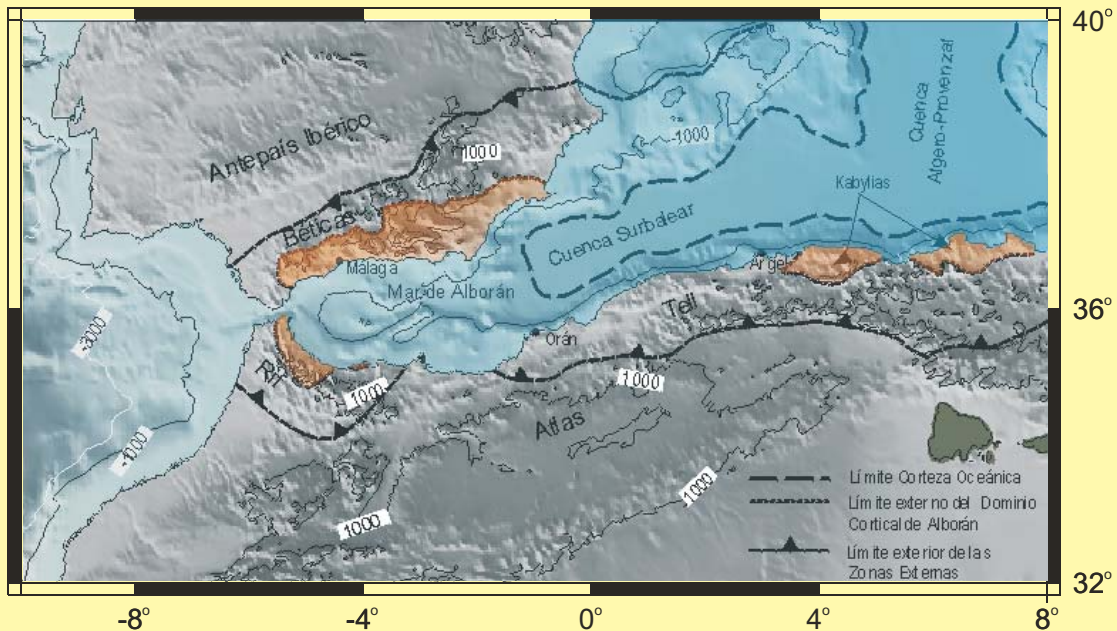
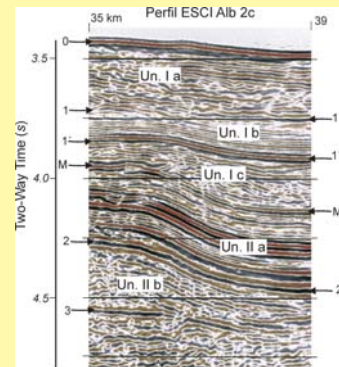
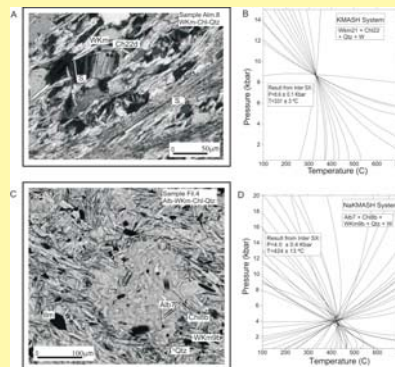
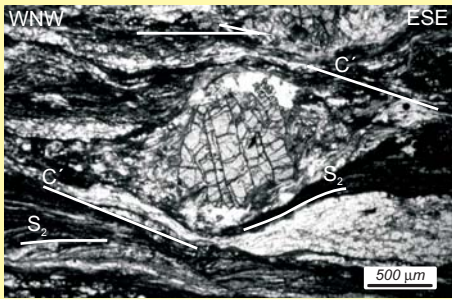




TECTÓNICA CENOZOICA EN EL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN



**Universidad de Granada
Departamento de Geodinámica**

**TECTÓNICA CENOZOICA
EN EL
DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN**

GUILLERMO BOOTH REA

**TESIS DOCTORAL
GRANADA, 2001**

El trabajo de investigación contenido en esta memoria que presenta el Licenciado en Ciencias Geológicas D. Guillermo Booth Rea, para aspirar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas, ha sido realizado bajo mi dirección.

Granada, 26 de Junio de 2001

Dr. Víctor García Dueñas
Catedrático del Departamento de Geodinámica
de la Universidad de Granada.

Tectónica Cenozoica en el Dominio Cortical de Alborán

Memoria de Tesis Doctoral que
presenta D. Guillermo Booth Rea
para optar al grado de Doctor en
Ciencias Geológicas.

Departamento de Geodinámica
Universidad de Granada

A mis padres, que me han apoyado siempre y a Victoria cuyo cariño me ha animado a finalizar esta Tesis Doctoral.

Agradecimientos

Quiero expresar mis agradecimientos a todas aquellas personas e instituciones que me han apoyado y han contribuido a esta Tesis Doctoral, sin cuyo soporte y apoyo no habría sido posible su realización.

En primer lugar quiero agradecer al Director de mi Tesis Doctoral, Víctor García Dueñas, sus enseñanzas sobre la geología de las Béticas, las numerosas salidas al campo y las discusiones sobre el terreno, que me han ayudado a desarrollar un buen sentido crítico, necesario para afrontar esta Tesis. Además quiero agradecerle su amistad y el haberme permitido decidir con entera libertad el camino a seguir para realizar este volumen, así como sus correcciones posteriores.

En segundo lugar quiero manifestar mi consideración por la ayuda prestada a las personas que me han dado la oportunidad de aprender nuevos métodos de trabajo, mediante las cuales ha mejorado el contenido de esta tesis, como son:

Menchu Comas que me ha abierto las puertas a la Geología Marina, ofreciéndome la posibilidad de participar en dos campañas marinas, la primera de ellas correspondiente al leg BASACALB incluido en la Campaña TTR-9 con el buque ruso *Profesor LOGACHEV* y la campaña TECALB a bordo del buque oceanográfico BIO/ "HESPERIDES" ambas en el Mar de Alborán y la Cuenca Sur-Balear. Junto a la participación en estas campañas, Menchu me facilitó la posibilidad de participar en un proyecto de *Training and Mobility of Reseachers Program of the Eurpoean Union* (TMR) para procesar los perfiles sísmicos profundos ESCI Alb 2b y 2c en el centro oceanográfico de GEOMAR en Kiel (Alemania) en el que trabajé durante dos meses y medio disfrutando de la ayuda aportada especialmente por César Ranero, quien me descubrió los secretos del procesado sísmico y a pelear con el programa de procesado SEISMOS. En GEOMAR disfruté también de la amistad y ayuda de Dirk Klaeshen y Marta Pérez.

A José Miguel Azañón, que me enseñó las características petrográficas de la carfolita y me ofreció la posibilidad de participar en la Acción Integrada: *Geotermas muy frías: desarrollo de herramientas mineralógicas y petrográficas de calibración para el estudio de metasedimentos* en colaboración con el Ecole Normale Superieure de París donde he tenido la oportunidad de trabajar con Bruno Goffé y Olivier Vidal para determinar las condiciones termobarométricas alcanzadas por algunas de las muestras estudiadas en esta memoria.

Han sido muy enriquecedoras las discusiones entabladas con José Miguel Martínez sobre la estructura de la Sierra de Filabres, con Juan Carlos Balanyá sobre la estructura de la Un. de Jubrique y del Complejo Maláguide, con Juan Ignacio Soto, quien me ha aportado las herramientas necesarias para analizar la evolución geotérmica y reológica de la Unidad de Jubrique y del Complejo Maláguide y a Mario Sánchez Gómez con quien compartí algunos días de campo en las Béticas occidentales y me inició en el estudio de las rocas de falla.

Para conocer la estructura y relleno sedimentario del sector de Vera ha sido de gran ayuda el poder acceder a los sondeos mineros realizados por la empresa MINERSA y la colaboración con los geólogos Manuel López Peña y Alí Mahmud Alí de esta misma empresa, quienes además me han enseñado la rica cultura gastronómica del SE peninsular.

Quería agradecer a los demás miembros del Departamento de Geodinámica por su ayuda y apoyo; a Pepe Roca por haber realizado la mayoría de las láminas delgadas.

Y cómo no, también quiero manifestar mi gratitud por la compañía, ayuda, discusiones y diversión compartida con el resto de los "precarios" del Departamento, con Alpiste Román, Elena Baladí, Fernando Bohoyo, Fernando García, Fran García Tortosa, Inma Expósito, Sandra Ibáñez, María Luján, Jesús Rodero, Patricia Ruano y Asrar Talukder.

Finalmente, la realización saludable de este volumen ha sido posible, gracias al ánimo y cariño que me ha dado Victoria.

Esta tesis se ha podido desarrollar inicialmente con una beca de Colaboración con el Departamento de Geodinámica financiada por el Ministerio de Educación y Ciencia y después con el apoyo de una beca predoctoral de Formación de Personal Docente e Investigador de la Conserjería de Educación y Ciencia de la Junta de Andalucía, teniendo como centro de destino la Universidad de Granada. Los gastos han sido financiados por los proyectos "Acortamientos y Alargamientos a Gran Escala Subsiguientes a Procesos Colisionales en Béticas y Rif", PB92-0020-C02-01 del DGICYT, el proyecto MAR98-0981(N1) financiado por la CICYT, la acción integrada HF1998-0032 y el programa de intercambio de personal investigador en la Comunidad Europea SONS 52762/300/D0457/I.

1	INTRODUCCIÓN	- 1 -
2	COMPLEJOS METAMÓRFICOS DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN-	9 -
2.1	Rasgos petrológicos y estructurales del Complejo Nevado-Filábride	- 9 -
2.2	Rasgos petrológicos y estructurales del Complejo Alpujárride	- 11 -
2.3	Rasgos petrológicos y estructurales del Complejo Maláguide	- 15 -
2.3.1	Unidades Maláguides Inferiores	- 15 -
2.3.2	Unidades Maláguides Superiores	- 16 -
2.3.3	Cobertera sedimentaria post-Triásica del Complejo Maláguide y del Dominio Cortical de Alborán	- 19 -
3	EL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (DCA) EN EL ÁREA DE ÁLORA	21 -
3.1	Litoestratigrafía del DCA en el área de Álora	- 22 -
3.1.1	El Complejo Alpujárride en el Área de Álora	- 22 -
3.1.2	Complejo Maláguide	- 30 -
3.1.3	Relleno sedimentario de la hoya de Málaga	- 31 -
3.2	Estructuras y fábricas plásticas relacionadas con el desmembramiento extensional de la Unidad de Jubrique	- 32 -
3.3	fallas normales de bajo ángulo en el sector de Álora	- 34 -
3.3.1	Sistema extensional con fallas de bajo ángulo y transporte hacia el SO	- 35 -
3.3.2	Sistema de Fallas Normales de bajo ángulo con transporte NNO-SSE	- 41 -
3.4	Fallas normales del Neógeno Superior	- 42 -
3.5	Estructuras compresivas neógenas	- 47 -
4	EL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (DCA) EN EL ÁREA DE LORCA	48 -
4.1	Sucesiones de las unidades alpujárrides en el área de Lorca	- 53 -
4.1.1	Litoestratigrafía del Complejo Maláguide en el área de Lorca	- 54 -
4.2	Cobertera sedimentaria de la Cuenca de Lorca	- 56 -

4.3	Estructuras penetrativas en el Complejo Alpujárride	- 62 -
4.3.1	Metamorfismo en la Unidad de Tercia	- 66 -
4.4	Estructura y metamorfismo de las unidades Malaguides inferiores	- 69 -
4.4.1	Unidad Intermedia de Aledo	- 69 -
4.4.2	Imbricaciones superiores de las unidades intermedias, unidad del Morrón Largo.	- 73 -
4.5	Estructura de las unidades Maláguides superiores	- 76 -
4.6	Relación tectónica entre las unidades del dominio cortical de alborán en el área de Lorca	- 78 -
4.7	Fallas normales mayores y despegues extensionales en el área de Lorca	- 83 -
4.7.1	Despegue basal de las Unidades Maláguides Superiores	- 83 -
4.7.2	Despegue extensional a la base de la Unidad del Morrón Largo	- 85 -
4.7.3	Zona de falla a muro de las Unidades maláguides inferiores	- 91 -
4.7.4	Fallas fuera de secuencia en el borde Occidental de la Sierra de la Tercia	- 92 -
4.7.5	Edad de las fallas normales de bajo ángulo en el área de Lorca	- 93 -
4.8	Extensión versus compresión durante el Neógeno Superior-Cuaternario en el sector de Lorca.	
	Relación entre tectónica y sedimentación.	- 94 -
4.8.1	Pliegues neógenos en el área de lorca	- 95 -
4.8.2	Tectónica extensional durante el Neógeno Superior en el área de lorca	- 97 -
4.9	Tectónica Transcurrente en el área de lorca, Falla de salto en dirección de Alhama de Murcia	
(FAM)	- 101 -	
5	EL DOMINIO CORTICAL DE ALBORAN EN EL ÁREA DE VERA	- 105 -
5.1	El Complejo Nevado-Filábride en el área de Vera	- 107 -
5.2	La Unidad de Almagro	- 107 -
5.2.1	Estructura y metamorfismo en la Unidad de Almagro	- 109 -
5.3	El Complejo Alpujárride en el área de Vera	- 113 -
5.3.1	Unidad del Almanzora	- 114 -
5.3.2	Unidad de Variegato	- 119 -
5.4	Cabalgamiento entre las Unidades de Almagro y Almanzora	- 122 -
5.4.1	El Complejo Maláguide en el área de Vera	- 124 -
5.5	Fallas normales de bajo ángulo que afectan a la Unidad de Variegato	- 124 -
5.6	Despegue de Almagro	- 126 -

5.7	El registro sedimentario contemporáneo de la tectónica miocena en el área de Vera	- 129 -
5.7.1	Unidades I, II y III (Burdigaliense Inferior-Serravalliense Superior)	- 129 -
5.7.2	Unidad IV (Tortonense Inferior)	- 130 -
5.7.3	Unidad V (Tortonense Superior)	- 130 -
5.7.4	Unidad VI (Tortonense superior-Messiniense Superior)	- 132 -
5.7.5	Unidad VII (Messiniense terminal-Pleistoceno Inferior)	- 137 -
5.8	Estructuras contractivas del Tortonense en el área de Vera	- 140 -
5.9	Tectónica extensional durante el Neógeno Superior en el Área de Vera	- 148 -
5.10	Tectónica transcurrente en el área de Vera (sistema de fallas de Palomares)	- 149 -
5.10.1	Tensores de paleoesfuerzos relacionados con estructuras transcurrentes en el sector de Vera	- 153 -
6	ESTRUCTURA DE LA TRANSICIÓN ENTRE EL MAR DE ALBORÁN Y LA CUENCA SURBALEAR: PERFILES ESCI ALB 2.	- 155 -
7	EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES)	- 166 -
7.1	COLISIÓN CONTINENTAL Y METAMORFISMO DE ALTA PRESIÓN (EVENTO D1)	- 166 -
7.2	DESMEMBRAMIENTO EXTENSIONAL DE LAS UNIDADES SUPERIORES DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (EVENTO D2)	- 167 -
7.3	REORGANIZACIÓN CONTRACTIVA DE LAS UNIDADES DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (EVENTO D3)	- 171 -
7.4	FORMACIÓN DEL ARCO DE GIBRALTAR Y RIFTING DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN EN EL RETROARCO (EVENTO D4)	- 173 -
7.5	PLEGAMIENTO TORTONIENSE DE LA CUENCA DE ALBORÁN.	- 178 -
7.6	EXTENSIÓN DURANTE EL NEÓGENO SUPERIOR	- 179 -
7.7	TECTÓNICA TRANSCURRENTE	- 179 -
8	BIBLIOGRAFÍA	- 181 -

9	CÁLCULO DEL EQUILIBRIO TERMODINÁMICO (MÉTODO DE MULTIEQUILIBRIOS)	- 214 -
9.2	Química mineral	- 215 -
10	PARAMETROS DE ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE LOS PERFILES ESCI ALB 2B Y 2C	- 219 -
11	ANÁLISIS DE MINERALES	227

1 INTRODUCCIÓN

El Arco de Gibraltar constituye el segmento más occidental de las Cadenas Alpinas Mediterráneas, situadas entre la Placa Africana y la Euroasiática. Es un sistema orogénico fuertemente arqueado, formado por la Cordillera Bética y por las cadenas montañosas del Rif y el Tell, conectadas a través del Estrecho de Gibraltar. La parte emergida del Arco rodea al Mar de Alborán y se prolonga hacia el Este al Sur y al N de la Cuenca Sur Balear (Figura 1).

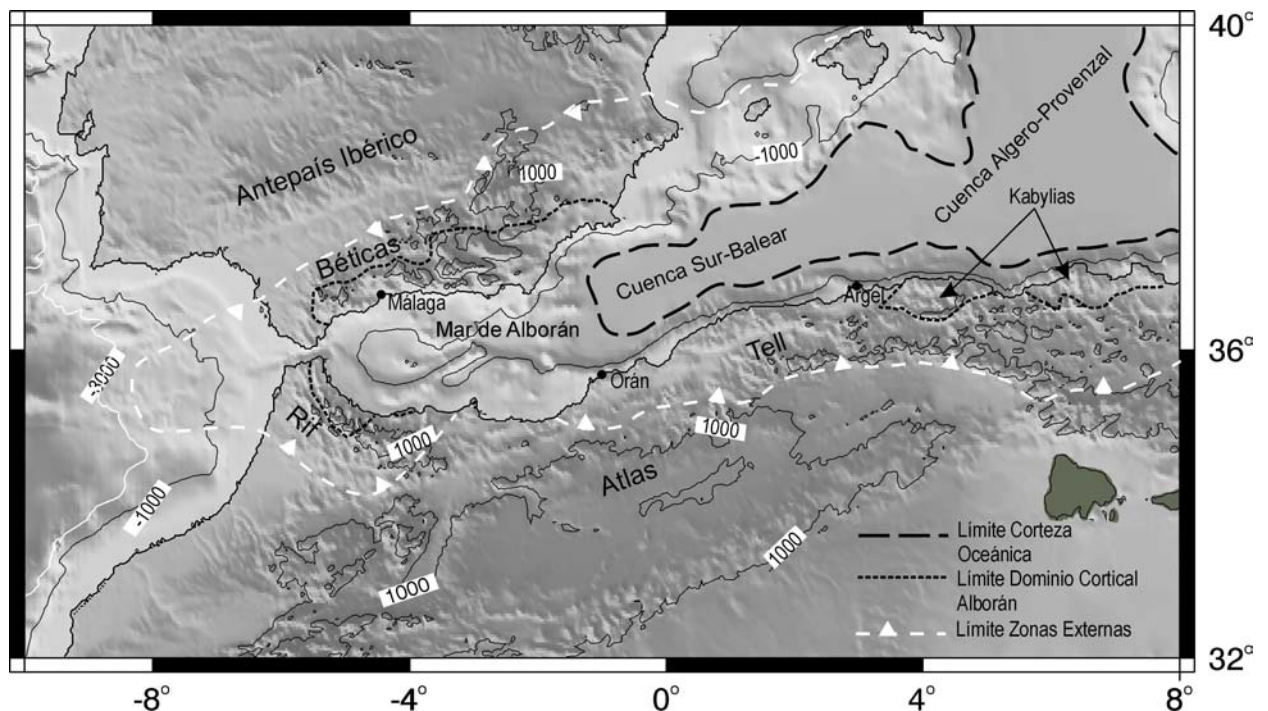


Figura 1 Mapa topográfico del Mediterráneo occidental donde se muestran las Cadenas Bético-Rifeñas y las cuencas que quedan en el interior del arco que éstas definen. Asimismo se muestran los límites externos de la corteza oceánica en las Cuencas Surbalear y Algero-Provenzal; de los afloramientos correspondientes al Dominio Cortical de Alborán y del frente de cabalgamientos de las coberteras mesozóicas Sudibérica y Magrebí.

Este sistema orogénico ha evolucionado en un contexto contractivo, de aproximación entre las placas Africana y Europea desde el Eoceno (52 Ma), (Helman, 1989; Dewey et al., 1989; Mazzoli y Helman, 1994). Estos autores estimaron un acortamiento N-NO de aproximadamente 200 km hasta el Tortonense (9 Ma) a partir del cual el acortamiento fué de aproximadamente 50 km en dirección NO-SE.

El Arco de Gibraltar se ha formado en este contexto de placas, por la superposición de distintos dominios de corteza pre-Miocenos (Balanyá y García Dueñas, 1987), a saber: el Dominio Sudibérico, paleomargen meridional de la Placa Ibérica durante el Mesozoico y parte del Cenozoico; el Dominio Magrebí, paleomargen septentrional africano durante el mismo periodo; el Surco de los Flysh, coberteras alóctonas cabalgantes sobre los dominios anteriores, procedentes de un surco profundo (Durand Delga, 1980) eventualmente con basamento de carácter ofiolítico y/o continental muy adelgazado (Durand Delga et al., 2000) y el llamado Dominio Cortical de Alborán (DCA), orógeno adelgazado, cabalgante sobre los dominios precedentes, el cual está formado a su vez por tres conjuntos de unidades metamórficas polifásicas, más las unidades alóctonas de la Dorsal y Predorsal (Balanyá y García Dueñas, 1986 y 1987). Los conjuntos de unidades metamórficas del DCA constituyen en orden ascendente los complejos Nevado-Filábride, Alpujarride y Maláguide. En el complejo Alpujarride hay incluida una sección de manto litosférico que constituye las Peridotitas de Ronda. La distribución cartográfica de estos complejos se ha ilustrado en la Figura 2.

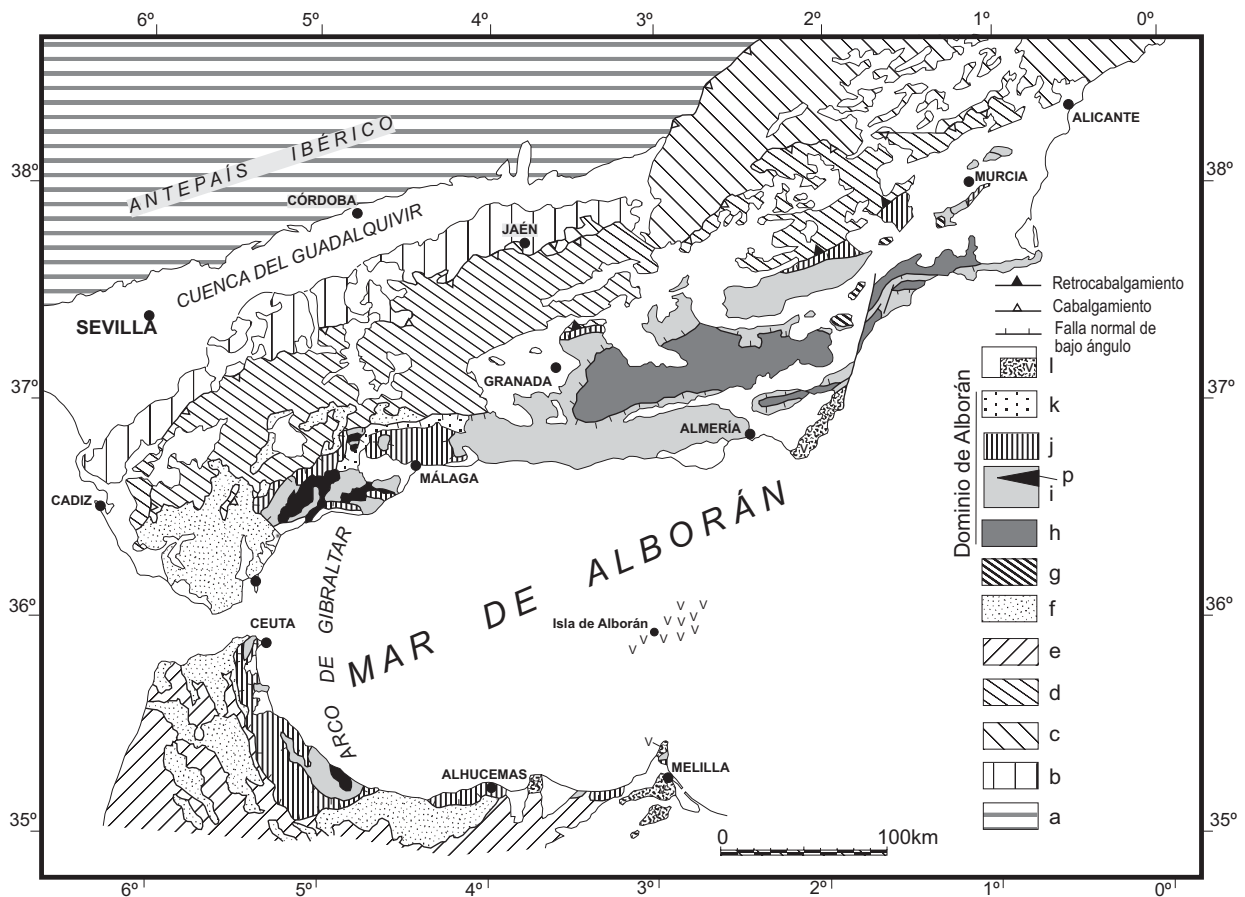


Figura 2 Dominios corticales y complejos tectónicos del Arco de Gibraltar: a) Basamento Hercínico Ibérico; Dominio Sudibérico: b) Unidades del Guadalquivir, c) Prebético, d) Subbético, e) Dominio Magrebí f)

Unidades del Surco de los Flyschs, g) Unidad de Almagro, h) Complejo Nevado Filábride, i) Complejo Alpujárride y p) Peridotitas, j) Complejo Maláguide y Unidades de la Dorsal, k) Sedimentos Neógenos y Cuaternarios y Rocas volcánicas Neógenas (v).

Los contactos entre los complejos del DCA fueron considerados inicialmente como cabalgamientos, ya que a lo largo de ellos se producen repeticiones estratigráficas (Egeler y Simon, 1969b; Kampschuur, 1975 y Mäkel, 1981), sin embargo, recientemente han sido reinterpretados en algunos sectores de las Béticas como zonas de falla extensionales sobrepuestas a un sistema de cabalgamientos previo, que han adelgazado severamente al DCA durante el Mioceno Inferior y Medio (García Dueñas et al., 1986; Galindo Zaldívar et al., 1989; Aldaya et al., 1991; García Dueñas y Balanyá, 1991; García Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1993; Crespo Blanc et al., 1994; Crespo Blanc, 1995; Lonergan y Platt, 1995; González Lodeiro et al., 1996 y Martínez Martínez y Azañón, 1997). Esta actividad extensional dio lugar a la formación del Mar de Alborán Mioceno, cuyo basamento está constituido por rocas metamórficas del DCA y rocas volcánicas (Comas et al., 1992, García Dueñas et al., 1992, Comas et al., 1993; Platt et al., 1996; Platt y Soto, 1998; Soto y Platt, 1999; Comas et al., 1999). El adelgazamiento del DCA durante el Mioceno Inferior y Medio fué contemporáneo al desarrollo de cabalgamientos con transporte hacia el O en el Arco de Gibraltar (Boullin et al., 1986; Balanyá y García Dueñas, 1987 y 1988 y García Dueñas et al., 1992). El DCA constituyó, durante gran parte del Neógeno, el basamento de depocentros sedimentarios marinos, ahora emergidos, que tuvieron continuidad formal con la cobertera sedimentaria del Mar de Alborán. En este trabajo se denomina "Mar de Alborán Mioceno" al área ocupada por estos depocentros sedimentarios junto con el Mar de Alborán actual.

Se han descrito varios despegues extensionales mayores relacionados con el adelgazamiento del Dominio Cortical de Alborán. En las Béticas Centrales, se han localizado dos despegues extensionales mayores y diferenciado numerosas fallas lítricas asociadas: son ejemplos el Despeque de Turón (García Dueñas et al., 1992), con dirección de extensión N-S localizado dentro del Complejo Alpujárride y activo durante el Burdigaliense Superior-Languense (Crespo Blanc et al., 1994) y el Despeque de Filabres, (García Dueñas y Martínez Martínez, 1988, Galindo Zaldívar et al. 1989, García Dueñas et al. 1992, Martínez Martínez y Azañón, 1997) actual límite entre los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride, con dirección de extensión hacia el SO, que fué activo durante el Serravalliense-Tortonense Inferior (García Dueñas et al., 1992; Crespo Blanc, 1995; Johnson et al. 1997).

Coetáneos de los citados despegues extensionales frágiles y en niveles estructurales inferiores, los contactos entre unidades del Complejo Nevado-Filábride fueron dúctilmente modificados a lo largo de zonas de cizalla extensionales (García Dueñas et al., 1988, Galindo Zaldívar et al. 1989, García Dueñas et al., 1992, González Casado et al., 1995; Martínez Martínez y Azañón, 1997 y Martínez Martínez et al., 1999).

En el Complejo Alpujárride también se han descrito zonas de cizalla dúctiles, interpretadas como extensionales. Una de ellas, localizada en el muro de las peridotitas de Ronda, se halla intruida por granitos sincinemáticos en el Mioceno inferior, muestra transporte de componente N (Muñoz, 1991; Sánchez Gómez et al., 1995). En la Unidad de Jubrique, a techo de las peridotitas de Ronda se ha reconocido una zona de cizalla dúctil, con transporte hacia el NE (coordenadas geográficas actuales) interpretada como extensional por Balanyá y García Dueñas (1991) y Balanyá et al. (1997) ya que a lo largo de ella parece haberse omitido la corteza inferior, y como una cizalla dúctil transpresiva por Tubía (1994).

La tectónica extensional que adelgazó al Dominio Cortical de Alborán afectó también al contacto entre éste y las unidades infrayacentes, más externas del Arco, produciendo la inversión del Cabalgamiento Cortical de Gibraltar, que se halla extendido hacia el SE en las Béticas occidentales y hacia el NE en el Rif (García Dueñas et al., 1992).

Asociado al adelgazamiento del DCA se han producido continuas manifestaciones volcánicas desde el Mioceno Inferior hasta el Messiniense. Las rocas volcánicas más antiguas, afloran en las Béticas occidentales, como diques toleíticos de orientación mayoritariamente ENE-OSO y N-S (Calvo et al., 2001) intruidos en el Complejo Maláguide y diques ácidos, con edades comprendidas entre 30-17 Ma (Torres Roldán, 1986, Turner et al., 1999). Durante el Mioceno Superior la actividad volcánica fue fundamentalmente de carácter calcoalcalino. Las dioritas extruidas han aportado edades radiométricas comprendidas entre 15 y 6,8 ma (Bellon et al., 1983; Di Battistini et al. 1987; Turner et al., 1999).

Como se ha apuntado anteriormente una parte de los depocentros sedimentarios relacionados con la tectónica extensional emergieron a partir del Neógeno Superior, alcanzando ocasionalmente los sedimentos marinos tortonienses en las Béticas cotas superiores a los 1000 m sobre el nivel del mar. Asociada a esta emersión se ha producido una erosión generalizada del DCA cuyos mantos afloran en el núcleo de relieves como el de Sierra Nevada, con altitudes superiores a los 3000 m. No obstante parte del Mar de Alboran ha sufrido una subsidencia continuada hasta la actualidad alcanzando profundidades próximas a los 1500 m bajo el nivel

del mar y en la Cuenca Surbalear se ha creado corteza oceánica durante el Neógeno, Comas et al. (1999), alcanzando profundidades de 2700 m. (Figuras 1 y 3).

La emersión de los depocentros sedimentarios de la Cuenca de Alborán Miocena se ha relacionado con un evento contractivo, que ha dado lugar a la formación de anticlinales de amplitud kilométrica de dirección aproximada E-O o ENE-OSO (Weijermars et al., 1985, Aldaya et al., 1991, Comas et al., 1992; Watts et al., 1993; Martínez Martínez y Azañón, 1997; Comas et al., 1999). El plegamiento de la Cuenca de Alborán se ha datado mediante el estudio de discordancias angulares como intra-Tortonense (Estévez et al., 1982; Montenat et al., 1991) o Tortonense Terminal (Weijermars et al., 1985).

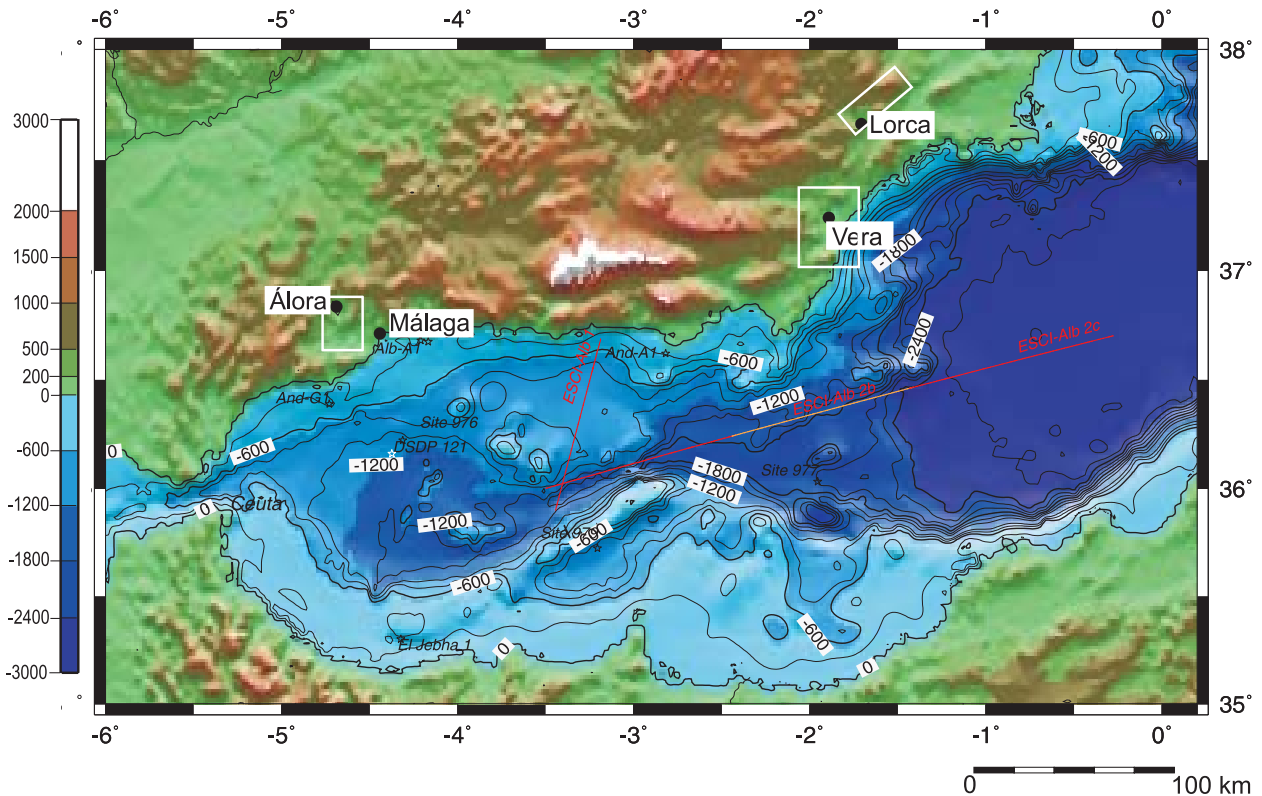


Figura 3 Mapa fisiográfico de las Cadenas Béticas y del Mar de Alborán donde se ilustran con recuadros las áreas estudiadas especialmente en este trabajo. Además se ilustran las perfiles ESCI Alb procesados para estudiar la transición entre la corteza continental adelgazada del DCA en el Mar de Alborán y la corteza oceánica de la Cuenca Sur Balear.

Al levantamiento reciente de las Béticas han contribuido también fallas de salto en dirección sinistras de direcciones NNE-SSO y NE-SO y dexas conjugadas, que en conjunto han producido acortamiento N-S y alargamiento E-O de las Béticas y Mar de Alborán, durante el Plio-Cuaternario (Bousquet y Montenat, 1974; Bousquet, 1979; Bardaji et al., 1990).

Numerosos autores consideran que estas fallas han sido activas desde el Mioceno Inferior hasta la actualidad (Hall, 1983; Alvado, 1986; Weijermars, 1987; Rutter et al., 1986; Keller et al., 1995 y Scotney et al., 2000).

El propósito de esta tesis es el de estudiar la evolución tectónica Cenozoica del DCA, en la rama norte del Arco de Gibraltar, haciendo especial énfasis en la geometría, cinemática y cronología de las estructuras formadas en este periodo de tiempo y diferenciando los episodios tectónicos más relevantes. Se ha prestado especial atención a las estructuras extensionales frágiles que afectan al DCA durante el Neógeno Inferior y Medio, las cuales incidieron en la formación de la Cuenca de Alborán, y a las estructuras tanto contractivas como extensionales responsables de la exhumación y posterior emersión del basamento septentrional de dicha cuenca.

Ahora bien, la distribución geográfica de unidades y complejos del DCA muestra una cierta asimetría de modo que, en las Béticas Occidentales sólo afloran las unidades alpujárrides llamadas superiores por debajo del Complejo Maláguide; en las Béticas Centrales afloran adelgazadas todas las unidades alpujárrides sobre el Complejo Nevado Filábride y en las Béticas Orientales afloran las formaciones Permo-Triásicas y Triásicas de unidades alpujárrides superiores y el Complejo Maláguide sobre unidades alpujárrides inferiores o directamente sobre el Complejo Nevado Filábride (García Dueñas et al., 1992 y Azañón et al., 1994).

Esta distribución de unidades es una consecuencia de omisiones causadas por los sistemas extensionales antes mencionados, tal como han propuesto diversos autores (García Dueñas et al., 1992; Vissers et al., 1995 y Martínez Martínez y Azañón, 1997). Para conocer la geometría y distribución de unidades del DCA resultante de la actividad de despegues y sistemas de fallas lítricas asociadas, se han seleccionado áreas de estudio ubicadas de Este a Oeste representativas de distintas posiciones estructurales del DCA respecto a las estructuras extensionales mencionadas. Las zonas seleccionadas como objeto de estudio o revisión y variación de E a O, han sido cuatro (Figura 3), tres de ellas corresponden a sectores emergidos y la cuarta se sitúa en la transición entre el Mar de Alborán y la Cuenca Surbalear, habiéndose procesado e interpretado dos perfiles sísmicos de la campaña ESCI Alb representativos de la atenuación hacia el E del DCA adelgazado, en transición con la corteza oceánica de la Cuenca Surbalear (Comas et al., 1999).

Se ha pretendido que los sectores emergidos seleccionados sean representativos de la estructura que muestra el DCA en las Béticas. El sector más occidental corresponde al área de

Álora, la cual es representativa de la estructura del DCA en las Béticas occidentales y en ella se pueden establecer las relaciones estructurales entre el Complejo Alpujárride y el Maláguide y de este basamento con los sedimentos miocenos de la Hoya de Málaga que lo cubren.

La segunda área seleccionada (Área de Lorca) es representativa de la estructura del DCA en las de las Béticas nororientales y en ella afloran unidades del Complejo Alpujárride y del Complejo Maláguide, al igual que en el sector anterior, pero la distribución de espesores de las formaciones de ambos complejos es muy distinta, estando el basamento Paleozoico tanto de las unidades maláguides como de las unidades alpujárrides superiores bien representado en el sector de Álora, sin embargo las coberteras permotriásicas de estas mismas unidades están mejor representadas en el sector de Lorca. Finalmente se ha estudiado un área representativa de las Béticas surorientales (Área de Vera) en donde se observan las relaciones tectónicas entre los Complejos Nevado Filábride y Alpujárride y donde se manifiesta especialmente la tectónica Neógeno-Cuaternaria.

Mediante el estudio de las áreas seleccionadas se han tratado de cubrir los siguientes objetivos:

a) Diferenciación de las unidades tectónicas presentes, estableciendo sus relaciones geométricas y su deformación interna. Se ha hecho énfasis en el análisis de los contactos que separan las unidades del DCA a fin de distinguir entre superficies de cabalgamiento y eventuales fallas normales de bajo ángulo (FNBA) sobrepuestas. b) Diferenciación de distintos tipos de superficies de referencia, por ejemplo contactos estratigráficos o zonación metamórfica, que pudieran ser utilizados para estudiar el régimen de las fallas que las corten. c) Reconocimiento del régimen y evolución en el tiempo de fallas individuales o de zonas de cizalla mediante el estudio de sus rocas de falla. d) En unidades Alpujárrides cuyo metamorfismo no había sido determinado previamente se ha tenido por objetivo el determinar sus trayectorias P-T, para poder diferenciar entre la exhumación producida por mecanismos de deformación dúctil y la producida por la actividad de fallas normales de bajo ángulo posteriores. e) Cronología relativa de la actividad de las fallas que afectan al DCA y al relleno sedimentario donde ha sido posible, mediante la datación de sedimentos que las sellan. f) Agrupación de las estructuras descritas en sistemas de estructuras relacionadas. En este sentido se han tratado de relacionar los despegues extensionales descritos con sus correspondientes sistemas de fallas asociadas y se ha estudiado la relación entre las fallas de salto en dirección de las Béticas Orientales y las estructuras que pudieran compensar sus desplazamientos como pliegues y fallas normales o inversas.

Las metodologías utilizadas en esta memoria, comunes en el caso de análisis de estructuras, han sido las siguientes:

a) Se ha llevado a cabo la cartografía a escala 1:25.000 con énfasis estructural de las áreas seleccionadas. Aunque existe cartografía previa con bastante detalle, hojas MAGNA 1:50.000 en todas las áreas estudiadas, se ha preferido trabajar a una escala mayor. b) Se han diferenciado las unidades que constituyen el basamento del "Mar de Alborán Mioceno", correspondientes al DCA y las que forman su relleno sedimentario, así como los contactos tectónicos que separan a estas unidades y las discordancias, generalmente de origen tectónico, que separan a las distintas unidades sedimentarias presentes. c) Medida de datos de orientación de microestructuras frágiles y dúctiles en estaciones de medida, tanto en afloramientos del DCA como en el relleno sedimentario. En estas estaciones se ha medido la orientación y sentido de transporte de las microestructuras observadas. d) Obtención de muestras orientadas de rocas de las zonas de falla, para analizar las condiciones y las características de la deformación producida en ellas y también muestras para determinar la zonación metamórfica de las unidades estudiadas. e) Localmente se ha tenido acceso a sondeos comerciales, en los cuales se ha estudiado su litología y diferenciado las unidades sedimentarias a las que cortan obteniendo mapas de isopacas del relleno sedimentario. f) En zonas de especial relevancia se han realizado estudios de detalle, sobre fotografías, de la geometría y orden cronológico de las estructuras presentes, prestando especial interés a la evolución en el tiempo de los distintos tipos de roca de falla y a la relación temporal relativa entre las estructuras diferenciadas. g) En las áreas de las Béticas Orientales donde el metamorfismo de unidades del Complejo Alpujárride ha sido menos estudiado se han seleccionado algunas muestras para realizar un estudio de las trayectorias P-T sufridas. Se han seleccionado dos tipos de muestras, el primer tipo ha consistido en rocas de bajo grado en las que para conocer sus condiciones P-T se ha utilizado un geotermobarómetro basado en el equilibrio entre pares de mica-clorita. El segundo tipo de muestras estudiadas corresponden a venas de cuarzo con asociaciones minerales de alta presión/baja temperatura, donde se han determinado las condiciones P-T con paragénesis Carfolita+Pirofilita+Clorita. h) Para tener una mejor idea de la estructura cortical del Mar de Alborán y su transición a la Cuenca Sur Balear, se han procesado dos perfiles sísmicos profundos de la campaña ESCI-Alb. La metodología utilizada para procesar estos perfiles ha sido descrita en el capítulo dedicado al estudio de la transición entre las cuencas de Alborán y Surbalear (Anexo parámetros de adquisición y procesado de los perfiles ESCI Alb2b y 2c).

2 COMPLEJOS METAMÓRFICOS DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN

2.1 RASGOS PETROLÓGICOS Y ESTRUCTURALES DEL COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE

El Complejo Nevado-Filábride ocupa la posición estructural más baja del Dominio Cortical de Alborán. Aflora en áreas de las Béticas centrales y orientales, ilustradas en la Figura 2. La sección más completa de este complejo se encuentra en la Sierra de los Filabres, donde afloran las tres unidades superpuestas que lo forman (Figura 4). Estas unidades son en orden ascendente: las unidades de Veleta, Calar Alto y Bédar-Macael, diferenciadas por García Dueñas et al. (1988a y 1988b); Soto (1991), Martínez-Martínez y Azañón (1997) y Martínez Martínez et al. (1998).

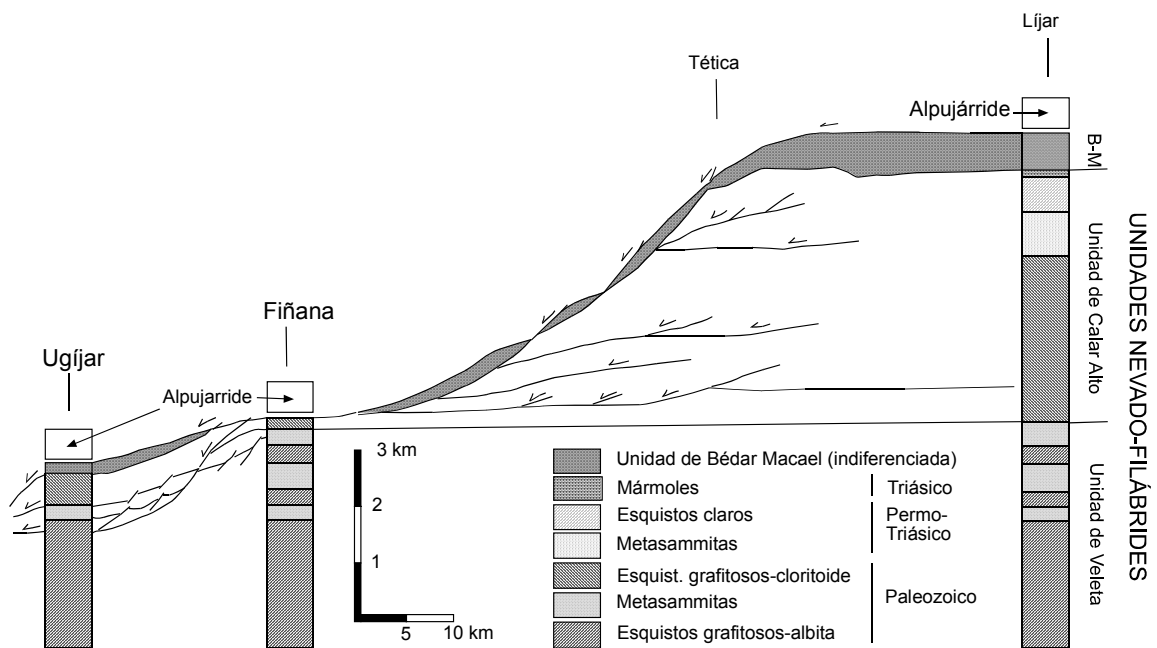


Figura 4 Columnas tectonoestratigráficas del Complejo Nevado-Filábride debajo de la superficie de despegue de Filabres, a la base del Complejo Alpujarride. Figura tomada de Martínez Martínez y Azañón (1997).

Las secuencias litoestratigráficas de estas unidades consisten en una sucesión de esquistos grafitosos y cuarcitas de posible edad pre-Pérmica (Lafuste y Pavillon, 1976); una secuencia de metapelitas y metasammitas de tonos claros de posible edad Permo-Triásica y una formación

carbonatada de edad Triásica a Cretacea (Tendero et al., 1993). Incluidos en estas unidades hay intrusiones de ortogneises pérmicos y de metabasitas Jurásicas.

La foliación principal (S_2) asociada a pliegues isoclinales y subparalela al bandeo litológico se formó bajo condiciones de esquistos verdes en las dos unidades inferiores y bajo facies de anfíbolitas en la Unidad de Bédar-Macael (Martínez Martínez, 1986a; Platt y Behrmann, 1986; García Dueñas et al., 1988a, b; De Jong, 1991, 1992 y 1993 y de Jong et al., 1992). En la Unidad de Bédar-Macael se conservan paragénesis relictas de alta presión con glaucofana en esquistos azules y onfacita + granate en eclogitas (Mortem et al., 1987; Gómez-Pugnaire y Soler, 1987 y Bakker et al., 1989). Según Mortem et al. (1987) el crecimiento mimético de las eclogitas sugiere que se formaron en un episodio precinemático; la foliación S_1 se conserva en las charnelas de pliegues S_2 y en algunos porfidoblastos.

Los contactos entre las unidades de este complejo son zonas de cizalla dúctiles de centenares de metros de espesor, de geometría neutra (García-Dueñas et al., 1988 a, b; De Jong, 1992a; Jabaloy et al., 1993 y Martínez Martínez y Azañón, 1997), donde se desarrolla una foliación milonítica (S_m) con lineación de estiramiento asociada, de orientación variable (Platt et al., 1984; García Dueñas et al., 1988a, b; de Jong, 1992; Jabaloy et al., 1993; Martínez Martínez y Azañón, 1997 y Alvarez, 1987). Esta foliación milonítica de origen incierto, ya que ha sido interpretada como formada por cabalgamientos (Martínez Martínez, 1986a, b; García-Dueñas et al., 1988a, b) y como una zona de cizalla extensional que ha evolucionado desde condiciones dúctiles a frágiles (Galindo Zaldívar et al., 1989; Jabaloy et al., 1993; González Casado, 1995 y Vissers et al., 1995), ha sido datada por Monie et al. (1991) en 16-17 Ma (Burdigaliense Superior-Languense), aunque según Martínez Martínez y Azañón (1997) esta edad podría indicar una apertura más reciente del sistema isotópico. Las foliaciones S_2 y S_3 están afectadas por pliegues métricos y hectométricos de vergencia S-SE, con un clivaje de crenulación asociado, S_4 que está presente en toda la pila Nevado-Filábride (Vissers, 1981; Behrmann, 1982; Martínez-Martínez, 1986a; Soto, 1993 y Martínez Martínez y Azañón, 1997).

El final del evento de alta presión ha sido datado mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre anfíbol barroisítico, mineral formado por la transformación de glaucofana (Nijhuis, 1964), en 48 Ma (Monié et al., 1991). Esta primera fase de metamorfismo se ha relacionado con colisión continental durante el Cretaceo-Paleoceno (De Jong, 1991). Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de cierre del sistema isotópico en micas de la foliación principal, de la Unidad de Bédar-Macael, interpretadas como el paso por debajo de los 500°C, después de la formación de la foliación

principal es de 30 Ma (De Jong et al., 1992). Edades más recientes obtenidas por estos mismos autores, de 17-19, 13-15 y 8-10 Ma han sido interpretadas como eventos térmicos relacionados con el rifting mioceno del Mar de Alborán, que han reabierto el sistema isotópico.

El Complejo Nevado-Filábride, recubierto por el Complejo Alpujárride, alcanzó temperaturas superficiales hace 12 Ma en los afloramientos más orientales de la Sierra de Filabres y hace 8 Ma en Sierra Nevada occidental reflejando el desplazamiento hacia el Suroeste del bloque de techo del Despegue de Filabres, según datos de Fission Track de Johnson et al. (1997). En las Béticas Nororientales anfíboles azules de alta presión, atribuidos al Complejo Nevado-Filábride se depositaron a partir del Languiense (Lonergan y Mangerajetzky, 1994). En las Béticas orientales, la edad de entrada de cantos del Complejo Nevado Filábride en los sedimentos es Serravalliense Superior-Tortonense Inferior (Völk, 1967; Barragán, 1997).

2.2 RASGOS PETROLÓGICOS Y ESTRUCTURALES DEL COMPLEJO ALPUJÁRRIDE

El término Alpujárrides (van Bemmelen, 1927) y Mantos Alpujárrides (Westerveld, 1929) se utilizó para designar un conjunto de tres mantos, que afloran al Norte y al Sur de Sierra Nevada, con características litológicas comunes. Posteriormente, Egeler y Simon (1969) propusieron el término Complejo Alpujárride, para agrupar a las distintas unidades alpujárrides. A partir de Simon et al. (1976) se comienzan a proponer subdivisiones en unidades alpujárrides tipo. Estos autores distinguieron un "conjunto alpujárride inferior" y un "conjunto alpujárride superior", basándose en las diferencias litoestratigráficas de las series permotriásicas.

Aldaya et al. (1982) proponen la primera división en unidades del Complejo Alpujárride, para el tercio central de las Béticas, en la que se consideran las características metamórficas, estratigráficas y la posición estructural dentro de la pila de unidades alpujárrides. Siguiendo los mismos criterios de división, pero incluyendo las unidades presentes en las Béticas Occidentales, Tubía et al. (1992) establecen una división en tres grupos de unidades: Alpujárrides Inferiores, Intermedios y Superiores. Los Alpujárrides Inferiores mostraban un metamorfismo de bajo grado, los Alpujárrides Intermedios presentan condiciones metamórficas de grado medio o alto en todos sus tramos litoestratigráficos y los Alpujárrides Superiores se caracterizan por presentar las peridotitas de Ronda a su base y por presentar metamorfismo de grado muy alto en la base de la sucesión metapelítica.

A raíz del descubrimiento de asociaciones minerales relictas, características de metamorfismo bajo facies de esquistos azules, en los tramos Permo-Triásicos de algunas de las Unidades Alpujárrides (Goffé et al., 1989) se ha propuesto una división de las unidades alpujárrides en función del grado metamórfico alcanzado por dichos tramos durante este episodio metamórfico de alta presión y baja temperatura. Siguiendo esta proposición junto con criterios litoestratigráficos y la posición estructural de las unidades en el seno de la pila alpujárride, se han diferenciado cuatro tipos de unidades alpujárrides, (Azañón, 1994; Azañón et al., 1994; Azañón et al., 1997 y Balanyá et al., 1998). Estas son de arriba abajo: unidades A o Salobreña/Adra, B o Herradura, C o Escalate y D o Lújar-Gádor (Figura 5). El grado metamórfico en las pelitas permotriásicas de estas unidades durante el episodio de alta presión varía entre los 340° C y <7 kb de la Unidad de Lujar y los 570°C y 11 kb en la Unidad de Herradura (Figura 5).

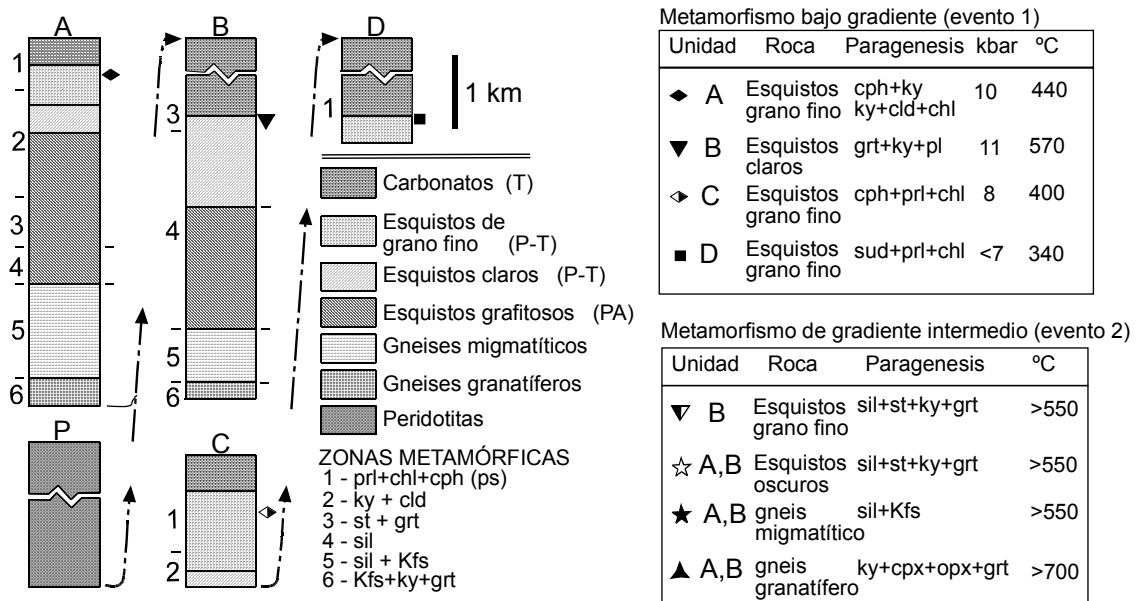


Figura 5 Secuencias litológicas y zonación metamórfica de las Unidades Alpujárrides aflorantes en las Béticas centrales y orientales, con su posición en la pila Alpujárride y las paragénesis minerales utilizadas para su distinción. Figura modificada de Balanyá et al. (1998).

Una unidad tipo alpujárride está constituida en orden ascendente por una formación de esquistos de grano fino y cuarcitas de colores claros a los que se ha atribuido una edad Permo-Triásica y por una formación carbonatada, datada como Triásico medio y superior (Kozur et al., 1974 y Kozur et al., 1985). A la base de las unidades de posición más alta afloran esquistos grafitosos de probable edad paleozoica sobre una sucesión de gneises. La unidad de tipo A, aflorante en las Béticas occidentales incluye además varios km de espesor de peridotitas a su

base y representa una sección de corteza continental con su manto litosférico correspondiente muy adelgazada según Balanyá et al. (1997).

Las pelitas del Complejo Alpujárride se caracterizan por mostrar una foliación principal de aplastamiento, S_p muy penetrativa, formada bajo condiciones de descompresión y asociada a pliegues isoclinales, F_2 , paralela a los límites litológicos (Balanyá et al., 1993 y 1997; Azañón et al., 1997 y Argles et al., 1999). En las charnelas de los pliegues F_2 y en porfiroblastos se conserva una foliación previa S_1 que se ha asociado al evento metamórfico de bajo gradiente. Durante este evento se produjo metamorfismo en facies de esquistos azules en las pelitas permotriásicas de algunas de las unidades alpujárrides, caracterizadas por paragénesis minerales con carfolita (Goffe et al., 1989, Azañón, 1994 y Azañón et al., 1997).

En los términos basales de las unidades más altas, de tipo A y B el metamorfismo se desarrolló bajo facies eclogíticas (Tubía y Gil Ibarguchi, 1991 y Balanyá et al., 1993). Este primer evento metamórfico y en general el metamorfismo que afecta al Complejo Alpujárride se ha relacionado con la superposición del Complejo Maláguide sobre el Alpujárride, en el estadio más temprano, registrado, de evolución del DCA, entre el Cretaceo Superior y el Oligoceno basal, dependiendo de los autores (Lonergan, 1991; Azañón et al., 1997; Balanyá et al., 1997; Sánchez Gómez, 1997; Platt et al., 1998 y Azañón y Crespo Blanc, 2000).

Ambas foliaciones están afectadas por un clivaje de crenulación, S_3 localmente penetrativo asociado a pliegues recumbentes con vergencia hacia el N (Tubía et al., 1992; Simancas y Campos, 1993; Azañón et al., 1997, Balanyá et al., 1997 y Balanyá et al., 1998). Estos pliegues producen inversiones en la zonación metamórfica (Azañón et al., 1996; Azañón y Alonso Chavez, 1996; Azañón et al., 1997 y Balanyá et al., 1997) y se han relacionado con el episodio responsable de la superposición de unidades alpujárrides más metamórficas sobre otras de menor grado (Simancas y Campos, 1993), de la superposición del Complejo Alpujárride sobre el Nevado-Filábride y del emplazamiento intracortical de las peridotitas de Ronda.

Este evento contractivo ha sido descrito por numerosos autores, tanto en las Béticas orientales como en las occidentales (Egeler y Simon, 1969; Aldaya et al., 1979; Platt y Behrmann, 1986; Alvarez, 1987; Campos y Simancas, 1989; Frizon de Lamotte et al., 1991; Balanyá y García Dueñas, 1991; DeJong, 1991; Tubía y Gil Ibarguchi, 1991; Tubía et al., 1992; García Casco y Torres Roldán, 1996; Azañón et al., 1996; Azañón et al., 1997; Balanyá et al., 1997; Martínez Martínez y Azañón, 1997; Sánchez Gómez, 1997; Sosson et al., 1998 y Azañón y Crespo Blanc, 2000). En la Unidad de Jubrique (tipo A) prácticamente no se observan

estructuras relacionadas con el evento D₃, ya que según Sánchez Gómez (1997) debió de ejercer como bloque de techo durante este episodio. Esta unidad junto con las peridotitas de Ronda y el Complejo Maláguide representan una porción de litosfera continental engrosada durante la subducción del Complejo Alpujárride bajo el Maláguide que sufrió un importante proceso de adelgazamiento cortical durante y con posterioridad a la formación de su foliación principal. Este adelgazamiento fue registrado en la U. de Jubrique como un adelgazamiento coaxial durante la formación de la foliación principal, que evolucionó aún bajo condiciones de ductilidad a una deformación no coaxial sobrepuesta a la foliación principal (Balanyá et al., 1993 y 1997; Tubía et al., 1993 y Argles et al., 1999). El adelgazamiento de la Unidad de Jubrique estuvo acompañado de velocidades de enfriamiento de más de 100 °C/Ma desde 500°C hasta menos de 100 °C durante el intervalo entre 19 y 17-18 Ma (Monié et al., 1991, 1994; Johnson, 1993; Morillon et al., 1996; Zeck, 1996; Sosson et al., 1998; Argles et al., 1999 y Sánchez Rodríguez y Gebauer, 2000). Dataciones radiométricas sobre zircones de muestras del basamento del Complejo Alpujárride han aportado edades de metamorfismo paleozóicas, indicando que el metamorfismo alpino está en algunos casos sobrepuesto a rocas metamórfizadas en el Paleozóico (Montel y Kornprobst, 1995; Acosta, 1997; Sánchez Rodríguez, 1998; Zeck y Whitehouse, 1999 y Sánchez Rodríguez y Gebauer, 2000).

La Formación de las Millanas (Bourgois, 1972b) o Formación Viñuela (Martín-Algarra, 1987) y la Formación Sidi Abdeslam en el Rif (Feinberg et al., 1990), constituida por margas, areniscas y conglomerados incluyen los primeros cantos metamórficos y de peridotitas procedentes de la exhumación del Complejo Alpujárride. Se depositó discordantemente sobre los complejos Maláguide y Alpujárride, llegando a sellar el contacto entre ambos, durante el Burdigaliense inferior (Aguado et al., 1990, Durand Delga et al., 1993 y Martín Algarra et al., 2000). Según la escala cronoestratigráfica de Berggren et al. (1995) el depósito de estos sedimentos se produjo entre 20,5-20,6 y 18.3 Ma. Cantos de rocas volcánicas incluidos en sedimentos de esta formación en las Béticas Orientales han sido datados en 21 Ma (Scotney et al., 2000).

2.3 RASGOS PETROLÓGICOS Y ESTRUCTURALES DEL COMPLEJO MALÁGUIDE

El Complejo Maláguide definido por Blumenthal (1927) y denominado Complejo Ghomáride en el Rif (Kornprobst y Durand Delga, 1985 y Chalouan, 1986), ocupa la posición más alta de los complejos del DCA recubriendo completamente a los complejos anteriores.

El basamento de este complejo registra metamorfismo de grado bajo, atribuido a la Orogenia Hercínica (Chalouan, 1986; Chalouan y Michard, 1990 y Balanyá, 1991); en cambio la cobertera mesozóica y terciaria no ha sufrido metamorfismo, a lo sumo condiciones de anquimetamorfismo bajo en las unidades más bajas (Lonergan, 1991; Nieto et al., 1994 y Lonergan y Platt, 1995). Dataciones mediante fission track sobre zircones indican que que gran parte del Complejo Maláguide nunca ha sobrepasado los 200°C y que se enfrió debajo de 120° en el Mioceno inferior (Johnson, 1997).

En esta tesis se han diferenciado dos grupos de unidades maláguides en función de su posición estructural y del metamorfismo alcanzado por sus respectivas sucesiones Permo-Triásicas. Las unidades de posición inferior, que sólo afloran en las Béticas orientales, se han denominado Unidades Maláguides Inferiores y se caracterizan por haber sufrido metamorfismo alpino de grado muy bajo (anquizona) y por no mostrar formaciones pre-Pérmicas ni post-Triásicas.

Las unidades de posición superior se han denominado Unidades Maláguides Superiores y se caracterizan porque sus sucesiones Permo-Triásicas sólo han sufrido diagénesis, tienen un zócalo Paleozóico que ha sufrido metamorfismo de grado muy bajo durante la Orogenia Varisca (Chalouan, 1986; Chalouan y Michard, 1990 y Balanyá, 1991) y además están cubiertas por una cobertera post-Triásica que incluye términos desde el Jurásico hasta el Oligoceno (Paquet, 1969; 1970 y 1974; Lonergan, 1991 y 1993; Martín Martín 1996 y Martín Martín et al., 1997b).

2.3.1 UNIDADES MALÁGUIDES INFERIORES

En el grupo de Unidades Maláguides Inferiores, sólo aflorantes en las Béticas nororientales, se pueden diferenciar dos unidades mayores, en la inferior (Unidad de Aledo) se han incluido las Unidades Intermedia de Paquet (1969) y de Lonergan (1991) definida en Sierra Espuña y a la Unidad de Castillarejo de Kampschuur et al. (1972) descrita en Sierra de la Tercia

y que en este trabajo se ha seguido denominando Unidad Intermedia (la localización geográfica de estas sierras ha sido ilustrada en la Figura 27 correspondiente al Capítulo 4).

La Unidad de Aledo esta compuesta por dos formaciones, una cuarzo-pelítica constituida por una sucesión de cuarcitas blancas, verdosas y rojizas alternantes con filitas violáceas y una formación de rocas carbonáticas constituida por dolomías grises y negras. Esta unidad ha sufrido condiciones metamórficas de anquizona superior-epizona, según estudios de cristalinidad de la illita (Lonergan, 1991; Nieto et al., 1994 y datos metamórficos propios presentados en el capítulo de metamorfismo de esta unidad en el sector de Lorca).

Como imbricaciones superiores de las Unidades Maláguides Inferiores he incluido las unidades de Morrón Largo, Arcón y Peña Rubia de Kampschuur et al. (1972), aflorantes en Sierra Espuña, Sierra de la Tercia y Sierra de las Estancias respectivamente. Están compuestas por varias imbricaciones (Kampschuur et al., 1972) constituidas como en el caso anterior por dos formaciones, una cuarzo-pelítica de edad Permo-Triásica formada por cuarcitas rojizas, amarillentas y violáceas, pizarras rojas, microconglomerados de tonos violáceos y algunos niveles de yesos. Sobre la formación cuarzo-pelítica hay una de rocas carbonáticas de edad Triásica, formada de muro a techo por calcofilitas amarillentas, dolomías negras masivas, calcofilitas y yesos, dolomías y calizas tableadas. En este trabajo se ha utilizado la denominación de Unidad de Morrón Largo para hacer referencia a estas imbricaciones. Esta unidad ha alcanzado condiciones metamórficas de anquizona inferior (Lonergan, 1991; Nieto et al., 1994 y Lonergan y Platt, 1995).

2.3.2 UNIDADES MALÁGUIDES SUPERIORES

El zócalo paleozoico de las Unidades Maláguides Superiores, denominado Formación Piar, por Soedonio (1971) y Roep (1972) y Grupo Piar por Martín Algarra (1987), incluye una serie de formaciones estratigráficas identificadas por autores diversos, representadas junto con las formaciones Permo-Triásicas en la Figura 6.

- **Formación Morales (Mon, 1971).**

La Formación Morales está constituida por pizarras, grauvacas y conglomerados cuarzosos y muestra tonos pardos, oliváceos y localmente rojizos. El nivel de conglomerados más potente constituye un buen nivel guía. En la parte superior de esta formación se han identificado graptolites (Agard et al., 1958 y Soedonio, 1971), conodontos (Van den Boogard,

1965) y tintínidos (Hermes,1966) característicos del Silúrico. Según diversos autores, la Formación Morales incluye a su base unos esquistos grafitosos moteados con biotita que pasan gradualmente a esquistos con granate del Complejo Alpujárride, estableciendo de este modo una continuidad formal entre ambos complejos, (Chamón et al., 1978; Piles et al., 1978; Torres Roldán, 1979a; Fernández-Fernández et al., 1992; Tubía et al., 1993). Sin embargo, en este trabajo, los esquistos moteados con biotita han sido incluidos en el Complejo Alpujárride, habiendo identificado en todos los casos contactos de falla frágiles que separan los esquistos moteados de las pizarras y grauvacas propias de la Formación Morales.

- **Formación Sancti Petri (Michelau, 1942) o Calizas Alabeadas (Orueta, 1917).**

Esta formación está constituida fundamentalmente por areniscas y pizarras calcareas y localmente calizas de tonos verdosos o grises. En general se acepta una edad desde Devónico hasta Carbonífero inferior (Soedonio, 1971; Geel, 1973 y Herbig, 1983)

Estas dos formaciones se caracterizan por presentar un clivaje de crenulación con características de "slaty cleavage" (S_1) subparalelo a la estratificación, asociado a pliegues isoclinales o apretados. En el caso de los conglomerados de la F. Morales, la S_1 tiene asociada una lineación de estiramiento de orientación NO-SE, en el sector de Álora estudiado en esta tesis, y los cantos muestran un aplastamiento con una relación Y/Z cercano a 2 (Balanyá, 1991) y colas de presión asimétricas. Localmente esta pizarrosidad es traspuesta por un clivaje de crenulación espaciado S_2 asociado a pliegues asimétricos con un ángulo entre flancos próximo a 50° (Balanyá, 1991). Esta deformación a sido atribuida por Chalouan y Michard (1990) a la orogenia Eobarísca de edad Faemeniense.

- **Formaciones Almogía (Mon, 1971) y Falcoña (Herbig, 1983)**

La Formación Almogía se sitúa discordantemente sobre las formaciones anteriores. Está formada por un paquete de silexitas a su base, considerada como una formación independiente "F. Falcoña" por Herbig (1983), y por una sucesión de grauvacas, conglomerados y pizarras sedimentarias de tonos marrones y verdosos. La Fm. Falcoña ha sido datada como del Carbonífero inferior (Herbig, 1983 y 1984).

- **Conglomerado de Marbella (Blumenthal, 1949)**

El Conglomerado de Marbella constituye una sucesión sedimentaria discordante sobre la formación anterior, constituida por conglomerados poligénicos con abundantes bloques de origen carbonatado, procedente de las formaciones anteriores o incluso con cantos de gneises.

Ha sido datado como Carbonífero superior por Herbig y Mamet (1983 y 1985) y por Herbig (1984).

Tanto la Fm. Almogía como el Conglomerado de Marbella no están afectados por las estructuras asociadas a los clivajes S_1 y S_2 presentes en las formaciones Silúrico-Devónicas. Sin embargo las sucesiones carboníferas del Complejo Maláguide están afectadas por pliegues de plano axial vertical (F_3) según Chalouan y Michard (1990).

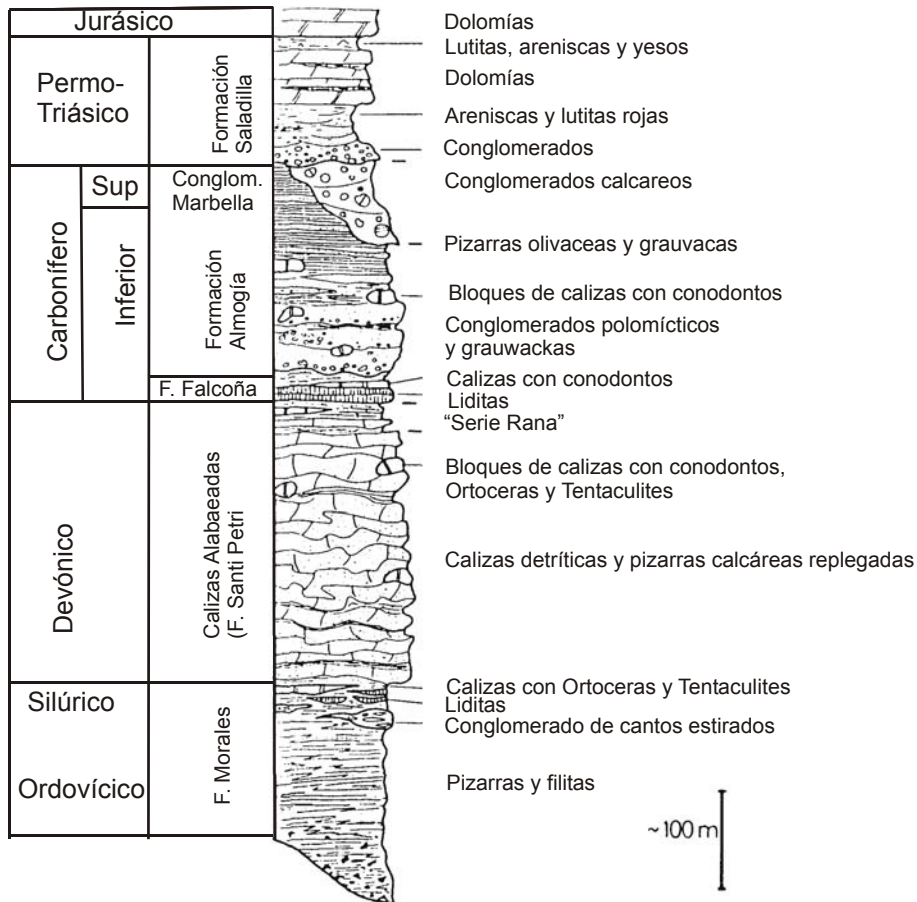


Figura 6 Columna litoestratigráfica de las rocas paleozoicas y permotriásicas del Complejo Maláguide. Figura tomada de Martín Algarra (1987).

