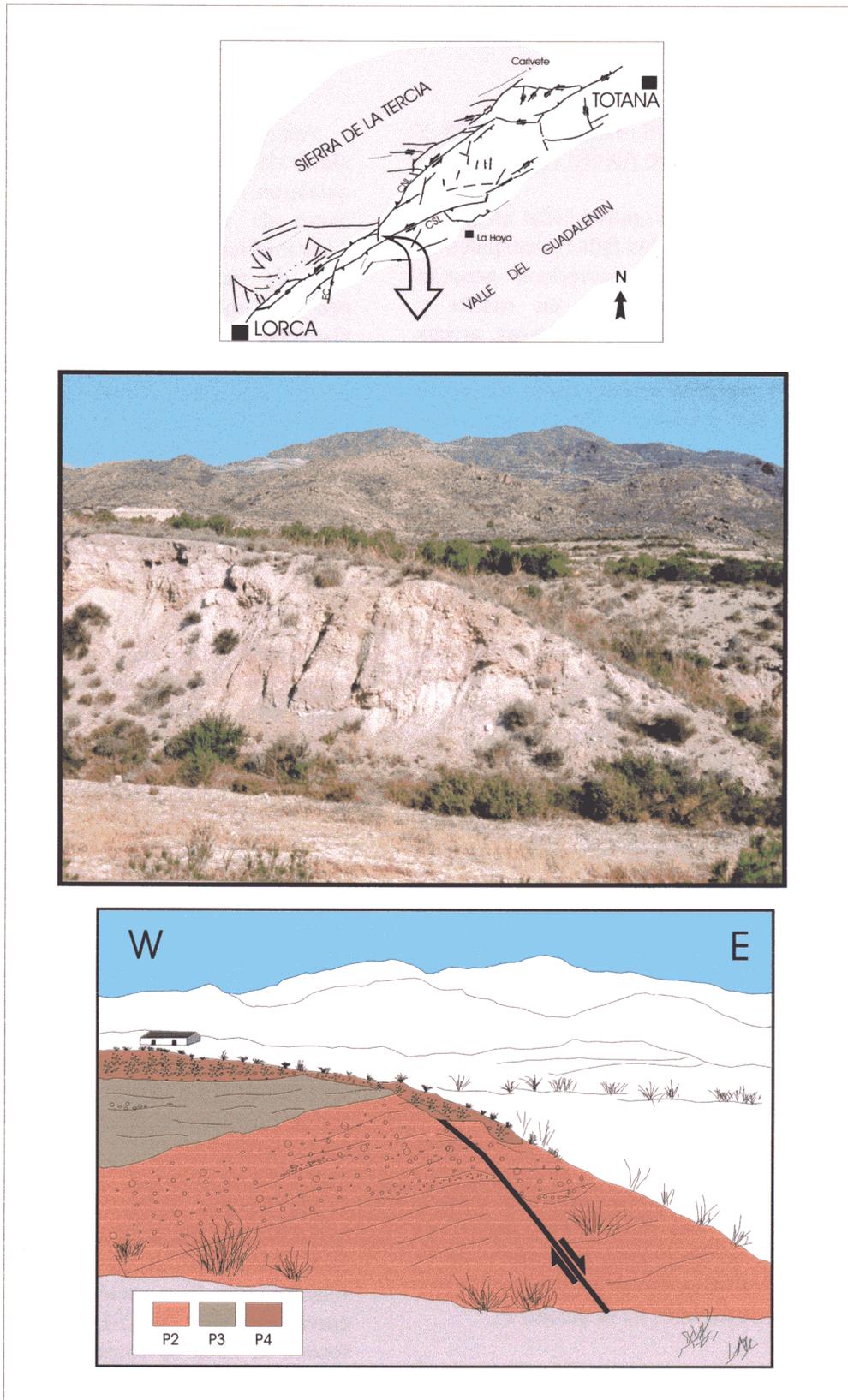


Fig. 2-19. Fotografía y esquema interpretativo de una falla normal N 20 (falla del Roser) afectando materiales pleistocenos en las proximidades de la intersección con la FAM (CSL). P2-P4: depósitos de abanico aluvial del Pleistoceno Medio.

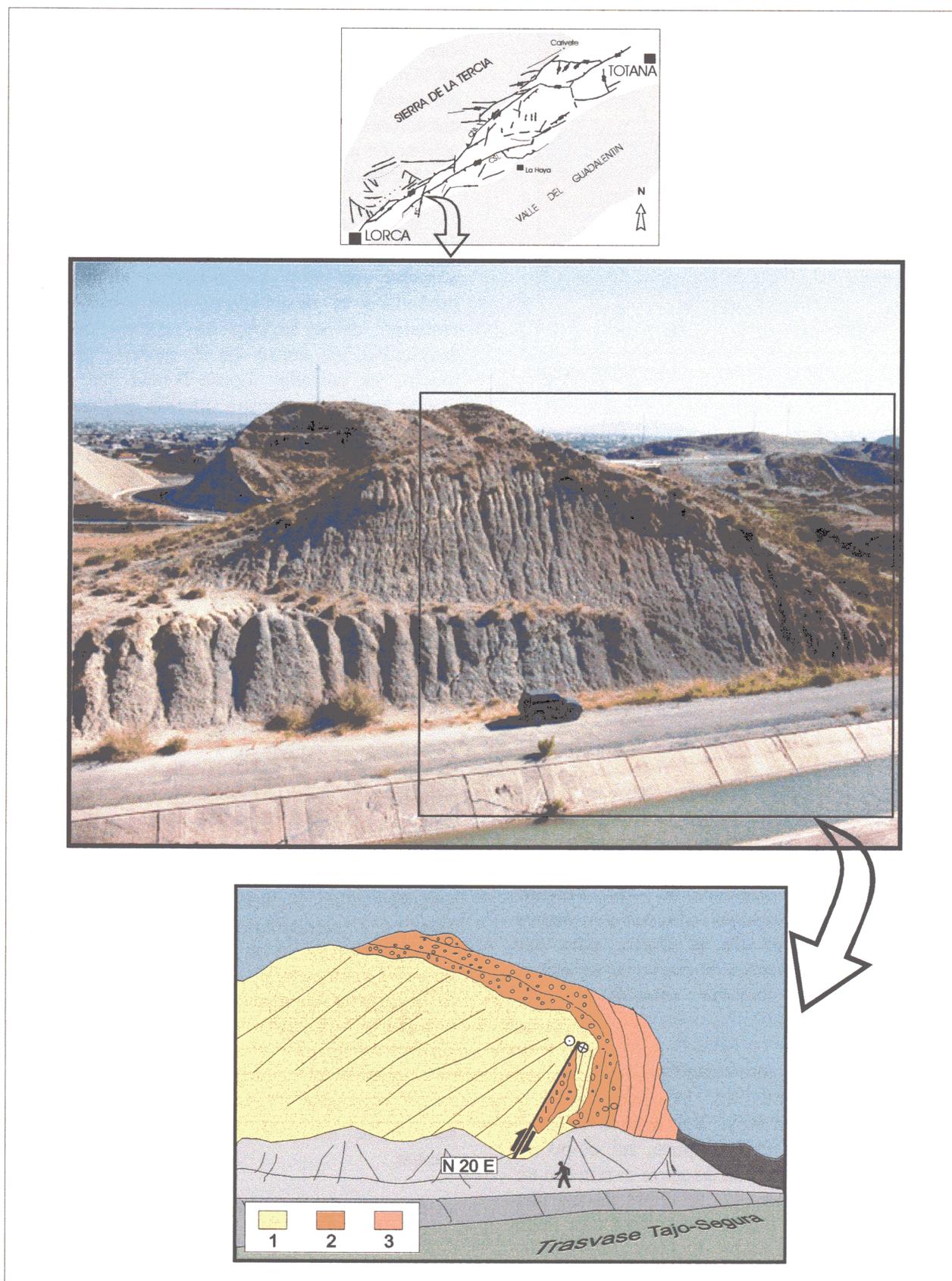


Fig. 2-20. Vista e interpretación del afloramiento sur del trasvase en el que se observan los depósitos pleistocenos deformados en un pliegue en rodilla, formado por la actividad de componente vertical de la falla N 20 de Carralaca. 1. Margas messinienses; 2. Resto de terraza del río Guadalentín (Plioceno sup.-Pleistoceno inf.); 3. Depósitos de abanicos aluviales del Pleistoceno medio-sup.

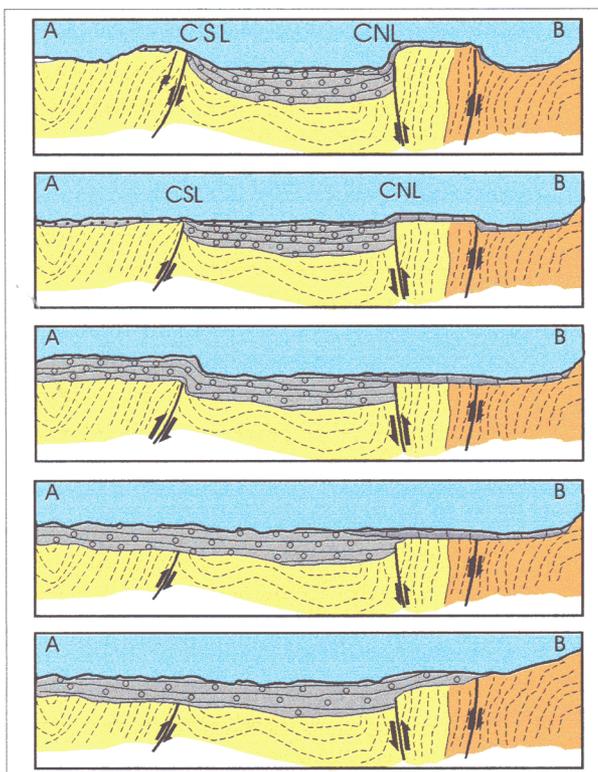


Fig. 2-21. Cuadro evolutivo durante el Cuaternario de una transversal del sector Lorca-Totana a la altura de los baños de Carralaca. Explicación en el texto.

induce la formación de pequeñas estructuras *pop up* que sufren levantamientos progresivos. Los levantamientos y hundimientos relativos se han producido en varios episodios. Ello ha permitido el arrasamiento erosivo de los bloques levantados que eran después cubiertos por nuevos abanicos procedentes de la sierra, para ser posteriormente levantados de nuevo en sucesivas reactivaciones de carácter inverso de los corredores.

Existe un hecho interesante en la evolución tectónica cuaternaria de la zona. Es la identificación de criterios cinemáticos de tipo inverso-direccinal e inverso puro, así como de criterios de movimiento de desgarre sinestroso en la zona de desplazamiento principal de los dos corredores, sin que pueda observarse una clara sucesión temporal entre las distintas cinemáticas. Teniendo esto en cuenta, podemos interpretar que las etapas de arrasamiento erosivo puedan estar asociadas a períodos en los que predomina la cinemática de tipo inverso que levanta los bloques. Los períodos de sedimentación que cubren el CSL podrían coincidir con las etapas de

movimiento de desgarre predominante. En todo caso, las cinemáticas polifásicas identificadas, tanto en los sistemas de fracturación a escala cartográfica, como en las meso y microestructuras a nivel de afloramiento, indican la activación en intervalos muy cortos de tiempo de direcciones de acortamiento distintas.

En la actualidad estamos en un período en el que la sedimentación se produce fuera del corredor tectónico Lorca-Totana, donde ahora predomina el desmantelamiento erosivo. Sin embargo, como se verá en capítulo de paleosismicidad así como en el análisis sismotectónico, el corredor Lorca-Totana ha seguido siendo activo. En nuestra opinión estamos en un estadio similar al que se produjo entre el final del depósito de P y el comienzo del depósito de Qp.

2.4.5. Análisis poblacional de venas de cizalla postpliocenas

En apartados anteriores se ha deducido la posible existencia de campos de esfuerzos diferentes, tanto en cuanto al tipo de régimen tectónico como a orientación. Asimismo, se ha detectado la importancia que tiene la interacción entre fallas próximas de distintos sistemas, tanto en sus propias cinemáticas como en la deformación de los materiales controlados por sus movimientos relativos.

