

# **ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA RECIENTE DEL CAMPO DE DALÍAS Y DE NÍJAR EN EL CONTEXTO DEL LÍMITE MERIDIONAL DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS ORIENTALES**



 Instituto Geológico  
y Minero de España



Departamento de Geodinámica  
Universidad de Granada

**Carlos Marín Lechado**

**Tesis Doctoral**

**2005**

Departamento de Geodinámica  
Universidad de Granada



**Estructura y evolución tectónica reciente del  
Campo de Dalías y de Níjar en el contexto  
del límite meridional de las Cordilleras  
Béticas orientales**

Memoria de Tesis Doctoral presentada por  
Carlos Marín Lechado para optar al Grado  
de Doctor en Ciencias Geológicas por la  
Universidad de Granada.

Granada, Abril de 2005

Fdo. Carlos Marín Lechado

Directores:

Jesús Galindo Zaldívar  
Luís Roberto Rodríguez Fernández

Editor: Editorial de la Universidad de Granada  
Autor: Carlos Marín Lechado  
D.L.: Gr. 728 - 2005  
ISBN: 84-338-3367-7

Departamento de Geodinámica  
Universidad de Granada



Jesús Galindo Zaldívar, Profesor Titular de Geodinámica Interna en la  
Universidad de Granada

HACE CONSTAR:

Que la presente memoria titulada “**Estructura y evolución tectónica reciente del Campo de Dalías y de Níjar en el contexto del límite meridional de las Cordilleras Béticas orientales**” ha sido realizada bajo mi dirección por Carlos Marín Lechado y cumple las suficientes condiciones para que su autor pueda optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas.

Madrid, Abril de 2005

Jesús Galindo Zaldívar





Luis Roberto Rodríguez Fernández, Director de Geología y Geofísica del Instituto Geológico y Minero de España

HACE CONSTAR:

Que la presente memoria titulada “**Estructura y evolución tectónica reciente del Campo de Dalías y de Níjar en el contexto del límite meridional de las Cordilleras Béticas orientales**” ha sido realizada bajo mi dirección por Carlos Marín Lechado y cumple las suficientes condiciones para que su autor pueda optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas.

Madrid, Abril de 2005

Luis Roberto Rodríguez Fernández

CORREO

igme@igme.es

RÍOS ROSAS, 23  
28003-MADRID  
TEL. : 91 349 5700  
FAX : 91 442 6216



*Para Chary*



## **Agradecimientos:**

A continuación quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que han hecho posible la realización de esta tesis doctoral. Es posible que me olvide de alguien, espero que me perdone.

En primer lugar quiero agradecer a los directores de esta tesis doctoral, **Jesús Galindo Zaldívar** y **Luis Roberto Rodríguez Fernández** el apoyo incondicional que me han mostrado en todo momento. La ayuda material y personal que les he solicitado siempre las he obtenido de ellos. Sinceramente, les doy las gracias.

Este trabajo ha sido posible gracias a la beca de Formación de Personal Investigador que me concedió el **Instituto Geológico y Minero de España** para la realización de una tesis doctoral, que ha permitido la financiación de esta investigación y mi sustento durante estos años. Además, el **Departamento de Geodinámica** de la **Universidad de Granada** me ha ofrecido desde el primer momento un espacio de trabajo en el departamento y la posibilidad de utilizar todo el material científico del que disponen.

A mis compañeros de la sala de becarios del Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada por su amistad y ánimo continuo: **Fernando, Patricia, Billy, Suso, Asrar, Fermín, Alpiste, Vicente, Sandra, Isabel y Guillermo**. Algunos de ellos ya son doctores y se encuentran en tierras lejanas y otros pronto lo serán. **A Antonio Pedrera**, por su compañía durante las últimas jornadas de campo y la toma de datos gravimétricos y magnéticos. Además de un buen amigo he conocido a un excelente geólogo.

También agradezco a mis compañeros de la oficina de proyectos del IGME en Granada sus acaloradas y simpáticas tertulias durante el café de la mañana. A mis compañeros **Juan Carlos, Juan Antonio, Tomás, Curro, Cristina, Paqui, Antonio González y Crisantos**.

También quiero agradecer a los profesores del Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada y del Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC): **Wenceslao Martín Rosales, José Rodríguez Fernández, Miguel Orozco, Francisco González Lodeiro, Domingo Aerden, Juan Ignacio Soto, Antonio Jabaloy, Carlos Sanz de Galdeano y Antonio Azor** que en algún momento me han aconsejado y

ofrecido información sobre el área de estudio, dándome ánimos durante el desarrollo de la tesis doctoral.

A **Inmaculada Serrano** y al **Instituto Andaluz de Geofísica** y Prevención de desastres sísmicos por permitir la consulta y utilización de la base de datos de terremotos registrados en el área de estudio.

Agradezco igualmente a la oficina de proyectos del IGME de Almería la información cedida de la base de datos de sondeos del área, producto de una importante labor de recopilación e inventario en el Campo de Dalías y Campo de Níjar, y en especial a **Ángel González Asensio** director de la oficina de proyectos y a **Pedro Franqueza** técnico de la misma.

Quiero agradecer a la Estación Experimental de CAJAMAR Las Palmerillas y especialmente a **Guillermo Zaragoza**, investigador de la estación, por permitirme la consulta de los perfiles sísmicos de la campaña 01AL realizados en el Campo de Dalías.

También agradezco al **cabo primero Plaza** por su compañía durante las jornadas en el campo de entrenamiento de la Legión en Viator, mientras llovían proyectiles y aparecían detras de una mata legionarios con pintura de guerra y armados hasta los dientes.

A **Pepe** gerente del Hostal Carlos III de El Ejido, por su permitirme dejar el *cuatro latas* de forma permanente en su cochera y por su disposición a solucionar contratiempos domésticos.

A **mis padres**, por haberme inculcado los valores de la responsabilidad, constancia y el esfuerzo necesarios para terminar este trabajo.

Finalmente quiero agradecer especialmente a mi mujer **Chary** su cariño, comprensión y ayuda para llevar a cabo esta tesis. Soy consciente de la renuncia que ha tenido que hacer de su vida profesional para que yo pueda emplear mi tiempo en esta tesis y poder cuidar a nuestros dos hijos Carlos y Pablo. Sin ella, esta tesis nunca se habría hecho realidad.

## **INDICE**

---



|   |    |
|---|----|
| <b>1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES</b> .....   | 1  |
| <b>1.1 Situación geográfica</b> .....   | 1  |
| <b>1.2 Situación geológica</b> .....  | 3  |
| <b>1.3 Estudios geológicos previos en la región estudiada</b> .....                     | 7  |
| 1.3.1 Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla .....  | 8  |
| 1.3.2 Campo de Dalías, Campo de Níjar y Plataforma Continental .....                    | 9  |
| 1.3.3 Tectónica reciente .....  | 13 |
| <b>1.4 Modelos de evolución de las Cordilleras Béticas</b> .....                        | 14 |
| 1.4.1 Modelos basados en la convergencia relativa entre tres elementos tectónicos ..... | 16 |
| 1.4.2 Modelos de subducción .....   | 17 |
| 1.4.3 Diapirismo astenosférico .....  | 19 |
| 1.4.4 Pérdida o despegue del manto litosférico .....                                    | 19 |
| <b>1.5 Datos geofísicos generales</b> .....   | 21 |
| 1.5.1 Perfiles de sísmica de refracción .....   | 22 |
| 1.5.2 Perfiles de sísmica de reflexión profunda .....                                   | 22 |
| 1.5.3 Tomografía Sísmica.....   | 24 |
| 1.5.4 Gravimetría y magnetometría .....   | 24 |
| 1.5.5 Otros datos geofísicos .....  | 28 |
| <b>2. OBJETIVOS</b> .....   | 29 |
| <b>3. METODOLOGÍA</b> .....   | 31 |
| <b>3.1 Métodos estructurales</b> .....  | 31 |
| 3.1.1 Reconocimiento de diaclasas .....   | 32 |
| 3.1.2 Reconocimiento de fallas.....   | 34 |
| <b>3.2 Gravimetría</b> .....  | 35 |
| 3.2.1 Fundamento teórico .....  | 35 |
| 3.2.2 Adquisición de datos gravimétricos .....  | 38 |
| 3.2.3. Tratamiento de datos gravimétricos .....   | 40 |
| 3.2.4 Modelización gravimétrica .....   | 47 |
| <b>3.3 Magnetometría</b> .....  | 48 |
| <b>3.4 Sísmica de reflexión</b> .....   | 52 |
| 3.4.1 Campañas de sísmica AT .....  | 53 |
| 3.4.2 Campañas de sísmica 01AL .....  | 53 |
| 3.4.3 Campañas marinas AE, AG, AM, EAS y sísmica de sparker .....                       | 55 |

|  |            |
|--|------------|
| 3.4.4 Interpretación de los perfiles sísmicos .....                                  | 55         |
| <b>3.5 Determinación de paleoesfuerzos .....</b>                                     | <b>60</b>  |
| 3.5.1 Métodos basados en modelos de fallas conjugadas .....                          | 61         |
| 3.5.2 Métodos gráficos basados en reactivación de fallas .....                       | 61         |
| 3.5.3 Métodos numéricos basados en reactivación de fallas ....                       | 64         |
| <b>3.6 Análisis sismotectónico .....</b>   | <b>67</b>  |
| <b>4. DESCRIPCIÓN DE MATERIALES .....</b>  | <b>71</b>  |
| <b>4.1 Basamento .....</b>   | <b>71</b>  |
| 4.1.1 Características generales de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride..... | 71         |
| 4.1.1.1 <i>El Complejo Nevado-Filábride</i> .....                                    | 71         |
| 4.1.1.2 <i>El Complejo Alpujárride</i> .....   | 73         |
| 4.1.2 Sierra de Gádor .....  | 75         |
| 4.1.3 Sierra Alhamilla .....   | 79         |
| 4.1.3.1 <i>El Complejo Nevado-Filábride</i> .....                                    | 80         |
| 4.1.3.2 <i>El Complejo Alpujárride</i> .....   | 81         |
| <b>4.2 Cuencas neógenas y cuaternarias .....</b>                                     | <b>83</b>  |
| 4.2.1 El Campo de Dalías .....   | 83         |
| 4.2.1.1 <i>Materiales del Tortonense superior-Mesiniense inferior basal</i> .....    | 84         |
| 4.2.1.2 <i>Materiales del Plioceno</i> .....   | 87         |
| 4.2.1.3 <i>Materiales del Cuaternario</i> .....                                      | 89         |
| 4.2.2 El Campo de Níjar .....  | 91         |
| 4.2.2.1 <i>Materiales del Mioceno medio</i> .....                                    | 92         |
| 4.2.2.2 <i>Materiales del Tortonense inferior</i> .....                              | 92         |
| 4.2.2.3 <i>Materiales del Tortonense superior-Mesiniense inferior basal</i> .....    | 94         |
| 4.2.2.4 <i>Materiales del Mesiniense inferior (Mesiniense pre-evaporítico)</i> ..... | 94         |
| 4.2.2.5 <i>Materiales del Mesiniense evaporítico y post-evaporítico</i> .....        | 95         |
| 4.2.2.6 <i>Materiales del Plioceno</i> .....   | 95         |
| 4.2.2.7 <i>Materiales del Cuaternario</i> .....                                      | 97         |
| 4.2.3 Rocas volcánicas .....   | 98         |
| <b>5. ESTRUCTURA TECTÓNICA .....</b>   | <b>101</b> |
| <b>5.1 Estructura de Sierra de Gádor .....</b>                                       | <b>101</b> |
| 5.1.1 Estructuras sinsedimentarias .....   | 101        |

|  |     |
|--|-----|
| 5.1.2 Estructuras de deformación alpina .....  | 103 |
| 5.1.2.1 <i>Foliación principal Sp</i> .....  | 103 |
| 5.1.2.2 <i>Pliegues vergentes al N</i> .....   | 104 |
| 5.1.2.3 <i>Fallas de bajo ángulo con traslación de los bloques de techo al NNO y al SO</i> ..... | 104 |
| 5.1.2.4 <i>Pliegues de gran radio tardíos</i> .....  | 110 |
| 5.1.2.5 <i>Diaclasas recientes</i> .....   | 111 |
| 5.1.2.6 <i>Fallas normales</i> .....   | 113 |
| <b>5.2 Estructura de Sierra Alhamilla</b> .....  | 113 |
| <b>5.3 Estructura de la cobertera neógena y cuaternaria del Campo de Dalías</b> .....            | 117 |
| 5.3.1 Observaciones geológicas en superficie .....   | 117 |
| 5.3.1.1 <i>Pliegues</i> .....  | 117 |
| 5.3.1.2 <i>Diaclasas</i> .....   | 120 |
| 5.3.1.3 <i>Fallas</i> .....  | 124 |
| 5.3.2 Estructura profunda a partir de datos geofísicos y del subsuelo .....                      | 130 |
| 5.3.2.1 <i>Sondeos</i> .....   | 130 |
| 5.3.2.2 <i>Sísmica de reflexión</i> .....  | 137 |
| 5.3.2.3 <i>Gravimetría</i> .....   | 147 |
| <b>5.4 Estructura de la cobertera neógena y cuaternaria del Campo de Níjar</b> .....             | 153 |
| 5.4.1 Observaciones geológicas en superficie .....   | 153 |
| 5.4.1.1 <i>Pliegues</i> .....  | 153 |
| 5.4.1.2 <i>Diaclasas</i> .....   | 156 |
| 5.4.1.3 <i>Fallas</i> .....  | 160 |
| 5.4.2 Datos geofísicos, de subsuelo y geometría profunda .....                                   | 166 |
| 5.4.2.1 <i>Sondeos</i> .....   | 166 |
| 5.4.2.2 <i>Gravimetría</i> .....   | 169 |
| 5.4.2.3 <i>Magnetometría</i> .....   | 175 |
| <b>5.5 Estructura de la plataforma continental en el Golfo de Almería</b> .....                  | 179 |
| <b>6. PALEOESFUERZOS Y ESFUERZOS ACTUALES</b> .....  | 189 |
| <b>6.1 Paleoesfuerzos a partir de diaclasas</b> .....  | 190 |
| 6.1.1 Pleistoceno medio – Holoceno .....   | 190 |
| 6.1.2 Plioceno-Pleistoceno inferior .....  | 190 |
| 6.1.3 Mioceno superior .....   | 193 |

|  |            |
|--|------------|
| <b>6.2 Paleoesfuerzos a partir de microfallas .....</b>                                      | <b>194</b> |
| 6.2.1 Campo de Dalías .....  | 196        |
| 6.2.1.1 <i>Pleistoceno medio-Holoceno (diaclasas falladas)</i> .....                         | 196        |
| 6.2.1.2 <i>Plioceno – Pleistoceno inferior</i> .....   | 199        |
| 6.2.1.3 <i>Tortonense superior – Mesiniense</i> .....  | 199        |
| 6.2.2 Campo de Níjar.....  | 200        |
| <b>6.3 Mecanismos focales de terremotos y esfuerzos actuales.....</b>                        | <b>204</b> |
| <b>7. SISMICIDAD Y TECTÓNICA RECIENTE .....</b>  | <b>209</b> |
| <b>7.1 Sismicidad .....</b>  | <b>209</b> |
| 7.1.1 Sismicidad histórica.....  | 210        |
| 7.1.2 Análisis sismotectónico .....  | 212        |
| <b>7.2 Actividad reciente de las estructuras tectónicas y paleosismicidad .....</b>          | <b>215</b> |
| <b>8. DISCUSIÓN .....</b>  | <b>223</b> |
| <b>8.1 Evolución tectónica de la región .....</b>  | <b>223</b> |
| 8.1.1. Evolución tectónica del basamento alpujarride en Sierra de Gádor .....                | 225        |
| 8.1.2 Evolución neógena y cuaternaria del Campo de Dalías y del Campo de Níjar .....         | 227        |
| 8.1.2.1 <i>Langhiense- Tortonense inferior</i> .....   | 227        |
| 8.1.2.2 <i>Tortonense superior - Mesiniense inferior basal</i> .....                         | 229        |
| 8.1.2.3 <i>Mesiniense</i> .....  | 231        |
| 8.1.2.4 <i>Plioceno-Pleistoceno inferior</i> .....   | 233        |
| 8.1.2.5 <i>Pleistoceno medio – Actualidad</i> .....  | 235        |
| <b>8.2 Estructuras activas .....</b>   | <b>238</b> |
| <b>8.3 Integración en el contexto del límite meridional de las Cordilleras Béticas .....</b> | <b>239</b> |
| <b>8. CONCLUSIONES .....</b>   | <b>245</b> |
| <b>REFERENCIAS .....</b>   | <b>249</b> |

# **1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES**

---



# **1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES**

Las Cordilleras Béticas se encuentran situadas en el límite entre la placa euroasiática y africana, caracterizado por una convergencia NNO-SSE desde el Mioceno superior en el Mediterráneo occidental. La actividad tectónica en este límite ha generado las elevaciones que forman el relieve actual de las cordilleras. En el Campo de Dalías y el Campo de Níjar se localizan los afloramientos de materiales neógenos y cuaternarios más meridionales de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas que han emergido recientemente del Mar de Alborán. La situación geográfica de esta región, localizada entre las Cordilleras Béticas centrales, caracterizadas por la presencia de fallas normales y pliegues, y las Cordilleras Béticas orientales, donde predominan las fallas de salto en dirección, le confiere un interés añadido. El análisis combinado de datos geofísicos y geológicos permitirá contribuir al conocimiento de la estructura superficial y profunda del relleno neógeno y cuaternario y sus relaciones con el substrato alpujárride en este sector de la cordillera. Los nuevos datos obtenidos se integrarán en un modelo de evolución tectónica del límite sudoriental de las Cordilleras Béticas.

## **1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA**

El área de estudio en la que se ha realizado esta tesis doctoral se sitúa en el SE de las Cordilleras Béticas, en la mitad sur de la provincia de Almería, entre los paralelos 3° O y 1° 50' O y entre los meridianos 36° 35' N y 37° 2' N. Los topónimos de las dos grandes zonas de estudio son el Campo de Dalías y el Campo de Níjar. Estas dos áreas deprimidas topográficamente limitan al norte respectivamente con la Sierra de Gádor y las sierras Alhamilla y Cabrera (figura 1.1). Las hojas topográficas que incluyen el área estudiada son: 1043 (Berja), 1044 (Alhama de Almería), 1045 (Almería), 1046 (Carboneras), 1057 (Adra), 1058 (Roquetas de Mar) y 1059 (El Cabo de Gata).

El área de estudio se ha dividido en dos zonas: El Campo de Dalías y El Campo de Níjar. El Campo de Dalías junto con el sector de Adra, corresponde a una zona orográficamente llana con una extensión de unos 390 km<sup>2</sup>. Está limitado al sur por la línea de costa y al norte por las elevaciones montañosas de Sierra de Gádor con altitudes máximas de 2.240 metros sobre el nivel del mar (figura 1.1).

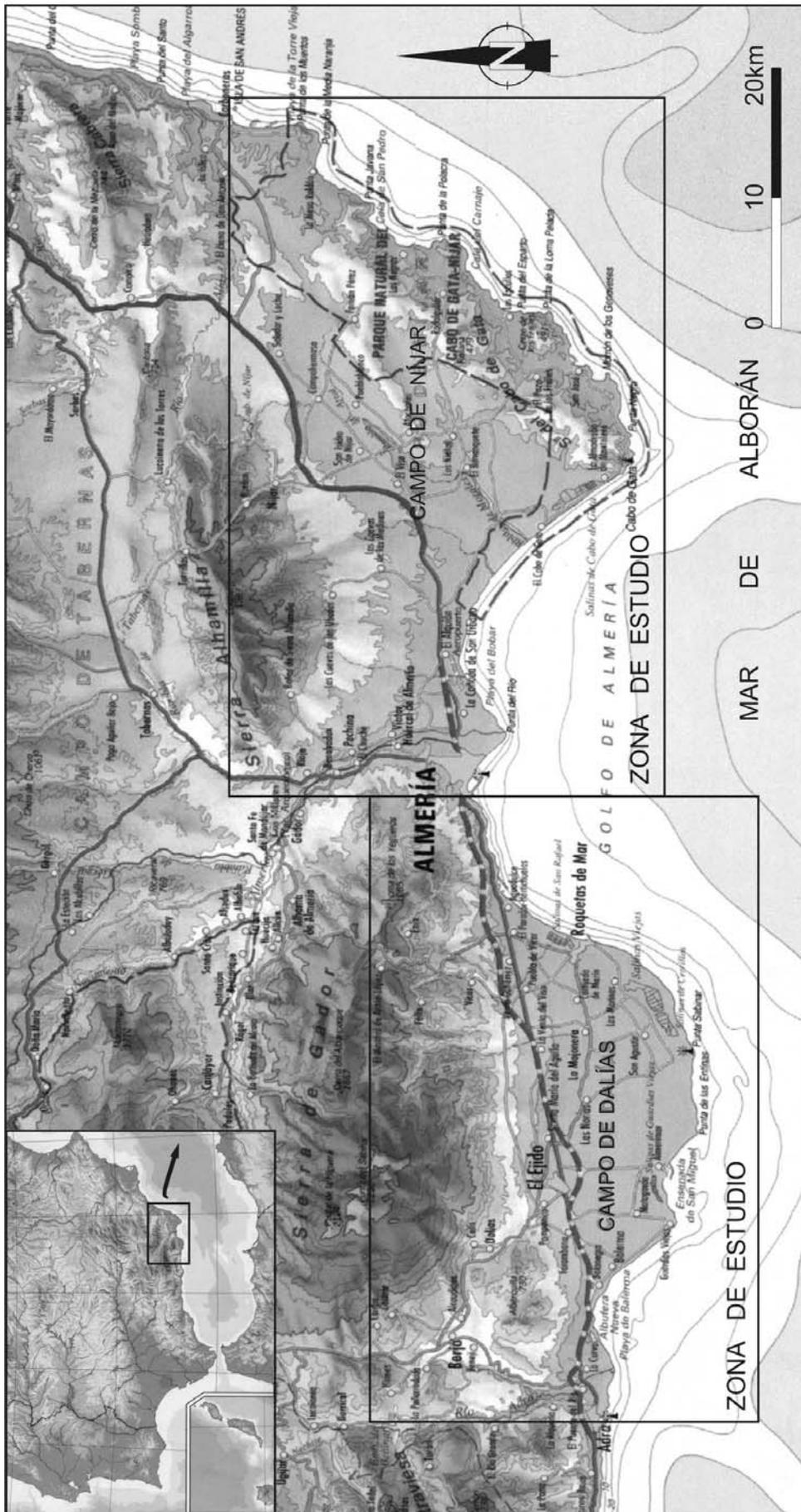


Figura 1.1. Situación geográfica del área de estudio donde se enmarcan las dos grandes zonas estudiadas en esta tesis doctoral: el Campo de Dalías y el Campo de Níjar.

El Campo de Dalías tiene buenos accesos, ya que la autovía A-7 recorre el área en dirección E-O y comunica la ciudad de Almería al este y la carretera de la costa granadina al oeste. Existen además numerosos carriles bien asfaltados que recorren la zona para el acceso a los invernaderos de la región. Los accesos a la Sierra de Gádor son de peor calidad y consisten en carriles de tierra que dan paso a distintos sectores de la sierra. La principal característica paisajista del Campo de Dalías es la presencia masiva de invernaderos que prácticamente ocupan la totalidad de la zona estudiada. Este uso intensivo del terreno supone que los afloramientos son escasos y puntuales y se localizan preferentemente en las trincheras de los invernaderos y en las canteras.

El Campo de Níjar corresponde a otra depresión que tiene una extensión total de 660 km<sup>2</sup>. Esta zona está limitada al oeste por Sierra de Gádor, al norte por Sierra Alhamilla y Sierra Cabrera y al este por los afloramientos volcánicos de Sierra de Gata. Sierra Alhamilla alcanza altitudes de 1.387 metros sobre el nivel del mar. Por el Campo de Níjar discurre también la autovía A-7 y diversas carreteras locales que conducen a las poblaciones del área. Los accesos al Campo de Níjar son generalmente buenos, a excepción del borde sur de Sierra Alhamilla donde existe una instalación militar de gran extensión que tiene restringido el paso.

## 1.2 SITUACIÓN GEOLÓGICA

El área de estudio se sitúa en el SE de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas. El Campo de Dalías y el Campo de Níjar, son cuencas neógenas y cuaternarias. Estas cuencas están limitadas hacia el Norte por rocas del Complejo Alpujárride (Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla) y rocas del Complejo Nevado-Filábride (Sierra Alhamilla) que constituyen el basamento de estas depresiones. En el borde meridional del Campo de Níjar aflora un importante complejo volcánico de edad mioceno medio a superior. Los sedimentos miocenos, pliocenos y cuaternarios continúan hacia el sur en el Mar de Alborán. En este sentido, los sedimentos marinos del Campo de Dalías y Campo de Níjar corresponden a sedimentos pertenecientes a la Cuenca de Alborán que actualmente se encuentran emergidos.

Las Cordilleras Béticas junto a las cordilleras Rifeñas, constituyen la terminación occidental de las cadenas alpinas mediterráneas desarrolladas durante la convergencia entre la placa Africana y la placa Euroasiática durante el Mesozoico tardío y la era Cenozoica.

Las Cordilleras Béticas, localizadas al norte del Mar de Alborán, están formadas por tres dominios tectónicos principales, las Zonas Externas, el Complejo de *flysch* del Campo de Gibraltar y las Zonas Internas (figura 1.2), sobre los que se sitúan discordantes los depósitos de cuencas neógenas y cuaternarias. El primer dominio corresponde al paleomargen meridional de la placa Ibérica denominado Zonas Externas.

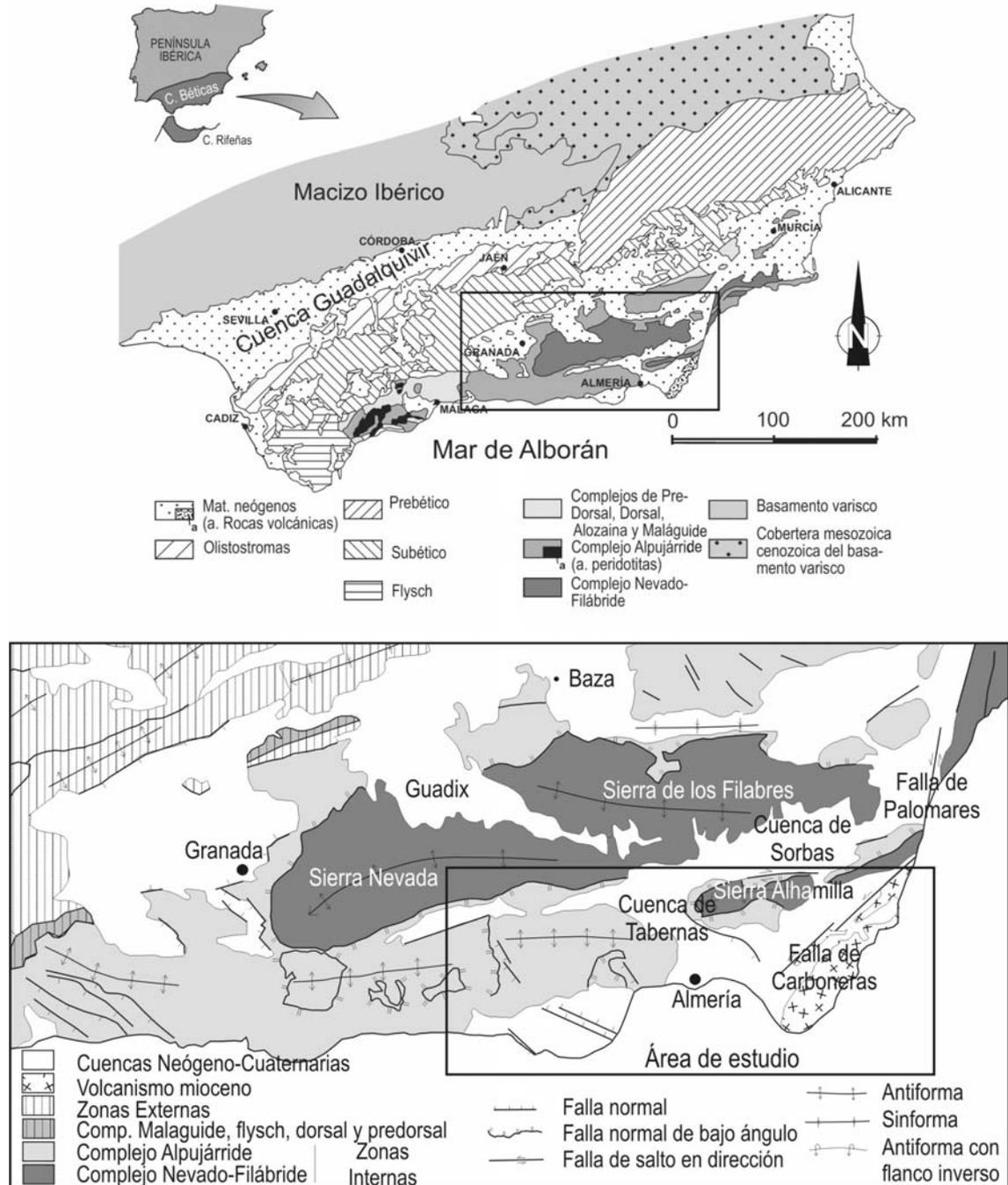


Figura 1.2. Situación geológica del área de estudio en las Cordilleras Béticas.

El segundo dominio corresponde a las unidades de *flysch* del Complejo del Campo de Gibraltar, que afloran más extensamente en el sector occidental de las Cordilleras Béticas. El tercer dominio tectónico es conocido como Zonas Internas o

Dominio de Alborán (Balanyá y García-Dueñas 1987). Las Zonas Internas constituyen la región más intensamente deformada del orógeno y están constituidas principalmente por tres complejos metamórficos de grado variable que son del inferior al superior: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide, además de otros complejos menos representados (unidades de la Dorsal y Predorsal).

Las **Zonas Externas** o Dominio Sudibérico corresponde al paleomargen de la placa Ibérica y están formadas por una cobertera sedimentaria mesozoica y terciaria, con rocas volcánicas intercaladas, que se superpone al basamento varisco. En las Zonas Externas se produjeron varios episodios de *rifting* durante el Mesozoico y Paleógeno que provocaron la rotura de la plataforma carbonatada en una serie de bloques subsidentes (García-Hernández *et al.*, 1980; Vilas *et al.*, 2001). Las Zonas Externas se pueden dividir de forma general en Prebético y Subbético. El Prebético aflora principalmente en el área oriental de la cordillera y está formado por carbonatos de plataforma de edad triásica a tortoniense inferior. El Subbético aflora más al sur y oeste y está formado por un cinturón de pliegues y cabalgamientos de rocas fundamentalmente carbonatadas de edad triásica a burdigaliense inferior y caracterizadas durante parte del Mesozoico por el desarrollo de surcos y umbrales (García-Hernández *et al.*, 1980).

Desde el punto de vista estructural, mientras que el Prebético muestra una estructura clásica de cabalgamientos típicos de zonas externas de cordilleras (López Garrido, 1971), la estructura actual del Subbético está constituida por una serie de láminas cabalgantes de vergencia NO en el área norte y SE en la parte meridional (García Dueñas, 1967 y Sanz de Galdeano, 1973). Además, gran parte de los afloramientos de la zona Subbética corresponden a fragmentos de olistolitos formados por rocas mesozoicas y cenozoicas de tamaño variable dentro de una matriz margosa de edad mioceno medio en la parte oeste y por sedimentos triásicos en la zona central y oriental de la cordillera, denominada Unidad Olistostrómica (Roldán, 1995).

El **Complejo del Campo de Gibraltar** o Dominio de los Flysch está formado por sedimentos de aguas profundas de edad cretácica a mioceno inferior que afloran principalmente al oeste de las Cordilleras Béticas (Biju-Duval *et al.*, 1978; Durand-Delga, 1980 y Dercourt *et al.*, 1986). Esta unidad se depositó en una cuenca limitada por las Zonas Internas de las Cordilleras Bético-Rifeñas y los paleomargenes sudibérico y magrebí (Balanyá y García-Dueñas, 1987). La principal unidad tectónica de este complejo (Unidad de Aljibe) tiene una estructura interna caracterizada por un sistema de cabalgamientos con sentido de movimiento del bloque de techo hacia el oeste y el ONO. También se desarrollan retrocabalgamientos con sentido de movimiento hacia el este y ESE (Luján *et al.*, 2000).

Las **Zonas Internas** están compuestas por una serie de complejos metamórficos que afloran extensamente y que de muro a techo son: el Complejo Nevado-Filábride, el Complejo Alpujárride, el Complejo Maláguide además de los complejos de la Dorsal y la Predorsal y Complejo de Alosaina con afloramientos más pequeños. Las estructuras relacionadas con los cabalgamientos responsables de la superposición de complejos y del metamorfismo no se conocen en detalle debido, generalmente, a su transposición por deformaciones dúctiles y penetrativas posteriores. Las edades obtenidas para el metamorfismo de alta presión están comprendidas entre  $91 \pm 21$  M.a (Nieto *et al.*, 1997) y 15 M.a (López Sánchez-Vizcaíno *et al.*, 2001) y se relacionan con un episodio de engrosamiento cortical. Monié *et al.* (1991) sugiere una edad de 25 M.a (Oligoceno superior) para el metamorfismo de alta presión. Más recientemente, Platt *et al.* (2005) determinan la edad de este evento de alta presión y baja temperatura en torno los 48 M.a. (Eoceno inferior). Los datos obtenidos por este autor en Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla son de 40 y 48 M.a. respectivamente a partir de dataciones de  $Ar^{39}$ - $Ar^{40}$  en granos de mica blanca.

Los complejos Nevado-Filábride (Egeler, 1964), Alpujárride (Van Bemmelen, 1927) y Maláguide (Blumenthal, 1927) y están formados principalmente por esquistos, cuarcitas y mármoles. El Complejo Maláguide también contiene pizarras, rocas detríticas y una secuencia carbonatada mesozoica y paleógena, prácticamente sin metamorfismo alpino, aunque algunas rocas del Paleozoico están afectadas por un metamorfismo varisco (Chalouan y Michard, 1990). Además, las unidades de la Dorsal, Predorsal y Complejo de Alosaina, están formadas por rocas carbonatadas mesozoicas y cenozoicas. La mayor parte de los contactos actuales entre los complejos principales son fallas normales de bajo ángulo.



Figura 1.3. Mapa geológico regional del sector estudiado.

Las **cuencas neógenas y cuaternarias** localizadas en las Cordilleras Béticas muestran una amplia variedad de estructuras tectónicas. Durante el Tortonense, el Mar de Alborán cubrió la mayor parte de la cordillera, y la elevación posterior generó una serie de áreas emergentes circundadas por cuencas sedimentarias. Entre estas cuencas cabe destacar la Depresión de Granada y la de Guadix-Baza, situadas sobre el límite entre Zonas Internas y Externas. Este límite pasa por ambas depresiones y está fosilizado por materiales del Mioceno superior. El relleno neógeno de la Cuenca de Alborán se dispone sobre rocas metamórficas de las Zonas Internas. Existen numerosos ejemplos en las Cordilleras Béticas de cuencas sobre el nivel actual del mar. Podemos encontrar sedimentos marinos de edad tortoniense superior a más de 1500 metros de altitud cerca de Granada o a 1600 metros en Sierra de Gádor. Estos sedimentos sobreelevados están comúnmente plegados y fallados.

La Cuenca del Guadalquivir representa la cuenca de antepaís del orógeno bético y muestra una geometría asimétrica tanto en planta como en sección, cuyo espesor de sedimentos se incrementa hacia el sureste donde se sitúan la Cordilleras Béticas. La característica tectónica más interesante del sector meridional de la Cuenca del Guadalquivir es la presencia de olistostromas que provienen de la Zona Subbética y han sido emplazados desde el Langhiense superior hasta el Tortonense inferior (Roldán, 1995). En el frente norte de las Cordilleras Béticas, junto a la Unidad Olistostrómica aparecen unidades formadas por láminas, cuñas y lentes fuertemente deformadas de procedencia diversa. Estos elementos tectónicos, denominados tectonosomas, están fragmentados, rotados y entremezclados con materiales de edad triásica a mioceno inferior (Roldán *et al.*, 2004).

### **1.3. ESTUDIOS GEOLÓGICOS PREVIOS EN LA REGIÓN ESTUDIADA**

A continuación se exponen de forma resumida los trabajos geológicos previos realizados en el área de estudio tanto en el basamento metamórfico de las Sierras de Gádor y Sierra Alhamilla como en las depresiones neógenas y cuaternarias del Campo de Dalías y del Campo de Níjar. También se detallan las investigaciones realizadas en la plataforma continental situada al sur del área de estudio. Los resultados detallados de estos estudios geológicos previos se exponen en los sucesivos capítulos de la memoria de tesis doctoral para que el lector pueda tener una referencia más próxima.

### **1.3.1. Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla**

Diversos autores han estudiado aspectos sobre la tectónica y geología regional de la Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla que constituyen el basamento metamórfico de las cuencas neógenas y cuaternarias del Campo de Dalías y del Campo de Níjar. A continuación se describen de forma resumida, las investigaciones realizadas en el área de estudio.

#### **Sierra de Gádor**

Los materiales alpujárrides de la Sierra de Gádor y sierras adyacentes al oeste y las deformaciones, han sido estudiados por numerosos investigadores. En la primera mitad del siglo XX, Van Bemmelen (1927) propone la presencia de tres grandes mantos de corrimiento en el área al sur de Sierra Nevada. Posteriormente Westerveld (1929) estudia la zona entre las Sierra de los Guájares y Gádor y distingue también tres mantos superpuestos. Jacquin (1970) investiga por primera vez de forma detallada la Sierra de Gádor. Diferencia tres mantos alpujárrides superpuestos al Nevado-Filábride, a los que denomina Manto de Lújar, Gádor y Félix. Orozco (1972) estudia en detalle el sector occidental de Sierra de Gádor y distingue las unidades de Lújar, Alcázar y Murtas y encima algunos restos del Complejo Maláguide. Aldaya *et al.* (1979) proponen correlaciones entre las unidades alpujárrides del sector central de las Cordilleras Béticas. Por otra parte, Sanz de Galdeano (1985) describe la estructura del borde oriental de la sierra y muestra la existencia de numerosas escamas con vergencia tanto norte como sur. Posteriormente, Cuevas (1989) estudia las microestructuras y el metamorfismo de materiales alpujárrides de la sierra de la Contraviesa, adyacente por el oeste a la Sierra de Gádor, y establece un modelo de evolución tectónica para los mantos alpujárrides.

En la década de los 90, Azañón *et al.* (1994) propone una nueva correlación de las distintas unidades del Complejo Alpujárride a partir del estudio del metamorfismo de alta presión. Crespo *et al.* (1994), Crespo (1995) y Azañón *et al.* (1997) caracterizan la naturaleza extensional y la cinemática de los contactos entre las unidades alpujárrides. Orozco *et al.* (1997 y 1998) estudian de nuevo el sector comprendido entre Adra y Almería y reconocen la existencia de pliegues recumbentes de escala kilométrica para los que proponen un origen gravitatorio. Asocian estos pliegues a un evento extensional que produciría fallas normales de bajo ángulo y despegues extensionales durante el Mioceno. Orozco *et al.* (2004) determina la estructura interna de la Sierra de Lújar, situada al oeste de Sierra de Gádor, que asigna a un sinclinal recumbente extrapolable a toda Sierra de la Contraviesa y Sierra de Gádor. Martín-Rojas (2004), en su tesis doctoral en la Sierra de Gádor, realiza un análisis estratigráfico, estructural y

petrográfico de la región. Diferencia cuatro unidades del Complejo Alpujárride y una unidad del Complejo Maláguide.

### **Sierra Alhamilla**

Los primeros investigadores que trabajan en Sierra Alhamilla y Sierra Cabrera atribuyen al Complejo Alpujárride las rocas que afloran en estas sierras (Rondeel, 1965; Kampschuur *et al.*, 1975 a y b). Sin embargo, Aldaya *et al.* (1979) determina que el núcleo de Sierra Alhamilla pertenece al Complejo Nevado-Filábride lo que está generalmente admitido y está reflejado en la cartografía geológica MAGNA (Voermans *et al.*, 1983).

En los años 80 se realizan estudios tectónicos en Sierra Alhamilla. Platt (1982) y Platt *et al.* (1983) llevan a cabo estudios estructurales de detalle y caracterizan un pliegue-manto en la unidad alpujárride de Aguilón. Los sedimentos neógenos que circundan Sierra Alhamilla son estudiados por Weijermars (1980) y Weijermars *et al.* (1985) que indican por primera vez la presencia de grandes pliegues de orientación E-O en las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas generados desde el Tortonense superior. Por otra parte, las fallas del borde norte de Sierra Alhamilla y Sierra Cabrera conocida como Falla de Gafarillos son estudiadas por Ott d'Estevou (1980) y Sanz de Galdeano (1989).

El estudio de las asociaciones de Fe-Mg cuarzo-carfolita y pseudomorfos que caracterizan el metamorfismo de alta presión y baja temperatura se realiza en diversos puntos del Complejo Alpujárride incluida Sierra Alhamilla (Goffé *et al.*, 1989 y Azañón *et al.*, 1994) lo que permite establecer una correlación de las unidades alpujárrides a partir del metamorfismo de alta presión. Martínez-Martínez (1995) y Martínez-Martínez y Azañón (1997) caracterizan los sistemas de fallas normales de bajo ángulo de Sierra Alhamilla a partir de una cartografía geológica de detalle de la sierra.

### **1.3.2 Campo de Dalías, Campo de Níjar y Plataforma Continental**

Diversos autores han estudiado aspectos sobre la tectónica, geología regional y local del área, estableciendo modelos de la evolución tectosedimentaria de los materiales neógenos y cuaternarios de la región y de los materiales alpujárrides de las sierras circundantes. A continuación se describen de forma resumida, las investigaciones realizadas en el área de estudio.

## **Campo de Dalías**

Los primeros trabajos destacables son los de Fourniguet (1975 y 1976), que estudia el cuaternario marino del Campo de Dalías. Posteriormente, Perconig (1976) y Addicot *et al.* (1978, 1979) aportan numerosos datos sobre las secuencias miocenas y pliocenas del borde meridional de la sierra y el Campo de Dalías. Goy y Zazo (1983, 1986) y Hillarie-Marcel *et al.* (1986) estudian las deformaciones sufridas en los depósitos cuaternarios y terrazas marinas en diversos puntos del litoral de Almería. Estos autores observan en el Campo de Dalías diferencias de elevación en las terrazas marinas a partir de la datación de *Strombus Bubonius* y su altitud con respecto al nivel del mar actual.

En cuanto a la cartografía geológica del área, Baena y Ewert (1983) y Aldaya *et al.* (1983) realizan las hojas geológicas a escala 1:50.000 del IGME de Roquetas de Mar y Adra respectivamente. Estos trabajos identifican las diferentes unidades litoestratigráficas de la región. En estos mapas se muestran con detalle los depósitos cuaternarios de origen continental y marino, y distinguen varios episodios de terrazas marinas y glacis continentales. En relación con la tectónica de la región identifican las trazas de las principales fallas. Además de las fallas de dirección NO-SE, proponen un modelo de fallas E-O que hunden el basamento alpujárride y los depósitos Miocenos y forman horst y fosas tectónicas.

Rodríguez-Fernández y Martín-Penela (1993), establecen una evolución neógena para el Campo de Dalías y las zonas marinas adyacentes a partir de la interpretación de perfiles sísmicos de reflexión realizados para prospección petrolera y sondeos profundos. En este trabajo destaca el reconocimiento de un anticlinal con núcleo en rocas del alpujárride que afecta a los materiales tortonienses-mesinienses situado bajo los depósitos pliocuaternarios del Campo de Dalías. Estos autores establecen varios sistemas de fallas: N70°-90°E, N120°E (como la Falla de Loma del Viento a la que asignan un movimiento en tijera), N140°-160°E y N10°-20°E y N70°-90°E (falla en el borde sur de la Sierra de Gádor).

Aguirre (1998), realiza un estudio estratigráfico de los materiales pliocenos del Campo de Dalías y Campo de Níjar y determina la edad plioceno inferior de los afloramientos del área.

Más recientemente, Martínez-Díaz (1998), Martínez-Díaz (2000) y Martínez-Díaz y Hernández-Henrile (2004) estudian la tectónica activa de dos regiones del sureste de las Cordilleras Béticas. Uno de estos sectores corresponde al Sur de Almería. Estudia con mayor detalle el sector Adra-Berja-Dalías y reconoce una tectónica extensional asociada a fallas N140°-170°E. Finalmente propone un modelo de evolución de escape tectónico hacia el oeste de una cuña de corteza limitada por las

fallas de salto en dirección denominadas Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras y Falla de Carboneras.

En relación con trabajos geodésicos sobre tectónica reciente, Giménez *et al.* (2000) cuantifica los movimientos verticales producidos en los últimos años en varios perfiles situados en las Cordilleras Béticas a partir de la comparación de datos de nivelación de gran precisión de vértices geodésicos en distintas fechas. Uno de estos perfiles pasa por el área de estudio y cuantifica la elevación actual de la región. Además, estudios sobre imágenes de interferometría de radar detectan un levantamiento diferencial de la Sierra de Gádor con respecto al área situada al oeste y lo atribuyen al terremoto de Adra de 1993 (Romero, *et al.*, 2001).

Trabajos recientes determinan las variaciones del nivel del mar durante el Cuaternario a partir del estudio de sistemas de barras de playa en el litoral del Campo de Dalías (Goy *et al.*, 2002) y de terrazas marinas (Zazo *et al.*, 2003). A partir de la datación de estas terrazas y su altitud actual se calcula la tasa de elevación que sufre el área (Zazo *et al.*, 2003).

Estudios locales de carácter geotécnico en el área de Adra, caracterizan los materiales geológicos superficiales en función de su capacidad de amplificación sísmica (Alcalá-García *et al.*, 2002).

González-Asensio *et al.* (2003) realiza un estudio hidrogeológico en el Campo de Dalías y la Sierra de Gádor. Confecciona cortes geológicos de esta región basados en datos de campo, sondeos y datos geofísicos. En los cortes representa numerosas fallas de dirección E-O en un modelo de tectónica de bloques que genera *horst* y *grabens* en el que el basamento alpujárride se hunde progresivamente hacia el sur.

### **Campo de Níjar**

Los primeros estudios regionales en las cuencas neógenas del SE de las Cordilleras Béticas las realizaron investigadores franceses y holandeses (Bousquet y Montenat, 1974; Bordet *et al.*, 1982 y Van de Poel, 1991). En estos trabajos se abordan aspectos estratigráficos y tectónicos de la región. Chapelle (1988) realiza una tesis doctoral sobre el Campo de Níjar donde caracteriza las formaciones estratigráficas del área. Estos autores establecen una tectónica de fallas de salto en dirección en las cuencas neógenas del SE de las Cordilleras Béticas que condiciona la sedimentación y la deformación de los sedimentos.

La cartografía geológica editada del área a escala 1:50.000 corresponde a los mapas geológicos de la 2ª serie MAGNA del IGME: hojas 1045 (Almería) (Voermans *et al.*, 1983) y 1046 (Carboneras) (Pineda *et al.*, 1983).

La mayor parte de los investigadores que han trabajado en esta zona han realizado estudios estratigráficos y sedimentológicos de las formaciones sedimentarias. Serrano (1990) describe con detalle la presencia afloramientos aislados de rocas de edad Mioceno medio. Martín *et al.* (1996), Braga *et al.* (1996) y Betzler *et al.* (1997) caracterizan los sedimentos marinos miocenos y pliocenos del sector de Agua Amarga. Bordet *et al.* (1982) y Krautworst y Brachert (2003) estudian con detalle la formación tortoniense denominada “Brèche Rouge de Carboneras” y su relación con la tectónica del área. En el sector situado cerca de la Cuenca de Tabernas donde se desarrollan sistemas de abanicos submarinos con el desarrollo de sistemas turbidíticos tortonienses, cabe destacar los estudios de Kleverlaan (1989) y Weijermars *et al.* (1985) entre otros. Fortuin y Krijgsman (2003) caracterizan la formación mesiniense que aflora en todo borde sur de Sierra Cabrera. Boorsma (1992) estudia con detalle el sector de la subcuenca de Barranquete donde afloran sedimentos detríticos pliocenos y la relación de la sedimentación con la tectónica de salto en dirección de la zona. Posteriormente Aguirre (1998) analiza la estratigrafía y sedimentología de los afloramientos pliocenos del Campo de Níjar, al igual que hizo en el Campo de Dalías.

El desarrollo de niveles de terrazas cuaternarias entre el Alquíán y Cabo de Gata (Dabrio *et al.*, 1984 y Goy y Zazo, 1986) indican procesos de elevación de sedimentos cuaternarios en esta zona. Harvey *et al.* (1999) estudia los abanicos aluviales costeros de Sierra de Gata y asigna la formación de diferentes abanicos a los cambios eustáticos del nivel del mar.

El complejo volcánico calcoalino del Mioceno Superior de Sierra de Gata ha sido estudiado por petrólogos con la realización de dataciones y caracterización de las rocas para establecer los distintitos grupos de rocas volcánicas (Bellón *et al.*, 1983; Bordet, 1985; Di Battistini *et al.*, 1987; Cunningham *et al.*, 1990; Toscani *et al.*, 1990; Zeck *et al.*, 2000). Fernández-Soler (1992) realiza una tesis doctoral en la Sierra de Gata y estudia con detalle el vulcanismo.

Por otra parte, el estudio de la Zona de Falla de Carboneras ha suscitado gran interés entre los investigadores. Bousquet y Montenat (1974) describen por primera vez esta falla de salto en dirección y movimiento sinistro. Rutter *et al.* (1986), Montenat y Ott d’Estevou (1990), Ott d’Estevou (1990), Van de Poel (1991), Keller (1995), Scotney *et al.* (2000) y Faulkner *et al.* (2003) realizan estudios de detalle de la cinemática y geometría interna de la Falla de Carboneras, así como el tiempo en el que se produce su funcionamiento. Bell *et al.* (1997), estudia los movimientos de la Falla de Carboneras durante el cuaternario e indica la importancia de movimientos recientes verticales en los últimos 100.000 años con tasas de elevación 0,1 m/ka. En el sector noreste de la Falla de Carboneras, Brachert *et al.* (2002) y Krautworst *et al.* (2003) reconocen fallas normales de dirección NO-SE.

### **Plataforma continental**

La plataforma continental situada al sur del Campo de Dalías y del Campo de Níjar ha tenido un gran interés durante los años 70 para la prospección petrolera, por lo que se han realizado numerosos perfiles de sismica de reflexión multicanal y dos sondeos profundos, como se detallará en capítulos posteriores.

El primer mapa de este sector, corresponde al mapa geológico de la plataforma continental Almería – Garrucha – Chella - Los Genoveses a escala 1:200.000 (IGME, 1982). Jurado y Comas (1992) caracterizan las unidades del área septentrional de la Cuenca de Alborán a partir del estudio de perfiles de sismica de reflexión y sondeos profundos. Además, otros autores han trabajado en este sector de la plataforma y han realizado estudios sismoestratigráficos de detalle (Campillo *et al.*, 1992; Ercilla, 1992; Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993; Estrada *et al.*, 1997 y Hernández-Molina *et al.*, 2002).

La continuación de la Falla de Carboneras en la plataforma continental marina se reconoce a partir de perfiles sísmicos (Martín-Penela y Rodríguez-Fernández, 1994; Estrada *et al.*, 1997 y Rodríguez-Fernández *et al.*, 2000) y describe estructuras en flor positivas asociadas a la esta falla de salto en dirección. Más recientemente, Soto *et al.* (2002) estudia de forma más detallada la Falla de Carboneras en la plataforma a partir de una nueva campaña de geofísica marina y le asigna un movimiento actual normal. García *et al.* (2004) caracterizan con detalle la fisiografía del fondo marino en el Golfo de Almería y definen sistemas de cañones submarinos y su relación con la tectónica.

### **1.3.3 Tectónica reciente**

Las Cordilleras Béticas, el Mar de Alborán y las Cordilleras Rifeñas se encuentran situadas en el límite entre las placas Euroasiática y Africana, en el Mediterráneo occidental. Este límite de placas es difuso, y comprende una banda de más de 300 km de anchura, tal y como demuestra el carácter disperso de la sismicidad en la zona (Udías y Buforn, 1991; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993). Entre las Cordilleras Béticas y Rifeñas se sitúan la Cuenca Argelina y el Mar de Alborán que corresponden a cuencas formadas por una corteza oceánica y continental adelgazada respectivamente.

En los últimos 9 M.a. (Mioceno superior –actualidad), las placas Africana y Euroasiática han estado sometidas a un proceso de convergencia que ha generado el relieve actual. Los modelos disponibles sobre movimientos de placas indican una convergencia reciente en dirección NO-SE, de aproximadamente 4,9 mm/año, en la región estudiada (DeMets *et al.*, 1994). Estudios sobre los mecanismos focales de

terremotos en la región indican un esfuerzo general compresivo de dirección NNO-SSE (Herráiz *et al.*, 1998; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993). Galindo-Zaldívar *et al.*, (2003) y Sanz de Galdeano y Alfaro (2004) establecen la relación que existe entre las grandes elevaciones montañosas de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas con la formación de grandes pliegues de dirección E-O.

La caracterización de la tectónica reciente y actual en el área de estudio de esta tesis doctoral ha sido abordada por varios investigadores desde diferentes perspectivas. El estudio de la sismicidad histórica (Sánchez, 1917; López-Marinas, 1977; Vidal, 1986 y 1993) muestra la existencia de terremotos destructivos de gran intensidad en el SE de la Península Ibérica. El registro sismológico actual mediante la Red Sísmica de Andalucía, pone de manifiesto la presencia de una actividad sísmica moderada y distribuida en el área de estudio.

La determinación de la orientación de los paleoesfuerzos en las Cordilleras Béticas a partir del análisis de microestructuras frágiles principalmente desde el Tortonense al Cuaternario (Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar, 1977; Bousquet, 1979; Estévez y Sanz de Galdeano, 1983; De Ruig, 1990; Galindo-Zaldívar, 1993; Stapel *et al.*, 1996; Huigbregtse *et al.*, 1998; Jonk y Biermann, 2002; Marín-Lechado *et al.*, 2003; Ruano *et al.*, 2004 y Marín-Lechado *et al.*, 2005) indica un campo de esfuerzos general en el sector oriental de las Cordilleras Béticas con una compresión NO-SE.

El estudio de los mecanismos focales de los principales terremotos del SE de las Cordilleras Béticas también caracteriza una compresión de orientación NNO-SSE y una extensión perpendicular (Buforn *et al.*, 1988; Mueller *et al.*, 1992; Zoback, 1993; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993; Herráiz *et al.*, 1998; Rodríguez-Pascua y de Vicente, 2001, Rueda *et al.*, 1996; Thio *et al.*, 1999 y Stich *et al.*, 2001 y 2003).

## **1.4. MODELOS DE EVOLUCIÓN DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS**

Las Cordilleras Béticas están formadas por rocas con edades comprendidas entre el Paleozoico o incluso el Precámbrico hasta la actualidad. La evolución de estas cordilleras está determinada por el límite entre las placas africana y euroasiática. Durante el Mesozoico, el Dominio Sudibérico o Zonas Externas constituían el margen pasivo del Macizo Ibérico y experimentó una tectónica extensional relacionada con la formación del Mar del Tethys. Las reconstrucciones paleogeográficas (Dercourt *et al.*,

1993) indican que África e Iberia se encontraban a menos de 200 km de distancia, separadas por una gran falla transformante relacionada con la apertura del Mar del Tethys y el Océano Atlántico. El Dominio de Alborán o Zonas Internas, probablemente estaba localizado en una posición más oriental que la actual.

La orogenia alpina probablemente comenzó en el Cretácico superior y continúa activa en la actualidad como se refleja en esta tesis doctoral. En el dominio de Alborán se produjo un engrosamiento de la corteza asociado a una subducción-colisión con el desarrollo de un metamorfismo de alta presión y baja temperatura HP-LT. Este evento de HP-LT afectó primero al Complejo Nevado-Filábride y posteriormente al Complejo Alpujárride (Azañón *et al.*, 1997). Entre el Dominio de Alborán y el Dominio Sudibérico se depositaron los materiales que constituyen el Dominio de los Flysch o Complejo del Campo de Gibraltar.

Durante el Paleógeno hasta el Mioceno inferior se produjo la migración hacia el oeste del Dominio de Alborán y el acercamiento al Dominio Sudibérico. El Dominio de los Flysch se deformó por un acortamiento con el desarrollo de pliegues y cabalgamientos con una estructura similar a los prismas de acreción. Durante este acercamiento, la corteza superior del Dominio Sudibérico también se plegó y se desarrollaron cabalgamientos en una dirección probable de acortamiento E-O a NO-SE (García-Dueñas, 1969). La mayor parte de las unidades tectónicas experimentaron una rotación horaria (Osete *et al.* 1988; Platzman 1992). El Dominio Sudibérico tenía dos frentes activos. El primer frente se situó hacia el antepaís y actualmente está cubierto por rocas tortonienses no deformadas de la Cuenca del Guadalquivir, aunque existen cabalgamientos fuera de secuencia que afectan incluso a sedimentos cuaternarios. El otro frente tiene una vergencia hacia el Dominio de Alborán y está cubierto por sedimentos de edad Burdigaliense inferior.

Durante el Oligoceno inferior-Mioceno inferior hasta posiblemente el Tortoniense se produjo un evento extensional generalizado en el Dominio de Alborán. En el contacto entre el Complejo Maláguide y el Complejo Alpujárride existen sistemas de fallas normales de bajo ángulo con desplazamiento del bloque de techo hacia el Este (Aldaya *et al.*, 1991; Lonergan y Platt 1995) de esta edad. Más tarde, en el Complejo Alpujárride se desarrolló otro sistema de fallas de bajo ángulo con desplazamiento del bloque de techo hacia el norte, aunque existe desacuerdo sobre la naturaleza inversa o normal de las fallas (Cuevas *et al.* 1986; Simancas y Campos 1988; Crespo-Blanc *et al.* 1994). Una de las principales fallas normales de bajo ángulo corresponde al contacto entre el Complejo Alpujárride y el Complejo Nevado-Filábride con un movimiento de bloque de techo hacia el oeste o suroeste y que continuó activa hasta el Tortoniense (García-Dueñas y Martínez-Martínez 1988; Galindo-Zaldívar *et al.* 1989; Jabaloy *et al.* 1993).

Las estructuras activas desde el Tortoniense superior hasta la actualidad, son las responsables de la morfología actual de la cordillera. La colisión del dominio de Alborán con el Macizo Ibérico debido a la convergencia NO-SE de las placas Africana y Euroasiática produce la formación de grandes pliegues abiertos que conforman el relieve actual de la cordillera. Este levantamiento generalizado produce una disminución progresiva del tamaño del Mar de Alborán que corresponde a la mayor cuenca neógena de la región. Simultáneamente con este acortamiento se produce una extensión perpendicular NE-SO con el desarrollo de fallas normales y fallas de salto en dirección.

Los modelos de evolución propuestos para la formación de las Cordilleras Bético-Rifeñas son numerosos y variados e intentan explicar los eventos de compresión y extensión registrados en las cordilleras. La existencia de deformaciones extensionales en el interior de las Zonas Internas de las cordilleras es particularmente interesante ya que se desarrolla el Mar de Alborán con una corteza continental adelgazada, donde cabría esperar las máximas elevaciones.

Los modelos propuestos intentan en mayor o menor medida combinar los datos geológicos regionales y la información geofísica de la estructura profunda. Se ha realizado una clasificación de los modelos que presentan características comunes: modelos basados en la convergencia relativa de tres elementos tectónicos, modelos de subducción, modelos de diapiro astenosférico y modelos basados en la pérdida o despegue del manto litosférico.

#### **1.4.1. Modelos basados en la convergencia relativa entre tres elementos tectónicos**

Estos modelos consideran al Dominio de Alborán como un elemento móvil que migra hacia el oeste y finalmente colisiona con África y Europa. Implica, por tanto, la superposición de un elemento cortical sobre las placas euroasiática y africana durante una colisión continental (figura 1.4). En este sentido, Andrieux *et al.* (1971) y Andrieux y Mattauer (1973) denominan al Dominio de Alborán “microplaca rígida de Alborán”. Tapponier (1977), en un modelo aplicado a todo el Mediterráneo, indica que este movimiento hacia el O de la “microplaca de Alborán”, es una consecuencia de una tectónica de escape producida por las irregularidades en el contacto entre placas. Bourgois (1978), Leblanc y Olivier (1984), Durand-Delga y Olivier (1988); Bouillin *et al.* (1986), Martín Algarra (1987) y Dewey *et al.* (1989) interpretan diferentes sistemas de fallas de salto en dirección dexas en las Cordilleras Béticas y sinistras en las Cordilleras Rifeñas, para explicar el desplazamiento hacia el O de la microplaca.

Balanyá y García Dueñas (1987) consideran que el Dominio de Alborán en su desplazamiento no se comporta como una microplaca o placa rígida, sino que tiene el comportamiento de una cuña orogénica (Jabaloy *et al.*, 1992) y corresponde a un prisma de acreción que se sitúa sobre un despegue basal (cabalgamiento de Gibraltar; Balanyá, 1991). Este modelo implica una extensión en la parte trasera que explica la extensión registrada en el Dominio de Alborán y compresión frontal de la cuña orogénica.

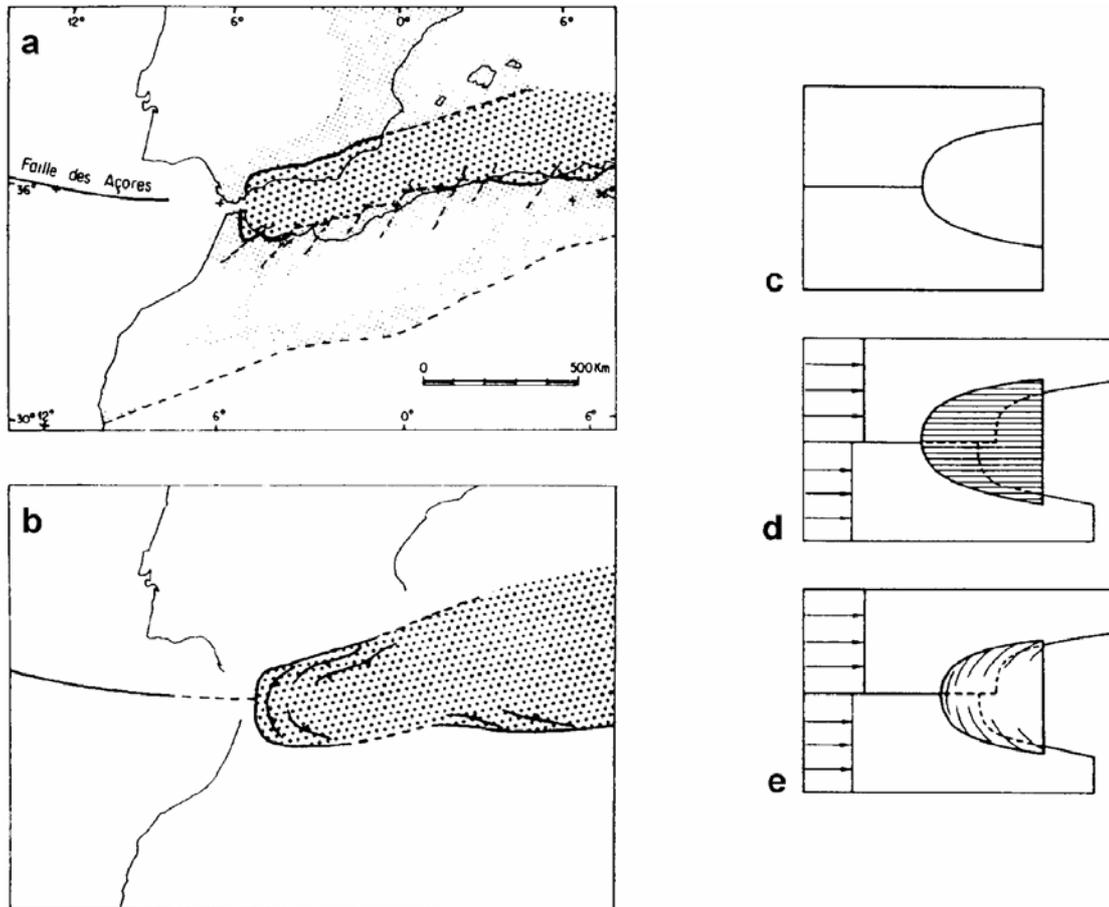


Figura 1.4. Modelo de Andrieux *et al.* (1971). a, La forma general actual de la microplaca de Alborán; b, su forma probable al principio del Mioceno. El punteado fino indica las zonas plegadas alpinas de las placas Euroasiática y Africana. Punteado grueso: microplaca de Alborán. c-e, Modelo geométrico explicativo del Arco de Gibraltar. c, antes del desplazamiento de las placas; d, recubrimiento de las placas Euroasiática y Africana por la microplaca de Alborán; e, el recubrimiento es compensado por el plegamiento de los bordes de la microplaca de Alborán.

### 1.4.2. Modelos de subducción

Los modelos de subducción propuestos, implican la formación de zonas de subducción durante la convergencia de las placas, aunque las características de esta subducción y su polaridad es variable según los modelos. Las características geoquímicas del vulcanismo de Sierra de Gata sugieren la presencia de una zona de subducción bajo el sector oriental de las Cordilleras Béticas (Araña y Vegas, 1974).

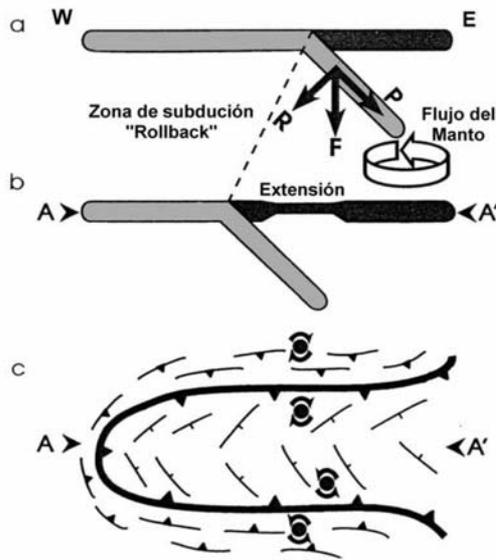


Figura 1.5. Dibujo idealizado que muestra la evolución cinemática de una zona de subducción de tipo "rollback". a, sección antes del inicio del "rollback". b, sección posterior al "rollback". c, esquema en planta que muestra la superposición de acortamiento y extensión junto con rotaciones sistemática de eje vertical. Modificado de Lonergan y White (1997).

Otros autores (Bijú-Duval *et al.*, 1978; Rehault *et al.*, 1984 y Dercourt *et al.*, 1986) proponen el desplazamiento hacia el oeste del Dominio de Alborán que se situaría en el bloque de techo de una zona de subducción.

De Jong (1991), Wortel y Spakman (1992), Zeck *et al.* (1992), Blanco y Spakman (1993), Zeck (1996) y Hoernle *et al.* (1999) proponen modelos con una subducción inclinada hacia el N. Alternativamente, Torres Roldán *et al.* (1986) considera un sistema de doble subducción al norte y al sur del Mar de Alborán con corteza oceánica y activas hasta el Mioceno terminal. Blanco y Spakman (1993) sugieren la presencia de una laja de subducción desconectada de la estructura superior de la litosfera a partir de datos sismológicos. Zeck (1996)

basándose en el modelo Blanco y Spakman (1993) y en datos de termómetros isotópicos, propone la existencia de un hundimiento vertical de una lámina subsidente en la astenosfera.

Otros autores proponen que el buzamiento de la zona de subducción es hacia el E y que ésta ha sufrido un proceso de *roll-back*, produciendo un retroceso del Dominio de Alborán hacia el O (figura 1.5). Morley (1993) explica con este mecanismo la formación de la Cuenca de Alborán, como una *sag basin* debida a la flexura asociada a la relajación térmica de la litosfera, producida por el enfriamiento posterior al ascenso astenosférico. Royden (1993a, b) también propone la existencia de una extensión trasarco producida por esta migración *roll back*, que explica las deformaciones neógenas en la Cuenca de Alborán. La velocidad de migración hacia el oeste de la zona de subducción se ha estimado en 5-10 cm/año en el Mioceno inferior (Lonergan y White, 1997). Los datos de tomografía sísmica de la corteza y manto superior (Serrano *et al.*, 1998; Morales *et al.* 1999) y la determinación de los estados de esfuerzos en la región (Morales *et al.*, 1999) han revelado la existencia de subducción continental activa bajo la región de Málaga.

### 1.4.3. Diapirismo astenosférico

El modelo de diapirismo astenosférico supone el ascenso diapírico de la astenosfera que produciría un abombamiento de la litosfera. El abombamiento provocaría a su vez un emplazamiento gravitacional de mantos de corrimiento de forma radial y el adelgazamiento de la litosfera sobre el diapiro. La cuenca del Mar de Alborán se formaría a causa del hundimiento flexural producido durante el enfriamiento térmico posterior. Loomis (1975) propone este mecanismo para explicar el emplazamiento de las peridotitas de Ronda. De la misma forma, Weijermars *et al.* (1985), basándose en la historia de subsidencia y enfriamiento de la Cuenca de Alborán y utilizando los modelos numéricos de Cloetingh y Nieuwland (1985), indica que el ascenso diapírico se iniciaría hace unos 30 Ma. Hace 15 Ma, según este mismo autor, se produciría el desenraizamiento del diapiro con un enfriamiento progresivo asociado que provocaría la formación de la Cuenca de Alborán.

### 1.4.4. Pérdida o despegue del manto litosférico

En estos modelos, la removilización de la raíz litosférica durante la orogenia alpina causa el colapso y extensión radial de la litosfera previamente engrosada (figura 1.6). De esta manera se produce deformación compresiva en los márgenes (zonas externas) y extensión en el Domino de Alborán (Watts *et al.*, 1993; Platt *et al.* 1998). Debido a una convección mantélica bajo un depocentro fijo se produce la pérdida de la raíz del orógeno (Platt y Vissers 1989; Platt *et al.* 1998), o bien se produjo la delaminación del manto bajo un depocentro que migró hacia el Este en el Mar de Alborán (García Dueñas *et al.*, 1992; Docherty y Banda, 1995; Seber *et al.*, 1996; Calvert *et al.* 2000).

#### Convección mantélica

En este tipo de modelos el motor que produce el despegue de la raíz litosférica previamente engrosada es la convección del manto que provocaría que una porción del manto litosférico quedase situado en condiciones astenosféricas, produciéndose un proceso de asimilación convectiva de éste (Houseman *et al.*, 1981). Este proceso convectivo tendría un efecto de descompensación isostática con la formación posterior de cuencas durante un proceso de colapso extensional.

Platt y Vissers (1989) y posteriormente Vissers *et al.* (1995) proponen un modelo integrador multidisciplinar, a partir de un proceso de delaminación pasiva de la raíz litosférica. Los datos estratigráficos (Lonergan, 1993) y petrologicos (Monié *et al.*, 1991) y el análisis del movimiento de placas (Dewey *et al.*, 1989) sugieren que la

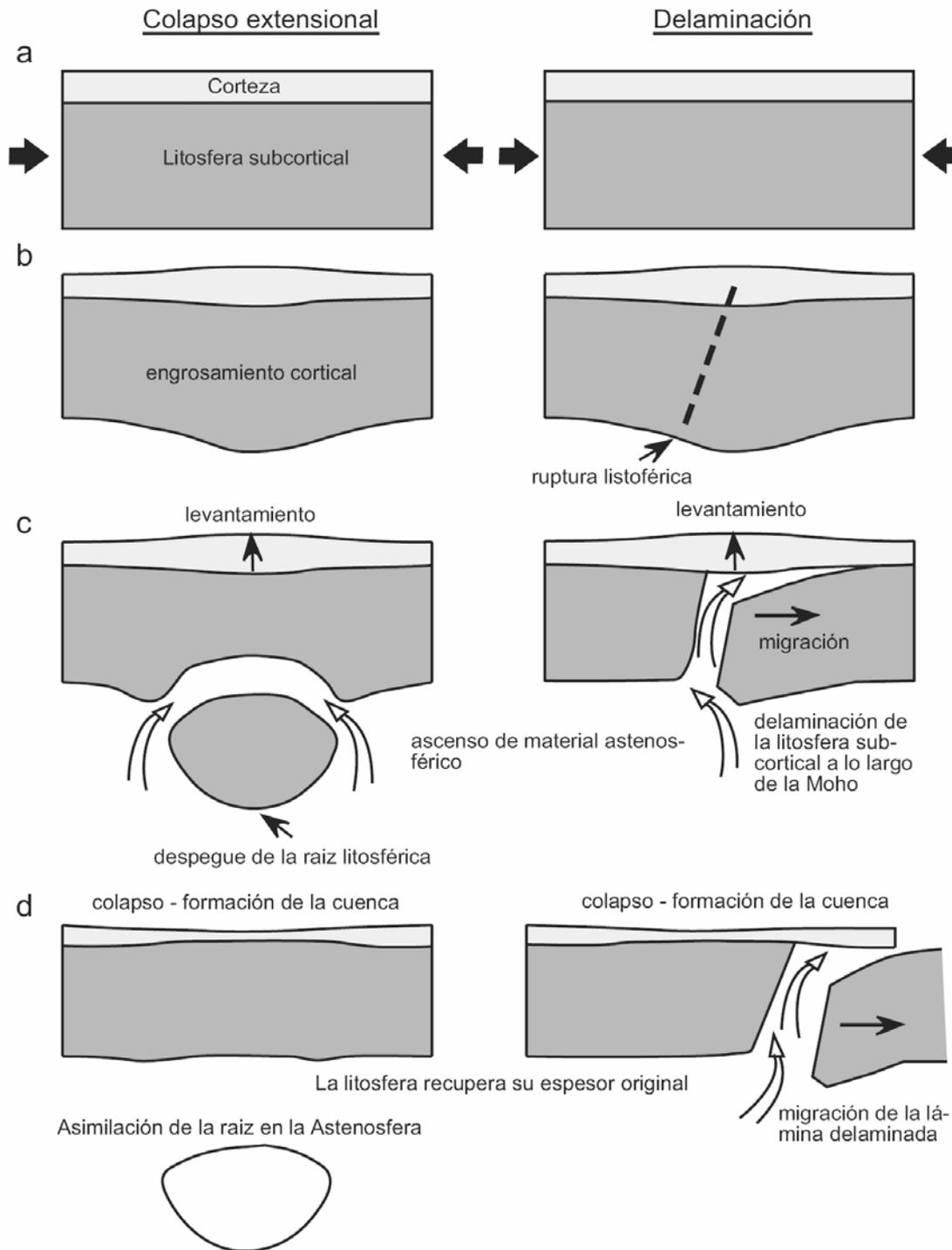


Figura 1.6. Esquema de desarrollo de cuencas por colapso extensional y por delaminación de la Litosfera subcortical. a, compresión en la Litosfera; b, engrosamiento de la Corteza y de la Litosfera subcortical con fracturación en el caso de la delaminación; c, despegue (por removilización convectiva) o desgarre (por delaminación) de la Litosfera subcortical que es reemplazada por material astenosférico. Ambos modelos predicen un levantamiento de la superficie terrestre. d, colapso de la corteza elevada y formación de la cuenca. Con el tiempo la Litosfera aumenta en espesor debido al enfriamiento del material astenosférico. La raíz de la Litosfera puede ser asimilada en la Astenosfera (por removilización convectiva) o bien se desplaza lateralmente como una lámina delaminada. Tomado de Ruano (2003).

convergencia entre Eurasia y África comienza o ya existía en el Eoceno tardío (51 Ma; Dewey, 1989), provocando el apilamiento de unidades tectónicas y por lo tanto, el engrosamiento de la corteza continental. Al final del Oligoceno o principios del Mioceno se produciría el despegue o la pérdida convectiva del manto litosférico, lo que estaría apoyado por la existencia de una anomalía positiva de velocidad descrita por Blanco y Spakman (1993).

En el Mioceno terminal, se produciría el enfriamiento litosférico con la consiguiente pérdida de energía, por lo que el movimiento de convergencia volvería a ser el proceso de deformación dominante, produciéndose la formación de fallas de salto en dirección y pliegues.

Una hipótesis comparable a la de Platt y Vissers (1989), sustentada en datos de tomografía sísmica es la propuesta por Calvert *et al.* (2000), quienes localizan dos cuerpos de alta velocidad. El primero lo sitúan entre 60 y 400 km, buzando hacia el SE, bajo las Cordilleras Béticas y el segundo, desconectado del anterior, entre 570 y 650 km. Estos autores interpretan que los cuerpos corresponden a material litosférico frío que se está hundiendo en el manto astenosférico.

### **Delaminación del manto litosférico**

Estos modelos se basan en que el manto litosférico se separaría de la corteza por un proceso de delaminación en un contexto de colisión continental (Bird, 1978; Bird y Baumgardner, 1981; Channell y Mareschal, 1989).

Docherty y Banda (1995) proponen la existencia de una laja litosférica subcortical delaminada que se propagaría hacia el SE, con una inclinación hacia el NO. Este buzamiento coincide con los resultados obtenidos por Blanco y Spakman (1993) y explicaría la migración del frente de deformación hacia el O, la localización de los eventos magmáticos más antiguos al O (Torres Roldán *et al.*, 1986; Chauve *et al.*, 1973) y la propagación de la subsidencia hacia el E-SE.

## **1.5. DATOS GEOFÍSICOS GENERALES**

El conocimiento de la estructura profunda a escala cortical en las Cordilleras Béticas es esencial para establecer un modelo tectónico. Los datos geológicos de superficie no permiten deducir la estructura a gran profundidad debido a la complejidad tectónica de esta cordillera. Para la investigación de la estructura cortical, se

desarrollaron durante el último tercio del siglo XX numerosos estudios geofísicos con la realización de campañas gravimétricas y perfiles sísmicos profundos de reflexión y refracción. Además se llevaron a cabo prospecciones magnéticas y magnetoteléuricas junto con estudios de tomografía sísmica a partir de datos sismológicos. Todos estos datos geofísicos y las interpretaciones derivadas de ellos se deben tener en cuenta para establecer un modelo de la estructura profunda en el área. Existen también datos geofísicos de carácter local en el sector estudiado, entre los que destacan perfiles de sísmica de reflexión multicanal en tierra y en la plataforma marina, adquiridos para prospección petrolera e hidrogeológica, que se han utilizado en este trabajo junto con datos geofísicos de adquisición propia.

### **1.5.1. Perfiles de sísmica de refracción**

Los perfiles de sísmica de refracción (WGDSSAS 1974-1975, 1977; Banda *et al.*, 1993) indican que las Cordilleras Béticas están formadas por una corteza continental cuyo espesor alcanza 38 km en el área central y 35 km en el Estrecho de Gibraltar. Esta estructura cortical contrasta notablemente con la del Mar de Alborán donde la corteza de carácter continental se adelgaza notablemente y llega a tener en algunos sectores tan solo 16 km de espesor, situándose sobre un manto anómalo con velocidades de ondas P reducidas (Hatzfeld, 1976; WGDSSAS 1974-1975, 1978; Suriñach y Vegas, 1993). El espesor de la corteza disminuye tanto hacia las Cordilleras Béticas orientales, de forma neta (Banda y Ansorge, 1980) o progresiva (Banda *et al.*, 1993), como hacia el Macizo Ibérico caracterizado por un espesor medio entre 30 y 32 km (Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993). Existen otros perfiles de sísmica de refracción de dirección E-O, como el realizado entre Almería y Málaga que indican una profundidad para la Moho de 22 a 26 km (Barranco *et al.*, 1990), aunque su trazado es poco adecuado al ser paralelo al límite entre la corteza gruesa de las Cordilleras Béticas y la corteza delgada del Mar de Alborán.

### **1.5.2. Perfiles de sísmica de reflexión profunda**

Los perfiles de sísmica de reflexión profunda denominados ESCI-BÉTICAS (García-Dueñas *et al.*, 1994; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 1997) se localizan en la transversal de las Cordilleras Béticas (figura 1.7). Los perfiles ESCI-BÉTICAS indican que la corteza está formada por un nivel superior transparente hasta 5-6,5 s de tiempo doble (equivalentes a 15-20 km de profundidad) y un nivel inferior con abundantes reflectores internos (figura 1.8a). Hacia la base de la banda se observan varios reflectores con mayor continuidad y amplitud que se interpretan como la Moho, aproximadamente a 11 s de tiempo doble. La Moho es prácticamente plana en

los perfiles y no se observan diferencias apreciables en su profundidad que se relacionen con los relieves de la cordillera. Del mismo modo, los reflectores de la corteza inferior son generalmente subhorizontales y no muestran los pliegues tardíos de tamaño kilométrico que se reconocen en superficie (Weijermars *et al.*, 1985) y que se localizan en la zona transparente de la corteza.

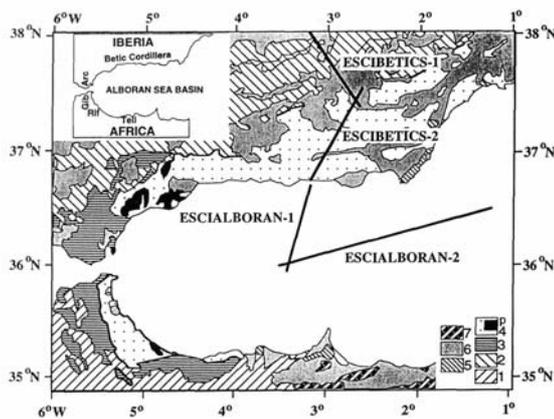


Figura 1.7. Localización de los perfiles ESCI en el SE de la Península Ibérica y Mar de Alborán. (Tomado de Gallart *et al.*, 1995)

La principal contribución de los perfiles ESCIBÉTICAS es la caracterización de la estructura en los niveles medios y profundos de la corteza, que tiene poca relación con las estructuras geológicas que se observan en superficie. La presencia de una Moho prácticamente horizontal, no tiene una relación directa con los relieves de las Cordilleras, tal y como sugerían los modelos previos basados en teorías de compensación isostática.

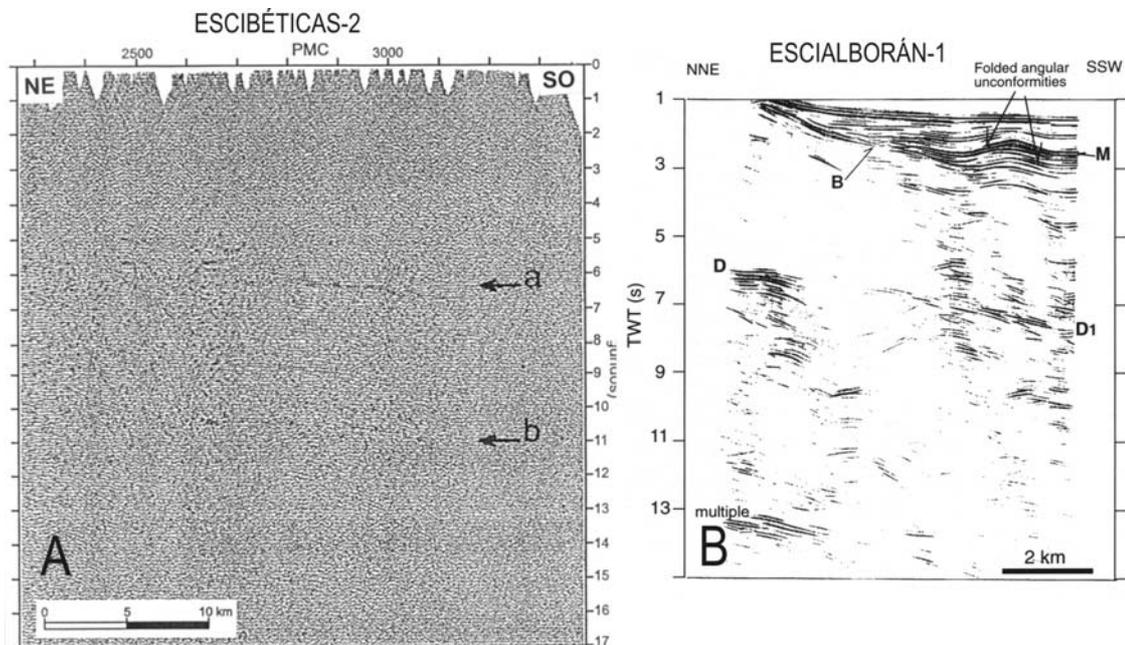


Figura 1.8. A) Extremo sur del perfil de sismica de reflexión profunda ESCI-Béticas-2, localizado en figura 1.7. a, discontinuidad entre la Corteza inferior y superior. b, Moho (Tomado de Ruano 2003). B) Extremo norte del perfil ESCI-Alborán-1, localizado en la figura 1.7. M. reflector mesiniense, B. Techo del basamento, D-D1. Discontinuidad entre la corteza inferior y superior (Tomado de Comas *et al.*, 1995).

El extremo sur del perfil ESCI-BÉTICAS-2 (figura 1.7) se encuentra cerca de la localidad de Adra y muestra una terminación brusca de la Moho a 11-12 s de profundidad. En la Cuenca del Mar de Alborán, el perfil ESCI-ALBORÁN-1 conecta con el perfil en tierra ESCI-BÉTICAS-2. En este perfil marino, Vegas *et al.* (1995) determina un brusco adelgazamiento de la corteza desde las Béticas hacia el Mar de Alborán, de tal manera que en las proximidades de la costa se obtiene espesores de la corteza de 23-24 km (Medialdea *et al.*, 1986; Barranco *et al.*, 1990). Este fuerte adelgazamiento se lleva a cabo hacia el sur en un área estrecha (de 30 a 35 km de anchura). Comas *et al.* (1995) reconoce pliegues en el relleno sedimentario en el extremo norte del perfil (figura 1.8.b) e indica la presencia de un reflector marcado entre 5 y 7 s de profundidad y que se inclina hacia el SSO. Estos reflectores intracorticales pueden ser equivalentes a los reconocidos en el perfil ESCI-BÉTICAS-2.

### **1.5.3. Tomografía Sísmica**

Los estudios de tomografía sísmica indican una subducción continental activa del Macizo Ibérico bajo las Cordilleras Béticas en la región de Málaga a la que estaría asociada una sismicidad intermedia (30-110 km) (Serrano *et al.* 1998 y Morales *et al.* 1999). Estos datos muestran que la estructura profunda de la Cordillera es heterogénea. Mientras que en la región occidental la placa subducida buza 45° hacia S-SE y la subducción es activa, en el área central de la Cordillera la corteza continental del Macizo Ibérico estaría directamente en contacto con las rocas del Dominio de Alborán (placa superior), como sugieren los perfiles profundos de sísmica de reflexión (perfiles ESCIBÉTICAS). Por otra parte, estudios de tomografía sísmica en el manto identifican un cuerpo frío de alta velocidad bajo las Cordilleras Béticas (Blanco y Spakman, 1993) al que estaría asociada una sismicidad profunda (640-670 km). El origen de esta anomalía es controvertido. Blanco y Spakman (1993), Lonergan y White (1997) y Bijwaard *et al.* (1998) proponen que el cuerpo corresponde a una porción despegada de una antigua litosfera oceánica subducida. Por el contrario, Seber *et al.* (1996) y Calvert *et al.* (2000) indican que representaría una delaminación del manto superior.

### **1.5.4. Gravimetría y magnetometría**

El mapa de anomalía de Bouguer a escala 1:1.000.000 realizado por el Instituto Geográfico Nacional (I.G.N., 1976), muestra que los valores de anomalía próximos a 0 están cerca de la línea de costa, mientras que el interior peninsular está caracterizado por anomalías de Bouguer negativas, que corresponden a la corteza continental (figura 1.9). Los valores mínimos se alcanzan por tanto en las cordilleras alpinas (Pirineos,

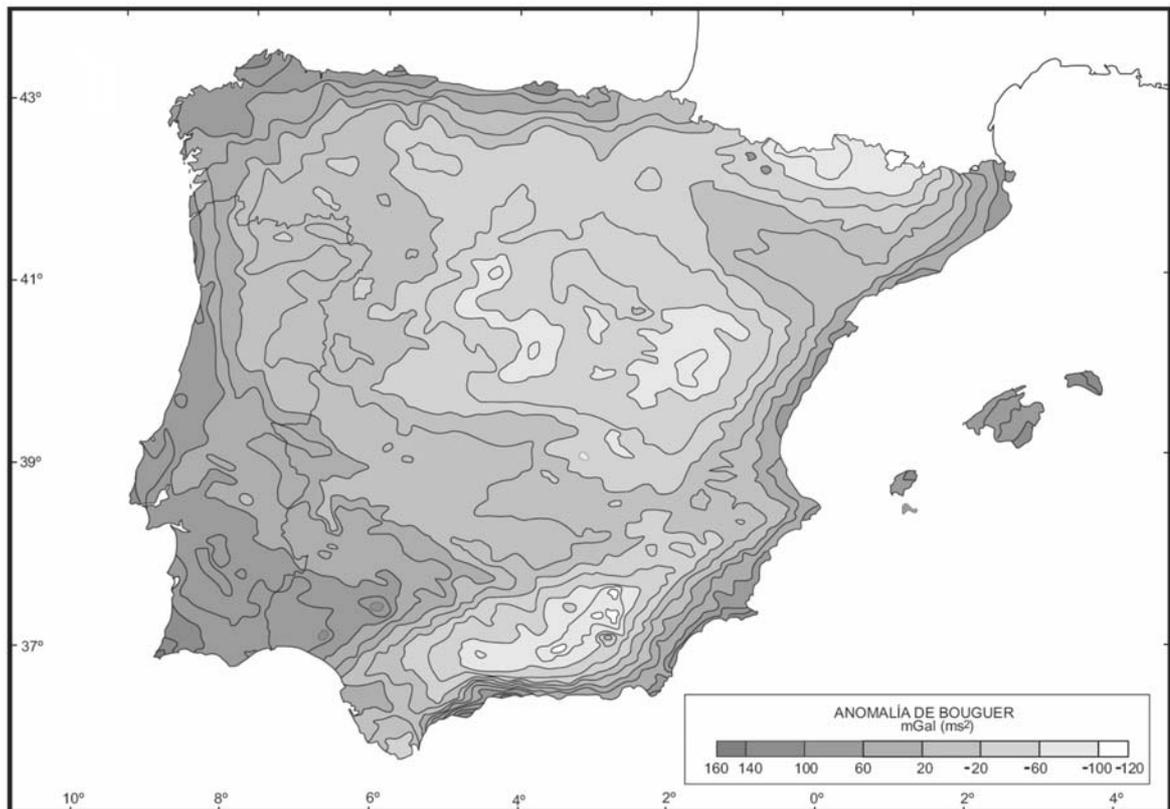


Figura 1.9. Mapa de anomalía de Bouguer de la Península Ibérica (IGN, 1976).

Cordillera Ibérica y Cordilleras Béticas), que presentan un engrosamiento cortical respecto a su entorno próximo.

Casas y Carbó (1990) realizan un mapa conjunto de anomalía de Bouguer del Mar de Alborán y las Cordilleras Béticas que incluye datos terrestres del I.G.N. y marinos (Gantar *et al.*, 1968; Finnetti y Morelli, 1973) junto con una batimetría detallada del Mar de Alborán. Posteriormente, Galindo Zaldívar *et al.* (1997) realizan una composición con los datos terrestres del mapa del I.G.N. (1976) y los datos marinos de Bonini *et al.* (1973) de mayor detalle para un sector de las Cordilleras Béticas. La anomalía de Bouguer en estos mapas muestra un gradiente muy elevado, paralelo a la línea de costa, con valores que oscilan entre los 90 mGal en el Mar de Alborán y los -120 mGal en el continente.

A partir de estas compilaciones de datos de anomalía de Bouguer terrestres y marinos en el Dominio de Alboran se han realizado modelizaciones de la transición entre la corteza de las Cordilleras Béticas y el Mar de Alborán. Los modelos obtenidos indican una variación muy brusca de los espesores de la corteza localizada en la línea de costa (Torné y Banda, 1992 y Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997) con valores de 35 km en las Cordilleras Béticas e inferiores a 20 km en el Mar de Alborán (figura 1.10). Mientras que Torné y Banda (1992) interpretan la mayor parte del adelgazamiento debido a un colapso extensional en las Zonas Internas, Galindo-Zaldívar *et al.* (1997) sugieren que

la variación se debe a la actividad de cabalgamientos, que engruesan la corteza continental delgada del Mar de Alborán hacia las Cordilleras Béticas.

Otros modelos gravimétricos combinados con modelos basados en tomografía sísmica indican la existencia de una subducción continental, en la que el Macizo Ibérico se hunde hacia el SSE por debajo de las Cordilleras Béticas y el Mar de Alborán a profundidades superiores al centenar de kilómetros (Morales *et al.*, 1999). Por otra parte, los modelos gravimétricos realizados en el mar de Alborán (Hatzfeld, 1976 y Watts *et al.*, 1993) muestran la presencia de un manto anómalo de baja densidad en su parte central. Galindo Zaldívar *et al.* (1998) interpreta en su modelo gravimétrico una distribución de espesores corticales asimétrica en el Mar de Alborán, en donde las zonas más delgadas se sitúan en su borde septentrional.

En esta tesis doctoral se han realizado campañas gravimétricas de detalle en el Campo de Dalías y el Campo de Níjar para conocer la geometría del relleno neógeno y cuaternario a partir de la modelización de la anomalía residual. En el capítulo 3 se expone la metodología utilizada y en el capítulo 5 se describen y discuten los resultados de la modelización gravimétrica en ambas regiones.

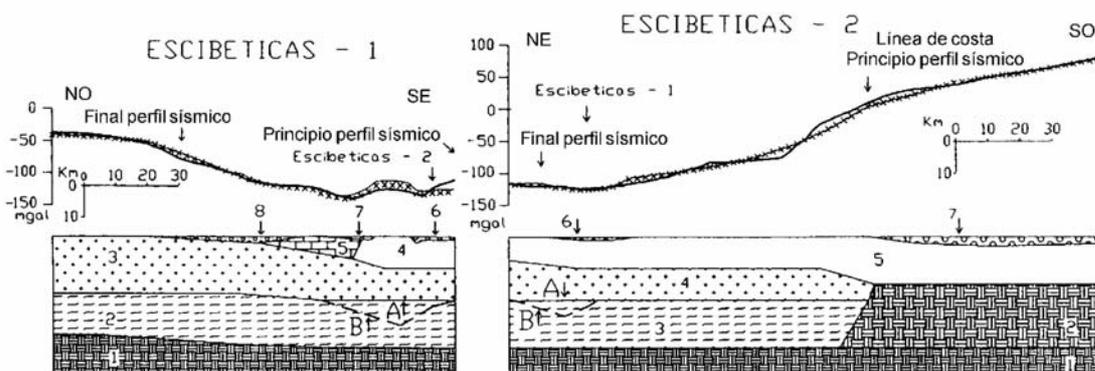


Figura 1.10. Perfil de anomalía de Bouguer y modelo gravimétrico de Galindo Zaldívar *et al.* (1997). Localización en Fig. 3. Perfil ESCI-Béticas-1: 1, Manto superior (3,33 g/cm<sup>3</sup>); 2, Corteza inferior (2,89 g/cm<sup>3</sup>); 3, Corteza superior (2,80 g/cm<sup>3</sup>); 4, Zonas Internas (2,72 g/cm<sup>3</sup>); 5, Zonas Externas (2,54 g/cm<sup>3</sup>); 6 y 7, Cuencas neógenas (2,45 g/cm<sup>3</sup>); 8, Cuenca del Guadalquivir y olistostromas (2,25 g/cm<sup>3</sup>). Perfil ESCI-Béticas-2: 1, Manto superior; 2, Manto anómalo (3,20 g/cm<sup>3</sup>); 3, Corteza inferior (2,89 g/cm<sup>3</sup>); 4, Corteza superior (2,80 g/cm<sup>3</sup>); 5, Zonas Internas (2,72 g/cm<sup>3</sup>); 6, Cuencas neógenas (2,45 g/cm<sup>3</sup>); 7, Sedimentos y rocas sedimentarias del Mar de Alborán (2,40 g/cm<sup>3</sup>).

El mapa de anomalías aeromagnéticas de la Península del I. G. N. (Ardizzone *et al.*, 1989) (figura 1.11), muestra las principales anomalías de la intensidad del campo magnético total. Existe una banda de anomalías de orientación ONO-ENE que se sitúa en la zona de Ossa Morena y se interpreta debido a la presencia de cuerpos de corteza inferior que cabalgan hasta la parte superior (Aller, 1996) o bien a la existencia de rocas ígneas básicas. Esta banda de anomalías se prolonga con la misma dirección y de forma atenuada bajo las Cordilleras Béticas hasta el sector central de las Zonas Externas. Este

hecho confirmaría la existencia de un basamento varisco al menos bajo las Zonas Externas.

En el sector SE del mapa de anomalías magnéticas, existe un dipolo muy marcado de orientación NE-SO que se sitúa sobre los afloramientos de rocas volcánicas de Sierra de Gata (figura 1.11a). El punto de inflexión del dipolo, que indica la posición aproximada del centro del cuerpo que genera la anomalía, está situado ligeramente al sur de la Sierra de Gata. Este desplazamiento del dipolo supone que el principal cuerpo de rocas volcánicas continúa hacia el sur en el Mar de Alborán. En la Sierra de los Filábres, se encuentra otro dipolo intenso con una orientación E-O (figura 1.11b). Esta anomalía magnética puede estar asociada a un cuerpo con susceptibilidad magnética alta a una profundidad de 6-7 km (comunicación personal Ana Ruiz). En la línea de costa, entre Motril y Nerja, se observan también pequeños dipolos muy intensos con una dirección de elongación E-O (figura 1.11c) que pueden corresponder a cuerpos superficiales de rocas básicas procedentes de la corteza inferior o del manto del Mar de Alborán, emplazados en las zonas medias de la corteza de las Cordilleras Béticas (Ruano, 2003).

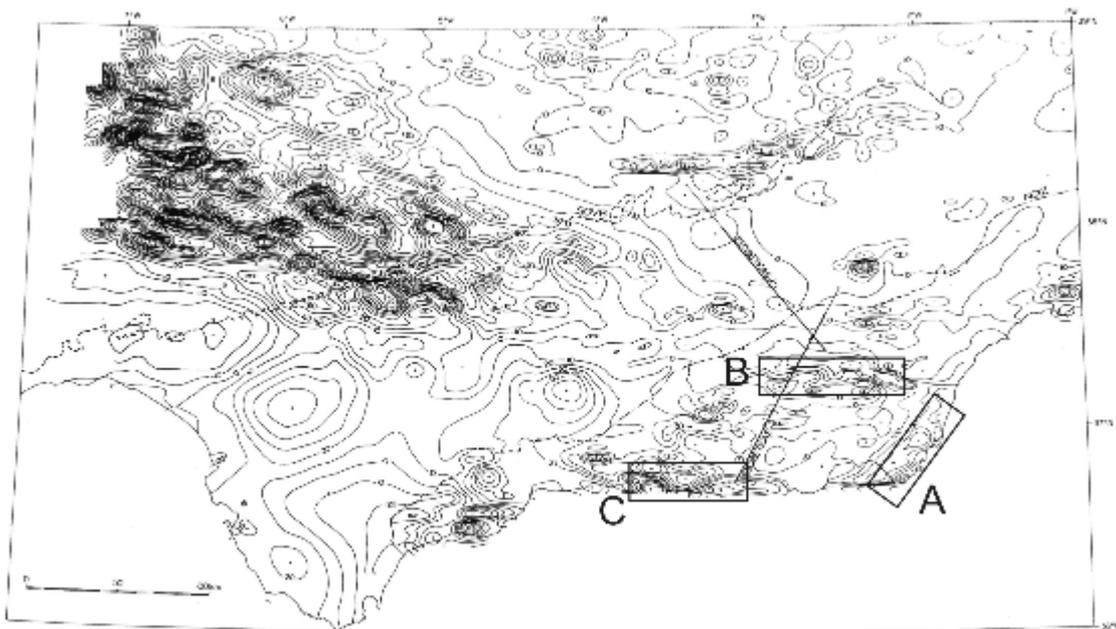


Figura 1.11. Mapa de anomalías aeromagnético de campo total (nT). A) Dipolo en Sierra de Gata. B) Dipolo en Sierra de los Filábres. C) Dipolo en la costa granadina.

En el Campo de Níjar se ha realizado una campaña de medida de la intensidad del campo magnético total para considerar los datos magnéticos conjuntamente con los gravimétricos y mejorar la calidad de los modelos propuestos. Las anomalías magnéticas caracterizan los cuerpos de rocas volcánicas intermedios y básicos situados bajo el relleno neógeno y cuaternario del Campo de Níjar. La metodología seguida en la

adquisición y tratamiento de los datos se detalla en el capítulo 3, y los resultados obtenidos en la modelización se presentan y discuten en el capítulo 5.

### **1.5.5. Otros datos geofísicos**

En las Cordilleras Béticas y el Mar de Alborán se han realizado otros trabajos geofísicos entre los que destacan la medida del flujo térmico y la determinación de la resistividad eléctrica de la corteza mediante prospección magnetotelúrica.

Los primeros datos de flujos de calor medidos en las Cordilleras Béticas indicaban valores medios de flujos térmico (Albert Beltrán, 1979). Sin embargo, el mapa de flujo de calor para las Cordilleras Béticas muestra variaciones locales con valores mínimos en el Campo de Gibraltar que suponen grosores medios a elevados de la litosfera continental (Fernández *et al.*, 1998). En el Mar de Alborán, los valores de flujo térmico son muy elevados e indican la existencia de un manto anómalo cerca de la superficie (Polyak *et al.*, 1996). La presencia de este manto anómalo también está confirmada por la baja velocidad obtenida en perfiles de sísmica de refracción y la baja densidad en modelos gravimétricos (Hatzfeld, 1976). La presencia en todo el Mar de Alborán de flujos térmicos altos, puede ser compatible con el vulcanismo mioceno encontrado en la zona (Galindo Zaldívar *et al.*, 1998).

Las campañas de sondeos magnetotelúricos en el sector oriental de las Cordilleras Béticas (Pous *et al.*, 1999) muestran la presencia de una zona de baja conductividad en la corteza inferior y una estructura cortical heterogénea que se interpreta debido a cabalgamientos corticales de vergencia NO que producen importantes deformaciones en la geometría de la Moho y la existencia de cuerpos de rocas ígneas en profundidad. Esta interpretación no es compatible con los resultados obtenidos en los perfiles ESCIBÉTICAS que muestran una Moho plana. La zona de baja conductividad se interpreta como una fusión parcial relacionada con el vulcanismo de Sierra de Gata. Esta interpretación tampoco es compatible con los valores de flujo térmico medios a bajos obtenidos en las Cordilleras Béticas.

## **2. OBJETIVOS**

---



## 2. OBJETIVOS

En el Campo de Dalías y de Níjar se localizan los afloramientos de materiales neógenos y cuaternarios más meridionales de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas orientales que constituyen además depósitos emergidos de la Cuenca de Alborán. El estudio de esta región tiene gran interés, ya que en ella se conjuga la formación de pliegues, en un contexto de convergencia tectónica, con la existencia de fallas normales y de salto en dirección. El área se sitúa entre las Cordilleras Béticas centrales, caracterizadas por una tectónica con fallas normales frecuentes, y las Cordilleras Béticas orientales, deformadas por fallas de salto en dirección, por lo que permite establecer un modelo coherente para la transición entre ambos dominios.

El conocimiento de la estructura superficial y profunda de los sedimentos recientes del Campo de Dalías y de Níjar, así como sus relaciones con el substrato alpujárride no son suficientemente conocidas. Aunque los estudios recientes estratigráficos, sedimentológicos y tectónicos descritos en el apartado de antecedentes suponen un considerable avance, quedan muchos interrogantes desde el punto de vista de la tectónica reciente, entre los que cabe destacar: la formación de pliegues de gran radio y su relación con la estructura profunda del substrato y el relieve, la cinemática de las fallas, los paleoesfuerzos implicados en el área, la relación entre las fallas de salto en dirección con las fallas normales, etc. Existen también otros interrogantes desde el punto de vista tectónico: la ausencia de datos cinemáticos que impide conocer el movimiento relativo de las fallas, la existencia de fallas rotacionales, la existencia de una falla en el borde N del Campo de Dalías, la actividad actual y régimen de la Falla de Carboneras o la relación que existe entre el pliegue de gran radio de la Sierra de Gádor y la estructura profunda del substrato de la depresión.

El Campo de Dalías y el Campo de Níjar es un lugar adecuado para establecer la historia de relleno y deformación de la cuenca en relación con el basamento alpujárride. El análisis combinado de datos geofísicos y geológicos hace posible determinar las principales características geométricas de las estructuras. El cálculo de paleoesfuerzos a partir del análisis de estructuras frágiles y de los esfuerzos actuales mediante el análisis de la sismicidad permitirá junto con los datos estructurales establecer un modelo de evolución tectónica de la región desde el Tortonense hasta la actualidad, que relacione la estructura superficial y profunda en este sector suroriental de las Cordilleras Béticas. El estudio detallado de esta región permitirá comprender mejor las características del

límite entre las Cordilleras Béticas y el Mar de Alborán y el tránsito entre la tectónica reciente de las Cordilleras Béticas centrales y orientales.

Por todo lo expuesto en los párrafos anteriores los objetivos científicos que pretende alcanzar esta tesis doctoral son los siguientes:

1) Reconocimiento y **caracterización de las estructuras de deformación del basamento** Alpujárride y Nevado Filábride y de los **sedimentos neógenos y cuaternarios** del Campo de Dalías y el Campo de Níjar.

2) Establecer la **estructura cortical** a partir de datos geológicos de campo y geofísicos (gravimetría, magnetometría y sísmica de reflexión multicanal), con especial atención en la determinación de la geometría de las estructuras tectónicas y la naturaleza **del relleno sedimentario y del basamento** en el Campo de Dalías, el Campo de Níjar y la plataforma continental.

3) Localización de las **estructuras tectónicas activas y con actividad reciente** en la zona de estudio. En estas estructuras se determinará, fundamentalmente, la cinemática de las fallas que han tenido alguna actividad entre el Tortonense y la actualidad.

4) Establecer la **evolución de los estados de esfuerzos**, desde el Mioceno superior hasta la actualidad a partir de microfallas, diaclasas y mecanismos focales de terremotos.

5) Proponer un **modelo de evolución tectónica** del basamento alpujárride y de los depósitos neógenos y cuaternarios del Campo de Dalías y de Níjar. Este modelo debe combinar tanto las estructuras observadas en superficie como aquellas deducidas a partir del análisis de datos geofísicos.

Los resultados obtenidos a partir de los objetivos anteriores permitirán por una parte realizar posteriores investigaciones sobre la geometría de las unidades hidrogeológicas de esta región, que tiene un importante desarrollo agrícola, a través de la mejora en el conocimiento geológico de los materiales neógenos y cuaternarios del Campo de Dalías y de Níjar y su relación con el basamento. Por otra parte, la identificación de las estructuras activas o con actividad reciente puede ser consideradas en el análisis de la peligrosidad sísmica de la región.

### **3. METODOLOGÍA**

---



### **3. METODOLOGÍA**

En este capítulo se describen las distintas metodologías utilizadas y se exponen someramente sus fundamentos teóricos y las técnicas empleadas en el tratamiento de los datos adquiridos. El trabajo de campo se inicia con la observación y descripción de las diferentes estructuras tectónicas del área de estudio. La observación y medida de la orientación de la estratificación y las estructuras de deformación en los sedimentos neógenos y cuaternarios no permite deducir la estructura profunda de estos materiales ni la posición del basamento alpujarride, nevado-filábride y volcánico en el área de estudio. Por ello, se utilizan de forma combinada varios métodos geofísicos, tales como gravimetría, magnetometría y sísmica de reflexión multicanal, ya que el conocimiento de la geometría en profundidad de los materiales y las estructuras tectónicas tiene gran interés para los objetivos de este trabajo. Además, para la interpretación y determinación de la estructura profunda se dispone igualmente de amplias bases de datos con columnas litológicas de sondeos. También se estudian los terremotos que afectan a esta región y su relación con las estructuras tectónicas activas. Finalmente se utilizan técnicas de determinación de paleoesfuerzos a partir de datos cinemáticos de las fallas que permiten comprender la evolución del estado de esfuerzos de la región.

#### **3.1. MÉTODOS ESTRUCTURALES**

Durante el trabajo de campo se reconocen las diferentes estructuras geológicas y materiales que afloran en el área de estudio, tanto en el relleno sedimentario del Campo de Dalías y Campo de Níjar, como preferentemente en la Sierra de Gádor y de forma complementaria en Sierra Alhamilla, correspondientes a afloramientos del basamento. Se presta especial atención a las estructuras de deformación tectónica que afectan a las rocas, tanto dúctiles como frágiles, por lo que se caracterizan fábricas planolineares, pliegues y fallas. En áreas donde aflora el basamento se estudian las microestructuras y aquellas estructuras de gran tamaño que ayudan a la determinación de la posición del basamento alpujarride y nevado-filábride bajo el relleno neógeno y cuaternario del Campo de Dalías y del Campo de Níjar.

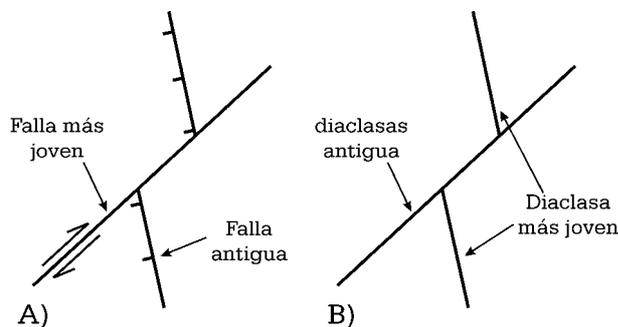
Los mapas geológicos existentes en el área constituyen una base cartográfica adecuada que agrupa gran parte de los trabajos geológicos previos. Por lo general los

mapas geológicos de la serie MAGNA (1:50.000) son correctos, aunque localmente se ha modificado el trazado y significado de algunos contactos. Los mapas que se tomaron como base corresponden a las hojas siguientes de escala 1:50.000: Berja (1.043), Alhama de Almería (1.044), Almería (1.045), Carboneras (1.046), Adra (1.057), Roquetas de Mar (1.058) y El Cabo de Gata (1.059). Hay que destacar la dificultad de la cartografía geológica en áreas



Figura 3.1. Vista panorámica del Campo de Dalías desde Sierra de Gádor en la que se observa la ocupación de la práctica totalidad del terreno por los cultivos de invernaderos.

como el Campo de Dalías y Adra, dada la ocupación actual de la mayor parte de la superficie por invernaderos (figura 3.1). Es imposible en muchos casos identificar en el campo la continuidad de los contactos litológicos, pliegues y fallas. Por todo ello, se realiza en primer lugar un estudio de fotointerpretación a partir de fotografías aéreas e imágenes de satélite para el análisis de las estructuras geológicas. Los contactos y estructuras interpretados en la fotografía aérea son comprobados posteriormente en el campo. Se utilizan fotografías aéreas realizadas en los años 1950, de escala aproximada 1:30.000, ya que permiten identificar las estructuras en campo al no existir invernaderos en esa fecha. Igualmente se trabaja con series fotográficas del año 1994 de mayor detalle para la localización de nuevos afloramientos en canteras y desmontes de las partes traseras de los invernaderos donde se pueden realizar la mayor parte de las observaciones puntuales. En las sierras cercanas no existen invernaderos, sin embargo,



la monotonía litológica junto con la escasez de accesos en gran parte de los Alpujárrides en Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla hace difícil continuar los contactos litológicos entre las diferentes formaciones calizas y dolomíticas intensamente deformadas.

Figura 3.2. Relaciones de corte entre A) fallas y B) diaclasas

### 3.1.1. Reconocimiento de diaclasas

Las diaclasas son una de las estructuras más desarrolladas en el área de estudio. Hancock (1985) define una diaclasa como “una fractura que a la escala de observación de campo no es posible apreciar evidencias de desplazamientos relacionados con cizalla, tensión o acortamiento”.