• **Formaciones Permo-Triásicas del Complejo Maláguide**

Los sedimentos de edad Permo-Triásica del Complejo Maláguide fueron agrupados en la Formación Saladilla (Figura 6), constituida, en orden ascendente, por conglomerados, lutitas y areniscas rojas, yesos y dolomías (Soedonio, 1971; Roep, 1972; Geel, 1973, Herbig, 1983 y Martín Algarra, 1987), mostrando características litoestratigráficas equivalentes en los sectores Central y Occidental de las Béticas. Sin embargo, en las Béticas Orientales se han diferenciado

dos formaciones, una detrítica con alguna intercalación calcárea de edad Permo-Triásica y una calcárea con intercalaciones detríticas, de edad Triásica (Mäkel y Roondel, 1979 y Mäkel, 1981). La formación detrítica está formada por conglomerados, areniscas y lutitas de color rojo o púrpura junto con un miembro dolomítico intercalado, alcanzando una potencia de 475 m según Mäkel y Rodeel (1979). La Formación Carbonática, constituida fundamentalmente por dolomías junto con yesos y margas tiene en Sierra Espuña una potencia aproximada de 250m y su base ha sido datada como Carniense.

Se observa una distribución asimétrica de las unidades del Complejo Maláguide a lo largo de las Béticas, de forma que las Unidades Maláguides inferiores sólo afloran en las Béticas Orientales en Sierra de las Estancias oriental, Sierra de la Tercia y Sierra Espuña y las Unidades Maláguides superiores muestran un mayor desarrollo en las Béticas occidentales, en el área de Málaga.

2.3.3 COBERTERA SEDIMENTARIA POST-TRIÁSICA DEL COMPLEJO MALÁGUIDE Y DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN

Esta cobertera se encuentra bien representada en Sierra Espuña (Béticas Orientales), donde se ha establecido una secuencia tipo (Paquet, 1969; 1970 y 1974; Lonergan, 1991 y 1993; Martín Martín 1996 y Martín Martín et al., 1997b). Se trata de una sucesión de sedimentos con edades comprendidas desde el Jurásico hasta enlazar con la sedimentación Neógena coetánea a la formación y evolución del Mar de Alborán, con interrupciones sedimentarias mayores en el Paleógeno (Azema, 1960 y 1961; Smit, 1979; Martín Algarra, 1987; Martín Martín, 1986 y Martín Martín et al., 1998) y durante el Oligoceno Inferior (Martín Martín, 1996 y Martín Martín et al., 1997). En esta memoria se ha utilizado la división en unidades sedimentarias propuesta por Martín Martín (1996) en Sierra Espuña (Figura 125).

Tras la subducción del Complejo Alpujárride bajo el Maláguide la cobertera sedimentaria del último se encontraría su vez sobre el Complejo Alpujárride y por tanto además de ser la cobertera del Complejo Maláguide pueden ser considerados como la cobertera terciaria del Dominio Cortical de Alborán. Por esta razón los eventos tectónicos que han afectado al DCA durante el terciario se han podido reflejar en la evolución sedimentaria de dicha cobertera. Por ejemplo, ha quedado registrada la edad de erosión de los complejos del DCA exhumados. Esta cobertera sedimentaria transsgrede durante el Oligoceno-Mioceno Inferior sobre unidades cada

vez más profundas del DCA a la vez que incluyen cantos de rocas progresivamente más metamórficas (Lonergan y Mangerajetzky, 1994 y Lonergan y Jonson, 1998).

Las formaciones más antiguas que registran la erosión del DCA son las de Ciudad Granada-Fnidec (Martín Algarra et al., 2000) y/o la Formación Bosque en Sierra Espuña (Lonergan, 1991 y Martín Martín, 1996) que se encuentra exclusivamente sobre el Complejo Maláguide y está constituida por conglomerados y areniscas procedentes de la exhumación del Complejo Maláguide durante el Oligoceno terminal-Aquitaniense.

Según autores previos los primeros sedimentos que corresponderían al DCA son aquellos que se encuentran sobre el Complejo Alpujárride o que sellan el contacto entre éste y el Maláguide y que corresponden a la Formación de las Millanas (Bourgeois, 1972b) o Formación Viñuela (Martín-Algarra, 1987) y la Formación Sidi Abdeslam en el Rif (Feinberg et al., 1990), constituida por margas, areniscas y conglomerados. Incluye los primeros cantos metamórficos y de peridotitas procedentes de la exhumación del Complejo Alpujárride. Se depositó discordantemente sobre los complejos Maláguide y Alpujárride, llegando a sellar el contacto entre ambos, durante el Burdigaliense inferior (Aguado et al., 1990, Durand Delga et al., 1993 y Martín Algarra et al., 2000). Según la escala cronoestratigráfica de Berggren et al. (1995) el depósito de estos sedimentos se produjo entre 20,5-20,6 y 18.3 Ma.

Sobre las formaciones sedimentarias anteriores o directamente sobre el basamento alpujárride o maláguide se depositó durante el Burdigaliense superior la formación de "Arcillas con bloques" de Bourgeois et al. (1977), "Numidoide" de Olivier (1984) o el Complejo de Alosaina de Balanyá y García Dueñas (1986). Este Complejo está formado por una matriz arcillosa que incluye bloques y klippe sedimentarios de edad Mesozoica y Cenozoica procedentes de unidades predorsalianas principalmente. Según Bourgeois (1977) estos sedimentos se emplazaron de S a N, procedentes de los Flyschs Rifeños durante una etapa geodinámica mayor que denominó "hispanización de los Flyschs Rifeños". Sin embargo, Balanyá y García Dueñas (1986) proponen que los klippe sedimentarios se emplazaron gravitacionalmente en la Cuenca de retroarco de Alborán procedentes del retrocabalgamiento de las unidades Predorsalianas sobre el DCA en el Burdigaliense Superior (Balanyá y García Dueñas, 1986).

3 EL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (DCA) EN EL ÁREA DE ÁLORA

El sector de Álora (Figura 7) comprende una parte de la Hoya de Málaga y los relieves adyacentes a ella, formados por la Sierra de Cártama y el antifirme de Santi Petri (Michelau, 1942). La Hoya de Málaga coincide con un depocentro sedimentario anexo a la Cuenca de Alborán Miocena, con la cual tuvo una continuidad formal durante todo el periodo de depósito bajo condiciones marinas. Su relleno sedimentario es correlacionable con las unidades sedimentarias descritas en el Mar de Alborán (López Garrido y Sanz de Galdeano, 1999; Rodríguez Fernández et al., 1999).

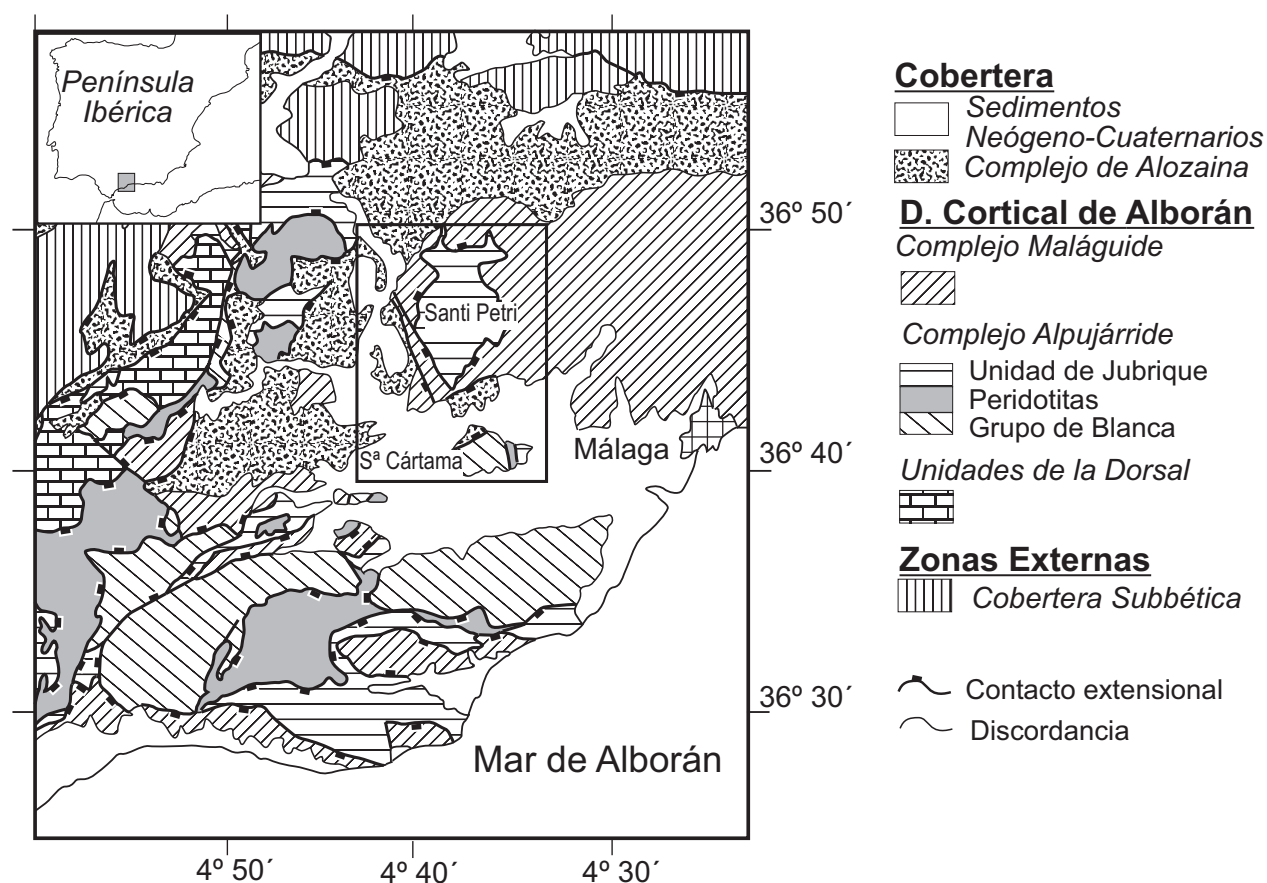


Figura 7 Mapa situación geológica del sector de Álora. El recuadro indica el área seleccionada para su estudio en la presente tesis.

El basamento de la cuenca aflora actualmente en las cotas más altas del área, en la Sierra de Cártama y en el antifirme de Santi Petri. La Sierra de Cártama muestra una estructura antiformal, en cuyo núcleo afloran marmoles y gneises de la Un. de Ojén,

bajo una delgada lámina de peridotitas serpentinizadas y gneises de la Un. de Jubrique (Mon, 1969 y 1971; Chamón et al., 1978; Tubía, 1985 y Tubía et al, 1997). El antiforame de Santi Petri muestra una geometría antiformal, de eje N-S, cuyo núcleo es una ventana tectónica donde aflora la Un. de Jubrique bajo materiales paleozoicos del Complejo Maláguide (Mon, 1969 y 1971; Chamón et al., 1978).

Ambos antiforames muestran condiciones ideales para estudiar las relaciones estructurales entre el Complejo Alpujárride y el Maláguide así como las relaciones entre estos complejos y los sedimentos de la Hoya de Málaga, que los cubren.

3.1 LITOESTRATIGRAFÍA DEL DCA EN EL ÁREA DE ÁLORA

Tal como se discutirá en el epígrafe 3.4, los contactos actuales entre las unidades pertenecientes al basamento del DCA que afloran en este área son fallas normales de alto o bajo ángulo que provocan omisiones litoestratigráficas más o menos importantes (Figura 9). Por esto el espesor estimado para las diferentes formaciones descritas a continuación es siempre el valor máximo para este sector, sin embargo lateralmente estas formaciones pueden mostrar potencias menores o no aflorar, al haber sido omitidas por la tectónica extensional.

3.1.1 EL COMPLEJO ALPUJÁRRIDE EN EL ÁREA DE ÁLORA

En este área afloran dos unidades pertenecientes al Complejo Alpujárride, la de posición inferior corresponde a la Unidad de Ojén o de tipo B según la división propuesta por Azañón et al. (1994) y Balanyá et al. (1998). La unidad superior, incluye a una lámina de peridotitas a su base y presenta los rasgos típicos de la Un. de Jubrique, o de tipo A según Azañón et al. (1994) y Balanyá et al. (1998). En este trabajo no se han realizado nuevas aportaciones a la litoestratigrafía o evolución metamórfica de estas unidades, si no que se ha pretendido estudiar su estructura, régimen y evolución de los contactos entre ellas. En este sentido, en la Un. de Jubrique que aflora en el antiforame de Santi Petri se han diferenciado las distintas zonas metamórficas presentes, que ha sido utilizadas como superficies de referencia para estudiar deformaciones posteriores a la formación de la foliación principal, que es paralela a los contactos litológicos y a la zonación metamórfica (Balanyá et al., 1993).

Unidad de Ojén en Álora

Ha sido estudiada por Mollat (1968), Westerhof (1975), Salobreña (1977), Tubía (1985), Tubía y Gil Ibarguchi (1991), Sánchez Gómez (1997) y Tubía et al. (1997) en áreas de las Béticas más occidentales que el sector de Álora, y aflora en el borde Sur del sector estudiado, formando gran parte del anticlinal de Cártama. Está compuesta por dos formaciones, la inferior incluye gneises, anfibolitas y cuarcitas, metamorizadas bajo facies de anfibolitas, con asociaciones minerales de sillimanita, feldespato potásico, biotita, cordierita, cuarzo, grafito, turmalina, andalucita y minerales opacos (Chamón Cobos et al., 1978; Argles et al., 1999). La formación superior de la U. de Ojén está constituida por mármoles. La formación de gneises, cuarcitas y anfibolitas, a la cual se le ha atribuido una edad Paleozoica, alcanza una potencia de aproximadamente 1 km (corte E-E' en la Figura 10). La formación de mármoles, de edad Triásica, muestra en esta área un espesor muy variable desde un máximo de 250 m en el borde Sur de la Sierra de Cártama hasta una potencia del orden de la decena de metros en el borde N de ésta.

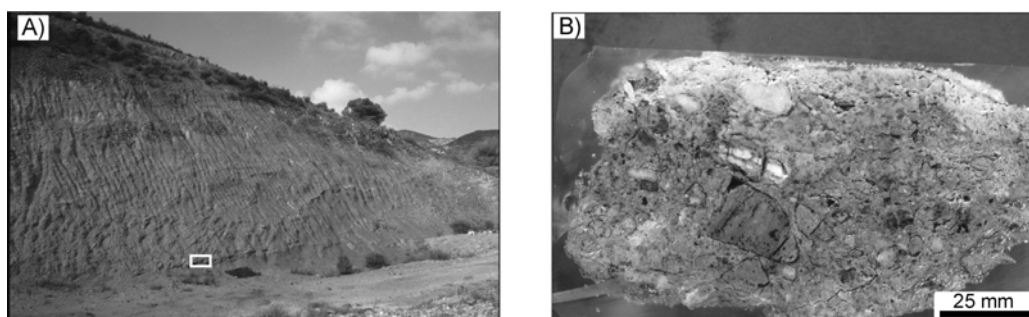


Figura 8 A) Talud formado por serpentinitas brechificadas en el cierre perianticlinal E del Anticlinal de Cártama. Notar porfiroclastos de serpentinita de color verde oscuro inmersos en matriz constituida por harinas de falla y brechas cementadas de tonos más claros. Altura máxima del talud aproximadamente 6 m. B) Muestra de brecha cementada obtenida del talud anterior, en el recuadro blanco. Los porfiroclastos incluidos en la brecha son de serpentina y algunos de mármol. La parte superior de la muestra, de color blanco está formada por fibras de calcita formada en la zona de falla, que muestran una orientación N-S.

Peridotitas de Álora

En el área de Álora, peridotitas en continuidad regional con las de Ronda afloran en dos sectores; en el primero de ellos, más meridional, (Sierra de Cártama) las peridotitas se encuentran como jirones de serpentinitas descansando sobre mármoles

triásicos de la Unidad de Ojén. El afloramiento meridional más importante se encuentra en el cierre perianticlinal oriental del anticlinal de Cártama donde las serpentinitas alcanzan una potencia de 200 m (ver mapa geológico del área de Álora en el Anexo de Mapas II y cortes geológicos E-E' y D-D', Figura 10). A lo largo del flanco norte de este anticlinal hay varios afloramientos de serpentinitas con potencias de orden métrico.

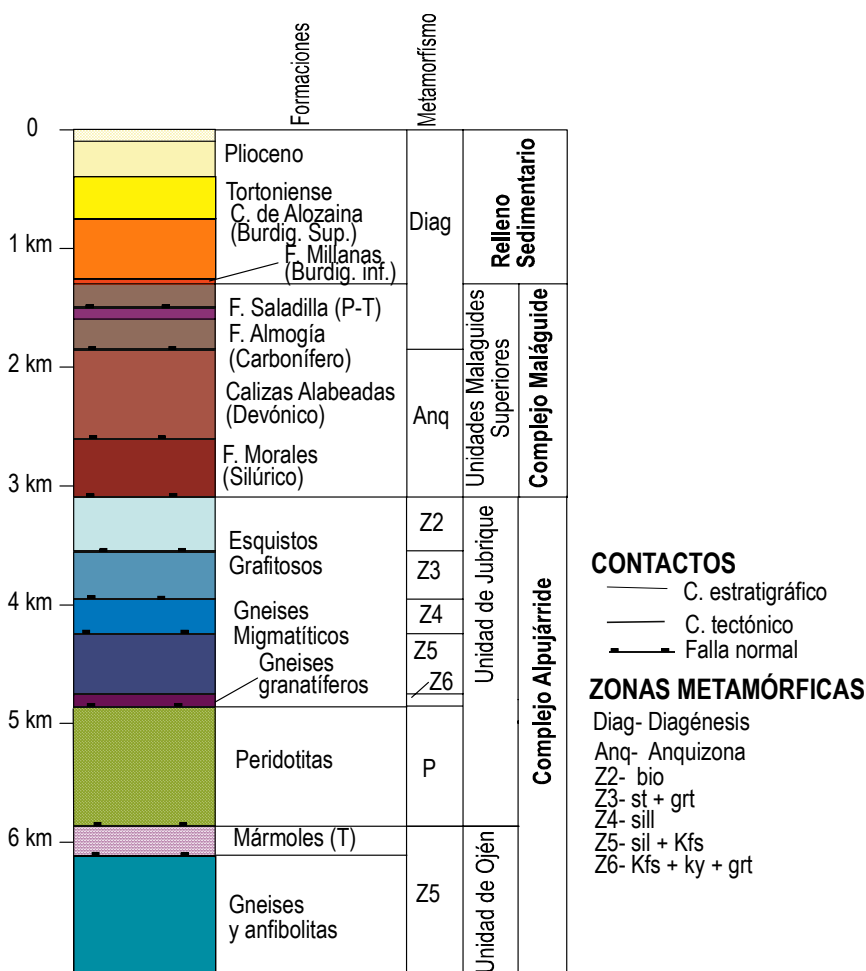


Figura 9 Columna litoestratigráfica de las Unidades del DCA y del relleno sedimentario diferenciadas en el área de Álora, junto con la zonación metamórfica y espesores aproximados que muestran. Abreviaturas minerales: bio, biotita; st, estauroлита; grt, granate; sill, sillimanita; Kfs, feldespato potásico y ky, distena.

En todos los afloramientos próximos a la Sierra de Cártama las serpentinitas se encuentran cataclastizadas formando parte de harinas de falla y brechas cementadas que muestran una fábrica foliada desarrollada bajo condiciones de deformación frágiles (Figura 8). La orientación de fibras de serpentina y calcita presentes en estos afloramientos indican desplazamientos tectónicos de orientación N-S y NE-SO. El

afloramiento septentrional se encuentra en la Sierra de Aguas, al N de Álora. En este caso las peridotitas alcanzan potencias considerables, conservándose su fábrica metamórfica.

Unidad de Jubrique en Álora

La litología, fábrica y evolución metamórfica de esta unidad ha sido descrita profusamente por autores previos como Kornprobst (1971), Loomis (1972), Torres Roldán (1979 y 1981), Tubía (1985), Balanyá (1991), Bouybaouene (1993), Azañón (1994), Argles (1996), Balanyá et al. (1997) y Argles et al. (1999). En el área estudiada se han diferenciado una serie de zonas metamórficas, que coinciden con las diferenciadas para esta unidad por Balanyá et al. (1997) en el sector de Jubrique, que serán utilizadas como superficies de referencia para estudiar la geometría y cinemática de las fallas que las cortan. Se han diferenciado de abajo arriba las siguientes zonas metamórficas:

- *Zona de Feldespato Potásico, distena, granate y cordierita (Z₆)*

Los gneises granulíticos pertenecientes a esta zona metamórfica afloran sólo en el extremo oriental de la Sierra de Cártama entre serpentinitas a muro y gneises de la zona Z₅ a techo. La asociación mineral que caracteriza a esta zona está formada por biotita, cuarzo, feldespato potásico, distena, sillimanita, granate, cordierita, espinela y minerales accesorios como grafito, apatito, circón, rutilo e ilmenita. Muestran una textura gneílica y bandeada de grano grueso, con fábrica granoblástica y blastomilonítica.

- *Zona de Feldespato potásico y Sillimanita (Z₅)*.

Es la zona de mayor grado metamórfico que aflora en el núcleo del antiforme de Santi Petri. Las rocas que la caracterizan son gneises migmatíticos que muestran una fábrica estromática. La foliación principal está definida por la alternancia de niveles de leucosomas y melanosomas y por la orientación preferente de biotita y sillimanita en el melanosoma. Los niveles leucosómicos de grano medio-grueso y con geometría amigdalar están formados por feldespato potásico, cuarzo y más o menos plagioclasa. Frecuentemente se observan bandas pegmatíticas concordantes con la foliación principal y diques aplíticos que la cortan. La asociación mineral que los caracteriza está formada por feldespato potásico, sillimanita, cordierita, biotita, cuarzo y localmente se conserva estauroлита, distena y granate precinemáticas respecto a la foliación principal.

Cortes geológicos del sector de Álora

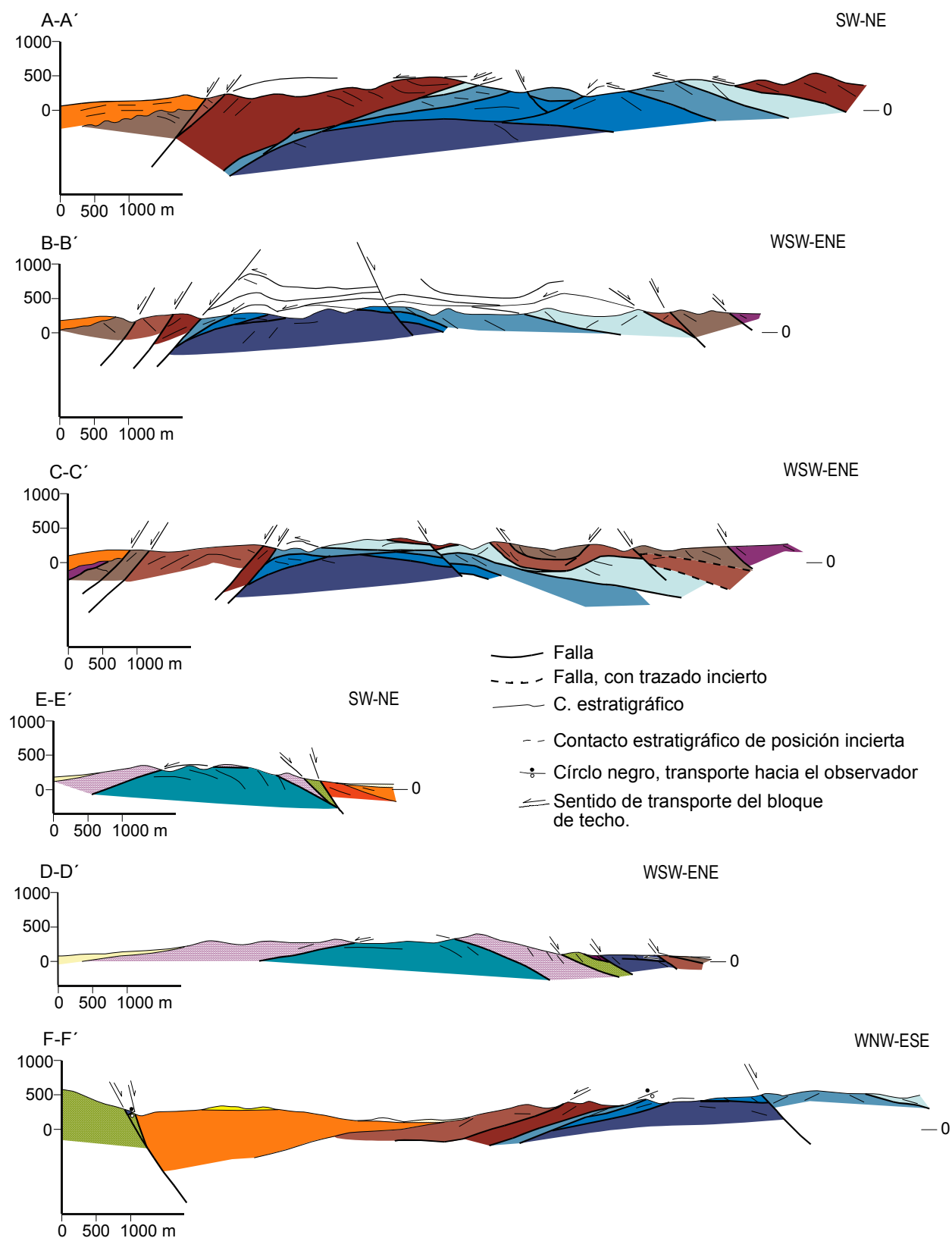


Figura 10 Cortes geológicos del sector de Álora. Localización geográfica de los cortes en el mapa geológico del sector de Álora (Anexo mapas I) y leyenda litoestratigráfica en la Figura 9.

La foliación principal está cortada por superficies C' dúctiles generadas en el campo de estabilidad de la sillimanita que determinan la geometría anastomosada o amigdalar de las bandas de leucosomas. La sillimanita crece como fibras escalonadas que pueden ser utilizadas como criterio de transporte (Argles y Platt, 1999). Coetáneamente al desarrollo de las superficies C' se produjo un alargamiento paralelo a la foliación principal, definido por la orientación preferente de fibras de sillimanita. La lineación de estiramiento resultante tiene una orientación mayoritaria de dirección E-O (véanse los vectores de traslación dúctil en el Anexo de Mapas I). Esta zona metamórfica tiene una potencia mínima aproximada, ya que no aflora su base, de 500 m.

- *Zona de Sillimanita (Z₄).*

La rocas características de esta zona metamórfica son esquistos grafitosos de grano grueso con una mineralogía de sillimanita, biotita, moscovita, estaurolita, granate, andalucita, cuarzo y grafito. Al igual que el caso anterior estas rocas muestran una fábrica planolineal definida por la orientación preferente de biotita, fibrolita y por la presencia de “ribbons” de cuarzo (Figura 11 A). La potencia de esta zona metamórfica es muy variable, debido al fuerte adelgazamiento que ha sufrido en relación con la actividad de fallas normales de bajo ángulo, desde haber sido omitida completamente hasta alcanzar una potencia máxima de 300 m en el extremo N de la ventana de Santi Petri.

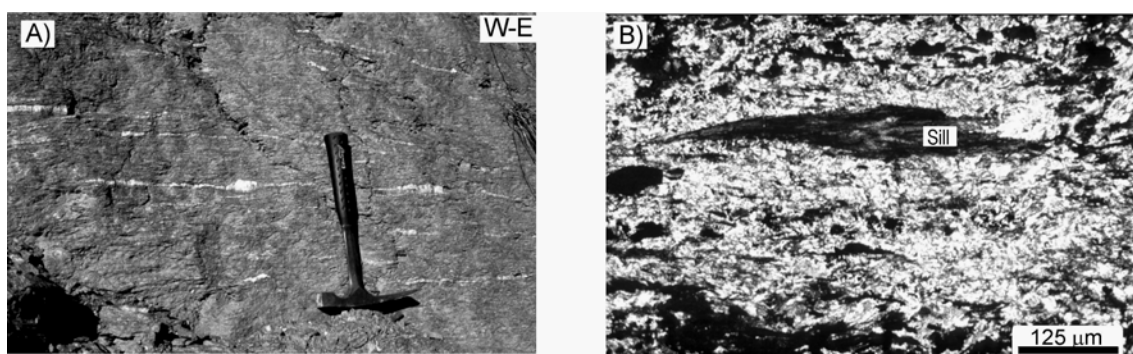


Figura 11 A) Afloramiento de esquistos con sillimanita (Z₄) donde se observan venas de cuarzo estiradas. B) Pez de sillimanita inmerso en una matriz de sericita, cuarzo y minerales opacos producto de la alteración hidrotermal de gneises con sillimanita, en el techo del bloque de muro de la FNBA de Álora.

- *Zona de estaurolita y granate (Z₃).*

Los esquistos grafitosos con estaurolita y granate son de tamaño de grano inferior a los esquistos con sillimanita y no muestran una fábrica planolineal tan marcada; sin embargo presentan una fábrica milonítica desarrollada por cizallamiento simple, con abundantes superficies C'. La asociación mineral más común es de estaurolita, granate, andalucita, biotita, moscovita, cuarzo, plagioclasa y grafito. Los granates son precinemáticos respecto a la foliación milonítica y muestran colas de presión asimétricas de tipo sigma y estructuras rotacionales que indican transporte tectónico fundamentalmente hacia el ESE (Figura 12). Las rocas propias de esta zona metamórfica muestran variaciones muy grandes de espesor, alcanzando cerca de los 400 m en el lado oriental de la ventana de Sancti Petri y menos de 50 m en el borde occidental (cortes A-A' y B-B', Figura 10).

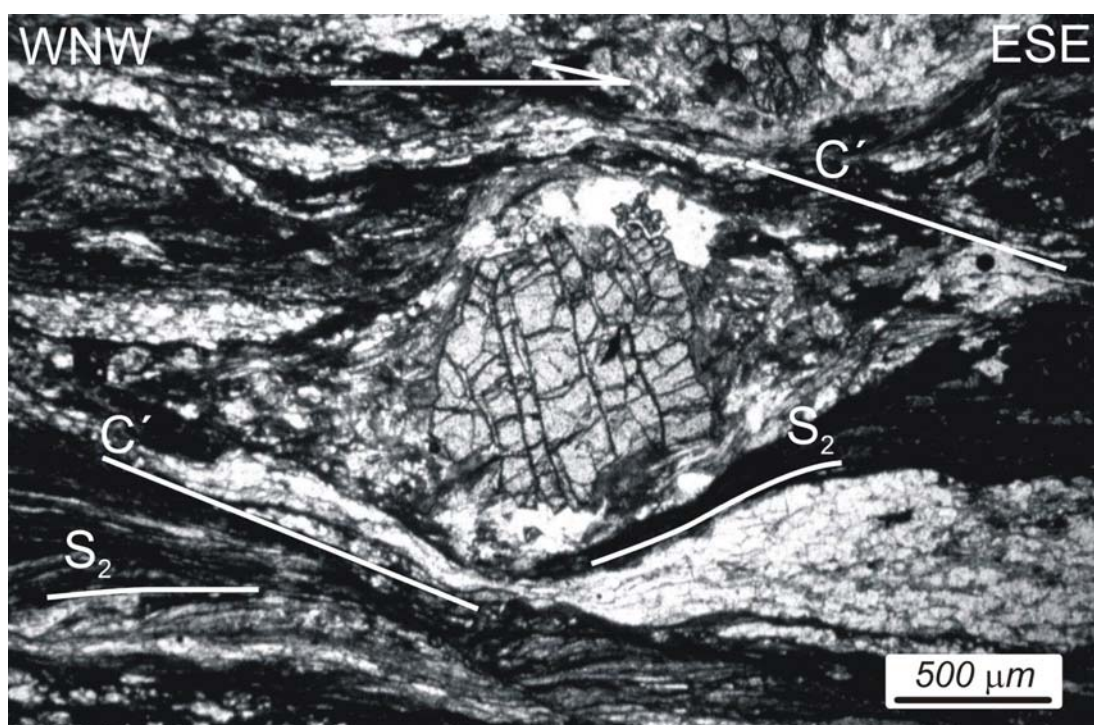


Figura 12 Porfidoblasto precinemático de granate rotado en relación con el clivaje de crenulación extensional (C'). Esquisto grafitoso de la zona Z₃. Anticlinal de Sancti Petri.

- *Zona de cloritoide y distena (Z₂)*

Los esquistos grafitosos correspondientes a esta zona metamórfica presentan asociaciones minerales de biotita, cuarzo, grafito ± plagioclasa ± andalucita ± cloritoide ± distena. La andalucita y el cloritoide se hacen más escasos ha techo de la secuencia.

La andalucita, el cloritoide y la plagioclasas muestran estructuras pre y sincinemáticas a la foliación principal con sombras de presión y estructuras rotacionales que indican cizallamiento hacia el ESE (Figuras 12 y 13).

Gran parte de estos esquistos, especialmente hacia la base de esta formación, muestran una fábrica planolineal, donde la foliación principal, de grano fino, definida por biotita, moscovita y grafito, ha obliterado completamente a cualquier foliación previa. La foliación principal tiene un carácter blastomilonítico, lo cual junto con las estructuras rotacionales que muestran los porfidoblastos mencionados previamente hace que estas rocas puedan ser consideradas como protofilonitas. La lineación de estiramiento que caracteriza a estas rocas es ubicua en toda la sucesión, al igual que en otros sectores de las Béticas orientales, por ejemplo en el área de Sierra Alpujata (Tubía et al., 1993) o en el sector de Jubrique, al N de Sierra Bermeja (Balanyá et al., 1993 y 1997).

En las rocas correspondientes a la parte inferior de esta zona metamórfica la lineación de estiramiento está marcada por el crecimiento de los filosilicatos y por el alargamiento de porfidoblastos de andalucita, mientras que en la parte superior de la sucesión, formada por esquistos denominados tradicionalmente "moteados" (Mon, 1971; Tubía, 1985 y Martín Algarra, 1987), la lineación está marcada por el estiramiento de las motas, las cuales están formadas por un agregado de grafito, cuarzo y biotita, fundamentalmente, que muestran mayor cristalinidad que el resto de la roca. Frecuentemente tanto las motas como los cristales de andalucita son postcinemáticos respecto a la foliación milonítica.

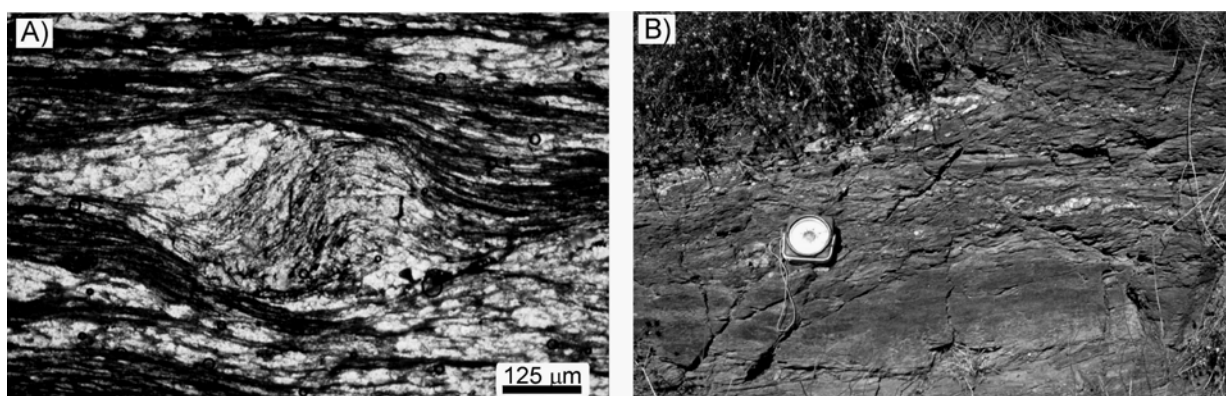


Figura 13 A) Lámina de esquisto grafitoso de la zona Z_2 . Nótese el porfidoblasto de andalucita sincinemático rotado por un cizallamiento sinistrorso. B) Aspecto de campo de los esquistos de la zona Z_2 . Obsérvese la foliación principal paralela al bandeado litológico y la multitud de superficies de cizalla C' frágiles que cortan a esta foliación.

El tramo de "esquistos moteados" se ha sido atribuido tradicionalmente a la base del Complejo Maláguide (Mon, 1969; Mon, 1971; Tubía y Navarro Vilá, 1984; Tubía, 1985; Tubía et al., 1993). Sin embargo en esta tesis se han reconocido zonas de cizalla frágiles entre estos esquistos y las filitas del Complejo Malaguide. Consecuentemente, los "esquistos moteados" se han atribuido al complejo Alpujárride. Muestran la misma fábrica planolineal, con una foliación principal extremadamente penetrativa, de carácter blastomilonítico, que el resto de la sucesión alpujárride y se observa un paso metamórfico gradual desde los esquistos con andalucita, distena, plagioclasa y cloritoide hasta estos esquistos grafitosos de grano fino con biotita.

En el Noroeste de la ventana de Santi Petri sobre estos esquistos, afloran restos de esquistos claros con andalucita, biotita, cuarzo y plagioclasa típicamente alpujárrides. En ellos la foliación principal no es tan penetrativa, de forma que se observa la foliación S_1 previa preservada en sombras de presión de porfiroclastos sincinemáticos de plagioclasa. También se observa como el tamaño de grano de los minerales que definen la foliación principal disminuye bruscamente fuera de la influencia de los porfiroblastos hasta formar la foliación blastomilonítica que caracteriza a los esquistos moteados.

Finalmente el contacto entre los esquistos moteados y el Complejo Maláguide es siempre un contacto tectónico frágil a lo largo del cual se produce un importante salto metamórfico desde condiciones de estabilidad de la biotita hasta condiciones de anquimetamorfismo bajo en el Complejo Maláguide (Lonergan (1991), Lonergan y Platt (1995) y Argles et al. (1999). La potencia máxima alcanzada por los esquistos de esta zona metamórfica, en el flanco E del Antiforme de Santi Petri, es de 450 m.

3.1.2 COMPLEJO MALÁGUIDE

En el área del antiforme de Santi Petri está especialmente bien representada la sucesión Paleozóica y Permo-Triásica del Complejo Maláguide, de la cual afloran todos los términos descritos en el apartado II.3.2 de esta memoria (Mon, 1969 y 1971 y Chamón et al., 1978). Cartográficamente he diferenciado en el área dos escamas, correspondientes a Unidades Malaguides Superiores. La escama inferior incluye de abajo arriba unos 500 m de pizarras y grauwackas de la Formación Morales, hasta 750 m de potencia máxima de calizas detríticas y pizarras de la Formación Santi Petri (Calizas alabeadas), 250 m de grauvacas y conglomerados de la Formación Almogía y

100 m de areniscas, arcillas y dolomías de la Formación Saladilla. La escama superior está formada por una repetición de las formaciones Almogía y Saladilla con una potencia máxima, actual, próxima a los 250 m.

En algunos puntos la Formación Saladilla de la escama inferior ha sido omitida quedando separadas las grauwackas de la Formación Almogía de ambas escamas por una zona de falla normal de bajo ángulo (FNBA) con porfiroclastos de orden métrico de areniscas rojas de la Formación Saladilla, intercalados, que indican transporte hacia el SO. En el borde S de la ventana de Santi Petri afloran algunos cuerpos cartografiados, de geometría lenticular, de la Formación Saladilla que se podrían definir como horsts extensionales aislados (mapa geológico del sector de Álora en el Anexo de mapas I).

3.1.3 RELLENO SEDIMENTARIO DE LA HOYA DE MÁLAGA

El relleno sedimentario de la Cuenca de Málaga en el sector estudiado incluye una sucesión del Mioceno Inferior, compuesta de abajo arriba por aproximadamente 50 m de margas y turbiditas del Burdigaliense inferior, correspondientes a la Formación de las Millanas que afloran sólo localmente, en el borde Sur y Norte del Antiforme de Santi Petri y de la Sierra de Cártama respectivamente y por algo menos de 500 m de potencia de arcillas con bloques del Complejo de Alozaina, del Burdigaliense Superior. No se ha podido observar el contacto estratigráfico original entre la Fm. de las Millanas y el basamento ya que en el sector estudiado este contacto ha sido cortado por fallas normales neógenas de alto ángulo. El contacto entre el Complejo de Alozaina y las rocas sobre las que se encuentra ha sido interpretado frecuentemente como un retrocabalgamiento, por ejemplo Chamón et al. (1978) o Martín Algarra et al. (2000), al incluir esta formación klippen sedimentarios de rocas procedentes de unidades de la Predorsal o areniscas del aljibe. Sin embargo en los afloramientos estudiados el contacto con el basamento es mediante fallas normales de alto o bajo ángulo, como en el borde S de la Sierra de Aguas o un poco más al W en la Sierra de la Robla y en las inmediaciones de Carratraca según Soto y Gervilla (1991) o muestra un contacto estratigráfico transgresivo con unos metros de brecha aluvial basal, como en parte del borde occidental del antiforme de Santi Petri (mapa geológico del área de Álora en el anexo de mapas I). Por consiguiente, en esta memoria el contacto original entre esta unidad y su basamento se ha interpretado como un contacto estratigráfico y los klippen sedimentarios serían simplemente megaolistolitos, aunque procedan de

retrocabalgamientos fuera de secuencia del Arco de Gibraltar, como han propuesto Balanyá y García Dueñas (1986). El complejo de Alosaina ha sido sondeado en la Cuenca de Alborán occidental, donde se ha denominado Unidad litosísmica VI (Comas et al., 1992 y Comas et al., 1999).

Tras una interrupción sedimentaria durante el Mioceno medio, se produjo la individualización de la Cuenca de Málaga con una morfología similar a la que presenta actualmente, a favor de la actividad de dos sistemas de fallas normales de alto ángulo, de dirección NNO-SSE y SO-NE, reanudándose la sedimentación durante el Tortoniense superior con el depósito de hasta 350 m de secuencias estratodecrecientes y granodecrecientes de conglomerados y calcarenitas (López Garrido y Sanz de Galdeano, 1999). Los últimos depósitos de sedimentos marinos se acumularon tras un episodio de emersión ocurrido durante el Messiniense. Son de edad Plioceno Inferior y Medio y están formados por una secuencia estratocreciente y granocreciente de margas, areniscas y conglomerados que alcanza una potencia de hasta 400 m (López Garrido y Sanz de Galdeano, 1999).

3.2 ESTRUCTURAS Y FÁBRICAS PLÁSTICAS RELACIONADAS CON EL DESMEMBRAMIENTO EXTENSIONAL DE LA UNIDAD DE JUBRIQUE

Sobre la foliación principal de la Unidad de Jubrique se sobrepone una foliación milonítica especialmente penetrativa en ciertos niveles de la sucesión alpujarride, producida bajo condiciones no coaxiales, con cizallamiento comúnmente de componente E. Esta foliación es de difícil datación respecto al clivaje de crenulación S_3 ya que no se ha observado la relación espacial entre ambas foliaciones, sin embargo en algunos puntos evoluciona bajo condiciones metamórficas retrógradas, claramente de menor grado que las existentes durante la formación de la S_3 que según Azañón et al. (1994) creció a temperaturas superiores a 350 °C. Esta foliación se ha denominado S_4 y se ha relacionado con el inicio del rifting del Mar de Alborán durante el Mioceno Inferior.

Este adelgazamiento no coaxial se ha reconocido en prácticamente todos los afloramientos de la Unidad de Jubrique, en el N de Sierra Bermeja con un sentido de cizallamiento de componente fundamentalmente N (Balanyá et al., 1993 y 1997), en Sierra Alpujata y la Sierra de Mijas al S del área estudiada, donde muestra un sentido de cizallamiento hacia el ESE (Tubía et al., 1993), en las Sierras de la Robla y de Aguas,

donde el sentido de transporte es mayoritariamente hacia el ENE (Argles et al., 1999) y en el antiforme de Santi Petri dónde el transporte tectónico es hacia el ESE (porfiroblastos rotados en las Figuras 12 y 13).

La diferente orientación que muestra este cizallamiento en los afloramientos del N de las Sierras Bermeja y de Aguas, dónde el transporte es hacia el N-NE frente al sentido de transporte ESE presente en el Antiforme de Santi Petri y Sierra Alpujata puede estar relacionado con rotaciones posteriores quizás debidas a la actividad de fallas normales que invierten el cabalgamiento de Gibraltar, con transporte hacia el SE, basculando hacia el NO a las sucesiones que afloran en estas sierras (García Dueñas et al., 1992). En general se han descrito rotaciones de eje vertical del vector paleomagnético producidas durante el Neógeno tanto en las peridotitos aflorantes en Sierra Bermeja (Feinberg et al., 1996) como en las rocas del Complejo Maláguide aflorantes al E del antiforme de Santi Petri, por ejemplo de los diques toleíticos terciarios (Platzman et al., 2000 y Calvo et al., 2001).

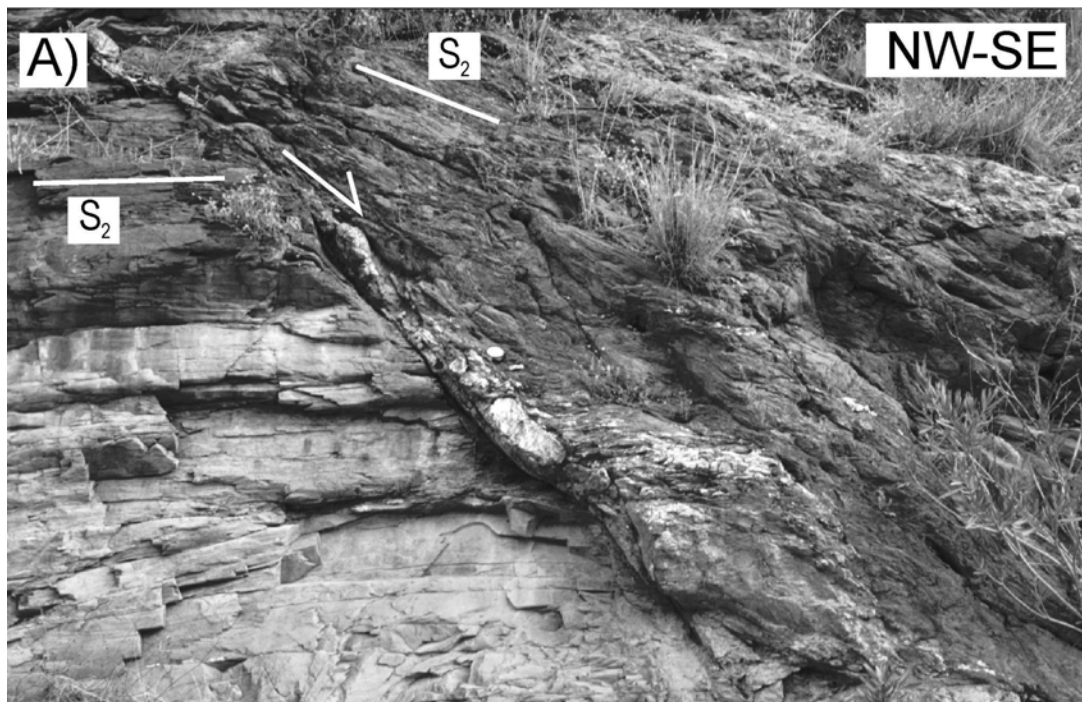


Figura 14 Falla normal con transporte hacia el SE afectando a esquistos de Jubrique con andalucita. Notar crecimiento de venas de cuarzo (de color blanco) en la roca de falla. Esta falla tiene geometría de rampa de alto ángulo en el bloque de muro y de rampa de bajo ángulo en el bloque de techo, lo cual ha producido un pliegue por acomodación en el bloque de techo (notar orientación de la foliación S_2 en ambos bloques).

Sobrepuesta a la foliación milonítica, que se ha interpretado como extensional, se han reconocido estructuras extensionales frágiles con las misma dirección de extensión, ONO-ESE; de hecho parece haber una continuidad entre las deformaciones plástica y frágil (ver las Figuras 13b y 14). Estas estructuras suelen ser muy ubicuas, especialmente en las zonas metamórficas Z_2 y Z_3 y dan lugar a una extensión distribuida, a favor de superficies de clivaje extensional frágiles, fallas menores y venas de Qtz. Sin embargo no se ha observado ninguna falla mayor que se pueda asociar a esta familia de estructuras. Las fallas menores muestran geometrías de rampas y rellanos, lo cual hace que hayan provocado la formación de pliegues de acomodación a escala de afloramiento, ver por ejemplo la Figura 14. Al N de la Sierra de Aguas Argles et al. (1999) describen una falla normal "Grenadillos fault zone" con transporte hacia el E, que podría incluirse en este sistema de fallas extensionales.

3.3 FALLAS NORMALES DE BAJO ÁNGULO EN EL SECTOR DE ÁLORA

Las rocas del DCA en el sector de Álora están afectadas por una pleyade de estructuras extensionales desarrolladas bajo condiciones de deformación frágiles, desde zonas de cizalla retrógradas con crecimiento de filosilicatos de muy bajo grado, cuarzo y calcita hasta bandas de harinas y brechas de falla incohesivas. Según la escala de observación se pueden diferenciar dos grupos de estructuras, a escala de afloramiento se observa una deformación extensional distribuida en toda la secuencia, caracterizada por estructuras como clivaje de crenulación extensional, venas y diaclasas verticales y fallas menores. A escala cartográfica hay una serie de fallas mayores, especialmente manifiestas en los contactos entre unidades y formaciones, que han configurado la geometría y distribución cartográfica de dichas unidades.

En este apartado se tratarán las fallas frágiles que forman un ángulo bajo o tienen geometría neutra respecto a la foliación principal de las unidades alpujárrides, que representa una superficie, en origen, tendida y subparalela al gradiente gravimétrico, que puede ser utilizada como superficie de referencia para estudiar deformaciones posteriores a su formación.

Se han observado dos familias de fallas normales de bajo ángulo (FNBA), con sentidos de transporte transversos.

3.3.1 SISTEMA EXTENSIONAL CON FALLAS DE BAJO ÁNGULO Y TRANSPORTE HACIA EL SO

En el Antiforme de Santi Petri el sistema de FNBA más penetrativo, con transporte tectónico hacia el SO, esta compuesto por una FNBA de orden mayor, localizada a techo de los gneises de las zonas Z_4 y Z_5 y que se he denominado Falla de Álora y por una serie de FNBA de orden menor asociadas que afectan al bloque de techo de la Falla de Álora y que delimitan a las formaciones superiores de la Un. de Jubrique y a las del Complejo Maláguide. La orientación actual de estas fallas y de sus estrias ha sido representada en el diagrama estereográfico de la Figura 15.

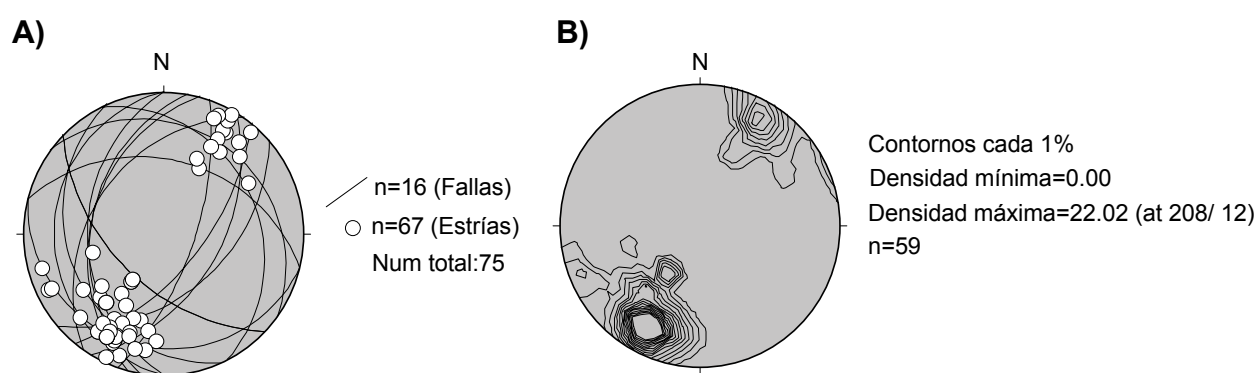


Figura 15 A) Representación estereográfica de planos de falla y estrias asociados a FNBA con transporte hacia el SO aflorantes en la Ventana de Santi Petri. B) Diagrama de contornos de densidad de la orientación de estrias asociadas a FNBA con transporte hacia el SO. Proyección equiangular en el hemisferio inferior.

La falla de Álora se observa especialmente en el borde occidental de la Ventana de Santi Petri, por ejemplo en la localidad X ilustrada en el mapa geológico del área de Álora en el Anexo de mapas I, donde separa a gneises con sillimanita (Z_4) de esquistos de la zona Z_3 . Los metros superiores del bloque de muro de esta falla están compuestos por microbrechas cementadas, procedentes de la trituración de gneises Z_4 , alteradas por actividad hidrotermal, que ha dado lugar a su silicificación y a la formación de minerales retrógrados como arcillas, cuarzo y hematites. Esto hace que los afloramientos representativos de la parte superior del bloque de muro de esta falla muestren una coloración rojiza por la abundancia de óxidos de hierro.



Figura 16 Falla normal de bajo ángulo de Álora en el borde occidental del Anticlinal de Santi Petri. X) Gneises con feldespatos potásicos alterados, Y) Harinas y brechas de falla procedentes de la cataclisis de rocas de las zonas metamórficas Z3 y Z4. Z) Pizarras y cuarcitas de la Fm. Morales del Maláguide. Desde el fondo del barranco hasta el cerro más alto hay aproximadamente 200 m de desnivel topográfico.

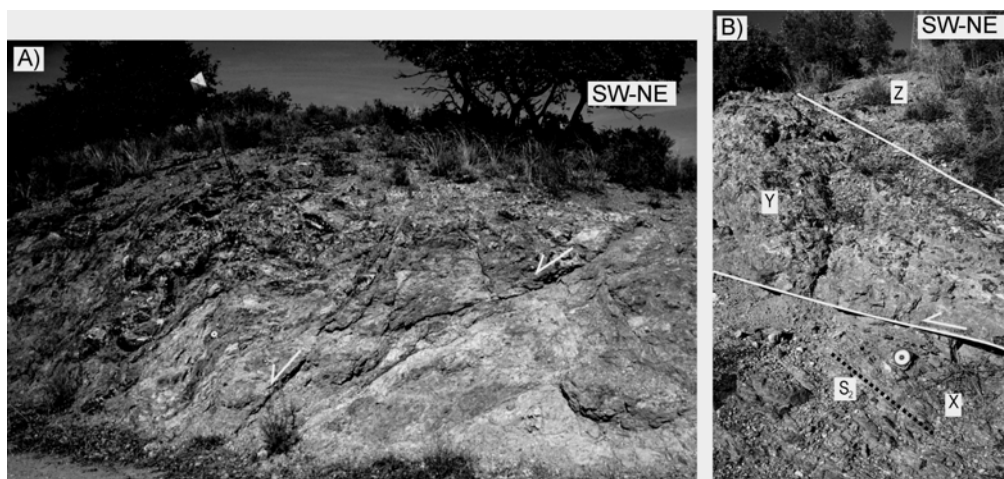


Figura 17 Fotos del bloque de muro de la zona de falla de Álora. A) Brechas silicificadas procedentes de gneises con sillimanita afectados por fallas menores y bandas de harina de falla. B) Misma zona de falla, rotada por fallas más tardías, de forma que parece una falla inversa, respecto a la horizontal, aunque corta la foliación S_2 de los gneises con sillimanita (X) de forma descendente hacia el SO. El volumen de roca comprendido entre las dos superficies de falla ilustradas en blanco (Y) corresponde a brechas silicificadas procedentes de la trituración de gneises. Sobre ella hay harinas de falla formadas por la trituración de esquistos con estaurolita.

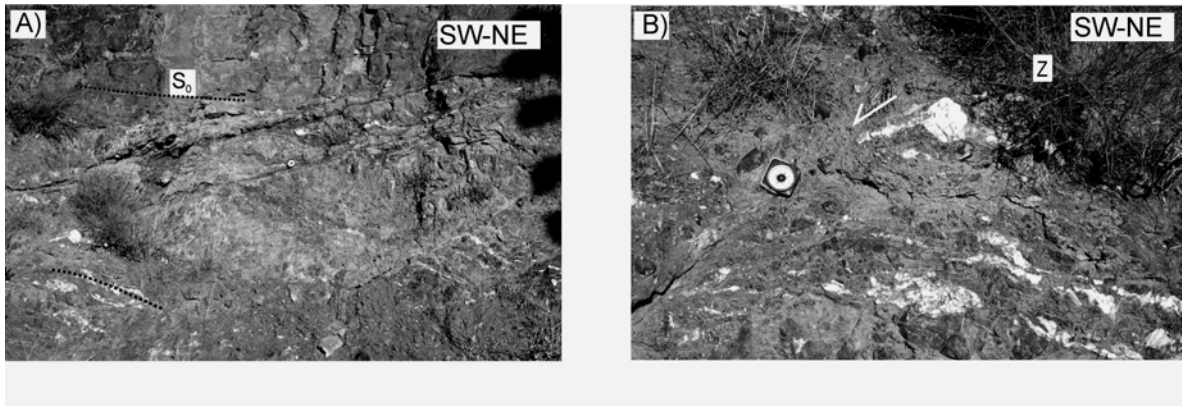


Figura 18 A) FNBA menor con transporte hacia el SO, afectando a cuarcitas y pizarras de la Fm. Morales, en el bloque de techo de la Falla de Álora. B) Detalle de la parte inferior izquierda de A) donde se observan porfiroclastos rotados de venas de cuarzo que indican transporte hacia el SO.

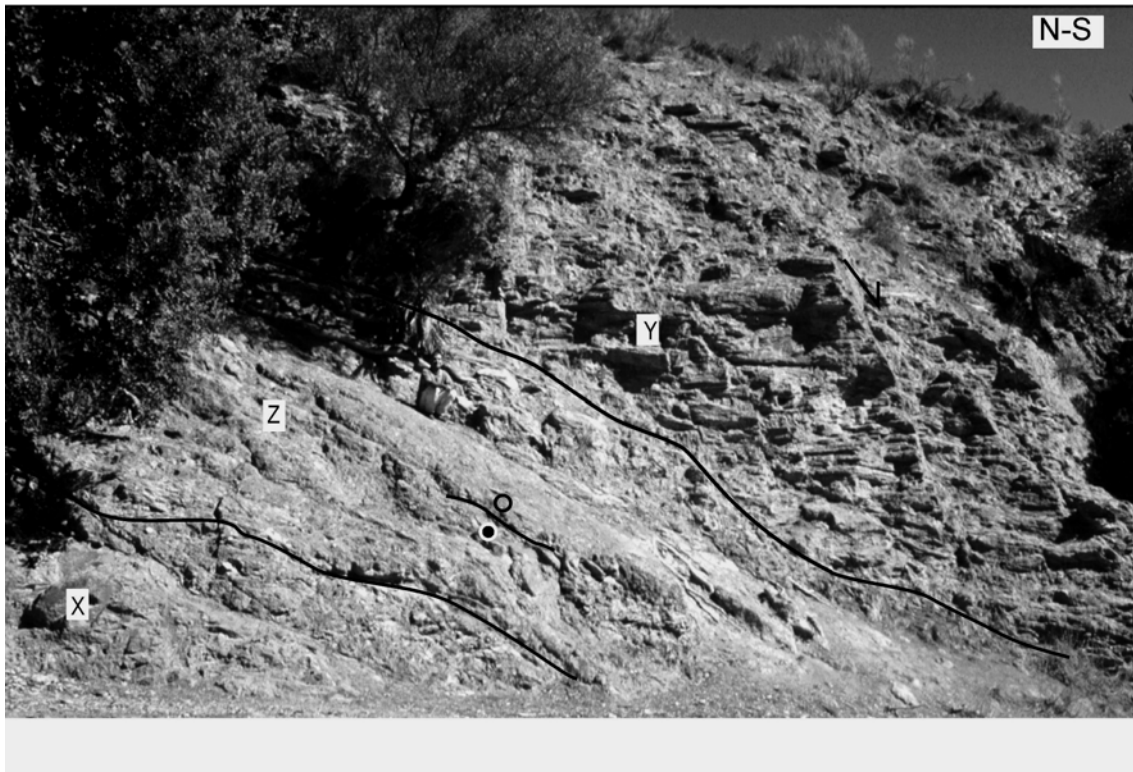


Figura 19 Zona de falla de bajo ángulo entre Calizas Alabeadas (Y) y la Fm. Morales (X) en el borde SE del Antiforme de Santi Petri. La roca de falla (Z) está formada por brechas cementadas con una foliación cataclástica grosera. El transporte del bloque de techo, marcado por estrías y por estructuras en forma de zanahoria (Doblas et al., 1997) es transversal a la fotografía, hacia el oeste. Aunque las Calizas alabeadas están afectadas por fallas de alto ángulo que cortan a la falla principal y que producen extensión hacia el S. La escala está marcada por un geólogo situado sobre el plano de falla.

Sobre las brechas silificadas, hay un espesor de varios metros de harinas de falla foliadas, no consolidadas, procedentes de la trituración de esquistos con estaurolita del bloque de techo y de los gneises del de muro. Estas harinas muestran fábricas de tipo S-C frágiles que indican transporte tectónico hacia el SO.

La formación de esquistos grafitosos con estaurolita que se encuentra en la localidad X sobre la Falla de Álora está fuertemente cataclastizada, con abundantes fallas menores con una distribución anastomosada que delimitan a pequeños horses extensionales. El desplazamiento sobre estas fallas es también de componente SO. Al E de la localidad X, el contacto entre la F. Morales y la F. de esquistos con estaurolita es una FNBA que aflora en todo el borde NO de la ventana de Santi Petri y que tiene geometría de rampa de muro y de techo, que desciende desde el contacto entre Calizas Alabeadas y la F. Morales hasta llegar a cortar a la Falla de Álora, hacia el SO, llegando a omitir gran parte de la sucesión alpujarride correspondiente a las zonas metamórficas Z_2 , Z_3 y Z_4 y situando a la Fm. Morales, sobre una delgada lámina de rocas cataclastizadas de la Fm. de esquistos con estaurolita, prácticamente sobre los gneises migmatíticos de la zona metamórfica Z_5 . Esta falla ha sido ilustrada en la sección geológica A-A' de la Figura 10.

La actividad, fuera de secuencia, de FNBA, como la descrita en el párrafo anterior, que cortan al bloque de muro de fallas basales anteriores, da lugar a la formación de “horses” extensionales aislados. Por ejemplo, en el caso de esta falla se han formado horses de la F. de esquistos con estaurolita limitados a techo por la Falla de Álora y a muro por la falla más reciente. Estos “horses” se pueden observar en el corte geológico A-A' de la Figura 10. Hay otros casos, en el área, de horses extensionales formados por este mecanismo, por ejemplo en el extremo oeste del corte B-B' ilustrado en la Figura 10 se ha diferenciado un horse extensional de gneises con sillimanita.

En el borde SE de la ventana tectónica de Santi Petri aflora una FNBA perteneciente a este sistema extensional, que muestra geometría de rampa de ángulo variable. Esta falla parte en el borde oriental de la Ventana de Santi Petri del contacto entre Calizas alabeadas y esquistos grafitosos (Z_2) con geometría de rampa de bajo ángulo de techo y muro. Hacia el SO desciende bruscamente, cortando a las zonas metamórficas Z_2 , Z_3 y Z_4 hasta cortar a la Falla de Álora. El desplazamiento a lo largo de esta falla, de pendiente variable, da lugar en el bloque de techo a la formación de pliegues de acomodación de ejes NE-SO, transversos al sentido de transporte. Por

ejemplo, la rampa de bajo ángulo de techo (C. Maláguide) se sitúa sobre la rampa de ángulo mayor del bloque de muro (C. Alpujárride), dando lugar a la formación de un sinforme de acomodación, que afecta al Maláguide situado sobre una zona de rampa de muro donde se ha omitido gran parte de la zona Z_2 del C. Alpujárride. Hacia el SO, la rampa de techo de mayor ángulo se sitúa sobre la Falla de Álora, de ángulo menor, dando lugar a la formación de un antiforme de acomodación o roll over con núcleo en los esquistos con sillimanita (Z_4) despegado sobre los gneises con FdsK (Z_5). Véanse cortes B-B' y C-C' de la Figura 10. Esta zona de falla está constituida por brechas de falla foliadas y cementadas, formadas a partir de la cataclasis de las rocas pelíticas a las que afecta, ver fotografía de esta zona de falla en la Figura 19. En algunos casos se han observado porfiroclastos de rocas básicas del Neógeno inferior, que indican que esta falla fue activa con posterioridad a la intrusión de las rocas básicas que según Turner et al.(1999) podrían tener 17 Ma.



Figura 20 Zona de FNBA con transporte hacia el SO entre gneises con FdsK de la zona metamórfica Z_5 (X) y gneises granulíticos de la zona Z_6 (Y) en el cierre perianticlinal E del antiforme de Cártama. Discusión en el texto.

En algún caso, además de pliegues de acomodación, parte de la deformación producida por el desplazamiento sobre la superficie curva de las FNBA de este sistema se compensa con la formación de fallas contrarias que alargan los flancos de los

pliegues de acomodación. Una de estas fallas contrarias ha sido ilustrada en el corte A-A' de la Figura 10, cortando a esquistos con estauroлита y a gneises con sillimanita con transporte hacia el NE.

Este sistema extensional ha sido plegado y basculado con posterioridad a su actividad, durante el Neógeno Superior como se puede observar en el Anticlinal de Cártama. Este anticlinal, con eje de dirección ENE-OSO muestra un flanco Sur muy suave y un flanco Norte que alcanza buzamientos del orden de 60°. Además su eje sufre una fuerte inmersión hacia el ENE, dando lugar a un cierre perianticlinal en el que aflora prácticamente toda la secuencia del DCA representativa del área, basculada hacia el E, ver borde SO del mapa geológico del área de Álora en el Anexo de mapas I.

En el cierre perianticlinal de este pliegue hay diversas canteras utilizadas para la obtención de áridos, aprovechando el alto grado de cataclasis que afecta tanto a los gneises de las zonas Z₅ y Z₆ como a las propias peridotitas. Entre las fallas que contribuyen a la cataclasis de estas rocas se han observado algunas que actualmente se inclinan unos 15° hacia el ENE, con transporte tectónico hacia el SO y que cortan a la foliación de los gneises, que se inclina unos 45-50° hacia el NE, de forma descendente, ver la figura 20. Si se restituye la foliación de los gneises a la horizontal se obtienen fallas que buzán unos 30° hacia el OSO, con transporte hacia el SO. El contacto entre los mármoles y gneises de la Unidad de Ojen, que aflora en el núcleo del Anticlinal de Cártama es también una zona de falla frágil de bajo ángulo con geometría de rampa de bloque de muro y sentido de transporte hacia el SO, ver cortes F-F' y E-E' en la Figura 10 y vectores cinemáticos en el mapa geológico del área de Álora en el Anexo de mapas I.

Además de los pliegues de eje OSO-ENE interpretados como contractivos, como el anticlinal de la Sierra de Cártama, las FNBA de este sistema extensional están basculadas con un eje de orientación NNE-SSO, como se puede observar en la representación estereográfica de las fallas y estrías en la Figura 15. Este basculamiento se ha relacionado con la actividad de fallas normales de alto ángulo con geometría lítrica y con transporte hacia el SE o ESE como las presentes en el borde S de la Sierra de Aguas (corte F-F', Figura 10 y Anexo de mapas I).

3.3.2 SISTEMA DE FALLAS NORMALES DE BAJO ÁNGULO CON TRANSPORTE NNO-SSE

Así como en el caso del sistema de FNBA con transporte tectónico hacia el O-SO se puede establecer la relación geométrica entre las diversas fallas que la forman, en el sistema de FNBA con transporte tectónico de dirección NNO-SSE, sólo se conservan porciones de fallas con esta dirección de transporte, frecuentemente situadas dentro de una misma formación litológica, lo cual dificulta su seguimiento en el campo y por tanto el estudio de su geometría.

En el borde meridional de la ventana de Santi Petri afloran fallas de este sistema, con transporte hacia el SSE que cortan a un sistema de diques Terciarios de composición toleítica (Torres Roldán et al., 1986 y Turner et al., 1999) de dirección NE-SO (ilustrados en el mapa geológico del sector de Álora en el Anexo de mapas I como franjas alargadas de color rojo). Gran parte de los diques toleíticos que intruyen en el DCA en el sector de Álora muestran una orientación NE-SO indicando una extensión de dirección NO-SE. Esta es también la orientación más común de los diques de aplitas que intruyen en las peridotitas en la Sierra de Aguas, al NO de Álora y de los observados en la Sierra de Cártama, cortando a anfibolitas de la Unidad de Ojen. Estas intrusiones de diques se han relacionado con las etapas más tempranas de rifting en relación con la formación del Mar de Alborán, Turner et al. (1999). En relación con la geometría lítrica de estas fallas se han producido basculamientos de los diques que se inclinan frecuentemente hacia el sentido de transporte (SSE). La coincidencia en el sentido de alargamiento asociado a las FNBA con transporte NNO-SSE y el marcado por los diques hace que haya incluido a ambas estructuras en el sistema extensional NNO-SSE. Aunque las FNBA han debido de seguir activas con posterioridad a la intrusión de diques, ya que frecuentemente estos se encuentran cortados por ellas.

En algunos puntos se observa como estas fallas son cortadas por fallas sistema de fallas con transporte NE-SO, como por ejemplo en el núcleo de la Sierra de Cártama, donde se observan fallas con transporte hacia el NNO afectando a mármoles de la Unidad de Ojén, cortadas por una FNBA con transporte hacia el SO, en el contacto entre Mármoles y gneises de Ojén. La roca de falla asociada a fallas de bajo ángulo con transporte N-S que afectan a las serpentinitas se caracterizan por una fuerte alteración hidrotermal, con formación de minerales como talco, por ejemplo, en el cierre

perianticlinal de la Sierra de Cártama, aunque también hay abundantes brechas foliadas y cementadas.

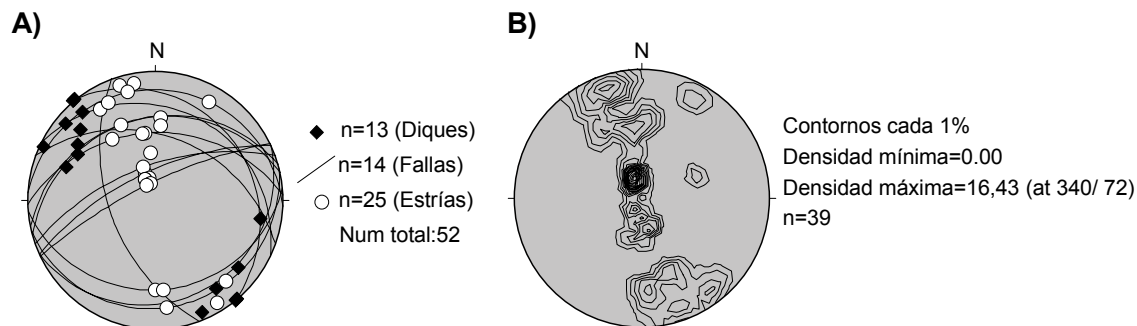


Figura 21 A) Representación estereográfica de polos de diques y de planos y estrías de fallas asociados al sistema extensional NNO-SSE. B) Diagrama de contornos de densidad de los datos de A. Proyección equiareal en el hemisferio inferior.

Las fallas de este sistema extensional se encuentran plegadas, lo cual se observa especialmente en el flanco N del anticlinal de la Sierra de Cártama. Las fallas representadas en el diagrama estereográfico de la Figura 21 que muestran un mayor buzamiento hacia el NO, corresponden a fallas de este sistema que afloran en dicho flanco, que forman un bajo ángulo con la foliación de las anfibolitas de la Unidad de Blanca, que se inclina 60° hacia el N. Por tanto, aunque estas fallas buzen actualmente hasta 70° en origen debían de ser fallas de bajo ángulo, como se observa cuando nos desplazamos hacia la zona de charnela de este pliegue donde son subhorizontales. Véase el Anexo de Mapas I.

3.4 FALLAS NORMALES DEL NEÓGENO SUPERIOR

En este apartado se incluyen fallas de alto ángulo que cortan a los sistemas de fallas de bajo ángulo descritos en los apartados anteriores. Estas fallas son responsables en gran medida de los límites actuales de la Cuenca de Málaga, tal como indican López Garrido y Sanz de Galdeano (1999) y de las diferencias topográficas entre Sierras como la de Aguas o Sierra de Cártama frente a áreas deprimidas en las que se han depositado sedimentos durante el Mioceno Superior y Plioceno. He diferenciado dos sistemas con sentidos de transporte transversos.

- **Sistema NE-SO**

Este sistema extensional es especialmente manifiesto en el Anticlinal de Santi Petri, que representa un horst limitado al E por fallas de este sistema con transporte

hacia el NE y al O por fallas con transporte hacia el SO. El cierre perianticlinal E del anticlinal de Cártama está afectado también por fallas con transporte hacia el NE. Como se puede observar en la cartografía geológica del área de Álora en el Anexo de mapas I y en los cortes geológicos A-A', B-B', C-C', D-D' y F-F' de la Figura 10 las fallas de este sistema cortan a las FNBA del sistema con transporte hacia el SO y también a los sedimentos del Complejo de Aloxaina.