Con el fin de aportar nuevos datos que permitan aclarar la naturaleza dinámica de dichos cambios y interacciones, decidimos realizar un análisis poblacional de fallas cuaternarias que al mismo tiempo nos aportara información adicional acerca de la orientación y características del tensor de esfuerzos que induce el *régimen tectónico vigente* en el sector Lorca-Totana. Para este estudio se seleccionó el sector del CSL situado al SE de los baños de Carralaca. Las razones de esta elección se resumen en dos puntos:

- Abundancia en la zona de venas de cizalla rellenas de fibras de yeso como indicadores cinemáticos inequívocos.
- Presencia de fallas oblicuas al CSL que en algunos casos, como ocurre con la falla de Carralaca, intersectan y desplazan la zona de

desplazamiento principal del corredor, a la vez que deforman materiales de edad pleistocena.

El análisis se ha realizado sobre una población de venas de cizalla rellenas de yeso fibroso que aparecen en la parte alta de la unidad margoyesífera Tortoniense superior-Messiniense-Plioceno, pocos metros por debajo de la discordancia situada en la base de la unidad de abanicos aluviales del Pleistoceno medio (P). Estas venas y fracturas se encuentran incluidas en los limos y margas rosas que aparecen en el bloque levantado al Sur del CSL. Se ha tenido el cuidado de recoger y analizar los datos aportados por aquellas venas que, atravesando depósitos messinienses verticalizados, presentan una deformación escasa o nula, con lo cual la información cinemática que aportan puede situarse dentro del Cuaternario con un grado de error escaso.

La mayoría de las medidas se han realizado en las cercanías de la zona de desplazamiento principal del CSL (Fig. 2-22). Las venas rellenas de yeso fibroso tienen carácter antiaxial (Ramsay, 1967) y es destacable que existe una sucesión entre lo que entendemos como venas en sentido estricto y fallas, con una variación entre una componente de cizalla escasa o nula y una componente de cizalla predominante con movimientos relativamente importantes.

Para la utilización del relleno fibroso como criterio cinemático nos basamos en el hecho de que la orientación de las fibras no está controlada por la orientación de la vena sino por el carácter del movimiento relativo entre las paredes que configuran la vena (Durney y Ramsay, 1973). De esta manera, los cambios de dirección en el crecimiento de las fibras son resultado de cambios en la dirección de apertura progresiva de la vena (Ramsay, 1967; Wickham, 1973). Estos caracteres, descritos fundamentalmente para rellenos de calcita y cuarzo, son igualmente aplicables a los rellenos fibrosos de yeso, por lo cual la dirección de crecimiento de las fibras puede utilizarse como vector de deslizamiento en los planos de discontinuidad. Hemos tenido en cuenta, sin embargo, que en los planos de fricción las fibras de yeso no corresponden exactamente con la dirección del menor esfuerzo principal (σ_3), como puede interpretarse en las venas, ya que el esfuerzo normal al plano de fricción se opone a la abertura del mismo y fuerza a la fibra a crecer paralelamente a dicho

plano, aprovechando los escalones internos. En estos casos la fibra es asimilable a una estría sobre un plano de falla.

Se han observado numerosos los casos de cambios en la cinemática de las venas de cizalla, en los que las fibras sufren un giro de casi 90° desde una cinemática sinestrosa a una cinemática inversa (Fig. 2-23).

En este sentido, Twiss y Gefell (1990) y Twiss et al. (1991) han modelizado la generación de venas de cizalla rellenas de fibras curvadas y las interpretan como resultado de la rotación de los microbloques rígidos contenidos dentro de una zona de cizalla mayor. Estos microbloques están limitados por zonas de cizalla en las que van creciendo las fibras. En estos casos podemos encontrar fibras curvadas o dos o más fibras con cabeceos muy distintos en una misma vena. La deformación progresiva generada por un único tipo de movimiento en la zona de falla principal puede generar ese tipo de rotaciones e inducir crecimientos de fibras con distintas orientaciones.

En nuestro caso, la litología margosa y arcillosa en la que se encuentran las venas de cizalla medidas hace muy difícil ese tipo de rotaciones. En todo caso para evitar en lo posible este efecto, se han medido las venas en estaciones donde las capas que las contienen se disponen con una dirección y buzamiento coherente con la orientación del sinclinal de escala kilométrica que estructura las margas de esta unidad en esta zona (mapa 4). Podemos asegurarnos así que no han sufrido rotaciones de pequeña escala.

-A: Metodología aplicada

En las proyecciones estereográficas de las venas medidas en cada estación (Fig. 2-22) destaca el predominio de venas de cizalla con una componente de movimiento inversa y buzamientos elevados. Con el fin de obtener un tensor de esfuerzos aproximado responsable de la activación de esas venas, y con ello una orientación espacial de los tres ejes principales de esfuerzos se han aplicado dos métodos de análisis poblacional de fallas: 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).

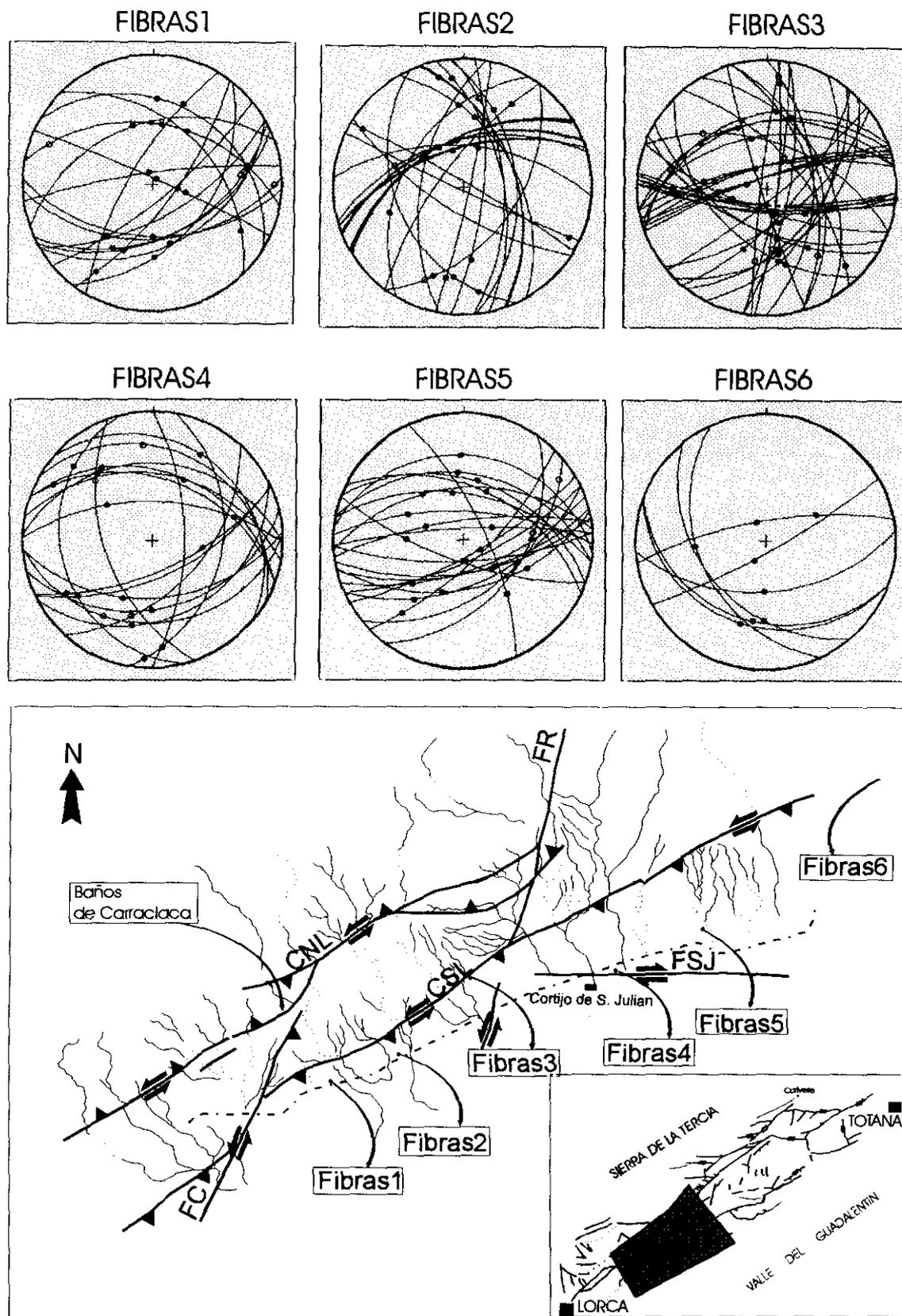


Fig. 2-22. En esta figura se representan las proyecciones estereográficas sobre el hemisferio inferior de las venas de cizalla y los vectores de deslizamiento medidos en las seis estaciones utilizadas en el análisis poblacional de las venas de cizalla rellenas de yeso fibroso postmessiniense. Asimismo, en la parte inferior se muestra con un esquema de situación de las mismas. FR: Falla del Roser. CNL: Corredor Sur de Lorca. CSL: Corredor Sur de Lorca. FC: Falla de Carralaca. FSJ: Falla de San Julian.

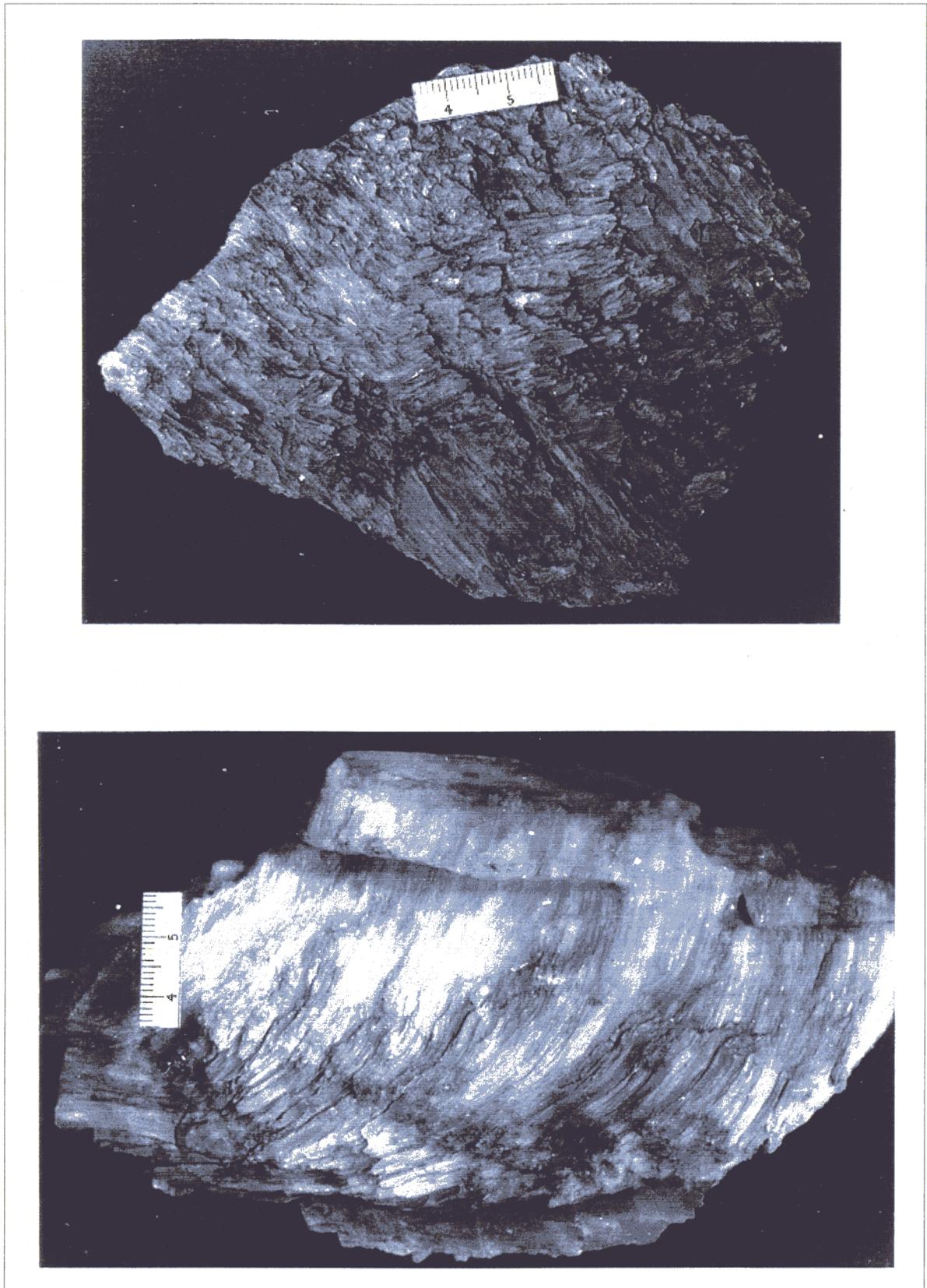


Fig. 2-23. Fotografías de dos ejemplos de venas de cizalla rellenas de fibras de yeso que muestran cambios en la cinemática de las venas entre desgarre sinestroso e inversa. Las dos muestras se situaban sobre el CSL en su sector occidental.