En estas estructuras se pueden realizar determinaciones de la geometría y arquitectura de los sistemas y juegos de diaclasas bien definidos. Un *juego* de diaclasas se define como una familia de diaclasas aproximadamente paralelas entre sí. Cuando una diaclasa de superficie aproximadamente plana pertenece a un juego de orientación regular se denomina diaclasa *sistemática*. Cuando las diaclasas tienen superficies irregulares y no pertenecen a un juego bien definido se denominan diaclasas no *sistemáticas*. Por tanto un *sistema* de diaclasas consiste en un conjunto de juegos contenido en un volumen de roca. Un *sistema conjugado* de diaclasas se define como un sistema de diaclasas que contiene dos juegos dispuestos simétricamente y formando un ángulo agudo entre ellos.

Otra cuestión de interés es la determinación de la secuencia de formación de las diaclasas observadas en un afloramiento para determinar la edad relativa entre ellas. Para ello, es necesario observar las relaciones de corte entre las distintas diaclasas. Cuando una falla (1) corta a una falla (2), la falla (1) es más moderna que la falla (2). Sin embargo, esta regla no es aplicable en el caso de las diaclasas y tiene un significado contrario. La traza de una nueva diaclasa no sobrepasa generalmente la traza de una diaclasa formada anteriormente, ya que deja de propagarse cuando encuentra una fractura abierta (figura 3.2).

Es también interesante determinar las orientaciones y relaciones angulares entre los distintos juegos ya que permite inferir los esfuerzos responsables de su formación. Para la determinación de las orientaciones de las diaclasas se realizan muestreos que vienen determinados por las características de los afloramientos. Se ha tratado de realizar medidas de las orientaciones en diferentes perfiles de direcciones lo más variadas posibles para tener una imagen de las características de la fracturación

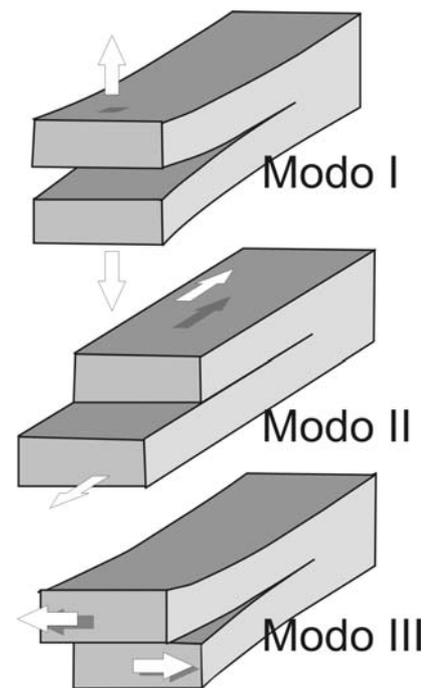


Figura 3.3. Modos de fracturación según Lawn y Wilshaw (1975). Modo I: apertura por tracción perpendicular a la dirección de propagación. Modo II: cizallamiento paralelo a la dirección de propagación. Modo III: cizallamiento perpendicular a la dirección de propagación.

independientemente de las discontinuidades que el observador va encontrando preferentemente en una dirección.

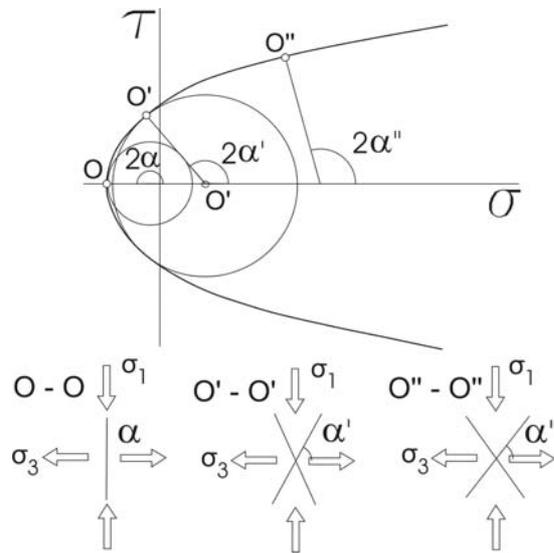


Figura 3.4. Modelo de Muehlberger (1961) para las fracturas conjugadas de bajo ángulo.

Las diaclasas se utilizan como indicadores de paleoesfuerzos en el área en combinación con otros indicadores. En general, una diaclasa aislada no permite conocer las características del estado de esfuerzos ya que puede formarse tanto en condiciones de tensión, como de cizalla o en situaciones intermedias denominadas híbridas.

Las diaclasas de tensión pura se interpretan como fracturas formadas perpendicularmente a  $\sigma_3$  (Pollard y Aydin, 1988, y Dunne y Hancock, 1994), que corresponderían al modo I de fracturación de Lawn y Wilshaw (1975)

(figura 3.3). El análisis de la fracturación mediante el círculo de Mohr (Muehlberger, 1961, y Price y Cosgrove, 1990) muestra la existencia de una transición desde términos puramente tensionales hasta fracturas puras de cizalla (con ángulos diedros cercanos a  $60^\circ$  entre pares conjugados). Entre ambos tipos extremos existen términos intermedios con juegos que forman un ángulo diedro pequeño que correspondería a fracturas híbridas entre tensión y cizalla (figura 3.4). Por tanto, si encontramos pares conjugados de diaclasas con ángulos en torno a  $60^\circ$ , podremos situar al máximo esfuerzo compresivo en el bisector del ángulo agudo definido por las dos fracturas. La existencia de fracturas con ángulos progresivamente menores indicarían la coexistencia de una extensión perpendicular a la compresión. Por último, la presencia de diaclasas puramente tensionales permite situar la dirección de extensión ( $\sigma_3$ ) perpendicularmente a la diaclasa (figura 3.4).

### 3.1.2 Reconocimiento de fallas

El estudio de las fallas incluye la realización de diversos tipos de observaciones, entre las que cabe destacar: la geometría de la superficie de falla, relaciones de corte con los sedimentos afectados, así como el estudio de indicadores cinemáticos que permitan determinar la dirección y sentido de movimiento en el plano de falla. La dirección de deslizamiento en una falla se determina a partir del estudio de las estrías y acanaladuras, mientras que para la determinación del régimen se utiliza el desplazamiento relativo de

horizontes estratigráficos o el estudio de estructuras sobre la superficie de falla que incluyen generalmente la asimetría en escalones sobre la superficie de falla, colas de trituración en cantos resistentes y fracturas Riedel (figura 3.5). En algunos casos es posible determinar el salto de la falla a partir del desplazamiento de marcadores estratigráficos. En los afloramientos con buena exposición de las superficies de falla se realizan estaciones de medida sistemática de las características geométricas de las fallas que permiten la identificación de los paleoesfuerzos responsables de su formación o su reactivación.

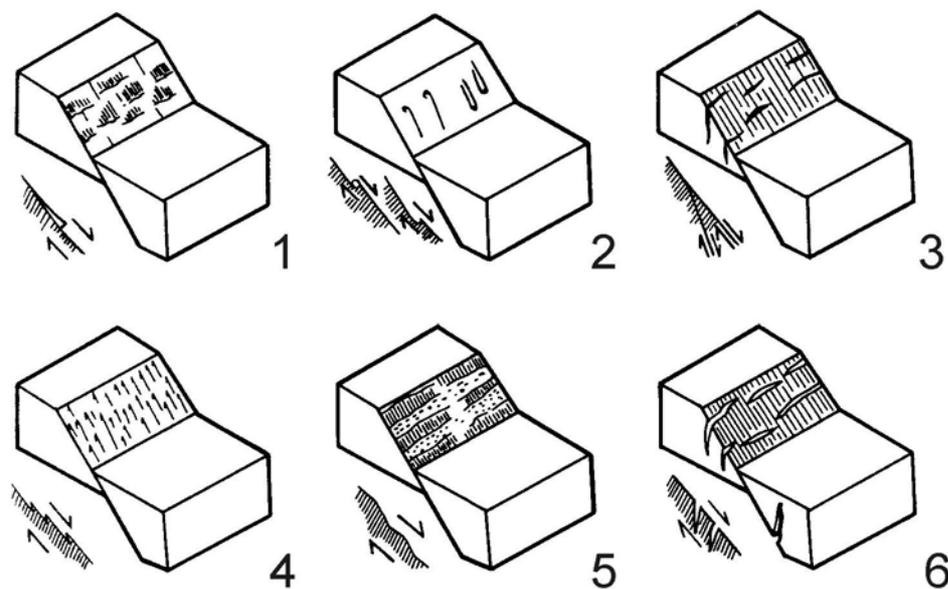


Figura 3.5. Criterios para la determinación del sentido de movimiento en una superficie de falla. 1) mineralizaciones escalonadas, 2) marcas tectónicas, 3) fracturas Riedel, 4) picos estilolíticos, 5) Alternancia de superficies pulidas ( o trituradas, y7o estriadas) y rugosas, 6) fracturas tensionales (Modificado de Hancock, 1994)

## 3.2. GRAVIMETRÍA

### 3.2.1. Fundamento teórico

La gravimetría es un método de prospección que permite detectar la presencia de cuerpos de densidad diferente a la del entorno. Por ello se puede aplicar al estudio de la geometría de rellenos sedimentarios potentes en cuencas ya que suponen una disminución del valor de la gravedad debido a una menor densidad de los sedimentos en

comparación con las rocas que constituyen el basamento en la región. El gravímetro es un equipo que permite medir pequeñas diferencias de la gravedad de un punto a otro. Se realizan, por tanto, medidas relativas de las variaciones laterales de la atracción gravitatoria de un lugar a otro para determinar la variación de las densidades.

Para determinar el efecto que ejerce en un punto determinado un cuerpo con una densidad mayor o menor a la del entorno, es necesario realizar una serie de correcciones que a continuación se detallan. La anomalía gravimétrica es igual al valor observado de la gravedad menos el valor previsto de la gravedad basado en el modelo terrestre elegido.

### **El valor teórico de la gravedad**

El valor de la gravedad teórica o normal en cualquier punto de la tierra a nivel del mar se calcula respecto al elipsoide de rotación de la Tierra que tiene en cuenta la diferencia entre los radios ecuatorial y polar mediante la fórmula del sistema de referencia geodésico de 1967.

$$g_0 = g_e \left( (1 + k \sin^2 \beta) / (1 - e^2 \sin^2 \beta) \right)^{1/2}, \text{ donde}$$

$g_0$  = aceleración normal de gravedad en Gal en la superficie del elipsoide de referencia

$\beta$  = latitud geográfica (grados)

$g_e = 978,03184558$  Gal (valor teórico de la gravedad en el ecuador)

$k = 0,00193166338321$

$e^2 = 0,00669460532856$

Para comprobar el valor medido en el campo con el valor de la gravedad teórica o normal a nivel del mar se aplican las siguientes correcciones:

### **Corrección de deriva instrumental y de marea**

Cuando se repite la medida con un gravímetro en una misma estación varias veces al día, se produce una pequeña diferencia en el valor obtenido debido a que los muelles y resortes no son perfectamente elásticos, al efecto de las mareas y a los cambios de temperatura. Esta deriva del instrumento se corrige mediante la repetición de la medida del valor de la gravedad en la estación base en intervalos discretos de tiempo y el reparto de la diferencia observada entre las demás medidas proporcionalmente al tiempo transcurrido. Para poder realizar esta corrección, se toma nota de la hora y minuto en el que se ha realizado cada medida del gravímetro. En las campañas desarrolladas se han realizado ciclos de medida menores de tres horas. En este intervalo de tiempo se inicia un ciclo desde una estación base y se vuelve de nuevo



Figura 3.6. Gravímetro Worden

a la estación base para realizar otra medida y determinar la deriva producida. Se considera que durante un intervalo de tiempo de tres horas la deriva es aproximadamente lineal lo que facilita la aplicación de esta corrección.

### Corrección de Aire Libre

La gravedad terrestre es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia al centro de la Tierra. Por tanto, el aumento en la altitud de la estación de medida respecto al nivel del mar supone una disminución de la gravedad que se debe de corregir. El valor de la corrección depende de la cota ( $h$ , en metros) y es  $0,3086 \cdot h$ .

### Corrección de Bouguer

La corrección de Bouguer elimina el efecto de atracción de las masas de roca ubicadas entre el nivel de referencia, generalmente el nivel del mar, y la cota de la estación de observación, situada sobre el terreno. Esta corrección considera una topografía plana. El incremento esperado de la atracción gravitatoria debido a las rocas entre el nivel de referencia y el nivel de la estación de observación se calcula utilizando la hipótesis de que el exceso de masa corresponde al de una losa horizontal de dimensiones infinitas y de densidad uniforme, cuya base coincide con el nivel de referencia y cuyo techo está a la cota de la estación de observación. Para cuantificar este efecto, se emplea la siguiente fórmula que permite calcular el valor que es necesario sustraer y que se conoce como Corrección de Bouguer:

$$\text{Corrección de Bouguer (mGal)} = 0,04193 \rho \cdot h$$

donde  $\rho$  es la densidad media del terreno en  $\text{g/cm}^3$  y  $h$  es la cota de la estación de medida, en metros. Se suele considerar por defecto que la densidad media del terreno es de  $2,67 \text{ g/cm}^3$  que es la densidad media de los materiales de la corteza terrestre.

### Corrección topográfica

Un relieve topográfico ejercerá una atracción directamente proporcional a su densidad, a su volumen y a su distancia. Su componente vertical estará dirigida hacia arriba y por consiguiente reducirá la gravedad correspondiente a una estación de

observación cercana. Por el contrario, la existencia de un valle supone un déficit de masa y por tanto una disminución del valor de la gravedad. Por esto, tanto los relieves positivos como negativos implican una reducción del valor de la gravedad y para corregir este efecto se debe sumar el valor de la corrección topográfica a la gravedad observada en la estación de medida.

#### **ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS**

En Gravimetría se utilizan habitualmente las anomalías gravimétricas que permiten identificar regiones en las que existen heterogeneidades en la distribución de densidades de los materiales que componen la Tierra. Mientras que en zonas marinas se suelen utilizar los valores de anomalía de aire libre, en tierra emergida se suele estudiar la anomalía de Bouguer.

##### **Anomalía de Aire Libre**

Para obtener la anomalía de aire libre para cada punto de observación es necesario sustraer de la gravedad observada a la que se le ha aplicado la corrección de Aire Libre, el valor de la gravedad normal o teórica referida a la misma altura, normalmente al nivel del mar.

Anomalía<sub>aire-libre</sub> =  $g_{obs} - (g_0 - 0,3086 \cdot h)$ , donde  $h$  es igual a la altitud.

##### **Anomalía de Bouguer**

La anomalía de Bouguer se obtiene al aplicar además la corrección de Bouguer y topográfica e indicará por tanto la presencia de cuerpos de densidad diferente a la considerada para las correcciones de Bouguer y topográfica. La anomalía será negativa cuando la densidad sea inferior a la considerada en el cálculo y positiva cuando sea superior.

Anomalía<sub>bouguer</sub> =  $g_{obs} - (g_0 - 0,3086 \cdot h + 0,04193 \cdot \rho \cdot h)$ ,

donde  $\rho$  es la densidad en  $g/cm^3$

### **3.2.2 Adquisición de datos gravimétricos**

La metodología de toma de datos consistió en la medida de la gravedad en una serie de perfiles previamente diseñados. Estos perfiles se trazaron sobre caminos y carreteras lo más rectilíneas posibles, dadas las condiciones de acceso impuestas por la distribución de los invernaderos. Por ello los perfiles presentan cierta irregularidad, aunque por lo general, muestran aproximadamente un trazado rectilíneo. Las

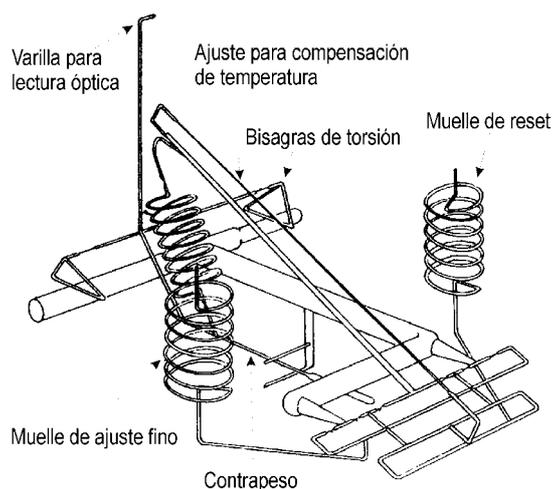


Figura 3.7. Mecanismo interno de muelles de cuarzo del gravímetro *Worden* modelo *Master*.

direcciones de los perfiles son perpendiculares y paralelas a las principales estructuras reconocibles en superficie.

Se realizaron dos campañas gravimétricas. La primera de ellas en el Campo de Dalías y la segunda en el Campo de Níjar. La campaña del Campo de Dalías tiene un total de 13 perfiles que suponen 124 km de longitud con 570 medidas y un espaciado medio de unos 200 m. La segunda campaña gravimétrica en el Campo de Níjar comprende 6 perfiles con una longitud total de 118 km y

un total de 372 medidas, lo que supone un espaciado medio de unos 300 m.

Los puntos de medida se localizaron con un GPS navegador, modelo *Garmin e-trex*, que tiene una precisión media de 5 metros en planta. La cota topográfica se determinó con un altímetro barométrico modelo *Alpin* de precisión 0,5 metros. La cota de la estación base se determinó a partir de un mapa topográfico a escala 1:10.000. Una vez obtenida la cota de la estación base, se calibra el altímetro a este valor. Las medidas se realizaron en ciclos de menos de tres horas para corregir linealmente la deriva instrumental y la variación de mareas. Asimismo también se corrigen en estos ciclos la variación de presión barométrica que afecta a la determinación de la cota.

El gravímetro utilizado para realizar las medidas es de la marca *Worden* y modelo *Master* (figura 3.6). Este gravímetro está construido con un sistema de varillas y muelles de cuarzo. El muelle de cuarzo se estira en función de la aceleración de la gravedad en el punto de medida. Este muelle sujeta una pequeña varilla (figura 3.7). Con un sistema óptico podemos visualizar esta varilla en una mira situada en la parte superior del gravímetro (figura 3.8). Con un tornillo micrométrico se desplaza la varilla hasta centrarla en una



Figura 2.8. Medida en una estación con el gravímetro *Worden*.

marca visible desde la mira óptica. En este momento se puede realizar la medida, que corresponderá a las divisiones que marca el tornillo micrométrico. La diferencia en divisiones entre dos estaciones se multiplica por una constante para obtener el valor de la gravedad relativa, es decir, diferencias entre los valores de gravedad entre estaciones de medida. Conocido el valor de la gravedad en una estación base se determinará posteriormente el valor de la gravedad para todas las demás medidas.

Debido a que la constante por la que debemos multiplicar las divisiones del gravímetro es función lineal de la temperatura, es necesario conocer el valor de la temperatura del gravímetro que debe de permanecer lo más constante posible durante cada ciclo de medida. Para ello el instrumento dispone de un termómetro para el registro de la temperatura y el modelo *Master* tiene el sistema de muelles dentro de un vaso isoterma con una resistencia y un termostato que permite el mantenimiento de una temperatura constante en el interior del gravímetro. La resistencia se alimenta mediante un juego de pilas recargables que se adosan en el exterior del gravímetro.

Durante la campaña de adquisición los datos se anotan en un estadillo como el que aparece en la figura 3.9.

GRAVIMETRIA – MAGNETOMETRÍA Ref: \_\_\_\_\_

Fecha: \_\_\_\_\_ Hora local /GMT: \_\_\_\_\_

Perfil: \_\_\_\_\_ Región: \_\_\_\_\_ Hoja \_\_\_\_\_

Tª gravímetro: \_\_\_\_\_ Situación del gravímetro: \_\_\_\_\_

Cota de estación base: \_\_\_\_\_

Otros:

| Nº | X | Y | Cota | Hora:Min | GRAVIM. | MAGNET. | OBS. |
|----|---|---|------|----------|---------|---------|------|
|    |   |   |      |          |         |         |      |
|    |   |   |      |          |         |         |      |
|    |   |   |      |          |         |         |      |
|    |   |   |      |          |         |         |      |
|    |   |   |      |          |         |         |      |
|    |   |   |      |          |         |         |      |
|    |   |   |      |          |         |         |      |
|    |   |   |      |          |         |         |      |
|    |   |   |      |          |         |         |      |

Figura 3.9. Estadillo de campo para la anotación de las medidas gravimétricas y magnéticas

### 3.2.3. Tratamiento de datos gravimétricos

El procesado de los datos, consiste en el conjunto de cálculos realizados a partir de los datos obtenidos en campo para la determinación final de la anomalía de Bouguer. Se describe a continuación secuencialmente los pasos seguidos en el tratamiento de los datos obtenidos a lo largo de perfiles en el Campo de Dalías y Níjar.

#### Corrección de la deriva instrumental y de marea en ciclos de medida

La corrección de la deriva instrumental se realiza repartiendo la diferencia en cada uno de los puntos de medida en función del tiempo transcurrido. Esta corrección se ilustra en la figura 3.10.

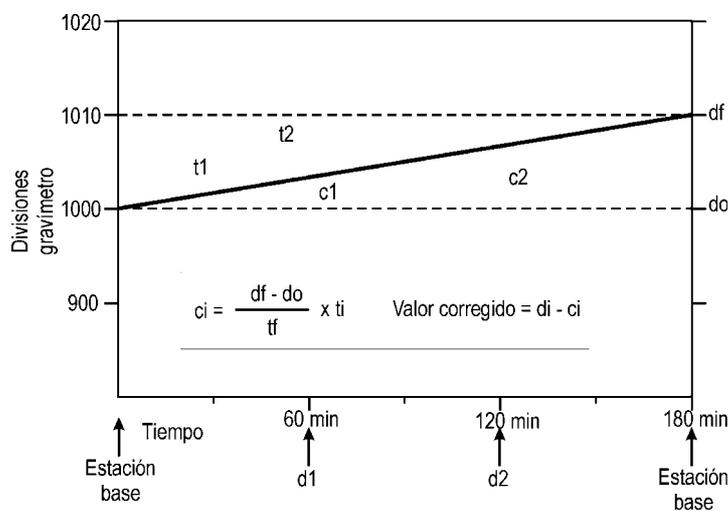


Figura 3.10. Corrección de la deriva instrumental del gravímetro debido al estiramiento progresivo del muelle y a las mareas. La corrección supone una deriva lineal respecto al tiempo.

Esta misma corrección se realiza para las medidas de cotas de cada punto en un ciclo mediante un altímetro barométrico de precisión. La variación observada en la estación base debido al cambio en la presión atmosférica se corrige de esta manera.

La corrección de deriva y de la cota de los datos de campo se realiza mediante el programa CICLOS que ha sido escrito en lenguaje FORTRAN

(J. Galindo Zaldívar). La entrada de los datos se realiza en ficheros ASCII con el formato que se indica en la figura 3.11. La última línea del fichero corresponde al valor medido en la estación base al finalizar el ciclo.

```
DATOS CAMPO
PERFIL: NIJAR 3-2
FECHA: 24-10-2003
HORA LOCAL= GMT+02
CTE GRAVIMETRO mGal/Div: .09233
Estacion de ajuste:
NUM-LATITUD-LONGIT-COTA..-HR-MN-GRmGAL-MAGNE
001 4080.58 568.65 95.0 13:29 00.0
Datos de estaciones:
NUM-LATITUD-LONGIT-COTA..-HR-MN-GRDIVI-MAGNE
001 4080.58 568.65 95.0 13:29 931.9
002 4080.41 568.82 92.0 13:34 934.0
003 4080.21 568.26 92.0 13:38 932.8
```

|     |         |        |      |       |       |
|-----|---------|--------|------|-------|-------|
| 004 | 4079.92 | 568.41 | 86.0 | 13:42 | 943.3 |
| 005 | 4079.62 | 568.21 | 83.0 | 13:45 | 950.5 |
| 006 | 4079.58 | 567.83 | 78.0 | 13:49 | 962.3 |
| 007 | 4079.55 | 567.47 | 76.5 | 13:53 | 963.5 |
| 008 | 4079.53 | 567.02 | 75.5 | 13:57 | 963.8 |
| 999 | 4080.58 | 568.65 | 98.0 | 14:08 | 930.6 |

Figura 3.11 Fichero de entrada de datos del programa CICLOS

### **Calibración de las estaciones base**

Debido a que en las campañas de prospección gravimétrica se ha utilizado un gravímetro que mide la diferencia relativa de gravedad entre una estación y la siguiente, es necesario disponer de estaciones base, instaladas en las zonas estudiadas, con valor de gravedad absoluta conocida. Para conocer el valor de la gravedad de las estaciones base, se comparan con una estación perteneciente a la red de gravimetría absoluta de España del Instituto Geográfico Nacional. Se han utilizado 12 estaciones base para la campaña del Campo de Dalías y 5 estaciones base en la campaña del Campo de Níjar, situadas en puntos de fácil acceso junto a cruces de la Autovía A-7. Todas estas estaciones base se han referenciado a la estación de gravedad absoluta de la ciudad de Almería, situada en la entrada del Gobierno Civil y con un valor de 979904,33 mGal.

En el ejemplo siguiente podemos ver el cálculo del valor de la gravedad de las estaciones base a partir de la estación absoluta de Almería.

Gravedad absoluta Almería: 979904.33

Tª gravímetro: 74°F

Medidas del gravímetro, una vez corregida la deriva temporal a lo largo del ciclo de medidas:

Base Almería      1000 unidades

Estación base 1      800      “

Estación base 2      1150      “

La constante del gravímetro tiene la siguiente función lineal dada de fábrica:  $Cte = 0,09176 + (6,66 \cdot 10^{-6} \cdot T^{\circ})$ . La cte. Tendrá un valor de 0,09225 mGal/unidad.

$$\text{Base Almería} = 1000 \cdot 0,09225 = 92,25 \text{ mGal}$$

$$\text{Estación base 1} = 800 \cdot 0,09225 = 73,80 \text{ mGal}$$

$$\text{Estación base 2} = 1150 \cdot 0,09225 = 106,09 \text{ mGal}$$

$$\text{Gravedad estación base 1} = (73,80 - 92,25) + 979904,33 = 979885,88 \text{ mGal}$$

$$\text{Gravedad estación base 2} = (106,09 - 92,25) + 979904,33 = 979918,17 \text{ mGal}$$

De igual manera se realiza el cálculo del valor de la gravedad de los puntos de medida de un ciclo concreto a partir de su estación base.

La salida de los datos correspondientes a cada ciclo de medida ya incorpora la corrección de deriva del gravímetro, de la cota y el cálculo de la gravedad relativa a partir de la constante dependiente de la temperatura.

```

DATOS CICLO
PERFIL: NIJAR 3-2
FECHA: 24-10-2003
NUM DATOS: 8
NUM-LATITUD-LONGIT-COTA..-HR-MN-GRmGAL-MAGNET-CTOP
  1 4080.58 568.65 95.0 11 29 .00 0. 0.00
  2 4080.41 568.82 91.6 11 34 .21 0. 0.00
  3 4080.21 568.26 91.3 11 38 .11 0. 0.00
  4 4079.92 568.41 85.0 11 42 1.09 0. 0.00
  5 4079.62 568.21 81.8 11 45 1.77 0. 0.00
  6 4079.58 567.83 76.5 11 49 2.87 0. 0.00
  7 4079.55 567.47 74.7 11 53 2.99 0. 0.00
  8 4079.53 567.02 73.3 11 57 3.03 0. 0.00

```

Figura 3.12. Fichero de salida de datos del programa CICLOS

### Anomalía de Bouguer sin corrección topográfica

Para calcular la anomalía de Bouguer a partir de los numerosos datos obtenidos se ha utilizado el programa ANOMALIA en lenguaje FORTRAN, programado igualmente por J. Galindo Zaldívar. La entrada de datos a este programa son los archivos de salida del programa CICLOS. Es posible añadir al cálculo todos los archivos de ciclos que estimemos necesarios para un determinado perfil o para una región. Generalmente se genera un archivo de salida de anomalías que comprende un único perfil. El programa solicita las coordenadas de la estación base, el valor de la gravedad en la estación base y el valor de la densidad para la corrección de Bouguer (para todas las campañas  $d = 2,67 \text{ g/cm}^3$ ). En la figura 3.13 se muestra un ejemplo de un fichero de salida del programa ANOMALIA.

```

ANOMALIAS
ESTACION DE AJUSTE:
LAT-GR: 36.8500 LON-GR: -2.3200 LAT-UTM:4078.73 LON-UTM: 560.53
0 ENTRE CICLOS. AL VALOR (mGal) SE SUMA: .00
DENSIDAD CORRECCION BOUGUER: 2.67
VALOR CONSIDERADO 0 EN ESTACION DE AJUSTE: 979885.00
VALOR DE g REAL: HAY QUE SUMAR A g(mGal) EL VALOR REGIONAL
QUE SE HA CONSIDERADO 0 EN LA ESTACION DE AJUSTE
*****
LATITUD-LONGIT-COTA..-GRmGAL.-FREE A--BOU REAL-MAGNET-MRESID

```

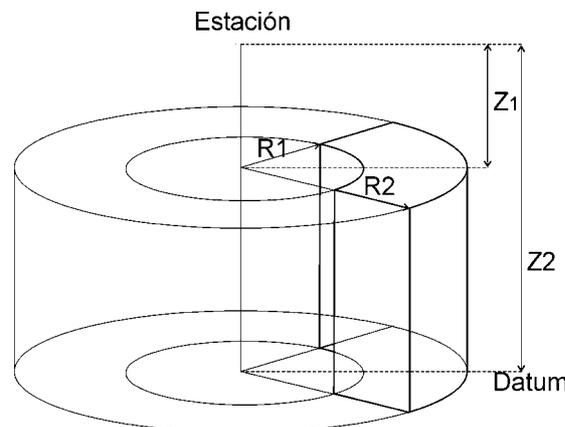
|         |        |       |        |       |       |        |      |
|---------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|------|
| 4078.73 | 560.53 | 100.0 | .00    | 27.05 | 15.85 | 43072. | 2.   |
| 4079.03 | 560.53 | 106.8 | -1.74  | 27.17 | 15.22 | 43059. | -12. |
| 4079.26 | 560.96 | 115.2 | -3.75  | 27.57 | 14.68 | 43058. | -14. |
| 4079.26 | 561.12 | 121.6 | -5.26  | 28.04 | 14.43 | 43059. | -13. |
| 4079.66 | 561.32 | 129.5 | -6.86  | 28.57 | 14.07 | 43061. | -12. |
| 4074.81 | 561.61 | 137.9 | -8.09  | 33.70 | 18.27 | 43065. | 10.  |
| 4079.88 | 561.86 | 138.8 | -7.82  | 30.30 | 14.77 | 43078. | 4.   |
| 4080.88 | 562.23 | 143.2 | -8.88  | 29.82 | 13.80 | 43061. | -17. |
| 4080.32 | 562.45 | 144.0 | -9.09  | 30.30 | 14.18 | 43061. | -15. |
| 4080.61 | 562.56 | 143.4 | -8.87  | 30.11 | 14.06 | 43062. | -15. |
| 4080.85 | 562.56 | 145.8 | -9.63  | 29.90 | 13.58 | 43067. | -11. |
| 4081.09 | 562.93 | 153.7 | -11.30 | 30.48 | 13.28 | 43073. | -6.  |
| 4081.23 | 563.24 | 161.6 | -12.93 | 31.18 | 13.09 | 43078. | -1.  |
| 4081.56 | 563.60 | 163.5 | -14.98 | 29.46 | 11.16 | 43079. | -2.  |
| 4081.71 | 563.86 | 180.4 | -16.63 | 32.91 | 12.72 | 43080. | -1.  |
| 4082.06 | 563.90 | 203.8 | -21.91 | 34.58 | 11.77 | 43072. | -10. |
| 4082.32 | 563.95 | 204.2 | -22.34 | 34.07 | 11.21 | 43085. | 2.   |
| 4082.63 | 564.00 | 214.5 | -24.54 | 34.80 | 10.80 | 43101. | 17.  |
| 4082.90 | 563.98 | 221.4 | -26.22 | 35.04 | 10.26 | 43093. | 8.   |
| 4083.17 | 564.09 | 225.3 | -27.28 | 34.98 | 9.76  | 43097. | 11.  |

Figura 3.13. Fichero de salida de datos del programa ANOMALIA

### Corrección topográfica

La corrección topográfica constituye una corrección necesaria para el cálculo de la anomalía de Bouguer en zonas con relieve accidentado. No obstante, hasta la difusión reciente de los modelos digitales de terreno y el desarrollo de programas informáticos adecuados, esta corrección no era habitualmente incorporada en estudios gravimétricos tradicionales en el cálculo de la Anomalía de Bouguer debido a la laboriosidad de su determinación. En la zona estudiada se ha aplicado esta corrección debido a la proximidad de los relieves de Sierra de Gádor y de Sierra Alhamilla.

La corrección topográfica se basa en el cálculo de la atracción que ejercen prismas curvilíneos definidos por dos cilindros con un radio externo R2 y un radio interno R1



$$Z1 = H \text{ estación} - h \text{ prisma}$$

$$Z2 = h \text{ prisma}$$

Figura 3.14. Corrección topográfica. El relieve en torno a la estación de medida se modela mediante prismas que ejerce una atracción sobre la estación.

(figura 3.14). El efecto de cada prisma individual con diferentes radios y cotas se suma para cada estación gravimétrica. La corrección requiere el radio máximo a aplicar en el cálculo. El radio máximo de búsqueda utilizado es de 10 km.

La densidad media de los materiales que se considera para esta corrección es  $2.67 \text{ g/cm}^3$  y coincide con la que se ha considerado en la corrección de Bouguer. Esta densidad es la media de las densidades de los materiales de la corteza terrestre y corresponde aproximadamente a la de los materiales metamórficos que constituyen el basamento de las cuencas analizadas. La corrección topográfica se obtiene finalmente mediante la suma de todos los prismas dentro de un radio especificado desde la estación de observación.

$$C_{\text{topo}} = \frac{0,04193 \cdot \rho}{n} \cdot (R_2^2 + Z_2^2)^{1/2} - (R_2^2 + Z_1^2)^{1/2} - (R_1^2 + Z_2^2)^{1/2} + (R_1^2 + Z_1^2)^{1/2}$$

$C_{\text{topo}}$  = Corrección topográfica (mGal)

$\rho$  = densidad ( $\text{g/cm}^3$ )

$R$  = radio del prisma (m),  $R_1$ = radio interior,  $R_2$ = Radios exterior

$Z$  = cota del prisma (m),  $Z_1$ = cota interior,  $Z_2$ = cota exterior

Para la corrección topográfica se utiliza un programa escrito en lenguaje FORTRAN (Thanassoulas y Tsokas, 1986) y adaptado por J. Delgado. Las cotas de los prismas se obtienen de un modelo digital de elevaciones MEDEA del área de estudio de  $100 \times 100$  m realizado por la Junta de Andalucía. El modelo utilizado para las dos campañas consiste en una malla x,y,z con un valor de elevación y un paso de malla en planta de 100 m. El programa requiere igualmente un fichero x,y,z de las coordenadas de las estaciones gravimétricas. En este programa el terreno se modeliza mediante prismas de superficie cuadrada y constituye una buena aproximación del método clásico de determinación de la corrección topográfica.

### Perfiles de anomalía de Bouguer

Debido a que los perfiles se realizan a lo largo de caminos y carreteras, la disposición de estos no es totalmente rectilínea. Sin embargo, la realización de modelos en 2D de los valores de anomalías de Bouguer necesitan que los datos de entrada correspondan a perfiles de anomalía frente a distancia. Si consideramos la distancia entre estaciones de medida consecutivas, la representación del perfil en un sistema de ejes coordenados, el eje x o distancia tendrá mayor longitud cuanto mayor sea la irregularidad del trazado del perfil. Además, los programas de ajuste de los modelos consideran que los cuerpos se extienden perpendicularmente a los perfiles, por lo que

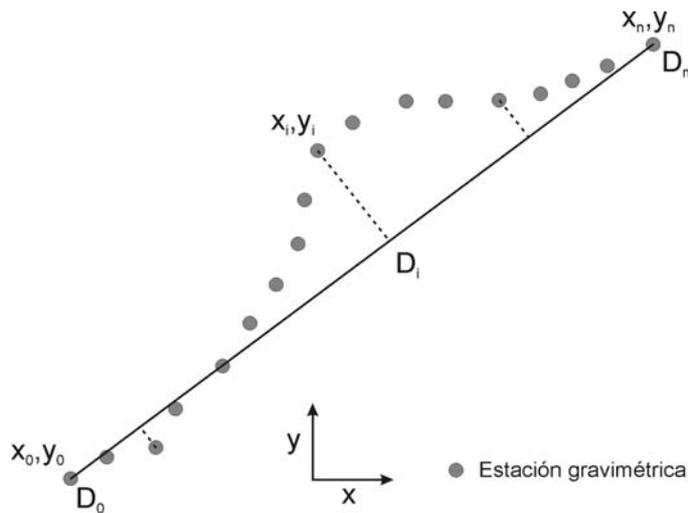


Figura 3.15. Representación en planta de la proyección de la posición de las estaciones gravimétricas sobre un perfil rectilíneo.

estos deben de tener una dirección constante. Parece por tanto más adecuado la proyección ortogonal de los datos de anomalía originales sobre una línea recta que una el comienzo y el final del perfil de los datos medidos (figura 3.15). En el caso de que el perfil tenga un trazado muy largo con cambio de la dirección en algún punto, se pueden considerar varios segmentos rectilíneos sobre los que se proyectarán los datos.

El programa PERFIL programado en lenguaje FORTRAN realiza esta conversión a partir de los ficheros de salida de programa ANOMALIA. En la figura 3.14 se muestra un ejemplo del fichero de salida del programa PERFIL.

### Anomalía regional y anomalía residual

La anomalía de Bouguer muestra el efecto sobre la gravedad de los cuerpos que tienen una diferente densidad a la que se considera durante la corrección de Bouguer y topográfica. En los cálculos realizados se utiliza un valor de  $2.67 \text{ g/cm}^3$  (valor usual en las campañas de prospección gravimétrica, ya que coincide con la densidad media de los materiales de la corteza terrestre). La anomalía de Bouguer, no obstante, es la suma de las diferentes atracciones de los cuerpos geológicos de carácter local (cuencas, altos de basamento, depocentros asociados a fallas, yacimientos minerales, entre otros) y de aquellas distribuciones de rocas de carácter regional correspondientes a cuerpos profundos y relieves lejanos que tienen un efecto sobre la gravedad que abarca un área mucho mayor.

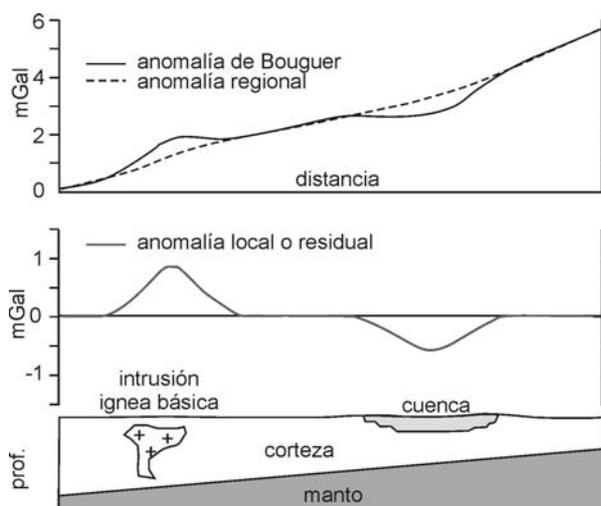


Figura 3.16. Ejemplo de discriminación de anomalías locales y regionales en un modelo cortical .

Es necesario eliminar valores puntuales anómalos que pueden producirse tanto por cuerpos locales muy superficiales como por errores de medida. Este proceso se realiza mediante la eliminación de picos y la suavización de los valores de la anomalía. Por otra parte a los valores de anomalía de Bouguer es necesario sustraerle la contribución de la anomalía regional para obtener la anomalía residual que es la que está asociada a los cuerpos que interesa modelizar. En la figura 3.16 se muestra este concepto con un ejemplo teórico.

Existen numerosos métodos descritos en la bibliografía (Robinson y Coruh, 1988) para discriminar la anomalía regional de la residual a partir de la anomalía de Bouguer (suavizado gráfico de curvas, suavizado de los datos mediante algoritmos informáticos, etc.). El método utilizado en este trabajo ha sido considerar el mapa de anomalía de Bouguer a escala 1:500.000 (IGN, 1976). Al tener una mayor escala y disponer de un menor número de medidas en el mismo área, las anomalías locales quedan más atenuadas y se puede observar la tendencia regional. Se comprueba si dicha tendencia se mantiene en el mapa de anomalía regional que se ha determinado.

El interés de las campañas gravimétricas realizadas se centra principalmente en la determinación de los espesores de los rellenos sedimentarios. Por lo tanto, interesa diferenciar la anomalía local o residual asociada a los depósitos sedimentarios neógenos y cuaternarios. A aquellas estaciones gravimétricas que se encuentran sobre el basamento y alejadas del relleno sedimentario se les asigna el valor de la anomalía regional. Seleccionando de 4 a 5 estaciones por área estudiada y teniendo en cuenta la tendencia de la anomalía, se realiza una interpolación con el método de *krigeaje*. El mapa obtenido mediante este método corresponde a la anomalía regional. La anomalía residual es igual a la anomalía de Bouguer con corrección topográfica menos la anomalía regional.

En algunos de los perfiles sobre los que se han realizado modelos se ha apreciado posteriormente una ligera tendencia regional no eliminada mediante este método y no atribuible al relleno sedimentario del Campo de Dalías y el Campo de Níjar. En el programa de ajuste de modelos, se han modificado estas pequeñas tendencias.

### **3.2.4 Modelización gravimétrica**

Las anomalías residuales obtenidas a partir de la anomalía de Bouguer son interpretadas mediante el programa GRAVMAG V.1.7 del British Geological Survey (Pedley *et al.*, 1993). Este programa permite realizar modelos de las anomalías residuales en perfiles 2D y 2 ½ D. La modelización en dos dimensiones y media no se ha considerado necesaria debido a la continuidad lateral de las estructuras, que generalmente supera 3-4 km en los perfiles estudiados. Además se ha comprobado que a

partir de esta distancia lateral se no se producen cambios significativos en la anomalía generada por el programa durante la modelización en  $2 \frac{1}{2} D$ .

En este programa el operador dibuja un perfil con unos cuerpos de densidad constante en función de la litología y de geometría definida. Los cuerpos se extienden perpendicularmente al perfil. El programa calcula una anomalía teórica a lo largo del perfil. Se comprueba la calidad del ajuste entre la curva de anomalía teórica y real y se vuelve a modificar el modelo por el método de ensayo/error hasta conseguir un buen ajuste de las dos curvas. Existe la posibilidad de ajustes automáticos por iteraciones sucesivas de sectores concretos del modelo. No obstante se ha mostrado más práctico realizar las modificaciones sucesivas del modelo de forma manual debido al conocimiento existente de la geología del área por el operador.

Si previamente se conoce la posición real de algunos contactos a partir de datos de superficie, sondeos u otras técnicas geofísicas, estos contactos se mantienen fijos durante la modelización y sólo se modifica la posición de los contactos que no se conocen a priori. Por ello el resultado obtenido mediante el ajuste mejora notablemente el resultado que se obtendría mediante la realización de cortes geológicos convencionales o modelos gravimétricos sin soporte de datos geológicos de campo. En la mitad norte del Campo de Dalías y en el Campo de Níjar se dispone de información de sondeos hidrogeológicos con columna litológica conocida. Existen además, como se mostrará en apartados posteriores, perfiles sísmicos de reflexión en el Campo de Dalías que ayudan a mejorar el modelo gravimétrico y lo complementan.

### **3.3 MAGNETOMETRÍA**

La magnetometría es una técnica de prospección geofísica que permite determinar la existencia de minerales ferromagnéticos asociados frecuentemente a rocas ígneas básicas, bien volcánicas o intrusiones emplazadas en la corteza superior que generan variaciones en la intensidad del campo magnético. Las anomalías magnéticas detectadas son debidas a variaciones en las propiedades magnéticas de las rocas respecto a su encajante, tales como la susceptibilidad magnética y/o el magnetismo remanente.

El campo geomagnético es una combinación de varios campos magnéticos producidos por diferentes fuentes. Más del 90% de este campo es generado en el interior de la Tierra y se conoce como campo interno o principal. El campo interno se describe usualmente como un dipolo cuya intensidad y posición varía a lo largo del tiempo. Esta

variación está caracterizada a partir de observaciones experimentales en el denominado *Internacional Geomagnetic Referente Field (IGRF)* cuyos modelos suelen actualizarse cada 5 años. Existe también una componente externa del campo geomagnético debida a la interacción de los vientos solares que inducen variaciones en la intensidad del campo magnético y son de mayor frecuencia temporal. La influencia luni-solar determina variaciones diurnas del campo magnético. Ocasionalmente se pueden producir también tormentas y agitaciones magnéticas que son variaciones aleatorias de dicho campo. Por último la presencia de rocas con magnetismo remanente y la magnetización inducida de las rocas con minerales ferromagnesianos completan el campo magnético total.

El magnetismo termoremanente de las rocas está relacionado con el campo geomagnético existente cuando estas rocas se formaron. En el caso de las rocas magmáticas la dirección de la imantación coincide con la dirección del campo geomagnético existente en el intervalo de tiempo, en que las rocas fueron enfriadas por debajo de la temperatura de Curie. Sobre este magnetismo se suele superponer una imantación viscosa que depende del tiempo al que hayan estado sometidas a otros campos magnéticos.

La magnetización inducida de los materiales en respuesta a un campo magnético depende de la susceptibilidad magnética  $K$  de estos. Si  $K$  es positivo y elevado, en el caso de las rocas ferromagnéticas, el campo magnético se fortalece ante la presencia del material, generando una anomalía magnética, que dependiendo de las características de los cuerpos produce la formación de dipolos.

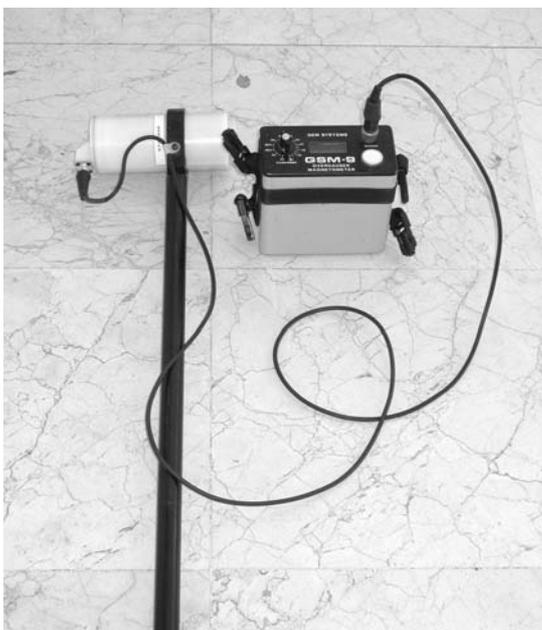


Figura 3.17. Magnetómetro de precesión de protones que permite la determinación de la intensidad del campo magnético total.

El magnetómetro utilizado en la campaña es un magnetómetro de precesión de protones modelo GSM-9 de GEM Systems (figura 3.17). Este magnetómetro mide la intensidad total del campo magnético en tiempos discretos. El instrumento se basa en el fenómeno del movimiento de precesión de protones de hidrógeno. Se aplica repentinamente un campo magnético intenso en una dirección aproximadamente perpendicular al campo magnético terrestre sobre una solución que contiene una gran cantidad de protones  $H^+$  y que está polarizada solamente por el campo terrestre. Normalmente la solución es de queroseno, aunque puede ser de agua o alcohol. Los protones se orientan hasta que

apuntan en la dirección correspondiente a la resultante de los dos campos. Al desaparecer el campo magnético exterior, recupera su valor y dirección primitivos en el campo terrestre y describen un movimiento de 'precesión'. La frecuencia de la 'precesión' es directamente proporcional al valor del componente total del campo magnético. La frecuencia de este movimiento es proporcional a la intensidad de la corriente que induce el movimiento de los protones sobre una bobina interna y a partir de ella se obtiene la intensidad total del campo terrestre. El magnetómetro tiene una precisión máxima de 1 nT (nanotesla).

Para la determinación de la susceptibilidad magnética de las rocas volcánicas del Campo de Níjar, se ha utilizado un medidor de la susceptibilidad magnética modelo KT-9 de Exploranium Radiation Detection Systems (figura 3.18). El rango de medidas del instrumento está entre  $1 \cdot 10^{-5}$  unidades y  $999 \cdot 10^{-3}$  unidades del Sistema Internacional. Para cada afloramiento se realizan 10 medidas, asignándole el valor promedio.

El estudio de las anomalías del campo magnético se puede realizar a partir de la determinación de las variaciones de intensidad del campo magnético total. Para determinar la contribución que corresponde a los materiales de la corteza, al valor obtenido se le resta la componente correspondiente al campo magnético interno y a las variaciones diurnas.

El campo magnético interno y su variación con el tiempo se ha determinado en este trabajo mediante el IGRF 2000 (IAGA, 2000). La componente correspondiente a la variación diurna se puede eliminar mediante la medición en ciclos, al igual que en la prospección gravimétrica, para corregir las derivas temporales observadas. El campo magnético que no puede ser justificado mediante los campos de



Figura 3.18. Medidor de la susceptibilidad magnética en muestras de campo

procedencia interna y externa, corresponde a la anomalía magnética generada por las rocas del subsuelo. Esta última componente es la anomalía magnética que se utiliza para realizar modelos de los cuerpos anómalos.

En la región estudiada, la prospección magnética tiene gran utilidad ya que permite detectar la presencia de rocas volcánicas que no afloran en superficie. Sin

embargo, la presencia de líneas eléctricas y conducciones metálicas añaden ruido a los datos. En el Campo de Dalías, la presencia en casi toda su área de líneas eléctricas e instalaciones agrícolas de los invernaderos impidió la adquisición de datos magnéticos al comprobar la alta variabilidad en la intensidad del campo magnético influenciada por estas instalaciones artificiales. El Campo de Níjar tiene un menor asentamiento de invernaderos, por lo que se ha realizado una campaña magnetométrica en esta zona. No obstante, la presencia de invernaderos en algunos sectores, también impidieron la adquisición de datos.

Los datos se adquirieron sobre los mismos perfiles y estaciones de la campaña gravimétrica en el Campo de Níjar. Se han realizado un total de 315 medidas. Los datos de magnetometría se han anotado en el estadillo de la figura 3.7, al mismo tiempo que se adquirieron los datos gravimétricos.

Las medidas se realizaron en ciclos de duración inferior a tres horas conjuntamente con la campaña gravimétrica por lo que se volvió a medir en la estación base al finalizar cada ciclo. Aquellas estaciones base que se han utilizado para medir más de un ciclo se les asigna la media de los valores obtenidos en distintos momentos, lo que se aproxima a un valor medio del campo magnético lo más independiente posible de las variaciones diurnas, ya que no se ha podido disponer de datos de intensidad del campo magnético de registro continuo. Para la corrección de estas variaciones debidas a la influencia del campo magnético externo en cada ciclo de medida se utiliza el programa CICLOS.

El programa ANOMALIA al mismo tiempo que calcula la anomalía de Bouguer, realiza el cálculo de la anomalía magnética, aplicando el IGRF 2000 (IAGA, 2000). Los datos de anomalía magnética se representan en un perfil distancia-anomalía mediante el programa PERFIL, descrito anteriormente.

La modelización de la anomalía magnética, se realiza mediante el programa GRAVMAG, utilizado también en la modelización gravimétrica. El programa requiere los siguientes datos:

- Campo magnético terrestre medio en la región de estudio, que incluye los valores de la intensidad (Tesla), declinación e inclinación (obtenido mediante el IGRF).
- Orientación del perfil (azimut)
- Susceptibilidad magnética de cada cuerpo (adimensional S.I.)
- Magnetismo remanente (intensidad (Tesla), declinación e inclinación, en el caso de que se conozca)

La mayor parte de los dipolos observados en el Campo de Níjar responden a formas típicas de magnetismo inducido, con máximos situados al Sur y mínimos al Norte. Por

ello, y teniendo en cuenta que no se han podido realizar determinaciones de magnetismo remanente, se considera que éste estaría incluido dentro del magnetismo inducido. Los cuerpos anómalos estarían caracterizados por el magnetismo inducido determinado por el campo magnético actual y un valor quizás más elevado de la susceptibilidad magnética de las rocas. Esta simplificación es aceptable al formarse las rocas volcánicas en esta área durante el Mioceno Superior, época geológica donde el campo magnético terrestre era subparalelo al actual (Besse y Courtillot, 1991). Estudios paleomagnéticos realizados en rocas volcánicas de edad Mioceno superior en el Cabo de Gata documentan rotaciones horarias y antihorarias de pequeña magnitud en bloques adyacentes (Calvo *et al.*, 1994).

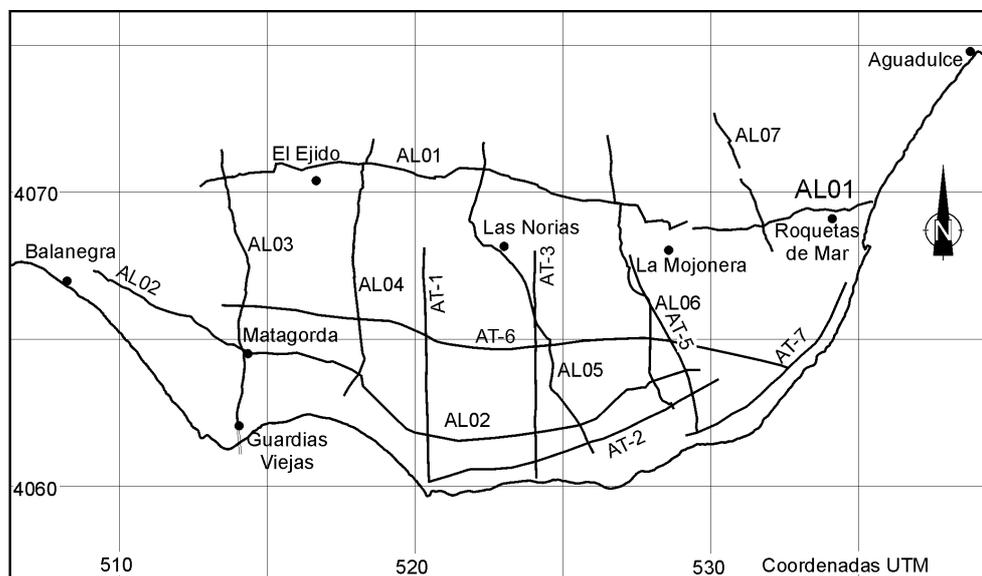


Figura 3.19. Posición de perfiles sísmicos de reflexión de la campaña AT y AL2001 en el Campo de Dalías.

### 3.4 SÍSMICA DE REFLEXIÓN

En este trabajo se han utilizado perfiles de sísmica de reflexión multicanal de tierra y de mar para la determinación de la estructura profunda. En tierra, los perfiles se realizaron durante dos campañas de prospección sísmica (figura 3.19). La primera campaña se realizó en el Campo de Dalías en el año 1975 y la segunda en el año 2001. Por otra parte se han consultado los perfiles de una serie de campañas marinas situadas en la plataforma continental de Almería. A continuación se detallan las características técnicas y de procesamiento de estas campañas.

### 3.4.1. Campañas de sismica AT

Durante el año 1975 se realizó por la compañía operadora CGG un total de 7 líneas sísmicas de reflexión multicanal con una profundidad de registro de 2 segundos en tiempo doble.

#### Parámetros de registro

Laboratorio DFS –ADD IT  
 N° de vibradores: 3  
 N° de emplazamientos de vibración (EV): 8  
 Distancia entre vibradores: 12,5 m  
 N° de vibraciones EV: 1  
 Distancia entre EV: 5 m  
 Distancia entre puntos de vibración: 80 m  
 N° de trazas: 48  
 N° de sismos/traza: 36  
 Distancia entre trazas: 40 m

#### Secuencia de procesado:

Recuperación de las amplitudes  
 Correlación  
 Edición  
 Correcciones estáticas  
 Análisis continuo de velocidades  
 Correcciones dinámicas (interpolación lineal entre 2 leyes consecutivas)  
 Adición de apertura 12  
 Filtro variable  
 Aumento de la coherencia espacial  
 Igualación de las trazas  
 Salida analógica

Estos perfiles, de calidad media, muestran importantes variaciones en la profundidad del basamento del Campo de Dalías.

### 3.4.2. Campañas de sismica 01AL

Durante noviembre a diciembre de 2001, la compañía operadora CGG realizó un total de 7 líneas sísmicas de reflexión multicanal en el Campo de Dalías correspondientes a la campaña 01AL con una longitud total de 95.3 km y una profundidad de registro de 2 segundos en tiempo doble (figura 3.19). La promotora de esta campaña fue Cajamar que facilitó la consulta y el uso de los perfiles sísmicos. La campaña de sismica de reflexión 01AL se realizó de acuerdo con las siguientes características y parámetros de adquisición y procesado:

#### Parámetros de registro

|                                  |   |
|----------------------------------|---|
| Laboratorio                      | SERCEL SN388APM o SN368 + RAPS                              |
| Formato de las cintas            | SEG D – 18/36 PISTAS IBM 3480/3490E<br>Copia a Exabyte 8 mm |
| Longitud de registro             | 2 segundos (con cros-correlación)                           |
| Paso de muestro                  | 2 ms  |
| Número de trazas del dispositivo | 240 trazas activas  |
| Configuración del dispositivo    | Tiro al centro (120 trazas x 2 sin ventana)                 |

|                                   |   |
|-----------------------------------|---|
| Distancia entre trazas            | 15 m  |
| Offset máximo                     | 1800 metros (investigación hasta 2000 m)  |
| Cobertura teórica                 | 6000 %  |
| Sismógrafos por traza             | 9 unidades de 10 Hz   |
| Distancia entre puntos de emisión | 30 m  |
| Tipo de vibradores                | Vibroseis, de 15 Tm   |
| Número de vibradores              | 3 trabajando, 1 de repuesto   |
| Número de vibraciones por punto   | 4 vibraciones   |
| Duración de la vibración          | 10 segundos   |
| Observaciones:                    | Desplazamiento de los vibradores durante el tiempo de escucha. Trabajo en línea de los vibradores |

### **Secuencia de procesado:**

Datum Plane: 0 m Velocidad de corrección: 2000 m/s  
 muestreo: 2 ms fecha: dic 2001

- Lectura de los datos de campo en formato SEGD
- Edición interactiva de trazas malas
- Correcciones estáticas de terreno (de la superficie al DP)
- Aplicación de Correcciones estáticas residuales
- Igualación de trazas (5 ventanas)
- filtro FX (con normal moveout aplicado) + - 4 mm/tr
- Simulación de tendido de trazas de 45 m
- Deconvolucion
 

| Gap | L. oper. | Ventanas | Preblanqueo |          |
|-----|----------|----------|-------------|----------|
| 0   |          | 140      | 300-1500    | 20 0 / 0 |
| 0   |          | 140      | 1100-1900   | 20 0 / 0 |
- Colección en punto espejo
- Cálculo de correcciones estáticas residuales (iteraciones)
- Análisis continuo de velocidades (iteraciones)
- Correcciones dinámicas
- Mute variable orientativo M0,X0 – M2000, X1000
- Igualación de trazas AGC 400 ms
- Suma
- Filtros de frecuencias 6,16-90,100 hz
- Migración por diferencias finitas en el dominio F-X
- Aplicados a ambas versiones los pasos que siguen:
- Atenuación de ruido aleatorio (deconvolución F-X)
- Mejora de la coherencia espacial en el dominio X-T
- Filtro: T0-T0.6 10,20-65,75 hz, T0.8-T1,2 8,18-55, 65 hz, T1,5-T2.0 6,16-45,55 hz

- Representación analógica Escalas: 1/25000, 10 cm/s

### 3.4.3. Campañas marinas AE, AG, AM, EAS y sísmica sparker:

En el área situada al sur de la población de Adra se han interpretado líneas sísmicas de reflexión multicanal marinas de las campañas AE, AG, AM y EAS. Estas campañas se realizaron con objetivos comerciales para la prospección de hidrocarburos en la zona de plataforma continental. Se distribuyen según una malla principal de dirección NNO-SSE y OSO-ENE (figura 3.20). Otras campañas tienen una orientación N-S y O-E. Los perfiles presentan una calidad media-baja y no están migrados. Las características de adquisición y procesado de estas campañas se resumen en la tabla 3.1.

En 1974 la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras junto con el *United States Geological Survey* realizaron una campaña de investigación geofísica dentro del proyecto "Estudio del ambiente y recursos geológicos de la zona costera y la plataforma continental del SE de España". Esta campaña consistió en una serie de perfiles monocanal de alta resolución con una fuente sísmica de tipo *Sparker* con una potencia entre 1000 y 4600 julios. Se han interpretado estos perfiles sísmicos que se localizan en su mayor parte en el Golfo de Almería (figura 3.21).

### 3.4.4. Interpretación de los perfiles sísmicos

El análisis de los perfiles sísmicos se realiza a partir de criterios convencionales de análisis sísmico: 1) trazado de los reflectores que permiten identificar las discontinuidades mayores, 2) configuración geométrica de los reflectores secundarios que indican la estructura interna de cada secuencia sedimentaria y relación que presentan respecto a las discontinuidades mayores e 3) identificación de las facies sísmicas características de cada secuencia desde un punto de vista meramente descriptivo. A partir de la asociación de la geometría de los principales reflectores, a la escala del perfil, y de la descripción de las facies sísmicas se pueden definir unidades asimilables a las principales unidades litoestratigráficas reconocidas en la región, teniendo en cuenta los datos del estudio geológico de superficie y las columnas litológicas de los sondeos.

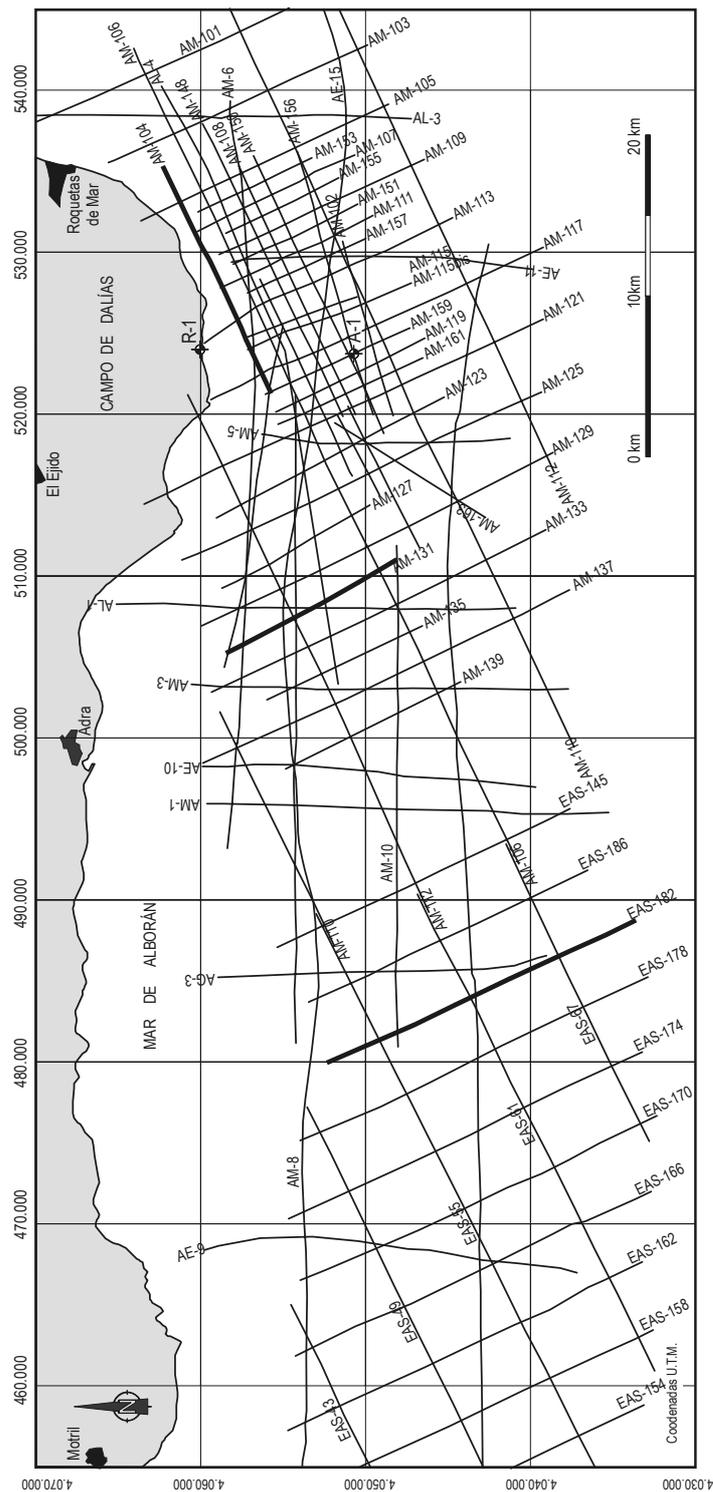


Figura 3.20. Mapa de posición de los perfiles sísmicos de reflexión multicanal petroleros en la plataforma continental del sur de Almería-Motril.

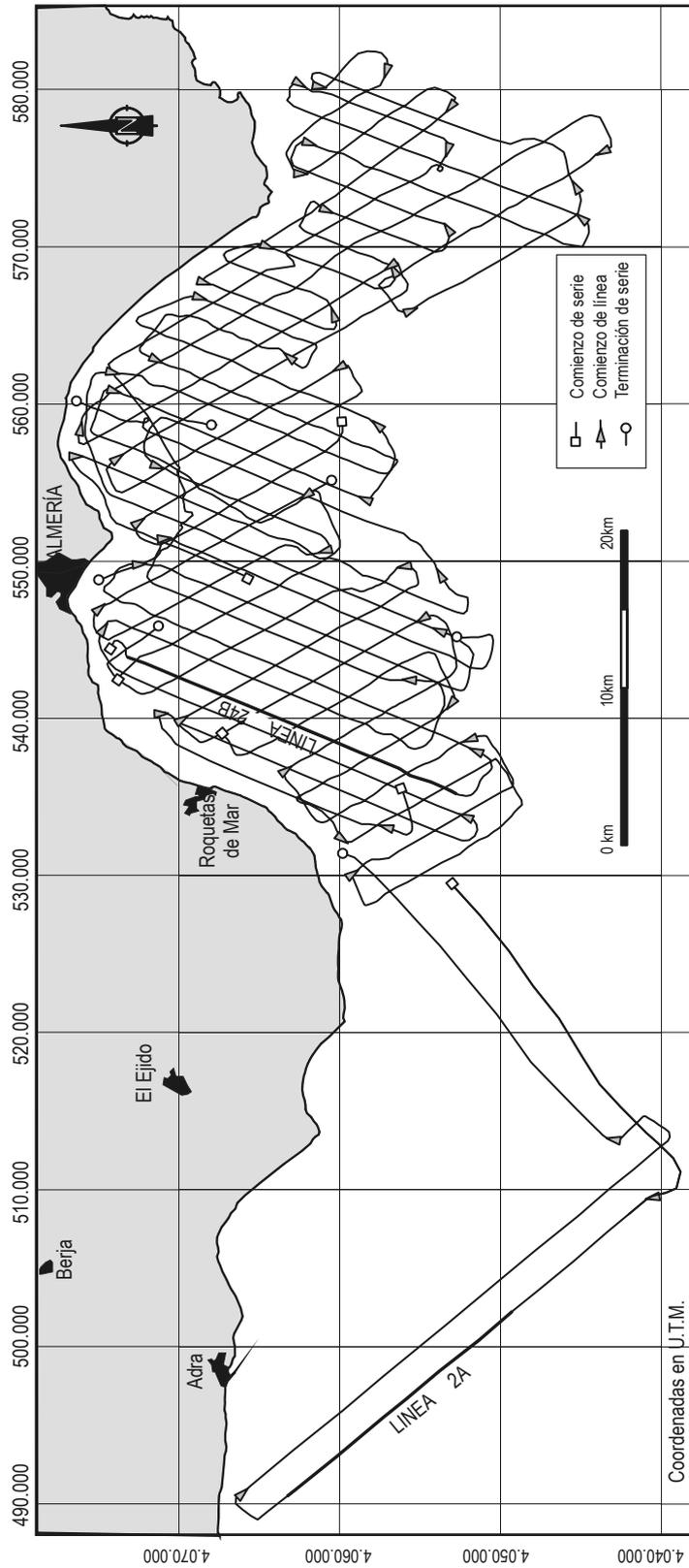


Figura 3.21. Mapa de posición de los perfiles sísmicos de tipo “sparker” en el Golfo de Almería.

| <b>Campaña</b>             | AE            | AG                                | AM  | EAS   | AM-1                             |
|----------------------------|---------------|-----------------------------------|---|---|----------------------------------|
| <b>Año</b>                 | 1972          | 1972                              | 1974  | 1974  | 1978                             |
| <b>Adquisición</b>         |               |                                   |   |   |                                  |
| Barco                      | ORION ARTIC   | ORION ARTIC                       | KRISTIEN<br>TONDER  | KRISTIEN<br>TONDER  | VERSEU                           |
| Fuente de energía          | VAPORCHOC     | VAPORCHOC                         | AIRGUN  | ESSO SEISPROBE<br>AIRGUN  | VAPORCHOC                        |
| Volumen                    |               |                                   |   | 1700 c.i.   |                                  |
| Profundidad                | 5 m           |                                   |   | 23 ft.  |                                  |
| Secuencia de disparo       |               |                                   | 50 m  | 82 ft.  | 25 m                             |
| Cable                      | 2400 m        | 2400 m                            | 2350 m  | 7708 ft.  | 1200 m                           |
| Nº de grupos               | 40            | 48                                | 48  | 48  | 48                               |
| Profundidad                | 15 m          | 20 m                              |   | 50 ft.  |                                  |
| Geófonos por grupo         | 48            | 48                                |   | 30  | 24                               |
| Intervalo entre grupos     | 50 m          | 50 m                              | 50 m  | 164 ft.   | 25 m                             |
| Cobertura                  | 12            | 24                                | 24  | 48  | 24                               |
| Sistema de registro        | SN 328        | SN 328                            | DFS III   | DFSIII SDW 400  | DDS 888                          |
| Formato de registro        |               |                                   |   | DFSIII 9TR  | SEG C                            |
| Tipo de ganancia           |               | Binaria                           | Binaria   | Binaria   |                                  |
| Longitud de registro       | 4 s           | 5 s                               | 6 s   | 6 s   |                                  |
| Intervalo de muestreo      | 4 ms          | 4 ms                              | 4 ms  | 2 ms  |                                  |
| Filtros                    | 1-8-80 Hz     | 1/8-80 Hz                         | 8-62 Hz   |   |                                  |
| Filtro bajo                |               |                                   |   | 8 hz, 18 dB/oct   | Out                              |
| Filtro alto                |               |                                   |   | 124 Hz  | 62.5, 78dB/oct                   |
| <b>Procesado</b>           |               |                                   |   |   |                                  |
| Ganancia                   |               | Recuperación de<br>las amplitudes |   | Geocor  | Crecimiento<br>geométrico        |
| Análisis de velocidad      |               | CVG, VS                           | Seismograph<br>Service  | Ventor HI-REZ   | CGG                              |
| Deconv. pre-stac           | No            | Normal                            | Normal  | No  | Normal                           |
| Longitud del filtro        |               | 240 ms                            | 200   |   | 200 ms                           |
| Prediction lag             |               |                                   | 4 ms  |   |                                  |
| Nº de filtros              |               |                                   | 1   |   | 1                                |
| Ventana de aplicación      |               | 800-2000 ms<br>1500-3000 ms       | NT:1000-3000ms<br>FT:2000-4000ms  |   | NT: 50-1600 ms<br>FT:1600-3200ms |
| Correcciones               | NMO           | Estáticas                         | Estáticas   |   | Estáticas                        |
| CDP Stack                  | 12 fold       | 24 fold                           | 24 fold   | 48 fold   | 24 fold                          |
| Deconv. pos-stack          | Normal        | No                                | Normal  | Least Squares   | Normal                           |
| Longitud del filtro        | 80 ms         |                                   | 300   | 206 ms  | 120 ms                           |
| Prediction lag             | 10 ms         |                                   | 12ms  |   |                                  |
| Nº de filtros              |               |                                   | 1   |   | 1                                |
| Ventana de aplicación      |               |                                   | 500-3500 ms   |   | NT:50-1600                       |
| Migración                  | No            | No                                | No  | No  | No                               |
| Filtrado                   | 8-12-40-45 Hz | FILTRO<br>VARIABLE                | 0-1000 ms 15-50<br>Hz<br>100-3000 ms, 10-<br>40 Hz<br>>3000 ms, 10-30<br>Hz | TV:<br>0-1500 ms, 20-60 Hz<br>1500-3000 ms, 15-50<br>Hz<br>3000-4000 ms, 10-40<br>Hz<br>>4000ms,5-25 Hz | Filtrado variable                |
| <b>Nº de perfiles</b>      | 15            | 6                                 | 7   | 63  | 30                               |
| <b>Total de Kilómetros</b> | 712           | 185,1                             | 196,1   | 2614,8  | 583                              |

Tabla 3.1. Resumen de las características de adquisición y procesado de los perfiles de sísmica multicanal convencional utilizados. Tomado de Vázquez (2001).

A lo largo de los perfiles de la campaña terrestre AL01 del Campo de Dalías, existen además numerosos sondeos de los cuales se dispone de columna litológica. Los perfiles sísmicos de esta campaña muestran con claridad las principales unidades litoestratigráficas con discordancias bien definidas. Los sondeos que se sitúan sobre las líneas sísmicas permiten comparar los espesores de las principales unidades litoestratigráficas con los intervalos de tiempo para cada unidad litosísmica en los puntos donde se sitúan los sondeos. A partir de los valores de los espesores y de los tiempos dobles es posible determinar el valor de la velocidad de las ondas P para cada unidad en el punto considerado.

$$\text{Velocidad ondas P (m/s)} = \text{Espesor (m)} \times 1/2 \text{ tiempo doble (s)}$$

Los valores de velocidad de ondas P obtenidos para cada sondeo y cada unidad litoestratigráfica varían, aunque la dispersión no es muy alta (ver tabla 3.2). En la mayoría de los perfiles de sísmica multicanal se incluyen los análisis de velocidad realizados a lo largo del perfil durante su procesado a partir de la corrección “*normal-moveout*” (figura 3.22). La velocidad intervalo (VINT) corresponde a la velocidad de propagación de las ondas sísmicas P en cada capa, intervalo de tiempo considerado o unidad interpretada, y se utiliza para realizar la conversión de los datos en tiempo doble, obtenidos del perfil sísmico, a datos de profundidad o espesor.

| Unidad litoestratigráfica                 | Velocidad de ondas P (m/s) |        |        |       |
|---|----------------------------|--------|--------|-------|
|   | Número datos               | Mínimo | Máximo | Media |
| Aluvial cuaternario                       | 4                          | 667    | 1722   | 1111  |
| Calcarenitas, limos y margas pliocenas    | 10                         | 1811   | 2605   | 2660  |
| Calcarenitas de edad Tortoniense superior | 5                          | 2579   | 3356   | 2998  |

Tabla 3.2. Valores de velocidad obtenidos a partir del calado de sondeos en los perfiles sísmicos de la campaña AL 01.

La comparación de los resultados de velocidad intervalo obtenidos durante el procesado con las velocidades determinadas a partir del calado de los sondeos no difiere mucho. No obstante, se ha optado por utilizar los datos de velocidad de las ondas P obtenido a partir del calado de sondeos al considerarlos más fiables. En la zona meridional del Campo de Dalías no existen sondeos, por lo que la determinación de las profundidades de los reflectores principales se obtiene a partir de las velocidades de los perfiles sísmicos.

| TIME | VRMS | VINT | DEPTH |
|------|------|------|-------|
| 156  | 1706 | 2450 | 133   |
| 372  | 2169 | 3806 | 398   |
| 1810 | 3532 |      | 3134  |

Figura 3.22. Ejemplo de tabla de análisis de velocidades en un punto de la línea sísmica.

### 3.5. DETERMINACIÓN DE PALEOESFUERZOS

Los esfuerzos que actuaron sobre una roca en el pasado se denominan paleoesfuerzos. El estudio de los paleoesfuerzos es de gran importancia para establecer las condiciones en las que se activaron las estructuras en condiciones frágiles de deformación que actualmente se observan en el campo así como la evolución de los esfuerzos en tiempos geológicos recientes. La determinación de paleoesfuerzos se obtiene a partir de medida de la orientación de las deformaciones frágiles. Como se comentó en el apartado 2.1.1, el estudio de la distribución de las diaclasas permite establecer la orientación de los ejes principales de esfuerzo. El análisis de las poblaciones de fallas ha permitido el desarrollo de numerosos métodos desde la década de los 70 para la determinación de paleoesfuerzos ya que permiten establecer con mayor precisión sus características.

En las Cordilleras Béticas se han determinado los paleoesfuerzos en numerosas áreas. Generalmente los esfuerzos se han obtenido a partir del estudio de poblaciones de fallas (Benkheil, 1976, De Ruig, 1990, Sanz de Galdeano, 1985, Galindo Zaldívar *et al.*, 1993, Stapel *et al.*, 1996, Huigtbregtse *et al.*, 1998 y Jonk y Bierkman, 2002). Recientemente también se ha utilizado el estudio de cantos estriados y maclas de calcita para la determinación de paleoesfuerzos en una transversal central de la Cordillera Bética (Ruano *et al.*, 2003).

La determinación de paleoesfuerzos a partir de microfallas no sólo permite establecer las direcciones de los ejes principales del elipsoide de esfuerzos, sino también su razón axial, es decir, la relación de magnitud entre los esfuerzos principales. Las condiciones ideales para aplicar estos métodos serían las de una sola etapa de

deformación frágil que afecte homogéneamente a todo el área de estudio. La determinación de los paleoesfuerzos a partir de las microfallas se realiza mediante el estudio de afloramientos reducidos en los que se observan un número elevado de planos y estrías de falla. En cada falla se mide la orientación del plano de falla, la orientación de la estría y el régimen de la falla (si existen criterios que permitan determinar el sentido de movimiento).

Los métodos para la determinación de paleoesfuerzos a partir de fallas se pueden clasificar atendiendo a diferentes criterios y los principales se pueden agrupar en: modelos de fallas conjugadas; métodos gráficos basados en reactivación de fallas; métodos numéricos fundamentados en el principio de reactivación de fracturas propuesto por Bott (1959) y otros métodos. Se exponen brevemente los principales métodos.

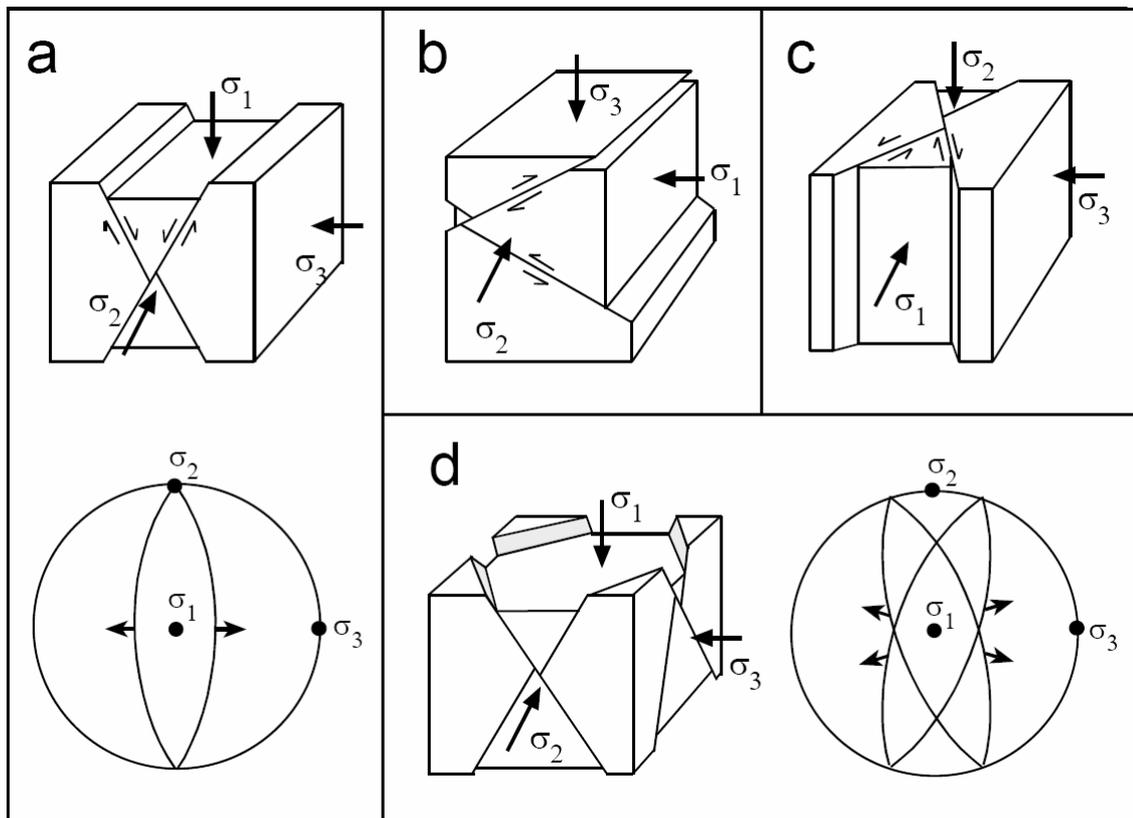


Figura 3.23. Modelo de fracturación de Anderson (1951) (a, b y c) y de Reches (1983) (d). a, fallas conjugadas normales; b, fallas conjugadas inversas; c, fallas conjugadas de salto en dirección; d, cuando la deformación es triaxial se forman cuatro juegos de fallas normales conjugadas; si la deformación es plana coincide con el modelo de Anderson (1951). Tomado de Reches (1983). Las flechas en los diagramas indican la dirección de deslizamiento.

### 3.5.1 Métodos basados en modelos de fallas conjugadas

Estos métodos consideran generalmente fallas neoformadas. Existen dos modelos de fracturación diferentes: el modelo de Anderson (1951) y el de Reches (1978, 1983). El modelo de Anderson (1951) se basa en el criterio de fracturación de Navier-Coulomb y analiza situaciones con deformación plana. En estos casos se forman dos juegos fallas conjugados simétricos respecto a la posición de los ejes de esfuerzo (figura 3.23). Por lo tanto, si se reconocen dos juegos de fallas conjugadas neoformadas, se puede determinar la orientación del eje de compresión máxima  $\sigma_1$ , que se localiza en la bisectriz del ángulo agudo; el eje de compresión mínima  $\sigma_3$ , en la bisectriz del ángulo obtuso y el eje intermedio tiene la misma orientación que la intersección de los dos planos de falla (figura 3.23).

El modelo de Reches (1978, 1983) considera que la deformación puede ser triaxial y por lo tanto puede existir extensión o acortamiento en la dirección del eje intermedio. Para acomodar la deformación tridimensional se forman cuatro juegos de fallas conjugados, con simetría ortorrómbica respecto a los ejes principales de deformación (figura 3.23). La orientación de los planos de falla viene determinada por las características reológicas del material, la orientación de los ejes principales y la razón axial del elipsoide de deformación.

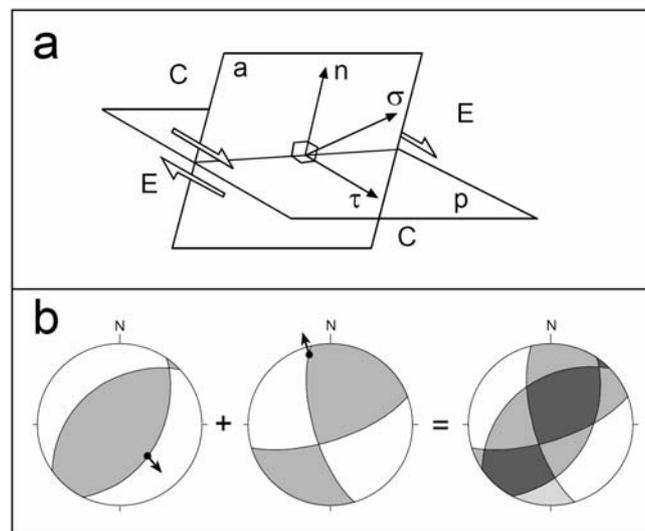


Figura 3.24. Método de los Diedros Rectos (Angelier, 1977; Angelier y Mechler, 1977). a, a cada plano de falla (p) se la asocia un plano auxiliar (a) perpendicular al mismo, definiendo cuatro diedros rectos: dos de compresión (C) y dos de extensión (E). b, la suma de los diedros de extensión y compresión asociados al movimiento de dos fallas acota las direcciones de extensión y compresión. En gris están los campos de compresión; en blanco los de extensión.

### 3.5.2. Métodos gráficos basados en reactivación de fallas

La presencia de fracturas reactivadas provoca que no se mantengan las orientaciones teóricas que corresponderían a juegos conjugados de fallas neoformadas. Se han desarrollado varios métodos, tanto gráficos como numéricos, para tratar de analizar poblaciones de fallas con una distribución compleja. Los principales métodos gráficos son: el de Compton (1966); el de Planos de Movimiento (Arthaud, 1969;

Aleksandrowski, 1985) y el de Diedros Rectos (Angelier, 1975; Angelier y Mechler, 1977).

Compton (1966), considera que, tal y como predice el modelo de Anderson (1951), el ángulo que forma el eje  $\sigma_1$  con la superficie de falla es próximo a  $30^\circ$ . Si existen numerosas superficies de fractura previas se reactivarán preferentemente aquellas que se aproximen más a la condición anterior. En la práctica, si se representan en proyección estereográfica todas las orientaciones de las fallas reactivadas en una zona, estas se disponen según un círculo menor, cuyo eje coincide con la orientación de  $\sigma_1$ . Este método no se puede aplicar en deformaciones con más de una fase y no permite determinar la orientación de los otros dos ejes principales ni la razón axial del elipsoide de esfuerzo.

El plano de movimiento en una falla es el plano perpendicular al plano de falla, que contiene a la estría. Arthaud (1969) propone un método de determinación de elipsoides de esfuerzo basado en el análisis de las orientaciones de los planos de movimiento. Cuando la reactivación de las superficies de fractura se produce por una deformación con elipsoides uniaxiales (prolatos u oblatos), los planos de movimiento se intersectan según líneas paralelas, cuya orientación corresponde a la de uno de los ejes principales del elipsoide de deformación. Este método, aunque no necesita conocer el régimen de las microfallas, sólo se puede aplicar en deformaciones monofásicas uniaxiales.

**El Método de Diedros Rectos** (Angelier, 1977; Angelier y Mechler, 1977)

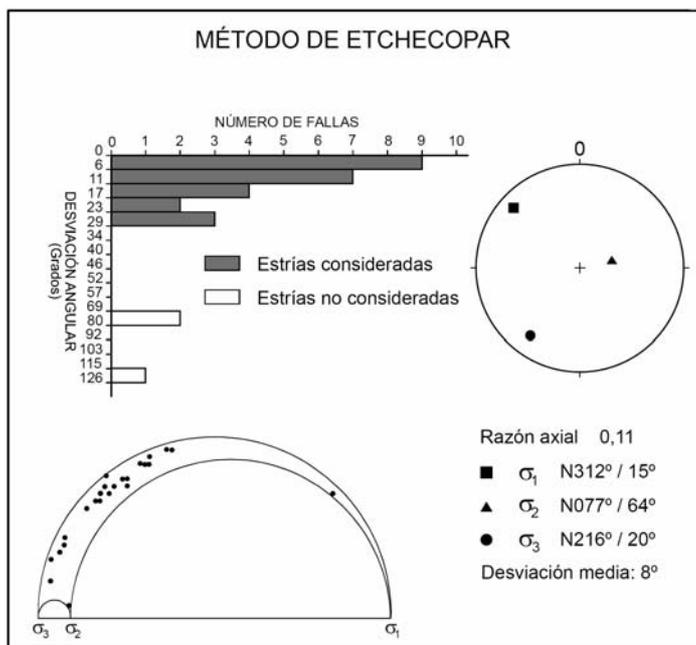


Figura 3.25. Ejemplo de aplicación del Método de Etchecopar (Etchecopar *et al.*, 1981).

consiste en identificar los diedros de compresión y tensión asociados a cada falla. El esfuerzo principal máximo ( $\sigma_1$ ) se sitúa en el diedro de compresión y el esfuerzo principal mínimo ( $\sigma_3$ ) en el de tensión. Si el estado de esfuerzos bajo el que se mueven todas las fallas de una estación es el mismo,  $\sigma_1$  debe de estar situado en la intersección de los diedros de compresión de todas las fallas y  $\sigma_3$  en la intersección de los diedros de tensión. El

resultado se expresa mediante un diagrama en proyección estereográfica (figura 3.24). El procedimiento permite determinar, con un rango de incertidumbre, la orientación de los esfuerzos principales en deformaciones monofásicas, aunque no permite calcular la razón axial del elipsoide de esfuerzos. Tampoco se puede aplicar cuando existen varias fases de fallamiento no coaxial y es necesario conocer el régimen de todas las fallas. Este método se ha utilizado en este trabajo para el estudio de mecanismos focales de terremotos.

### **3.5.3. Métodos numéricos basados en reactivación de fallas**

El modelo teórico inicial del que se deducen todas las bases mecánicas en gran parte de los métodos numéricos está basado en el principio de Bott (1959), que permite calcular la posición de la estría sobre un plano de falla a partir del elipsoide de esfuerzos. Según este principio, la estría sobre un plano de falla es paralela al esfuerzo máximo de cizalla sobre dicho plano y sus sentidos son coincidentes.

Se han propuesto numerosos métodos para la determinación de paleoesfuerzos, basados en el principio de Bott (1959): Carey (1974); Armijo y Cisternas (1978); Armijo *et al.* (1982); Angelier y Goguel (1979); Angelier y Manoussis (1980); Diagrama y-R (Simón 1982, 1986); Gephart y Forsyth (1984) y Gephart (1990a, 1990b); Etchecopar *et al.* (1981) y el de las Redes de Búsqueda (Galindo Zaldívar y González Lodeiro, 1988). Los métodos numéricos aplicados para el estudio de las microfallas en este trabajo son los de Etchecopar y el de las Redes de Búsqueda. El Método de Gephart se ha utilizado en el análisis de mecanismos focales de terremotos.

El **Método de Etchecopar** (Etchecopar *et al.*, 1981) utiliza un procedimiento de “optimización-selección” que permite distinguir varios estados de esfuerzos. Si se quieren determinar varias fases de deformación frágil es necesario establecer a priori el porcentaje de datos que pertenecen a una fase. El procedimiento debe repetirse con distintos porcentajes y se selecciona el que mejor ajusta los datos. Se parte de un número elevado de tensores de esfuerzos (habitualmente más de cien) elegidos al azar y finalmente se obtiene el tensor de esfuerzos que se ajusta mejor a un determinado porcentaje de datos a partir de una búsqueda iterativa. Para cada porcentaje se obtienen dos diagramas que expresan el ajuste del estado de esfuerzos: el histograma que representa el ángulo de desviación entre las estrías teóricas y reales frente al número de datos y el diagrama de Mohr que representa los planos de falla y el estado de esfuerzos (figura 3.25). Los estados de esfuerzos se determinan por la posición de los ejes del elipsoide de esfuerzos y por su razón axial. Se deben utilizar fallas cuyo régimen sea conocido. La elección del porcentaje de fallas que corresponde a cada fase se realiza a

partir de criterios subjetivos, por lo que se pueden obtener distintos resultados con la misma población de fallas.

El **método de las Redes de Búsqueda** (Galindo Zaldívar y González Lodeiro, 1988; Galindo Zaldívar, 1990) utilizado en este trabajo, comprueba todos los nudos de una red que representa posibilidades de la orientación de los tres ejes del elipsoide y todas las posibles razones áxiales separadas por un espaciado. Se usa un espaciado angular (L) que es el incremento entre dos posiciones consecutivas de la red para cada eje del elipsoide de esfuerzos. Por otra parte se usa un espaciado para la razón axial  $((\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3))$  que permite variar la proporcionalidad entre los esfuerzos principales del elipsoide de esfuerzos y permutarlos entre sí. En la práctica se obtienen buenos resultados utilizando un ancho máximo de red de 2 grados y un incremento de razón axial de 0,01. Se realiza una homogeneización de los datos antes de proceder a su tratamiento, que consiste principalmente en seleccionar un solo plano y una sola estría de cada juego de fallas. Para cada estado de esfuerzos y cada falla se tiene en cuenta el ángulo que forma la estría teórica que corresponde a dicho estado de esfuerzos y la estría real. La estría teórica se considera paralela a la dirección del máximo esfuerzo de cizalla sobre el plano de falla (Bott, 1959). Entre todos los posibles estados de esfuerzos se escoge aquel que mejor cumpla las dos condiciones de ajuste: el ángulo entre las estrías teórica y real es inferior al error máximo admitido (habitualmente 15°). Entre los

CONJUNTO DE ESTACIONES NO....: 1 NUMERO TOTAL DE DATOS: 206

NUMERO DE FASES: 3

ELIPSOIDE DE ESFUERZOS NO...: 1 RELACION DE EJES  
 DATOS ASIGNADOS: 70 [(E.MED-E.MIN)/(E.MAX-E.MIN)]  
 E.MED DIR.....:342. PL.: 0.  
 E.MAX DIR.....: 72. PL.: 4. .220  
 E.MIN DIR.....:252. PL.:86.

ELIPSOIDE DE ESFUERZOS NO...: 2 RELACION DE EJES  
 DATOS ASIGNADOS: 54 [(E.MED-E.MIN)/(E.MAX-E.MIN)]  
 E.MED DIR.....:325. PL.:60.  
 E.MAX,MIN DIR...:214. PL.:12. E.MAX.POSIBLE.: .390  
 E.MAX,MIN DIR...:118. PL.:27. SI E.MAX.....: .610

ELIPSOIDE DE ESFUERZOS NO...: 3 RELACION DE EJES  
 DATOS ASIGNADOS: 41 [(E.MED-E.MIN)/(E.MAX-E.MIN)]  
 E.MED DIR.....:259. PL.:81.  
 E.MAX,MIN DIR...:143. PL.: 4. SI E.MAX.....: .530  
 E.MAX,MIN DIR...: 52. PL.: 8. SI E.MAX.....: .470

Figura 3.26. Ejemplo de los resultados obtenidos con el Método de las Redes de Búsqueda, para una estación de medida en la que se han determinado 3 estados de esfuerzos. En las fases 2 y 3 el elipsoide de esfuerzos está indeterminado y se muestran dos posibles elipsoides conjugados. En la fase 2 se indica cual de ellos es el más probable.

estados de esfuerzos que cumplen la condición anterior se escoge aquel en el que la sumatoria de los ángulos entre las estrías teóricas y reales es mínimo. El grado de ajuste se representa en un histograma que muestra la distribución de ángulos entre las estrías teóricas y reales. Este procedimiento consigue distinguir satisfactoriamente, tanto los grupos de estrías correspondientes a cada etapa de fallamiento como las características de cada estado de esfuerzos, por lo que se puede aplicar en estaciones de medida con varias fases de deformación. El régimen de las fallas puede ser conocido o desconocido para cada estría, aunque si no se conoce ningún sentido de movimiento de las fallas se producen indeterminaciones en el cálculo del estado de esfuerzos. En estos casos existen dos posibles elipsoides de esfuerzos con la misma distribución de direcciones de estrías pero con sentidos de movimiento opuestos. Estos elipsoides de esfuerzos tienen la misma orientación para  $\sigma_2$  mientras que  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  tienen sus respectivas orientaciones intercambiadas y las razones axiales son conjugadas, es decir, la suma de las dos razones axiales es 1. En el caso de que se conozcan algunos sentidos de movimiento, el método indica cual de los dos elipsoides es el más probable (figura 3.26). Si no se conoce ningún sentido, el método no discrimina entre las dos soluciones y es necesario recurrir a observaciones de otras estructuras frágiles (marcas de disolución, estilolitos, diaclasas de tensión, etc.) para determinar cual de los dos elipsoides actuó en la formación de las estructuras de esa estación.

La principal limitación de estos métodos, según Galindo Zaldívar (1990), es si es lícito calcular esfuerzos a partir de la observación de las deformaciones. Las deformaciones son el resultado de los paleoesfuerzos. El elipsoide de deformación sólo se puede calcular (Angelier, 1975) en situaciones excepcionales pues no se puede conocer habitualmente el salto de cada microfalla. La relación fundamental entre el elipsoide de esfuerzos y el de deformación, asumida por estos métodos, es el principio de Bott (1959): siempre que no existan deformaciones dúctiles permanentes y se asuma deformación no rotacional, la estría ha de ser paralela a la dirección del esfuerzo máximo de cizalla sobre el plano de falla. Esta es la única consideración que se utiliza para relacionar los esfuerzos y las deformaciones. Estos métodos permiten calcular la razón axial y la orientación del elipsoide desviatorio de esfuerzos. La relación entre los tensores de esfuerzo y de deformación reales es compleja y no se puede establecer ya que intervienen las características mecánicas del material que son desconocidas. Los procedimientos utilizados son independientes de la litología y de las características mecánicas de la roca.

### 3.6 ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO

La actividad tectónica actual se caracteriza a partir del análisis de la actividad sísmica en la región. El análisis sismotectónico proporciona un buen criterio para delimitar y definir las fuentes sismogénicas y relacionarlas con las principales fallas activas observadas en campo. Para ello se analiza la sismicidad histórica de la región y la sismicidad instrumental registrada en el área.

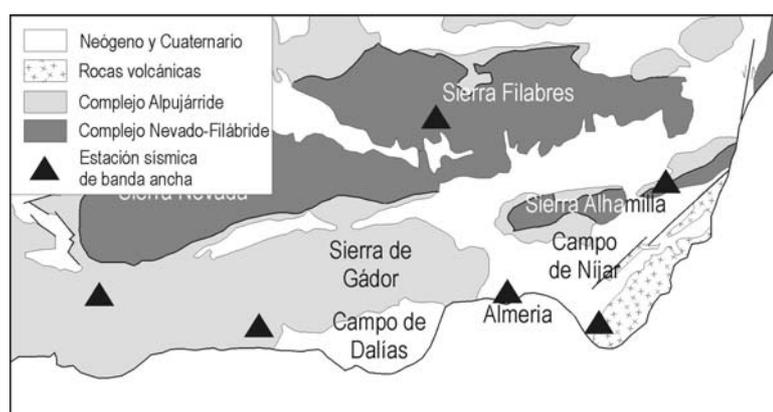


Figura 2.27. Estaciones de banda ancha en el sector de estudio pertenecientes a la Red Sísmica de Andalucía.

La sismicidad instrumental aporta datos de los terremotos registrados en la región, tales como tiempo de registro, localización sobre la superficie de los epicentros, profundidad focal y magnitud del terremoto entre otros.

Esta sismicidad ha sido registrada por la Red Sísmica de Andalucía

(RSA) (figura 3.27). La RSA pertenece al Instituto Andaluz de Geofísica (IAG) de la Universidad de Granada y se estableció en los años 90. Existen cinco estaciones sísmicas de periodo corto cerca del área de estudio y ocho estaciones más hacia el Oeste. En la crisis sísmica que ocurrió en Adra en los años 1994 a 1995 el IAG instaló tres estaciones más de periodo corto para registrar distancias epicentrales pequeñas. Los datos de terremotos utilizados en este trabajo corresponden a los años 1992 a 2003 con  $M_d \geq 1.5$  con un total de 792 eventos. Se han excluido los terremotos con profundidades focales menores de 2 km, para evitar localizaciones erróneas provenientes de fuentes antropogénicas como las explosiones en canteras del área.

Por medio de la comparación de la distribución espacial de la sismicidad y de las principales fallas observadas en campo se pueden extraer conclusiones sobre la caracterización de las principales fuentes sismogénicas y sobre la estructura de la corteza en el área considerada. Por último se obtiene información sobre el estado de esfuerzos actual y su distribución.

El análisis de la distribución hipocentral permite determinar la profundidad de las fallas sísmicas y su geometría. La elaboración de secciones verticales de la distribución de la sismicidad muestra alineamientos de los terremotos asignables a

posibles fallas. En este trabajo se ha representado la posición de los terremotos en un modelo 3D. La manipulación dinámica de este modelo permite observar el espacio desde distintos puntos de vista, detectando de una forma más clara las alineaciones de terremotos que pueden corresponder a fallas con actividad sísmica. El análisis de la distribución espacial de la sismicidad junto con datos geofísicos de la región (magnetometría, gravimetría, perfiles sísmicos de refracción y reflexión profunda) permiten interpretar la geometría de la estructura profunda.

La obtención de la solución del mecanismo focal de un terremoto divide el espacio mediante dos planos nodales ortogonales entre sí. Uno de los planos corresponde al plano de falla que ocasionó el terremoto y el segundo es un plano auxiliar perpendicular a la estría. Esta técnica presenta la ambigüedad de no identificar el plano de falla que funcionó durante el terremoto, si bien presenta la capacidad de determinar las regiones de compresión y extensión así como los ejes de presión (P) y tensión (T) del estado de esfuerzos que lo generó. El programa *Moment Tensor Project* del IAG determina los mecanismos focales y el tensor momento de eventos moderados y frecuentes en la región Ibero-Magrebí con Mb superior o igual a 3.5 en terremotos ocurridos desde mediados de los años 90. Los datos de los distintos mecanismos focales utilizados en este trabajo están disponibles en la página web del IAG ([www.ugr.es/iag](http://www.ugr.es/iag)).

Con el catálogo de mecanismos focales del IAG del SE de las Cordilleras Béticas se ha aplicado el **método de diedros rectos** (Angelier, 1977; Angelier y Mechler, 1977). Dado que el eje  $\sigma_1$  se encuentra situado en el diedro compresivo (P) y  $\sigma_3$  en el extensivo (T), cuando un conjunto de fallas han sido activas bajo el mismo régimen de esfuerzos, los dos ejes principales  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  deben estar incluidos en los mismos diedros para todos los mecanismos focales. La superposición de los diferentes diedros en una proyección estereográfica se realiza con el módulo de cálculo de diagramas de diedros rectos del programa IBERFALL (Casas Sainz, 1996). El programa muestra una trama en un diagrama en proyección estereográfica donde se indica el porcentaje de compresión y extensión.

El **método de Gephart** (Gephart y Forsyth, 1984 y Gephart 1990a, 1990b) es un método de inversión que permite obtener los esfuerzos actuales a partir de los mecanismos focales de terremotos, determinados mediante los ejes P y T. Con el método de Gephart podemos estimar, a partir de una población de mecanismos focales en una región, el mejor ajuste de las direcciones de los esfuerzos principales y la razón áxica  $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_3 - \sigma_1)$  suponiendo un esfuerzo uniforme. Para este cálculo, el método utiliza un procedimiento basado en redes de búsqueda. Para ello emplea una inversión simultánea del tensor de esfuerzos y de los planos nodales, utilizando un criterio de minimización de la suma de los ángulos de rotación entre la estría medida y la teórica.

Para aplicar el método de Gephart, se utilizan dos programas en lenguaje FORTRAN. El primero de ellos DATA.EXE transforma las diferentes modalidades de formatos de entrada de datos en otro apto para la entrada en el programa de cálculo FMSI.EXE. Además limpia el fichero de datos duplicados que puedan interferir en los resultados (figura 3.28).

```

C:\DOCUME~1\CARLOS~1\MISDOC~1\TESIS\FALLAS\GEPHART\DATASET.EXE
ENTER NAME OF INPUT FILE
almeria2.dat
ENTER NAME OF OUTPUT FILE
borra
ENTER DATA TYPE: (1) 2 NODAL PLANES <AZ & DIP>
                  (2) P & T AXES <AZ & PL>
                  (3) FAULT <AZ & DIP>, SLICKENSIDE      <TR & PL>
                  (4) FAULT <AZ & DIP>, SLICKENSIDE      <TR ONLY>
                  (5) FAULT <AZ & DIP>, SLICKENSIDE      <PL ONLY>
                  (6) FAULT <AZ & DIP>, SLICKENSIDE      <RAKE ONLY>

```

Figura 3.28. Pantalla de inicio del programa DATASET.EXE en la que se indica el tipo de entrada de datos.

Una vez que disponemos de los datos de entrada en un formato adecuado, ejecutamos el programa FMSI.EXE. En el programa se solicitan los siguientes variables (figura 3.29):

- Buzamiento, azimut y varianza para  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  a partir del cual realizará la búsqueda.
- Valor mínimo, máximo (entre 0 y 1) e incremento de la razón axial.
- Precisión de la red de búsqueda ( $5^\circ$  o  $10^\circ$ )
- El método de cálculo: rotación al polo, aproximado y exacto.

```

C:\DOCUME~1\CARLOS~1\MISDOC~1\TESIS\FALLAS\GEPHART\FMSI.EXE
ENTER NAME OF INPUT FILE
almeria2.dat
ENTER NAME OF OUTPUT FILE
borra.p5
ENTER INDEX OF THE PRIMARY PRINCIPAL STRESS <1 OR 3>
1
ENTER PLUNGE, AZIMUTH, AND VARIANCE OF 1ST PRINCIPAL STRESS AXIS--SIGMA 1
3.175,40
SKIP ANY DIRECTIONS AT THE BEGINNING? Y/[N]
ENTER PLUNGE, AZIMUTH, AND VARIANCE OF 2ND PRINCIPAL STRESS AXIS--SIGMA 3
31.267,40
WHICH GRID? (1) 5-DEGREE
              (2) 10-DEGREE [DEFAULT]
1
ENTER R VALUES <0-1>: LOWEST, HIGHEST, INCREMENT
0,1,0.1
WHICH METHOD? (1) POLE ROTATION
              (2) APPROXIMATE
              (3) EXACT [DEFAULT]

```

Figura 3.29. Pantalla de inicio del programa FMSI.EXE.

Los valores iniciales de la orientación de los ejes de esfuerzo máximo y mínimo se obtienen a partir del resultado de la aplicación del método de diedros rectos a los mecanismos focales de los terremotos en la región.

El programa finalmente genera un fichero de salida en el que aparecen los resultados de la red de búsqueda y el mejor modelo de esfuerzos que se ajusta a la población de mecanismos focales.

El principal inconveniente de la aplicación de este programa proviene del hecho de que considere un estado de esfuerzos único para toda una región. En algunos sectores de la Cordillera Bética central se ha comprobado que el estado de esfuerzos puede ser variable tanto en el tiempo como en sectores próximos (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1999), por lo que es conveniente confirmar la consistencia de los resultados con diagramas de diedros rectos.

## **4. DESCRIPCIÓN DE MATERIALES**

---



## **4. DESCRIPCIÓN DE MATERIALES**

En este capítulo se realiza una descripción de los materiales que se reconocen en el área de estudio. En los mapas geológicos que se adjuntan en el anexo de esta tesis se puede observar la distribución de las distintas rocas y sedimentos pertenecientes al basamento metamórfico de Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla y a las cuencas neógenas y cuaternarias del Campo de Dalías y de Níjar.

### **4.1 BASAMENTO**

Se utiliza en este trabajo el término “basamento” para referirse a las rocas pertenecientes a los Complejos metamórficos Alpujárrides y Nevado-Filábrides de las Zonas Internas que afloran en el área de estudio. Sobre el basamento se deposita en el Campo de Dalías y Campo de Níjar un relleno sedimentario de edad Neógena y Cuaternaria. El basamento en el área de estudio aflora ampliamente a lo largo de las dos alineaciones montañosas principales: Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla. La presencia de dos grandes antiformas con dirección E-O ha permitido que afloren rocas del Complejo Alpujárride en Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla y además, rocas del Complejo Nevado-Filábride en el núcleo de Sierra Alhamilla. En este capítulo 4 se describen los distintos materiales del basamento y su metamorfismo. En los siguientes apartados se realiza una síntesis de las características de los complejos alpujárride y nevado-filábride para continuar con la descripción de las unidades tectónicas reconocidas en Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla. En capítulos posteriores se describirán las estructuras que conforman estas alineaciones montañosas.

#### **4.1.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS COMPLEJOS NEVADO-FILÁBRIDE Y ALPUJÁRRIDE**

##### **4.1.1.1 EL COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE**

El complejo Nevado-Filábride (Egeler, 1963) constituye el complejo metamórfico más bajo de las Zonas Internas de las Cordillera Béticas. Este complejo se ha dividido en dos secuencias litológicas. La secuencia inferior está compuesta por dos tramos litológicos. El tramo inferior corresponde a esquistos grafitosos, mientras que el

tramo superior está formado principalmente por cuarcitas. La secuencia superior ha sido considerada discordante sobre la inferior (Nijhuis 1964) y está compuesta principalmente por la unidad de esquistos de Tahal y la unidad de mármoles de Las Casas, si bien se encuentra una variedad litológica mayor, con conglomerados en la base de la secuencia y cuarcitas, metabasitas y rocas ígneas metamorfizadas en la parte alta.

La edad de este complejo no está bien definida por la ausencia casi generalizada de fósiles. La secuencia inferior se ha datado como Paleozoica a partir de *Chaetetes* del Devónico Medio identificados en la parte más oriental de la Cordillera (Lafuste y Pavillon, 1976) y Pérmico-Triásica a partir de dataciones con Rb-Sr obtenidas en ortogneises en la Sierra de los Filábrides (Priem *et al.* 1966). A la secuencia superior se le ha atribuido tradicionalmente una edad permo-triásica si consideramos la edad más reciente y la probable existencia de una discordancia respecto a la secuencia inferior que pudiera ser aproximadamente de la misma edad que la identificada en el Complejo Maláguide. Además, en los mármoles se han reconocido fósiles de posible edad cretácica (Tendero *et al.*, 1993). No obstante, Gómez-Pugnaire *et al.* (2000) sugiere también una edad paleozoica para las unidades litológicas altas del complejo Nevado-Filábride a partir de las similitudes en las condiciones metamórficas y de dataciones radiométricas.

Las rocas metamórficas del Complejo Nevado-Filábride muestran un metamorfismo de edades varisca y alpina. En la parte baja de los esquistos grafitosos aparecen facies de esquistos verdes a anfibolitas inferiores (400-450 °C) mientras que registran mayores temperaturas en su parte alta (Puga y Díaz de Federico, 1976). No existe un acuerdo sobre la edad varisca (Puga *et al.*, 1975) o alpina (Gómez-Puignaire y Franz, 1988) de este metamorfismo. En la parte alta de los esquistos grafitosos se reconocen asociaciones minerales típicamente alpinas (Puga y Díaz de Federico, 1976) aunque localmente también se reconocen minerales relictos de alta temperatura y baja presión.

Los estudios metamórficos de las rocas pertenecientes a la secuencia superior del Complejo nevado-Filábride revelan la existencia de un metamorfismo de edad alpina que tuvo lugar en dos etapas. La primera etapa de alta presión alcanzó los 14-16 kb de presión y los 600-650°C de temperatura en las metapelitas (Gómez-Puignaire y Camara 1990) e incluso los 22 kb en eclogitas. Esta etapa ha sido relacionada con la colisión continental durante el Cretácico-Paleógeno (De Jong, 1991). Las condiciones metamórficas evolucionaron con posterioridad a presiones y temperaturas intermedias (7 kb, 550-600°C) (Puga y Díaz de Federico, 1976) con una fuerte caída de la presión en condiciones casi isotermales. La edad de este metamorfismo se ha datado en  $48.4 \pm 2.2$  Ma para la primera etapa y  $24.6 \pm 3.6$  Ma para la segunda con el método  $Ar^{39}/Ar^{40}$  (Monié *et al.*, 1991).