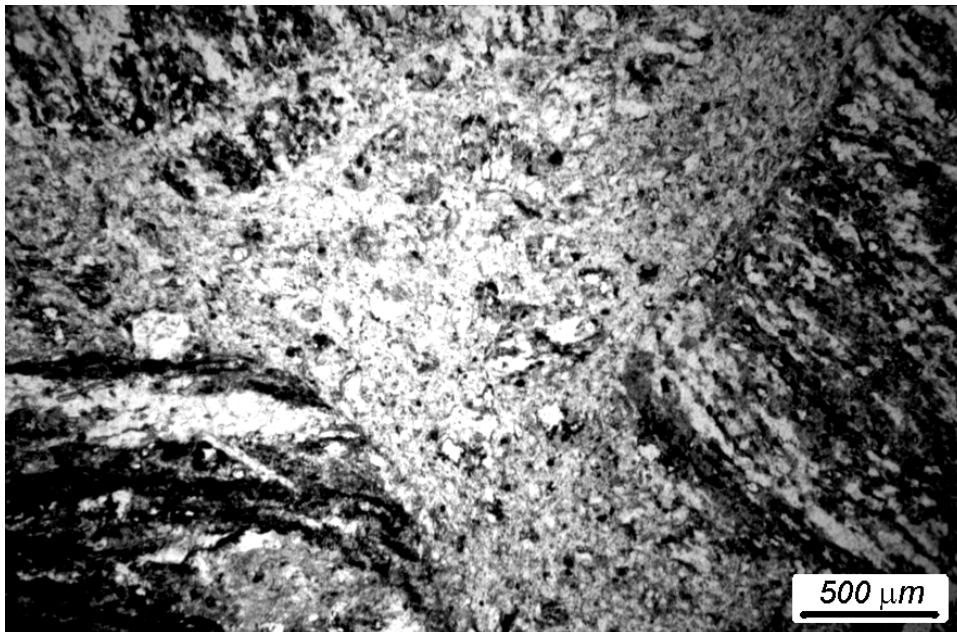


Figura 22 Lámina delgada de microbrecha cementada afectando a gneises con sillimanita de la Unidad de Jubrique. Asociada a falla de alto ángulo con transporte hacia el NE. Ventana de Santi Petri.

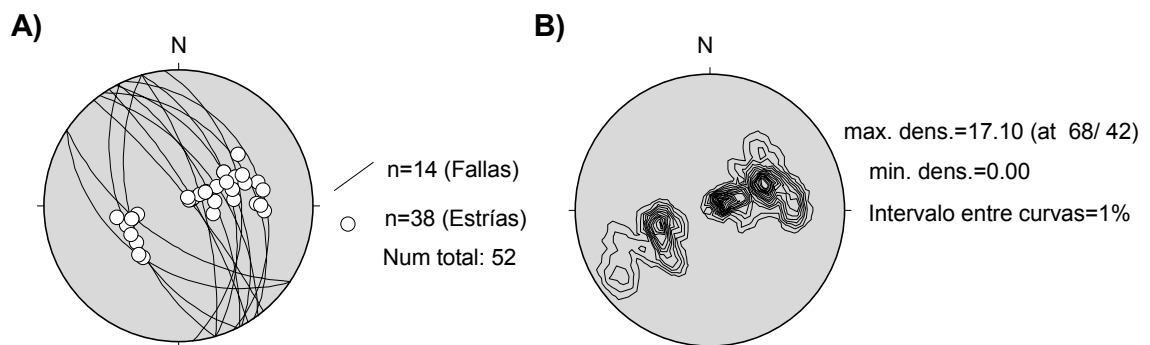


Figura 23 A) Representación estereográfica de la orientación de fallas y estrías del sistema extensional de alto ángulo NE-SO. B) Diagrama de contornos de los mismos datos que A). Hemisferio inferior, Proyección equiangular.

La rocas de falla relacionadas con esta familia de fallas son brechas y harinas de falla incohesivas, propias de condiciones de deformación muy someras. En algún caso, por ejemplo en la falla con transporte hacia el NE que limita generalmente a los gneises con sillimanita de los esquistos con estaurolita en el flanco E del anticlinal de Santi Petri, ver mapa estructural del sector, la roca de falla asociada es una microbrecha muy cementada no foliada que destaca en el campo como una cresta, ya que es más resistente que los propios esquistos y gneises a los que afecta. Véase diapositiva de microbrecha en Figura 22.

Algunas de las fallas de esta familia deben de tener geometrías curvas, dando lugar a pliegues de acomodación a su superficie, generalmente “roll obres”, de gran amplitud con ejes de orientación grosera N-S. Por ejemplo, en relación con la falla descrita en el párrafo anterior, hay un antiforame suave que afecta a los esquistos con estaurolita. Véase extremo E del corte geológico F-F' en la Figura 10 y la orientación de la foliación de los esquistos con estaurolita en el mapa geológico del área de Álora en el Anexo de mapas I.

Probablemente el basculamiento que produce la fuerte inmersión hacia el E del eje del pliegue de la Sierra de Cártama esté en relación con fallas de este sistema con transporte tectónico hacia el OSO. De hecho las abundantes fallas con transporte hacia el ENE que afectan a este cierre perianticlinal pueden ser fallas contrarias que compensan el desplazamiento de una hipotética falla mayor con transporte hacia el OSO.

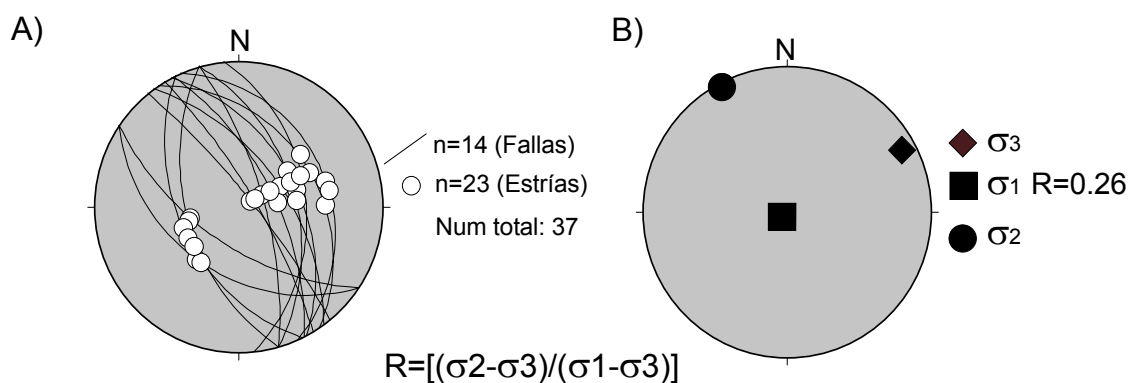


Figura 24 A) Fallas y estrías utilizadas para determinar el tensor de paleoesfuerzos asociado al sistema extensional SO-NE. B) Representación estereográfica de los ejes del tensor de esfuerzos obtenido a partir de los datos de A).

El periodo de actividad de estas fallas es incierto aunque claramente durante el Neógeno superior, ya que afectan al Complejo de Alosaina y en algun caso afectan incluso a las margas del Plioceno, al E de la localidad de Cártama Estación en el borde S del Antiforme de Santi Petri. Sin embargo debido a la falta de marcadores internos tanto en el interior de las arcillas del Complejo de Alosaina como en las margas del Plioceno no es posible estudiar la geometría del relleno sedimentario para ver si hay discordancias o estructuras que datarían la actividad de estas fallas en el caso hipotético de que fueran de crecimiento.

Estas fallas son realmente las responsables de la geometría del denominado antiforme de Santi Petri (Mon, 1969 y 1971) que no es exactamente un antiforme si no más bien un horst limitado al E y al O por fallas de este sistema extensional.

El tensor de paleoesfuerzos que se ajustaría a esta población de fallas, utilizando el método de redes de búsqueda de Galindo Zaldívar y Lodeiro (1988), muestra una geometría triaxial-prolata indicando extensión NE-SO (Figura 24).

- **Sistema SE-NO**

Este sistema extensional, de dirección transversa al sistema anterior, está formado por fallas normales de alto ángulo con transporte fundamentalmente hacia el SSE-SE y en menor medida por fallas contrarias a estas, representadas en el diagrama estereográfico de la Figura 25. En algún caso estas fallas pueden llegar a tener desplazamientos de orden kilométrico, como el caso de las fallas que limitan el borde Sur de la Sierra de Aguas, descritas por Soto y Gervilla (1991) e ilustrada en el corte geológico F-F' de la Figura 10. Los bordes meridional y septentrional del Antiforme de Santi Petri y de la Sierra de Cártama, respectivamente, están afectados por fallas de este sistema (Anexo de Mapas I).

Fallas con esta cinemática han sido descritas en áreas más occidentales de las Béticas, como responsables de la inversión del cabalgamiento de Gibraltar y de la exhumación de rocas de unidades de la Dorsal y del Dominio Sudibérico que se encontraban bajo el Complejo Alpujárride (Balanyá y García Dueñas, 1986, García Dueñas et al., 1992). Estas fallas además parecen haber configurado el límite actual y la orientación, ENE, de la línea de costas del Mar de Alborán.

Harinas y brechas de falla no consolidadas jalonan los planos de las fallas. Cuando afectan a arcillas de la Formación de las Millanas o del Complejo de Alosaina

se producen cataclasitas foliadas con S-C frágiles y localmente en la falla del Sur de la Sierra de Aguas se han encontrado microbrechas cementadas.

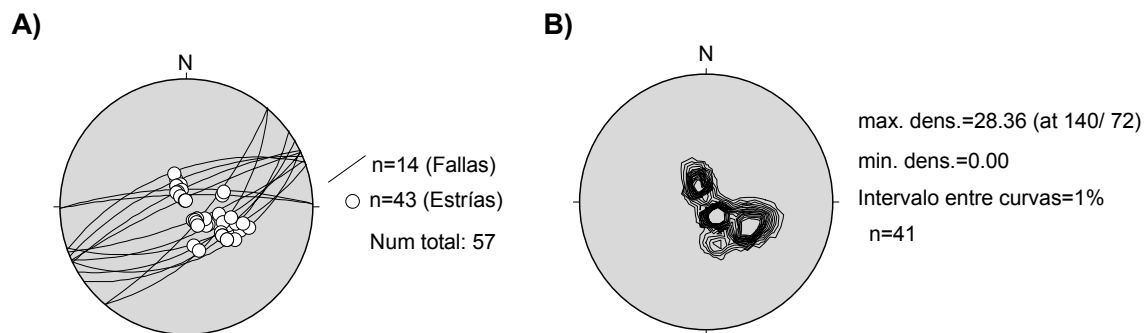


Figura 25 Diagrama estereográfico de orientación de fallas y estrías del sistema extensional de alto ángulo NNO-SSE. B) Diagrama de contornos de la orientación de las estrías del diagrama A). Proyección equiangular en el hemisferio inferior.

Se observan frecuentes basculamientos hacia el NO relacionados con la geometría lístrica, en profundidad de estas fallas, descritos por Soto y Gervilla (1991) en la Sierra de Aguas o García Dueñas et al. (1992) en Sierra Bermeja. El basculamiento generalizado hacia el NO que afecta a las rocas del Complejo Maláguide y a las FNBA que afloran en el borde NO de la Sierra de Santi Petri, cerca de Álora, puede estar en relación con las fallas con transporte hacia el SE que limitan el borde S de la Sierra de Aguas (corte geológico F-F' en la Figura 10).

El elipsoide de esfuerzos determinado a partir de estas fallas, utilizando el método de redes de búsqueda de Galindo Zaldívar y Lodeiro (1988), tiene una geometría prolata (razón áxica=0,05), con el eje mayor subvertical y el menor de orientación NO (Figura 26).

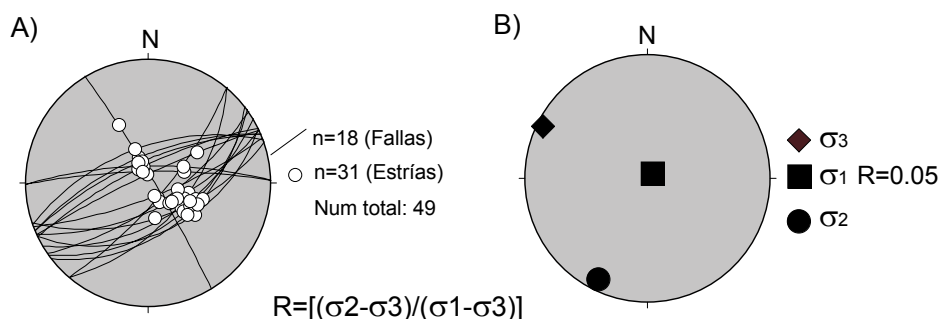


Figura 26 A) Fallas y estrías utilizadas para determinar el tensor de paleoesfuerzos asociado al sistema extensional SE-NO. B) Representación estereográfica de los ejes de paleoesfuerzos obtenido a partir de los datos de A). Proyección equiangular en el hemisferio inferior.

3.5 ESTRUCTURAS COMPRESIVAS NEÓGENAS

Las estructuras neógenas contractivas no son muy evidentes en el área de Álora, contrastando con las Béticas orientales, donde se han descrito profusamente. Sin embargo, se reconocen pliegues que afectan al basamento y a parte del relleno sedimentario, como el pliegue de la Sierra de Cártama de orientación ENE que afecta al basamento y a los sedimentos del Mioceno Inferior que lo cubren y está en parte sellado por sedimentos del Tortoniense Superior y Pliocenos. La edad de los pliegues no se puede precisar ya que en la Hoya de Málaga no hay registro sedimentario entre el Burdigaliense Superior y el Tortoniense Superior. Aunque claramente afectan a los sedimentos del Complejo de Alosaina y seguramente se produjeron durante el Tortoniense, si son isocronos con los pliegues neógenos datados en las Béticas centrales (Estévez et al., 1982) o en las Béticas orientales (Weijermars et al., 1987; Montenat et al., 1990 y descritos también en los epígrafes 4.9 y 5.8 de esta memoria). La interferencia entre los pliegues de eje ENE y los “roll overs” extensionales con ejes de orientación N/S y NE/SO ha dado lugar a una estructura con morfología de domos y cubetas, estando los domos representados por las Sierras de Santi Petri y Cártama.

4 EL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (DCA) EN EL ÁREA DE LORCA

El Dominio Cortical de Alborán (DCA) está formado en el área de Lorca por unidades de los complejos Alpujárride y Maláguide, que afloran en las Sierras de Espuña, de la Tercia y de las Estancias (Figura 27). Así mismo, ambos complejos constituyen el basamento de la Cuenca de Lorca, cuya cobertera tuvo continuidad formal durante parte del Mioceno con la de otras cuencas del SE de las Béticas, formando parte de la Cuenca de Alborán Miocena. La Cuenca de Lorca se individualizó como una cuenca continental a partir del Messiniense (Montenat et al., 1990, Pérez Lorente et al., 1992, Rouchy et al., 1998 y Wrobel y Michalzik, 1999) o del Tortoniense terminal (Krijgsman et al., 2000), en cualquier caso, previamente a la llamada “crisis de salinidad” del Mediterráneo que ocurrió en el Messiniense terminal (Martín y Braga, 1994).

En las tres sierras que rodean al depocentro de Lorca el DCA está formado por unidades de características análogas, que han sido correlacionadas de una Sierra a otra por Kampschuur et al. (1972) en el MAGNA de Lorca. Las unidades del DCA presentes en esta área se caracterizan por formar una pila de unidades cabalgantes que registran un metamorfismo creciente hacia el muro de la pila, desde condiciones diagenéticas en las unidades más altas, correspondientes a Unidades Maláguides Superiores hasta metamorfismo en facies de esquistos verdes en las unidades alpujárrides, de posición inferior (Paquet, 1969; Mäkel, 1981; Lonergan, 1991; Nieto et al., 1994 y Lonergan y Platt, 1995).

La distribución del metamorfismo en las unidades del DCA en el basamento de la Cuenca de Lorca ha llevado a Lonergan (1991) y Lonergan y Platt (1995) a considerar que es posterior al apilamiento de estas unidades y por tanto consecuencia del engrosamiento cortical producido por su superposición. Por tanto estas unidades representan una porción de corteza continental, en equilibrio geotérmico tras el episodio de cabalgamientos y de metamorfismo inicial. La evolución y edad de los cabalgamientos responsables de este engrosamiento cortical es objeto de controversia. Paquet (1966a; 1966b; 1969; 1970; 1971 y 1974) defendió una edad Eocena para el episodio de acortamiento principal, sin embargo Hermes y Kuhry (1969) y Mäkel y

Rondeel (1979) propusieron una edad Oligoceno terminal-Mioceno Inferior para el episodio de acortamiento más importante. Lonergan (1991; 1993) y Lonergan et al. (1994) volvieron a retomar las ideas de Paquet y determinan una edad Eocena para la actividad de los cabalgamientos, concluyendo que se inició durante el Eoceno y se propagó en la cuenca de “foreland”, situada actualmente al N de Sierra Espuña y Sierra de las Estancias durante el Oligoceno tardío con una nueva fase de acortamiento, con sentido de transporte hacia el NO en las coordenadas geográficas actuales. Martín Martín et al. (1998a) basándose en nuevos datos bioestratigráficos proponen una edad comprendida entre el Oligoceno terminal y el Aquitaniense terminal para el episodio de acortamiento principal. Posteriormente durante el Burdigaliense inferior-Languense el Subbético retrocabalgó sobre el DCA con sentido de transporte del bloque de techo hacia el ESE (Lonergan et al., 1994)

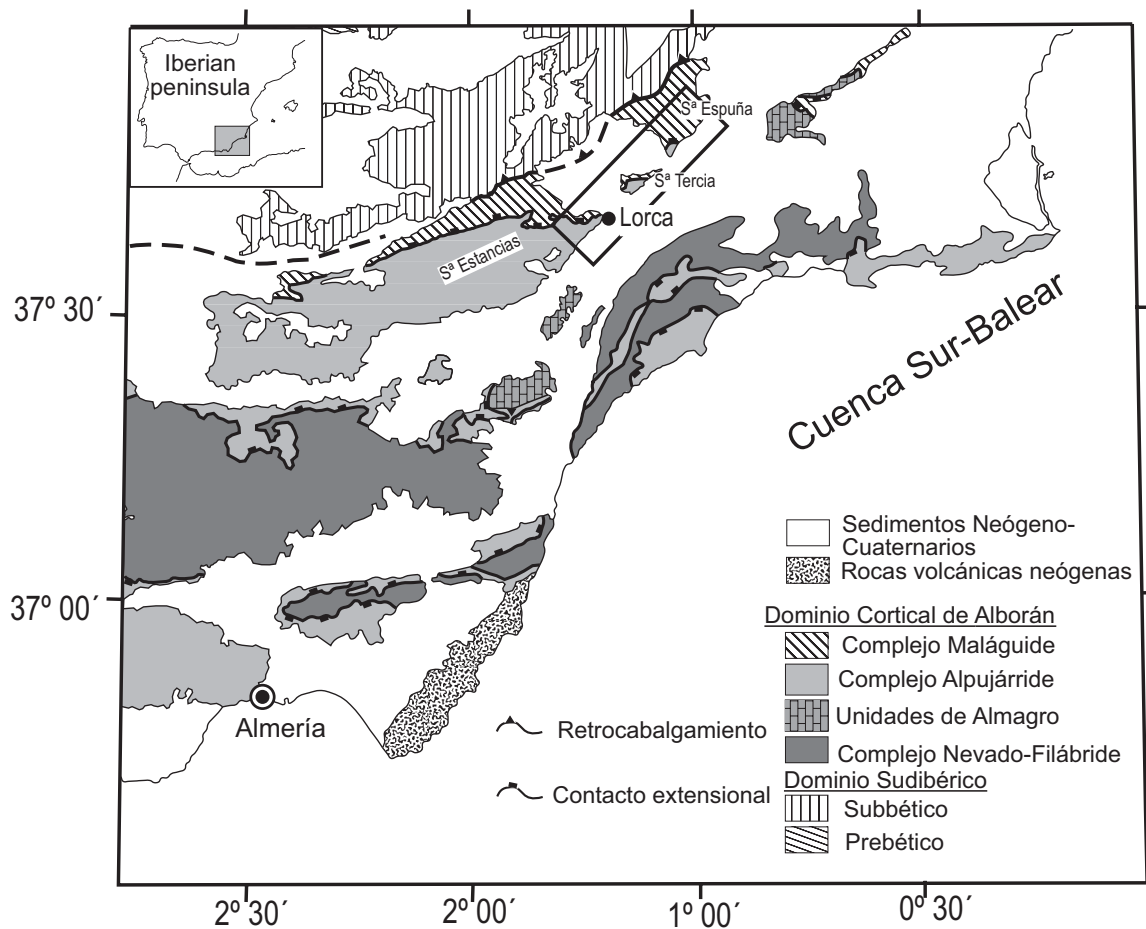


Figura 27 Mapa de situación geológica del área de Lorca

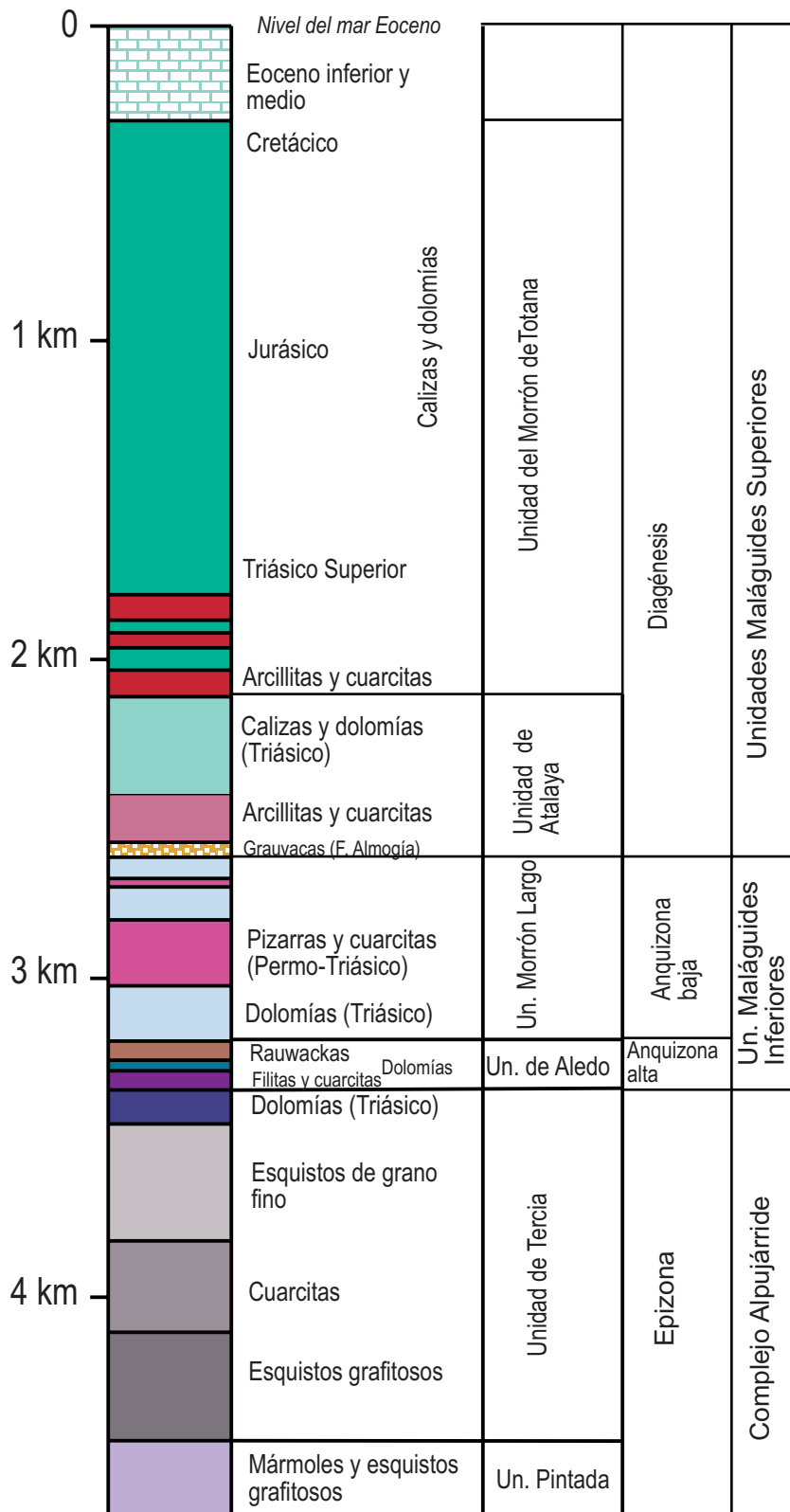


Figura 28 Unidades del Dominio Cortical de Alborán en el área de Lorca, junto con la secuencia litoestratigráfica y zonación metamórfica. Ilustración modificada de Lonergan (1991) junto con datos propios. Potencia de las Unidades Maláguides medida en Sierra Espuña y el de las Unidades Alpujárrides en Sierra de la Tercia.

Cortes Geológicos del área de Lorca

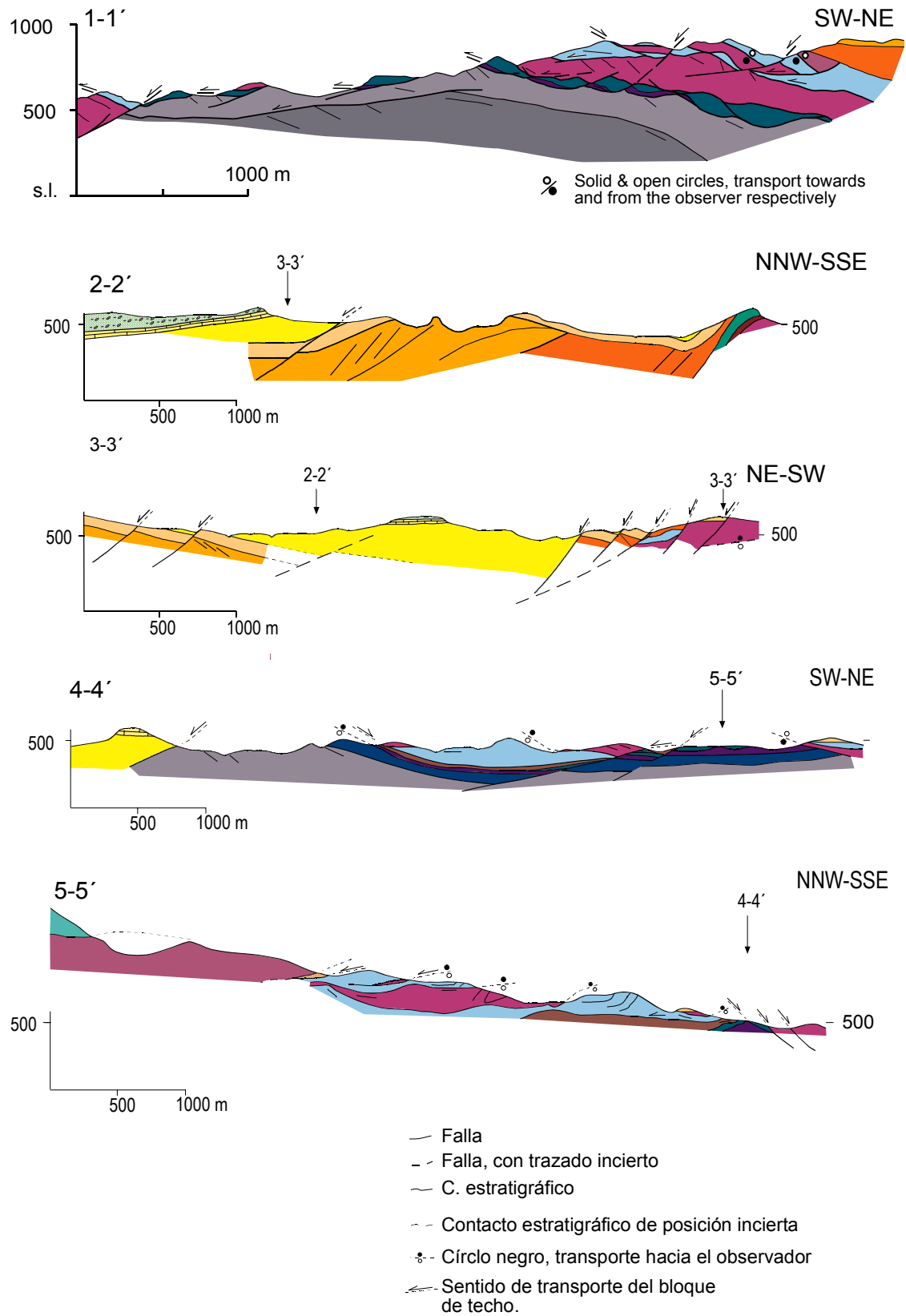


Figura 29 Cortes geológicos del área de Lorca (localización geográfica en el

mapa geológico del sector en el Anexo de mapas II. Leyenda litológica en las Figuras 28 y 30).

La asunción de condiciones de partida de equilibrio geotérmico en esta pila de unidades permite considerar como fallas extensionales a aquellas superficies de falla a lo largo de las cuales se producen saltos en el grado metamórfico, Lonergan (1991). Este ha sido el criterio fundamental para considerar al contacto entre el Complejo Alpujárride y el Maláguide como una zona de falla extensional sobrepuesta a un cabalgamiento previo, que habría sido activa durante el Mioceno Inferior (Aldaya et al., 1991; González Lodeiro et al., 1996; Lonergan, 1991; Lonergan y Platt, 1995). Este contacto extensional separaría dos haces de cabalgamientos, el inferior (Complejo Alpujárride) formado, en el área, por rocas metamorfizadas bajo condiciones de esquistos verdes y el superior (Complejo Maláguide) constituido por rocas diagenéticas y a lo sumo con anquimetamorfismo bajo (Lonergan 1991; Nieto et al., 1994; Lonergan y Platt; 1995).

Los datos cinemáticos medidos en calcomilonitas del contacto entre ambos complejos, en la Sierra de las Estancias, indican transporte del bloque de techo hacia el ENE (Lonergan y Platt, 1995). Otros autores como Aldaya et al. (1991) describen estructuras extensionales dúctil-frágiles de transporte hacia el E que fueron activas durante el Mioceno inferior. Además, estos autores reconocieron un segundo sistema extensional frágil con sentido de transporte hacia el O, que habría sido activo durante el Burdigaliense-Serravalliense. En Sierra Espuña Lonergan (1991) y Lonergan y Platt (1995) describieron un despegue extensional frágil con transporte hacia el NO, que no dataron directamente, aunque consideraron que habría sido activo durante el Mioceno Medio por datos indirectos.

En este capítulo se ha mejorado el conocimiento de la estructura interna y del metamorfismo que afectó a los complejos Alpujárride y Maláguide que afloran en el área de Lorca, así como la relación tectónica actual entre los contactos de las unidades de ambos complejos, poniendo un énfasis especial en la diferenciación entre superficies de cabalgamiento y fallas normales de bajo ángulo sobrepuestas. Así mismo se ha realizado una correlación de las unidades que forman estos complejos en el área, que representan mantos alóctonos largamente superpuestos, agrupándolas en unidades tectónicas en función de su evolución tectonometamórfica, como se ilustra en el mapa geológico del área de Lorca en el Anexo de mapas II de esta memoria.

Además se han reconocido estructuras extensionales y compresivas que afectan a las unidades sedimentarias neógeno-cuaternarias y al basamento de la Cuenca de Lorca. Estas estructuras han configurado la geometría y distribución de las unidades sedimentarias así como las discordancias que las limitan, lo cual ha permitido realizar un estudio integrando datos estratigráficos y estructurales para conocer la evolución tectónica frágil de esta área durante el Mioceno Superior-Cuaternario. Se ha puesto un énfasis especial en el estudio de la dinámica de fallas normales, fallas de salto de dirección y la relación de éstas con los pliegues observados en el área.

4.1 SUCESIONES DE LAS UNIDADES ALPUJÁRRIDES EN EL ÁREA DE LORCA

Forman parte del Complejo Alpujárride aflorante en el área de Lorca las Unidades de Saltador, Cortada y de los Molinos definidas por Kampschuur et al. (1972). Estas unidades, aflorantes en las Sierras de Espuña, de la Tercia y de las Estancias respectivamente, se han agrupado en una única, denominada Unidad de Tercia. Además se ha diferenciado una nueva unidad Alpujárride situada bajo la Unidad de Tercia, que se ha denominado Unidad Pintada, cuya posición estructural es la más baja del área (Figura 28).

- **Unidad Pintada**

Esta unidad no ha sido descrita por autores previos, aflora en el borde S de la Sierra de la Tercia, en el área del “Buitre” (1° 39'00''W y 37° 42'50''N) y también al E de la Sierra, cerca del Cortijo del Rincón (1° 34'20''W y 37° 43'50''N). Fundamentalmente aflora una formación de rocas carbonatadas, compuesta por mármoles calizos, con un espesor aproximado de 75 m. A techo de esta formación se ha desarrollado una foliación milonítica con una lineación de estiramiento de dirección NNO-SSE. Al S de la Sierra de la Tercia bajo la formación carbonática, afloran esquistos y cuarcitas oscuros de grano fino, con bandas de foliación protomilonítica formada en facies de esquistos verdes, con la asociación mineral de moscovita + clorita + plagioclasa + grafito + turmalina + cuarzo (Figura 34a)

- **Unidad de Tercia**

Se caracteriza por el importante desarrollo de las formaciones cuarzo-pelíticas. Mäkel y Rondeel (1981) diferenciaron dos formaciones, correlacionables con las

diferenciadas por De Vries y Zwaan (1967) en Sierra de las Estancias. La inferior se corresponde con la Formación Los Morenos, formada por una sucesión de esquistos oscuros de grano fino alternando con bancos de cuarcitas y niveles de calizas negras ocasionales, con un espesor aproximado de 300 m. Sobre esta formación aflora una correlacionada con la Formación Tonosa, de la cual afloran los dos miembros inferiores. El miembro de posición más baja se corresponde con el de Cuarcitas inferior de De Vries y Zwaan (1967), compuesto por una sucesión de cuarcitas amarillentas, verdosas y marrones con intercalaciones de calcofilitas y metagrauvas, con aproximadamente 450 m de potencia. Sobre este miembro hay una sucesión de aproximadamente 200 m de esquistos de grano fino azul-grisáceos y verdosos con intercalaciones de cuarcitas. A techo del miembro de esquistos de grano fino afloran algunas lentes de tamaño métrico de dolomías grises y yesos, sobre harinas de falla procedentes de la cataclisis del miembro de esquistos de grano fino. Estas rocas carbonáticas podrían corresponder a la Formación Estancias de De Vries y Zwaan (1967).

La Unidad de Tercia fué considerada por Azañón et al. (1994) como una unidad de tipo Jubrique o Adra, sin embargo, como se verá en el apartado de metamorfismo de esta unidad, las condiciones P-T alcanzadas durante la formación de la foliación S_1 en los términos permotriásicos de esta unidad (6 kbar-300°C) son de menor grado que las estimadas para niveles litoestratigráficos equivalentes de las Unidades de Jubrique y Adra (10 kbar-440 °C, según Azañón y Crespo Blanc (2000)). De forma que si está emparentada con las Un. de Jubrique y Adra representa una porción superior de estas unidades no conservada en las Béticas occidentales. Aunque lo más probable es que represente una unidad de posición estructural más elevada que la de Jubrique que no se ha conservado en las Béticas occidentales, ya que entre las pelitas permo-triásicas de ambas sucesiones hay intercaladas evaporitas triásicas en Jubrique y también se encontraría la Unidad Pintada.

4.1.1 LITOESTRATIGRAFÍA DEL COMPLEJO MALÁGUIDE EN EL ÁREA DE LORCA

La sucesión estratigráfica característica del Complejo Maláguide se ha descrito en el apartado 2.3, por ello en esta sección me limitaré a describir la distribución y potencias alcanzadas por las formaciones de este complejo en el área, cuya columna litoestratigráfica sintética se ha representado en la Figura 28. El Complejo Maláguide aflorante en el área de Lorca incluye rocas de las Unidades Maláguides Inferiores

(UMI) y de las Unidades Maláguides Superiores (UMS). Las formaciones paleozoicas de las Unidades Maláguides Superiores están muy adelgazadas en el área de Lorca, no superando la cincuentena de metros, contrastando con el espesor kilométrico que alcanzan en las Béticas occidentales. Al igual que las Unidades Maláguides Inferiores muestran grandes variaciones de espesor, especialmente entre afloramientos situados en las diferentes sierras estudiadas en el área de Lorca (Mapa en el Anexo de Mapas II).

La Unidad de Aledo, denominación que se ha dado a la imbricación inferior del Complejo Maláguide (Figura 28), alcanza un espesor máximo de 250 m, aunque frecuentemente ha sido omitida por la acción de fallas normales de bajo ángulo. La Formación de cuarcitas y filitas alcanza espesores máximos en torno a los 100 m y la formación de rocas carbonáticas muestra una potencia máxima de 150 m alcanzado en algunos puntos de la Sierra de Tercia, sin embargo en otros lugares la formación carbonática no sobrepasa la decena de metros o está ausente, como es el caso en gran parte de Sierra Espuña (mapa geológico del área de Lorca en el Anexo de Mapas II).

La Unidad de Morrón Largo (Figura 28) que incluye a las unidades de Peña Rubia, Arcón y Morrón Largo de Kampschuur et al. (1972) aflorantes en las sierras de las Estancias, de la Tercia y Espuña respectivamente, muestra una estructura de pliegue recumbente con facing hacia el NO en Sierra Espuña (Lonergan, 1991). Por este motivo también se ha incluido en esta unidad la Formación de calizas y dolomías atribuida tradicionalmente en la Un. de Santa-Yechar (Kampschuur et al., 1972) pero que como indican Lonergan (1991) y Lonergan y Platt (1995) podría tratarse del flanco inverso de la Unidad del Morrón Largo. Muestra una potencia, medida transversalmente a la estratificación de unos 450 m, sin embargo, se obtienen espesores mucho menores si se miden transversalmente a las superficies que limitan a esta unidad, ya que la estratificación es oblicua a estos límites (cortes 1-1' y 5-5', Fig. 29).

En el grupo de Unidades Maláguides Superiores se han diferenciado dos unidades mayores, que en orden ascendente corresponden a las unidades de Atalaya y Morrón de Totana (Figura 28), diferenciadas por Kampschuur et al. (1972) y Mäkel y Rondeel (1979) en Sierra Espuña. La Unidad de Atalaya está constituida por aproximadamente 50 m de grauwackas de la Fm. Almogía, por 150 m de arcillas y conglomerados de la Fm. Detrítica permo-triásica y por 300 m de carbonatos triásicos. La Unidad del Morrón de Totana supera los 2 km de espesor e incluye las formaciones diferenciadas en la

Unidad de Atalaya sobre las cuales hay rocas de la cobertera post-Triásica del Maláguide (Figura 28).

4.2 COBERTERA SEDIMENTARIA DE LA CUENCA DE LORCA

La estratigrafía de la Cuenca de Lorca ha sido estudiada por diversos autores (Montenat, 1973 y 1977; Montenat et al., 1990; Pérez Lorente et al., 1992; Guillén Mondéjar, 1994; Guillén Mondéjar et al., 1995a; 1995b y 1996; Martínez Díaz, 1998; Rouchy et al., 1998 y Wrobel y Michalzik, 1999). Guillén Mondéjar (1994) diferenció cinco unidades tectosedimentarias (UTS), en el sentido de Megías (1982) que incluyen sedimentos depositados desde el Mioceno Inferior hasta el Plioceno; esta propuesta fue modificada por Martínez Díaz (1998) reduciéndolas a cuatro. No obstante, en este trabajo se presenta una división de unidades estratigráficas modificada, ilustrada en la Figura 30 y descrita abajo.

• Unidad I (Burdigaliense Superior-Serravalliense)

Guillén Mondéjar (1994) incluyó en su Unidad Tectosedimentaria I, sedimentos marinos pelágicos del Burdigaliense-Serravalliense aflorantes en el borde N de la Cuenca de Lorca y sedimentos aluviales aflorantes en el borde meridional, correspondientes a las formaciones Campico de Flores y Fm. Carralaca (Pérez Lorente et al., 1992) considerándolas como equivalentes laterales. Sin embargo en ningún punto se observa que los sedimentos aluviales pasen lateralmente a sedimentos marinos. Por otro lado, en el borde meridional de la Sierra de la Tercia se han encontrado sedimentos marinos de cuenca bajo la Fm. Carralaca, discordante, que contienen fauna, datada por Serrano, propia del Burdigaliense superior-Serravalliense: *Globigerina praebulloides* (BLOW), *Globigerina bulloides* (D'ORBIGNY), *Globigerina falconensis* (BLOW), *Globigerinoides gr. Trilobus* (REUSS), *Orbulina suturalis* (BRÖNNIMANN), *Neogloboquadrina siakensis* (LEROY), *Neogloboquadrina continua* (BLOW), *Globorotalia cf. Praemenardii* (CUSHMAN & STAINFORH), *Globoquadrina baroemoenensis* (LEROY).

En el borde N de la Depresión de Lorca la Unidad I es equivalente a la formación Campico de Flores de Pérez Lorente et al. (1992) y está constituida por margas blancas y grisáceas, areniscas y conglomerados de origen marino que reposan mediante un contacto erosivo sobre materiales del Oligoceno Superior del Subbético. En el borde S

de la Sierra de la Tercia se encuentra en pequeños afloramientos sobre unidades del Complejo Maláguide, estos afloramientos se han ilustrado en el mapa geológico del sector de Lorca-Alhama en el Anexo de mapas II.

- **Unidad II (Serravaliense-Tortonense Inferior)**

Esta secuencia deposicional está constituida por la Formación Carraclaca, compuesta por conglomerados rojos, margas y limos grises con intercalaciones de yesos, depositados en medios aluviales y lacustres. Es transgresiva sobre unidades del Complejo Maláguide en la Sierra de la Tercia, Sierra Espuña y en la Sierra de las Estancias o se encuentra sobre la Unidad I mediante una discordancia erosiva (Figura 31 a). Pasa de abajo arriba de facies de abanicos aluviales, a facies de medios fluviales y lacustres. No ha sido datada directamente al no mostrar facies marinas. Frecuentemente contiene cantos metamórficos Nevado Filábrides procedentes de la Unidad de Bédar-Macael, como anfíbolitas y micaesquistos de Tahal.

- **Unidad III (Tortonense Inferior)**

Esta secuencia deposicional, en Sierra de la Tercia, constituye afloramientos muy pequeños formados por calciruditas, limos, margas y conglomerados de medios marinos y transicionales. Es discordante sobre sedimentos de la secuencia anterior, mediante una discordancia erosiva, que marca la primera transgresión marina del Tortonense.

Los cantos de los conglomerados son fundamentalmente calizas, dolomías, cuarcitas rojas y rocas básicas, que muestran una deformación alpina débil, consistente en un clivaje pizarroso, ausente en los términos cuarcíticos, y en un metamorfismo de muy bajo grado. Estos cantos se han atribuido a rocas como las que afloran en las Sierras de Carrascoy y de Almagro, correspondientes a la Unidad de Almagro. El afloramiento más extenso de esta secuencia deposicional aflora en la cabecera de la Rambla de Lébor (1° 35'20''O - 37° 46'10''N). Está formado de abajo arriba por una sucesión de limos y areniscas de medios transicionales, margas y por conglomerados marinos con foresets progradantes hacia el N-ONO, con frecuentes discordancias internas (véase corte 1-1' en la Figura 29).

La sucesión de margas fue datada mediante foraminíferos planctónicos por Montenat et al. (1990), obteniendo una edad Tortonense inferior. Esta secuencia deposicional fue incluida por Montenat et al. (1990) en su Tortonense I, como equivalente lateral de la Fm. de Carraclaca, sin embargo, en varios afloramientos en la

parte occidental de la Sierra de la Tercia afloran conglomerados marinos de esta secuencia deposicional, discordantes sobre la Fm. Carralaca. En la propia Rambla de Lébor, la disposición de los buzamientos de la secuencia deposicional II indica que entra debajo de la secuencia marina de la Unidad III.

Relleno Sedimentario de la Cuenca de Lorca

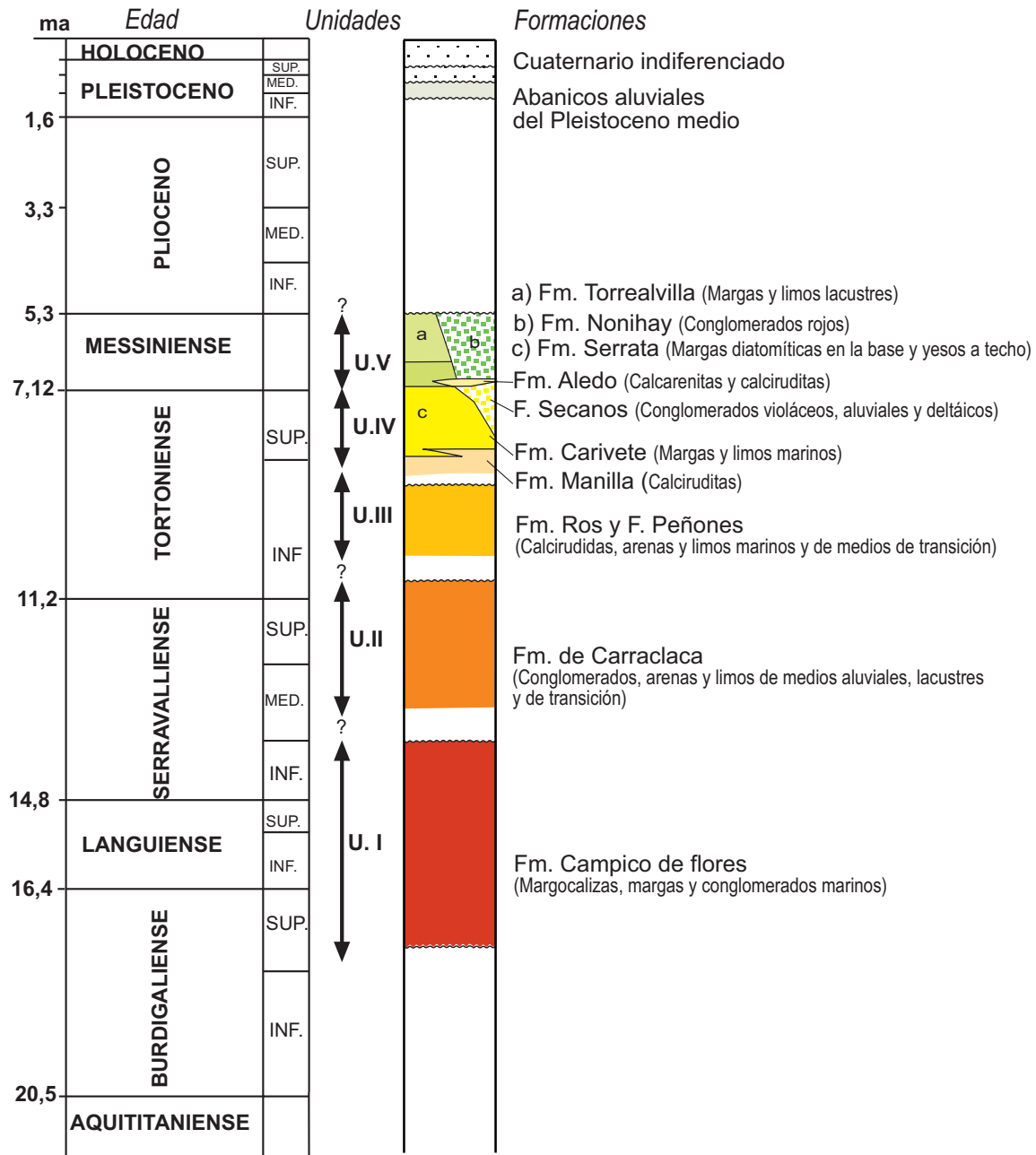


Figura 30 Unidades y formaciones sedimentarias diferenciadas en el área de Lorca.

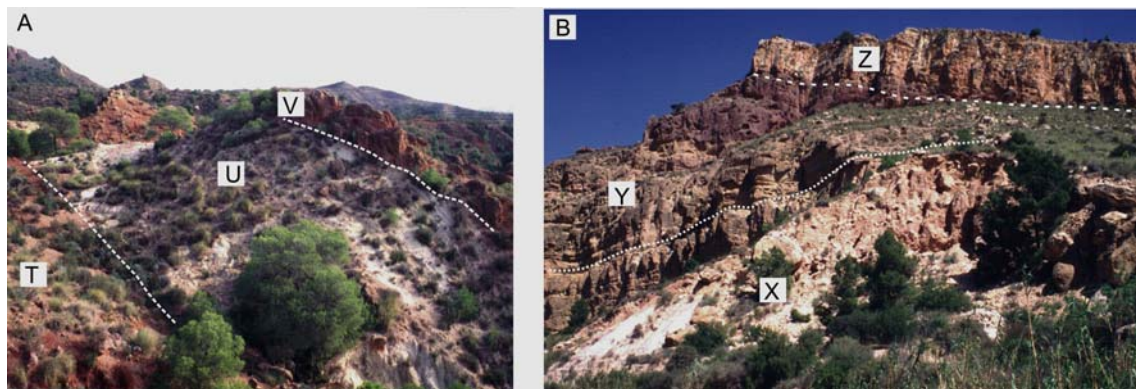
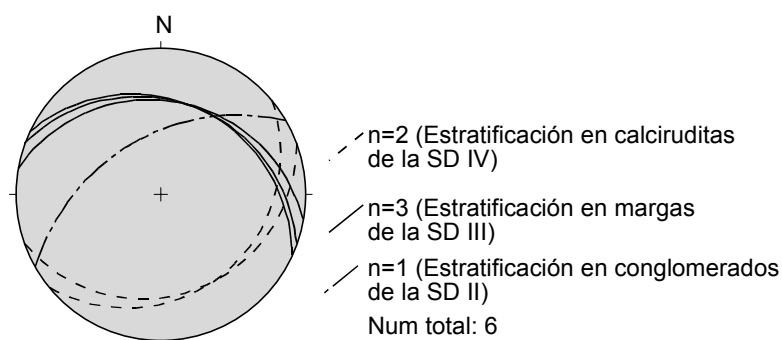


Figura 31 A) Unidades I y II en el borde meridional de Sierra de la Tercia, T) arcillitas y cuarcitas del Maláguide, U) margas y margocalizas blancas (Unidad I), V) conglomerados continentales rojos (Unidad II). B) Discordancia intra-tortonense en el extremo oriental de la Sierra de la Tercia (Rambla de labor). X) limos y margas de edad Tortonense Inferior (Montenat et al., 1990) de la Unidad III, Y) conglomerados de frente deltáico (Unidad III), Z) calciruditas del Tortonense Superior (Fm. Manilla).

- **Unidad IV (Tortonense Superior-Messiniense basal)**

Esta unidad incluye en orden ascendente a Fm. Manilla (Pérez Lorente et al., 1992), constituida por calciruditas con grandes ostreidos y erizos, calizas arrecifales y conglomerados marinos, que no ha sido datada directamente, la Fm. de Carivete (Pérez Lorente et al., 1992) compuesta por margas con fauna del Tortonense Superior (Montenat et al., 1990 y Pérez Lorente et al., 1992) y la Fm. de los Secanos, formada por conglomerados de color morado de medios continentales y deltáicos. La F. Manilla se depositó directamente sobre las unidades II, III y sobre el basamento, mediante una discordancia angular erosiva. Montenat et al. (1990) describieron el afloramiento de esta discordancia angular en la Rambla de Lébor, donde se observan conglomerados marinos de tonos grises de la Unidad III rubefactados por exposición subaérea durante el Tortonense Inferior, previa al depósito de las calciruditas de la Unidad IV (Figura 31b). En la Figura 32 se puede observar la orientación de la estratificación en estas secuencias deposicionales. En la parte noroccidental de la Sierra de la Tercia, la Fm. de Manilla pasa lateralmente y se indenta con margas de la Fm. de Carivete, esto nos ha inclinado a incluir ambas formaciones en una misma unidad sedimentaria, a diferencia de autores previos como Guillén Mondéjar et al. (1995) que las incluyeron en unidades diferentes. En el borde septentrional de la Sierra de la Tercia debajo de la Fm. Manilla afloran sedimentos marinos pertenecientes a la Unidad III describiendo una discordancia

angular progresiva. Este hecho parece indicar que hacia el centro de la Cuenca de Lorca, al N de la Sierra de la Tercia la discordancia angular erosiva entre las unidades III y IV pasa a ser una paraconformidad.



Hemisferio inferior, proyección equiangular.

Figura 32 Diagrama de la orientación de la estratificación en una misma vertical en las Unidades II, III y IV. Datos tomados en la Rambla de Lébor.

Los conglomerados de los Secanos afloran fundamentalmente en el borde S de la Sierra de la Tercia, pasando lateralmente hacia el N a las margas de la Fm. Carivete, como intercalaciones de debritas en el seno de estas. Los datos de paleocorrientes indican transporte hacia el NE (Montenat et al., 1990). Gran parte de los cantos de estos conglomerados proceden, al igual que los conglomerados de la Unidad III de la Unidad de Almagro. Hacia el sur (Cortijo del Rincón, 1° 34'20''W - 37° 43'50''N) los conglomerados llegan a reposar directamente sobre esquistos de grano fino de la Unidad de Tercia, definiendo una discordancia erosiva y poniendo de manifiesto el carácter general transgresivo que muestran los sedimentos del Tortoniense hacia el Sur cubriendo un paleorelieve que se encontraba en la actual depresión del Guadalentín. En el borde meridional de la depresión del Guadalentín afloran conglomerados con las mismas características, pero el sentido de las paleocorrientes es contrario.

- **Unidad V (Messiniense)**

Quizá sea la unidad más compleja y polemizada entre autores previos, ya que durante su depósito se produce la continentalización de la Cuenca de Lorca, estando representada por multitud de medios sedimentarios, no siempre conectados entre sí. Hemos incluido en esta secuencia deposicional, al igual que Pérez Lorente et al. (1992), en orden ascendente: la Fm. de Aledo, compuesta por calciruditas, la Fm. de la Serrata, constituida por margas grises intercaladas con niveles de yesos, laminitas calcáreas, diatomitas y yesos (Montenat et al., 1990; Pérez Lorente et al., 1992; Rouchy et al., 1998). Datos de un sondeo en el núcleo de la Cuenca de Lorca indican la existencia de más de 200 m de espesor de halita junto con arcillas bituminosas debajo de los yesos. A

la base de las formaciones Serrata y Aledo se ha identificado fauna del Messiniense (Montenat et al., 1990; Rouchy et al., 1998 y Jurkschat et al., 2000); aunque Krijgsman et al. (2000) mediante datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos consideran que estas formaciones son de edad Tortoniense terminal.

Sobre estas formaciones se encuentra la Fm. de Nonihay (Fig. 30), compuesta de conglomerados rojos de abanicos deltáicos y aluviales que se indenta lateralmente con la Fm. De Torreálvilla, constituida a su vez por arcillas rosadas, conglomerados y limos de medios fluviales y lacustres que afloran en el centro de la Cuenca de Lorca y en la Depresión del Guadalentín. Los cantos de la Fm. Torrealvilla son calizas procedentes del Subbético (Martínez-Díaz, 1998). Según Krijgsman et al. (2000) esta formación es equivalente a las sucesiones continentales del Turolense de la Cuenca de Fortuna (Agustí et al., 1981; Agustí, 1981; Garcés et al., 1998). El contacto entre las unidades IV y V es una discordancia angular donde el buzamiento de la estratificación pasa de los 25° en margas de Carivete a 7-15° en la Fm. Serrata.

- **Unidad VI. ¿Plioceno?**

Discordantemente sobre la unidad anterior hay una sucesión de sedimentos fluviales y lacustres, con facies mayoritariamente detríticas. Estos sedimentos se han agrupado en la Fm. Pinosa (Pérez Lorente et al., 1992). Los cantos de esta unidad, son generalmente calizas procedentes del Subbético (Martínez Díaz, 1998) y observaciones propias. Aflora en el Centro de la depresión de Lorca en el cerro de la Pinosa.

- **Sedimentos Cuaternarios**

Se encuentran rellenando la Depresión del Guadalentín que discurre paralelamente a las trazas de fallas de la zona de Falla de Alhama de Murcia, evidenciando que su depósito fué y es coetáneo al fallamiento (Silva et al., 1992b; Baena et al., 1993; Silva, 1994; Martínez Díaz, 1998). Este relleno sedimentario se dispone según una geometría en bancos (Keller y Pinter, 1996), donde los depocentros sedimentarios activos han migrado hacia el Sur hacia el banco topográficamente más deprimido (Silva, 1994).

Martínez Díaz (1998) diferenció las siguientes unidades morfosedimentarias:

- a) *Terrazas fluviales del Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior:*

Están formadas por gravas con cantos calcáreos de procedencia subbética (Martínez Díaz, 1998) con intercalaciones de limos grises y pardos. Sus afloramientos

no son cartografiables. Se encuentran discordantemente sobre sedimentos de la Unidad V verticalizados y bajo abanicos aluviales del Pleistoceno medio y superior. La discordancia entre estas terrazas fluviales y la Unidad V podría ser la más antigua de las relacionadas con la actividad de la Falla de Alhama de Murcia.

b) Abanicos aluviales y glacia del Pleistoceno Medio.

Esta unidad la componen limos anaranjados y conglomerados con intercalaciones de calcretas, los conglomerados proceden de rocas subbéticas y de rocas del DCA. Afloran al S de la Sierra de la Tercia, en las inmediaciones de la Falla de Alhama de Murcia.

c) Abanicos aluviales del Pleistoceno Medio y Superior:

Estos abanicos aluviales encostrados son muy similares a los anteriores, los cantos son de tonalidades más oscuras al disminuir el porcentaje de cantos de calizas blancas del Subbético, cortan a los abanicos de la unidad anterior, situándose a una cota topográfica menor. Dataciones isotópicas de las series del U han dado edades de 304 ka y de 198 ka para travertinos intercalados en estos abanicos (Martínez Díaz, 1998).

d) Abanicos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno.

Estos son abanicos de menor tamaño, depositados en posiciones más distales que los anteriores, no están encostrados y el tamaño de grano es menor que en los previos. Esta unidad enlaza con los depósitos de ramblas actuales. Silva (1994) los incluye dentro de su tercera fase deposicional y les asigna una edad inferior a 85.000 años.

4.3 ESTRUCTURAS PENETRATIVAS EN EL COMPLEJO ALPUJÁRRIDE

Las pelitas del Complejo Alpujárride presentan una foliación de crenulación muy penetrativa (S_2) definida por mica blanca + paragonita + intercrecimiento submicroscópico de micas de K y Na + cloritas + cuarzo + turmalina + grafito, a la que se superpone un clivaje de crenulación, (S_3), espaciado, con crecimiento de cloritas + calcita + cuarzo asociado. En dominios lenticulares rodeados por S_2 se conserva una foliación relictiva (S_1) definida por mica blanca + cloritas + cuarzo (Figura 34b).

En la Unidad Pintada, en algunas bandas hay una foliación protomilonítica sobrepuesta a las estructuras descritas anteriormente, desarrollada en facies de esquistos verdes (Figura 34a). A techo de los mármoles de esta unidad la foliación es milonítica

de orientación subhorizontal y contiene una lineación de estiramiento de dirección NNO-SSE. Las milonitas parecen haberse formado por deformación coaxial, ya que los porfiroclastos incluidos en la foliación milonítica son simétricos.

La esquistosidad de los términos pelíticos a escala de afloramiento tiene una geometría anastomosada, debido a la presencia de abundantes pliegues sinfoliares desraizados de cuarzo, por la existencia de frecuentes boudines de cuarzo y de rocas calcosilicatadas y también por la presencia de un clivaje grosero, dúctil de tipo C' de bajo ángulo que corta a la foliación principal. Estas estructuras ponen de manifiesto el carácter de aplastamiento coaxial y por cizalla simple producido coetáneamente y con posterioridad, respectivamente, a la foliación principal (S_2), en un proceso paralelo a la descompresión isotérmica de las rocas (epígrafe 4.3.1). Este proceso de aplastamiento ha sido descrito también en las Béticas occidentales y centrales (Balanyá et al., 1993 y 1997; Azañón et al., 1997; Argles et al., 1999 y Azañón y Crespo Blanc, 2000).

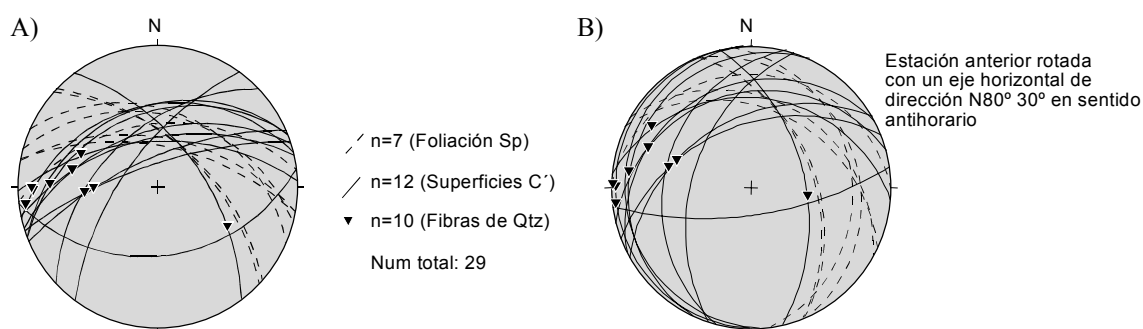


Figura 33 A) Diagrama de orientación de superficies C' frágiles, fibras de Qtz y de la foliación principal en la Un. de Tercia en Sierra de la Tercia. B) Mismos datos que A, rotados para deshacer la rotación producida por plegamiento Neógeno de dirección ENE-OSO. Proyección equiangular, hemisferio inferior.

Sobre la crenulación S_2 se desarrolla una lineación mineral grosera, marcada por filosilicatos y cuarzo de orientación de N-S a NO-SE en la Sierra de la Tercia (Figura 36), coincidente con la dirección de extensión marcada por los cuellos de boudines.

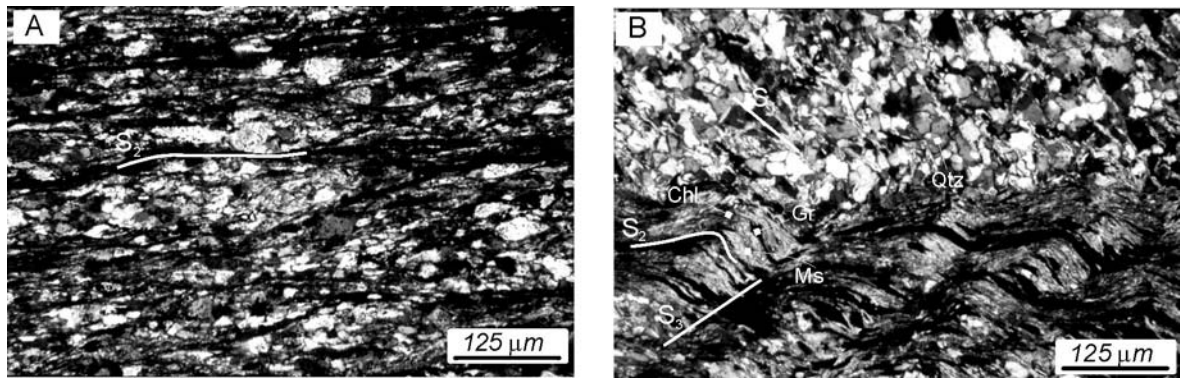


Figura 34 A) Esquisto grafitoso con foliación S_2 de carácter protomilonítico, de la Unidad Pintada. B) Esquisto grafitoso de grano fino de la Unidad de Tercia donde se observa la relación entre las foliaciones S_1 y S_2 y el clivaje de crenulación espaciado S_3 .

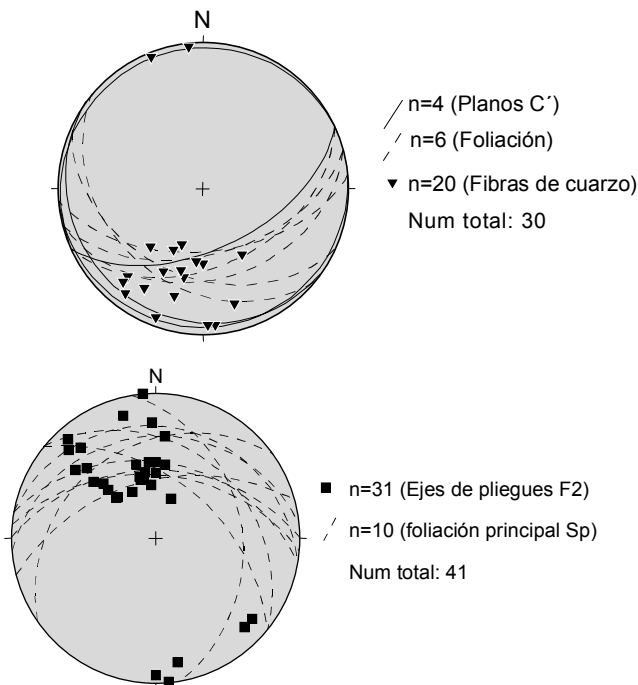


Figura 35 Diagrama de orientación de superficies C' frágiles, fibras de cuarzo y de la foliación principal en la Un. de Tercia en la Sierra de las Estancias oriental. Proyección equiangular, hemisferio inferior.

Figura 36 Diagrama de la orientación de ejes de pliegues F_2 y de la foliación principal en la Unidad de Tercia, Sierra de la Tercia (bloque de muro del Despegue de Tercia). Proyección equiangular, hemisferio inferior.

A estas estructuras, en los términos pelíticos, se sobrepone un clivaje de crenulación extensional frágil (Platt y Vissers, 1980). Sobre las superficies de este clivaje (superficies C') han crecido fibras escalonadas de Qtz, Chl y Cte, que corroboran su desplazamiento normal. El sentido de transporte es predominantemente hacia el O-ONO en la Sierra de la Tercia y hacia el N en Sierra de las Estancias, ver Figuras 33 y 35.

Hacia el techo de la secuencia se observan frecuentes zonas de falla definidas por harinas de falla afectando a los esquistos de grano fino, de forma que gran parte de las

medidas de estructuras dúctiles se han realizado en cuerpos de roca lenticulares, rodeados de harinas de falla.

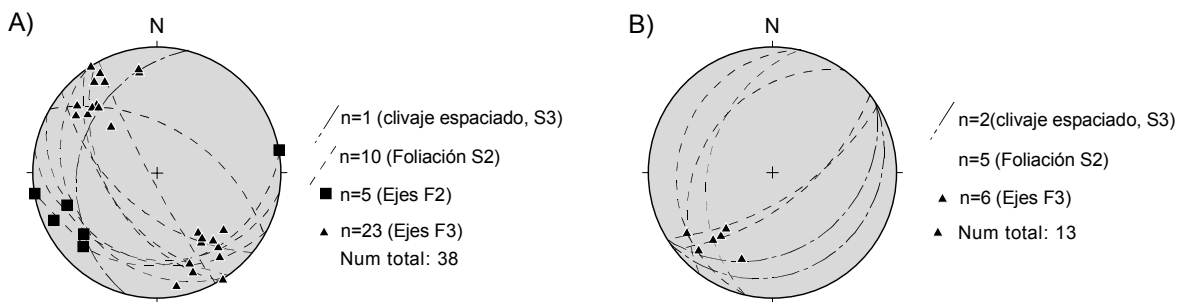


Figura 37 A) Diagrama de la orientación de ejes de pliegues F₂ y F₃ y de foliación principal en la Unidad de Tercia (bloque de techo del Despegue de Tercia). B) Orientación de elementos estructurales de pliegues F₃, en horse extensional, a techo de la Unidad Cortada, Sierra de las Estancias Oriental. Proyección equiangular, hemisferio inferior.

Pliegues previos y sincinemáticos a S₂

En los términos pelíticos hay abundantes pliegues desraizados, afectando a venas de cuarzo especialmente. Son isoclinales, conservándose generalmente sólo las charnelas englobadas por la foliación principal. En las formaciones cuarcíticas hay pliegues cuyo plano axial es paralelo a la foliación principal, así como sus flancos. Los ejes de estos pliegues son subparalelos a la lineación mineral presente en la foliación, de orientación NO-SE, generalmente inclinados hacia el NO en la Sierra de la Tercia y hacia el SO en la Sierra de las Estancias (ver Figuras 36 y 37). Estos pliegues deben de ser en parte sincinemáticos a la foliación principal y después haber sido aplastados y

quizá rotados de forma que sus ejes sean paralelos a la lineación mineral.

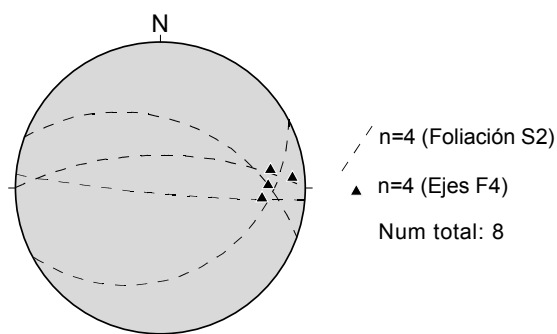


Figura 38 Diagrama de orientación de ejes de pliegues F₄ y de la foliación S_p afectada. Proyección equiangular, hemisferio inferior.

Pliegues asimétricos (F₃)

Tienen vergencia general hacia el NE, aunque en algunos sitios muestran orientaciones distintas (Figura 37). En el área de Lorca estos pliegues sólo se han observado a escala de afloramiento. Desarrollan clivaje de crenulación en las zonas de

charnela con crecimiento de Chl+Cte+Qtz asociado. Se han correlacionado con los pliegues recumbentes F_3 descritos en el sector central de las Béticas y relacionados con un episodio de plegamiento con vergencia hacia el N (Simancas y Campos, 1993; Azañón et al., 1997 y Balanyá et al., 1997).

Pliegues de orientación E-O

Pliegues asimétricos, más abiertos que los anteriores, con vergencia hacia el N, no desarrollan clivaje de crenulación, los flancos inversos buzanan fuertemente (Figura 38)

4.3.1 METAMORFISMO EN LA UNIDAD DE TERCIA

La Unidad de Tercia ha alcanzado condiciones metamórficas en facies de esquistos verdes, con asociaciones minerales de (fengita + clorita + sudoita + pirofilita + Qtz + Apatito + grafito), durante el desarrollo de la foliación relictas S_1 y de la foliación principal, S_2 . Para establecer las condiciones P-T alcanzadas por estas rocas, se han seleccionado muestras de los esquistos de grano fino de la Unidad de Tercia en Sierra de la Tercia y en el extremo oriental de la Sierra de las Estancias.

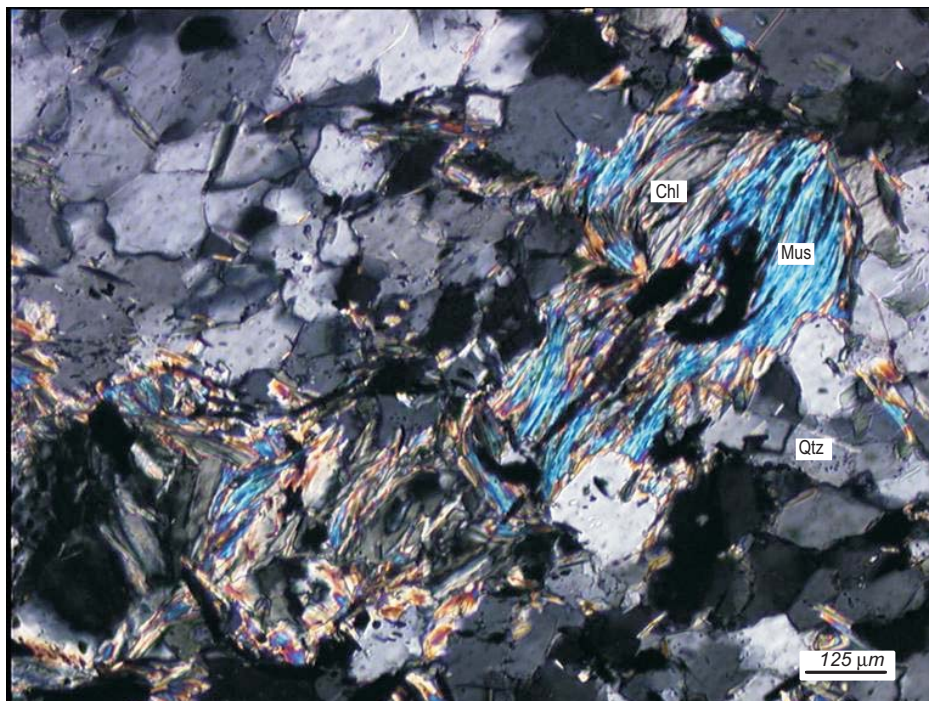


Figura 39 Pares mica-clorita utilizados para determinar las condiciones P-T sufridas por la muestra W.Est.2.

Estas muestras se caracterizan por presentar varias generaciones de fengitas y cloritas, formadas durante la evolución tectonometamórfica de la Unidad de Tercia, definiendo las estructuras S₁ y S₂ y localmente la S₃.