El *Método de Inversión de Esfuerzos* calcula el tensor de esfuerzos asociado a los vectores de deslizamiento de una población de fallas. Este método asume dos premisas. Por un lado, que el deslizamiento en el plano de falla sometido a unos esfuerzos definidos por un tensor, se produce siguiendo la dirección del máximo esfuerzo de cizalla. Por otro lado, que las magnitudes de los esfuerzos normal y de cizalla sobre la falla deben satisfacer el Criterio de Rotura de Coulomb:

$$\tau = c + \mu \sigma_n$$

(siendo c , la cohesión. μ : el coeficiente de fricción y σ_n el esfuerzo normal sobre el plano de falla. Este método da como resultados las orientaciones y magnitudes (normalizadas en función del esfuerzo vertical) de los ejes principales de esfuerzos y constriñe los valores del coeficiente de fricción y cohesión para las fallas a unos valores realistas (*ley de Byerlee*). El resultado final de la aplicación de este método a una población de fallas es un conjunto de tensores, que son los que mejor se ajustan para cada valor de coeficiente de fricción. El ángulo entre la estría teórica predicha por el tensor solución y la estría real constituye una estimación de la validez de la solución.

El segundo método aplicado desarrollado por (De Vicente, 1988), está basado en el *Modelo de Deslizamiento de Reches* (Reches, 1983). Este autor propuso un modelo de deformación para fallas frágiles en condiciones triaxiales, esto es, con tres ejes de deformación principales diferentes ($e_1 \neq e_2 \neq e_3$). Este modelo explica la presencia de cuatro direcciones de fracturación con simetría ortorrómbica, de modo que el modelo de Anderson (Anderson, 1951) con dos direcciones de fracturación formadas por un sistema de fallas conjugadas sería un caso especial del modelo de Deslizamiento en condiciones de deformación plana ($e_2 = 0$). Este método asume la distribución homogénea de los esfuerzos y la coincidencia entre los ejes de esfuerzo y de deformación, de manera que relaciona el parámetro de forma del elipsoide $K = (e_y/e_x)$ (e_y y e_x máximo acortamiento horizontal y vertical) y el parámetro ϕ (ángulo de rozamiento de las fallas), con la orientación del plano de falla y su estría, sin considerar cambio de volumen. Relacionando estos parámetros,

asigna a cada par (falla, estría) una orientación y tipo de elipsoide de deformación.

La gran mayoría de las venas de cizalla estudiadas son de carácter inverso o inverso-direccional y muchas de ellas presentan buzamientos elevados superiores a 45° . Ello hace que debamos tener precauciones a la hora de interpretar los resultados de la aplicación de este segundo método, puesto que en él se utiliza el buzamiento del plano de falla como criterio para asignar a cada par (falla, estría) una orientación y tipo de elipsoide de deformación. En este sentido, fallas inversas de muy alto ángulo pueden ser interpretadas como normales. Pese a esta limitación hemos preferido incluir los resultados de este método ya que pensamos pueden aportar datos que valoren algunos de los resultados obtenidos a través del método de Reches.

-B: Resultados del análisis poblacional

Se han medido un total de 145 venas de cizalla repartidas en seis estaciones situadas a lo largo de un sector de más de 5 km de longitud en el que afloran margas y limos messinienses y pliocenos adosados al CSL. Con el fin de poder observar la influencia que la interacción entre fallas de distinta orientación pueden tener en la naturaleza y orientación del tensor de esfuerzos cuaternario, las estaciones se midieron en una zona de interacción entre varias fallas con actividad neotectónica.

En la Tabla 1 del Anexo 3 se muestran los resultados numéricos de la aplicación del Método de Inversión de Esfuerzos de Reches. Asimismo, en las figuras 3-I a 3-VI de dicho anexo, se añaden los resultados individuales obtenidos para cada estación. En ellos se muestra el tensor solución obtenido así como la orientación del máximo esfuerzo compresivo en la horizontal (Sh_{max} : flechas negras). También se señalan el parámetro de forma del elipsoide de esfuerzos (R). Se ha calculado para cada tensor un índice de calidad (definido por Simón et al. (1996), ver explicación tabla I del anexo 3). La mayoría de los tensores pueden considerarse como buenos en función de este índice de calidad, siendo sus valores siempre superiores a 0.8.

Los tensores solución obtenidos mediante el método de Reches y las direcciones de máximo acortamiento que se obtienen de la aplicación del

método de deslizamiento se presentan en las figuras 2-24 y 2-25 respectivamente. En la primera asimismo, se han situado en el espacio los tensores solución para cada estación así como un esquema de la forma del elipsoide de esfuerzos.

Por otra parte, se representan mediante la construcción de Mohr las magnitudes relativas de los tres esfuerzos principales en cada tensor (Fig. 2-26). En el mapa de dicha figura se han situado espacialmente las secciones ($\sigma_1 - \sigma_3$) de cada

elipsoide escaladas para un mismo esfuerzo vertical. De las orientaciones, formas y situación de los distintos tensores podemos destacar las siguientes observaciones:

-1°. En las estaciones 1, 2, 4 y 5 se obtienen tensores compresivos con mayor o menor componente de desgarre, que presentan un esfuerzo máximo horizontal NNO-SSE. En la estación 6 se obtiene un tensor compresivo con un Sh_{max} : NNE-SSO, si bien, la dispersión de este valor es de 31° , la mayor de todas las

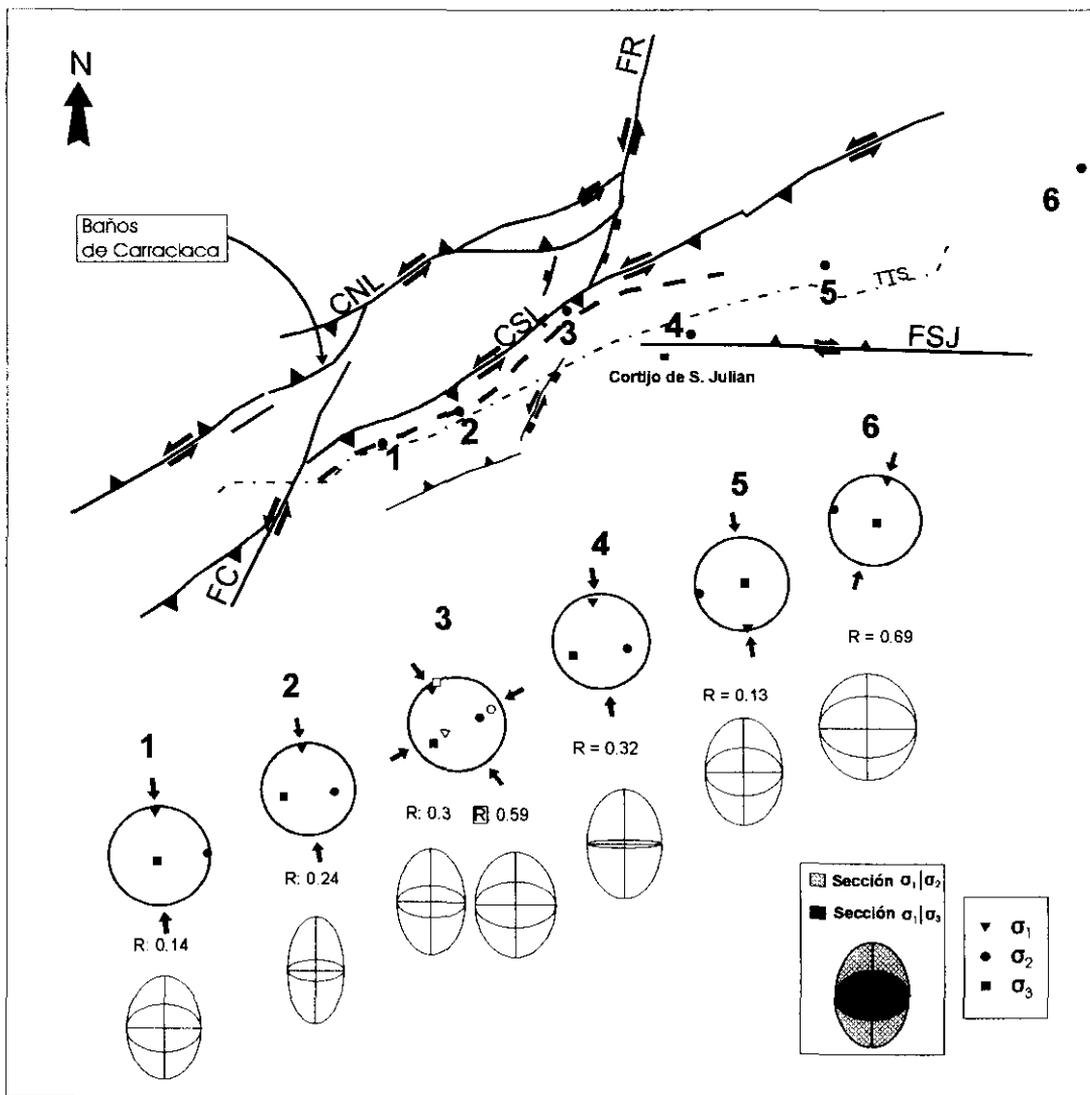


Fig. 2-24. Esquema mostrando las características de los tensores solución obtenidos para las seis estaciones mediante la aplicación del método de Inversión de Esfuerzos de Rechos. Bajo el esquema de situación se representan en proyección estereográfica los ejes de los esfuerzos de los tensores solución. Bajo los mismos se muestran el factor de forma R de las elipses de esfuerzos y las secciones transversales de los mismos.

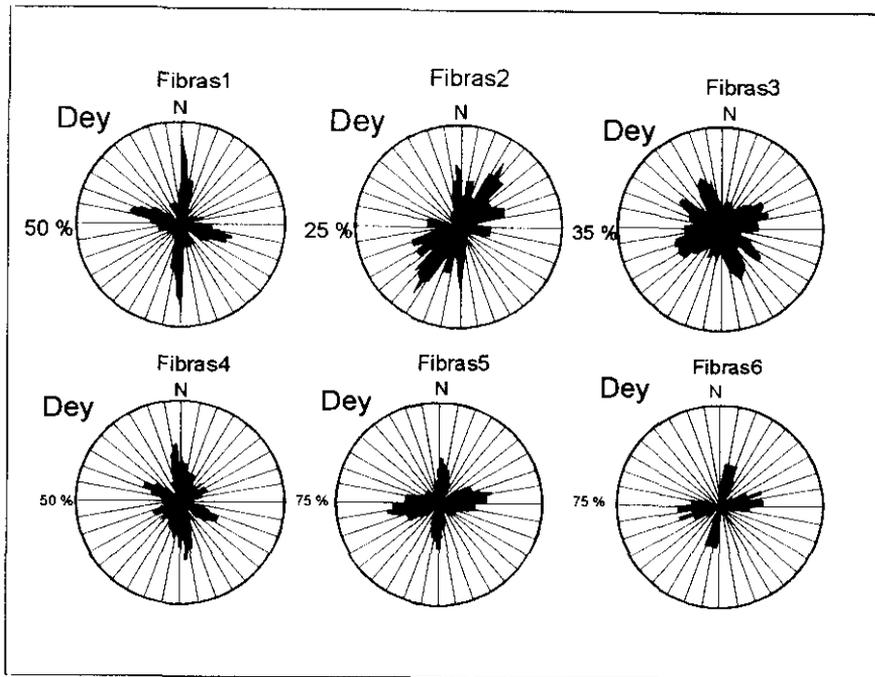


Fig. 2-25. Proyecciones de los histogramas de las direcciones del máximo esfuerzo horizontal obtenidas a partir del método basado en el Modelo de Deslizamiento.

obtenidas. En la estación 3 que es la única situada directamente sobre la zona de desplazamiento principal del CSL se identifican dos tensores prácticamente coaxiales: uno (3a) compresivo con Sh_{max} : orientado NO-SE y otro (3b) extensional con componente de desgarre y un Sh_{max} también NO-SE.