#### 4.1.1.2 EL COMPLEJO ALPUJÁRRIDE

El Alpujárride corresponde al complejo de materiales metamórficos situado en una posición intermedia entre los complejos Nevado-Filábride y Maláguide. Este complejo está formado por numerosas unidades tectónicas que experimentaron un apilamiento y una posterior extensión registrada en la evolución metamórfica alpina (Torres-Roldán 1986; Vissers *et al.* 1995; Azañón *et al.* 1997; Balanyá *et al.* 1997) y en la superposición de estructuras dúctiles y frágiles (Cuevas, 1990, Aldaya *et al.*, 1991; Crespo *et al.*, 1994, Platt *et al.*, 1996).

Es posible definir una secuencia litológica tipo para las unidades alpujárrides. La secuencia tipo completa incluye de muro a techo: (1) rocas metamórficas de alto grado, formadas por peridotitas y gneises, (2) esquistos grafitosos atribuidos al Paleozoico, (3) metapelitas y cuarcitas de edad permo-triásica y (4) rocas carbonatadas de edad triásico medio y superior (Braga y Martín 1987). Esta secuencia litoestratigráfica es parecida a la que compone las unidades del Complejo Nevado-Filábride. Sin embargo, la edad de las rocas carbonatadas que forman el techo de las secuencias alpujárrides está confirmada mediante datos paleontológicos, con restos de *dasycladaceas* y estromatolitos que indican una edad triásico medio-superior (Braga y Martín 1987).

Las secuencias litoestratigráficas de las unidades del Complejo Alpujárride son correlacionables, si bien, en gran parte de las unidades la secuencia tipo no está completa, como es el caso del área estudiada. Las unidades alpujárrides de las Cordilleras Béticas centrales fueron correlacionadas por Aldaya *et al.* (1979) basándose en los siguientes criterios: 1) posición relativa de las unidades dentro del Complejo Alpujárride, 2) distribución de las asociaciones minerales metamórficas, y 3) variación de las formaciones estratigráficas en algún caso. Además se incluyeron en estos grupos las unidades alpujárrides ya establecidas en las Cordilleras Béticas orientales (Egeler y Simon, 1969). Posteriormente, Azañón *et al.* (1994) establece cinco unidades tectónicas principales en función de su posición y su registro metamórfico con especial énfasis en las condiciones de HP-LT relacionadas con el apilamiento de las unidades. Las unidades propuestas por Azañón *et al.* (1994) de techo a muro son las que aparecen en la tabla 4.1.

En este trabajo se consideran las subdivisiones en unidades inferiores, intermedias y superiores que se incluye en el mapa minero de Andalucía (Junta de Andalucía, 1985). Esta clasificación está basada en la posición relativa de las unidades y en la secuencia litológica. Las unidades inferiores estarían situadas en la posición más inferior, a muro de las intermedias y superiores. Se caracterizan por tener solamente los tramos metapelíticos permo-triásicos y el tramo carbonatado triásico en la secuencia

litológica. Las unidades intermedias, situadas entre las unidades inferiores y superiores, se caracterizan por tener también el tramo de esquistos grafitosos de edad paleozoica. Por último, las unidades superiores situadas a techo de las otras dos presentan toda la secuencia litológica tipo incluido el primer nivel de rocas metamórficas de alto grado.

| Posición actual   | Unidades tectónicas | Asociaciones minerales  | Condiciones HP-LT (kb) (°C) |
|---|---------------------|-------------------------|-----------------------------|
| Techo   | Adra                | Ctd+ky+Car(pseudomorfo) | P>10, T<550                 |
|   | Salobreña           | Car+Ctd+Ky              | P>10, T<500                 |
|   | Herradura           | Gra+Px+Ky               | P>10, T<550                 |
|   | Escalate            | Car+Ctd+Ar              | P>7, T<450                  |
| Muro  | Lujar-Gáador        | No Carfolita            | P>7, T<400                  |
| Ar: Aragonito, Car: carfolita, Ctd: cloritoide, Gra: granate, Ky: cianita, Px: piroxeno |                     |                         |                             |

Tabla 4.1. Registro metamórfico de las unidades centrales alpujárrides. Tomado de Azañón *et al.* (1994).

El evento metamórfico más antiguo que se ha reconocido en las unidades Alpujárrides corresponde a un metamorfismo de alta presión y baja temperatura HP/LT (Bakker *et al.*, 1989; Goffé *et al.*, 1989; De Jong, 1991; Tubía y Gil Iburguchi 1991; García Casco y Torres Roldán, 1996; Azañón *et al.*, 1997, 1998; Balanyá *et al.*, 1997 y Tubía *et al.*, 1997). Aunque este evento ha sido datado con U/Pb como Mioceno inferior (Sánchez Rodríguez, 1998 y Platt y Whitehouse 1999), se han obtenido edades más antiguas con otros métodos (Zeck y Whitehouse 1999). Dataciones más modernas (Platt *et al.*, 2005) mediante Ar-Ar en rocas del Complejo Alpujárride de bajo grado metamórfico, indican que el metamorfismo de HP/LT tiene una edad de 48 m.a. (Eoceno inferior). Este metamorfismo de HP/LT está asociado a un proceso de subducción o colisión alpina debido al acercamiento de África con Europa (Dewey *et al.*, 1989).

Posteriormente al metamorfismo de HP-LT se produce una disminución casi isoterma de la presión debida a un adelgazamiento cortical (Goffé *et al.*, 1989; Tubía y Gil Iburguchi 1991; García Casco y Torres Roldán, 1996; Azañón *et al.*, 1997, 1998 y Balanyá *et al.*, 1997), aunque han sido descrito calentamientos locales a baja presión (Platt *et al.*, 1998; Soto y Platt, 1999). Durante la descompresión se desarrolla la principal foliación regional (Sp) que se puede interpretar como una fábrica extensional (Azañón *et al.*, 1997). La edad de este evento no es conocida, aunque Azañón *et al.* (1997) propone una edad Eoceno inferior a medio.

Después de la descompresión, se produce un apilamiento de las unidades alpujárrides con la formación de cabalgamientos y pliegues vergentes al norte (Azañón *et al.*, 1997, 1998) que tienen asociado un evento metamórfico de bajo grado. Los mantos superiores son los que alcanzan un grado metamórfico más elevado. En los

mantos intermedios no está representado el primer nivel de rocas metamórficas de alto grado mientras que en los mantos inferiores de menor grado metamórfico tampoco se identifica el segundo nivel formado por esquistos grafitosos. Dentro de cada unidad alpujárride existe un incremento del grado metamórfico de techo a muro. Otros autores (Vissers *et al.*, 1995; Orozco *et al.*, 1998, 2002 y 2004), interpretan sin embargo estos pliegues como resultado de una fase extensional. La edad de este evento que genera apilamiento de unidades de mayor grado metamórfico sobre otras de menor grado metamórfico y pliegues vergentes al norte no se conoce, pero estaría situada entre el Eoceno y el Oligoceno superior. Después de la formación de pliegues y cabalgamientos, se produce un evento extensional que afecta a todo el Dominio de Alborán con el desarrollo de sistemas extensionales de bajo ángulo y la apertura del Mar de Alborán. El último episodio en la historia geológica del Complejo Alpujárride y Nevado Filábride es la formación de pliegues abiertos y fallas normales y de salto en dirección que se tratará de forma detallada en la memoria de esta tesis doctoral.

#### 4.1.2 SIERRA DE GÁDOR

La Sierra de Gádor está formada por rocas pertenecientes al Complejo Alpujárride y están representados los Mantos Inferiores e Intermedios (Junta de Andalucía, 1985). Afloran dos unidades bien representadas: la de Gádor a muro y la de Félix a techo. La unidad de Gádor aflora en la cima y en la mayor parte de la vertiente meridional de la Sierra de Gádor. La unidad de Félix aflora en una extensión muy reducida en el extremo sur y noroeste de la sierra (figura 4.1).

##### **Unidad de Gádor**

La mayor parte de las rocas que afloran en la vertiente meridional de la Sierra de Gádor pertenecen a esta unidad, definida por primera vez por Jacquin (1970). En la figura 4.2 se representa un esquema resumen de las principales características de la Unidad de Gádor compilado por Martín Rosales (1993). Esta unidad se incluye dentro de los Mantos Inferiores (Junta de Andalucía, 1985) y se considera que es a la unidad tectónica más baja situada sobre el Complejo Nevado-Filábride (Orozco, 1972; Aldaya *et al.*, 1979; Azañón *et al.*, 1994) y denominada como Unidad tectónica alóctona Lújar-Gádor (Azañón *et al.*, 1994). Esta unidad tectónica incluye dos niveles estratigráficos que de muro a techo son unas filitas y cuarcitas de edad Permo-triásica y un potente tramo carbonatado a techo de la anterior cuyo grado de metamorfismo es generalmente bajo. Orozco (1972) describe sus principales características en el sector occidental del macizo, siendo, según dicho autor, más abundantes los términos calizos en los tramos superiores e inferiores de la serie y fundamentalmente dolomíticos en la parte

intermedia. Voermans y Baena (1983) distinguen en esta serie carbonatada tres formaciones distintas.

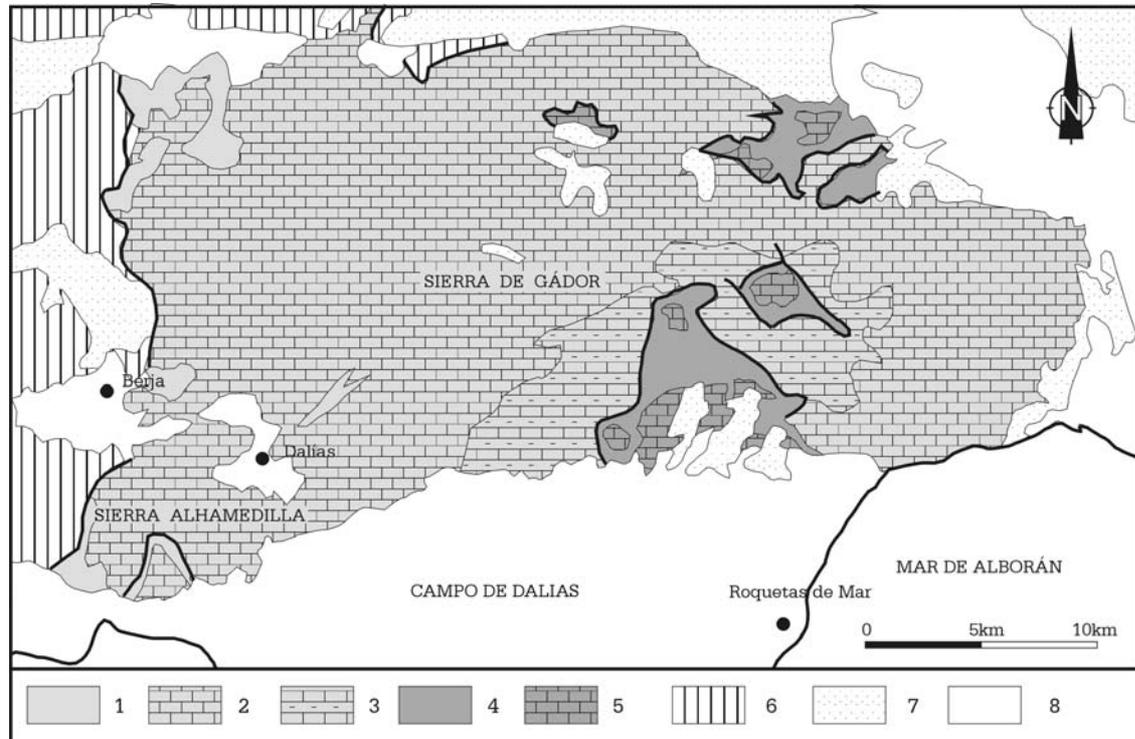


Figura 4.1. Esquema geológico de las unidades de Sierra de Gádor. Leyenda: 1) U. de Gádor (filitas y cuarcitas), 2) U. de Gádor (dolomías y calizas), 3) U. Gádor (calcoesquistos y calizas superiores), 4) U. Félix (filitas y cuarcitas), 5) U. Félix (calizas y dolomías), 6) Otras unidades alpujarrides, 7) Sedimentos miocenos, 8) Sedimentos plio-cuaternarios.

### ***Filitas y cuarcitas***

El término basal de la unidad de Gádor está representado por una alternancia de filitas muy poco recrystalizadas y bancos de cuarcitas micáceas. En la vertiente sur son escasas y sólo afloran al Oeste de la misma. La edad atribuida a esta formación es Permo-triásica, ya que aunque no está datada se localiza bajo materiales con fósiles de edad triásica. Las potencias de este conjunto litológico oscilan entre los 70 y 200 m. Los minerales que componen este conjunto son: cuarzo, mica blanca, clorita, sericita, calcita, óxido de hierro y esporádicamente albita.

### ***Calcoesquistos inferiores***

El término carbonatado más bajo aflora sólo en el sector nororiental de la sierra y está constituido por esquistos calcáreos de tonos amarillentos y marrones, con sericita, a los que suelen acompañar margas y argilitas. No existen dataciones precisas sobre la edad de este material por lo que se le atribuye una edad triásico inferior-medio ya que

las calizas a techo se han datado como Ladiniense. Se han encontrado los siguientes fósiles: *cf. M. goldfussi*, *Myophoria sp* y *Cylindrium sp* (Voermans y Baena, 1983).

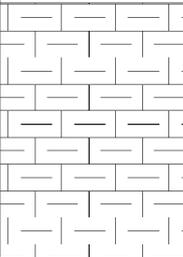
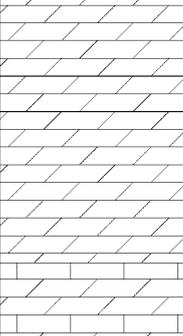
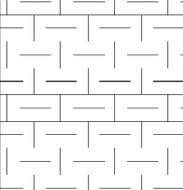
| FORMACIÓN                           | EDAD                                 | SERIE   | LITOLÓGÍAS  | POTENCIA    | OBSERVACIONES   |
|-------------------------------------|--------------------------------------|---|---|-------------|---|
| Calcoesquistos y calizas superiores | Camense<br>(TRÍAS SUPERIOR)          |    | Calcoesquistos, calizas margosas, calizas tableadas, margas rojizas, dolomías                 | 200 a 500 m | Slumping y brechas sinsedimentarias; karstificación en calizas  |
| Dolomías y calizas                  | Ladiniense<br>(TRÍAS MEDIO-SUPERIOR) |    | Dolomías grises, dolomías oscuras con intercalaciones de calizas tableadas y calizas margosas | 350 - 500 m | Dolomías facies "franciscana" y mineralizaciones de galena y fluorita; fenómenos de disolución y karstificación |
| Calcoesquistos inferiores           | Anisiense<br>(TRÍAS INFERIOR-MEDIO)  |   | Esquistos calcareos con sericita, calizas tableadas, margas                                   | 100 - 200 m | Sólo afloran en el sector nororiental   |
| Filitas y cuarcitas                 | PERMO - TRIÁSICO<br>(atribuido)      |  | Filitas, cuarcitas y calcoesquistos   | 70 - 200 m  | Grado de metamorfismo muy bajo; yeso primario   |

Figura 4.2. Esquema de la sucesión de materiales de la Unidad de Gádor. Tomado de Martín-Rosales, 1993.

### ***Dolomías y Calizas***

Corresponde al tramo situado a techo del anterior. Predominan las dolomías, que se presentan en bancos de 0.5 a 1 m. Existen además otros tipos de rocas: dolomías marrones-rojizas tableadas (a veces masivas), dolomías grises claras en capas delgadas, así como dolomías grises oscuras y negras localmente con facies franciscanas. También se incluyen dentro de este tramo y en su parte superior: calizas con abundantes fósiles y estratificación fina a media, calizas margosas, margas y argilitas. El tramo superior está a veces mineralizado con galena y fluorita. Los minerales accesorios son: azurita, malaquita, cerusita y óxidos de hierro. La potencia de la formación es muy variable, siendo de al menos 400 m. Se le asigna una edad Ladiniense (Voermans y Baena, 1983) a partir de los fósiles: *Miophora sp.*, *Miophoriopsis pseudocorbula cf. Subundata*,

*Ascosymplegma sp.*, *Chondrites sp.*, además de ostrácodos y conodontos que fijan una edad Ladiniense.

### ***Calcoesquistos y calizas superiores***

Corresponde al tramo final de esta potente formación y aflora sobre todo en el tercio central de la vertiente sur. Este tramo ha sido denominado de diversas maneras según los autores: paquete de calizas superior (Orozco, 1972), calizas y calizas margosas (Voermans y Baena, 1983) o calcoesquistos y calizas superiores, según Sanz de Galdeano (1985). Está constituido fundamentalmente por calizas tableadas, aunque pueden observarse también calizas dolomíticas y calizas margosas, todas ellas finamente estratificadas. Su potencia es muy variable. En el sector centro-sur, donde están muy bien representadas, poseen más de 100 m de espesor, y supera 200 m en las inmediaciones del pueblo de Félix. Este tramo está datado como Carniense (Triásico superior) (Voermans y Baena, 1983) a partir de los siguientes fósiles: *Climacodichnus cf. Corrugatus* y *Biformites sp.*

### **Unidad de Félix**

Fue descrita inicialmente por Jacquin (1970), quien la consideró como unidad independiente; posteriormente Aldaya y Ewert (1979) la correlacionan con la unidad de Murtas, por lo que interpretan ambas como un mismo manto alpujárride. Posteriormente, Sanz de Galdeano (1985) interpreta dicha unidad como una escama del manto de Gádor. Azañón *et al.* (1994) considera a esta unidad pertenece a la Unidad de Salobreña. La presencia de micaesquistos paleozoicos incluye a esta unidad dentro de las unidades intermedias según la clasificación de la Junta de Andalucía (1985). De muro a techo existen los siguientes tramos litológicos:

### ***Micasquistos y cuarcitas esquistosas***

La base del manto de Félix está constituida por una formación de micaesquistos y cuarcitas esquistosas que sólo aflora en una extensión muy reducida en el extremo noroeste de la sierra de Gádor. Contienen los siguientes minerales: albita, apatito, biotita, calcita, clorita, mica incolora, grafito, limonita, cuarzo, rutilo, turmalina, circón y mena metálica. Tienen una esquistosidad bien desarrollada. Se le atribuye una edad paleozoica y la potencia de la misma es inferior a 60 m.

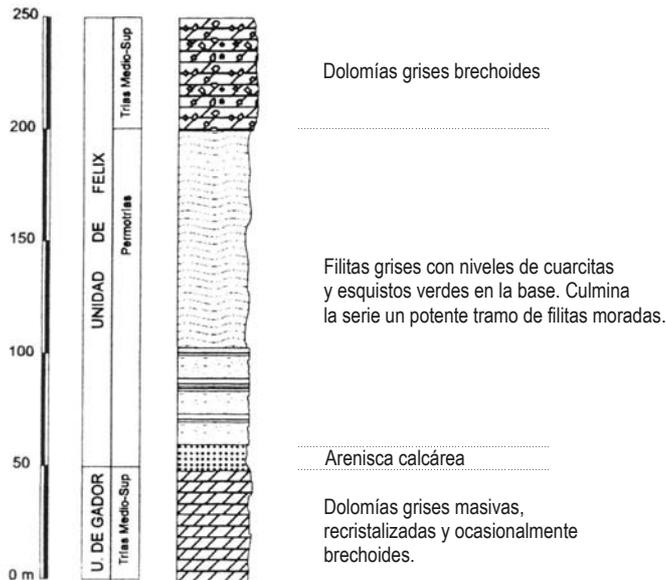
### ***Filitas y cuarcitas***

Las filitas son esencialmente iguales a las que aparecen en la unidad de Gádor y en su base son abundantes los tramos cuarcíticos y de esquistos verdes. Muestra los

siguientes minerales: cuarzo, albita, calcita, clorita, mica blanca, aragonito, limonita, rutilo, turmalina, circón y menas minerales. Su potencia puede llegar a superar 150 m en algunos sectores. Se le atribuye una edad permo-triásica.

### **Calizas y dolomías**

En la base de este tramo, aparece un nivel de pocos metros de espesor formado esencialmente por calcoesquistos. Las calizas y dolomías que aparecen a techo están



igualmente poco metamorfizadas. La potencia es en general inferior a 100 m. La macrofauna encontrada es *Myophoria cf. goldfussi*, *Mytilus cg. compressiosculus*, *Omphaloptycha gregaria*, *Teichichnus*, además de ostrácodos, conodontos y Holoturioideos (Voermans y Baena, 1983). Se ha determinado la misma edad Triásico medio-superior que a los tramos equivalentes de la unidad de Gádor.

Figura 4.3. Columna litológica de la Unidad de Félix situada a techo de la Unidad de Gádor. (Tomado de Martín-Rosales, 1993).

### 4.1.3 SIERRA ALHAMILLA

Sierra Alhamilla está formada en su parte central por rocas del Complejo Nevado-Filábride. Anteriormente se consideró que estaba formada en su totalidad por rocas pertenecientes al Complejo Alpujárride debido a la correlación que se hizo con Sierra Cabrera situada al E de Sierra Alhamilla. Rondeel (1965), atribuyó al conjunto de Sierra Cabrera como Complejo Alpujárride. Esta misma atribución se hace en las hojas geológicas de Tabernas (1030) y Sorbas (1031) (Kampschuur *et al.*, 1975 a y b). Sin embargo, Aldaya *et al.* (1979) distingue en el núcleo de Sierra Alhamilla el Nevado-Filábride, lo que ya es admitido generalmente. Esta sierra corresponde a una alineación montañosa al noreste de Almería cuya topografía está controlada por una antiforma de dirección E-O con una terminación periclinal hacia el oeste (figura 4.4). Este plegamiento post-tortonense permite aflorar al complejo Nevado-Filábride en las áreas

de mayor altitud (la cota más elevada es el vértice Colativi 1.387 m) en el eje central de la sierra.



Figura 4.4 Esquema geológico de las unidades descritas en Sierra Alhamilla (Modificado de Martínez-Martínez y Azañón, 1997).

#### 4.1.3.1 El Complejo Nevado-Filábride

En Sierra Alhamilla se han reconocido dos unidades tectónicas pertenecientes al complejo Nevado-Filábride compuestas por las secuencias litológicas referidas previamente:

##### Unidad tectónica inferior

Esta unidad está formada por esquistos grafitosos y cuarcitas con metamorfismo de grado bajo (Platt *et al.*, 1983) que afloran en la zona central y norte de la sierra con una potencia máxima de 1000 m (Voermans *et al.*, 1983). No se han encontrado fósiles que permitan datar estas rocas. Esta unidad se denomina Unidad de Alhamilla (Voermans *et al.*, 1983 y Platt *et al.*, 1983) y ha sido integrada en la Unidad del Veleta (Soto *et al.*, 1991 y De Jong, 1991) o en la Unidad de Calar Alto (Martínez-Martínez y Azañón, 1997).

##### Unidad tectónica superior

Esta unidad aflora en el área central de la sierra, preferentemente en las laderas meridionales y está formada por esquistos grafitosos y claros, cuarcitas, gneises con turmalina y mármoles (Platt, 1982) con metamorfismo de grado medio (Platt *et al.*, 1983). Recibe varias denominaciones: Unidad de Castro (Voermans *et al.*, 1983),

Lámina de Castro (Platt *et al.*, 1983) y ha sido integrada en la Unidad de Bedmar-Macael (Soto *et al.*, 1990 y Martínez-Martínez y Azañón, 1997), debido a la similitud litológica con las unidades definidas en Sierra de los Filabres (García Dueñas *et al.*, 1988). La potencia es de aproximadamente 500 m (Voermans *et al.*, 1983).

#### 4.1.3.2 El Complejo Alpujárride

En Sierra Alhamilla, las rocas del Complejo Alpujárride rodean cartográficamente y se disponen tectónicamente sobre las del Complejo Nevado-Filábride. Platt *et al.* (1983) y Voermans y Baena (1983) distinguen una unidad tectónica perteneciente al complejo Alpujárride denominada Unidad de Aguilón. Platt *et al.* (1983) también diferencian dos escamas tectónicas en el área oeste de Sierra Alhamilla sobre la Unidad de Aguilón que denomina Unidades de Savín y Las Palmas. Kozur *et al.* (1985) distinguen dos unidades: Unidad del Agua y Unidad de Savín que correlaciona respectivamente con las unidades de Gádor y Félix. Por último, Martínez-Martínez y Azañón (1997) distinguen dos unidades tectónicas: la Unidad inferior y Unidad superior (figura 4.4). Las unidades que afloran en Sierra Alhamilla se atribuyen a los Mantos Intermedios, ya que en ambas se identifica un tramo basal con esquistos. A continuación se adopta la clasificación de Martínez-Martínez y Azañón (1997) y se describen sus características litológicas.

##### Unidad inferior

Esta unidad estaría formada por un pliegue recumbente con un flanco inverso determinado a partir de la repetición de la serie estratigráfica y el estudio de las microestructuras y el metamorfismo (Platt *et al.*, 1983). La serie estratigráfica de muro a techo de esta unidad es la siguiente:

##### *Esquistos oscuros y claros*

Esquistos grafitosos y cuarzo micaesquistos de grado metamórfico medio y 250 metros de potencia. Tienen capas de metasammitas grises de 2 cm a 2 m intercaladas entre los esquistos. Ocasionalmente contiene delgadas capas de mármoles. Las rocas presentan una textura cristalina gruesa con porfiroblastos de granate y estauroлита. Se le atribuye una edad paleozoica.

##### *Filitas y cuarcitas*

Filitas y cuarcitas de colores rojos, azules y rosados. Las cuarcitas tienen estructuras sedimentarias, entre las que predomina la estratificación cruzada. Esta

formación puede contener algunas intercalaciones de yeso y finos niveles de rocas carbonatadas bandeadas. Se les atribuye una edad permo-triásica.

### ***Mármoles y dolomías***

La parte basal comprende margas amarillentas, marrón-claro a verdoso, así como margas yesíferas, arcillas, pizarras, calcoesquistos y calizas fosilíferas. El resto de la serie está formado por mármoles y en las partes más altas dolomías. Las dolomías muestran estructuras de “facies franciscana” con nódulos de sílex y fósiles. La potencia de esta formación puede alcanzar los 150 m. Se encuentra abundante macro y microfauna que permite asignar a la formación una edad Triásico medio-superior.

### **Unidad superior**

Platt *et al.* (1983) describe en Sierra Alhamilla occidental cabalgamientos de metapelitas y metasamitas atribuidas al Permo-triás, coronadas por carbonatos del Trías medio-superior con características diferentes a la Unidad de Aguilón, sugiriendo que

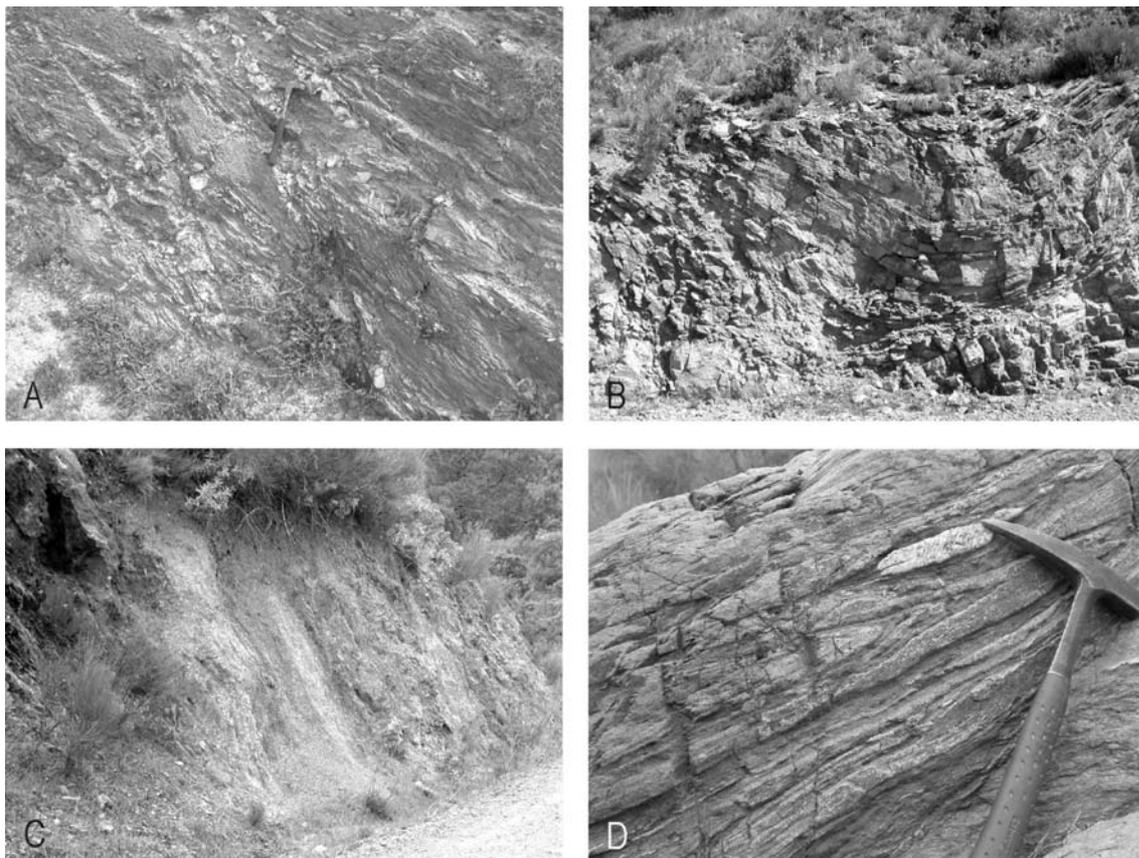


Figura 4.5. Fotografías de diferentes litologías observadas en las Sierras de Gádor y Sierra Alhamilla. A) Filitas de la Unidad de Gádor (atribuido al Permo-Triásico). B) Dolomías de la Unidad de Gádor (Triásico medio-superior). C) Calcoesquistos y calizas de la unidad de Gádor (Triásico superior). D) Esquistos claros de la Unidad inferior de Sierra Alhamilla (atribuido al Paleozoico).

son cabalgamientos más altos. Martínez-Martínez y Azañón (1997) consideran que esta unidad es extensional y se pone en contacto con la unidad inferior o la unidad de Aguilón con fallas normales de bajo ángulo. Estas unidades están formadas por arcillas y areniscas rojas, dolomías oscuras y yesos con un grado de recristalización metamórfica menor que la Unidad inferior o de Aguilón, aunque superpuestas a los niveles carbonatados atribuidos al Trías medio-superior.

### ***Filitas y Cuarzitas***

Filitas y cuarzitas que tienen asociaciones de Fe-Mg cuarzo-carfolita y pseudomorfos (Goffé *et al.*, 1989). La carfolita ha sido parcialmente reemplazada por una asociación de kaolinita-clorita-moscovita-paragonita-pirofilita de baja temperatura (Martínez-Martínez y Azañón, 1997). La edad atribuida es Permo-triásica.

### ***Rocas carbonatadas***

Calizas y dolomías de edad Ladiniense datadas a partir de ostrácodos (Kozur *et al.*, 1974). Estas rocas son escasamente o nada metamórficas en comparación con los mármoles de la Unidad inferior (Martínez-Martínez y Azañón, 1997).

## **4.2 CUENCAS NEÓGENAS Y CUATERNARIAS**

Las cuencas sedimentarias son áreas de la superficie terrestre donde se han acumulado grandes espesores de sedimentos durante un intervalo de tiempo (Vera, 1994). El Campo de Dalías y el Campo de Níjar conforman cuencas con importantes acumulaciones de sedimentos principalmente desde el Mioceno superior hasta la actualidad. Durante el Mioceno superior todo el área de estudio estaba sumergida y en continuidad con la Cuenca de Alborán. En la actualidad, el área de estudio está emergida debido a los procesos tectónicos acontecidos, aunque sigue conectada en su límite meridional con el Mar de Alborán que continúa siendo una cuenca activa. En este sentido, a lo largo del texto nos referiremos a las cuencas del Campo de Dalías y del Campo de Níjar que forman parte de un sector septentrional de la Cuenca de Alborán actualmente emergido.

### **4.2.1 EL CAMPO DE DALÍAS**

A continuación se describen los materiales de edad mioceno superior, plioceno y cuaternario que afloran en el Campo de Dalías. Este sector corresponde a una cuenca

sedimentaria neógena y cuaternaria conectada en su límite meridional con el Mar de Alborán. El límite septentrional del Campo de Dalías son los afloramientos metamórficos de Sierra de Gádor, aunque en el extremo sur (sector de Guardias Viejas) también afloran calizas y dolomías del Complejo Alpujarride (figura 4.6).

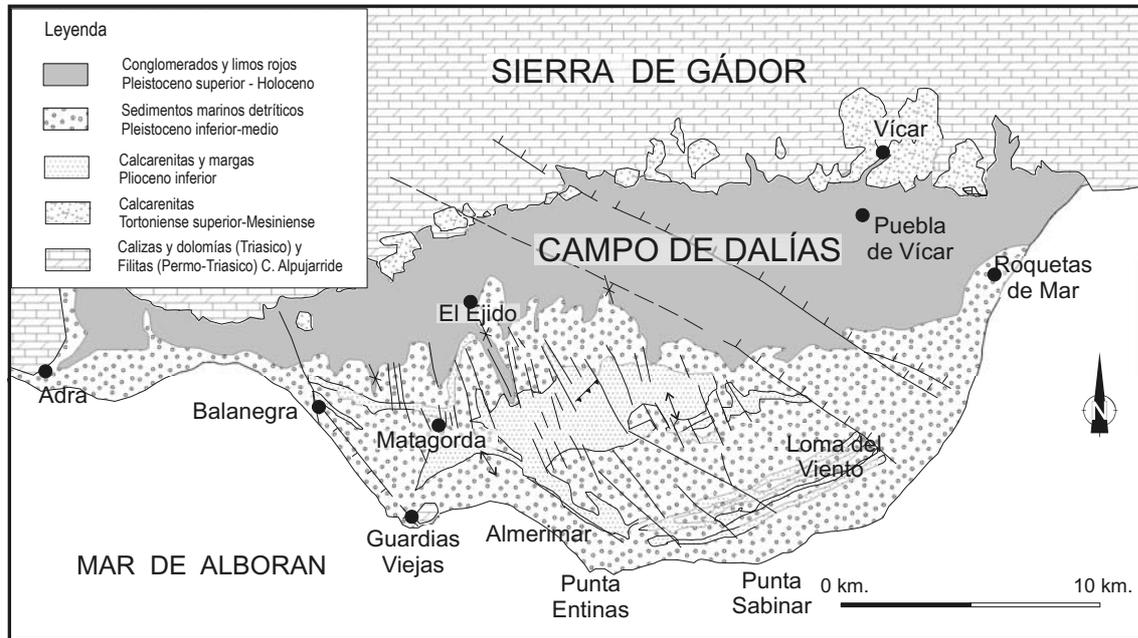


Figura 4.6. Esquema geológico del Campo de Dalías.

#### 4.2.1.1 Materiales del Tortonense superior-Mesiniense inferior basal

Las rocas de edad Mioceno superior afloran en el borde norte del Campo de Dalías de forma discordante sobre el basamento alpujarride, formado por los materiales carbonatados (calizas, dolomías y mármoles) y filitas de la Unidad de Gádor y de la Unidad de Félix (figura 4.6). En el Campo de Dalías los datos geofísicos indican que las rocas mejor representadas del Tortonense superior-Mesiniense descansan directamente sobre el basamento alpujarride, si bien los sondeos profundos Roquetas-1 (R-1) y marino Andalucía-1 (A-1) al sur del Campo de Dalías cortaron margas limosas con niveles de areniscas de edad Langhiense-Serravalliense bajo los materiales de edad Tortonense-Mesiniense (Fig. 4.7). Por otra parte, sondeos hidrogeológicos perforan los materiales de edad Mioceno Superior con potencias máximas de 250 metros en el sector noroccidental del Campo de Dalías.

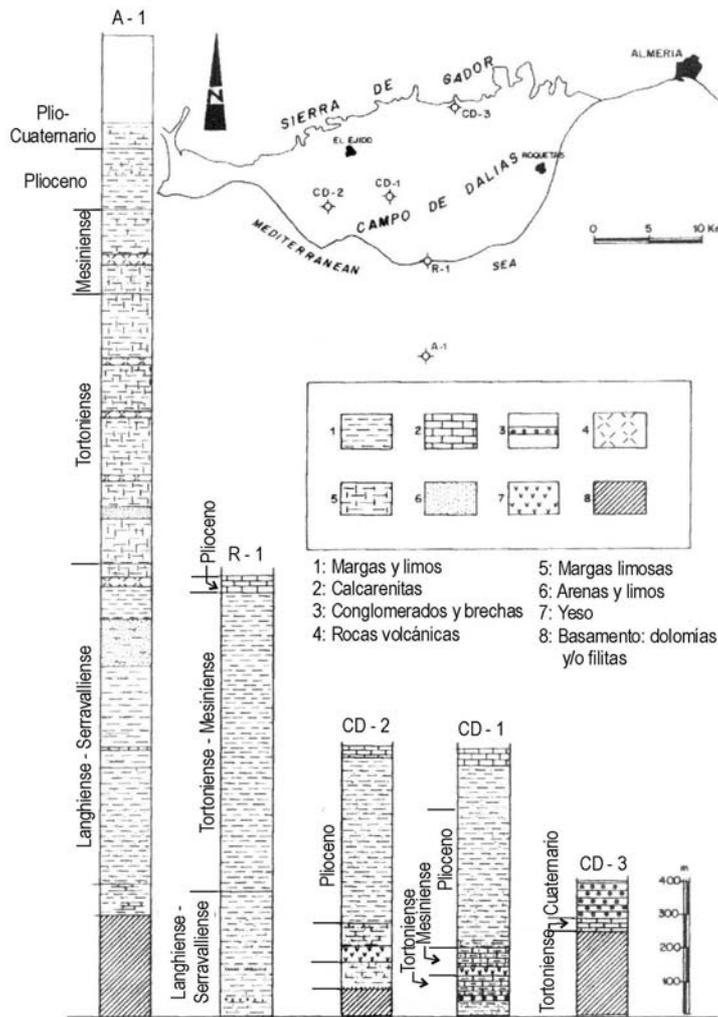


Figura 4.7. Columnas litológicas de algunos sondeos en el Campo de Dalías y el Mar de Alborán. Modificado de Rodríguez-Fernández y Martín-Penela (1993).

El afloramiento más continuo y completo de rocas sedimentarias de esta edad se encuentra en la carretera que se dirige desde el Campo de Dalías hacia el norte en dirección a la población de Vícar. La serie estratigráfica en este sector ha sido descrita por varios autores (Perconig, 1976; Addicott *et al.*, 1979 y Baena y Ewert, 1983) quienes la han denominado Formación Vícar. Esta formación tiene capas de conglomerados con cantos redondeados y areniscas con estratificaciones cruzadas en su base, si bien, hacia el borde noroeste del Campo de Dalías la parte basal está formada por una brecha caliza con cantos alpujárrides o niveles calizos.

La formación Vícar, en el afloramiento donde se definió, comienza con más de 40 metros de capas duras de conglomerados marinos compuestos por cantos volcánicos bien redondeados. La brecha está soportada por su matriz calcarenítica y las acumulaciones de moluscos le atribuyen un origen marino. La serie estratigráfica continúa con un conglomerado discordante compuesto de cantos de caliza y dolomía de origen igualmente marino y de poca profundidad. En otros afloramientos cercanos se puede observar la presencia de capas de materiales volcánicos de potencia métrica y terminaciones laterales entre las calcarenitas.

El resto de la serie estratigráfica está formada por calizas bioclásticas de grano grueso y calcarenitas con un color en campo gris amarillento. La fauna encontrada en estos sedimentos es muy abundante, y está compuesta por microforaminíferos y macrofauna con *Pecten aduncus*, *Pecten jacobeaus*, *Ostrae cf. digitalina*, *Schizechinus*

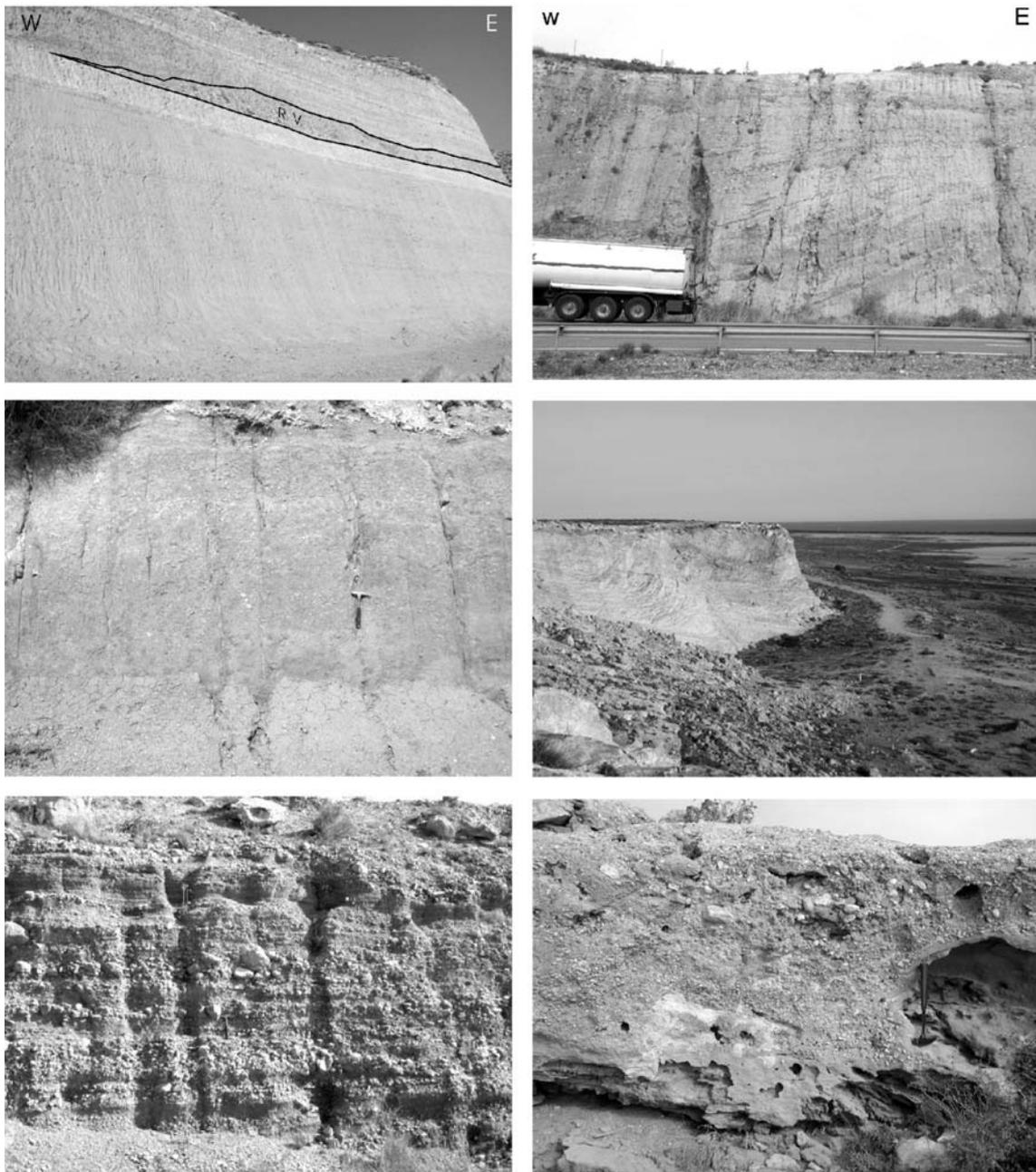


Figura 4.8. Materiales neógenos y cuaternarios que afloran en el Campo de Dalías. A; Trinchera detrás de invernadero donde se puede observar una capa con cantos de rocas volcánicas de potencia métrica con terminaciones laterales entre calcarenitas de edad Tortoniense. Afloramiento situado al norte de la puebla de Vícar. B; Conglomerados pliocenos deltaicos en el talud de la Autovía Adra – Almería a la altura de la población de Adra. C; Margas limosas y arenosas de edad plioceno inferior en afloramiento cercano a la urbanización Almerimar. D; Calcarenitas de edad plioceno inferior en el acantilado Almerimar-Punta Sabinar. E; Conglomerado heterométrico con matriz areno-arcillosa perteneciente a un abanico aluvial holoceno situado en el borde septentrional del Campo de Dalías. F; Terraza marina pleistocena sobreelevada con contenido de *Strombus Bubonius*.

*duciei*. A partir de estos fósiles la serie estratigráfica ha sido datada por distintos autores como Tortoniense superior-Mesiniense (Perconig 1976; Addicott *et al.*, 1979 y Baena y Ewert, 1983). En sondeos de investigación hidrogeológica situados hacia el centro del

Campo de Dalías se han encontrado margas, yesos y conglomerados que contienen una microfauna del Mesiniense o del Tortoniense-Mesiniense justamente por debajo de materiales pliocenos (Baena y Ewert, 1983; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1993).

#### 4.2.1.2 Materiales del Plioceno

Autores previos han estudiado los materiales del Plioceno del sur de Almería y concretamente del Campo de Dalías (Fourniguet *et al.*, 1975; Perconig, 1976; Addicott *et al.*, 1979). Más recientemente Aguirre (1998) realiza un estudio sintético de los materiales pliocenos de la provincia de Almería, distinguiendo dos unidades. La unidad I está datada con microfauna marina como Plioceno inferior, mientras que la unidad II, escasamente representada en el Campo de Dalías, se ha datado como Plioceno superior.

##### *Plioceno inferior*

La unidad I, según Aguirre (1998), está representada en el área de estudio por diferentes facies que evolucionan lateral y verticalmente según el medio de depósito. A lo largo del río Adra afloran los sedimentos pliocenos más occidentales y corresponden a unos 100 metros de arenas, brechas y conglomerados con megaestratificaciones cruzadas planares de bajo ángulo. El buzamiento medio de estos estratos es de unos 20° a 30° hacia el sureste. En estos materiales es muy frecuente la presencia de balánidos Aguirre (1998) interpreta estas facies como depósitos deltaicos progradantes hacia el SE. García (2003) estudia con gran detalle el medio y las facies sedimentarias de este delta plioceno.

Más hacia el Este, en Balanegra, se identifica una alternancia de conglomerados y arenas bioclásticas, a veces conglomerados masivos que corresponderían a facies de prodelta y frente deltaico. Finalmente hacia el Sur y el Este aparecen los materiales pliocenos más representativos del Campo de Dalías que corresponden de muro a techo a una secuencia de somerización:

- Arcillas y limos arcillosos azules masivos. Facies de plataforma externa por debajo del nivel de acción del oleaje de tormentas.
- Limos y arenas finas verdosas masivas intensamente bioturbadas con intercalación de capas de acumulación de fósiles. Facies de plataforma externa por encima del nivel de acción del oleaje de tormentas.
- Calcarenitas y calciruditas con estratificación cruzadas cuneiforme y buzamiento hacia el SE. Facies submareales de plataforma interna.

No se reconoce en campo la base de los sedimentos pliocenos, pero datos de sondeos indican potencias de hasta 600 m en el área central del Campo de Dalías. No

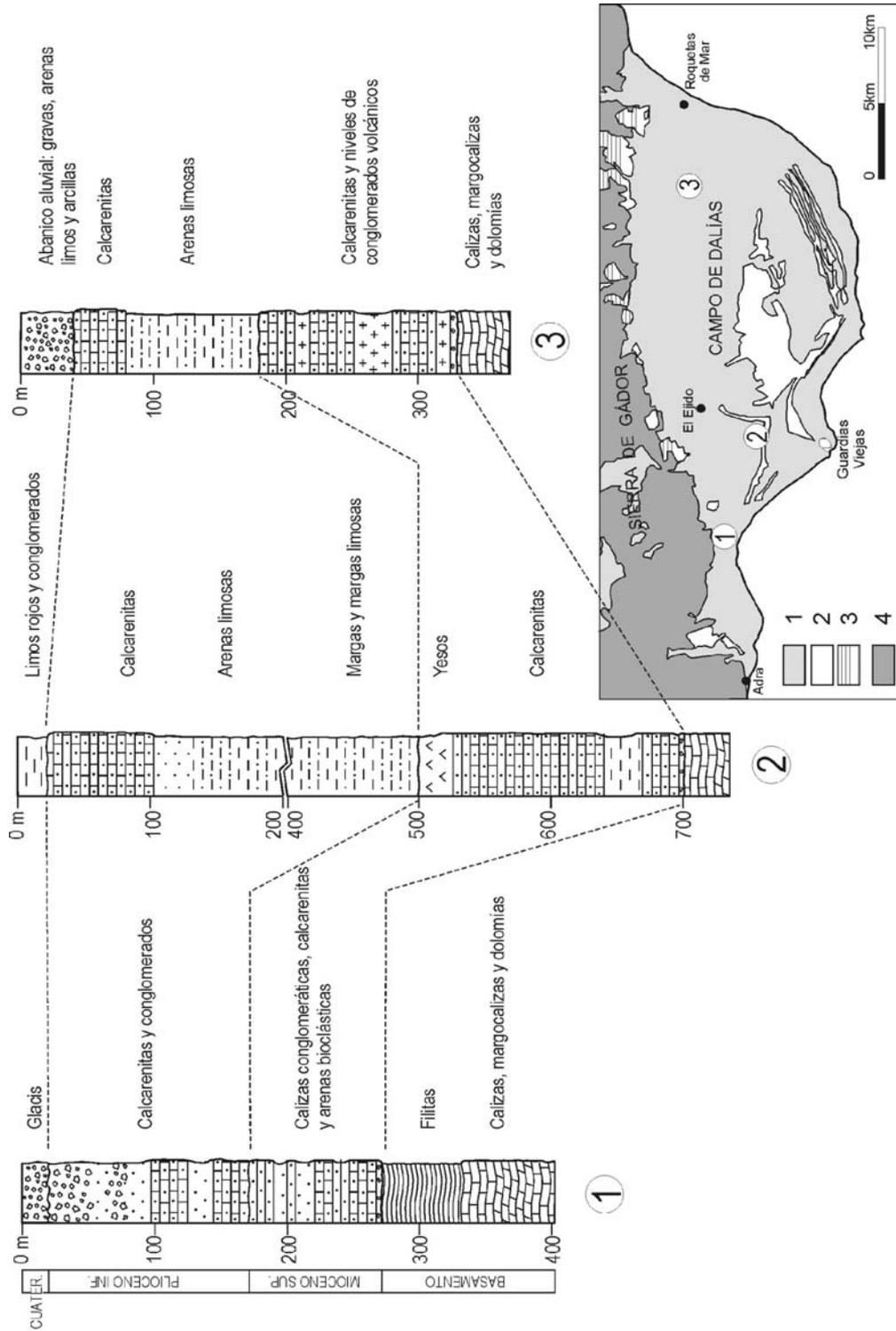


Figura 4.9 Columnas estratigráficas sintéticas y su correlación en distintos sectores del Campo de Dalías. Leyenda: 1) Sedimentos aluviales, limos rojos y terrazas marinas de edad cuaternaria; 2) Calcarenitas, limos y margas de edad pliocena; 3) Calcarenitas y calciruditas de edad tortoniense superior; 4) Calizas, dolomías y filitas (basamento), edad Permo-triásico.

obstante, como se discutirá en el capítulo 5, la potencia de los sedimentos pliocenos es posiblemente menor que la interpretada en los sondeos.

### ***Plioceno superior***

Esta unidad se presenta discordantemente sobre la unidad I y está datada como Plioceno superior (Aguirre, 1998). La unidad tiene solamente 2 m de potencia. Esta formada por arenas y conglomerados con abundantes rodolitos. La escasez de afloramientos de esta unidad impide realizar una interpretación del ambiente sedimentario. Esta unidad se puede reconocer en pocos afloramientos: en la cuesta de los Alacranes (carretera Balanegra-Almería), en los taludes de la autovía a Almería y en unas canteras al norte de Matagorda (coordenadas UTM: x = 514.500, y = 4.066.100).

### **4.2.1.3 Materiales del Cuaternario**

Los sedimentos cuaternarios se disponen sobre el basamento en el borde norte del Campo de Dalías y sobre las demás rocas neógenas. Los sedimentos se han depositado en diferentes sistemas que corresponden tanto a medios marinos como continentales.

### ***Abanicos aluviales***

En la mitad norte del área estudiada se desarrollan importantes sistemas de abanicos aluviales que en la actualidad siguen activos. Rodríguez-Fernández *et al.* (1993) diferenció tres generaciones distintas de abanicos. La primera de ellas tendría su ápice al pie de la vertiente meridional de Sierra de Gádor que constituye su área fuente. Otros autores (Goy y Zazo, 1986) distinguen hasta siete generaciones de abanicos, y atribuyen a la primera generación una edad pleistocena. Los conos de deyección suelen tener elevadas pendientes en su tramo proximal medio y espesores hasta 160 metros. A menudo muestran el canal principal fuertemente encajado en la zona de cabecera. Desde el punto de vista litológico están compuestos por un conglomerado desorganizado de cantos heterométricos y matriz arenoso-arcillosa en su tramo proximal y alternancia de arenas y arcillas en las partes media y distal.

En las ramblas también existen pequeños rellenos aluviales de gravas, arenas y arcillas que en algunos casos superan la decena de metros de espesor. Las potencias más importantes se observan en los tramos inferiores de las cuencas de mayor superficie donde localmente incluyen bloques de varios metros cúbicos con signos de transporte en condiciones torrenciales (Martín-Rosales, 1993).

### ***Limos rojos***

En el área central del Campo de Dalías existen depósitos continentales que se disponen discordantemente sobre el Plioceno. Corresponden a limos rosas o rojos, muy finos, arcillosos, con poca fracción arenosa y con cantos de cuarzo. Se encuentran abundantes ejemplares de gasterópodos *Helix sp.* Según Baena y Ewert (1983) estos sedimentos parecen ser posteriores al último episodio marino.

### ***Terrazas marinas***

En toda el área costera del Campo de Dalías existe un importante desarrollo de terrazas marinas que se formaron durante máximos del nivel del mar. Los niveles marinos próximos a la costa se han conservado posteriormente por el ascenso generalizado que ha experimentado el área. Litológicamente se caracterizan por cantos de cuarzo muy redondeados y cementados con intercalaciones de gravas y arenas. Estos depósitos se disponen sobre los sedimentos de edad pliocena. Numerosos autores han trabajado en estos materiales desde el punto de vista estratigráfico, paleontológico y geocronológico (Fourniguet, 1975; Goy y Zazo, 1983 y 1986; Hillaire-Marcel *et al.*, 1986; Zazo *et al.* 2003). La datación de estas terrazas marinas se ha realizado fundamentalmente mediante series de uranio en *Strombus bubonius* obteniéndose edades pleistocenas comprendidas entre los 180.000 años y los 95.000 años (Zazo *et al.*, 2003). En la sección de Loma del Viento, Zazo *et al.* (2003) diferencian hasta 16 niveles de terrazas marinas (Fig. 4.10).

### ***Depósitos litorales***

En la costa existen depósitos actuales litorales como lagoons y barras de playa, con granulometría generalmente de arena y grava y cuya edad es Holocena (Goy *et al.*, 2002).

### ***Karstificación***

Existen algunas formas de disolución kárstica, y acumulaciones de materiales insolubles, generalmente arcillas, en el área de estudio. Por ejemplo, es frecuente encontrar pozos de disolución en las calcarenitas de edad pliocena. También podemos encontrar acumulaciones de carbonato cálcico en estalactitas y arcillas de descalcificación en el borde noroeste del área, en una brecha calcárea de edad tortoniense superior.

#### 4.2.2 EL CAMPO DE NÍJAR

En este trabajo se habla genéricamente del Campo de Níjar al referirnos a todo el relleno neógeno y cuaternario sedimentario con intercalaciones volcánicas delimitado por el borde oriental de la Sierra de Gádor, el sur de Sierra Alhamilla y Sierra Cabrera y el oriental de las rocas volcánicas del Cabo de Gata. Esta zona se denomina como Cuenca de Almería-Níjar. No obstante existen distintas denominaciones para sectores de esta cuenca. El área NO, entre Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla, podría considerarse que pertenece en parte a la prolongación meridional de la Cuenca de Tabernas. En sectores entre la Serrata de Níjar y el Complejo volcánico de Cabo de Gata se han definido subcuencas como la de Carboneras, Agua Amarga al NE y Cuenca de Barranquete en la terminación SO de la Serrata de Níjar.

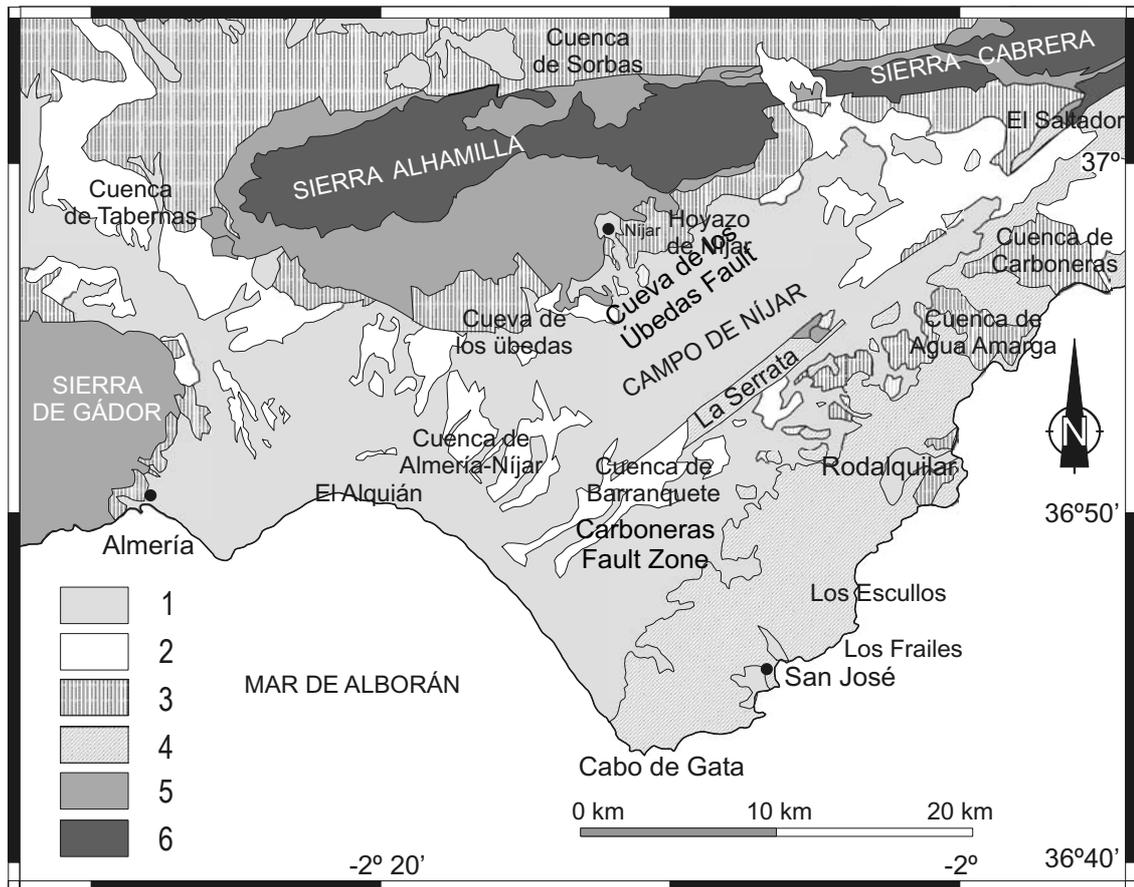


Figura 4.10. Esquema geológico del Campo de Níjar. Leyenda: 1) sedimentos cuaternarios, 2) sedimentos pliocenos, 3) sedimentos del mioceno superior, 4) rocas volcánicas, 5) Complejo Alpujárride, 6) Complejo Nevado-Filábride.

#### **4.2.2.1 Materiales del Mioceno medio**

En la cuenca de Almería-Níjar existen diversos afloramientos de poca extensión atribuidos al mioceno medio que están localizados principalmente en la zona de falla de Carboneras y en el borde meridional de Sierra Alhamilla. Addicot *et al.* (1979) establece una edad Mioceno medio en una muestra cercana a la población de Níjar a partir de foraminíferos planctónicos. Posteriormente Chapelle (1988) determina edades Burdigaliense superior-Langhiense basal en varios afloramientos de margas pelágicas con intercalaciones de turbiditas localizados a lo largo de la zona de falla de Carboneras. Las series estratigráficas de mayor potencia se han descrito en el borde meridional de Sierra Alhamilla (Serrano, 1990), cercanas a las poblaciones de Níjar y Cueva de los Úbedas. Este autor describe series estratigráficas de 200 m de espesor a las que asigna edades Langhiense superior-Serravalliense. Los sedimentos del mioceno medio se depositaron en una cuenca marina abierta con influencias pelágicas (Serrano 1990). La serie estratigráfica descrita de techo a muro es la siguiente:

- 15 m de limonitas con arcillas tufíticas
- 100 m de calcilitas con intercalaciones turbidíticas
- 75 m de calcilitas claras
- 10 m de conglomerado basal, areniscas, lutitas y tufitas

#### **4.2.2.2 Materiales del Tortoniense inferior**

En general existe una laguna estratigráfica para el conjunto de la cuenca Almería-Níjar durante el Tortoniense inferior. No obstante, en el área NE de la cuenca, se depositaron sedimentos de esta edad. Cerca de El Saltador, afloran calcarenitas asociadas a margas con turbiditas que contienen microfauna del tortoniense inferior (Serrano, 1990). Los mejores afloramientos de materiales de esta edad se localizan en la subcuenca de Agua Amarga (Martín *et al.*, 1996), aunque también afloran en otras áreas del Cabo de Gata como en Los Frailes y Los Escullos (Braga *et al.*, 1996; Betzler *et al.*, 1997). Los sedimentos de la Cuenca de Agua Amarga se disponen sobre rocas volcánicas calco-alcalinas. Estos sedimentos están formados por calcarenitas y calciruditas bioclásticas con fragmentos de briozoos, bivalvos, equinoideos, foraminíferos bentónicos, braquiópodos, percebes y corales de algas rojas que indican una edad Tortoniense inferior. Corresponden a carbonatos templados depositados en ambientes costeros flanqueados por la topografía emergente (Betzler *et al.*, 1997). Sobre estos carbonatos se depositaron rocas volcánicas con una composición similar a la del primer episodio (Fernández-Soler, 1992).

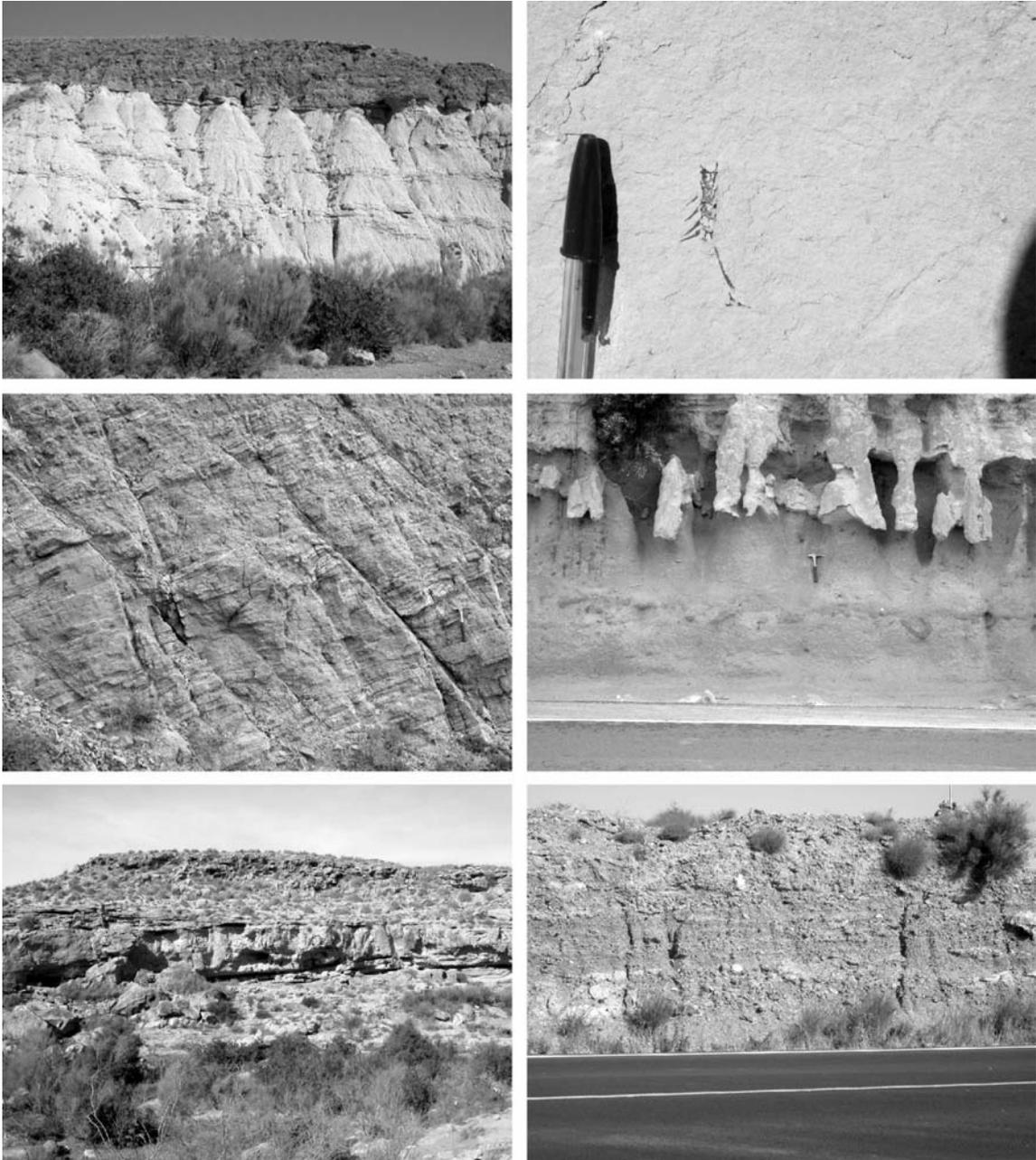


Figura 4.11. Materiales neógenos y cuaternarios de la Cuenca Almería-Nijar. A) Margas de edad mesiniense. B) Margas con restos de peces de edad mesiniense situadas a techo de las evaporitas. C) Calcarenitas de edad Tortoniense superior-Mesiniense inferior. D) Margas limoso-arenosas de edad Plioceno inferior. E) Calcarenitas de la Cuenca de Barranquete de edad Plioceno inferior. F) Conglomerados de glacis cuaternarios.

#### **4.2.2.3 Materiales del Tortoniense superior-Mesiniense inferior basal**

En este intervalo de tiempo geológico se depositan en la Cuenca de Almería-Níjar una amplia variedad de litologías y facies. En el sector NO de la Cuenca de Almería, que corresponde a la prolongación meridional de la Cuenca de Tabernas, fue activo un sistema de abanicos submarinos con canales y lóbulos que depositaron durante el Tortoniense superior más de 500 m de areniscas turbidíticas y conglomerados intercaladas con arcillas limosas (Kleverlaan, 1989). En estos sistemas de abanicos submarinos aparecen frecuentemente *slumps* y sismitas (Weijermars *et al.*, 1985). Estos depósitos cambian lateralmente hacia el área central de la Cuenca de Almería-Níjar a una alternancia de turbiditas con una mayor proporción de margas (Voermans *et al.*, 1983).

En el bloque SE de la Falla de Carboneras se desarrolla una brecha volcanoclástica masiva con una matriz de caliza micrítica roja conocida como *Brèche Rouge de Carboneras* (Bordet *et al.*, 1982). Esta brecha aflora en los alrededores de Carboneras y a lo largo de La Serrata y se le asigna una edad Tortoniense superior (Krautworst y Brachert, 2003).

Durante el tránsito Tortoniense superior-Mesiniense inferior continuó el desarrollo de los depósitos siliciclásticos en la Cuenca de Tabernas. Por otra parte, en los bordes de la cuenca, se deposita el -Miembro Azagador- (Ruegg, 1964) reconocido regionalmente en las cuencas del SE de la Cordillera Bética. Este miembro está formado por calcarenitas bioclásticas con abundantes restos de briozoos, bivalvos y algas coralinas con contenidos siliciclásticos variables (areniscas/microconglomerados). Corresponden a depósitos de plataforma de carbonatos templados. Los carbonatos bioclásticos cambian lateralmente y hacia el techo a margas mesinienses conocidas como miembro Abad (Ruegg, 1964) y reconocido igualmente en otras cuencas cercanas. Estos materiales afloran en el borde este de Sierra de Gádor (Voermans *et al.*, 1983), el borde sur de Sierra Cabrera (Fortuin y Krijgsman, 2003) y en la Cuenca de Agua Amarga (Martín *et al.*, 1996).

#### **4.2.2.4 Materiales del Mesiniense inferior (Mesiniense pre-evaporítico)**

En el intervalo de tiempo que transcurre entre el Mesiniense inferior y la crisis de salinidad del Mesiniense que desecó el Mediterráneo (Hsü *et al.*, 1973), se produce el desarrollo de sistemas arrecifales en la cuenca de Almería-Níjar.

Cercano al Hoyazo de Níjar, en la Cuenca de Agua Amarga y en el borde este de Sierra de Gádor se desarrollan complejos de arrecifes agrupados en dos unidades: La primera está compuesta por biohermos de *Halimeda* y corales de *Porites* y *Tabellatrea*

y la segunda unidad por barras arrecifales. Los arrecifes cambian lateralmente a limos, margas y diatomitas (Riding *et al.*, 1991; Martín y Braga, 1994). En la Cuenca de Tabernas (Kleverlaan, 1989) y Almería (Voermans *et al.*, 1983) siguen prevaleciendo los depósitos siliciclásticos.

#### 4.2.2.5 Materiales del Mesiniense evaporítico y post-evaporítico

Después de la desecación del Mediterráneo relacionada con la “Crisis de Salinidad Mesiniense” (Hsü *et al.*, 1973) se depositó en toda la región una unidad evaporítica formada principalmente por yesos seleníticos denominada Formación Yesares (Van de Poel, 1991). Los yesos se disponen discordantes y en solapamiento expansivo sobre la unidad de arrecifes y margas del Mesiniense inferior. La unidad evaporítica termina con margas, limos y arenas. Estos depósitos se observan en todo el borde meridional de Sierra Alhamilla y Sierra de Cabrera con una potencia superior a 100 m (Voermans *et al.*, 1983, Fortuin y Krijgsman, 2003). En el área de Tabernas culmina la serie siliciclástica con unos 20 metros de yesos (Weijermars *et al.*, 1985).

Sobre la Formación yesares se deposita otra unidad denominada Mesiniense pot-evaporítico. Está formada principalmente por conglomerados, areniscas, oolitos, estromatolitos y parches arrecifales de corales. Estos depósitos proximales cambian hacia el interior de la cuenca a margas limosas con intercalaciones de turbiditas. Es frecuente encontrar en las margas laminadas restos de peces.

#### 4.2.2.6 Materiales del Plioceno

En toda la Cuenca de Almería-Níjar y en la Cuenca de Carboneras o Agua Amarga afloran ampliamente sedimentos del Plioceno. El estudio bioestratigráfico de estos sedimentos (Aguirre, 1998) permite diferenciar dos unidades del mismo modo que en el Campo de Dalías. La primera de ellas corresponde al Plioceno inferior y la segunda al Plioceno superior.

##### *Materiales del Plioceno inferior*

En el extremo NO de la cuenca se depositó una potente secuencia detrítica de más de 100 m que pasa lateralmente hacia el SE y E a sedimentos más finos. Estos sedimentos corresponden a depósitos de los deltas de Abrijoja (Postma, 1983) y de Alhama de Almería (García, 2003) localizados entre Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla. En el borde E de la Sierra de Gádor se depositaron calcarenitas y calciruditas

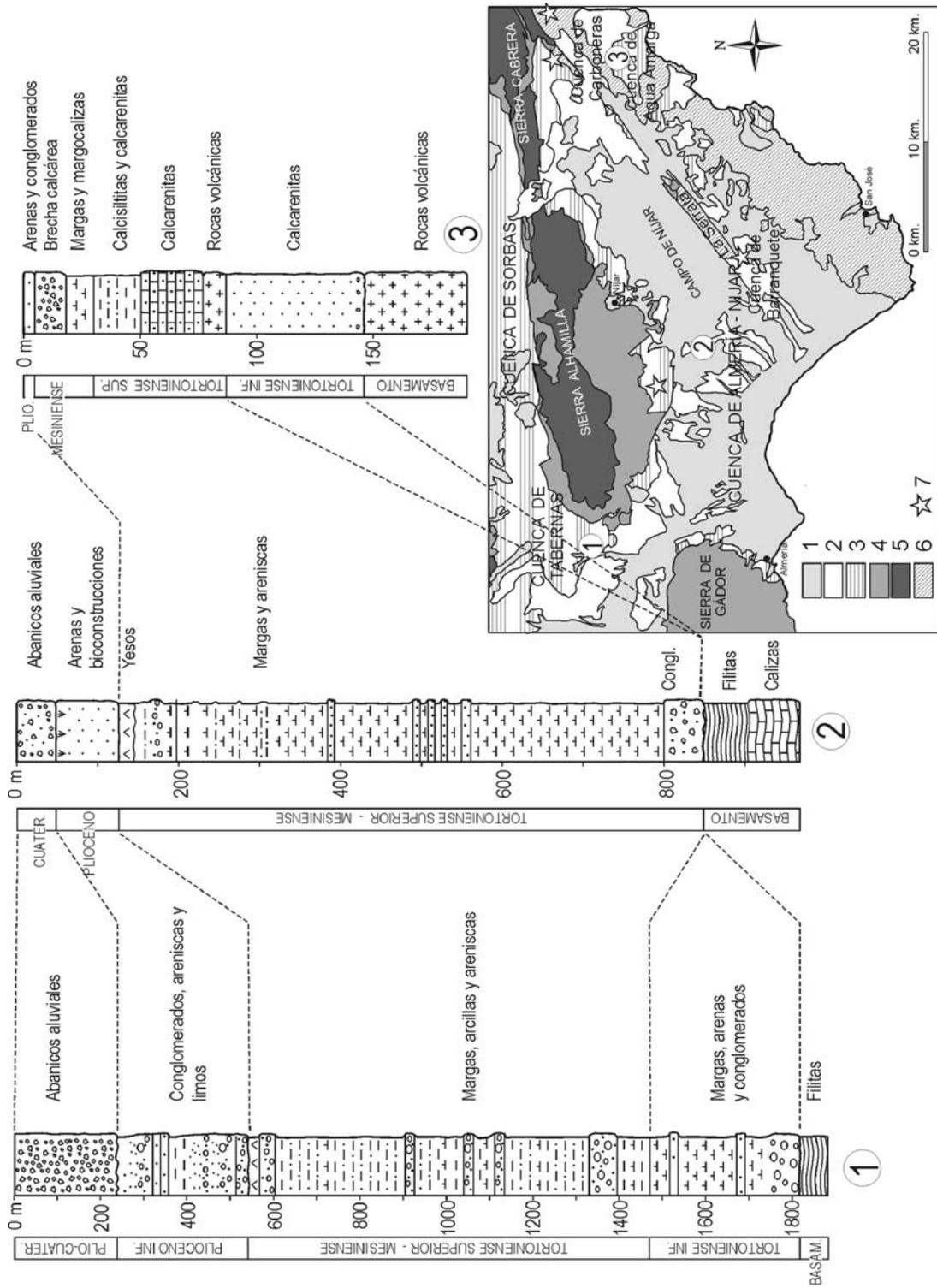


Figura 4.12. Columnas estratigráficas sintéticas y su correlación en distintos sectores de la Cuenca Almería-Nijar. Leyenda: 1) Sedimentos del cuaternario; 2) Sedimentos del plioceno; 3) Sedimentos del Mioceno superior; 4) Complejo Nevado-Filábride; 5) Rocas volcánicas (Mioceno superior); 6) Afloramientos del Mioceno medio.

en un medio de plataforma interna somera (Aguirre, 1998). En el área central de la Cuenca de Almería-Níjar, existe una secuencia siliciclástica grano-creciente hacia el techo formada por arcillas, limos, arenas y conglomerados. En el extremo NE de la Cuenca Almería-Níjar aparecen conglomerados y arenas bioclásticas correspondientes a un sistema deltaico (Aguirre, 1998). Al sur de la Serrata de Níjar se desarrolla otro sistema deltaico con areniscas y conglomerados (Boorsma, 1992). En la cuenca de Carboneras se depositan sedimentos con unos 30 m de potencia formados por calizas bioclásticas y calcarenitas correspondientes a un medio sedimentario de bahía abierta al mar en un medio de plataforma marina (Aguirre, 1998, Martín *et al.*, 2003).

#### ***Materiales del Plioceno superior***

El Plioceno superior está representado en la zona central de la Cuenca de Almería-Níjar. Está formado por un tramo inferior de carácter siliciclástico y otro superior con presencia de bancos de corales de *Cladocora caespitosa* que en conjunto no superan los 20 metros de potencia. Estos sedimentos se depositaron en un ambiente de abanico deltaico procedente de Sierra Alhamilla (Aguirre, 1998).

#### **4.2.2.7 Materiales del Cuaternario**

En la Cuenca Almería-Níjar, existe un amplio desarrollo de materiales de edad pleistocena y holocena. Podemos agrupar los sedimentos en dos grupos: depósitos continentales y depósitos marinos.

Entre los depósitos continentales destacan los abanicos aluviales y glaciares que descienden principalmente desde el borde SE de Sierra Alhamilla y del margen NO y SE de La Serrata. Igualmente se desarrollan depósitos aluviales en las múltiples ramblas que recorren la cuenca.

Al igual que en el Campo de Dalías, en la costa de la Cuenca Almería-Níjar se desarrollan niveles de terrazas marinas entre El Alquíán y Cabo de Gata. Se han reconocido 6 niveles de terrazas con altitudes de 150 m, 60 m, 15 m, 11 m, 8 m y 1 m sobre el nivel actual del mar (Dabrio *et al.*, 1984; Goy y Zazo, 1986). Las dataciones realizadas con el método (Th/U) indican edades de 144.000 años para el cuarto nivel, 98.000 años para el tercero y 39.000 años para el segundo (Goy y Zazo, 1986). Durante el Holoceno se desarrollan cordones litorales, playas y dunas eólicas en la costa entre Almería y Cabo de Gata. En la desembocadura del río Andarax en la ciudad de Almería se ha formado un abanico deltaico.

### **4.2.3 ROCAS VOLCÁNICAS**

En el sureste de las Cordilleras Béticas se desarrolla un complejo volcánico neógeno con afloramientos que se extienden a lo largo de unos 200 km de longitud y con una orientación NE-SO, que consiste fundamentalmente en rocas de la serie calco-alcalina (Fernández-Soler, 1992) y en menor medida rocas calco-alcalinas con alto contenido en K y rocas shoshoníticas. Por otra parte, los registros en sondeos marinos y los datos geofísicos indican la existencia de una actividad magmática generalizada en el Mar de Alborán desde el Langhiense hasta el Mesiniense inferior (Comas *et al.*, 1992).

Las características petrológicas y los datos geoquímicos indican que la mayor parte de los magmas básicos se producen por fusión parcial del manto así como de las rocas derivadas de la corteza continental. La posterior evolución de estos fluidos por cristalización fraccionada y contaminación por rocas de la corteza producen los miembros más ácidos (riolitas) a partir de los magmas andesíticos. Una gran porción de las dacitas se originan por la mezcla de los magmas andesíticos y riolíticos en cámaras magmáticas poco profundas (Toscani *et al.*, 1990, Fernández-Soler, 1992).

Las hipótesis más recientes sobre el significado del volcanismo indican que no existe una relación directa con una subducción activa de la corteza oceánica. Relacionan el volcanismo de la cuenca de Alborán, formada como consecuencia de procesos extensionales a lo largo de fallas de bajo ángulo que produce un adelgazamiento cortical extremo de la cuenca del Mar de Alborán (Platt y Vissers, 1989, Turner *et al.*, 1999).

#### **Sierra de Gata**

La Sierra de Gata es una alineación montañosa de unos 10 km de anchura y 40 km de longitud. Corresponde al área volcánica más desarrollada de la Cordillera Bética. Está separada de la Cuenca Almería-Níjar por la Falla de Carboneras. La Serrata de Níjar es un relieve montañoso generado por la actividad tectónica de la Falla de Carboneras. La Serrata está compuesta por rocas volcánicas calco-alcalinas, similares a las existentes en la Sierra de Gata, intercaladas entre rocas sedimentarias.

En la Sierra de Gata se desarrolla una serie típica calco-alcalina con un conjunto de rocas que comprenden desde andesitas basálticas a riolitas (Bordet, 1985; Cunningham *et al.*, 1990, Toscani *et al.*, 1990, Fernández-Soler, 1992). Los principales afloramientos son basaltos y andesitas piroxénicas, andesitas piroxénicas-hornbléndicas, dacitas piroxénicas, dacitas hornbléndicas, dacitas con cummingtonita y riodacitas. Existen también evidencias de hidrotermalismo asociado a la actividad tectónica.

La edad de estas rocas se ha determinado a partir de dataciones radiométricas (Bellón *et al.*, 1983; Di Battistini *et al.*, 1987) y bioestratigráficas a partir del estudio de foraminíferos planctónicos en sedimentos intercalados entre las rocas volcánicas (Serrano, 1992). La edad de este vulcanismo está comprendida entre 15 M.a. 7.5 M.a., es decir, desde el Burdigaliense superior y el Tortoniense superior-Mesiniense inferior. Zeck *et al.* (2000) determina un intervalo de tiempo menor de la actividad volcánica 12-10,5 M.a., para la mayor parte de la Sierra de Gata.

Existen diversos intentos de establecer distintos grupos de rocas volcánicas en función de sus características petrológicas y genéticas (Bellon *et al.*, 1983; Bordet, 1985; Battistini *et al.*, 1987; Serrano, 1992, entre otros). Fernández-Soler (1992) establece dos grupos principales de rocas volcánicas en el área de la Sierra de Gata.

- Grupo volcánico superior (Tortoniense superior; 9-7,5 M.a.)

- Grupo volcánico inferior (Mioceno medio-Tortoniense; 15-10 M.a.)

Ambos grupos, de diferente edad, contienen todas las características petrológicas de la serie calco-alcalina, con rocas desde andesitas basálticas a riolitas, aunque las andesitas y dacitas son más abundantes. Las rocas volcánicas están cubiertas en algunas áreas como en la Cuenca de Agua Amarga por rocas carbonatadas del Mioceno superior. La mayor parte de este vulcanismo se produjo bajo o cerca del nivel del mar con presencia de intercalaciones sedimentarias marinas sobre el grupo volcánico inferior (Braga *et al.*, 1996, Betzler *et al.*, 1997).

El tipo predominante de actividad volcánica consiste en la extrusión de domos dacíticos, que forman grandes campos de emisiones puntuales asociadas con fracturas NO-SE y SO-NE (Fernández-Soler, 2001). Se observan también algunos flujos de lava y emisiones estrombolianas de andesitas basálticas y andesitas piroxénicas. Las rocas ácidas suelen incluir frecuentes capas piroclásticas. La erupción ignimbrítica más importante está relacionada con la formación del complejo de la Caldera de Rodalquilar (Fernández-Soler, 2001).

### **El Campo de Níjar**

El cerro del Hoyazo es una colina situada tres kilómetros al este de la población de Níjar. Consiste en los restos de un domo dacítico exógeno que fue cubierto por arrecifes mesinienses. Estos arrecifes han sido erosionados produciendo una morfología de cráter en el que afloran las rocas volcánicas en su interior. Las rocas volcánicas corresponden a dacitas con cordierita que tienen un alto contenido en K. Estas rocas son muy ricas en inclusiones de rocas metamórficas, inclusiones ígneas y granates. Las

características geoquímicas y petrológicas indican un origen anatético de la corteza. La edad de las dacitas es de 6.5 M.a.

Entre Sierra Alhamilla y la Serrata de Níjar existen sondeos de explotación de aguas subterráneas que han perforado capas de rocas volcánicas con espesores de más de 50 m y se describirán con mayor detalle en el capítulo 5.

### **El Campo de Dalías**

En el borde NE del Campo de Dalías se desarrolla una capa de conglomerados compuestos por cantos volcánicos de dacita y andesita piroxénica bien redondeados. Los cantos están soportados por una matriz calcarenítica que contiene acumulaciones de moluscos que le atribuyen un medio de depósito marino. Según Bellón *et al.* (1983) este volcanismo sería equivalente al grupo Mazarrón datado en 8 a 6.5 M.a. (Tortoniense). En el sector noreste del Campo de Dalías, numerosos sondeos cortan rocas volcánicas de similares características con espesores variables entre 50 y 100 metros (Fig. 4.4). Baena y Ewert (1983), consideran que aunque esta formación es sedimentaria, ya que en la matriz posee macrofauna, la existencia de rocas volcánicas *in situ* y su distribución localizada en el borde noreste indicaría que el transporte sufrido es prácticamente nulo o muy pequeño.

## **5. ESTRUCTURA TECTÓNICA**

---



## **5. ESTRUCTURA TECTÓNICA**

En el capítulo 5, se describe la estructura tectónica del basamento metamórfico, de las cuencas del Campo de Dalías y de Níjar y de la plataforma continental al sur del área estudiada. En las cuencas neógenas y cuaternarias se distinguen las observaciones de las estructuras realizadas en campo y aquellas otras interpretaciones obtenidas a partir de columnas de sondeos y de los métodos geofísicos aplicados en el área.

### **5.1. ESTRUCTURA DE SIERRA DE GÁDOR**

A continuación se describen las estructuras reconocidas en el Complejo Alpujárride que constituye el basamento metamórfico de los depósitos neógenos y cuaternarios del Campo de Dalías. Este complejo metamórfico aflora extensamente en la Sierra de Gádor, por lo que el estudio de su estructura puede ayudar a establecer la geometría de las rocas alpujárrides bajo el Campo de Dalías. Se han ordenado cronológicamente de más antigua a más moderna las estructuras observadas en el borde sur de la Sierra de Gádor.

#### **5.1.1 Estructuras sinsedimentarias**

La intensa deformación dúctil y frágil que han sufrido las rocas que pertenecen a las Zonas Internas y concretamente al Complejo Alpujárride, hace muy difícil reconstruir y observar la geometría de las estructuras sedimentarias. Por ello, en la mayor parte de las regiones en las que aflora el Complejo Alpujárride no existen descripciones detalladas sobre la geometría de las cuencas sedimentarias triásicas originales en donde se depositaron estas rocas.

Existen, sin embargo, zonas en las que la deformación, tanto dúctil como frágil, ha sido menos intensa y se han preservado las estructuras de relleno sedimentario, a pesar del metamorfismo que han sufrido estas rocas. En el área de estudio se ha identificado una vista panorámica que permite identificar de forma muy clara las características de la deformación durante el depósito de los sedimentos carbonatados de la unidad de Gádor en un perfil de varios kilómetros de dirección N-S en el borde sureste de la sierra. La panorámica es visible en los primeros kilómetros de la carretera

que se dirige a los pueblos de Énix y Félix, que parte de la salida de la autovía A-7 a Roquetas de Mar con dirección norte.

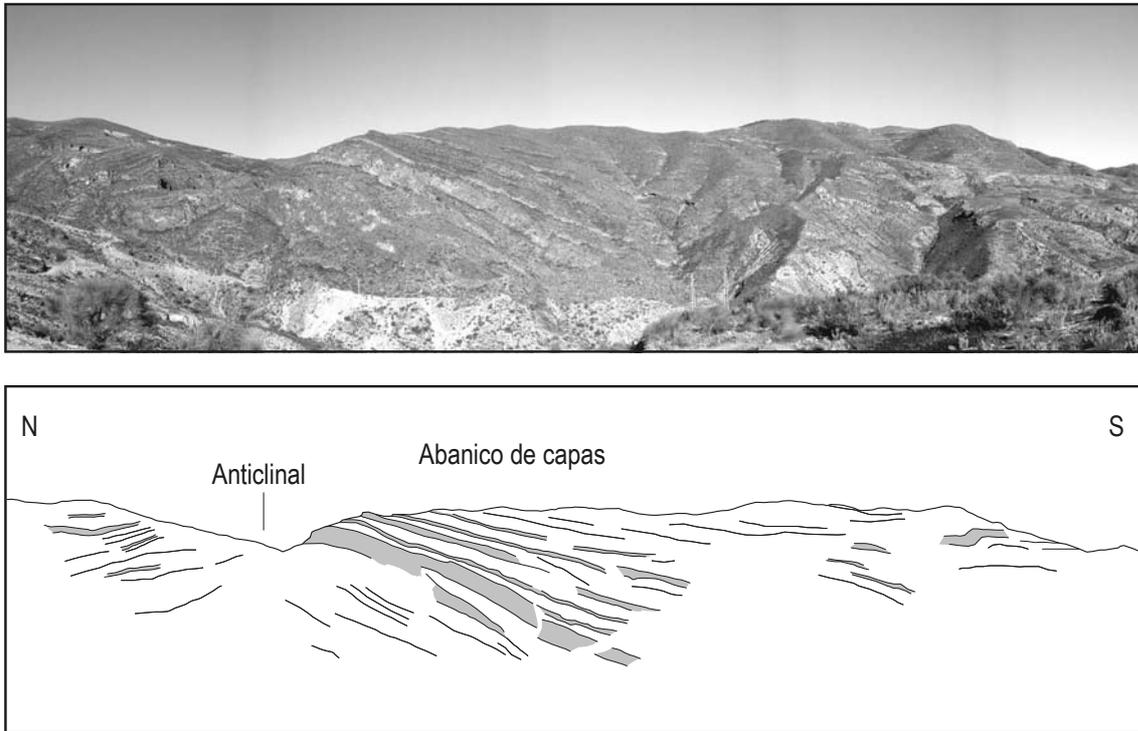


Figura 5.1. Panorámica N-S desde la carretera que parte de la autovía A-7 con dirección a Félix-Énix. Se observa la existencia de un pliegue de crecimiento en calizas y margocalizas triásicas de la Unidad de Gádor.

En la figura 5.1 se observa la existencia de una alternancia de calizas y margocalizas algo metamorfizadas en una secuencia estrato decreciente. El conjunto de estratos está deformado por un anticlinal de dirección E-O, y la mayor parte de la panorámica corresponde al flanco sur de dicho anticlinal. Se observa también localmente la presencia de un pliegue anticlinal de menor entidad vergente al norte en el flanco sur del anticlinal mayor. En la panorámica, se aprecia como las capas de calizas y margocalizas aumentan de potencia hacia el sur en el flanco meridional del anticlinal mayor. En el flanco norte del anticlinal existe una cuña similar hacia el norte, aunque con una forma menos evidente debido a la menor continuidad del afloramiento. Esta estructura implica que a la vez que se produjo la sedimentación de los carbonatos triásicos, se desarrolló un plegamiento que tiene como consecuencia que los estratos superiores presenten un menor buzamiento que los estratos inferiores. Esta estructura puede interpretarse, por tanto, como un pliegue de crecimiento de edad triásica.

## 5.1.2 Estructuras de deformación alpina

### 5.1.2.1 Foliación principal Sp

Se ha reconocido en todas las rocas pertenecientes al Complejo Alpujarride una foliación sinmetamórfica de carácter regional denominada  $S_2$  (Balanyá *et al.*, 1997; Orozco *et al.*, 1998) o Sp según los autores (García-Casco y Torres-Roldán, 1996; Platt *et al.*, 1998). Esta foliación ha sido denominada tradicionalmente foliación principal ya que afecta a la mayor parte de los materiales. Se superpone al menos a una foliación previa que ha sido descrita en todo el Complejo Alpujarride, observada a partir del estudio de láminas delgadas en inclusiones alineadas dentro de porfiroblastos y de granos de cuarzo lenticulares preservados dentro de la foliación Sp. Esta foliación previa está caracterizada por un metamorfismo de alta presión y baja temperatura (Goffé *et al.*, 1989; Tubía y Gil Ibarguchi, 1991; Azañón y Goffé, 1997), que indica la existencia de un proceso de subducción-colisión en relación con el cual se generaría una cuña orogénica cuya geometría no es conocida. La foliación principal se formó durante un acortamiento vertical de esta cuña en un proceso de descompresión (Balanyá *et al.*, 1993, 1997).

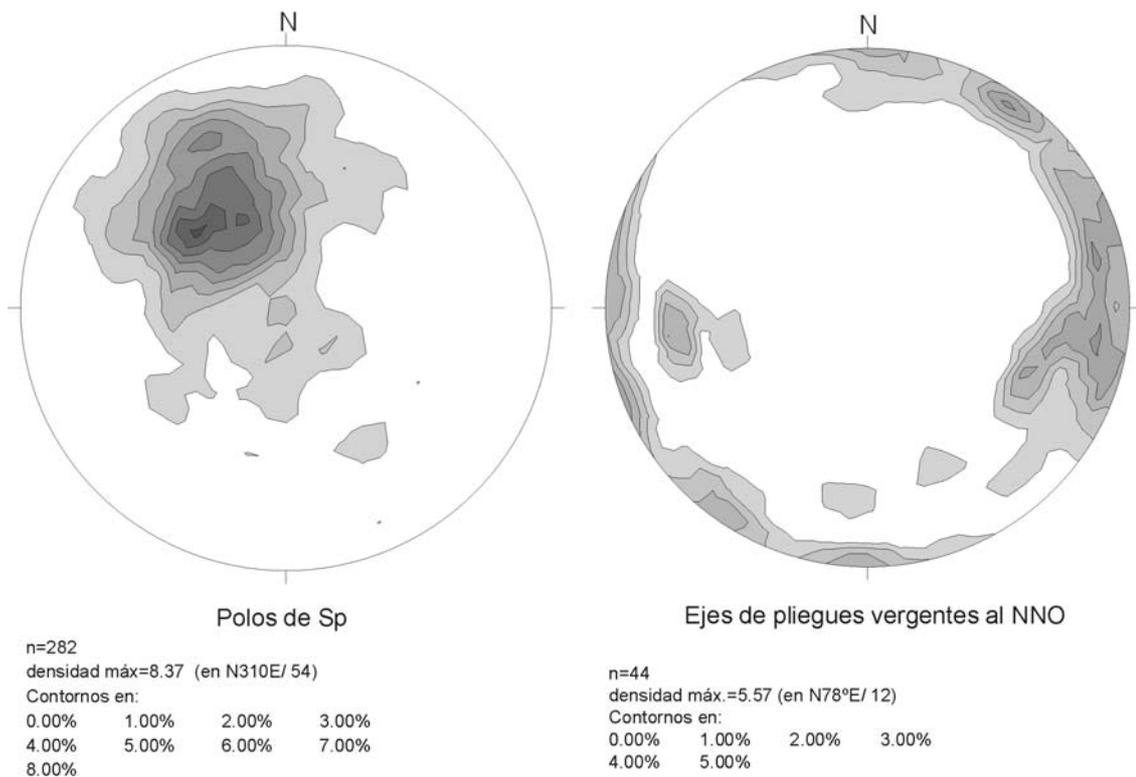


Figura 5.2. Diagramas estereográficos de densidad de contornos de los polos de la foliación principal y de los ejes de los pliegues que deforman a Sp. Proyección estereográfica equiangular, hemisferio inferior.

En el área de estudio, las filitas permo-triásicas y calcoesquistos triásicos de la Unidad de Gádor y Unidad de Félix tienen una foliación bastante penetrativa definida

por minerales laminares como la mica y la clorita correspondiente a la Sp regional. Sin embargo, es muy difícil observar esta foliación en los bancos masivos de calizas y dolomías triásicas que afloran en la mayor parte de la sierra. El metamorfismo alpino asociado a esta foliación en el área de estudio es de muy bajo grado con facies de esquistos verdes (Orozco, 1972 y Aldaya *et al.*, 1979). La foliación Sp es generalmente concordante con los contactos litológicos. En la figura 5.2, se representa un diagrama de densidad de los polos de la Sp medidos a lo largo de todo el borde sur de Sierra de Gádor. Las direcciones medias para esta foliación en el área de estudio, que pueden deducirse del diagrama, corresponden a orientaciones NE-SO con buzamientos predominantes al SE.

### **5.1.2.2 Pliegues vergentes al N**

La foliación Sp de la Unidad de Gádor y la Unidad de Félix ha sido deformada posteriormente por pliegues con ejes de dirección variable, aunque con una dirección media E-O y vergencia al N (figura 5.2). Estos pliegues, que han sido descritos en todo el Complejo Alpujárride, tienen diferentes tamaños: desde amplitud decimétrica (figura 5.5a), decamétrica (figura 5.5b) a kilométrica (figura 5.5c). Son comunes los pliegues con flanco inverso y en algunos casos pueden llegar a ser de tipo recumbente. Orozco *et al.* (2004) proponen que la estructura interna de la Unidad de Gádor corresponde al flanco inverso de una gran sinforma recumbente asociada a los sistemas de fallas de bajo ángulo que se describen en el apartado siguiente y considera que los pliegues son de tipo extensional.

Los pliegues desarrollan una foliación de plano axial e incluso un clivaje de crenulación en las filitas permotriásicas denominada Sc o S<sub>3</sub>. Este clivaje de crenulación está definido por minerales metamórficos tales como clorita y fengita en las filitas. La representación de los polos de la foliación Sp muestra dos poblaciones debido a la presencia de pliegues vergentes al norte.

### **5.1.2.3 Fallas de bajo ángulo con traslación de los bloques de techo al NNO y al SO**

En el Complejo Alpujárride se han distinguido fallas de bajo ángulo de carácter dúctil que pueden ser simultáneas a las últimas fases de formación de los pliegues. Posteriormente a la formación de los pliegues se producen fallas frágiles y semifrágiles postmetamórficas que cortan a los pliegues anteriormente descritos. Tradicionalmente se han considerado las unidades tectónicas del Complejo Alpujárride como mantos de corrimiento limitados por estas fallas (Aldaya, 1969, Jacquin, 1970 y Orozco, 1972). Cuevas *et al.* (1986) define en la Sierra de la Contraviesa, al oeste de la Sierra de Gádor, un cabalgamiento dúctil dirigido al NE o ENE seguido de otro cabalgamiento en

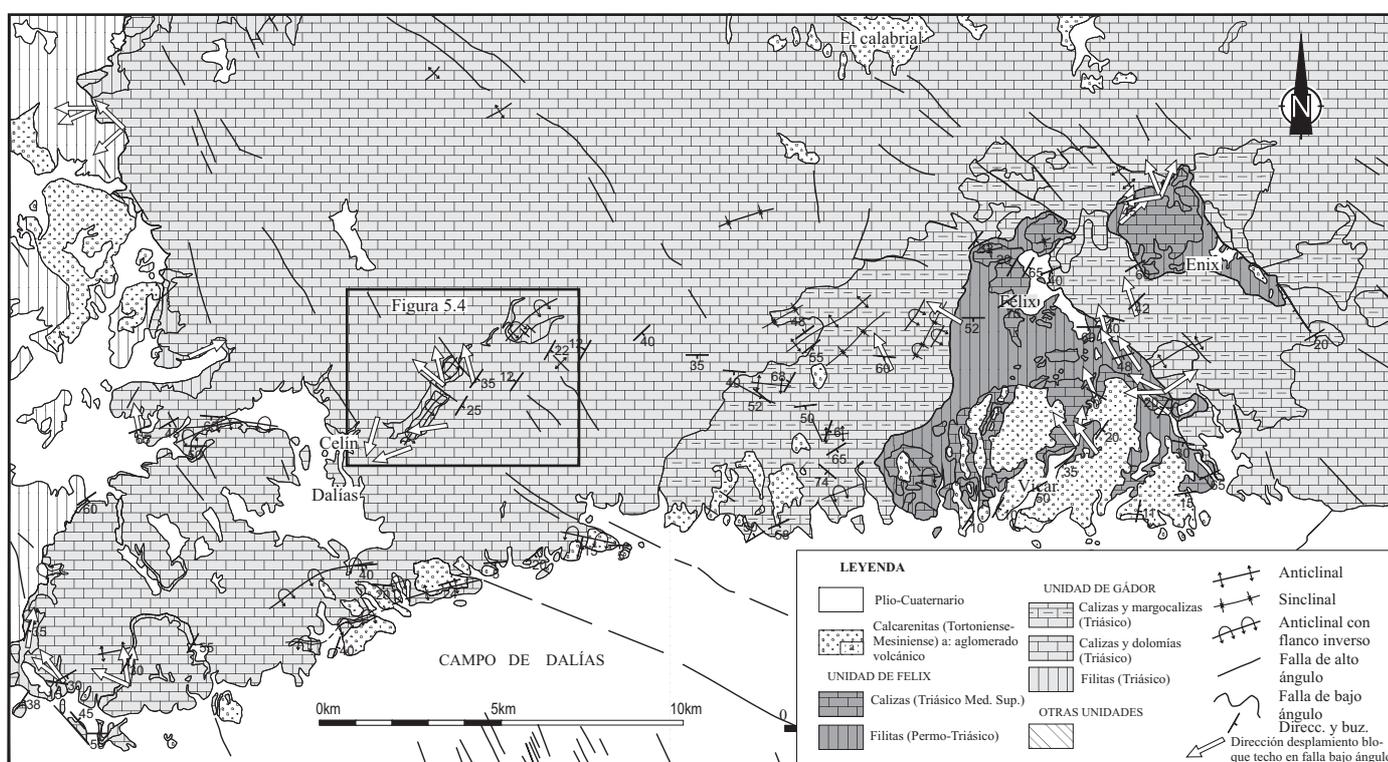


Figura 5.3. Mapa geológico del borde sur de Sierra de Gádor. Composición modificada de las cartografías MAGNA a escala 1:50.000 de las hojas de Adra (1057), Roquetas de Mar (1.058), Berja (1043) y Alhama de Almería (1044).

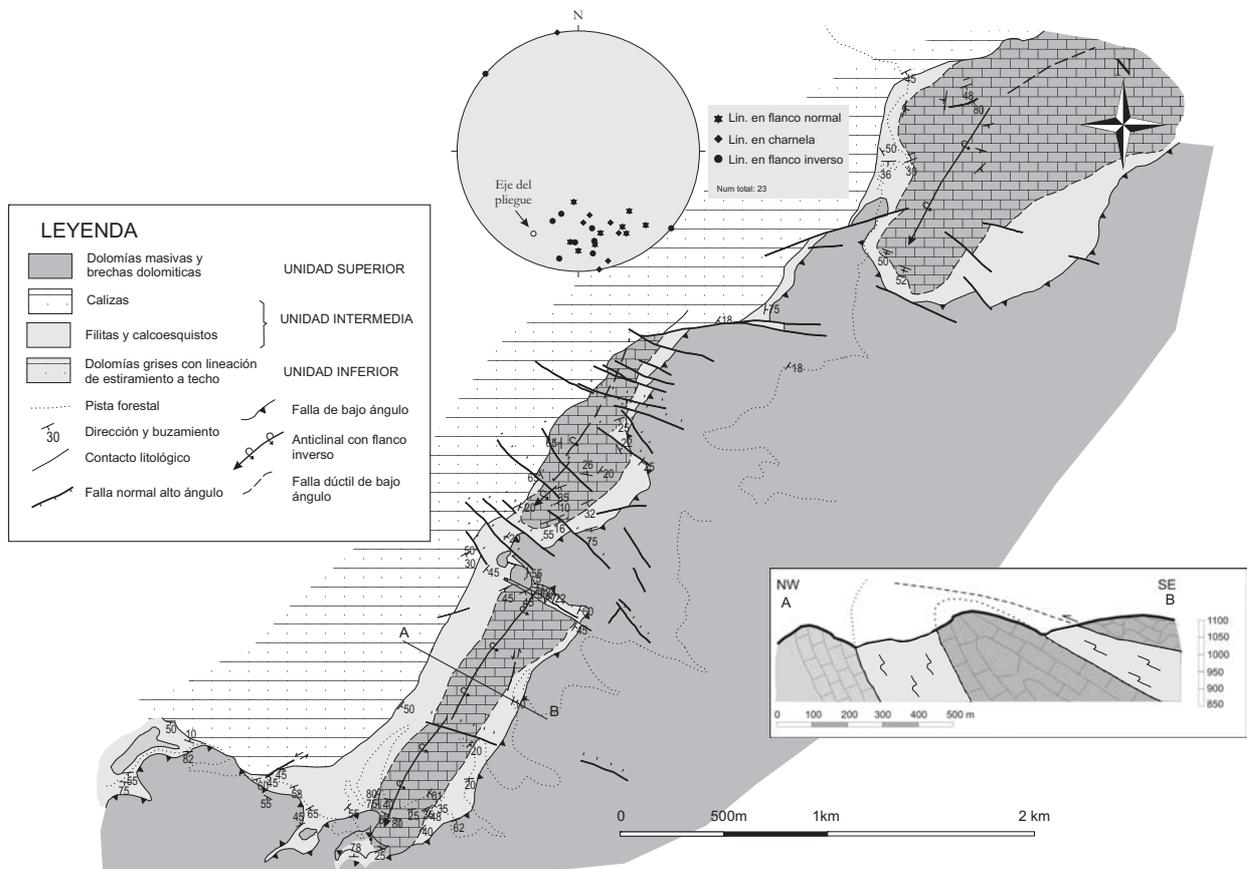


Figura 4.4. Mapa geológico de un sector suroeste de la Sierra de Gádor. Ver figura 4.2. para localización. Parte superior del mapa; diagrama estereográfico de las lineaciones de estiramiento próximos al contacto tectónico entre filitas de la unidad intermedia y dolomías de la unidad inferior y el eje del pliegue vergente al NO. Proyección estereográfica equiangular, hemisferio inferior

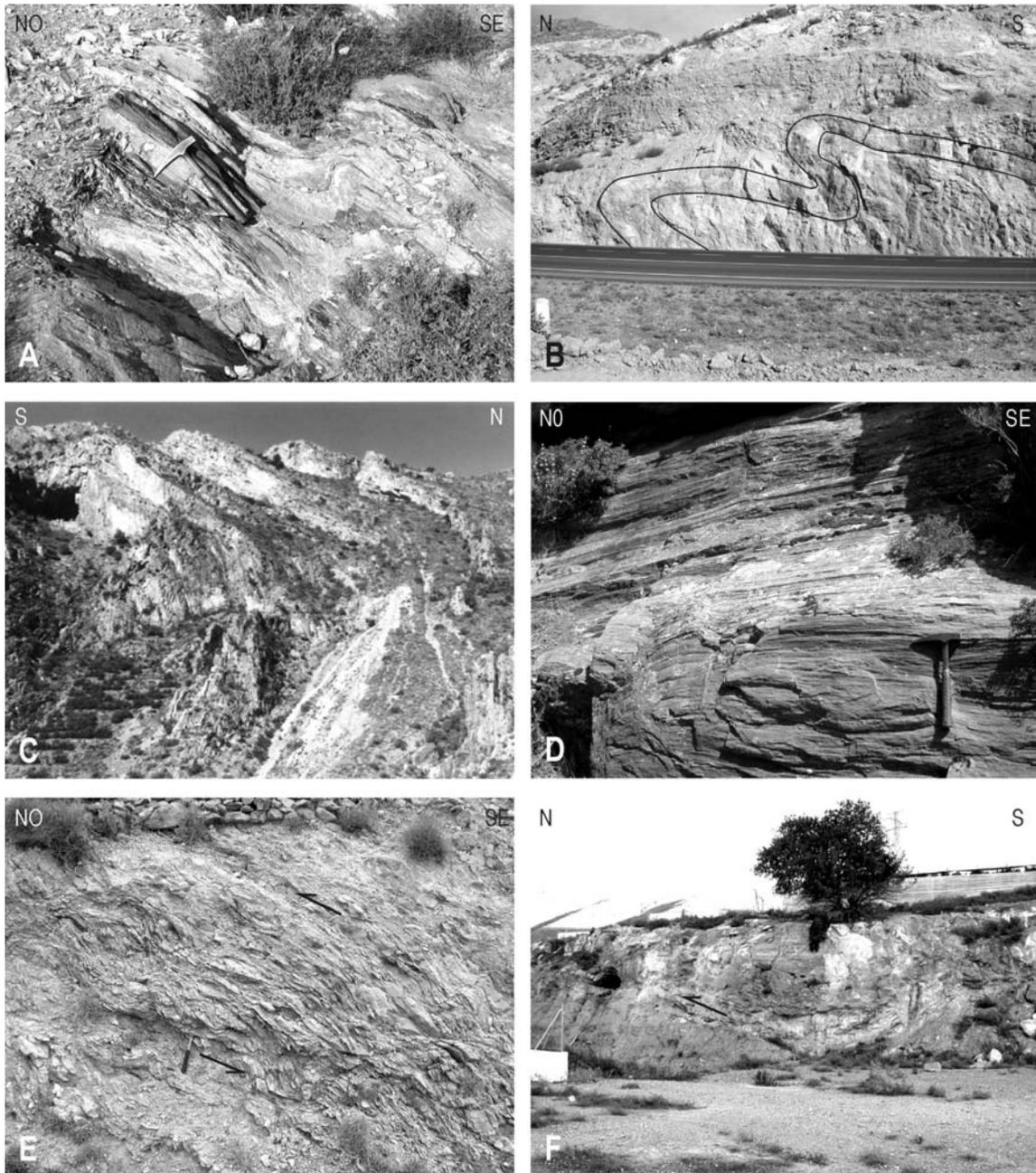


Figura 5.5. A) Pliegue vergente al norte en filitas permo-triásicas con desarrollo de foliación de plano axial de tamaño decimétrico, B) Pliegue vergente al norte en dolomías triásicas de tamaño decamétrico, C) Pliegue anticlinal con flanco inverso vergente al noroeste en calizas y margocalizas de la Unidad de Gádor (cortesía de Martín-Rosales), D) Lineación de estiramiento de dirección N-S en dolomías cerca del contacto con las filitas. Afloramiento situado al NE de la población de Celín, E) Falla semi-frágil con el desarrollo de estructuras S-C en el contacto entre la Unidad de Gádor y la Unidad de Félix. Afloramiento situado al O de la población de Félix. F) Falla frágil en contacto entre filitas a muro y calizas a techo de la unidad de Gádor, con desplazamiento del bloque de techo hacia el NNO. Afloramiento situado en Sierra Alamedilla.

condiciones frágiles hacia el N ó NO. Otros autores (García-Dueñas *et al.*, 1992; Crespo-Blanc, 1994), interpretan muchos de los contactos entre unidades como fallas normales de bajo ángulo con un sentido de desplazamiento de bloque de techo hacia NNO. Por el contrario, Simancas y Campos (1993) consideran algunas de estas fallas

como cabalgamientos y otras como fallas normales. Estos autores ponen de manifiesto que en general resulta delicado atribuir a estas fallas de bajo ángulo un carácter normal o de cabalgamiento a partir de la geometría descendente o ascendente respecto al muro, ya que las superficies previas de referencia se encuentran plegadas. No obstante estiman que la mayor parte de las fallas con traslaciones de los bloques de techo hacia el NNO reconocidas en todo el Complejo Alpujárride corresponden a cabalgamientos a partir de criterios estructurales y metamórficos (Simancas y Campos, 1993). El funcionamiento de estas fallas con traslación al NNO ha sido activo durante el Burdigaliense superior y el Langhiense (Crespo-Blanc *et al.*, 1994) de acuerdo con la discordancia de los sedimentos de esta edad y el sistema de fallas (Mayoral *et al.*, 1994). En la Sierra de Gádor se han reconocido fallas de bajo ángulo, aunque no se encontraron criterios claros que permitieran establecer si son fallas normales o cabalgamientos. En algunos sectores, se observa la presencia de formaciones miloníticas con lineaciones de estiramiento. Por ejemplo en la figura 5.4, en la que se cartografía en detalle una banda de filitas que aflora al NE de Celín, se observan deformaciones dúctiles en el contacto de las filitas de la unidad intermedia sobre las calizas de la unidad inferior. Las lineaciones de estiramiento son bastantes penetrativas y paralelas entre si con direcciones NNO-SSE (figura 5.4 y 5.5d). El contacto filitas-calizas mencionado se encuentra plegado. Al encontrarse en este contacto las lineaciones tanto en el flanco normal como en el inverso se puede presuponer que la zona de cizalla dúctil se encuentra plegada. Sin embargo, las lineaciones de estiramiento en ambos flancos muestran una única población, tal y como se puede apreciar en el diagrama estereográfico de la figura 5.4. Si estuvieran plegadas por un pliegue posterior de dirección NE-SO se obtendrían dos poblaciones de lineaciones correspondientes a cada flanco en el diagrama. Este hecho sugiere que la deformación milonítica, con desarrollo de lineaciones de estiramiento, puede ser coetánea o inmediatamente posterior al desarrollo del plegamiento en condiciones dúctiles.