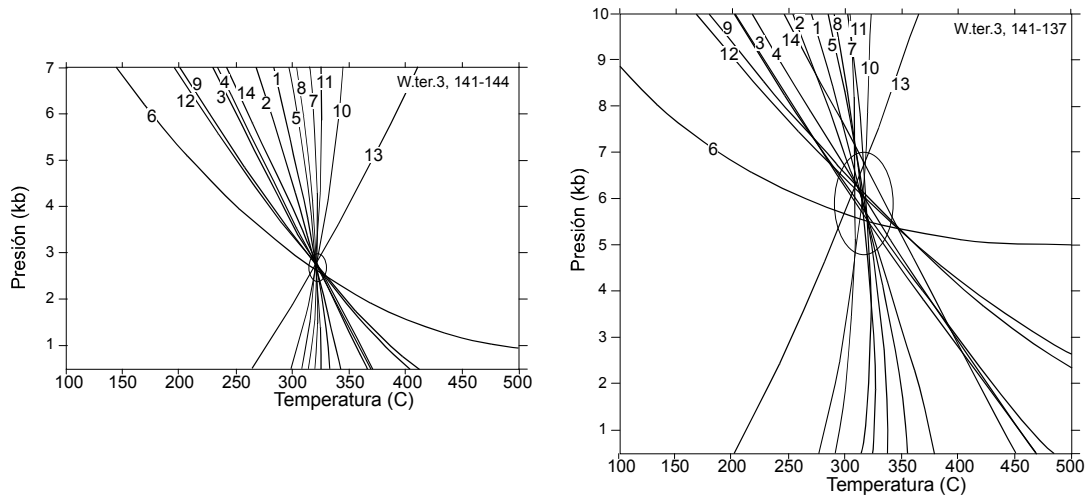


Figura 40 Diagramas TWEEQU para el equilibrio entre las fases agua (W), cuarzo (aQz), Al-celadonita (Atd), moscovita (Ms), pirofilita (Apr), sudoita (Sud), amesita (AmV) y clinocloro (Chl) para los esquistos de grano fino de la Unidad de Tercia. Las reacciones representadas son las siguientes: **1**: $2 \text{ sud} + 4 \text{ aQz} = 2 \text{ Apr} + \text{ AmV} + 2 \text{ W}$; **2**: $5 \text{ sud} + 23 \text{ aQz} = 8 \text{ Apr} + 2 \text{ Chl} + 4 \text{ W}$; **3**: $2 \text{ ATd} + 4 \text{ Apr} = 15 \text{ aQz} + 2 \text{ Ms} + \text{ sud}$; **4**: $2 \text{ Chl} + 4 \text{ Apr} = 15 \text{ aQz} + 2 \text{ AmV} + \text{ sud}$; **5**: $26 \text{ sud} + 8 \text{ Chl} = 14 \text{ Apr} + 23 \text{ AmV} + 30 \text{ W}$; **6**: $4 \text{ Chl} + 6 \text{ Apr} = 26 \text{ aQz} + 5 \text{ AmV} + 2 \text{ W}$; **7**: $3 \text{ sud} + 2 \text{ Chl} = 7 \text{ aQz} + 4 \text{ AmV} + 4 \text{ W}$; **8**: $26 \text{ sud} + 8 \text{ ATd} = 14 \text{ Apr} + 8 \text{ Ms} + 15 \text{ AmV} + 30 \text{ W}$; **9**: $4 \text{ ATd} + 6 \text{ Apr} = 26 \text{ aQz} + 4 \text{ Ms} + \text{ AmV} + 2 \text{ W}$; **10**: $3 \text{ sud} + 2 \text{ ATd} = 7 \text{ aQz} + 2 \text{ Ms} + 2 \text{ AmV} + 4 \text{ W}$; **11**: $26 \text{ sud} + 23 \text{ ATd} = 14 \text{ Apr} + 23 \text{ Ms} + 15 \text{ Chl} + 30 \text{ W}$; **12**: $5 \text{ ATd} + 6 \text{ Apr} = 26 \text{ aQz} + 5 \text{ Ms} + \text{ Chl} + 2 \text{ W}$; **13**: $3 \text{ sud} + 4 \text{ ATd} = 7 \text{ aQz} + 4 \text{ Ms} + 2 \text{ Chl} + 4 \text{ W}$; **14**: $\text{ Chl} + \text{ Ms} = \text{ ATd} + \text{ AmV}$. Las asociaciones de la izquierda son estables en el campo de valores más bajos de la variable Y o en el campo de los valores más bajos de la variable X para las reacciones verticales.

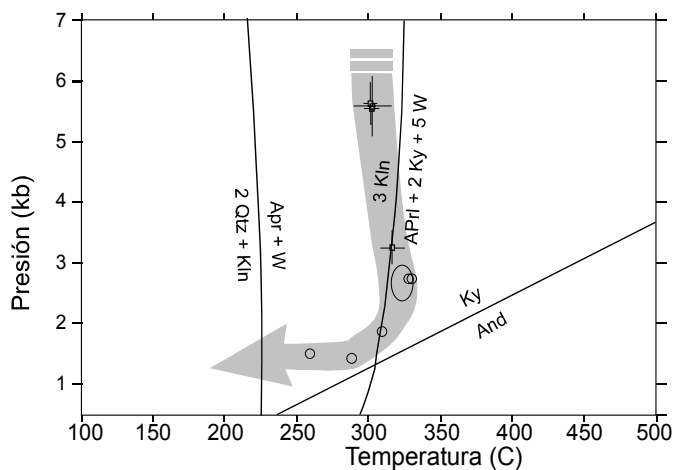


Figura 41 Tra-yectoria P-T seguida por los esquistos de grano fino de la Unidad de Tercia. Los círculos representan puntos P-T determinados para el equilibrio entre pares de clorita y fengita. Reacciones univariantes representadas a partir de la base de datos termodinámicos de Berman (1988, 1991).

Se ha realizado un análisis de las condiciones termobarométricas de equilibrio locales entre pares minerales de micas y cloritas que definen las distintas microestructuras de las pelitas de la Unidad de Tercia. Para ello se ha utilizado la técnica del análisis de multiequilibrios de Berman (1991) con el software TWEEQU de este mismo autor (véase anexo sobre el cálculo termobarométrico). La composición de las fengitas, es sensible a las condiciones de presión mientras que la composición de las cloritas se utiliza como geotermómetro. Todos los posibles equilibrios en los que están implicadas las micas y cloritas son calculados utilizando modelos de actividad (Berman, 1988) y representados en un diagrama P-T. Si todas las reacciones representadas convergen en un punto del espacio P-T, la composición química de los minerales analizados es indicativa de la existencia de un posible equilibrio químico entre las cloritas y fengitas y además se obtienen las condiciones P-T de formación de estos minerales (Berman, 1991).

Se han analizado pares de micas y cloritas que podrían estar en equilibrio según muestran sus relaciones texturales, mediante una microsonda electrónica CAMEBAX en la universidad de París VI (Anexo Metodología de Multiequilibrios). La composición de las fengitas y micas analizadas se ha indicado en el Anexo de composiciones minerales. Algunos de los minerales analizados se han ilustrado en la Figura 39. Las condiciones de equilibrio entre pares de mica y clorita correspondientes a los distintos dominios estructurales se han determinado dentro del sistema FMASH utilizando el paquete de software TWEEQU de Berman (1991) y modelos de actividad determinados por Vidal et al. (2001) para las cloritas, Parra et al. (2001) para las fengitas y Berman (1988) para el resto de minerales. Para el H₂O se ha utilizado la rutina de Haar et al. (1984), considerando una fugacidad de H₂O=1. En la mayoría de los casos, el análisis de las condiciones de equilibrio para los pares mica-clorita analizados indicaba que o los minerales analizados no estaban en equilibrio, que los componentes considerados en el sistema no son los correctos, por ejemplo muchas de las micas son ricas en Na, que los datos termodinámicos no sean correctos o que los análisis con la microsonda fueran defectuosos. Sin embargo algunos de los pares analizados muestran condiciones de equilibrio y las reacciones se intersectan en la proximidad de un punto. Dos de los diagramas que han dado resultados se han ilustrado en la Figura 40 y se ha podido determinar una trayectoria P-T para la Unidad de Tercia, ilustrada en la Figura 41.

Se han obtenido tres poblaciones de datos termobarométricos, la primera de ellas está constituida por equilibrios a presiones en torno a 5,5 kbar y 305 °C, la segunda población corresponde a condiciones de entre 2 y 3 kbar y 325 °C y finalmente se obtienen algunos datos con presiones intermedias entre 1 y 2 kbar y temperaturas por debajo de los 300 °C que podrían corresponder a la trayectoria retrógrada que han seguido estas rocas. En general se observa una descompresión con un ligero calentamiento del orden de 20 °C desde 5,5 hasta 2,5 kb y finalmente las rocas se enfrían a presiones muy bajas de aproximadamente 1,5 kbar. Si se supone una densidad media para las pelitas de 2,67 gr/cm³ estas rocas habrían alcanzado el máximo térmico a 8-9 km y se habrían enfriado a 6-7 km de profundidad lo cual supone unas condiciones de flujo térmico anómalamente altas, típicas de un contexto extensional.

4.4 ESTRUCTURA Y METAMORFISMO DE LAS UNIDADES MALAGUIDES INFERIORES

4.4.1 UNIDAD INTERMEDIA DE ALEDO

Las pelitas de esta unidad se caracterizan por mostrar un clivaje pizarroso (S_2), de geometría anastomosada, marcado por concentración de minerales opacos (Figura 42). En las muestras más detríticas el clivaje es grosero, del orden de 2-3 mm. La pizarrosidad está producida fundamentalmente por mecanismos de disolución por presión y por rotación de filosilicatos previos. Prácticamente no hay crecimiento mineral, salvo en colas de presión de clastos de Qtz, donde crecen barbas de Mus+Chl+Qtz+Cte. En las muestras más cuarzosas hay un crecimiento mineral mayor, definiendo la pizarrosidad. Los granos de cuarzo tienen bordes indentados y en algunas muestras una extinción ondulante incipiente sin que se hayan llegado a formar subjuntas. Esta pizarrosidad se ha generado como plano axial de pliegues similares, que han sido interpretados como coetáneos a ella (Lonergan, 1991). Estos pliegues muestran una orientación variable aunque especialmente de dirección NE-SO (Figura 43). La pizarrosidad S_2 afecta a una fábrica planar previa (S_1), que se puede observar en las láminas delgadas de la Figura 42, paralela a la laminación sedimentaria, definida por el crecimiento de cloritas y algunas micas y por rotación de micas detríticas previas, en relación a la cual no se han observado pliegues.

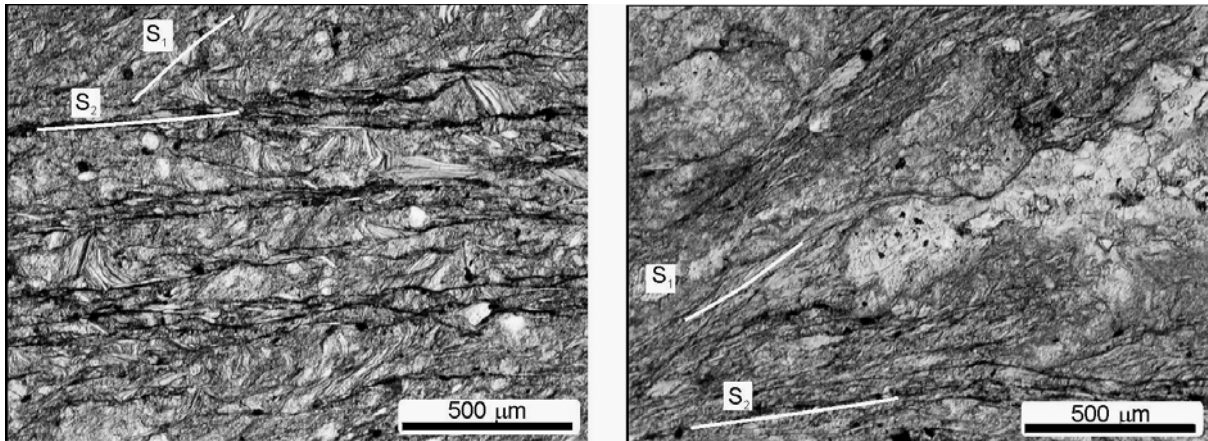


Figura 42 Láminas delgadas de pelitas de la Unidad de Aledo dónde se observa la relación entre la foliación S_1 , paralela a la estratificación con crecimiento de mica y clorita asociada y el clivaje pizarroso S_2 , formado por mecanismos de disolución por presión y rotación de filosilicatos previos.

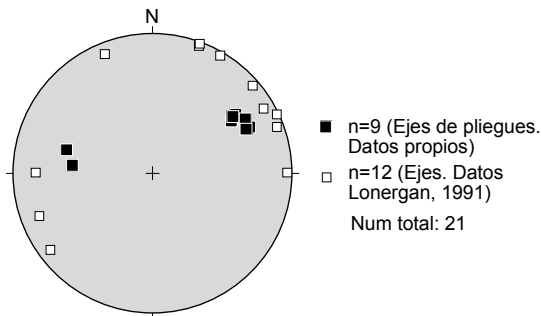


Figura 43 Diagrama de orientación de ejes de pliegues similares asociados a la pizarrosidad de la Unidad Intermedia, datos propios y de Lonergan (1991) recogidos en Sierra Espuña. Hemisferio inferior, proyección equiangular.

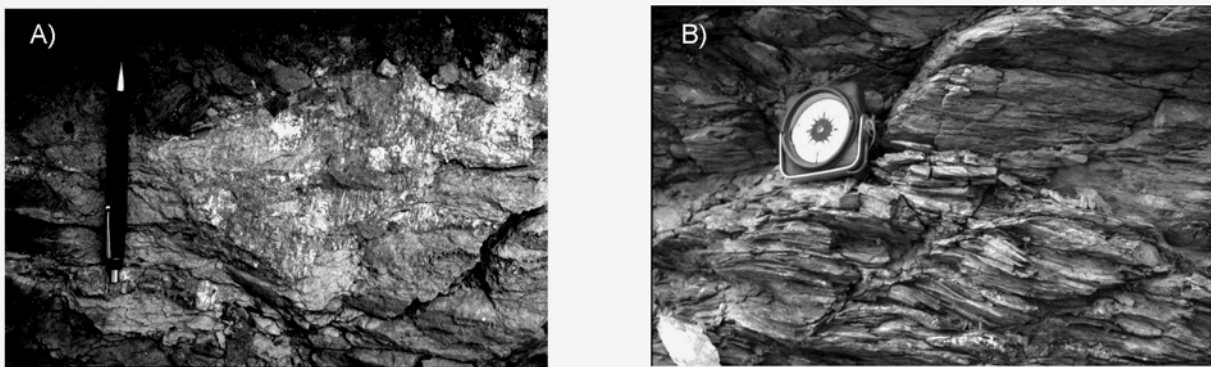


Figura 44 A) Foto de fibras de Qtz + Ch + Cte de orientación N-S creciendo sobre superficies C' . Filitas de la Unidad de Aledo en Sierra Espuña. B) Clivaje extensional espaciado afectando a filitas de la Unidad de Aledo en Sierra Espuña. La orientación de fibras, superficies C' del clivaje extensional y la foliación se ha representado en la Figura 45b.

Localmente se han observado pliegues angulares menores, afectando a la pizarrosidad, que desarrollan un clivaje de crenulación espaciado, definido por venas de

calcita + cuarzo + filosilicatos. Los ejes de estos pliegues tienen una orientación ONO-ESE, con vergencia general hacia el NE.

A estas estructuras, en las pelitas, se sobrepone un clivaje extensional frágil con un espaciado decimétrico (Figura 44b). Sobre las superficies C' y sobre la foliación crecen fibras de Qtz + Cte + Chl, de dirección fundamentalmente N-S y que indican transporte predominante hacia el S (Figura 44a). La orientación de las superficies C' y de las fibras que crecen sobre ellas ha sido ilustrada en la Figura 45. En las litologías más cuarcíticas, en lugar de haber superficies C' , se observan venas verticales rellenas de cuarzo y calcita, que indican la misma dirección de extensión que el clivaje de crenulación extensional.

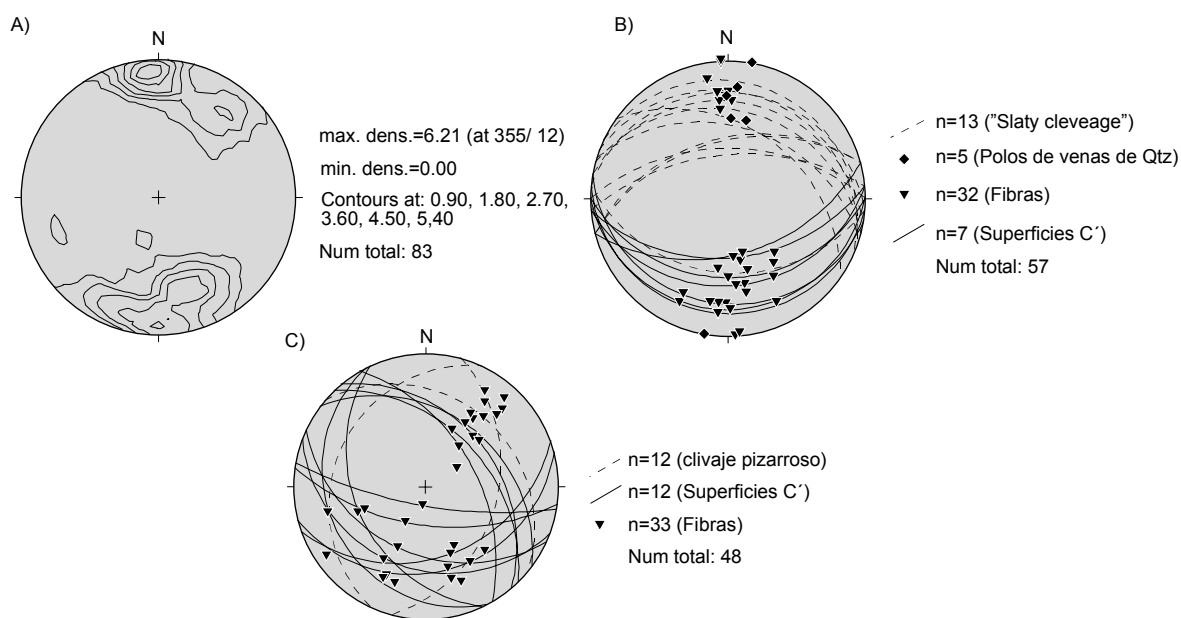


Figura 45 Elementos estructurales extensionales de la Unidad de Aledo A) Diagrama de contornos de densidad de la orientación de fibras de Qtz + Cte + Chl. B) y C) Diagramas de la orientación de superficies C' , fibras y clivaje pizarroso en pelitas en Sierra Espuña y en Sierra de las Estancias respectivamente. Hemisferio inferior, proyección equiangular.

El estudio de la cristalinidad de la illita indica que esta imbricación ha sufrido anquimetamorfismo alto (Lonergan, 1991 y Nieto et al., 1994). Además, se ha reconocido un episodio de retrometamorfismo regional, a minerales de la arcilla (esmeclitas) en Sierra Espuña (Nieto et al., 1994).

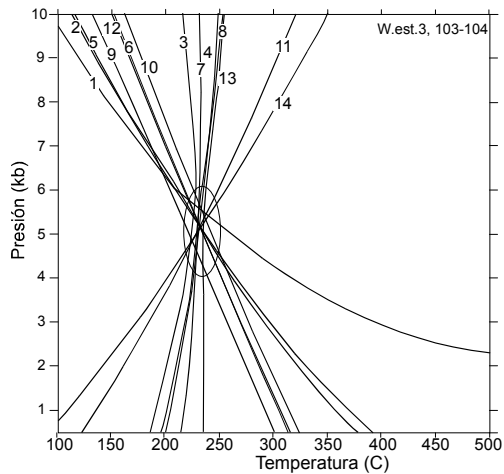


Figura 46 Diagrama P-T obtenido con TWEEQU para el equilibrio entre las fases agua (W), cuarzo (aQz), Al-celadonita (Atd), moscovita (Ms), pirofilita (Apr), amesita (AmV), Clinocloro (Chl) y kaolinita (Kln) en la muestra w.est.3, correspondiente a la Unidad de Aledo. Las reacciones representadas son las siguientes: **1:** $4 \text{ Chl} + 6 \text{ Apr} = 26 \text{ aQz} + 5 \text{ AmV} + 2 \text{ W}$; **2:** $4 \text{ ATd} + 6 \text{ Apr} = 26 \text{ aQz} + 4 \text{ Ms} + \text{ AmV} + 2 \text{ W}$; **3:** $2 \text{ aQz} + \text{ Kln} = \text{ Apr} + \text{ W}$; **4:** $\text{ Chl} + \text{ Ms} = \text{ ATd} + \text{ AmV}$; **5:** $5 \text{ ATd} + 6 \text{ Apr} = 26 \text{ aQz} + 5 \text{ Ms} + \text{ Chl} + 2 \text{ W}$; **6:** $4 \text{ Chl} + 8 \text{ Apr} = 2 \text{ Kln} + 30 \text{ aQz} + 5 \text{ AmV}$; **7:** $4 \text{ Chl} + 13 \text{ Kln} = 7 \text{ Apr} + 5 \text{ AmV} + 15 \text{ W}$; **8:** $4 \text{ Chl} + 6 \text{ Kln} = 14 \text{ aQz} + 5 \text{ AmV} + 8 \text{ W}$; **9:** $4 \text{ ATd} + 8 \text{ Apr} = 2 \text{ Kln} + 30 \text{ aQz} + 4 \text{ Ms} + \text{ AmV}$; **10:** $4 \text{ ATd} + 13 \text{ Kln} = 7 \text{ Apr} + 4 \text{ Ms} + \text{ AmV} + 15 \text{ W}$; **11:** $4 \text{ ATd} + 6 \text{ Kln} = 14 \text{ aQz} + 4 \text{ Ms} + \text{ AmV} + 8 \text{ W}$; **12:** $5 \text{ ATd} + 8 \text{ Apr} = 2 \text{ Kln} + 30 \text{ aQz} + 5 \text{ Ms} + \text{ Chl}$; **13:** $5 \text{ ATd} + 13 \text{ Kln} = 7 \text{ Apr} + 5 \text{ Ms} + \text{ Chl} + 15 \text{ W}$; **14:** $5 \text{ ATd} + 6 \text{ Kln} = 14 \text{ aQz} + 5 \text{ Ms} + \text{ Chl} + 8 \text{ W}$.

1: $4 \text{ Chl} + 6 \text{ Apr} = 26 \text{ aQz} + 5 \text{ AmV} + 2 \text{ W}$; **2:** $4 \text{ ATd} + 6 \text{ Apr} = 26 \text{ aQz} + 4 \text{ Ms} + \text{ AmV} + 2 \text{ W}$; **3:** $2 \text{ aQz} + \text{ Kln} = \text{ Apr} + \text{ W}$; **4:** $\text{ Chl} + \text{ Ms} = \text{ ATd} + \text{ AmV}$; **5:** $5 \text{ ATd} + 6 \text{ Apr} = 26 \text{ aQz} + 5 \text{ Ms} + \text{ Chl} + 2 \text{ W}$; **6:** $4 \text{ Chl} + 8 \text{ Apr} = 2 \text{ Kln} + 30 \text{ aQz} + 5 \text{ AmV}$; **7:** $4 \text{ Chl} + 13 \text{ Kln} = 7 \text{ Apr} + 5 \text{ AmV} + 15 \text{ W}$; **8:** $4 \text{ Chl} + 6 \text{ Kln} = 14 \text{ aQz} + 5 \text{ AmV} + 8 \text{ W}$; **9:** $4 \text{ ATd} + 8 \text{ Apr} = 2 \text{ Kln} + 30 \text{ aQz} + 4 \text{ Ms} + \text{ AmV}$; **10:** $4 \text{ ATd} + 13 \text{ Kln} = 7 \text{ Apr} + 4 \text{ Ms} + \text{ AmV} + 15 \text{ W}$; **11:** $4 \text{ ATd} + 6 \text{ Kln} = 14 \text{ aQz} + 4 \text{ Ms} + \text{ AmV} + 8 \text{ W}$; **12:** $5 \text{ ATd} + 8 \text{ Apr} = 2 \text{ Kln} + 30 \text{ aQz} + 5 \text{ Ms} + \text{ Chl}$; **13:** $5 \text{ ATd} + 13 \text{ Kln} = 7 \text{ Apr} + 5 \text{ Ms} + \text{ Chl} + 15 \text{ W}$; **14:** $5 \text{ ATd} + 6 \text{ Kln} = 14 \text{ aQz} + 5 \text{ Ms} + \text{ Chl} + 8 \text{ W}$.

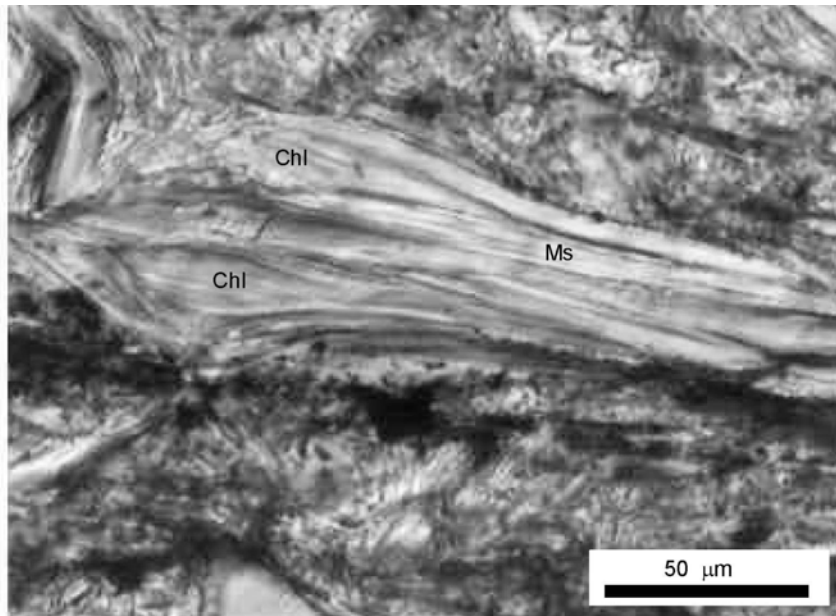


Figura 47 Pares de mica clorita en la muestra W. Est.3 utilizados para calcular condiciones termobarométricas de la Unidad de Aledo.

Al igual que en la Unidad de Aledo, se han analizado pares de cloritas y fengitas en pelitas de esta imbricación, para determinar las condiciones P-T que ha alcanzado. Sin embargo, sólo se han obtenido dos pares de fengita-clorita que muestren

condiciones de equilibrio (Figura 44), bajo condiciones de aproximadamente 5 kb de presión y 240°C. En principio parecen presiones excesivas, y quizás el valor de presión no sea fiable, sin embargo el valor de la Tª coincide con el obtenido mediante un geotermómetro de clorita independiente desarrollado por Zang y Fyfe (1995). Este geotermómetro se basa en la dependencia entre la cantidad de Al (IV) y la temperatura en la clorita. Fue ideado por Cathelineau y Nieva, (1985) que observaron una correlación lineal entre la proporción de Al (IV) y la temperatura de formación de cloritas en el sistema geotermal de Los Azufres (Méjico). Posteriormente ha sido modificado por Zang y Fyfe (1995) corrigiendo el valor de Al (IV) para tener en cuenta su variación en función de la fracción molar Fe/(Fe+Mg) obteniendo la siguiente ecuación:

$$T(^{\circ}\text{C})=106.2((\text{Al(IV)}-0.88\{\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})-0.34\})+17.5$$

Utilizando este geotermómetro se obtienen temperaturas para las cloritas de la imbricación inferior de las UMI comprendidas entre 163 y 267 °C con una media de 245.2 °C. Las temperaturas obtenidas mediante el estudio de inclusiones fluidas en venas de cuarzo de estas rocas se encuentran entre 180 y 200°C, Nieto et al. (1994).

4.4.2 IMBRICACIONES SUPERIORES DE LAS UNIDADES INTERMEDIAS, UNIDAD DEL MORRÓN LARGO.

Se caracteriza por tener un clivaje pizarroso grosero en los términos pelíticos y un clivaje espaciado en las cuarcitas. El clivaje es más penetrativo en la imbricación de posición inferior. Está definido por micas detríticas reorientadas y por concentración de minerales opacos, en algún caso se observan cristales de clorita creciendo en las superficies de clivaje. Este clivaje está asociado a pliegues recumbentes y asimétricos con vergencia hacia el NO en Sierra Espuña (Lonergan, 1991 y 1993) y Figura 48b. En el extremo oriental de la Sierra de las Estancias estos pliegues tienen vergencia hacia el NE (Figura 48a). La Figura 48 ilustra la relación geométrica entre las estructuras asociadas a estos pliegues en la Sierra de las Estancias (A) y en Sierra Espuña (B).

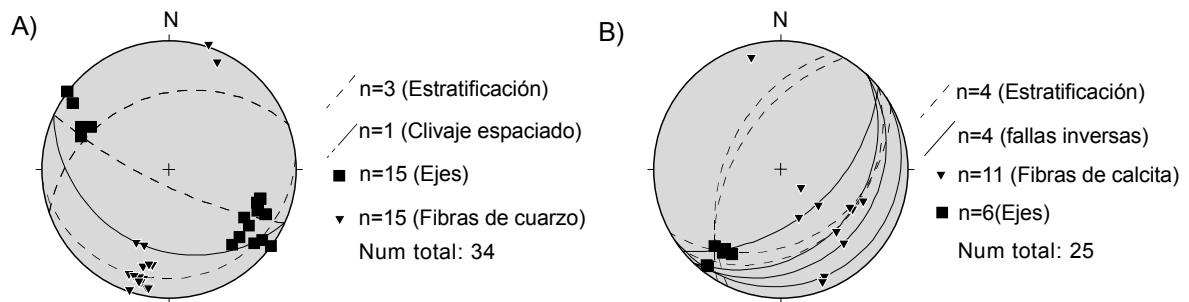


Figura 48 Diagramas estereográficos de elementos estructurales asociados a pliegues asimétricos en la Unidad del Morrón Largo. A) Datos obtenidos en afloramientos situados en el extremo oriental de Sierra de las Estancias. B) Datos obtenidos en Sierra Espuña. Proyección equiangular en el hemisferio inferior.

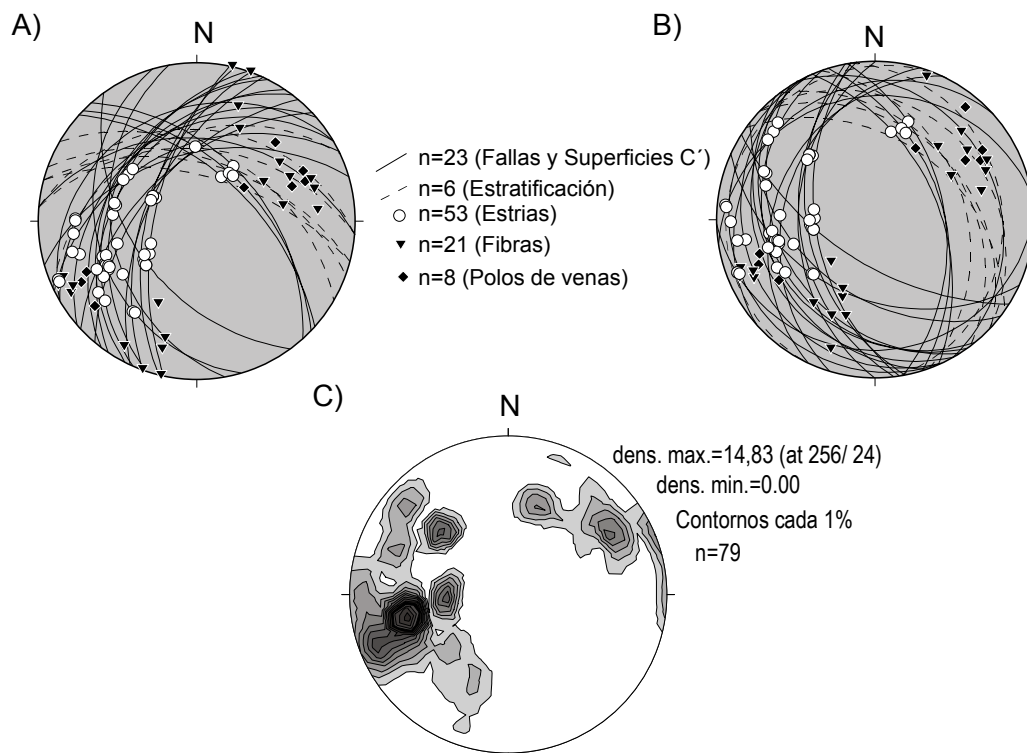


Figura 49 A) Diagrama de orientación de superficies C', fallas, fibras, polos de venas y estratificación en la Unidad del Morrón Largo en Sierra de la Tercia B) Mismos datos que en "A)", rotados 30° con un eje horizontal de azimut N70°E en sentido antihorario para deshacer el efecto del plegamiento Neógeno de la Sierra de la Tercia. C) Diagrama de contornos de densidad de la orientación de estrias, fibras y polos de venas representados en B. Proyección estereográfica equiangular en el hemisferio inferior.

Sobrepuesto a este clivaje en los términos pelíticos hay un clivaje de crenulación extensional frágil espaciado, sobre el que crecen fibras de cuarzo, calcita y filosilicatos. En las litologías cuarcíticas se manifiesta como venas de cuarzo y calcita subverticales

perpendiculares a la dirección de extensión con fibras transversas a sus paredes (Figuras 49 y 50). En la Figura 49 se ha representado la orientación del clivaje extensional, de las fibras y de la estratificación. En ella se observa que mayoría de las fibras crecen sobre la estratificación, poniendo de manifiesto mecanismos de alargamiento por deslizamiento entre capas.

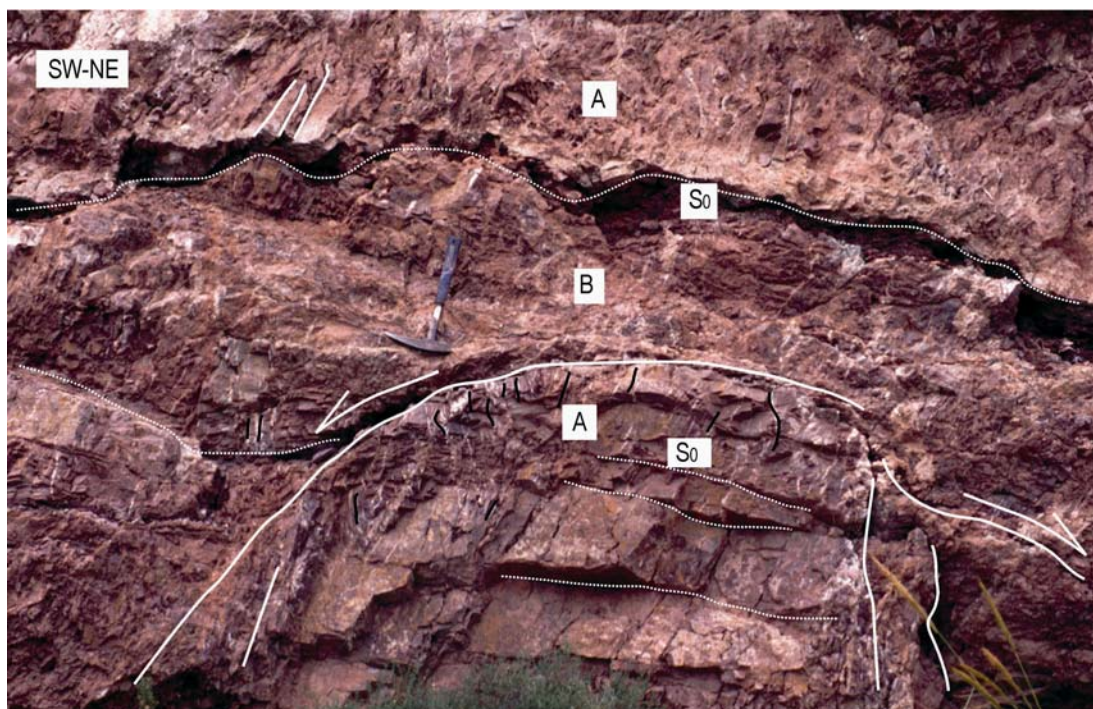


Figura 50 Cortejo de estructuras extensionales en cuarcitas de la Unidad del Morrón Largo en Sierra de la Tercia. Obsérvense las venas de cuarzo transversas al sentido de transporte (algunas marcadas en negro), brechas de falla (B) paralelas a los contactos estratigráficos (línea blanca discontinua) y morfología lenticular de los estratos de cuarcita limitados por fallas menores (líneas blancas continuas) con geometría de rampa y rellano. La extensión ligada a venas y diaclasas en los niveles más competentes (A) se manifiesta como brechificación en los niveles más plásticos (B) y como deslizamiento entre capas de distinta reología, como demuestra el crecimiento de fibras de cuarzo sobre la S0. La brechificación permite que se produzcan cambios de espesor laterales de los niveles menos competentes en relación con la geometría curva de las fallas que los limitan.

El clivaje de crenulación extensional espaciado y las venas de cuarzo están cortados por multitud de fallas menores, con harinas y brechas de falla cementadas asociadas, con el mismo sentido de transporte que las estructuras descritas en el párrafo anterior. Sobre estas fallas además de estrías que indican transporte hacia el SO, hay otro juego de estrías más reciente que indica transporte hacia el ONO (Figura 49). Las fallas mayores son de bajo ángulo y de geometría lítrica, produciendo un basculamiento generalizado de la serie (véase sección geológica 1-1' en la Figura 29).

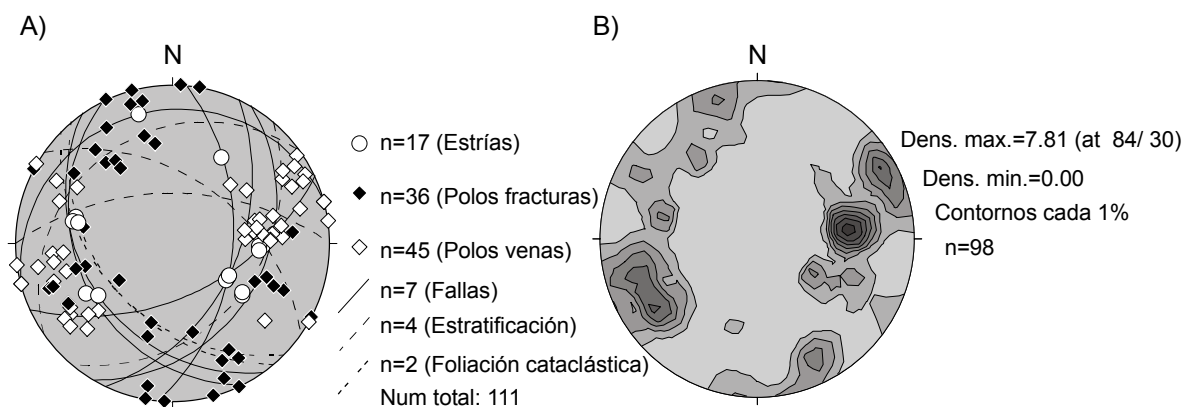


Figura 51 Representación estereográfica de los polos de venas de cuarzo y diaclasas, fallas y estrías en la Unidad del Morrón Largo en la Sierra de las Estancias oriental. B) Diagrama de contornos de densidad de los datos de A. Proyección estereográfica sobre el hemisferio inferior de diagrama equiangular.

En la Sierra de las Estancias se han medido dos juegos principales de estructuras extensionales, representadas en los diagramas estereográficos de la Figura 51. El más antiguo está formado por venas de cuarzo subverticales y fallas con transporte hacia el OSO y el juego más reciente consiste en diaclasas y fallas con dirección de extensión entre NNO-SSE y NO-SE.

4.5 ESTRUCTURA DE LAS UNIDADES MALÁGUIDES SUPERIORES

Las rocas permo-triásicas de estas unidades no muestran ningún tipo de clivaje, por lo que los términos pelíticos pueden ser definidos como arcillitas, de acuerdo con los análisis de cristalinidad de la illita, que indican condiciones de diagénesis (Lonergan y Platt, 1995 y Nieto et al., 1994). Sin embargo, en las sucesiones paleozoicas de estas unidades se han observado pliegues recumbentes y asimétricos, que pueden ser hercínicos (Balanyá, 1991, Chalouan, 1986 y Chalouan y Michard, 1990). Estas unidades muestran una fracturación penetrativa y están muy adelgazadas, de forma que hasta tres imbricaciones pueden tener actualmente menos de 100 m de espesor frente a la potencia kilométrica que muestran en Sierra Espuña, faltando una parte importante de su secuencia estratigráfica, como observaron Mäkel y Rondeel (1979) y que achacaron a causas estratigráficas. En las áreas donde el adelgazamiento es mayor, como en el borde occidental de la Sierra de la Tercia, son frecuentes horses extensionales aislados de rocas como carbonatos o silexitas de la Formación Flacona, rodeados por harinas de falla procedentes de las litologías menos competentes, como las arcillitas permo-

triásicas que incluyen porfiroclastos procedentes de los términos conglomeráticos de la formación (Figura 52a).

La orientación de las estructuras extensionales observadas en las Unidades Maláguides superiores ponen de manifiesto tres direcciones de extensión (Figura 53): NNO, NO-SE y OSO, siendo este último el cortejo de estructuras extensionales más reciente.

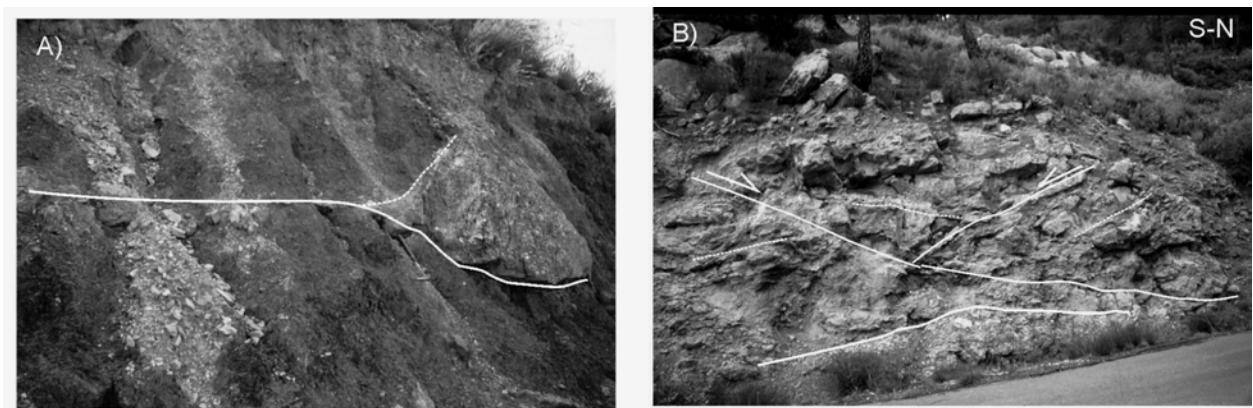


Figura 52 A) Porfiroclasto derivado de conglomerados en el seno de arcillitas cataclastizadas de la Formación Permo-Triásica de una Unidad Maláguide Superior (Sierra de la Tercia). B) Fallas normales de bajo ángulo menores en la Fm. Carbonática de la Unidad del Morrón de Totana (Sierra Espuña).

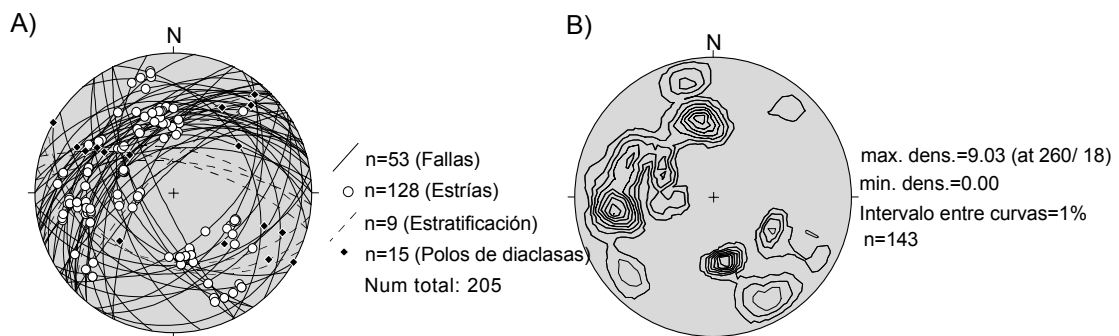


Figura 53 A) Diagrama de orientación de fallas normales, estrías y estratificación medido en las Unidades Maláguides Superiores en la Sierra de la Tercia. No se han corregido rotaciones posteriores como las producidas por el pliegue neógeno que afecta a esta Sierra. B) Diagrama de contornos de la orientación de estrías y polos de diaclasas verticales en las UMS. Proyección equiangular en el hemisferio inferior.

4.6 RELACIÓN TECTÓNICA ENTRE LAS UNIDADES DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN EN EL ÁREA DE LORCA

Una de las características más peculiares de las unidades tectónicas aflorantes en el área de Lorca es su fragmentación en cuerpos voluminosos de geometría lenticular, generados en condiciones de deformación frágil. Esto es general a escala de la unidad y de sus formaciones, siendo tanto las variaciones de espesor como las omisiones estratigráficas (Mäkel y Rondeel, 1979) más que frecuentes e intensas.

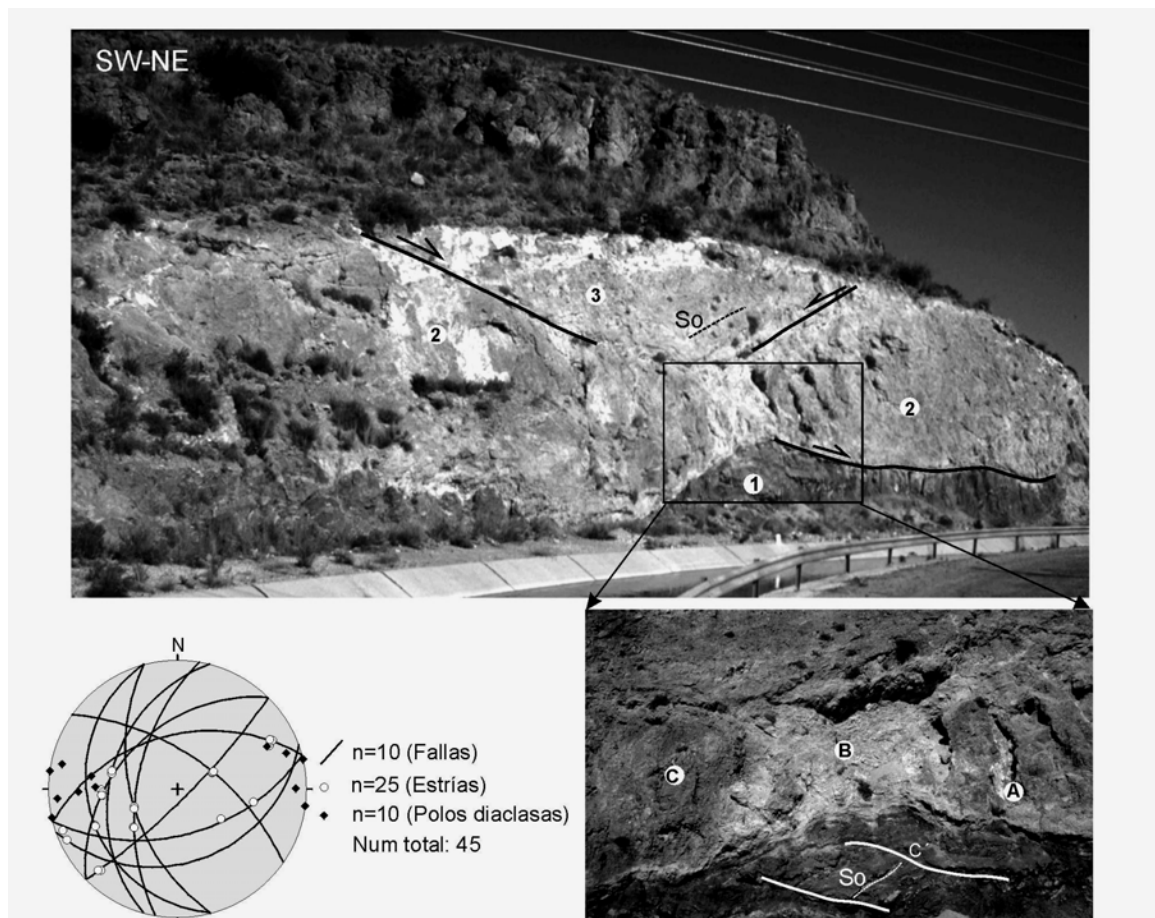


Figura 54 Estructuras extensionales en el contacto entre las formaciones detrítica y carbonática de la Unidad del Morrón Largo, en el km 16,5 del Canal Tajo Segura. Observese como las fallas se hacen asintóticas al despegue entre ambas formaciones. 1) Brechas y harinas de falla afectando a pizarras y cuarcitas Permo-Triasicas; 2) Dolomías masivas; 3) Dolomías tableadas (Triásico). A) Diaclasas abiertas transversas al transporte tectónico; B) harina de falla inyectada en la zona de cuello entre boudines; C) Brecha dolomítica cohesiva dilatante. En el diagrama estereográfico están representadas las fallas medidas en este afloramiento, notensé algunas fallas de alto ángulo con estrías en dirección, que han actuado como rampas laterales del sistema extensional. Foto mayor tomada desde el SSO y recuadro desde el SE.

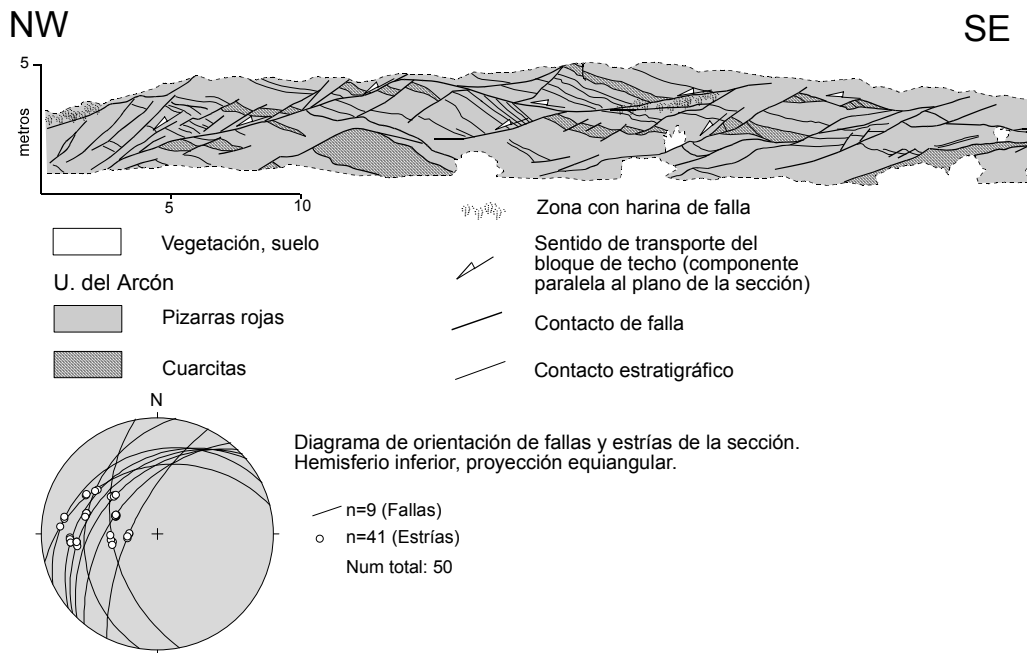


Figura 55 Sección tomada de fotografías, en la localidad Y, (ver mapa del área de Lorca en el Anexo de mapas II). Fallas menores de bajo ángulo afectando a la formación Permo-Triásica de la imbricación superior de la Un. del Morrón Largo.

En general las unidades de posición inferior tienen una geometría interna dúctil que contrasta con las superficies de falla frágiles que las limitan a techo y muro. Tales fallas son frecuentemente oblicuas a las superficies de referencia de cada unidad (foliaciones y estratificación) y cortan a las estructuras desarrolladas en condiciones de ductilidad, como los pliegues. Las fallas frágiles cortan a menudo a la foliación y estratificación de las unidades principales produciendo sistemáticamente omisiones de la columna litoestratigráfica (ver Figuras 55, 56 y 57) representativas de diferentes escalas de observación, y cortes 1-1' y 4-4' en la Figura 29). Por ejemplo, en el corte 1-1' el contacto entre las formaciones detrítica y carbonática de la Unidad del Morrón Largo tiene geometría extensional de rampa de muro de bajo ángulo y corta a la estratificación de la formación detrítica en sentido descendente hacia el SO. Gran parte de las fallas normales son de bajo ángulo, con geometría de rellanos y rampas (véanse los cortes geológicos 1-1', 4-4' y 5-5' en la Figura 29), frecuentemente las rampas afectan a las litologías más competentes como los carbonatos y los rellanos coinciden con el contacto entre éstos y las pelitas o yesos de las formaciones infrayacentes (Figura 54). El resultado final de la actividad de estas fallas ha sido el de alargar y adelgazar la pila de unidades cabalgantes en régimen frágil de modo que se han mantenido las formaciones y la zonación metamórfica aunque con una considerable reducción de

espesor distribuida de forma que las fallas mayores separan comúnmente volúmenes de roca brechificados con rasgos tectonometamórficos diferenciados. En el extremo occidental de Sierra de la Tercia donde se conservan klippen de calizas jurásicas de la Unidad del Morrón de Totana, la potencia actual entre estas rocas (diagenéticas) y la Unidad de Tercia (esquistos verdes) es de aproximadamente 500 m, lo cual supone un factor de adelgazamiento frágil próximo a 12, considerando que los esquistos de grano fino entraron en el campo de deformación frágil a 6 km de profundidad como indica su trayectoria metamórfica (epígrafe 4.3)

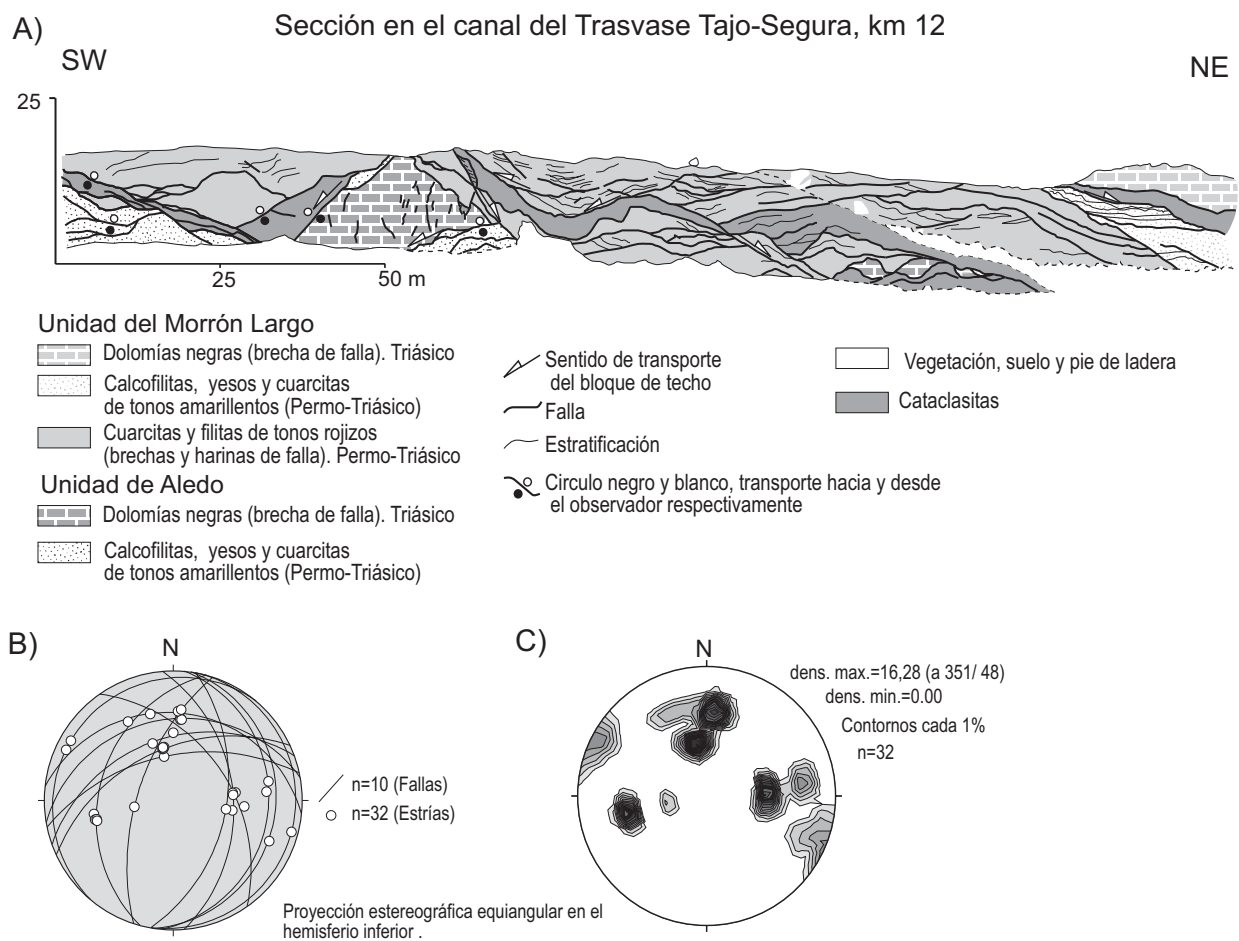


Figura 56 A) Esquema de estructuras extensionales sobrepuestas en las Unidades del Morrón Largo y de Aledo (Canal Tajo-Segura, km 12). Véase la extrema reducción de la Unidad del Morrón Largo y la existencia de dos sistemas de fallas normales de bajo ángulo, la más antigua con transporte hacia el N y la más reciente con transporte de dirección ONO-ESE, cortadas por fallas normales de alto ángulo de orientación submeridiana. B) Representación estereográfica de fallas y estrías observadas en A. C) Diagrama de contornos de densidad de las estrías representadas en B.

Asociadas a estas fallas hay todo un cortejo de rocas de falla frágiles (Sibson, 1977, Wise et al., 1984): cataclasitas, ultracataclasitas, brechas no cohesivas, brechas implosivas (Sibson, 1986), brechas cementadas, harinas de falla, rauwackas (Leine, 1968 y Warrak, 1974), milonitas de yeso, rocas de falla foliadas (Chester et al., 1985; Tanaka, 1992) y otras desorganizadas. Se observa una evolución en las rocas de falla, de forma que las cataclasitas y brechas cementadas suelen formar cuerpos lenticulares cortados por rocas de características más frágiles como brechas incohesivas o harinas de falla.

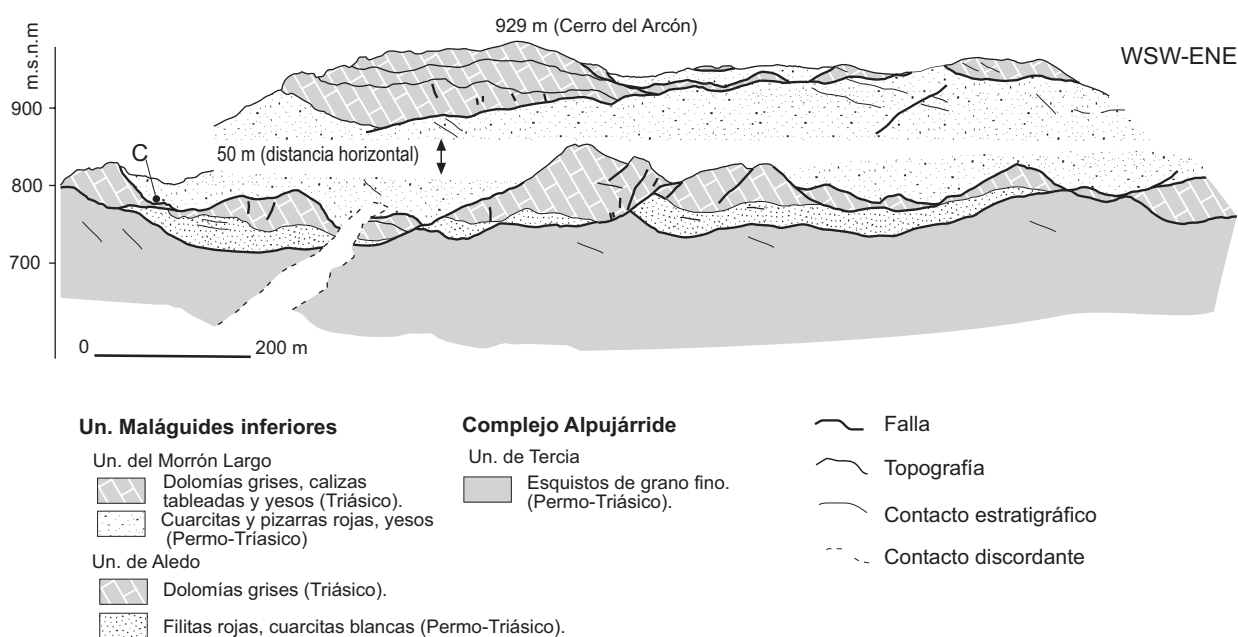


Figura 57 Sección vista desde el SE de la estructura que presentan las Unidades Maláguides Inferiores en la Sierra de la Tercia (obtenida a partir de un mosaico fotográfico). Nótese la geometría lenticular de las formaciones carbonáticas de las unidades y su consiguiente variación lateral de espesor; y el bajo ángulo de la mayor parte de las fallas normales que las limitan.

Se han observado cuerpos de geometría lenticular a diversas escalas, desde cartográfica a escala de afloramiento (Figuras 55, 56, 57 y cortes geológicos 1-1', 4-4' y 5-5' de la Figura 29). Los cuellos entre lentes coinciden con fallas lístricas que terminan asintóticamente sobre fallas de bajo ángulo situadas a la base de las lentes (Figura 53). En algunos casos el desplazamiento del cuerpo lenticular es superior a la longitud de la falla lístrica que lo corta, formándose "riders" de alta extensión (Gibbs, 1984), por ejemplo, en el corte 1-1' de la Figura 29. Estas lentes extensionales se aprecian especialmente en las formaciones de comportamiento reológico más competente, como son las dolomías triásicas. Ejemplos de lentes extensionales a escala cartográfica se

pueden observar en los cortes geológicos 4-4' y 5-5' de la Figura 29. En el corte 4-4' se aprecia como la formación carbonatada de la UMI que llega a alcanzar más de 200m de espesor bajo el vértice geográfico de la Santa se acuña lateralmente hasta desaparecer hacia el SO y hacia el NE. Esta misma formación forma una lente extensional de dirección NO-SE en el corte 5-5' de la Figura 29.

Normalmente las fallas lístricas son sintéticas con el sentido de transporte de la FNBA basal, de forma que las lentes son asimétricas, por ejemplo en las formaciones carbonatadas de las unidades de Aledo y del Morrón Largo en la Sierra de la Tercia (corte 1-1', Figura 29). El límite superior de las lentes coincide con superficies de falla más antiguas que han sido basculadas por fallas lístricas. La orientación del transporte del bloque de techo de las lentes frecuentemente no coincide con el de la falla basal.

Los criterios cinemáticos asociados a estas fallas son estructuras S-C' frágiles en cataclasitas foliadas, colas asimétricas de porfiroclastos rotados en brechas y harinas foliadas, y "slickensides" sobre superficies de falla. En la Sierra de la Tercia se han observado tres direcciones de transporte principales (veanse los vectores cinemáticos en el Anexo II de Mapas, cada vector es una media de al menos cinco medidas). Dos de las direcciones de desplazamiento se han medido a veces sobre la misma superficie de falla, sobre la cual hay dos juegos de "slickenlines", uno más penetrativo indicando sentido de transporte del bloque de techo hacia el SO-SSO y otro con transporte hacia el ONO. La tercera familia de estrías y fibras se ha medido sobre fallas con buzamientos fuertes y especialmente en el contacto entre las Unidades Maláguides Superiores e Inferiores. Este juego tiene dirección N-NO/S-SE. El sentido de transporte predominante es hacia el N-NO, aunque se han observado desplazamientos contrarios.

La interferencia entre dos sistemas ortogonales de fallas normales resulta en la formación de una estructura asimilable a la conocida como "mega tableta de chocolate". Geometrías comparables a escala kilométrica se observan en Sierra Espuña, donde las "onzas" están definidas por boudines frágiles de la formación carbonática de la Unidad del Morrón Largo que muestran cuellos en dos direcciones subortogonales (cortes geológicos 4-4' y 5-5'). Estas estructuras han sido descritas a diversas escalas en las Béticas Centrales (García Dueñas et al., 1992), al N de Sierra Nevada (Crespo Blanc, 1995) y en Sierra Alhamilla (Martínez Martínez y Azañón, 1998).

4.7 FALLAS NORMALES MAYORES Y DESPEGUES EXTENSIONALES EN EL ÁREA DE LORCA

En el epígrafe anterior se ha descrito como los contactos entre unidades son fallas normales de bajo ángulo cuya geometría en rampas y rellanos parece condicionada por el contraste reológico entre las formaciones pelíticas y las carbonáticas o cuarcíticas. Además, se ha descrito como una parte de la traslación sobre las fallas acomoda el alargamiento producido por brechificación y fracturación penetrativas a escala de afloramiento. En este epígrafe se describirán las fallas mayores y despegues extensionales reconocidos en el área de Lorca, que coinciden con los contactos basales de las Unidades diferenciadas y a lo largo de los cuales se reconocen saltos en el grado metamórfico y diferencias en la fábrica tectónica de las rocas, reflejando las omisiones litoestratigráficas que han producido.

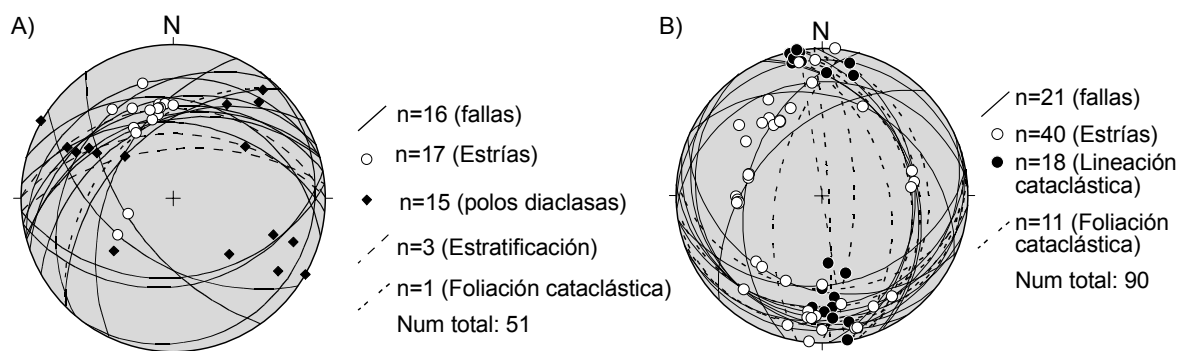


Figura 58 Diagramas de orientación de microestructuras asociadas al despegue basal de las Unidades Malaguides Superiores. A) En la localidad A. B) En la localidad B (ver mapa general del sector de Lorca, Anexo de Mapas II). Proyección equiangular, hemisferio inferior.

4.7.1 DESPEGUE BASAL DE LAS UNIDADES MALÁGUIDES SUPERIORES

Esta zona de falla ha sido estudiada en las proximidades del Cortijo de la Jurramienta, en la cabecera del barranco Hondo del Pozuelo, en la Sierra de la Tercia (localidad (A) y en la localidad (B) en Sierra Espuña (localidades reseñadas en el mapa geológico del Anexo de Mapas II). Este despegue separa grauwackas devono-carboníferas (Mäkel y Rondeel, 1979) de la Unidad Maláguide Superior en el bloque de techo de argilitas y cuarcitas rojas permo-triásicas de la imbricación de la Unidad de Morrón Largo en el bloque de muro. Entre ambas formaciones, hay cuerpos de morfología lenticular de dolomías y calizas triásicas, que no superan los 10 m de

potencia como es el caso en la localidad (A) o con varias decenas de metros de espesor en la localidad (B).

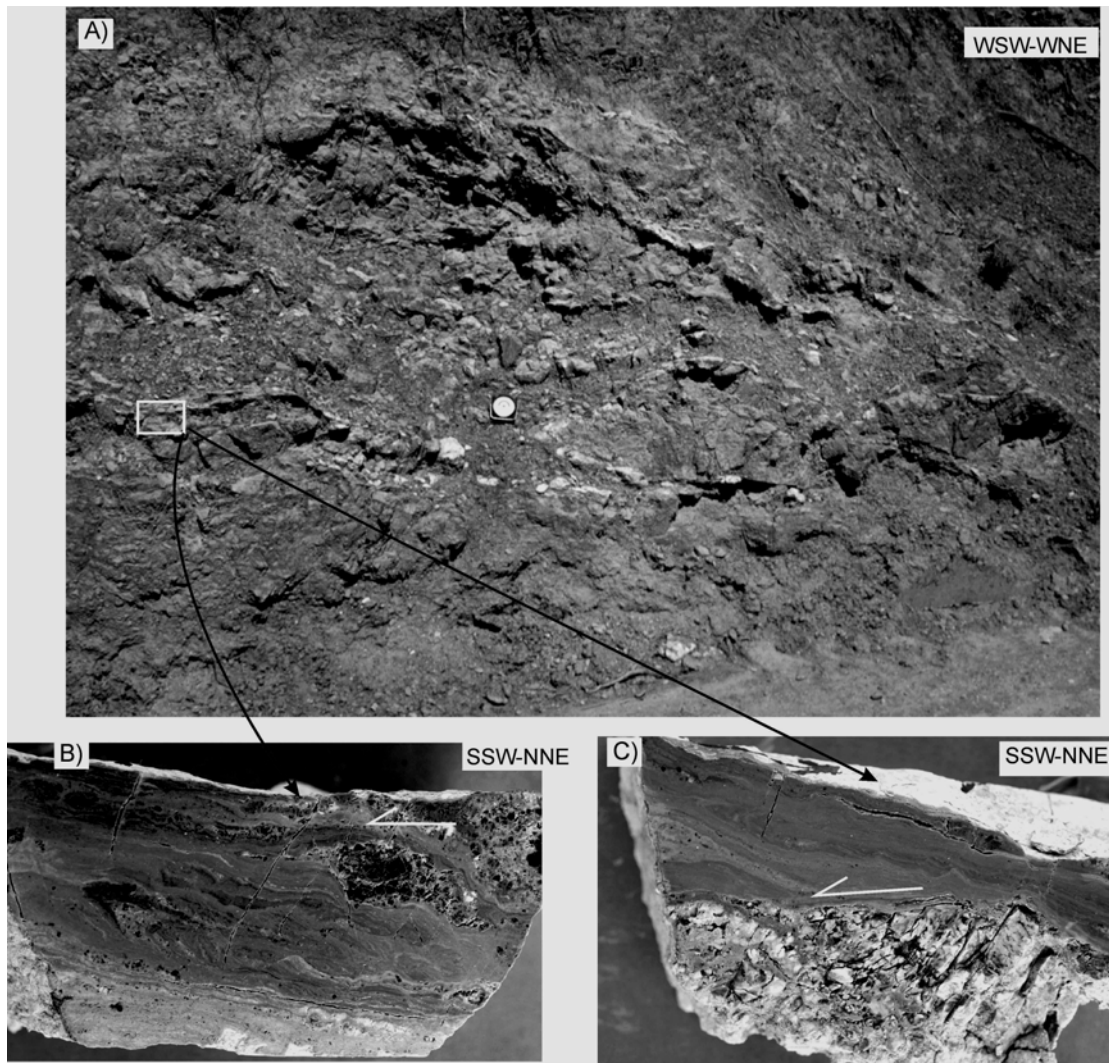


Figura 59 Despegue basal de las Unidades Maláguide Superiores en Sierra Espuña (localidad B, Anexo de Mapas II), constituida por brechas y harinas de falla con porfiroclastos de cataclasitas cementadas. B) y C) Secciones pulidas paralelas a la lineación cataclástica de cataclasitas foliadas cementadas carbonatadas. B) En esta sección se observa un porfiroclasto dolomítico rotado con colas de tipo sigma, que indica transporte hacia el SSO. C) En esta muestra la relación angular entre la foliación cataclástica y la superficie C' que corta al porfiroclasto de dolomía a la base de la muestra, indica también transporte hacia el SO.

La localidad A se encuentra sobre el flanco septentrional del antiforme Neógeno que define la Sierra de la Tercia, por lo que la zona de falla está plegada y se inclina unos 35° hacia el NNO. Una sección vertical de este despegue está constituida en orden ascendente por las siguientes rocas de falla: a) A techo de la secuencia detrítica de la

Unidad del Morrón Largo hay varios metros de espesor de harinas de falla procedentes de la cataclasis de argilitas rojas, b) Sobre las harinas hay un paquete discontinuo de aproximadamente 1,5 m de yesos con una foliación milonítica marcada, aunque no se ha observado una lineación, junto con los yesos hay harinas de falla foliadas, amarillentas, con una componente carbonatada importante (rauweekas de Leine 1968), d) Encima de las rauweekas, a la base del paquete de dolomías hay brechas de falla cementadas, con un espesor métrico, procedentes de la cataclasis de los carbonatos, e) un paquete de unos 8m de dolomías grises con abundantes diaclasas y algunas superficies de falla internas, prácticamente sin desarrollo de roca de falla, f) Sobre las dolomías triásicas hay un paquete de unos tres metros de espesor de harinas y brechas de falla, afectando a la formación de grauweekas Devono-Carboníferas de la Unidad de Jurramienta. El tamaño de grano de la roca de falla aumenta de tamaño progresivamente hacia el techo.