-2°. De las estaciones 1 a la 4 se produce un aumento de la componente de desgarre de los tensores. En las estaciones 5 y 6 vuelven a ser tensores compresivos puros.

-3°. Las mayores diferencias de esfuerzos se obtienen en las estaciones 1, 2, 3 (tensor a) y 4.

-4°. La estación 3 en la que se identifica un tensor extensional se sitúa en la zona de interacción del CSL con la Falla del Roser.

-5°. Se aprecia una gran variabilidad en las direcciones de máximo acortamiento horizontal (Dey) obtenidas mediante el método basado en el modelo de deslizamiento (Fig. 2-25). En parte es debido a que se han representado los resultados de la aplicación del sin ningún tipo de selección previa ni filtrado de errores posterior. Pese a ello, se identifican frecuencias elevadas en la dirección NNO-SSE a N-S coincidentes con las direcciones de Sh_{max} NNO-SSE obtenidas mediante el método de Reches en las estaciones 1 a 5. También se identifica un máximo acortamiento NNE-SSO en la estación 6.

-C: Interpretación dinámica y cinemática de los resultados

El sector del CSL de la FAM en cuyo entorno se han medido las venas analizadas se caracteriza por la existencia de varias fallas activas durante el Cuaternario (ver mapa 4). Entre estas fallas destacan:

- La zona de desplazamiento principal del CSL (N 55-65) que presenta una cinemática inversa con componente senestral.
- La Falla del Roser (N 15-20) que presenta movimientos senestrales y normales.
- La Falla de San Julián (N 90-100), con una cinemática inversa con componente dextrosa.
- La Falla de Carraclaca (N 20), de carácter fundamentalmente senestral.
- Y la falla del CNL (N 45-65) con cinemática inversa y componente senestral

Asimismo, es interesante recordar que los materiales (margas messinienses y pliocenas) que incluyen las venas están estructurados en un sinclinal de flancos casi verticales asociado al movimiento inverso del CSL.

Analizando las observaciones antes descritas acerca de la naturaleza y posición de los tensores obtenidos, combinadas con las estructura y cinemática de la zona en que se sitúan las

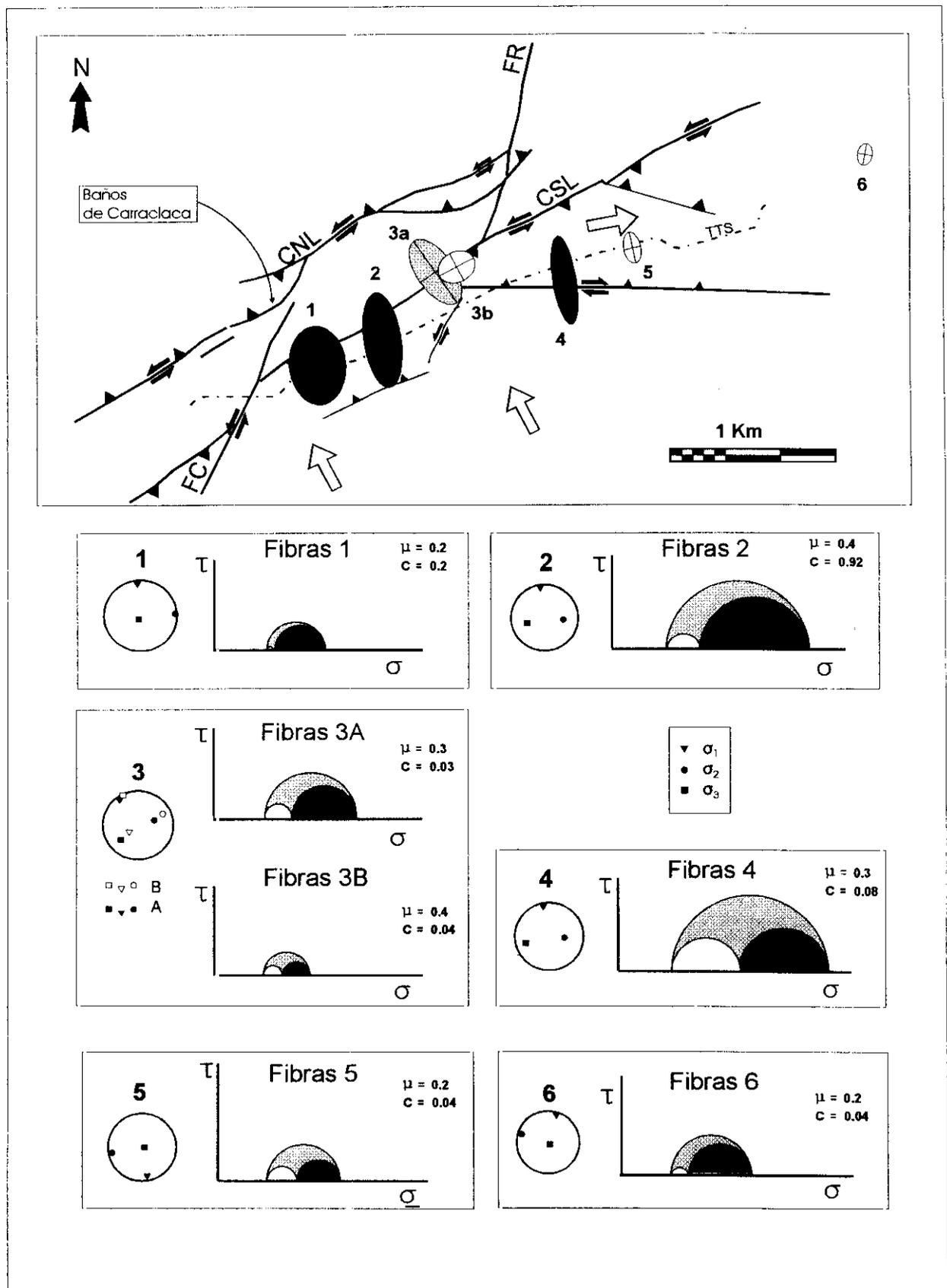


Fig. 2-26. En esta figura se representan en la parte superior (A) las secciones ($\sigma_1 - \sigma_3$) de los elipsoides de esfuerzos solución obtenidos mediante el método de Inversión de Esfuerzos de Reches situados en su posición de medida. En la parte inferior (B) se representan mediante la construcción del Círculo de Mohr las magnitudes relativas de los tres esfuerzos principales en cada tensor.

estaciones, podemos realizar una interpretación resumida en los siguientes puntos:

-D: Resumen

-A. A grandes rasgos, la cinemática de la mayoría de las venas de cizalla responde al campo de esfuerzos regional compresivo actual (Shmax NO-SE a NNO-SSE) reconocido a escala de la Cordillera Bética a través de estudios de la sismicidad y la tectónica activa.

-B. Existen, sin embargo, tensores locales que pueden explicarse por la interacción de fallas con diferente orientación. La falla del Roser ha actuado durante el Cuaternario como falla normal, controlando la potencia de los depósitos pleistocenos (Capít. 2.5.5). El tensor extensional solo se reconoce en la estación fibras 3 situada en la zona de interacción de esta falla con el CSL. En este caso los efectos de dicho tensor extensional se alternarían en el tiempo con los del tensor regional en función de sucesivas reactivaciones como falla normal de la falla del Roser. La activación de esta falla podría provocar un cambio de naturaleza del tensor en esa zona durante ciertos períodos de tiempo.

-C. El tensor compresivo de la estación 6 presenta una dispersión en la orientación de Shmax que hace difícil su interpretación como un tensor distinto al regional.

-D. Con las reservas que impone la dispersión en la orientación de los ejes de máximos esfuerzos, parece observarse una mayor componente de desgarre en los tensores compresivos de las estaciones 2, 3 y 4. Las dos últimas se localizan bastante próximas a fallas que presentan movimientos con fuerte componente de desgarre durante el Cuaternario (Fig. 2-24 y mapa 4).

-E. Por lo que se refiere a diferencias de esfuerzos, los tensores compresivos con un mayor valor de $(\sigma_1 - \sigma_3)$ se sitúan en el segmento del sinclinal de las margas messiniense y pliocenas que presenta un mayor grado de apretamiento. Desde el cortijo de San Julián hacia el Este, el sinclinal se hace más abierto y gradualmente desaparece. A la vez aumenta la anchura de afloramiento de los materiales miocenos, que ya no están verticalizados. Esta disminución de la intensidad de deformación en los depósitos miocenos coincide con una disminución en la diferencia de esfuerzos de las estaciones 5 y 6 (Fig. 2-26).

Del análisis poblacional aquí realizado pueden destacarse varias conclusiones parciales:

- El tensor responsable de la génesis de gran parte de las venas de cizalla postpliocenas es de carácter compresivo con una dirección Shmax NNO-SSE que se corresponde con el tensor de esfuerzos regional actual inferido en trabajos de indole regional (ver antecedentes). Bajo este tensor la cinemática de la FAM y concretamente del CSL debe ser inversa con escasa componente sinestrosa, tal y como se ha observado en el análisis neotectónico y paleosísmico de la falla. Este tensor parece haber actuado durante gran parte del Cuaternario.
- No se observa la actuación durante el Cuaternario de dos campos de esfuerzos compresivos con distinta orientación.
- Existen indicios, sin embargo, de que la interacción con el CSL de fallas del sistema N 10-20 puede generar la modificación a escala local del tensor regional hacia un tensor extensional con una dirección de extensión casi paralela a la FAM. Asimismo, la actividad de fallas de desgarre de dicho sistema junto con fallas dextrosas del sistema N 90-110 puede generar ligeros cambios en la forma del tensor hacia un mayor desgarre.
- El mayor grado de deformación de los materiales neógenos en el segmento del CSL más próximo a la falla de Carralaca parece tener su reflejo en una mayor diferencia de esfuerzos en los tensores localizados en ese sector.

- En resumen, puede comentarse que el análisis poblacional de venas de cizalla rellenas de fibras de yeso aporta datos de interés a la hora no solo de determinar el tensor de esfuerzos que ha actuado en un momento dado sino también a la hora de reconocer variaciones espaciales del mismo y sus relaciones con la geometría y cinemática de las estructuras de deformación locales en esta zona.

2.4.6. Modelos cinemáticos de la fracturación.

En algunos puntos de los capítulos precedentes se ha puesto de manifiesto la importancia que tiene, tanto desde el punto de vista tectónico como sedimentario, la actividad combinada durante el período neotectónico de fallas próximas entre sí con de diferentes orientaciones y/o cinemáticas. En este capítulo describiremos los efectos que producen las interacciones entre varios sistemas de fracturación descritos en el sector Lorca-Totana. Después se realiza una interpretación de la dinámica y evolución cinemática de los principales sistemas de fracturación y finalmente, se resumen las conclusiones concretas de carácter cinemático que pueden extraerse de estas interacciones.

2.4.6.1. Interacción neotectónica de fallas en el tramo Lorca-Totana de la FAM

A lo largo del tramo Lorca-Totana se ha observado que la interacción entre distintos sistemas de fracturación preexistentes genera estructuras y cinemáticas activas durante en Neógeno y Cuaternario. Esta interacción puede generar campos de esfuerzos de carácter local que sustituyen al campo regional tanto espacial como temporalmente en determinados sectores. De ahí la importancia de identificar las estructuras resultantes de dichas interacciones.

En este sector hemos identificado dos tipos de interacción que condicionan de modo importante los movimientos en la vertical de algunos bloques y por ende la sedimentación aluvial cuaternaria, a: interacción entre fallas de los sistemas N 55-65 y N 90-110 y b: Interacción entre fallas de los sistemas N 55-65 y N 10-20 .