En la Sierra de Gádor se han desarrollado otras fallas en **condiciones dúctil-frágiles**. Este tipo de fallas están claramente representadas en los contactos entre la Unidad de Gádor y la Unidad de Félix. En la zona de falla se desarrollan estructuras S-C sigmoidales (figura 5.5e) y su aspecto y naturaleza carbonatada es similar al de las rocas situadas en el contacto Nevado Filábride Alpujárride denominadas como Conglomeratiche Mergel (Brower, 1926) o Rauhackes (Leine, 1968). Los movimientos determinados a partir de estrías en las superficies C de las formas sigmoidales indican desplazamiento del bloque de techo al NNO. Crespo-Blanc *et al.* (1994) asigna edades Burdigaliense tardío-Langhiense a fallas de bajo ángulo de la Sierra de la Contraviesa, similares a las descritas en este párrafo, a partir de las relaciones de corte con sedimentos neógenos al norte de Berja.

Las fallas de bajo ángulo de **carácter frágil** son muy numerosas en el área y están bien representadas ya que se sitúan generalmente en los actuales contactos litológicos entre las calizas y dolomías de la Unidad de Gádor y de Félix con las filitas permotriásicas infrayacentes. Las zonas de falla se caracterizan por el desarrollo de harina de falla y brechas (figura 5.5f). En algunos casos es frecuente encontrar estructuras sigmoidales con la presencia de numerosas estrías que permiten determinar el desplazamiento sufrido. Los desplazamientos son por lo general del bloque de techo hacia el NNO (figura 5.3). En las fallas de bajo ángulo de carácter estrictamente frágil, se han determinado también desplazamientos del bloque de techo hacia el O y hacia el SO en la banda de filitas cercana a Celín y en la falla de Castala. En el Complejo Alpujárride se han descrito fallas normales de bajo ángulo con desplazamiento del bloque de techo hacia el OSO que constituye un sistema extensional posterior a los desplazamientos hacia el NNO anteriormente descritos. Este sistema extensional denominado Sistema Extensional de Mecina (Jabaloy et al., 1992) se le ha asignado una edad Serravalliense-Tortonense (Martínez-Martínez *et al.*, 2002).

Las fallas de carácter fundamentalmente dúctil se desarrollaron en condiciones de mayor P-T y por tanto a mayor profundidad. Las fallas de tipo dúctil-frágil y frágil se formaron a menor profundidad respectivamente debido a la progresiva exhumación de las unidades de Gádor y Félix y deforman las estructuras más dúctiles, por lo que son posteriores.

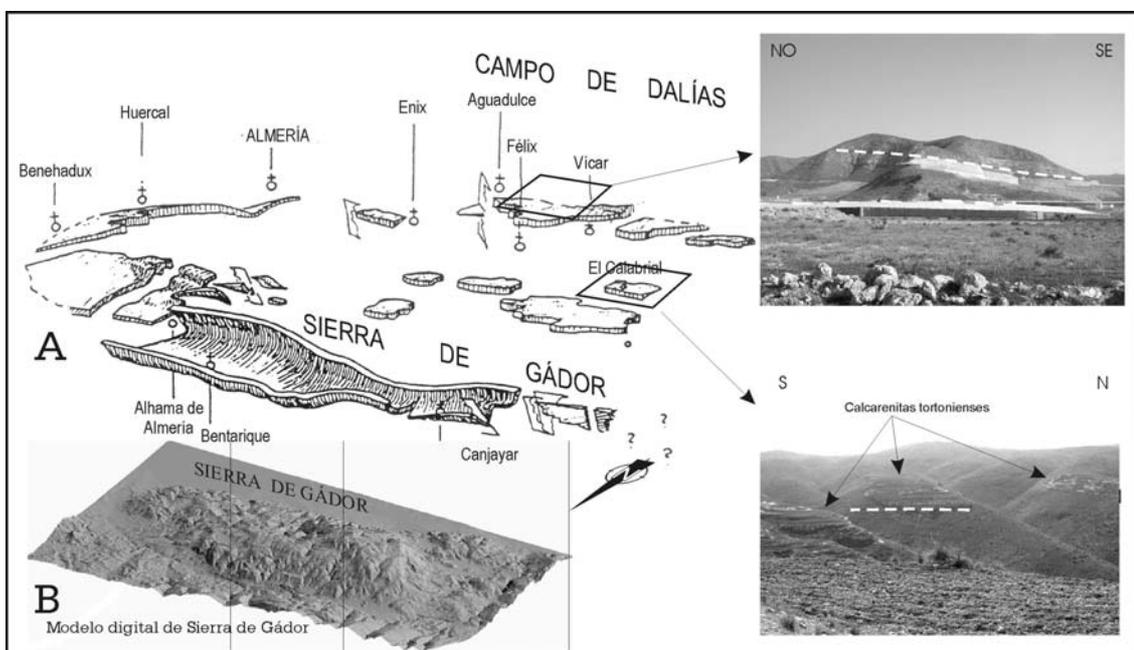


Figura 5.6. A) Representación esquemática de los afloramientos de sedimentos de edad tortoniense superior en Sierra de Gádor (modificado de Jacquin, 1970). B) Modelo digital del terreno de Sierra de Gádor.

#### 5.1.2.4 Pliegues de gran radio tardíos

Los sedimentos calcareníticos de edad Tortoniense superior – Mesiniense inferior de origen marino, se encuentran en la actualidad emergidos, y afloran en numerosos sectores de Sierra de Gádor y en todo su borde sur. Igualmente, estos materiales continúan bajo el relleno plioceno y cuaternario del Campo de Dalías como

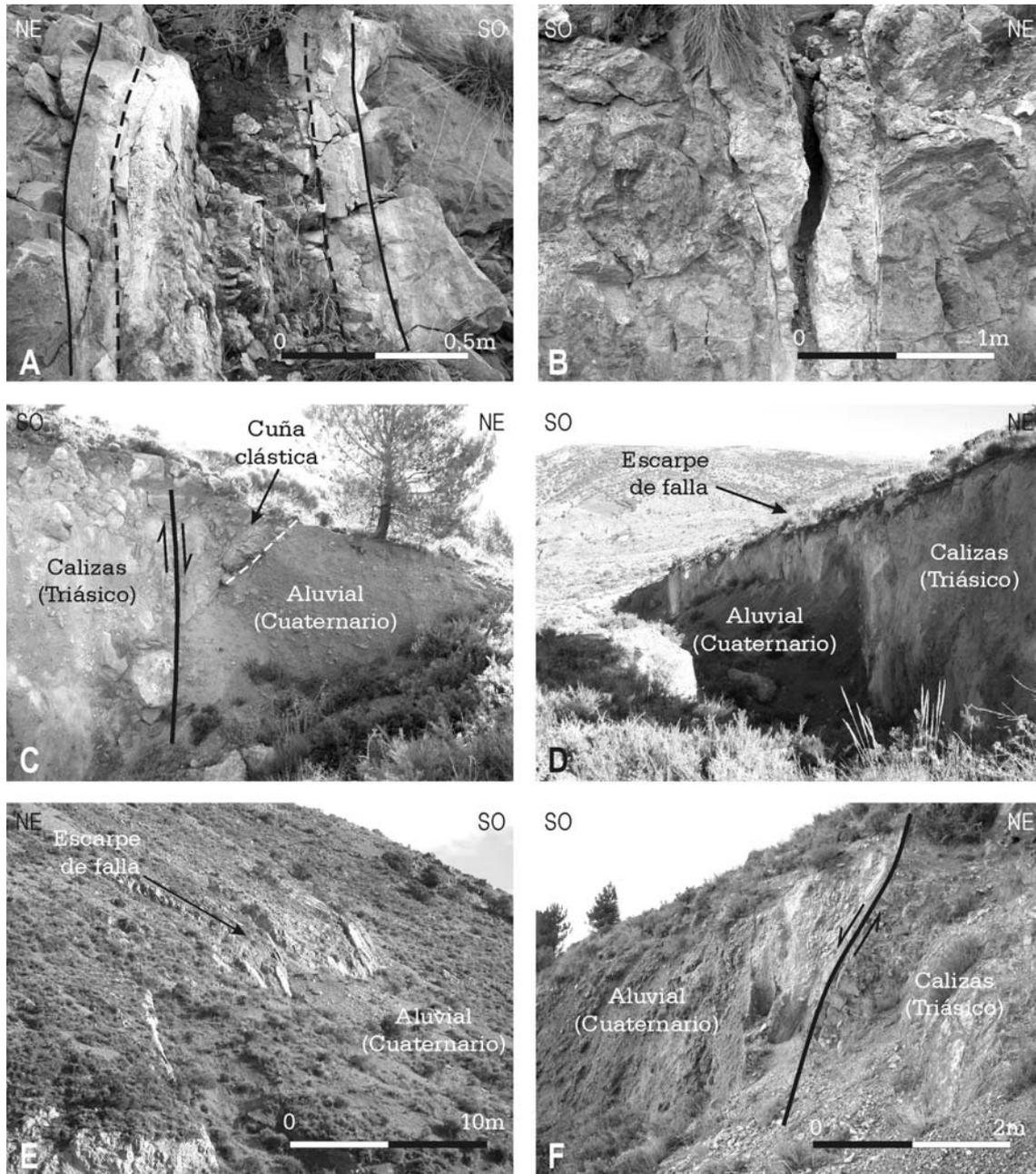


Figura 5.7. A) Diaclasa desarrollada en calizas de la Unidad de Gádor. Se puede observar el relleno simétrico de bandas de calcita en ambas caras de la fractura y el interior con depósitos de arcilla relacionado con procesos de disolución y precipitación kárstica. B) Diaclasa desarrollada en dolomías de la Unidad de Félix con una apertura de 0,5 m. C) Falla normal de orientación N120°E/80°SO que afecta a sedimentos aluviales cuaternarios con desarrollo de una cuña clástica debido a un evento sísmico. D) Escarpe de una falla de dirección N140°E que afecta a sedimentos cuaternarios. E) Escarpe de falla en sedimentos cuaternarios. F) Falla de dirección N150°E que afecta a sedimentos cuaternarios.

podrá comprobarse en apartados posteriores. La disposición estructural de los sedimentos calcareníticos que orlan el borde sur de Sierra de Gádor es la de un monoclinas de dirección aproximada ENE-OSO y con un buzamiento medio de 20-30° al sur (figura 5.6).

Estos sedimentos miocenos se encuentran en altitudes de hasta 1600 metros en la parte alta de la Sierra de Gádor. Por ejemplo en el área de El Calabrial, los sedimentos tortonienses se encuentran discordantes y subhorizontales sobre las dolomías y mármoles alpujárrides (figura 5.6). Por otro lado, los afloramientos de sedimentos miocenos situados en la vertiente norte de la Sierra de Gádor se encuentran buzando ligeramente al norte. Si representamos la posición de los afloramientos aislados de estos materiales, es posible definir una envolvente que dibuja un pliegue antiformal de gran radio con un eje de dirección E-O. Este pliegue tiene la misma orientación que la alineación montañosa de Sierra de Gádor (figura 5.6). Por tanto, se puede considerar la Sierra de Gádor como una antiformal de gran radio que se desarrolló posteriormente al Tortoniense superior, del mismo modo que las grandes alineaciones montañosas de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas, como Sierra Nevada, Sierra de los Filabres, Sierra Alhamilla y Sierra de la Contraviesa, entre otras (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003).

#### 5.1.2.5 Diaclasas recientes

En la Sierra de Gádor se desarrollan numerosas diaclasas en los mármoles calizos y dolomíticos del Complejo Alpujárride. Sobre estas fracturas se desarrollan con frecuencia procesos de disolución kárstica, que aumentan el tamaño de la diaclasa y permiten la acumulación en su interior de arcillas de descalcificación y bloque caídos desde la superficie.

| Estación | X       | Y         | nº de diaclasas |
|----------|---------|-----------|-----------------|
| 1        | 507.884 | 4.084.300 | 13              |
| 2        | 508.378 | 4.077.128 | 16              |
| 3        | 507.910 | 4.070.906 | 9               |
| 4        | 513.008 | 4.076.701 | 27              |
| 5        | 530.398 | 4.081.319 | 12              |
| 6        | 532.727 | 4.077.746 | 8               |
| 7        | 538.668 | 4.079.530 | 17              |

Tabla 5.1. Estaciones de medida de diaclasas en Sierra de Gádor. Localización en figura 5.8. Coordenadas UTM.

La edad de formación de las diaclasas es difícil de determinar debido a que afectan a rocas de edad Triásico medio-superior, por lo que el periodo de tiempo en el que se desarrollan está poco acotado. No obstante esta deformación de tipo frágil es

posterior a la deformación dúctil más intensa con el desarrollo de pliegues vergentes al N y fallas de bajo ángulo. La posición subvertical de las diaclasas sugiere que no han sufrido basculamientos importantes por lo que posiblemente se han formado en una época reciente. Además, en algunos afloramientos es posible observar rellenos aluviales cuaternarios afectados por diaclasas tensionales de dirección predominante NO-SE, por lo que probablemente las diaclasas observadas en rocas triásicas con la misma orientación son de edad cuaternaria.

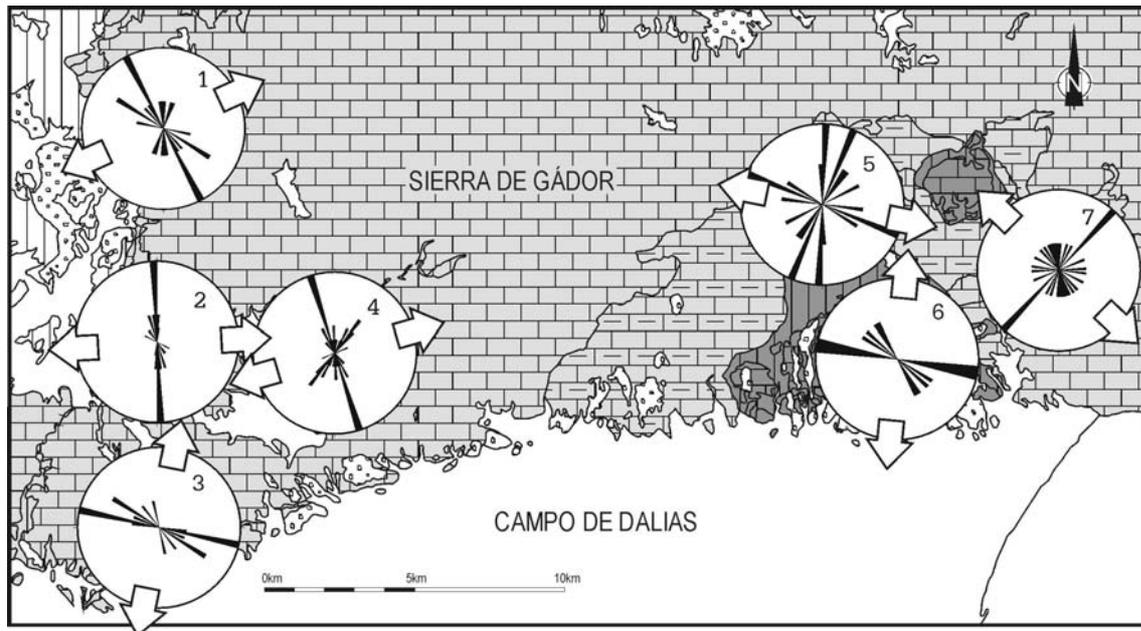


Figura 5.8. Diagrama de rosa de los vientos en estaciones de medida de diaclasas en Sierra de Gádor.

La mayor parte de las diaclasas reconocidas en campo son de carácter tensional. Se reconocen frecuentemente precipitaciones de bandas de calcita simétricas en ambas caras de la diaclasa que indican distintas fases de apertura (figura 5.7a). En la figura 5.8, se han representado siete estaciones de medida de diaclasas. En todas las estaciones se reconocen juegos de diaclasas sistemáticas. En el área oeste de Sierra de Gádor (estación 1, 2 y 4, figura 5.8), los juegos principales de diaclasas tensionales tienen una dirección media NNO-SSE. En el área este de la Sierra de Gádor, se definen diaclasas tensionales de dirección NE-SO (estación 7, figura 5.8) y sistemas de diaclasas tensionales subperpendiculares (estación 5, figura 5.8) que indican un extensión ONO-ESE. Las estaciones 3 y 6 muestran una distribución de las orientaciones de las diaclasas similar, con un juego bien definido de dirección E-O que indica una extensión N-S. Esta extensión podría estar relacionada con el desarrollo del pliegue anticlinal post-tortonense de dirección E-O descrito en apartados anteriores.

### 5.1.2.6 Fallas normales

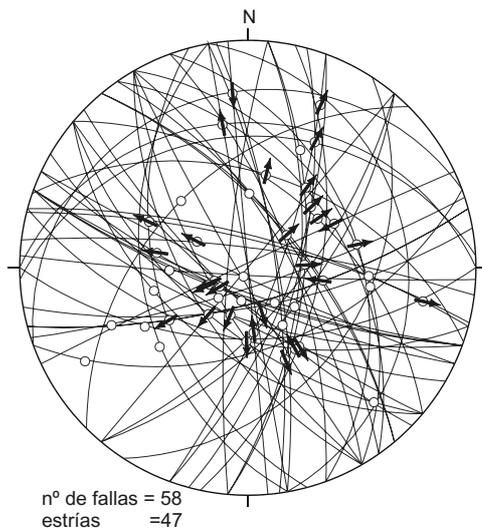


Figura 5.9 Diagrama estereográfico de los planos de falla y estrías medidos en Sierra de Gádor. Las flechas indican el sentido de movimiento del bloque de techo. Proyección estereográfica equiangular, hemisferio inferior.

En la Sierra de Gádor se reconocen numerosas fallas de carácter frágil, generalmente de elevado buzamiento y con régimen normal. Estas fallas desarrollan planos de falla netos con estrías y diferentes marcadores cinemáticos que permiten establecer su régimen.

La mayor parte de ellas afectan a los materiales del Complejo Alpujárride. Otras, sin embargo, deforman sedimentos cuaternarios correspondientes a rellenos aluviales o pies de monte de pequeñas depresiones en el interior de Sierra de Gádor que muestran signos de actividad reciente con el desarrollo de cuñas clásticas (figura 5.7c) y escarpes morfológicos en la superficie (figura 5.7 d y e). La orientación de las fallas de elevado buzamiento

reconocidas en Sierra de Gádor es variable (figura 5.9). No obstante, las fallas de mayor longitud (longitudes máximas de 4 km) y con representación cartográfica (figura 5.3) junto con las fallas que deforman los sedimentos cuaternarios, tienen una dirección predominante N140°E y buzamiento al SO. El régimen normal con componente de salto oblicuo de la mayor parte de las fallas (figura 5.9) indica una extensión media preferente en dirección NE-SO.

## 5.2 ESTRUCTURA DE SIERRA ALHAMILLA

En este apartado se describe la estructura de Sierra Alhamilla, que limita con el Campo de Níjar y en la que se han realizado escasas observaciones puntuales, a diferencia de la Sierra de Gádor donde se ha desarrollado un trabajo de campo más detallado. Por lo tanto, principalmente se revisan los trabajos realizados por otros investigadores sobre la estructura de Sierra Alhamilla.

Sierra Alhamilla está formada por una alineación montañosa de dirección aproximada OSO-ENE con altitudes que llegan a sobrepasar los 1350 m. Los materiales de esta sierra pertenecen a los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride, aunque se han

descrito pequeños afloramientos permo-triásicos del Complejo Maláguide (Rondeel, 1965). Las rocas del Complejo Alpujarride rodean y se apoyan sobre las rocas pertenecientes al Complejo Nevado-Filábride que aflora en el interior de la sierra (figura 5.10a). Esta sierra y su continuación hacia el Este en la Sierra Cabrera están situadas en el borde septentrional del Campo de Níjar. A continuación se revisan las diferentes estructuras reconocidas por los investigadores que han trabajado en el área.

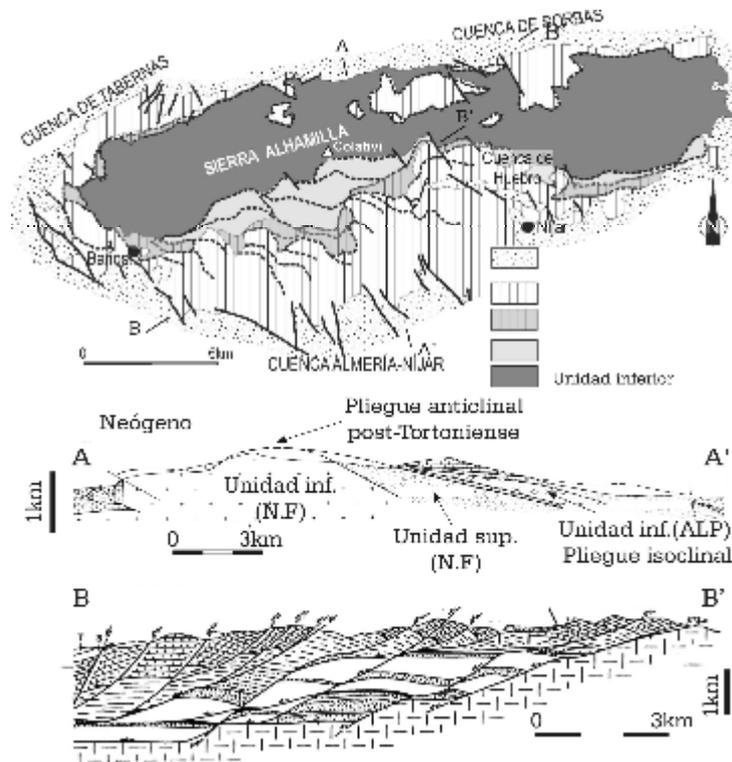


Figura 5.10. A) Esquema geológico de Sierra Alhamilla (tomado de Martínez-Martínez *et al.*, 1997). B) Corte geológico A-A' (Modificado de Platt *et al.*, 1983). C) Corte geológico B-B' (tomado de Martínez-Martínez *et al.*, 1997).

El Complejo Nevado Filábride en Sierra Alhamilla, como se detalla en el apartado 4.1.3, está compuesto por dos unidades tectónicas: la unidad tectónica inferior y la unidad tectónica superior. La unidad tectónica superior del Complejo Nevado-Filábride, se considera un horse limitado por fallas durante el emplazamiento del manto (Platt *et al.*, 1982). Martínez-Martínez y Azañón (1997) consideran que es una unidad extensional alóctona limitada por dos fallas de bajo ángulo frágiles que

representan un fragmento de la Unidad de Bédar-Macael.

El complejo Alpujarride en Sierra Alhamilla está formado por dos unidades tectónicas: la unidad tectónica inferior o de Aguilón y la unidad tectónica superior.

Platt *et al.* (1983) indican que la Unidad Tectónica Inferior del Complejo Alpujarride situada en la ladera sur tiene la estructura de un pliegue-manto isoclinal con un flanco invertido que se pone en contacto con la Unidad Tectónica Superior del Complejo Nevado-Filábride. Este pliegue isoclinal es previo al pliegue anticlinal posterior al Tortonense superior que conforma Sierra Alhamilla. La distribución simétrica de las litologías en ambos flancos (de techo a muro: carbonatos - filitas-esquistos grafitosos - filitas - carbonatos) y la inversión del grado metamórfico en el flanco inverso son evidencias de la existencia de un pliegue recumbente. Según Platt *et*

*al.* (1983), el flanco inverso del pliegue está extraordinariamente adelgazado por una intensa deformación dúctil milonítica durante el emplazamiento del pliegue-manto (figura 5.10b). El estudio de la vergencia de los pliegues menores del flanco normal e inverso indica un emplazamiento de este pliegue-manto hacia el norte. En el contacto entre la unidad tectónica inferior del Complejo Alpujárride y la unidad tectónica superior del Complejo Nevado-Filábride existen lineaciones de estiramiento de dirección NNE-SSO.

Martínez-Martínez y Azañón (1997), realizan una cartografía detallada de las unidades que afloran en Sierra Alhamilla. El análisis de la geometría de las unidades tectónicas muestra omisiones de la serie estratigráfica que se atribuyen a fallas normales de bajo ángulo. Los contactos tectónicos entre unidades que se consideraban cabalgamientos se interpretan por Martínez-Martínez y Azañón, (1997) como fallas extensionales frágiles y frágil-dúctil que se superponen a las estructuras dúctiles (pliegues vergentes al N en las unidades alpujárrides y pliegues vergentes al S-SE en las unidades nevado-filábrides). El principal despegue extensional corresponde al contacto entre el Complejo Nevado-Filábride y el Complejo Alpujárride y se integra en el Sistema Extensional de Filabres. Este sistema de fallas, que en la actualidad se encuentra plegado por el anticlinal de Sierra Alhamilla, muestra superficies discretas de falla con estrías ENE-OSO. En el bloque de techo y de muro de este sistema extensional existen numerosas fallas que forman abanicos de fallas lítricas en niveles superficiales y duplex extensionales más profundos que confluyen en un despegue (figura 5.10c). Este sistema extensional fue activo durante el Serravalliense (Martínez-Martínez y Azañón 1997).

Estos autores también definen un sistema de fallas normales de bajo ángulo previo al sistema extensional de Filabres con estrías de dirección NNO-SSE y movimiento del bloque de techo al NNO. Este sistema extensional previo actuó durante el Burdigaliense superior-Langhiense.

Sierra Alhamilla constituye una gran antiforma que pliega a sedimentos de edad Tortoniense superior por lo que el pliegue se formó posteriormente a esta edad. Los afloramientos de sedimentos marinos tortonienses de facies distales alrededor de la sierra indican la ausencia de relieves montañosos importantes previos, ya que en el caso que existiera una cadena montañosa, habría aportado sedimentos por erosión (Braga *et al.*, 2003). El relieve actual de la sierra está determinado principalmente por el desarrollo del pliegue. Por otra parte, en el interior de la sierra se encuentran sedimentos marinos de edad Serravalliense-Tortoniense en un pequeño graben denominado cuenca de Huebro (Weijermars, 1980). El principal desarrollo del anticlinal que supone la elevación de la sierra se produjo durante el Tortoniense superior – Mesiniense inferior (Weijermars *et al.*, 1985) (7 m.a.), dado que sedimentos de edad mesiniense están

discordantes sobre los sedimentos tortonienses basculados por el pliegue. Weijermars *et al.* (1985) calculan durante este periodo valores de elevación de la sierra de 0.7-0.5 mm/año.

El pliegue de Sierra Alhamilla tiene un eje de dirección N 70-80° E con una inclinación en el sector occidental de la sierra hacia el oeste, que genera un cierre periclinal. El anticlinal continúa hacia el este en Sierra Cabrera. Los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride afloran debido a la erosión de la cobertera sedimentaria neógena que rodea completamente a la Sierra. Sierra Alhamilla tiene una longitud total de unos 30 km y una amplitud de 1

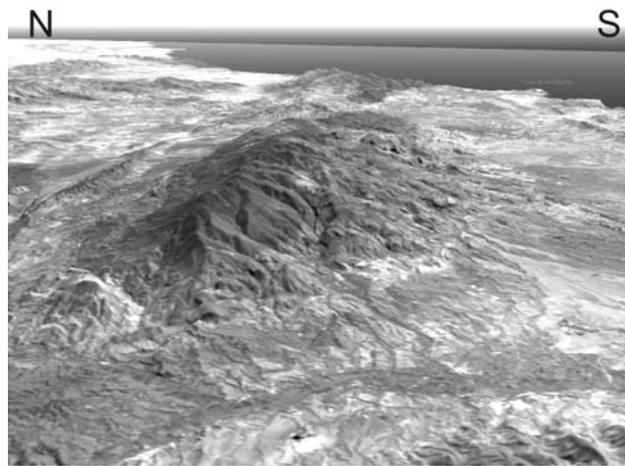


Figura 5.11. Vista aérea de de Sierra Alhamilla generada con un modelo digital del terreno y una ortofotografía digital.

km. El flanco norte del pliegue está invertido, tal y como indican los sedimentos tortonienses que en ciertos sectores del borde norte de Sierra Alhamilla se encuentran en posición subvertical o invertida.

Ott d'Estevou (1980) reconoce en el borde norte de Sierra Alhamilla fallas de dirección variable N60-70°E a E-O a las que asigna un carácter normal con algunos rejugos inversos. Weijermars *et al.* (1985) describe el carácter inverso de estas fallas con el desarrollo de una zona de fallas imbricadas de 100 a 200 metros de espesor que afecta a cuarcitas, filitas y calizas alpujárrides y pone en contacto las rocas metamórficas de Sierra Alhamilla con la cobertera neógena de la Cuenca de Tabernas-Sorbas. El buzamiento de la falla cambia a lo largo de su recorrido y el salto vertical estimado es de 200-500 m. Sanz de Galdeano (1989) describe las fallas del borde norte de Sierra Alhamilla y Sierra Cabrera, con una longitud total de 40 km, como fallas esencialmente de salto en dirección con movimientos dextros.

## 5.3 ESTRUCTURA DE LA COBERTERA NEÓGENA Y CUATERNARIA DEL CAMPO DE DALÍAS

El estudio de la estructura geológica del Campo de Dalías constituye uno de los aspectos fundamentales que intenta desarrollar esta tesis doctoral. Para alcanzar este objetivo se han realizado observaciones geológicas de campo, con el fin de reconocer en superficie los distintos materiales y las estructuras tectónicas que los deforman. Para el conocimiento de la estructura profunda del Campo de Dalías, se han interpretado diversos datos geofísicos (sísmica de reflexión y gravimetría) y se ha utilizado una base de datos de sondeos que incluye sus columnas litológicas.

### 5.3.1 Observaciones geológicas en superficie

A partir del reconocimiento de campo ha sido posible examinar las principales estructuras tectónicas que deforman en superficie los sedimentos neógenos y cuaternarios del Campo de Dalías. A continuación se detallan las diferentes estructuras que han sido agrupadas en tres categorías: pliegues, diaclasas y fallas.

#### 5.3.1.1 Pliegues

Los pliegues constituyen una de las estructuras que más importancia tiene en la caracterización de la geometría del relleno sedimentario del Campo de Dalías. La determinación de los pliegues a partir de la observación en campo de los buzamientos de la estratificación de materiales de edad pliocena y cuaternaria muestra cierta dificultad debido a que generalmente son muy abiertos y las capas tienen un buzamiento de origen sedimentario. Por ello, para definir con precisión su morfología se necesitan otros datos de tipo geofísico utilizados en este trabajo y descritos más adelante en el apartado 5.3.2.

Los sedimentos de edad Mioceno superior que afloran en todo el borde sur de Sierra de Gádor tienen buzamientos hacia el S-SE, debido a que se encuentran en el flanco sur de la antiforma post-tortonense que deforma la sierra. Los materiales de edad pliocena que más ampliamente afloran en el Campo de Dalías corresponden a calcarenitas de la Unidad I del Plioceno Inferior definidas por Aguirre (1998). Estos materiales tienen una megaestratificación cruzada formada en un ambiente sedimentario submareal de plataforma interna. El buzamiento original de las capas, que alcanza valores de hasta 30° principalmente hacia el SE, puede inducir a interpretar un origen tectónico y un basculamiento de los estratos cuando se realizan observaciones en afloramientos puntuales y de extensión reducida (figura 5.12a). Sin embargo, la

observación de cortes amplios, como en el acantilado de Almerimar o en el litoral de Balanegra, permiten observar la geometría cuneiforme de los estratos, con una disposición subhorizontal en las partes distales (figura 5.12b). Una disposición similar ocurre en los depósitos de brechas y conglomerados pliocenos que afloran cerca de Adra, con buzamientos medios de las clinoformas de 25° (García-García, 2003). Por tanto es difícil estimar en estos afloramientos si el buzamiento de las capas es originalmente sedimentario, si tiene un origen tectónico o es el resultado de ambos procesos.

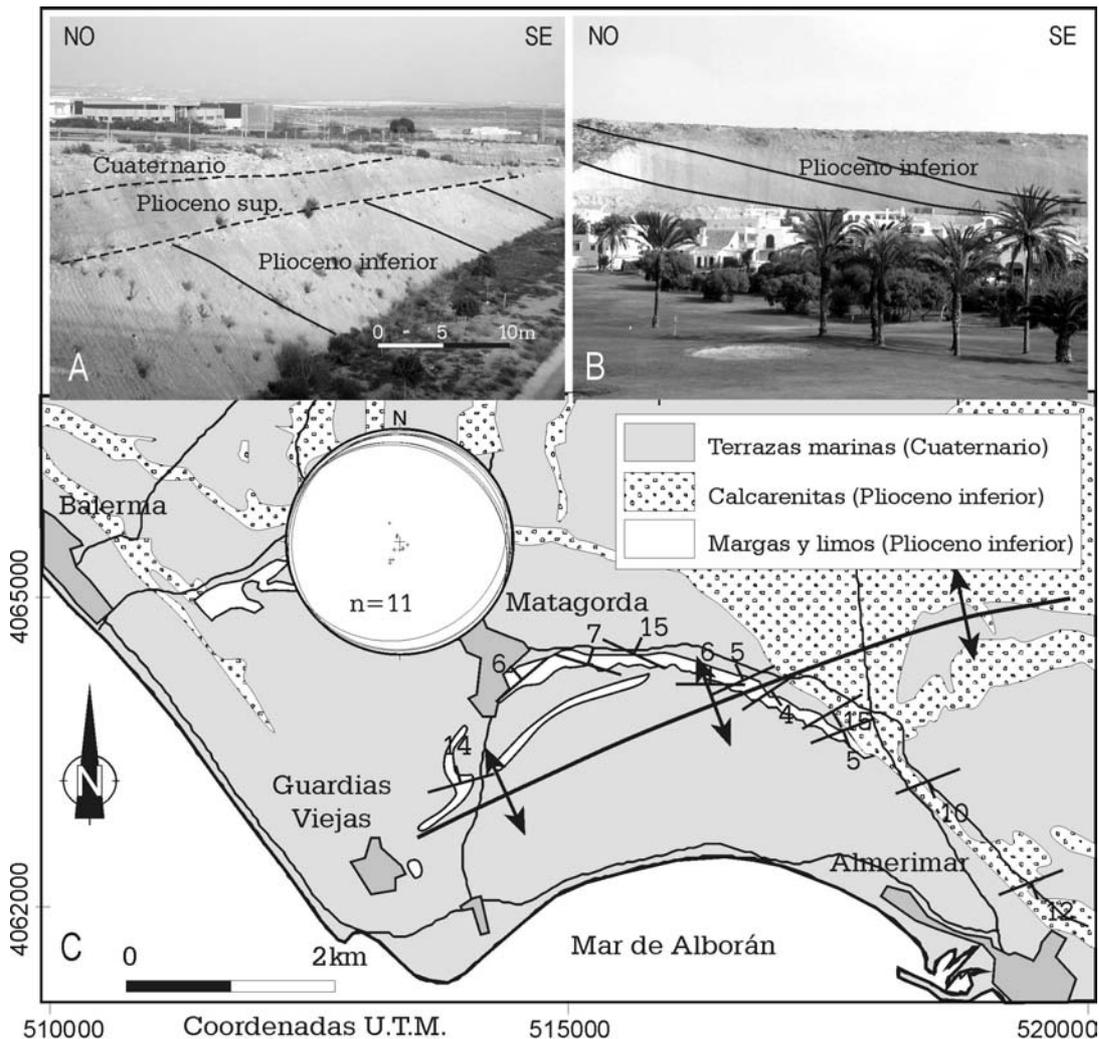


Figura 5.12. A) Afloramiento de calcarenitas de edad pliocena en la autovía Adra-Almería (salida Almerimar), en el que se puede observar la discordancia entre los sedimentos del plioceno medio-superior y cuaternarios suprayacentes. Gran parte del buzamiento de las capas tiene un origen sedimentario. B) Afloramiento de calcarenitas de edad pliocena en el acantilado de Almerimar. Se puede observar la presencia de grades cuerpos con morfología sigmoidal. C) Situación de la charnela de un anticlinal reconocido en margas y limos de edad pliocena a partir de la medida sistemática de la orientación de la estratificación reflejada con círculos mayores y polos en el diagrama estereográfico, hemisferio inferior.

No obstante, la existencia de facies de mayor profundidad en materiales pliocenos del Campo de Dalías (sector Matagorda – Almerimar), con una composición

de limos y margas y una disposición original de los estratos supuestamente subhorizontal, permite determinar la existencia de pliegues a partir de la medida sistemática de los buzamientos de estos materiales. En esta región se observa un pliegue anticlinal muy abierto, con buzamientos en los flancos de 5-10° y una charnela con dirección aproximada ENE-OSO que se situaría en la localidad de Guardias Viejas (figura 5.12c). Este pliegue se prolonga hacia el E hasta las proximidades de Roquetas de Mar, en el extremo oriental del Campo de Dalías.

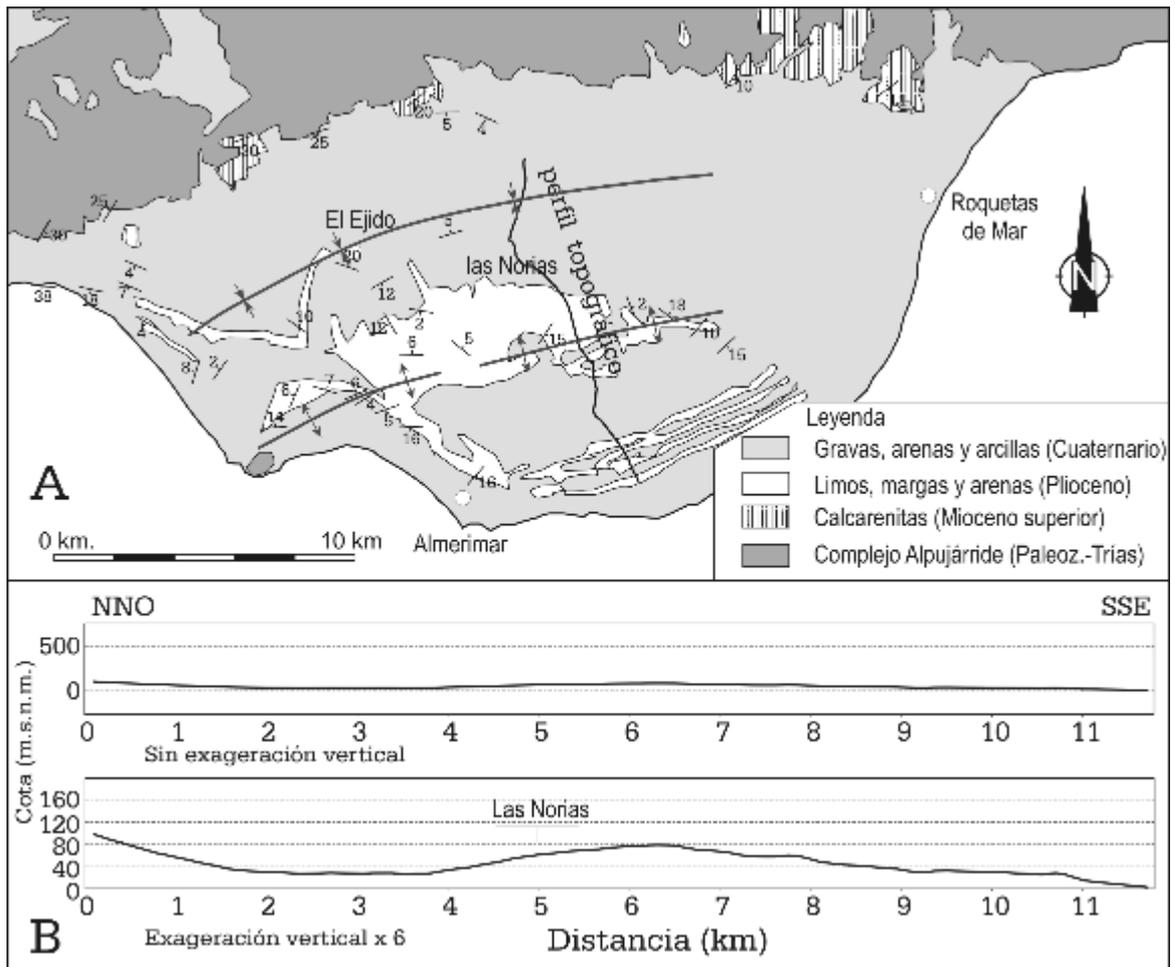


Figura 5.13. Esquema geológico del Campo de Dalías con algunas medidas de dirección y buzamiento de la estratificación en materiales miocenos y pliocenos, en el que se interpreta la posición de un anticlinal y un sinclinal. B) Perfil topográfico de dirección NNO-SSE correspondiente a la traza de la línea sísmica AL-05 situado en el esquema geológico superior. Se muestra el perfil sin exageración vertical y con exageración vertical x 6. Se puede reconocer el abombamiento de la superficie topográfica que coincide con la posición del anticlinal reconocido mediante datos geofísicos.

Aunque la mayor parte de los pliegues son de tamaño hectométrico a kilométrico, existen también pliegues de pequeño tamaño, tales como el anticlinal en calcarenitas de edad pliocena, que puede observarse en el área central del Campo de Dalías, al sur de la población de Las Norias. Este pequeño anticlinal de dimensión métrica, se desarrolla de forma simultánea con una falla inversa ciega de dirección

N60°E de pequeño desplazamiento que se describirá con más detalle en este mismo apartado referente a fallas.

Una de las evidencias geomorfológicas más claras que muestran la existencia de un pliegue reciente se obtiene a partir del análisis topográfico del Campo de Dalías. En el área central del Campo de Dalías existe un alto topográfico que se extiende en dirección E-O en el que afloran calcarenitas de edad pliocena. El perfil topográfico de detalle correspondiente a la línea sísmica AL-05 que cruza el Campo de Dalías por su zona central en dirección NNO-SSE (figura 5.13) muestra la existencia de un alto topográfico suave y una pequeña depresión al norte que podría corresponder con un anticlinal y sinclinal respectivamente.

### 5.3.1.2 Diaclasas

Se han estudiado con detalle las diaclasas que se reconocen en el Campo de Dalías. Para ello se han medido un total de 13 estaciones que afectan a las rocas neógenas y cuaternarias (figura 5.14). Se han realizado medidas de las diaclasas en cortes verticales y en planta siempre que ha sido posible para caracterizar la geometría de los juegos que en algunos casos pueden ser subparalelos a las secciones estudiadas. El tamaño de las diaclasas es muy variable, desde decimétrico hasta algunos centenares de metros de longitud. Las diaclasas de mayor tamaño pueden ser reconocidas mediante fotografía aérea (figura 5.15a). El estudio de las diaclasas en la región muestra la existencia de grupos de diaclasas sistemáticas verticales agrupadas en diferentes juegos.

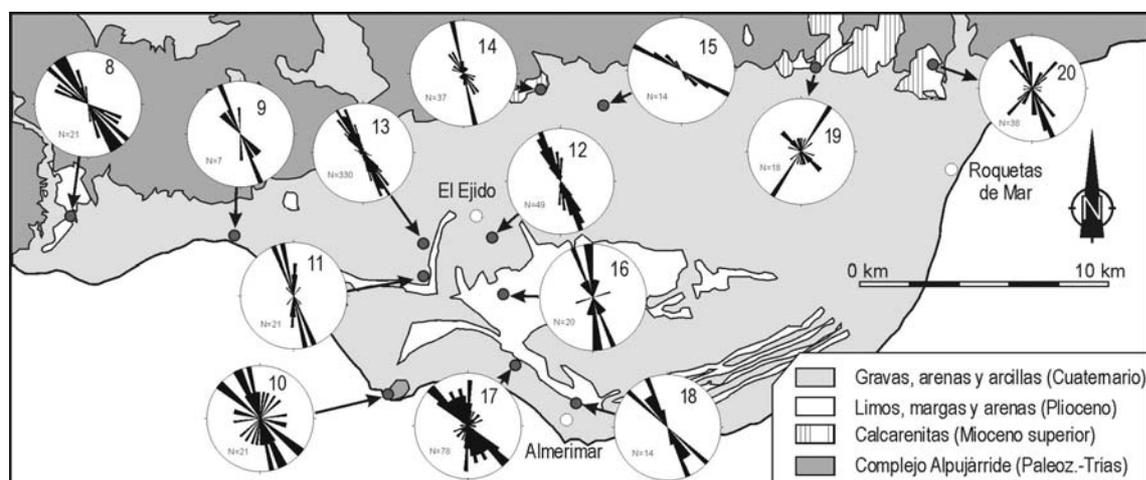


Figura 5.14. Diagramas de rosa de los vientos de las estaciones de diaclasas reconocidas en el Campo de Dalías. El número de estación y de datos utilizados se indica en cada diagrama.

Para definir de forma aproximada la edad de los diferentes juegos de diaclasas es necesario observar su desarrollo en los distintos niveles que componen las secciones estratigráficas. No es frecuente observar en campo las relaciones de corte entre juegos de diaclasas verticales, cuando sólo se dispone de secciones verticales. No obstante, es

posible establecer la edad mínima de formación de las diaclasas a partir del conocimiento de la edad de la roca sobre la que se desarrolla. Si determinadas orientaciones de diaclasas medidas en rocas más antiguas no se reconocen en rocas más modernas, probablemente indicará que estas diaclasas se formaron en un intervalo de tiempo comprendido entre la edad de la roca antigua y la edad de la roca moderna.

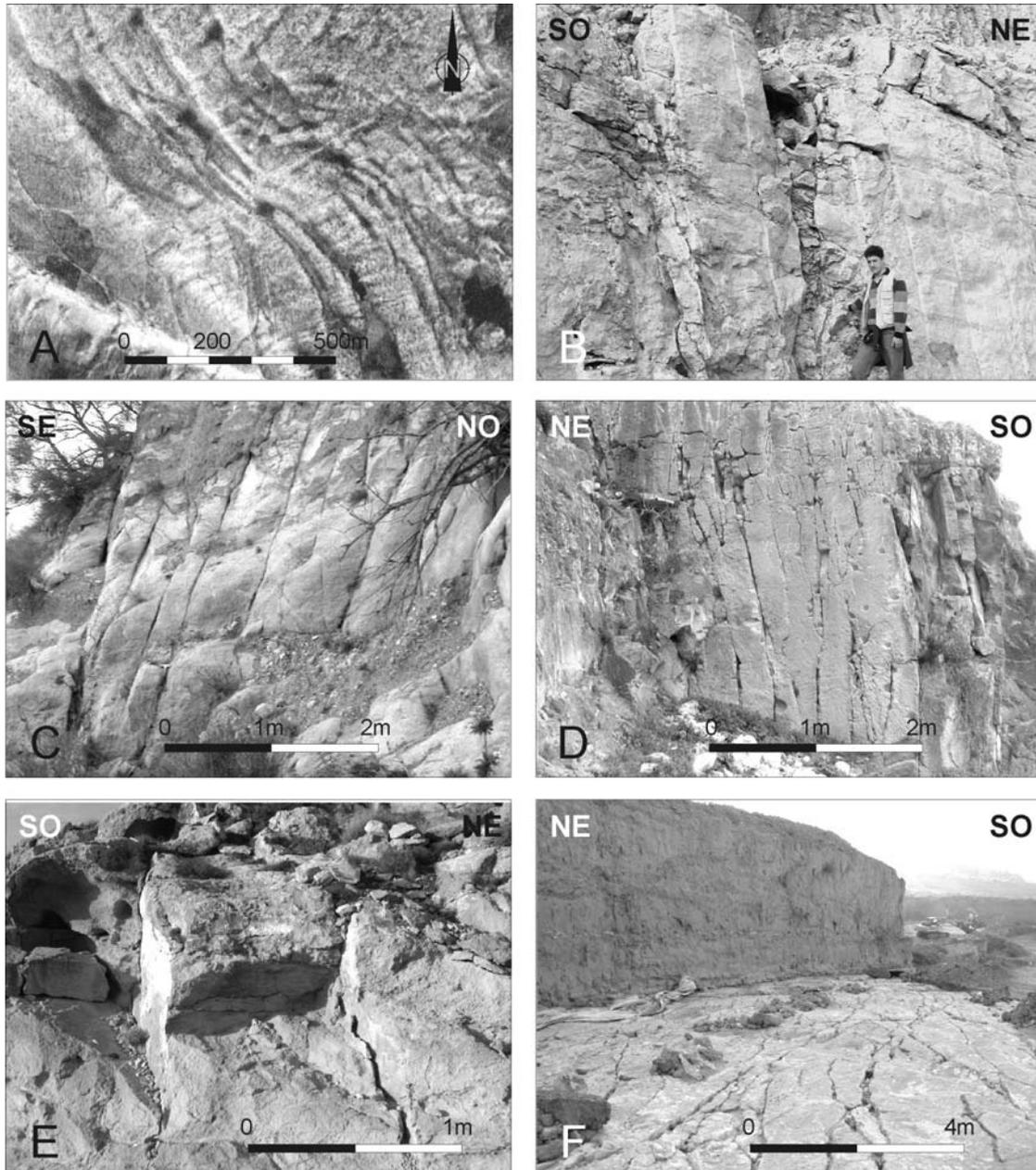


Figura 5.15. Ejemplos de diaclasas en el Campo de Dalías. A) Fotografía aérea que muestra diaclasas sistemáticas de dirección NO-SE. B) Desarrollo de diaclasas y posterior karstificación en calciruditas de edad Tortonense superior en el borde NO del Campo de Dalías. C) Diaclasas sistemáticas en calcarenitas de edad Tortonense superior en el borde NE del Campo de Dalías. D) Diaclasas híbridas de tensión y cizalla en calcarenitas de edad pliocena cercanas a la población del Ejido. E) Diaclasas de tensión en calcarenitas de edad pliocena en los acantilados de Almerimar. F) Afloramiento de la Cantera de Matagorda. Se puede observar como los limos rojos suprayacentes fosilizan las diaclasas híbridas de tensión y cizalla.

Se han reconocido tres afloramientos de diaclasas en calcarenitas de edad tortoniense en el borde norte del Campo de Dalías (figura 5.15b y c). En estos afloramientos se puede observar que las rocas están afectadas por dos juegos principales, con orientaciones casi perpendiculares entre sí, NNO-SSE y NE-SO de diaclasas subverticales (estaciones 19 y 20) o por un juego de orientaciones NNO-SSE (estación 14).

| Estación | X (U.T.M.) | Y (U.T.M.) | nº de diaclasas | Litología/Edad                    |
|----------|------------|------------|-----------------|-----------------------------------|
| 8        | 500920     | 4068790    | 21              | Arenas y conglomerados (Plioceno) |
| 9        | 507339     | 4068004    | 7               | Limos y arenas (Plioceno)         |
| 10       | 513353     | 4061799    | 21              | Conglomerados (Cuaternario)       |
| 11       | 514741     | 4066450    | 21              | Limos y arenas (Plioceno)         |
| 12       | 517480     | 4067955    | 49              | Limos y arenas (Plioceno)         |
| 13       | 514750     | 4067700    | 330             | Limos y arenas (Plioceno)         |
| 14       | 519380     | 4073754    | 37              | Calcarenitas (Tortoniense)        |
| 15       | 521796     | 4073129    | 14              | Conglomerados (Cuaternario)       |
| 16       | 517900     | 4065790    | 20              | Limos y arenas (Plioceno)         |
| 17       | 518363     | 4062960    | 78              | Limos y arenas (Plioceno)         |
| 18       | 520725     | 4061405    | 14              | Limos y arenas (Plioceno)         |
| 19       | 530070     | 4074634    | 18              | Calcarenitas (Tortoniense)        |
| 20       | 534622     | 4074744    | 38              | Calcarenitas (Tortoniense)        |

Tabla 5.2. Estaciones de medida de diaclasas en diferentes sectores del Campo de Dalías. Se indica la litología y edad de los materiales en los que se han reconocido las diaclasas.

Los materiales calcareníticos de edad Pliocena y los conglomerados de terrazas marinas del Pleistoceno inferior también están afectados por diaclasas con una orientación general NNO-SSE, al igual que en las rocas tortonienses (figura 5.15d, e y f). Estas diaclasas se agrupan principalmente en dos juegos (por ejemplo: estaciones 10, 16, 17 y 18 de la figura 5.14) si bien, las orientaciones intermedias entre estos dos juegos son también frecuentes.

En numerosas estaciones es posible observar la existencia de todas las orientaciones intermedias entre los dos juegos conformando un *joint spectrum* en el sentido de Hancock (1986). El término *joint spectrum* se define como una distribución continua de fracturas con un ángulo máximo  $2\theta$  entre ellas de unos  $45^\circ$  correspondiente a una situación intermedia entre las diaclasas puras de tensión y las diaclasas híbridas de cizalla y tensión. Por ejemplo esta variación en la distribución de las orientaciones se puede ver en las estaciones 8, 12, 13 y 17 de la figura 5.14. Las orientaciones de estos dos juegos están comprendidas entre las direcciones N140°E y N180°E con una dirección N160°E predominante. Por otra parte, los patrones de distribución de las

diaclasas en planta son principalmente del tipo “y” según la clasificación de Hancock (Hancock, 1985), aunque también es posible reconocer los tipos “K”, “Y” y “X”. Los ángulos entre los juegos principales medidos en los afloramientos son variables, pero generalmente menores de  $45^\circ$ .

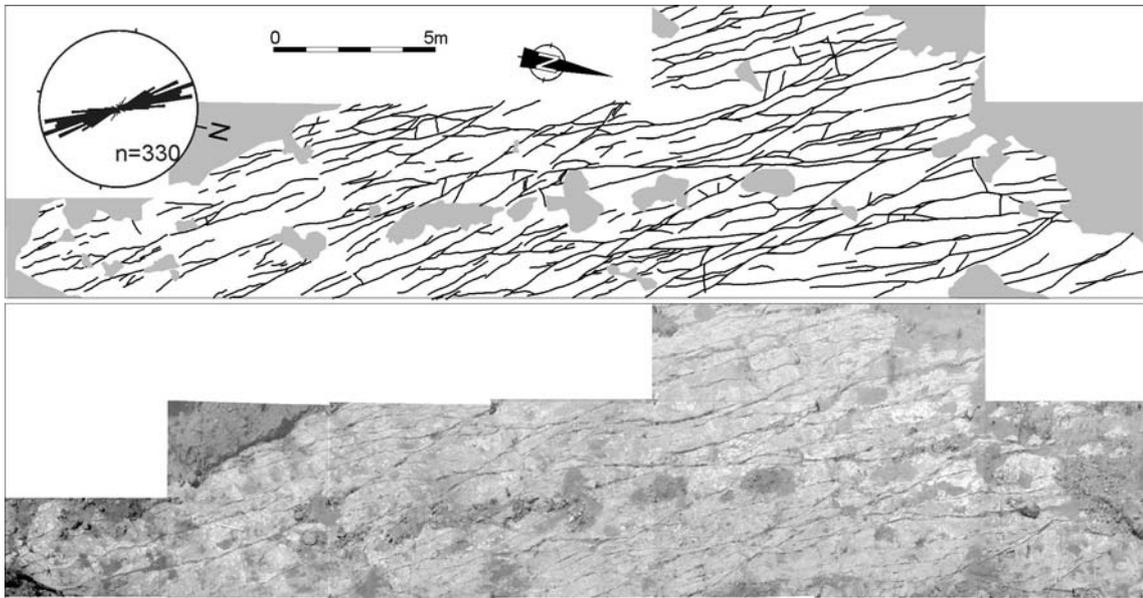


Figura 5.16. Fotomosaico en planta y dibujo interpretativo de la estación de diaclasas n° 13 (Cantera de Matagorda) donde se puede observar la distribución en la orientación de las diaclasas con la formación de diaclasas híbridas.

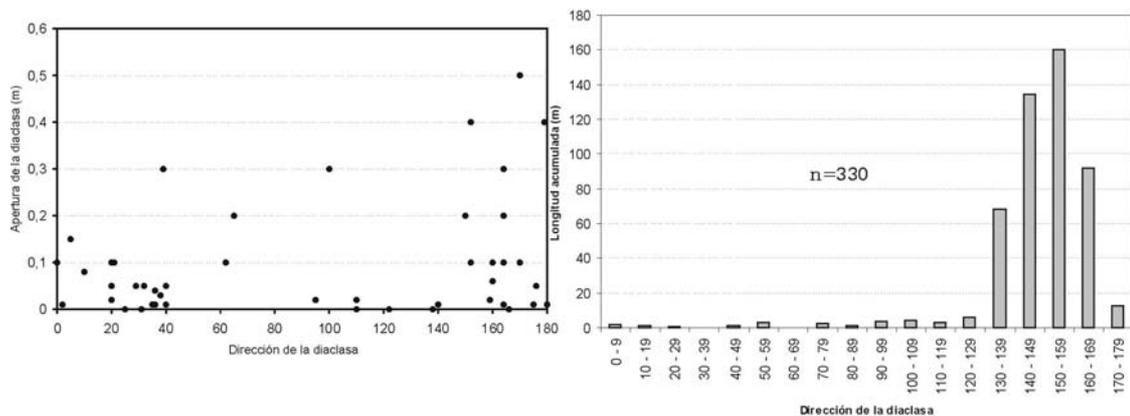


Figura 5.17. A) Histograma de dirección de las diaclasas (azimut) versus longitud acumulada (m) de la estación 13 (Cantera de Matagorda). B) Representación de la apertura de diaclasas (m) en función de su dirección (azimut) en diaclasas del Campo de Dalías.

En la cantera de Matagorda existe un afloramiento de calcarenitas pliocenas donde se puede observar con gran detalle la geometría y distribución de las diaclasas desarrolladas en estos materiales en una sección horizontal (figura 5.16). Si se estudia la relación que existe entre la longitud acumulada de las diaclasas respecto a la orientación

de estas, se concluye que más del 80% de las diaclasas tienen orientaciones comprendidas entre N140°E y N170°E, con un máximo en N160°E. En este afloramiento, las diaclasas de mayor longitud (figura 5.17a) pertenecen a un *joint spectrum* bien definido con orientaciones comprendidas entre N145°E y N165°E. El ángulo entre las orientaciones de diaclasas que definen los límites del *joint spectrum* está aproximadamente comprendido entre 20° y 25°.

En el afloramiento de Matagorda (estación 12) es posible observar los sedimentos de edad Pleistoceno medio-Holoceno que fosilizan a las diaclasas (figura 5.15f). Este hecho puede también identificarse en otros afloramientos de la zona central y meridional del Campo de Dalías. La ausencia en los sedimentos cuaternarios suprayacentes de las diaclasas híbridas desarrolladas en los sedimentos pliocenos puede interpretarse debido al diferente comportamiento mecánico de los distintos materiales. Sin embargo, la presencia de conchas y cantos marinos pliocenos dentro de las diaclasas abiertas y la ausencia de los limos rojos cuaternarios suprayacentes en las fracturas abiertas, indican que estas diaclasas híbridas se formaron durante el plioceno y no en tiempos más recientes. En las rocas más jóvenes de edad cuaternaria, como en sedimentos de abanico aluvial (estación 15) y en terrazas marinas actuales (estación 10), las orientaciones son en general de dirección NO-SE y las diaclasas tienen un carácter más tensional. En la estación 15 existe un único juego subvertical de diaclasas tensionales (figura 5.14). Muchas de las diaclasas observadas en la región, y correspondientes a los diferentes juegos, muestran varias fases de apertura con relleno simétrico de calcita. La apertura es heterogénea a lo largo del Campo de Dalías, aunque generalmente están mejor desarrolladas en los mármoles del basamento alpujárride y en las calcarenitas tortonienses. Generalmente los afloramientos que están afectados por más de un juego de diaclasa muestran valores de apertura mayores cuando las orientaciones son NO-SE (figura 5.17b).

En algunas de las diaclasas se puede reconocer un relleno simétrico de calcita en ambas caras de la superficie fracturada, con potencias que pueden alcanzar hasta un metro. Además, en algunas de las diaclasas se han encontrado rellenos que incluyen dentro arcillas y bloques.

### **5.3.1.3 Fallas**

Los estudios previos llevados a cabo en el Campo de Dalías por diversos autores ponen de manifiesto la presencia de fallas de dirección NO-SE (figura 5.18) que muestran una actividad reciente como la Falla de Balanegra (Fourniguet, 1975 y 1976). Otros autores (Goy y Zazo 1982, 1986; Baena *et al.*, 1982; Baena y Ewert, 1983; Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993) establecen la presencia de una actividad reciente de estas fallas a partir de la observación del desplazamiento de terrazas marinas

de edad pleistocena. No existe, sin embargo, acuerdo en la cinemática de estas fallas. Mientras algunos autores establecen movimientos de salto en dirección sinistros (Goy y Zazo, 1986), otros determinan saltos en tijera en la Falla Loma del Viento y definen diferentes fases de deformación (Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993), o bien le confieren un carácter normal a las fallas (Baena y Ewert, 1983 y Martínez Díaz, 2000). Los autores previos, indican la existencia de fallas de dirección E-O. La principal falla estaría situada en el borde norte del Campo de Dalías y generaría un depocentro de sedimentos neógenos y cuaternarios en el área central del Campo de Dalías, en una estructura de fosa y *horsts* tectónicos (Baena *et al.*, 1982; Baena y Ewert, 1983; Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993; Martínez Díaz 2000 y Martínez Díaz y Hernández Enrile, 2004).

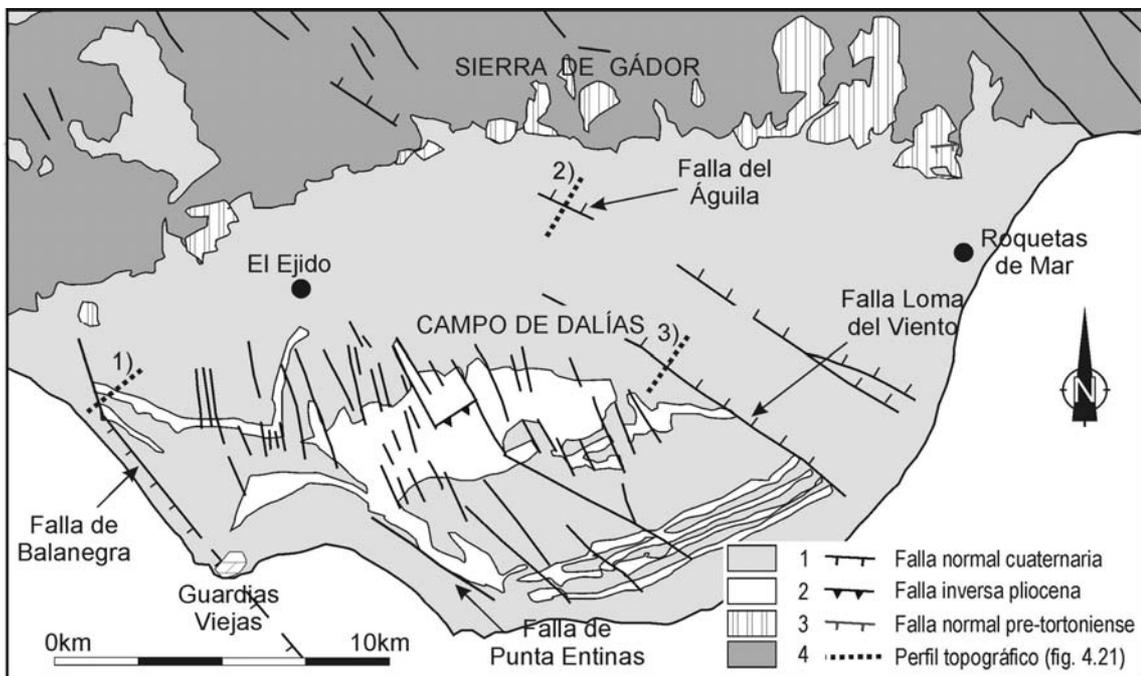


Figura 5.18. Esquema geológico del Campo de Dalías donde se muestran las principales fallas de la región.

En este trabajo se ha realizado un exhaustivo análisis tanto de las fallas mayores que afloran en campo como de las características de las microfallas. Se ha determinado la geometría, cinemática y cronología de estas fallas a partir del estudio de marcadores cinemáticos y de las relaciones de corte con los sedimentos del área. En algunas fallas se puede establecer la edad de actividad a partir de su carácter sinsedimentario. En otras fallas, el periodo de actividad sólo se puede acotar teniendo en cuenta la edad de los materiales que la fosilizan y que al menos parte de su actividad fue posterior a los materiales que deforma. A continuación se describen las diferentes fallas reconocidas en el Campo de Dalías ordenadas de mayor a menor edad.

En el borde meridional de la Sierra de Gádor (coordenadas x:535.225 y:4.075.254) existe una única falla de dirección E-O con una longitud de unos 200 m y un buzamiento de 50° al sur. El salto de esta falla es normal y se encuentra fosilizada

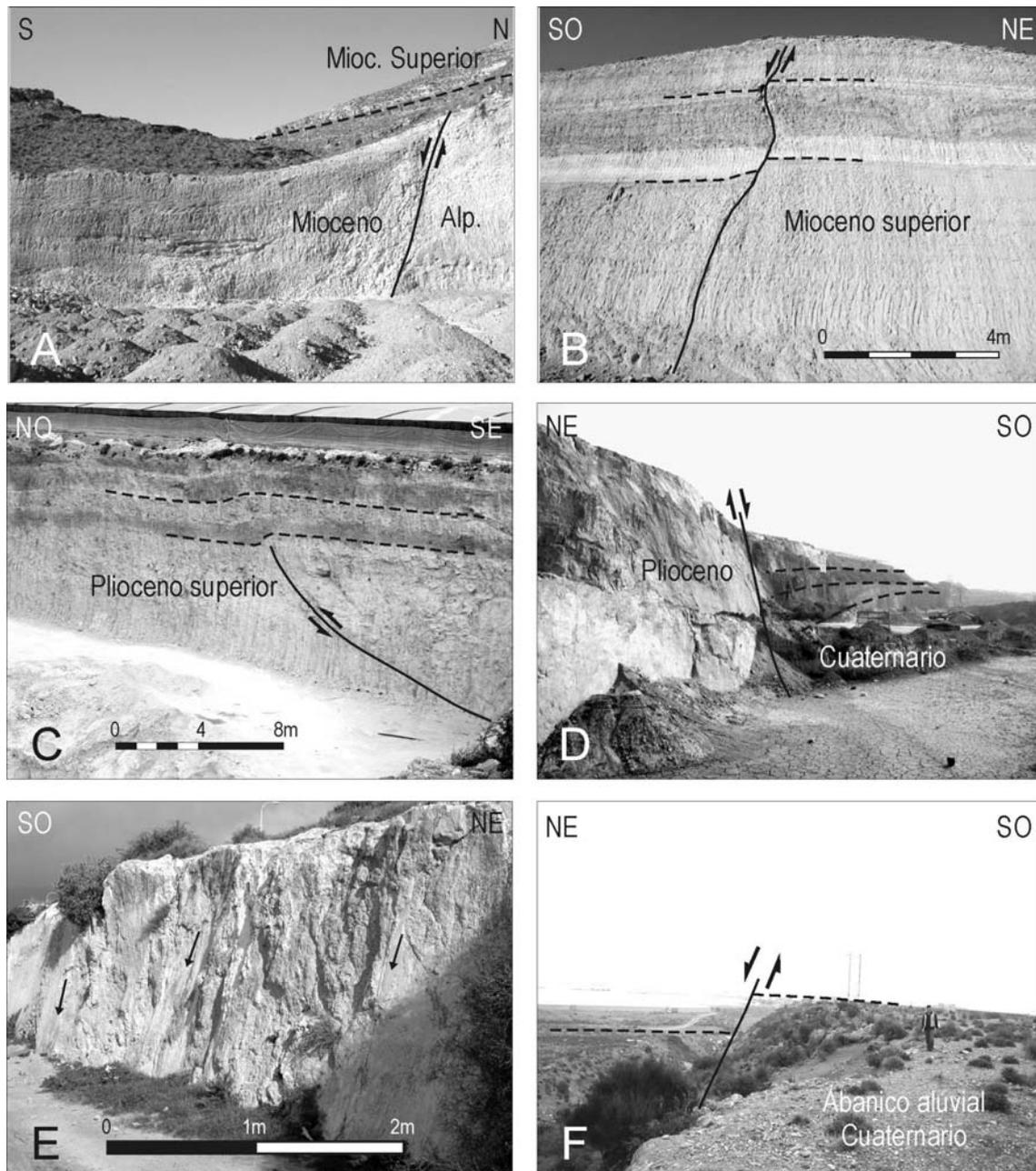


Figura 5.19. Ejemplos de campo de fallas reconocibles en el Campo de Dalías. A) Falla normal de dirección E-O fosilizada en sedimentos del Mioceno superior localizada en el borde noreste del Campo de Dalías. B) Falla normal sinsedimentaria de dirección NO-SE que afecta a sedimentos de edad tortoniense superior. C) Falla inversa sinsedimentaria ciega con desarrollo de un anticlinal de propagación de dirección OSO-ENE que deforma a calcarenitas de edad pliocena. D) Falla normal de dirección NO-SE con desarrollo de un semigraben en limos rojos cuaternarios. E) Falla normal de dirección NO-SE con generación de un escarpe de falla afectando a sedimentos cuaternarios. F) Falla normal-dextra de dirección N120°E continuación de la Falla Loma del Viento que afecta a un abanico aluvial cuaternario. Desarrolla un escarpe de falla de unos 15 metros de altura.

por calcarenitas de edad Tortonense superior - Mesiniense inferior que no muestran ningún desplazamiento (figura 5.19a). El bloque levantado está formado por calizas y margocalizas de la Unidad de Félix perteneciente al complejo Alpujárride. El bloque hundido está constituido por margas blancas y microconglomerados limo-arenosos no datados. Estos sedimentos son, en cualquier caso, anteriores al Tortonense superior. No se ha reconocido en campo ningún otro indicio de falla de orientación E-O en el borde meridional de Sierra de Gádor ni en el interior del Campo de Dalías.

Las calcarenitas de edad Tortonense superior – Mesiniense inferior se encuentran deformadas por fallas normales de dirección N145°E. Estas fallas muestran en algún caso un funcionamiento sinsedimentario (figura 5.19b). La existencia en la serie estratigráfica de depósitos volcanosedimentarios permite observar diferencias de potencia en los bloques hundidos y levantados de la falla. Además, los saltos verticales en los estratos a lo largo del plano de falla son progresivamente menores hacia el techo de la serie estratigráfica, indicando una actividad sinsedimentaria de la falla.

En el Plioceno sólo se tiene constancia de actividad sinsedimentaria de algunas fallas de pequeño salto. Como se ha descrito en el apartado referente a diaclasas, los sedimentos margosos limosos-arenosos y calcarenitas de edad Plioceno inferior están deformados por numerosas fracturas sistemáticas de orientación general NO-SE. Estas fracturas presentan con frecuencia pequeños saltos verticales de tamaño centimétrico, por lo que en este caso ya se podrían considerar fallas, que parecen no tener continuidad en los sedimentos cuaternarios suprayacentes. Este hecho indicaría una actividad pliocena.

Además, se ha reconocido localmente en calcarenitas del Plioceno una falla inversa ciega sinsedimentaria que genera un pliegue de propagación vergente al NO (ya se comentó en el apartado 5.3.1.1 referente a los pliegues). La falla tiene una dirección N60°E y un buzamiento de 30° al SE (figura 5.19c). La superficie topográfica no se muestra deformada, por lo que no parece que esta falla haya sido activa recientemente.

Las fallas más numerosas y representativas del Campo de Dalías deforman de manera generalizada los sedimentos cuaternarios, y en gran parte ya han sido descritas por autores previos. Sin embargo, no se conoce la edad en la que se puede haber iniciado su actividad y su cinemática es discutida. La mayoría de las fallas tienen trazas rectilíneas a escala de afloramiento y cartográfica, aunque en algunos casos, se observan terminaciones ligeramente curvadas. Los planos de falla tienen una orientación media NO-SE, con variaciones comprendidas entre N120°E y N170°E, si bien a escala de afloramiento se pueden observar orientaciones de los planos más variables.

La distribución de las direcciones de las fallas es variable en los diferentes afloramientos estudiados. Mientras que en algunos afloramientos todo el rango de

direcciones está bien representado (por ejemplo la estación 6 de la figura 5.20), en otros existe una abundancia de fallas normales de dirección N145°E (por ejemplo, la estación 2 cercana a la Falla de Balanegra y la estación 11 de la figura 5.20). En otras áreas, sin embargo, existen dos juegos de fallas de diferente orientación (por ejemplo el 4 y 8 de la figura 5.20).

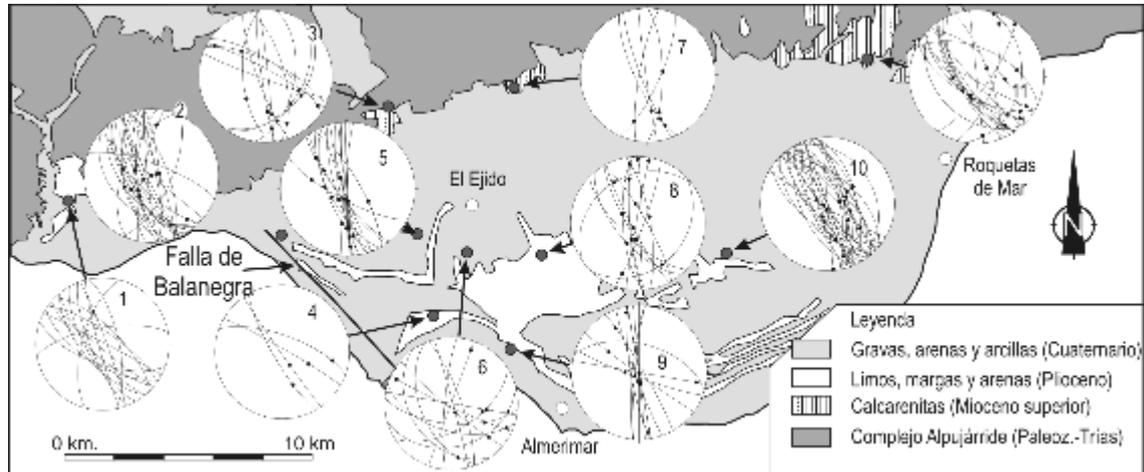


Figura 5.20. Posición de estaciones de medida de fallas en el Campo de Dalías. Diagramas estereográficos indicando los planos de falla (círculos mayores) y las estrías (puntos).

Los buzamientos de las fallas son variables, pero por lo general muy altos, y alcanzan valores de 70° a 90°. Aunque en algunos de los afloramientos existen buzamientos tanto al noreste como al suroeste (por ejemplo 4 y 10 de la figura 5.20), en general se observa un sentido de buzamiento predominante hacia el suroeste (ejemplo: zona cercana a la Falla de Balanegra, figura 5.20). La longitud de las fallas tiene un valor medio de 3 km, aunque es también variable, desde fallas que alcanzan decenas de metros hasta otras de varios kilómetros de longitud, como la falla de Balanegra o la falla de Loma del Viento de unos 8 km de longitud (figura 5.18).

Las superficies de las fallas están generalmente estriadas, mostrando marcas de movimiento que permiten determinar su cinemática. En rocas blandas, como las arcillas rojas y limos cuaternarios, también es posible encontrar superficies pulidas y estriadas. El desplazamiento de la estratificación subhorizontal y los escarpes topográficos que generan las fallas, permiten establecer su sentido de movimiento.

A partir del estudio de la cinemática de las fallas se deduce la existencia de un régimen normal con saltos oblicuos. El desplazamiento de estas fallas es principalmente normal. Cuando los planos de falla tienen direcciones comprendidas entre N145°E y N120°E (Ej: Falla Loma del Viento) el desplazamiento es normal con componente de deslizamiento dextro. Si los planos de falla tienen direcciones comprendidas entre N140°E y N170°E, el desplazamiento es normal con componente de deslizamiento

sinistro. Sin embargo, cuando los planos de falla tienen una dirección aproximada N145°E, el desplazamiento es estrictamente normal.

Los escarpes de falla asociados a estas fallas, en algunos casos con incipiente erosión, tienen una altura media de 1-2 m aunque localmente pueden alcanzar hasta 15 metros de altura como por ejemplo en la Falla Loma del Viento. Esta falla es la de mayor longitud del Campo de Dalías con 8 km (figura 5.18). En trabajos anteriores (Baena e Ewert, 1983) se le atribuye a esta falla una mayor longitud, y se considera que continua en dirección NO y afecta a los sedimentos aluviales cuaternarios. Este hecho no se reconoce en campo, debido a que esta falla está segmentada en pequeñas fallas de menor longitud. La falla Loma del Viento tiene una dirección N125°E y un buzamiento de 80° hacia el NE. Las estrías reconocidas en esta falla indican un cabeceo medio de 50° hacia el SO y un desplazamiento normal-dextro. En el bloque levantado afloran calcarenitas de edad Plioceno inferior, mientras que el bloque hundido se han depositado limos rojos de edad cuaternaria, con desarrollo de un semigraben. El salto de la falla obtenido a partir del escarpe topográfico que genera (figura 5.21) es variable entre 10 y 15 m.

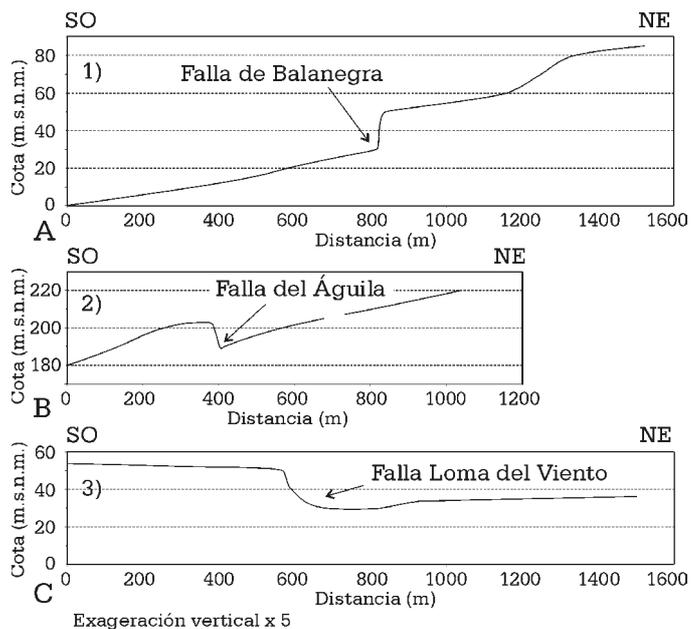


Figura 5.21. Perfiles topográficos de tres fallas principales que afectan a sedimentos cuaternarios en el Campo de Dalías (localización de los perfiles en la figura 5.17).

Otra de las fallas de mayor longitud que se reconocen en el Campo de Dalías es la denominada Falla de Balanegra por Fourniguet (1975 y 1976). Está formada por varias fallas paralelas que generan una morfología escalonada descendente hacia la línea de costa. La zona de falla tiene una longitud total de 6 km y una dirección y buzamiento medio de N140E/70°SO (figura 5.18). En el extremo SO de la zona de falla, la dirección es N157°E. La sismicidad asociada a esta falla es importante. A finales de

1994 y principios de 1995 se produjeron dos terremotos de magnitud Mb de 4.9 y 5.0 e intensidades máximas MSK de VII. La sismicidad asociada a esta falla se describirá en el capítulo 6. Las estrías indican un movimiento normal de la falla con saltos superiores a 8 metros en algún caso (figura 5.22). La línea de costa paralela a la zona de falla es una evidencia geomorfológica de la actividad actual de la falla. La Falla de Punta

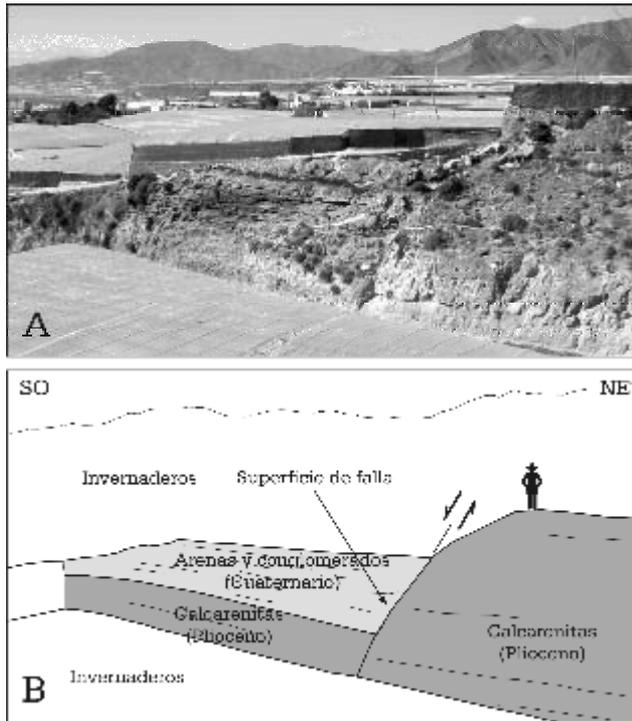


Figura 5.22. Falla de Balanegra (localizada en la figura 5.18). Se observa un escarpe de falla que afecta a arenas y conglomerados de edad cuaternaria.

bloque levantado y una curvatura de la red de drenaje debido a la componente dextra de la falla.

### 5.3.2. Estructura profunda a partir de datos geofísicos y del subsuelo

A continuación se describen los datos de columnas de sondeos, sísmica de reflexión y gravimetría obtenidos en el Campo de Dalías que permiten mejorar la caracterización de su estructura profunda.

#### 5.3.2.1 Sondeos

El acceso a la base de datos de sondeos que dispone el Instituto Geológico y Minero de España ha favorecido notablemente la realización de este trabajo, ya que ha facilitado la labor previa de recopilación de información. Entre los diferentes datos de esta base destacan las columnas litológicas de los sondeos que han permitido elaborar mapas de contornos de las principales unidades geológicas del área a partir de las columnas verticales. Casi la totalidad de los sondeos se sitúan en la mitad norte del Campo de Dalías (figura 5.23). En el área meridional del Campo de Dalías existe un sondeo profundo de investigación petrolera (Roquetas-1). Sin embargo no existen

Entinas con una longitud de 4,5 km y una dirección y buzamiento N135°E/80°SO y régimen normal es paralela también a la línea de costa en este sector.

La Falla del Aguila (figura 5.18) de pequeña longitud (1,5 km) tiene una dirección y buzamiento N124°E/80°NE. El cabeceo medio de las estrías en la superficie de falla es de 35°SE e indican un régimen normal-dextro. El escarpe de falla alcanza los 10 metros de altura y afecta a sedimentos de abanicos aluviales cuaternarios. La red de drenaje actual de los abanicos aluviales está determinada por esta falla, y se pueden observar canales aluviales colgados en el

sondeos hidrogeológicos en el sector meridional del Campo de Dalías, por lo que no se pueden establecer los contornos de las unidades geológicas en este sector. Las profundidades alcanzadas por estos sondeos son variables. El valor medio de profundidad para todos los sondeos es de 375 metros, si bien, algunos sondeos alcanzan profundidades de hasta 1300 metros. El sistema de perforación más frecuentemente utilizado en la zona es el de rotopercusión y rotación, por lo que no se dispone en la mayoría de los casos de testigo continuo y la determinación de la columna litológica es de tipo cualitativo debido a que las muestras pueden contener ripios caídos de partes más altas de la columna perforada. En cualquier caso, las columnas obtenidas permiten diferenciar las principales unidades litoestratigráficas: el basamento (rocas carbonatadas y filitas), sedimentos del Mioceno superior (calcarenitas, yesos y rocas volcánicas), sedimentos del Plioceno (margas-limos y calcarenitas) y sedimentos cuaternarios (depósitos aluviales y limos rojos).

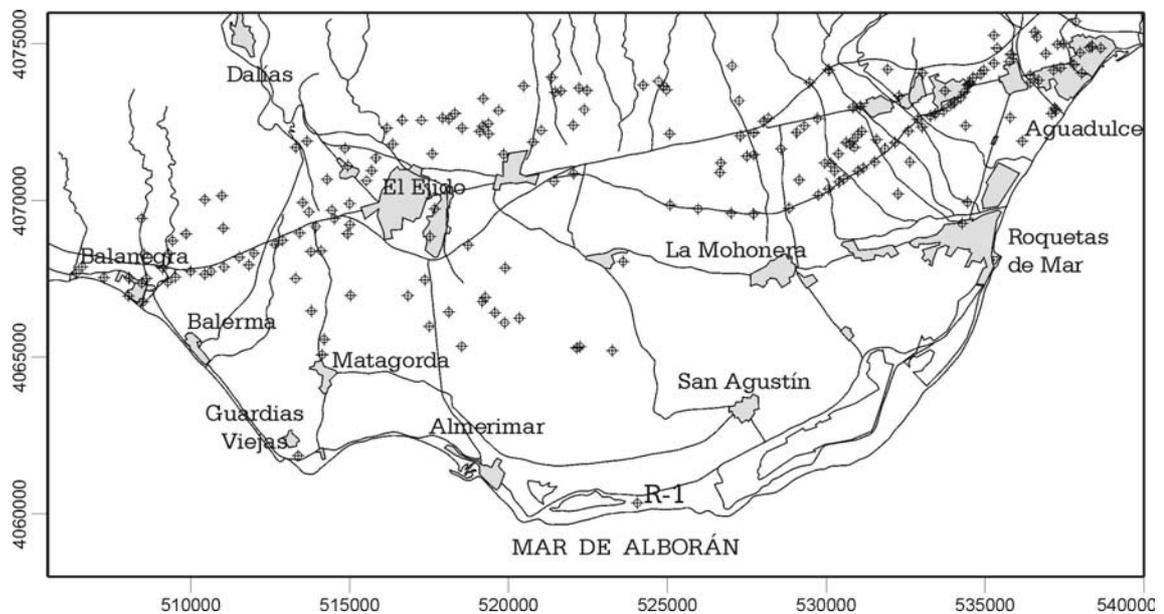


Figura 5.23. Situación de sondeos con columna litológica en el Campo de Dalías.

A partir de las columnas de sondeos, que presentan una distribución homogénea en la mitad norte del Campo de Dalías, se pueden confeccionar mapas de contornos de los principales límites entre unidades, que corresponden a las principales discontinuidades estratigráficas de la región. Habitualmente, en el área se han interpretado las diferencias de cota de un mismo límite estratigráfico en dos sondeos cercanos debido a la presencia de una falla que lo desplaza en ambos bloques (González Asensio *et al.*, 2003). Es necesario tener en cuenta que los datos de los sondeos no permiten diferenciar en la mayor parte de los casos la presencia de fallas que no afloran en superficie cuando el salto es pequeño. El cambio de la profundidad de un mismo límite estratigráfico puede deberse de igual manera a un salto de falla o a un buzamiento

de dicho límite estratigráfico (figura 5.24) como ocurre en gran parte de la región estudiada en la que la principal estructura tectónica reconocible es la presencia de pliegues de gran longitud de onda. Por ello, si en la mayor parte de los casos hay continuidad de un contacto estratigráfico entre sondeos adyacentes, es adecuado utilizar un método de interpolación de los datos de sondeos, tal como el kriging (*kriging*) que permite generar diferentes tipos de mapas de contornos. En este tipo de mapas, la presencia de fallas se mostraría por un gradiente elevado asociado a una zona estrecha.

En la figura 5.25 se representa un mapa de isopacas (espesor de los sedimentos) del relleno neógeno y cuaternario del Campo de Dalías. El mapa de líneas isopacas muestra la existencia de un depocentro de orientación E-O en un área central del Campo de Dalías cercana a las poblaciones de Matagorda y al sur del Ejido. En el área sur y sureste no existen sondeos profundos que permitan determinar el espesor del relleno sedimentario. Los espesores máximos alcanzan valores de más de 900 metros al sur de El Ejido. Las isolíneas muestran un incremento progresivo del espesor de los sedimentos desde el borde norte hasta el área central del Campo de Dalías. El espesor de los sedimentos se reduce desde el área central hacia el área sur en la población de Guardias Viejas, donde el basamento del Complejo Alpujárride aflora en superficie.

El mapa de contornos del **techo del basamento alpujárride** (figura 5.26), muestra una disminución progresiva en dirección sur del techo del basamento desde el límite norte del Campo de Dalías hasta la zona media, alcanzando profundidades máximas de 830 metros bajo el nivel del mar. Desde el área de Matagorda hasta Guardias Viejas se produce una elevación de la cota, y de esta forma el Alpujárride aflora en el sector de Guardias Viejas. El mapa de contornos muestra por tanto una depresión del basamento que determina la posición de máxima profundidad en el área central del Campo de Dalías. El área de mayor profundidad es elongada con dirección E-O y se sitúa bajo las poblaciones de Balerma – Matagorda. Los sondeos que alcanzan el basamento, perforan en su mayoría rocas carbonatadas como dolomías y calizas. Sin embargo, en áreas del borde noroeste del Campo de Dalías se llegan a cortar filitas

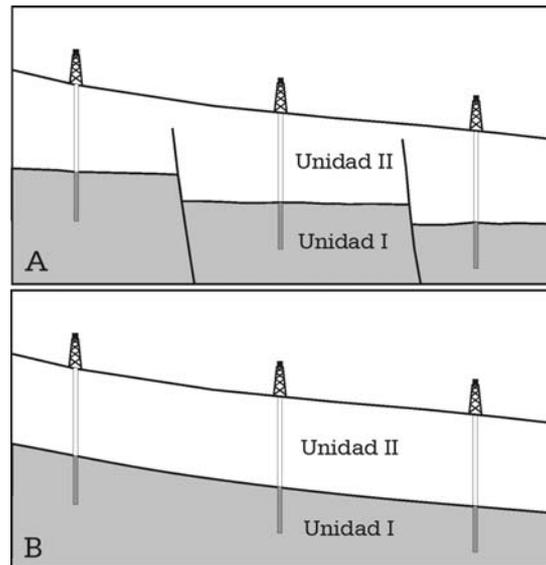


Figura 5.24. Interpolación de contactos litológicos a partir de datos puntuales de sondeos. A) Solución mediante fallas normales. B) Solución mediante un monoclin.

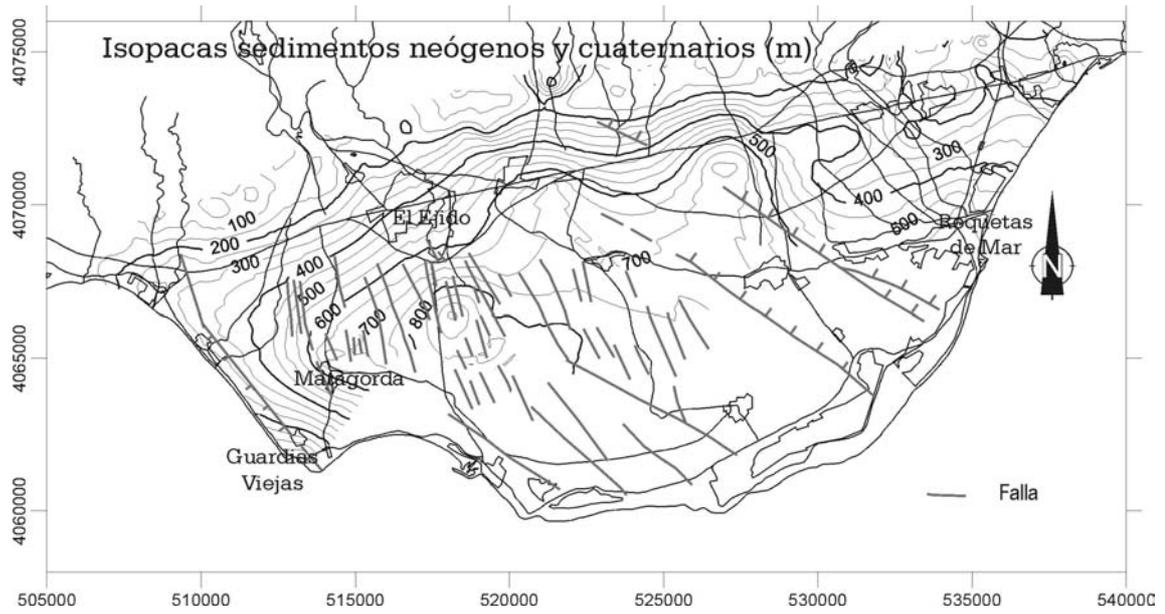


Figura 5.25. Mapa de isopacas (metros) de los sedimentos neógenos y cuaternarios del Campo de Dalías a partir de la interpolación datos de sondeos mediante krigage.

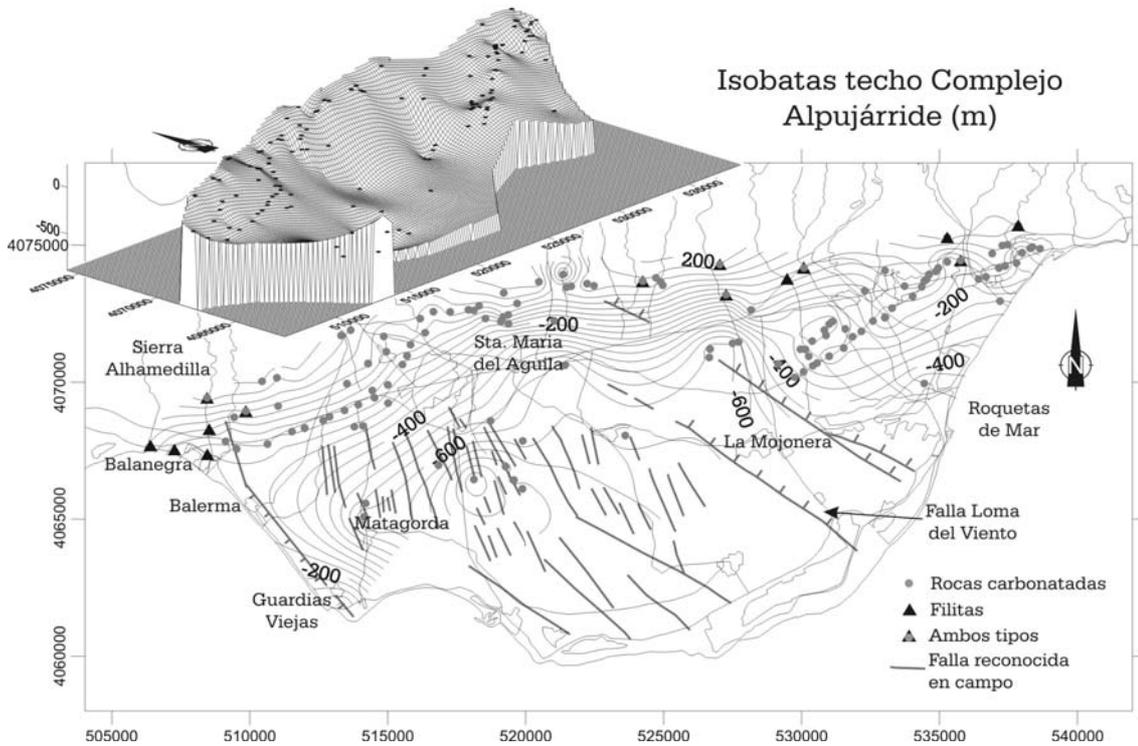


Figura 5.26. Mapa de isobatas (metros sobre el nivel del mar) del techo del Complejo Alpujarride en el Campo de Dalías a partir de la interpolación datos de sondeos mediante krigage.

permotriásicas, posiblemente pertenecientes a la Unidad de Gádor. En el borde noreste del Campo de Dalías, también se perforan filitas que podrían corresponder a la Unidad de Félix. Esta unidad aflora en el borde sureste de la Sierra de Gádor (figura 5.3) y continuarían bajo el relleno sedimentario en este sector. A partir del mapa de isobatas de profundidad del techo del basamento alpujárride, se puede deducir que la geometría del techo del basamento está determinada por un pliegue de dirección E-O. No obstante al este de Santa María del Águila y al norte de La Mojonera (figura 5.26) existe una inflexión de las isolíneas que puede estar relacionada con la continuación hacia el NO de la falla de Loma del Viento y con la falla situada inmediatamente al NE de esta.

El mapa de contornos del **techo de las rocas de edad Tortoniense superior-Mesiniense inferior** (figura 5.27) muestra igualmente la existencia de un depocentro situado en la misma posición que el obtenido para el techo del basamento alpujárride, con una dirección de elongación E-O. El techo de las rocas de edad Mioceno superior se encuentra a cotas de hasta 600 metros bajo el nivel del mar. El sondeo situado en el área de Guardias Viejas perfora casi en superficie los sedimentos del tortoniense superior. Los sedimentos de esta edad alcanzan progresivamente la superficie hacia el norte y llegan finalmente a aflorar en todo el borde septentrional del Campo de Dalías. No se distingue, por tanto, ningún accidente tectónico o falla en el borde norte de dirección E-O que genere una depresión sobre la que se depositen los sedimentos neógenos y cuaternarios. Algunas de las inflexiones de las isobatas de los sedimentos miocenos que se observan en el área norte se deben posiblemente a la influencia de fallas locales de dirección NO-SE reconocidas en campo. Los máximos espesores de esta unidad reconocidos en los sondeos situados en el área norte alcanzan valores de 220 m.

Las rocas volcánicas del Mioceno superior que afloran en superficie en el entorno de la Puebla de Vúcar, se cortan igualmente en los sondeos bajo el relleno cuaternario y plioceno. Las rocas volcánicas se extienden unos 4 km al sur de los afloramientos del borde norte del Campo de Dalías (figura 5.27). El espesor medio de las rocas volcánicas es de 60 m. En algunos casos se alcanzan 135 m de potencia.

En el área central del Campo de Dalías, situada sobre el depocentro definido por los sedimentos de edad Tortoniense, se perforan yesos, margas y conglomerados probablemente de edad mesiniense (figura 5.27). Estos sedimentos se depositaron posiblemente en una cuenca restringida que se generó durante el desarrollo del sinclinal que ocupa el área central del Campo de Dalías, como sugieren Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993). Las potencias de estos sedimentos alcanzan hasta valores de 50 m en algunos sondeos.

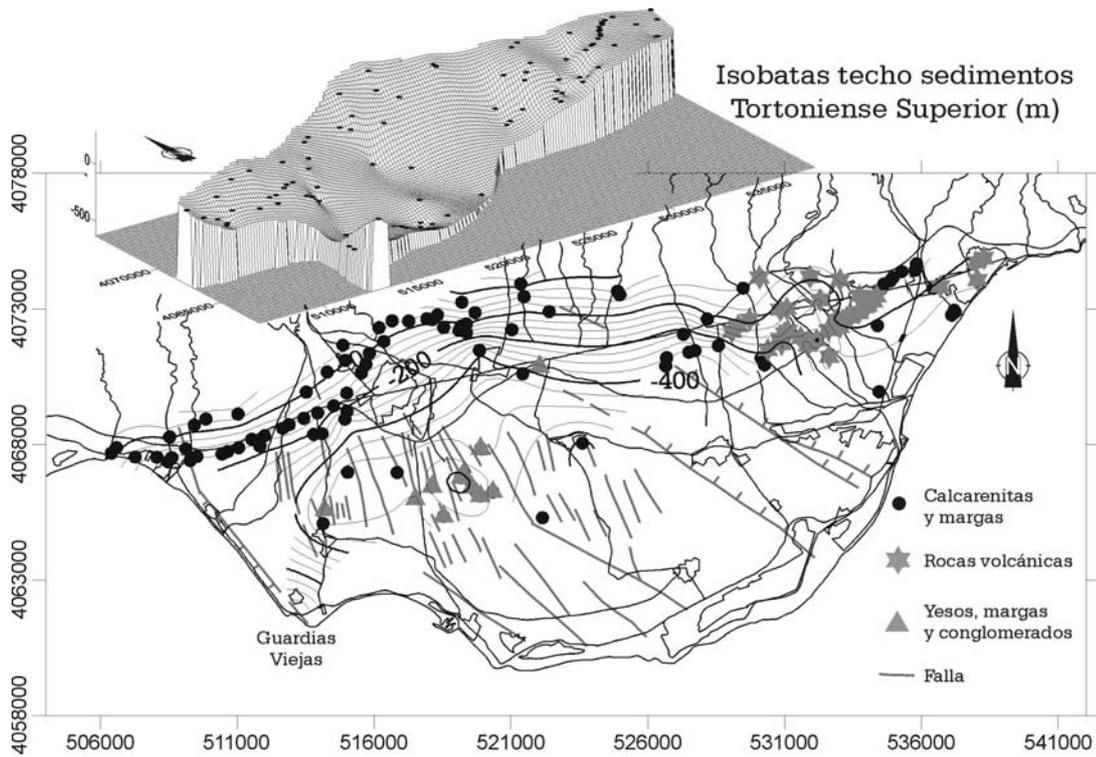


Figura 5.27. Mapa de isobatas (metros sobre el nivel del mar) del techo de las rocas de edad Tortoniense superior-Mesiniense inferior en el Campo de Dalías a partir de la interpolación datos de sondeos mediante krigage.

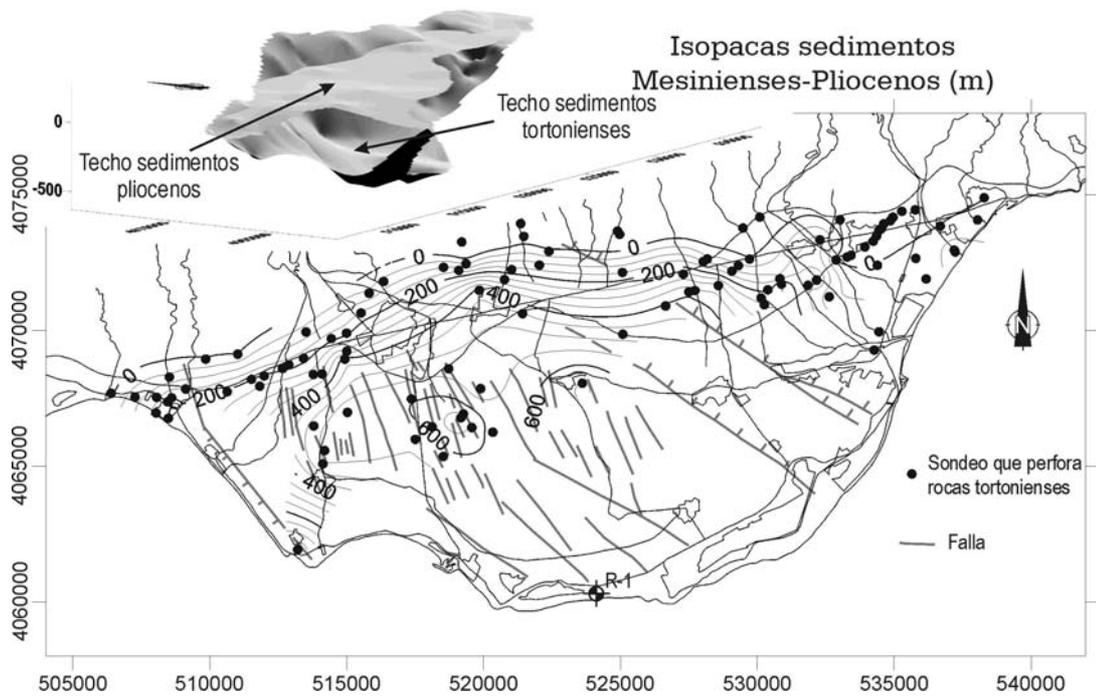


Figura 5.28. Mapa de isopacas (metros) de los sedimentos margoso-limosos mesinienses-pliocenos y las calcarenitas pliocenas en el Campo de Dalías a partir de la interpolación datos de sondeos mediante krigage.

La base de datos de sondeos del IGME asigna una edad pliocena a todo el tramo margoso comprendido entre las calcarenitas pliocenas a techo y las calcarenitas y rocas volcánicas de edad tortoniense a muro. El tipo de muestras obtenido en los sondeos hidrogeológicos (ripios o muestras trituradas con lodo) dificulta la asignación de la edad a partir de la observación directa durante la realización del sondeo. La existencia del sondeo petrolero Roquetas-1 (figura 5.23), situado en la línea de costa, en la que se realizó una datación detallada de la columna litológica, indicaba un espesor para los sedimentos pliocenos de tan solo medio centenar de metros mientras que para los sedimentos miocenos era de más de 1000 metros de potencia. Por tanto, puede que la potencia atribuida a los sedimentos pliocenos en el área central del Campo de Dalías mediante sondeos hidrogeológicos (con valores máximos de 680 m) sea en realidad menor y que parte de las margas más inferiores perforadas en los sondeos pertenezcan al Mesiniense. Por otra parte, en el extremo suroeste del Campo de Dalías, Addicott *et al.* (1978) reconoció sedimentos de edad mesiniense.

La potencia de los sedimentos atribuidos al Plioceno en la base de datos del IGME es variable (figura 5.28), y está comprendida entre menos de una decena de metros en el borde norte del Campo de Dalías, hasta unos 680 m de potencia en el área central. Más hacia el norte estos sedimentos desaparecen y los abanicos aluviales cuaternarios se disponen directamente sobre las calcarenitas miocenas. Hacia el área meridional de Guardias Viejas el espesor de los sedimentos vuelve a disminuir. Las columnas litológicas de la base de datos de sondeos distinguen dos litologías pliocenas que de muro a techo son: margas-limos y calcarenitas-conglomerados. Las margas y limos tienen espesores variables dependiendo de la posición de los sondeos con valores máximos de 600 m en el área central y como se ha discutido anteriormente parte corresponden a sedimentos mesinienses. Las calcarenitas y conglomerados de la parte alta de la serie pliocena tienen unos espesores medios de 80 m, aunque localmente pueden alcanzar los 200 m de espesor. El espesor máximo de los sedimentos pliocenos en el área de Adra es de unos 50 m.

A partir de la observación del mapa de isopacas de los sedimentos cuaternarios se deduce que adquieren potencias considerables en el área norte del Campo de Dalías debido al desarrollo de grandes abanicos aluviales (figura 5.29). En el área meridional, los depósitos de edad cuaternaria se limitan a terrazas marinas de potencia métrica, por lo que no se han representado en el esquema de la figura 5.29. En el área norte se deduce la existencia de un relleno cuaternario paralelo al borde de la sierra y asimétrico. De nuevo, no hay evidencias que confirmen la existencia de una falla de borde en la sierra de Gádor que genere los abanicos aluviales. Por el contrario, los espesores de los sedimentos aumentan progresivamente hacia el sur hasta alcanzar un valor máximo 140 metros. Los mayores espesores de sedimentos cuaternarios se

localizan en el área nororiental del Campo de Dalías, mientras que en el área noroccidental y en el extremo oriental los espesores son más reducidos con valores medios de 50 m.

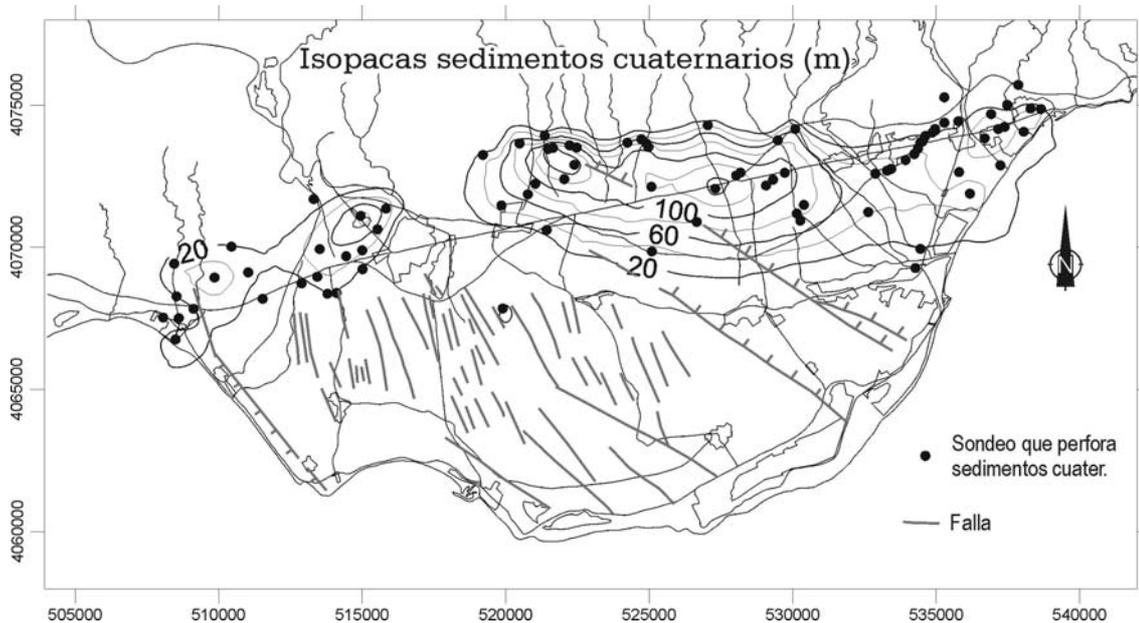


Figura 5.29. Mapa de isopacas (metros) de los sedimentos aluviales de edad cuaternaria de la mitad norte del Campo de Dalías a partir de la interpolación de datos de sondeos mediante kriging.

### 5.3.2.2 Sísmica de reflexión

Se ha podido disponer de los perfiles de dos campañas de sísmica de reflexión multicanal, denominadas AT y 01AL, realizadas en los años 1975 y 2001 respectivamente en el Campo de Dalías (figura 5.30). Estos perfiles sísmicos son de gran utilidad para investigar la geometría de las estructuras geológicas correspondientes al relleno sedimentario neógeno y cuaternario y la configuración del basamento.

La calidad de los perfiles sísmicos correspondientes a la campaña AT es mucho menor que la campaña 01AL (figuras 5.31 a 5.38). No obstante, en ambas campañas es posible reconocer las discordancias regionales en el área e identificar las principales unidades geológicas. Se han definido cuatro unidades litosísmicas principales a partir del estudio de las facies sísmicas de los perfiles. Se utiliza la notación de unidades sísmicas definida por Jurado y Comas (1992) para la Cuenca del Mar de Alborán a partir de correlación de sondeos y perfiles sísmicos de reflexión. Estas unidades son: el basamento acústico, unidad III (Tortonense), unidad II (Mesiniense), unidad Ib (Plioceno) y unidad Ia (Cuaternario).

El **basamento acústico** en el Campo de Dalías corresponde al Complejo Alpujarride que está formado principalmente por calizas y dolomías triásicas, aunque en los sectores noroccidental y nororiental los sondeos perforan filitas permo-triásicas. En

general las facies sísmicas muestran una configuración caótica y desorganizada. No obstante, a profundidades menores de 1 segundo en tiempo doble se observan reflectores internos discontinuos con una reflectividad media. En algunos casos los reflectores chocan entre si y definen posibles fallas con el desarrollo de rampas y rellanos (AL01 y AL03). En otros casos muestran pequeñas ondulaciones que podrían corresponder a pliegues similares a los observados en campo con longitud de onda comprendida entre 500 y 1000 m (AT 5, AL01, AL04, AL05 y AL07). Además de los pliegues más apretados y de las fallas, los reflectores internos del basamento acústico tienden generalmente a definir también los pliegues más tardíos, de mayor amplitud y longitud de onda que se observan en la unidad litosísmica suprayacente. Los buzamientos de los reflectores son al norte o al sur en función del flanco del pliegue en el que se encuentren, como puede observarse en los perfiles sísmicos con una orientación N-S. El techo de esta unidad está definido por una discordancia angular como muestra la terminación de los reflectores del basamento respecto al contacto con la unidad litosísmica suprayacente.