Las estrías medidas en los contactos con las dolomías y en fallas dentro de éstas, tienen una orientación dominante hacia el NO (Figura 58a). El sentido del desplazamiento en la localidad no ha podido ser determinado, ya que el afloramiento tiene una orientación transversal a la dirección del transporte. Este despegue se encuentra cortado por fallas lístricas con transporte hacia el SO, que dan lugar a la geometría lenticular de los cuerpos carbonáticos, con cuellos de dirección NO-SE. En las zonas de cuello, parte de la rotación producida por estas fallas lístricas es compensada por fallas menores contrarias, de geometría lístrica que se despegan en superficies de estratificación previas produciendo deslizamiento flexural entre capas.

En Sierra Espuña el contacto entre las Unidades Maláguides Superiores e Inferiores es muy similar al descrito en la localidad A, con un desarrollo importante de cataclasitas carbonatadas foliadas y milonitas de yeso con una lineación de estiramiento de orientación NNE-SSO y N-S (Figura 58b). Porfiroclastos dolomíticos rotados presentes en las cataclasitas foliadas indican transporte hacia el SSO (Figura 59). En Sierra Espuña también se observan fallas posteriores de bajo ángulo que cortan a estas zonas de falla, produciendo extensión de dirección E-O.

4.7.2 DESPEGUE EXTENSIONAL A LA BASE DE LA UNIDAD DEL MORRÓN LARGO

Este despegue extensional, cuyos afloramientos en Sierra Espuña fueron descritos por Lonergan (1991) y Lonergan y Platt (1995), se caracteriza por presentar un espesor

considerable de rocas de falla dúctiles generadas bajo condiciones de deformación frágiles, en el sentido de Rutter (1992). Entre las rocas de falla destacan milonitas de yeso y brechas cohesivas foliadas de composición carbonatada (Figura 60). Las milonitas de yeso muestran una foliación milonítica penetrativa, que contiene una lineación mineral definida por fibras de yeso (véanse las orientaciones de la lineación y de foliación miloníticas en la Figura 61a). Rodeados por la foliación milonítica hay frecuentes porfiroclastos dolomíticos muy fracturados de geometría plano-lineal, que poseen sombras de presión de yeso. Las rauwackas muestran una foliación cataclástica penetrativa, sobre la que se puede identificar una lineación cataclástica (Tanaka, 1992) de orientación NO-SE (Figura 61b). Las colas de porfiroclastos rotados en las rauwackas y las sombras de presión en los porfiroclastos de las milonitas de yeso indican transporte fundamentalmente hacia el NO en Sierra Espuña y hacia el SSO en Sierra de la Tercia (Figura 62).

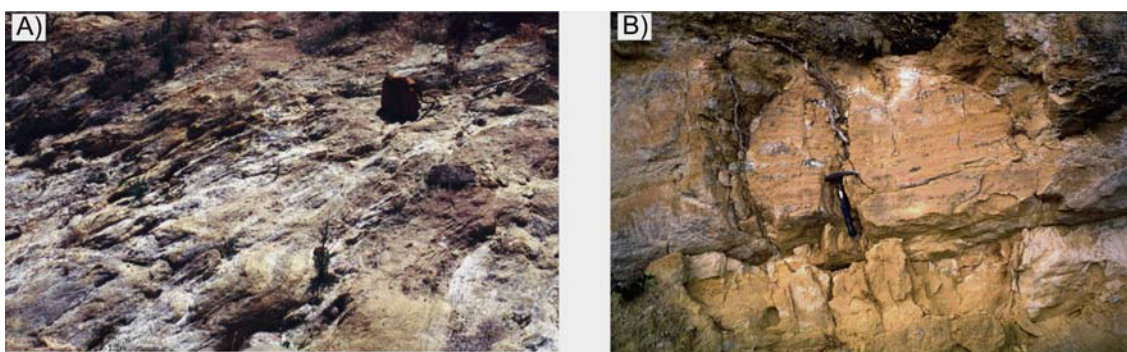


Figura 60 Despegue extensional a la base de la Unidad del Morrón Largo. A) Milonitas de yeso con lineación de estiramiento NO/SE, con porfiroclastos dolomíticos. Véase el basculamiento que presentan en relación con la actividad de fallas normales más recientes con transporte hacia el O. La orientación de los elementos estructurales de estas milonitas se han representado en la Figura 61a. B) Cataclasitas foliadas carbonáticas desarrolladas en la misma zona de despegue que A.

En la Sierra de la Tercia en la misma posición estructural que en Sierra Espuña se ha diferenciado una zona de falla de geometría neutra (localidad C, mapa geológico del sector de Lorca en el Anexo de mapas II). Se caracteriza por presentar dos bandas de brecha de falla foliada, cementada, de composición carbonatada, de color amarillento, con un espesor medio de metro y medio cada una, aunque frecuentemente desaparecen lateralmente o superan los 2 m de espesor. Estas rocas serían equivalentes a rauwackas polimícticas definidas por Leine (1968). La brecha de falla tiene frecuentes porfiroclastos con colas de trituración de litologías variadas (dolomías, pizarras

verdosas y rojizas) de tamaños diversos, desde métricos a microscópicos, muy fracturados por diaclasas verticales abiertas de orientación ONO-ESE que no afectan a la matriz (vease orientación de diaclasas en la Figura 61b).

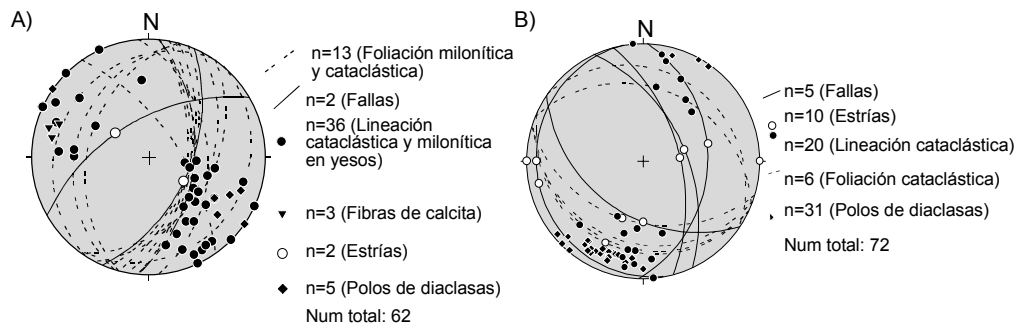


Figura 61 A) Diagrama de orientación de elementos microestructurales en la zona de falla a la base de la Unidad del Morrón Largo, en Sierra Espuña B) Diagrama de orientación de elementos microestructurales en la zona de falla a la base de la Un. del Morrón Largo (Sierra de la Tercia). Hemisferio inferior, proyección equiangular.



Figura 62 Montaje fotográfico de la zona de falla a la base de la Unidad de Morrón Largo en la Sierra de la Tercia. A) Brecha dolomítica procedente de la trituración de la Formación Carbonática de la Un. Intermedia, B) Cataclasita carbonática foliada, C) Harina de falla micácea procedente de la cataclasis de pizarras de la Un. del Morrón Largo. La orientación de estas estructuras se ha representado en el diagrama estereográfico b) de la Figura 56.

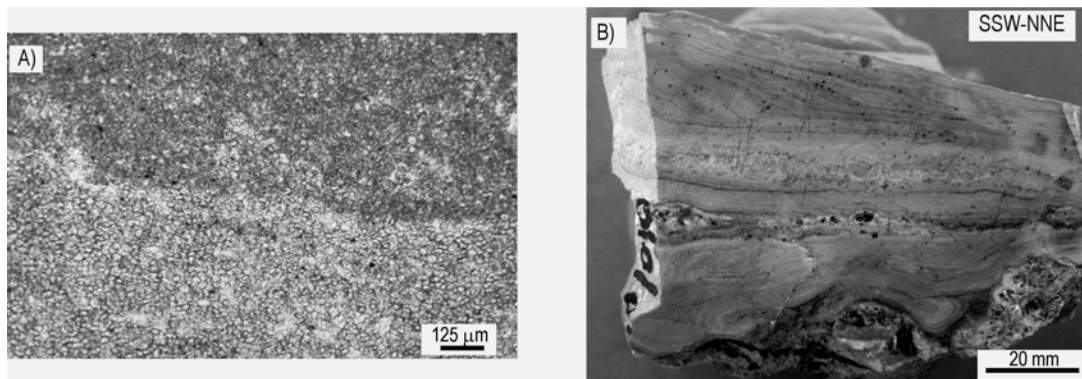


Figura 63 A) Lámina delgada de ultracataclasita carbonática. Observese el tamaño uniforme de los granos de calcita, así como su morfología redondeada, indicando posiblemente procesos de deslizamiento intergranular similares a los producidos por flujo superplástico en milonitas (Schmid et al., 1977) pero desarrollados en condiciones de deformación frágiles. B) Sección pulida de una ultracataclasita foliada carbonática obtenida a techo de las dolomías de la Unidad de Aledo, en el talud ilustrado en la Figura 62. Muestra micropliegues asimétricos que indican transporte del bloque de techo hacia el SSO.



Figura 64 Pliegues menores afectando a harinas de falla procedentes de la trituración de la pelitas de la Unidad de Aledo en el despegue entre esta unidad y la Unidad de Tercia. La vergencia de estos pliegues, hacia el SO, coincide con el sentido de transporte asociado al propio despegue que tienen a su base y al de la FNBA que los limita a techo. Esto parece indicar que son pliegues formados en relación con la interacción de dos fallas extensionales coetáneas.

Los niveles de brechas tienen un bandeado de orden menor definido por variaciones en el grado de trituración de la roca, que se podría definir como una foliación cataclástica. Sobre esta foliación hay una lineación cataclástica grosera (Tanaka, 1992), marcada por la alineación de porfiroclastos estirados en el plano de la foliación. La lineación cataclástica tiene una orientación NNE-SSO, coincidente con la orientación de los polos de las diaclasas que afectan a los porfiroclastos (véase la Figura 61b). Las colas de los porfiroclastos indican sentido de transporte hacia el SSO (Figura 62). La foliación cataclástica y la banda de falla en general tiene una geometría de rellano respecto al bloque de muro y al de techo. A la base del bloque de techo, hay una banda de espesor decimétrico de harinas de falla no consolidadas procedente de la trituración de pizarras violáceas. Como la geometría de esta zona de falla es neutra, en principio no se puede determinar su naturaleza contractiva o extensional, sin embargo al ser las diaclasas asociadas verticales, las fallas menores de segunda generación normales y al evolucionar la deformación desde condiciones de menor a mayor fragilidad, se ha considerado como extensional.

El bloque de muro está formado por dolomías de la Unidad de Aledo. La parte superior de esta formación está intensamente fracturada, con algunos niveles centimétricos de brechas de falla foliadas, paralelas a la estratificación. En el contacto con los términos pelíticos de la formación suprayacente hay una banda centimétrica de ultracataclasitas foliadas dolomíticas en el sentido de Chester et al. (1985), con algunos porfiroclastos de dolomía, extremadamente alargados (Figura 63b). El despegue está cortado por fallas normales de bajo ángulo lítricas con transporte hacia el OSO que generan “horses extensionales” y pliegues de acomodación con ejes de orientación transversa a la extensión (Figura 63). Sobrepuestas a la brecha foliada hay una serie de fallas menores, que cortan a las brechas, individualizando cuerpos de geometría lenticular. Gran parte de estas fallas tienen una cinemática ligeramente diferente a la de la brecha indicando extensión de dirección ENE-OSO (representación estereográfica de la Figura 61b). Asociadas a estas fallas se generan harinas y brechas de falla no consolidadas. Algunas de las fallas que cortan a la brecha foliada parecen ser fuera de secuencia, del mismo sistema que generó la brecha, ya que tienen la misma cinemática que ésta. Al tener geometría neutra, en principio no se puede saber si esta zona de falla es contractiva o extensional. Sin embargo, el hecho de que las diaclasas asociadas sean verticales, que las fallas menores tardías sean normales, que la deformación evolucione

de condiciones de mayor a menor fragilidad, nos ha inclinado a considerarla como extensional.



Figura 65 Falla listrica menor con transporte hacia el SSO, asociada al despegue basal de la Unidad de Aledo, notar rotación de la foliación principal y superficies de cizalla frágiles subparalelas a la foliación cortadas.

Esta zona de falla está plegada ligeramente describiendo un sinforme asimétrico de dirección NO-SE. Su flanco OSO buza unos 35° y el contrario unos 15° . En el flanco más buzante se han formado varias fallas normales con transporte hacia el ENE, algunas de ellas representadas en el diagrama b de la Figura 61. Como se puede observar en el corte 1-1' de la Figura 29 y en el extremo occidental de la Figura 57 (localidad C) el núcleo de este sinclinal se encuentra sobre una zona de cuello entre dos cuerpos lenticulares de dolomías triásicas. El adelgazamiento en la zona de cuello está producido por una falla de bajo ángulo fuera de secuencia con transporte hacia el OSO. El flanco OSO del pliegue se encuentra sobre el cuerpo lenticular de dolomías correspondiente al bloque de techo de la falla y el flanco contrario se encuentra sobre el cuerpo lenticular de dolomías del bloque de muro. Por tanto, el pliegue parece ser de acomodación a la geometría de la falla infrayacente, de modo que el flanco ENE representaría un rellano de techo sobre una rampa de bajo ángulo en el muro y el flanco OSO representaría una rampa de techo sobre un rellano de muro. Parte de la rotación producida en el flanco OSO se habría compensado con la formación de fallas menores con transporte contrario al de la falla principal.

4.7.3 ZONA DE FALLA A MURO DE LAS UNIDADES MALÁGUIDES INFERIORES

Esta zona de falla (localidad Z en el mapa geológico del área de Lorca ilustrado en el Anexo de mapas II) separa pizarras y cuarcitas rojas de la Un. de Aledo de esquistos de grano fino grises de la Un. de Tercia. Localmente se conservan lentes de tamaño métrico de dolomías y yesos, que podrían constituir restos de la Fm. carbonatada Triásica de la Un. de Tercia. La zona de falla está jalonada por varios metros de espesor de harina de falla foliada de color gris-azulado procedente de la trituración de los esquistos de grano fino. Los criterios cinemáticos indican transporte fundamentalmente hacia el S-SSO (véanse las Figuras 64, 65 y 66). Sin embargo, en los cuerpos lenticulares de dolomías y yesos se ha observado una foliación milonítica afectando a los niveles de yeso, con buzamientos fuertes hacia el NNE y un diaclasado muy penetrativo en las dolomías, perpendicular a la foliación milonítica. Estas estructuras junto con las estrías indican extensión de dirección NO-SE en las coordenadas geográficas actuales (Figura 66).

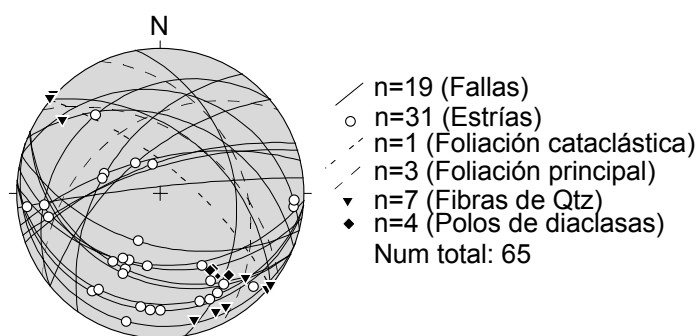


Figura 66 Diagrama de orientación de fallas, estrías, y otros elementos de la zona de falla a la base de la Unidad Intermedia. Hemisferio inferior, proyección equiangular.

En el bloque de muro se han observado fallas menores, lístricas, de muy bajo ángulo (15°) con transporte hacia el SSO, como la ilustrada en la Figura 65, que cortan a fallas previas casi paralelas a la foliación S_2 , con buzamientos fuertes hacia el NE y estrías y fibras de cuarzo en dirección. Si se deshace la rotación asociada a las fallas lístricas, que afecta a las fallas de alto ángulo se obtienen fallas de bajo ángulo con transporte hacia el ONO. Por consiguiente, el contacto entre la Un. de Aledo (Maláguide) y la Un. de Tercia (Alpujarride) ha tenido una evolución compleja, con al menos dos sentidos de transporte diferentes. El desplazamiento no se ha realizado necesariamente sobre los mismos planos de falla ya que los datos más antiguos se encuentran dentro de cuerpos lenticulares rodeados y cortados por superficies de falla más recientes. De hecho las direcciones de transporte previas pueden haber sido rotadas

por el movimiento posterior, de modo que no sean representativas de la dirección de extensión real.

4.7.4 FALLAS FUERA DE SECUENCIA EN EL BORDE OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE LA TERCIA

En el borde meridional de la Sierra de la Tercia hay una serie de fallas de bajo ángulo, que sitúan a la Un. del Morrón Largo en contacto directamente sobre la Un. de Tercia, omitiendo a la Unidad de Aledo. Tienen geometría de rampa tanto en el bloque de techo como en el de muro. El sentido de transporte es predominantemente hacia el SSO (Figura 67). La falla fuera de secuencia principal tiene un buzamiento actual de 35°, lo cual la hace ser de bajo ángulo. Hay una serie de fallas normales satélites que se despegan en la principal, con buzamientos de 45-55°. Este cortejo de fallas corta a otras con sentidos de transporte similares pero de menor ángulo, del orden de 25°, o en el caso del despegue entre la formación carbonática y la pelítica de la Un. de Aledo, con ángulos menores (Figura 68).

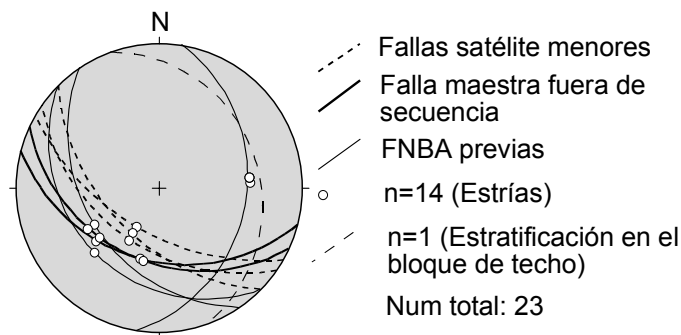


Figura 67 Diagrama de orientación de fallas, estrías y estratificación en el borde meridional de Sierra de la Tercia. Hemisferio inferior, proyección equiangular.

La roca de falla asociada a estas fallas son brechas cementadas en el bloque de techo de litología fundamentalmente cuarcítica y harinas de falla foliadas en el bloque de muro, donde la litología es más pelítica. En el bloque de techo (Unidad del Morrón Largo), hay dos zonas de falla previas, de menor ángulo que coinciden con límites litológicos, la más profunda limita cuarcitas de pizarras y la superior se encuentra entre dolomías de la Fm. Triásica y cuarcitas de la Fm. Permo.-Triásica.

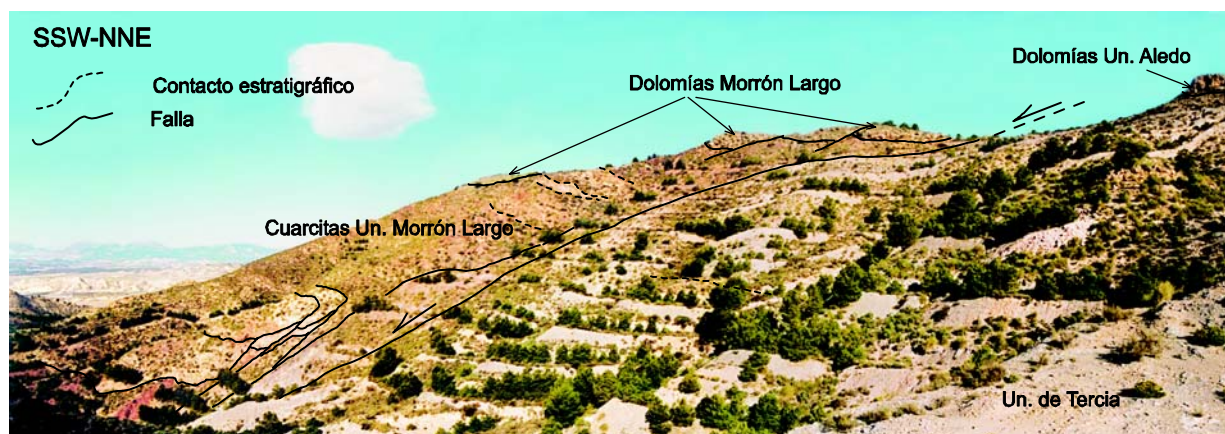


Figura 68 Fotomontaje de las fallas fuera de secuencia del borde SO de la Sierra de la Tercia. Los pinos mayores tienen unos 3 m de altura.

4.7.5 EDAD DE LAS FALLAS NORMALES DE BAJO ÁNGULO EN EL ÁREA DE LORCA

Las fallas normales de bajo ángulo con transporte hacia el SO se encuentran selladas por conglomerados de la Formación Carralaca (Unidad II) en el borde occidental de Sierra Espuña. Mientras que los sedimentos de la Unidad I se encuentran afectados en algunos puntos por estas fallas o sus contrarias; por ejemplo, en el borde meridional de la Sierra de la Tercia, el contacto entre la Unidad I y el basamento es una falla con buzamiento fuerte de dirección E-O, subparalela a la estratificación con transporte dextro. Si se deshace el pliegue que afecta a los sedimentos, suponiendo que la falla fuese previa a éste, se obtiene una falla de bajo ángulo con transporte hacia el O; en el extremo oriental de la Sierra de la Tercia la Unidad I se encuentra también afectada por una falla de bajo ángulo con transporte hacia el NE.

Desafortunadamente los conglomerados de la Fm. Carralaca no se han datado directamente, por lo que no se ha determinado con precisión la edad de actividad de las fallas de bajo ángulo; en cualquier caso antes del Tortoniense Inferior o el Serravalliense Superior y al menos durante el Serravalliense. Los despegues con transporte N que se han diferenciado en las Unidades Maláguides Superiores probablemente son más antiguos que los sedimentos que rellenan la Cuenca de Lorca, como se discutirá en el apartado 7.2 de esta memoria.

4.8 EXTENSIÓN VERSUS COMPRESIÓN DURANTE EL NEÓGENO SUPERIOR-CUATERNARIO EN EL SECTOR DE LORCA. RELACIÓN ENTRE TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN.

Desde el Tortoniense hasta la actualidad el DCA ha sido afectado por estructuras extensionales y compresivas, coétaneas al depósito de las unidades sedimentarias diferenciadas. La deformación ocurrida durante este periodo ha configurado la geometría y distribución de las unidades sedimentarias así como las discordancias que las limitan, lo cual ha permitido realizar un estudio integrando datos estratigráficos y estructurales para conocer la evolución tectónica frágil de esta área durante el Mioceno Superior y el Plio-Cuaternario. Se ha puesto un énfasis especial en el estudio de la dinámica de sistemas de fallas normales, fallas de salto de dirección y la relación de estas últimas con los pliegues neógenos observados en el área.

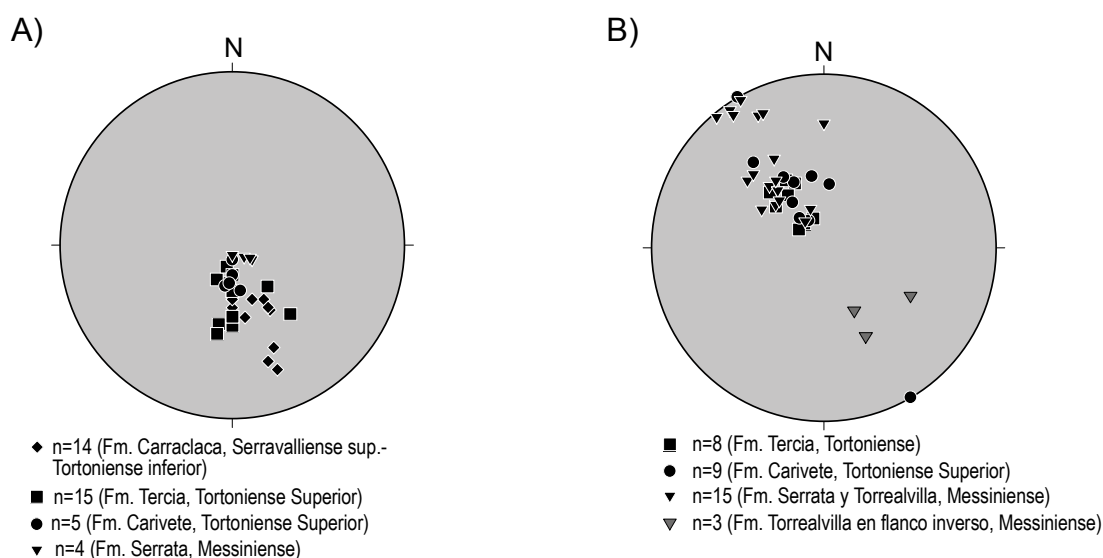


Figura 69 A) Diagramas de orientación de los polos de la estratificación de los sedimentos plegados en el Anticlinal de Tercia. A) Sedimentos que afloran en el flanco septentrional del anticlinal. B) Sedimentos que afloran en el flanco meridional, algunos de ellos plegados en relación con la actividad de la Zona de Falla Alhama de Murcia. Hemisferio inferior, proyección equiangular.

En general todos los trabajos previos realizados en esta área describen una evolución tectónica contractiva desde el Mioceno medio hasta la actualidad, en un campo de esfuerzos cambiante entre contracción NNE-SSO y NO-SE. Por ejemplo Larouziere (1985), Ott d'Estevou y Montenat (1985) y Montenat et al. (1987) diferencian un periodo de contracción con una orientación NO-SE durante el

Tortonense que rota a NNE-SSO durante el Tortonense terminal-Plioceno medio y vuelve a NO-SE durante el Plio-Cuaternario. Este modelo de evolución tectónica contrasta con otros que consideran que el campo de esfuerzos durante el Tortonense estuvo dominado por extensión N-S, Armijo, 1977 y Lonergan y Schreiber, 1993. Trabajos más recientes como Martínez Díaz y Hernández Enrile (1991) describen hasta seis campos de esfuerzos diferentes sólo desde el Messiniense hasta la actualidad. Estos trabajos están basados generalmente en el estudio de la orientación de estructuras menores a partir de las cuales se han obtenido los correspondientes campos de paleoesfuerzos.

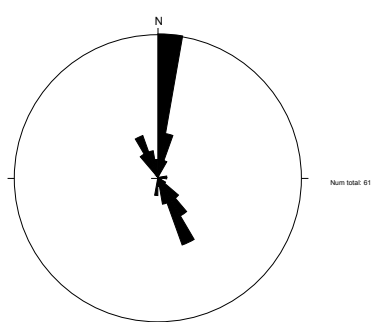


Figura 70 Diagrama en rosa de la orientación de los polos de la estratificación en las unidades sedimentarias II, III y IV.

En este trabajo se han diferenciado distintos grupos de estructuras con un origen común que se han datado mediante el estudio de discordancias progresivas o por la edad de los sedimentos que las sellan. Además se ha establecido su cinemática y en el caso de estructuras que acumulan deformación de forma episódica como el caso de pliegues se ha estudiado su evolución a lo largo del tiempo. Se han diferenciado las estructuras siguientes:

4.8.1 PLIEGUES NEÓGENOS EN EL ÁREA DE LORCA

Las sierras de las Estancias, Tercia y Espuña forman el núcleo de una estructura antiformal de gran amplitud de eje groseramente E-O, descrita por Aldaya et al. (1991); y Lonergan y Platt (1995). En la Sierra de la Tercia este antiformal tiene un eje de dirección aproximada N 60° e involucra al relleno sedimentario de la Cuenca de Lorca, (Figura 69, corte geológico 2-2', Fig. 29 y mapa geológico en el Anexo de Mapas II). Muestra una geometría abierta, con una cuerda de aproximadamente 4 km. En su flanco septentrional los sedimentos de la Unidad II precinemáticos al pliegue buzan hasta 70° (Figura 69).

El relleno de la Cuenca de Lorca muestra discordancias angulares de orientación subparalela al eje del pliegue, que se han relacionado con el plegamiento. Cada una de estas discordancias refleja un pulso contractivo que contribuyó a la formación y apretamiento del pliegue. La primera discordancia importante relacionada con la formación del pliegue es angular y erosiva en gran parte de la Sierra de la Tercia, entre sedimentos de la U II que buzcan hasta 70° en algunos puntos o basamento y la U IV que buza entre 25-30°. Hacia el interior de la Cuenca la discordancia angular pasa a ser una paraconformidad, ya que la Un. III muestra una discordancia interna en abanico relacionada con la formación del pliegue, que se atenúa hacia el interior de la cuenca. Esta discordancia, descrita por Montenat et al. (1990) tiene una edad intratortoniense, habiéndose datado margas marinas, infrayacentes a la Fm. Manilla como del Tortoniense inferior. Parece una discordancia equivalente a la descrita por Estévez et al. (1982) en el sector central de las Cordilleras Béticas. En relación con esta discordancia se ha registrado un hiato deposicional en gran parte de las Béticas y en el Mar de Alborán correspondiente a la zona NN9 de nannoplacton calcáreo de Martín (1971) (Rodríguez Fernández et al., 1999).

Entre las Unidades IV (Tortoniense Superior) y V (Messiniense) se observa una discordancia angular (con un salto en los buzamientos de la estratificación, desde 25°-30° en la Unidad IV a 10-15° en la Unidad V) que parece indicar otro pulso contractivo que se ha relacionado con un segundo pulso contractivo, denominada en esta memoria “discordancia finitortoniense”. Muestra la misma edad (Tortoniense terminal o Messiniense basal) que la discordancia descrita por Weijermars et al. (1985), relacionada con la formación del anticlinal de Sierra Alhamilla. Este pulso contractivo coincide con la continentalización de la cuenca de Lorca y de otras cuencas como las de Fortuna, Guadix-Baza o la de Granada (Rodríguez-Fernández, 1982; Fernández et al., 1996; Garcés et al., 1998 y Krijgsman et al., 2000). Como se puede observar en la Figura 70, se reconocen dos direcciones de acortamiento, N155°E y N5°E. Estas dos direcciones de acortamiento son congruentes con los diagramas de paleoesfuerzos de Montenat et al. (1987) que concluyen la existencia de acortamiento NO/SE durante parte del Tortoniense y N/S durante el Tortoniense terminal.

Durante el Plioceno-Cuaternario se habría producido el plegamiento final de los yesos y cherts de la Unidad V que presentan un buzamiento actual de aproximadamente 15°. Esta etapa del plegamiento se produjo bajo condiciones subaéreas dando lugar al

relieve actual de estas sierras, como lo demuestra el hecho de que sólo durante este periodo (Plioceno Superior-actualidad) hay aportes de rocas procedentes del núcleo de S^a de la Tercia. Con anterioridad a este periodo, durante todo el Tortoniense, los cantos que forman los conglomerados proceden del SE de esta sierra, del Complejo Nevado-Filábride y de unidades de tipo Almagro y durante el Messiniense Superior-Plioceno inferior del Subbético, Montenat et al., 1991; Martínez Díaz, 1998 y datos propios. Aunque el plegamiento Plio-Cuaternario sea de poca magnitud (15°), es capaz de producir relieves importantes, diferencias de altura de aproximadamente 260 m para una distancia horizontal de 1 km. En algunos puntos de la Sierra de la Tercia el flanco N del pliegue tiene dirección E-O en los sedimentos de la Un. III y en las margas de la Fm. Carivete (U IV). En el Corredor del Guadalentín, al S de Sierra de la Tercia, en relación con la falla de Alhama de Murcia, los sedimentos de edad Messiniense-Plioceno están plegados intensamente, incluso invertidos, como se puede observar en el mapa geológico del área (Anexo de Mapas II).

4.8.2 TECTÓNICA EXTENSIONAL DURANTE EL NEÓGENO SUPERIOR EN EL ÁREA DE LORCA

Junto a las estructuras contractivas, como el pliegue descrito en la sección anterior, en el área de Lorca, se ha reconocido un sistema de fallas extensionales activo durante el Tortoniense Superior-Messiniense.

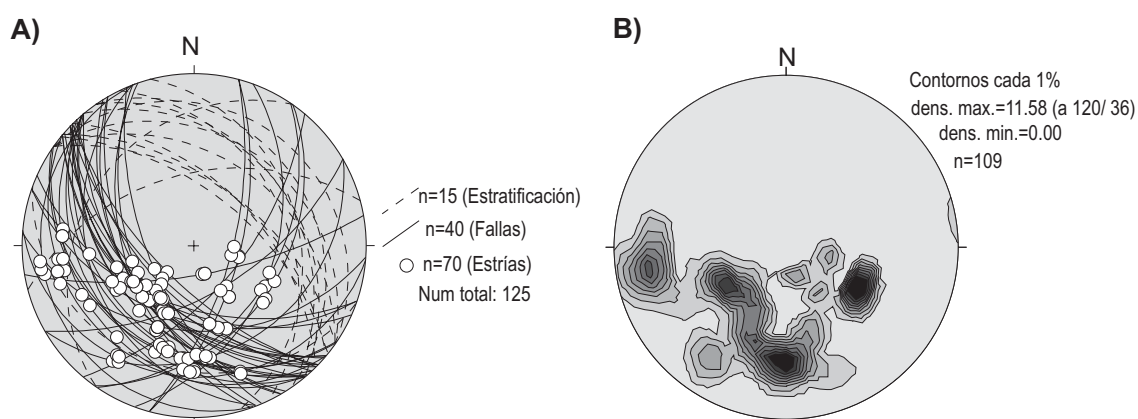


Figura 71 A) Representación estereográfica de las fallas normales de edad Tortoniense-Messiniense. Además se ha incluido la estratificación de los sedimentos basculados por las fallas. B) Diagrama de contornos de densidad de las estrías representadas en A). Representación equiangular en el hemisferio inferior.

Este sistema extensional constituido fundamentalmente por fallas normales lístricas de alto ángulo se observa bien en el borde suroriental de Sierra Espuña, donde las fallas tienen una dirección NE/SO y cortan a calciruditas y conglomerados de la Unidad IV (Tortoniense Superior). Las fallas tienen saltos del orden de 250 m y llegan a omitir a unidades o formaciones del basamento, por ejemplo en el borde oriental de Sierra Espuña (Mapa Geológico, Anexo de Mapas II y corte geológico 5-5', Figura 29).

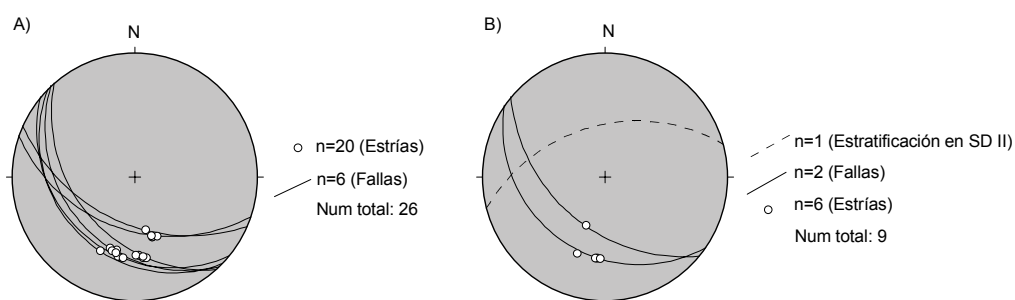


Figura 72 Fallas lístricas tortonienses con transporte hacia el S, aflorantes en la Sierra de la Tercia. A) Falla lístrica en el núcleo de la sierra. B) Falla en la terminación occidental de la sierra. Hemisferio inferior, proyección equiangular.



Figura 73 Falla lístrica de crecimiento con transporte hacia el SO (borde occidental de Sierra Espuña, bajo la localidad de Aledo). 2) Conglomerados rojos de la Fm. Carralaca (Serravaliense Superior-Tortoniense Inferior), 3) Calciruditas de la Fm. Tercia (Tortoniense Superior), 4) Margas de la Fm. Carivete (Tortoniense Superior), 5) Calciruditas de la Fm. Aledo (Messiniense). Nótese el basculamiento de las calciruditas tortonienses y la discordancia erosiva (trazado discontinuo grueso) en el extremo occidental, entre las unidades II y IV, que lateralmente, hacia el NE pasa a ser una paraconformidad en el seno de las calciruditas.

Las fallas de este sistema extensional se han representado en el diagrama estereográfico de la Figura 71 y muestran transporte tectónico hacia el O, SO, S y SE fundamentalmente. Las fallas más antiguas muestran mayoritariamente transporte hacia

el S y en los juegos más recientes domina el transporte hacia el O-SO. Las fallas tienen frecuentemente geometría lítrica, resultando en el basculamiento de las sucesiones sedimentarias de los bloques de techo afectadas (corte 3-3', Figura 29). Se han observado basculamientos hacia el N, NO y hacia el NE (los estratos basculados se han proyectado en el diagrama estereográfico de la Figura 71). Por ejemplo, al E del Alto de Manilla, en el núcleo de la Sierra de la Tercia hay fallas de geometría lítrica que cortan a los conglomerados de la Un. II y a calcarenitas tortonienses. En este caso se ha podido comprobar directamente la geometría lítrica ya que se puede recorrer la superficie de falla y se observa que aumenta su buzamiento conforme se asciende en la estructura, variando en la parte expuesta desde 48 a 30 grados. Los planos de falla se han representado en el estereograma A, Figura 72.

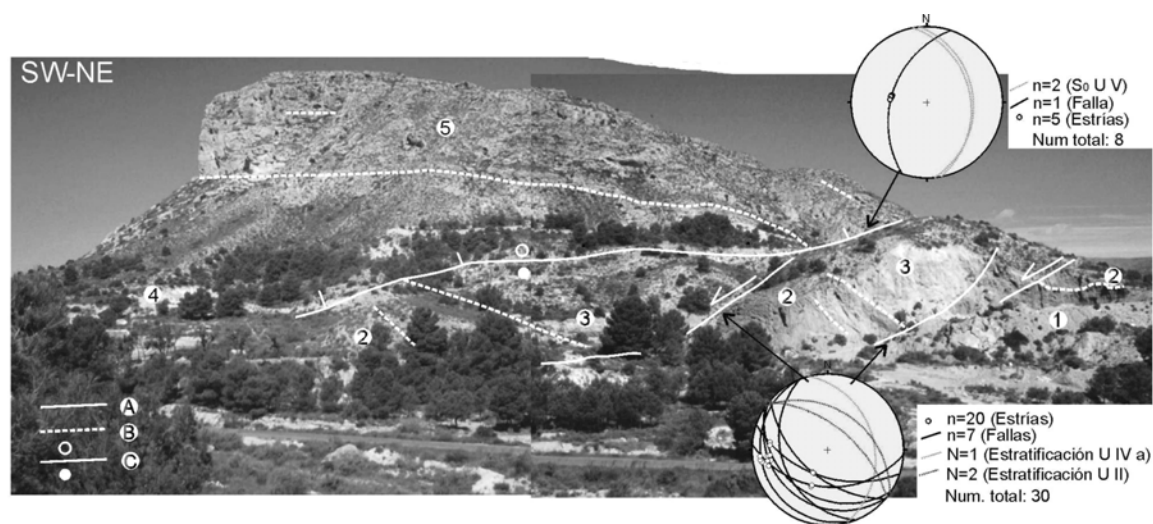


Figura 74 Fallas lítricas en el borde O de Sierra Espuña. La orientación de las fallas y estrías se ha representado en diagramas estereográficos incluidos en la Figura. El diagrama superior representa a una falla con transporte hacia el O que corta a la Formación Aledo (Messiniense). El diagrama inferior, muestra fallas con transporte hacia el SSO que cortan y rotan a las Fms. Carralaca y Tercia y a fallas más tendidas en el basamento con transporte hacia el O que a su vez fueron selladas por la Fm. Carralaca. Proyección equiárea en el hemisferio inferior. 1) Cataclasitas foliadas procedentes de esquistos de grano fino de la Un. de Tercia, 2) Fm. Carralaca, 3) Calcarenitas de la Fm. Tercia (Tortoniense Superior), 4) Margas de Carivete (Tortoniense Superior), 5) Calciruditas de Aledo (Messiniense). A) Falla; B) Contacto estratigráfico; C) El círculo relleno indica transporte tectónico hacia el observador.

La edad Tortoniense Superior-Messiniense de estas fallas se ha obtenido mediante el estudio de discordancias angulares producidas en relación con la geometría lítrica de

las fallas. Por ejemplo, la discordancia ilustrada en la Figura 73 entre calciruditas del Tortoniense Superior y conglomerados de la Unidad I pasa a ser lateralmente una paraconformidad dentro de las calciruditas que muestran geometría en cuña. Estas fallas cortan también a los sedimentos messinienses (Un. V), especialmente en el borde occidental de la Cuenca de Lorca que está definido por fallas con orientación NNO/SSE y transporte hacia el NE. La actividad tortoniense de esta fallas fué determinada también por Lonergan y Schreiber (1993), mediante criterios estratigráficos y sedimentológicos.

En la Figura 74 se observan las calcarenitas del Messiniense cortadas y basculadas por una falla normal con transporte hacia el ONO. Esta falla corta a fallas previas y a un despegue extensional de bajo ángulo entre sedimentos de las unidades II y IV y el basamento. Los sedimentos del Mioceno medio y del Tortoniense Superior (calciruditas) están basculados hasta 45-60° sobre el despegue, formando un “rider extensional” sellado por las margas de Carivete y las calciruditas del Messiniense. Conglomerados de la Unidad II basculados 40-50° hacia el N sobre un segmento de falla normal de muy bajo ángulo con transporte hacia el S se han observado también en la terminación occidental de Sierra de la Tercia.

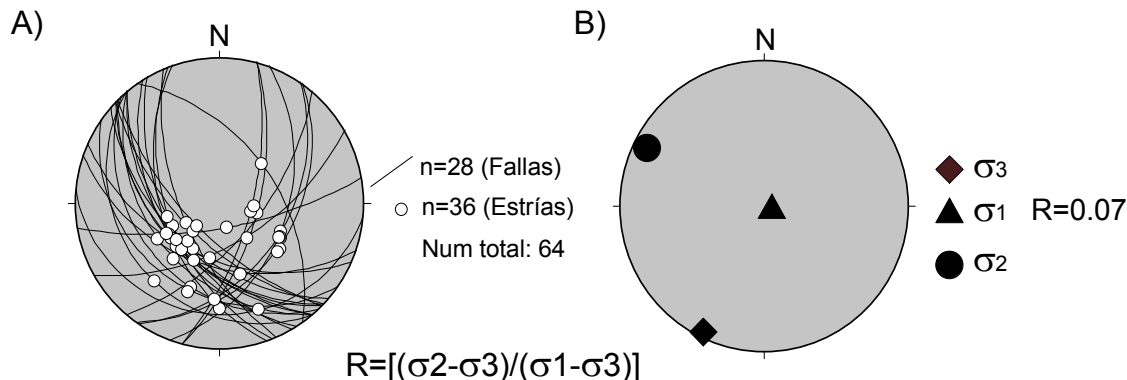


Figura 75 A) Representación estereográfica de fallas normales activas durante el Tortoniense Superior en el sector de Álora utilizadas para obtener el tensor de paleoesfuerzos B). Proyección equiangular.

Algunas de las fallas lítricas de alto ángulo cortan y basculan al anticlinal de Tercia, provocando la formación de un cierre perianticlinal con una pendiente axial de 20° en el extremo oriental de la sierra (Mapa Geológico, Anexo II de Mapas y corte 3-3', Figura 29).

Los depocentros donde se ha depositado el mayor espesor de margas de Carivete, U IV b (Tortoniense Superior), hasta 700 m de espesor cerca de Lorca y cerca de 350 al SO de Aledo, están limitados por fallas normales de este sistema, lo cual parece indicar que la subsidencia tectónica producida durante su depósito fue a favor de este sistema extensional. En el borde occidental de Sierra Espuña se han restituido estas fallas normales, en el corte 3-3' de la Figura 29 obteniéndose un factor de alargamiento de 1,2.

La edad de estas fallas es coincidente o indiferenciable de la edad de uno de los periodos de formación del anticlinal de Tercia, de hecho la orientación NO-SE del juego más tardío de fallas es compatible con un contexto de paleoesfuerzos contractivos de esta misma dirección como han indicado autores previos (Ott d'Estevou y Montenat, 1985; Montenat et al., 1987, Montenat et al., 1991).

Tensores de esfuerzos durante la tectónica extensional Tortoniense

Se han determinado los campos de esfuerzos responsables de la tectónica extensional activa durante el Tortoniense superior, utilizando el método de redes de búsqueda de Galindo Zaldívar y Lodeiro (1988). Para aplicar este método se han utilizado sólo aquellas fallas menores consideradas como no rotacionales, aflorantes en el entorno de Aledo. Curiosamente prácticamente toda la población de fallas estudiadas, especialmente las de alto ángulo, se pueden haber generado bajo un mismo campo de esfuerzos que produciría extensión radial, ya que el elipsoide de esfuerzos obtenido muestra una razón áxica próxima a 0 (Figura 75). Esta extensión de carácter radial explicaría las discrepancias entre los paleoesfuerzos extensionales calculados por autores previos que habían determinado elipsoides con el eje menor de dirección N-S (Armijo, 1977 y Lonergan, 1991) o de dirección NO-SE (Martínez Díaz, 1998)

4.9 TECTÓNICA TRANSCURRENTE EN EL ÁREA DE LORCA, FALLA DE SALTO EN DIRECCIÓN DE ALHAMA DE MURCIA (FAM)

La zona de falla de Alhama de Murcia, definida por Bousquet y Montenat (1974), se ha considerado como la causante de las deformaciones que afectan a los cuerpos sedimentarios en el área desde el Mioceno medio o desde la formación de la Cuenca de Lorca hasta la actualidad, por ejemplo (Montenat, 1977; Montenat et al., 1987;

Montenat et al., 1990; Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1991; Rodríguez Estrella et al., 1992; Martínez Díaz, 1998; Guillén Mondéjar, 1994; Guillén Mondéjar et al., 1995). Según estos autores la Cuenca de Lorca sería una cuenca "pull-apart" formada por relevo trastensivo entre la FAM y el contacto entre el dominio Sudibérico (DSI) y el DCA, considerado como una falla sinistral. Sin embargo, el contacto entre el DCA y el DSI es un retrocabalgamiento con transporte hacia el SE, activo durante el Burdigaliense, (Lonergan et al., 1994) y la FAM es una falla sinistral post-miocena como se discutirá a continuación.

Otros autores han considerado que la actividad de la FAM comienza con posterioridad al Tortoniense al considerar que el elipsoide de esfuerzos obtenido para el Tortoniense (extensión N-S) es incompatible con este tipo de fallas (Lonergan, 1991). Los datos propios, de orientación de estructuras, expuestas en los apartados anteriores también muestran una incompatibilidad de los campos de esfuerzos existentes durante el Tortoniense (extensión radial y contracción NO-SE) con la orientación N55° y cinemática sinistral de la FAM que requiere una dirección de acortamiento principal de NNE-SSO a N-S.

Todos los trabajos que defienden la edad pre-tortoniense de la falla de Alhama de Murcia (FAM) se basan en que el anticlinal de la Sierra de la Tercia se formó en relación con la FAM, sin embargo como se ha visto en el apartado dedicado a dicho pliegue, éste forma parte de una lineación anticlinoria de más de un centenar de km, que incluye a las sierras Estancias, Tercia y Espuña, que es cortada por la FAM. La única discordancia progresiva que ha sido atribuida a la actividad de esta falla, durante el Tortoniense Inferior, Martínez Díaz (1998), ha sido reinterpretada en este trabajo como ligada a una falla normal lítrica.

Los datos estratigráficos parecen apoyar la existencia de un antiformal formado durante el Tortoniense Inferior sobre el que transgredirían los sedimentos de las unidades III y IV. El núcleo del anticlinal estaba formado por unidades alpujarrides bajas, que aportaron cantos a los sedimentos de estas unidades, como indican Montenat et al. (1990). La Fm. de los Secanos (U IV b), por ejemplo, formada por conglomerados de medios continentales, transgresiva sobre el basamento, aflora a ambos lados de la FAM y de la Depresión del Guadalentín donde muestra sentidos de paleocorrientes contrarias, con transporte hacia el NO en la Sierra de la Tercia y hacia el SE en el borde meridional de la depresión del Guadalentín (Montenat et al., 1990 y De Larouziere y Ott

d'Estevou, 1990). Esta distribución de las paleocorrientes ha sido el argumento utilizado por estos autores para considerar que entre los afloramientos al N y S de la depresión del Guadalentín habría durante el Tortonense Superior un antiforme constituido por rocas de la Unidad de Almagro.

Todas las unidades descritas son correlacionables a ambos lados de la FAM, excepto las que han sido erosionadas durante el Tortonense, en relación con la formación del pliegue, presentando prácticamente las mismas facies. Durante el Messiniense, la procedencia de los cantos cambia pasando de ser alpujárrides procedentes del SE a ser subbéticos procedentes del N. Los cantos subbéticos se encuentran en la U VI a ambos lados de la Sierra de la Tercia indicando que durante su depósito esta Sierra habría sido colmatada.

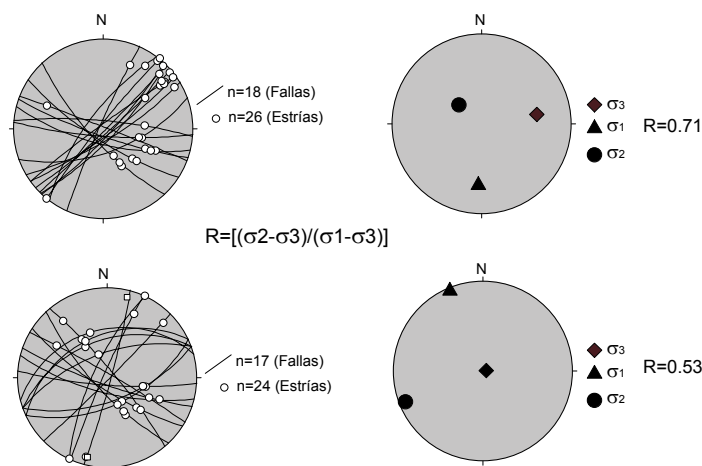


Figura 76 Diagramas de orientación de fallas, estrias y fibras de yeso medidas al S de Sierra de la Tercia, que dan lugar a escarpes de falla, junto con los diagramas de paleoesfuerzos obtenidos a partir de ellos. Hemisferio inferior, proyección equiangular.

El único periodo durante el cual la falla de Alhama de Murcia condiciona la topografía del área y se producen discordancias progresivas relacionadas con su actividad es a partir del Messiniense superior?-Plioceno, periodo en el cual hay un hiato deposicional. También durante el Pleistoceno-Holoceno la sedimentación en el Corredor del Guadalentín está condicionada por la actividad de esta falla (Baena et al., 1993; Bousquet, 1979; Bousquet y Montenat, 1974; De Larouziere y Ott d'Estevou, 1990, Silva et al., 1992a; 1992b; Silva, 1994; Silva et al., 1997 y Martínez Díaz, 1998). Por estas razones he considerado que la FAM habría sido activa desde el Messiniense superior hasta la actualidad, siendo responsable de la topografía actual del área y de la elevación desde el Plioceno Superior de la Sierra de la Tercia, cuyo basamento comienza a aportar cantos a la Cuenca de Lorca en el Plioceno Superior-Pleistoceno inferior por primera vez desde el Tortonense.

La FAM además de ser una falla de dirección sinistra, tiene una componente de falla inversa de alto ángulo, produciendo una elevación topográfica importante del bloque N respecto al Corredor del Guadalentín (Martínez Díaz, 1998), con una diferencia topográfica actual de hasta 600 m. Junto a la FAM hay otras fallas asociadas a ella; fallas conjugadas, dexas de dirección aproximada N120°E, ver diagrama en la Figura 76, como la Falla de las Viñas, en el borde NE de la Sierra de las Estancias, en las proximidades de Lorca, activa durante el Pleistoceno (Martínez Díaz, 1998).

Para determinar la orientación del tensores de paleoesfuerzos en el sector de Lorca se ha aplicado el método de redes de búsqueda de Galindo Zaldívar y Lodeiro (1998) a una población de fallas que afectan a sedimentos messinienses y pliocenos del borde S del anticlinal de Sierra de la Tercia. Se han obtenido dos elipsoides distintos, el primero de ellos muestra una compresión meridiana con una razón áxica de 0,7 que sería responsable de la actividad sinistra de la falla de Alhama de Murcia y de la actividad de fallas dexas-normales de orientación ONO-ESE (Figura 76).

El segundo elipsoide obtenido se caracteriza por una compresión de orientación NO-SE con una razón áxica de 0.5 y es compatible con la actividad inversa de la Falla de Alhama de Murcia y con fallas sinistras de dirección N10-N30°E. Estos datos apoyan la idea generalmente aceptada de que desde el Messiniense hasta la actualidad se han alternado dos direcciones de acortamiento una de dirección NNE-SSO y otra de dirección NNO-SSE (Armijo, 1977; Ott d'Estevou et al., 1985; Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1992; Martínez Díaz, 1998) que se han ido alternando en el tiempo haciendo que la FAM haya tenido una actividad alternante como falla sinistra e inversa, como lo demuestra la existencia de estrías y fibras de yeso coherentes con ambos desplazamientos sobre superficies de falla de dirección N55°E (Martínez Díaz, 1998 y datos propios (Figura 76).

5 EL DOMINIO CORTICAL DE ALBORAN EN EL ÁREA DE VERA

El área de Vera se sitúa en el extremo oriental de las Béticas, en la provincia de Almería, quedando comprendida entre las hojas cartográficas 1:50.000 de Huercal Overa (996), Vera (1014), Sorbas (1031), Mojacar (1032), Garrucha (1015) y Aguilas (997).

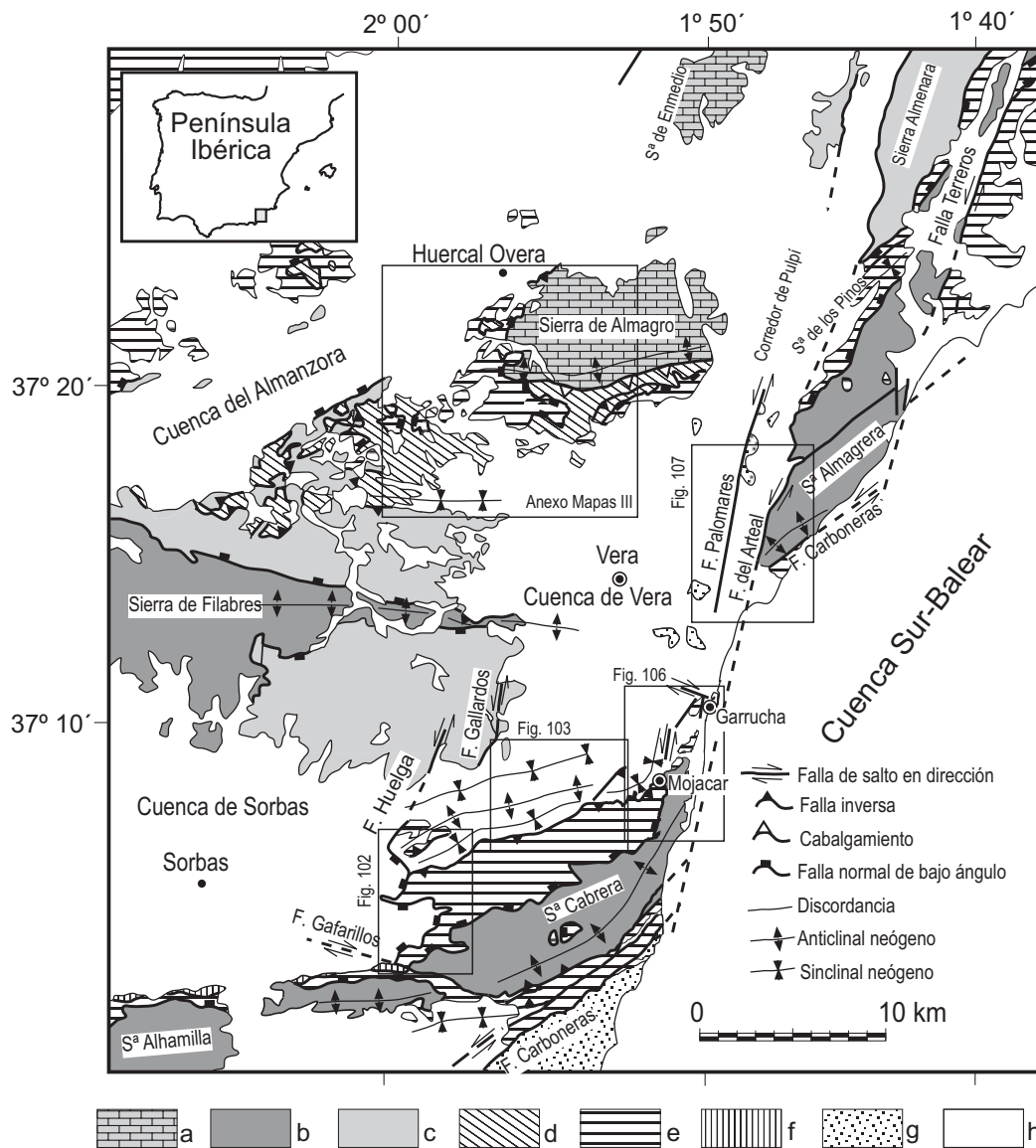


Figura 77 Mapa de situación geológica del área de Vera a) Un. de Almagro b) Un. de Calar-Alto c) Un. de Bédar-Macael d) Un. del Almanzora e) Un. Alpujárrides f) Complejo Maláguide g) Rocas Volcánicas Neógenas h) Sedimentos Neógeno-Cuaternarios.

Esta área se caracteriza por presentar varias depresiones rellenas de sedimentos neógeno-cuaternarios, situadas entre sierras donde aflora el basamento metamórfico. Estas sierras suelen mostrar una estructura antiformal abierta, de radio kilométrico y de eje E-O o ENO-OSO, en cuyo núcleo afloran los materiales del basamento metamórfico. La depresión que ocupa la mayor extensión y cuyo nombre he utilizado para denominar a este área, es la depresión de Vera, que se encuentra flanqueada por las sierras de Almagro al N, Almagrera al E, Cabrera al SO y por la Sierra de Filabres al NO (Figura 77). Además tiene conexión con otras áreas deprimidas: al O con la Cuenca de Sorbas, formando una depresión de dirección E-O, al SE con la Cuenca Sur-Balear y al NE con el Valle de Pulpí que conecta a la Depresión de Vera con las depresiones de Huerca Overa y el Valle del Guadalentín (Figura 77). La Depresión de Vera y el resto de las depresiones adyacentes a ella, como la Depresión de Sorbas, Huerca Overa, Níjar o la Depresión de Lorca más al Norte están rellenas por sedimentos del Neógeno y Cuaternario, en gran parte marinos. Al menos durante el Tortoniense-Messiniense estas cuencas estaban todas comunicadas entre sí y con las cuencas de Alborán y Surbalear al Sur y al E respectivamente, por lo que muestran un relleno sedimentario correlacionable con el relleno de ambas Cuencas.

Generalmente la distribución de sedimentos del Neógeno superior describe una geometría sinforme de eje paralelo al de los antifformes donde aflora el basamento. Esta geometría sinformal fue adquirida durante el Neógeno superior, coetáneamente al depósito sedimentario y paralelamente a la formación de los antifformes que afectan al basamento (Weijermars et al., 1985). Por esto, el máximo espesor de sedimentos neógenos suele encontrarse en el núcleo de las estructuras sinformales, especialmente en las depresiones de Sorbas, Tabernas y la parte occidental de la depresión de Vera (Ott d'Estevou y Montenat, 1990).

Este patrón general de distribución de sedimentos se rompe en la parte oriental de la Depresión de Vera, ya que las sierras pasan a tener una orientación NNE-SSO, subparalela a la orientación de la falla de salto en dirección de Palomares (Bousquet et al., 1975), que corta a los antifformes de Sierra Cabrera y a la prolongación hacia el E del antifforme de Sierra de los Filabres produciendo un desplazamiento sinistrorso de sus núcleos de aproximadamente 15 km según Weijermars (1991).

En este capítulo se pretende estudiar el origen y la evolución temporal de los antifformes que afectan al DCA en esta área así como la relación entre los antifformes y las fallas de salto en dirección, en el sentido de si son estructuras coetáneas en el tiempo y de si el desplazamiento producido por las fallas de salto en dirección es compensado con la formación de los pliegues, frente a un modelo donde las fallas sean más recientes que los pliegues y simplemente los corten.

Además se han obtenido nuevos datos estructurales y de metamorfismo de las unidades del DCA que han sido menos estudiadas en este sector.

5.1 EL COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE EN EL ÁREA DE VERA

El Complejo Nevado-Filábride ha sido muy estudiado en este sector por autores previos, especialmente en la Sierra de Filabres, por este motivo no ha sido tratado en esta tesis. La bibliografía relativa a este complejo, así como los rasgos litoestratigráficos y tectónicos más relevantes han sido discutidos en el capítulo II de esta tesis. La distribución de unidades del Complejo Nevado-Filábride en el área ha sido representada en el mapa de situación geológica de la Depresión de Vera, en la Figura 77. Como se puede observar en este mapa la Un. de Calar-Alto sensu García Dueñas et al. (1988 a y b) y Soto (1991) aflora en el núcleo de las sierras de Filabres, Cabrera y en Sierra Almagrera. En la Sierra de Filabres tiene un espesor de 4,5 km (Soto, 1991 y Martínez Martínez y Azañón, 1997). La Unidad de Bédar-Macael aflora en la Sierra de Filabres, al sur de Sierra Cabrera y además forma los relieves de Sierra Almenara al NE del sector de Vera. Esta unidad tiene un espesor de 650 m según Soto (1991).

5.2 LA UNIDAD DE ALMAGRO

La Unidad de Almagro aflora en el núcleo de la Sierra de Almagro y en varias sierras a lo largo de la depresión del Guadalentín. Esta unidad ha sido considerada por diversos autores como perteneciente al Dominio Sudibérico debido a su gran parecido litoestratigráfico con el Subbético y a las similitudes texturales y geoquímicas entre las intrusiones básicas presentes en la U. de Almagro y en el Subbético (Kozur et al., 1985; Simon, 1987; Puga y Torres Roldán, 1989, De Jong, 1991 y 1993) sin embargo no se observa la relación entre esta unidad y las unidades del Complejo Nevado Filábride por lo que no se puede afirmar mediante criterios cartográficos que ocupe una posición estructural inferior. La relación tectónica actual entre la unidad de Almagro y las unidades que la cubren se ha ilustrado en el mapa tectónico de la Sierra de Almagro ilustrado en el anexo de mapas III y en los cortes geológicos obtenidos de este mapa, ilustrados en la Figura 78.

El metamorfismo alcanzado por esta unidad, de aproximadamente 275-300 °C y 3-4 kb de presión (Sánchez Vizcaíno et al., 1991 y datos propios) y su posición estructural respecto a las unidades alpujárrides que la cubren son análogas a las de las unidades alpujárrides de tipo D de Azañón et al. (1994) o de Lújar-Gádor y por este motivo diversos autores han considerado a la

Un. de Almagro como una unidad alpujárride inferior (Durand Delgá y Fontboté, 1960; Aldaya et al., 1979, Delgado et al., 1981; Martín y Braga, 1987 y Sánchez Vizcaíno et al., 1991).

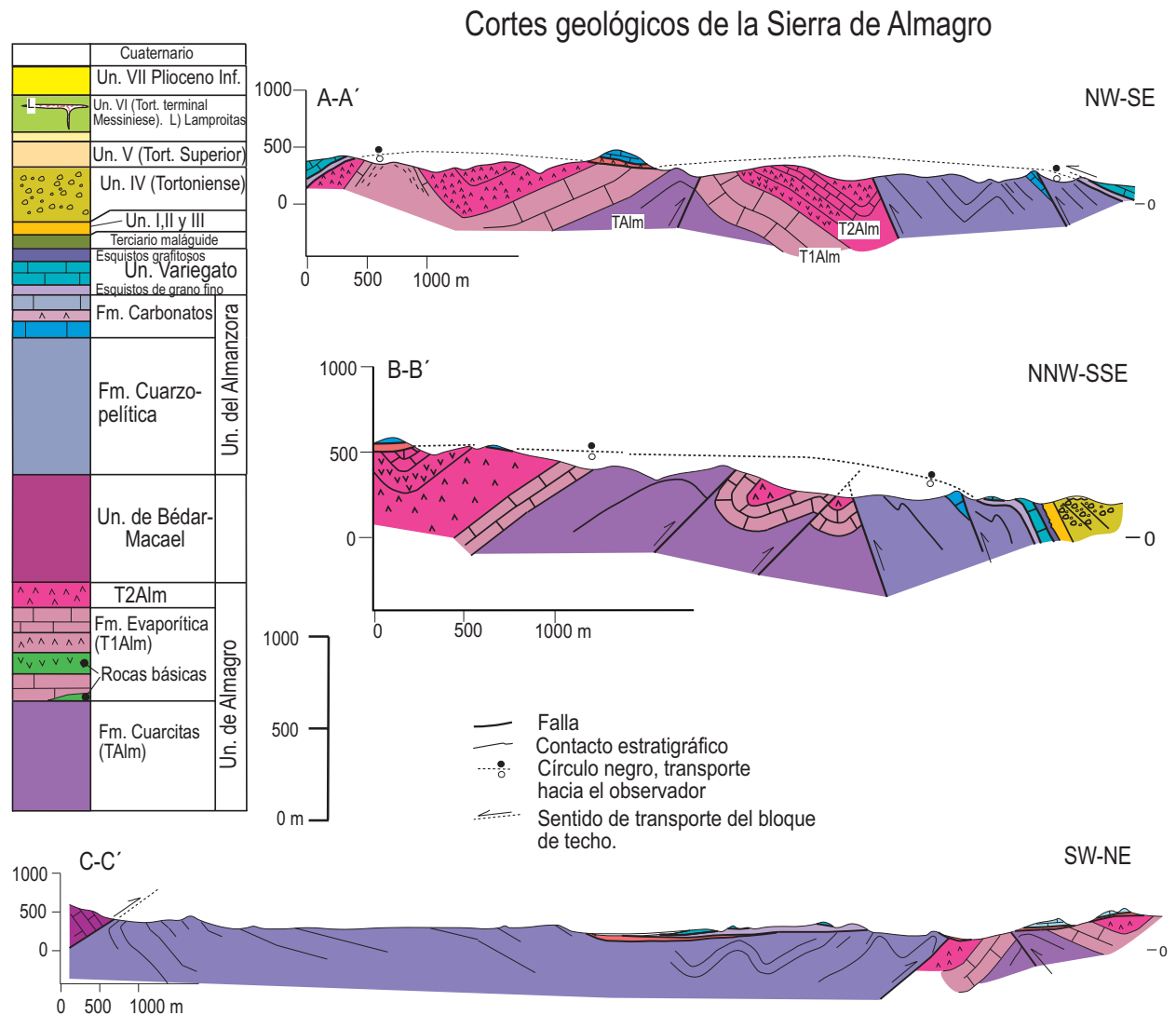


Figura 78 Cortes geológicos de la Sierra de Almagro. Leyenda litológica y posición geográfica de los cortes en el Anexo de mapas III.

La Unidad de Almagro incluye dos formaciones. La inferior es fundamentalmente detrítica y está formada por cuarcitas y pizarras de color violáceo o rojizo a techo de las cuales suele haber yesos o cuerpos de rocas básicas. Se puede estimar para esta formación una potencia mínima de 600 m, ya que no aflora su base, ver cortes geológicos A-A' y B-B' en la Figura 78. La formación superior muestra un carácter evaporítico, estando constituida por paquetes de calizas y dolomías entre los cuales se intercalan pizarras y yesos (ver columna litológica de la Sierra de Almagro junto al mapa geológico de esta área en el Anexo de mapas III). Ha sido datada como Trías medio y Superior (Kozur et al., 1985). El importante volumen de rocas

básicas intruidas en esta unidad aparecen fundamentalmente como un sill más o menos continuo que reemplaza a la intercalación de yesos y pizarras de la formación evaporítica de esta unidad. Se ha estimado un espesor mínimo de 600 m para esta formación, ya que el contacto que la limita a techo es una superficie de falla que produce omisión de parte de ella. Sobre esta formación se sitúa, en la Sierra de Almagro, mediante un contacto mecánico, una formación evaporítica constituida por yesos y rocas carbonatadas del Trías superior (Unidad de Cucharón de Simon (1963)), de atribución muy discutida. Algunos autores han considerado a esta formación como una parte despegada de la formación evaporítica de la Unidad de Almagro (Voermans et al., 1980) y otros como una parte despegada de la f. evaporítica de la Unidad del Almanzora (Simon, 1987; De Jong, 1991). En este trabajo se ha representado en mapas y en la columna litológica del área como parte de la formación Triásica de la Unidad de Almanzora, sin embargo al tratarse de rocas carbonatadas y yesos no se ha podido determinar el metamorfismo que la afecta y por tanto su atribución a esta unidad es muy discutible.

5.2.1 ESTRUCTURA Y METAMORFISMO EN LA UNIDAD DE ALMAGRO

La fábrica tectónica de esta unidad es distinta a la de las unidades alpujárrides como ha puesto de manifiesto De Jong (1991), ya que la fábrica planar más penetrativa que muestra es un clivaje pizarroso (S_1) subparalelo a la S_0 (Figura 79), a diferencia de las unidades alpujárrides donde incluso en las pelitas permo-triásicas de menor grado metamórfico la foliación principal es un clivaje de crenulación penetrativo (S_2) que afecta a una foliación previa (S_1). En la Figura 79 se muestran láminas delgadas correspondientes a la Unidad de Almagro y a la Unidad de Tercia, donde se observan las diferencias entre ambas unidades.

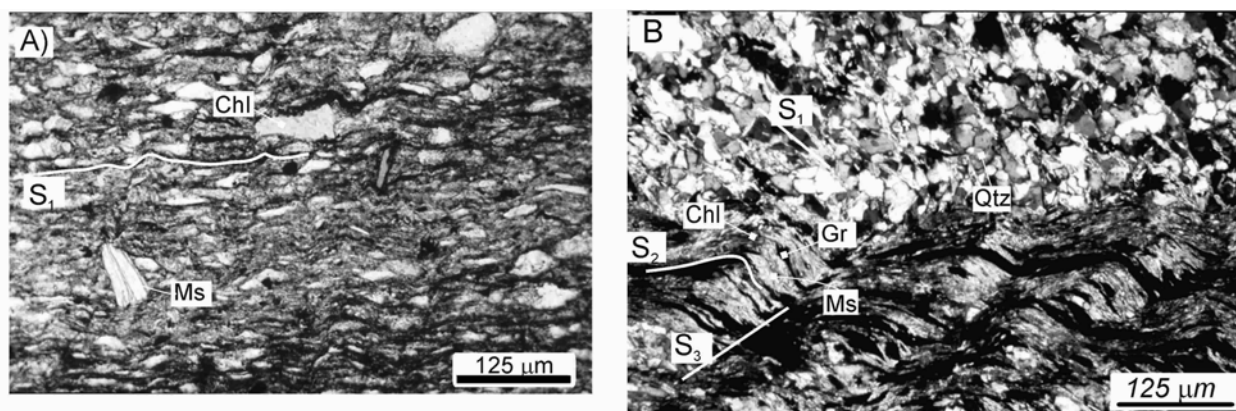


Figura 79 A) Pelita de Almagro; el clivaje pizarroso marcado por la alineación de minerales opacos se ha desarrollado fundamentalmente por mecanismos de disolución por presión, sin crecimiento mineral. B)

Muestra de la Unidad de Tercia; la foliación principal, S_2 es un clivaje de crenulación que afecta a una foliación previa S_1 y además estas foliaciones están afectadas a su vez por un clivaje de crenulación espaciado (S_3). Chl (clorita), Ms (moscovita), Gr (grafito).

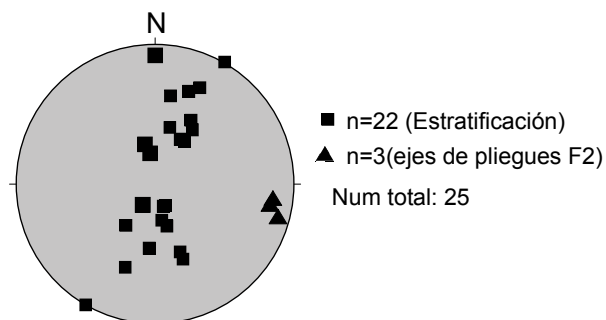


Figura 80 Representación estereográfica de la orientación de polos de la estratificación en la Unidad de Almagro y de ejes de pliegues F2. Hemisferio inferior, diagrama equiangular.

En la Unidad de Almagro se conservan perfectamente los rasgos sedimentarios primarios, de forma que la superficie de referencia que se puede medir con mayor comodidad es la estratificación, que generalmente muestra una dirección ONO/ESE, ver representación de polos de la estratificación en la Figura 80.