-A: Interacción entre fallas de los sistemas N 55-65 y N 90-110

La dirección N 90-110 incluye la fracturación acompañante más importante de las fallas principales N 55-65 de los corredores CNL y CSL. En el marco de esta dirección de fracturación se distinguen por su dimensión y zona de aparición, dos tipos. Unas presentan

longitudes kilométricas y aparecen afectando predominantemente al basamento (Martínez Díaz, 1991). En ellas se ha reconocido un movimiento fundamentalmente de carácter dextroso. Un segundo tipo de fracturas con direcciones próximas a E-O se presentan con longitudes fundamentalmente hectométricas y la mayoría se circunscriben al interior de las zonas de cizalla, afectando a la cobertera sedimentaria con un movimiento sinestroso e inverso (ver mapa 4).

En los extremos NE y SO del CNL se han identificado dos estructuras que hemos interpretado como *dúplex de desgarre compresivo* (*contractional strike-slip dúplex*, según la terminología de Woodcock y Fisher (1986)). Estos autores muestran ejemplos naturales de la formación de este tipo de estructuras a muy diferentes escalas. Su génesis se produce por un mecanismo de cizalla simple transpresiva. El desarrollo de esta cizalla, entre dos planos Y que se solapan, provoca la propagación de los distintos planos de fracturación secundaria: R, R', P, P'...etc. (Fig. 2-27). Esta propagación está controlada por la componente de acortamiento plano-paralelo que se produce entre planos de cizalla subparalelos. La existencia de anisotropías previas intensifican los efectos de propagación inducidos por ese acortamiento (Tchalenko, 1968; Logan et al., 1979; Woodcock y Fisher, 1986).

Cuando dos planos P se propagan lo suficiente como para unir los dos planos Y que se solapan, queda individualizado un bloque de roca que desde ese momento presenta una cinemática propia (*dúplex de desgarre compresivo*). La progresión del proceso hace que el dúplex bajo régimen transpresivo experimente una elevación ya que empieza a funcionar como si de una zona de curvatura en compresión (*restraining bend*) (Crowel, 1974) se tratara. De este modo, los planos P e Y que lo limitan adquieren una importante componente inversa en su movimiento. Una componente inversa que puede llegar a ser superior a la que teóricamente deberían tener esos planos en función de su orientación respecto a la dirección de máximo acortamiento horizontal regional.

En la Fig. 2-28 se muestran las estructuras de este tipo que hemos identificado. Se señalan con las siglas DDCM (dúplex de desgarre compresivo

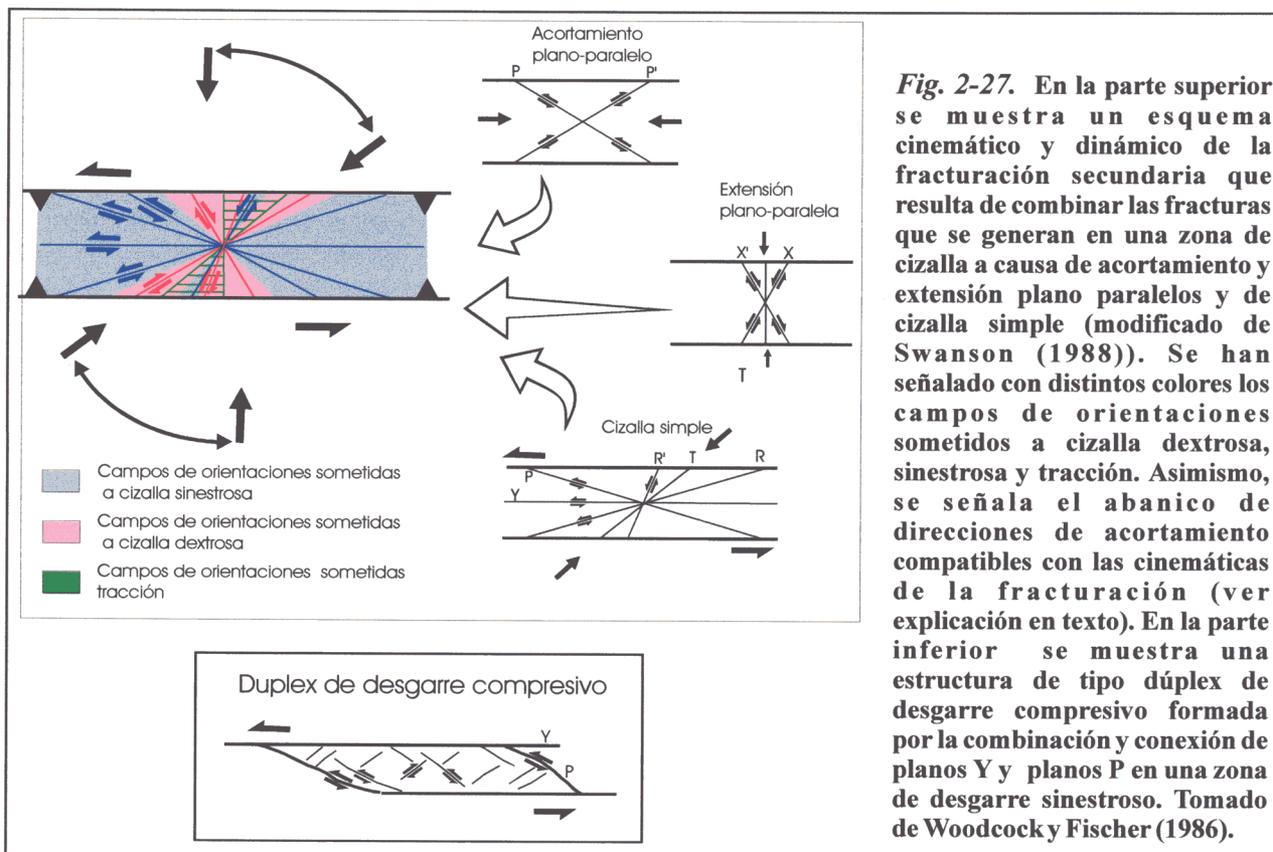


Fig. 2-27. En la parte superior se muestra un esquema cinemático y dinámico de la fracturación secundaria que resulta de combinar las fracturas que se generan en una zona de cizalla a causa de acortamiento y extensión plano paralelos y de cizalla simple (modificado de Swanson (1988)). Se han señalado con distintos colores los campos de orientaciones sometidos a cizalla dextrorsa, sinistrosa y tracción. Asimismo, se señala el abanico de direcciones de acortamiento compatibles con las cinemáticas de la fracturación (ver explicación en texto). En la parte inferior se muestra una estructura de tipo dúplex de desgarre compresivo formada por la combinación y conexión de planos Y y planos P en una zona de desgarre sinistoso. Tomado de Woodcock y Fischer (1986).

de Matalauva) y DDCC (dúplex de desgarre compresivo de Carivete). Ambas estructuras están formadas por la generación de dos bloques limitados en dos de sus lados por ramas paralelas sinistras del CNL y en los otros dos por fallas N 80-90 inverso-sinistras.

En el corte geológico de la Fig. 2-10 se mostró la estructura interna del DDCC (ver cartografía en mapa 4). Los conglomerados y calcarenitas del Burdigaliense sup.-Tortoniese, incluidos en la estructura, han sufrido una elevación a modo de escape vertical a partir del Plioceno. Quedan restos de margas del Tortoniese superior pinzadas en las fallas. En los cortes a y b de la Fig. 2-8 se observa la estructura del borde Norte del DDCM. Este dúplex ha sufrido un levantamiento más acusado que ha llevado a aflorar su núcleo formado por rocas de la unidad Precambrico-ordovícica del Cjo. Alpujarride. No queda resto alguno de los depósitos neógenos que la cubrían (mapa 4).

Los trabajos teóricos en los que se estudian las condiciones de formación y propagación de planos P y R en zonas de cizalla demuestran que es requerida una importante componente de

acortamiento paralelo a los planos Y (Tchalenko, 1968; Logan et al., 1977; Woodcock y Fisher, 1986 y Swanson, 1988). Es decir, se requiere una componente de desgarre predominante en los planos de cizalla que conducen el proceso, en nuestro caso, los planos de desplazamiento principal de la FAM.

En el caso que nos ocupa, los duplexes deforman materiales de edad Tortoniese superior - Messiniense. Incluso, en el interior del dúplex de Matalauva se observan restos de terraza fluviales pliocenas del río Guadalentín a una altura superior a la que debería ser normal. Podemos deducir a partir de estas estructuras que el tramo Lorca-Totana de la FAM ha estado sometido desde el Plioceno (al menos en determinados sectores) a una cizalla simple sinistrosa con componente transpresiva.

-B: Interacción entre fallas de los sistemas N 55-65 y N 10-20

Otra interacción interesante que se ha identificado es la que se produce entre los planos principales del CNL y del CSL con las

fallas normales e inverso-sinestrosas del sistema N 10-20. Estas fallas en algunos puntos cortan y desplazan con un movimiento sinestroso (a veces importante) las trazas de los dos corredores. Son por tanto fallas claramente polifásicas. Eso es palpable sobre todo en el entorno de los baños de Carralaca (ver mapa 4). Como ya se dijo en la descripción de los sistemas de fracturación y de las estructuras menores, durante el Cuaternario las fallas N 10-20 presentan movimientos de carácter normal importantes. En la Fig. 2-28 se han representado en azul más oscuro las zonas donde se preserva una mayor potencia de materiales aluviales de la unidad P (Pleistoceno medio). La posición de estas zonas está controlada por la interacción de estas fallas normales con los corredores CNL y del CSL..

Uno de los casos más llamativos de esta

interacción, se sitúa al Sureste de los baños de carralaca (Fig. 2-29). En esta zona, el movimiento sinestroso tanto del CNL como del CSL, unido al movimiento vertical de las N 10-20 elevan un bloque de forma sigmoidal bordeado por esas fallas. Este bloque presenta una ligera flexura a la que responde la red fluvial, como se describió en el capítulo correspondiente. Es evidente que las fallas N 20 se han movido durante el Cuaternario como desgarres sinestrosos con componente inversa que cortan y deforman las trazas de los dos corredores (Fig. 2-20) y a la vez se han movido como fallas normales en el interior del corredor (Fig. 2-19).

Los dos tipos de interacción descritos, y sus efectos, tienen una serie de implicaciones dinámicas que serán analizadas y desarrolladas más adelante. Podemos avanzar, sin embargo,

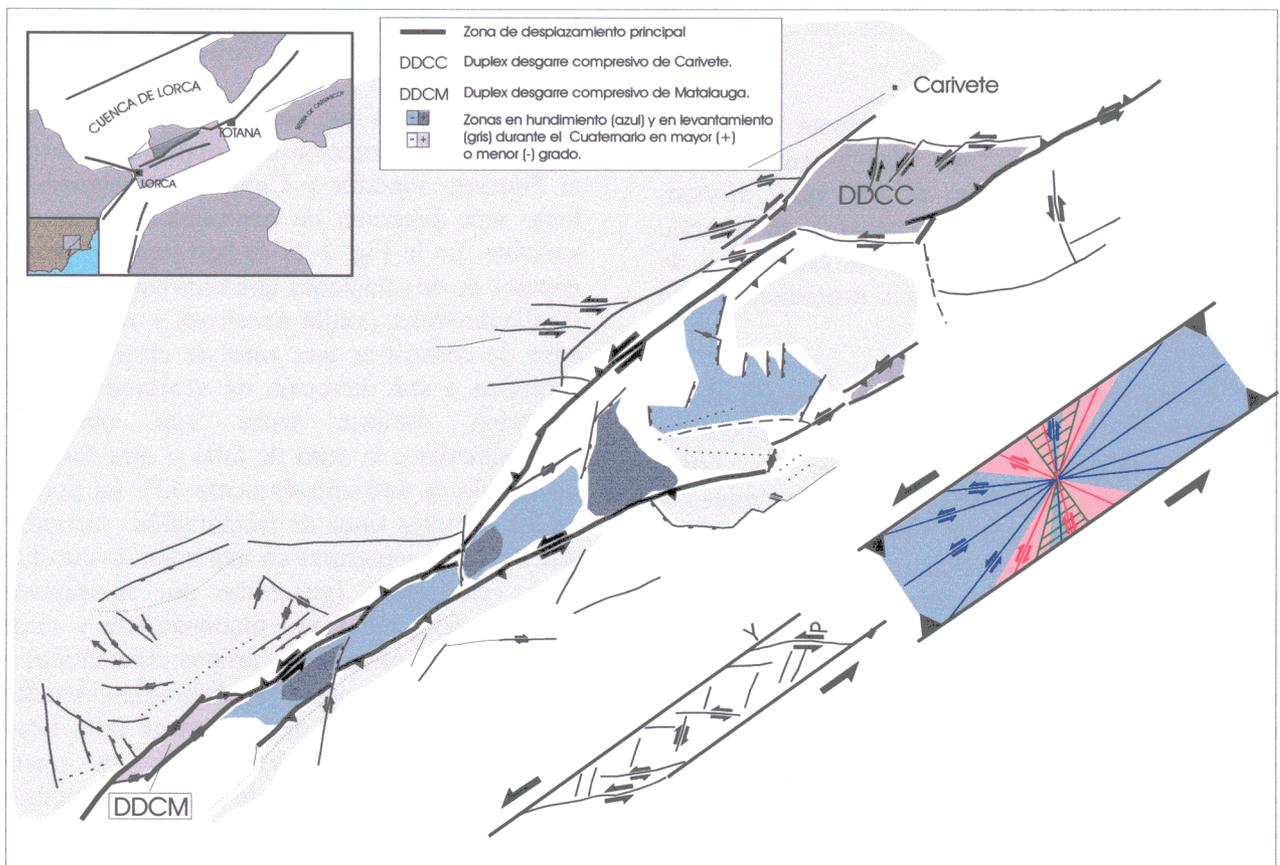


Fig. 2-28. Esquema estructural del sector Lorca-Totana de la FAM en el que se muestran las zonas hundidas y levantadas durante el Cuaternario, en función de la actividad combinada de las fallas principales de los corredores y las fallas N 20. Asimismo, se representan, junto al mapa, los distintos tipos de falla que se generan en una cizalla simple transpresiva y una estructura de tipo dúplex de desgarre compresivo orientadas para una mejor comparación con la zona de falla. (Ver explicación en el texto y figura anterior).