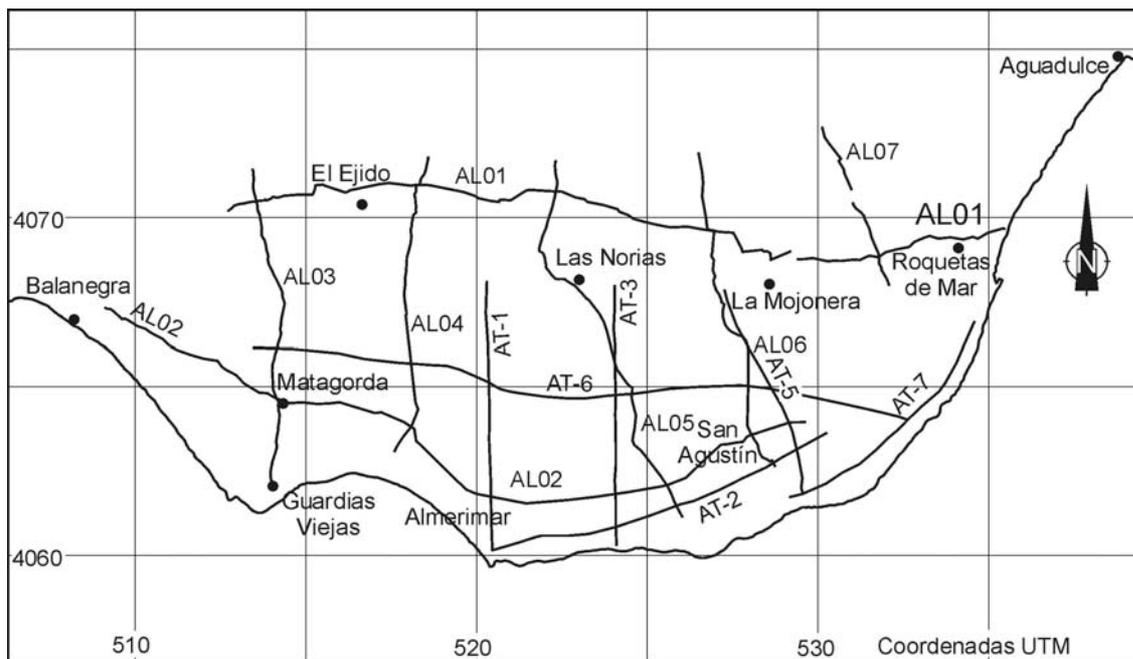


Figura 5.30. Posición de los perfiles sísmicos de reflexión pertenecientes a las campañas AT y 01AL en el Campo de Dalías.

La **unidad litosísmica III** inmediatamente superior se sitúa sobre el basamento y tiene unas características acústicas notablemente diferentes. La facies sísmica de esta unidad muestra reflectores bien marcados de gran amplitud, gran continuidad lateral y baja frecuencia, le confieren una respuesta acústica muy marcada que permite realizar una identificación adecuada. La unidad tiene una morfología tabular y los reflectores internos muestran desdoblamientos o divergencias muy característicos. Esta unidad debe de corresponder a sedimentos de edad Tortoniense superior -

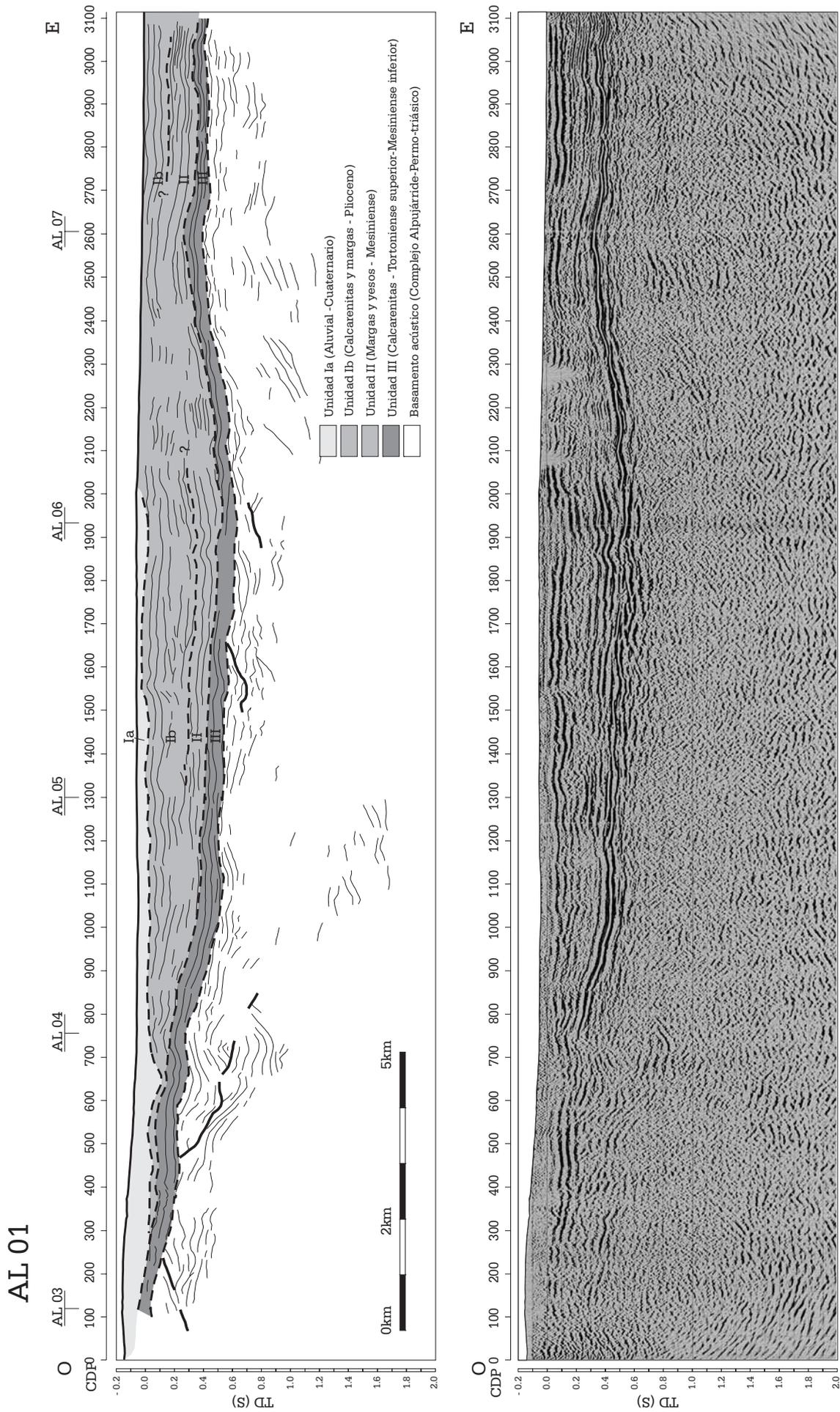


Figura 5.31. Perfil sísmico de reflexión AL01 e interpretación. Localización en la figura 4. 29.

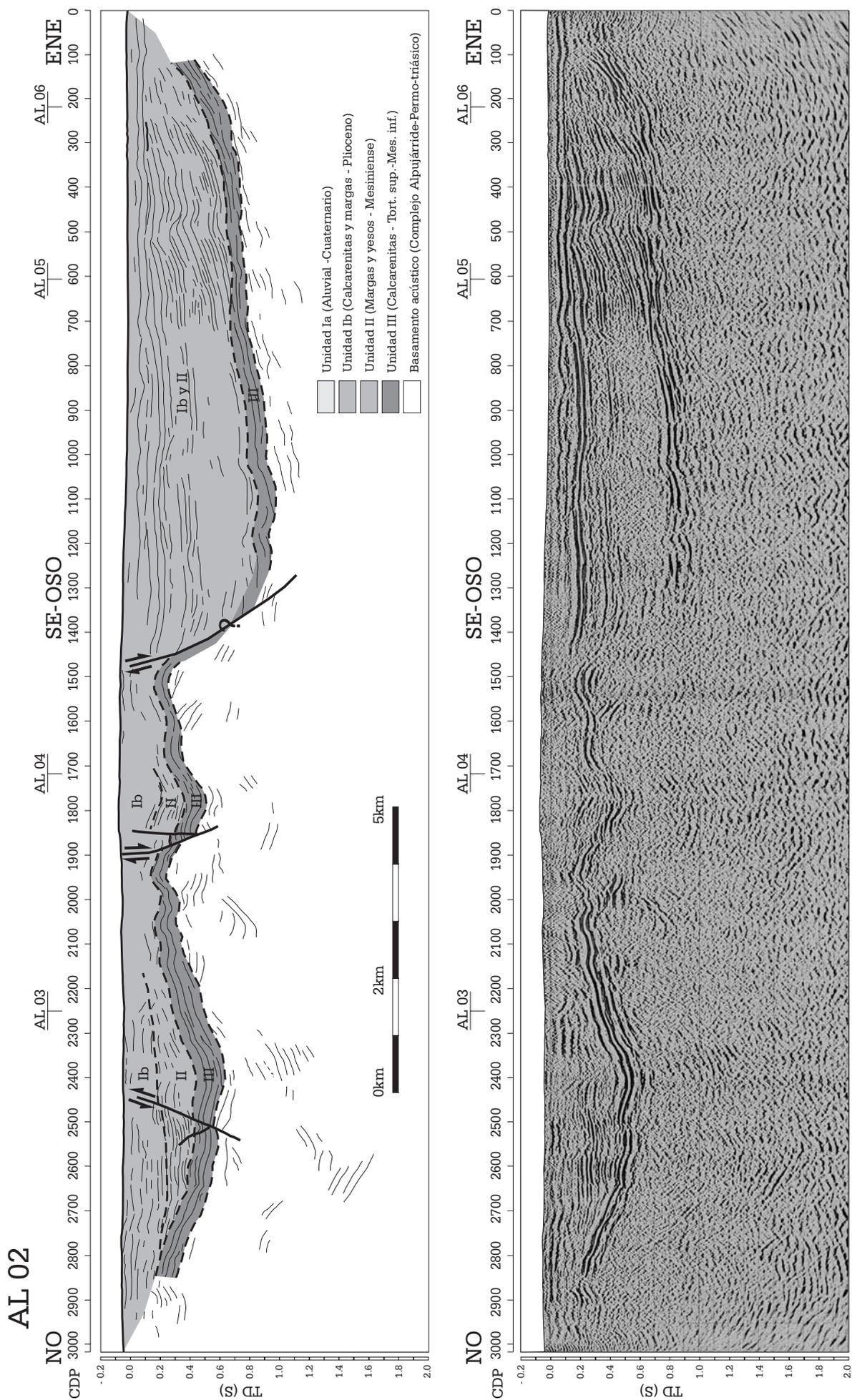


Figura 5.32. Perfil sísmico de reflexión AL02 e interpretación. Localización en la figura 4.29.

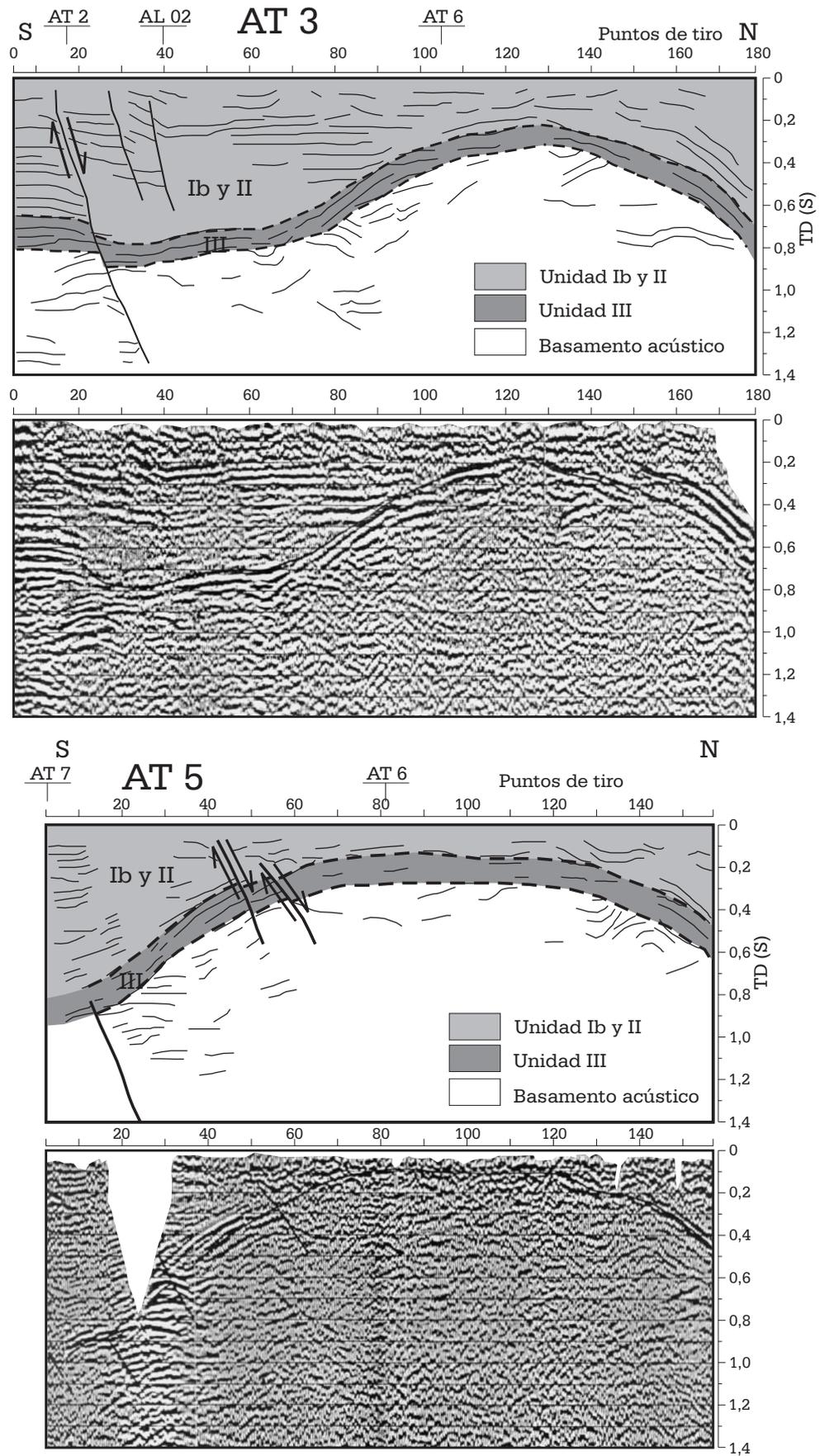


Figura 5.33. Perfiles sísmicos de reflexión AT-3 y AT-5 e interpretación de los mismos. Localización en la figura 4.29.

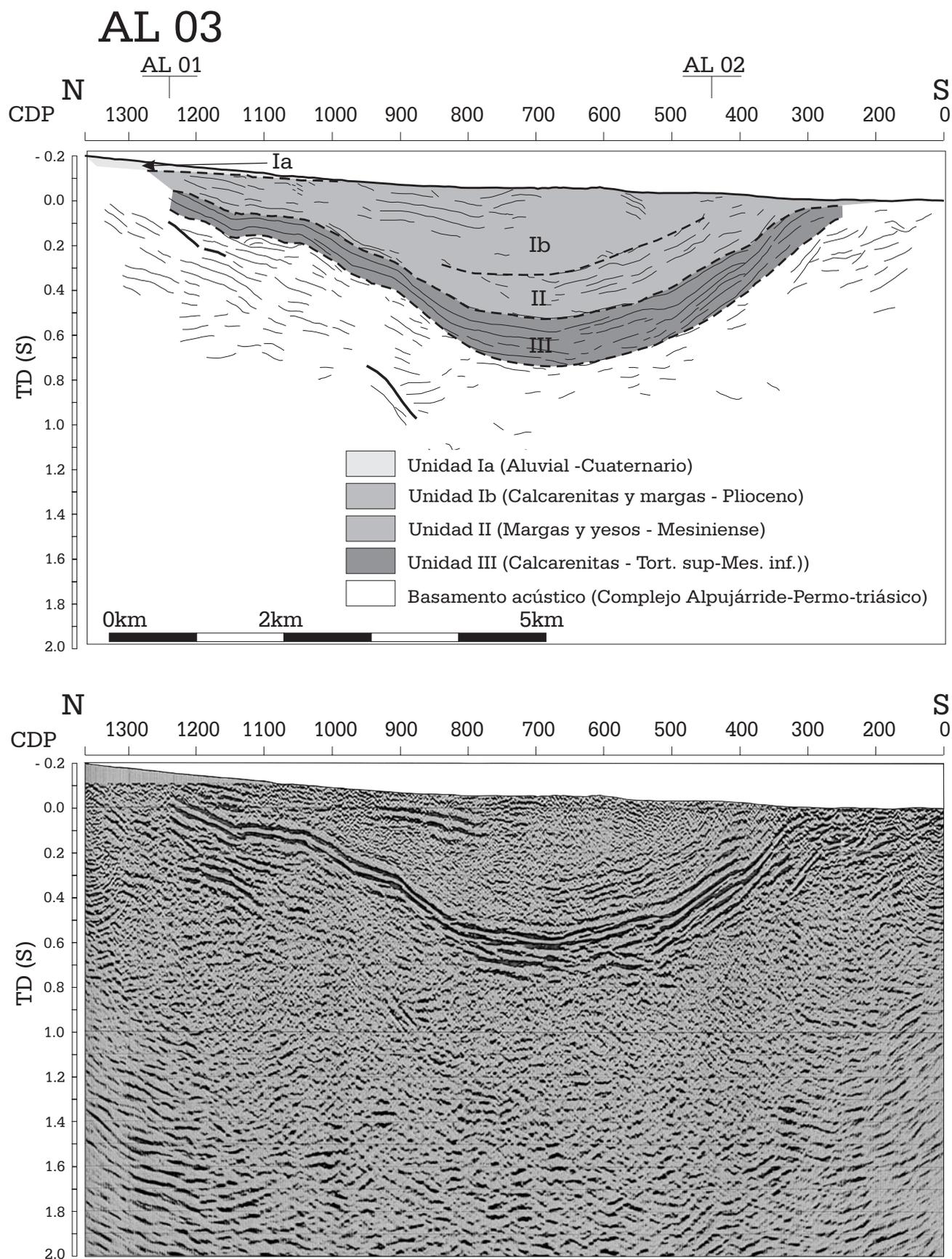


Figura 5.34. Perfil sísmico de reflexión AL03 e interpretación. Localización en la figura 5.30.

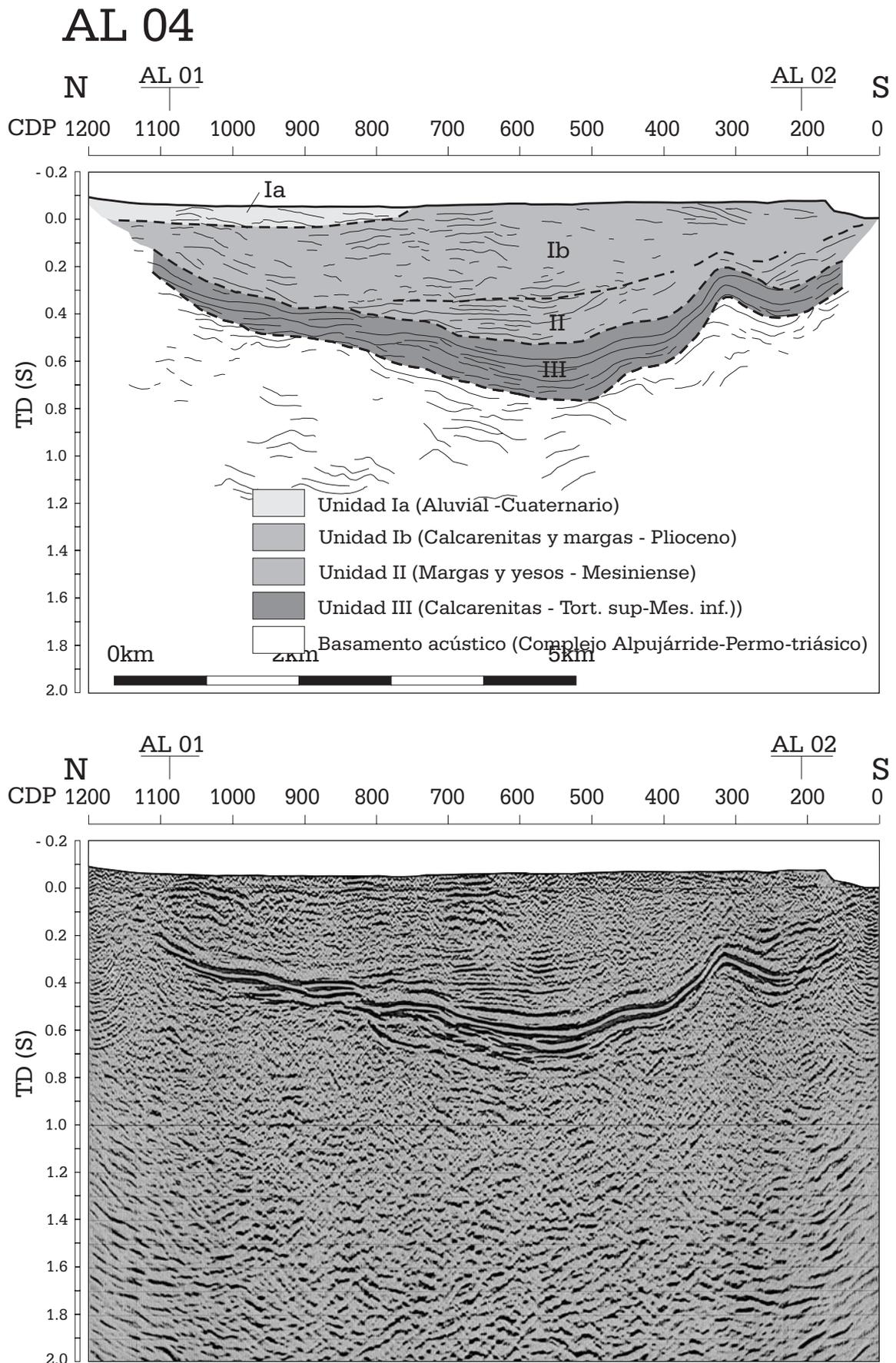


Figura 5.35. Perfil sísmico de reflexión AL04 e interpretación. Localización en la figura 5.30.

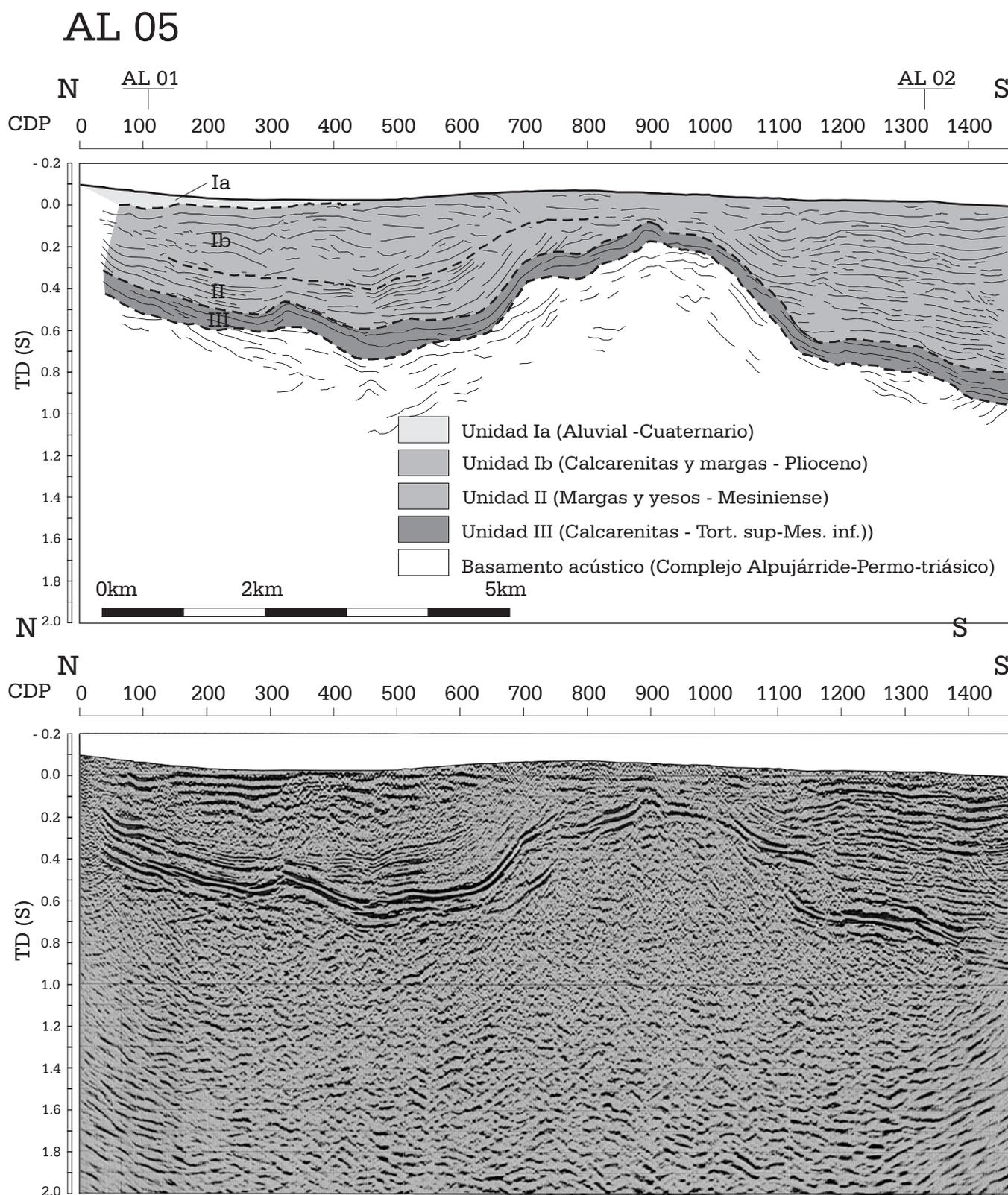


Figura 5.36. Perfil sísmico de reflexión AL05 e interpretación. Localización en la figura 5.30.

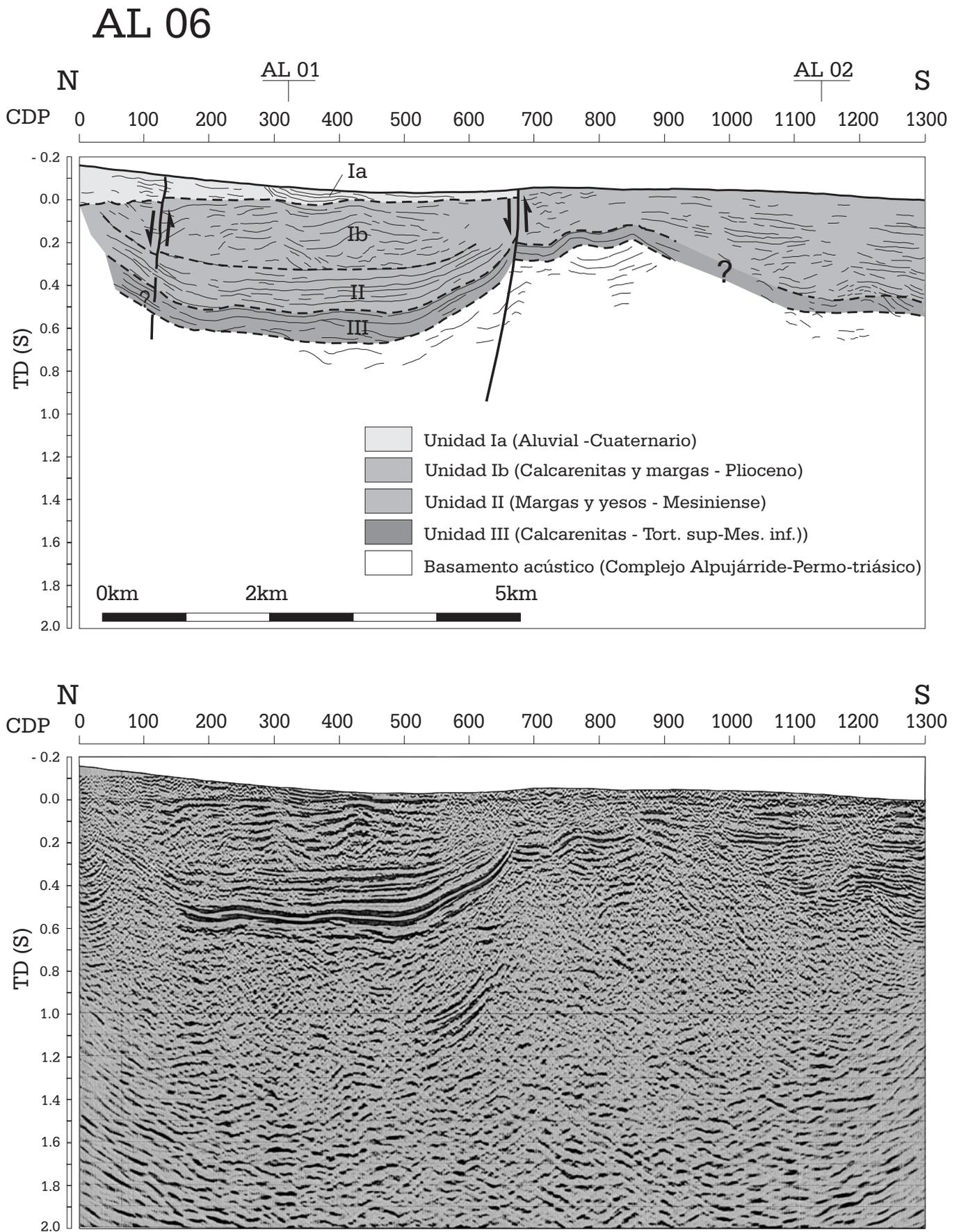


Figura 5.37. Perfil sísmico de reflexión AL06 e interpretación. Localización en la figura 5.30.

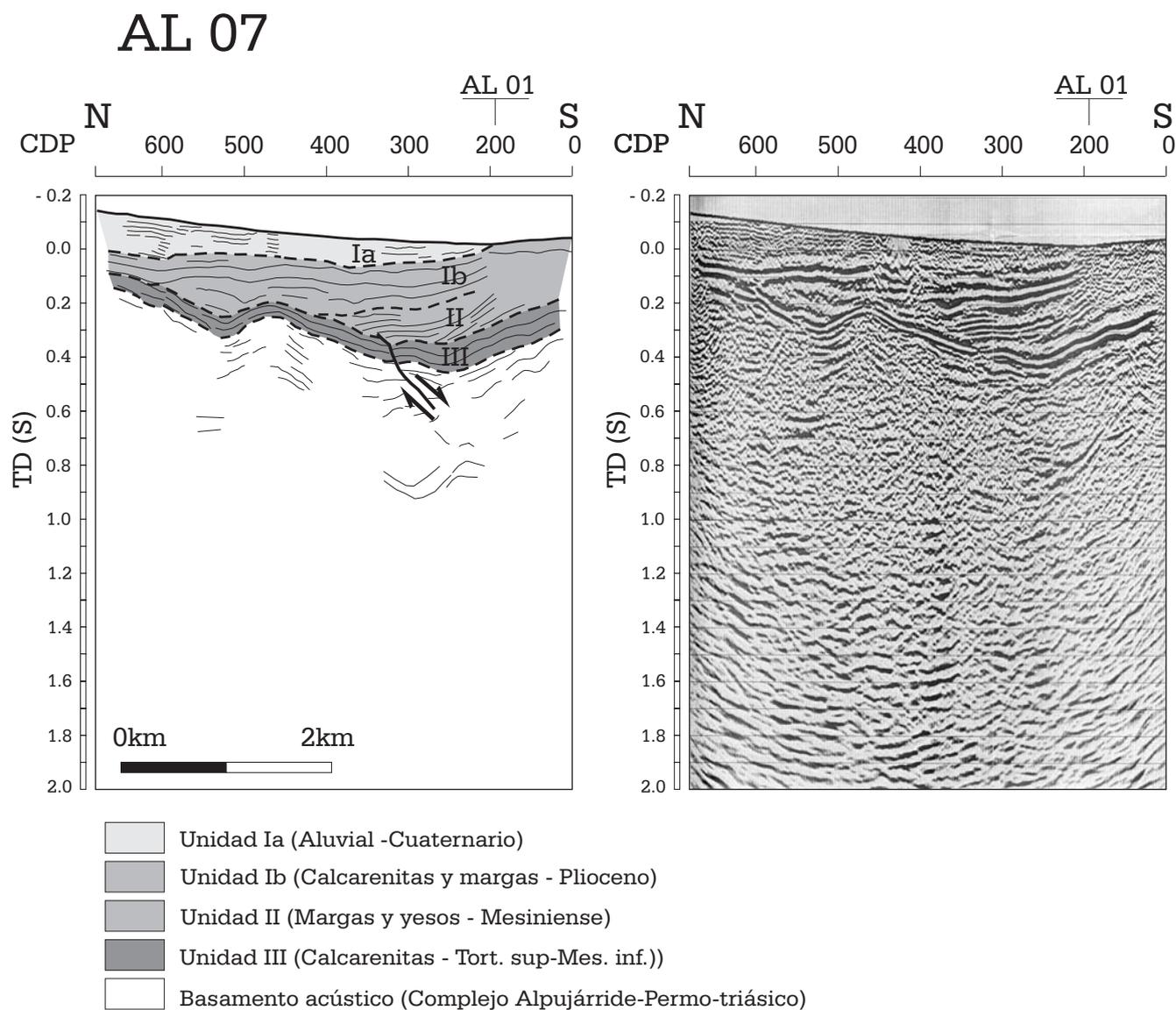


Figura 5.38. Perfil sísmico de reflexión AL07 e interpretación. Localización en la figura 5.30.

Mesiniense inferior formados en su mayor parte por calcarenitas bioclásticas y calciruditas reconocidos en el borde norte del Campo de Dalías. La estructura interna de la unidad está formada por cuerpos progradantes hacia el S. En la parte norte del perfil AL04 se observan solapamientos expansivos de las capas hacia el N.

La continuidad de los reflectores de esta unidad constituye un buen nivel de referencia para establecer la cuantía del salto de los sistemas de fallas que se reconocen en superficie en el Campo de Dalías y la importancia relativa entre el desarrollo de pliegues y de fallas. Los reflectores correspondientes a esta unidad del Tortoniense superior - Mesiniense inferior son generalmente continuos a lo largo de los perfiles. En algunos casos se observan discontinuidades en los reflectores que sugieren la existencia de fallas, aunque el pequeño salto de estos no permite definirlos claramente. En los perfiles estudiados no se identifican saltos netos de los reflectores debido a la acción de posibles fallas lo que indica que los saltos de las fallas observadas en superficie son generalmente pequeños. Las características de las facies sísmicas, con reflectores divergentes, pueden dar lugar a la interpretación errónea de fallas cuando el salto es tan pequeño. Por esto, la interpretación de posibles fallas se ha realizado de forma conservadora, y se han indicado sólo aquellas más evidentes. Algunas de estas fallas, que afectan únicamente a esta unidad, tienen una componente de salto normal (AL07) similares a las fallas sinsedimentarias reconocidas en calcarenitas tortoniense de borde norte del Campo de Dalías.

El rasgo estructural más representativo de los perfiles no corresponde a la presencia de fallas sino a pliegues que se identifican bien en la geometría de los reflectores de la unidad III. Estos pliegues definen un amplio sinclinal en el área central del Campo de Dalías con una orientación del eje OSO-ENE y un anticlinal inmediatamente al sur del sinclinal con la misma orientación (AT 3, AT 5, AL03, AL04, AL05, AL06 y AL07). La charnela del sinclinal se sitúa al norte de la población de Matagorda, continúa al sur de la población de Las Norias y sigue en dirección a las poblaciones de La Mojonera y Roquetas de Mar (figura 5.39). El anticlinal, pasa por la población de Almerimar y continúa al norte de San Agustín. El flanco meridional de este anticlinal buza hacia el sur y no se aprecia su recuperación en un nuevo sinclinal en los perfiles sísmicos AL05 y AL06. La distancia media entre las charnelas del anticlinal y el sinclinal es de unos 4 km y su amplitud, definida como la distancia vertical entre las charnelas del sinclinal y el anticlinal, aumenta ligeramente hacia el oeste.

En la mayor parte de los perfiles se aprecia que el espesor de los sedimentos en la zona de charnela del sinclinal es mayor que en la zona de charnela del anticlinal. A partir de los datos de velocidad de las ondas P obtenidos para estos materiales se pueden transformar los valores de profundidad en tiempo doble a metros mediante el calado de

los sondeos (apartado 3.4.4). El espesor medio de los sedimentos en el núcleo del sinclinal es de 255 m, mientras que en el núcleo del anticlinal es de 120 m. La charnela del anticlinal en el área de Guardias Viejas (AL03) se encuentra erosionada. La diferencia sistemática en la potencia de los sedimentos de edad miocena en las charnelas de los pliegues es indicativa de un plegamiento que ya fue activo durante la sedimentación y formó un depocentro en la charnela del sinclinal a medida que progresaba el pliegue sinsedimentario.

| perfil                   | sinclinal               |        | Anticlinal meridional   |        |
|--------------------------|-------------------------|--------|-------------------------|--------|
|                          | segundos (tiempo doble) | metros | Segundos (tiempo doble) | metros |
| AL03                     | 0,21                    | 315    | <i>erosionado</i>       |        |
| AL04                     | 0,24                    | 360    | 0,12                    | 180    |
| AL05                     | 0,15                    | 225    | 0,08                    | 120    |
| AL06                     | 0,14                    | 210    | 0,07                    | 105    |
| AL07                     | 0,11                    | 165    | 0,05                    | 75     |
| velocidad media=2998 m/s |                         |        |                         |        |

Tabla 5.3: Espesores en segundos y metros de la unidad sísmica III (Tortonense superior-Mesiniense inferior) en las charnelas del sinclinal y anticlinal del área central-sur del Campo de Dalías

Otra característica de este plegamiento es la presencia de pliegues de menor tamaño que los principales descritos anteriormente. La distancia media entre los ejes de dos pliegues menores sucesivos es de unos 500 m. En general los pliegues menores se pueden reconocer en los distintos perfiles sísmicos a lo largo de todo el Campo de Dalías.

La **unidad litosísmica II** muestra un contraste notable de las facies sísmicas respecto a la unidad anterior. Está caracterizada generalmente por reflectores de menor amplitud y alta frecuencia con continuidad lateral y solapamientos expansivos hacia el norte. Esta unidad se observa en el entorno del sinclinal central del Campo de Dalías, aunque es difícil reconocerla en el flanco sur del anticlinal al no apreciarse la discordancia angular que la separa de la unidad suprayacente. Esta unidad está formada por sedimentos de edad Mesiniense y está caracterizada por la presencia fundamentalmente de yesos, conglomerados y margas.

La **unidad litosísmica Ib** se caracteriza por áreas de débil reflectividad, en algunos casos transparentes o desorganizadas, que hacia techo pasan a reflectores de alta amplitud. Esta unidad está formada por margas limosas y calcarenitas de edad Plioceno inferior. Los reflectores más superficiales en la unidad Ib se caracterizan por una mayor amplitud y corresponden posiblemente a las calcarenitas pliocenas que

afloran en superficie. Estos reflectores superficiales muestran en algún caso buzamientos hacia el sur que podrían corresponder a cuerpos sigmoidales de calcarenitas progradantes. La similitud en la litología entre los sedimentos de la unidad II y Ib junto con la dificultad para determinar la posición de la discordancia entre estas dos unidades no permite diferenciarlas en los perfiles sísmicos atendiendo sólo a las características de las facies sísmicas. Por ello, se considera conjuntamente las unidades II y Ib en algunos tramos de los perfiles sísmicos.

Los reflectores de las unidades II y Ib se encuentran igualmente plegados. Los reflectores más profundos y por lo tanto más antiguos se encuentran más deformados que los reflectores más superficiales y modernos. Este hecho es otra evidencia de que el plegamiento ha sido activo y continuo durante la sedimentación mesiniense y pliocena.

La potencia de las unidades II y Ib es variable a lo largo del pliegue. Al igual que en la unidad III infrayacente, los espesores son mayores en el sinclinal que en la zona de charnela del anticlinal. En la tabla 5.4 se muestran los valores de espesores deducidos a partir de los valores de la velocidad media de las ondas sísmicas para esta unidad.

| perfil                     | sinclinal                     |        | anticlinal meridional         |        |
|----------------------------|-------------------------------|--------|-------------------------------|--------|
|                            | segundos<br>(tiempo<br>doble) | metros | segundos<br>(tiempo<br>doble) | metros |
| AL03                       | 0,57                          | 645    | <i>erosionado</i>             |        |
| AL04                       | 0,58                          | 655    | <i>No se muestra</i>          |        |
| AL05                       | 0,62                          | 700    | 0,14                          | 160    |
| AL06                       | 0,50                          | 565    | 0,17                          | 190    |
| AL07                       | 0,31                          | 350    | <i>No se muestra</i>          |        |
| velocidad media = 2260 m/s |                               |        |                               |        |

Tabla 5.4: Espesores en segundos y metros de la unidades sísmicas II y Ib (Mesiniense – Plioceno) en las charnelas del sinclinal y anticlinal del área central-sur del Campo de Dalías

En el área norte, se superponen sedimentos cuaternarios pertenecientes a abanicos aluviales sobre los sedimentos pliocenos y miocenos. Los abanicos aluviales cuaternarios se han incluido en la **unidad litosísmica Ia**. En el área central y sur del Campo de Dalías existen depósitos cuaternarios correspondientes a limos rojos continentales y a terrazas marinas. En este área los sedimentos cuaternarios tienen poco espesor, por lo que no se han diferenciado en los perfiles sísmicos. Los abanicos aluviales cuaternarios se desarrollan en el borde norte del Campo de Dalías y

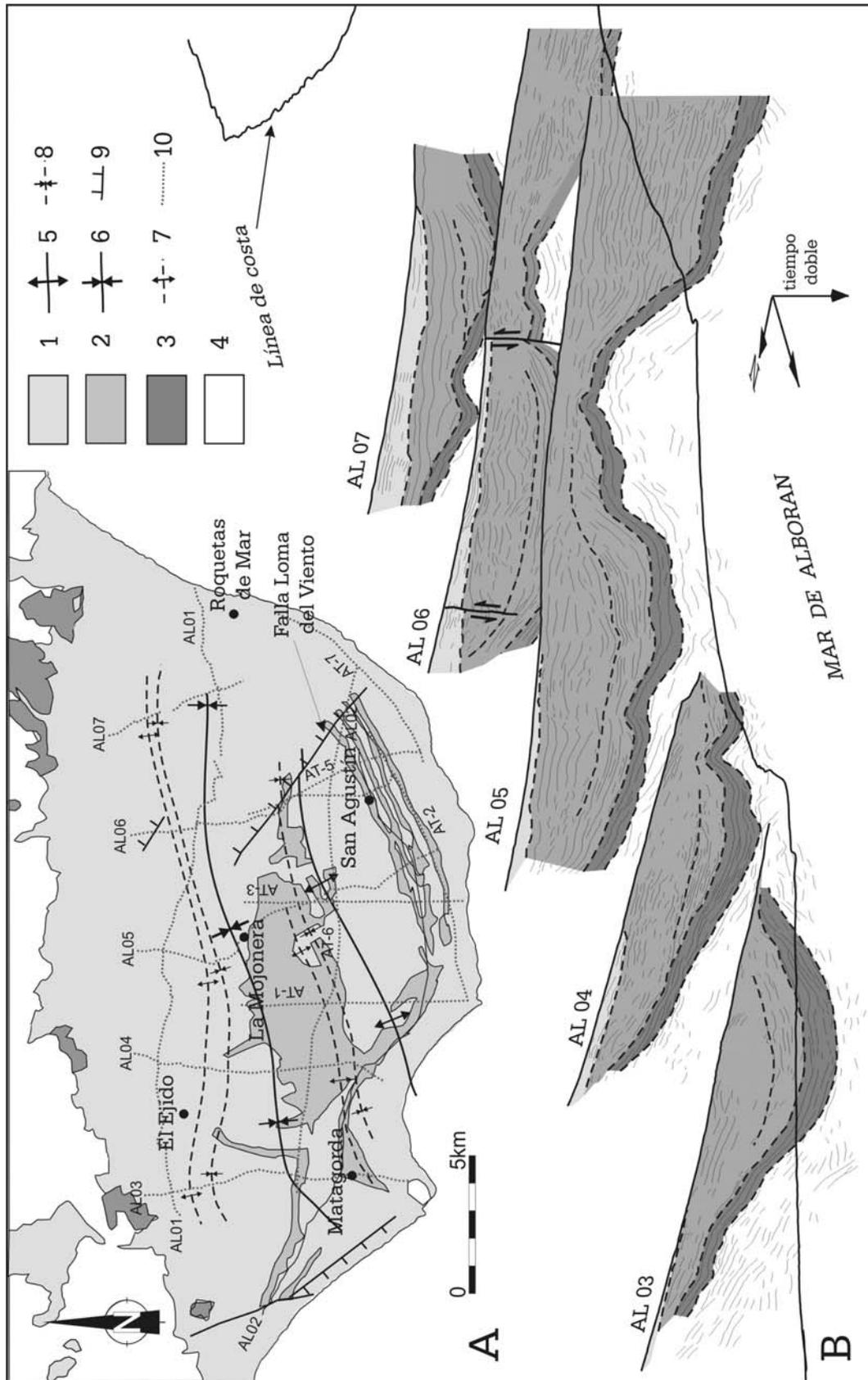


Figura 5.39. A) Esquema tectónico del Campo de Dalías a partir de la interpretación de las campañas sísmica AT y 01Al. Leyenda: 1-sedimentos cuaternarios, 2-calcarenitas y margas pliocenas, 3-calcarenitas tortonienses, 4-Complejo Alpujárride, 5-anticlinal mayor, 6-sinclinal mayor, 7-anticlinal menor, 8-sinclinal menor, 9-falla normal, 10-perfil sísmico. B) Proyección tridimensional de algunos perfiles sísmicos en el Campo de Dalías.

alcanzan espesores máximos de 140 m. Los perfiles sísmicos no permiten observar la unidad en toda su extensión, ya que sólo se sitúan en su extremo meridional. Los reflectores tienen una reflectividad media y frecuencia alta, aunque en algunas ocasiones la unidad es transparente. Los reflectores internos muestran progradación y buzamientos hacia el sur. La base de la unidad se dispone sobre la unidad Ib o directamente sobre la unidad II o III (AL01). La relación entre las unidades Ia y la infrayacente es discordante o paraconforme. En el extremo oeste del perfil AL01, existe una truncación erosional en la base con morfología de canal.

Parte de las escasas fallas reconocidas en los perfiles parecen desplazar los reflectores cuaternarios o alcanzar la superficie topográfica y en estos casos se correlacionan bien con las fallas cuaternarias reconocidas en superficie. En general son fallas bastante verticales, con pequeño salto y desplazamiento normal de los reflectores. La falla de mayor representación cartográfica (Falla Loma del Viento), sólo es cortada en su parte intermedia por el perfil AL06. El trazado sinuoso del perfil que discurre paralelo a la falla en un tramo de unos 800 m. tiene como resultado que las relaciones de corte observadas en la unidad miocena sean difíciles de interpretar. En cualquier caso el desplazamiento de la unidad miocena y de las unidades suprayacentes por la falla es pequeño. El salto vertical normal que experimenta la unidad cuaternaria en esta falla está comprendido entre los 20 y 40 m. Más hacia el norte, en el mismo perfil AL06, se reconoce otra falla con un salto vertical de similar magnitud.

### 5.3.2.3 Gravimetría

En el Campo de Dalías se ha realizado una campaña gravimétrica con 570 medidas en 13 perfiles a lo largo de 124 km de longitud. El espaciado medio entre medidas en cada perfil es de unos 200 m (figura 5.40).

Los resultados obtenidos mediante esta técnica geofísica se complementan con la interpretación realizada a partir de la sísmica de reflexión en tierra. Para comparar los resultados de ambas técnicas, se han ubicado además perfiles gravimétricos sobre las trazas de los perfiles sísmicos de las campañas AT y 01AL. La comparación de la sísmica de reflexión con los modelos gravimétricos permite resolver las incertidumbres encontradas en la interpretación de los perfiles sísmicos (posición del basamento, potencia del relleno sedimentario, presencia de fallas, etc.). La realización de un mapa de anomalía de Bouguer a partir de la interpolación de datos de gravedad puntuales permite establecer la continuidad lateral de las estructuras en aquellos sectores donde no se dispone de datos sísmicos ni de sondeos.

La anomalía de Bouguer con corrección topográfica muestra un incremento general del valor de anomalía hacia el sur, desde valores de -2 mGal en el borde norte del Campo de Dalías hasta valores de 22 mGal en el extremo sur (figura 5.40). La

anomalía de Bouguer muestra máximos y mínimos relativos orientados en dirección E-O con cierta continuidad lateral.

La anomalía regional obtenida a partir de la anomalía de Bouguer revela un incremento del valor de la anomalía de unos 2 mGal/km hacia el SSE (Figura 5.40). El incremento regional de la anomalía de Bouguer hacia el Mar de Alborán ya ha sido descrito por diversos autores (IGN, 1976; Casas y Carbó, 1990; Torné y Banda, 1992; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997) y se interpreta debido a una reducción del espesor de la corteza continental desde las Cordilleras Béticas hacia el Mar de Alborán.

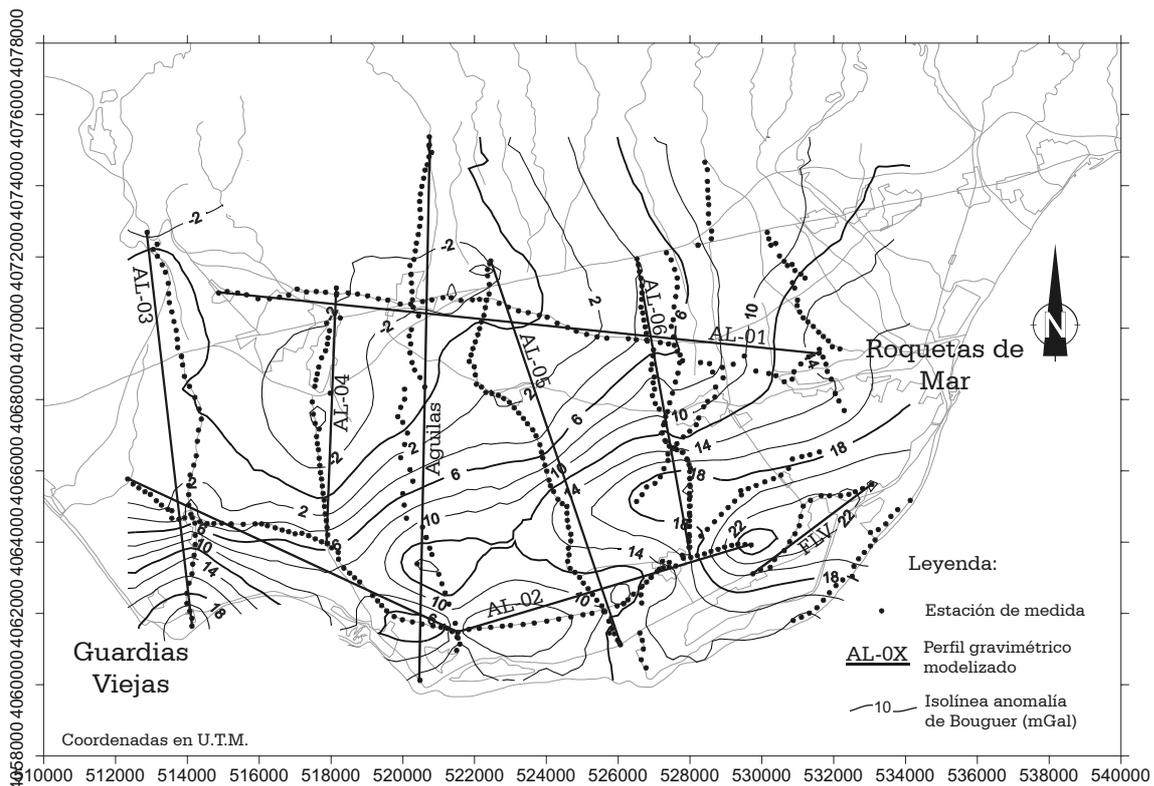


Figura 5.40. Anomalía de Bouguer con corrección topográfica ( $d=2.67 \text{ g/cm}^3$ ) en el Campo de Dalías. En la figura se muestra la posición de los puntos de medida de la gravedad y los perfiles gravimétricos que se han modelizado.

Al sustraer la anomalía regional de la anomalía de Bouguer, obtenemos la anomalía residual que es el resultado de la presencia de cuerpos de diferente densidad con una determinada geometría en la parte más superficial de la corteza. La anomalía residual muestra valores negativos en todo el Campo de Dalías, debido al relleno de la cuenca con sedimentos de densidad menor a la considerada en el cálculo de la anomalía de Bouguer ( $2,67 \text{ g/cm}^3$ ). La principal característica de esta anomalía en la región es la existencia de mínimos y máximos relativos en el área central-meridional con una geometría elongada de dirección OSO-ENE. Los valores más bajos ( $-17 \text{ mGal}$ ) se alcanzan en el área central-oeste del Campo de Dalías disminuyendo el valor absoluto de la anomalía progresivamente hacia el este. Paralela a esta anomalía negativa central

existe otra anomalía positiva relativa inmediatamente al sur, que pasa por Guardias Viejas y continúa en dirección a Roquetas de Mar. Los valores máximos se alcanzan, por tanto, en el borde norte del Campo de Dalías y en la anomalía positiva relativa situada en el borde sur, con valores próximos a 0 mGal.

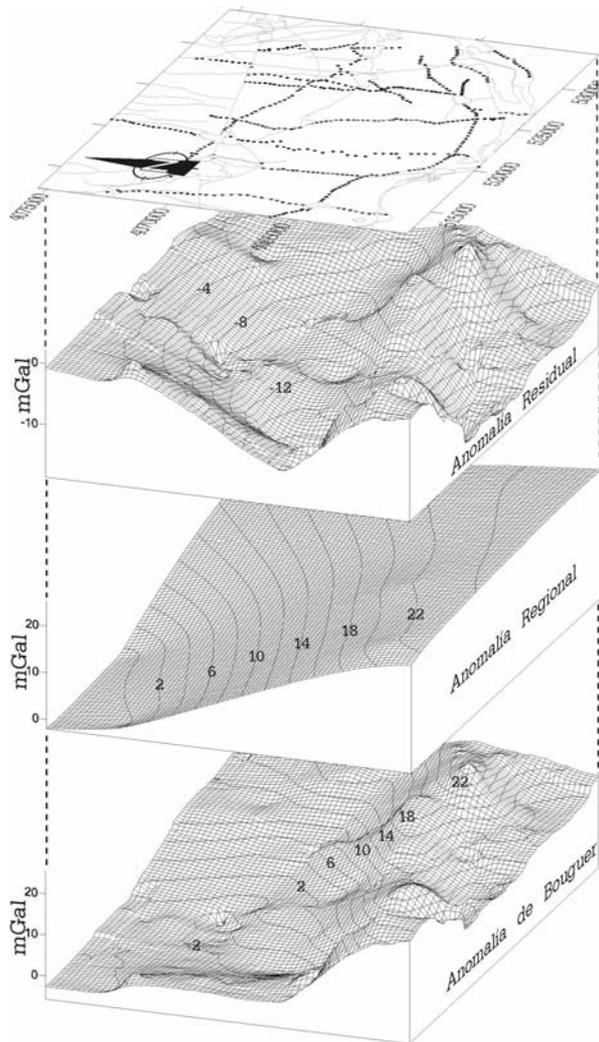


Figura 5.41. Bloques diagrama de las anomalías de Bouguer, regional y residual en el Campo de Dalías.

gravimétrica permite una mejor determinación de la geometría de los cuerpos geológicos.

Las unidades geológicas consideradas para la modelización gravimétrica se presentan en la tabla 5.5. La densidad media de cada unidad se ha elegido a partir de la litología predominante en cada unidad. Diversos autores han establecido intervalos de valores de densidad para diferentes litologías (Robinson y Çoruh, 1988; Telford *et al.*, 1990). Como punto de partida en la modelización se aplican valores de densidad comprendidos en estos intervalos en función de la litología característica de cada

Para la modelización de la anomalía residual se han considerado unidades geológicas cuyos límites sean reconocibles mediante los datos de sondeos y de sismica de reflexión. Además, estas unidades geológicas deben tener una cierta homogeneidad en su litología y por tanto en la densidad de sus sedimentos. La densidad media de cada unidad geológica debe ser diferente a la de las unidades adyacentes, ya que si no existe contraste de densidades no se generaría anomalía.

En la modelización se incorporan datos geológicos de superficie, columnas litológicas de sondeos y los principales límites entre unidades determinadas a partir de los perfiles sísmicos en tierra. Los restantes límites entre unidades geológicas, no conocidos, se obtienen durante la modelización gravimétrica. La interpretación conjunta de todos estos datos en la modelización

unidad. Posteriormente, durante el proceso de modelización, se precisa el valor de densidad que mejor se ajuste al modelo.

Los datos de sondeos profundos en el área septentrional del Campo de Dalías indican la presencia de calizas y dolomías principalmente. Análisis de densidad en muestras de rocas calizas en las minas de Alquife del Complejo Nevado-Filábride (IGME, 1973) proporcionan valores medios de  $2.7 \text{ g/cm}^3$ . Dado que no se disponen de más datos y a pesar de que son de otro Complejo metamórfico, se ha considerado este valor de densidad para la modelización del basamento.

| <b>Litología</b>             | <b>Edad</b>                      | <b>Densidad<br/>(g/cm<sup>3</sup>)</b> |
|------------------------------|----------------------------------|--|
| Agua de mar                  |                                  | 1.03                                   |
| Gravas, arenas y arcillas    | Cuaternario (abánicos aluviales) | 2.00                                   |
| Calcarenitas                 | Plioceno inferior                | 2.35                                   |
| Margas y limos               | Plioceno inferior-Mesiniense     | 2.25                                   |
| Margas, yeso y conglomerados | Mesiniense                       | 2.00                                   |
| Calcarenitas                 | Tortonense                       | 2.40                                   |
| Calizas, dolomías y filitas  | Permo-Triásico (basamento)       | 2.70                                   |

Tabla 5.5. Densidad ( $\text{g/cm}^3$ ) de las principales unidades geológicas utilizadas en la modelización gravimétrica.

La modelización de la anomalía residual en el Campo de Dalías muestra la presencia de un anticlinal y un sinclinal de dirección E-O, al igual que los perfiles sísmicos. Estas estructuras generan unas anomalías con máximos relativos y mínimos que corresponden a las charnelas del anticlinal y el sinclinal respectivamente. La diferencia entre los máximos y mínimos alcanza valores de hasta 8 mGal (figura 5.42). La representación en planta de la anomalía residual, permite establecer la posición de las charnelas de los pliegues con orientación OSO-ENE. No obstante, se observa una cierta discontinuidad en el desarrollo lateral de los máximos relativos correspondientes a la charnela del anticlinal. En el extremo sureste del Campo de Dalías, en la población de Roquetas de Mar, la anomalía residual positiva está desplazada al sur. No existe ninguna falla en superficie que explique este desplazamiento, por lo que el desplazamiento de la anomalía se interpreta como la existencia de un relevo en el conjunto de pliegues (figura 5.43).

Los modelos gravimétricos muestran que los sedimentos miocenos están afectados por el plegamiento. Los espesores de sedimentos miocenos en la charnela de los anticlinales son más reducidos que en los sinclinales. La potencia de esta unidad alcanza 350 m en el sinclinal del perfil AL-03. En algunos perfiles sísmicos de

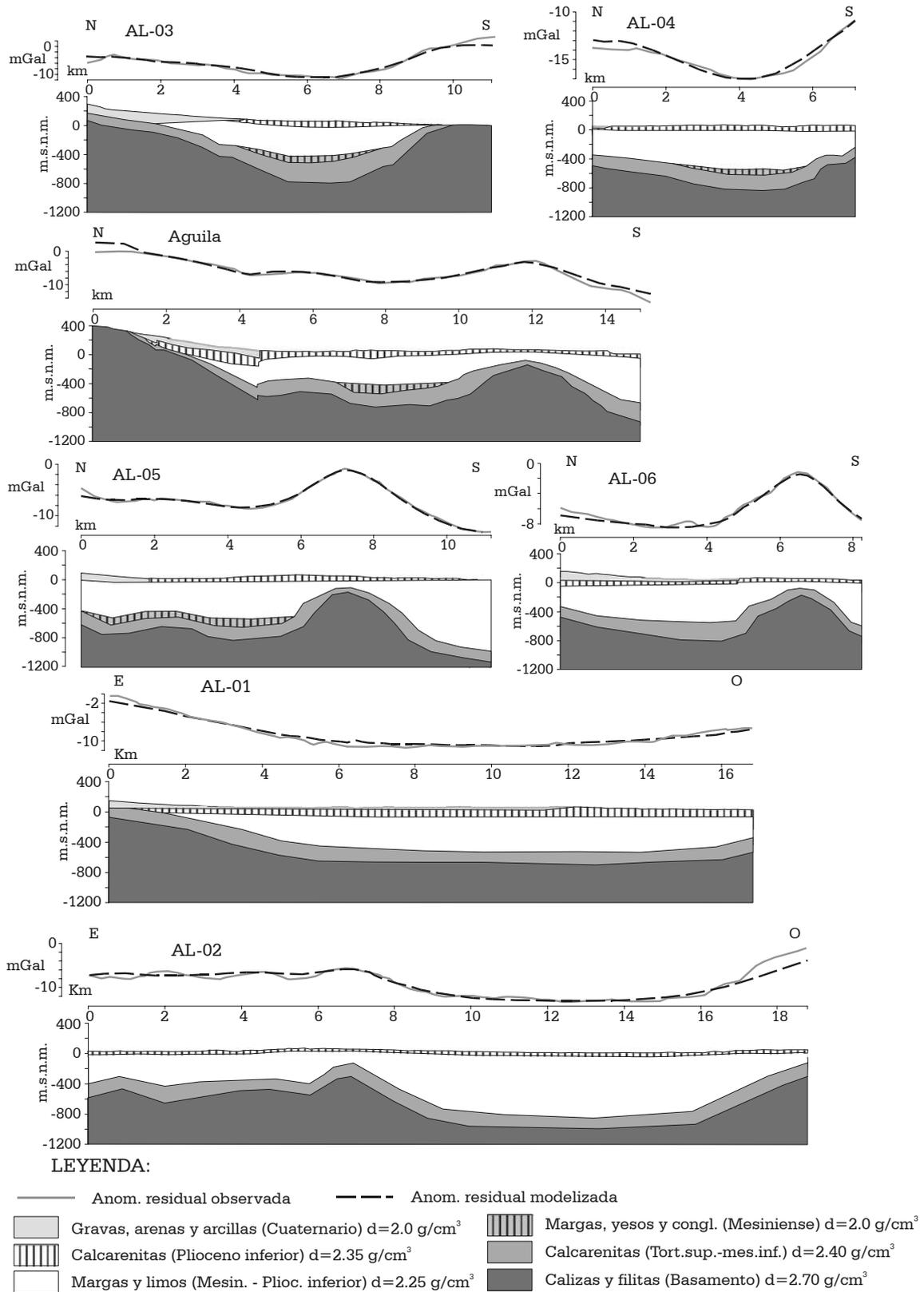


Figura 5.42. Modelos gravimétricos de la anomalía residual en el Campo de Dalías. Los perfiles están localizados en la figura 5.40). Exageración vertical .

dirección N-S (AL-05 y AL-06), la continuación de los reflectores miocenos en el flanco sur del anticlinal no es clara, debido a la presencia de reflectores de fuerte amplitud a distintas profundidades que podrían interpretarse como pertenecientes a la unidad sísmica III miocena. Los modelos gravimétricos completan la posición de los reflectores miocenos a mayor profundidad.

Para un buen ajuste en el modelo de la anomalía negativa central del Campo de Dalías ha sido necesario incluir un cuerpo geológico de baja densidad en el núcleo del sinclinal. La presencia de sondeos en el sector central que cortan yesos, margas y conglomerados de edad mesiniense, permite deducir la existencia de un cuerpo de yesos de baja densidad con potencias de hasta 100 m en este sector. Los modelos gravimétricos muestran que esta unidad está restringida en el sinclinal y en la mitad oeste del Campo de Dalías, y no se desarrolla ni al norte ni al sur. Este hecho parece indicar que la sedimentación mesiniense estuvo condicionada por la formación de surcos subsidentes asociados a sinformas de dirección E-W, como sugieren Rodríguez-Fernández y Martín-Penela (1993).

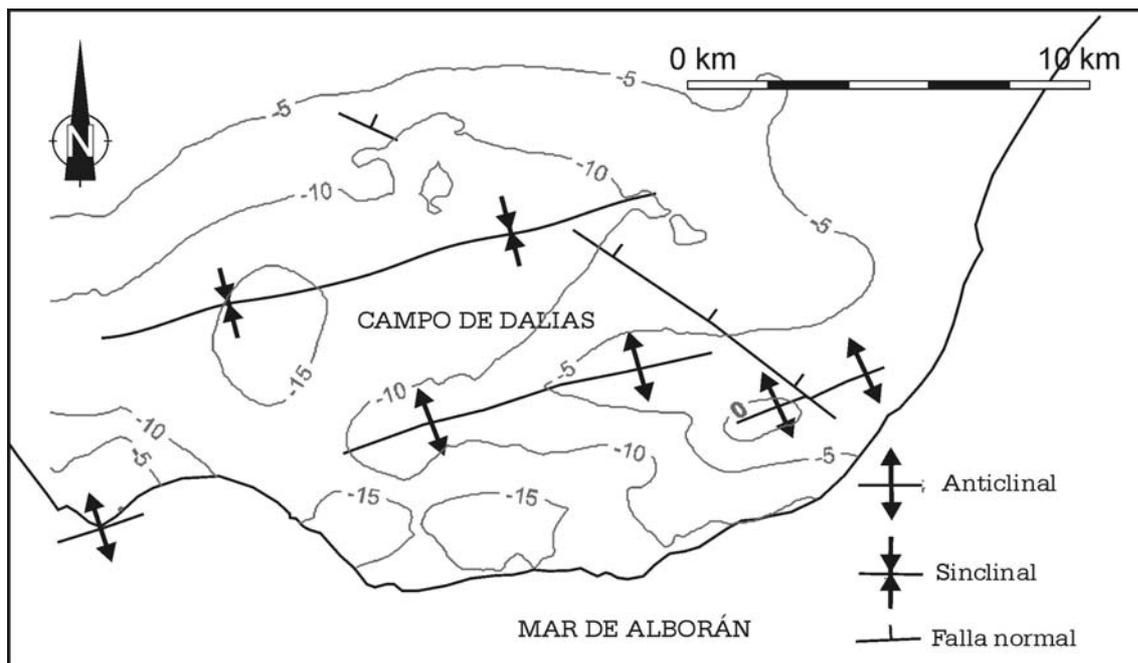


Figura 5.43. Esquema tectónico del Campo de Dalías obtenido a partir de la interpretación de la anomalía residual (mGal) y de los modelos gravimétricos.

Los sedimentos pliocenos se han agrupado en dos unidades, la unidad inferior correspondiente a limos y margas de edad Plioceno inferior y la unidad superior formada por calcarenitas de edad Plioceno inferior. La unidad inferior pliocena muestra al igual que en los perfiles sísmicos su mayor potencia en el núcleo del sinclinal y una disminución progresiva del espesor hacia el norte y el sur, es decir, en dirección al anticlinal meridional y a la Sierra de Gádor. Las potencias máximas de la unidad

inferior alcanzan 500 m de espesor, mientras que los espesores mínimos son de 100 m. La unidad superior formada por calcarenitas mantiene un espesor más constante de unos 80 m.

Se han incluido en los modelos gravimétricos los sedimentos de edad cuaternaria correspondientes a los abanicos aluviales situados en el área norte del Campo de Dalías. Sin embargo, no se han considerado los sedimentos cuaternarios en el borde sur del Campo de Dalías, ya que su espesor es muy reducido, solo tiene unos pocos metros y no generan variaciones apreciables en la anomalía gravimétrica del modelo.

Las principales fallas cuaternarias del Campo de Dalías generalmente no producen anomalías gravimétricas intensas debido al poco salto que tienen. Únicamente, la falla Loma del Viento muestra un efecto sobre el perfil de anomalía gravimétrica (perfiles Aguilas y FLV), que indica un hundimiento del bloque techo hacia el NE, con un desplazamiento de unas decenas de metros. Cuando el basamento se encuentra próximo a superficie, la anomalía generada por el contraste de densidad entre el bloque de techo y de muro es más intensa, por lo que podemos observar mejor el efecto de las fallas en el perfil gravimétrico.

Por todo ello, los modelos gravimétricos, muestran que la estructura profunda del Campo de Dalías está determinada por pliegues muy abiertos en relevo, de dirección media ENE-OSO, de tamaño kilométrico y que están afectados localmente por algunas de las fallas de pequeño salto que se observan en superficie.

## **5.4 ESTRUCTURA DE LA COBERTERA NEÓGENA Y CUATERNARIA DEL CAMPO DE NÍJAR**

A continuación se describen las estructuras reconocidas en el Campo de Níjar a partir de observaciones de campo y de la interpretación de métodos geofísicos como la gravimetría y la magnetometría. Esta región, que ya ha sido el objeto de numerosas investigaciones previas, ha sido incluida en esta tesis doctoral de forma complementaria para permitir una comparación con las estructuras del Campo de Dalías.

### **5.4.1. OBSERVACIONES GEOLÓGICAS DE SUPERFICIE**

#### **5.4.1.1 Pliegues**

Además de la gran antiforma que constituye Sierra Alhamilla, los sedimentos neógenos depositados en las cuencas limítrofes con este relieve montañoso están

igualmente deformados por sucesiones de pliegues de menores dimensiones. Weijermars *et al.* (1985) y Sanz de Galdeano (1989) han descrito pliegues que deforman a los sedimentos de edad Tortoniense superior-Mesiniense inferior en el borde meridional de la Cuenca de Sorbas. Estos pliegues tienen ejes de direcciones variables N70-90°E con longitudes de onda media de 1500 m y amplitudes en torno a 150 m (figura 5.44). La formación de estos pliegues y del pliegue mayor de Sierra Alhamilla, según Weijermars *et al.* (1985), comenzó a los 7 m.a (tortoniense superior) tal y como indica la presencia de sedimentos plegados del Tortoniense superior-Mesiniense inferior sobre los que se encuentran discordantes y sin plegar sedimentos mesinienses. Sin embargo, los sedimentos de edad Mesiniense también se encuentran plegados pero de forma menos intensa, por lo que Weijermars *et al.* (1985) propone una etapa de levantamiento de menor intensidad durante el mesiniense, como lo atestiguan la presencia de arrecifes de edad mesiniense inferior en el área cercana a Sierra Alhamilla con altitudes actuales

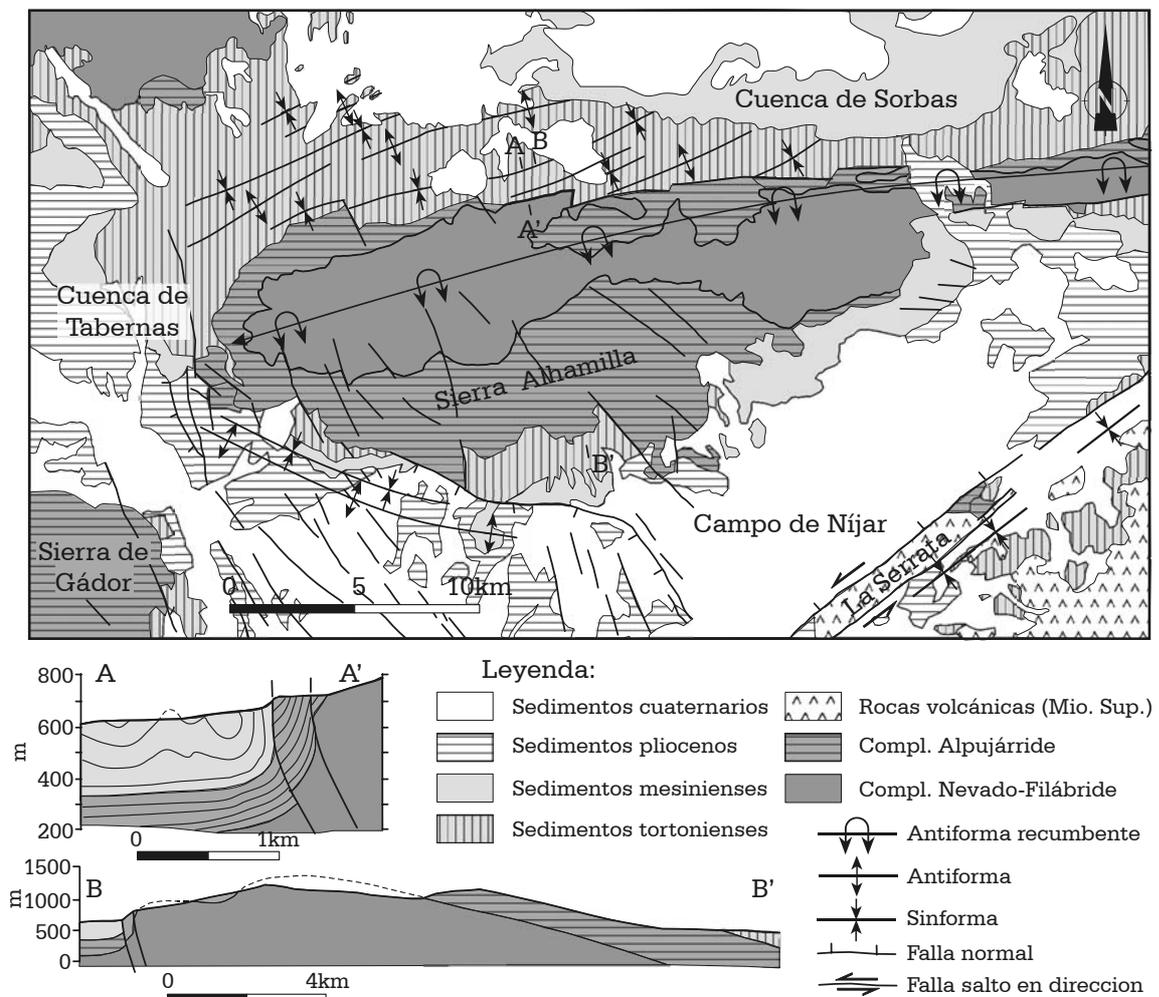


Figura 5.44. Esquema geológico donde se muestran los principales pliegues que deforman a los sedimentos de edad Mioceno superior y Plioceno. Cortes geológicos modificados de Weijermars *et al.* (1985).

entre los 400 y 750 metros sobre el nivel del mar. Por lo tanto, el plegamiento de Sierra de Alhamilla continuó durante el Mesiniense inferior con el desplazamiento de la paleocosta centrífugamente a partir del eje de Sierra Alhamilla (Braga *et al.*, 2003).

No obstante, en el extremo sureste de Sierra Alhamilla, en el entorno de la Falla de Carboneras, Huibregtse *et al.* (1998) reconocen anticlinales y sinclinales que deforman sedimentos más jóvenes de edad Plioceno inferior. Por lo tanto estos pliegues serán posteriores a esta edad. Sedimentos aluviales cuaternarios no plegados y con buzamientos hacia el sur están discordantes sobre los sedimentos de edad pliocena, por lo que estos pliegues se formaron entre el Plioceno inferior y el cuaternario. Estos

pliegues tienen una orientación N70°E y una inclinación pequeña de los ejes hacia el oeste, similar a los pliegues miocenos descritos en el párrafo anterior. La medida de la orientación de la estratificación de sedimentos neógenos en el noroeste de la cuenca de Níjar muestra la presencia de pliegues con esta orientación (figura 5.45) que se relacionan con una deformación transpresiva en la Falla de Carboneras de salto en dirección. En el borde meridional y suroeste de Sierra Alhamilla, también se reconocen pliegues anticlinales y sinclinales que deforman a margas arenosas y conglomerados pliocenos. Los pliegues en materiales pliocenos son más abiertos, simétricos y con buzamientos de los flancos

variables entre 10° y 20°, menores que los pliegues que se observan en rocas miocenas (figura 5.46). Tienen longitudes de onda y amplitudes de 1800m y 300m respectivamente. En este sector meridional, la orientación de los pliegues es variable entre N98°E y N115°E, adaptándose la dirección de los ejes al cierre periclinal de la antiforma mayor que constituye Sierra Alhamilla. La cuenca de Almería y el Campo de Níjar no muestran deformaciones por plegamiento al sur del sector afectado por estos pliegues, y la estratificación en los sedimentos pliocenos buza monoclinamente hacia el sur.

En el bloque sureste de la zona de falla de Carboneras se observa localmente que los sedimentos tortonienses y mesinienses tienen una estratificación subvertical y en algunos casos invertida, tal y como ocurre en el borde SE de La Serrata (figura 5.47). Esta verticalidad de la estratificación ha sido interpretada por Montenat y Ott d'Estevou

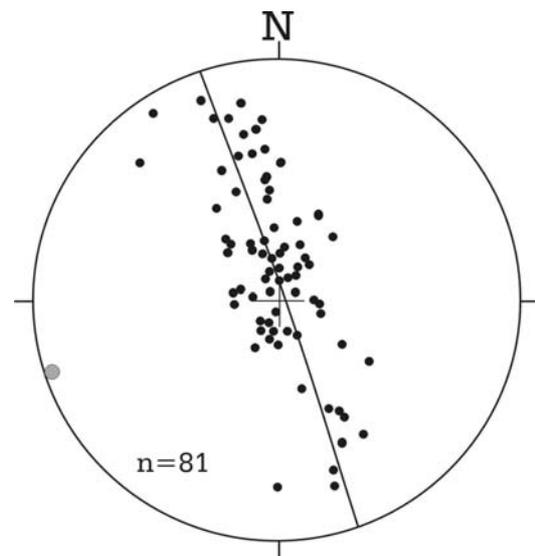


Figura 5.45. Diagrama estereográfico de los polos de la estratificación de sedimentos neógenos en el área noreste del Campo de Níjar. En gris se indica el polo del eje de los pliegues. (Tomado de Huibregtse *et al.*, 1989). Proyección estereográfica, hemisferio inferior.

(1990) como consecuencia del desarrollo de un sinclinal generado en un movimiento transpresivo. Los planos de estratificación verticalizados de los sedimentos mesinienses muestran de forma sistemática estrias subverticales, que pueden estar relacionadas con un plegamiento por deslizamiento flexural entre los estratos (figura 5.47). Montenat y Ott d'Estevou (1990) proponen un modelo de evolución de paleoesfuerzos en la Falla

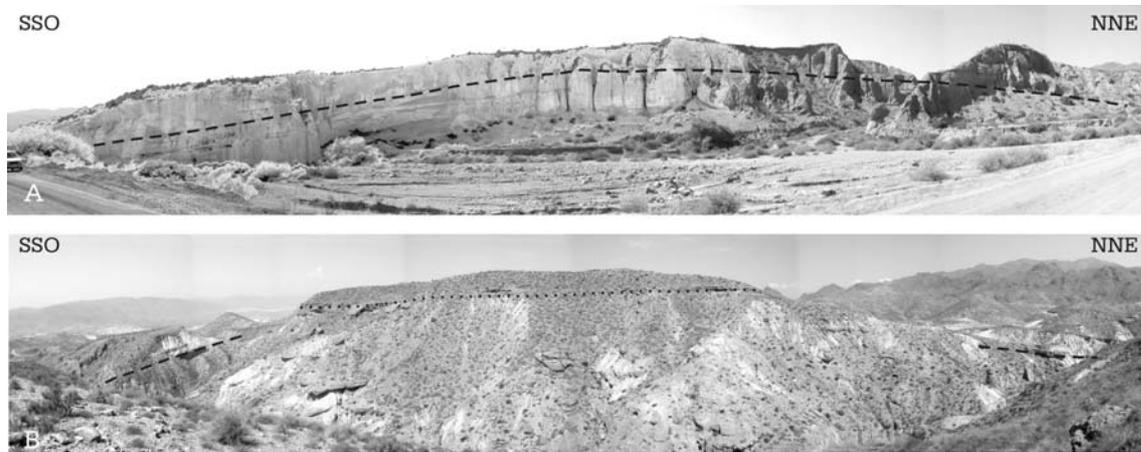


Figura 5.46. A: Fotografía panorámica de un pliegue abierto que deforma conglomerados y arenas de edad pliocena en el extremo suroeste de Sierra Alhamilla. B: Fotografía panorámica de un pliegue abierto en el extremo suroeste de Sierra Alhamilla que deforma a margas y arenas de edad plioceno inferior y en que se superponen discordantes sedimentos aluviales cuaternarios.

de Carboneras en el que se produjo un cambio en la dirección de compresión NO-SE en el Tortoniense superior a N-S en el Mesiniense superior que permitió la actividad de la falla. Las características de esta falla se detallarán más adelante en los siguientes apartados.

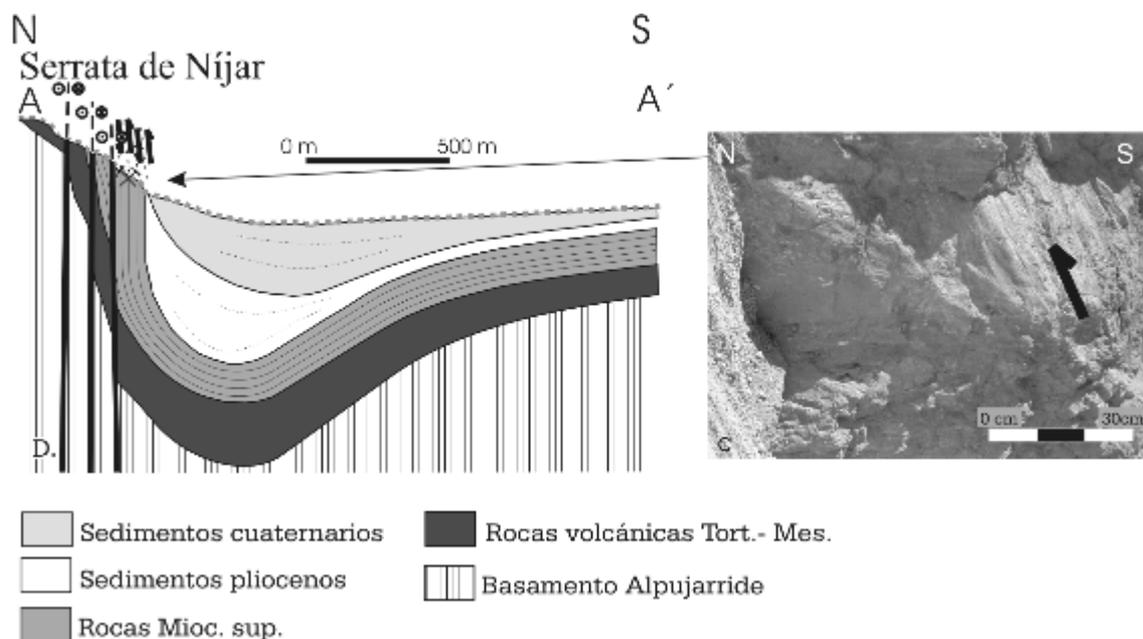


Figura 5.47. Pliegue desarrollado en el borde SE de la Zona de la Serrata de Níjar. A) Situación en figura 5.44. B) Estrias desarrolladas durante la formación del pliegue por deslizamiento flexural.

### 5.4.1.2 Diaclasas

Se han analizado en detalle las diaclasas y fracturas que se reconocen en el Campo de Níjar, de forma análoga al estudio realizado en el Campo de Dalías. Para ello se han medido un total de 18 estaciones de diaclasas que afectan a las rocas neógenas y cuaternarias del área (figura 5.48). Las medidas de la orientación de las diaclasas en cortes verticales y en planta permiten determinar la existencia de grupos de diaclasas sistemáticas verticales agrupadas en diferentes juegos.

La asignación de un intervalo de edad de formación para los diferentes juegos de diaclasas observados se puede estimar mediante los mismos criterios utilizados en el Campo de Dalías. En este sentido, y a pesar de que las deformaciones frágiles tienen un carácter heterogéneo, si un juego de diaclasas que se observa en rocas más antiguas y no se reconoce en rocas más modernas, probablemente indicará que estas diaclasas se formaron en un intervalo de tiempo comprendido entre la edad de la roca antigua y la edad de la roca moderna.

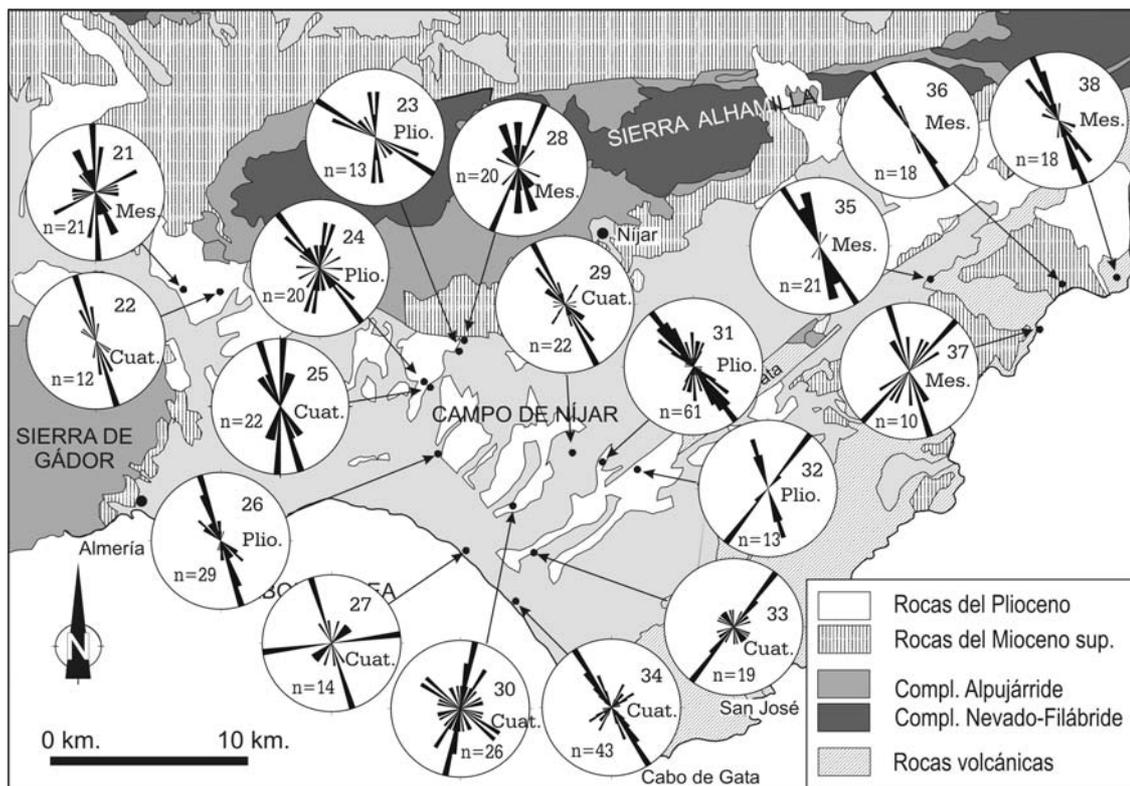


Figura 5.48. Diagramas de rosa de los vientos de las estaciones de diaclasas reconocidas en el Campo de Níjar. El número de estación y de datos utilizados se indica en cada diagrama.

Se han estudiado ocho afloramientos de diaclasas en sedimentos de edad cuaternaria (figura 5.48). Las diaclasas observadas son generalmente subverticales, por lo que se puede analizar su orientación preferente mediante diagramas en rosa de los vientos. En la mayor parte de las estaciones de medida se reconoce un juego de diaclasas principal con una orientación NNO-SSE de carácter tensional (estaciones 22,

29 y 34) y en algunos casos existe un juego perpendicular al anterior (estaciones 27 y 34). Sin embargo, en otras estaciones cercanas al entorno de la Falla de Carboneras, el juego de diaclasas principal tiene una orientación NE-SO similar a la falla (estaciones 30 y 33).

| Estación | X (U.T.M.) | Y (U.T.M.) | nº de diaclasas | Litología/Edad                    |
|----------|------------|------------|-----------------|-----------------------------------|
| 21       | 549378     | 4088784    | 21              | Calcarenitas y limos / Mesiniense |
| 22       | 551252     | 4088664    | 12              | Conglomerados / Cuaternario       |
| 23       | 563530     | 4085574    | 13              | Calcarenitas / Plioceno           |
| 24       | 561730     | 4083989    | 20              | Margas limosas / Plioceno         |
| 25       | 562044     | 4083698    | 22              | Conglomerados / Cuaternario       |
| 26       | 562433     | 4080255    | 29              | Margas limosas / Plioceno         |
| 27       | 563885     | 4075225    | 14              | Terraza marina / Cuaternario      |
| 28       | 563794     | 4086139    | 20              | Margas limosas / Plioceno         |
| 29       | 569345     | 4080312    | 22              | Caliche / Cuaternario             |
| 30       | 566297     | 4077550    | 26              | Conglomerados / Cuaternario       |
| 31       | 570890     | 4079830    | 61              | Conglom. y arenas / Cuaternario   |
| 32       | 572682     | 4079440    | 13              | Calcarenitas / Plioceno           |
| 33       | 567372     | 4075126    | 19              | Terraza marina / Cuaternario      |
| 34       | 566435     | 4072600    | 43              | Terraza marina / Cuaternario      |
| 35       | 587734     | 4089314    | 21              | Margas / Mesiniense               |
| 36       | 594484     | 4089059    | 18              | Calcisilitas / Mesiniense         |
| 37       | 593334     | 4086702    | 10              | Calcarenitas / Mesiniense         |
| 38       | 597294     | 4089412    | 18              | Calizas / Mesiniense              |

Tabla 5.6. Estaciones de medida de diaclasas en diferentes sectores del Campo de Níjar. Se indica la litología y edad de los materiales en los que se han reconocido las diaclasas.

Los sedimentos de edad pliocena también tienen juegos principales de orientación NNO-SSE (estación 26 y 31), aunque es más frecuente la existencia de un sistema formado por dos juegos conjugados con ángulos medios de 55°, que corresponderían a sistemas de diaclasas de cizalla (estaciones 23 y 24). En algunas estaciones también es posible observar la existencia de todas las orientaciones intermedias entre los dos juegos, conformando un *joint spectrum* (estación 31). En el área suroeste de la Falla de Carboneras, denominada subcuenca de Barranquete por Boorsma (1992), existe un juego principal con una orientación NE-SO similar a la zona de falla (estación 32). En esta zona Boorsma (1992) describió numerosas fallas de salto en dirección sinistras con orientación NE-SO que afectaban a sedimentos de edad pliocena. La observación de campo de estas estructuras indica que corresponden a fracturas muy penetrativas en las que por lo general no se produce deslizamiento, por lo que corresponden en su mayor parte a diaclasas tensionales de orientación NE-SO. No

obstante, algunas de estas fracturas muestran un pequeño desplazamiento de longitud centimétrica y carácter normal.

Es frecuente observar el crecimiento mineral de fibras de yeso en las diaclasas. La orientación subperpendicular de las fibras con respecto a las superficies de las diaclasas, indica el carácter tensional de estas fracturas (figura 5.49c). El mineral de yeso precipitado en los sedimentos margosos-limosos de edad pliocena proviene de la disolución de capas yesíferas masivas de los sedimentos mesinienses infrayacentes y posterior precipitación.

La ausencia de sistemas conjugados de cizalla e híbridos de cizalla y tensión en los sedimentos cuaternarios, indica que estos sistemas de diaclasas caracterizados por un carácter compresivo subhorizontal de dirección NNO-SSE se producen en el Plioceno y posiblemente el Pleistoceno.

Los sedimentos de edad mesiniense están deformados por sistemas de diaclasas similares a los reconocidos en sedimentos más jóvenes. Se reconocen juegos de diaclasas tensionales de dirección NO-SE (estación 36), sistemas híbridos de tensión y cizalla con orientación media NNO-SSE (estaciones 35 y 38) y sistemas de cizalla con ángulos entre los dos juegos de  $60^\circ$  y orientaciones variables. Los juegos de diaclasas

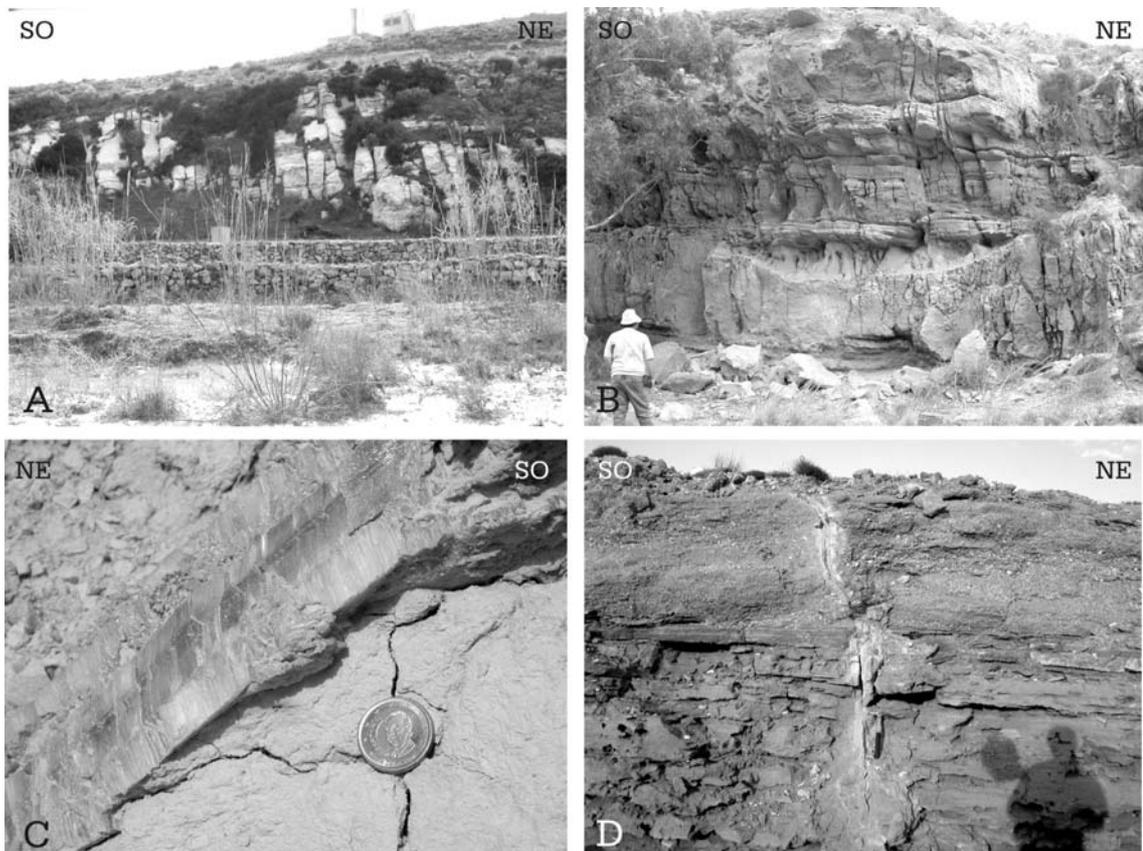


Figura 5.49. Ejemplos de diaclasas en el Campo de Níjar. A) Diaclasas tensionales en calcisilitas blancas mesinienses cercanas a la población de Agua Amarga, B) Diaclasas híbridas de tensión y cizalla desarrolladas en calcarenitas pliocenas, C) Crecimiento de fibras de yeso en diaclasas abiertas tensionales desarrolladas en limos y arenas pliocenas, D) Diaclasa de tensión desarrollada en sedimentos aluviales cuaternarios.

con orientación NE-SO no sólo se encuentran en el entorno de la Falla de Carboneras, sino también en la Cuenca de Almería-Níjar.

### 5.4.1.3 Fallas

En este apartado se describen las fallas que se han reconocido en todo el Campo de Níjar y subcuencas interiores (figura 5.50). No obstante se describirán por separado las fallas observadas en la Cuenca de Almería-Níjar y en la Cuenca de Carboneras de aquellas otras reconocidas en la Zona de Falla de Carboneras debido a las diferencias en la cinemática de las fallas en ambos sectores para diferentes periodos geológicos.

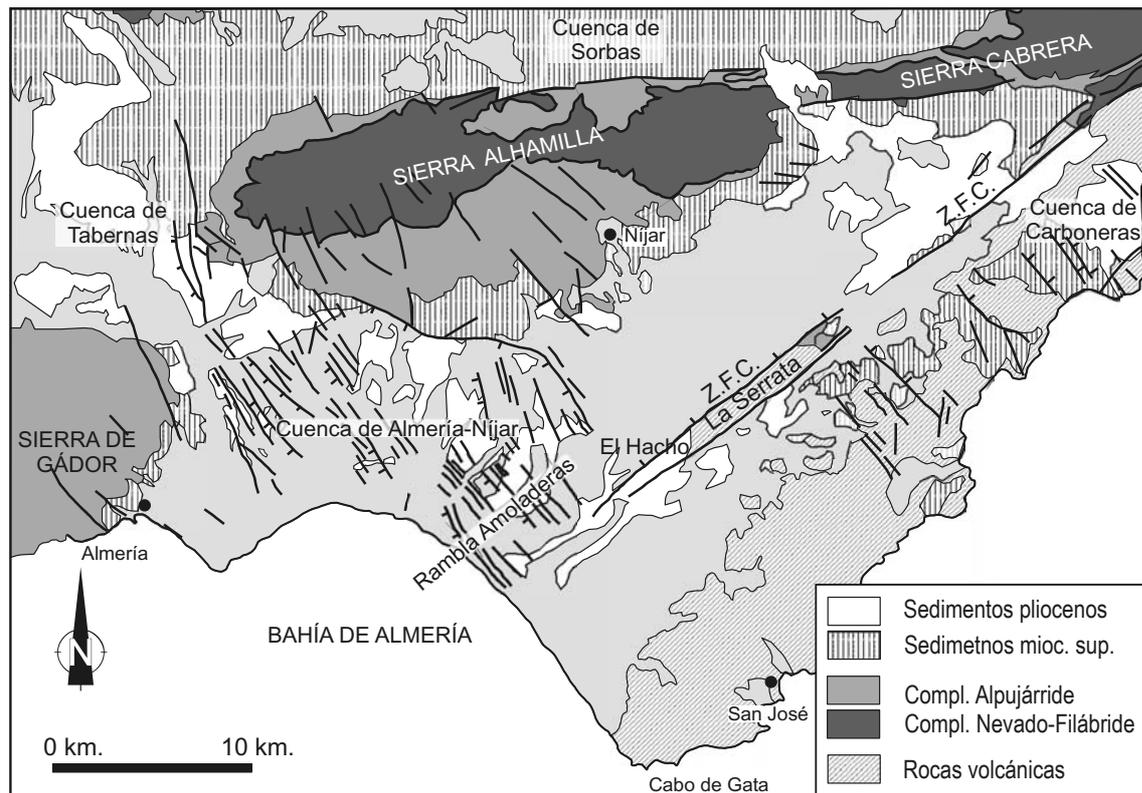


Figura 5.50. Esquema geológico del Campo de Níjar donde se muestran las principales fallas de la región.

### Cuenca de Almería-Níjar y Cuenca de Carboneras

A continuación se detallan las características de los distintos grupos de fallas en un orden cronológico; de mayor a menor edad.

En el borde occidental de Sierra Alhamilla, existen numerosas fallas normales de dirección N150-160°E y buzamientos generalmente hacia el SO de 60° que deforman los sedimentos de edad **Tortonense superior** de la Cuenca de Tabernas y Almería. Estas fallas formaron un surco profundo de dirección NO-SE que se rellenó con un importante sistema turbidítico. El surco profundo correspondía a un semigraben situado

entre Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla con su depocentro situado en el borde oeste de Sierra Alhamilla (Montenat y Ott d'Estevou, 1990). En el borde meridional de Sierra Alhamilla, al SO de la población de Níjar, también se observan fallas normales de dirección N150-160°E que desarrollan pequeñas fosas tectónicas que cortan a conglomerados de edad tortoniense superior y que están en algunos casos fosilizadas por sedimentos mesinienses (Montenat y Ott d'Estevou, 1990). Estas fallas normales tienen en ocasiones juegos de estrías de salto en dirección dexas superpuestas a las estrías normales previas.

En la Cuenca de Carboneras, también se reconocen fallas normales de dirección NO-SE (Brachert *et al.*, 2002 y Krautworst *et al.*, 2003). Estas fallas situadas al este de la Zona de Falla de Carboneras deforman sedimentos de edad Tortoniense superior-Mesiniense inferior y forman semifosas que hundien generalmente el bloque NE y que en algunos casos están fosilizados por sedimentos de edad Mesiniense.

Las fallas reconocidas en el Campo de Níjar que afectan a los sedimentos de edad **Mesiniense** se encuentran en el borde sur y suroeste de Sierra Alhamilla. Estas fallas ponen en contacto las rocas metamórficas del Complejo Alpujárride con los sedimentos mesinienses. Las fallas tienen buzamientos subverticales y orientaciones variables entre NE-SO y NO-SE con una cinemática clara de salto en dirección. Las fallas con orientación NE-SO tienen un desplazamiento sinistro, mientras que las fallas de orientación NO-SE tienen un desplazamiento dextro.

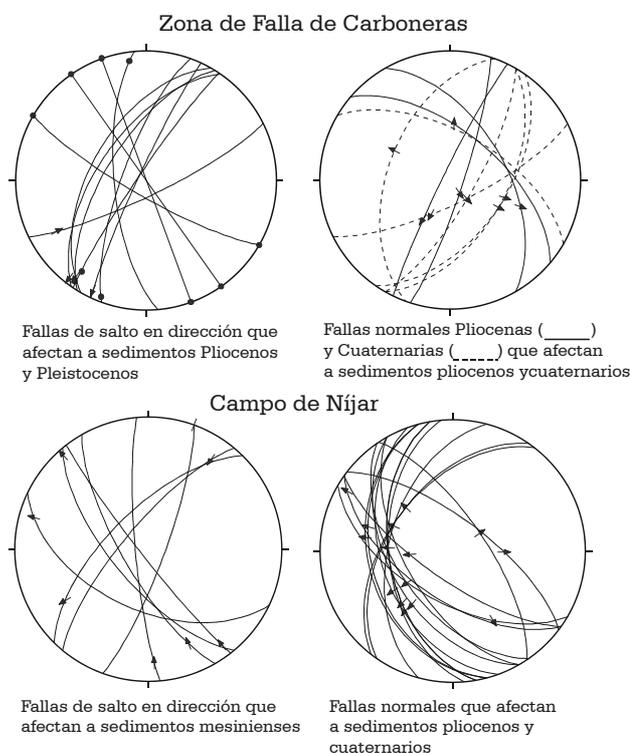


Figura 5.51. Diagramas estereográficos de las fallas.

Las fallas reconocidas en la Cuenca Almería-Níjar, que deforman a sedimentos **pliocenos** y **cuaternarios** tienen principalmente una dirección NO-SE con unos buzamientos medios de 60°. Las fallas buzán principalmente hacia el SO y tienen un desplazamiento normal de orden métrico en la mayor parte de los casos. Existen evidencias del funcionamiento sinsedimentario de estas fallas durante el Plioceno, con la presencia de abanicos de capas en el bloque hundido. En algún caso aislado se observan fallas de dirección NO-SE con desplazamientos horizontales

dextros que deforman los sedimentos pliocenos más bajos en la secuencia estratigráfica. Por otra parte, las fallas que afectan a los sedimentos de edad cuaternaria tienen la misma orientación NO-SE que las fallas pliocenas y muestran igualmente evidencias de desplazamientos normales sinsedimentarios, con el desarrollo de pliegues roll-over en sedimentos aluviales recientes. Los saltos de estas fallas son de pequeña magnitud y tienen desplazamientos verticales de orden métrico.

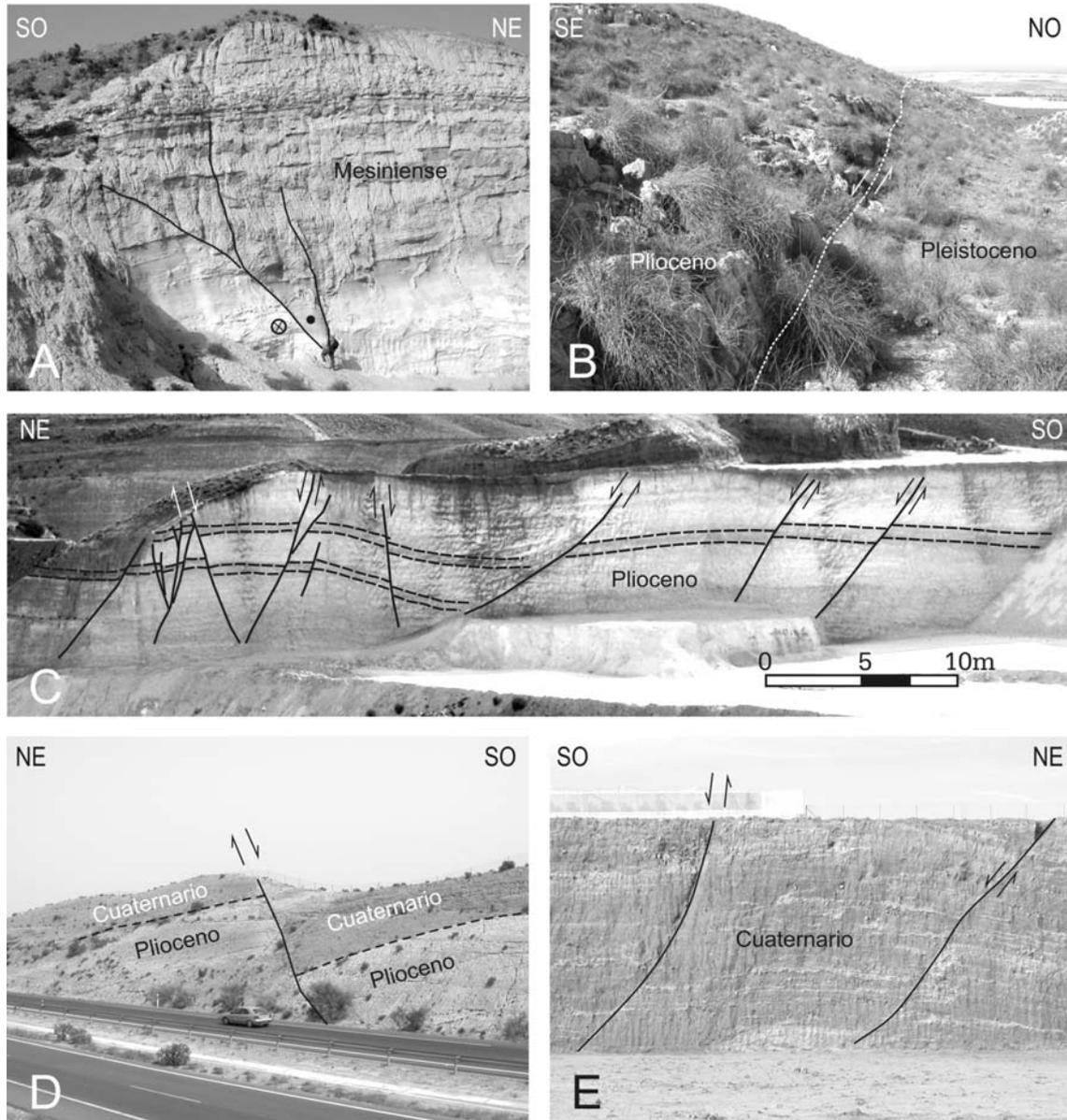


Figura 5.52: Ejemplos de fallas reconocidas en el Campo de Níjar. A) Falla en el borde meridional de Sierra Alhamilla de edad mesiniense con orientación NO-SE y salto en dirección dextro. B) Falla de salto en dirección pleistocena y dirección NE-SO en el borde NO de la Serrata, en la que se reconocen estrías con salto sinistro. C) Corte en cantera cercana a la población de Carboneras donde se aprecian fallas sinsedimentarias normales pliocenas de dirección NO-SE con hundimiento generalizado de los bloques hacia el NE. D) Falla normal cuaternaria de dirección NO-SE en un talud de la autovía Almería-Níjar. E) Fallas sinsedimentarias cuaternarias de dirección NO-SE en el Campo de Níjar.

En la cuenca de Carboneras, situada al este de la Zona de Falla de Carboneras, se reconocen fallas normales de dirección NO-SE y buzamiento sistemático hacia el NE. Estas fallas han funcionado sincrónicamente al depósito de sedimentos marinos de edad pliocena, como muestra la formación de abanicos de capas en fallas lítricas (figura 5.52c).

### **Zona de Falla de Carboneras (ZFC)**

La falla de mayor importancia en el Campo de Níjar tanto por sus dimensiones como por la deformación que produce en los sedimentos del entorno corresponde a la Zona de Falla de Carboneras (ZFC). La ZFC tiene una orientación media N50°E y una longitud de 40 km con una anchura variable entre 1,4 y 2,5 km. La mayor parte de los investigadores han considerado esta falla con salto en dirección sinistral. Esta gran falla se extiende hacia el norte por Sierra Cabrera y al sur hacia la Bahía de Almería (figura 5.50), aunque se ha descrito su continuación en el mar a partir de datos geofísicos (apartado 5.5). La ZFC forma parte de la denominada *Trans-Alboran Shear Zone* (Larouzière *et al.*, 1988) que se extiende desde el SE de la Cordillera Bética hasta el NE de la Cordillera Rifeña en Marruecos, cruzando toda la Cuenca del Mar de Alborán con una longitud de cientos de kilómetros.

Bousquet y Montenat (1974) consideran que la ZFC es una falla de salto en dirección sinistral que funcionó principalmente en el Mioceno superior. Los sedimentos miocenos (desde el Burdigaliense superior hasta el Mesiniense), junto con rocas pertenecientes al basamento de las Zonas Internas, afloran en la zona de falla en láminas o bandas tectónicas intensamente deformadas (Van de Poel, 1991). La estructura interna de esta falla de salto en dirección está compuesta por numerosos segmentos paralelos y subverticales de dirección NE-SO que se unen para formar una compleja red anastomosada. Las fallas individuales desarrollan rocas de falla de unos pocos metros de espesor y cientos de metros de longitud (Hall 1986 y Rutter *et al.*, 1986) que en algunos casos alcanzan cientos de metros de potencia. Keller *et al.* (1995) describe a la ZFC como un sistema compuesto por fallas de salto en dirección de primer orden NE-SO junto con fallas de segundo orden de dirección E-O. Las fallas de segundo orden corresponden en su mayoría a fallas de tipo *P-shears* con componente inversa que conectan con las de primer orden. Las fallas interconectadas dejan en el interior bloques o lentejones de diferente escala relativamente no deformados. La zona de falla está compuesta por numerosas betas de harina de falla rica en filosilicatos que engloba a lentejones de protolitos de tamaño variable (Faulkner *et al.*, 2003). También se observan pliegues de orientación OSO-ENE con disposición en *echelon* formando pares de antiformas y sinformas relacionadas con el movimiento de salto en dirección sinistral (Keller *et al.*, 1995).

La Serrata de Níjar es una elevación montañosa situada dentro de la ZFC y está limitada por dos fallas paralelas de dirección NE-SO (figura 5.50). La Serrata tiene entre 1 y 2 km de anchura y una longitud de 14 km. Está formada principalmente por rocas volcánicas miocenas y sedimentos del Mioceno superior y Plioceno. Montenat y Ott d'Estevou (1990) consideran que la Serrata corresponde a un surco donde se depositaron rocas volcánicas, sedimentos de aguas profundas y flujos gravitacionales que sufrieron una fuerte estructuración sinsedimentaria durante el movimiento de desgarre de la falla.