La pizarrosidad en la Unidad de Almagro está afectada muy localmente por pliegues asimétricos F_1 de escala decamétrica o hectométrica con vergencia hacia el NNE que desarrollan clivaje de crenulación en las zonas de charnela. Además de estos pliegues, la Un. de Almagro está afectada tanto en la Sierra de Almagro como en la Sierra de Carrascoy por pliegues con longitud de onda kilométrica, ligeramente asimétricos con vergencia hacia el S-SSO (F_2) descritos en la Sierra de Carrascoy por Kampschuur et al. (1973), similares a los pliegues F_4 que afectan al Complejo Nevado-Filábride descritos por Vissers (1981), Behrmann (1982), Martínez-Martínez (1986a), Soto (1993) y Martínez Martínez y Azañón (1998) aunque de vergencia contraria. Localmente asociado a estos pliegues, se desarrolla un clivaje de crenulación muy espaciado (Figura 78a), a veces con mineralizaciones asociadas, como en la Mina de los Tres Juanes al Sur de la Sierra de Almagro. Los pliegues F_2 están cortados por el contacto con la Unidad de Variegato, ver cortes geológicos en la Figura 78.

La presencia de anfíboles azules en las metabasitas de la Unidad de Almagro llevó a Simon (1963) a considerar que estas rocas habían sufrido un metamorfismo de alta presión, sin embargo Sánchez Vizcaino et al. (1991) tras hacer un estudio detallado del quimismo de los minerales metamórficos que están presentes en estas rocas concluye que los anfíboles son de tipo riebeckita, con un amplio campo de estabilidad. A partir de la composición de pares de anfíboles

sódicos ricos en hierro y cloritas obtienen condiciones termobarométricas de 4kb y aproximadamente 300 °C.

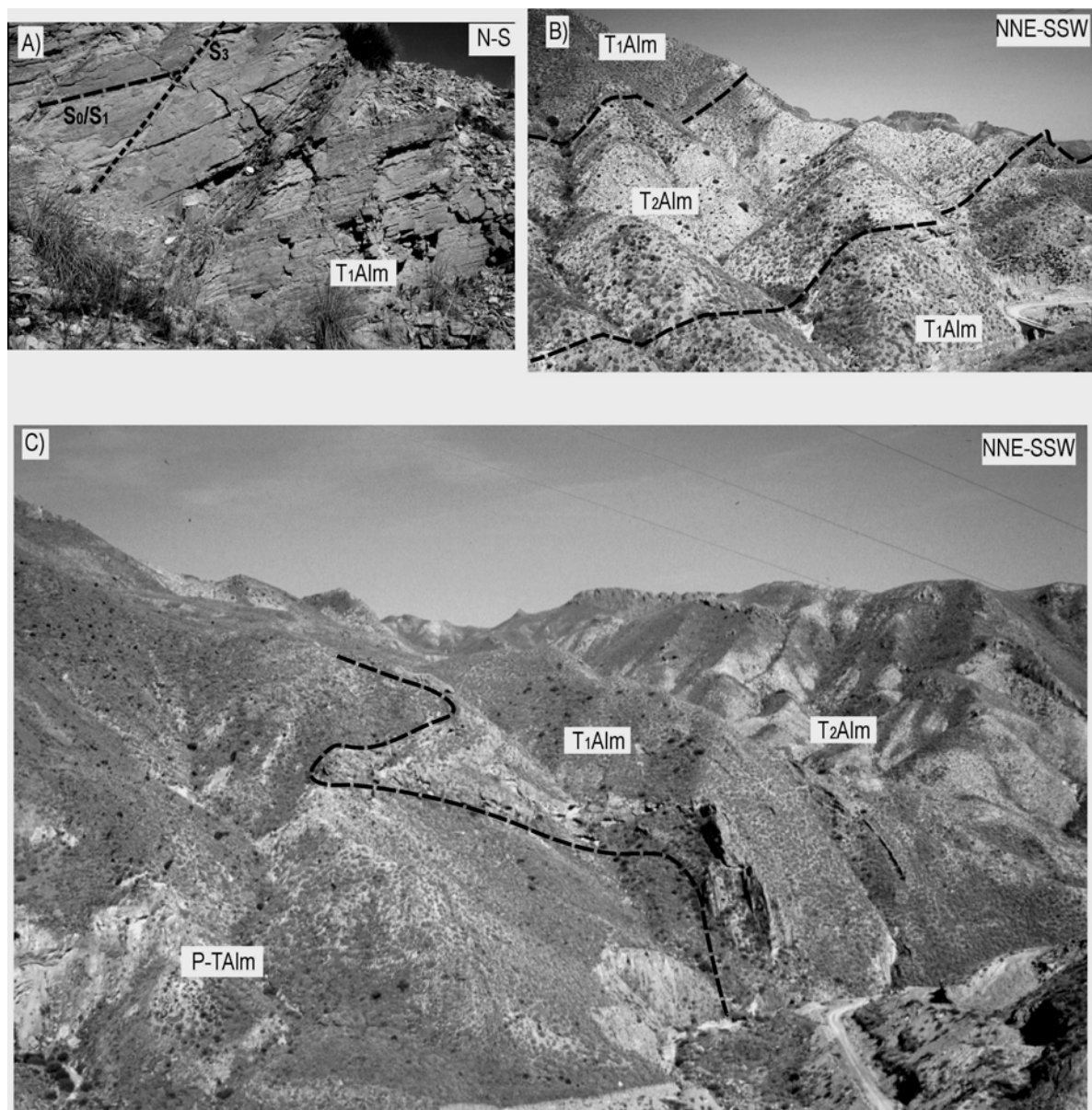


Figura 81 Pliegues con vergencia SSE afectando a la Unidad de Almagro y estructuras asociadas. A) Calizas triásicas (T1Alm) afectadas por superficies de clivaje espaciado asociadas a pliegues asimétricos con vergencia hacia el SSO. Brújula sobre falla inversa, asociada a estos pliegues, mineralizada con óxidos de hierro. B) Sinclinal con flanco N invertido afectando a calizas (T1Alm) y yesos (T2Alm) Triásicos de la U. de Almagro. C) Flanco S de pliegue mayor con vergencia hacia el S en cuyo núcleo aflora las cuarcitas Permo-Triásicas (P-Talm) de la Unidad de Almagro.

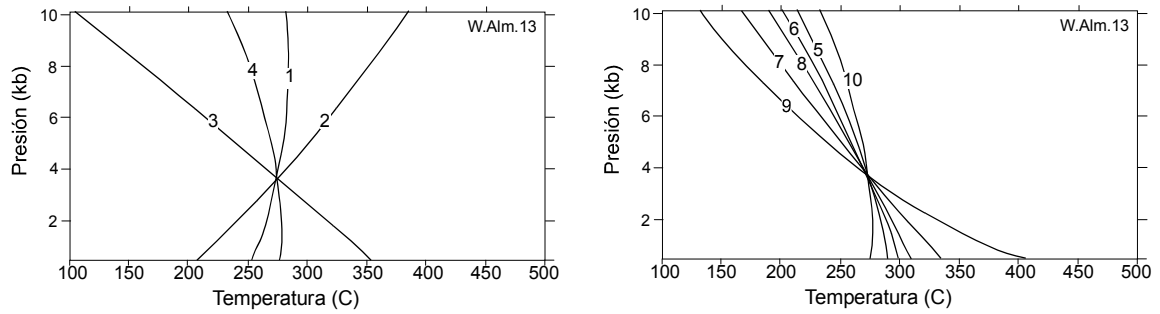


Figura 82 Diagramas P-T obtenidos a partir de la composición de pares mica-clorita en pelitas de la Unidad de Almagro con el programa TWEEQU de Berman (1991) utilizando datos termodinámicos de Berman (1988), Vidal et al. (1992) y modelos de solución sólida para micas y cloritas de Vidal y Parra (2001) para el equilibrio entre las fases agua (W), cuarzo (aQz), pirofilita (Apr), sudoita (Sud), amesita (AmV), clinocloro (Chl), Alceladonita (Atd) y moscovita (Ms). 1: $2 \text{ ATd} + 3 \text{ sud} = 2 \text{ AmV} + 2 \text{ Ms} + 7 \text{ aQz} + 4 \text{ W}$; 2: $4 \text{ ATd} + 3 \text{ sud} = 2 \text{ Chl} + 4 \text{ Ms} + 7 \text{ aQz} + 4 \text{ W}$; 3: $\text{ATd} + \text{AmV} = \text{Chl} + \text{Ms}$; 4: $7 \text{ aQz} + 4 \text{ AmV} + 4 \text{ W} = 3 \text{ sud} + 2 \text{ Chl}$; 5: $\text{AmV} + 2 \text{ APr} + 2 \text{ W} = 4 \text{ aQz} + 2 \text{ sud}$; 6: $2 \text{ Chl} + 8 \text{ APr} + 4 \text{ W} = 23 \text{ aQz} + 5 \text{ sud}$; 7: $2 \text{ Chl} + 4 \text{ APr} = 15 \text{ aQz} + 2 \text{ AmV} + \text{sud}$; 8: $23 \text{ AmV} + 14 \text{ APr} + 30 \text{ W} = 8 \text{ Chl} + 26 \text{ sud}$; 9: $4 \text{ Chl} + 6 \text{ APr} = 26 \text{ aQz} + 5 \text{ AmV} + 2 \text{ W}$; 10: $4 \text{ AmV} + 7 \text{ aQz} + 4 \text{ W} = 2 \text{ Chl} + 3 \text{ sud}$

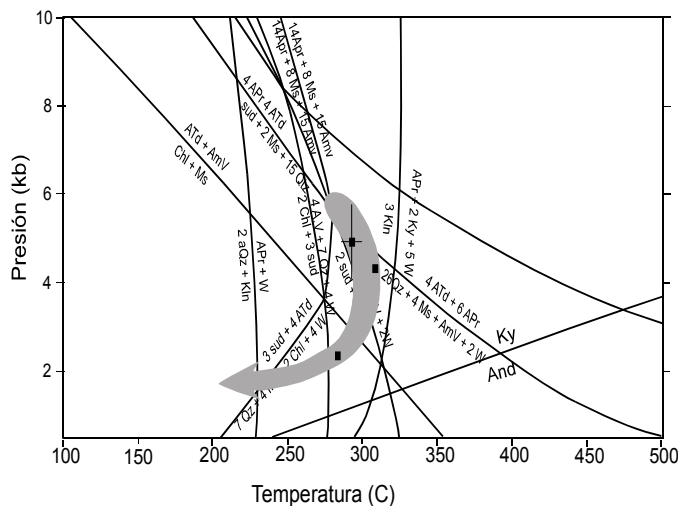


Figura 83 Trayectoria P-T de filitas de Almagro (muestra W.Almo.13, posición geográfica ilustrada en el mapa estructural de la S^a de Almagro en el Anexo III), obtenida a partir de pares mica-clorita. Condiciones P-T determinadas mediante el programa TWEEQU de Berman (1991) con datos termodinámicos de Berman (1988) y modelos de solución sólida de clorita y fengita de Vidal y Parra (en prensa).

En las muestras pelíticas prácticamente no se observa crecimiento mineral, o al menos no asociado a ninguna fábrica penetrativa, sin embargo se observan cloritas y moscovitas, precinemáticas respecto al clivaje pizarroso, que parecen haber crecido en condiciones estáticas, reemplazando a filosilicatos detríticos previos. Se han analizado pares de mica y clorita que presentaban contactos entre sí, y tras obtener la fórmula estructural de estos minerales, se han calculado las condiciones de equilibrio utilizando el programa TWEEQU de Berman (1991) con datos termodinámicos de Berman (1988) y modelos de solución sólida para micas y cloritas de Vidal y Parra (2001). En la mayoría de los casos no se han obtenido condiciones de equilibrio entre los pares estudiados, quizás porque una parte de las micas sean de origen detrítico, sin

embargo los equilibrios obtenidos para cloritas y cuarzo se han utilizado como geotermómetro, obteniendo siempre temperaturas comprendidas entre los 250 y los 300 °C, de acuerdo con las condiciones estimadas por Sánchez Vizcaino et al. (1991) en las metabasitas. Dos de los equilibrios obtenidos han sido ilustrados en la Figura 82. A partir de las condiciones de equilibrio determinadas para los pares mica-clorita o clorita-cuarzo se ha obtenido la trayectoria P-T de la Unidad de Almagro, representada en la Figura 83. La trayectoria P-T muestra un pico metamórfico en torno a los 300 °C y 4,2 kb. Además se han obtenido datos que podrían corresponder a la parte retrógrada de la trayectoria metamórfica (2,3 kb y 284 °C). Estos datos termobarométricos son muy similares a los obtenidos por Aguirre et al. (1995) a partir de asociaciones con pumpellita en metabasitas del Subbético de Antequera, por lo que la Unidad de Almagro no sólo se parece al Subbético desde el punto de vista estratigráfico y geoquímico si no también desde el metamórfico, si se compara con rocas del Subbético que han subducido bajo el DCA como es el caso de las rocas descritas por Aguirre et al. (1995).

Junto a las diferencias en cuanto a fábrica y eventos deformacionales que afectan a la Unidad de Almagro respecto a unidades típicamente alpujárrides, hay criterios estratigráficos que podrían indicar que esta unidad ha ocupado una posición inferior en la pila de unidades presentes en el área. Por ejemplo en el área de Lorca-Alhama los cantos procedentes de la erosión de la Unidad de Almagro entran en el sistema sedimentario con posterioridad a los cantos del Complejo Nevado-Filábride. Concretamente, se observan cantos de micasesquistos y anfibolitas de la Un. de Bédar-Macael en conglomerados de la Formación de Carraclaca de la Unidad II de edad Serravalliense Superior-Tortonense Inferior. Sin embargo, los cantos de la Unidad de Almagro se observan por primera vez en los conglomerados de la Formación Peñones, de la Unidad III de edad Tortonense Inferior. En el área de Vera no se observa este decalaje entre la edad de entrada en la cuenca de los cantos del Complejo Nevado Filábride y los de la Unidad de Almagro (Barragán, 1997).

5.3 EL COMPLEJO ALPUJÁRRIDE EN EL ÁREA DE VERA

En el área de Vera se han diferenciado tradicionalmente dos unidades alpujárrides. La Un. del Almanzora de posición inferior fue definida por Simon (1987) y aflora sólo en el borde N de la Sierra de Filabres y en la Sierra de Almagro. Sobre ella se encuentra la Un. de Variegato definida por Simon (1963) y que muestra una distribución areal mayor, constituyendo gran parte de los afloramientos alpujárrides de Sierra Cabrera (Rondeel, 1965) y de la Sierra de los Pinos, en el bloque oriental de la Falla de Palomares, donde se ha denominado Un. de Ramonete

(Alvarez, 1987). Al N de la Sierra de Filabres la Un. de Variegato ha sido correlacionada con la Un. de Partaloo aflorante en la Sierra de las Estancias (Akkerman et al., 1980).

A continuación se describirán las características litoestratigráficas, petrológicas y estructurales de las unidades alpujárrides aflorantes en el sector de Vera.

5.3.1 UNIDAD DEL ALMANZORA

Esta unidad fue definida por Simon (1987) e incluye las unidades de Ballabona y Cucharón de Simon (1963). Está compuesta por dos formaciones, la inferior que alcanza una potencia superior a 2 km (ver corte geológico C-C' de la Figura 78) está constituida especialmente por cuarcitas, metapsanmitas y esquistos de grano fino con intercalaciones de calizas y yesos a techo. Las intercalaciones carbonatadas de esta formación han sido datadas como Ladiniense Superior (Kozur et al., 1985). La formación superior, con unos 200 m de espesor, está formada de abajo arriba por yesos con intercalaciones de filitas, carbonatos y rocas básicas y por rocas carbonatadas datadas como Ladiniense Superior y Carniense (Simon, 1966 y Kozur et al., 1985).

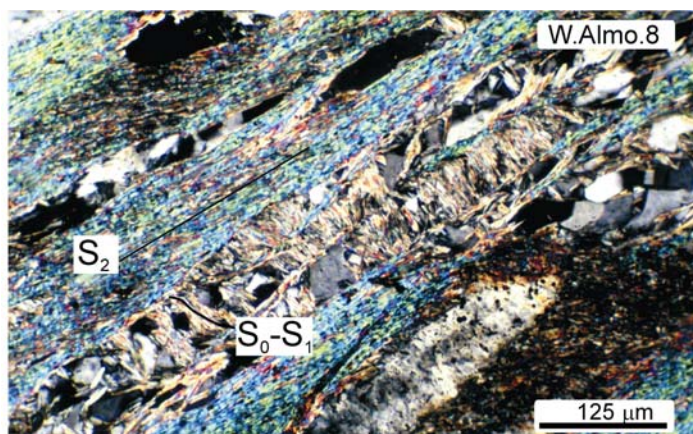
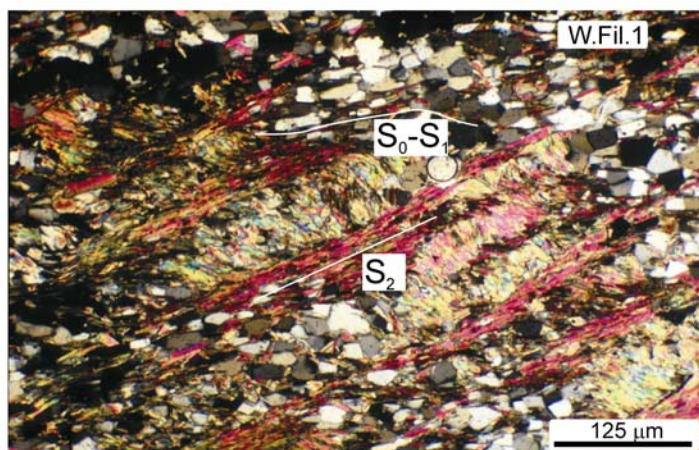
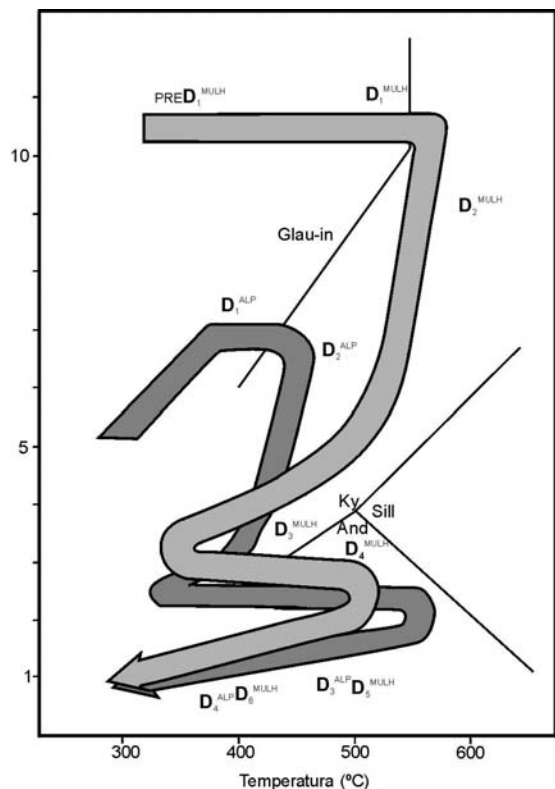


Figura 84 Metapelitas de la Un. del Alanzora. La foliación S_1 es subparalela al bandeo composicional marcado por la alternancia de niveles ricos en micas con otros ricos en granos de cuarzo, interpretados como una laminación sedimentaria (S_0). Posición geográfica de ambas muestras ilustrada en el mapa estructural de la Sierra de Almagro.



La formación meta-evaporítica de esta unidad se encuentra siempre despegada o muestra un contacto tectónico con la formación cuarzo-pelítica inferior. Además frecuentemente la formación superior es toda ella una zona de falla con grandes porfidoclastos de rocas carbonatadas y de metabasitas inmersos en una matriz milonítica de yesos que muestra una

lineación mineral penetrativa, generalmente de dirección NE-SO. Sobre esta zona de falla descansan rocas correspondientes a la Un. de Variegato, en el entorno de la Sierra de Almagro, o klippes de rocas de la Un. de Bédar-Macael que a su vez están cubiertos por esquistos de grano fino de Variegato en el extremo NE de la Sierra de los Filabres (Langenberg, 1972). En algunos puntos de Sierra de Almagro bajo los esquistos de grano fino de la Un. de Variegato se han observado además filitas rojas correspondientes a Un. Maláguides Inferiores (Bicker, 1966).



observado además filitas rojas correspondientes a Un. Maláguides Inferiores (Bicker, 1966).

Figura 85 Trayectorias P-T de la Unidad de Bédar-Macael (MULH) y del Complejo Alpujarride, mezclando en una sola trayectoria P-T las unidades de Variegato y Almanzora (ALP) según De Jong (1991)

La formación cuarzo-pelítica de la Unidad del Almanzora sólo aflora en un espacio comprendido entre el borde NE de la Sierra de los Filabres y el borde sur de la Sierra de Almagro. En el borde NE de la Sierra de los Filabres lo hace bajo mármoles de la Unidad de Bedar-Macael en contacto mediante una superficie de falla inversa que se inclina 45° hacia el SSO (ilustrada en el corte geológico C-C' en la Figura 78). En el borde meridional de la

Sierra de Almagro se superpone a la Unidad de Almagro mediante un contacto que se inclina fuertemente (60-70°) hacia el sur, aunque es subparalelo al clivaje principal que muestra esta formación y por tanto en origen debio de ser una superficie de bajo ángulo. Tanto la S₀ como la S₁ en la Unidad del Almanzora muestran buzamientos generalmente hacia el S, ver representación estereográfica de los polos de la foliación S₁ en el diagrama de la Figura 92f.

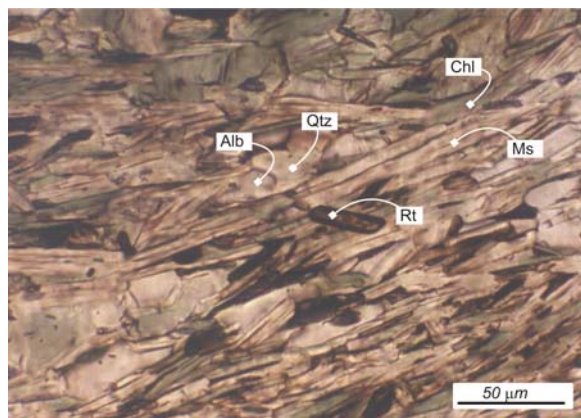


Figura 86 Lámina delgada de esquisto (W.Fil.1) de la base de la Unidad del Almanzora. Paragénesis mineral formada por albita (Alb), cuarzo (Qtz), clorita (Chl), moscovita (Ms) y turmalina. En esta muestra se han analizado y determinado las condiciones termobarométricas de equilibrio entre pares de micas y cloritas que muestran contactos entre sí.

La Formación meta-evaporítica de la Unidad del Almanzora muestra una distribución areal mayor, aflorando en gran parte del borde N de la Sierra de los Filabres sobre la Unidad de Bedar-Macael, entre la Sierras de los Filabres y Almagro sobre la Formación cuarzo-pelítica del Almanzora y en la Sierra de Almagro sobre la Unidad de Almagro. En todos los casos el contacto entre las meta-evaporitas de Almanzora y las formaciones infrayacentes es de bajo ángulo respecto al bloque de techo, pero muestra una relación de rampa a veces muy acusada por ejemplo respecto a su Formación cuarzo-pelítica (Véase corte C-C' en la Figura 78).

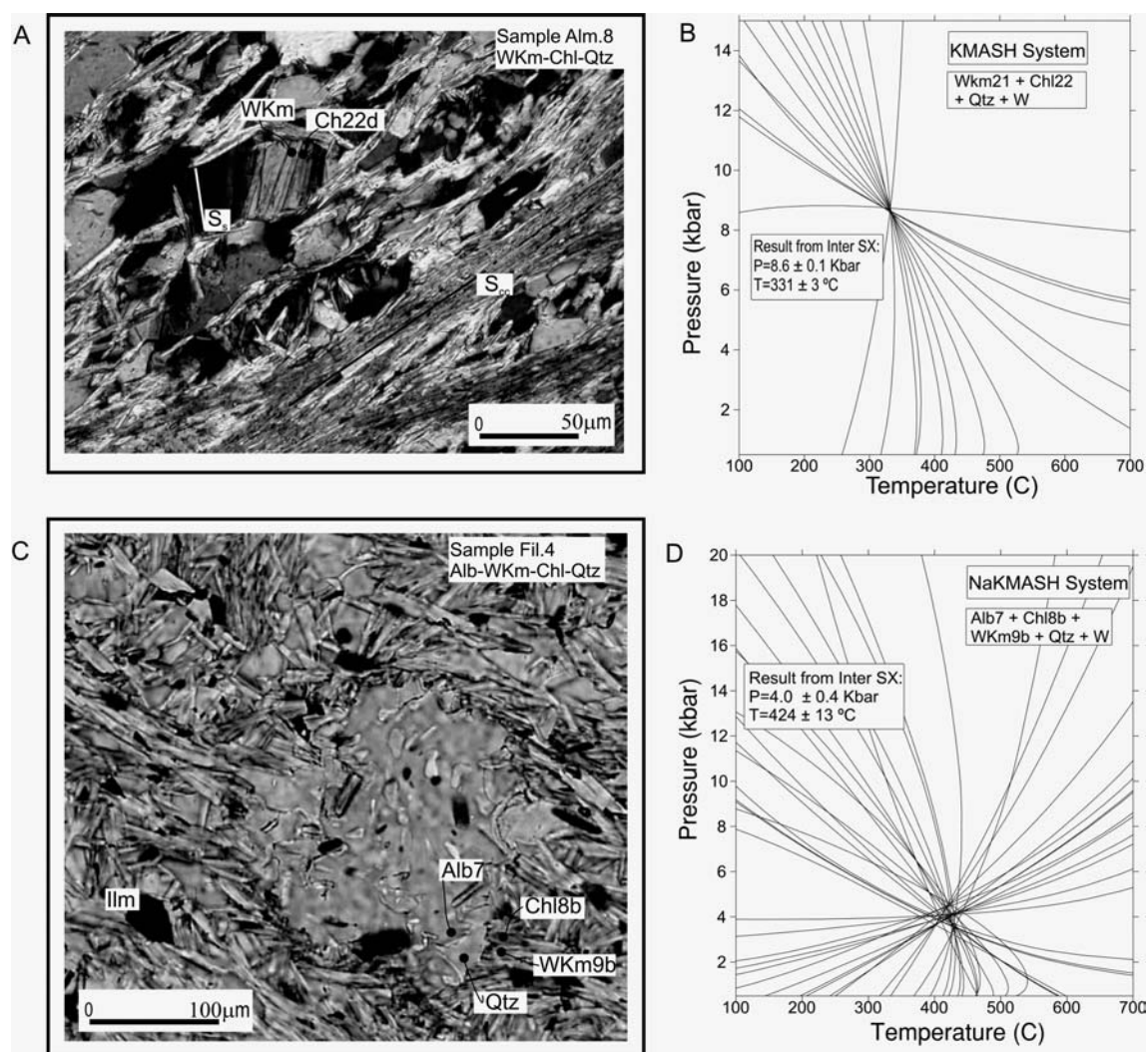


Figura 87 A) Par de mica-clorita analizado para determinar las condiciones P-T de crecimiento de la foliación S1. B) Diagrama obtenido con TWEEQU que indica las condiciones P-T de equilibrio del par de minerales analizados en A. C) Paragénesis de albita (Alb) + clorita (Chl) + fengita (WKm) analizadas para determinar las condiciones P-T de crecimiento del clivaje de crenulación S2 (el porfidoblasto de albita es sincinemático al clivaje S2). D) Resultado TWEEQU para la paragénesis analizada en C en el sistema NaKMASH (explicación en el anexo sobre termobarometría de multiequilibrios).

La gran ubicuidad de las meta-evaporitas del Almanzora frente a la distribución espacial limitada de la meta-cuarzo-pelitas de esta misma unidad, en un área donde las unidades tectónicas están extremadamente reducidas y además muestran una distribución distinta a la usual ya que el Complejo Nevado-Filábride se superpone mediante superficies de bajo ángulo sobre la Unidad del Almanzora (Bicker, 1966; Voet, 1967; Langenberg, 1972; Kampschuur et al., 1975 y De Jong (1991) o la Unidad de Variegato se sitúa sobre filitas y cuarcitas rojas del Complejo Maláguide (Bicker, 1966), hace que sea discutible el que las formaciones incluidas en la Unidad del Almanzora correspondan realmente a una misma unidad.

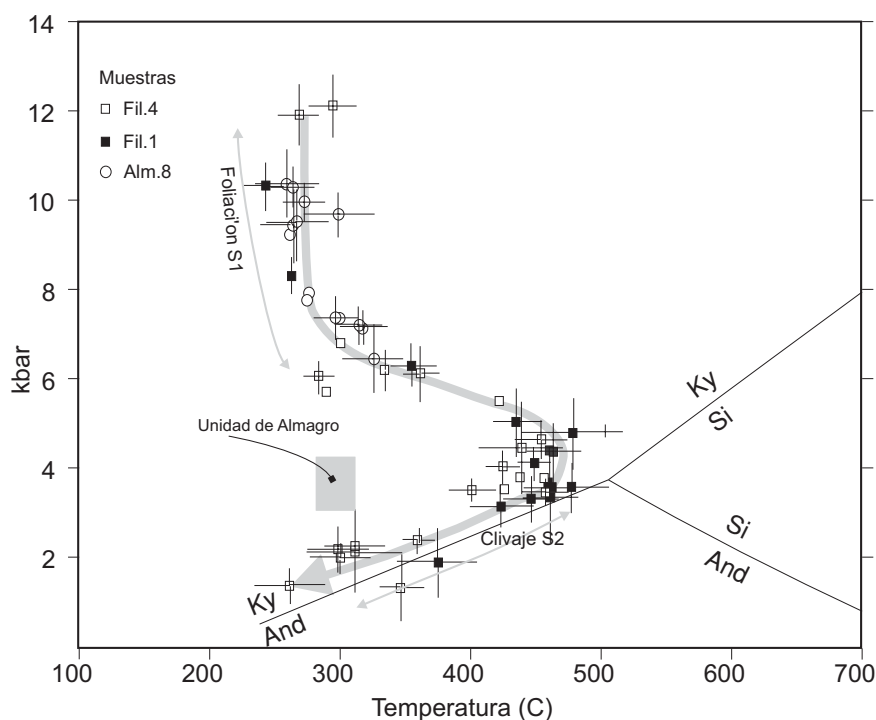


Figura 88 Trayectoria P-T de los cuarzo-esquistos de la Unidad del Almanzora (muestras Fil.1, Fil. 4 y Alm.8; posición geográfica ilustrada en el Anexo de Mapas III), obtenida con el software TWEEQU a partir de las paragénesis fengita + clorita + cuarzo + agua \pm albita \pm paragonita.

El gran parecido tanto litológico (Bakker et al., 1989) como petrológico entre las pelitas de la Unidad del Almanzora y las pelitas de la Formación Tahal, del Nevado-Filábride (Martínez Martínez, comunicación personal) hace que probablemente la Unidad del Almanzora tenga más afinidad con el Nevado-Filábride que con el Alpujárride, como de hecho propusieron Bakker et al. (1989) y De Jong (1991) al considerar una evolución tectonometamórfica común para las unidades de Bedar-Macael y Almanzora (ver trayectoria metamórfica de las unidades de Bédar-Macael y Almanzora según De Jong (1991) en la Figura 85). Esta evolución tectonometamórfica común implicaría que la Unidad del Almanzora se habría superpuesto al Nevado Filábride en un estadio temprano de la evolución tectonometamórfica de este complejo, formando parte de la sección

cortical que aportó la carga necesaria para el metamorfismo de alta presión que afectó al Complejo Nevado Filábride.

El metamorfismo de la Un. del Almanzora ha sido caracterizado por Bakker et al. (1989) y De Jong (1991) fundamentalmente sobre muestras de metabasitas correspondientes a la Fm. meta-evaporítica de esta unidad, obteniendo condiciones P-T de 7 kb y 400°C para el evento metamórfico de alta presión, la trayectoria P-T obtenida por estos autores ha sido representada en la Figura 86. Posteriormente tras un episodio de descompresión coetáneo a la formación de la foliación S₂ describen un episodio de recalentamiento a baja presión durante el cual crece biotita y albita en la U. del Almanzora y estauroлита y biotita en la Un. de Variegato, alcanzando condiciones de aproximadamente 550°C y entre 1,5 y 3 kbar en ambas unidades según De Jong (1991).

Los esquistos de grano fino de la Un. del Almanzora muestran una foliación principal S₁, que es subparalela al bandeo litológico, como se puede observar en la Figuras 84 y 86 definida por cuarzo + moscovita + clorita ± epidota ± cloritoide + rutilo ± plagioclasa. Esta foliación está afectada por un clivaje de crenulación de plano axial S₂ que en las muestras más pelíticas puede llegar a ser la foliación dominante (por ejemplo en la muestra W.Almo.8 ilustrada en la Figura 84a), marcada por el crecimiento de mica + clorita + rutilo. Estas foliaciones están selladas por el crecimiento postcinemático de mica blanca + clorita ± cloritoide ± plagioclasa. Los granos de cuarzo muestran contactos entre sí de 120°, indicando un episodio de anealing postcinemático. Estas estructuras están afectadas por un clivaje de crenulación espaciado (S₃), asociado al cual se produce oxidación de los minerales anteriores y crecimiento de clorita y cuarzo.

En las metapelitas de la Unidad de Almanzora se han determinado las condiciones P-T de equilibrio de dos paragénesis distintas: la primera corresponde a pares de fengita-clorita que crecen junto con el cuarzo en las estructuras S₁ y S₂ presentes a la microescala (Figura 87a); y la segunda corresponde a la paragénesis fengita + clorita + albita + cuarzo, crecida durante el desarrollo del clivaje de crenulación S₂ (Fig. 87).

Para la primera paragénesis de fengita + clorita + cuarzo + agua, las condiciones P-T obtenidas están definidas por la intersección de 14 reacciones, entre los 8 miembros extremos (Mg-celadonita, moscovita, pirofilita, Mg-amesita, clinocloro, sudoita, cuarzo y agua), de las cuales tres son independientes en el sistema KMASH. Los resultados P-T obtenidos de $9,9 \pm 0,4$ kbar y 274 ± 17 °C para la foliación S₁ relictiva indican condiciones de alta presión y muy baja temperatura (Figura 87a). Gran parte de los resultados para la foliación S₁ resultaron de

intersecciones con una baja dispersión en una de las muestras (Alm.8), donde las dos foliaciones S_1 y S_2 se encuentran texturalmente bien diferenciadas (Fig. 84a). Las condiciones P-T obtenidas para el crecimiento de la foliación S_1 varían entre $12,1 \pm 0,6$ kbar/ 297 ± 22 °C y $6,3 \pm 0,4/357 \pm 16$ °C (Figura 88). Las condiciones de equilibrio local para pares fengita-clorita que definen el clivaje de crenulación S_{cc} son de menor presión y mayor temperatura, $5,5 \pm 0,7$ kbar/ 497 ± 20 °C.

Los resultados de la segunda paragénesis fengita + clorita + albita + cuarzo + agua están definidos por la intersección de 32 reacciones (Fig. 87b) entre 10 términos extremos (agua, cuarzo, Mg-celadonita, moscovita, pirofilita, Mg-amesita, sudoita, clinocloro, albita y paragonita), obteniéndose cuatro reacciones independientes en el sistema NaKMASH. En este caso, las condiciones de equilibrio obtenidas de $3,8 \pm 0,1$ kbar/ 437 ± 2 °C indican un considerable calentamiento respecto a las condiciones de crecimiento de la foliación S_1 (Fig. 88). Las condiciones P-T obtenidas de las paragénesis que definen el clivaje de crenulación muestran también una gran variabilidad, describiendo todas ellas en conjunto una trayectoria P-T consistente en una descompresión acompañada de un enfriamiento, desde condiciones de $5,5 \pm 0,7$ kbar/ 497 ± 20 °C hasta $2,2 \pm 0,6$ kbar/ 311 ± 24 °C, a lo largo del crecimiento de la crenulación S_{cc} (Fig. 88).

Las condiciones de pico bórico de 12 kbar y aproximadamente 300 °C obtenidas para las metapelitas de Almanzora son de mayor presión y menor temperatura que las obtenidas por Bakker et al. (1989) y De Jong (1991) de 6-8 kbar y 400-450 °C determinados por estos autores en metabasitas incluidas en las metaevaporitas de esta unidad, lo cual no es de extrañar considerando que las micas analizadas en esta memoria muestran contenidos en Si (3,4 a.p.f.e.) mayores que los descritos por los autores antes mencionados (3,27 a.p.f.e). Sin embargo, durante el crecimiento del clivaje de crenulación S_2 el pico metamórfico coincide aproximadamente con las condiciones sugeridas por estos autores aunque en su límite inferior de presión (5-6 kbar y 450-475°C)

5.3.2 UNIDAD DE VARIEGATO

A diferencia de las unidades descritas en párrafos anteriores, la Un. de Variegato ha sufrido un fuerte acortamiento vertical no superando en el área de la Sierra de Almagro una potencia de 250 m (véanse cortes de la Sierra de Almagro en la Figura 78). Generalmente las formaciones más competentes de esta unidad como són las carbonatadas muestran una geometría amigdalal con importantes variaciones laterales de espesor.

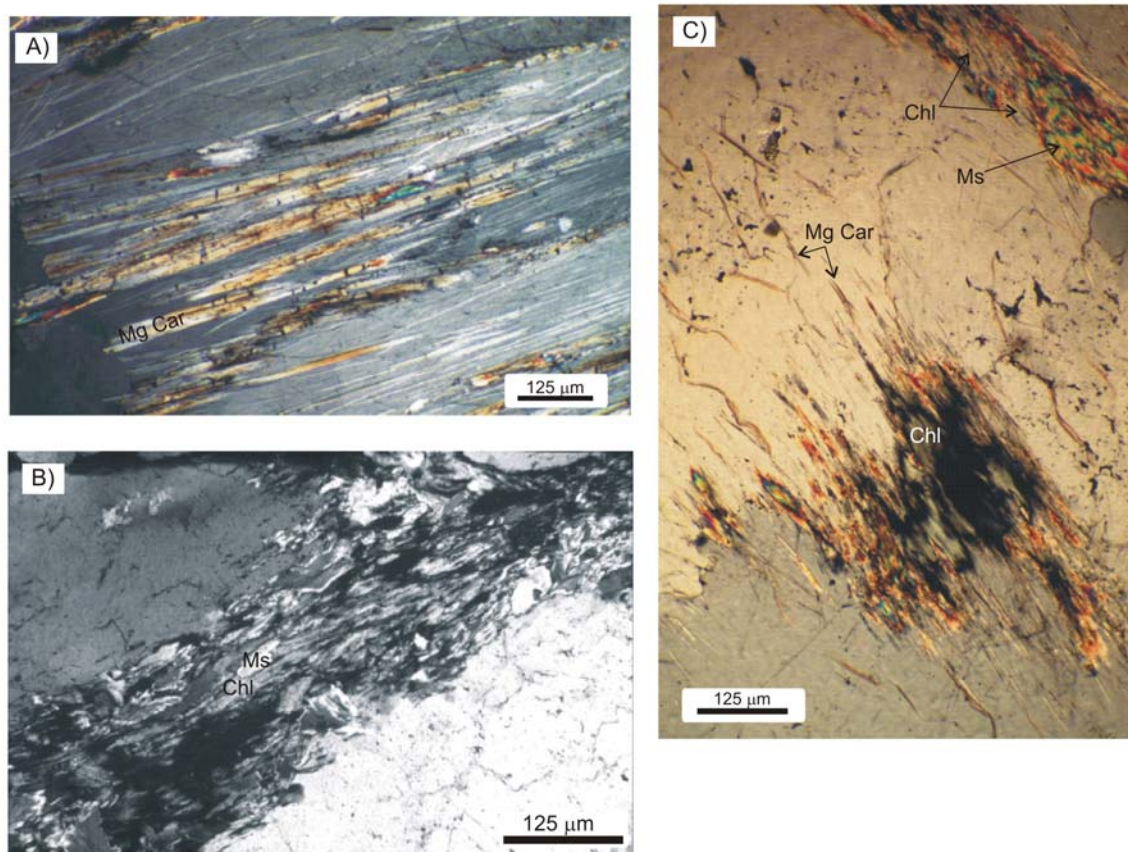


Figura 89 Muestras correspondientes a la Un. de Jaravía A) Vena de cuarzo con fibras de Mg carfolita localmente alterada a mica blanca. B) Pares de fengita-clorita utilizados para obtener la porción retrógrada de la trayectoria P-T de la Un. de Jaravía. C) Clorita, mica blanca y pirofilita procedentes de la alteración de carfolita que queda como pequeñas fibras dispersas en el cuarzo.

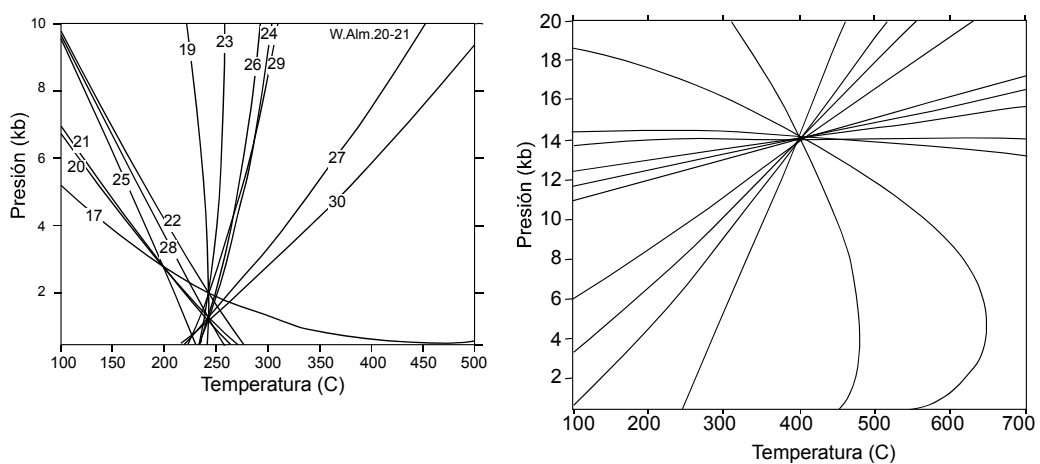


Figura 90 Diagramas P-T obtenidos con el programa TWEEQU de Berman (1991) utilizando datos termodinámicos de Berman (1988), Vidal et al. (1992) y modelos de solución sólida para micas y cloritas de Vidal y Parra (2000) para el equilibrio entre las fases agua (W), cuarzo (aQz), Mg carfolita (mCar), pirofilita (Apr), sudoita (Sud), amesita (AmV), clinocloro (Chl), Al-celadonita (Atd), moscovita (Ms) y kaolinita (Kln)

para las muestras w.Mjc.1, w.Jv.1 y w.Alm.5 correspondientes a venas de cuarzo de esquistos de grano fino de la Un. de Jaravía. Las reacciones representadas son las siguientes 17: $4 \text{ Chl} + 6 \text{ APr} = 26 \text{ aQz} + 5 \text{ AmV} + 2 \text{ W}$; 18: $4 \text{ ATd} + 6 \text{ APr} = 26 \text{ aQz} + 4 \text{ Ms} + \text{AmV} + 2 \text{ W}$; 19: $\text{APr} + \text{W} = 2 \text{ aQz} + \text{Kln}$; 20: $\text{ATd} + \text{AmV} = \text{Chl} + \text{Ms}$; 21: $5 \text{ ATd} + 6 \text{ APr} = 26 \text{ aQz} + 5 \text{ Ms} + \text{Chl} + 2 \text{ W}$; 22: $4 \text{ Chl} + 8 \text{ APr} = 2 \text{ Kln} + 30 \text{ aQz} + 5 \text{ AmV}$; 23: $4 \text{ Chl} + 13 \text{ Kln} = 7 \text{ APr} + 5 \text{ AmV} + 15 \text{ W}$; 24: $4 \text{ Chl} + 6 \text{ Kln} = 14 \text{ aQz} + 5 \text{ AmV} + 8 \text{ W}$; 25: $4 \text{ ATd} + 8 \text{ APr} = 2 \text{ Kln} + 30 \text{ aQz} + 4 \text{ Ms} + \text{AmV}$; 26: $4 \text{ ATd} + 13 \text{ Kln} = 7 \text{ APr} + 4 \text{ Ms} + \text{AmV} + 15 \text{ W}$; 27: $4 \text{ ATd} + 6 \text{ Kln} = 14 \text{ aQz} + 4 \text{ Ms} + \text{AmV} + 8 \text{ W}$; 28: $5 \text{ ATd} + 8 \text{ APr} = 2 \text{ Kln} + 30 \text{ aQz} + 5 \text{ Ms} + \text{Chl}$; 29: $5 \text{ ATd} + 13 \text{ Kln} = 7 \text{ APr} + 5 \text{ Ms} + \text{Chl} + 15 \text{ W}$; 30: $5 \text{ ATd} + 6 \text{ Kln} = 14 \text{ aQz} + 5 \text{ Ms} + \text{Chl} + 8 \text{ W}$. Las asociaciones de la izquierda son estables en el campo de valores más bajos de la variable Y o en el campo de los valores más bajos de la variable X para las reacciones verticales

En relación con esta tesis se ha observado que la Un. de Variegato está constituida en algunos sectores, como en el borde Sur de la Sierra de Almagro, por dos imbricaciones, la inferior constituida de abajo arriba por esquistos de grano fino y dolomías y la superior por esquistos grafitosos con granate, esquistos de grano fino y dolomías. Además bajo la Un. de Variegato en las sierras de Almagro, Cabrera y bajo la Un. de Ramonete en la Sierra de los Pinos se han identificado afloramientos discontinuos de una unidad alpujárride (Unidad de Jaravía) extremadamente adelgazada constituida por esquistos de grano fino y rocas carbonatadas que contienen venas de cuarzo con asociaciones minerales de alta presión (Mgcarfolita+clorita+cuarzo).

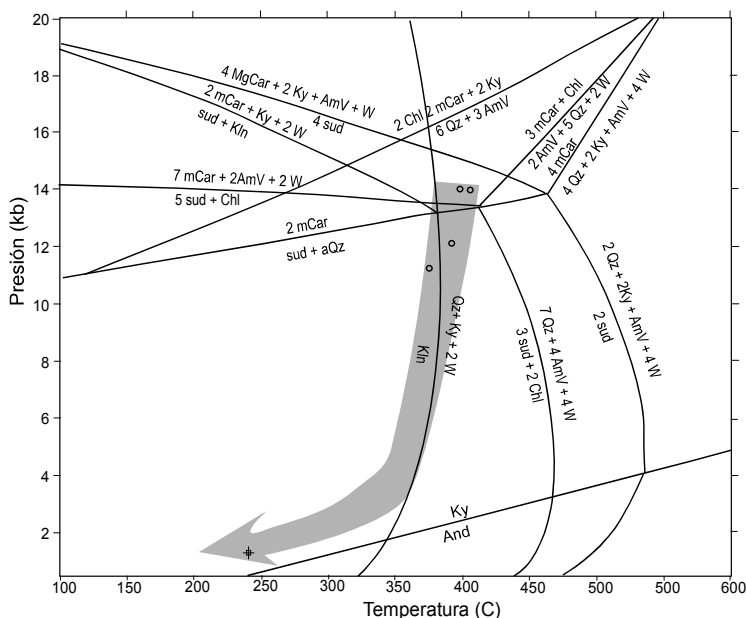


Figura 91 Trayectoria P-T obtenida para venas de cuarzo contenidas en esquistos de grano fino de la Unidad de Jaravía. Condiciones P-T determinadas mediante el programa TWEEQU de Berman (1991) con datos termodinámicos de Berman (1991) y modelos de solución sólida de clorita y fengita de Vidal y Parra (en prensa). Las abreviaturas de minerales están explicadas en el pie de la figura anterior.

Se han analizado minerales incluidos en venas de cuarzo correspondientes a la Unidad de Jaravía, correspondientes a afloramientos en Sierra Cabrera, Sierra de los Pinos y en la Sierra de

Almagro. Todas muestran las mismas asociaciones minerales de Mg carfolita, pirofilita, clorita, cuarzo y moscovita y las condiciones termobarométricas calculadas para el equilibrio de pares mica-clorita + cuarzo + agua y de carfolita + clorita + cuarzo + agua son similares para todas las muestras. Obteniéndose puntos de alta presión y bajas temperaturas para los minerales equilibrados con carfolita (12-14 kb y aproximadamente 400 °C), ver diagramas obtenidos con TWEEQU en la Figura 90. Al obtener datos termobarométricos equivalentes para la Unidad de Jaravía en todas las muestras analizadas, éstos se han representado en una sólo trayectoria P-T, ilustrada en la Figura 91.

Si se comparan las trayectorias metamórficas correspondientes a las unidades de Jaravía y de Almanzora se observa que estas unidades muestran una evolución metamórfica algo distinta ya que aunque muestran máximos béricos similares, la Unidad del Almanzora muestra temperaturas mayores a lo largo de toda la trayectoria. La trayectoria P-T de la Un. del Almanzora es de hecho más parecida a la trayectoria determinada para la Unidad de Calar Alto por Soto (1991).

5.4 CABALGAMIENTO ENTRE LAS UNIDADES DE ALMAGRO Y ALMANZORA

El contacto entre la Unidad de Almagro y las metapelitas de Almanzora es una falla que muestra buzamientos fuertes hacia el S (Figura 92a). Sin embargo, sólo es ligeramente oblicua a la foliación principal presente en la Un. del Almanzora (Figura 92), lo cual parece indicar que en origen debió de ser una superficie de bajo ángulo que ha sido plegada con posterioridad en relación con los pliegues con vergencia hacia el SSO que afectan a la Un. de Almagro o en relación con el pliegue Tortoniense de amplitud mayor que afecta a toda la Sierra de Almagro (corte C-C' en la Figura 78). La falla afecta fundamentalmente a yesos y carbonatos, lo cual dificulta mucho el determinar su cinemática, aunque estos muestran una fábrica milonítica de grano grueso (Figura 92c y e). A lo largo de esta falla se produce una importante inversión metamórfica, aunque, en el contexto de las Béticas es un argumento de poca consistencia para demostrar el régimen de una falla ya que hay abundante literatura que demuestra la naturaleza extensional de fallas que coinciden con inversiones metamórficas producidas por cabalgamientos previos. Sin embargo, la práctica ausencia de estructuras extensionales a escala de afloramiento tanto en la Un. de Almagro como en los esquistos y cuarcitas de la Un. de Almanzora, el hecho de que el contacto sea subparalelo a la foliación y a los ejes de pliegues presentes en la Un. de Almanzora y el aspecto más dúctil, ver aspecto de milonitas carbonatadas en Figura 92e, de esta

falla frente al despegue de Almagro parece indicar que podría tratarse de un contacto contractivo producido durante el episodio D_3 que afectó al Alpujarride.

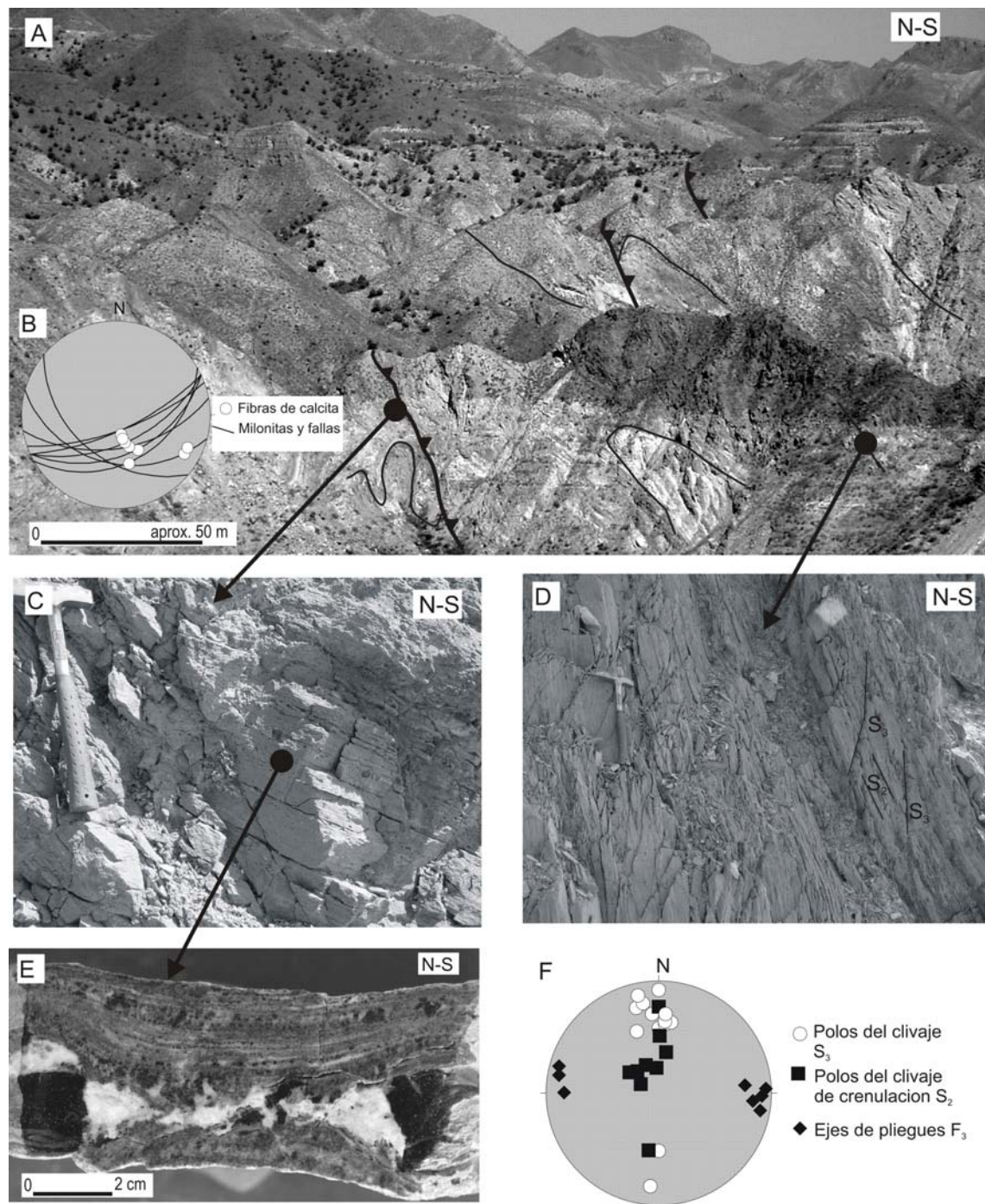


Figura 92 A) Zona de cizalla D_3 entre las Unidades de Almagro y Almanzora. B) Orientación de la foliación milonítica y de fibras de calcita en la zona de falla. C) Aspecto de las milonitas carbonatadas desarrolladas en el contacto. D) Relación entre el clivaje principal S_2 y el clivaje de crenulación S_3 , ambos buzando fuertemente en flanco meridional del antifforme neógeno de Almagro. E) Sección pulida de las milonitas D_3 . F) Proyección estereográfica de la orientación de las estructuras S_2 , S_3 y de los ejes de pliegues asociados al clivaje S_3 en la Un. del Almanzora.

No se han obtenido prácticamente datos de la dirección y sentido de transporte de esta falla, sólo algunas fibras de calcita que parecen indicar transporte de componente NNO (Figura 92b).

5.4.1 EL COMPLEJO MALÁGUIDE EN EL ÁREA DE VERA

El Complejo Maláguide se encuentra muy mal representado en este sector, normalmente está constituido por rocas mesozóicas o terciarias de unidades maláguides superiores, aflorando sólo pequeños klippen en el norte de la Sierra de Almagro, en el entorno de la Falla de Carboneras o en el N de Sierra Cabrera, descritos por Simon (1963) en Sierra de Almagro, por Rondeel (1965) en Sierra Cabrera y por Barragán (1997) en todo el área. No se le ha prestado mucha atención en esta tesis, aunque su presencia es de gran interés ya que representan a restos del bloque de techo del Dominio Cortical de Alborán y su presencia permite discriminar entre procesos de exhumación extensionales frente a procesos erosivos. La presencia de rocas maláguides no metamórficas sobre pelitas de la Unidad de Jaravía que se han exhumado desde presiones superiores a 10 kbar pone de manifiesto el enorme adelgazamiento sufrido por la porción de corteza correspondiente a la pila Alpujárride-Maláguide en este sector.

5.5 FALLAS NORMALES DE BAJO ÁNGULO QUE AFECTAN A LA UNIDAD DE VARIEGATO

La Un. de Variegato está constituida por dos o más imbricaciones que han sido extremadamente adelgazadas, de modo que sus afloramientos llegan a perder continuidad lateral. Los contactos actuales entre estas imbricaciones son fallas normales de bajo ángulo que desarrollan importantes espesores de harina de falla, que frecuentemente afectan a gran parte de los afloramientos de esquistos de grano fino de esta unidad. Los sentidos de transporte medidos generalmente a partir de estructuras S-C' frágiles en el contacto entre las formaciones carbonatadas y las pelitas indican transporte tectónico hacia el N.

Tanto estas fallas como el despegue de Almagro han sido plegadas por un antiforme de gran radio de edad tortoniense, lo cual hace que en el flanco sur, que es más inclinado, los sedimentos del Mioceno Inferior y Medio se encuentran verticalizados o incluso invertidos, las fallas normales con transporte hacia el N parecen actualmente fallas inversas, ver representación estereográfica de fallas y estrías de este flanco en la Figura 94. Sin embargo, se observa que

cortan a las superficies de referencia previas de modo descendente hacia el sentido del transporte, confirmando su régimen extensional.

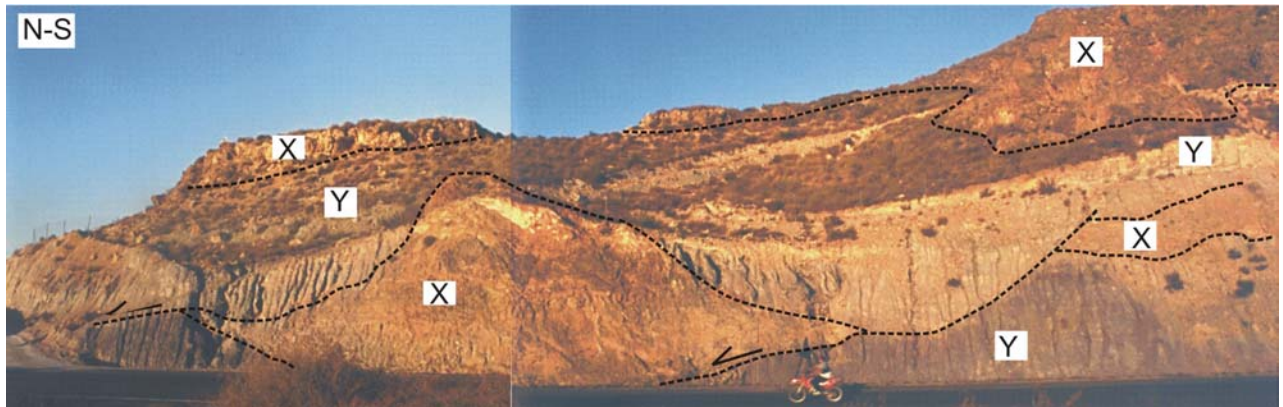


Figura 93 A) Imbricaciones de Variegato mostrando “horses” extensionales aislados de dolomías (X) situados entre harinas de falla procedentes de la cataclisis de esquistos de grano fino (Y) en el borde occidental de la Sierra de Almagro (localidad X en el Anexo de Mapas III). Las estrías y criterios cinemáticos indican transporte tectónico hacia el norte. Escala indicada por un motorista.

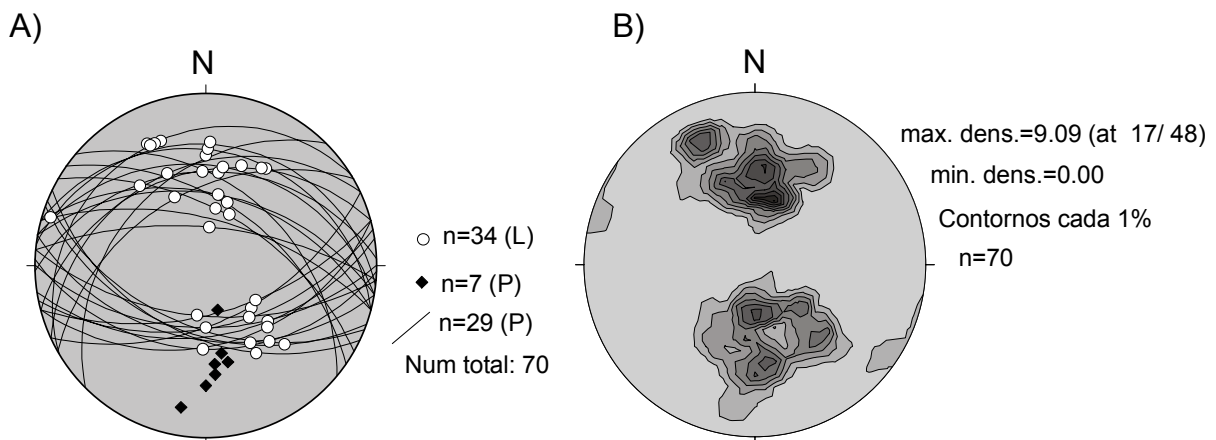


Figura 94 A) Representación estereográfica de fallas y estrías medidas en el contacto entre formaciones e imbricaciones de la Unidad de Variegato. B) Diagrama de densidad de la orientación de las estructuras de A). Proyección equiangular, en el hemisferio inferior. Los fuertes buzamientos que muestra la población de fallas que se inclina hacia el S se deben a que éstas afloran en el flanco Sur del anticlinal de Almagro de eje ENE-OSO.

Este sistema de fallas normales probablemente es equivalente al sistema extensional de Contraviesa, que fue activo durante el Burdigaliense-Languicense en las Béticas Centrales (García Dueñas et al, 1992; Crespo Blanc et al., 1994; Mayoral et al., 1994) y en Sierra Alhamilla (Martínez Martínez y Azañón, 1997), aunque en el entorno de la Sierra de Almagro no se ha

podido datar, ya que los sedimentos de esta edad presentes en el área se encuentran fuertemente plegados en el flanco meridional de dicha sierra, lo cual no permite observar las relaciones estructurales entre los sedimentos y su basamento, en secciones transversales al eje del pliegue.

5.6 DESPEGUE DE ALMAGRO

En el entorno de la Sierra de Almagro, hay una superficie de despegue, denominada en esta tesis despegue de Almagro, que separa dos grupos de unidades que muestran una estructuración distinta. Sobre el despegue se encuentran unidades correspondientes al Complejo Maláguide y a la Un. de Variegato junto con rocas carbonatadas de la Un. del Almanzora; unidades que se caracterizan por estar extremadamente adelgazadas no superando todas ellas juntas los 250 m de potencia, ver corte C-C' en la Figura 78. Bajo el despegue se encuentran la Un. de Almagro y la formación de esquistos y cuarcitas de la Un. de Almanzora, que alcanzan potencias de orden kilométrico. A escala de afloramiento también se observan grandes diferencias entre estas unidades, de tal modo que la Un. de Variegato se encuentra constituida por volúmenes de roca de morfología lenticular limitados por fallas frágiles de bajo ángulo. Sin embargo tanto en la Un. de Almagro como en la formación de esquistos de la Un. del Almanzora no se observan estructuras extensionales frágiles.

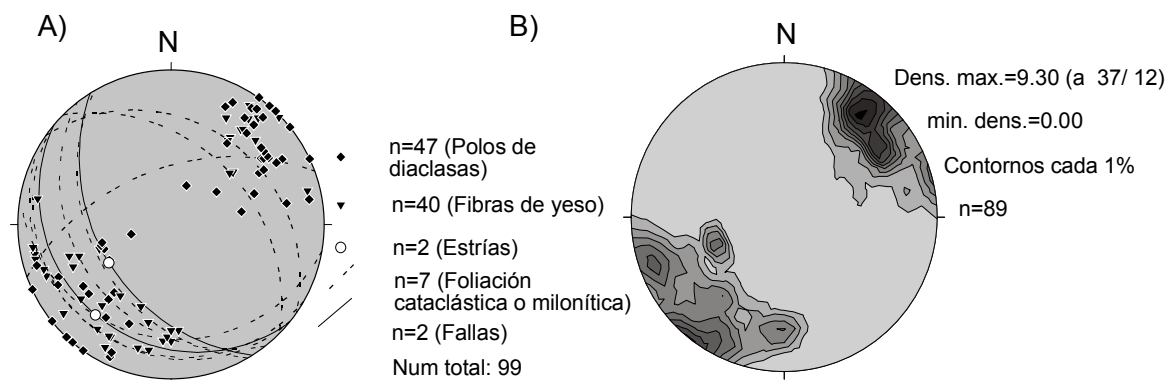


Figura 95 A) Representación estereográfica de estructuras asociadas al despegue de Almagro, obtenidas en Sierra de Almagro. B) Diagrama de contornos de la orientación de la lineación mineral asociada al despegue de Almagro. Proyección en el hemisferio inferior, diagramas equiangulares.

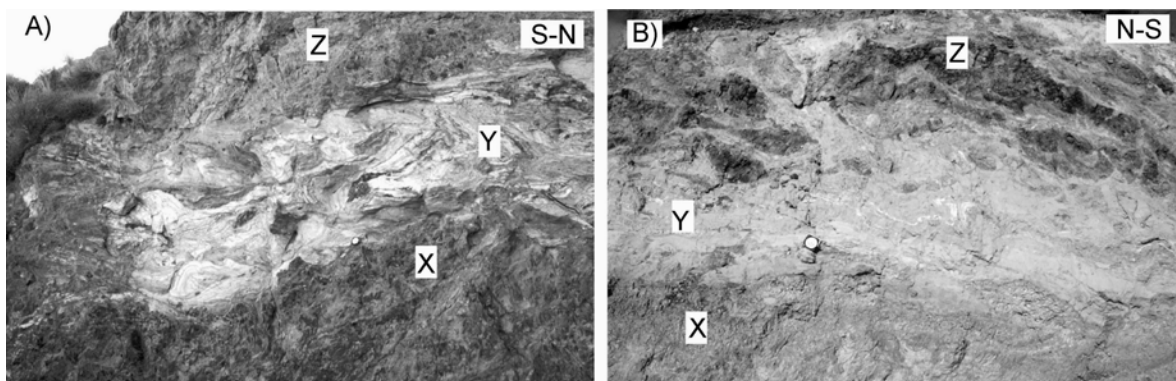


Figura 96 A) Zona de falla en el Despegue de Almagro. X) Brecha cementada procedente de la cataclasis de metabasitas, Y) milonitas de yeso y Z) brecha cementada carbonatada. B) Zona de falla correspondiente al despegue de Almagro. X) Brecha de metabasitas, Y) cataclasita cementada de composición yesífero-carbonatada y Z) Porfiroclastos de carbonatos.

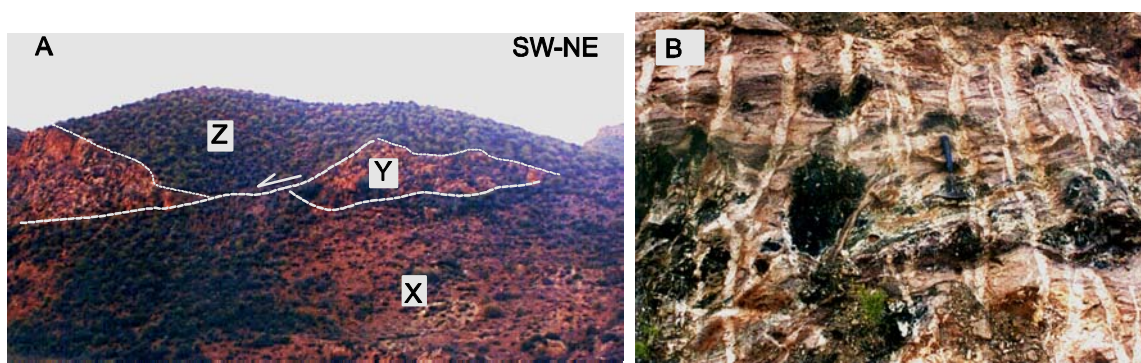


Figura 97 A) “Riders” extensionales de carbonatos (Y) y pelitas (Z) de la Unidad del Almazora situados sobre milonitas de yeso (X) en el Despegue de Almagro. B) Afloramiento de milonitas de yeso con porfiroclastos de rocas básicas y carbonáticas de tonos más oscuros. Martillo por escala.

El Despegue de Almagro está formado casi enteramente por rocas de falla dúctiles (Figura 96), formadas por mecanismos de deformación plástica de yeso, que incluyen porfiroclastos de otras rocas que han sufrido cataclasis (Figura 97b). Los porfiroclastos muestran frecuentemente sombras de presión de yeso. La matriz suele mostrar una lineación de estiramiento marcada por el crecimiento de fibras de yeso. En el contacto entre las milonitas de yeso y la roca que las limitan se observa como parte de la deformación que afecta a la milonita es absorbida por estructuras cataclásticas en rocas más competentes como metabasitas o carbonatos. La dirección de transporte marcada por la lineación mineral definida por los cristales de yeso suele tener una fuerte componente NE-SO (Figura 95), y generalmente el sentido de transporte dominante es hacia el SO.

El despegue de Almagro corta a estructuras contractivas, como los pliegues con vergencia hacia el SSO y al contacto entre la formación de esquistos de la Un. del Almanzora y la Un. de Almagro. Ver cortes geológicos de la Sierra de Almagro en la Figura 78. Además hay fallas normales de bajo ángulo, que muestran la misma cinemática que el despegue de Almagro, y que se acaban despegando en él (Figura 97a), que cortan a superficies de falla de bajo ángulo con transporte hacia el N, poniendo de manifiesto que este despegue es más reciente que las FNBA con transporte hacia el N que afectan a la Unidad de Variegato.

En el borde N de la Sierra de Almagro, este despegue ha sido sellado por conglomerados rojos continentales que han sido atribuidos al Tortonense Inferior, pero que también podrían corresponder al Serravaliense superior, por lo que el despegue de Almagro debió de ser activo entre el Serravaliense Superior-Tortonense Inferior y el Burdigaliense Superior-Languense, que se ha considerado como posible edad de actividad del sistema de fallas con transporte N-S que afectan a la Un. de Variegato, y por tanto mostraría una edad y cinemática similar a la del despegue de Filabres. Sin embargo, el nivel estructural de este despegue respecto al de filabres no se ha podido establecer, ya que no se ha podido observar la relación entre la Unidad de Bédar Macael y la formación de pelitas de la Unidad del Almanzora, ya que el borde N de la Sierra de Filabres ha sido afectado por fallas inversas del Neógeno Superior que habrían obliterado las relaciones originales entre estas unidades.

Por otra parte en el borde nororiental de la Sierra de Filabres hay multitud de klippe de la unidad de Bédar-Macael que se encuentran sobre el despegue de Almagro y que a su vez tienen sobre ellos klippe de la Un. de Variegato. Se ha considerado que estos klippe se formaron como deslizamientos de ladera hacia el norte, relacionados con el levantamiento de la Sierra de los Filabres, Langenberg (1972). Más al oeste también se han descrito deslizamientos o fallas normales de bajo ángulo que cortan fuera de secuencia a fallas normales previas plegadas en relación con el antiforme de Sierra de Filabres, produciendo inversiones anómalas en la secuencia normal, por ejemplo Molina Cámara y Orozco (1983) y Orozco et al. (1999). Sin embargo, en el área que nos ocupa el hecho de que sobre los klippe de la Un. de Bédar-Macael haya otros de la Un. de Variegato y que en ningún punto se observen rocas similares a los esquistos y cuarcitas de la Un. del Almanzora sobre la Un. de Bédar-Macael apoyan la posibilidad de que el despegue de Almagro descienda bajo el Complejo Nevado Filábride, con una geometría de rampa de techo que podría haber producido el basculamiento general del Complejo Nevado Filábride hacia el NE descrito por Martínez Martínez et al. (1998) en la terminación oriental de la Sierra de Filabres.

5.7 EL REGISTRO SEDIMENTARIO CONTEMPORÁNEO DE LA TECTÓNICA MIOCENA EN EL ÁREA DE VERA

En la depresión de Vera se conserva una secuencia sedimentaria depositada durante gran parte del Neógeno y Cuaternario, con varias interrupciones sedimentarias. Las primeras aportaciones relevantes sobre esta cobertera en los cuales se determinó una estratigrafía precisa, apoyada con múltiples dataciones paleontológicas se encuentran en los trabajos de Völk y Rondeel (1964) y Völk (1966 y 1967a y b). Tradicionalmente se ha dividido el relleno sedimentario en sedimentos del Neógeno antiguo (Mioceno Inferior y Medio) y sedimentos del Neógeno reciente (Mioceno Superior-actualidad) en base a la presencia o no de cantos del complejo Nevado-Filábride y de la unidad de Almagro, los cuales aparecen por primera vez en sedimentos del Tortoniense basal (Völk, 1966; Barragán, 1997). En esta tesis, para el área de Vera, se ha adoptado la división en unidades sedimentarias propuesta por Barragán (1997) (Figura 93). Debido a que las estructuras estudiadas en este área fueron activas durante el Neógeno Superior y el Cuaternario se ha prestado una especial atención a la relación entre tectónica y sedimentación durante este periodo de tiempo. Por esto los sedimentos denominados tradicionalmente como Neógeno antiguo se han insertado en un solo grupo a efectos de ilustración en mapas y cortes realizados en el área.