que la cizalla simple transpresiva que ha afectado al corredor y la cinemática extensional de bloques hundidos y levantados en favor del movimiento de las fallas N 10-20 requieren una dirección de acortamiento horizontal más norteado que el que se deduce del campo de esfuerzos regional postplioceno interpretado a partir del análisis de las venas de cizalla y reconocido a escala regional para el tiempo presente.

En las interpretaciones cinemáticas de las figuras 2-27 y 2-28 se han representado las direcciones de acortamiento teóricas que serían coherentes con los movimientos observados. Uno de ellos coincide con la dirección de acortamiento regional NNO-SSE admitida de modo general. La otra se desvía hacia la orientación NNE-SSO y es la que induce movimientos de desgarre en las fallas principales de la FAM y movimientos normales en las fallas del sistema N 10-20.

2.4.6.2. Interpretación cinemática de los sistemas de fracturación en el sector Lorca-Totana

Basándonos en las observaciones hasta aquí analizadas, acerca de las características geométricas, materiales a los que afectan, cinemática y estructuras que generan, se describe a continuación la interpretación cinemática de los sistemas de fracturación neotectónica que han sido identificados.

Como puede apreciarse en el mapa 4, el sistema N 90-110 engloba la fracturación acompañante más importante de las fallas principales de corredor Lorca-Totana, unidos a los cuales configuran los "duplexes de desgarre compresivo" descritos. Pensamos que las fallas N 90-110 sinestrosas postortonenses se han generado (o reactivado a partir de fallas pretortonenses) como planos P asociados a la cinemática sinestrosa de las fallas principales del sistema N 50-70. En la Fig. 2-28 se representan todos los planos que se pueden generar como consecuencia de una cizalla simple sinestrosa a la que se añaden las componentes de extensión y acortamiento plano-paralelos. Los planos "Y" se corresponden en la zona aquí estudiada, con los planos mayores sinestrosos (sistema N 50-70) que conforman el corredor Lorca-Totana, mientras que los planos P se corresponden genéticamente con las fallas N 90-110

sinestrosos antes citadas en la formación de los "duplexes de desgarre compresivo". Así, la existencia de una anisotropía preexistente de dirección próxima a E-O, formada por la fracturación pretortonense y la fábrica del basamento de Bético Interno favorece como resultado de la cinemática sinestrosa, la formación y reactivación de los planos P, en lugar de planos Riedel que en zonas de cizalla como ésta suelen constituir la fracturación acompañante más importante (Wilcox et al., 1973) y que aquí, sin embargo, son casi inexistentes.

Por otra parte, la geometría y actividad polifásica de las fallas pertenecientes a los sistemas N 140-150 E (de desgarre dextroso) y N 10 -20 E (con cinemáticas normal y de desgarre sinestroso con componente inversa) responderían, de acuerdo con la interpretación dada para el conjunto de la Cordillera por Sanz de Galdeano, (1983) con sistemas conjugados generados por la compresión NNO-SSE postortonense. La cinemática extensional procedería de rotaciones de la dirección de acortamiento horizontal hacia orientaciones NO-SE y NNE-SSO.

La cinemática que hemos observado para los sistemas de fracturación más importantes durante el Plioceno superior y Cuaternario requiere por tanto una dirección de acortamiento horizontal variable. En la Fig. 2-27 se han representado los campos de orientaciones que estarían sometidos a cizalla dextrosa, cizalla sinestrosa y tracción en el caso de considerar una zona de cizalla regional sometida a una dirección de acortamiento cuya dirección oscilase entre una orientación perpendicular a la zona de falla y otra formando un ángulo de aproximadamente 45°. La posición de los distintos tipos de fracturación secundaria que pueden encontrarse en una zona de cizalla en estas condiciones (generadas por acortamiento planoparalelo, extensión planoparalela y cizalla simple) se adapta a esos campos cinemáticos. Si orientamos ese esquema dinámico-cinemático según la orientación de la zona de falla Lorca-Totana (Fig. 2-28), observamos que pueden explicarse prácticamente todas las cinemáticas reconocidas durante el período neotectónico.

Una única dirección de acortamiento difícilmente explica todas las cinemáticas observadas, ni las interacciones entre los distintos sistemas de fracturación.

2.4.7. Análisis de aspectos geomorfológicos del tramo Lorca-Totana de la FAM aplicados a la neotectónica y tectónica activa

En este capítulo se estudian algunos caracteres geomorfológicos indicativos de actividad tectónica cuaternaria en el sector Lorca-Totana y su influencia en el entorno de la misma. En este estudio se ha considerado:

- El control tectónico de la red fluvial.
- El perfil longitudinal de equilibrio del río Guadalentín.
- Las implicaciones morfotectónicas que se desprenden del modelo digital del terreno.

2.4.7.1. Control tectónico de la red fluvial.

En la Fig. 2-29 se representa un esquema de la red fluvial actual en el tramo del corredor Lorca-Totana comprendido entre el campo de tiro de Lorca al Oeste y la Rba. del Saltador al Este. Este es el sector de la FAM en el que mejor se conservan los depósitos fluviales cuaternarios y donde existe un menor control de la disposición espacial de la red por parte de anisotropías litológicas. En dicha figura se han marcado con línea de puntos aquellos tramos de ramblas que presentan un encajamiento relativo mayor. La orientación del drenaje en la zona del llano de la Rba. del Buitre muestra una distribución centrífuga. Las fallas de Carraclaca y del Roser redirigen la red que se dispone paralela a las mismas. Asimismo, se han observado procesos de captura por erosión remontante de canales paralelos a las fallas, desviaciones anómalas de canales de drenaje, ramblas decapitadas y valles colgados.

Las dos primeras estructuras morfológicas son típicas de zonas con tectónica activa de desgarre (Wallace, 1968; Sieh, 1981; Sieh y Jahns, 1984), mientras que las dos últimas son muy frecuentes en zonas hundidas y levantadas por movimientos de componente vertical (Goy et al., 1988). En el entorno de los baños de Carraclaca (Fig. 2-29b) se muestran con mayor detalle dichas anomalías geomorfológicas.

De la interpretación de la disposición de la red en esta zona y la estructuración que presenta pueden inferirse varios hechos interesantes:

-1º: El CNL no provoca desviaciones de canales de drenaje y, sin embargo, si provoca la aparición de valles colgados y ramblas decapitadas, todo ello evidencia de una actividad reciente de componente vertical.

-2º: El CSL induce varios desvíos sinestrosos de ramblas así como fenómenos de captura por encajamiento de canales paralelos a la zona de falla principal. También presenta varios ejemplos de pequeños valles sin cabecera asociados al movimiento vertical reciente del bloque situado al Sur del CSL en el tramo que corta al abanico del Saltador.

-3º: Curiosamente, los mayores encajamientos afectando a las ramblas se observan en interior del bloque de *pop down* hundido entre los CNL y CSL. Este encajamiento está producido por la presencia de flexiones de gran radio muy oblicuas a los corredor que se observaron en el análisis fotogeológico. Estas flexiones son propias de movimientos de desgarre y como ocurre en el llano de Carraclaca hacen que los canales de drenaje se dispongan centrifugamente respecto al núcleo de la misma.

En la Fig. 2-29a se da una interpretación cinemática del movimiento de los corredores CNL y CSL en función de sus efectos sobre la red fluvial holocena (a partir de las anomalías morfológicas descritas). No hay indicios morfológicos de una componente de desgarre significativa en el CNL. Su movimiento más reciente parece fundamentalmente inverso. No en vano, el CNL constituye el verdadero límite de la ST y controla su elevación cuaternaria. En CSL, sin embargo, muestra indicios de movimiento reciente combinado inverso - sinestroso. En la interpretación cinemática se muestran dos direcciones de máximo acortamiento horizontal (marcadas en distinto color) y la cinemática que cada uno genera en los distintos accidentes activos en este sector. Debemos añadir, sin embargo, que la interpretación de esas anomalías no es suficiente para asegurar que realmente trata de dos cinemáticas diferenciadas o de un movimiento oblicuo inverso-direccional. Las evidencias aportadas en los capítulos anteriores apoyan la primera posibilidad.

A una escala más regional, la disposición y características morfológicas de la red fluvial en el tramo Lorca-Totana marcan claramente la elevación del bloque situado al NO de la FAM coincidente con el crecimiento de la S^a de La