Existen evidencias del funcionamiento de la ZFC en diversos periodos geológicos. Algunos autores proponen un primer funcionamiento de la falla durante el **Mioceno medio** (Keller *et al.*, 1995 y Scotney *et al.*, 2000). Se reconoce en un sector cercano a la población de Carboneras rocas volcánicas de 11 M.a. (límite inferior del Tortonense) datadas mediante  $Ar^{40}/Ar^{39}$  que se encuentran discordantes sobre una secuencia de rocas del Complejo Maláguide y tufitas datadas en 21 M.a. (Aquitaniense superior). La serie estratigráfica del Complejo Maláguide junto a las rocas volcánicas están verticalizadas y deformadas por la ZFC mientras que las rocas volcánicas suprayacentes y discordantes de 11 M.a. no muestran una deformación importante, por lo que Scotney *et al.* (2000) propone que el movimiento de la falla se produjo entre los 21 y los 11 M.a. Montenat y Ott d'Estevou (1995) también describen la presencia de estratos de rocas tortonienses discordantes sobre rocas de falla desarrolladas sobre el basamento metamórfico en el entorno de la ZFC. No obstante las fallas que afectan a rocas volcánicas del Mioceno medio y a rocas del basamento metamórfico en el entorno de la ZFC, pueden pertenecer a los sistemas antiguos de fallas similares a los ya descritos en el apartado correspondiente a la deformación del basamento y que están relacionados con otras etapas de fuerte estructuración tectónica en las Béticas.

Sin embargo, durante el **Mioceno superior** se produce el movimiento de salto en dirección sinistral más evidente en la ZFC. Las rocas volcánicas del mioceno superior y los sedimentos tortonienses y fundamentalmente mesinienses que afloran ampliamente en la ZFC muestran deformaciones intensas por una tectónica de salto en dirección sinistral. El desplazamiento horizontal estimado desde el Tortonense superior es de unos 18 km (Montenat y Ott d'Estevou, 1990). Otras estimaciones del desplazamiento producido en esta falla desde el Mioceno medio a la actualidad oscilan entre los 30 y 40 km a partir de observaciones de desplazamientos de afloramientos volcánicos y formaciones sedimentarias en cada bloque de la falla (Hall, 1983; Rutter *et al.*, 1986; Weijermars, 1987), si bien es difícil establecer un cálculo preciso.

Durante el **Plioceno** y **Pleistoceno**, el movimiento de la ZFC fue considerablemente menor. Por lo general, los sedimentos posteriores al Mesiniense aparecen discordantes y sin deformar sobre la ZFC, como por ejemplo en el área del

Argamasón y la Majada del Curica. La existencia de fallas pliocenas sinsedimentarias junto con la presencia de sedimentos aluviales de edad holocena discordantes sobre estas fallas, permite establecer una diferenciación entre las fallas que afectan a los sedimentos pliocenos y pleistocenos y aquellas más recientes que afectan a los sedimentos holocenos.

En el Plioceno y el Pleistoceno se desarrollan fallas frágiles con orientaciones predominantes N30°E en el entorno de la ZFC. Estas fallas tienen un desplazamiento sinistro de magnitud métrica. También se encuentran fallas de dirección NO-SE y desplazamiento dextro. Son escasos los lugares donde se pueden observar fallas de salto en dirección de edad inequívocamente post-mesiniense. Sin embargo, en el sector SO de La Serrata se reconocen algunas fallas de orientación media N30-40°E que afectan hasta los sedimentos de edad pleistocena con un salto en dirección sinistro de pequeña magnitud. Por ejemplo, en el paraje conocido como El Hacho (Fig. 5.8) (x: 572.500, y: 4.079.500) se aprecian conglomerados con matriz limo arenosa de color rojizo correspondientes a abanicos aluviales de edad pleistocena en contacto con arenas gris-amarillentas de edad pliocena mediante una falla de salto en dirección N45°E de salto sinistro. La roca de falla de carácter frágil tiene un espesor de 1 metro y un buzamiento subvertical. La zona de falla está formada por numerosos planos que se entrelazan formando una disposición romboidal o lenticular que deja en el interior protolitos de sedimentos menos triturados. En el bloque suroeste de esta falla, compuesto por sedimentos pliocenos, se desarrollan fracturas con una orientación N170°E de tipo Riedel y a veces de carácter tensional rellenas por fibras de yeso. También se desarrollan en el bloque SE de esta falla, dentro del relieve de La Serrata, pliegues anticlinales que afectan a sedimentos pliocenos de dirección N80°E relacionados posiblemente con una compresión NNO-SSE. Todas estas evidencias indican que el movimiento sinistro de la ZFC se produjo la menos hasta el Pleistoceno en sectores concretos. En el estereograma de la figura 5.51, se representan todas aquellas fallas de salto en dirección del sector SO de la ZFC que deforman sedimentos pliocenos y pleistocenos.

Una de las características geomorfológicas más interesantes ponen de manifiesto la naturaleza transcurrente de la ZFC en el borde NO de La Serrata, es la geometría de la red de drenaje con morfologías en bayoneta que indican un desplazamiento de 80 a 100 m sinistro de la red de drenaje (Chapelle, 1988 y Bell *et al.*, 1997). Es importante resaltar que en el borde sureste de La Serrata no se desarrollan estas morfologías en la red de drenaje.

**Síntesis de las estructuras reconocidas en el Campo de Níjar-Cuenca de Carboneras y en la Zona de Falla de Carboneras**

Durante el Tortonense se han reconocido únicamente fallas normales que indican una extensión SO-NE. En general las estructuras tectónicas observadas en este sector son compatibles con una compresión NNO-SSE y una extensión perpendicular desde el Mesiniense hasta la actualidad. Durante el periodo comprendido entre el Mesiniense y el Pleistoceno medio las estructuras responden a una fuerte compresión NNO-SSE con el desarrollo de pliegues y fallas de salto en dirección y una extensión perpendicular que genera diaclasas de tensión e híbridas. También se reconocen fuera de la ZFC fallas normales cuyo origen y funcionamiento se discutirá en posteriores capítulos. En el último periodo comprendido entre el Pleistoceno superior y Holoceno, las estructuras reconocidas en el campo indican una extensión general OSO-ENE con el desarrollo de fallas normales y diaclasas de tensión. Durante este último periodo, en la ZFC se desarrollan también fallas generalmente normales aunque a veces de desgarre y diaclasas de tensión con orientación NE-SO similar a la zona de falla. Este hecho puede ser debido a la existencia de zonas de fracturas previas en la ZFC que facilitan el desarrollo de fallas y diaclasas con estas orientaciones en un contexto extensivo en la corteza superior.

## **5.4.2. Datos geofísicos, de subsuelo y geometría profunda**

### **5.4.2.1 Sondeos**

Se ha utilizado la base de datos de sondeos con columna litológica que el IGME dispone en el Campo de Níjar. En esta región, la densidad, la distribución espacial y la profundidad de los sondeos es menor que en el Campo de Dalías (figura 5.53). La base de datos tiene un total de 90 sondeos con columna litológica registrada. La escasa profundidad de la mayor parte de los sondeos no ha permitido realizar sistemáticamente mapas de isopacas e isobatas para cada unidad geológica, como se hizo en el Campo de Dalías. El valor medio de profundidad de los sondeos es de 160 metros, si bien, algunos sondeos alcanzan profundidades mayores, de hasta 645 metros (figura 5.54). Los sondeos se localizan en su mayor parte en el sector central de la depresión neógena situada entre el SE de Sierra Alhamilla y el NE de La Serrata de Níjar y la ZFC (figura 5.53).

Se pueden diferenciar las siguientes unidades litoestratigráficas a partir del estudio de las columnas litológicas: el basamento (rocas carbonatadas y filitas), sedimentos del Tortonense (margas, areniscas y rocas volcánicas), sedimentos del Mesiniense (margas, calizas y yesos), sedimentos del Plioceno (margas-limos y calcarenitas) y sedimentos cuaternarios (limos arcillosos y arenosos y depósitos aluviales). El análisis de las columnas de los sondeos muestra la existencia de un área de acumulación de sedimentos en la depresión de orientación NE-SO y situada entre

Sierra Alhamilla y la ZFC, como era de esperar a partir de los afloramientos de los sedimentos neógenos en la cartografía geológica. Los máximos espesores de sedimentos neógenos y cuaternarios se localizan en el área central de esta depresión y más concretamente entre las poblaciones de San Isidro y Campo Hermoso con espesores de 600 m. Los espesores de sedimentos disminuyen progresivamente hacia el NE (en dirección a Sierra Cabrera) y aumentan hacia el SO. En los bordes NO y SE de la depresión, es decir, hacia Sierra Alhamilla y La Serrata respectivamente disminuye el espesor del relleno.

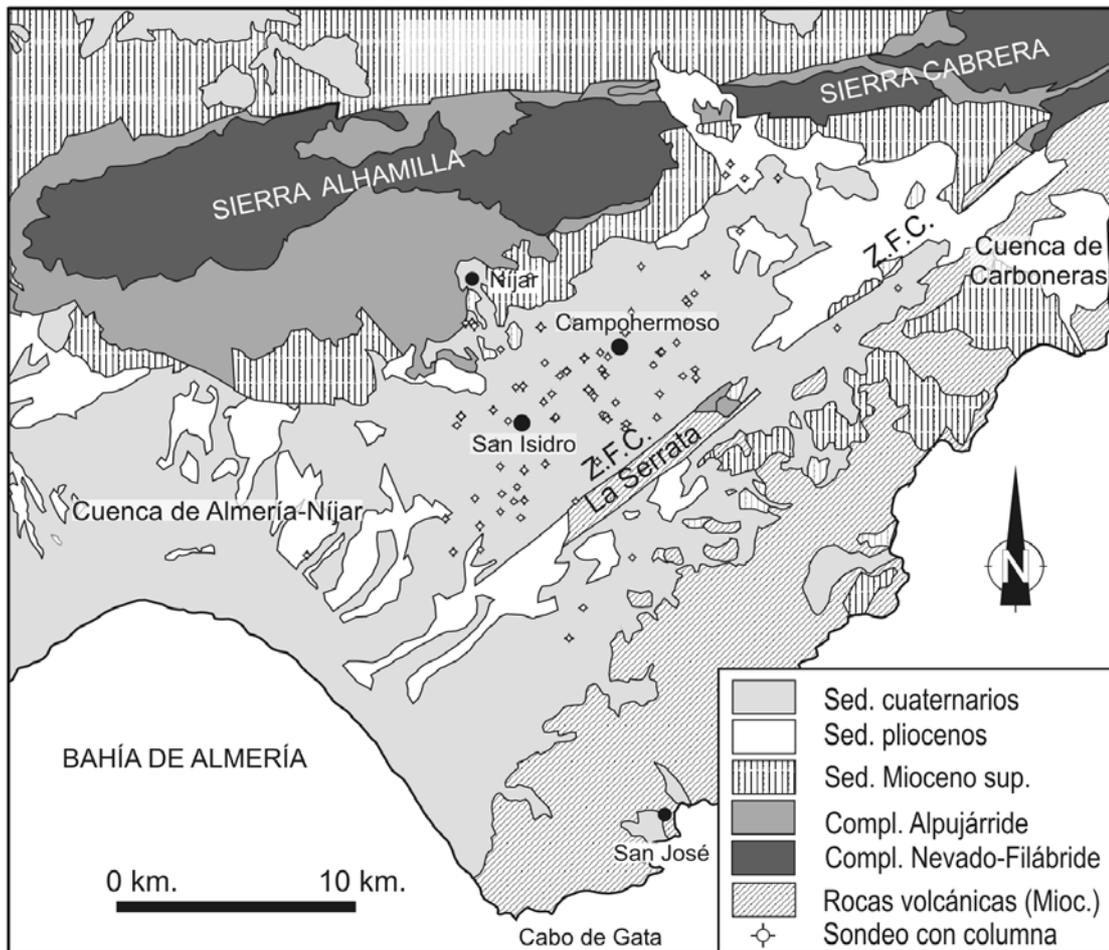


Figura 5.53. Situación de sondeos con columna litológica conocida en el Campo de Níjar.

Algunos sondeos llegan a perforar todo el relleno sedimentario hasta el **basamento** que está formado en este sector por rocas pertenecientes al Complejo Alpujárride. Mientras que en el borde SE de Sierra Alhamilla los sondeos perforan unas decenas de metros de calizas y dolomías triásicas, en el área central y SE de esta cuenca el basamento está formado exclusivamente por filitas permotriásicas debido a que la formación carbonatada estaba erosionada cuando se produce la sedimentación.

Los sedimentos de edad **tortonense** reconocidos en las columnas litológicas están formados fundamentalmente por margas grises azuladas e intercalaciones de

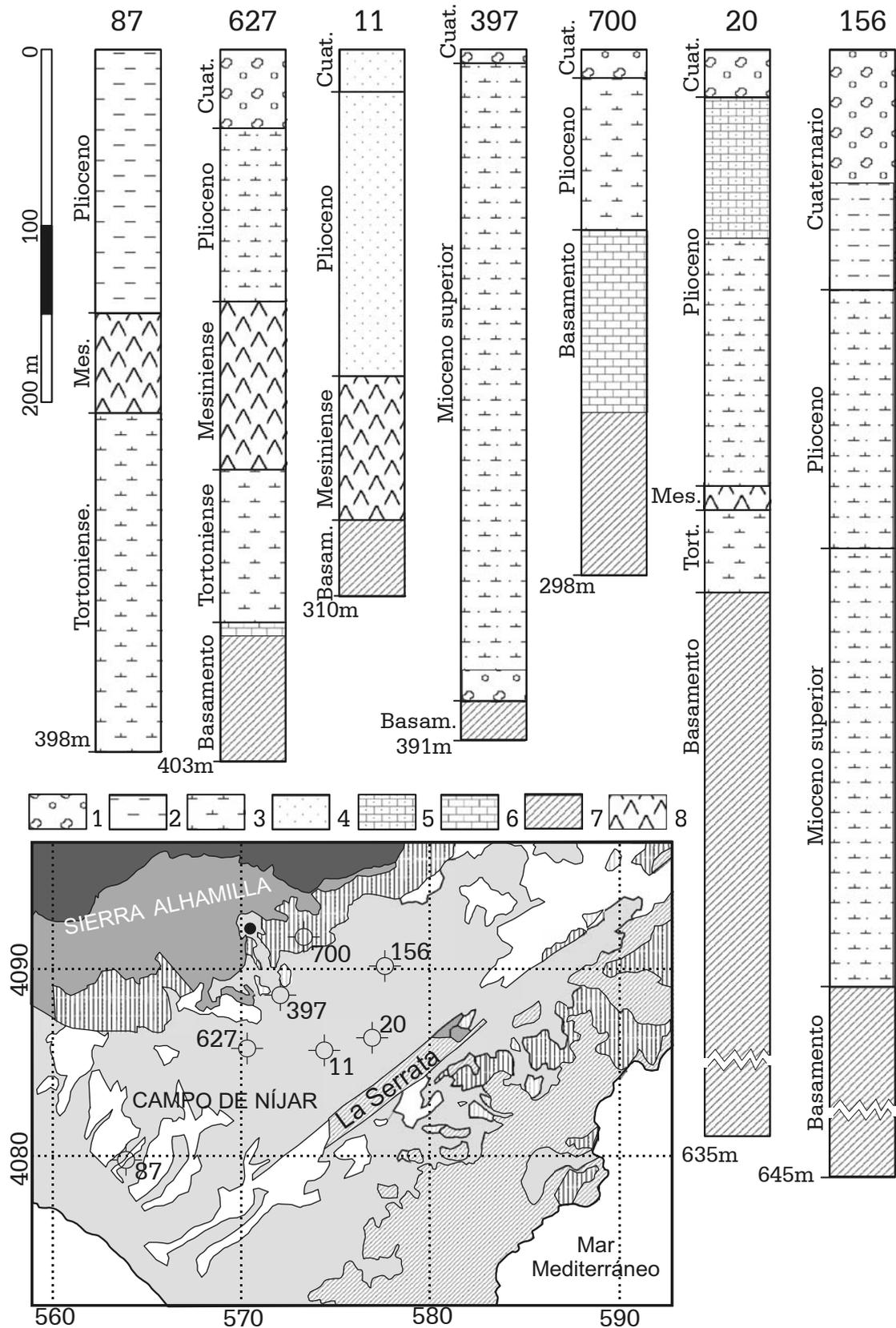


Figura 5.54. Columnas litoestratigráficas de los sondeos de mayor profundidad en el Campo de Níjar. Leyenda: 1) Arcillas y conglomerados, 2) Limos, 3) Margas y limos, 4) Arenas [el punteado intercalado entre tramas de otras litologías indica la existencia de intercalaciones de arena], 5) Calcarenitas y arenas, 6) Calizas y Dolomías (Triásico), 7) Filitas (Permo-triásico), 8) Rocas Volcánicas.

areniscas que aumentan hacia el techo. La unidad Tortoniense tiene potencias variables entre los 50 y 100m. También se han cortado en algunos sondeos rocas volcánicas atribuidas al Tortoniense con potencias superiores a los 40 metros, que indican la existencia del vulcanismo de Sierra de Gata bajo el relleno mesiniense, plioceno y cuaternario al NO de la ZFC. El reconocimiento de rocas volcánicas en sondeos aislados y rodeados por otros sondeos que cortan a sedimentos tortonienses, indican que las manifestaciones volcánicas son puntuales, posiblemente similares al afloramiento del cono volcánico del Hoyazo de Níjar.

Los sedimentos **mesinienses** perforados corresponden a alternancias de margas con niveles de silexitas y limolitas intercaladas entre gruesos bancos de yeso macrocristalino que tienen potencias comprendidas entre 30 y 50m. Hacia los bordes de la depresión los sondeos cortan calcarenitas, calizas bioclásticas y calizas arrecifales mesinienses. Las potencias medias y máximas del conjunto de la unidad mesiniense son de 65 y 145 m respectivamente, localizándose los máximos espesores en el sector central de la depresión en el sector cercano a Campo Hermoso donde el muro de la unidad se sitúa a -140 m.s.n.m. La distribución de los sondeos con máximas potencias se alinea según un eje de dirección NE-SO.

Los sedimentos **pliocenos** en este sector están formados generalmente hacia la base por un paquete conglomerático de cantos de cuarzo y abundante macrofauna de decenas de metros de potencia. Sobre estos conglomerados frecuentemente se disponen margas arenosas y limosas sobre los que se depositan calcarenitas amarillentas de grano medio a grueso con espesores variables entre 20 y 80 metros. Las potencias medias y máximas de la unidad pliocena son de 60m y 220m respectivamente y por lo general aumentan hacia el SO. Además, el muro de la unidad se hace más profundo hacia el SO y progresivamente más somero a medida que nos acercamos a los bordes de Sierra Alhamilla y la ZFC.

Los sedimentos **cuaternarios** perforados están compuestos principalmente por limos arcillosos y arenosos de color rojizo y marrón con niveles de gravas. En los metros más superficiales de la columna se encuentran sedimentos de ramblas, abanicos aluviales, glaciais y derrubios de ladera. Las máximas potencias, con valores de hasta 120 m y valores medios de 50 m, se sitúan en el área central de la depresión y determinan un depocentro con orientación NE-SO. La potencia de los sedimentos cuaternarios aumenta ligeramente hacia el NE. Mientras que en el sector SO los espesores son de 20 m, en el sector NE los espesores son de 100 m. También se reconocen depocentros locales que pueden estar relacionados con la presencia de fallas de posible dirección NO-SE, con

diferencias de potencias entre dos posibles bloques de falla de hasta 60 m que indicarían saltos de esta longitud.

#### 5.4.2.2 Gravimetría

En el Campo de Níjar se ha realizado una campaña gravimétrica con un total de 372 medidas en 7 perfiles que se sitúan a lo largo de 118 km de longitud. El espaciado medio entre medidas en cada perfil es de unos 300 m. Los perfiles gravimétricos están situados en la depresión localizada entre el borde sureste de Sierra Alhamilla y el área volcánica de Sierra de Gata (figura 5.55). Dos de los perfiles tienen una orientación NE-SO aproximadamente paralelos a los límites de la depresión. Los cinco restantes tienen una orientación NO-SE perpendicular a la máxima elongación de la cuenca.

Los resultados obtenidos mediante esta técnica geofísica se complementan con los datos magnéticos adquiridos simultáneamente con la campaña gravimétrica. La interpretación de la anomalía magnética, permite estimar la distribución y morfología de cuerpos de rocas volcánicas en el sector estudiado. También se ha utilizado la base de datos de sondeos para fijar puntualmente la posición de los contactos litológicos durante la modelización gravimétrica.

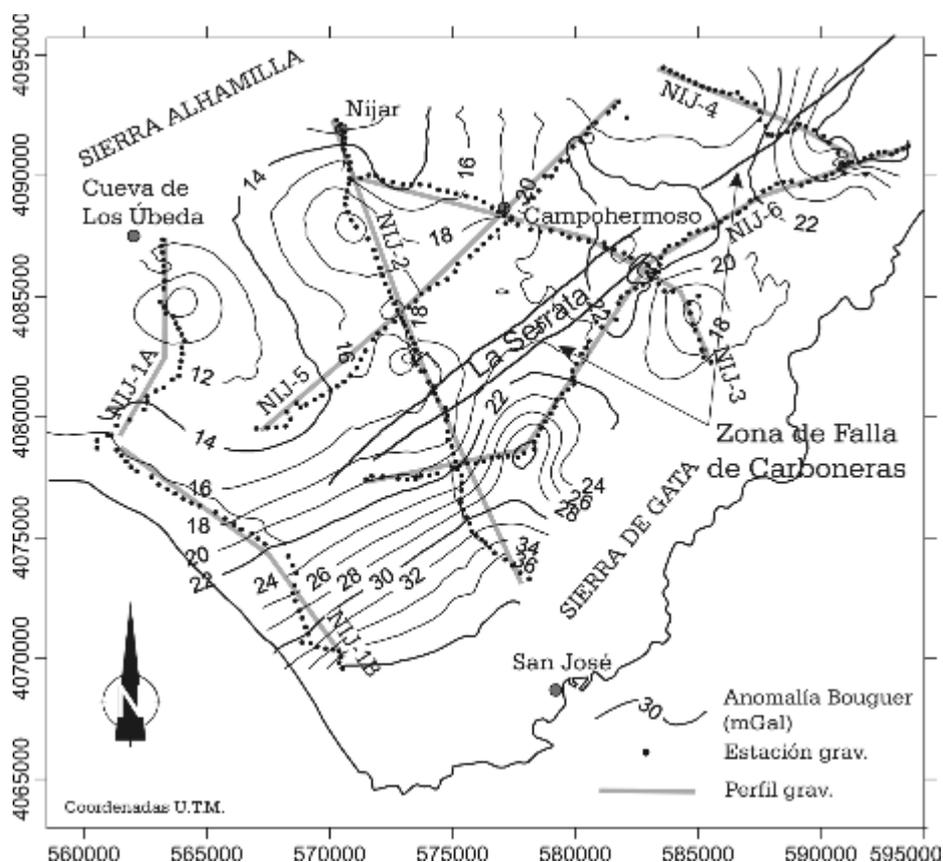


Figura 5.55. Anomalía de Bouguer con corrección topográfica ( $d=2.67 \text{ g/cm}^3$ ) en el Campo de Níjar. En la figura se muestra la posición de los puntos de medida de la gravedad y los perfiles gravimétricos que se han modelizado.

La **anomalía de Bouguer** con corrección topográfica muestra un incremento general del valor de anomalía hacia el sureste, desde valores de 12 mGal en el borde noroeste a valores de 38 mGal en el extremo SE (Figura 5.55). La anomalía de Bouguer muestra un área de mínimo relativo con una orientación NE-SO que coincide con la depresión situada entre Sierra Alhamilla y Sierra de Gata y máximos relativos locales relacionados con disminuciones locales de los espesores de sedimentos.

El mapa gravimétrico de España 1:1.000.000 (I.G.N., 1976), muestra una tendencia regional que decrece hacia el NO, debido probablemente al engrosamiento de la corteza en la misma dirección, como ha sido descrito por diversos autores (IGN, 1976; Casas y Carbó, 1990; Torné y Banda, 1992; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997). Esta tendencia general permite obtener un mapa de anomalía regional de la región con un incremento medio del valor de la anomalía de unos 2.2 mGal/km hacia el SE.

Al sustraer la anomalía regional al valor de la anomalía de Bouguer, se obtiene un mapa de la anomalía residual. La variación de los valores de anomalía residual es debida únicamente al cambio en la potencia y las características litológicas del relleno sedimentario y en este sector, a la presencia de cuerpos volcánicos interestratificados en la parte más superficial de la corteza.

La anomalía residual muestra valores negativos en la depresión del Campo de Níjar, debido al relleno de la cuenca con sedimentos de densidad menor que la considerada en el cálculo de la anomalía de Bouguer ( $2,67 \text{ g/cm}^3$ ). La principal característica de esta anomalía en la región es la existencia de un mínimo con una geometría elongada de dirección NE-SO. Los valores más bajos ( $-20 \text{ mGal}$ ) se alcanzan en el eje central de la depresión del Campo de Níjar. Los valores máximos, próximos a  $0 \text{ mGal}$ , se alcanzan en el borde sureste de Sierra Alhamilla y en las rocas volcánicas de Sierra de Gata.

| Litología                                      | Edad           | Densidad ( $\text{g/cm}^3$ ) |
|--|----------------|------------------------------|
| Gravas, arenas y arcillas (abanicos aluviales) | Cuaternario    | 2.00                         |
| Margas y calcarenitas                          | Plioceno       | 2.35                         |
| Margas, yesos                                  | Mesiniense     | 2.20                         |
| Rocas volcánicas                               | Tortonense     | 2.70-2.80                    |
| Calizas, dolomías y filitas (basamento)        | Permo-Triásico | 2.70                         |

Tabla 5.7. Densidad ( $\text{g/cm}^3$ ) de las principales unidades geológicas utilizadas en la modelización gravimétrica.

Para la modelización de la anomalía residual se han considerado unidades geológicas cuyos límites son reconocibles mediante los datos de sondeos y de la cartografía geológica existente. La densidad media de cada unidad geológica debe ser

diferente a la de las unidades adyacentes, ya que de no existir un contraste de densidades no se generaría anomalía.

Las unidades geológicas consideradas para la modelización gravimétrica se presentan en la tabla 5.7. La densidad media de cada unidad se ha elegido a partir de la litología predominante. Al igual que en el Campo de Dalías los valores de densidad utilizados para las distintas unidades geológicas corresponden a intervalos de densidad comunes definidos para distintas litologías (Manger, 1966, Robinson y Çoruh, 1988, Telford *et al.*, 1990), que posteriormente son precisados durante el proceso de modelización.

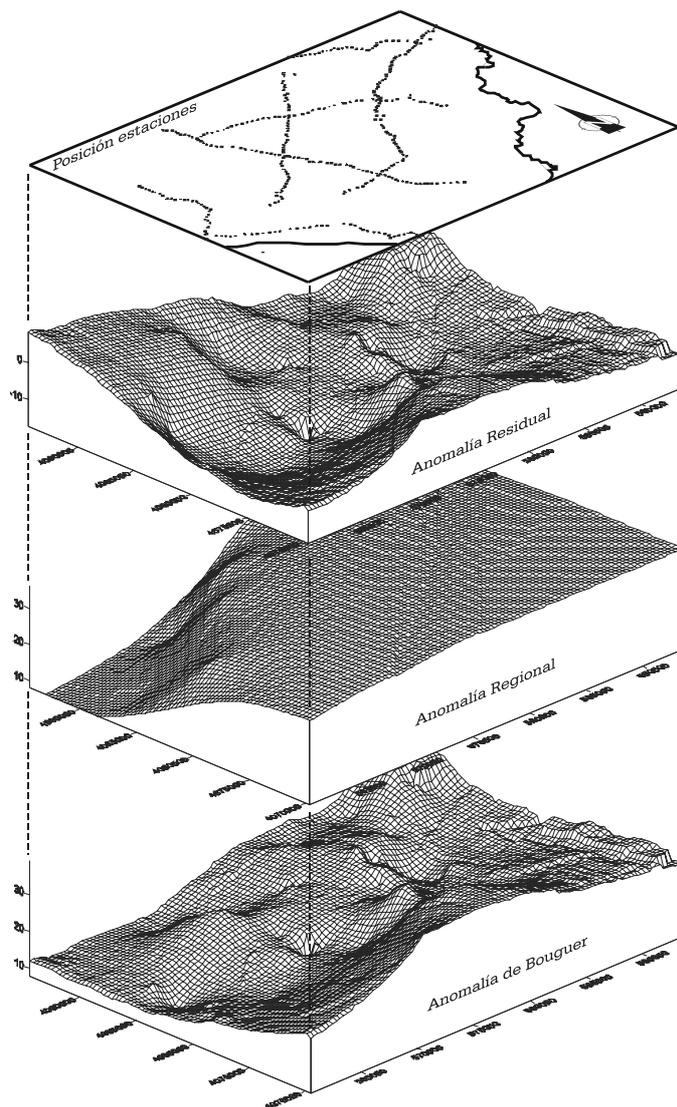


Figura 5.56. Bloques diagrama de las anomalías de Bouguer, regional y residual en el Campo de Dalías.

Los datos de sondeos muestran que el basamento está formado por calizas, dolomías y filitas en la parte NO y rocas volcánicas hacia el SE que también pueden estar intercaladas. Al igual que en el Campo de Dalías, se ha considerado un valor de densidad de  $2,7 \text{ g/cm}^3$  para la modelización del basamento. La densidad considerada para las rocas volcánicas tortonienses es de  $2,7 \text{ g/cm}^3$ , aunque en ocasiones durante la modelización se le ha asignado un valor de  $2,8 \text{ g/cm}^3$  para mejorar el ajuste. Por otra parte, en el relleno sedimentario se han distinguido tres unidades geológicas. La unidad inferior consiste principalmente en margas y yesos depositados durante el Mioceno superior con una densidad asignada de  $2,2 \text{ g/cm}^3$ . Existen además capas

interestratificadas de rocas volcánicas entre los sedimentos miocenos reconocidas en los sondeos con una densidad de  $2,7 \text{ g/cm}^3$ . La unidad intermedia está formada por sedimentos pliocenos discordantes sobre los sedimentos miocenos formada por margas

y calcarenitas con una densidad asignada de  $2,35 \text{ g/cm}^3$ . La unidad superior consiste en sedimentos continentales poco consolidados de edad cuaternaria con una densidad asignada de  $2,0 \text{ g/cm}^3$ .

Los modelos gravimétricos muestran que el espesor del relleno neógeno y cuaternario es variable a lo largo del área estudiada. Los máximos espesores de sedimentos se identifican en el sector suroeste con potencias variables entre los 1500 y 1600 metros (perfiles Nij1A y Nij1B). En el área central, en el entorno de la población de Campohermoso, el relleno sedimentario disminuye a 800 metros (perfiles Nij2, Nij5 y Nij3). En el sector Nororiental (perfil Nij4) los espesores del relleno sedimentario se mantienen con potencias de 800-900 m.

| Perfiles | Mioceno superior (m) | Plioceno (m) | Cuaternario (m) | Relleno total (m) |
|----------|----------------------|--------------|-----------------|-------------------|
| Nij 1A   | 1200                 | 400          | ---             | 1600              |
| Nij 1B   | 1200                 | 300          | ---             | 1500              |
| Nij 2    | 700                  | 200          | ---             | 900               |
| Nij 3    | 500                  | 200          | 200             | 900               |
| Nij 4    | 700                  | 300          | ---             | 1000              |
| Nij 5    | 800                  | 100          | ---             | 900               |
| Nij 6    | 850                  | ---          | ---             | 850               |

Tabla 5.8. Potencias máximas (metros) de los sedimentos obtenidos en los modelos gravimétricos en el Campo de Níjar

Los resultados obtenidos en los perfiles Nij2 y Nij1B que cruzan perpendicularmente la ZFC en el sector suroccidental son de gran interés. La elevación montañosa correspondiente a La Serrata incluida dentro de la ZFC formada en su mayoría por rocas volcánicas miocenas, sugiere la existencia de un alto de basamento volcánico y posiblemente alpujárride relacionado con el funcionamiento de la ZFC. Montenat y Ott d'Estevou (1990) indican que el relieve volcánico de La Serrata correspondería a un relieve extruido por la ZFC que estaría asociado a una estructura en flor positiva de la falla de salto en dirección. Al contrario de lo que cabría esperar, la modelización de la anomalía residual del perfil Nij2 que cruza la Serrata, no muestra un alto de basamento. El modelo Nij2 indica la presencia bajo La Serrata de un cuerpo con densidades menores a las del basamento volcánico y metamórfico que corresponde a sedimentos miocenos con potencias de 850 m. Por tanto, los afloramientos volcánicos que conforman La Serrata deben de estar interestratificados con los sedimentos miocenos deformados por la zona de falla y no continúan en profundidad. El perfil Nij1B situado más al sur, muestra del mismo modo la ausencia de un alto de basamento importante a su paso por la ZFC con una potencia del relleno neógeno y cuaternario de 1000 m. Sin embargo, en el sector norte (perfiles Nij3 y Nij4), se aprecia un alto de

basamento en el área de la ZFC. Este alto de basamento individualiza en el bloque SE de la ZFC una subcuenca (Cuenca de Carboneras) en la que los espesores del relleno neógeno alcanzan 800 metros.

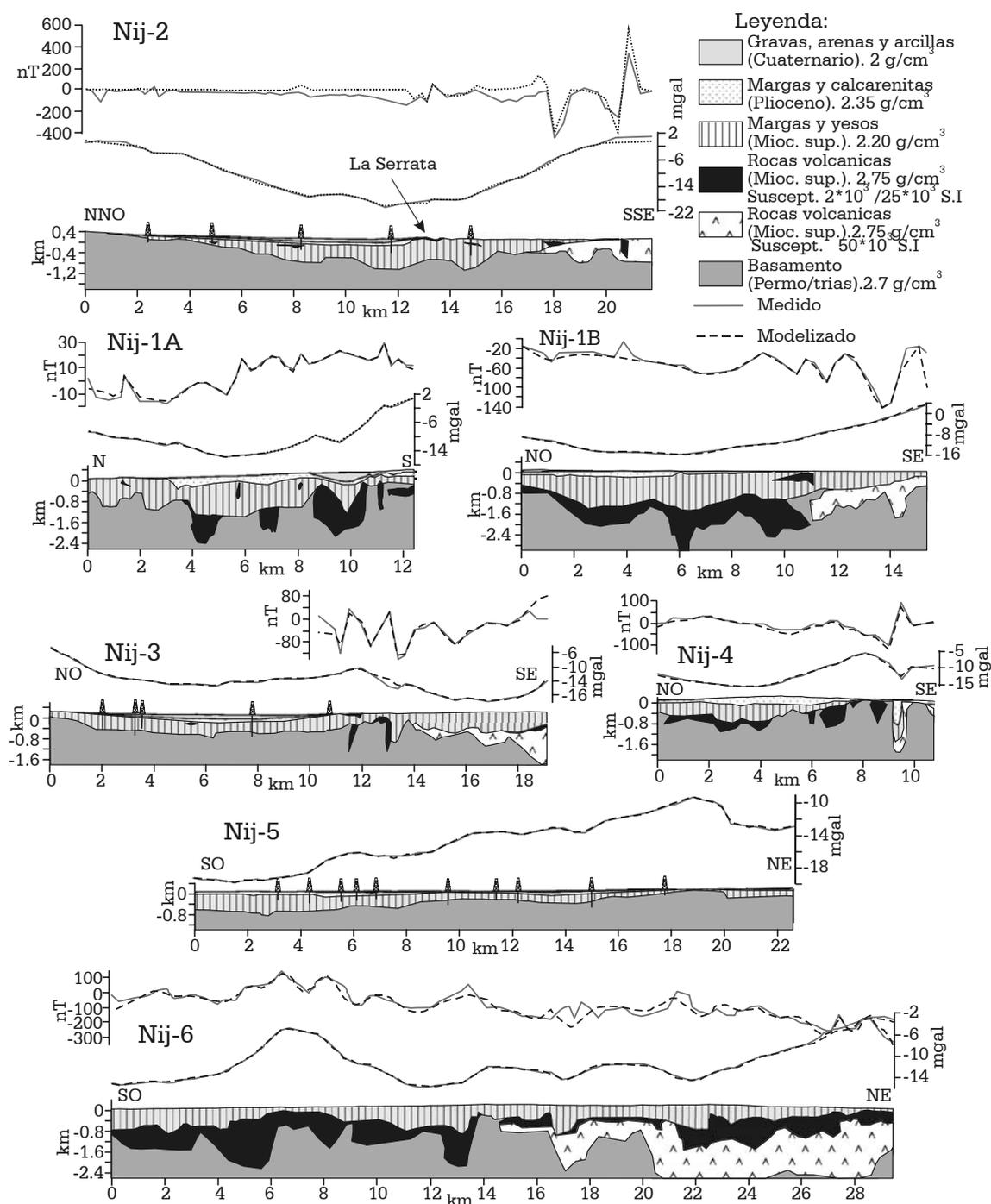


Figura 5.57. Modelos gravimétricos de la anomalía residual y modelos de anomalía magnética en el Campo de Níjar. Los perfiles están localizados en la figura 5.55.

Es también interesante resaltar la existencia de un mínimo relativo local muy marcado de la anomalía residual con amplitudes entre 5 y 8 mGal en el borde SE de la ZFC (perfiles Nij3 y Nij4). En este área, como se describe en el apartado 5.4.1.1, existe una sinforma paralela a la ZFC con el flanco NO verticalizado que se desarrolló durante

el funcionamiento principalmente mioceno de la ZFC (Montenat y Ott d'Estevou, 1990). Los modelos gravimétricos indican que esta sinforma desarrolla espesores de 1000 a 1200 metros de sedimentos miocenos y pliocenos, y presenta en el caso del perfil Nij4 una geometría muy apretada.

El techo del basamento formado por rocas del Complejo Alpujárride y rocas volcánicas en los modelos es irregular. Por ejemplo, en el modelo del perfil Nij5 los altos y bajos del basamento pueden ser debidos a fallas normales o quizás de salto en dirección. Algunas de estas supuestas fallas coinciden con fallas de orientación NO-SE reconocidas en el borde de Sierra Alhamilla, que afectan a sedimentos tortonienses y mesinienses. La morfología del basamento observada en el perfil Nij6 puede ser debida la existencia de un paleorelieve volcánico durante la sedimentación tortoniense.

#### 5.4.2.3 Magnetometría

La investigación sobre la presencia de rocas volcánicas bajo el relleno sedimentario del Campo de Níjar resulta de interés ya que permite establecer la extensión del vulcanismo reconocido en Sierra de Gata y La Serrata y su relación con la principal zona de falla correspondiente a la ZFC.

La presencia de minerales ferromagnéticos en las rocas volcánicas emplazadas en la corteza superior en el Campo de Níjar, genera variaciones en la intensidad del campo magnético. Estas anomalías magnéticas detectadas son debidas a variaciones en las propiedades magnéticas de las rocas volcánicas respecto a su encajante, tales como la susceptibilidad magnética y/o el magnetismo remanente. Por tanto, la identificación de anomalías en los perfiles en los que no afloran rocas volcánicas, indica de la posible presencia de estas rocas en profundidad.

Para el estudio de estas anomalías magnéticas se realizó una campaña de medidas de magnetometría, simultáneamente a la campaña gravimétrica. El campo magnético total se determinó con un magnetómetro de precesión de protones con precisión máxima de 1 nanotesla (nT). Se disponen por tanto de 6 perfiles magnéticos (Nij1A, Nij1B, Nij2, Nij3, Nij4 y Nij06). En el perfil Nij5 y en un sector del perfil Nij3 no se tomaron medidas del campo magnético debido a la presencia de construcciones metálicas de los invernaderos que producían anomalías magnéticas de alta intensidad que se superponen a las anomalías magnéticas debidas a cuerpos volcánicos. El tratamiento de los datos de intensidad del campo magnético y las correcciones realizadas para la obtención final de la anomalía se detalla en el apartado 3.3.

Los perfiles magnéticos se han modelizado con el programa GRAVMAG V.1.7c. conjuntamente con los perfiles gravimétricos (figura 5.57). Durante la modelización 2D, es necesario conocer dos parámetros magnéticos de las rocas

volcánicas de la región; la susceptibilidad magnética de las rocas volcánicas, que caracteriza al magnetismo inducido, y el magnetismo remanente. La susceptibilidad magnética se determinó en varias muestras de campo con un susceptómetro portátil. Los valores obtenidos ( $0,2 \cdot 10^{-3}$  a  $18 \cdot 10^{-3}$  unidades en el S.I.) para cada tipo de roca están reflejados en la tabla 5.9. El segundo parámetro corresponde al magnetismo remanente y se determina a partir de muestras de rocas en laboratorio. Los dipolos que se observan en el Mapa Aeromagnético de España (Arzidone *et al.*, 1989) con máximos hacia el ecuador, pueden ser justificados mediante magnetización inducida y/o magnetismo remanente paralelo al inducido. No se ha podido realizar determinaciones del magnetismo remanente, por lo que en la modelización se considera al magnetismo remanente incluido dentro del magnetismo inducido en las rocas. Esta simplificación es aceptable al enfriarse las rocas volcánicas en esta área durante el Mioceno Superior. En esta edad geológica el campo magnético terrestre era subparalelo al actual, si bien se han descrito pequeñas rotaciones horarias y antihorarias en bloques adyacentes (Calvo *et al.*, 1994). Debido a esta simplificación, las susceptibilidades magnéticas de las rocas utilizadas durante la modelización han sido superiores a las medidas en campo, ya que incluyen la componente del magnetismo remanente, con valores variables entre  $50 \cdot 10^{-3}$  y  $2 \cdot 10^{-3}$  (S.I.).

Se han podido diferenciar dos grupos de rocas volcánicas a partir de los valores de susceptibilidad magnética utilizadas durante la modelización magnética. El primer grupo, con valores de susceptibilidad entre  $2 \cdot 10^{-3}$  y  $25 \cdot 10^{-3}$  unidades en el S.I. corresponde a rocas presentes bajo el relleno sedimentario del Campo de Níjar, que se encuentran en algunos casos interestratificadas entre los sedimentos miocenos y en otros formando parte del basamento de la cuenca. El segundo grupo de rocas volcánicas se caracteriza por un valor de susceptibilidad mayor  $50 \cdot 10^{-3}$  (S.I.). Estas rocas modelizadas con una mayor potencia (hasta 1400 metros), se encuentran en el bloque sureste de la ZFC.

La modelización de los perfiles magnéticos muestra que la distribución regional de los cuerpos volcánicos bajo el relleno neógeno y cuaternario del Campo de Níjar es muy amplia, ya que se reconocen anomalías magnéticas asociadas a rocas volcánicas en todos los perfiles. En el bloque situado al NO de la ZFC (figura 5.58) se reconocen numerosas anomalías interpretadas como cuerpos volcánicos, como confirman las columnas de sondeos en este área. La observación de la cartografía geológica del Campo de Níjar muestra que prácticamente la totalidad de los afloramientos volcánicos se encuentran en la Sierra de Gata que se sitúa en el bloque SE de la ZFC a excepción del afloramiento del Hoyazo de Níjar cercano a la población de Níjar y situada en el bloque NO de Sierra Alhamilla. Por otra parte, los afloramientos volcánicos de los relieves de La Serrata están situados dentro de los límites de la ZFC (figura 5.58). Esta

distribución ha sugerido a los investigadores previos que la posición de los afloramientos volcánicos está controlada por la ZFC de tal manera que en el bloque SE existen rocas volcánicas mientras que en el bloque NO el volcanismo es inexistente a excepción de afloramientos puntuales como el Hoyazo de Níjar. Las estimaciones del salto de la ZFC, de hasta 40 km, realizadas por diversos autores se basan en gran parte en el desplazamiento sinistro del cuerpo volcánico que en el bloque NO fue supuestamente desplazado por la falla y no se encuentra en la actualidad. Sin embargo, la presencia de rocas volcánicas en el bloque NO de la ZFC, implica un valor en el desplazamiento de la ZFC mucho menor.

|    | X      | Y       | K ( $10^{-3}$ )<br>(unidades S.I.) | Descripción de la roca volcánica                                  |
|----|--------|---------|------------------------------------|---|
| 1  | 574004 | 4090187 | 0,20                               | Dacita biotítica con cordierita y almandino                       |
| 2  | 584684 | 4084132 | 8,08                               | Dacita anfibólica sin alterar                                     |
| 3  | 585692 | 4082264 | 8,81                               | Dacita anfibólica sin alterar                                     |
| 4  | 585692 | 4082264 | 9,09                               | Dacita anfibólica alterada  |
| 5  | 587525 | 4089139 | 9,13                               | Brecha piroclástica de andesita anfibólica                        |
| 6  | 587525 | 4089139 | 0,62                               | Brecha piroclástica de andesita anfibólica alterada               |
| 7  | 597097 | 4089886 | 18,20                              | Brecha piroclástica de andesita piroxénica                        |
| 8  | 594847 | 4094427 | 17,80                              | Brecha piroclástica de andesita anfibólica                        |
| 9  | 574188 | 4080691 | 13,70                              | Congl. y brechas piroclásticas dacítico-andesíticas anfibólicas   |
| 10 | 574744 | 4080068 | 6,50                               | Congl. y brechas piroclás. dacítico-andesít. anfibólicas alterada |
| 11 | 571193 | 4065489 | 11,90                              | Brecha piroclástica de andesita piroxénica                        |

Tabla 5.9. Valores de susceptibilidad magnética obtenidos en campo en diferentes muestras de rocas volcánicas en el Hoyazo de Níjar, La Serrata y Sierra de Gata.

Existen diferencias en la morfología de los cuerpos volcánicos del área central (perfiles Nij2, Nij5 y Nij3) y de las áreas sur y norte (perfiles Nij1A-Nij1B y Nij4 respectivamente). En el área central, los cuerpos volcánicos se encuentran interestratificados entre el relleno mioceno como indican los sondeos de la zona. Las anomalías magnéticas asociadas a rocas volcánicas en este sector se caracterizan por una pequeña longitud de onda y pequeña intensidad e indican cuerpos de rocas volcánicas someros interestratificados con potencias de unas decenas de metros y longitudes variables entre 500 y 1000 metros. Por el contrario en los perfiles Nij1A-Nij1B y Nij4 situados en la zona sur y norte respectivamente, las rocas volcánicas se sitúan en la base del basamento por debajo del relleno neógeno. Estas rocas alcanzan espesores de hasta 1200 m de potencia. Las máximas potencias de rocas volcánicas se encuentran en el bloque SE de la ZFC con valores de hasta 2000 m (perfil Nij05). La geometría de los cuerpos volcánicos obtenida durante la modelización es irregular. El

techo irregular de los cuerpos en el perfil Nij6 puede ser debido a un paleorelieve volcánico existente durante la sedimentación. El muro de los cuerpos muestra en algunos casos (Nij1A, Nij1B y Nij6) zonas más profundas dentro del basamento que pueden corresponder a zonas de alimentación del vulcanismo.

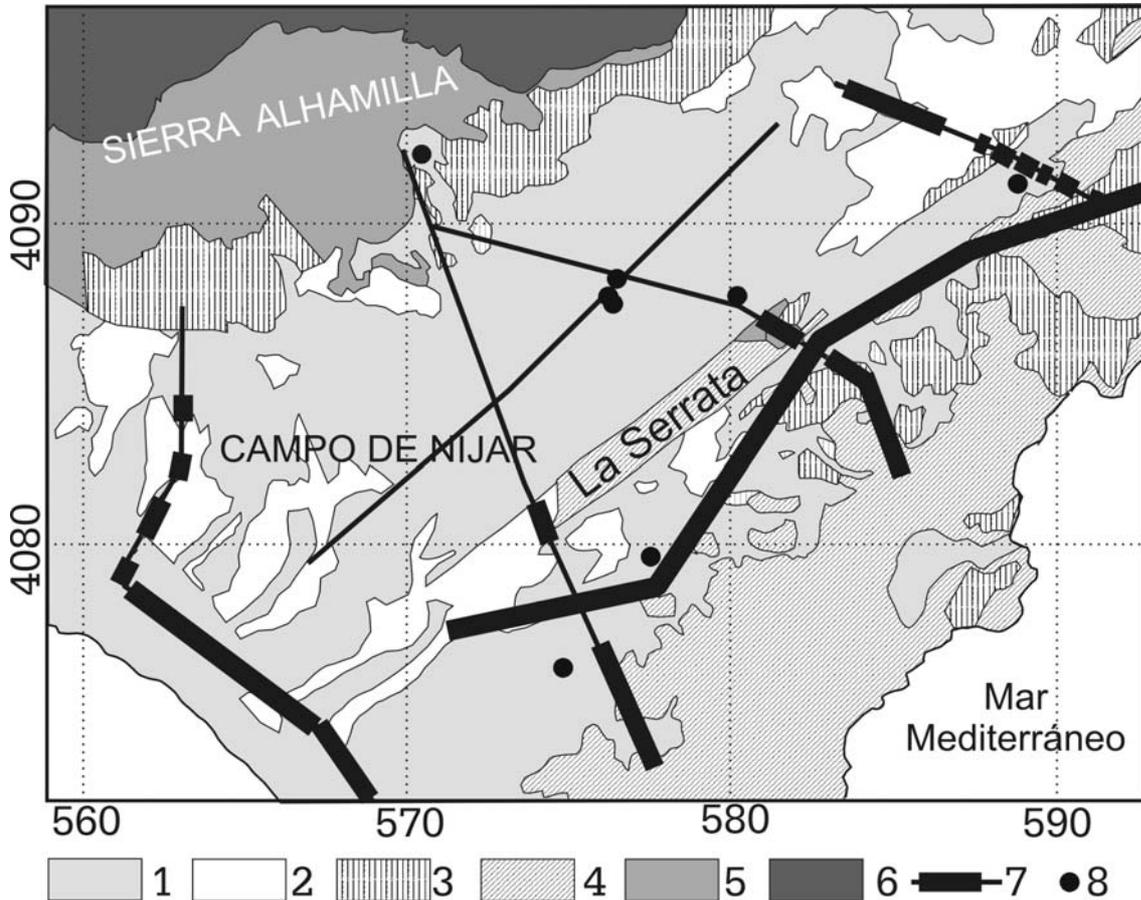


Figura 5.58. Distribución de las rocas volcánicas bajo el relleno neógeno y cuaternario en el Campo de Níjar a partir de sondeos mecánicos y anomalías de la intensidad del campo magnético. Leyenda: 1) Cuaternario; 2) Plioceno; 3) Mioceno superior; 4) Rocas volcánicas; 5) Complejo Alpujarride; 6) Complejo Nevado-Filábride; 7) Anomalía magnética (línea gruesa) sobre perfil (línea fina); 8) Sondeo mecánico que corta rocas volcánicas.

Como se comentó en el apartado referente a la gravimetría, los perfiles gravimétricos Nij2 y Nij1B muestran un depocentro situado en el entorno de la ZFC. La anomalía magnética del perfil Nij2 en el extremo SO de La Serrata tiene una amplitud pequeña y la modelización de esta anomalía es compatible con la modelización gravimétrica, ya que muestra un cuerpo volcánico somero de decenas de metros de espesor que no continúa en profundidad.

La modelización conjunta de la anomalía de Bouguer y de los datos de anomalía del campo magnético total en el Campo de Níjar, permiten obtener una imagen aproximada de la estructura profunda del relleno neógeno y cuaternario, con la posición del basamento y la distribución de los cuerpos volcánicos, en un sector donde no se disponen de perfiles sísmicos ni de otros datos de tipo geofísico.

## 5.5 ESTRUCTURA DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL EN EL GOLFO DE ALMERÍA

El estudio y la interpretación de datos geofísicos marinos en el litoral meridional de la provincia de Almería, permiten determinar las deformaciones y estructuras que afectan al relleno sedimentario y su relación con las estructuras reconocidas en tierra. Una parte de los datos geofísicos utilizados corresponden a varias campañas de perfiles sísmicos multicanal de investigación petrolera. Estos perfiles se localizan entre los meridianos de Motril y Almería en la plataforma continental y se prolongan unos 30 km hacia el sur (figura 3.20). Además se han utilizado los perfiles de alta resolución de tipo "Sparkler" localizados en el golfo de Almería y en la plataforma del Campo de Dalías (figura 3.21).

El área de estudio corresponde al borde NE del Mar de Alborán. La fisiografía del fondo marino muestra plataformas y macizos elevados de variable magnitud relacionados con formaciones de naturaleza volcánica (bancos de Chella, Sabinar y Pollux). Estos altos permiten el desarrollo de cuencas intra-talud. En el Golfo de Almería se desarrolla el cañón submarino de Almería con una longitud de 55 km y una distribución irregular en el área cercana a la costa.

La cobertera sedimentaria de la Cuenca del Mar de Alborán se ha depositado entre el Mioceno Inferior y el Cuaternario y está constituida por diversas unidades sismoestratigráficas que aparecen limitadas por discontinuidades mayores y que se correlacionan con el relleno estratigráfico de las Cuencas Neógenas Béticas.

Los bancos de Chella, Sabinar y Pollux (figura 5.64) situados al sur del Campo de Dalías y del Campo de Níjar corresponden a afloramientos volcánicos como indican las muestras de rocas obtenidas del fondo marino (IGME, 1982). El sondeo marino profundo A-1 (localizado en la figura 3.20) perforó el basamento metamórfico a 3030 m de profundidad y obtuvo rocas atribuibles al Complejo Alpujarride.

A techo del basamento se cortó unos 1000 m de margas limosas con niveles de areniscas y rocas volcánicas atribuibles al mioceno superior. Los tramos inferiores de los sedimentos miocenos corresponden a un potente conjunto de margas grises y gris-azuladas, generalmente limolíticas, con algunos niveles de calizas, e intercalaciones de capas de areniscas. Rodríguez-Fernández y Martín-Penela (1993) distinguen dos unidades sismoestratigráficas en el área de estudio atribuidas al Tortoniense y al Mesiniense respectivamente. La primera unidad la describe con una morfología cuneiforme con espesores máximos de 1000 m y reflectores discontinuos y numerosos. Esta unidad muestra buenos ejemplos de solapamiento expansivo de los reflectores y

*down lap* en las partes distales con un carácter progradacional. La segunda unidad atribuida al mesiniense no tiene más de 300 m de potencia. Su morfología es lenticular con discordancias angulares en las terminaciones de la unidad. Esta unidad muestra rellenos de surcos con reflectores horizontales a techo de la unidad tortoniense (Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993).

El límite Mioceno-Plioceno corresponde a una discordancia que constituye un horizonte reflector bien definido en los perfiles sísmicos. Los sondeos A-1 y R-1, perforan margas limosas de edad pliocena atribuibles a facies de cuenca. Los depósitos plioceno-cuaternarios corresponden a la unidad I definida por Jurado y Comas (1992) que ha sido dividida a su vez en dos subunidades: la subunidad Ib (Plioceno) y la unidad Ia (Plio-Cuaternario). La unidad Ib muestra un carácter sísmico transparente debido a la escasez de horizontes reflectores poco marcados y discontinuos. La unidad Ia, situada a techo de la anterior, se caracteriza por una secuencia bien estratificada subhorizontal de alta impedancia, baja amplitud y continuidad lateral variable representativa del resto del Plioceno y Cuaternario. Autores posteriores han diferenciado más subunidades dentro de la sedimentación Plio-cuaternaria a partir de estudios sismoestratigráficos de detalle (Campillo *et al.*, 1992, Ercilla, 1992, Estrada *et al.*, 1997, y Hernández-Molina *et al.*, 2002). En este trabajo se han diferenciado únicamente las unidades Ib y Ia de Jurado y Comas (1992). La potencia de los sedimentos pliocenos y cuaternarios es variable, alcanzando espesores máximos de 1200 m entre los bancos de Chella y Sabinar (IGME, 1982).

En este trabajo no se pretende realizar un estudio sismoestratigráfico de las diferentes unidades reconocibles en los perfiles sísmicos. Por el contrario se ha centrado en la determinación de las estructuras que afectan a los sedimentos miocenos y pliocenos que permitan establecer una continuidad y correlación con las deformaciones tectónicas observadas en el Campo de Dalías y de Níjar.

La estructura tectónica más evidente en los perfiles sísmicos estudiados corresponde a una serie de pliegues anticlinales y sinclinales de dirección ENE-OSO. El mapa geológico de la plataforma continental de Almería (IGME, 1982) muestra la presencia de pliegues anticlinales y sinclinales de pequeña extensión y dirección ENE-OSO que atribuye a posibles procesos diapíricos. Rodríguez-Fernández y Martín-Penela (1993) reconocen en el mar la presencia de pequeños pliegues al sur de Adra y Roquetas que representan la continuación del anticlinal reconocido en el Campo de Dalías.

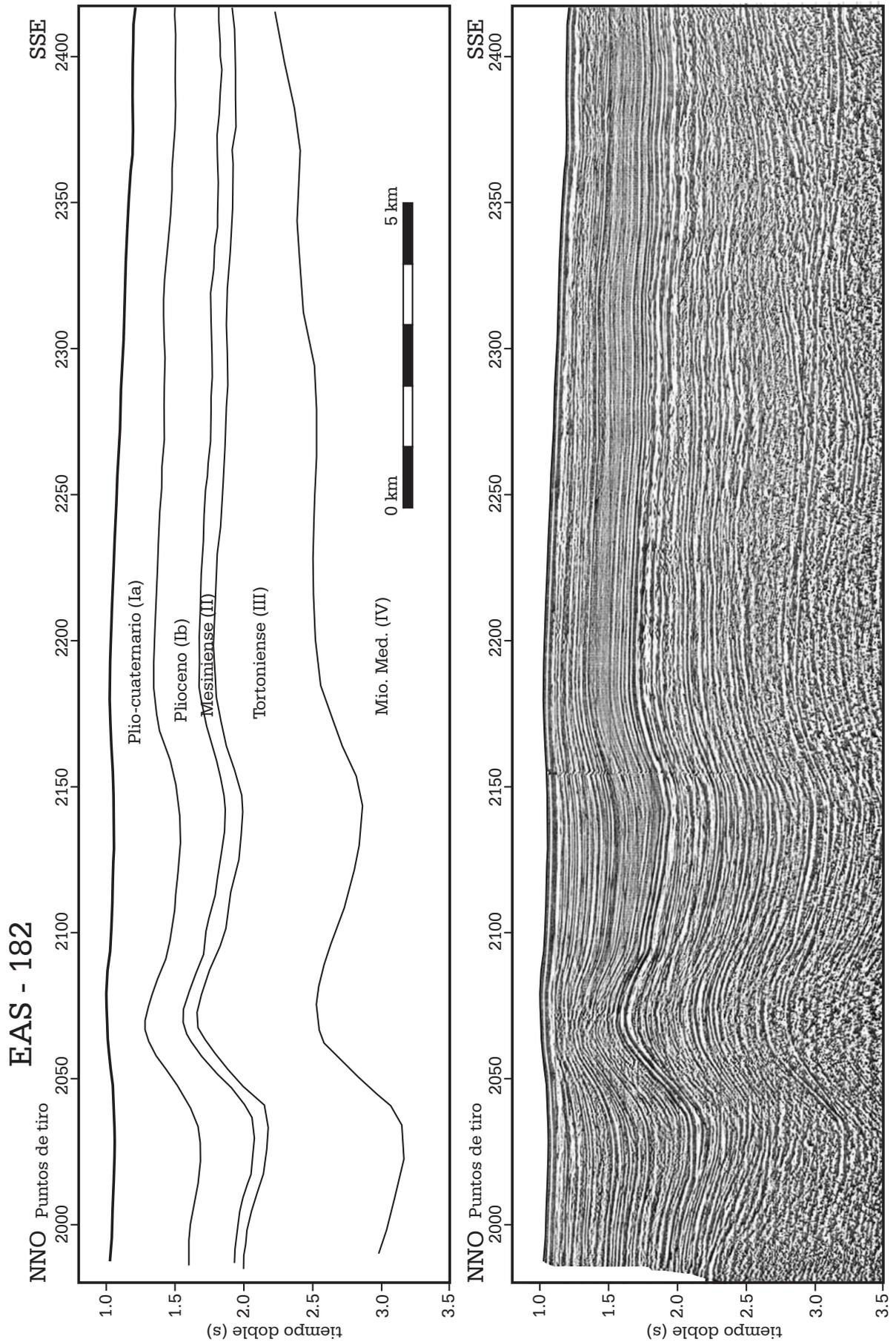


Figura 5.59. Perfil sísmico EAS-182 e interpretación. Localización en la figura 3.20. Se puede observar la presencia de un pliegue de crecimiento que afecta al relleno neógeno y cuaternario y abomba el fondo marino.

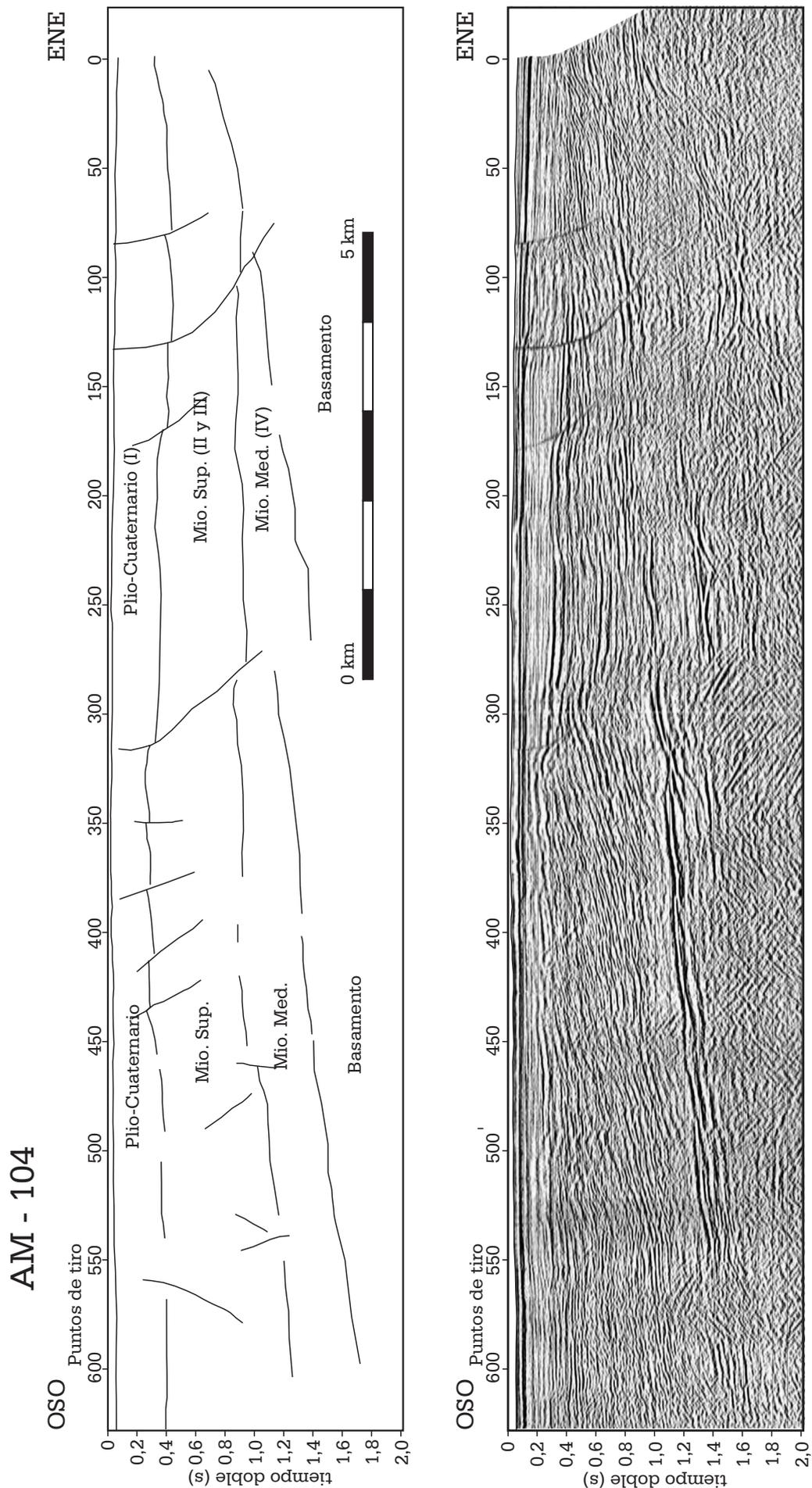


Figura 5.60. Perfil sísmico AM-104 e interpretación. Localización en la figura 3.20. Se puede observar la presencia de una falla inversa y un pliegue de propagación en el bloque de techo.

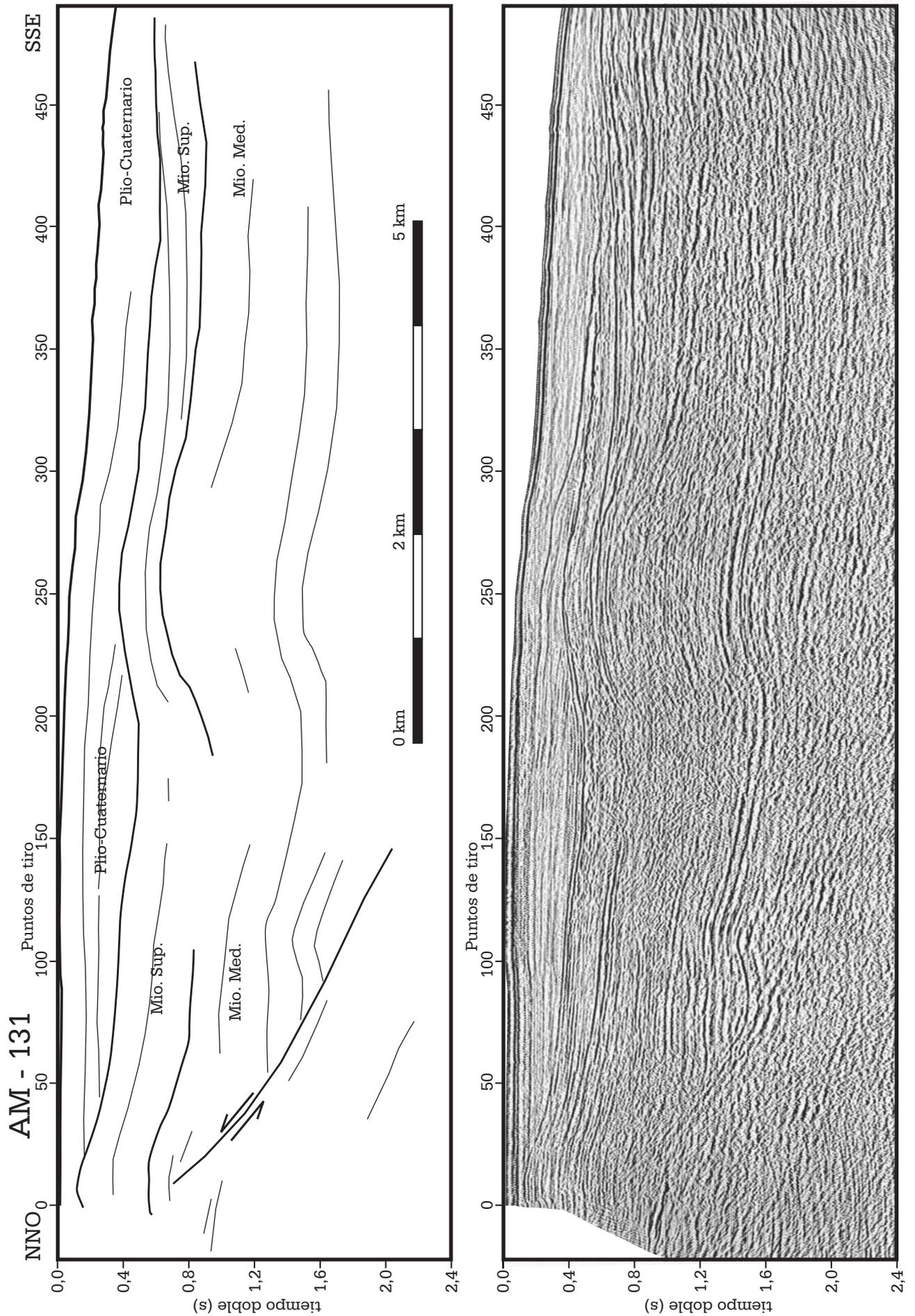


Figura 5.61. Perfil sísmico AM-131 e interpretación. Localización en la figura 3.20. Se puede observar la presencia de fallas normales de pequeño salto que afectan a la unidad Ia y generan pequeños semigrabens.

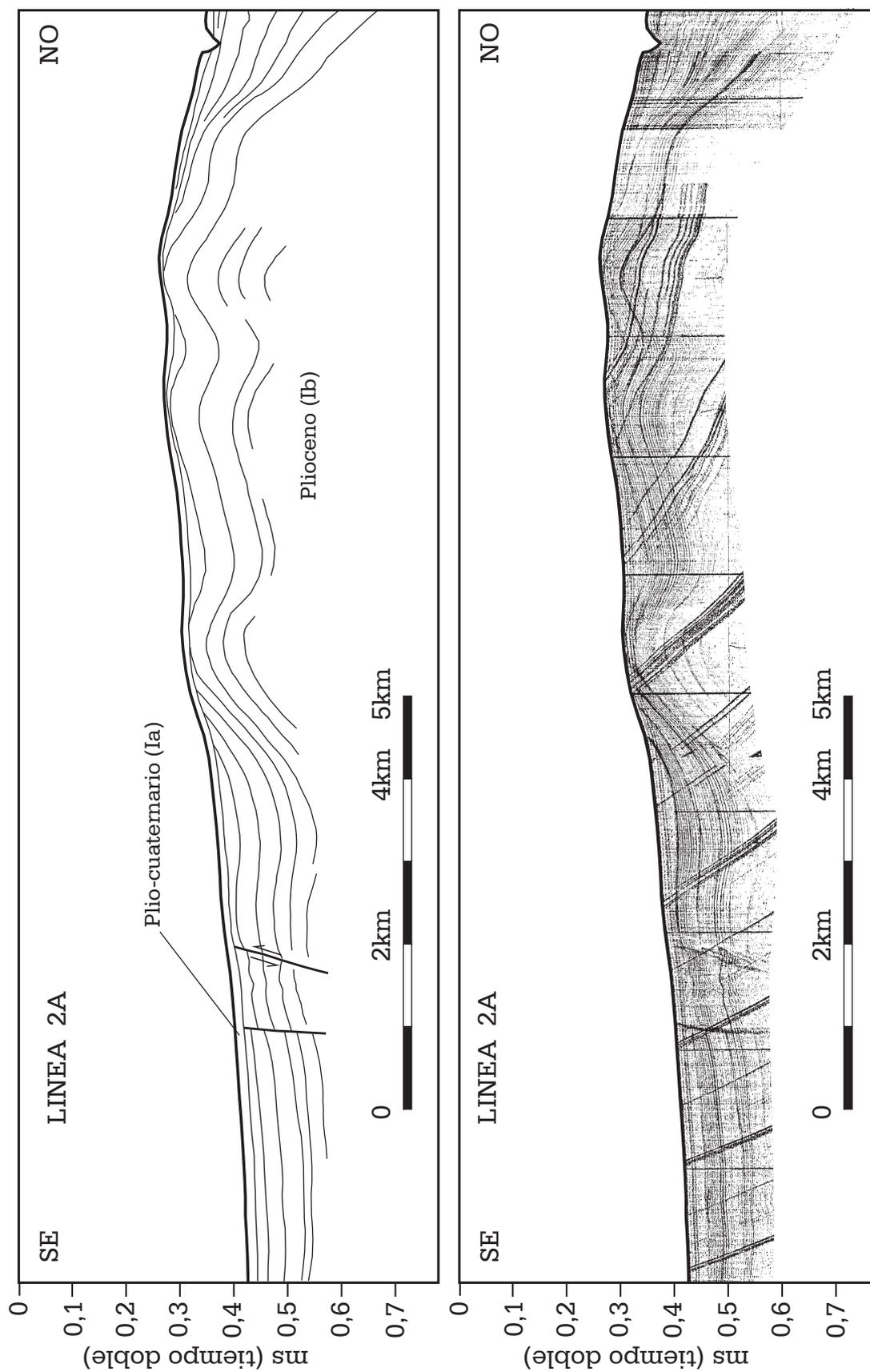


Figura 5.62. Perfil sísmico sparker 2A e interpretación. Localización en la figura 3.20. Se puede observar la presencia de pliegues anticlinales y sinclinales afectando a la unidad Ib.

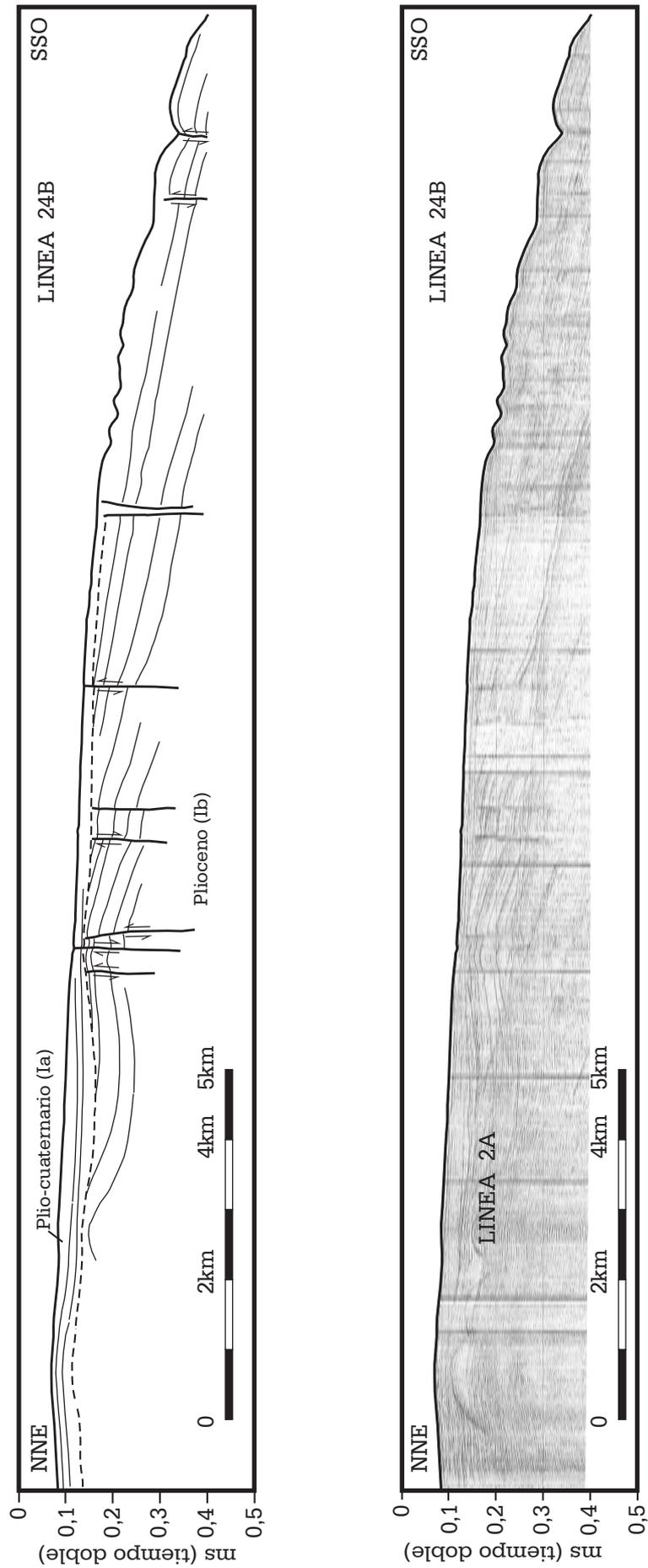


Figura 5.63. Perfil sísmico sparker 24B e interpretación. Localización en la figura 3.20. Se puede observar la presencia de y pliegues afectando a la unidad Ib y fallas deformando las unidades Ia y Ib.

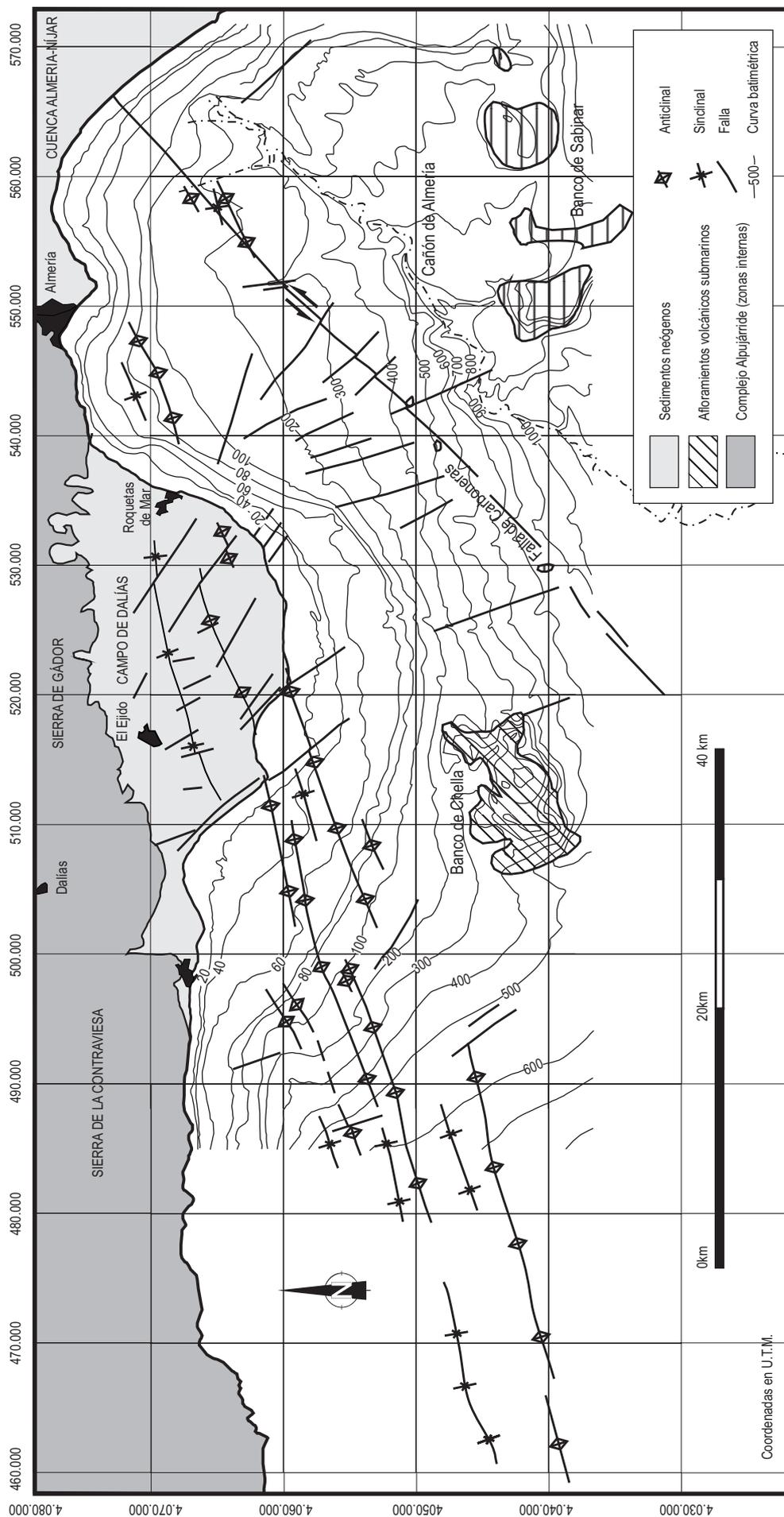


Figura 5.64. Esquema tectónico de la plataforma continental obtenido a partir de la interpretación de los perfiles

Comas *et al.* (1995) describen un pliegue en el extremo norte del perfil ESCIALborán-2. Por último Vázquez (2001) describe pliegues anticlinales de amplio radio y dirección ENE-OSO entre los meridianos de Motril y Adra.

El estudio de los perfiles sísmicos marinos en el área de estudio muestra la presencia de pliegues distribuidos a lo largo de una banda de dirección ENE-OSO que afectan a las unidades sísmicas Ia y Ib (Plioceno y Cuaternario) (figuras 5.59, 5.60 y 5.62). Esta banda tiene una longitud total para la zona de estudio de unos 100 km, aunque posiblemente continúa hacia el oeste (Vázquez, 2001) y hacia el norte en dirección a la costa donde no se disponen de perfiles sísmicos. La anchura mínima de esta banda es de 20 km y está formada por diferentes pliegues anticlinales y sinclinales con longitud de onda variable entre 1,5 km y 7 km. La amplitud de los pliegues es igualmente variable aunque se reduce hacia el SSE donde los pliegues de los sedimentos pliocenos y cuaternarios desaparecen progresivamente (figura 5.59). Los diferentes pliegues muestran terminaciones laterales con la formación de relevos entre los anticlinales y sinclinales. La longitud media de los pliegues es de unos 12 km y llegan a alcanzar longitudes máximas de 25 km (figura 5.64). Algunos de los pliegues muestran una clara vergencia hacia el NNO con un mayor buzamiento del flanco norte (figuras 5.59 y 5.60). Los pliegues determinados en el Campo de Dalías se correlacionan bien con los establecidos en mar con una continuidad y geometría similar. La banda de pliegues continúa al este del Campo de Dalías en el Golfo de Almería (figura 5.64).

Mientras que en algunos casos, los pliegues afectan hasta la unidad Ib (Plioceno) y se encuentran fosilizados por la unidad Ia (Plio-Cuaternario) (figura 5.61 y 5.64), en otros casos llegan a afectar a la unidad Ia y deforman incluso la superficie del fondo marino (figura 5.60). Al igual que se observa en el Campo de Dalías, en algunos perfiles los reflectores más profundos tienen mayor buzamiento que los reflectores más someros. Además, el espesor de los sedimentos en los anticlinales es menor que en los sinclinales. Esto indica que las unidades Plioceno-cuaternarias se depositaron simultáneamente al plegamiento, con el desarrollo de depocentros sedimentarios coincidentes con la localización de las charnelas de los sinclinales. Estas evidencias indican que algunos de estos pliegues son de crecimiento y que se han desarrollado progresivamente y de manera continua desde el Mioceno superior hasta la actualidad.

Además de la presencia de pliegues en esta área, es posible observar en los perfiles sísmicos la existencia de fallas. El mapa de la plataforma continental de Almería (IGME, 1982) muestra fallas normales de dirección NO-SE y una falla mayor que corresponde a la continuación en mar de la Falla de Carboneras. Estrada *et al.* (1997) describe fallas subverticales con direcciones variables entre N140°E y N160°E que afectan a los sedimentos cuaternarios y a la Falla de Carboneras interrumpiendo su continuidad lateral. Martín-Penela y Rodríguez-Fernández (1994) y Rodríguez-

Fernández *et al.* (2000) describen estructuras en flor positivas y negativas en diferentes segmentos de la falla de Carboneras. Según estos autores los sedimentos pliocenos fosilizan estas fallas, aunque en algunos sectores de la falla existen evidencias de actividad con el desarrollo de una inversión estructural. Estrada *et al.* (1997) describe igualmente estructuras en flor en la Falla de Carboneras que afecta a los sedimentos pliocenos y cuaternarios. Distingue tres movimientos en la falla durante el plio-cuaternario; de salto en dirección sinistral en el Plioceno inferior, normal en el Plioceno superior y de nuevo sinistral en el Cuaternario. Soto *et al.* (2002) describe fallas recientes a partir de una campaña geofísica marina en un área situada al sur de la zona estudiada en esta tesis doctoral e indica que el Cañón de Almería está afectado por un sistema de fallas de alto ángulo de dirección NE-SO que constituye la continuación en el mar de la Falla de Carboneras. Estos autores encuentran evidencias de desplazamientos normales durante el Holoceno en este sistema de fallas aunque sugieren que en la actualidad son inactivas. También define un sistema de fallas activas de dirección NNO-SSE de alto ángulo que desplazan a las fallas previas y que controlan los cambios en la orientación del Cañón de Almería. García *et al.* (2004) definen en el borde sureste de la plataforma continental del Campo de Dalías y al sur del Cabo de Gata los sistemas de valles tributarios del Cañón de Almería e indican que parece existir un control tectónico en el trazado de los valles.

Las observaciones realizadas en los perfiles sísmicos multicanal y sparker permiten establecer con claridad la existencia de fallas de dirección NO-SE. Estas fallas afectan al Plioceno (unidad Ib) y están en algunos casos fosilizadas por sedimentos cuaternarios (unidad Ia). En otros casos las fallas muestran una clara actividad con la deformación de sedimentos cuaternarios y el desarrollo de escarpes en el fondo marino. Estas fallas tienen por lo general un pequeño salto de carácter normal que se puede deducir en muchos casos a partir del arrastre de los reflectores en las proximidades de la falla. La longitud media de las fallas es de unos 8 km.

En algunos perfiles (por ejemplo: AM-131, figura 5.61) parece existir una falla inversa de dirección ENE-OSO que buza al sur y no llega a florar en superficie, deformando al bloque de techo con pliegues de propagación. La calidad de los perfiles sísmicos no permite afirmar la presencia real de esta falla, si bien, sería compatible con la formación de pliegues observada en la parte superior del perfil y algunos pliegues menores asociados a fallas observados en el Campo de Dalías (figura 5.19C). Vazquez (2001), describe una falla inversa similar en la parte norte de los perfiles EAS-178 y EAS-186.

## **6. PALEOESFUERZOS**

---



## 6. PALEOESFUERZOS Y ESFUERZOS ACTUALES

Los esfuerzos que ha experimentado un área en el pasado geológico se denominan paleoesfuerzos. La determinación de los paleoesfuerzos y su variación en el espacio y tiempo permite establecer la evolución tectónica de la región. Los paleoesfuerzos no pueden ser medidos directamente, sin embargo, en condiciones de deformación frágil se pueden determinar a partir de los efectos que producen ya que desarrollan diaclasas y fallas. La geometría de las fracturas observadas en afloramientos naturales de tamaño métrico a decamétrico es análoga a aquella obtenida en experimentos de deformación de rocas. Por otra parte, el campo de esfuerzos actual se calcula a partir de análisis de los mecanismos focales de los terremotos registrados en la región.

Numerosos investigadores han determinado la orientación de los paleoesfuerzos en la Cordillera Bética a partir del análisis de microestructuras frágiles, principalmente desde el Tortonense al Cuaternario (Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar, 1977; Bousquet, 1979; Estévez y Sanz de Galdeano, 1983; De Ruig, 1990; Galindo-Zaldívar, 1993; Marín-Lechado *et al.*, 2003; Ruano *et al.*, 2004 y Marín-Lechado *et al.*, 2005). Aunque el campo de esfuerzos en este periodo de tiempo tiene localmente un carácter heterogéneo, el campo de esfuerzos general en el sector oriental de las Zonas Internas se caracteriza por una compresión NO-SE debido al acercamiento entre las placas Euroasiática y Africana. Este acortamiento se pone de manifiesto con el desarrollo de grandes estructuras compresivas como cabalgamientos en el Prebético y las Zonas Externas y grandes pliegues en las Zonas Internas que conforman las principales elevaciones montañosas y cuencas (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003). Simultáneamente se produce una extensión SO-NE, perpendicular a la compresión, con desarrollo de fallas normales y diaclasas.

Los esfuerzos actuales en las Cordilleras Béticas se han determinado a partir del estudio de los mecanismos focales de los principales terremotos de la región (Buforn *et al.*, 1988; Müller *et al.*, 1992; Zoback, 1993; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993; Herraiz *et al.*, 1998; Rodríguez-Pascua y de Vicente, 2001; y Stich 2003). En general los esfuerzos actuales se caracterizan por una compresión de orientación NNO-SSE y una extensión perpendicular.

A continuación se describen los paleoesfuerzos y esfuerzos actuales determinados en el Campo de Dalías y el Campo de Níjar obtenidos a partir del estudio

de estaciones de medida de orientación de diaclasas, fallas y mecanismos focales de terremotos.

## **6.1 PALEOESFUERZOS A PARTIR DE DIACLASAS**

A partir del estudio de la geometría de las diaclasas reconocidas en el área se pueden determinar los paleoesfuerzos responsables de su formación. Los paleoesfuerzos se agrupan en intervalos de tiempo en los que estos han sido constantes. Se ha organizado la descripción desde tiempos recientes a más antiguos, ya que las rocas antiguas evidencian a veces la superposición de paleoesfuerzos recientes.

### **6.1.1 Pleistoceno medio – Holoceno**

Los sedimentos de edad Pleistoceno-Holoceno desarrollan generalmente un único juego de diaclasas. Las direcciones medias de este juego son NNO-SSE. En algunos casos, las orientaciones de los juegos de diaclasas son paralelas a las fallas cuaternarias más importantes de la región, como por ejemplo en la Falla Loma del Viento (estación 15, figura 5.14). En el entorno de la Serrata de Níjar existen juegos de diaclasas tensionales con una orientación NE-SO similar a la dirección de la Zona de Falla de Carboneras. En general todos estos juegos de diaclasas muestran pequeñas aperturas perpendiculares a la orientación de las fracturas que indican su carácter tensional. También es frecuente encontrar juegos de diaclasas tensionales perpendiculares entre sí (estaciones 27 y 30, figura 5.48) que son frecuentes en situaciones de esfuerzos extensionales en los que la relajación se produce en direcciones perpendiculares alternantes (estación 33, figura 5.48). Por tanto, durante el periodo de tiempo comprendido en el Pleistoceno medio y el Holoceno, los esfuerzos en la región estudiada son tensionales con un esfuerzo predominante  $\sigma_3$  de orientación OSO-ENE, perpendicular a los juegos de diaclasas. Localmente tienen orientaciones diferentes posiblemente debido a la influencia que ejerce la presencia de fallas cuaternarias activas.

### **6.1.2 Plioceno-Pleistoceno inferior**

Las diaclasas que afectan a los sedimentos pliocenos y a terrazas marinas de edad Pleistoceno inferior, cuando no reflejan la geometría de las diaclasas holocenas, permiten definir los esfuerzos que actuaron entre el depósito de los materiales pliocenos

y el Holoceno. Las diaclasas son generalmente verticales y están agrupadas principalmente en uno o dos juegos, aunque en la mayoría de los afloramientos constituyen un *joint spectrum*, en el sentido de Hancock (1985), con todas las orientaciones intermedias bien representadas (estaciones 8, 12, 13 y 17, figura 5.14 y estación 31, figura 5.48). Si se tiene en cuenta la arquitectura de los sistemas de diaclasas, la mayor parte de las estaciones medidas corresponden a diaclasas híbridas formadas por dos juegos con ángulos comprendidos entre  $0^\circ$  y  $60^\circ$ , aunque generalmente con ángulos medios de  $20^\circ$  que muestran igualmente apertura. Algunos ángulos entre diaclasas del *joint spectrum* pueden llegar a ser cercanos a  $60^\circ$  constituyendo diaclasas de cizalla (estaciones 23 y 24, figura 5.48).

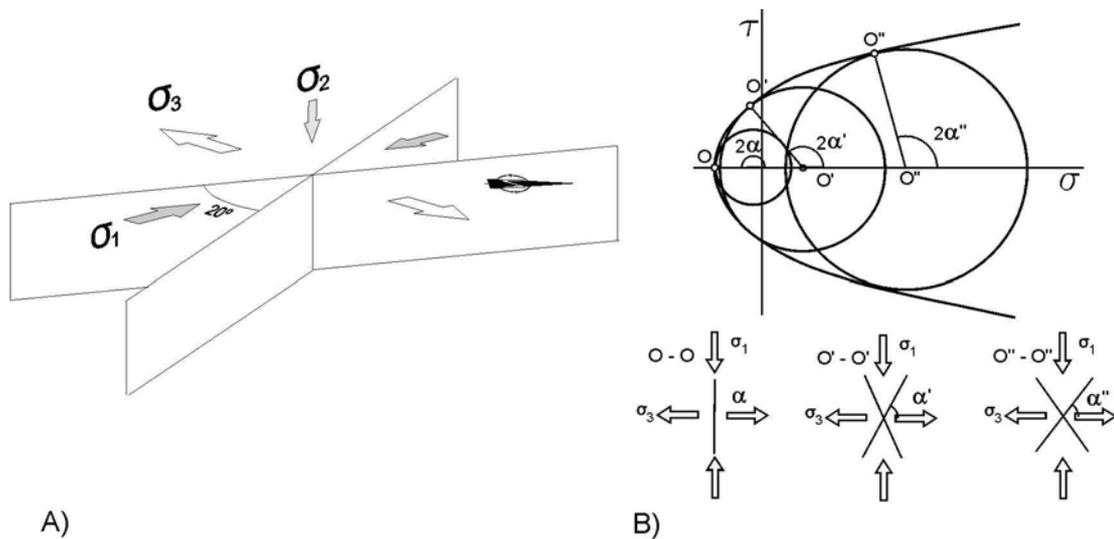


Figura 6.2. Desarrollo de diaclasas híbridas. A) Esquema de la posición de los esfuerzos principales durante el desarrollo de los juegos de diaclasas híbridas. B) Modelo de Muehlberger (1961) para el desarrollo de juegos de fracturas conjugadas de bajo ángulo.

Las diaclasas tensionales puras no permiten determinar la posición del esfuerzo máximo compresivo. Sin embargo, la orientación de los dos juegos de diaclasas que forman el sistema, su interpretación como diaclasas de cizalla o híbridas y la distribución de la orientación de los *joint spectrum* nos permite determinar la orientación de los ejes de esfuerzo principales menor ( $\sigma_3$ ) y mayor ( $\sigma_1$ ). El esfuerzo principal tensional ( $\sigma_3$ ) es perpendicular al juego de diaclasas tensional principal. En el caso de la presencia de diaclasas híbridas, el eje de esfuerzo  $\sigma_3$  se sitúa en la bisectriz del ángulo obtuso de los dos juegos (figura 6.1). Si se sigue esta regla para la determinación de la posición de los ejes principales de esfuerzo, en función de la geometría de los sistemas de diaclasas observados en rocas pliocenas se deduce que la orientación del eje  $\sigma_3$  para todo el área es muy constante, con una posición subhorizontal y dirección OSO-ESE. La existencia de dos juegos de diaclasas híbridas permite establecer para toda la región una compresión subhorizontal de dirección NNO-SSE en la bisectriz del ángulo agudo entre los dos juegos.

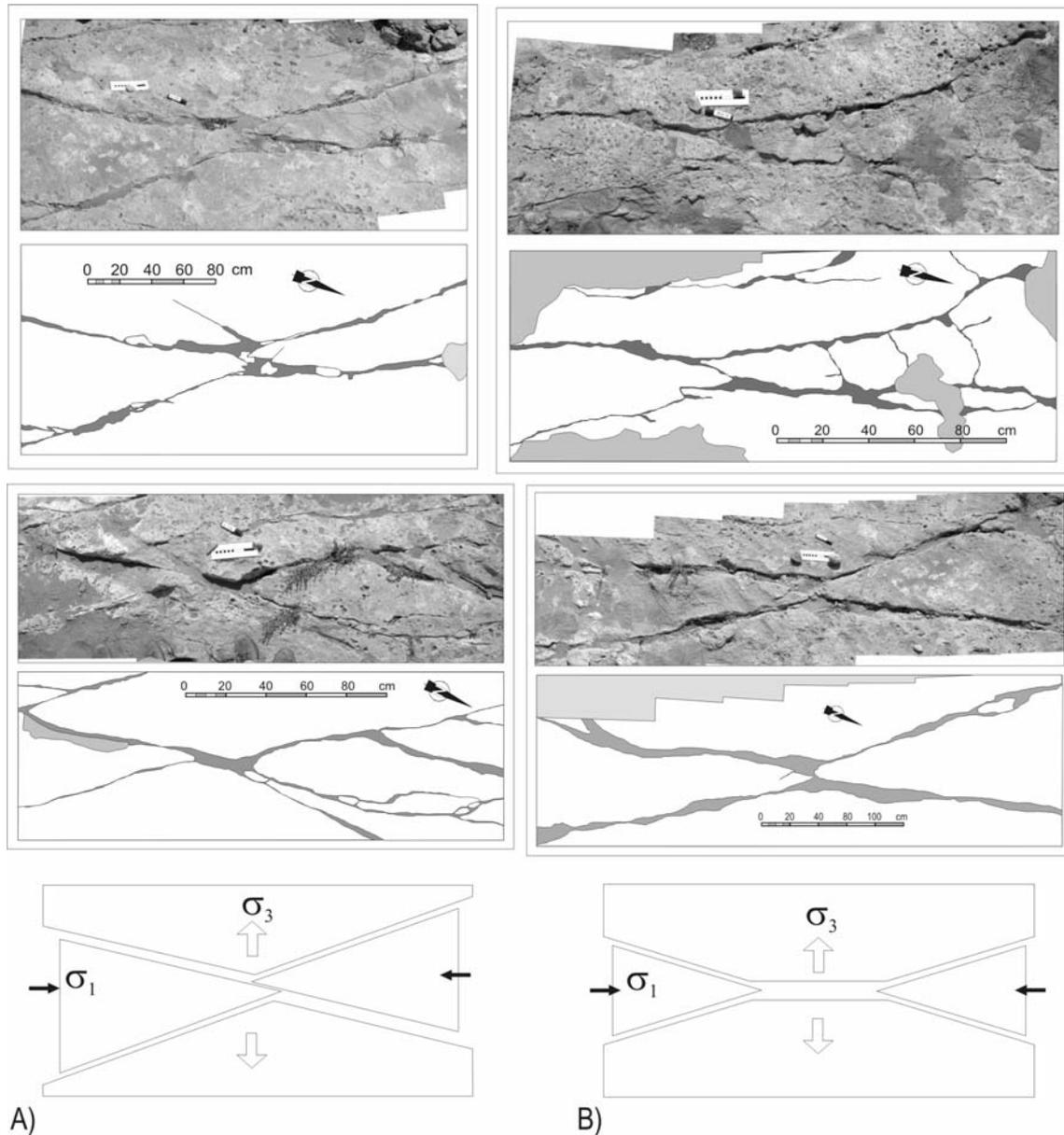


Figura 6.2. Fotografías de detalle que muestran la apertura de las diaclasas híbridas en la Cantera de Matagorda en el Campo de Dalías. La apertura de las diaclasas híbridas se desarrolla con la indentación de cuñas de roca (A) y/o por extensión paralela al eje de esfuerzo mínimo (B).

A una escala de mayor detalle, la arquitectura de las fracturas muestra la indentación de cuñas de roca limitadas por dos juegos de diaclasas con geometrías en X e Y. Este mecanismo determina la variación en la apertura de las diaclasas. En general, la apertura es menor cuando se observan dos diaclasas unidas que forman un ángulo agudo y se continúan en una única diaclasa con una orientación intermedia (Y), ya que en esta diaclasa se acumula la apertura de ambas (figura 6.2).

Para que se desarrollen diaclasas híbridas es necesario un esfuerzo diferencial ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) bajo. Cuando se cumple esta situación, el círculo de Mohr corta a la envolvente

de Mohr en dos puntos simétricos que corresponden a fracturas de bajo ángulo diedro y que experimentan a la vez tensión y cizalla (figura 6.1b). Para unas mismas rocas y por lo tanto una misma envolvente de Mohr, las fracturas tensionales se forman con un esfuerzo diferencial ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) incluso menor, produciendo un único juego tensional. El desarrollo del *joint spectrum* es debido a las variaciones en el valor de los esfuerzos principales durante el desarrollo de las diaclasas (Hancock, 1985) por el relajamiento de los esfuerzos o por la variación de la presión de fluidos que modificarían la posición de la intersección del círculo y la envolvente de Mohr, que hace variar a la vez los ángulos entre los juegos de diaclasas. La presencia de diaclasas híbridas y tensionales junto con la práctica ausencia de diaclasas puras de cizalla, indica que los esfuerzos diferenciales fueron bajos, e indica para este periodo una coexistencia de esfuerzos compresivos y extensivos perpendiculares. Hancock (1985) y Dunne y Hancock (1994) determinan la magnitud del esfuerzo diferencial basado en la resistencia de la roca a la tracción (T) para una envolvente de Mohr convencional obteniendo:  $(\sigma_1 - \sigma_3) < 4T$  en diaclasas de tensión,  $(\sigma_1 - \sigma_3) < 8T$  en diaclasas híbridas y  $(\sigma_1 - \sigma_3) > 8T$  en diaclasas de cizalla. Si consideramos un valor para T de 5-25 MPa (ISRM, 1981) teniendo en cuenta la litología, es posible estimar los esfuerzos diferenciales que actuaron durante el desarrollo de estas diaclasas híbridas, con valores comprendidos entre 20 y 200 MPa. El reconocimiento de fallas inversas pliocenas y pliegues de orientación ENE-OSO es compatible con la compresión subhorizontal de dirección NNO-SSE deducida a partir del estudio de la geometría de las diaclasas.

### 6.1.3 Mioceno superior

Las diaclasas que deforman a las calcarenitas tortonienses del campo de Dalías y las calizas, margas y calcarenitas mesinienses del Campo de Níjar y Cuenca de Carboneras están agrupadas en uno o dos juegos aproximadamente perpendiculares con direcciones NO-SE y NE-SO, si bien, la abundancia de cada juego varía en cada afloramiento. Por ejemplo, en la estación 14 de la figura 5.14 y las estaciones 35, 36 y 38 de la figura 5.48, se encuentra un juego principal subvertical de diaclasas de dirección NNO-SSE junto con diaclasas no sistemáticas. Sin embargo, en las estaciones 19 y 20 de la figura 5.14 y en las estaciones 37 y 21 de la figura 5.48, existen también otros juegos de diaclasas con orientación NE-SO. Las diaclasas desarrolladas en rocas del Tortoniense superior-Mesiniense inferior del Campo de Dalías tienen relleno de calcita que indica su carácter tensional. El espesor de relleno de calcita tiene valores máximos para juegos de diaclasas de dirección NO-SE. Estos juegos muestran una arquitectura típica formada en condiciones tensionales con eje de esfuerzo máximo ( $\sigma_1$ ) subvertical y una dirección principal de extensión (eje  $\sigma_3$ ) orientada NE-SO. La orientación de este esfuerzo tensional se determina también en rocas más recientes, por

lo que no se puede precisar bien el momento en el que se desarrollaron estas diaclasas. En sedimentos mesinienses del Campo de Níjar y la Cuenca de Carboneras se encuentran sistemas de diaclasas híbridas y de cizalla que indican una compresión subhorizontal NNE-SSO. Esta arquitectura en los sistemas de diaclasas no se reconoce en depósitos más recientes, por lo que estos esfuerzos fueron probablemente activos durante el Mesiniense.

## 6.2 PALEOESFUERZOS A PARTIR DE MICROFALLAS

Bott (1959) demuestra matemáticamente que cuando se reactivan las fracturas como fallas, las estrías son paralelas al esfuerzo de cizalla máximo resuelto sobre cada plano. Por ello, la medida de la orientación de la deformación frágil representada por las superficies de falla y las estrías permite calcular los esfuerzos que la han generado. Aunque se han propuesto varios métodos en el estudio de las microfallas, que se han discutido en el apartado 3.5, en este trabajo de investigación se ha utilizado el método de redes de búsqueda (Galindo-Zaldívar y González-Lodeiro, 1988), que calcula la

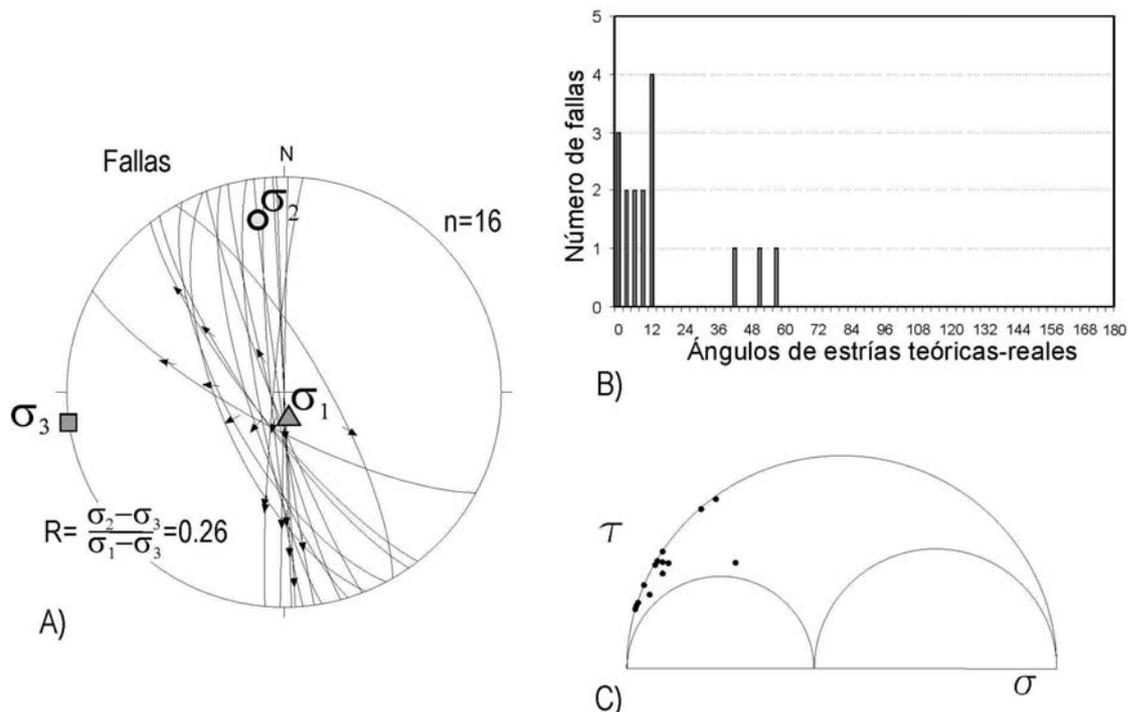


Figura 6.3. Determinación de paleoesfuerzos en la cantera de Matagorda (estación 2, figura 6.4). A) Diagrama estereográfico de los planos de falla y las estrías, hemisferio inferior. Se indican los esfuerzos principales calculados. B) Diagrama de frecuencia de los ángulos entre las estrías reales medidas y las estrías teóricas. C) Representación de la posición de cada falla en el diagrama de Mohr. Se obtienen en esta estación resultados similares con el método de Redes de Búsqueda (Galindo Zaldívar y González Lodeiro, 1988) y el de Etchecopar (Etchecopar et al., 1981).

razón axial y la orientación de los ejes del elipsoide de esfuerzo que han actuado durante la superposición de varios estados de esfuerzos. Este método permite la obtención de fases de fracturación sobrepuestas a partir de la determinación de la orientación de las estrías de falla con sentido de movimiento conocido y no conocido.

Para establecer la validez del método de redes de búsqueda (Galindo-Zaldívar y González-Lodeiro, 1988) en el área, los paleoesfuerzos se han calculado también con el método de Etchecopar (Etchecopar *et al.*, 1981) en algunas estaciones (figura 6.3) con un alto número de estrías en las que se conocía el régimen de falla. Los esfuerzos principales obtenidos y el diagrama de frecuencias de los ángulos entre las estrías reales medidas y las calculadas teóricamente se representan para esta estación. También se muestra la posición de cada falla en el círculo de Mohr (Fig. 5.2). Los resultados obtenidos con ambos métodos para una misma estación de paleoesfuerzos son similares por lo que se ha preferido utilizar el método de redes de búsqueda que permite considerar fallas en las que no se conozca el régimen.

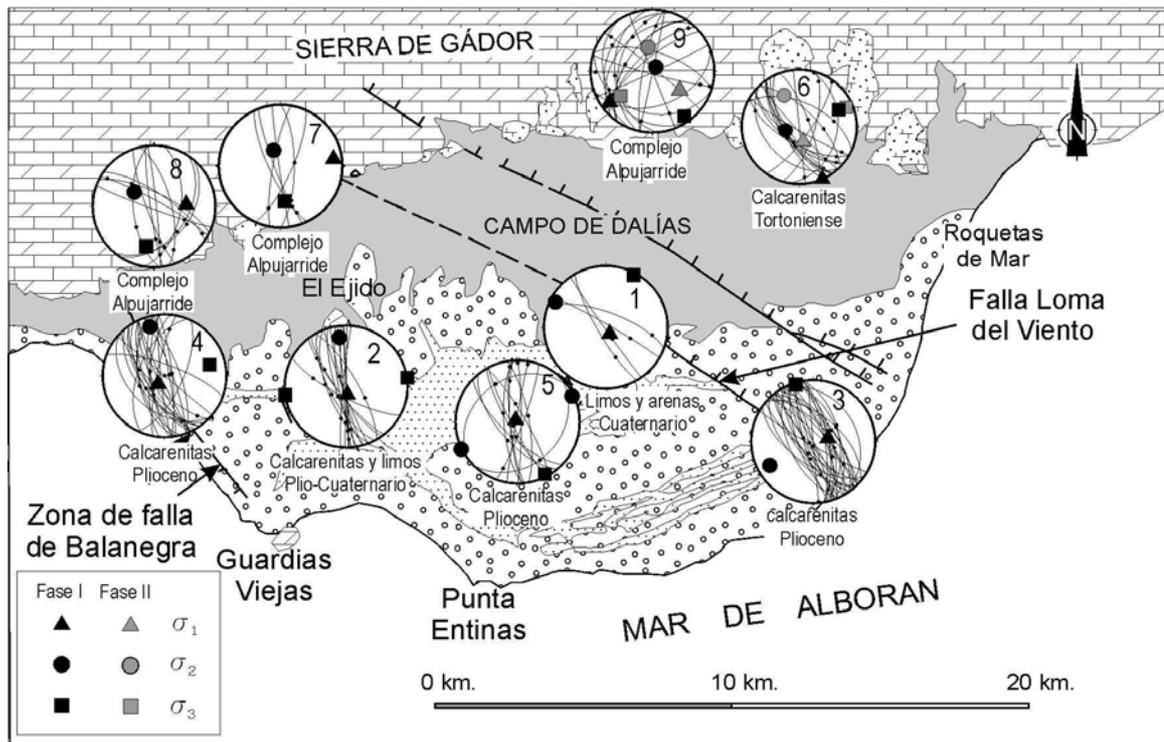


Figura 6.4. Diagramas de los planos de falla y estrías de las estaciones de medida en el Campo de Dalías. Proyección estereográfica, hemisferio inferior. Se indica la posición de los esfuerzos principales a partir del análisis de paleoesfuerzos. El número de la derecha indica la estación. En estaciones con dos fases, los esfuerzos se dibujan con diferente tonalidad de grises.

A continuación se describen los resultados obtenidos en las estaciones de medida para los dos sectores analizados: el Campo de Dalías y del Campo de Níjar. Los resultados obtenidos en sedimentos fallados pliocenos y cuaternarios indican una deformación monofásica, es decir, se obtiene una única fase de esfuerzos compatible

con la cinemática de las fallas medidas. Sin embargo, en algunas estaciones situadas en sedimentos de edad miocena y en rocas del basamento alpujárride se obtienen dos fases tectónicas.