5.7.1 UNIDADES I, II Y III (*BURDIGALIENSE INFERIOR-SERRAVALLIENSE SUPERIOR*)

Los sedimentos incluidos en estas unidades afloran especialmente en los flancos Sur y Norte de los anticlinales de las Sierras de Almagro y Cabrera, respectivamente. Definidos por Völk y Rondeel (1964) y Völk (1967a) han sido estudiados por Alvado (1986); Ott´d´Estevou et al. (1990) y especialmente por Barragán (1997), cuyas conclusiones se resumen abajo y Figura 98:

La Unidad I (Burdigaliense) está constituida por calizas pelágicas, margocalizas y margas; facies propias de medios pelágicos que muestran una somerización hacia techo.

La Unidad II (Burdigaliense Superior-Langhiense Inferior) es discordante sobre la unidad anterior y muestra una variedad de facies características de medios marinos someros y continentales. Incluye en orden ascendente: conglomerados rojos y areniscas rosadas con restos de equinodermos y lamelibranquios; calizas de plataforma y margas con turbiditas y finalmente conglomerados y pelitas rojos de medios continentales.

La Unidad III (Languiense Superior-Serravalliense) muestra una secuencia estratocreciente con una gran variedad de facies, desde turbiditas propias de condiciones marinas abiertas a la base hasta facies conglomeráticas continentales a techo.

5.7.2 UNIDAD IV (TORTONIENSE INFERIOR)

En esta unidad Barragán (1997) diferenció dos secuencias deposicionales, la primera de ellas esta formada por limos, arenas y margas amarillentas, de medios de transición y la segunda, discordante sobre la anterior está constituida por conglomerados rojos de medios continentales con cantos procedentes del complejo Nevado-Filábride. Es una unidad muy mal representada en el área estudiada, al igual que en el resto de las Béticas y en el Mar de Alborán (Rodríguez Fernández et al., 1999). Se encuentra limitada a muro y techo por discordancias erosivas.

5.7.3 UNIDAD V (TORTONIENSE SUPERIOR)

La Unidad V incluye dos secuencias deposicionales, una primera (Va) cuyo contacto basal es una discordancia angular erosiva (discordancia intratortoniense de Estévez et al. (1982)) sobre los sedimentos de unidades anteriores, o sobre el basamento. Está constituida por conglomerados, areniscas y limos pertenecientes a medios transicionales y marinos. Esta secuencia aflora en el borde N y SO de Sierra Cabrera y en los bordes meridionales de las Sierras de los Filabres y Almagro, donde se encuentra frecuentemente directamente sobre el basamento Nevado-Filábride.

La secuencia deposicional Vb está formada por margas y margocalizas con intercalaciones de limos y arenas. Muestra continuidad sedimentaria con la secuencia anterior, aunque frecuentemente es transgresiva sobre el basamento y sedimentos de unidades inferiores. La secuencia Vb, denominada Formación Chozas (Ruegg, 1964) en el entorno de las Cuencas de Sorbas y Vera y Margas de Carivete en el depocentro de Lorca presenta características muy uniformes en gran parte del Mar de Alborán mioceno actualmente emergido, como en los depocentros de Sorbas, Tabernas, Lorca o Huercal-Overa. En el Mar de Alborán y en la Cuenca de Granada, Rodríguez-Fernández et al. (1999) describen un episodio de subsidencia durante el Tortoniense Superior a partir del análisis de “backstripping” de sondeos comerciales que coincide con el depósito de estas margas.

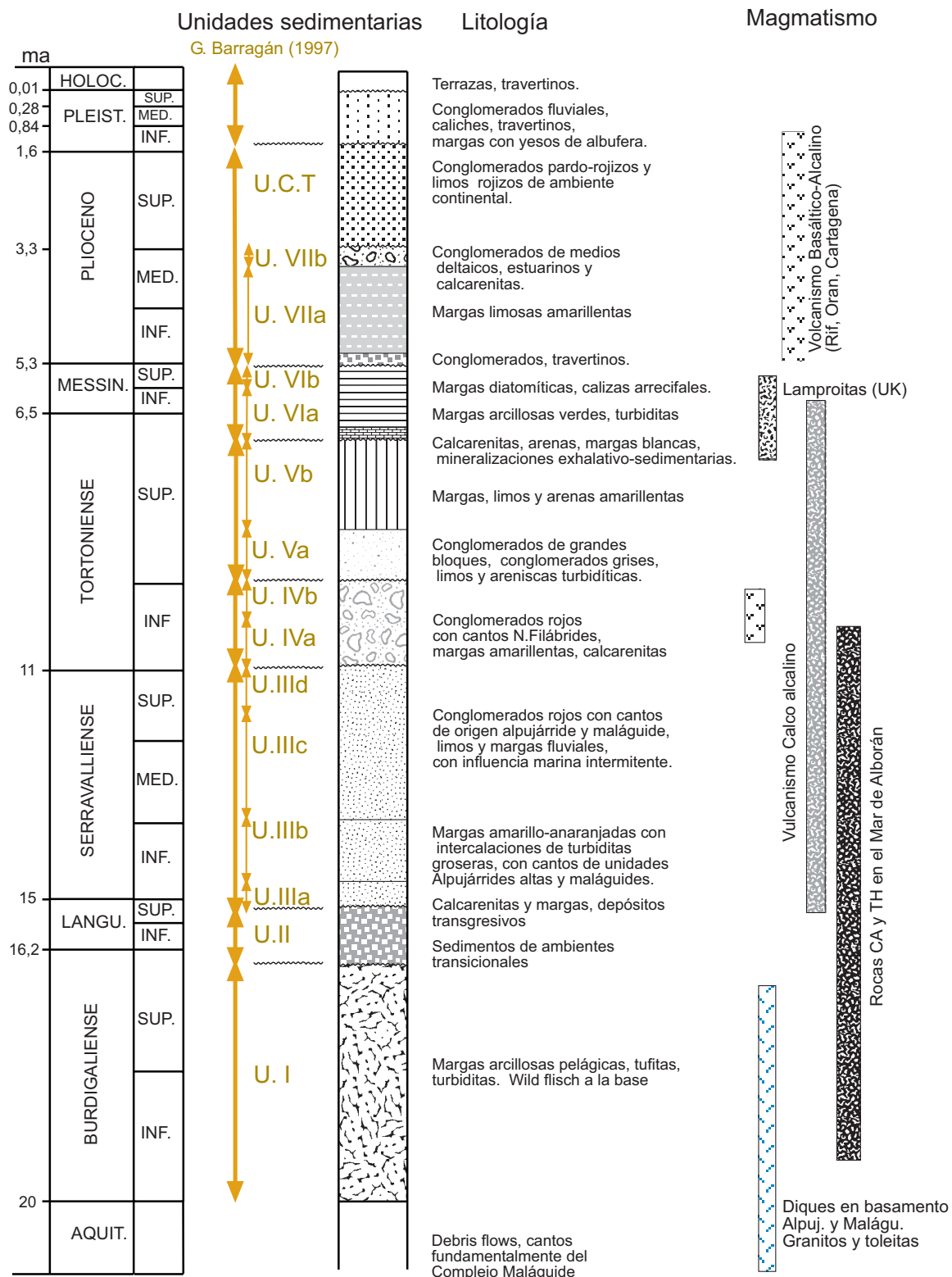


Figura 98 Unidades sedimentarias diferenciadas en el depocentro de Vera según Barragán (1997). Escala de tiempos miocena de Berggren et al., 1995. Vulcanismo según Bellon et al. (1983), Di Battistini et al. (1987), Torres Roldán et al. (1986), Fernández Soler (1996), Kelley et al. (1999), Turner et al. (1999) y Scotney et al., (2000).

5.7.4 UNIDAD VI (*TORTONIENSE SUPERIOR-MESSINIENSE SUPERIOR*)

Quizás sea la unidad sedimentaria que presenta una mayor variabilidad de medios sedimentarios, con una rápida variación lateral de facies, íntimamente relacionada con la tectónica contractiva que afecta al Mar de Alborán en el tránsito Tortoniense-Messiniense, Weijermars et al. (1985). Barragán (1997) ha diferenciado dos secuencias deposicionales, una primera (VI a) formada en orden ascendente por calcarenitas, calciruditas de aguas templadas y por margas arcillosas de cuenca a techo, que se dispone mediante una discordancia angular erosiva (en zonas marginales del depocentro de Vera) sobre la unidad anterior, evolucionando hacia una transgresión general, con onlap sobre el basamento o relieves volcánicos emergidos. A techo de la secuencia deposicional VI a, hay intercaladas en algunos sectores de la depresión de Vera dos coladas de rocas volcánicas ultrapotásicas (lamproitas). Véase sondeo P 11 en la Figura 99. La segunda secuencia (VI b) está constituida por margas blancas, con algunas intercalaciones de diatomitas y por carbonatos arrecifales a techo. La base de la secuencia VI b muestra una discordancia angular sobre la secuencia precedente en el borde NO de la Cuenca de Vera Barragán (1997).

La litoestratigrafía de la Unidad VI a es muy variable de un punto a otro de la depresión de Vera como se observa en los sondeos realizados por la empresa MINERSA. Tres de los sondeos más representativos de las facies que presenta la Unidad VI se han representado en la Figura 99.

- *Sondeo en la Mina de Herrerías (Al-4)*

Este sondeo se realizó en la Mina de Herrerías, al N de la localidad de Palomares. La unidad VI está constituida en este punto, en orden ascendente, por: a) 20 m de espesor de óxidos de Fe y barita con textura porosa, con huecos de hasta 1 cm de diámetro, rellenos por capas concéntricas de hematites (fantasmas de rodolitos) y formas ramificadas de briozoos, además se conservan restos de bivalvos reemplazados de hasta 15cm de diámetro. En origen, estas rocas debieron ser calciruditas, con poca influencia de siliciclásticos, aunque hay algunos cantos de cuarzo muy redondeados. Estas rocas debieron de estar formadas enteramente por restos de algas, briozoos, bivalvos, gasterópodos, equínidos, de aguas templadas, equivalentes al miembro Azagador de la Formación Turre de Völk (1967). b) Sobre los óxidos de Fe, hay un paquete de unos 5-10 m de barita y cherts ferruginosos, alternantes, normalmente con más de un 90% de barita con una laminación de orden centimétrico. c) Sobre la capa de cherts y barita se dispone una sucesión de limos y margas de color pardo-rojizo de espesor muy variable (1-5m), entre los que se intercala un cuerpo de barita, de forma lenticular con un espesor máximo de unos 3 m que

desaparece lateralmente. d) Finalmente, sobre los limos pardos, con un contacto gradual hay unos 50 m de arcillas margosas verdes correspondientes al miembro Abad de la Formación Turre (Völk y Rondeel, 1964). La Unidad VI está limitada por discordancias angulares, el contacto con la unidad inferior es una discordancia angular erosiva entre óxidos de hierro y limos de la Unidad V. El superior, con la Unidad VII a, es una discordancia angular erosiva coetánea a la “crisis de salinidad” del Mediterráneo. En esta sección la secuencia VI a tendría unos 80 m de espesor máximo, siendo los 30 primeros de medios someros, y los 50 superiores de facies de cuenca.

- *Sondeo P-11, (Localización geográfica en la Figura 101)*

En este caso el contacto entre las unidades V y VI es gradual, pasando desde arenas finas y limos atribuidos a la Unidad V a areniscas micáceas de granulometría media con algunos bioclastos y bioturbaciones que hemos atribuido a la Unidad VI. Estas areniscas, muestran una secuencia negativa, aumentando hacia techo su contenido en carboanto, glaucomita y restos fósiles, aunque siempre predomina la componente siliciclástica. Sobre las areniscas del miembro Azagador, hay una alternancia de margas y areniscas, de colores muy claros que pasan gradualmente a margas arcillosas de tonos verdes del Miembro Abad (Figura 99). A techo del sondeo hay dos coladas de rocas ultrapotásicas (Veritas). Este sondeo muestra una discordancia angular progresiva donde los buzamientos pasan de horizontales en el Miembro Abad a buzarse hasta 40° en las areniscas de Azagador. En este caso, la unidad VI a tiene un espesor de casi 300 m conservados, con algo más de 100 m de sedimentos equivalentes a los someros descritos en la sección de Herrerías (primeros 30 m). Esta sección es representativa de un punto más profundo de la cuenca, con mayor subsidencia que el caso anterior. Además a diferencia del caso anterior, la base de la secuencia es casi enteramente de carácter siliciclástico.

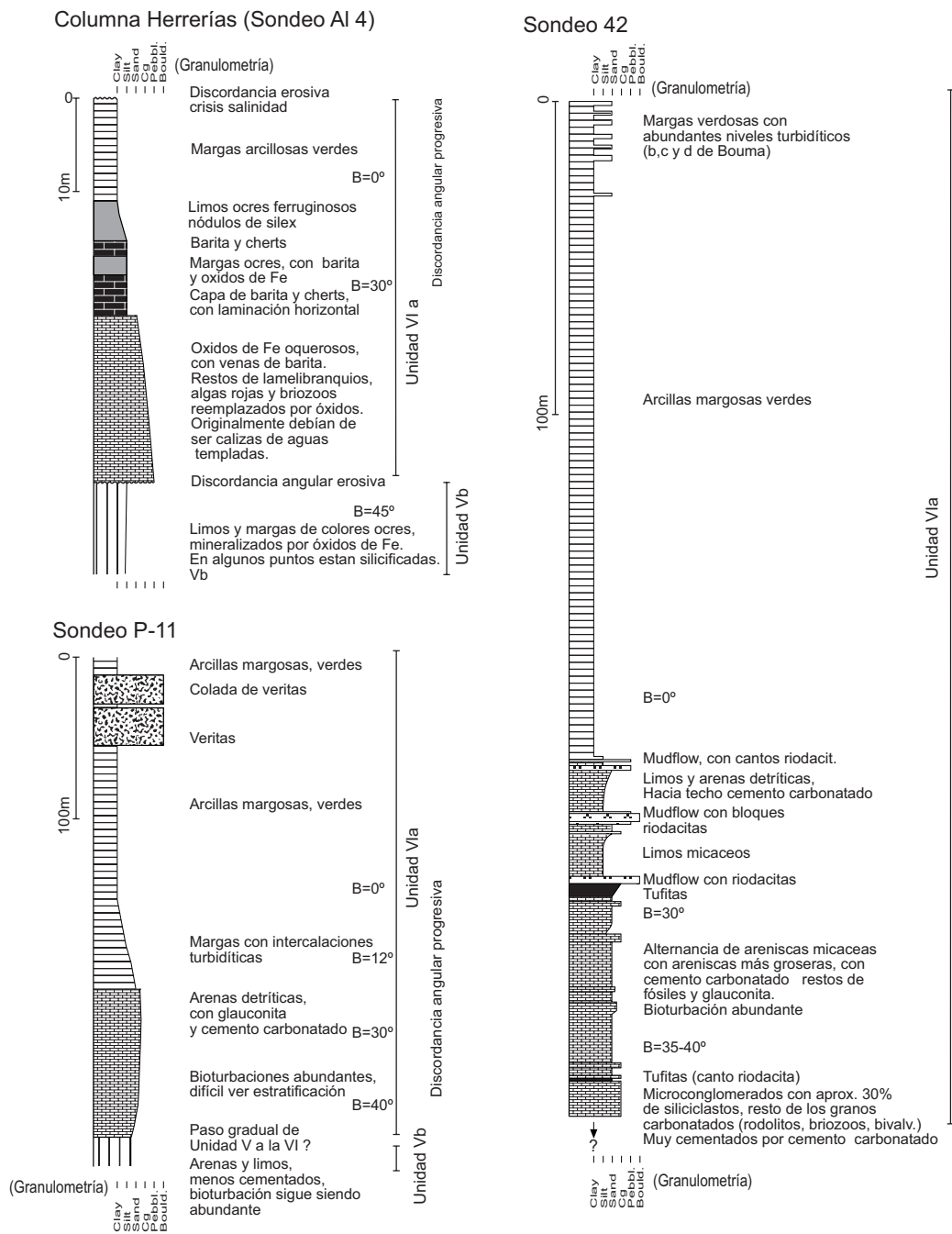


Figura 99 Columnas estratigráficas de la Unidad VI obtenidas a partir de sondeos en el depocentro de Vera. Para localización de sondeos ver figura x de potencia de la Unidad VI.

- *Sección Al-42, (W de Herrerías).*

Este sondeo no llega a cortar a la Unidad V, pero muestra una sucesión muy interesante ya que es la única sección de sedimentos del Tortoniense superior aflorantes en la Depresión de

Vera donde hay intercalados bloques de riodacitas de la serie volcánica calcoalcalina. En orden ascendente este sondeo muestra: a) una decena de metros de calciruditas con más del 60% de carbonatos y glauconita, muy cementados, con abundantes rodolitos, de aproximadamente 3 mm de diámetro; b) Sobre las calciruditas hay unos cien metros de espesor de sedimentos constituidos por una alternancia de arenas siliciclásticas, poco maduras y niveles de tonalidades muy oscuras con cantos de riodacitas, que se han interpretado como tufitas. Esta sucesión está constituida por secuencias estratocrecientes de orden menor, que culminan en los niveles de brechas con cantos de riodacitas; c) sobre la sucesión anterior hay 200 m de arcillas margosas de tonos verdes del Miembro Abad. Ha techo hay abundantes niveles de turbiditas distales con los tramos superiores de la secuencia de Bouma (Figura 99).

Al igual que en los dos sondeos anteriores se observa un cambio gradual del buzamiento de los estratos, desde horizontales en la base de las arcillas margosas hasta 35-40° en el muro del sondeo, en las calciruditas. Esta discordancia progresiva produce y se refleja en los cambios de espesor laterales que muestra la formación de calciruditas y calcarenitas, de forma que en sondeos cercanos al Al-42, como el Al-19 no se cortan más de 10 m de sedimentos previos a las margas, frente a más de 110 m cortados en el Al-42, sin haber llegado al final de la secuencia VI a, (corte 1-1' de la Figura 108 y posición de los sondeos en la Figura 107).

La presencia de niveles tufíticos con cantos de riodacitas pone de manifiesto que durante el Tortoniense terminal, se estaba produciendo vulcanismo de estas características, el cual podría ser el causante de la anomalía térmica necesaria para el funcionamiento de los sistemas hidrotermales que dieron lugar a la mineralización exhalativo-sedimentaria de Herrerías. En el sondeo Al-43, realizado cerca del sondeo anterior, se corta un importante espesor de rocas riodacíticas, que podrían ser el área fuente de los conglomerados de cantos riodacíticos descritos anteriormente.

Localmente, en los sondeos Al-38 y Al-36, se cortan entre las margas arcillosas verdes y las margas limosas de la secuencia V b un paquete de brechas, tamaño "pebble", clastosoportadas con colores rojizos, o pardos con cemento carbonatado. Con cantos de origen Alpujárride (dolomías), o de Bédar-Macael (micaesquistos de la formación de Tahal y anfibolitas). Bajo las brechas, los limos tienen buzamientos de 45°, siendo el contacto una discordancia angular erosiva. Estos conglomerados, que se han atribuido a medios continentales son coetáneos al Miembro Azagador.

En las cercanías de Palomares, la secuencia VI a muestra una disminución de potencia, acompañada de un cambio hacia facies de medios más someros o incluso continentales hacia el E, lo cual indica que la potencia reducida es un rasgo estratigráfico original y no un artefacto producido por erosión diferencial. Esto hace que el mapa de isopacas de la Unidad VI (Messiniense) del sector de Palomares refleje parcialmente la distribución de espesores existente durante el Messiniense, aunque el techo de esta secuencia sea una discordancia erosiva (Figura 100).

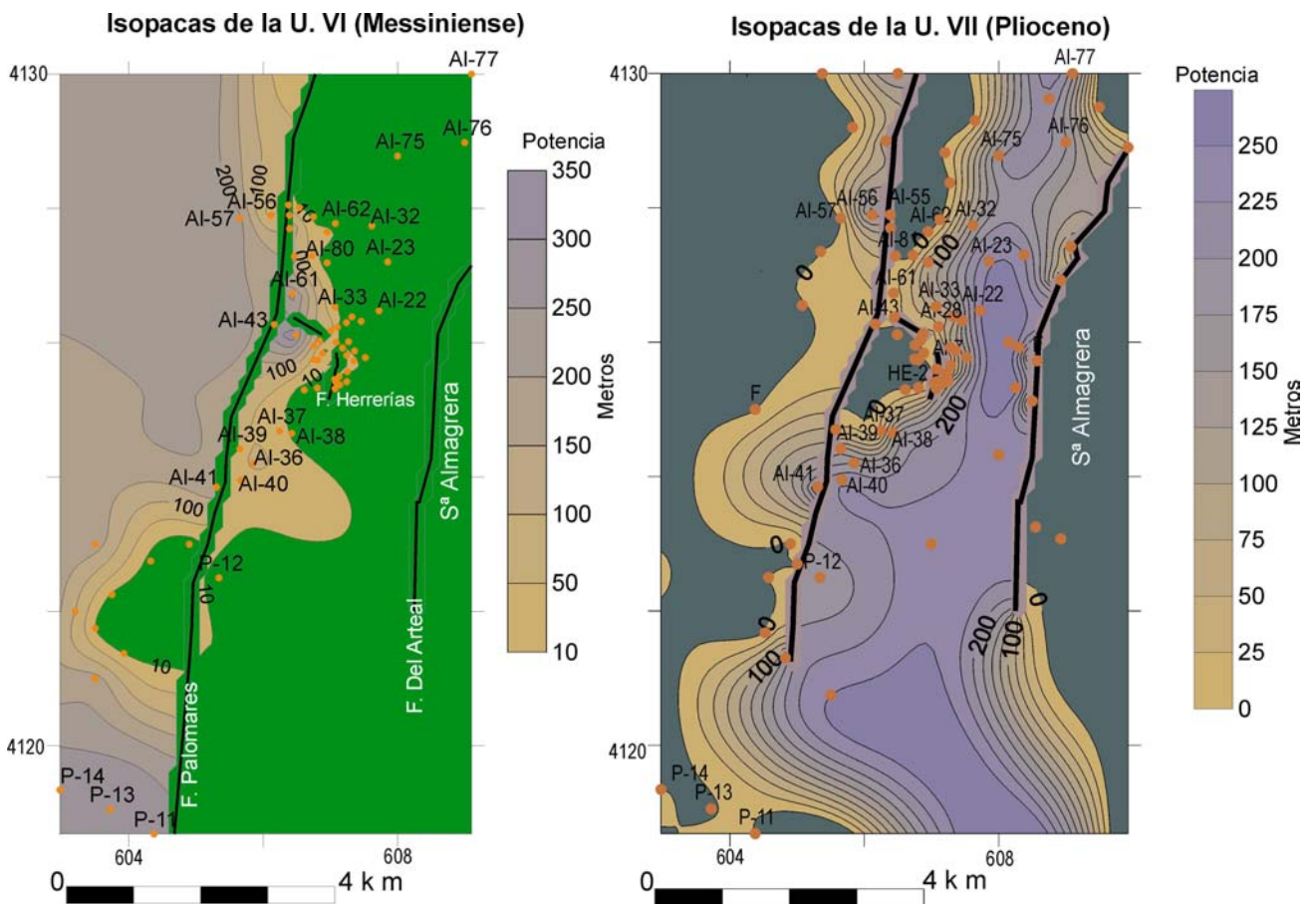


Figura 100 Mapas de isopacas actuales de las unidades sedimentarias VI (Messiniense) y VII (Plioceno) en el entorno de las fallas de Almagrera y Palomares. Los círculos rojos representan los datos utilizados para obtener la distribución de espesores, que son sondeos, información de antiguas labores mineras o intersección de la base de estas unidades con la topografía.

Secuencia VIb

Esta secuencia sólo aflora en la parte noroccidental del depocentro de Vera, descrita por Barragán (1997) es una secuencia regresiva, formada por margas blancas, diatomitas, y en zonas marginales por arrecifes de aguas cálidas, que se disponen de forma escalonada, indicando un

nivel del mar progresivamente más bajo, que acabaría con la desecación del Mediterráneo en el Messiniense superior.

Uno de los rasgos más característicos de la unidad VI es la discordancia angular progresiva que muestra en su base. Esta discordancia muestra una orientación E-O en el borde N de Sierra Cabrera y una orientación mucho más noroesteada (N30°E) subparalela a la falla de Palomares en las cercanías de Garrucha (Figura 107), tras describir un pliegue de eje vertical en el entorno de Mojácar denominado Arco de Mojácar en la bibliografía, por ejemplo Barragán (1997). La Unidad VI se encuentra mayormente restringida a la parte interna del arco de Mojácar y en el lado occidental de la rama norte de dicho arco, que discurre paralela a la falla de Palomares. Además muestra un aumento de potencia hacia el interior de la Depresión de Vera, como se observa en el mapa de isopacas de la Unidad VI en el entorno de Herrerías-Palomares (Figura 100a)

5.7.5 UNIDAD VII (MESSINIENSE TERMINAL-PLEISTOCENO INFERIOR)

Es transgresiva sobre la superficie erosiva producida durante la “crisis de salinidad” del Mediterráneo de edad Messiniense superior (Martín y Braga, 1994). Generalmente los mayores espesores de esta unidad se alinean paralelos a la traza de las fallas de salto en dirección presentes en el área de Vera. En cortes transversos a la dirección de las fallas la Unidad VII muestra una geometría en cuña con su máxima potencia cercana a la traza de las fallas (mapa de isopacas en la Figura 100b). La distribución de potencias de la Unidad VII cambia respecto a la geometría del relleno sedimentario previo, habiéndose creado nuevos depocentros sedimentarios con una orientación NNE-SSO, subparalelos a la dirección de las fallas transcurrentes del área de Vera.

En esta unidad Barragán (1997) ha diferenciado dos secuencias deposicionales:

Secuencia deposicional VII a

Esta secuencia está constituida por sedimentos de medios de transición y marinos que se depositaron tras la crisis de salinidad messiniense, incluye una formación basal conglomerática que sólo se encuentra en algunos puntos de la cuenca, Barragán (1997) y sobre ella hay una formación de margas y limos de cuenca, que lateralmente pasan a facies calcareníticas propias de medios más someros en de los márgenes de la cuenca Pliocena.

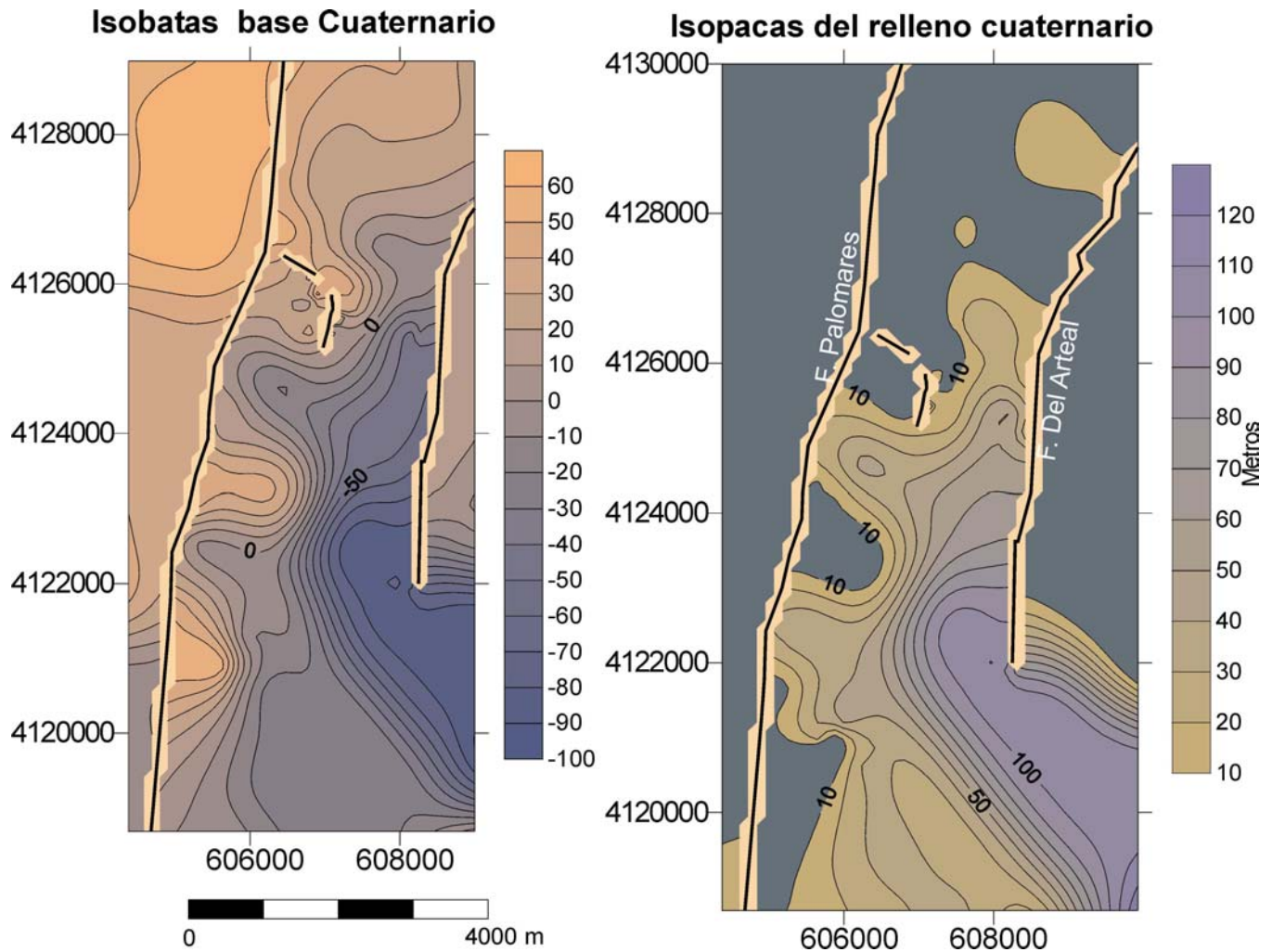


Figura 101 Izquierda, mapa de isobatas actuales del muro del relleno sedimentario cuaternario y a la derecha mapa de isopacas de los sedimentos cuaternarios, en el entorno de las fallas de Almagrera y Palomares. Los círculos rojos representan los datos utilizados para obtener la distribución de espesores, que son sondeos, información de antiguas labores mineras o intersección de la base de estas unidades con la topografía.

La formación basal de la secuencia VII a suele ser un conglomerado matriz soportado, con matriz margosa, procedente de la erosión de las margas Messinienses que incluye cantos de forma discoidal, procedentes de las turbiditas de la misma formación junto con bloques de yeso. Sobre estos conglomerados, localmente hay algunos cuerpos de calcarenitas rellenando canales. En general son sedimentos formados en ambientes continentales (conglomerados rojos, travertinos) o transicionales, (debris flows, calcarenitas, conglomerados marinos).

El resto de la secuencia VII a (Formación Cuevas de Völk (1966) está constituida fundamentalmente pro margas y limos de cuenca que se depositan en onlap sobre las unidades sedimentarias previas y sobre el basamento. Las margas tienen una estratificación pobre, con bioturbaciones verticales, probablemente en relación con tasas de sedimentación elevadas.

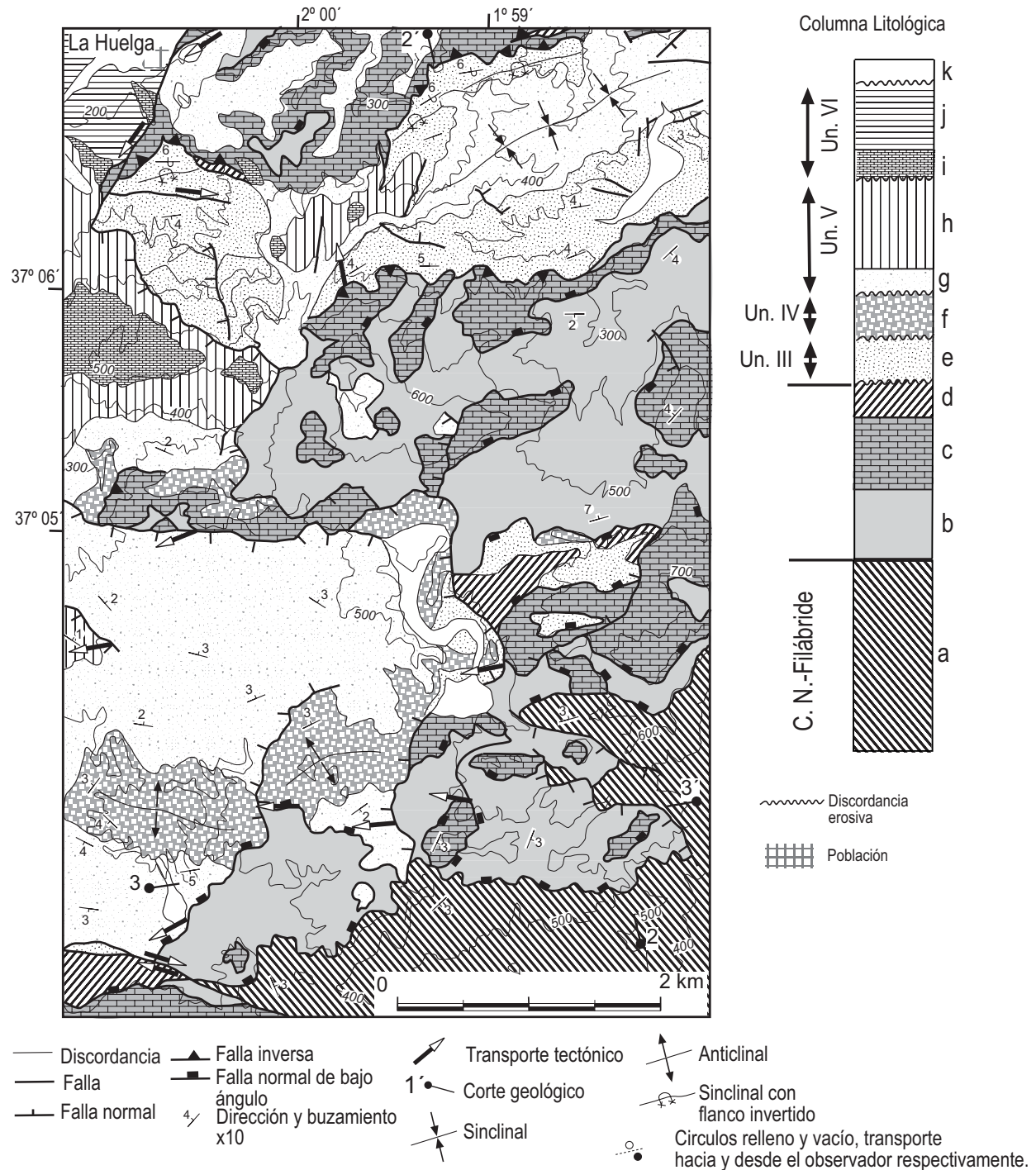


Figura 102 Mapa estructural de la terminación occidental de Sierra Cabrera. Leyenda: a) esquistos grafitosos de la Unidad de Calar-Alto (C. Nevado Filábride), b) esquistos de grano fino (Complejo Alpujárride), c) dolomías y mármoles triásicos (complejo Alpujárride), d) cuarcitas y rocas carbonatadas (Unidad Málagaide inferior), e) Unidades I, II y III (Burdigaliense-Serravaliense), f) Unidad IV, conglomerados rojos (Tortonense Inferior), g) Unidad Va, conglomerados y arenas y limos (Tortonense Superior), h) Unidad Vb, Margas (Tortonense Superior), i) Unidad VI a (c), calcarenitas (Tortonense terminal), j) Unidad VI b (m), margas (Messiniese), k) Cuaternario indiferenciado. La localización geográfica de este mapa ha sido ilustrada en la figura 77. Cartografía propia y datos de Barragán (1997).

Secuencia deposicional VII b

Está constituida por sedimentos de medios continentales y de transición depositados durante la retirada definitiva del mar de la depresión de Vera. Destacan conglomerados de medios transicionales como los conglomerados del delta del Espiritu Santo en Vera, o conglomerados de medios estuarinos en el Corredor de Pulpí, y en los afloramientos cercanos al Arteal (localidad ilustrada en el mapa de la Figura 108). Estos conglomerados están constituidos casi exclusivamente por cantos de la Unidad de Bédar Macael, como indica Barragán (1997) procedentes del N, seguramente de la Sierra de Almenara, a lo largo del Pasillo de Pulpí y por tanto no pueden provenir de la Sierra de Almagrera, donde sólo hay esquistos grafitosos y cuarcitas de la Unidad de Calar-Alto.

Unidad Continental Terminal (UCT)

Esta unidad está formada por conglomerados pardos continentales depositados durante el Plioceno Superior-Pleistoceno, que afloran sólo en el borde noroccidental de la depresión de Vera. La parte basal de esta sucesión de conglomerados es según Barragán un equivalente lateral de la unidad VII b.

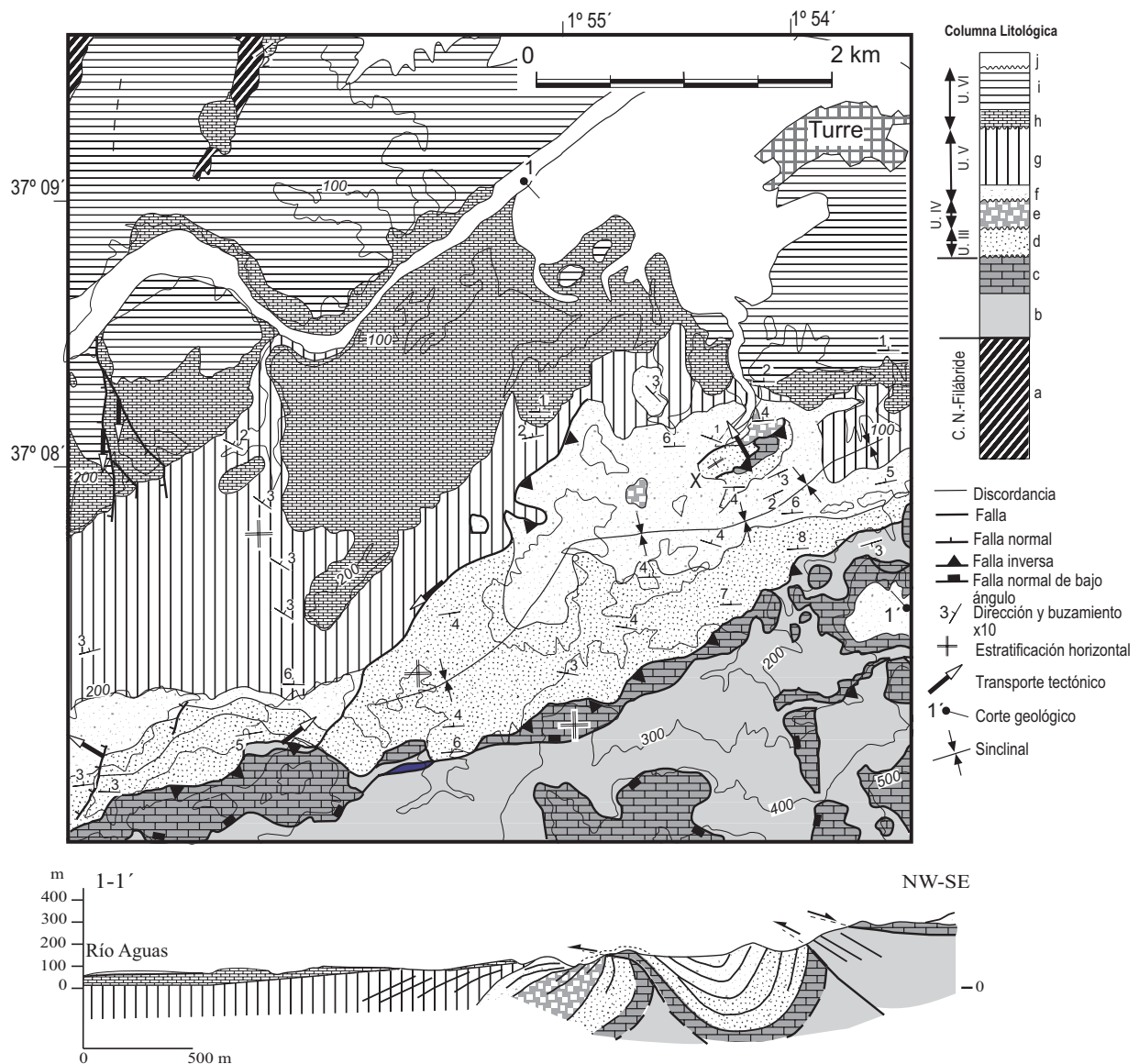
Sedimentos Cuaternarios

La depresión de Vera ha sido sometida a erosión durante el Cuaternario, formándose gracias, diversos niveles de terrazas marinas y depósitos de albufera, incluidos por Barragán (1997) en la Formación Salares. Los sedimentos y niveles de glacis Cuaternarios presentes en el área han sido estudiados por Goy y Zazo (1982 y 1986) y por Barragán (1997), entre otros. Los sedimentos del Cuaternario presentes en el sector de Palomares muestran una distribución determinada por la posición de las fallas de salto en dirección sinistras de este sector como se infiere de los mapas de isopacas de la Figura 101, indicando su depósito coetáneo a la actividad de estas fallas.

5.8 ESTRUCTURAS CONTRACTIVAS DEL TORTONIENSE EN EL ÁREA DE VERA

Los pliegues del Neógeno Superior reconocidos en el área de Vera muestran trazas axiales de orientación ENE-OSO y E-O (Figuras 77, 102 y 103). Los pliegues mayores son anticlinales constituidos por el basamento metamórfico, coincidentes con las sierras del área. La cuerda de estos anticlinales es del orden de la decena de km y muestran charnelas abiertas con buzamientos máximos en los flancos de 45-60 °. En los sedimentos neógenos situados entre estos anticlinales

los pliegues tienen una longitud de onda del orden de 1 km, siendo los sinformes de mayor amplitud que los antiformes (corte geológico en la Figura 105).



Mapa estructural y corte geológico de una parte del flanco N del anticlinal de Sierra Cabrera. Leyenda: a) Unidad de Bédar-Macael, b) esquistos de grano fino (Unidad de Variegato), c) mármoles (U. Variegato), d) conglomerados, arenas y limos (U III, Serravaliense), e) margas (U IV, Tortoniense Inferior), f) conglomerados de medios deltaicos (U Va, Tortoniense Superior bajo), g) margas de cuenca, (U Vb, Tortoniense Superior), h) calciruditas y calcarenitas (U VI a, Tortoniense terminal), i) margas arcillosas de cuenca (U VI a, Messiniense), j) Cuaternario indiferenciado. La localización geográfica de este mapa ha sido ilustrada en la Figura 77.

Los pliegues y otras estructuras contractivas se han formado coetáneamente al depósito de las unidades sedimentarias tortonienses, de modo que la intersección entre los diferentes cuerpos sedimentarios definen discordancias angulares de orientación subparalela a las estructuras

contractivas, como pliegues o fallas transcurrentes. Se han observado dos discordancias angulares mayores que datan pulsos contractivos durante los cuales se han formado los pliegues. La discordancia más antigua se encuentra a la base de la Unidad estratigráfica V, que se depositó sobre sucesiones sedimentarias plegadas con anterioridad, dando lugar a la “discordancia intratortoniense” (Estévez et al., 1982).

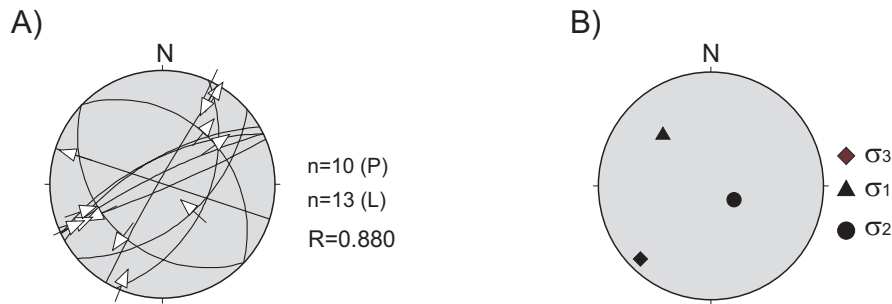


Figura 103 Representación estereográfica de estructuras que afectan a sedimentos del Tortoniano Inferior en el borde N de Sierra Cabrera (Localidad X en la Figura 104) selladas por conglomerados de la Unidad Va. B) Proyección de los ejes del tensor de paleoesfuerzos determinado a partir de las estructuras representadas en A) utilizando el programa de redes de búsqueda de Galindo Zaldívar y González Lodeiro (1988).

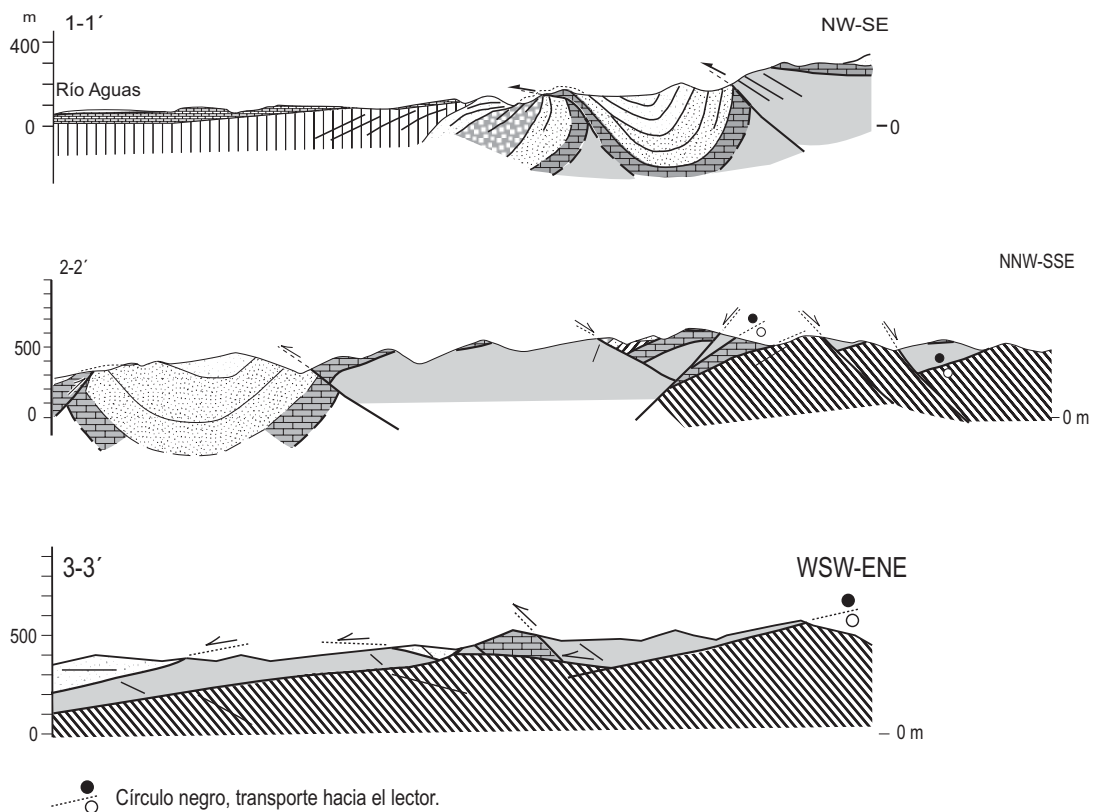


Figura 104 Cortes geológicos de Sierra Cabrera, situación geográfica y leyenda en las Figuras 102 y 103.

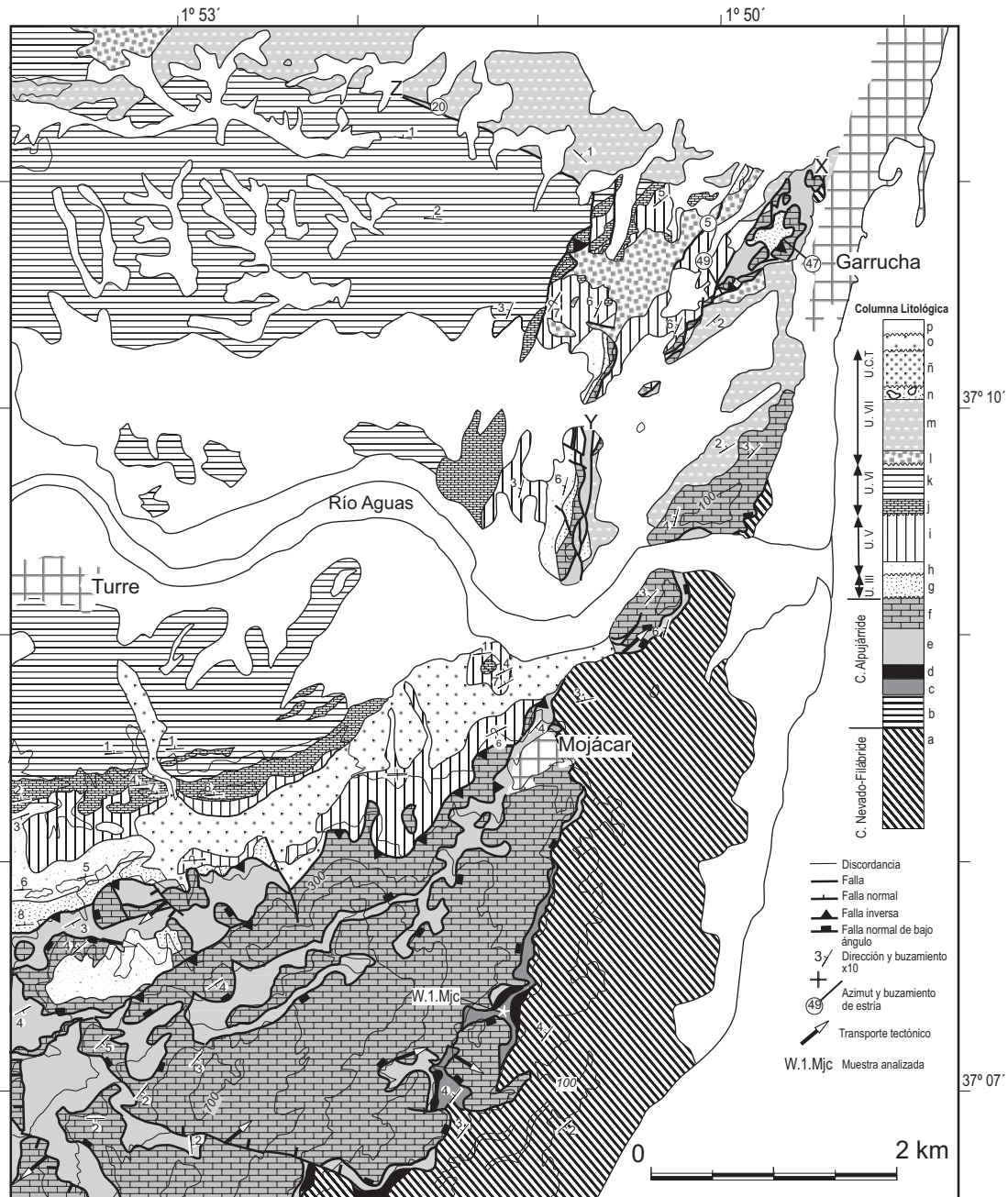


Figura 105 Mapa estructural del sureste de la Cuenca de Vera; a) Un. de Calar-Alto, esquistos grafitosos de bajo grado; b) Esquistos grafitosos con St (C. Alpujárride); c y d) esquistos de grano fino con carfolita y rocas carbonatadas triásicas respectivamente, Un. de Jaravía; e y f) Un. Alpujárride superior: esquistos de grano fino, cuarcitas y rocas carbonatadas triásicas respectivamente; g) conglomerados rojos (Serravaliense); h) conglomerados de medios deltaicos (Tortoniense Superior); i) margas y limos de cuenca (Tortoniense Superior); j) calciruditas y calcarenitas (Tortoniense terminal-Messiniense); k) margas, arcillas y turbiditas (Messiniense); l) Olistostromas, conglomerados y calcarenitas (Messiniense terminal-Plioceno Inferior); m) Margas y limos grises (Plioceno Inferior); n) Conglomerados deltaicos y de medios de transición (Plioceno Inferior); ñ) conglomerados continentales (Plioceno superior-Pleistoceno); o) Glacis, terrazas aluviales colgadas y travertinos de yeso cuaternarios, p) terrazas aluviales, ramblas actuales.

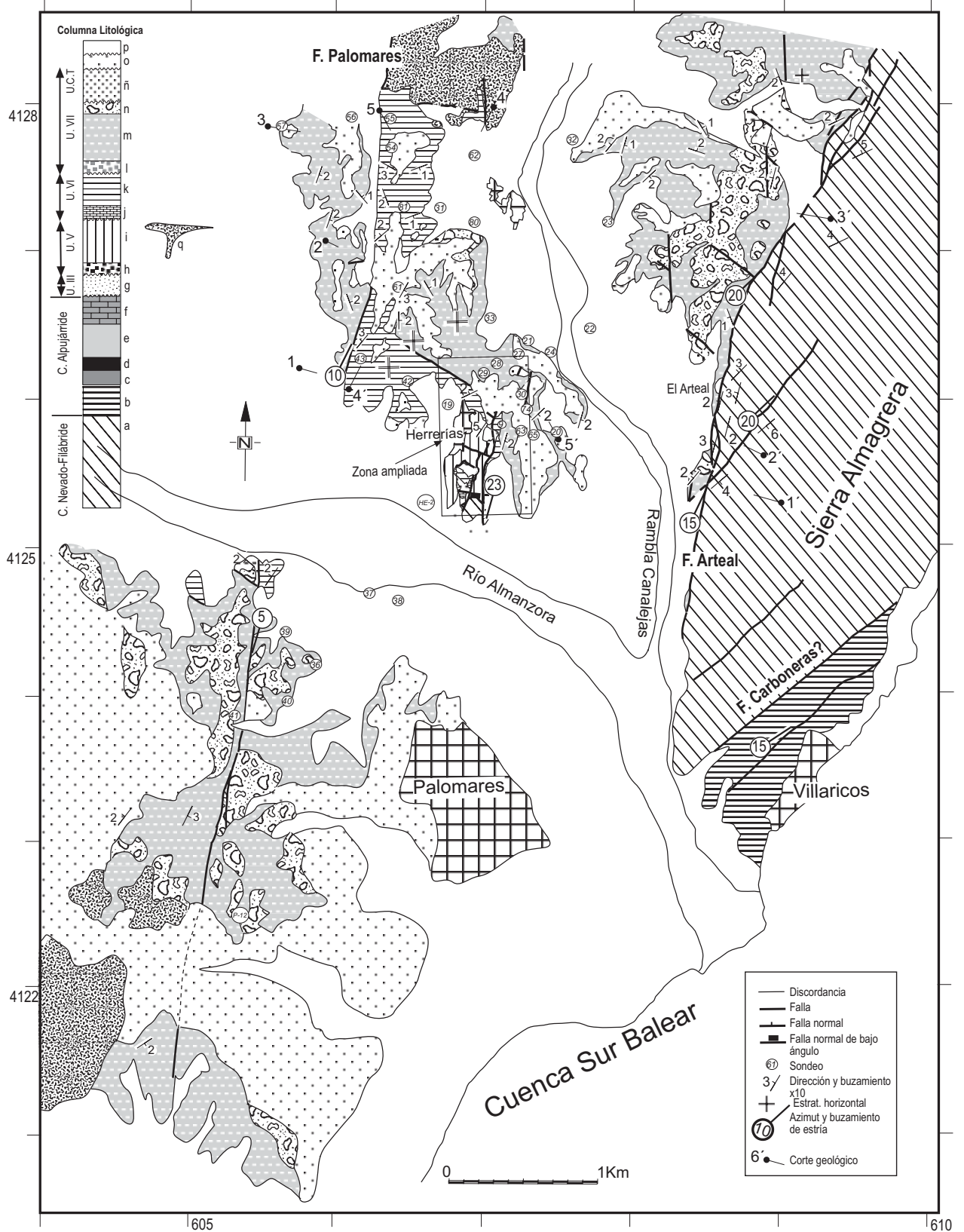


Figura 106 Mapa tectónico del área de Palomares. Projectado sobre coordenadas UTM. Ver significado de la leyenda de la columna litológica al pie de la figura anterior.

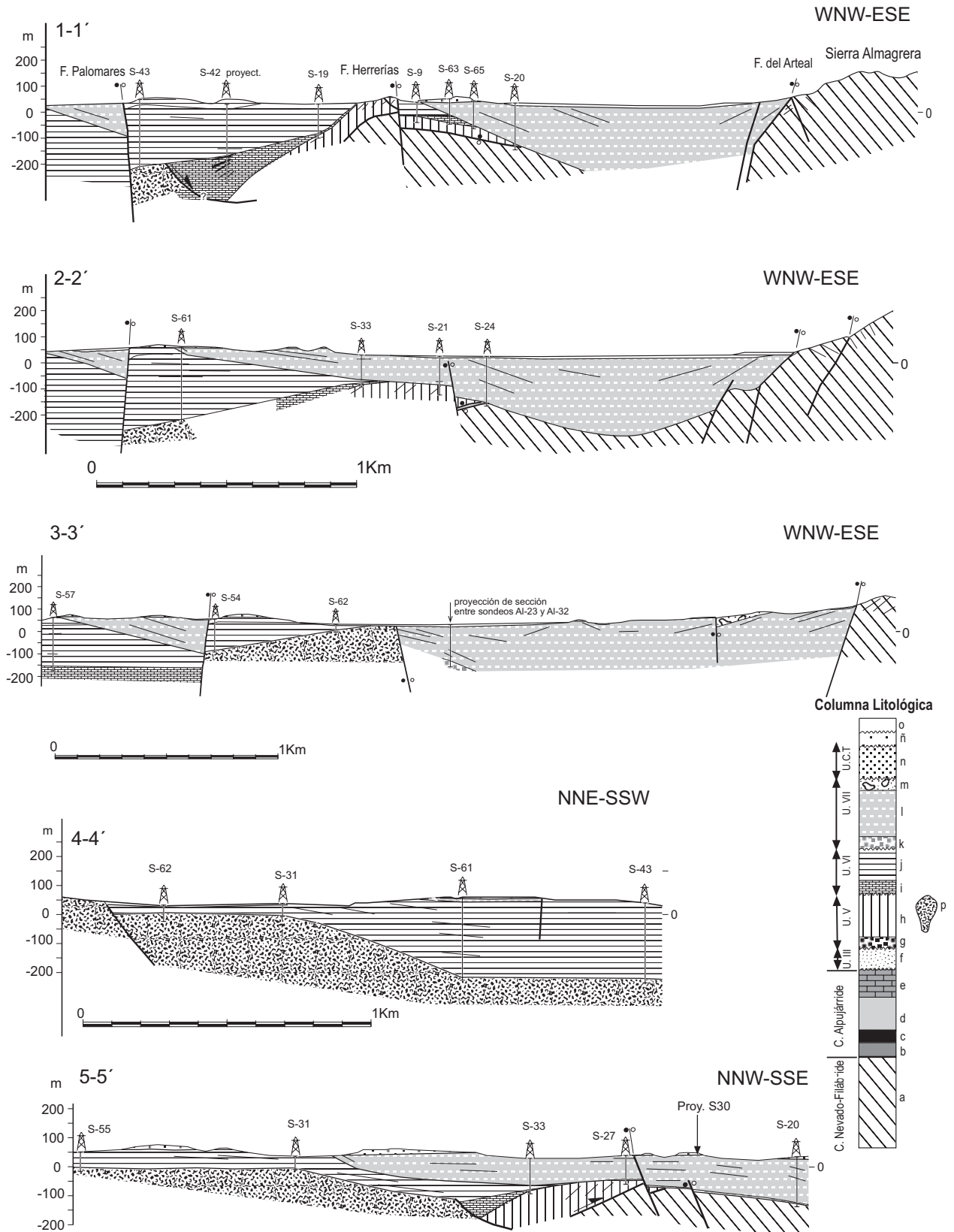


Figura 107 Cortes geológicos del sector de Palomares. Datos de cartografía geológica propia, sondeos cedidos por MINERSA y procedentes de planos de las Minas del Arteal, donde se ilustra la geometría de la falla del Arteal en el borde oeste de Sierra Almagrera

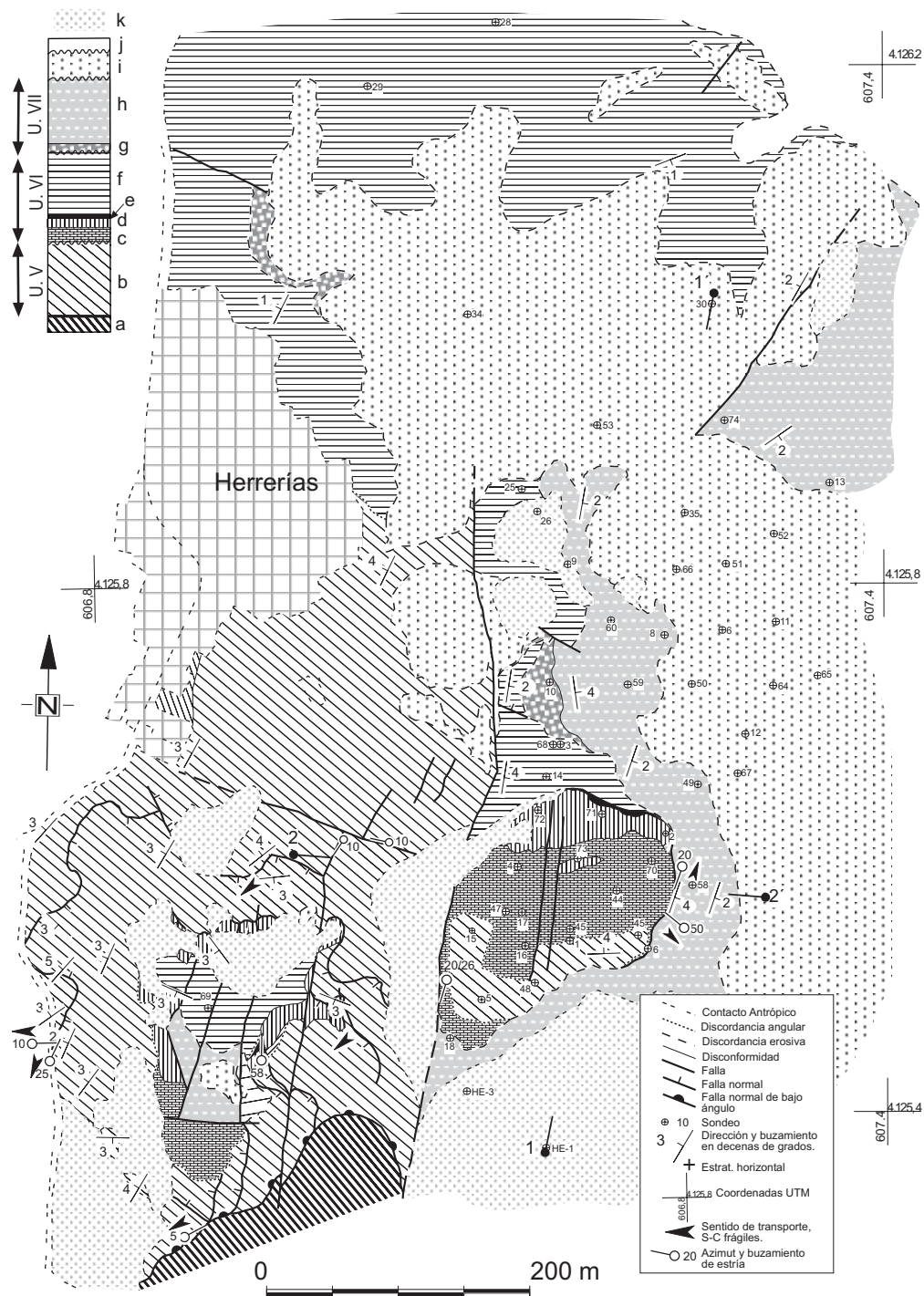


Figura 108 Mapa geológico de detalle del sector de Herrerías, localización geográfica en el mapa estructural de Palomares, en la Figura 105. Litologías: a) esquistos grafitosos de la Un. de Calar-Alto, b) Limos y margas mineralizados (Un. Va), Tortonense Superior c) calizas con algas reemplazadas por óxidos de Fe (U VIa), Tortonense Terminal-Messiniense, d) barita exalativo-sedimentaria (Un. VIa), Messiniense, e) limos y margas mineralizados, f) margas arcillosas verdes (Un. VIa), Messiniense g) conglomerado matriz soportado (Un. VIIa), Plioceno Inferior h) margas limosas (U VIIa), Plioceno Inferior i) Conglomerados cementados y caliches, Pleistoceno, j) suelos y ramblas, Holoceno, k) rellenos y escombreras de minería.

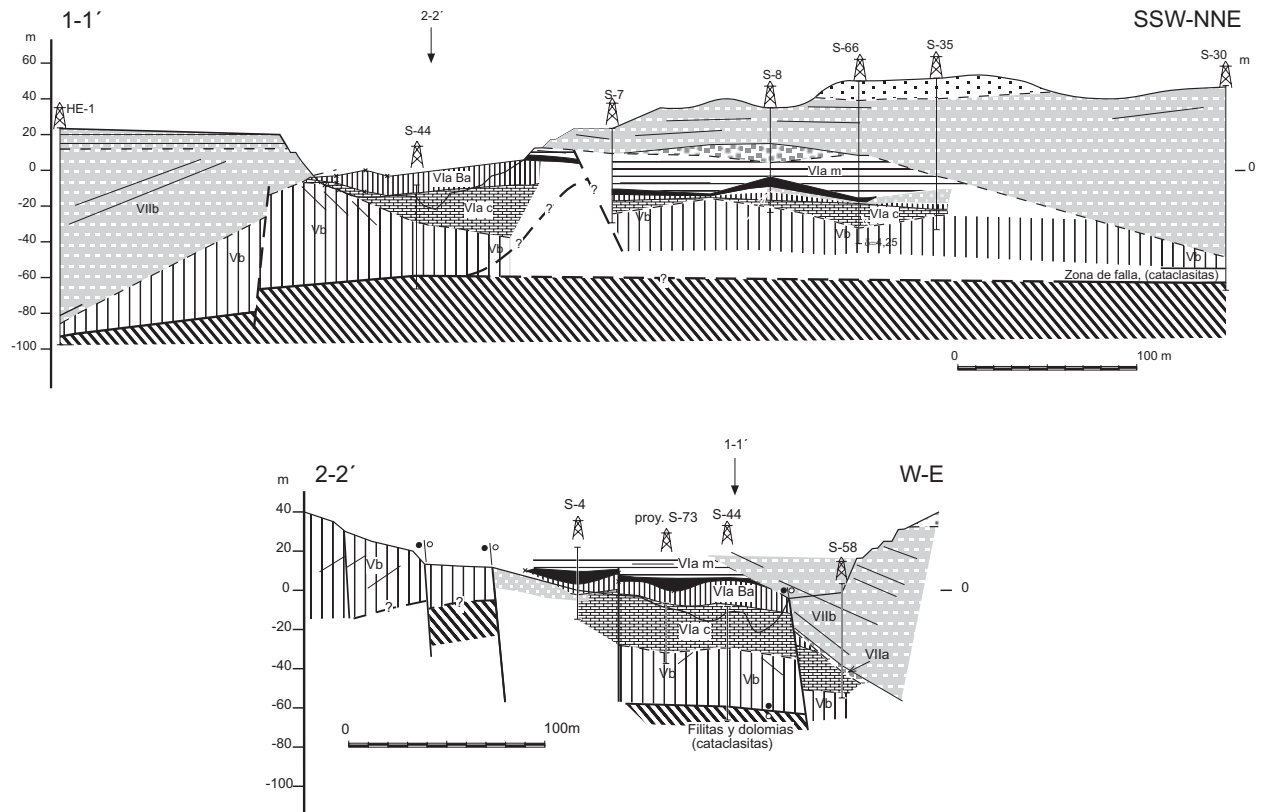


Figura 109 Cortes geológicos del área de Herrerías. Posición geográfica de los cortes representada en el mapa de la Figura 107.

En el borde N de Sierra Cabrera se observan numerosas estructuras relacionadas con este pulso contractivo, gran parte de las cuales han sido selladas por la Unidad V. Entre estas estructuras destacan segmentos de fallas dexas de orientación N70°E, fallas inversas con transporte hacia el NO y un pliegue de orientación SO-NE en los sedimentos del Mioceno Medio, vergente al SE, cuya traza axial se ha ilustrado en la Figura 103.

Como ejemplo representativo de estas estructuras se ha elegido la localidad X (Figuras 103 y 104) donde afloran margas correspondientes a la base de la Unidad IV, datadas como Tortoniense Inferior por Barragán (1997). Estas margas se encuentran pinzadas por una falla inversa con transporte hacia N320 cuyo bloque de techo está constituido por dolomías triásicas alpujárrides y conglomerados del Mioceno Medio (corte geológico 1-1', Figura 104). La falla inversa se encuentra sellada por conglomerados marinos de la Unidad V del Tortoniense Superior. Además se reconocen segmentos de fallas dexas de orientación N70°E en los conglomerados de la Unidad Va, sellados por esta misma unidad estratigráfica. Aunque a lo largo del borde N de Sierra Cabrera afloren varios segmentos de fallas dexas de orientación N70°E no se ha encontrado ninguna estructura mayor con esta cinemática, que indicara que este

borde hubiese actuado en conjunto como una zona de cizalla dextra como ha propuesto Sanz de Galdeano (1987).

A partir de las estructuras observadas en la localidad X se ha obtenido un tensor de esfuerzos de carácter transpresivo, con el eje σ_1 de orientación N320 (Figura 104). Este elipsoide de paleoesfuerzos es congruente con el modelo de acortamiento de dirección NO-SE propuesto por diversos autores para el Tortonense (Ott d'Estevou y Montenat, 1985; Montenat et al., 1987; Montenat y Ott d'Estevou, 1990; Stapel et al., 1996 y Huibregtse et al., 1998).

Se ha reconocido una segunda discordancia angular relacionada con la formación de los pliegues Neógenos que afecta a los materiales de la base de la Unidad VI a, de edad Tortonense Terminal-Messiniense basal. El Miembro Azagador muestra una discordancia en abanico de dirección E-O con buzamientos comprendidos entre 70 y 15° en el borde septentrional de Sierra Cabrera. Los sedimentos de la Unidad V están plegados y fallados por estructuras compresivas relacionadas con este segundo pulso contractivo (corte geológicos, Figura 103).

5.9 TECTÓNICA EXTENSIONAL DURANTE EL NEÓGENO SUPERIOR EN EL ÁREA DE VERA

Las estructuras extensionales son especialmente manifiestas en el extremo occidental de Sierra Cabrera, donde la Unidad estratigráfica V a (Tortonense Superior) está cortada por fallas normales de bajo ángulo con transporte tectónico hacia el OSO (Figura 102 y corte 3-3' de la Figura 105). En esta área afloran además fallas de orientación E-O que delimitan una depresión rellena por sedimentos de la Unidad V; las fallas situadas en el borde N de la depresión muestran una componente de transporte dextrorso mientras que las situadas en el borde sur, con la misma dirección que las anteriores, son sinistrorsas. Estas fallas que tienen una continuidad lateral con las fallas normales de bajo ángulo se han interpretado como rampas laterales generadas en extensión. Este cortejo de fallas se encuentra cortado al Sur por la falla de salto en dirección dextra de Gafarillos (Montenat et al., 1990b)

Otro ejemplo de fallas normales generadas en un contexto extensional se encuentra en el entorno de la Mina de Herrerías, al N de Palomares (Figuras 109 y 110). Fallas normales lítricas mineralizadas con óxidos de Fe junto con venas de yeso adelgazan a los limos y margas del Tortonense superior. Además, el contacto entre estos sedimentos (Un. V) y el basamento es una zona de falla definida por cataclasitas foliadas con estrías que indican traslaciones hacia el SO y O mayoritariamente. Algunas de las fallas lítricas son de crecimiento y han condicionado la

geometría en cuña del relleno sedimentario de la Unidad VI a y la formación de discordancias angulares, por ejemplo entre las Unidades V y VI (corte geológico 1-1', Figura 110).

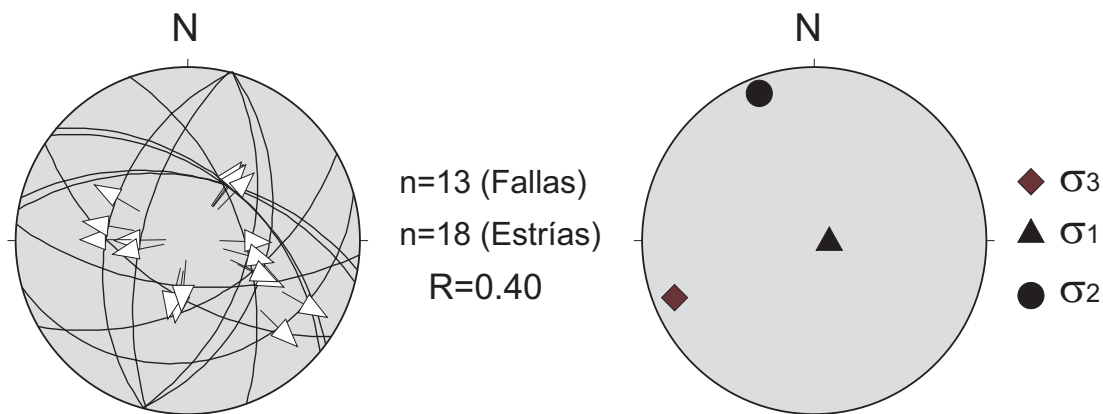


Figura 110 Izquierda, representación estereográfica de estructuras extensionales presentes en la Mina de las Herrerías, que afectan a sedimentos de la Un. V y a la base de la Un. VI (Tortonense Superior-Messiniense). Derecha, diagrama de paleoesfuerzos obtenido con las fallas representadas a la izquierda.