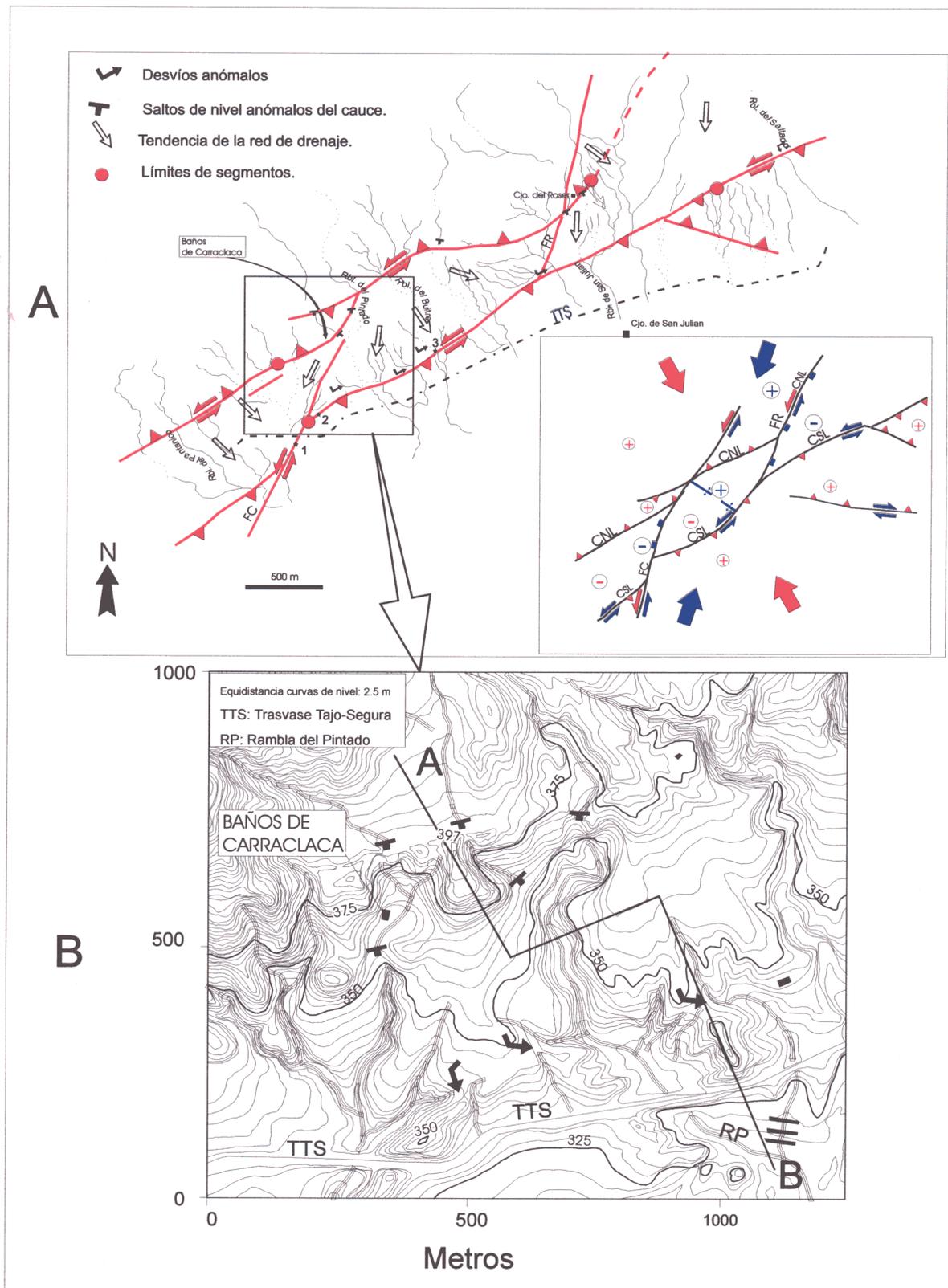


Fig. 2-29. -A: Cartografía esquemática de la red fluvial en el entorno de los baños de Carralaca en el que se representan las anomalías, posiblemente relacionadas con la actividad de los corredores CNL y CSL. Las flechas en blanco indican la tendencia en la orientación de la red. Junto a ella, se muestra un modelo cinemático que explica los distintos movimientos observados en las fallas, a su vez coherentes con las anomalías de la red. Se señalan en él (con signos + y -) los hundimientos y levantamientos relativos identificados. -B: Ampliación de la zona de los baños de Carralaca en el que se añade la topografía. TTS: trasvase Tajo-Segura; RP. Rambla del Pintado.

Tercia. Este proceso produce anomalías bastante espectaculares que serán descritas más adelante. Podemos destacar, sin embargo, a una escala algo menor el cambio sufrido por el cauce de la Rba. de Lébor situada al Oeste de Totana (mapa 3). Se puede observar que esta rambla está cortando un macizo calcarenítico resistente a la erosión que conforma la terminación periclinal oriental de la S^a de La Tercia. Rodeando por el Este dicho macizo se conserva un antiguo canal abandonado que corresponde con el antiguo cauce por el que discurría la rambla. Una fuerte erosión remontante de las calcarenitas provocó la captura del antiguo cauce de la Rba. de Lébor por parte de uno de sus tributarios que cortaba el citado macizo. Esta erosión remontante puede estar relacionada con el proceso de levantamiento del bloque situado al NO del CNL.

2.4.7.2. Perfil longitudinal del Río Guadalentín.

Con el fin de determinar el grado de influencia que el posible movimiento actual de la FAM pueda tener sobre la dinámica actual del río Guadalentín se ha realizado un perfil longitudinal de detalle del tramo del río que atraviesa la FAM (Fig. 2-30). Se identifica una clara anomalía coincidiendo con el paso del río sobre la traza de la FAM. Esta anomalía separa dos segmentos del perfil con diferente pendiente. Al NO de la FAM

es ligeramente superior que al SE. La anomalía coincide con la zona de paso del corredor de la FAM y, como más adelante se mostrará, con la posición en profundidad de un bloque de basamento levantado identificado por gravimetría bajo los depósitos cuaternarios que rellenan el valle del Guadalentín.

2.4.7.3. Análisis morfotectónico del modelo digital.

El análisis de la topografía observada en el modelo digital del terreno (Fig. 2-31) aporta datos sobre la evolución holocena de la red fluvial y el control tectónico de la misma. El cambio de pendiente en el perfil longitudinal del río (disminuyendo hacia el SE) tiene su reflejo en el tipo de circulación del mismo. A partir del punto de intersección con la FAM el cauce del Guadalentín pasa de tener una morfología tipo Braided al NO a una morfología propia de circulación más meandriforme hacia el SE (ver figura).

Además se observa que a partir de su intersección con la FAM la banda de meandros del río se dispone paralela a la dirección del CSL. Si consideramos la existencia de restos de antiguas terrazas del río de edad Plioceno superior-Pleistoceno inferior adosadas al borde Sur de la ST y al CSL (capítulo 2.5.2.2) podemos

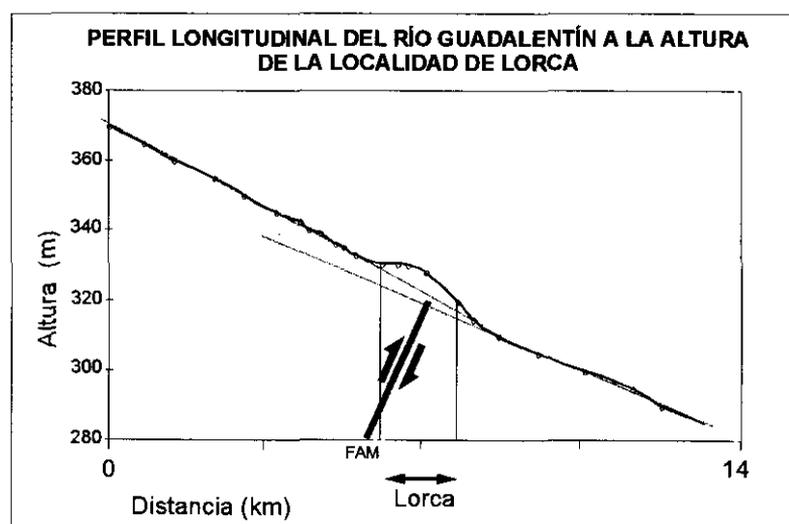


Fig. 2-30. Perfil longitudinal del tramo del río Guadalentín a su paso sobre la FAM y la localidad de Lorca, realizado a partir de una cartografía E. 1:10.000. Sobre el perfil se marcan las distintas pendientes observadas a un lado y otro de la FAM. La anomalía observada en el perfil coincide con la posición de la traza en superficie de la FAM. Ver localización del perfil en Mapa 5.

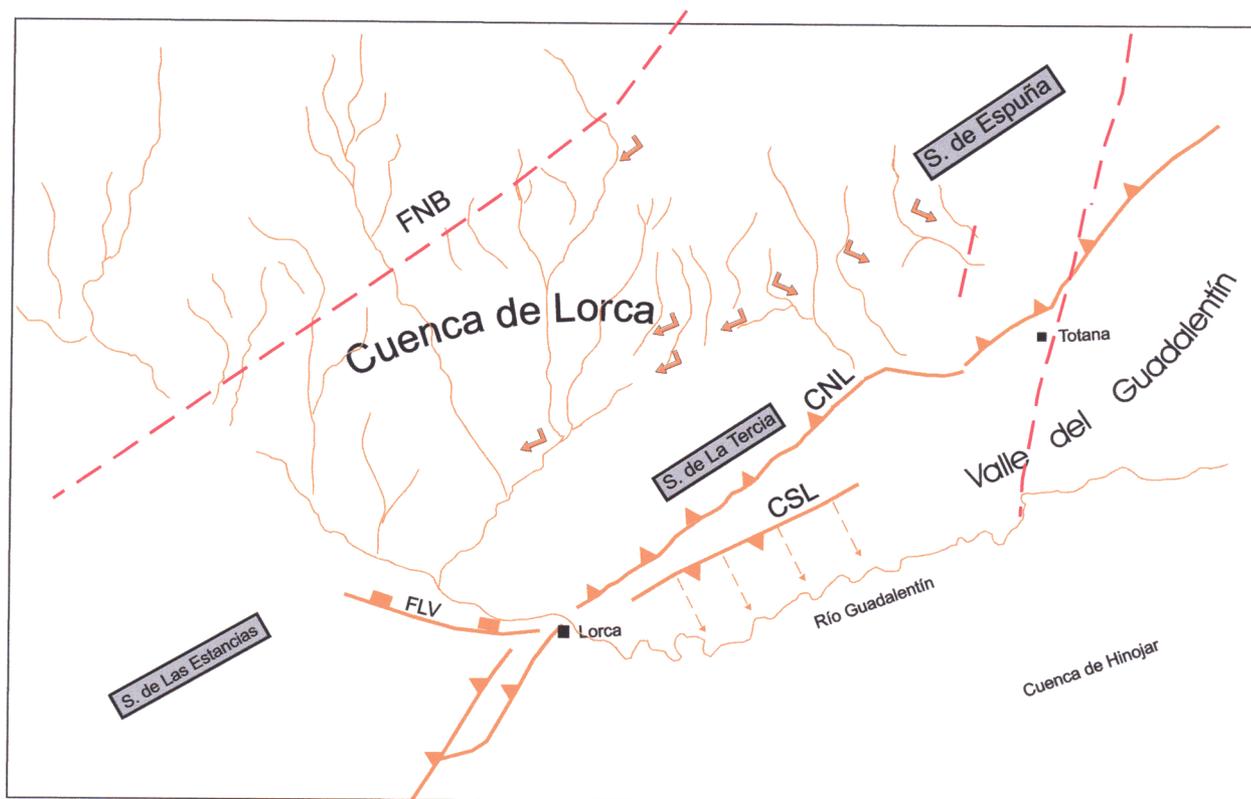
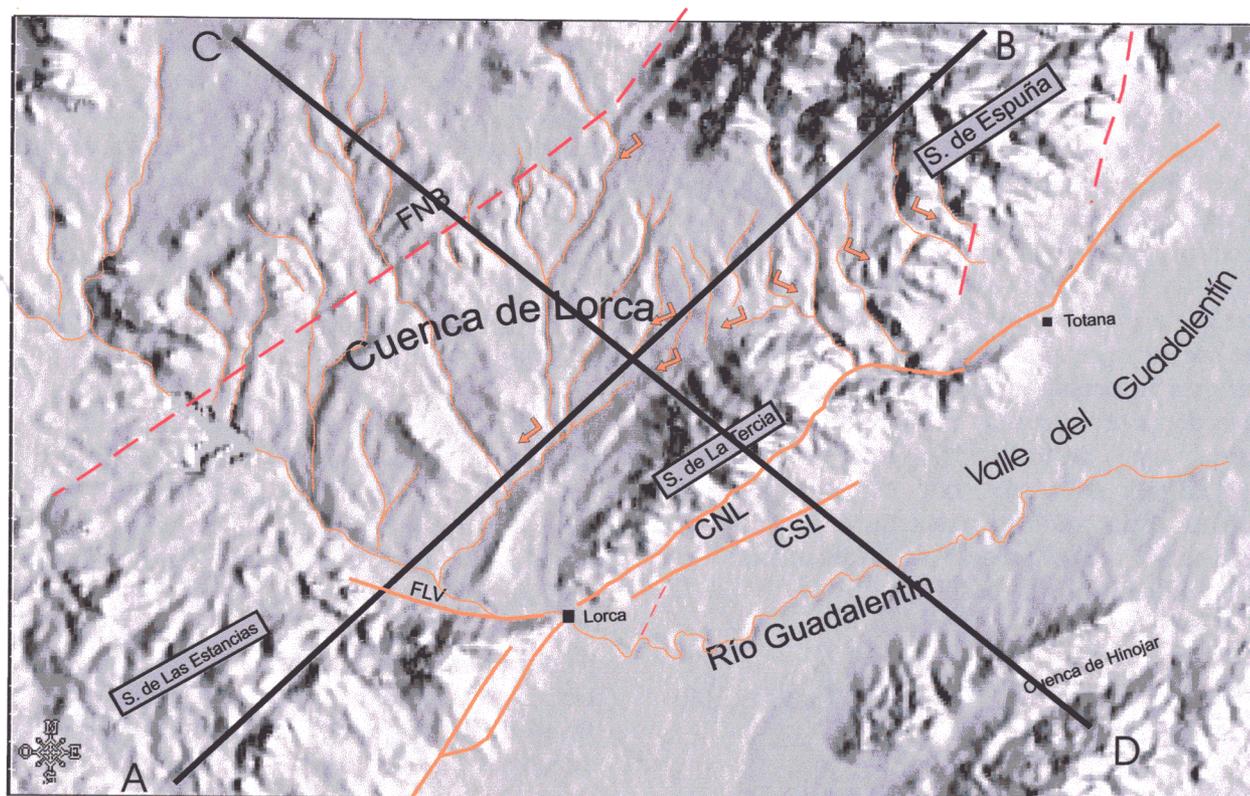


Fig. 2-31. En la parte superior se observa el modelo digital del terreno del sector Lorca-Totana y su entorno, sobre el que se señalan las principales fallas y unidades morfotectónicas. También se muestra la localización de los perfiles topográficos de la figura 2-32. En la parte inferior se extrae la red fluvial de la zona. Ver interpretación en el texto.