## 6.2.1 CAMPO DE DALÍAS

Se han estudiado nueve estaciones en el área (figura 6.4). Tres de ellas están situadas en rocas carbonatadas del Complejo Alpujárride, y las otras seis en sedimentos de edades comprendidas entre el Tortonense superior y el Cuaternario. Los resultados obtenidos (tabla 6.1), muestran algunos tipos de elipsoides bien diferenciados que indican esfuerzos homogéneos para diferentes intervalos de tiempo.

| Estación | Litología / Edad                           | N  | Ntot | $\sigma_1$ (*a) | $\sigma_2$ | $\sigma_3$ | R (*b) |      |
|----------|--|----|------|-----------------|------------|------------|--------|------|
| 1        | Limos y arenas/<br>Cuaternario             | 5  | 5    | 144/81          | 297/8      | 28/4       | 0.10   |      |
| 2        | Calcarenitas y limos /<br>Plio-Cuaternario | 14 | 17   | 172/78          | 352/12     | 82/0       | 0.26   |      |
| 3        | Calcarenitas/ Plioceno                     | 14 | 17   | 073/70          | 242/20     | 334/3      | 0.04   |      |
| 4        | Calcarenitas/ Plioceno                     | 11 | 13   | 223/71          | 334/10     | 076/16     | 0.10   |      |
| 5        | Calcarenitas/ Plioceno                     | 8  | 9    | 334/88          | 64/0       | 154/2      | 0.29   |      |
| 6        | Calcarenitas/<br>Tortonense                | I  | 12   | 18              | 156/4      | 256/70     | 065/20 | 0.55 |
|          |  | II | 5    | 6               | 173/61     | 334/28     | 068/8  | 0.04 |
| 7        | Com. Alpujárride                           | 5  | 6    | 080/8           | 336/59     | 175/30     | 0.95   |      |
| 8        | Com. Alpujárride                           | 9  | 12   | 85/36           | 305/47     | 191/21     | 0.76   |      |
| 9        | Com. Alpujárride                           | I  | 12   | 19              | 236/11     | 27/78      | 144/6  | 0.06 |
|          |  | II | 5    | 7               | 124/34     | 349/46     | 231/24 | 0.13 |

Tabla 6.1. Resultado de la determinación de paleoesfuerzos a partir de microfallas en el Campo de Dalías. N=número de fallas compatible con un elipsoide de esfuerzos, Ntot=número de fallas iniciales utilizados para la determinación. (\*a) Azimut/Inclinación. (\*b)  $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$

### 6.2.1.1 Pleistoceno medio-Holoceno (Diaclasas falladas)

Existen algunas evidencias, ya descritas en el apartado 5.3.1.3, que permiten establecer la edad las fallas sobre las que se ha realizado en cálculo de paleoesfuerzos y por lo tanto la edad de estos. La mayor parte de las fallas de orientación NO-SE afectan a depósitos cuaternarios y desarrollan estructuras de semifosas, como las fallas de Loma del Viento, Matagorda o Balanegra, que indican una extensión NE-SO. El desplazamiento de terrazas marinas datadas en 100.000 años (Goy y Zazo, 1986) y afectadas por la falla Loma del Viento indica que este tipo de fallas ha tenido un funcionamiento muy reciente posterior a esta edad.

Los elipsoides de esfuerzo determinados en fallas cuaternarias (elipsoides en estaciones 1, 2, 3 y 5, figura 6.4) tienen un eje  $\sigma_1$  subvertical y un eje  $\sigma_3$  subhorizontal con orientación OSO-ENE. La razón axial de estos elipsoides ( $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$ ) es baja, con valores comprendidos entre 0.04 y 0.29, e indican una forma prolata del elipsoide de esfuerzos, es decir,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  tienen magnitudes parecidas. La mayor parte de los



Figura 6.5. Superficies de falla en la Cantera de Matagorda (Campo de Dalías) que muestran un cambio en las direcciones de los planos y de las estrias.

elipsoides de esfuerzo que pertenecen a este primer grupo, presentan un eje  $\sigma_3$  con orientación OSO-ENE, aunque en alguno de estos elipsoides (por ejemplo las estaciones 3 y 5) esta orientación corresponde al eje  $\sigma_2$ . En la estación 3, la orientación NO-SE del eje  $\sigma_3$  no tiene prácticamente significado debido a la proximidad en el valor de los ejes  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  (razón axial de 0.04). En general, el bajo valor de la razón axial en estos elipsoides podría facilitar el intercambio local entre la orientación de los ejes  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ .

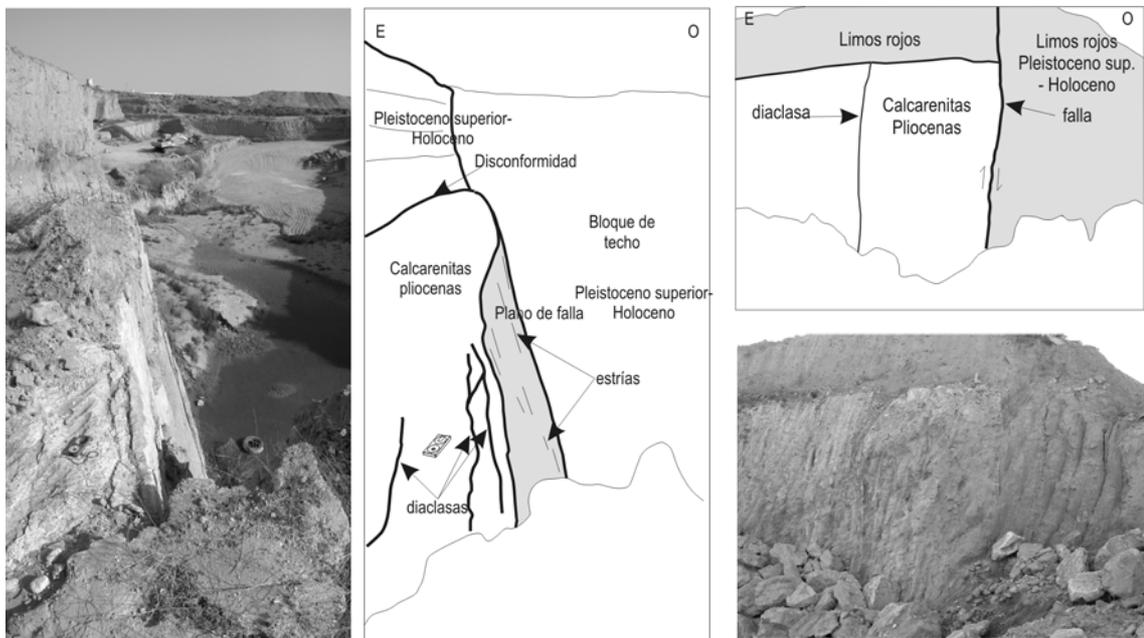


Figura 6.6. Diaclasas falladas en la Cantera de Matagorda (estacion de paleoesfuerzos nº 2 en figura 6.4). Diaclasas paralelas a las diaclasas falladas en calcarenitas pliocenas. Nótese la presencia de una discordancia entre los sedimentos de edad pleistoceno superior-holoceno y los sedimentos pliocenos.

### Diaclasas falladas (*faulted joints*)

Las fallas cuaternarias que muestran actividad reciente afectan a los sedimentos más recientes de edad holocena y deforman igualmente a las calcarenitas pliocenas. Como se describió en el apartado 5.3.1.2, las fallas muestran aparentemente diferentes orientaciones y regímenes con desplazamientos oblicuos, a veces dextros, algunas veces sinistros, y generalmente con planos de falla subverticales (figura 6.5). Esta cinemática compleja puede inducir a interpretar la existencia de numerosas fases de deformación o la existencia de un campo de esfuerzos heterogéneo responsable de los diferentes movimientos en un periodo de tiempo corto. Sin embargo, el cálculo de paleoesfuerzos a partir de estaciones de medida de microfallas muestra generalmente un único elipsoide de esfuerzos compatible con toda la variedad de orientaciones medidas de estrías y fallas. Este elipsoide de esfuerzos tiene habitualmente forma prolata con un eje  $\sigma_1$  subvertical y un eje  $\sigma_3$  subhorizontal de orientación OSO-ENE.

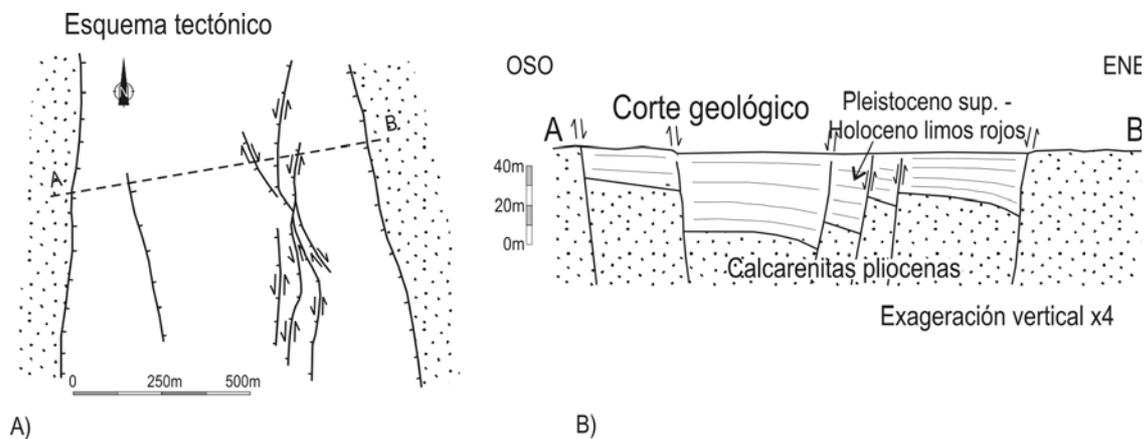


Figura 6.7. A) Esquema tectónico de la Cantera de Matagorda donde se observa que la disposición en planta de las fallas es similar a la geometría de las diaclasas a escala de afloramiento. B) Corte geológico de la Cantera de Matagorda donde se desarrollan semifosas durante el Pleistoceno superior – Holoceno.

Las fracturas o diaclasas previas constituyen planos de debilidad sobre las que se pueden desarrollar posteriormente fallas en una fase de deformación más reciente. Cuando esto ocurre es posible denominar a las diaclasas rejugadas como diaclasas falladas o *faulted joints* (Wilkins *et al.*, 2001). En el Campo de Dalías ocurre este fenómeno, por el que se reactivan las diaclasas híbridas desarrolladas durante el Plioceno en fallas durante el Cuaternario más reciente.

La actividad bajo un único sistema de esfuerzos durante el Cuaternario en el Campo de Dalías, con una extensión en dirección N55°E, produce un salto sobre las diaclasas falladas oblicuo que es función de la orientación inicial de la diaclasa original. Cuando la falla tiene una orientación entre N170°E y N145°E, el deslizamiento es normal con una componente sinistral. Cuando la falla tiene una dirección N145°E a N120°E, el deslizamiento es también normal pero tiene una componente dextra. Cuando

la falla tiene una dirección aproximadamente N145°E el deslizamiento es estrictamente normal. La gran mayoría de las fallas cuaternarias reconocidas en el Campo de Dalías corresponden a diaclasas falladas y su desplazamiento es generalmente oblicuo en función de la orientación inicial de la diaclasa.

Las relaciones entre las diaclasas y las fallas es muy clara a escala de afloramiento. Existen varios criterios que indican que las fallas utilizan las diaclasas originales como superficies de deslizamiento. Tanto las diaclasas como las fallas tienen por lo general planos subverticales (figura 6.6). Los buzamientos subverticales son usuales en la formación de diaclasas, sin embargo, las fallas normales neoformadas suelen tener buzamientos próximos a 60°.

La distribución de las diaclasas en materiales pliocenos y las fallas tiene un patrón similar. En la figura 5.16 se muestra la disposición en planta de las diaclasas con geometrías en X e Y. La observación de las fallas de mayor tamaño a partir de los esquemas geológicos (figura 5.18 y 6.7) o de fotografías aéreas (figura 5.15a) muestra igualmente una disposición de este tipo, con una intersección de las fallas que forman juegos entre ellas de 30°. También es posible observar áreas donde la disposición de las fallas en abanico es similar a la geometría de *joint spectrum* (figura 6.7).

El afloramiento de la cantera de Matagorda es un ejemplo muy representativo de la existencia de estas diaclasas falladas en el Cuaternario. En secciones verticales de la cantera se pueden observar diaclasas sistemáticas verticales en calcarenitas pliocenas que no continúan en los limos rojos cuaternarios suprayacentes. En el mismo corte existen planos de falla verticales, con la misma orientación que las diaclasas que afectan a los sedimentos cuaternarios (figura 6.6). También es posible observar planos de falla con distinta orientación y diferentes orientaciones de las estrías (figura 6.5).

#### **6.2.1.2 Plioceno – Pleistoceno inferior**

Durante el Plioceno y el Pleistoceno inferior, la deformación de los sedimentos se caracteriza principalmente por el desarrollo de diaclasas híbridas de tensión y cizalla, y pliegues de dirección ENE-OSO. El desarrollo de fallas en esta época es muy limitado en el Campo de Dalías, por lo que no se han obtenido estaciones de paleoesfuerzos. No obstante, existe un ejemplo aislado de una falla inversa ciega de dirección ENE-OSO que desarrolla un pliegue de propagación e indica una compresión subhorizontal de dirección NNO-SSE. Este paleoesfuerzo es compatible con el determinado a partir del desarrollo de diaclasas híbridas de tensión y cizalla en el Campo de Dalías.

#### **6.2.1.3 Tortoniense superior – Mesiniense**

Se han observado en el NE del Campo de Dalías fallas normales con actividad sinsedimentaria durante el Tortoniense. En estas fallas se puede identificar una

variación en la potencia de los estratos en el bloque de muro y de techo durante una extensión NE-SO. Por otra parte, en las calcarenitas tortonienses del norte del Campo de Dalías se han obtenido los esfuerzos principales a partir del estudio de microfallas. El elipsoide de esfuerzos es triaxial e implica una extensión NE-SO y una compresión NO-SE (estación 6-I, figura 6.4). La edad de este elipsoide de esfuerzos posiblemente sea mesiniense y está relacionado con la formación del pliegue de Sierra de Gádor.

Existen otros grupos de elipsoides de esfuerzos (estaciones 7, 8 y 9-II, tabla 6.1 y figura 6.4) determinados en rocas pertenecientes al complejo alpujárride del borde sur de la sierra de Gádor. Estos elipsoides muestran diferentes razones áxicas en cada sector. En el sector NO se identifica un elipsoide de esfuerzos de forma oblata con un eje  $\sigma_3$  que se inclina hacia el sur. En el sector NE se identifica un esfuerzo compresivo NO-SE con el eje  $\sigma_1$  inclinado hacia el SE. Es difícil ubicar temporalmente estos estados de esfuerzo. La extensión N-S asociada a elipsoides de forma oblata encontrada en el sector noroeste puede ser una consecuencia de la deformación del arco externo del gran pliegue anticlinal que conformaría sierra de Gádor y que bascularían los ejes de esfuerzo durante el desarrollo del pliegue. La compresión NO-SE podría estar asociada a las fases iniciales del desarrollo del pliegue.

### **6.2.2. CAMPO DE NÍJAR**

En el Campo de Níjar y áreas cercanas existen trabajos previos relacionados con el cálculo de paleoesfuerzos a partir de la medida de estaciones de microfallas. Stapel *et al.* (1996) determinan los paleoesfuerzos de la parte oriental de la Cuenca de Sorbas, situada al norte de Sierra Alhamilla. Posteriormente Huigbregtse *et al.* (1998) determinan los paleoesfuerzos en el área más septentrional del Campo de Níjar y meridional de la Cuenca de Vera. Jonk y Biermann (2002) también calculan los paleoesfuerzos de la Cuenca de Sorbas y los relacionan con el funcionamiento de la Falla de Gafarillos en el borde norte de Sierra Alhamilla y con la Falla de Palomares situada más al este.

Todos estos autores reconocen en el área tres campos de esfuerzos bien definidos. Durante el Tortoniense y Mesiniense inferior los esfuerzos están caracterizados por un eje  $\sigma_1$  horizontal de dirección NO-SE con elipsoides de forma prolata a triaxial. Este esfuerzo compresivo es el responsable del movimiento de salto en dirección dextro de la Falla de Gafarillos de dirección E-O. Desde el Mesiniense inferior en adelante se produce una rotación horaria del campo de esfuerzos (Montenat *et al.*, 1996) con un eje  $\sigma_1$  subhorizontal y de dirección NNO-SSE. Bajo la influencia de este nuevo campo de esfuerzos tuvo lugar el movimiento sinistro de la Falla de Palomares de dirección N20°E y de Carboneras de dirección N50°E mientras que el

movimiento dextro de la Falla de Gafarillos se desactivó (Stapel *et al.*, 1996). Finalmente se determinan tensores de esfuerzo triaxiales a prolatos con  $\sigma_1$  subvertical y  $\sigma_3$  variable que indican un régimen extensional. La edad de este último campo de esfuerzos no está bien contrastada aunque sugieren que estos esfuerzos extensionales predominan en la parte alta de la corteza durante el Cuaternario.

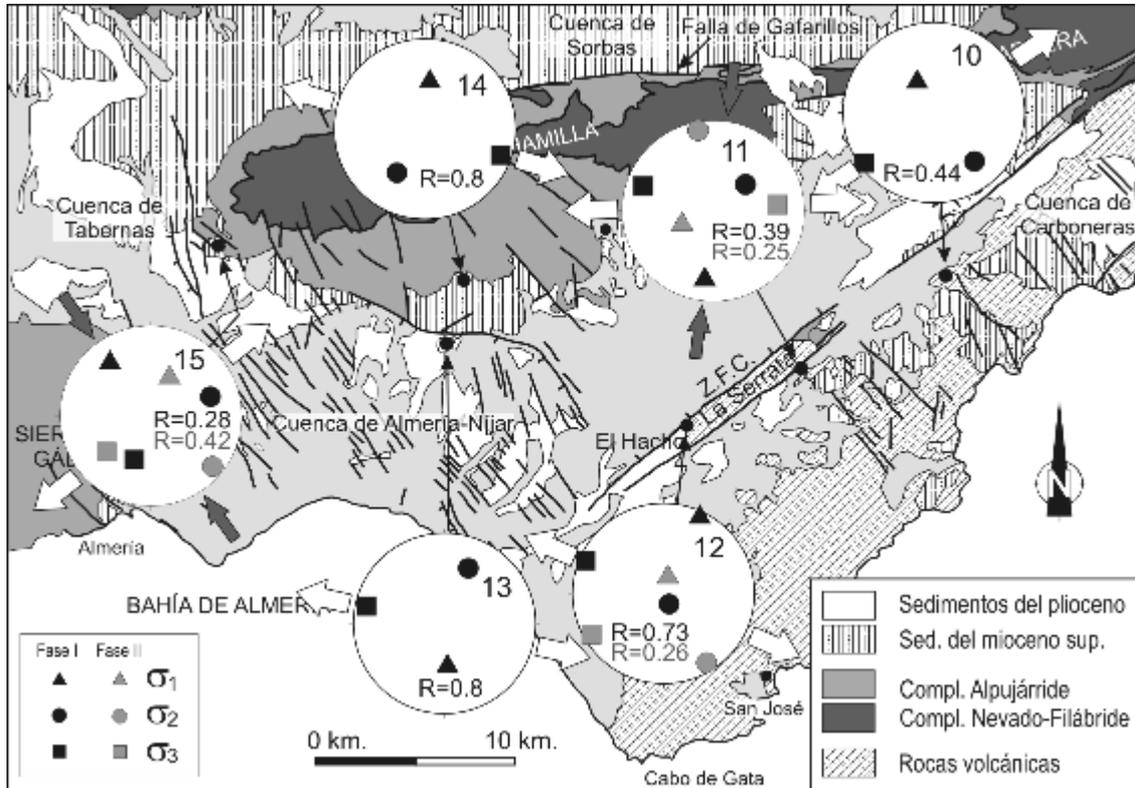


Figura 6.8. Diagramas estereográficos con la posición de los ejes principales de esfuerzo determinados a partir de microfallas en el Campo de Níjar. Proyección estereográfica, hemisferio inferior. El número superior-derecho indica la estación de medida. También se indica la razón axial  $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$ . En estaciones con dos fases, los esfuerzos se dibujan con diferente tonalidad de grises. Los diagramas tienen flechas que indican la componente del esfuerzo más relevante en función de la razón axial.

Las estaciones de paleoesfuerzos determinadas en este sector han sido seis (figura 6.8). Todas las estaciones se han situado en zonas de falla que afectan a rocas de edad Tortoniense y Mesiniense ya que no se han encontrado afloramientos adecuados en sedimentos más recientes. Este hecho, implica la dificultad para establecer en detalle la posible edad, quizás posterior al Mioceno, de los elipsoides de esfuerzos calculados. Los elipsoides determinados en este trabajo de investigación muestran una mayor variedad de esfuerzos que los obtenidos por autores previos. En algunos casos existen varias fases superpuestas con estriaciones de diferente orientación en un mismo plano de falla.

La determinación de los elipsoides de esfuerzos en la estación 15, muestra una primera fase en la que el esfuerzo compresivo  $\sigma_1$  tiene una orientación NO-SE, es subhorizontal y el elipsoide tiene forma prolata. Esta estación se encuentra en

calcarenitas tortonienses, por lo que podría corresponder a los elipsoides tortonienses con compresión NO-SE correlacionables con los determinados por Stapel *et al.* (1996), Huigbregtse *et al.* (1998) y Jonk y Biermann (2002) en la Cuenca de Sorbas y en el norte del Campo de Níjar.

| Estación | Litología / Edad                 | N                          | Ntot | $\sigma_1$ | $\sigma_2$ | $\sigma_3$ | R      |      |
|----------|----------------------------------|----------------------------|------|------------|------------|------------|--------|------|
| 10       | Calcarenitas/ Mesiniense         | 8                          | 7    | 330/58     | 234/04     | 142/32     | 0.44   |      |
| 11       | I                                | Margas y yesos             | 12   | 8          | 186/28     | 50/54      | 288/21 | 0.39 |
|          | II                               | / Mesiniense               | 12   | 5          | 246/59     | 350/09     | 85/30  | 0.25 |
| 12       | I                                | Margas y yesos/ Mesiniense | 29   | 16         | 28/08      | 159/79     | 293/08 | 0.73 |
|          | II                               |                            | 29   | 13         | 241/11     | 149/11     | 14/74  | 0.26 |
| 13       | Margocalizas/ Mesiniense         | 12                         | 10   | 176/51     | 22/36      | 282/13     | 0.8    |      |
| 14       | Margas y turbiditas/ Tortoniense | 11                         | 10   | 6/46       | 212/41     | 110/14     | 0.8    |      |
| 15       | I                                | Calcarenitas/ Tortoniense  | 23   | 9          | 323/27     | 72/32      | 202/46 | 0.28 |
|          | II                               |                            | 23   | 14         | 25/50      | 130/13     | 230/37 | 0.42 |

Tabla 6.2. Resultado de la determinación de paleoesfuerzos a partir de microfallas en el Campo de Níjar. Notación igual que en la tabla 6.1.

Otro elipsoide de esfuerzos característico corresponde al determinado en la estación 11. Esta estación está situada en la Zona de falla de Carboneras donde afloran margas y yesos de edad mesiniense. La estratificación se encuentra verticalizada debido a la formación de un sinclinal durante un proceso transpresivo relacionado con el movimiento de salto en dirección sinistro de la Zona de Falla de Carboneras (Montenat y Ott d'Estevou, 1990). El elipsoide obtenido indica un eje de esfuerzo  $\sigma_1$  subhorizontal con orientación NNE-SSO. Este elipsoide de esfuerzos se puede asimilar con los obtenidos por Stapel *et al.* (1996), Huigbregtse *et al.* (1998) y Jonk y Biermann (2002) con un  $\sigma_1$  orientado N-S a NNO-SSE. La orientación NNE-SSO de  $\sigma_1$  en la estación 11 es más favorable para el funcionamiento sinistro de la Zona de falla de Carboneras (N40°E) que una orientación N-S. Se obtiene también en esta estación una segunda fase caracterizada por un elipsoide igualmente prolato y un  $\sigma_1$  oblicuo. La existencia de este esfuerzo oblicuo puede ser debido a que los estratos de margas y yesos mesinienses están verticalizados y han sufrido una rotación importante. Si rotamos los esfuerzos de la fase II para restituir los estratos a una posición subhorizontal, la orientación de  $\sigma_1$  pasa a ser subhorizontal y con orientación similar a la de la primera fase. Por tanto la segunda fase de la estación 11 puede corresponder al mismo estado de esfuerzos de la fase I que ha sido rotada durante el proceso de plegamiento asociado a la compresión

NNE-SSO. La presencia de sedimentos pliocenos discordantes sobre los estratos mesinienses verticalizados y fallados sugiere que este estado de esfuerzos compresivo con un régimen de salto en dirección se desarrolló durante el Mesiniense. Por otra parte, la presencia de un gran pliegue que generó el levantamiento de Sierra Alhambilla y el plegamiento de los sedimentos mesinienses y pliocenos implica la presencia desde el Tortonense superior y durante el Plioceno en menor medida de una compresión con un eje  $\sigma_1$  de dirección N-S a NNO-SSE.

Existe otro grupo de elipsoides de esfuerzos que se caracterizan por formas oblatas con una orientación ONO-ENE del eje  $\sigma_3$  (estaciones 12 (fase I), 13 y 14). La alta razón axial de estos elipsoides ( $R=0.73-0.8$ ) implica que los ejes  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  tienen una magnitud muy parecida, siendo  $\sigma_3$  el esfuerzo determinante en la deformación. Los

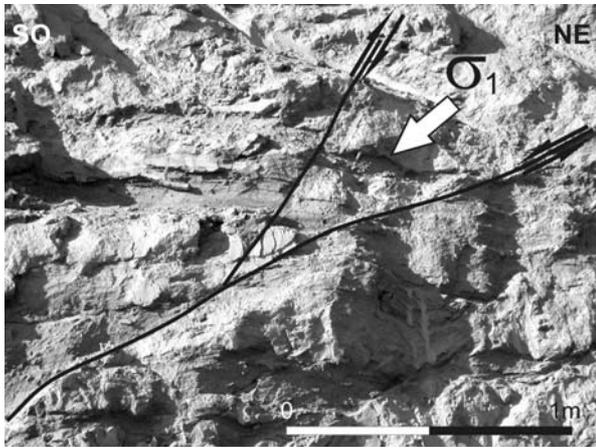


Figura 6.9. Detalle de un afloramiento de sedimentos pliocenos situado en el borde sur de Sierra Alhambilla donde se observa el desarrollo de sistemas conjugados de fallas normales lístricas de bajo ángulo y fallas inversas de alto ángulo que implican una inclinación de  $\sigma_1$ .

orientaciones SO-NE. Esta extensión puede estar asociada a las fallas normales pliocenas y cuaternarias de orientación NO-SE reconocidas en el Campo de Níjar y en la Cuenca de Carboneras.

Es interesante observar la presencia en algunos afloramientos de sistemas conjugados de fallas lístricas normales de dirección NO-SE y fallas antitéticas de alto ángulo inversas. Esta disposición poco frecuente se interpreta debido a una inclinación en profundidad del eje  $\sigma_1$  que pasa de estar vertical en la parte alta del afloramiento a tener una inclinación hacia el SO en pocos metros de profundidad (figura 6.9).

elipsoides de esfuerzos oblatos extensivos suelen estar relacionados con fallas normales de bajo ángulo, mientras que los prolatos suelen asociarse tanto a deformaciones compresivas como a deformaciones extensivas con fallas de alto ángulo.

Por último existen otro grupo de elipsoides (estaciones 10, 12 (fase II), 11 (fase II), y 15 (fase II)), con eje  $\sigma_1$  subvertical y razones axiales comprendidas entre 0.44 y 0.25, es decir, elipsoides con formas triaxial a prolata. Los ejes de esfuerzo  $\sigma_3$  son generalmente subhorizontales y tienen

### **6.3 MECANISMOS FOCALES DE TERREMOTOS Y ESFUERZOS ACTUALES**

Existen trabajos previos de carácter regional sobre los esfuerzos actuales en las Cordilleras Béticas. Galindo Zaldívar *et al.* (1993) determina que el campo de esfuerzos actual es compresivo con un eje  $\sigma_1$  horizontal de dirección NO-SE. Rodríguez-Pascua y De Vicente (2001) estudian los esfuerzos actuales a partir de los mecanismos focales de terremotos ocurridos al norte del área estudiada. Obtienen mecanismos focales de fallas inversas que responden a una compresión NO-SE. También obtienen mecanismos focales con el eje P vertical y predominio de la dirección de extensión NO-SE. Observan que los mecanismos focales de falla inversa son más profundos y los de falla normal más someros y sugieren un modelo de flexura cortical que permite el desarrollo simultáneo de ambos tipos de elipsoides.

La baja magnitud de la mayor parte de los terremotos junto con el reducido número de estaciones sísmicas en la región con anterioridad a los años 80 dificultaba el cálculo de los mecanismos focales de los terremotos. Durante la última década, la existencia de una red sísmica amplia en el área permite la determinación con suficiente precisión de los mecanismos focales de terremotos con magnitudes superiores a 3.5 (Rueda *et al.*, 1996; Thio *et al.*, 1999, Stich y Morales, 2001 y Stich 2003). La mayor parte de los mecanismos focales utilizados en este capítulo (tabla 6.3) se han tomado de Stich y Morales (2001) y Stich (2003) que determinan el mecanismo focal aplicando la inversión del tensor momento en el dominio del tiempo a partir de la forma de las ondas de los terremotos. Los terremotos utilizados son superficiales con profundidades variables entre 2 y 16 km.

La mayor parte de los mecanismos focales calculados (figura 6.10) tienen soluciones de fallas de salto en dirección (1, 2, 3, 9 y 10 de la figura 6.10). Otros mecanismos tienen soluciones de falla normal (8 de la figura 6.10) o fallas normales con componente de salto oblicuo (4 y 6 de la figura 6.10). Solamente dos de los mecanismos corresponden a fallas inversas (5 y 7 de la figura 6.10). Las orientaciones del eje P son principalmente NNO-SSE con inclinaciones variables y cercanas a  $0^\circ$ , a excepción del mecanismo 8 donde el eje P es subvertical.

Mediante el Método de Diedros Rectos (Angelier, 1977; Angelier y Mechler, 1977), que combina en una figura de interferencia los diedros de compresión y tensión del conjunto de los mecanismos focales, se identifica la posición del esfuerzo principal máximo ( $\sigma_1$ ) y el esfuerzo principal mínimo ( $\sigma_3$ ). La interferencia de los diedros de los mecanismos focales se muestra en un diagrama estereográfico que representa el

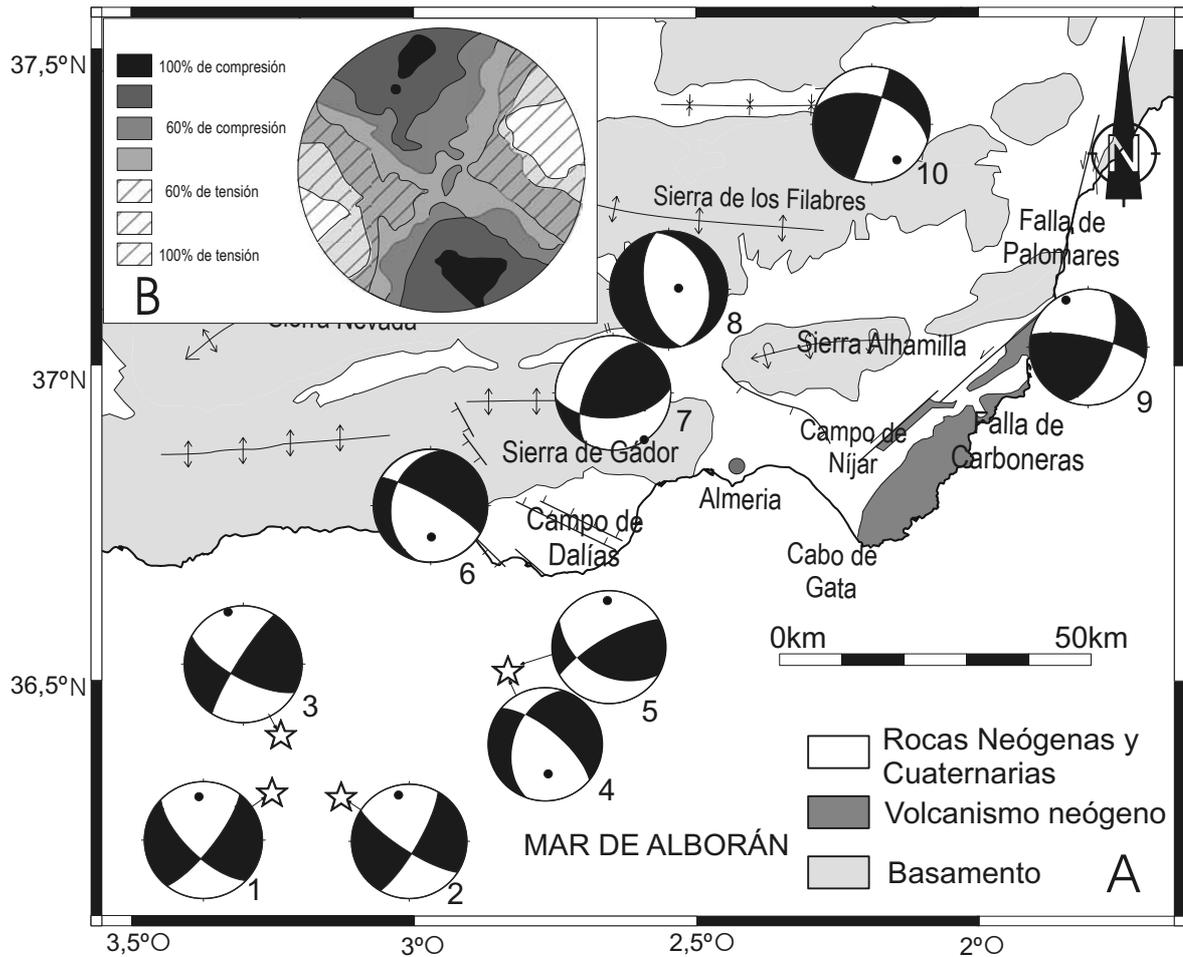


Figura 6.10. (A) Mecanismos focales de terremotos en el SE de las Cordilleras Béticas obtenidos de Stich y Morales (2001) y Stich (2003). Proyección estereográfica, hemisferio inferior. Los puntos de color negro dentro de los estereogramas indican el eje P de compresión. (B) Determinación de la orientación de la compresión y la tensión mediante el Método de Diedros Rectos (Angelier and Melcher, 1977; Angelier, 1984) a partir de los mecanismos focales.

porcentaje de compresión y extensión en cada orientación. El resultado obtenido muestra una alta consistencia de los datos (100% de compresión y extensión) con un  $\sigma_1$  de dirección NNO-SSE y un  $\sigma_3$  con orientación OSO-ENE (figura 6.10). Los mecanismos focales tienen diferentes regímenes (soluciones de salto en dirección, normal e inversa). Sin embargo, el diagrama de diedros rectos indica que un único elipsoide de esfuerzos con un eje P subhorizontal NNO-SSE y un eje T subhorizontal y orientado OSO-ENE es compatible con todos los mecanismos focales.

El método de Geparth y Forsyth (1984) y Geparth (1990) permite obtener el tensor esfuerzos que mejor se ajusta a los mecanismos focales de terremotos de una región. De esta manera se determina la orientación de los ejes de esfuerzo principales y la razón áxica para el conjunto de mecanismos focales, siempre que se considere un esfuerzo regional uniforme en el área. El elipsoide obtenido con este método para el conjunto de mecanismos focales es el siguiente:  $\sigma_1:175/03$  (dirección, inclinación);  $\sigma_3:267/31$  y  $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3) = 0.4$ . Las orientaciones de los ejes principales de

esfuerzos obtenidos con este método son similares a las orientaciones de la compresión y tensión en el diagrama de diedros rectos.

| <b>Id</b> | <b>Fecha</b> | <b>Eje P<br/>Az/Inclin.</b> | <b>Eje T<br/>Az/Inclin.</b> | <b>Magnitud<br/>Momento<br/>Mw</b> | <b>Prof.<br/>(km)</b> | <b>Localización<br/>Lat./Long.</b> | <b>Referencia</b>     |
|-----------|--------------|-----------------------------|-----------------------------|------------------------------------|-----------------------|------------------------------------|-----------------------|
| 1         | 97/07/02     | 354/21                      | 085/04                      | 4.4                                | 10                    | 36.367 / -3.255                    | IAG                   |
| 2         | 00/05/27     | 347/18                      | 077/00                      | 3.6                                | 16                    | 36.362 / -3.131                    | IAG                   |
| 3         | 97/08/07     | 344/08                      | 077/20                      | 3.6                                | 16                    | 36.452 / -3.238                    | IAG                   |
| 4         | 94/01/04     | 177/49                      | 068/15                      | 4.9                                | 2                     | 36.340 / -2.490                    | Stich y Morales, 2001 |
| 5         | 94/01/04     | 352/19                      | 112/55                      | 4.9                                | 2                     | 36.340 / -2.490                    | Stich y Morales, 2001 |
| 6         | 93/12/23     | 178/47                      | 054/28                      | 4.8                                | 8                     | 36.470 / -2.560                    | Stich y Morales, 2001 |
| 7         | 98/10/16     | 147/01                      | 56/58                       | 3.6                                | 20                    | 36.949 / -2.643                    | Stich, 2003           |
| 8         | 02/02/04     | 262/78                      | 077/12                      | 4.7                                | 10                    | 37.091 / -2.547                    | Stich, 2003           |
| 9         | 98/04/06     | 335/11                      | 237/33                      | 3.9                                | 8                     | 37.012 / -1.792                    | Stich, 2003           |
| 10        | 99/06/14     | 145/26                      | 251/29                      | 3.7                                | 8                     | 37.338 / -2.174                    | Stich, 2003           |

Tabla 6.3. Mecanismos focales de terremotos del SE de las Cordilleras Béticas (Stich y Morales, 2001 y Stich, 2003).

Los elipsoides de paleoesfuerzos obtenidos en sedimentos cuaternarios en superficie se caracterizan por un  $\sigma_1$  subvertical y un  $\sigma_3$  subhorizontal de orientación OSO-ENE a radial y están relacionados con las fallas normales activas de dirección NO-SE. Aunque el mecanismo focal nº 8 tiene características similares a los elipsoides cuaternarios, la mayor parte de los mecanismos actuales que muestran el esfuerzo focal de terremotos a pocos kilómetros de profundidad indican compresión NNO-SSE. Esta dirección de compresión es compatible con la formación en la actualidad de pliegues de dirección OSO-ENE en la plataforma continental marina (ver apartado 5.5). Los dos grupos de elipsoides de compresión vertical (fallas normales) y de compresión horizontal (fallas inversas y de salto en dirección) son coaxiales, es decir, los ejes de esfuerzo mantienen la misma dirección. Mientras que el eje  $\sigma_3$  tiene en todos los casos una dirección OSO-ENE, el eje  $\sigma_1$  está en posición vertical u horizontal. La variabilidad en la posición del eje  $\sigma_1$  puede ser una consecuencia del cambio relativo de los esfuerzos desde zonas profundas hasta la superficie. En las partes más profundas de la corteza, el esfuerzo compresivo horizontal NNO-SSE predomina y permite el desarrollo de fallas de salto en dirección e inversas, mientras que en la parte más superficial de la corteza los valores relativos del esfuerzo vertical se incrementan y se desarrollan fallas normales. La disminución de la carga litostática hacia la superficie supone una

disminución del valor del eje  $\sigma_1$  en la corteza superior y aparentemente es contrapuesto al aumento del valor relativo de la compresión vertical en superficie. Por ello, hacia la superficie posiblemente disminuye menos la magnitud del esfuerzo vertical que del esfuerzo horizontal por una extensión horizontal simultánea que es consecuencia del levantamiento del relieve en la región producida por la compresión horizontal en los niveles más profundos de la corteza.



## **7. SISMICIDAD Y TECTÓNICA RECIENTE**

---



## 7. SISMICIDAD Y TECTÓNICA RECIENTE

A continuación se describe la sismicidad histórica y la registrada instrumentalmente en el área de estudio de la tesis doctoral. También se realiza una interpretación sismotectónica de la sismicidad y su relación con las estructuras reconocidas en la región. Por último se analizan las evidencias geomorfológicas y geológicas de la actividad reciente de las estructuras observadas en campo.

### 7.1. SISMICIDAD

La sismicidad en las Cordilleras Bético-Rifeñas y el Mar de Alborán (figura 7.1) está asociada al contacto entre las placas euroasiática y africana. En un límite de placas típico, los terremotos están agrupados en una franja estrecha. Sin embargo, en las Cordilleras Bético-Rifeñas, los terremotos están distribuidos ampliamente, lo que indica que el límite de placas tiene asociado una banda de deformación de varios centenares de kilómetros de anchura.

La mayor parte de los terremotos en las Cordilleras Bético-Rifeñas son someros y tienen profundidades inferiores a los 30 km por lo que se sitúan claramente dentro de la capa frágil de la corteza continental (Serrano, 1999). Sin embargo, se ha descrito una importante actividad sísmica situada a profundidades intermedias (entre 30 y 180 km) y a grandes profundidades (mayor de 600 km) que sugieren procesos de subducción (Buform *et al.*, 1995 y López-Casado *et al.*, 2001). La magnitud de los terremotos es moderada con  $m \leq 5.5$  (Serrano, 1999). Sin embargo, aunque de forma mas esporádica, también se producen terremotos superficiales destructores, con  $m > 6.0$ , como por ejemplo el terremoto de Adra de 1910 ( $M_b = 6.3$ ), además de otros terremotos muy profundos ( $h = 650$  km), tales como el de Padul de 1954 con una magnitud  $M_b = 7.1$  ( $M_w = 7.8$ ) (Chung y Kanamori, 1976).

Los estudios de tomografía sísmica indican una subducción continental activa del Macizo Ibérico bajo las Cordilleras Béticas en la región de Málaga a la que estaría asociada la sismicidad intermedia (30-110 km) (Serrano *et al.* 1998 y Morales *et al.* 1999). Por otra parte, los estudios de tomografía sísmica en el manto identifican un cuerpo frío de alta velocidad bajo el Mar de Alborán (Blanco y Spakman, 1993) al que estaría asociada la sismicidad profunda (640-670 km). El origen de esta anomalía es

controvertido. Blanco y Spakman (1993), Lonergan y White (1997) y Bijwaard *et al.* (1998) proponen que el cuerpo corresponde a una porción despegada de una antigua litosfera oceánica subducida. Por el contrario, Calvert *et al.* (2000) indica que representaría una delaminación del manto superior, como previamente sugirió Seber *et al.* (1996).

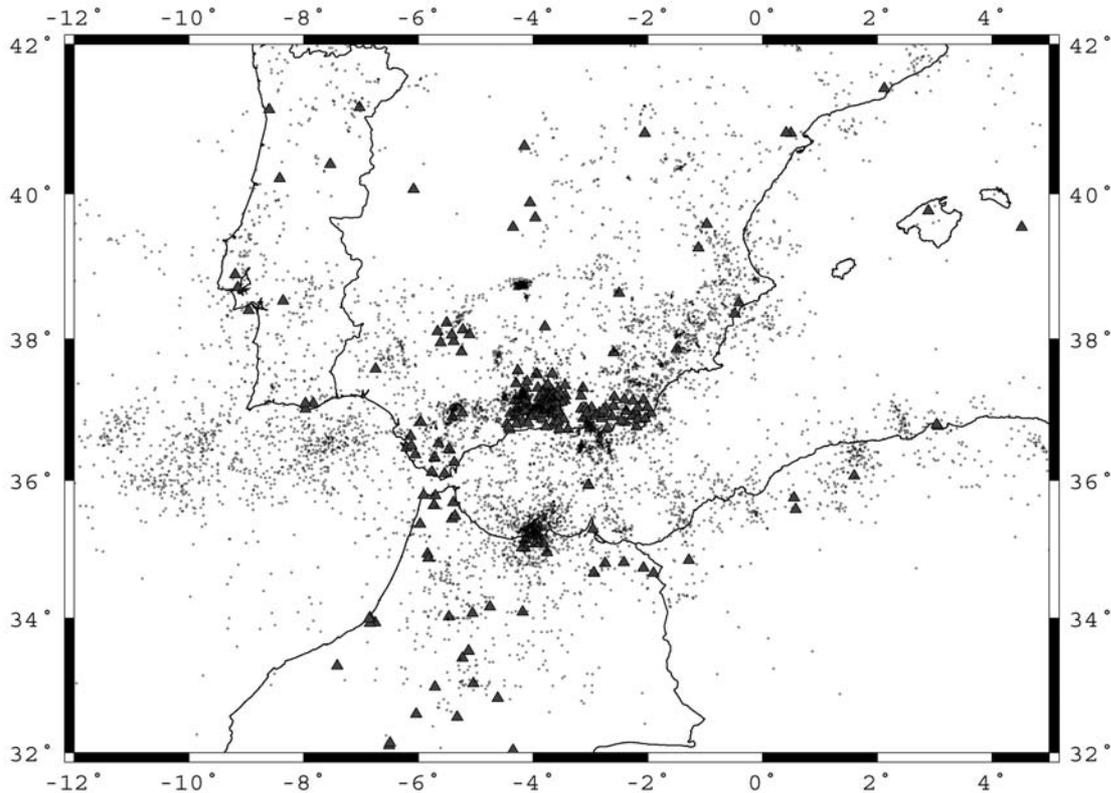


Figura 7.1. Sismicidad de la región Ibero-Magrebí en el periodo 1988-2003 (Tomado de Serrano *et al.* En prensa).

### 7.1.1. SISMICIDAD HISTÓRICA

El sureste de la Cordillera Bética se caracteriza por una actividad sísmica somera y continua de magnitud baja a moderada, aunque existen grandes terremotos menos frecuentes. Las evidencias históricas y arqueológicas indican que en los últimos 2000 años la región ha sido afectada al menos por quince terremotos destructivos, por lo que el riesgo sísmico en la región es ciertamente significativo. Desde la época islámica han sido documentados los terremotos que produjeron mayores daños. Las crónicas árabes describen con detalle los principales temblores, superficies de rotura y distribución de los daños asociados a ellos en el sureste de la Península Ibérica desde el siglo IX (Sánchez, 1917).

| Fecha          | Intensidad MSK | Localidad   |
|----------------|----------------|-------------|
| 09 / 11 / 1518 | IX             | Vera        |
| 22 / 09 / 1522 | IX             | Sur de Adra |
| 19 / 04 / 1550 | VII            | Almería     |
| 31 / 12 / 1658 | VIII           | Almería     |
| 13 / 01 / 1804 | VIII           | Dalías      |
| 21 / 01 / 1804 | VIII           | Adra        |
| 25 / 08 / 1804 | IX             | SO de Adra  |
| 28 / 01 / 1872 | VII            | Motril      |
| 12 / 06 / 1894 | VII            | Nacimiento  |
| 25 / 05 / 1901 | VII            | Motril      |
| 16 / 06 / 1910 | VII            | Adra        |
| 16 / 06 / 1910 | VIII           | Adra        |
| 11 / 08 / 1913 | VII            | Albuñol     |

Tabla 7.1. Sismicidad histórica en la región de Almería desde 1500 a 1994. Intensidad máxima MSK superior a VI (de López-Marinas, 1977).

En Noviembre de 1487 ocurrieron varios terremotos destructivos en el área de Almería-Andarax que pudieron alcanzar el grado IX de intensidad MSK (Vidal, 1993). Sin embargo, se tienen datos históricos y descripciones más precisas de los principales terremotos a partir del siglo XVI (tabla 7.1). Por ejemplo, el terremoto del 22 de septiembre de 1522 está extensamente descrito por los historiadores que documentan la importancia de los daños en el sureste de la Península Ibérica. En la ciudad de Almería quedaron destruidos la catedral y otros templos, parte de la muralla, la Alcazaba, el puerto y gran número de casas. Estas descripciones indican que en el área epicentral se alcanzaron intensidades máximas estimadas en la escala MSK de IX (Vicent, 1974). En Diciembre de 1658 se produjeron una serie de terremotos que comenzaron el día 30 y 31 con un total de 13 sismos sentidos. El día 1 de enero de sintieron otros nueve y continuaron hasta junio de 1659. La zona epicentral de esta serie de terremotos se encontraba entre Almería y Cabo de Gata. Posteriormente, el 25 de agosto de 1804, los investigadores describen de forma extensa un periodo de actividad sísmica que afectó a la zona Adra-Berja-Dalías y a las regiones cercanas que provocó grandes destrozos en el pueblo de Dalías. López-Marinas (1977), determina el área epicentral a partir de fuentes históricas y estima una intensidad MSK de IX. De acuerdo con Vidal (1986), el terremoto del 16 de Junio de 1910 cercano a Adra alcanzó una intensidad MSK de VII con una magnitud de 6.3 que causó importantes daños en este pueblo, afectó además a una amplia área macrosísmica, comprendida desde la mitad sur de España hasta Marruecos. En marzo de 1932 se produjo un terremoto de magnitud 4.7, que fue sentido

con mayor intensidad en el pueblo de Vícar (Campo de Dalías). El 13 de Septiembre de 1984 se produjo un terremoto en el Cabo de Gata con magnitud 5 y fue seguido por una replica de magnitud 4.4 a las pocas horas.

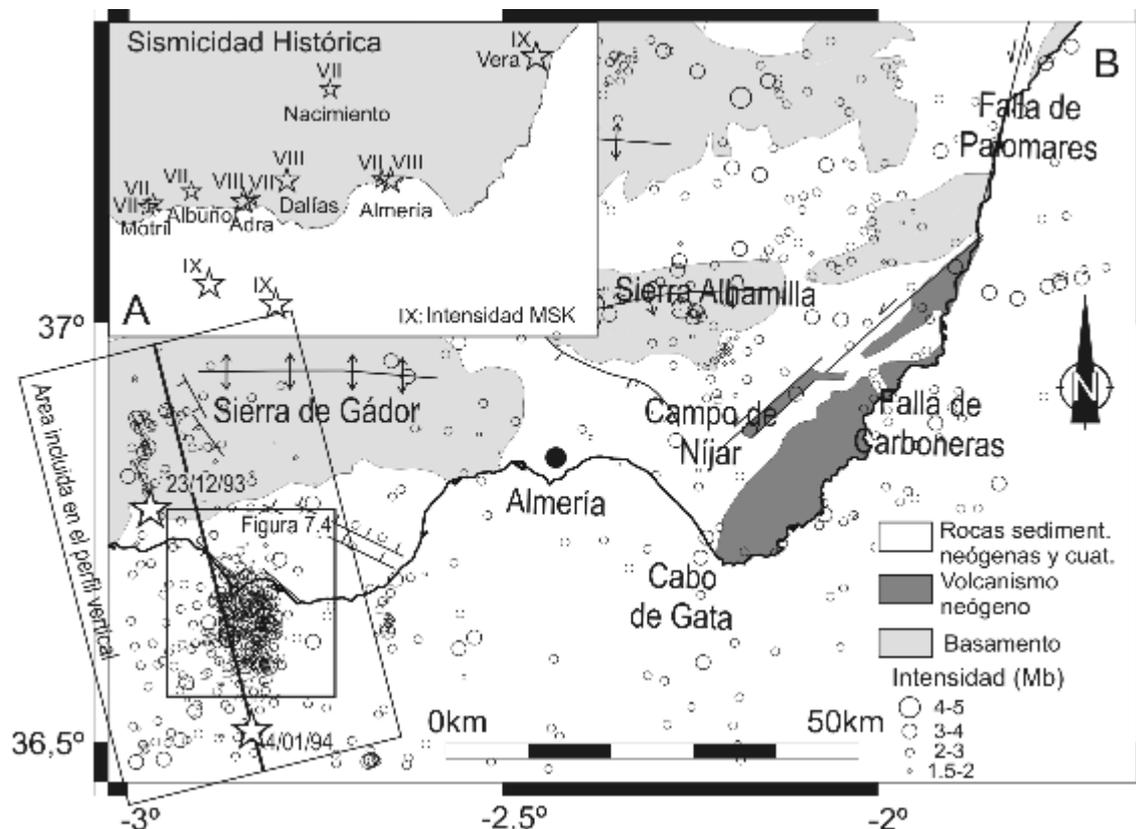


Figura 7.2. A) Sismicidad histórica en la región estudiada. B) Actividad sísmica reciente con magnitud  $M_d \geq 1.5$  (792 terremotos) registrados por la Red Sísmica de de Andalucía durante el periodo 1992-2003.

La existencia de numerosas descripciones históricas, la disponibilidad de evidencias arqueológicas y la evidencia del registro sísmico diario revelan la alta actividad sísmica del área estudiada y su peligrosidad.

### 7.1.2. ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO

En 1911 y 1960 el Instituto Geográfico Nacional instaló dos sismómetros en la provincia de Almería. En 1983 el Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos (IAGPDS), pone en funcionamiento la Red Sísmica de Andalucía (RSA). Posteriormente, a principio de los años 90 se amplía la RSA con la instalación de una subred en la provincia de Almería. Esta red dispone de cinco estaciones sísmicas de periodo corto cercanas a la región de estudio (figura 3.27) además de otras ocho estaciones hacia el oeste.

La actividad sísmica más intensa registrada recientemente en la región se produjo de diciembre de 1994 a enero de 1995, con una serie sísmica que incluyó dos

terremotos principales de magnitud  $M_b=4.9$  y  $M_b=5.1$  y tuvo lugar cerca de Adra con una intensidad MSK de VII. En enero de 1995 se produjo el terremoto principal e inmediatamente se instalaron tres estaciones de periodo corto para el registro a distancias epicentrales próximas. En los siguientes tres meses se registraron en el área un total de 350 sismos con magnitudes  $M_d \geq 1.5$ . La mayor parte de los hipocentros de la serie se situaron entre los 0 y 12 km de profundidad.

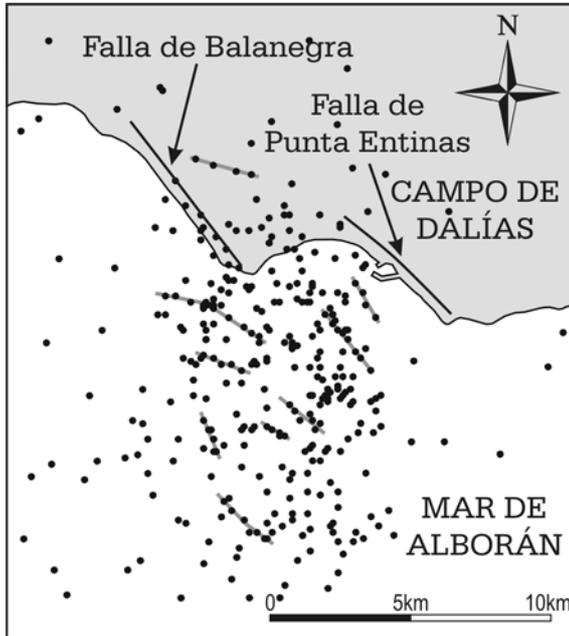


Figura 7.3. Área ampliada de la figura 7.2B donde se muestran la localización de los epicentros cercanos a la Falla de Balanegra. Las líneas de color gris indican las alineaciones de los epicentros.

El catálogo de terremotos que se ha utilizado para el análisis sismotectónico de la región corresponde al registrado por la RSA en el periodo 1992-2003. Se han excluido los eventos sísmicos de profundidad inferior a 2 km y magnitud inferior a 1,5 para evitar la confusión con otras fuentes sismogénicas como las explosiones de canteras. Existe un total de 792 terremotos (figura 7.2b), de los cuales el 33% tiene magnitudes superiores a 3,5 y una magnitud máxima de 5,1 (figura 7.2). La actividad sísmica es principalmente de tipo superficial y se concentra en los primeros 20 km de la corteza con un total de 693 terremotos. Existen terremotos más profundos con

profundidades intermedias de hasta 80 km.

La observación detallada de la distribución de los epicentros relacionados con la serie sísmica de los terremotos de Adra de 1994-1995 permite definir alineaciones de varios kilómetros de longitud con una orientación variable entre N-S y NO-SE (figura 7.3). Algunas de estas alineaciones son paralelas a algunas de las fallas normales reconocidas en campo, por ejemplo la Falla de Balanegra y la Falla de Punta Entinas. También se reconocen alineaciones de dirección NO-SE en el borde Oeste de Sierra de Gádor.

Si se analiza la distribución de los terremotos en un perfil vertical de dirección NNO-SSE en la región de Adra y se proyectan sobre este perfil los terremotos incluidos en una banda de 35 km de anchura (figura 7.4) se observan las siguientes características. Existe un alto nivel de actividad sísmica que se concentra principalmente en los primeros 10 kilómetros de profundidad. La distribución de los hipocentros muestra una superficie que buza unos 30° hacia el norte que conecta hacia el sur con el fondo

marino. Por debajo de esta superficie S1 desaparece la sismicidad (figura 7.4). Si tenemos en cuenta el contexto actual de acortamiento definido por los mecanismos focales, paleoesfuerzos y estructuras tectónicas, esta superficie puede corresponder a una falla inversa de bajo ángulo. El mecanismo focal del terremoto de magnitud  $M_b=5.1$  de Enero de 1995 está situado en esta superficie, es de falla inversa, con una dirección de compresión N-S (mecanismo 5 de la figura 6.10).

La actividad de esta falla puede estar relacionada con el desarrollo en el bloque de techo de pliegues de dirección ENE-OSO y deformación frágil. La vergencia general de los pliegues hacia el norte, como por ejemplo el pliegue de Sierra Alhamilla (figura 5.44), el pliegue plioceno en el Campo de Dalías (figura 5.12) o el pliegue y falla inversa en la plataforma continental (figura 5.61). Si consideramos una vergencia general hacia el norte, la posible falla definida por la superficie S1 correspondería a un retrocabalgamiento con una vergencia contraria hacia el sur. Las posibles fallas normales de orientación NO-SE en el bloque de techo definidas por la alineación de epicentros y los mecanismos de falla normal asociados (mecanismos 6 y 4, figura 6.10) terminarían en esta superficie S1.

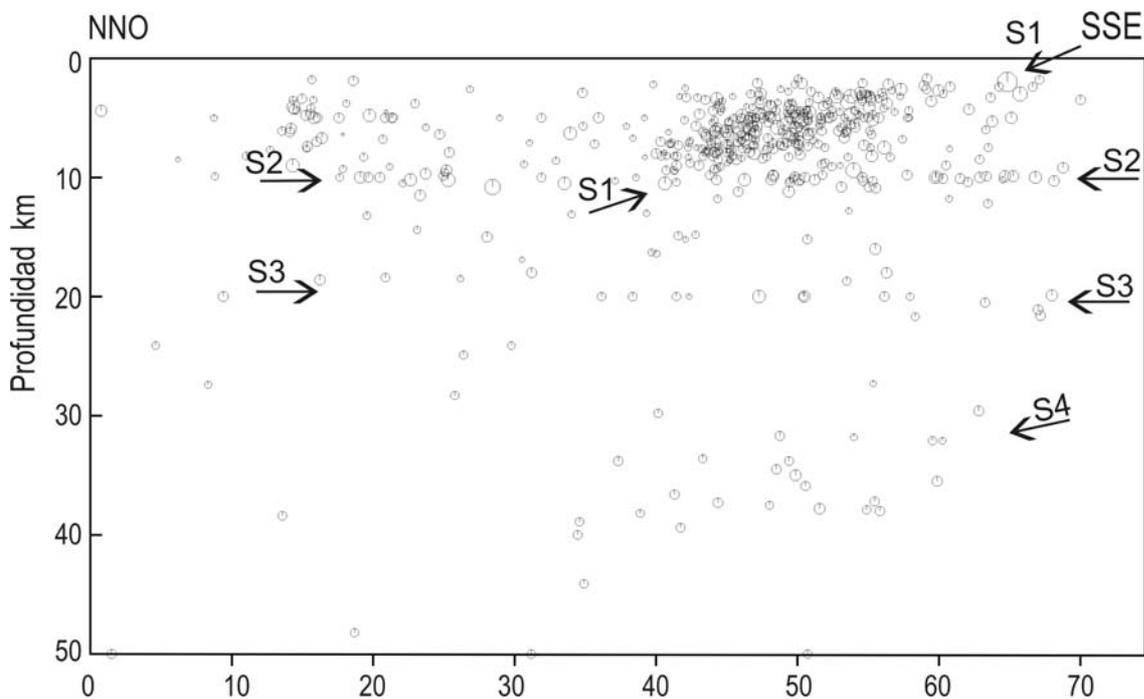


Figura 7.4. Perfil de dirección NNO-SSE localizado en la figura 7.2. Las flechas negras indican la posición de las superficies de fallas activas.

La superficie S1 conecta con otra agrupación de terremotos a unos 10 kilómetros de profundidad. Esta concentración de terremotos que definen la superficie S2 se reconoce en el Campo de Dalías y de forma más difusa en el Campo de Níjar. Se ha comprobado específicamente que el modelo de velocidad utilizado para la relocalización de los terremotos no genera una agrupación de los terremotos a 10 km de

profundidad, por lo que esta agrupación está realmente asociada a una estructura sismogénica que puede corresponder a una superficie de despegue horizontal. La distribución de la sismicidad en los primeros kilómetros de la corteza, puede ser consecuencia del alto gradiente de temperatura en la región (Basov *et al.*, 1994), de tal manera que la deformación frágil se concentra en los primeros kilómetros de la corteza.

A unos 20 kilómetros de profundidad se aprecia otra banda de sismicidad horizontal S3 (figura 7.5) menos intensa que la anterior que puede corresponder a otro despegue a mayor profundidad. Entre los 30 y 40 km de profundidad se define una última banda de sismicidad muy amplia denominada S4 que buza hacia el norte, donde la dispersión de los terremotos es mayor. Esta banda de terremotos estaría localizada en el manto litosférico.

## 7.2 ACTIVIDAD RECIENTE DE LAS ESTRUCTURAS TECTÓNICAS Y PALEOSISMICIDAD

Existen numerosas evidencias en el sector estudiado de la actividad reciente de las estructuras tectónicas reconocidas en campo. Una de las evidencias de la actividad reciente es el levantamiento general que experimenta el área de estudio y que ha sido puesto de manifiesto por varios autores. La presencia en la actualidad en Sierra de Gádor de calcarenitas marinas de plataforma interna de edad Tortoniense superior – Mesiniense a altitudes de 1.600 m.s.n.m. supone tasas de elevación de unos 280 m/Ma (Martínez Díaz, 2000; Braga *et al.*, 2003 y Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003). Como se argumenta en el apartado 5.1.2.4. el levantamiento de estos sedimentos marinos miocenos es debido al desarrollo de un gran anticlinal que conforma la Sierra de Gádor.

Existen otros trabajos que intentan cuantificar los movimientos verticales en el sector estudiado utilizando diferentes técnicas. Giménez (2000) determina movimientos verticales recientes mediante la comparación de las nivelaciones de precisión realizadas por el IGN a lo largo del siglo XX. En un perfil de nivelación que pasa por el Campo de Dalías se registra un hundimiento del bloque de Adra de 1 mm/año con respecto al Campo de Dalías, que puede estar asociado a la Falla de Balanegra. Serrano *et al.* (2001) determinan un desplazamiento de la superficie topográfica en el borde oeste de Sierra de Gádor mediante la utilización de interferometría radar con dos imágenes satélites tomadas en diciembre de 1993 y octubre de 1995. Asocian este movimiento vertical al terremoto de enero de 1995.

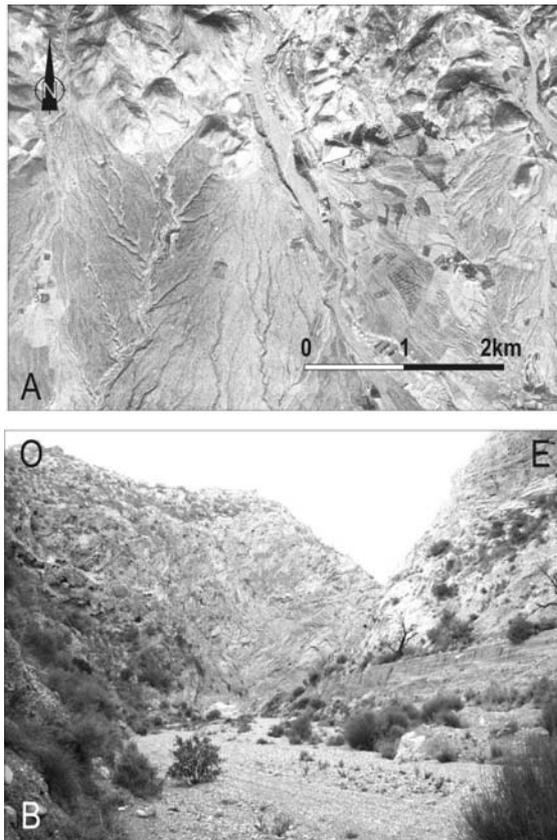


Figura 7.5. A) Fotografía aérea de los abanicos aluviales del borde norte del Campo de Dalías donde se muestra el fuerte encajamiento en la zona de cabecera. B) Fotografía de una rambla en el borde NE del Campo de Dalías donde se observa el fuerte encajamiento de la red de drenaje sobre las calizas y dolomías del Complejo Alpujárride.

La formación de un gran anticlinal en Sierra de Gádor, permite el desarrollo de importantes abanicos aluviales de edad cuaternaria en el flanco sur de este anticlinal en la mitad norte del Campo de Dalías. La potencia del relleno aluvial llega a alcanzar 160 metros, como puede deducirse de los datos de sondeos (apartado 5.3.2.1), y pendientes elevadas en su parte media y proximal. La red de drenaje muestra una incisión muy pronunciada, en la que el canal principal está fuertemente encajado en la zona de cabecera. En algunos casos existen varias generaciones de abanicos aluviales, en los que la red de drenaje ha sobreexcavado sucesivamente las diferentes generaciones (figura 7.5). No se disponen de valores de las tasas de incisión en esta área, aunque en el borde noreste de la Sierra de Gádor, García *et al.* (2003), obtiene valores comprendidos entre 0.3 y 0.7 m/ka.

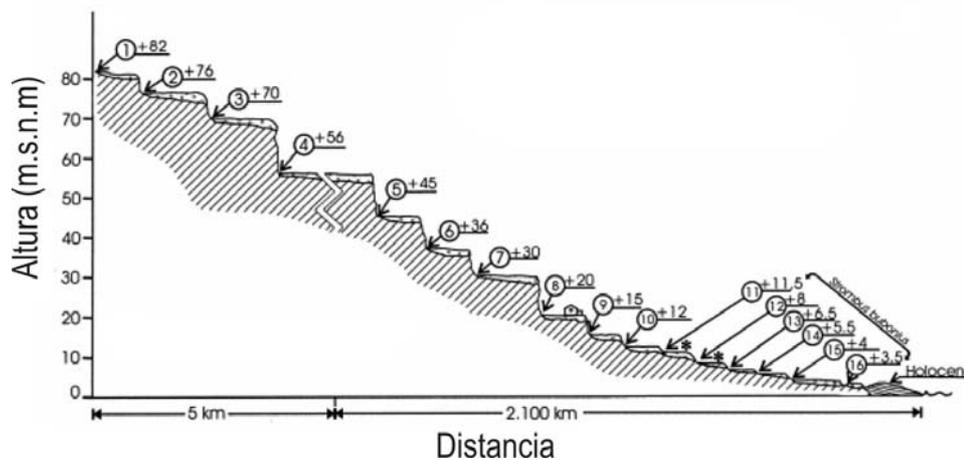


Figura 7.6. Terrazas marinas sobre el nivel del mar en un perfil perpendicular a la costa en el paraje de Loma del Viento. Tomado de Zazo *et al.* (2003).

Las terrazas marinas desarrolladas a lo largo de toda la costa del Campo de Dalías, desde Balanegra a Aguadulce y en el Campo de Níjar, entre el Alquíán y el Cabo de Gata, dan información de la elevación reciente que ha experimentado la región durante el Pleistoceno. Cerca de la Falla Loma del Viento, en su bloque levantado, existen 16 niveles de terrazas marinas que forman un perfil escalonado con cotas de hasta 82 m sobre el nivel del mar (Zazo *et al.*, 2003) (figura 7.6).

La tasa de elevación se ha calculado para los últimos 130.000 años en 0.046 m/ka (Zazo *et al.*, 2003). Goy y Zazo (1986), consideran que la diferencia en la elevación de las diferentes terrazas marinas es debida a la acción de fallas actuales, como por ejemplo la Falla Loma del Viento. Aunque esta observación es correcta y supone que la Falla de Loma del Viento ha tenido actividad en los últimos 100.000 años (edad de la terraza marina afectada por la falla), la tasa de elevación de las terrazas marinas a lo largo de toda la costa, es el resultado de la interacción de varios procesos. Además del movimiento local de las terrazas por la acción de las fallas cuaternarias, la formación de pliegues debe afectar a la variación de la tasa de elevación. En este sentido, la tasa de elevación es mayor en las terrazas marinas que se desarrollan sobre la charnela del anticlinal principal situado en el área de Guardias Viejas del Campo de Dalías. Por el contrario, las terrazas marinas que se encuentran situadas hacia el este en el Campo de Dalías y se sitúan en el flanco sur del anticlinal, tienen tasas de elevación sucesivamente más bajas.

Las fallas que afectan a sedimentos cuaternarios tienen características geomorfológicas que confirman el funcionamiento reciente. La mayor parte de estas fallas tienen escarpes que muestran el plano de falla poco o nada erosionados (Figuras 5.7 d y e y 5.19 e y f). Los escarpes de falla verticales tienen alturas medias de 1-2 metros, aunque pueden alcanzar los 15 m de altura como es el caso de la Falla del Águila (figuras 5.19 y 5.21). La presencia de escarpes de falla es más frecuente y evidente en el Campo de Dalías que en el Campo de Níjar. La zona de Falla de Balanegra está formada por numerosos segmentos de fallas paralelas y tiene asociados escarpes de 1-10 m con una morfología en escalera. La falla de Carboneras no muestra evidencias de grandes desplazamientos laterales de las terrazas marinas, al menos en los últimos 100.000 años.

El desarrollo de semifosas rellenas por cuñas de sedimentos cuaternarios constituye una evidencia de la actividad de estas fallas durante el Cuaternario (figura 5.19d y figura 5.52d). El sentido de apertura de las semifosas ('semi-grabens') es variable. Algunas cuñas sedimentarias se engruesan o abren hacia el NE (ejemplo: Cantera de Matagorda) mientras que otras lo hacen hacia el SO (ejemplo: Falla de Loma del Viento), aunque en general, las aperturas hacia el NE son más frecuentes.

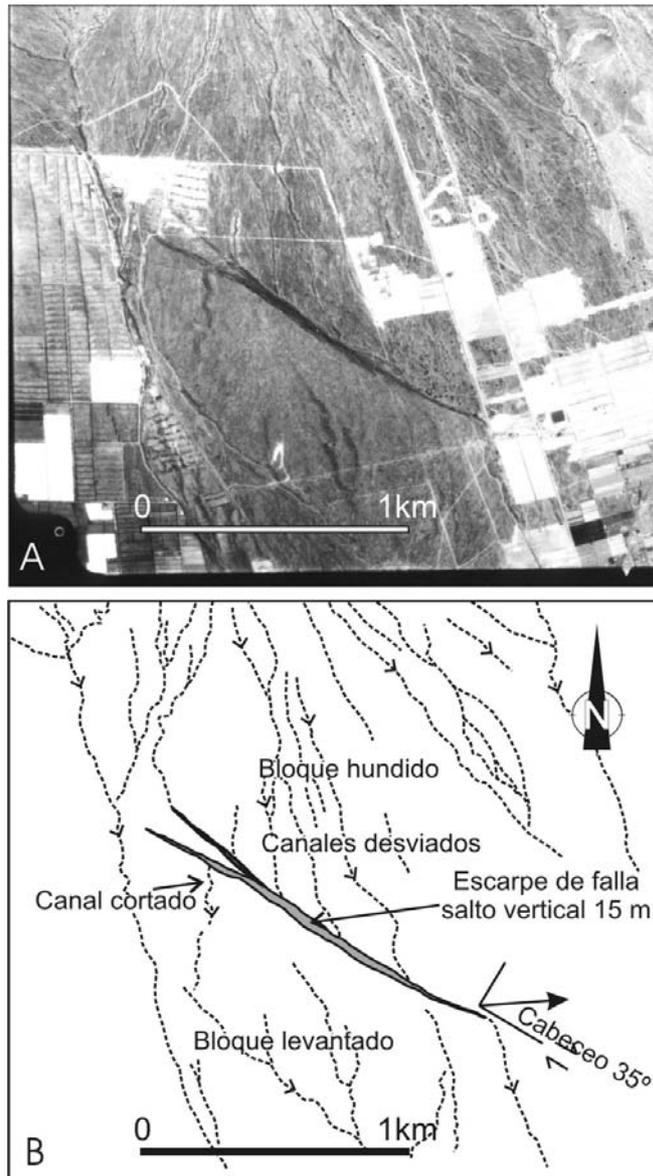


Figura 7.7. A) Fotografía aérea de la Falla del Águila que afecta a sedimentos aluviales holocenos. B) Esquema de la red de drenaje afectada por la falla.

La distribución de la red de drenaje también muestra indicios de una actividad tectónica reciente en el área. De la Chapelle (1988) reconoció morfologías en bayoneta de la red de drenaje con desplazamientos de 80-100 de los canales en el bloque NO de La Serrata que indicaban un desplazamiento sinistro de la Zona de Falla de Carboneras. Sin embargo, Bell *et al.* (1997) determina que estos desplazamientos son más antiguos que los 100.000 años debido a que sedimentos aluviales de esta edad se depositan sobre los canales desplazados y no están afectados por la falla. Martínez Díaz (2000) estudia la morfología de la red fluvial en el borde oeste de Sierra de Gádor y observa morfologías en V de los valles que se encuentran en el bloque levantado de fallas de dirección NO-SE mientras que en el bloque hundido el valle tiene un fondo plano. En el Campo de Dalías, la Falla del Águila constituye un

buen ejemplo que muestra la incidencia de la actividad de la falla en la red de drenaje actual (figura 7.7). La Falla del Águila tiene un salto normal-dextro y desvía la red de drenaje de tal manera que la dirección de los canales discurre paralela a la superficie de falla. El levantamiento del bloque suroeste de esta falla contribuye al desarrollo de canales cortados que quedan colgados e inactivos (figura 7.7).

La morfología de la línea de costa en ciertos sectores del Campo de Dalías y Campo de Níjar, está formada por algunos tramos rectilíneos de dirección NO-SE con longitudes medias de 5 y 7 km. Este paralelismo con las fallas reconocidas en campo indican un funcionamiento en tiempos recientes de estas fallas. En el Campo de Dalías,

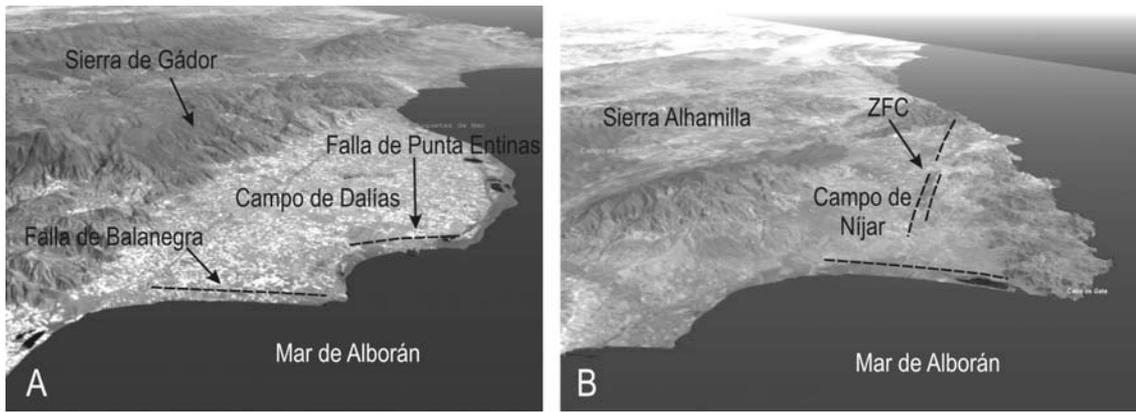


Figura 7.8. A) Vista aérea del Campo de Dalías donde se observa la relación de la costa rectilínea con las fallas de dirección NO-SE reconocidas en campo. B) Vista aérea del Campo de Níjar. Se puede observar el tramo rectilíneo que puede estar relacionado con una falla. Se aprecia también que la ZFC no desplaza la línea de costa. Las imágenes han sido generadas a partir de imágenes satélite y un modelo digital de terreno.

existen dos tramos de línea de costa que son paralelos a dos fallas principales del área; la Falla de Balanegra y la Falla de Punta Entinas (figura 7.8a). Otro tramo rectilíneo de la línea de costa con la misma orientación se encuentra entre las localidades de El Alquíán y el Cabo de Gata (figura 7.8b), aunque no es visible ninguna falla a partir de las observaciones de campo. Por el contrario, la Zona de Falla de Carboneras no desplaza la línea de costa actual. Este hecho sería una evidencia de que la Zona de Falla de Carboneras es menos activa en tiempos recientes que las fallas de orientación NO-SE y no afecta geomorfológicamente a la línea de costa.

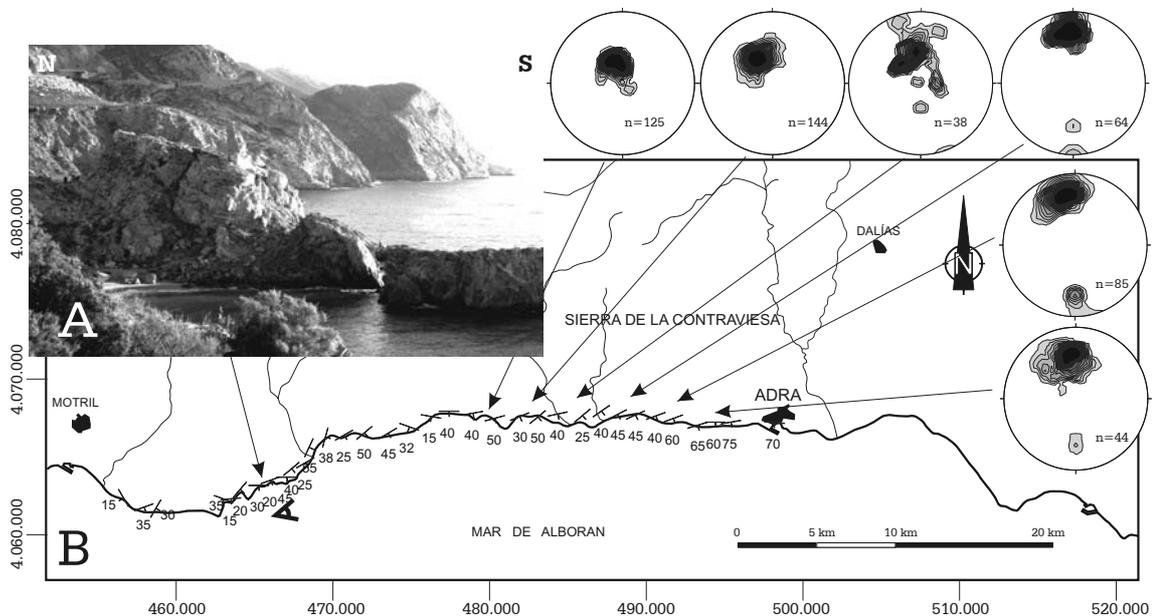


Figura 7.9. A) Vista panorámica de la línea de costa entre Motril y Adra donde se observa el buzamiento monoclinual constante de las capas hacia el sur. B) Diagramas estereográficos de densidad de los polos de la foliación principal de rocas del Complejo Alpujárride que afloran en la línea de costa. Hemisferio inferior. Proyección estereográfica, hemisferio inferior.

La línea de costa situada al Oeste de la región de estudio, entre Motril y Adra (figura 7.9), tiene también un carácter rectilíneo con una orientación E-O. En este sector de la costa se encuentra la falda sur de la Sierra de la Contraviesa formada por rocas del Complejo Alpujárride. La medida sistemática de la foliación principal indica que tiene una orientación preferente variable entre E-O y ENE-OSO y un buzamiento hacia el sur. Si consideramos la Sierra de la Contraviesa como un gran anticlinal de forma análoga a Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla y tenemos en cuenta la presencia en el mar de un conjunto de pliegues continuo de orientación ENE-OSO (apartado 5.5), podemos interpretar la zona de costa como el flanco de un pliegue de orientación E-O. La línea de costa rectilínea entre Motril y Adra, sería por tanto un efecto de la formación de pliegues de orientación ENE-OSO en la actualidad.

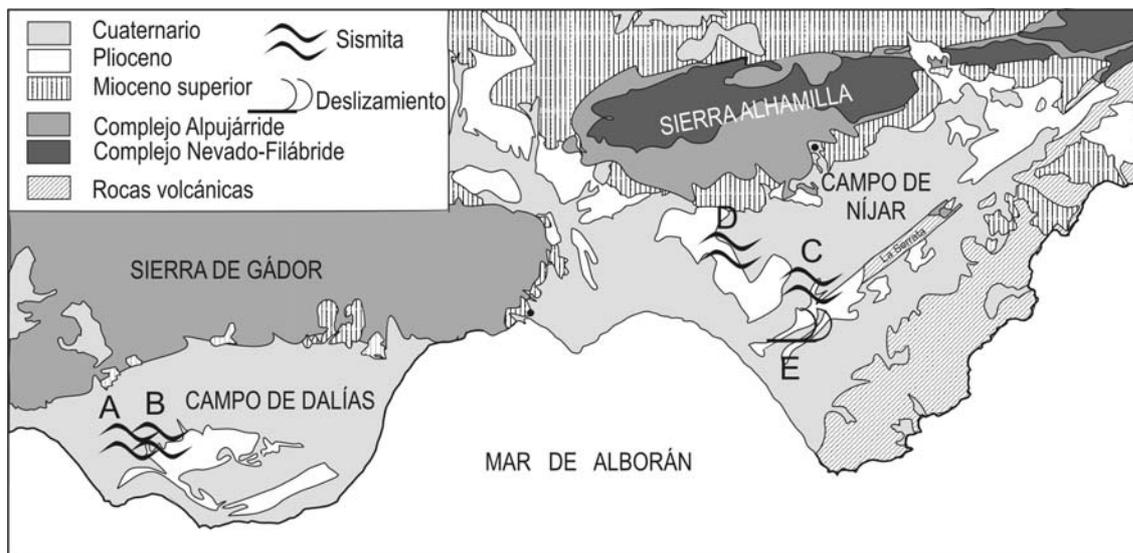


Figura 7.10. Posición de las sismitas y deslizamientos de origen sísmico reconocidos en el Campo de Dalías y el Campo de Níjar. Las letras corresponden a las fotografías de la figura 7.11.

La presencia de estructuras de licuefacción que se interpretan como sismitas en sedimentos pliocenos y cuaternarios en el Campo de Dalías y de Níjar constituyen evidencias adicionales de paleosismicidad. Ambraseys (1988) indica que la magnitud mínima de un terremoto necesaria para el desarrollo de estructuras de licuefacción es de  $M=5$ , y que las estructuras de licuefacción se incrementan de forma considerable cuando las magnitudes son superiores a 5.5. En el Campo de Dalías, al sur de la población de El Ejido, se reconocen estas estructuras en sedimentos de partes distales de abanicos aluviales Holocenos (figura 7.11a). El tamaño de estas estructuras varía de 0.2 a 1 metros en longitud de onda y de 0.1 a 0.5 en altura.

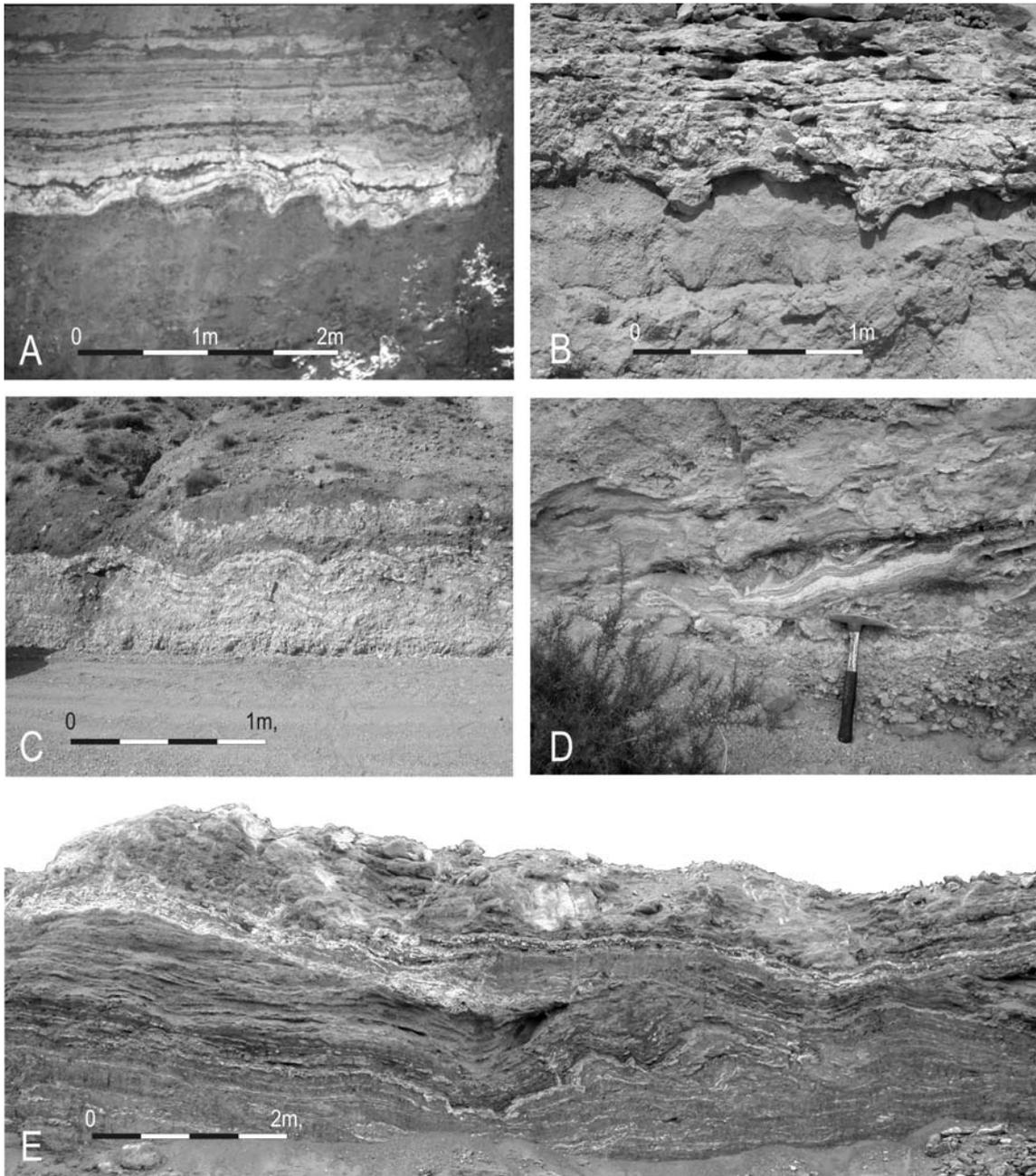


Figura 7.11. A) Sismita cercana a la población de Matagorda (Campo de Dalías). B) Sismita en la cantera de Matagorda (Campo de Dalías). C) Sismita cercana a la población de El Barranquete (Campo de Níjar). D) Sismita cercana a la población Cueva de los Úbedas (Campo de Níjar). E) Deslizamiento de bajo ángulo en sedimentos pleistocenos cercano a la población de El Barranquete (Campo de Níjar).

Las estructuras de las sismitas observadas son del tipo *load cast* (Reineck y Singh, 1980 y Allen, 1982). Dentro de este tipo de estructuras se reconocen los subtipos *irregular*, *sagging* y *drop* (figura 7.11). Las sismitas están formadas por limos arcillosos cementados que se superponen a arenas finas. En el Campo de Níjar, se desarrolla una pequeña sismita cerca de la Falla Cueva de los Úbedas (figura 7.11d). Otra sismita se encuentra en la terminación suroeste de La Serrata en arenas y arcillas de carácter continental. El tamaño de estas sismitas varía de 0.4 a 1 m en longitud de onda y de 0.2

a 0.5 en altura y su morfología es del tipo *load cast* de tipo *dome-like* a *irregular*. En el área suroeste de La Serrata, un kilómetro al oeste del pueblo de Barranquete, se observan estructuras de deslizamientos recientes en sedimentos pleistocenos con desplazamiento del bloque de techo hacia el oeste y suroeste que se han desarrollado sobre una pendiente muy pequeña (unos 15°) y pueden haber sido inducidos por la actividad tectónica en la región (figura 7.11e). Estos deslizamientos deforman el bloque deslizado y producen una serie compleja de fallas inversas, de salto en dirección y pliegues. Este deslizamiento de baja pendiente ha podido ser activado por un terremoto.

Las relaciones obtenidas empíricamente entre la longitud de las superficies de ruptura de fallas y las magnitudes de los terremotos asociados (Wells y Coppersmith, 1994) (figura 7.12) permite estimar una magnitud de 5.7 al considerar la longitud máxima de las fallas que afloran en la región de 8 km (por ejemplo: Falla Loma del Viento). No obstante si consideramos el funcionamiento del despegue horizontal situado a 10 km de profundidad interpretado a partir de la posición de los hipocentros, se podrían generar terremotos de magnitudes superiores a 5.7 debido a la mayor extensión areal de la superficie de ruptura.

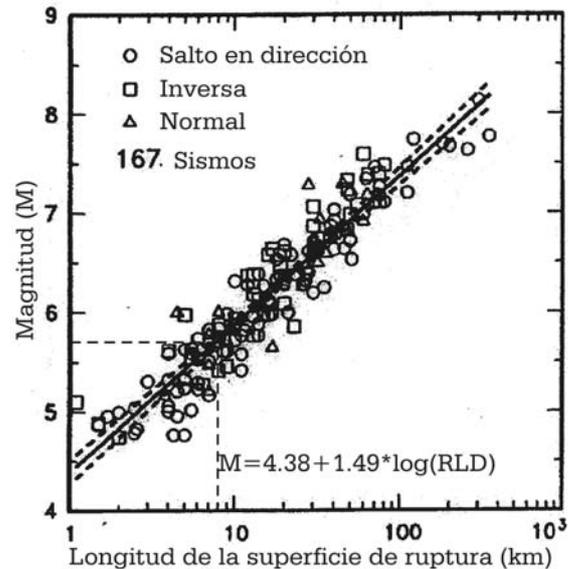


Figura 7.12. Recta de regresión de la longitud de la superficie de ruptura y la magnitud de los terremotos asociados obtenido a partir de 167 terremotos (Wells y Coopersmith, 1992).

Todas las evidencias geológicas y sismológicas anteriores muestran que en la región existe una actividad tectónica activa, probablemente asociada a un acortamiento N-S a NO-SE en la corteza superior, sobre un nivel de despegue cortical y asociado a la convergencia Eurasia-Africa. En superficie la deformación es compleja y son activos principalmente los pliegues de orientación E-O a ENE-OSO y las fallas normales de orientación NNO-SSE.

## **8. DISCUSIÓN**

---



## 8. DISCUSIÓN

Uno de los principales objetivos de este trabajo de investigación es establecer un modelo de evolución tectónica durante el neógeno y cuaternario del extremo suroriental de las Cordilleras Béticas que considere las características y cronología relativa de las principales deformaciones en el basamento alpujárride y la relación entre tectónica y sedimentación en los depósitos neógenos y cuaternarios del Campo de Dalías y de Níjar. Este modelo debe combinar tanto las estructuras observadas en superficie como aquellas deducidas a partir del análisis de datos geofísicos. Por ello, la evolución propuesta se basa en la discusión de los datos geológicos, geofísicos y sismológicos ya presentados en capítulos previos, que permiten caracterizar la evolución tectónica de la región, con mayor detalle desde el Tortoniense superior. También se discute la actividad reciente de las estructuras tectónicas reconocidas. Por último se integran los resultados obtenidos en esta investigación con las propuestas generales ya realizadas por otros autores, en el marco del modelo geodinámico del límite meridional de las Cordilleras Béticas orientales.

### 8.1 EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA REGIÓN

La evolución tectónica de la región se establece a partir del análisis de la superposición de las estructuras tectónicas reconocidas que permite determinar su cronología relativa. En aquellas estructuras en las que se puede precisar la edad de los materiales afectados y de los materiales que las fosilizan, se puede llegar a obtener la cronología absoluta de las deformaciones.

Las deformaciones más antiguas se han determinado en el basamento metamórfico alpujárride bajo el que se sitúan materiales del Complejo Nevado-Filábride. Durante el Eoceno inferior se produjo un metamorfismo de alta presión asociado a una etapa de engrosamiento cortical. La posterior exhumación hasta el Mioceno inferior desarrolló la foliación metamórfica principal. Las unidades tectónicas alpujárrides que afloran en Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla, pertenecen a los Mantos inferiores e intermedios respectivamente, y representan la mayor parte del basamento de los sedimentos neógenos y cuaternarios del Campo de Dalías y de Níjar. En el Campo de Níjar el basamento está constituido además localmente por materiales nevado-

filábrides, en su parte septentrional y por rocas volcánicas miocenas en su sector oriental.

El Complejo Nevado-Filábride representa las rocas más profundas que afloran en las Cordilleras Béticas. El contacto con el Complejo Alpujárride es considerado una falla normal de bajo ángulo que fue activa al menos durante el Mioceno Inferior (García-Dueñas y Martínez-Martínez 1988; Galindo-Zaldívar *et al.* 1989; Jabaloy *et al.* 1993). Este despegue cortical es de gran importancia ya que debe extenderse en el basamento de los materiales estudiados en esta Tesis. Los criterios cinemáticos indican que esta falla tuvo un desplazamiento del bloque de techo hacia el Oeste, que varía desde la zona oriental (NO), central (O) y occidental (SO) de la Cordillera. Este despegue cortical llevó asociadas un conjunto de fallas que deformaron los Alpujárrides situados a techo. El resultado de la actividad del sistema de fallas fue el adelgazamiento cortical en el Mioceno inferior y medio posterior a las etapas de engrosamiento.

Durante las investigaciones realizadas en esta Tesis se ha reconocido el contacto entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride sólo localmente en Sierra Alhamilla. En este contacto se han observado estructuras que confirman los resultados de las investigaciones previas que lo consideran como una falla normal de bajo ángulo. Los sedimentos de edad Tortoniense de la Depresión de Tabernas ya fosilizan este contacto y además se encuentra deformados por los grandes pliegues que se iniciaron en el Tortoniense superior. Las fallas normales asociadas a su funcionamiento han sido caracterizadas con mayor detalle en el sector meridional de la Sierra de Gádor, durante el estudio de las características del basamento del Campo de Dalías.

Este capítulo de discusión de los datos presentados tratará en primer lugar la evolución tectónica de los Alpujárrides, basada esencialmente en observaciones realizadas en la parte meridional de la Sierra de Gádor. Posteriormente se establece en este capítulo la evolución neógena y cuaternaria del Campo de Dalías y del Campo de Níjar. Los sedimentos de edad Mioceno medio y Tortoniense inferior en el Campo de Níjar son escasos y aislados, por lo que no se ha podido establecer en detalle la evolución tectónica en este intervalo de tiempo. Por ello se propone una evolución tectónica desde el Tortoniense superior hasta la actualidad en la que se han agrupado los principales acontecimientos en diferentes intervalos de tiempo. En la figura 8.1 se muestra un cuadro comparativo y de síntesis de las diferentes estructuras tectónicas recientes observadas en el Campo de Dalías, Campo de Níjar (que incluye la cuenca de Almería-Níjar y la Subcuenca de Carboneras) y la Zona de Falla de Carboneras.

### 8.1.1. Evolución tectónica del basamento alpujárride en Sierra de Gádor

La estructura tectónica más antigua reconocida en el borde meridional de la Sierra de Gádor corresponde a un pliegue anticlinal de crecimiento que afecta a las calizas y margocalizas ligeramente metamorfizadas de la Unidad de Gádor (figura 5.1). Este pliegue de dirección E-O afecta a la serie carbonatada, de tal manera que los estratos estratigráficamente más altos se encuentran menos plegados que los términos más bajos, por lo que constituye un pliegue de crecimiento triásico cuyo flanco describe una estructura en abanico de capas. Aunque no se han observado estas estructuras en otros sectores del Complejo Alpujárride, sería de gran interés reconocer pliegues similares en otras áreas para confirmar la existencia de una fase de plegamiento triásico que determine la posición de depocentros en este periodo. Aldaya *et al.* (1970) describen brechas intraformacionales y pliegues de slumping en rocas triásicas del Complejo Nevado-Filábride aunque de menor tamaño al descrito en esta tesis.

Las principales estructuras que se reconocen en Sierra de Gádor son estructuras de deformación alpina, que genera varias foliaciones desarrolladas en condiciones dúctiles y sistemas de fallas y diaclasas en condiciones frágiles. La foliación más antigua, determinada clásicamente en el Complejo Alpujárride, se encuentra en inclusiones dentro de porfiroblastos y está formada en condiciones de alta presión y baja temperatura. Durante esta etapa se ha descrito en los Alpujárrides inferiores el desarrollo de carfolita, reconocida dentro de venas de cuarzo, que confirma presiones de hasta 7 kb y temperaturas menores de 400°C (Azañón *et al.*, 1994).

La disminución isoterma de la presión desarrolló una foliación posterior (Sp) de carácter regional que afecta a todo el conjunto litológico. Esta foliación ha sido datada por diversos autores en otras regiones donde afloran materiales alpujárrides mediante técnicas radiométricas (K-Ar, Ar<sup>39</sup>-Ar<sup>40</sup>), obteniendo edades variables entre 19 a 21 Ma (Aquitaniense-Burdigaliense inferior) (Platt y Whitehouse 1999, Priem *et al.*, 1979, Zeck *et al.*, 1989, Monié *et al.*, 1991, Platt *et al.* 1996, 1998, Soto y Platt, 1999). Estas edades indican que el final del metamorfismo se produjo en el Mioceno Inferior, como consecuencia de la exhumación de rocas previamente sometidas a un metamorfismo de alta presión y baja temperatura.

Posiblemente durante las etapas de desarrollo de la foliación principal Sp, se produjo una fase de cabalgamiento que originó localmente fábricas plano-lineares en las zonas de falla. Esta fase de cabalgamientos, superpone filitas permo-triásicas sobre dolomías triásicas en el sector situado al NE de la población de Celín (figura 5.4). Es muy posible que existan cabalgamientos similares en otras partes de la Sierra de Gádor, aunque, la litología monótona formada por rocas carbonatadas, hace que estas fallas pasen desapercibidas.

Posteriormente, la foliación regional Sp y el cabalgamiento se ven afectados por un conjunto de pliegues vergentes al NO con ejes de dirección N30°E que llevan asociados el desarrollo de una foliación de plano axial. Estos pliegues han sido interpretados en los sectores suroccidentales de Sierra de Gádor y en Sierra Contraviesa como pliegues producidos por gravedad (Orozco *et al.*, 1997, 1998 y 2004).

Coetáneamente o inmediatamente después de la formación de los pliegues vergentes al NO se generan superficies de cizalla con el desarrollo de lineaciones de estiramiento con desplazamiento del bloque de techo hacia el NNO. Todo el conjunto de pliegues y las superficies de cizalla dúctiles se ven afectados posteriormente por un sistema de fallas de bajo ángulo que presenta desplazamientos del bloque de techo al NNO. Estas traslaciones son correlacionables con las descritas en Sierra de Contraviesa por Cuevas *et al.* (1986) y Cuevas (1990) e interpretadas como cabalgamientos, o bien con las estudiadas por Crespo Blanc *et al.* (1994) y Crespo Blanc (1995) y asociadas a fallas normales. Simancas y Campos (1993) encuentran criterios contrapuestos de cabalgamiento o de falla normal para esta etapa de traslación. En Sierra de Gádor no se han encontrado criterios claros que determinen si estas fallas corresponden a fallas normales de bajo ángulo o a cabalgamientos ya que afectan a materiales previamente plegados y las relaciones de corte con la estratificación son variables. Las rocas de falla estudiadas indican que se formaron en condiciones P-T de tránsito entre las deformaciones dúctiles y frágiles, por lo que podemos encontrar estructuras de carácter dúctil (lineaciones de estiramiento, boudines, etc.), de carácter dúctil-frágil (estructuras S-C, cuerpos sigmoidales) y de carácter claramente frágil (harina de falla y brechas). Durante esta etapa de deformación se han desarrollado rocas de falla carbonatadas, como las que se sitúan a muro de la Unidad de Felix con unas características similares a la *Conglomeratische Mergel* o *rauwickas* (Leine, 1968) desarrolladas en el contacto entre Alpujárride y Nevado-Filábride. Estas rocas se podrían asociar al funcionamiento de fallas de bajo ángulo en condiciones de elevada presión de fluidos que facilitarían la recristalización de los carbonatos.

Las estructuras frágiles más tardías que desarrollan contactos de bajo ángulo son fallas normales con desplazamientos del bloque de techo hacia el SO. Estas fallas tienen una cinemática similar a la del contacto entre Nevado-Filábride y Alpujárride en Sierra Nevada (Aldaya *et al.*, 1984, Galindo-Zaldívar, 1986; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989) y pueden formar parte del Sistema Extensional de Mecina (Jabaloy *et al.*, 1992) o también denominado Despegue Extensional de Filábres (García Dueñas y Martínez Martínez *et al.*, 1988). La extensión de carácter frágil sobre fallas normales de bajo ángulo es anterior a las fallas normales de alto ángulo con igual dirección de extensión (SO-NE) reconocidas en el borde sur de la Sierra de Gádor.

Después de la sedimentación de edad Tortoniense superior-Mesiniense inferior basal se produce el desarrollo de un gran pliegue antiformal cuyo eje tienen una dirección ENE-OSO. Este pliegue se deduce claramente a partir de la posición actual de los afloramientos de calcarenitas tortonienses diseminados por toda Sierra de Gádor. Además de este pliegue, se observan fallas normales de dirección NO-SE que indican una extensión NE-SO. Es difícil establecer la edad de funcionamiento pues no existen sedimentos recientes. La mayor parte de estas fallas tienen escarpes no erosionados, y en algunas de ellas existen depósitos cuaternarios de pie de monte en el bloque hundido que evidencian un funcionamiento prácticamente actual. Así mismo, se desarrollan sistemas actuales de diaclasas de tensión que indican una extensión NE-SO similar a la deducida de las fallas recientes.

### **8.1.2. Evolución neógena y cuaternaria del Campo de Dalías y del Campo de Níjar**

Aunque las Cordilleras Béticas registran deformaciones alpinas desde el Cretácico, el relieve actual es una consecuencia de los pliegues y fallas activas desde el Tortoniense superior-Mesiniense. En la Sierra de Gádor es difícil datar las deformaciones sufridas con posterioridad al Tortoniense superior debido a la ausencia de sedimentos más jóvenes. La presencia en el Campo de Dalías y en el Campo de Níjar desde el Mioceno superior de una sedimentación ampliamente distribuida, permite establecer las deformaciones tectónicas sufridas en el SE de las Cordilleras Béticas para periodos más recientes.

#### **8.1.2.1 Langhiense- Tortoniense inferior**

Existen pocos afloramientos de sedimentos de edad anterior al Tortoniense superior en el área de estudio. Únicamente en el Campo de Níjar se observan afloramientos puntuales de sedimentos de edad Langhiense superior-Serravalliense (Serrano, 1990) y sedimentos carbonatados de edad tortoniense inferior en la Subcuenca de Agua Amarga (Martín *et al.*, 1996). Los perfiles sísmicos realizados en el Mar de Alborán muestran sedimentos de edad Mioceno inferior y medio afectados por fallas normales relacionados con dos episodios extensionales; Burdigaliense-Langhiense y Serravalliense-Tortoniense inferior (Comas *et al.*, 1992, Watts *et al.*, 1993., Chalouan *et al.*, 1997). Este evento extensional que está relacionado con la actividad de las fallas normales de bajo ángulo similares a las descritas en Sierra de Gádor y Sierra Alhambilla tiene como consecuencia un adelgazamiento cortical que está asociado a una sedimentación marina en la Cuenca de Alborán.

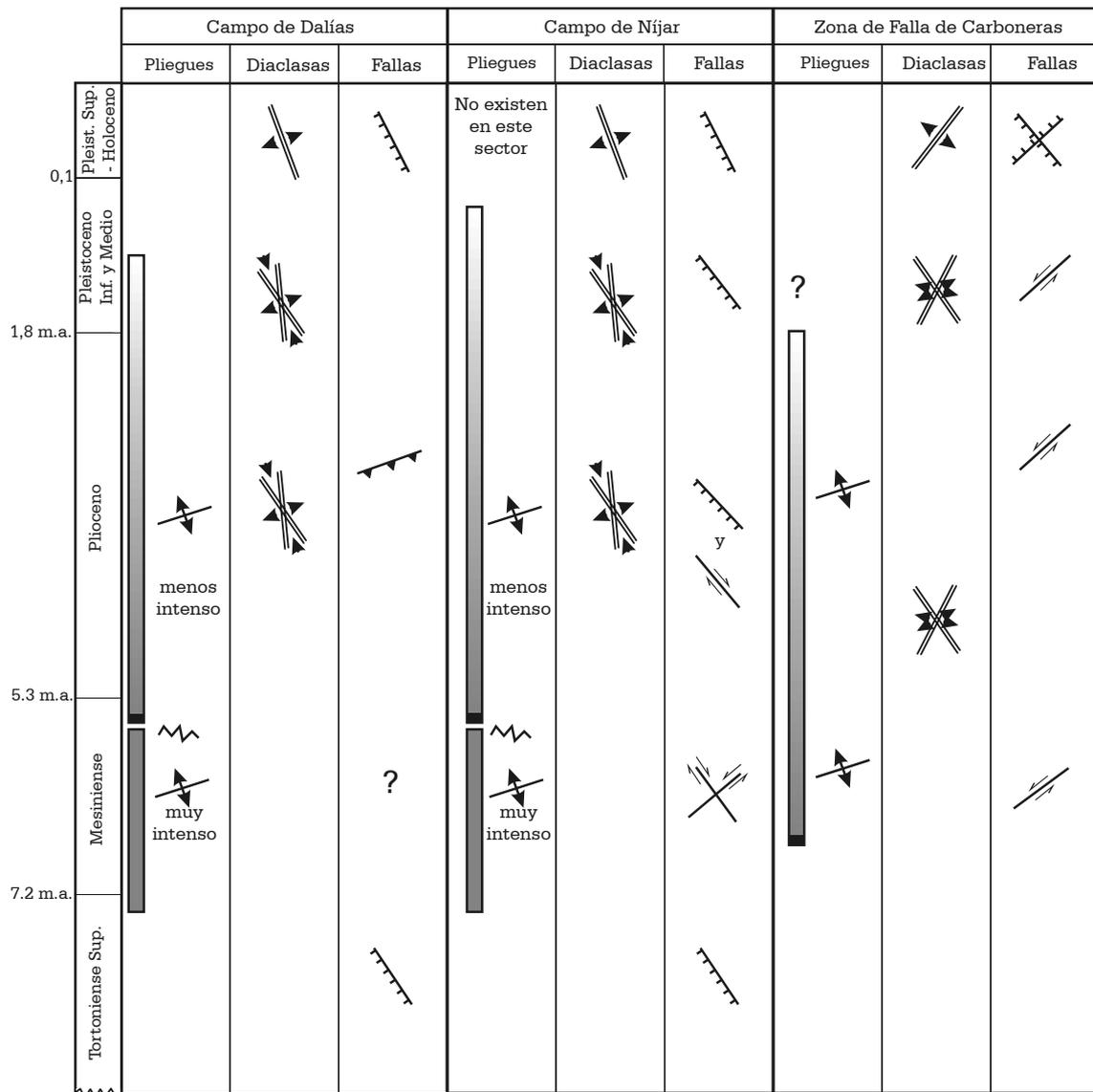


Figura 8.1. Cuadro de síntesis y comparativo de las estructuras tectónicas determinadas en el Campo de Dalías, Campo de Níjar (incluye la Cuenca de Almería-Níjar y la Subcuenca de Carboneras) y la Zona de Falla de Carboneras.

Desde el Langhiense hasta el Tortoniense superior (15 a 7 M.a) se produjo vulcanismo en la Sierra de Gata y en afloramientos puntuales del Campo de Níjar y el Campo de Dalías. Además, en la plataforma continental se desarrollan altos de basamento de naturaleza volcánica. Los datos geofísicos, de sondeos y las observaciones de campo muestran que parte del basamento del Campo de Níjar y del extremo nordoriental del Campo de Dalías está formado por rocas volcánicas, que en muchos casos se encuentran intercaladas además entre los sedimentos tortonienses. Las rocas pertenecientes a la serie calco alcalina se localizan en la Sierra de Gata. Puntualmente, en el Hoyazo de Níjar, afloran rocas volcánicas con alto contenido en K e inclusiones de rocas metamórficas y granates que sugieren un origen anatético de la corteza. Las hipótesis sobre el origen del vulcanismo son contradictorias. Mientras que

las más antiguas relacionaban el vulcanismo con la existencia de una zona de subducción (Araña y vegas, 1974) las más recientes indican que está asociado al desarrollo de la cuenca de Alborán y de los procesos extensionales de edad Mioceno inferior y medio a lo largo de fallas de bajo ángulo que producen un adelgazamiento cortical de la cuenca (Platt y Vissers, 1989; Turner *et al.*, 1999).

### 8.1.2.2 Tortoniense superior - Mesiniense inferior basal

Los sedimentos de edad tortoniense superior-mesiniense basal afloran ampliamente en el entorno de Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla. Están depositados en medios marinos pelágicos, corresponden a margas y turbiditas y son una evidencia de que estas sierras estaban sumergidas (Braga *et al.*, 2003). La presencia de sedimentos marinos de esta edad en las cotas más altas de Sierra de Gádor y la ausencia de facies de aguas someras, también confirma que la elevación de la Sierra fue posterior. En el Tortoniense superior continua el vulcanismo desarrollado desde el Mioceno medio.

Los sedimentos del Tortoniense superior-Mesiniense inferior basal que afloran en el borde norte del Campo de Dalías están deformados por fallas normales sinsedimentarias de dirección NO-SE y pequeño salto (figura 5.19b). En el borde occidental y meridional de Sierra Alhamilla, también se desarrollan fallas normales de dirección NO-SE que afectan a los sedimentos del Tortoniense superior y en algunos casos están fosilizadas por sedimentos mesinienses. Los sedimentos de esta edad también están afectados por juegos de diaclasas tensionales subperpendiculares compatibles con una extensión NE-SO. No obstante, no existen criterios claros para discriminar si las diaclasas se han podido desarrollar más recientemente.

En algunos perfiles de sísmica de reflexión de la campaña 01AL en el Campo de Dalías se observan saltos de poca magnitud en los reflectores internos de la unidad litosísmica III (Tortoniense superior – Mesiniense inferior) producidos por fallas normales (ejemplo: AL07, figura 5.38). Los modelos gravimétricos del Campo de Níjar muestran depocentros y altos de basamento relacionados principalmente con la actividad de fallas normales de dirección NO-SE que en su mayor parte afloran en los bordes de la cuenca y en Sierra Alhamilla. Todas estas deformaciones frágiles son compatibles con una extensión NE-SO.

El análisis de paleoesfuerzos en sedimentos tortonienses del Campo de Níjar indica esfuerzos con extensión de dirección ESE-ONO y elipsoides de forma oblata (figura 6.8). Esta dirección de extensión no es totalmente compatible con las fallas normales de dirección NO-SE que afectan a los sedimentos de edad Tortoniense superior. No obstante los esfuerzos determinados podrían estar relacionados con la actividad local de fallas normales de bajo ángulo, descritas en Sierra Alhamilla, en este intervalo de tiempo. La actividad local de fallas de bajo ángulo durante el Tortoniense

superior podrían ser consecuencia de la reactivación local de los despegues ya formados de edad Mioceno Inferior, del mismo modo que se ha producido en otros sectores de la Cordillera, tales como Sierra Nevada occidental (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996).

Todos los datos analizados indican que desde el Tortoniense superior hasta el Mesiniense inferior basal se desarrollan fallas normales de dirección NO-SE que suponen una extensión de dirección NE-SO. Sin embargo, en este periodo es probable que se inicie el desarrollo de Sierra Alhamilla, por lo que en el Campo de Níjar esta extensión pudo ser simultánea a una compresión de dirección NO-SE a NNO-SSE. Esta compresión ha sido puesta en evidencia durante el análisis de datos de paleoesfuerzos, con resultados que son compatibles con los obtenidos por Huibregtse *et al.* (1998) en el sector nordoriental del Campo de Níjar.