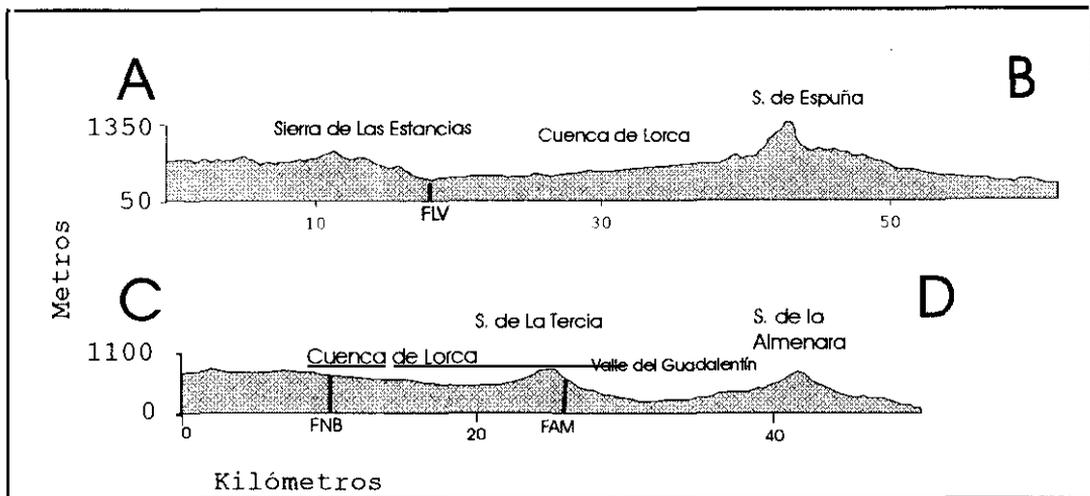


Fig. 2-32. Perfiles topográficos, uno paralelo (A-B) y otro perpendicular (C-D) a la FAM en el sector Lorca-Totana. Ver localización en fig. 2-31. En el perfil A-B se observa claramente la inclinación hacia el SO que presenta la superficie de la cuenca de Lorca.

inferir una migración hacia el SE del río durante el Cuaternario. Esta migración estaría producida por un basculamiento asociado a la componente inversa del movimiento del CSL. Asimismo, la morfología de algunos de los meandros del río parecen controlados por fallas N 10-20° activas y fosilizadas por el aluvial del río. Concretamente esto se observa en la prolongación de la falla de Carralaca hacia el valle del Guadalentín.

A una escala de observación más regional en el interior de la cuenca de Lorca podemos identificar varias anomalías en la red fluvial. Casi todas las ramblas y canales de drenaje menores atraviesan el corredor de la falla Norbética (límite NO de la cuenca), con una dirección NO-SE. Pero al aproximarse a la ST cambian abruptamente de dirección hacia una orientación SO hasta desembocar en el valle del río Guadalentín y algunos hacia el Este bordeando la sierra por su extremo oriental. Se observan varios procesos de captura por erosión remontante de canales paralelos al borde NO de la Sierra.

Asimismo, en la zona situada entre el borde SO de S^a España y el borde N de ST las ramblas que bajan cortando los glaciares y abanicos que conectan la cuenca de Lorca y sierra de España, lo hacen con una dirección NO-SE, cuando la topografía actual favorecería una dirección de drenaje lógica NE-SO o E-O bajando desde la sierra hasta la cuenca (Fig. 2-31).

Las evidencias morfológicas que acabamos de describir nos están indicando la presencia de una antigua red fluvial pliocena que cruzaba de NO a SE la cuenca de Lorca y llegaba hasta el valle del Guadalentín, salvando los (en aquel entonces) poco importantes relieves de la S^a de La Tercia. Esta red depositó los conglomerados continentales con cantos subbéticos intercalados con margas rosadas que culminan la unidad conglomerático-yesífera Tortoniense superior-Messiniense-Plioceno descrita en el corredor Lorca-Totana (capítulo 2.5.2.1). El progresivo levantamiento de la ST fue bloqueando esta red y desviándola hacia el tramo medio actual del valle del río Guadalentín, situado actualmente en el borde SO de la cuenca de Lorca.

En la Fig. 2-32 se muestran los perfiles topográficos NO-SE (C-D) y NE-SO (A-B) realizados atravesando la cuenca de Lorca y la FAM. En el perfil A-B se aprecia una inclinación de la superficie de colmatación de la cuenca hacia el SO que favoreció la deflexión de la red fluvial pliocena. Este mecanismo está asociado al proceso de levantamiento asimétrico de la ST (ver capítulo 2.5.3.4) y al control tectónico ejercido por las fallas normales de dirección NO-SE y E-O (entre ellas la falla de las Viñas (FLV)) que forman el límite Suroeste de la cuenca. En el perfil C-D se aprecia que el relieve de la ST emerge cortando una superficie regional inclinada hacia el Sureste que condicionaba la orientación de la red fluvial pliocena, tal y como deducíamos anteriormente.

2.4.7.4. Resumen y conclusiones

Del análisis de las características y evidencias geomorfológicas de la zona pueden resumirse se las siguientes conclusiones:

- Puede identificarse actividad holocena en la FAM y su influencia en la evolución holocena de la red fluvial. La componente inversa de su movimiento provoca un aumento en la pendiente del perfil longitudinal del río Guadalentín al NO de la Falla y un cambio en el tipo de circulación de braided a meandriforme. Este cambio brusco en el tipo de circulación es un típico indicio de actividad tectónica en zonas caracterizadas por movimientos verticales asociados a falla activas (Schumm y Kahn, 1972). La disminución en la pendiente del río provoca una disminución de velocidad y energía en el agua que da lugar al cambio hacia régimen meandriforme (Fig. 2-33). El levantamiento del bloque NO a causa del movimiento inverso de la FAM y la adaptación al mismo del río Guadalentín pueden explicar este mecanismo.
- La actividad reciente del CNL y del CSL genera anomalías en los canales fluviales que

los cruzan (desvíos anómalos, capturas, valles decapitados y valles colgados) que indican cinemáticas con componente de desgarré importante en el CSL y movimiento fundamentalmente vertical en el CNL.

- La actividad del CSL hace migrar la banda de meandros del río Guadalentín en su tramo Lorca-Totana hacia el centro del valle durante el Pleistoceno medio-Holoceno.
- La elevación continuada durante el Plioceno y el Cuaternario de la ST bloquea un antigua red fluvial pliocena procedente del NO. Este bloqueo está acompañado de un basculamiento de la superficie de la cuenca de Lorca hacia el SO que favorece el desvío de la mayor parte de los canales de drenaje hacia en SO.

En resumen, existen suficientes evidencias geomorfológicas que atestiguan la actividad tectónica de la FAM durante el Pleistoceno superior y el Holoceno. Su actividad no solo afecta de modo local a la red fluvial del entorno de la falla, sino que induce y ha inducido a lo largo del Cuaternario deformaciones de carácter regional.

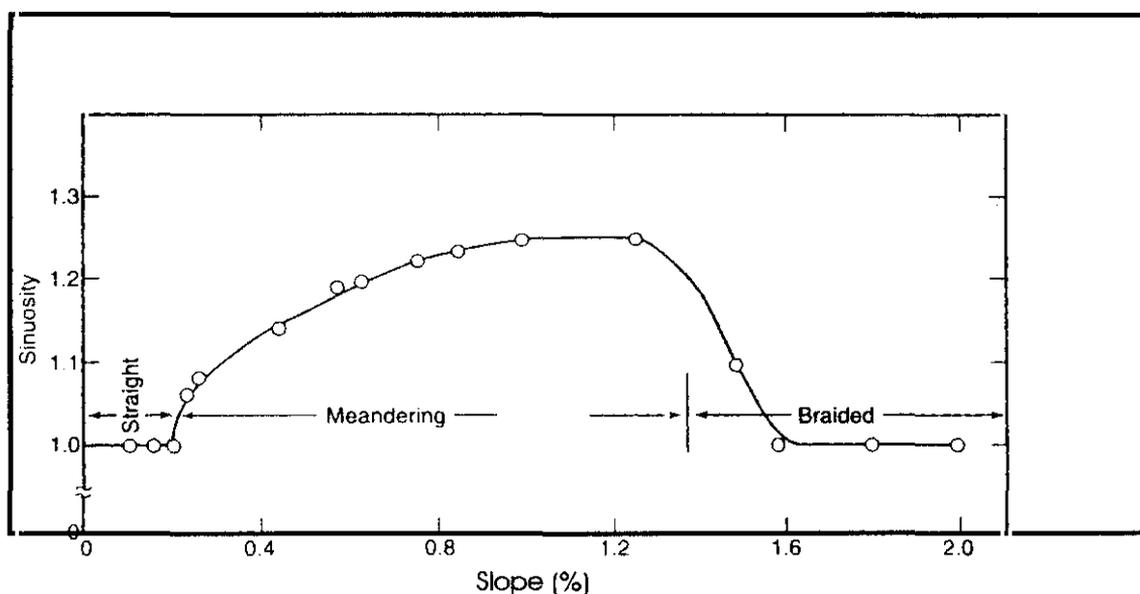


Fig. 2-33. Representación gráfica de los distintos tipos de régimen de circulación fluvial en función de la pendiente y el grado de sinuosidad del cauce. La disminución de la pendiente induce un aumento de la sinuosidad. Según Schumm and Kahn (1972).

2.4.8. Resumen y Conclusiones neotectónicas principales

A partir de todas las evidencias deducidas y analizadas acerca de la actividad de la FAM en el sector Lorca-Totana a lo largo del período neotectónico, podemos resumir una serie de conclusiones parciales que son descritas para cada uno de los corredores principales.

-A: Corredor Norte de Lorca:

- Se han identificado en su traza movimientos tanto de tipo inverso como de desgarre sinistoso con cabeceos inferiores a 25° movimientos (desde el Mioceno medio hasta la actualidad).
- El CNL constituye la zona de desplazamiento principal de la FAM y ejerce un importante control del relieve a escala regional. Las observaciones geomorfológicas y morfotectónicas evidencian una actividad holocena de componente vertical. Esta actividad induce una anomalía en el perfil longitudinal del río Guadalentín.
- Es una zona de cizalla con estructuras internas relacionadas con la interacción de distintos sistemas de fracturación (dúplex de desgarre compresivo, abundancia de planos P y planos R) que implican un grado de madurez importante (Tchalenko, 1970; Woodcock y Fisher, 1986).

-B: Corredor Sur de Lorca:

- Ha presentado movimientos de tipo inverso y de desgarre sinistoso con cabeceos superiores a 25° desde el Mioceno medio hasta el Cuaternario. Estos cabeceos superiores son coherentes con una orientación del plano de falla algo menos nortada que la del CNL.
- No controla relieves importantes. Solo relieves locales de escala decamétrica y edad postpliocena.
- No presenta una estructuración interna asociada a la cizalla que indique un grado de madurez significativo. En este sentido, la banda de máxima deformación presenta menor espesor que la observada en el CNL, hecho este evidente a escala cartográfica.

- Se trata de una zona de cizalla incipiente que no comenzó a actuar hasta el Messiniense superior o Plioceno.
- El control que ejerce, tanto en las ramblas que atraviesan su traza como en la migración que ha provocado del cauce del río Guadalentín hacia el SE desde el Pleistoceno inferior, evidencian la continuidad de su actividad de componente vertical y horizontal a lo largo del Cuaternario.

ABRIR CAPÍTULO 2.5