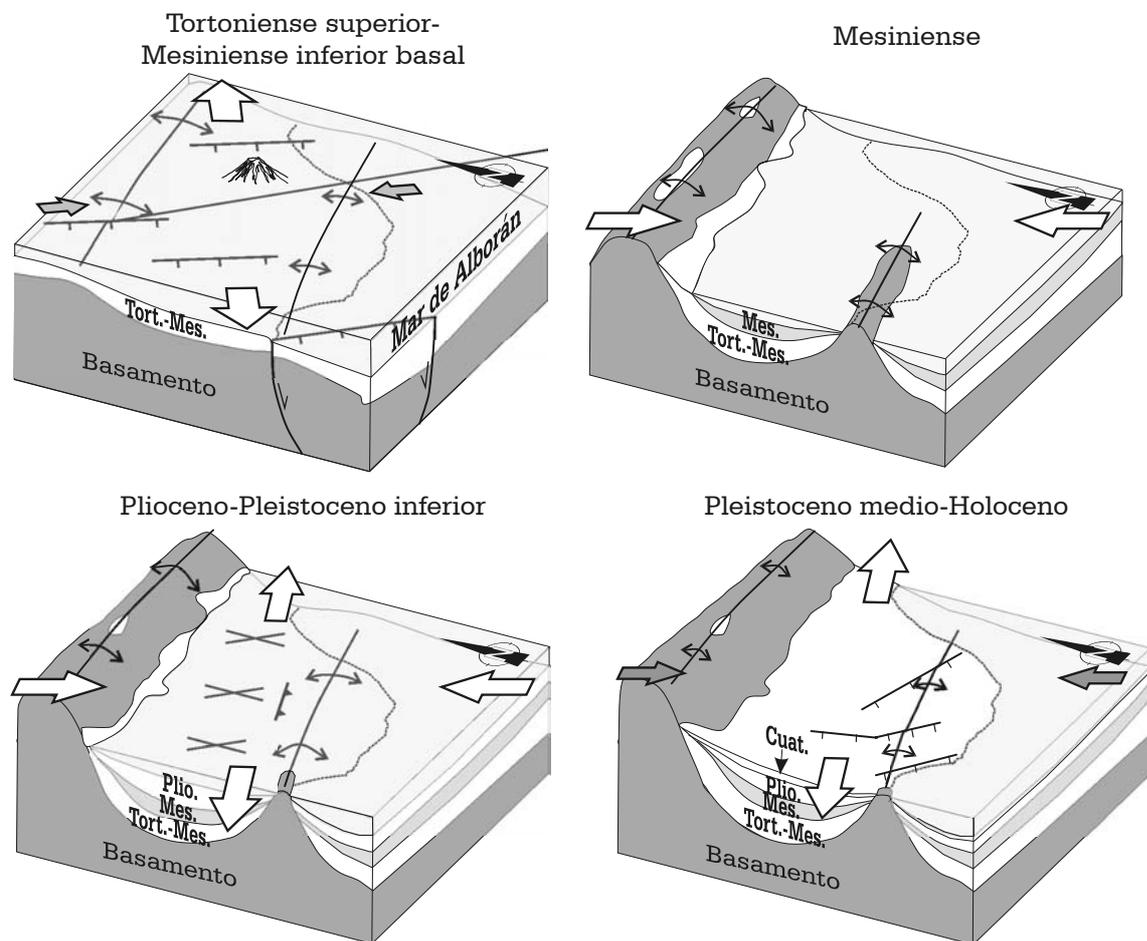


Figura 8.2. Modelo de evolución tectónica del Campo de Dalías.

Aunque no está bien establecido el comienzo de la actividad de la Zona de Falla de Carboneras, algunos autores sugieren que se inició en el Mioceno inferior (Bousquet y Montenat, 1974) o en el Mioceno medio (Keller *et al.*, 1995 y Scotney *et al.*, 2000). Comas (1996) y Vázquez (2001) proponen en la Cuenca de Alborán un periodo compresivo posterior al extensional que comienza con posterioridad al Tortoniense

superior y continúa en la actualidad. La ausencia de estructuras compresivas importantes durante el Tortoniense superior en el Campo de Dalías y el Campo de Níjar junto con las determinaciones de paleoesfuerzos para este periodo que indican condiciones de extensión pluridireccional o bien de extensión con compresión asociada de orientación NO-SE, que no son compatibles con el desarrollo de la Falla de Carboneras, de dirección NE-SO.

### 8.1.2.3 Mesiniense

Durante el Mesiniense inferior se depositan en el área estudiada unidades arrecifales y sedimentos siliciclásticos deltaicos que cambian distalmente a margas y turbiditas. La distribución de los arrecifes sugiere la presencia de relieves incipientes en Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla. Tras la crisis de salinidad en el Mesiniense superior, se produce el depósito de evaporitas, areniscas y carbonatos arrecifales. Aunque en otros sectores de las Cordilleras Béticas orientales se desarrolló durante el Mesiniense un vulcanismo ultrapotásico, en el área estudiada y en el Mar de Alborán no se registra actividad volcánica durante el Mesiniense ni en periodos posteriores.

El principal evento tectónico mesiniense que afecta a toda la región estudiada corresponde a una compresión NNO-SSE que tiene como principal consecuencia el plegamiento de los sedimentos de esta edad y más antiguos y la formación de fallas de salto en dirección. El relieve de Sierra de Gádor comienza a formarse a partir del desarrollo de una gran antiforma (figura 8.2) de dirección E-O. Sierra Alhamilla emerge igualmente y forma un pliegue vergente al norte (figura 8.3) de dirección ENE-OSO, donde los sedimentos marinos de edad tortoniense superior llegan a invertirse en el flanco norte de la antiforma. La presencia de sedimentos plegados del Tortoniense superior-Mesiniense inferior sobre los que se depositan sedimentos de edad mesiniense menos plegados indica que los pliegues menores y gran parte del desarrollo del pliegue de Sierra Alhamilla son de edad Mesiniense (Weijermars *et al.*, 1985; Braga *et al.*, 2002; Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004). En el Campo de Dalías se desarrollan también pliegues anticlinales y sinclinales de dirección ENE-OSO que determinan los depocentros de la cuenca. Estos pliegues también se extienden a la plataforma continental, desde el meridiano de Motril hasta el Golfo de Almería (figura 5.64), algunos de los cuales se desarrollan posiblemente en el bloque de techo de una falla inversa ciega (figura 5.61).

El comienzo de la compresión NNO-SSE que genera este importante plegamiento, debió ser simultáneo o inmediatamente posterior al depósito de los sedimentos marinos de edad tortoniense superior-mesiniense inferior basal, ya que estos sedimentos se encuentran plegados y sobre ellos se depositan discordantes sedimentos

de edad mesiniense con un plegamiento menos intenso. No obstante el comienzo de la formación de los pliegues se pudo iniciar durante el Tortoniense superior – Mesiniense inferior debido a que en los perfiles sísmicos y gravimétricos del Campo de Dalías se observan diferencias en la potencia de los sedimentos en las charnelas de los anticlinales y sinclinales. Estas diferencias en los espesores pueden explicarse por una formación incipiente del pliegue que generaba depocentros en los sinclinales. El plegamiento es progresivo dado que los reflectores más someros están menos plegados que los más profundos, por lo que el plegamiento fue simultáneo a la sedimentación. La orientación de las charnelas de los pliegues desarrollados en el Mesiniense y reconocidos en el área de estudio y en la plataforma continental es compatible con una compresión NNO-SSE.

Además de la formación de grandes pliegues, la otra gran estructura tectónica que afecta a los sedimentos mesinienses es la Zona de Falla de Carboneras. Algunos investigadores proponen en el Mar de Alborán un periodo compresivo post-tortoniense que afecta a toda la cuenca (Mauffret *et al.*, 1992; Maldonado *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992 y Chalouan *et al.*, 1997). Huigbregtse *et al.* (2002) indican para este periodo una dirección de compresión N-S en el extremo NE del Campo de Níjar que podría justificar la actividad sinistra de la falla durante este periodo. En el entorno de la Zona de Falla de Carboneras se han obtenido elipsoides de esfuerzos en sedimentos mesinienses que indican una compresión NNE-SSO, compatible con un movimiento sinistro de esta zona de falla. Por tanto, mientras que en el Campo de Dalías y el Campo de Níjar la compresión es NNO-SSE a NO-SE, en el entorno de la Zona de Falla de Carboneras los esfuerzos compresivos están ligeramente desviados e indican una orientación NNE-SSO.

En cualquier caso, la Zona de Falla de Carboneras deforma intensamente el relleno sedimentario mesiniense y los sedimentos más antiguos. En la parte septentrional, la Zona de Falla de Carboneras tiene asociado en el bloque SE un pliegue cerrado con el flanco subvertical e incluso inverso, observado en los modelos gravimétricos y en campo. El desarrollo del pliegue es sinsedimentario, pues los sedimentos más antiguos están más deformados que los más recientes y está relacionado con la actividad transcurrente de la falla. Probablemente es consecuencia de una etapa inicial transtensiva que permitió la acumulación de materiales en un depocentro. Este pliegue acomoda el movimiento transpresivo de la Zona de Falla de Carboneras mediante mecanismos de *flexural slip* que desarrolla estriaciones subverticales sobre la estratificación.

En el Campo de Níjar también se han reconocido fallas de salto en dirección con orientación preferente NO-SE y salto dextro que deforman a los sedimentos mesinienses. Sin embargo, los sedimentos pliocenos muestran una deformación menos

intensa y en la mayor parte de los casos se superponen discordantes sobre la roca de falla de la Zona de Falla de Carboneras.

El análisis de paleoesfuerzos en las cuencas de Sorbas, Vera y norte del Campo de Níjar (Stapel *et al.*, 1996; Huigbregtse *et al.*, 1998; Jonk y Biermann, 2002) documentan la existencia de una rotación horaria de los esfuerzos compresivos desde el NO-SE en el Tortoniense superior- Mesiniense inferior al N-S en el Mesiniense. Según estos autores, la compresión NO-SE es la responsable del funcionamiento dextro de la Falla de Gafarillos (figura 6.8) de dirección E-O situada en el borde norte de Sierra Alhamilla.. Durante el Mesiniense, la dirección N-S del esfuerzo compresivo también activa la falla de salto en dirección sinistra de Palomares (Jonk y Biermann, 2002).

El criterio tradicional establecido por otros investigadores (Rutter *et al.*, 1986; Weijermars *et al.*, 1987; Montenat y Ott d'Estevou , 1990) para determinar el salto mínimo horizontal de la Zona de Falla de Carboneras ha sido la ausencia de rocas volcánicas en el bloque NO (Campo de Níjar) ya que habrían sido desplazadas por la falla. Sin embargo, la modelización gravimétrica y los sondeos mecánicos muestran la presencia de rocas volcánicas en el bloque NO de la Zona de Falla de Carboneras, aunque menos abundantes, por lo que el desplazamiento debe ser sensiblemente menor, y probablemente no debe ser superior a la decena de kilómetros. La presencia de un salto relativamente pequeño puede contribuir a la compatibilidad de la actividad de la Zona de Falla de Carboneras con la orientación oblicua de la Falla de Palomares durante el Mioceno superior.

Como conclusión, el periodo mesiniense se caracteriza por una compresión general NNO-SSE, que localmente varía entre NO-SE y NNE-SSO. Esta compresión desarrolla importantes pliegues que forman los relieves circundantes de Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla. En el sector oriental del Campo de Níjar se forma la Zona de Falla de Carboneras con una importante deformación de los sedimentos mesinienses asociada al salto en dirección sinistro de la zona de falla.

#### **8.1.2.4 Plioceno-Pleistoceno inferior**

Durante el Plioceno inferior se produce la sedimentación marina de conglomerados y calcarenitas. Estos sedimentos gruesos cambian lateralmente a limos y margas limosas. Los sedimentos del Plioceno superior principalmente afloran en el Campo de Níjar, se encuentran discordantes sobre el Plioceno inferior y corresponden a sedimentos de abanicos deltaicos siliciclásticos y bancos de corales.

Las deformaciones observadas en sedimentos de esta edad son de menor intensidad que las deformaciones que afectan a sedimentos de edad mesiniense o más antiguos. La presencia de diaclasas híbridas de tensión y cizalla, con una orientación media NNO-

SSE y homogéneamente distribuidas en el Campo de Dalías y el Campo de Níjar supone la coexistencia de un esfuerzo compresivo de orientación NNO-SSE y un esfuerzo tensional perpendicular de dirección OSO-ENE. Por tanto, durante el Plioceno los esfuerzos tensionales empiezan a tener más peso en comparación con el periodo Mesiniense.

Durante el Plioceno, también se desarrollan pliegues de dirección OSO-ENE en el Campo de Dalías (figura 5.12), en el Campo de Níjar (figura 5.46) y en la Zona de Falla de Carboneras. En el SO de Sierra Alhamilla, las direcciones de los pliegues pliocenos son E-O a ONO-ENE debido a la adaptación al cierre periclinal del antiforme de gran tamaño de Sierra Alhamilla. Los perfiles sísmicos situados en el Campo de Dalías y en la plataforma continental muestran que los reflectores pliocenos tienen pliegues menos apretados que los reflectores miocenos infrayacentes, lo que indica el carácter progresivo del

plegamiento desde el Mesiniense. En el Campo de Dalías se reconocen fallas inversas con pliegues de propagación asociados (figura 5.19c). Todas estas estructuras compresivas y extensivas son compatibles con una compresión NNO-SSE y una extensión OSO-ENE.

Únicamente en el entorno de la Zona de Falla de Carboneras se desarrollan fallas de salto en dirección que deforman sedimentos pliocenos y del pleistoceno inferior. Estas fallas tienen orientaciones N30°E y N130°E que son compatibles con una orientación de compresión N-S. Sin embargo, la orientación principal N50°E de la Zona de Falla de Carboneras, que fue muy activa durante el Mesiniense bajo una compresión NNE-SSO, no es la idónea para su funcionamiento como falla de salto en dirección con

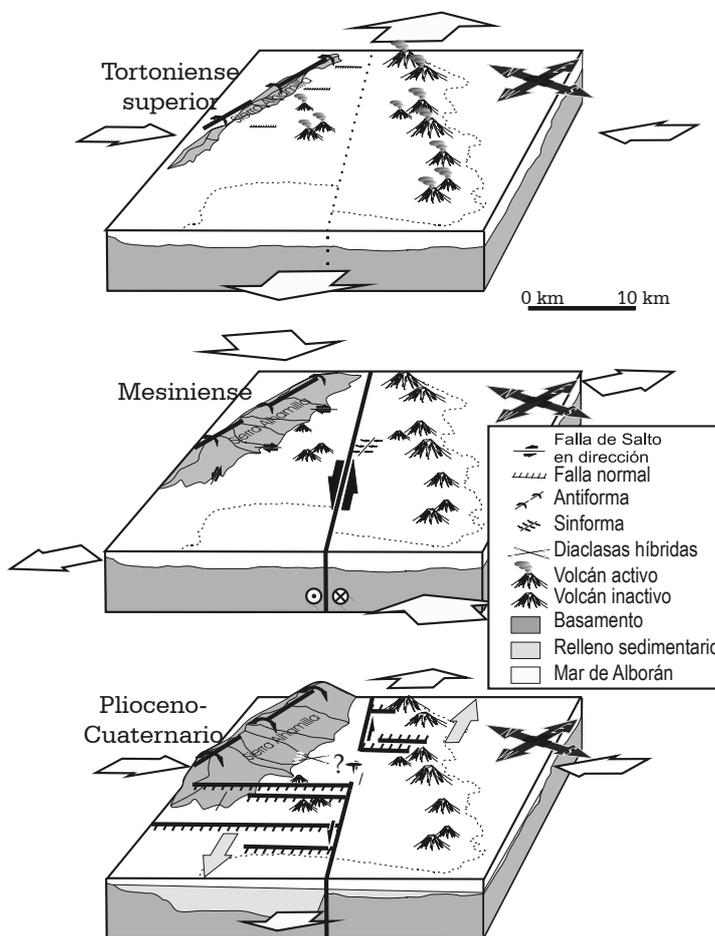


Figura 8.3. Modelo de funcionamiento de la Zona de Falla de Carboneras.

una compresión NNO-SSE, ya que es prácticamente perpendicular a su dirección. Es necesario, por tanto, identificar un mecanismo que justifique el funcionamiento de la Zona de Falla de Carboneras durante el Plioceno y Pleistoceno inferior.

Además de las fallas de salto en dirección, existen numerosas fallas normales de orientación NO-SE que deforman a los sedimentos pliocenos y cuaternarios, y muestran una actividad sinsedimentaria confirmada por la presencia de abanicos de capas y escarpes topográficos (figura 5.19e y 5.19d). Estas fallas están localizadas principalmente en dos sectores. El primer grupo de fallas normales se sitúa en el parte oriental del Campo de Níjar, entre el pliegue de Sierra Alhamilla y la Zona de Falla de Carboneras y no continúan en el bloque sureste de la Zona de Falla de Carboneras. Este primer grupo tiene superficies de falla con buzamientos generalizados hacia el SO (figura 5.50). Los desplazamientos sinistros de la red de drenaje pleistocena determinados en el borde NO de La Serrata (Chapelle, 1988 y Bell *et al.*, 1997), no se observan en el borde SE. El segundo grupo de fallas se localiza en la Cuenca de Carboneras, situada en la parte oriental del bloque SE de la Zona de Falla de Carboneras y tampoco continúan en el bloque NO de la zona de falla. Este segundo grupo de fallas muestra buzamientos generalizados hacia el NE. En la zona central de la Zona de Falla de Carboneras los sedimentos pliocenos y pleistocenos no se encuentran deformados por las fallas de salto en dirección. Con todos estos datos, se propone un modelo tectónico para el funcionamiento reciente de la Zona de Falla de Carboneras (figura 8.3) en el que se produce una extensión hacia el SO en el bloque occidental de la Zona de Falla de Carboneras y una extensión hacia el NE en el bloque oriental. La Zona de Falla de Carboneras que es perpendicular a los dos grupos de fallas normales y funciona como una falla de transferencia de la extensión en ambos bloques. El desplazamiento de la Zona de Falla de Carboneras en el bloque occidental aumenta hacia el SO, en el bloque oriental hacia el NE y en el área central de la Zona de Falla de Carboneras no existe desplazamiento apreciable. De esta forma podemos justificar el funcionamiento de salto en dirección sinistro de la Zona de Falla de Carboneras durante el Plioceno y Pleistoceno inferior, que es subperpendicular a la compresión NNO-SSE. El contexto tectónico durante el Plioceno, de carácter más extensional, activa las fallas normales de orientación NO-SE perpendiculares a la Zona de Falla de Carboneras.

#### 8.1.2.5 Pleistoceno medio – Actualidad

En el área estudiada existe una amplia representación de sedimentos de edad cuaternaria que se disponen sobre el basamento y el relleno neógeno. Se han depositado diferentes materiales marinos y continentales. Los sedimentos marinos están situados cerca de la línea de costa y forman parte de terrazas marinas y abanicos deltaicos. Los

depósitos continentales, situados hacia el interior de las cuencas, están formados por abanicos aluviales, glaciares y sedimentos lacustres.

Los sedimentos de esta edad están deformados por numerosas fallas normales de pequeño salto y orientación principal NO-SE. En la plataforma continental se observan también fallas normales con la misma orientación. No se reconocen fallas de salto en dirección ni fallas inversas. El estudio cinemático y geométrico de las fallas cuaternarias indica de manera clara que la mayor parte de ellas son diaclasas híbridas de tensión y cizalla de edad pliocena han sido reactivadas durante el cuaternario bajo un régimen de esfuerzos extensional. Este hecho provoca que la mayor parte de las fallas sean subverticales y tengan una componente de salto oblicuo.

En el entorno de la Zona de Falla de Carboneras, además de fallas cuaternarias de orientación NO-SE, existen fallas normales cuaternarias de orientación similar a la Zona de Falla de Carboneras, es decir N40-50°E. Si tenemos en cuenta el carácter pluridireccional de la extensión obtenida a partir del análisis de paleoesfuerzos es posible que en zonas ya fracturadas y de debilidad, como la Zona de Falla de Carboneras, se desarrollen fácilmente fallas normales cuaternarias con esta orientación.

En la Zona de Falla de Carboneras no se han reconocido fallas de salto en dirección que afecten a sedimentos de edad Cuaternario reciente. Sin embargo, como se ha comentado anteriormente, se observan fallas normales de orientación NE-SO y menos frecuentes NO-SE en sedimentos pliocenos y pleistoceno inferior que podrían haber sido activas en tiempo más recientes. En algunos casos se observan estrías subverticales superpuestas a las horizontales, lo que indicaría que las fallas normales post-Pliocenas-Pleistoceno inferior posdatan la tectónica de salto en dirección. El diagrama estereográfico de la figura 5.51 muestra la orientación de las fallas normales y sus estrías que indican una extensión radial. Se desarrollan en sedimentos cuaternarios juegos de diaclasas tensionales de orientación preferente NO-SE, aunque en las cercanías de la Zona de Falla de Carboneras también se forman diaclasas con orientación NE-SO.

No se puede descartar totalmente la actividad transcurrente en el Cuaternario, de forma segmentada, de la Falla de Carboneras. En cualquier caso, el salto de la ZFC es pequeño y la actividad de los procesos de erosión y sedimentación en la línea de costa sería más intensa que la actividad de la falla ya que la costa no está desplazada por la falla. Este hecho estaría confirmado por la escasa actividad sísmica actual de la ZFC.

Existen también evidencias de la formación de pliegues durante el cuaternario y posiblemente en la actualidad. En la plataforma continental se observan pliegues con orientación ENE-OSO que deforman a los reflectores cuaternarios (figura 5.59). En tierra no se puede observar directamente la formación de pliegues recientes en

sedimentos cuaternarios, sin embargo, existen evidencias de su desarrollo, tales como la elevación continuada durante el Pleistoceno que experimenta el área. Durante el cuaternario existen también evidencias de este levantamiento con la presencia de terrazas marinas sobre el nivel del mar en todo el litoral. Esta elevación podría explicarse por la existencia de un levantamiento de tipo isostático. Sin embargo, el levantamiento progresivo está asociado a estructuras compresivas. Estos pliegues serían compatibles con la compresión NNO-SSE que viene experimentando la región desde el Mesiniense.

La proyección de hipocentros en secciones verticales muestra la presencia de un despegue basal a unos 10 kilómetros de profundidad y otro posiblemente a 20 km. En la plataforma continental, al SO del Campo de Dalías, existe un sector con alta actividad sísmica que está principalmente concentrada en los primeros 10 km de profundidad. La sismicidad más superficial en este sector muestra alineaciones de los epicentros de orientación NO-SE que en algunos casos coincide con las principales fallas normales cuaternarias observadas. Sin embargo, la presencia de hipocentros agrupados en una superficie que buza 30° hacia el norte y la presencia de un mecanismo focal de falla inversa de dirección media E-O parece sugerir que existe una falla inversa con movimiento del bloque de techo hacia el sur (figura 7.4). Si tenemos en cuenta que las estructuras compresivas reconocidas desde el Mesiniense tienen una vergencia al norte, esta posible falla inversa correspondería a un retrocambalgamiento, ya que tiene vergencia opuesta. En el contexto de un acortamiento regional NNO-SSE, esta falla inversa puede representar una falla relacionada con la parte frontal del frente montañoso meridional de la Cordillera.

Los elipsoides de paleoesfuerzos obtenidos a partir de sedimentos cuaternarios superficiales fallados, muestran un eje de esfuerzo máximo  $\sigma_1$  subvertical y un eje de esfuerzo mínimo  $\sigma_3$  subhorizontal que indica una extensión orientada preferentemente OSO-ENE a pluridireccional. Sin embargo, los mecanismos focales de terremotos en la región SE de las Cordilleras Béticas muestran una variabilidad mucho mayor del estado de esfuerzo actual. Los mecanismos focales indican que fallas de diferentes regímenes (falla normal, falla de salto en dirección y falla inversa) actúan al mismo tiempo. Esta variedad de estructuras que funcionan simultáneamente ha sido constante desde el Mesiniense, ya que se han desarrollado en la misma región pliegues, fallas inversas, fallas de salto en dirección junto con fallas normales y diaclasas híbridas o tensionales a partir del Plioceno. Todo este conjunto de estructuras, que aparentemente suponen una gran complejidad tectónica con esfuerzos variables y no muy bien definidos, tienen una característica común: son en general compatibles con una compresión NNO-SSE y una extensión perpendicular OSO-ENE.

La variabilidad de los esfuerzos actuales puede ser una consecuencia del cambio relativo de la magnitud del esfuerzo vertical desde niveles más profundos de la corteza a la superficie. La orientación de los ejes principales de la elipse de esfuerzos permanece aproximadamente constante en toda la corteza con un eje de esfuerzo mínimo de orientación ENE-OSO. En las partes más profundas de la corteza, predominan los esfuerzos compresivos horizontales NNO-SSE que permiten el desarrollo de fallas inversas y de salto en dirección. Sin embargo en las partes más altas de la corteza el valor relativo de los esfuerzos verticales se incrementa respecto a los horizontales y se desarrollan fallas normales. Si los valores de los esfuerzos horizontales permaneciesen aproximadamente constantes, el valor relativo del esfuerzo vertical debería a priori disminuir en superficie ya que la carga litostática decrece en niveles más someros y por tanto el esfuerzo vertical también lo debe hacer. Sin embargo, el comportamiento del esfuerzo vertical es justamente el contrario del que debería de tener si se considera ese razonamiento. Por lo tanto, para explicar el incremento relativo del esfuerzo vertical en zonas superficiales, se debe producir una disminución relativa de los esfuerzos compresivos horizontales debido a la posible extensión horizontal que provoca el levantamiento del relieve.

## **8.2 ESTRUCTURAS ACTIVAS**

La sismicidad moderada de la región de las últimas décadas y la documentación histórica de terremotos destructivos está relacionada con la formación en la actualidad de estructuras sismogénicas en el área. Las superficies de despegue a 10 y 20 km de profundidad, interpretadas a partir de la posición de los hipocentros, constituyen superficies de falla de área considerable cuya reactivación podría producir terremotos de gran magnitud. La presencia de sismitas y deslizamientos en sedimentos cuaternarios son evidencias paleosísmicas de la existencia de terremotos de importancia en la región.

Existen también evidencias geológicas y geomorfológicas de la actividad reciente de las fallas normales de orientación NO-SE reconocidas en el Campo de Dalías y el Campo de Níjar. El desarrollo de semifosas rellenas por cuñas de sedimentos cuaternarios recientes, el paralelismo de la línea de costa con las principales fallas (figura 7.8), los escarpes de falla poco o nada erosionados, el desplazamiento de la red de drenaje son pruebas de la actividad reciente de las fallas. Algunos de los epicentros registrados muestran una alineación con algunas fallas de especial importancia (por ejemplo: Falla de Balanegra) con mecanismos focales de falla normal (figura 6.10). En el Campo de Dalías, las fallas normales parecen tener un funcionamiento más reciente

que en el Campo de Níjar. Las fallas que podrían generar terremotos de mayor magnitud, debido a su mayor longitud, son la Falla de Balanegra, Falla de Punta Entinas, Falla del Águila y Falla Loma del Viento.

La actividad sísmica general en el SE de las Cordilleras Béticas y la deformación de la red de drenaje anteriormente comentada han sido utilizadas como argumento para establecer un funcionamiento actual de la Zona de Falla de Carboneras (Montenat y Ott d'Estevou , 1990). Según Bell *et al.* (1997), los desplazamientos tectónicos de la red de drenaje no son actuales, sino que son más antiguos de 100.000 años (anteriores al Pleistoceno superior-Holoceno). Esta conclusión se basa en la datación de los sedimentos aluviales que rellenan los canales cortados y a partir de perfiles topográficos de detalle a lo largo de los canales, de tal manera que los sedimentos aluviales recientes se depositaron sobre canales previamente desplazados. El estudio que Bell *et al.* (1997) realizó sobre el desplazamiento de las terrazas marinas situadas al SO (Rambla Amoladeras) (figura 5.50) y NE (Torre del Peñón) en la Zona de Falla de Carboneras, indicó que al menos en los últimos 100.000 años tuvo un salto normal, no encontrándose evidencias de saltos en dirección. Por otra parte, Soto *et al.* (2002) reconocen un sistema de fallas de alto buzamiento y de dirección NE-SO que forman parte de la continuación en la plataforma continental de la Zona de Falla de Carboneras. Este autor encuentra evidencias a partir de un estudio geomorfológico de saltos normales durante el Holoceno en este sistema de fallas, aunque sugiere que en la actualidad son inactivas.

Existen también evidencias de la actividad actual de los pliegues de orientación ENE-OSO. Algunos pliegues observados en la plataforma continental abomban el fondo marino actual (figura 5.59). Por otra parte, en el Campo de Dalías existe un alto topográfico y una cuenca endorreica de orientación ENE-OSO bajo los anticlinales y sinclinales respectivamente determinados mediante prospección geofísica (figura 5.13b). La linealidad de la línea de costa de orientación E-O entre Motril y Adra puede ser debida al desarrollo de una antiforma reciente a lo largo de la Sierra de la Contraviesa (figura 7.9).

### **8.3 INTEGRACIÓN EN EL CONTEXTO DEL LÍMITE MERIDIONAL DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS**

Las Cordilleras Béticas junto con las Cordilleras Rifeñas y el Mar de Alborán forman parte de una amplia zona de deformación relacionada con el límite entre las

placas Euroasiática y Africana. Un primer evento tectónico provoca un metamorfismo de alta presión en el Complejo Alpujárride y la formación posterior de cabalgamientos que superponen unidades tectónicas. Posteriormente, el área ha estado sometida desde el Mioceno inferior hasta el Tortoniense a una tectónica extensional que tuvo como consecuencia el adelgazamiento de la corteza continental en la Cuenca del Mar de Alborán. Monié *et al.* (1994) sugiere una velocidad de exhumación de los complejos metamórficos en las Cordilleras Béticas en torno a los 0,3 cm/año. En este periodo se produjo la exhumación rápida de los materiales del Complejo Alpujárride que habían estado sometidos a metamorfismo de alta presión. Gran parte de los modelos propuestos por otros investigadores sobre la formación de las Cordilleras Béticas y Rifeñas y el Mar de Alborán (modelos de subducción con procesos de *roll-back*, modelos de diapirismo astenosférico, modelos de convección mantélica o delaminación litosférica, etc.) intentan explicar la formación de las cordilleras durante la fase extensional. Sin embargo, las Cordilleras Béticas han tenido una evolución con una tectónica polifásica en la que se han sucedido etapas de compresión y de extensión que no afectan por igual a todas las unidades. Una de las principales conclusiones de esta investigación es que en el sector meridional de las Cordilleras Béticas se produce una tectónica principalmente compresiva posterior a la tectónica extensional a partir del Tortoniense-Mesiniense hasta la actualidad. Esta tectónica compresiva tiene como consecuencia la generación del relieve actual en las Zonas Internas de las cordilleras debido a la convergencia NNO-SSE de las placas africana y euroasiática (De Meets *et al.*, 1994). El acortamiento sufrido supone la formación de grandes pliegues de escala kilométrica, despegues corticales y fallas de salto en dirección. Además, en este último periodo compresivo existe una extensión perpendicular simultánea en la corteza superior que permite el desarrollo de fallas normales.

Los grandes relieves de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas corresponden a grandes antiformal y sinformas respectivamente de orientación E-O a ENE-OSO. En el sector meridional central de las Zonas Internas de las Cordilleras se han descrito antiformal post-tortonienses como la de Sierra Tejeda (Ruano, 2003), Sierra de los Guájares y Sierra Almijara (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004). En sector oriental de las Zonas Internas se han descrito otras antiformal post-tortonienses que corresponden a las Sierra de Almagro, Sierra Almagrera y Sierra de la Tercia (Booth Rea, 2004). En la Cuenca del Bajo Segura (Alfaro *et al.*, 2002) se observan fallas inversas ciegas y pliegues activos que se extienden hacia el Mar de Alborán. La amplitud de las antiformal en el sector meridional es progresivamente menor a medida que nos desplazamos en dirección sur. Por ejemplo, Sierra Nevada y Sierra de los Filábres, situadas en el borde norte de las Zonas Internas, tienen altitudes máximas de 3.481 m y 2.168 m respectivamente. Inmediatamente al sur, se localizan la Sierra de la

Contraviesa, Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla con altitudes máximas de 1.871 m, 2.242 m y 1387 m respectivamente. Al sur de Sierra de la Contraviesa y Sierra de Gádor existen otros anticlinales en la plataforma continental que cruzan el Campo de Dalías, donde el Complejo Alpujarride aflora a nivel del mar en la charnela del anticlinal en Guardias Viejas. Más hacia el sur se desarrolla algún pliegue incipiente hasta desaparecer el plegamiento en un límite neto situado a pocos kilómetros de la costa en la plataforma continental.

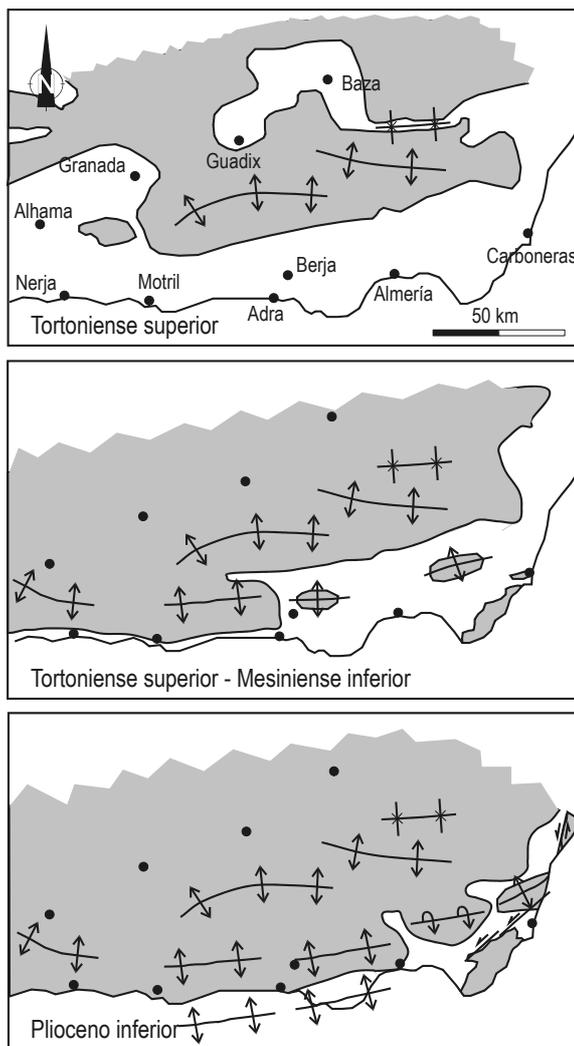


Figura 8.4. Reconstrucción paleogeográfica del borde meridional de las Cordilleras Béticas. Modificado de Braga *et al.* (2003).

Sierra Cabrera. En el Plioceno las cuencas situadas al sur de estas sierras fueron emergiendo progresivamente. En la plataforma continental se observan pliegues activos que deforman el fondo marino actual. Por lo tanto, se observa una emersión progresiva hacia el sur en el sector SE de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas desde el Tortoniense hasta la actualidad.

Las reconstrucciones paleogeográficas realizadas por otros investigadores a partir de la distribución de las facies del relleno sedimentario de las cuencas neógenas de las Zonas Internas, permite la reconstrucción de la variación en el tiempo de la posición de la línea de costa y de la formación del relieve que nutre a las cuencas adyacentes de sedimentos (figura 8.3). Sierra Nevada y Sierra de los Filabres emergieron como grandes islas o penínsulas en el Tortoniense, ya que el relleno sedimentario de la Cuenca de Granada indica que en el Tortoniense las rocas Nevado-Filábrides comenzaron a estar expuestas a la erosión (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004). Además, Johnson *et al.* (1997) determina el levantamiento de Sierra Nevada en 9-8 M.a (Tortoniense) a partir de análisis de *fission track* en apatitos y circones.

Durante el Mesiniense inferior emergieron Sierra de la Contraviesa, Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla.

Durante el Mesiniense superior emergió

La adquisición de gran cantidad de datos geofísicos en los últimos años ha contribuido al conocimiento de la estructura profunda de las Cordilleras Béticas y de la parte septentrional del Mar de Alborán. Los perfiles de sismica de reflexión profunda (Escibéticas-2) muestran la existencia de un despegue que afecta a la corteza de las Cordilleras Béticas (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997). El despegue separa reflectores subhorizontales en la corteza inferior que no están deformados por los pliegues de escala kilométrica de la corteza superior que se observan en campo y perfiles sísmicos. Otros métodos geofísicos como la gravimetría y magnetometría confirman este modelo. El bloque de muro de este despegue podría corresponder a la prolongación hacia el S del Macizo Ibérico (Ruano, 2004), mientras que el bloque de techo está formado por las rocas y sedimentos neógenos y cuaternarios que afloran en las Cordilleras Béticas. La superficie de despegue se prolonga hacia el margen septentrional del Mar de Alborán en donde se produce una variación brusca del espesor de la corteza continental. Galindo-Zaldívar *et al.* (1997) sugiere que esta variación brusca podría estar relacionada con la terminación meridional de este despegue cortical. La sismicidad registrada en el área de estudio muestra la presencia de dos niveles de despegue a 10 km y a 20 km de profundidad, este último menos definido. El despegue cortical de 10 km determinado mediante la sismicidad podría corresponder al nivel de compensación de los pliegues de Sierra Nevada y Sierra de Gádor (figura 8.5).

Mientras en el sector central-meridional de las cordilleras las superficies que limitan la zona deformada entre ambas placas son despegues corticales, en el sector oriental el acortamiento sufrido por la convergencia de placas se transfiere principalmente mediante fallas de salto en dirección. Estas fallas de salto en dirección pertenecen a la denominada *Trans-Alboran Shear Zone* (De Larouzière *et al.*, 1988) que corresponde a un límite litosférico mayor. Esta zona de fallas de salto en dirección sinistras se ha podido desarrollar en un sector donde la corteza continental se adelgaza debido a los procesos extensionales previos y al vulcanismo, como sugieren De Larouzière *et al.* (1988).

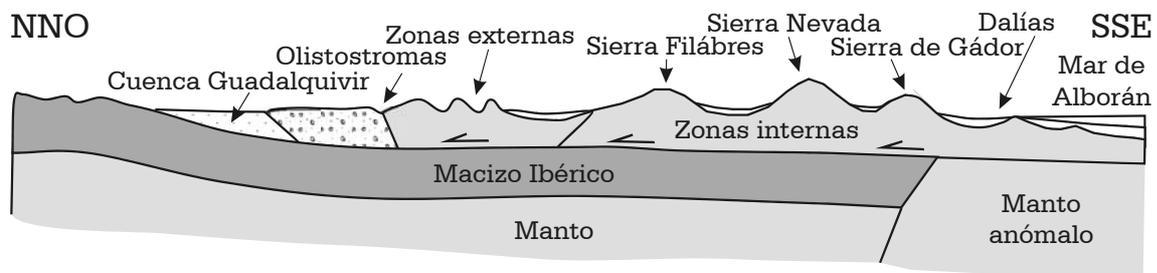


Figura 8.5. Esquema tectónico cortical idealizado de las Cordilleras Béticas.

Las estructuras tectónicas compresivas de edad mesiniense (figura 5.44) y pliocena (figura 5.62) observadas en el área de estudio, muestran un vergencia general hacia el norte. En la actualidad, pueden existir fallas inversas con vergencia sur, como la deducida a partir de la posición de los terremotos en el área cercana a Balanegra. Por otra parte la variación en el tamaño de los pliegues sugiere diferentes tasas de elevación para cada pliegue (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004) o diferente edad. La vergencia general desde el Mesiniense hasta la actualidad hacia el norte junto con el progreso de la deformación hacia el sur deducido a partir de la disminución del tamaño de los pliegues y de la emersión de las Zonas Internas a lo largo del tiempo, permite proponer un modelo tectónico en el que la compresión NNO-SSE, debida al acercamiento de las placas Euroasiática y Africana, produce un acortamiento y elevación de la corteza superior por encima del despegue. El frente de deformación va progresando en el tiempo hacia el interior de la cuenca del Mar de Alborán. Por lo tanto las tasas de elevación son menores hacia el sur debido al progreso de la deformación en esta dirección. El Macizo Ibérico situado al norte, actuaría como elemento que se opone al avance en esta dirección de la corteza situada por encima del despegue. De esta forma, se produce primero una deformación en la parte central y frontal de las Zonas Internas (Sierra Nevada y Sierra de los Filabres) y y actualmen las Zonas Externas. Desde el Tortoniense hasta la actualidad el frente montañoso de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas tiene poca actividad y se desarrollan algunas fallas inversas fuera de secuencia de pequeño salto y movimiento del bloque de techo hacia el NO (Ruano, 2003). Esta deformación pequeña en el frente de las Zonas Externas no resuelve el acortamiento producido en la convergencia de las placas, por lo que el frente montañoso desde el Tortoniense superior hasta la actualidad ha ido avanzando en el borde meridional de las Zonas Internas de las Cordilleras. Actualmente la deformación va progresando hacia el sur, donde se sitúa la corteza continental adelgazada del Mar de Alborán, que probablemente tiene mayor facilidad para deformarse. Las áreas más cercanas al continente se deforman antes y con mayor intensidad que las más alejadas. Este modelo supone que la posición actual del frente interno de deformación o frente montañoso activo de las Cordilleras Béticas orientales está situado a pocos kilómetros de la costa.

Se puede realizar un cálculo tentativo de la velocidad de avance de este frente montañoso desde el Tortoniense hasta la actualidad. Para ello consideramos que los pliegues de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres se formaron hace 8-9 Ma. (Johnson *et al.*, 1997) y que el frente de deformación actual se encuentra en la plataforma continental. La velocidad obtenida de avance hacia el sur del frente montañoso es de 6-7 mm/año. En un futuro, se producirá la emersión del pliegue observado en el Campo de Dalías y en la plataforma continental y se formará un nuevo relieve montañoso. Si

continúa el contexto geodinámico actual de acercamiento de las placas africana y euroasiática, los pliegues reconocidos en el borde norte del Mar de Alborán, se ampliarán y emergerán avanzando la línea de costa y se reducirá la extensión de la Cuenca de Alborán, aunque de forma simultánea se desarrollen fallas normales perpendiculares como consecuencia del engrosamiento cortical.

El vulcanismo de edad Mioceno medio a Tortonense puede estar relacionado por procesos de subducción (Araña y Vegas, 1974, Duggen *et al.*, 2004) o con los procesos extensionales que desarrollaron la cuenca de Alborán (Platt y Vissers, 1989). El vulcanismo sería por tanto anterior al proceso compresivo post-tortonense y no existiría relación directa entre la formación de las fallas de salto en dirección y el magmatismo como sugieren Hernández *et al.* (1987) y De Lazouiere *et al.* (1988), aunque la presencia de magmatismo podría haber condicionado una variación en el comportamiento reológico de la corteza que haya favorecido el desarrollo de fallas de salto en dirección frente a la formación de despegues corticales observados en el sector central de la Cordillera.

## **9. CONCLUSIONES**

---



## 9. CONCLUSIONES

Las investigaciones previas realizadas en el área de estudio muestran un conocimiento básico estratigráfico, sedimentológico y tectónico del Campo de Dalías y del Campo de Níjar. Sin embargo, al inicio de esta tesis doctoral, aún existían imprecisiones e incompatibilidades entre los distintos modelos propuestos para la región, fundamentalmente sobre las características de la tectónica reciente desde el Tortoniense hasta la actualidad, la cinemática de las fallas reconocidas en campo, la localización e importancia de los pliegues, la relación entre la Falla de Carboneras con las fallas normales y la posición de las estructuras tectónicas activas y su relación con la sismicidad. A continuación se muestran las principales aportaciones y conclusiones de esta tesis:

### **Estructura profunda a partir de datos geofísicos y sondeos**

Los datos geofísicos previos y los de nueva adquisición han permitido obtener una imagen de la estructura profunda del área estudiada, tanto de los materiales de cobertera, que constituyen el relleno de las cuencas neógenas y cuaternarias, como del basamento. Se exponen a continuación las aportaciones realizadas en cada uno de los sectores estudiados:

- El basamento del **Campo de Dalías** está formado principalmente por rocas triásicas de naturaleza carbonatada del Complejo Alpujárride. Sin embargo, en los sectores NE y NO el techo del basamento está compuesto por filitas permotriásicas. La estructura profunda de la región, obtenida a partir de prospección sísmica, gravimétrica y de sondeos, está determinada principalmente por pliegues de crecimiento sinsedimentario de orientación ENE-OSO y edad neógena y cuaternaria. El sinclinal situado en el área central del Campo de Dalías condiciona la posición del depocentro de la cuenca. También se desarrollan fallas normales de orientación NO-SE y reducido salto que generan pequeñas semifosas.
- En el **Campo de Níjar**, los nuevos datos gravimétricos, magnéticos y las columnas de sondeos han permitido caracterizar la morfología del relleno sedimentario y del techo del basamento. La naturaleza del basamento consiste principalmente en filitas permotriásicas del Complejo Alpujárride y rocas volcánicas miocenas. Localmente en el borde norte del Campo de Níjar se sitúan

mármoles triásicos y rocas del Complejo Nevado-Filábride. La morfología del techo del basamento en el Campo de Níjar muestra elevaciones y depresiones relacionadas esencialmente con fallas normales de dirección NO-SE que afloran en ambos bloques de la Falla de Carboneras: en el borde SE de Sierra Alhamilla y en la subcuenca de Carboneras. La falla de Carboneras tiene características diferentes a lo largo de su extensión. En el sector SO de la zona de falla se desarrolla un depocentro y el techo del basamento apenas experimenta desplazamiento. Sin embargo, en el sector noreste de la zona de falla existen desplazamientos notables del basamento. Se forman zonas elevadas y pequeñas cuencas en el bloque oriental, que son deformadas por un pliegue con flanco vertical, posiblemente durante una etapa de deformación transpresiva de la zona de falla.

- La **plataforma continental** está deformada principalmente por una serie de pliegues de crecimiento de orientación ENE-OSO que se extienden desde el sur de Motril hasta el Golfo de Almería. La amplitud y tamaño de los pliegues disminuyen progresivamente hacia el sur hasta desaparecer. También se reconocen fallas normales de orientación NO-SE. La Zona de Falla de Carboneras se prolonga con dirección NE-SO en la plataforma continental.

### **Caracterización de las deformaciones frágiles**

En el sector estudiado se han caracterizado las deformaciones frágiles que deforman el basamento y el relleno neógeno de las cuencas estudiadas. Se ha estudiado la cinemática de las deformaciones y los paleoesfuerzos responsables de su formación. En este ámbito destacan las siguientes conclusiones:

- Las **diacclasas híbridas** de tensión y cizalla son estructuras que implican la existencia de una compresión y una extensión perpendicular simultánea. Para que se desarrollen este tipo de diacclasas es necesario esfuerzos diferenciales ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) bajos. El estudio de la orientación de estas estructuras permite determinar la orientación de los esfuerzos compresivos y extensivos en una región.
- La **reactivación de diacclasas híbridas** de tensión y cizalla bajo un sistema de esfuerzos posterior genera fallas de diferentes orientaciones y desplazamientos oblicuos de sentido variable. Esto es debido a que las diacclasas previas constituyen planos de debilidad sobre los que se facilita el desarrollo de nuevas fallas. Los criterios que permiten determinar la presencia de diacclasas híbridas reactivadas como fallas son: (1) un único elipsoide de esfuerzos justifica toda la población de fallas, (2) un patrón de distribución de las fallas en planta similar a la de las diacclasas híbridas y (3) planos de falla subverticales.

## **Evolución tectónica del Campo de Dalías y del Campo de Níjar**

Se ha determinado la evolución tectónica de la región desde el Tortonense hasta la actualidad a partir de las estructuras observadas en superficie y las estructuras deducidas a partir del análisis de datos geofísicos. Se expone de forma resumida la evolución tectónica en los diferentes intervalos de tiempo estudiados.

- En el Complejo Alpujárride se producen pliegues progresivos con direcciones actuales E-O, que sugieren una compresión durante la sedimentación triásica. Tras el desarrollo de un metamorfismo alpino de alta presión y baja temperatura se produce la exhumación del Complejo Alpujárride y la formación de la foliación principal asociada a cabalgamientos de mármoles sobre filitas. Posteriormente, la foliación regional y el cabalgamiento se ven afectados por un conjunto de pliegues vergentes al NO y fallas dúctiles con movimiento del bloque de techo hacia el NNO. Todo el sistema se ve afectado más tarde por fallas de bajo ángulo con desplazamiento del bloque de techo hacia el NNO en condiciones dúctil-frágiles y posteriormente hacia el SO en condiciones frágiles. A partir del Tortonense superior-Mesiniense se inicia la formación de una antiformal que constituirá el relieve de Sierra de Gádor.
- Durante el Tortonense superior – Mesiniense inferior basal se produce en el Campo de Dalías y el Campo de Níjar una extensión regional NE-SO que supone el desarrollo de fallas normales y diaclasas tensionales. Al mismo tiempo comienza una compresión simultánea perpendicular con la formación incipiente de pliegues.
- El Mesiniense se caracteriza por una compresión general NNO-SSE que desarrolla las antiformal de Sierra de Gádor y Sierra Alhamilla así como los pliegues reconocidos en el Campo de Dalías, el Campo de Níjar y en la plataforma continental. En el extremo oriental de la región estudiada, bajo una compresión local NNE-SSO, se forma la Zona de Falla de Carboneras junto con estructuras transpresivas relacionadas.
- Durante el Plioceno-Pleistoceno inferior continua en el área una compresión NNO-SSE con desarrollo de pliegues y una extensión simultánea perpendicular. Se produce una amplia variedad de estructuras (diaclasas híbridas, fallas inversas NE-SO, fallas de salto en dirección y fallas normales de orientación preferente NO-SE). La Zona de Falla de Carboneras se comporta como una falla de transferencia de la extensión mediante fallas normales que se producen en ambos bloques de la falla.

- En el Pleistoceno medio y hasta el Holoceno se produce una extensión pluridireccional de orientación preferente ENE-OSO en la parte más superficial de la corteza con el desarrollo de fallas normales y diaclasas tensionales. La sismicidad, criterios geológicos y geomorfológicos, muestran la actividad reciente de estas fallas, entre las que cabe destacar las falla de orientación NO-SE de Balanegra, Loma del Viento y del Aguila. La Zona de Falla de Carboneras funciona como falla normal en este periodo. Los mecanismos focales muestran la existencia de una compresión NNO-SSE y una extensión perpendicular en profundidades medias de la corteza.

### **Implicaciones en la evolución reciente de las Cordilleras Béticas orientales**

El resultado de las investigaciones presentadas anteriormente determina algunas de las características principales del modelo geodinámico actual de la región situada en el frente sudoriental de las Cordilleras Béticas. La compresión NNO-SSE, debida a la aproximación de las placas euroasiática y africana, produce un acortamiento y engrosamiento de la corteza. La deformación de la corteza superior en las Zonas Internas desde el Tortoniense superior hasta la actualidad ha desarrollado principalmente pliegues, que generan el relieve actual, sobre un despegue cortical situado a 10 km de profundidad. El desarrollo de fallas normales en la corteza superior acomoda una extensión en dirección NE-SO, perpendicular a la convergencia entre las placas tectónicas. La deformación se propaga hacia el sur con una velocidad de avance de 6-7 mm/año. Actualmente el frente montañoso se localiza en la plataforma continental.

## **REFERENCIAS**

---



## REFERENCIAS

- Addicot, W.O., Snively, P.D., Poore, R.Z., Bukry, D. (1979). La secuencia Neógena marina de los Campos de Dalías y de Níjar (Almería). *Estudios Geológicos* 35, 609-631.
- Aguirre, J. (1998). El plioceno del SE de la península Ibérica (provincia de Almería). Síntesis estratigráfica, sedimentaria, bioestratigráfica y paleogeográfica. *Revista Sociedad Geológica de España* 11, 297-315.
- Albert Bertrand, J.F. (1979). El mapa español de flujos caloríficos. Intento de correlación entre anomalías geotérmicas y estructura cortical. *Boletín Geológico y Minero* 90, 36-48.
- Alcalá-García, F.J., Espinosa, J., Navarro, M., Sánchez, F.J. (2002). Propuesta de división geológica de la localidad de Adra (provincia de Almería). Aplicación a la zonación sísmica. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 15 (1-2), 55-66.
- Aldaya, F. (1969). Los mantos alpujárrides al Sur de Sierra Nevada. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 527 pp.
- Aldaya F., Fontbote J.M., Garcia-Dueñas V. (1970). Brechas intraformacionales y pliegues de slumping en el dominio triasico Nevado Filabride (Zona Bética; provincia de Granada). *Cuadernos de Geología Universidad de Granada* 1 (2), 117-122.
- Aldaya, F. y Ewert, K. (1979). El Manto de Murtas al sur de Sierra Nevada (Alpujárrides, Cordilleras Béticas). *Bol. Geológico y Minero* 90 (2), 124-131.
- Aldaya, F., García-Dueñas, V. y Navarro-Vilá, F. (1979). Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de Correlación tectónica de los Alpujárrides. *Acta Geológica Hispánica* 14, 154-166.
- Aldaya, F; Baena J. y Ewert K. (1983). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1.057 (Adra). IGME Escala del mapa 1:50,000.
- Aldaya, F., Alvarez, F., Galindo Zaldívar, J., González Lodeiro, F., Jabaloy, A. y Navarro Vilá, F. (1991). The Malaguide-Alpujarride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment. *C. R. Acad. Sci. Paris* 313, Série II (101), 1447-1453.
- Aleixandrowski, P. (1985). Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's Method. *J. Struct. Geol.* 7 (1), 73-82.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J.M., Yébenes, A. (2002). Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Marine Geology* 186, 337-349.
- Allen, J. R. L. (1982). *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis. Developments in Sedimentology*, 30B, 63 pp. Elsevier, Amsterdam.
- Aller, J. (1996). 2.5D modelling and structural implications of magnetic anomalies associated with the boundary between the Central-Iberian and Ossa Morena zones in the Hornachos sector (Hercynian Belt, southwest Spain) *Rev. Soc. Geol. España* 9 (3-4), 197-204.
- Ambraseys N. (1988). Engineering seismology, *J. Earthq. Eng. and Struct. Dyn.*, 17, p.66.
- Anderson, E. M. (1951). *The Dynamics of Faulting*. Ed. Oliver y Boyd, 206 pp.
- Andrieux, J., Fontboté, J. M. y Mattauer, M. (1971). Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 191-198.
- Andrieux, J. y Mattauer, M. (1973). Précisions sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. France* 15, 115-118.
- Angelier, J. (1975). Sur un apport de l'informatique a l'analyse structurale; exemple de la tectonique cassante. *Rev. Géograp. Phy. Géol. Dynam.*, (2), vol. XVII (2), 137-146.

- Angelier, J. (1977a). La reconstitution dynamique et géométrique de la tectonique de failles à partir de mesures locales (plans de failles, stries, sens de jeu, rejets): quelques précisions. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 285, 1309-1318.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XIX (6), 1309-1318.
- Angelier, J. y Goguel, J. (1979). Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. *C. R. Acad. Sci. Paris* 288, 307-310.
- Angelier, J. y Manoussis, S. (1980). Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de failles. *C. R. Acad. Sci. Paris* 290, 651-654.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal Geophysical Research* 89, 5835-5848.
- Araña, V. y Vegas, R. (1974). Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 24, 197-212.
- Ardizzone, J., Mezcuca, J. y Socias, I. (1989). Mapa aeromagnético de España Peninsular. Escala 1:1000000. I. G. N., Madrid.
- Armijo, R. y Cisternas, A. (1978). Un problème inverse en microtectonique cassante. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287, 595-598.
- Armijo, R., Carey, E. y Cisternas, A. (1982). The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, 82, 145-160.
- Arthaud, F. (1969). Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (XI), 729-737.
- Azañón, J.M., García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., Crespo-Blanc, A. (1994). Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain). *Cr. Acad. Sci. Paris* 318(II): p. 667-674.
- Azañón, J.M., Crespo Blanc, A. y García Dueñas, V. (1997). Continental collision, crustal thinning and nappe-forming during the Pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alborán Domain, Betics). *J. Struct. Geol.* 19: p. 1055-1071.
- Azañón, J. M. y Goffé, B. (1997). Ferro-Magnesiocarpholite-kyanite assemblages as record of the high-pressure, low-temperature metamorphism in central Alpujarride units, Betic cordillera (SE Spain). *Eur. J. Mineral.*, 9, 1035-1051.
- Azañón, J. M., García-Dueñas, V. y Goffé, B. (1998). Exhumation of high-pressure metapelites and coeval crustal extension in the Alpujarride Complex (Betic Cordillera). *Tectonophysics*, 285, 231-252.
- Baena J. y Ewert K. (1983). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1.058 (Roquetas de Mar). IGME Escala del mapa 1:50,000.
- Bakker, H. E., De Jong, K., Helmers, H. y Bierman, C. (1989). The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (South-East Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 7, 359-381.
- Balanyá, J. C. y García-Dueñas, V. (1987). Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 304, Série II (15), 929-932.
- Balanyá, J. C. (1991). Estructura del Dominio de Alborán en la parte Norte del Arco de Gibraltar. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Granada, 210 pp.
- Balanyá, J. C., Azañón, J. M., Sánchez Gómez, M. y García Dueñas, V. (1993). Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique unit in the Paleogene (Alpujarride Complex, western Betics Spain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316 (Série II), 1595-1601.
- Balanyá, J. C., García-Dueñas, V., Azañón, J. M. y Sánchez-Gómez, M. (1997). Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics*, 16 (2), 226-238.
- Banda, E. y Ansorge, J. (1980). Crustal structure under the central and eastern part of the Betic

- Cordillera. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 63, 515-532.
- Banda, E., Gallart, J., García Dueñas, V., Dañobeitia, J. J. y Makris, J. (1993). Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: new evidence from the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 221, 53-66.
- Banks, C. J. y Warburton, J. (1991). Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. *Tectonophysics*, 191, 275-289.
- Barranco, L., Ansorge, J. y Banda, E. (1990). Seismic refraction constraints on the geometry of the Ronda peridotitic massif (Betic Cordillera, Spain). *Tectonophysics*, 184, 379-392.
- Basov I.A. Bogdanov N.A., Comas M.C., Polyak B.G., Fernández M., Khain V., Khutorskoy M.C., Agapova G.V., Alonso B., Mazurova I.S. y Soto J.I. (1994). recent sediments, heat flow and gravity field in the Alboran Sea (Western Mediterranean). (in russian). *Comp. Rend. Acad. Sc. Moscow*, 338, 2, 229-234.
- Bell, J. W., Amelung, F. y King, G. C. P. (1997). Preliminary Late Quaternary slip history of the Carboneras fault, southeastern Spain. *J. Geodynamics*, 24 (1-4), 51-66.
- Bellon, H., Bordet, P., Montenat, C. (1983). Le magmatisme néogène des Cordillères Bétiques (Espagne): chronologie et principaux caractères géochimies. *Bulletin de la Société Géologique de France* 25, 205-218.
- Benkhelil, J. (1976). Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiques (Espagne). Tesis Universidad de Nize, Nize, 180 pp.
- Besse, J., y Courtillot, V. (1991). Revised and synthetic polar wander paths of the African, Eurasian, North American, and Indian plates and true polar wander since 200 Ma, *J. Geophys. Res.*, 96, 4029-4050.
- Betzler, C., Brachert, T.C. Braga, J.C, Martín, J.M. (1997) Nearshore, temperate, carbonate depositional systems (lower Tortonian, Agua Amarga Basin, southern Spain): implications for carbonate sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 113: p. 27-53.
- Biju Duval, B., Letouzey, J. y Montardert, L. (1978). Structure and Evolution of the Mediterranean Basins. En: Initial Reports of The Deep Sea Drilling project. (Hsu, A. K. y Montardert, L., Eds.). Government Printing Office, Washington. 951-980.
- Bijwaard, H., Spakman, W. y Engdahl, E. R. (1998). Closing the gap between regional and global travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 103 (B12), 30055-30078.
- Bird, P. (1978). Continental delamination and the Colorado Plateau. *J. Geophys. Res.*, 83, 4975-4987.
- Bird, P. y Baumgardner, J. (1981). Steady Propagation of Delamination Events. *J. Geophys. Res.*, 86 (B6), 4891-4903.
- Blanco, M. J. y Spakman, W. (1993). The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain. *Tectonophysics*, 221, 13-34.
- Blumenthal, M. (1927). Versuch einer tektonischen Gliederung der Betschen Kordilleren von Central und Südwest Andalusien. *Eclogae Geol. Helv.*, 20, 487-592.
- Bonini, W. E., Loomis, T. P. y Robertson, J. D. (1973). Gravity anomalies, ultramafic intrusions, and the tectonics of the region around the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 78, 1372-1382.
- Boorsma, L.J. (1992). Syn-tectonic sedimentation in a Neogene strike-slip basin containing a stacked Gilbert-type delta (SE Spain). *Sedimentary Geology* 81, 105-123.
- Booth Rea, G. (2004). Tectónica Cenozoica en el Dominio Cortical de Alborán. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 253 p.
- Bordet, P., Montenat, C., Ott d'Estevou, P., Vachard, D. (1982). La « Brèche Rouge de Carboneras » : Un olistostrome volcanosedimentaire Tortonien (Cordillères Bétiques orientales-Espagne). *Mém. Géol. Univ Dijon* 7 :285-300
- Bordet, P. (1985). Le volcanisme des Sierras de Gata et Carboneras (Espagne de Sud-Est). Documents et travaux, IGAL, 8.
- Bott, M. H. P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, XCVI (2), 109-117.

- Bouillin, J. P., Durand Delga, M. y Olivier, P. (1986). Betic-Rifian and Tyrhenian Arcs: distinctive features, genesis, and development stages. En: The origin of Arcs. (Wezel, F. C., Ed.). Elsevier Science Publishers, Amsterdam. 21, 281-304.
- Bourgeois, J. (1978). La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. Tesis Doctoral, Universidad de Besançon, Besançon, 445 pp.
- Bousquet, J. C. y Montenat, C. (1974). Présence de décrochements nord-est - sud-ouest plio-quaternaires, dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne). Extension et signification générale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278 (Serie D), 2617-2620.
- Bousquet, J. C. (1979). Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- Brachert T.C.; Krautworst U.M.R.; Stueckrad O.M. (2002). Tectono-climatic evolution of a Neogene intramontane basin (Late Miocene Carboneras subbasin, southeast Spain): revelations from basin mapping and biofacies analysis. *Basin Research*, 14 (4), 503-521
- Braga, J. C. y Martín, J. M. (1987). Distribución de las algas dasycladáceas en el Trías Alpujárride. Cuadernos de Geología Ibérica, 11, 475-489.
- Braga, J.C, Martín, J.M., Betzler, C., Brachert, T.C. (1996). Miocene temperate carbonates in the Agua Amarga Basin (Almería, SE Spain). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 9, 285-296.
- Braga, J.C.; Martín, J.M.; Quesada, C. (2003): Patterns and average rates of late Neogene-Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, 50, 3-26.
- Buforn, E., Udías, A. y Mezcua, J. (1988). Seismicity and focal mechanisms in south Spain. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78 (6), 2008-2024.
- Buforn, E., Sanz de Galdeano, C. y Udías, A. (1995). Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248, 247-261.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G. y Jabour, N. (2000). Geodynamic Evolution of the Lithosphere and Upper-Mantle Beneath the Alboran Region of the Western Mediterranean - Constraints from Travel-Time Tomography. *J. Geophys. Res.*, 105 (B5), 10871-10898.
- Calvo, M., Osete, M. L. y Vegas, R. (1994). Paleomagnetic rotations in opposite senses in southeastern Spain. *Geophys. Res. Lett.*, 21 (9), 761-764.
- Campillo, A. C., Maldonado, A. y Mauffret, A. (1992). Stratigraphic and Tectonic Evolution of the Western Alboran Sea: Late Miocene to Recent. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 165-172.
- Carey, E. y Brunier, B. (1974). Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279 (D), 891-894.
- Casas Sainz, A. M. y Maestro González, A. (1996). Deflection of a compressional stress field by large-scale basement faults. A case study from the Tertiary Almazán basin (Spain). *Tectonophysics*, 255, 135-156.
- Casas, A. y Carbo, A. (1990). Deep-Structure of the Betic Cordillera Derived from the Interpretation of a Complete Bouguer-Anomaly Map. *J. Geodynamics*, 12 (2-4), 137-147.
- Chalouan, A. y Michard, A. (1990). The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: a variscan chip in the Alpine belt. *Tectonics*, 9 (6), 1565-1583.
- Chalouan, A., Rachida, S., Michard, A. y Bally, A. W. (1997). Neogene Tectonic Evolution of the Southwestern Alboran Basin as Inferred from Seismic Data Off Morocco. *AAPG Bull.*, 81 (7), 1161-1184.
- Channel, J. E. T. y Mareschal, J. C. (1989). Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrhenian Rift. En: Alpine Tectonics. (Coward, M. P., Dietrich, D. y Park, R. G., Eds.). *Special Publication Geological Society of London*, London. 45, 285-302.
- Chapelle, G. (1988). Le Bassin Neogene de Níjar-Carboneras (Sud-Est de l'Espagne) : Les relations entre la sédimentologie et les étapes de la structuration. Tesis, Univ. Bernard-Lyon I. (Publ. IGAL) : 253 p.

- Chauve, J., Mathis, V., Peyre, Y. y Riviere, M. (1973). Sur la presence de tufs dans les sediments d'âge Burdigalien de la région de La Viñuela-Alcaucin-Zafarraya-Riogordo (Province de Málaga, Espagne méridionale). *Ann. Sci. Univ. Besançon, Geol.*, 153-165.
- Chung, W. y Kanamori, H. (1976). Source process and tectonic implications of the Spanish deep-focus earthquake of 29 March 1954. *Phys. Earth Planet. Int.*, 13, 85-96.
- Cloetingh, S. y Niewland, F. (1984). On the mechanisms of lithospheric stretching and doming: a finite element analysis. *Geol. Mijnbouw*, 63, 315-322.
- Comas, M. C., García Dueñas, V. y Jurado, M. J. (1992). Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 157-164.
- Comas, M.C., Dañobeitia, J.J., Álvarez Mazarrón, J. Soto, J.I. (1995). Cristal reflections and structure in the Alboran basin: preliminary results of the ESCI-Alborán survey. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 8 (4), 529-542.
- Comas, M.C. (1996). The Alboran Sea and the betic Rif orogen: aftermath of extension and compression in the Alboran Basin. International Workshop "The Mediterranean Basins: Tertiary Extensions within the Alpine Orogen". París
- Comas, M. C., Platt, J. P., Soto, J. I. y Watts, A. B. (1999). The Origin and Tectonic History of the Alborán Basin: Insights from Leg 161 Results. En: Proc. ODP Sci. Results. (Zahan, R., Comas, M. C. y Klaus, A., Eds.). 161, 555-579.
- Comptom, R. R. (1966). Analyses of Pliocene-Pleistocene Deformation and stresses in Northern Santa Lucia Range, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, 1361-1380.
- Crespo Blanc, A., Orozco, M. y García Dueñas, V. (1994). Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems. *Tectonics*, 13, 78-88.
- Crespo Blanc, A. (1995). Interference pattern of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (North of Sierra Nevada, Betic Chain). *J. Struct. Geol.*, 17 (11), 1559-1569.
- Cuevas, J. (1990). Microtectónica y metamorfismo de los Mantos Alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ed. Madrid. 129 pp.
- Cunningham, C.G., Arribas, A., Rytuba, J.J., Arribas, A. (1990). Mineralized and unmineralized calderas in Spain: Part I: evolution of the Los Frailes Caldera. *Mineral Deposita* 25. S21-S28.
- Dabrio, C.J., Goy, J.L., y Zazo, C. (1984). Dinámica litoral y ambientes sedimentarios en el Golfo de Almería desde el Tirreniense hasta la actualidad. I Congreso Español de Geología 507-522.
- De Jong, K. (1991). Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain) - with implications for the dynamics of extension and compression in the Western Mediterranean area. Tesis Doctoral, Universidad Libre de Amsterdam, Amsterdam, 204 pp.
- De Larouzière, F. D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montecat, C. y Ottd'Estevou, P. (1988). The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152, 41-52.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. y Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 21 (20), 2191-2194.
- De Ruig, M.J. (1990). Fold trends and stress deviation in the Alicante fold belt, southeastern Spain. *Tectonophysics* 184, 393-403.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sborshikov, I. M., Geysant, J., Lepvrier, C., Perchersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. y Biju Duval, B. (1986). Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Dercourt, J., Ricou, L. E., y Vrielynck, B. (eds.) (1993). Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Gauthier-Villars, Paris.
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. W. y Knott, D. (1989). Kinematics of the

- Western Mediterranean. En: Alpine Tectonics. (Coward, M. P., Dietrich, D. y Park, R. G., Eds.). Spec. Pub. J. Geol. Soc., London. 265-283.
- Di Battistini, G., Toscani, L., Iaccarino, S., Villa, J.M. (1987). K/Ar ages and the geological setting of calc-alkaline volcanic rocks from Sierra de Gata, SE Spain. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, H. 8, 369-383.
- Docherty, C. y Banda, E. (1995). Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: A case study for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere. *Tectonics*, 14, 804-818.
- Duggen, S., Hoernle, K., Bogaard, P., Harris, C. (2004). Magmatic evolution of the Alboran region: the role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters* 218, 91-108.
- Dunne, W.M., Hancock, P.L. (1994). Palaeostress analysis of small-scale structures. In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford, pp. 101-121.
- Durand-Delga, M. (1980). La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Mémoire hors série de la Société géologique de France*, 10, 203-224.
- Durand Delga, M. y Olivier, P. (1988). Evolution of the Alboran block margin from Early Mesozoic to Early Miocene time. En: *The Atlas System of Morocco*. (Jacobshagen, V. H., Ed.). Springer Verlag, Berlin. 15, 465-480.
- Durand Delga, M., Feinberg, H., Magné, J., Olivier, P. y Anglada, R. (1993). Les formations oligo-miocènes discordantes sur les Malaguides et les Alpujarrides et leurs implications dans l'évolution géodynamique des Cordillères bétiques (Espagne) et la Méditerranée d'Alboran. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317 (série II), 679-687.
- Egeler, C.G. (1963). On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geologische Rundschau*, 53, 260-269.
- Egeler, C. G. (1964). On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geologische Rundschau*, 53, 260-269.
- Egeler, C. G. y Simon, O. J. (1969). Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Étude basée sur la recherche dans le secteur compris entre Almería y Vélez Rubio. *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet. Afd. Natuurk.*, 25, 1-90.
- Ercilla, G., Alonso, B. y Baraza, J. (1992). Sedimentary evolution of the NW Alboran Sea during the Quaternary. In: A. Maldonado (editor), *The Alboran Sea. Geo-Marine Letters*, Sp. 2-3: 144-149.
- Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1983). Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques (Bassins du Guadix-Baza et de Grenade). *Rev. Geol. Dynam. Géograph. Phys.*, 24 (1), 23-34.
- Estrada, F., G. Ercilla, B. Alonso, (1997).- Plio-Quaternary tectosedimentary evolution of the northeastern Alboran Sea. *Tectonophysics*. 282, 423-442.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignières, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, 3 (1), 51-65.
- Faulkner, D. R., A. C. Lewis, y E. H. Rutter (2003), On the internal structure and mechanics of large strike-slip faults: Field observations from the Carboneras fault, southeastern Spain, *Tectonophysics*, 367, 235-251.
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A. y Ramalho, E. (1998). Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 291, 29-53.
- Fernández Soler, J. M. (2001). El volcanismo calcoalcalino en el parque natural de Cabo de Gata-Nijar (Almería). Estudio volcanológico y petrológico. Tesis Universidad de Granada. Sociedad Almeriense de Historia Natural. Conserjería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. 293 pag.
- Finetti, I. y Morelli, C. (1973). Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. *Boll. Geof. teor. ed appl.*, 15, 263-341.
- Fortuin, A.R. y Krijgsman, W. (2003) The Messinian of the Nijar Basin (SE Spain): sedimentation, depositional environments and paleogeographic evolution. *Sedimentary Geology*, 160: p. 213-242.

- Fourniguet, J. (1975): Tesis Univ. Orleáns. 230 pp.
- Fourniguet J., 1976. Quaternaire marin et néotectonique sur la côte andalouse méridionale (Espagne), *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 282, 1849-1852.
- Galindo Zaldívar, J. y González Lodeiro, F. (1988). Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Ann. Tectonicae*, 2, 90-97.
- Galindo Zaldívar, J.,González Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1989). Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinamica Acta*, 3, 73-85.
- Galindo Zaldívar, J.,González Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993). Stress and paleostress in the Betic-Rif Cordilleras (Miocene to present-day). *Tectonophysics*, 227, 105-126.
- Galindo Zaldívar, J. (1990). Geometría y cinemática de las deformaciones neógenas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Granada, 319 pp.
- Galindo Zaldívar, J.,Jabaloy, A. y González Lodeiro, F. (1996). Reactivation of the Mecina detachment in the western sector of Sierra-Nevada (Betic-Cordilleras, SE Spain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 323, serie IIa (7), 615-622.
- Galindo Zaldívar, J.,Jabaloy, A.,González Lodeiro, F. y Aldaya, F. (1997). Crustal structure of the central sector of the Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, 16 (1), 18-37.
- Galindo Zaldívar, J.,González Lodeiro, F.,Jabaloy, A.,Maldonado, A. y Schreider, A. A. (1998). Models of magnetic and Bouguer gravity anomalies for the deep structure of the Central Alboran Sea Basin. *Geo-Mar. Lett.*, 18 (1), 10-18.
- Galindo Zaldívar, J.,Jabaloy, A.,Serrano, I.,Morales, J.,González Lodeiro, F. y Torcal, F. (1999). Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): Example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18 (4), 686-702.
- Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J. y Borque, M.J. González-Lodeiro, F; Jabaloy, A., Marín-Lechado, C., Ruano, P. y Sanz de Galdeano, C. (2003). Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain). *Journal of Geodynamics*, 36 : 239-250.
- Gantar, C.,Morelli, C. y Pisani, M. (1968). Information report on surface gravity and magnetic measurement with the ship "bannock" in the Mediterranean Sea. *Boll. Geof. teor. ed appl*, 10, 134-157.
- García, F. (2003). Modelos de sedimentación deltaica en las cuencas neógenas de la Cordillera Bética (sectores central y oriental). Tesis doctoral. Univ Granada.
- García, M.; Alonso, B. Ercilla, G. y Gracia, E. (2004). Los sistemas de valles tributarios del Cañón de Almería (NE Mar de Alborán): factores de control García et al. (2003). VI Congreso Geológico de España. Zaragoza. *Geotemas* 6 (2), 225-228.
- García Casco, A. y Torres Roldán, R. L. (1996). Disequilibrium induced by fast decompression in St-Bt-Grt-Ky-Sil-And metapelites from the Betic Belt (southern Spain). *J. Petrol.*, 37 (5), 1207-1239.
- García-Dueñas, V. 1967. La Zona Subbética al norte de Granada. Notas y Comunicaciones del IGME, 101-102, 73-100.
- García Dueñas, V. (1969). Les unités allochtones de la Zone Subbétique, dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne). *Rev. Géograp. Phy. Géol. Dinam.*, XI (2), 211-222.
- García Dueñas, V. y Martínez Martínez, J. M. (1988). Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio Cortical de Alborán, el Despeque Extensional de Filabres (Béticas orientales). *Geogaceta*, 5, 53-55.
- García Dueñas, V.,Balanyá, J. C. y Martínez Martínez, J. M. (1992). Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo Mar. Lett.*, 12, 88-95.
- García Dueñas, V.,Banda, E.,Torné, M.,Córdoba, D. y grupo, E.-B. w. (1994). A deep seismic reflection survey across the Betic Chain (southern Spain): First results. *Tectonophysics*, 232, 77-89.

- García Hernández, M., López Garrido, A. C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1980). Mesozoic paleogeographic evolution the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnbouw*, 59, 155-168.
- Gephart, J. W. y Forsyth, D. (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquakes focal mechanism data: application to the San Fernando Earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, 89, 9305-9320.
- Gephart, J. W. (1990a). FMSI: a FORTRAN program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor. *Comp. Geosci.*, 19, 953-989.
- Gephart, J. W. (1990b). Stress and the direction of slip on fault planes. *Tectonics*, 9, 845-858.
- Giménez, J., Suriñach, E. y Goula, X. (2000). Quantification of vertical movements in the eastern Betics (Spain) by comparing levelling data (PDF 1,3 MB) *Tectonophysics*, núm. 317, pàg. 237-258.
- Goffé, B., Michard, A., García-Dueñas, V., González-Lodeiro, F., Monié, P., Campos, J., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Martínez-Martínez, J. M. y Simancas, F. (1989). First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordillera (SE Spain). *European Journal of Mineralogy*, 1, 139-142.
- Gómez-Pugnaire, M. T. y Franz, G. (1988). Metamorphic evolution of the Palaeozoic series of the Betic Cordilleras (Nevado-Filabride complex, SE Spain) and its relationship with the Alpine orogeny. *Geologische Rundschau*, 77, 619-640.
- Gómez-Pugnaire, M. T. y Cámara, F. (1990). La asociación de alta presión distena+talco+fengita coexistente con escapolita en metapelitas de origen evaporítico (Complejo Nevado-Filábride, Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3, 373-384.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Braga, J.C., Martín, J.M., Sassi, F.P. y Del Moro, A. (2000). Regional implications of a Palaeozoic age for the Nevado-Filábride Cover of the Betic Cordillera, Spain. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80, 45-52.
- González-Asensio A; Domínguez-Prats, P; Franqueza P.A. (2003). Sistema costero de sierra de Gádor. Observaciones sobre su funcionamiento y relaciones con los ríos Adra y Andarax y con el mar. Tecnología de la intrusión de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos. Alicante. Tomo I. 423-432.
- Goy, J.L. y Zazo, C. (1983). Niveles marinos cuaternarios y su relación con la tectónica en el litoral de Almería (España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 80 1-4, 171-184.
- Goy, J.L., Zazo, C. (1986). Synthesis of the Quaternary in the Almería littoral neotectonic activity and its morphologic features, western Betics, Spain. *Tectonophysics* 130, 259-270.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J. (2003). A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50, 251-268.
- Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar. (1977). L' histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. *Bull. Soc. Géol. France*, 19, 575-614.
- Hall, S. H. y Rutter, E. H. (1986). Late orogenic faulting in S.E. Spain. *J. Geol. Soc. London*,
- Hancock, P.L., (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology* 7, 437-457.
- Hancock P.L., (1986). Joint spectra, geology in the real world. In: Nichol, I., Nessbit, R.W. (Eds.), The Kingsley Dunham volume, pp.155-164.
- Hancock P. L. Editor, (1994). Continental Deformation. Pergamon Press. Oxford New York Seoul Tokyo. 421 p.
- Harvey, A.M., Silva, P.G. , Mather, A.E., Goy, J.L., Stokes. M. y Zazo, C. (1999). The impact of Quaternary sea-level and climatic change on coastal alluvial fans in the Cabo de Gata ranges, southeast Spain. *Geomorphology*, 28, 1-22.
- Hatzfeld, D. (1976). Etude sismologique et gravimétrique de la structure profonde de la

- mer d'Alborán: mise en evidence d'un manteau anormal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, 1021-1024.
- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Vazquez, J.T., Lobo, F., Fernández-Puga, M.C., Llave, E., Díaz-del Río, V. (2002) Quaternary stratigraphic stacking patterns on the continental shelves of the southern Iberian Peninsula: Their relationship with global climate and palaeoceanographic changes. *Quaternary International*, 92: 5-23.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Giner, J. L., Rodríguez-Pascua, M., Rincón, P., Lindo, R., Vadillo, O., Cabañas, L., Cicuéndez, J. I., Simón, J. L., Casas, A., Cortés, A., González-Casado, J. M., Rodríguez, C. y Camacho, A. (1998). Proyecto SIGMA, Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual en la Península Ibérica. Ed. Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid. 239 pp.
- Hillaire-Marcel, C., Carro, O., Causse, C., Goy, J.L., Zazo, C. (1986). Th/U dating of *Strombus bubonius* bearing marine terraces in southeastern Spain. *Geology* 14, 613-616.
- Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Duggen, S., Mocek, B. y Garbe Schönberg, D. (1999). Evidence for Miocene subduction beneath the Alborán Sea:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating and geochemistry of volcanic rocks from Holes 977A and 978A. En: Proc. ODP. Sci. Results. (Zahn, R., Comas, M. C. y Klaus, A., Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program), 161, 357-373.
- Houseman, G. A., McKenzie, D. P. y Molnar, P. (1981). Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of the continental crust. *J. Geophys. Res.*, 86, 6115-6132.
- Hsü, K.J., Cita, M.B. y Ryan, W.B.F. (1973). The origin of the Mediterranean evaporites, In: Ryan, W.B.F., Hsü K.J., Cita, M.B. et al. (Editors), Initial reports of the deep sea drilling project. D.C., U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 1203-1231.
- Huibregtse, P., Alebeek, H.V., Zaal, M., Biermann, C. (1998). Paleostress analysis of the northern Nijar and southern Vera basins: constraints for the Neogene displacement history of major strike-slip faults in the Betic Cordilleras, SE Spain. *Tectonophysics* 300, 79-101.
- Johnson, C., Harbury, N. y Hurford, A. J. (1997). The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, 16 (2), 189-204.
- Jonk, R., Biermann, C. (2002). Deformation in Neogene sediments of the Sorbas and Vera Basins (SE Spain): constraints on simple-shear deformation and rigid body rotation along major strike-slip faults. *Journal of Structural Geology* 24, 963-977.
- IAGA- International Association of Geomagnetism and Aeronomy (2000). International Geomagnetic Reference Field 2000 Geophysical Journal International 141, 259-262.
- IGME (1973). Investigación gravimétrica y magnetométrica en Alquife (Granada). Informe interno.
- IGME (1982). Mapa geológico y memoria de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes. (Almería-Garrucha Chella-Los Genoveses). Escala 1:200.000.
- I.G.N. (1976). Mapa de anomalías de Bouguer. Escala 1:500000. I.G.N., Madrid.
- ILIHA DSS Group. (1993). A deep seismic sounding investigation of lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 221, 35-51.
- ISRM. International Society for Rock Mechanics (1981). Suggested methods for rock characterization, testing and monitoring. ISRM Suggested methods. Ed. E.T. Brown. Pergamon Press.
- Jabaloy, A., Galindo Zaldívar, J. y González Lodeiro, F. (1992). The Mecina Extensional System: Its relation with the Post-Aquitania piggy-back basins and the paleostresses (Betic Cordilleras, Spain). *Geo-Mar. Lett.*, 12, 96-103.
- Jabaloy, A., Galindo Zaldívar, J. y González Lodeiro, F. (1993). The Alpujarride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.*, 15 (3-5), 555-569.
- Jacquín, J.P. (1970). Contribution a l'étude géologique et minière de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne). Tesis Doctoral, 1970: p. 501.

- Jonk R. y Biermann C. (2002). Deformation in Neogene sediments of the Sorbas and Vera Basins (SE Spain): constraints on simple-shear deformation and rigid body rotation along major strike-slip faults. *Journal of Structural Geology* 24, 963-977.
- Junta de Andalucía. (1985). Mapa Geológico-Minero de Andalucía. Escala 1:400000. Junta de Andalucía, Granada.
- Jurado, M. J. y Comas, M. C. (1992). Well Log interpretation and seismic character of the Cenozoic sequence in the northern Alboran Sea. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 129-136.
- Kampschuur, W. (1975a). Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: Higher Nevado-Filabride units and the glaucophanitic greenschist facies. *Tectonophysics*, 27, 57-81.
- Kampschuur, W. y Rondeel, H. E. (1975b). The origin of the Betic Orogen, SE Spain. *Tectonophysics*, 27, 39-56.
- Keller, J. V. A., Hall, S. H., Dart, C. J. y McClay, K. R. (1995). The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system: the Carboneras fault, SE Spain. *J. Geol. Soc. London*, 152, 339-351.
- Kleverlaan K. (1989). Neogene history of the Tabernas basin (SE Spain) and its Tortonian submarine fan development. *Geologie en Mijnbouw*, 68, 421-432, 1989.
- Kozur H., Kampschuur W., Mulder-Blanken C. W. H. y Simon O. J. (1974) Contribution to the Triassic Ostracode faunas of the Betic Zone (southern Spain). *Scripta Geologica*, 23, 1-56.
- Kozur, H., Mulder-Blanken, C. W. H. y Simon, O. J. (1985). On the triassic of the Betic Cordilleras (S. Spain), with special emphasis on holothurian sclerites. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, Ser. B, 88, 83-110.
- Krautworst, U.M.R., Brachert, T.C. (2003). Sedimentary facies during early stages of flooding in an extensional basin: the Brèche Rouge de Carboneras (Late Miocene, Almería /SE Spain). *International Journal of Earth Science*. 92: p. 610-623.
- Lafuste, J. y Pavillon, M. J. (1976). Mise en évidence d'Eifelien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cordillères bétiques. Intérêt de ce nouveau repère stratigraphique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 283, 1015-1018.
- Lawn, B. y Wilshaw R. (1975). Indentation fracture: principles and applications. *Journal Material Sciences* 10, 149-81.
- Leblanc, D. y Olivier, P. (1984). Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*, 101, 345-355.
- Leine, L. (1968). Rauhackes in the Betic Cordilleras, Spain. Tesis Doctoral, Amsterdam 112 pp.
- Lonergan, L. (1993). Timing and Kinematics of deformation in the Malaguide Complex, Internal Zone of the Betic Cordillera, Southeast Spain. *Tectonics*, 12 (2), 460-476.
- Lonergan, L. y Platt, J. (1995). The Malaguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.*, 17 (12), 1665-1671.
- Lonergan, L. y White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16 (3), 504-522.
- Loomis, T. P. (1975). Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *American Journal of Science*, 275, 1-33.
- López-Casado, C., Sanz de Galdeano, C., Molina-Palacios, S. y Henares-Romero, J. (2001). The structure of the Alboran Sea: and interpretation from seismological and geological data. *Tectonophysics*, 338, 79-95.
- López Garrido, A.C. (1971). Geología de la Zona Prebética al NE de la provincia de Jaén. Tesis doctoral, Universidad de Granada. 317 pp.
- López-Marinás, J.M. (1977). Estudio del terremoto de 22 Septiembre 1522 en Almería. Publicación Hidroeléctrica Española, 16 pp.
- López Sánchez Vízcaíno, V., Rubatto, D., Gómez Pugnare, M. T., Trommsdorff, V. y Müntener, O. (2001). Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filabride Complex, SE Spain. *Terra Nova*, 13, 327-332.

- Luján, M., Balanyá, J.C. y Crespo-Blanc, A. (2000). Contractional and extensional tectonics in Flysch and Prebetic units (Gibraltar Arc, SE Spain): new constraints on the emplacement mechanisms. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences de Paris*, 330, 631-637
- Maldonado, A., Campillo, A. C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J. y Campos, J. (1992). Alboran Sea Late Cenozoic Tectonic and Stratigraphic Evolution. *Geo-Marine Letters*, 12, 179-186.
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L.R. (2003). Joints, faults and paleostress evolution in the Campo de Dalías (Betic Cordilleras, SE Spain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Geosciences* 335, 255-264.
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L.R., Serrano, I., Pedrera, A. (2005). Active faults, seismicity and stresses in an internal boundary of a tectonic arc (Campo de Dalías and Níjar, southeastern Betic Cordilleras, Spain). *Tectonophysics* 396, 81-96.
- Martín Algarra, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Granada, 1171 pp.
- Martín, J.M., Braga, J.C. (1994). Messinian events in the Sorbas basin in southeastern Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean. *Sedimentary geology* 90, 257-268.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Betzler, C., Brachert, T.C. (1996). Sedimentary model and high-frequency cyclicity in a Mediterranean, shallow-shelf, temperate-carbonate environment (uppermost Miocene, Agua Amarga Basin, Southern Spain). *Sedimentology*, 43: p. 263-277.
- Martínez Díaz, J.J. (1998). Neotectónica y tectónica activa del sector centro-occidental de la Región de Murcia y sur de Almería (Cordillera Bética-España). Tesis Doctoral.
- Martínez-Díaz, J.J. (2000). Actividad neotectónica en el sureste de Almería y su incidencia en la morfotectónica de la zona (Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 13, 417-429.
- Martínez Díaz, J.J. y Hernández-Enrile, J.L. (2004). Neotectonics and morphotectonics of the southern Almería region (Betic Cordillera-Spain) kinematic implications. *International Journal of Earth Sciences* 93: 189-206
- Martínez Martínez, J. M. (1995). La Sierra Alhamilla (Béticas orientales), una ventana extensional abierta en el basamento de la cuenca Miocena de Alborán. *Geogaceta*, 17, 128-130.
- Martínez Martínez, J. M. y Azañón, J. M. (1997). Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain). Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system. *Tectonics*, 16 (2), 205-225.
- Martín Penela, A.J. y Rodríguez-Fernández, J. (1994). Offshore features of the Serrata-Carboneras Fault Zone (SCFZ) NE Alboran Basin. RCMNS Interim Colloquium "Neogene Basin Evolution and Tectonics of the Mediterranean Area. Rabat. p. 59.
- Martín Rojas, I. (2004). Las Unidades Internas del sector de la Sierra de Gádor: Estructura y Evolución Geodinámica. Tesis doctoral. Universidad de Alicante. 497 pp.
- Martín Rosales, W. (1996). Efectos de los diques de retención en el borde meridional de la Sierra de Gádor. Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- Mauffret, A., El-Robrini, M. y Gennesseaux, m : (1987). Indice de la compression récente en mer Méditerranée: un bassin losangique sur la marge nor-algérienne. *Bull. Soc. Fr.*, 8. 1195-1206.
- Medialdea, T., Suriñach, E., Vegas, R., Banda, E. y Ansorge, J. (1986). Crustal structure under the western end of the Betic cordillera (Spain). *Annales Geophysicae*, 4 (B, 4), 457-464.
- Monié, P., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., Goffé, B. y Jabaloy, A. (1991).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Journal of the Geological Society of London*, 148, 288-297.
- Monié, P., Torres-Roldán, R. L. y García-Casco, A. (1994). Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronological constraints on a

- collapsed terrane. *Tectonophysics* 238, 353-379.
- Montenat, C. y Ott d'Estevou, P. (1990). Eastern Betic Neogene Basins-A Review. In: Les Bassins Neogenes du Domaine Betique Orientale (Espagne) (edited by Montenat, C.). Doc. et Trav. IGAL 12-13. IGAL, Paris, 9-15.
- Montenat, C. y Ott d'Estevou, P. O. (1996). Late Neogene basins evolving in the Eastern Betic transcurrent fault zone: An illustrated review, in Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics, edited by P. Friend y C. J. Dabrio, pp. 372 – 386, Cambridge Univ. Press, New York.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P. y Pierson d'Autrey, L. (1996). Miocene basins of the eastern Prebetic Zone: some tectono-sedimentary aspects. En: Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics. (Friend, P. F. y Dabrio, C. J., Eds.). Cambridge University Press, 6.
- Morales, J., Serrano, I., Jabajoy, A., Galindo Zaldívar, J., Zhao, D., Torcal, F., Vidal, F. y González Lodeiro, F. (1999). Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alborán Sea. *Geology* 27(8), 735-738.
- Morley, C. K. (1993). Discussion of Origins of Hinterland Basins to the RIF-Betic Cordillera and Carpathians. *Tectonophysics* 226(1-4), 359-376.
- Muehlberger, W.R., (1961). Conjugate joint sets of small dihedral angle. *Journal of Geology* 69, 211,219.
- Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S. Pavoni, N., Stephansson, O., Ljunggren, C. (1992) Regional patterns of tectonic stress in Europe. *J. Geophys. Res.*, 97: 11.783-11.803.
- Nieto, J. M., Puga, E., Monié, P., Díaz De Federico, A. y Jagoutz, E. (1997). High pressure metamorphism in metagran-ites and orthogneisses from the Mulhacén Complex (Betic Cordillera, Spain). *Terra Nova* 1, 22–23.
- Nijhuis, H. J. (1964). Plurifacial alpine metamorphism in the southeastern Sierra de los Filabres, South of Lubrín, SE Spain. Tesis doctoral, Univ. Amsterdam.
- Orozco, M. (1972). Los Alpujarrides en Sierra de Gádor Occidental. Tesis doctoral Univ. Granada. 379 p.
- Orozco, M., Alonso-Chaves, F.M. y Nieto, F. (1997). Gravity-Induced recumbent folds and low-angle normal faults in the Alpujarras Region (Betic Cordilleras): Indications of Miocene extensional tectonics in the western mediterranean. *C. R. Acad. Sci. Paris* 325,215-219.
- Orozco, M., Alonso Chaves, F. M. y Nieto, F. (1998). Development of Large North-Facing Folds and Their Relation to Crustal Extension in the Alboran Domain (Alpujarras Region, Betic Cordilleras, Spain). *Tectonophysics* 298(1-3), 271-295.
- Orozco, M., Álvarez-Valero, A. M., Alonso-Chaves, F. M., Platt, J. P. (2004) Internal structure of a collapsed terrain: The Lújar syncline and its significance for the fold- and sheet-structure of the Alborán Domain (Betic Cordilleras, Spain). *Tectonophysics* 385, 85-104.
- Osete, M. L., Feeman, R. y Vegas, R. (1988). Preliminary paleomagnetic results from the Subbetic Zone, Betic Cordillera, southern Spain): Kinematic and structural implications. *Phys. Earth and Planet. Inter.* 52, 283-300.
- Ott d'Estevou, P. (1980). Evolution dynamique du bassin néogène de Sorbas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). PhD Thesis. Documents et travaux de l'IGAL, Paris. 1.
- Ott d'Estevou, P., Montenat, C. y Alvado, J. C. (1990). Le bassin de Vera-Garrucha. In: Les Bassins Neogenes du Domaine Betique Orientales (Espagne) (edited by Montenat, C.) 12-13. IGAL, Paris, 165-187.
- Pedley, R C, Busby, J P, Dabek, Z K. (1993). GRAVMAG User Manual -Interactive 2.5D gravity and magnetic modelling. British Geological Survey, Technical Report WK/93/26/R
- Perconig, E. (1976). Estudio de algunos cortes del Neógeno de Sierra de Gádor y del Campo de Dalías (Almería, España). *Revista Española de Micropaleontología* 8, 141-178.
- Pineda, A., Giner, J., Zazo, C. y Goy, J.L. (1983). Mapa geológico y memoria explicativa de Carboneras (1046). Escala 1:50.000. I.G.M.E., Madrid.

- Platt J. P. (1982). Emplacement of a fold-nappe, Betic orogen, southern Spain. *Geology*, 10, 97-102.
- Platt, J. P., Van der Eeckhout, B., Janzen, E., Konert, G., Simon, O. J. y Weijermars, R. (1983). The structure and tectonic evolution of the Aguilón Fold-nappe, Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain. *J. Struct. Geol.* 5, 519-538.
- Platt, J. P. y Vissers, R. L. M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology* 17, 540-543.
- Platt, J. P., Soto, J. I. y Comas, M. C. (1996). Decompression and High-Temperature-Low-Pressure Metamorphism in the Exhumed Floor of an Extensional Basin, Alboran-Sea, Western Mediterranean. *Geology* 24(5), 447-450.
- Platt, J. P., Soto, J. I., Whitehouse, M. J., Hurford, A. J. y Kelley, S. P. (1998). Thermal Evolution, Rate of Exhumation, and Tectonic Significance of Metamorphic Rocks from the Floor of the Alboran Extensional Basin, Western Mediterranean. *Tectonics* 17(5), 671-689.
- Platt, J. P. y Whitehouse, M. J. (1999). Early Miocene High-Temperature Metamorphism and Rapid Exhumation in the Betic-Cordillera (Spain) - Evidence from U-Pb Zircon Ages. *Earth Planet. Sc. Lett.* 171(4), 591-605.
- Platzman, E. S. (1992). Paleomagnetic rotations and the kinematics of the Gibraltar Arc. *Geology* 20, 311-314.
- Pollard, D.D., Aydin, A., (1988). Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin* 100, 1181-1204.
- Polyak, B. G., Fernández, M., Khutorskoy, M. D., Soto, J. I., Basov, I. A., Comas, M. C., Khain, V. Y., Alonso, B., Agapova, G. V., Mazurova, I. S., Negredo, A., Tochitsky, V. O., de la Linde, J., Bogdanov, N. A. y Banda, E. (1996). Heat flow en the Alborán Sea, western Mediterranean. *Tectonophysics* 263, 191-218.
- Postma, G., (1983), Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrija Formation, Pliocene, Almería Basin, SE Spain): *Sedimentology* 30, p. 91-103.
- Pous, J., Queralt, P., Ledo, J. J. y Roca, E. (1999). A high electrical conductive zone at lower crustal depth beneath the Betic Chain (Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 167, 35-45.
- Price, N.J., Cosgrove, J.W., (1990). Analysis of geological structures. Cambridge University Press, Cambridge.
- Priem, H.N., Boelruk, N.A., Hebeda, E.H. y Verschuren, R.H. (1966). Isotopic age determinations on tourmaline granite- gneiss (South-Eastern Sierra de los Filabres). *Geologie en Mijnbouw*, 45, 184-187.
- Priem, H. N. A., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Oen, I. S., Verdumen, E. A. T. y Verschure, R. H. (1979). Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serrania de Ronda, southern Spain. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 70, 103-109.
- Puga, E., Fontboté, J.M. y Martín-Vivaldi, J.L. (1975). Kyanite pseudomorphs after andalusite in polymetamorphic rocks of Sierra Nevada (Betic Cordillera, Southern Spain). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 55, 227-241.
- Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1976). Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas. In: Reun. Geod. Cord. Bét. y Mar de Alborán. Pub. Univ. de Granada (1978), 79-114.
- Reches, Z. (1978). Analysis of faulting in three-dimensional strain field. *Tectonophysics* 47, 109-129.
- Reches, Z. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II Theoretical analysis. *Tectonophysics* 95, 133-156.
- Reineck, H. E. y I.B. Singh. (1980). Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin, 549 pp.
- Riding, R., Martín, J.M., Braga, J.C. (1991). Coral-stromatolite reef framework, Upper Miocene, Almería, Spain. *Sedimentology* 38, 799-818.

- Robinson, E. y Çoruh, C. (1988). Basic exploration geophysics. John Wiley and Sons, 562 p.
- Rodríguez-Fernández, J., Martín-Penela, J. (1993). Neogene evolution of the Campo de Dalías and surrounding offshore areas (Northeastern Alboran Sea). *Geodinamica Acta* 6, 255-270.
- Rodríguez-Fernández, J., Azañón, J.M. y Martínez-Martínez, J.M. (2000). Plio-Quaternary contractive reorganization along the Serrata-Carboneras Fault Zone, NE Alboran Basin. Geological processes on European continental margins. Granada. p. 28.
- Rodríguez-Pascua, M.A. y de Vicente, G. (2001). Estado de esfuerzos actual en la Cordillera Bética Oriental. *Boletín Geológico y Minero* 112 (4), 79-95.
- Roldán García, F. J. (1995). Evolución neógena de la Cuenca del Guadalquivir. Tesis doctoral, Universidad de Granada. 263 pp.
- Roldán García, F.J., García-Cortés, A. y Fernández-Gianotti, J. (2004). Olistostromes and tectonosomes between the Betic Cordillera and the Guadalquivir Basin (Andalucía, Spain). Poster. 32nd International Geological Congress (Florence-Italy).
- Romero, R., Luzón, F., Fernandez, J., Carrasco, D., (2001). Direction of surface displacement produced by the 1993 Adra earthquake (MB=5.0), South of Spain, using radar interferometry. Workshop on the geodynamics of the western part of the Eurasia-Africa plate boundary (Azores-Tunisia), San Fernando, Spain.
- Rondeel, H.E. (1965) Geological investigations in the western Sierra Cabrera. Tesis doctoral, University of Amsterdam, The Netherlands.
- Royden, L. H. (1993a). The Tectonics Expression Slab Pull at Continent Convergent Boundaries. *Tectonics* 12(2), 303-325.
- Royden, L. H. (1993b). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics* 12(3), 629-638.
- Ruano, P. (2003). Estructuras tectónicas recientes en la transversal central de las Cordilleras Béticas. Tesis doctoral. Universidad de Granada. 446 pp.
- Ruano, P.; Galindo-Zaldívar, J.; Jabaloy, A. (2004). Recent Tectonic Structures in a Transect of the Central Betic Cordillera. *Pure and Applied Geophysics* 161, 541 – 563.
- Rueda, J., Mezcuca, J., Sánchez-Ramos, M. (1996). La serie sísmica de Adra (Almería) de 1993-1994 y sus principales consecuencias sismotectónicas. *Avances en Geofísica y Geodesia* 1, 91-98.
- Ruegg, G.J.H. (1964) Geologische onderzoekingen in het bekken van Sorbas, S Spajen. Amsterdam geological Institut, University of Amsterdam.
- Rutter, E. H. (1986). On the nomenclature of mode of failure transitions in rocks. *Tectonophysics* 122, 381-387.
- Sánchez, M. (1917). Datos referentes a la sismicidad de la porción oriental de la Península Ibérica. *Mem. R. Acad. Cien. y Artes de Barcelona* Vol. XIII, N 8:179-188.
- Sánchez-Rodríguez, L. (1998). Pre-Alpine and Alpine evolution of the Ronda Ultramafic Complex and its country-rocks (Betic chain, southern Spain): U-Pb SHRIMP zircon and fission-track dating. Tesis doctoral, Swiss Federal Institute of Technology, Zürich.
- Sanz de Galdeano, C. (1973). Geología de la transversal Jaén-Frailes (Provincia de Jaén). Tesis doctoral. Universidad de Granada 274 pp.
- Sanz de Galdeano, C. (1985). Estructura del borde oriental de la Sierra de Gádor (zona Alpujárride, Cordilleras Béticas). *Acta Geologica Hispanica*, 20 (2) 145-154
- Sanz de Galdeano, C. (1989). Las fallas de desgarre del borde Sur de la cuenca de Sorbas-Tabernas (Norte de Sierra Alhamilla, Almería, Cordilleras Béticas). *Boletín Geológico y Minero* 100, 73-85.
- Sanz de Galdeano y Alfaro (2004). Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology* 63, 175-190.
- Scotney, P., Burgess, R. y Rutter, E. H. (2000). <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age of the Cabo de Gata volcanic series and displacements on the Carboneras

- fault zone, SE Spain. *J. Geol. Soc. London* 157, 1003-1008.
- Seber, D., Barazangi, M., Tadili, B. A., Ramdani, M., Ibenbrahim, A. y Sari, D. B. (1996). Three-dimensional upper mantle structure beneath the intraplate Atlas and interplate Rif mountains of Morocco. *J. Geophys. Res.* 101(B2), 3125-3138.
- Serrano, F. (1990). El Mioceno medio en el área de Níjar (Almería, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3 (1-2) 65-77.
- Serrano, F. (1992). Biostratigraphic control of Neogene volcanism in Sierra de GATA (SE Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 71, 3-14.
- Serrano, I., Morales, J., Zhao, D., Torcal, F. y Vidal, F. (1998). P-wave tomographic images in the Central Betics-Alboran Sea (South Spain) using local earthquakes: contribution for continental collision. *Geophys. Res. Lett.* 25(21), 4031-4034.
- Serrano, I. (1999). Distribución espacial de la sismicidad en las Cordilleras Béticas-Mar de Alborán. Tesis Doctoral, Universidad de Granada.
- Serrano, I., Hearn, T.M., Morales J. y Torcal, F. (en prensa). Seismic anisotropy and velocity structure beneath the southern half of the Iberian Peninsula. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*.
- Simancas, J. F. y Campos, J. (1988). La estructuración de componente Norte de los Mantos Alpujárrides en el sector central de la Cordillera Bética. In: *II Congreso Geológico España (Simposios)*. Sociedad Geológica de España, Granada, 27-33.
- Simancas, J. F. y Campos, J. (1993). Compresión NNW-SSE tardía a postmetamórfica y extensión subordinada en el Complejo Alpujárride (Dominio de Alborán, Orogéno Bético). *Rev. Soc. Geol. España* 6, 23-35.
- Simón, J. L. (1982). Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza.
- Simón, J. L. (1986). Analysis of a gradual change in stress regime (example of the eastern Iberian Chain). *Tectonophysics* 124, 37-53.
- Soto, J. I. (1991). Estructura y evolución metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en la terminación oriental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral, Univ. de Granada pp.
- Soto, J. I. y Platt, J. P. (1999). Petrological and Structural Evolution of High-Grade Metamorphic Rocks from the Floor of the Alboran Sea Basin, Western Mediterranean. *J. Petrol.*, 40 (1), 21-60.
- Soto, J.I., Comas, M.C. y Gracia, E. (2002). Recent Tectonics in the northern margin of the Alboran Sea constrained by marine geophysical data. UNESCO-MSU Research and Training Centre and the UNESCO Chair for Marine Geology and Geophysics.
- Stapel, G., Moeys, R., Biermann, C. (1996). Neogene evolution of the Sorbas basin (SE Spain) determined by paleostress analysis. *Tectonophysics* 255, 291-305
- Stich, A.G., Morales, J. (2001). The relative locations of multiplets in the vicinity of the Western Almería (southern Spain) earthquake series of 1993-1994. *Geophysical Journal International* 146, 801-812.
- Stich, A.G. (2003). Inversión del tensor momento sísmico para terremotos de la región Ibero-magrebí. Tesis doctoral, University of Granada, Granada
- Suriñach, E. y Vegas, R. (1988). Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in Central Spain. *Phys. Earth Planet. Int.*, 51, 226-234.
- Suriñach, E. y Vegas, R. (1993). Estructura general de la corteza en una transversal del Mar de Alborán a partir de los datos de sísmica de refracción-reflexión de gran ángulo: Interpretación geodinámica. *Geogaceta*, 14, 126-128.
- Tapponnier. (1977). Évolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (19), 437-460.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. y Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*. Ed. Cambridge University Press, Cambridge. 770 pp.
- Tendero, J. A., Martín-Algarra, A., Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1993). Lithostratigraphie des métasédiments de l'association ophiolitique Nevado-Filábride (SE Espagne) et mise en évidence d'objets ankéritiques

- évocant des foraminifères planctoniques du Crétacé: conséquences paléogéographiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 316, série II, 1115-1122.
- Thanassoulas, C. y Tsokas, G.N. (1986). A simple basic program for computing terrain corrections on a microcomputer. *Computers and Geosciences* 12, 89-91.
- Thio, H.K., Song, X., Saikia, C.K., Helmberger, D.V., Woods, B.B. (1999). Seismic source and structure estimation in the western Mediterranean using a sparse broadband network. *Journal Geophysical Research* 104, 845-861.
- Torné, M. y Banda, E. (1992). Crustal thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 76-81.
- Torres Roldán, R. L., Poli, G. y Peccerillo, A. (1986). An Early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea - Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geol. Rundsch.*, 75, 219-234.
- Toscani, L., Venturelli, G., Barbieri, M., Capedri, S., Fernández-Soler, J.M., Oddone, M. (1990). Geochemistry and petrogenesis of two-pyroxene andesites from Sierra de Gata (SE Spain). *Mineral Petrology*, 41, 199-213.
- Tubía, J. M. y Gil Ibarra, J. I. (1991). Eclogites of the Ojén nappe: a record of subduction in the Alpujárride complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *Journal of the Geological Society of London*, 148, 801-804.
- Tubía, J. M., Cuevas, J. y Ibarra, J. I. G. (1997). Sequential Development of the Metamorphic Aureole Beneath the Ronda Peridotite and Its Bearing on the Tectonic Evolution of the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 279 (1-4), 227-252.
- Turner, S. P., Platt, J. P., George, R. M. M., Kelley, S. P., Pearson, D. G. y Nowell, G. M. (1999). Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic-Alboran Domain, SE Spain. *J. Petrol.*, 40 (6), 1011-1036.
- Udías, A. y Buforn, E. (1991). Regional stresses along the Euroasia-Africa plate boundary derived from focal mechanisms of large earthquakes. *Pageoph*, 136, 433-448.
- Van Bemmelen, R. W. (1927). Bijdrage tot de geologie der Betisch Ketens in de provincie Granada. Tesis Doctoral, Universidad de Delft, Delft, 176 pp.
- Van de Poel, H.M. (1991). Messinian stratigraphy of the Níjar Basin (SE Spain) and the origin of its gypsum-ghost limestones. *Geol. Mijnbouw*, 70, 215-234.
- Vázquez, J. T. (2001). Estructura del margen septentrional del Mar de Alborán. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 422 pp.
- Vegas, R., Vázquez, J.T., Medialdea, T. y Suriñach, E. (1995). Seismic and tectonic interpretation of ESCI-Béticas and ESCI-Alborán deep seismic reflection profiles: structure of the crust and geodynamic implications. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 8 (4), 449-460.
- Vera, J. A. (1994). Estratigrafía: Principios y Métodos. Editorial Rueda, Madrid. 806 p.
- Vincent, B. (1974). Les tremblements de terre dans la province d'Almeria (XV-XIX siècle)". *Paris, Annales* 3, 571-586.
- Vidal, F. (1986). Sismotectónica de la región Béticas-March de Alborán, Tesis doctoral, Universidad de Granada.
- Vidal, F. (1993). Terremotos relevantes y su impacto en Andalucía. Curso de prevención Sísmica. I.A.G.P.D.S. Universidad de Granada.
- Vilas, L., Dabrio, C.J., Peláez, J.R. y Gracia-Hernández M. (2001). Dominios sedimentarios generados durante el período extensional Cretácico Inferior sobre Cazorla y Hellín (Béticas externas). Su implicación en la estructura actual. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14, 113-122.
- Vissers, R. L. M., Platt, J. P. y Van der Wal, D. (1995). Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view. *Tectonics*, 14 (4), 786-803.
- Voermans, F., Baena, J. y Ewert, K. (1983). Mapa geológico y memoria explicativa de Alhama de Almería (1044). Escala 1:50.000. I.G.M.E., Madrid.

- Watts, A. B., Platt, J. P. y Buhl, P. (1993). Tectonic evolution of the Alboran Sea basin. *Basin Research*, 5, 153-177.
- Weijermars, R. (1980). Geologie van de Sierra Alhamilla. Tesis doctoral. Universidad de Amsterdam, 67 pp.
- Weijermars, R., Roep, T. B., Van den Eeckhout, B., Postma, G. y Kleverlaan, K. (1985). Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almeria, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol. Mijnbouw*, 64, 397-411.
- Weijermars, R. (1987). The Palomares brittle-ductile Shear Zone of southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 9 (2), 139-157.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, and surface displacement. *Bulleting Seismological Society of America* 84, 974-1002.
- Westerveld, J. (1929). De bouw der Alpujarras en het tektonische verband der oostelijke betische ketens. Tesis Proefschrift Delft, 120 p.
- Working Group for deep seismic sounding in Spain 1974-1975. (1977) Deep seismic soundings in southern Spain. *Pure and Applied Geophysics*, 115, 721-735.
- Working Group for DDS in Alboran 1974-1975. (1978), Crustal Seismic Profiles in the Alboran Sea. Preliminary results. *Pure and Applied Geophysics*, 116, 166-180.
- Wilkins, S.J., Gross, M.R., Wacker, M., Eyal, Y., Engelder, T. (2001). Faulted joints: kinematics, displacement-length scaling relations and criteria for their identification. *Journal of Structural Geology* 23, 315-327.
- Wortel, M. J. R. y Spakman, W. (1992). Structure and Dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, 95 (3), 325-347.
- Zazo, C., Dabrio, C.J., Bajardí, T., Hillarie-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A y Soler, V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coast: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology* 194: 103-133.
- Zeck, H. P., Albat, F., Hansen, B. T., Torres-Roldán, R. L., García-Casco, A. y Martín-Algarra, A. (1989). A  $21 \pm 2$  Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. *Tectonophysics*, 169, 215-220.
- Zeck, H. P., Monié, P., Villa, I. M. y Hansen, B. T. (1992). Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20, 79-82.
- Zeck, H. P. (1996). Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 254, 1-16.
- Zeck, H. P. y Whitehouse, M. J. (1999). Hercynian, Pan-African, Proterozoic and Archean Ion-Microprobe Zircon Ages for a Betic-RIF Core Complex, Alpine Belt, W Mediterranean - Consequences for Its P-T Path. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134 (2-3), 134-149.
- Zeck, H.P., Malusky, H., Kristensen, A.B. (2000). Revised geochronology of the Neogene calc-alkaline volcanic suite in Sierra de Gata, Alboran volcanic province, SE Spain. *Journal of Geological Society* 157, 75-81.
- Zoback, M. L. y Burke, K. (1993). World Stress Map. EOS, Am. Geophys. Union.