A partir de las fallas menores aflorantes en el entorno de Herrerías, que afectan a las Unidades V y VI, se ha calculado un elipsoide de paleoesfuerzos, utilizando el programa de redes de búsqueda de Galindo Zaldívar y González Lodeiro (1988) (Figura 111). Este elipsoide muestra un régimen puramente extensional, con el eje mayor vertical y una relación axial R igual a 0,4 indicativa de un elipsoide de geometría prolata. La posición de los ejes es sin embargo muy similar a la posición que muestra el elipsoide contractivo de la Figura 104, sólo cambiando el orden, lo cual podría indicar que el cambio de un estado de esfuerzos contractivo al extensional se produce por permutación de esfuerzos, en momentos de relajación de la contracción o cuando tras un episodio de acortamiento se produce una cierta acumulación de energía potencial que se libera con un episodio extensional; en cuyo caso la extensión sería sin-orogénica.

5.10 TECTÓNICA TRANSCURRENTE EN EL ÁREA DE VERA (SISTEMA DE FALLAS DE PALOMARES)

La Falla de Palomares fue cartografiada inicialmente por Völk (1967), sin embargo, fué definida como falla de Palomares por Bouquet et al. (1975), Bousquet y Philip (1976) y Bousquet (1979) para hacer referencia a varios segmentos de falla verticales de dirección N10-20°E con estrías en dirección, que se prolongan desde Pulpí hasta Garrucha con varias interrupciones donde se encuentran sellados por sedimentos cuaternarios (Figuras 77, 106 y 107). Según estos autores la falla fue activa durante el Plio-Cuaternario. Posteriormente se definió como corredor de desgarre de Palomares por Alvado (1986) y Ott d'Estevou et al. (1990)

y zona de cizalla de Palomares por Weijermars (1987). Sin embargo, estos autores hacen referencia a estructuras diferentes o incluyen a otras fallas. En este trabajo se ha preferido utilizar el término de sistema de fallas de Palomares para incluir a fallas de dirección variable entre N-S y N30°E sinistrorsas junto con otras asociadas, como sus conjugadas.

En este sistema de fallas se han incluido la Zona de Falla de Palomares que tiene 3 km de anchura aproximadamente e incluye a varias fallas sinistrorsas como la de Palomares tal como la definieron Bousquet y Philip (1976) y la Falla del Hártela (Figura 77); junto con otras fallas como la de Terreros (Alvarez, 1987), la falla de los Gallardos, en el borde oriental de la Sierra de los Filabres, la falla de la Huelga en la terminación occidental de Sierra Cabrera y alguna falla dextra conjugada de éstas como la de Gafarillos (Montenat et al., 1990b).

Zona de Falla de Palomares

Esta zona de falla está constituida por varios segmentos de falla de orientación N10-20°E, cartografiados en las Figuras 77, 106 y 107, que en secciones transversales a la dirección de las fallas describen geometrías en flor, tanto normales como inversas a diversas escalas (cortes 1-1' y 2-2' de las Figuras 108 y 110 respectivamente). La zona de falla ha tenido un régimen sinistronormal a lo largo del Plioceno y Cuaternario, favoreciendo el desarrollo de depocentros alargados paralelamente a las fallas, rellenos de sedimentos de esta edad (mapas de isopacas del relleno sedimentario en las Figuras 100, 101 y cortes geológicos en la Figura 108). Este carácter transtensivo de la zona de falla hace que una parte de ella se encuentre sellada por los sedimentos cuaternarios de la Depresión de Vera.

La deformación a lo largo de esta zona de falla se ha acomodado de forma episódica en distintos segmentos de falla. Además el régimen de la falla cambia ligeramente de unos segmentos a otros observándose estrías que indican regímenes sinistro-normales y sinistronormales inversos; esto ha dado lugar a la extrusión y subsidencia de horres transcurrentes; algunos de los horres se han cartografiado al Sur de la localidad Y en la Figura 106, y se encuentran sellados un poco más al norte por conglomerados del Messiniense terminal; lo cual confirma la actividad de esta zona de falla durante el Messiniense. La Zona de Falla de Palomares constituye el límite oriental de los afloramientos más potentes de la unidad VI, los cuales muestran una discordancia angular progresiva de eje paralelo a la orientación de la zona de falla, como se ha observado en los sondeos (Figura 99) y en los afloramientos de esta unidad, situados al O de Garrucha (Figura 106), lo cual podría indicar que la discordancia guarda una relación con la actividad de la falla y por tanto está habría sido activa durante el Tortoniense terminal-Messiniense.

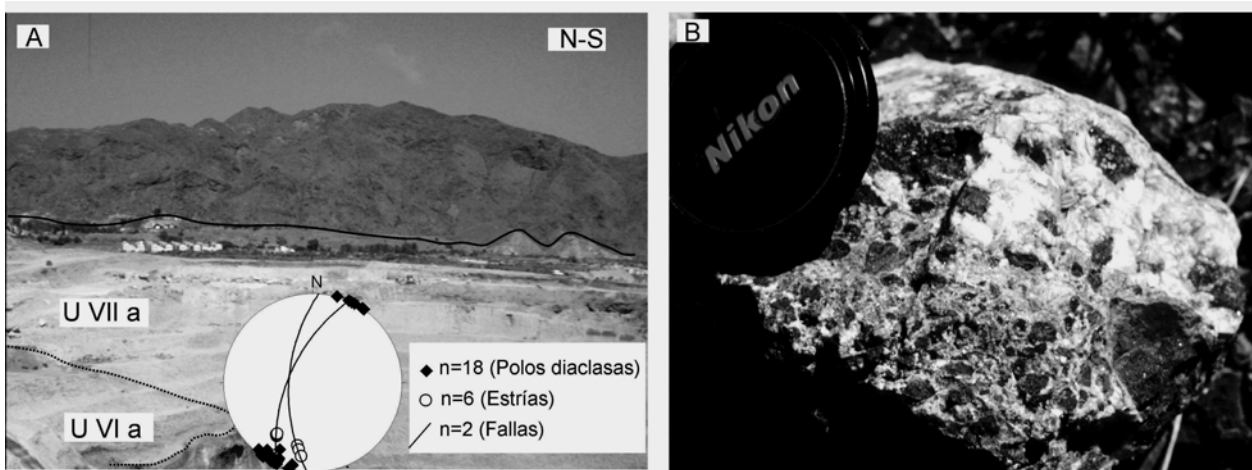


Figura 111 A) Fotografía de la Sierra de Almagrera vista desde la corta de la Mina de Herrerías. Obsérvese el relieve creado por la Falla del Arteal, cuyo trazado ha sido marcado con un trazo negro continuo (la diferencia de cotas entre las cimas y la traza de la falla es de 300 m). En primer plano se observa la discordancia erosiva angular entre las unidades VI a y VII a. B) Brecha implosiva asociada a la falla del Arteal. Los cantos oscuros corresponden a fragmentos de esquistos grafitosos inmersos en una matriz constituida por varias generaciones de barita y siderita.

Los segmentos de la Zona de Falla de Palomares situados al O de Garrucha (Figura 106) no llegan a cortar al antiforame de Sierra Cabrera, sino que parte de su desplazamiento se acomoda en forma de fallas inversas al N de esta sierra y por tanto habría una relación genética entre el levantamiento de Sierra Cabrera durante el Tortoniense terminal-Messiniense inferior y el desplazamiento sinistorsoro de la Falla de Palomares. En este caso, la falla de Palomares activa durante el Tortoniense terminal-Messiniense tendría un carácter de falla “transfer” compensando su desplazamiento al S, con el acortamiento producido mediante estructuras situadas al N de Sierra Cabrera y al N con imbricaciones en la zona de Ramonete-Tébar, descritas por Griveaud et al. (1990), según estos autores activas durante el Tortoniense terminal.

En el borde N de Sierra Cabrera se observan algunas fallas “transfer” de este estilo a menor escala. Una de ellas se ha cartografiado en el mapa de la Figura 103. Esta falla tiene una orientación N30°E y muestra estrías en dirección, termina tanto al SO como al NE en sendas fallas inversas. El bloque de techo de la falla inversa situada al N está constituido por conglomerados de la Un. V a que se encuentran sobre margas de la Un. Vb. La falla inversa situada al Sur afecta al basamento de Sierra Cabrera, que constituye su bloque de techo y en relación con ella se invierten los sedimentos de la Unidad III, situados en el bloque de muro.

Los segmentos de falla sitados en el borde occidental de la Zona de Falla de Palomares cortan a los sedimentos del Plioceno Superior y son sellados por terrazas marinas, por ejemplo en la Localidad X (Figura 106), y localmente fallan al Cuaternario, como ocurre con la Falla del Arteal (Figura 1087). Estos segmentos de falla, que se prolongan en el mar bajo el relleno cuaternario cortan al anticlinal de Sierra Cabrera y pueden ser los responsables del desplazamiento de aproximadamente 13 km que afecta al eje de este anticlinal entre las sierras de Cabrera y Almagrera.

Los sedimentos cuaternarios sellan a gran parte de los segmentos de la falla de Palomres, sin embargo, a partir de datos de sondeos reobserva que la base de los sedimentos de esta edad es más somera en el bloque occidental (véase el mapa de isobatas de la base de los conglomerados cuaternarios en la Figura 101. Por consiguiente, esta falla debió de ser activa durante el Cuaternario. Otro rasgo que se deduce de los mapas de isobatas y isopacas de este sector es que durante el Cuaternario la falla de Palomares muestra un cambio en su régimen, de forma que durante el Plioceno producía subsidencia en el bloque occidental y durante el Cuaternario éste es el bloque levantado.

La falla de El Arteal, que constituye el límite oriental de la Zona de Falla de Palomares, ha sido activa durante el Cuaternario contribuyendo al levantamiento de la Sierra de Almagrera, que comienza a aportar cantos de esquistos grafitosos a los abanicos aluviales situados al pie del escarpe de esta falla durante este periodo. En el mapa de isopacas de los sedimentos cuaternarios se observa que la potencia de éstos aumenta hacia la proximidad de esta falla, cerca de la desembocadura del Río Almanzora, poniendo de manifiesto la subsidencia producida por su actividad sinistronormal. La falla del Arteal (Figura 112a) muestra una superficie alabeada con buzamientos variables entre 45 y 80° según ilustran planos mineros de principios de siglo de la mina de El Arteal (cortes 1-1' y 2-2', Figura 108). Las estrías muestran un "pitch" de 15 a 25° hacia el SO confirmando el carácter sinistronormal de esta falla. Este régimen transtensivo ha favorecido la formación de abundantes brechas de falla mineralizadas, que se encuentran cementadas por siderita alterada a hematites y barita. Esta brecha, ilustrada en la Figura 112 b, se puede clasificar como una brecha implosiva (Sibson, 1986a y b), es decir, asociada a procesos de fracturación cosísmicos. En relación con el segmento de falla de El Arteal se observa un salto vertical mínimo de 500 m entre los dos bloques de la falla (cortes geológicos 1-1' y 2-2', Figura 108). El registro sedimentario en el bloque hundido comienza con sedimentos del Plioceno por lo que se pueden calcular tasas de desplazamiento vertical de 0,1 m/ka desde la base del Plioceno hasta la actualidad.

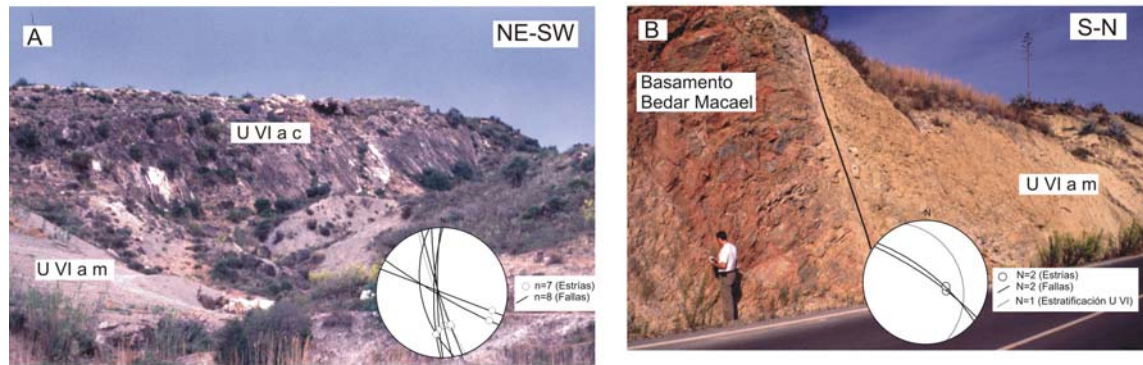
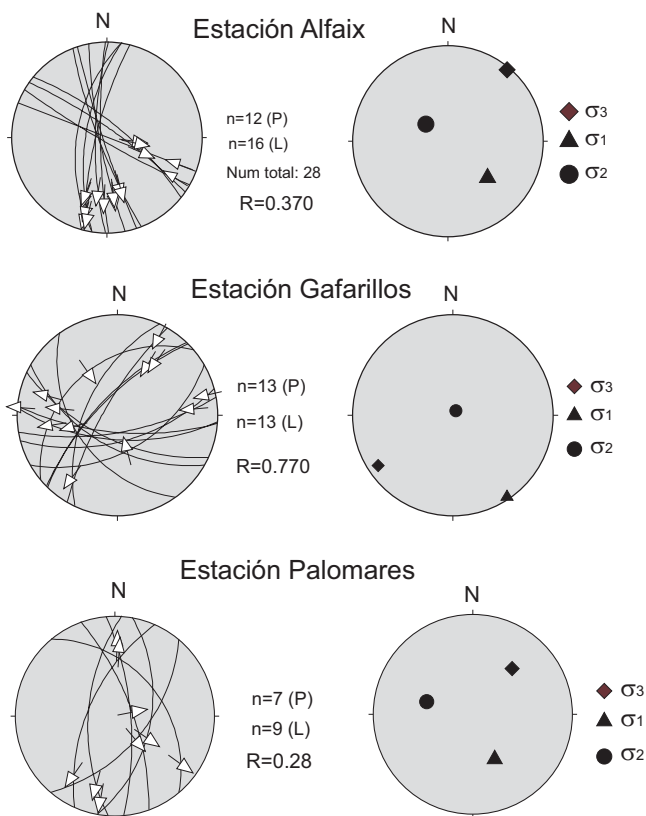


Figura 112 A) Escarpe de falla asociado a falla sinistro-normal del sistema de Palomares, que afecta a calcarenitas y margas de la unidad VI. Esta falla ha sido cartografiada en el extremo noroccidental del mapa estructural de la Figura 94 donde forma parte de un "splay" de fallas que parecen acomodar parte del desplazamiento sinistro de la falla de los Gallardos, ilustrada en el esquema regional del área de Vera en la Figura 77 B) Falla normal-dextra del sistema de Palomares afectando a margas de la unidad VI (Messinienses) y al basamento constituido por anfibolitas de la Unidad de Bedar Macael. Esta falla se encuentra también en las proximidades de la Falla de los Gallardos. Fallas representadas en diagramas estereográficos equiangulares, proyección en el hemisferio inferior.

5.10.1 TENSORES DE PALEOESFUERZOS RELACIONADOS CON ESTRUCTURAS TRANSCURRENTES EN EL SECTOR DE VERA

En el sector de Vera se han realizado varias estaciones de medida de fallas para determinar paleoesfuerzos utilizando el método de redes de búsqueda de Galindo y Lodeiro (1988). Se han seleccionado tres estaciones de medida de estructuras en el entorno de las principales fallas del Sistema de Palomares diferenciadas en el área, la primera de ellas corresponde al área de Alfaix, en las cercanías de la Falla sinistra de los Gallardos, la segunda se realizó en el borde occidental de Sierra Cabrera, entre las fallas de la Huelga y de Gafarillos y finalmente se realizó una estación de medida en la Zona de Falla de Palomares, cerca de la localidad del mismo nombre (localización de fallas en la Figura 77).



Se obtienen tensores propios de un régimen transpresivo con el eje principal subhorizontal y de orientación NO-SE a NNO-SSE y el eje intermedio subvertical, salvo en el caso de Palomares donde se obtiene un elipsoide con los tres ejes inclinados (Figura 114).

Figura 113 Representación estereográfica y elipsoides de paleoesfuerzos determinados a partir de estructuras asociadas a fallas del sistema de Palomares que afectan a sedimentos Plio-Cuaternarios. La estación de Alfaix representa estructuras asociadas a la Falla de los Gallardos. La estación de Gafarillos incluye estructuras medidas en el extremo occidental de Sierra Cabrera, en las inmediaciones de las fallas de la Huelga y Gafarillos. La estación de Palomares incluye

estructuras medidas en estructuras cercanas a la Falla de Palomares en la localidad de Herrerías.

6 ESTRUCTURA DE LA TRANSICIÓN ENTRE EL MAR DE ALBORÁN Y LA CUENCA SURBALEAR: PERFILES ESCI ALB 2.

Para estudiar la evolución tectónica del Dominio Cortical de Alborán se ha seleccionado, además de las tres áreas emergidas cuya estructura ha sido ya discutida en los capítulos anteriores, un sector correspondiente a la transición entre el Mar de Alborán y la Cuenca Sur Balear. En los perfiles sísmicos de reflexión profunda ESCI Alb 2b y 2c realizados en este sector marino (Figura 115) se observa la transición desde una corteza continental adelgazada constituida por rocas del DCA (Kornprobst, 1973; Ryan, Hsü et al., 1973 y Seiguer y Frick, 1973; Comas et al., 1999; Sánchez Gómez et al.; 1999 y Soto y Platt, 1999) junto con rocas volcánicas neógenas (Gierman et al., 1968; Mauffret et al., 1987 y Comas et al., 1999) en el Mar de Alborán hasta corteza oceánica Neógena en la Cuenca Surbalear (Comas et al., 1997 y Comas et al., 1999).

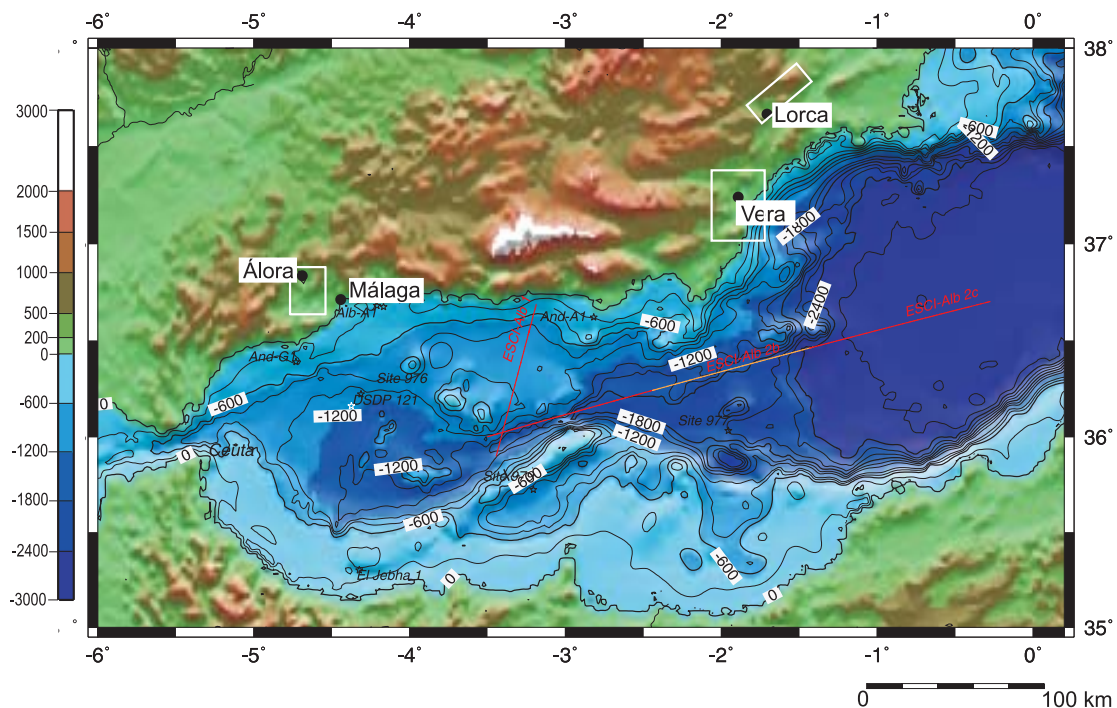


Figura 114 Mapa fisiográfico de las Cadenas Béticas y del Mar de Alborán donde se ilustran con recuadros las áreas estudiadas especialmente en este trabajo. Además se ilustran las perfiles ESCI Alb procesados para estudiar la transición entre la corteza continental adelgazada del DCA en el Mar de Alborán y la corteza oceánica de la Cuenca Sur Balear.

El estudio de los perfiles ESCI Alb 2b y 2c se planteó como objetivo de esta tesis, ya que en ellos se observa la terminación por el E de la corteza continental correspondiente al DCA, y se observan las estructuras responsables del adelgazamiento durante el Neógeno Superior de esta corteza hasta llegar a formar la corteza oceánica presente bajo la Cuenca Surbaleár. En este sentido se quería estudiar la aparente paradoja expresada en la bibliografía sobre la evolución tectónica de las Béticas orientales durante el Neógeno Superior, que según la mayoría de los autores se realiza en un contexto compresivo o transpresivo (Montenat et al., 1987; Hernández et al., 1987; De Larouzière et al., 1988; Montenat y Ott d-Estevou, 1990; Stapel et al., 1996; Huijbregtse et al., 1998) y según otros es, o al menos durante parte del tiempo, de carácter extensional (Armijo, 1977; Lonergan, 1991; Guerra Merchán, 1992; Lonergan y Schreiber, 1993; Barragán, 1997; Turner et al., 1999 y datos propios). Esta paradoja se muestra también para distintas regiones, por ejemplo según Comas et al. (1992) y Comas et al. (1999) las estructuras desarrolladas a partir del Tortoniense Superior en el Mar de Alborán son de carácter compresivo mientras que durante este periodo hay rifting en la Cuenca Surbaleár (Comas et al., 1995).

6.1 PERFIL ESCI-ALB 2B

Este perfil discurre con una orientación OSO-ENE por la Cuenca de Alborán Oriental (East Alborán Basin, EAB) con una longitud de 102 km (Figura 3). Se puede dividir en dos segmentos que muestran una estructura cortical distinta, al E del km 40 se observan una serie de altos que han sido interpretados como volcánicos (Comas et al., 1997) en relación con fuertes anomalías magnéticas presentes en esta área (Galdeano et al., 1974). Bajo estos altos la corteza muestra una fábrica sísmica desordenada sin que destaque ningún reflector en particular (perfil ESCI Alb 2b migrado, anexo de perfiles sísmicos y Figuras 116 y 117).

Al oeste de los altos volcánicos entre el km 0 y el 5 se observa un espesor mayor de sedimentos correspondientes a la EAB, bajo la cual a 7 s TWTT se observa un reflector continuo que se bifurca descendiendo ligeramente hacia el este que se ha interpretado como la Moho. Estas reflexiones se pierden bajo los altos volcánicos y vuelven a aparecer al E del km 40 como un grupo de reflexiones con mayor reflectividad comprendidas entre 6,5 y 7 s TWTT a lo largo del resto del perfil.

La corteza al E del km 40 muestra una zona superior muy reflectiva bajo la cual hay un reflector continuo que desciende hacia el E desde 4,8 s en el km 50 hasta 5,7 s en el km 90. Este reflector es similar al "Mid Crustal Reflector" (MCR) descrito en el perfil ESCI Béticas entre 5,5 y 6 s TWTT (García Dueñas et al., 1994; Martínez Martínez et al., 1995 y 1997). Entre este

reflector intracortical y la Moho la corteza es prácticamente transparente con algunos reflectores subhorizontales.

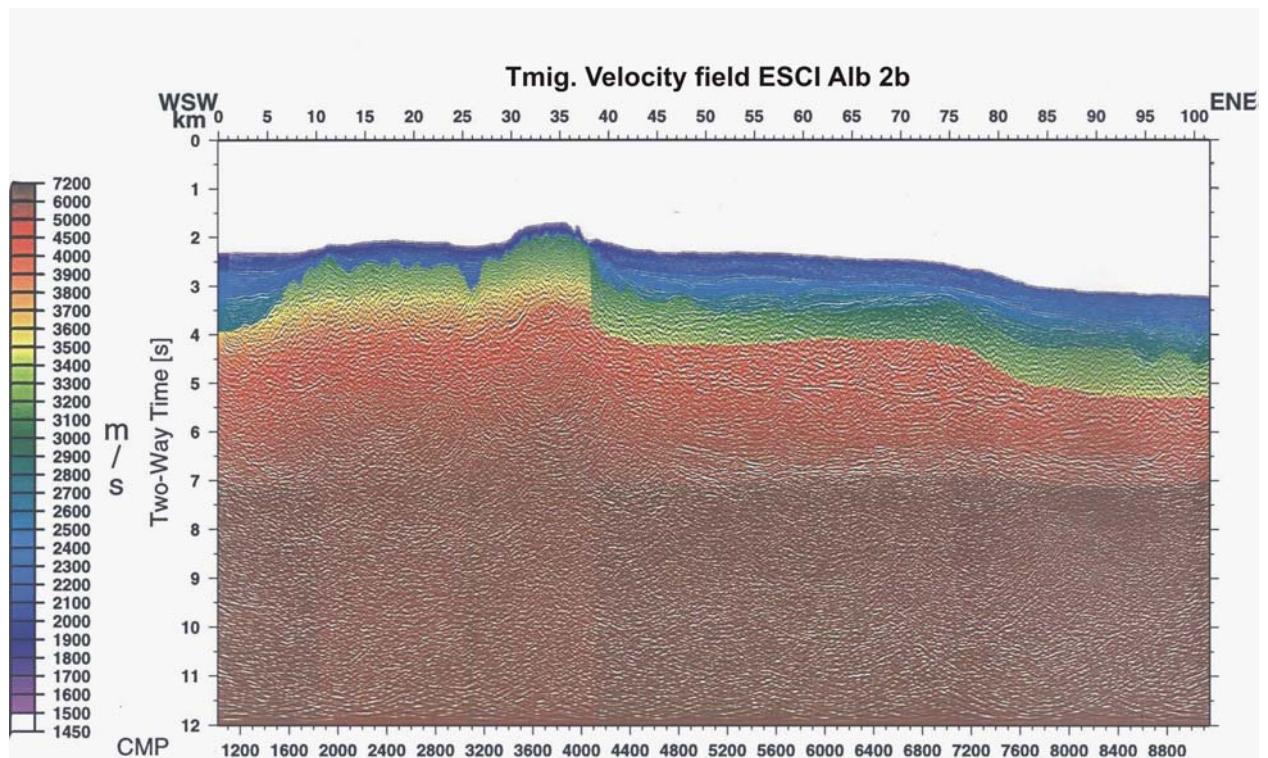


Figura 115 Migración final del perfil ESCI Alb 2b junto con las velocidades usadas en la migración en tiempo.

La corteza reflectiva situada sobre el MCR muestra algunos reflectores inclinados, interpretados como fallas que no llegan a cortar al MCR y que sin embargo adelgazan a la corteza reflectiva y dan lugar a "half grabens". Al O del km 80 estas fallas están selladas por sedimentos previos al reflector M de Comas et al. (1997), sin embargo hacia el E hay fallas con geometría lítrica que basculan a la discordancia M. En el extremo oriental de este perfil se observa una reflexión inclinada suavemente hacia el E, sobre la que se despegan las fallas lítricas que afectan al relleno sedimentario, parte de esta reflexión se observa también en el extremo occidental del perfil ESCI Alb 2c, y podría corresponder a un despegue extensional, situado aproximadamente a 4,5 s TWTT en el km 95 del perfil ESCI Alb 2b y que desciende hasta 5,5 s en el km 25 del perfil ESCI Alb 2c.

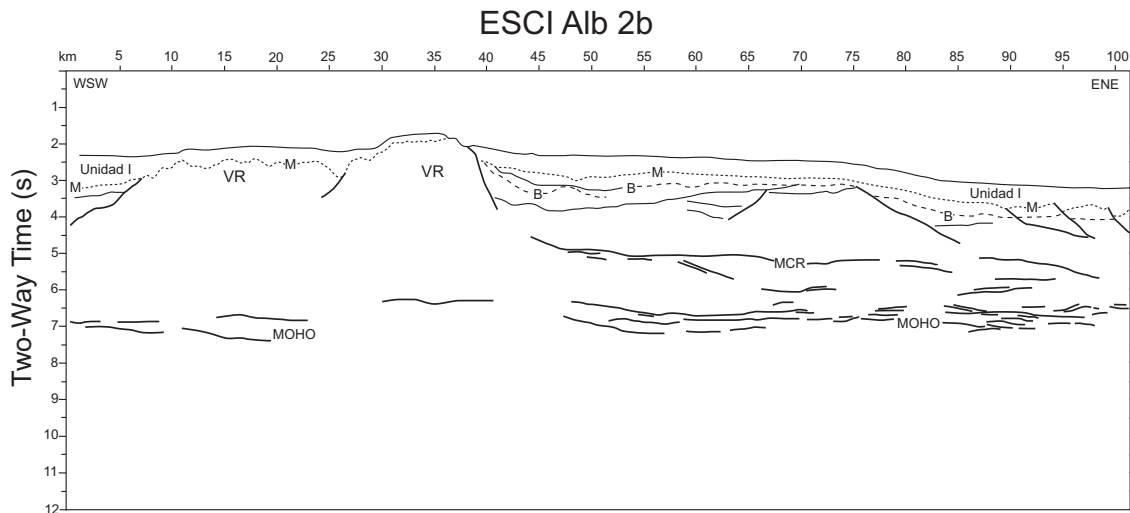


Figura 116 Esquema del perfil ESCI Alb 2b mostrando los reflectores más relevantes, discutidos en el texto: VR) rocas volcánicas, M) Reflector M (Discordancia Messiniense), B) techo del basamento, MCR) Mid-Crustal Reflector, MOHO) discontinuidad de Mohorovicic.

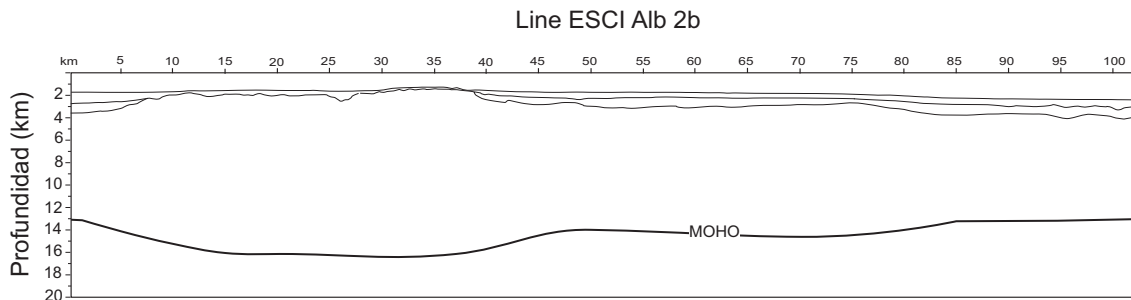


Figura 117 Esquema simplificado del perfil ESCI Alb 2b convertido a profundidades. Para el relleno dimentario se han utilizado las velocidades empleadas en la migración final (Figura 116) y para restituir el espesor de la corteza se ha usado una velocidad constante de 6,3 km/s según velocidades estimadas mediante refracción (Banda et al, 1993 y Barranco et al., 1990).

Al convertir el esquema del perfil ESCI 2b a profundidades se observa que a lo largo del perfil ESCI Alb 2b se produce un adelgazamiento cortical considerable, pasando de tener aproximadamente 14 km de espesor en el km 30 a tener aproximadamente 9,75 km en su extremo oriental (Figura 118), utilizando una velocidad para la corteza de 6,1 km/s (Hatfeid and the Working Group for Deep Seismic Soundings, 1978). La zona donde se produce el mayor gradiente de adelgazamiento se encuentra a partir del km 80 del perfil 2b y está acompañado de un aumento de la profundidad del mar de 600 m. Además se observa un pliegue monoclinial que afecta al basamento y a la discordancia M sobre la que se disponen en onlap los reflectores de la Un. I del Plioceno. Este pliegue y el correspondiente descenso del basamento ha sido atribuido a la

actividad de una falla normal (Comas et al., 1997) sin embargo la falla no se observa con claridad y el techo del basamento no se observa cortado. En este trabajo se ha interpretado que el pliegue se debe simplemente a subsidencia térmica diferencial entre la corteza continental adelgazada presente al oeste del km 75 y la corteza más delgada presente al E del km 85. Una estimación de subsidencia térmica desde la base del Pleistoceno (1,6 Ma) para una corteza oceánica tipo, cubierta por sedimentos de densidad $1,8 \text{ gr/cm}^3$ sería de 0,68 km según la ecuación propuesta por Turcotte y Schubert (1982) y desde la base del Messiniense (6,5 Ma) sería de 1,39 km. Aunque estos datos no sean muy significativos, si se aprecia que la subsidencia térmica diferencial entre una corteza continental adelgazada y corteza oceánica daría lugar a un pliegue monoclinial con una discordancia angular progresiva entre el basamento y los sedimentos más recientes.

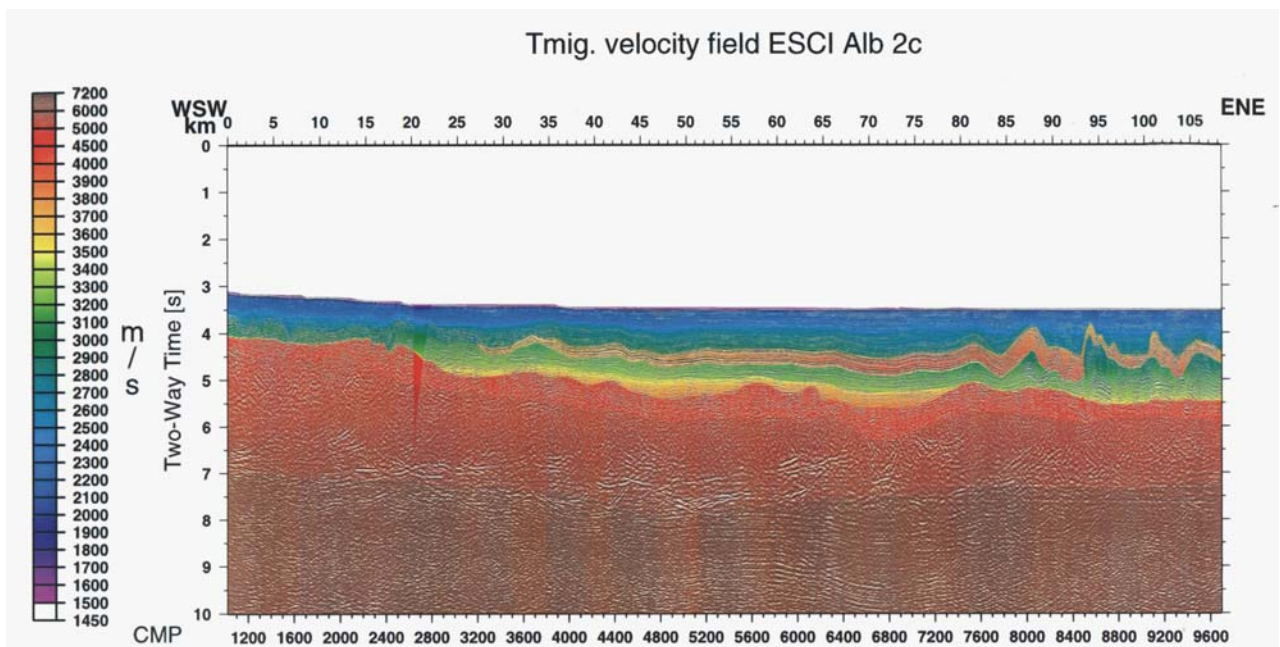


Figura 118 Migración final del perfil ESCI Alb 2c junto con las velocidades usadas en la migración en tiempo.

6.2 PERFIL ESCI ALB 2c

El perfil ESCI Alb 2c representa la continuación hacia el E del perfil 2b y tiene una longitud de 108 km. En este perfil el relleno sedimentario alcanza potencias mayores que en el anterior, hasta un máximo de 4 km de espesor entre el km 75 y el 70, utilizando el modelo de velocidades de la migración (Figura 119). Sin embargo, el espesor medio del relleno sedimentario por ejemplo entre los km 30 y 60 es del orden de 2800-2900 m (perfil ESCI Alb2c

migrado en el anexo de perfiles sísmicos y esquema en la Figura 120). Los reflectores correspondientes a la Moho se observan en todo el perfil 2c a 7 s TWTT aproximadamente, excepto en su extremo oriental donde queda enmascarada por difracciones.

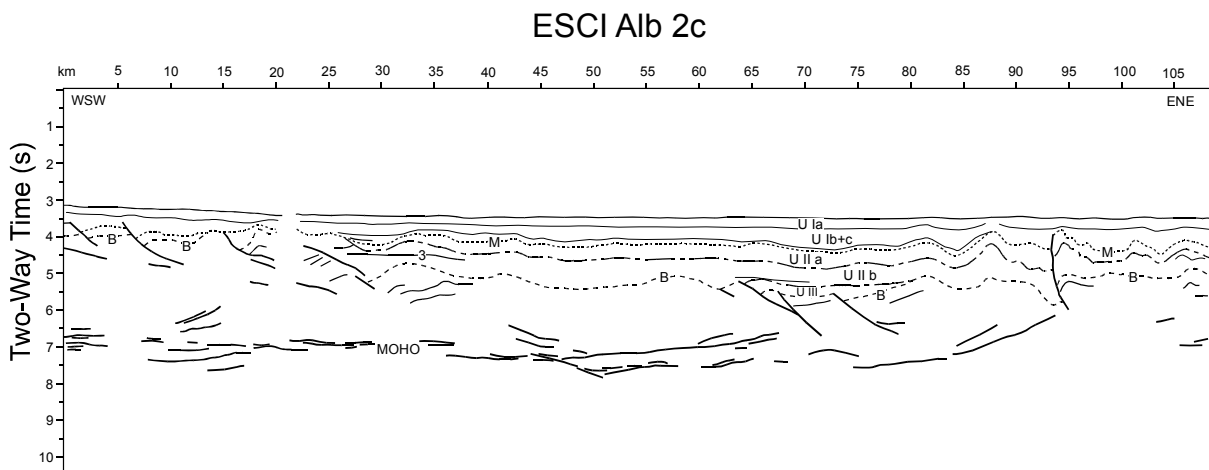
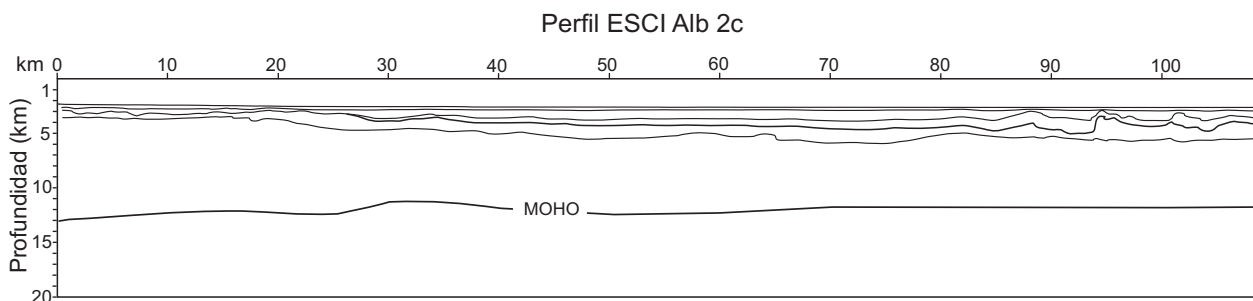


Figura 119 Esquema del perfil ESCI Alb 2c mostrando las unidades litosísmicas diferenciadas así como los reflectores más relevantes. Un. Ia) Cuaternario; Un. Ib +c) Plioceno; Un. II a) evaporizas (Messiniense), Un. IIb) sedimentos pre-evaporíticos (Messiniense); Un. III) sedimentos Tortonienses?; M) Reflector M (discordancia y paraconformidad Messinienses); 3) Reflector subhorizontal de polaridad negativa que



probablemente indica un cambio de fase de sólido a gaseoso en la Unidad IIB; B) Techo del basamento.

Figura 120 Esquema simplificado del perfil ESCI Alb 2c convertido a profundidades. Para el relleno dimentario se han utilizado las velocidades empleadas en la migración final (Figura 119) y para restituir el espesor de la corteza se ha usado una velocidad constante de 6,3 km/s según velocidades estimadas mediante refracción (Banda et al, 1993 y Barranco et al., 1990).

En general en el perfil 2c la corteza se adelgaza progresivamente hacia el E, por ejemplo en el km 5 la potencia de corteza exceptuando a los sedimentos es de 3 s TWTT (-9,45 km) mientras que en el km 65 es de aproximadamente 2 s TWTT (6,3 km) lo cual correspondería a una corteza oceánica delgada (Figura 121). El techo del basamento desciende desde 4 s TWTT en el extremo occidental del perfil hasta 5,5 s en el km 70. Este descenso lo hace de forma

escalonada en relación con la actividad de fallas normales (lístricas en la migración en tiempo), por ejemplo entre el km 5 y 10 o entre el 65 y el 70 hay fallas normales con saltos aparentes de 250 y 400 ms respectivamente. Entre el km 20 y el 30 el basamento desciende prácticamente 1 s, sin embargo la falla responsable de este descenso no se observa con claridad, debido a que entre los km 20 y 25 hay un espacio sin registro.

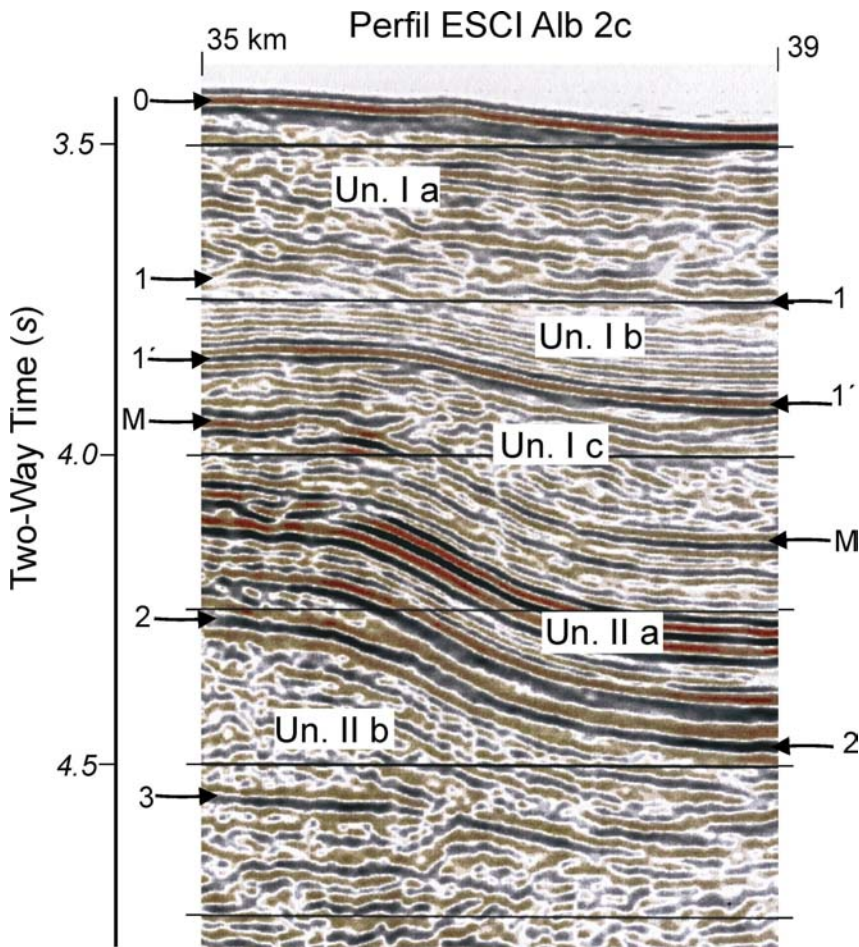


Figura 121 Tramo del perfil ESCI Alb 2c ampliado donde se observan las facies sísmicas y el carácter de los contactos entre unidades litosísmicas. 0) Fondo marino, 1) base de la Un. Ia (Cuaternario), 1') base de la Un. Ib (Plioceno), M) base de la Un. I (Messiniense terminal-Plioceno), 2) reflector de polaridad negativa, base de la Un. IIb (sedimentos del Messiniense evaporíticos), 3) reflector de polaridad negativa que corta a los reflectores de la Un. IIb, probablemente marque un cambio de fase, de sólido a gaseosos, que produce un descenso en la velocidad de transmisión de las ondas P.

Se han diferenciado cuatro unidades litosísmicas constituidas por sedimentos neógeno-cuaternarios (Figuras 120 y 122). La unidad de posición superior (Un. I) es equivalente a la unidad I diferenciada por Jurado y Comas (1992) y Comas et al. (1992) en el Mar de Alborán, de edad Plio. Cuaternaria. En ella se puede diferenciar una subunidad superior, Un. Ia, que muestra una fábrica sísmica constituida por reflectores algo discontinuos, especialmente hacia la base con morfología vermiforme (Figura 122) que se ha atribuido al relleno Cuaternario por correlación con la cuenca de Alborán oriental, según Comas et al. (1999). Esta unidad tiene una potencia aproximada de 270 m en el km 70. Bajo la Unidad Ia, los reflectores de la Unidad Ib se muestran más finos y continuos. En el extremo oriental del perfil muestran discordancias

angulares progresivas en el flanco de pliegues, indicando su depósito sincinemático a la formación de los pliegues durante el Plioceno.

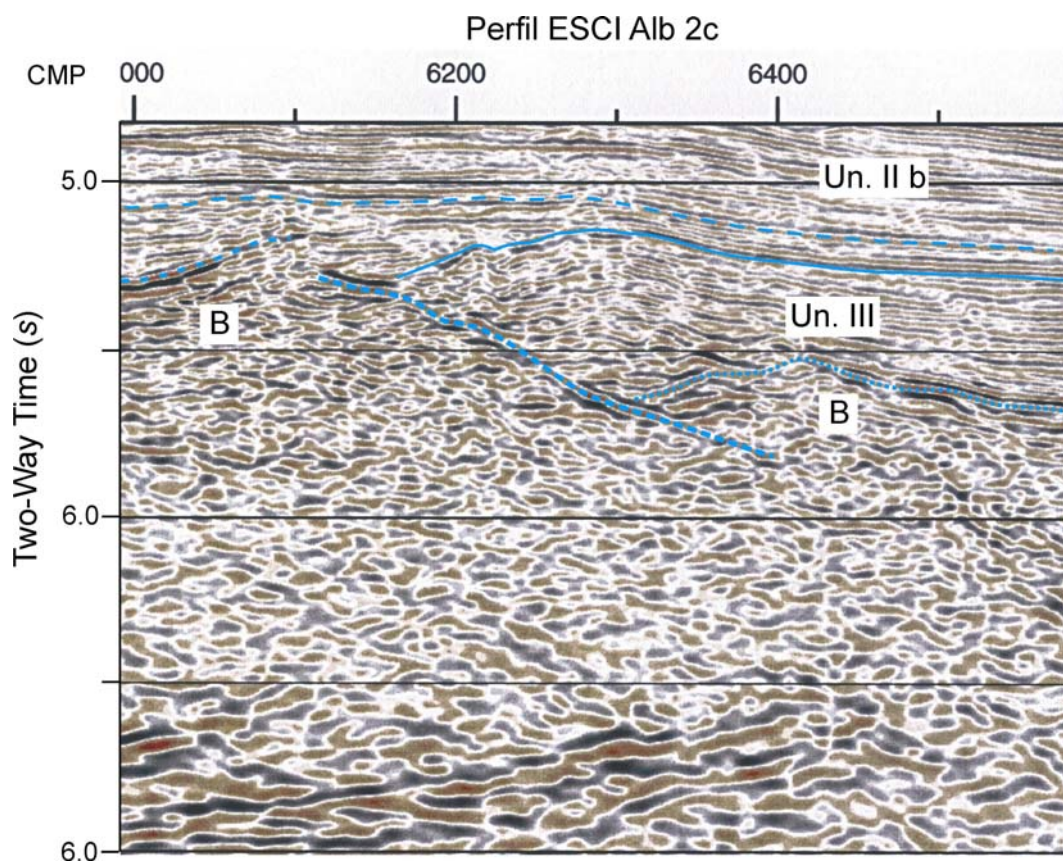


Figura 122 Tramo del perfil ESCI Alb 2c ampliado donde se observan las fácies sísmicas y el carácter de los contactos entre unidades litosísmicas. 0) Fondo marino, 1) base de la Un. Ia (Cuaternario), 1') base de la Un. Ib (Plioceno), M) base de la Un. I (Messiniense terminal-Plioceno), 2) reflector de polaridad negativa, base de la Un. II a (evaporitas, Messiniense), 3) Reflector de polaridad negativa que corta a reflectores de la Un. II b (Messiniense), probablemente marque un cambio de fase, de sólido a gaseoso, que produce un descenso en la velocidad de las ondas P.

El reflector Messiniense (M) pasa a ser una paraconformidad al E del km 28, salvo en los flancos de pliegues situados al E del km 83 donde es una discordancia angular. En relación con este cambio de carácter de la discordancia M se puede distinguir una unidad litosísmica que no ha sido descrita en el Mar de Alborán. Esta unidad, denominada Un. Ila, tiene una fábrica sísmica caracterizada por reflectores paralelos, continuos que muestran una reflectividad muy alta. El muro de la Un. II a está definido por un reflector continuo que muestra una gran amplitud y polaridad negativa (reflector 2 en la Figura 122) y que indica un descenso de velocidad al pasar a la unidad litosísmica infrayacente. El techo de la Un. II a está delimitado por un reflector de polaridad positiva que constituye el techo de un paquete de reflexiones continuas con amplitud

creciente hacia abajo (reflector M, Figura 122). Los reflectores de la base de la Un. I se disponen en "onlap" sobre el techo de la Un. II en algunos puntos del perfil, donde la Un. II se encuentra plegada. La Un. II está constituida por sedimentos evaporíticos, como pone de manifiesto la alta velocidad, del orden de 4000 m/s, necesaria para restituir los pliegues durante la migración del perfil.

En la Cuenca Ligur se han diferenciado tres unidades de sedimentos evaporíticos denominadas evaporitas inferiores, sales y evaporitas superiores con una potencia de 1430 m (Rehault et al., 1985). Las evaporitas diferenciadas en el perfil ESCI Alb 2c alcanzan potencias menores, de aproximadamente 760 m y en ellas no se han diferenciado las tres subunidades. La unidad II b, muestra reflectores más tenues que las unidades suprayacentes. El reflector que muestra a techo de polaridad negativa marca un fuerte descenso en la velocidad de las ondas sísmicas desde 4000 m/s hasta 2700-3000 m/s, según el punto y profundidad donde se encuentre el reflector (Figura 119). Este descenso en la velocidad de las ondas P ha sido descrito también por Rehault et al. (1985) para los sedimentos infraevaporíticos en la Cuenca Ligur. En general no se observan relaciones de discordancia entre los reflectores de esta unidad y los de la unidad II a, salvo localmente, en los flancos de pliegues donde algún reflector de la Un. II b muestra relaciones de "toplap" con la base de la Un. II a. La Unidad II b supera el km de espesor en el km 70 del perfil 2c, utilizando las velocidades de la migración (Figura 119). La Unidad II b hace "onlap" directamente sobre el basamento, localmente sellando basculamientos que afectan al basamento, por ejemplo, en el km 80 del perfil 2c, o sellando estructuras extensionales que afectan a la unidad infrayacente (Un. III), como "roll overs" (Figura 120).

En gran parte del perfil 2c los sedimentos de la Un. II b son postrift. Esta unidad o al menos su parte superior equivale a la Unidad II (Messiniense) descrita en el Mar de Alborán. En la Depresión de Vera afloran sedimentos de cuenca messinienses. Unidad VI de Barragán (1997), que alcanzan potencias de 350 m y que podrían ser equivalentes a esta Unidad. La unidad III se encuentra, sólo localmente, rellenando semigrabens del basamento, por ejemplo entre el km 65 y el 80, donde alcanza 700 m de espesor. Muestra geometrías que ponen de manifiesto su carácter sinrift, ya que está afectada por fallas pero a su vez hace "onlap" sobre el basamento basculado. Aunque se desconoce la edad de esta secuencia, se propone una edad Tortoniense, periodo durante el cual se ha reconocido un episodio extensional coincidente con abundantes manifestaciones volcánicas, relacionadas con procesos extensionales (Turner et al., 1999), en el margen emergido.

Algunas de las fallas lístricas reconocidas en este perfil (entre los km 15 y 40) parecen despegarse sobre un reflector discontinuo, que podría corresponder a un despegue extensional. Los reflectores del basamento situados sobre este despegue se encuentran inclinados hacia el oeste, y se han interpretado como bloques basculados ("riders" en extensión). Las fallas lístricas situadas en el extremo oriental del perfil ESCI Alb 2b prosiguen en el extremo occidental del 2c, donde afectan a la base de la Unidad I y se encuentran selladas por la Unidad I a. En general, hacia el E las fallas están selladas por sedimentos progresivamente más antiguos. Entre el km 40 y el 50 hay un reflector inclinado que llega hasta la Moho a 7 s TWT. Al E del km 80 se observan varios pliegues que afectan a al relleno sedimentario con una longitud de onda de 6-8 km. Estos pliegues han sido interpretados en parte como estructuras diapíricas producidas por la movilización de las sales messinienses (Comas et al., 1997) sin embargo tras realizar el análisis de velocidades para migrar los perfiles se observa que los sedimentos que se encuentran en el núcleo de los pliegues son de baja velocidad, pertenecientes a la unidad H b, por lo que, si fueran diapiros serían de barro. Pero parece más correcto interpretarlos como pliegues; asociado a uno de ellos se ha reconocido una falla de crecimiento con una componente inversa, activa durante el depósito de la unidad II a. En el bloque de muro de esta falla la Un. II a alcanzan su máxima potencia (entre los km 90 y 95).

Se ha realizado un cálculo estimativo balanceando el área incluida en los anticlinales, sobre el perfil 2c migrado, obteniéndose un despegue entre 5,3 y 5,5 s que coincide aproximadamente con el techo del basamento. La formación y evolución de los pliegues ha quedado registrada como discordancias angulares en el relleno sedimentario. La discordancia angular más profunda relacionada con el crecimiento de este pliegue se encuentra en el contacto entre las Un. I y II b (en el km 85). En esta discordancia los reflectores de la Un. H a hacen "toplap" bajo la Un. I. Sobre esta discordancia se observa otra en el seno de los sedimentos de la unidad I b. Finalmente la Un. I a sella gran parte de la deformación, aunque también está plegada ligeramente, observándose una subsidencia mayor en los sinclinales. Por tanto estos pliegues se han formado en un contexto contractivo o transpresivo? durante el Messiniense terminal-Plioceno que continua en la actualidad, periodo que coincide con la máxima actividad de las fallas de salto en dirección en el margen emergido. Hay un reflector presente a lo largo de todo el perfil (reflector 3, Figura 122), entre el km 27 y el 82, con polaridad negativa, que corta a los pliegues sin desplazarlos, a una profundidad un poco superior a 4,5 s en el km 33 y casi a 5 s en el km 82. Este reflector fue interpretado como la base de la secuencia postrift por Comas et al. (1997), sin embargo es subhorizontal, descendiendo ligeramente hacia el E con características típicas de un

"bottom simulating reflector (BSR)" pero que se encuentra a una profundidad mayor que un BSR típico, especialmente considerando el alto flujo térmico del área (115 mWm^2 según Poliyak et al. (1996)) por lo que no debe de corresponder a un cambio de fase de gases hidratados "gas hydrates" si no al cambio de fase de sólido a gaseoso de otra sustancia. Un hecho llamativo de este perfil es que durante el Plioceno son activas tanto estructuras extensionales en su extremo occidental como contractivas en el oriental, por lo que probablemente sean realmente estructuras transtensivas y transpresivas producidas en el contexto general, transpresivo presente en el área durante el Plioceno-Cuatemario.

7 EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES)

En los capítulos precedentes se ha estudiado la estructura del Dominio Cortical de Alborán (DCA) en distintos sectores de las Béticas y en la transición entre el Mar de Alborán y la Cuenca Surbalear. En este capítulo se pretende realizar un análisis sintético de los datos presentados en los capítulos anteriores, para proponer un modelo de evolución tectónica del DCA durante el Cenozoico con especial énfasis en el Neógeno-Cuaternario.

7.1 COLISIÓN CONTINENTAL Y METAMORFISMO DE ALTA PRESIÓN (EVENTO D1)

La subducción del Complejo Alpujárride bajo el Maláguide debió de realizarse en un estadio muy temprano de la evolución del Dominio Cortical de Alborán (DCA), siendo el primer evento que ha quedado reflejado en la fábrica de las unidades permo-triásicas de ambos complejos; desarrollándose en el Complejo Alpujárride la foliación (S_1) de la que actualmente sólo quedan restos en el interior de porfiroclastos y en dominios lenticulares de la foliación S_1 .

Durante este episodio de engrosamiento cortical se produjeron las asociaciones minerales de alta presión con carfolita conservadas en venas de cuarzo de las pelitas permo-triásicas del Complejo Alpujárride, algunas de las cuales alcanzaron presiones de 10-13 kb a temperaturas relativamente bajas de 400-450°C y se inició el metamorfismo en facies de anquizona que afecta a las Unidades Maláguides Inferiores. El orógeno generado en relación con esta subducción de tipo A debió de alcanzar un espesor de al menos 65 km, equivalente a los 18 kbar de presión (utilizando una densidad de 2,8 gr/cm³) registrados por eclogitas en cuerpos lenticulares básicos situados a la base de la Un. de Jubrique (Michard et al., 1996).

La edad del evento D1 ha sido muy discutida, con propuestas que van desde el Oligoceno inferior (Lonergan y White, 1997 y Azañón y Crespo Blanc, 2000) hasta edades Paleógenas (De Jong, 1991; Zeck, 1996; Azañón et al., 1997 y Platt et al., 1998), sin embargo el hecho de que se hayan obtenido edades pre-Oligocenas para el metamorfismo que afecta a los Complejos Alpujárride y Nevado-Filábride, 36 Ma para el Alpujárride (Sánchez Rodríguez, 1998) y 48 Ma para el Nevado-Filábride (Monie et al., 1991) indica que el periodo de engrosamiento D1 debió de ser previo a estas edades. Sobre el Complejo Maláguide, que ejerció como bloque de techo

durante la subducción, hay un registro sedimentario marino prácticamente continuo desde el Paleógeno hasta el Mioceno inferior (Martín Martín, 1996 y Figura 125), el cual debió de registrar este evento contractivo, de hecho, se observa una discordancia erosiva Ypresiense (Martín Martín, 1996) en relación con la cual se ha erosionado gran parte de la sucesión estratigráfica Paleógena del Maláguide (Figura 125), que podría estar relacionada con el evento D1. Esta edad temprana de la subducción explicaría la ausencia de sedimentos terciarios pinzados entre las unidades del DCA.

7.2 DESMEMBRAMIENTO EXTENSIONAL DE LAS UNIDADES SUPERIORES DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (EVENTO D2)

Siguiendo esta hipótesis, se ha considerado que tras el evento D1 que afectó a los Complejos Alpujárride y Maláguide, éstos formaron una porción de corteza continental solidaria, la cual sufrió un adelgazamiento coaxial (D2) que dio lugar a la formación de su foliación principal (S_2) siguiendo una trayectoria metamórfica de descompresión prácticamente isotérmica. Este evento ha sido reconocido en todas las rocas del Alpujárride estudiadas en relación con esta tesis, obteniéndose un valor de descompresión equivalente a un factor de adelgazamiento β del orden de 3, similar al obtenido por Balanyá et al. (1997) para las rocas de la Un. de Jubrique.

Para conocer mejor las posibles estructuras resultantes de este evento extensional en rocas que ocupaban una posición elevada en la pila de unidades alpujárrides-maláguides se ha tratado de profundizar en el conocimiento del comportamiento térmico y reológico de esta porción de corteza continental. Este análisis ha aportado otros frutos que se comentarán en los párrafos siguientes. En este trabajo se han estudiado dos áreas donde se observan las relaciones estructurales entre los Complejos Alpujárride y Maláguide, actualmente separadas más de 300 km, correspondientes a las áreas de Álora y de Lorca en las Béticas occidentales y nororientales respectivamente. En ambas zonas se ha reconocido el carácter extensional de los contactos entre ambos Complejos y entre las unidades diferenciadas y se han observado grandes parecidos litoestratigráficos entre las rocas correspondientes al Complejo Maláguide. Sin embargo las rocas del Alpujárride han alcanzado condiciones metamórficas distintas, de forma que las unidades alpujárrides que afloran en las Sierras de la Tercia o de Espuña muestran un grado metamórfico menor que las rocas equivalentes presentes en las Béticas occidentales.

Para comprobar si las rocas del Complejo Alpujárride podrían corresponder a una misma unidad como han propuesto Azañón et al. (1994) se ha realizado un análisis cuantitativo a partir

de sus trayectorias metamórficas, calculando las posibles geotermas existentes durante el climax bórico y al final de la descompresión que dio lugar a la formación de la foliación principal (S_2) para determinar, primero, si estas rocas que muestran distinto grado metamórfico podrían haber pertenecido a una misma sección cortical y segundo, el grado de adelgazamiento sin-metamórfico que han sufrido, para poder después calcular el adelgazamiento producido mediante mecanismos de deformación frágiles. Si el metamorfismo se debió a la superposición inicial del Complejo Maláguide sobre el Alpujarride, la evolución de la corteza, posterior a D_1 , debió de ser común para ambos complejos y por tanto la geoterma calculada para las rocas de la Un. de Tercia y de la Un. de Jubrique debería de ser válida también para el Complejo Maláguide.

Para calcular las geotermas se ha utilizado la ecuación siguiente, de Ranalli (1987):

$$T_z = T_o + [(q_o - q_m)h/K] [1 - \exp(-z/h)] + (q_n/K)z$$

En ella, T_z corresponde a la temperatura a una profundidad z determinada, T_o a la temperatura en la superficie terrestre que se ha considerado de 298°K ; q_o es el flujo térmico en la superficie terrestre. K es el coeficiente de conductividad térmica, que se ha considerado como 2.5 W/mK , valor medio normal para la corteza terrestre (Sclater et al. 1980) y también para las rocas de las Béticas (Fernández et al., 1998); q_o o flujo de calor reducido es el flujo térmico que procede del manto y h es la profundidad donde la generación de calor radioactiva (F) es igual a $F_o \exp(-1)$ siendo F_o el calor radiactivo generado en la superficie terrestre. El valor de h , correspondiente al espesor de corteza radiogénica, ha ido cambiando a lo largo del tiempo, para el evento D_1 se ha considerado un espesor de corteza radiogénica de 65 km y para el evento D_2 de 20 km . Finalmente para la geoterma D_2 (z) calculada a partir de las condiciones P-T alcanzadas por las granulitas situadas a la base de la Un. de Jubrique se ha utilizado un espesor de 17 km , profundidad a la cual se equilibraron estas rocas al final de la trayectoria de descompresión.

Las geotermas se han calculado por ensayo-error, utilizando distintos valores del flujo térmico superficial hasta obtener geotermas que alcanzan las condiciones de temperatura adecuadas a las profundidades requeridas por los datos termobarométricos de las Unidades de Tercia y de Jubrique para el episodio D_1 y para el D_2 . Las presiones se han transformado a profundidades suponiendo una densidad media para las rocas de la corteza (superior) de $2,7 \text{ gr/cm}^3$. Las geotermas resultantes han sido representadas en la Figura 124.

Para el evento D_1 se ha obtenido una geoterma típica de zonas de subducción, con un flujo térmico de 32 mW/m^2 , algo más bajo que el actual en la Costa Pacífica de Estados Unidos

(Morgan y Guswold, 1989). Para el episodio D2 en la unidad de tipo A, alpujárride, se obtiene una geoterma propia de áreas extendidas como el Basin and Range en Estados Unidos (Morgan y Guswold, 1989) o como en zonas del Mar de Alborán actual (Poliyak et al., 1996), con un flujo térmico de 93 mW/m².

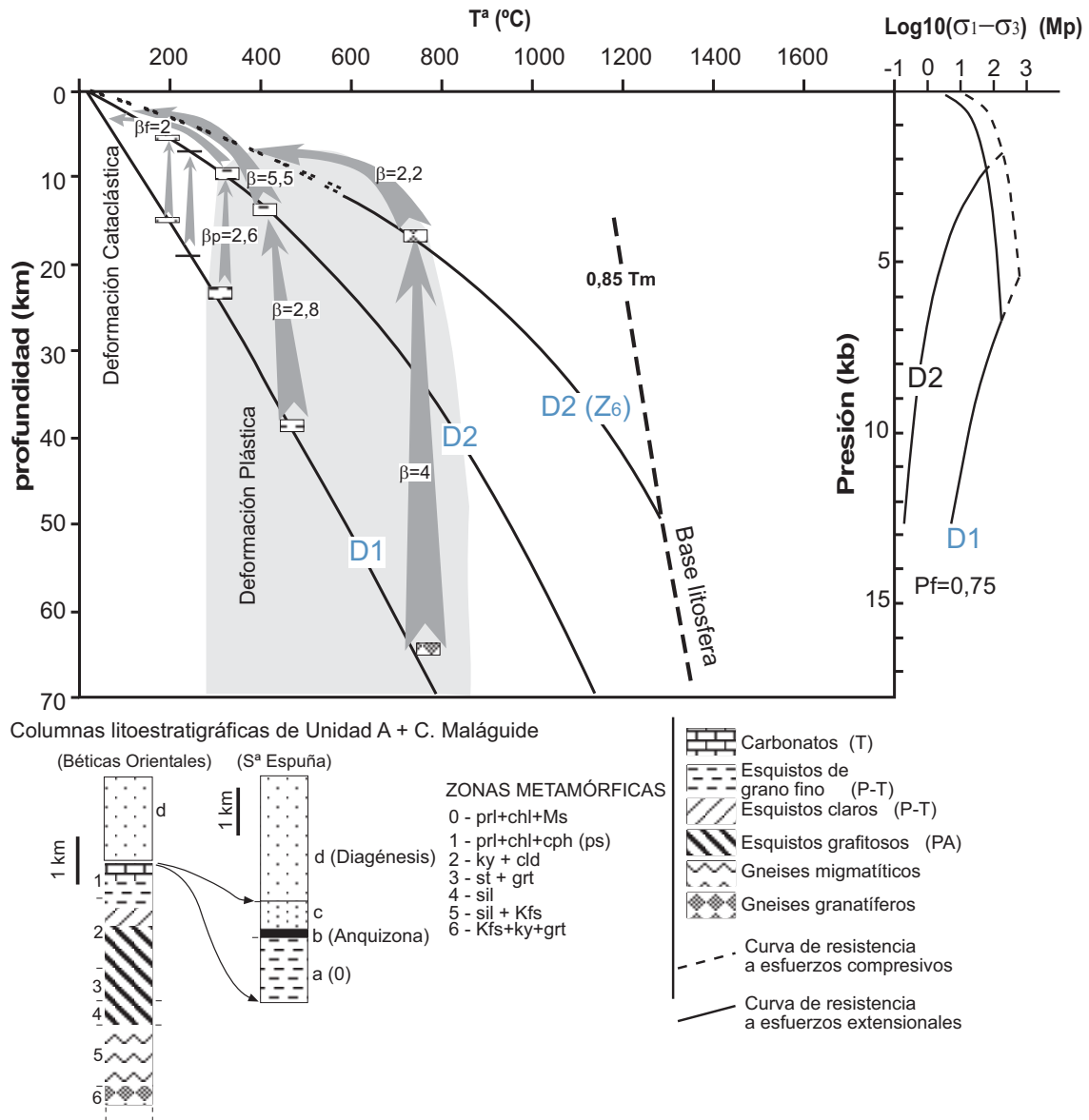


Figura 123 Geotermas calculadas para la "corteza superior" Alpujárride-Maláguide durante el evento de engrosamiento cortical D1 y al final del evento extensional D2. Los rectángulos representan el espesor actual de las unidades diferenciadas. Los datos de metamorfismo para la Un. de Jubrique o de tipo A según Azañón et al. (1994) han sido tomados de Argies et al. (1999) y de Azañón y Crespo Blanc (2000).

Para las granulitos existentes en la base de la Un. de Jubrique que al final de la descompresión registran condiciones termobarométricas de 760°C y 4 kbar según Argles et al.

(1999) se obtiene una geoterma más tendidas (D2 (Z6)) con un flujo de calor superficial de 130 mW/m². Las rocas de menor grado de la Un. de Jubrique no se adaptan a este gradiente tan extremo, lo cual se puede deber a que una vez avanzado el proceso extensional, los mecanismos de transmisión de calor ya no fuesen sólo conductivos sino que se podrían haber formado células convectivas asociadas a un sistema hidrotermal activo a favor de los sistemas de fallas extensionales frágiles. Evidencias de actividad hidrotermal son manifiestas en el sector de Álora donde la roca de falla asociada a algunas de las fallas frágiles, especialmente las más profundas está alterada por procesos hidrotermales. La base de estos sistemas se podría encontrar en la transición entre deformación plástica y frágil.

A partir de las geotermas se han calculado curvas de resistencia a esfuerzos diferenciales para la corteza superior (Figura 124). Se ha empleado una presión de fluidos de 0,75 y una velocidad de deformación para el cálculo de la resistencia al flujo plástico de 10^{-15} S^{-1} . Según estos diagramas la transición entre deformación plástica y cataclástica pasó desde 20 a 9 km de profundidad durante la trayectoria entre D1 y D2, aunque debido al carácter isotérmico de la trayectoria esta transición se encontró siempre sobre la Unidad de Tercia (Figura 124). Para la geoterma (D2 (Z6), Fig. 124)) calculada a partir de las condiciones termobarométricas de las granulitos se obtiene una transición entre deformación plástica y cataclástica situada entre 6 y 7 km de profundidad dependiendo fundamentalmente de la presión de fluidos considerada. Esta geoterma intersecta a la curva de 0,85 x la temperatura de inicio de fusión del manto a 50 km de profundidad, lo cual coincide aproximadamente con la profundidad a la que se equilibró el frente de recristalización presente en las Peridotitas de Ronda (1,5 Gpa) según Lenoir et al. (2001) el cual podría representar la transición litosfera-astenosfera existente al final de la descompresión isotérmica que afectó a la Un. de Jubrique, indicando que tras el evento D2 la litosfera tenía un espesor similar al propuesto por Torné et al. (2000) para las zonas más adelgazadas del Mar de Alborán actual.

Las condiciones termobarométricas alcanzadas por los esquistos de grano fino de Jubrique y Tercia durante los episodios de deformación D1 y D2 se pueden situar sobre dos geotermas comunes, una para el evento D1 y otra correspondiente al D2. Con lo cual sería posible que ambas unidades se hubiesen encontrado en una misma o próxima vertical durante D2 y posteriormente se hubiesen separado geográficamente mediante cizallamiento simple plástico (Balanyá et al., 1997) y frágil posterior. Las condiciones termobarométricas de 240°C y 5 kb determinadas para la Unidad de Aledo, de las Un. Maláguides Inferiores, en el área de Lorca también se ajustan a la geoterma establecida para el episodio D1. La base del Maláguide debía de

corresponder a esta unidad o a una unidad situada entre ésta y la Un. Tercia y por tanto este complejo tendría una potencia de aproximadamente 20 km, algo menos que los 30 km propuestos por Balanyá et al. (1997) y estaba constituido por la repetición de al menos 5 imbricaciones, en gran parte formadas por rocas Permo-Triásicas, excepto en su parte superior donde se han observado al menos dos imbricaciones donde intervienen rocas pre-pérmicas, correspondientes a las Un. Maláguides Superiores.

Durante el evento extensional D2 no se llegaron a exhumar rocas del Complejo Alpujárride, las cuales se mantuvieron siempre en el campo de las deformaciones plásticas, sin embargo, durante la formación de la foliación principal, por aplastamiento con un factor de adelgazamiento B de 2,5-3, en el Alpujárride, el Complejo Maláguide debería de estar extendiéndose bajo condiciones de deformación cataclástica, por lo que algunas de las fallas normales de bajo ángulo diferenciadas en las Boticas orientales (epígrafe 4.7) deben de ser coetáneas a la formación de dicha foliación y por tanto serían, como se discutirá más adelante, fallas del Eoceno superior, edad de fission track más antiguas de apatitos de las rocas maláguides incluidas en sedimentos oligocenos del DCA (Lonergan y Johnson, 1998) y periodo durante el cual se produce una importante subsidencia en la cuenca que se encontraba sobre el Complejo Maláguide según Martín Martín (1996) (Figura 125).

7.3 REORGANIZACIÓN CONTRACTIVA DE LAS UNIDADES DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (EVENTO D3)

Tras el episodio extensional D2 es necesario un episodio de acortamiento cortical para poder explicar las inversiones que se producen en el grado metamórfico entre las unidades de los Complejos Alpujárride y Nevado-Filábride así como el emplazamiento intracortical de las Peridotitas de Ronda. Los pliegues recumbentes F_3 y el clivaje de crenulación S_3 del Complejo Alpujárride se han relacionado con este episodio contractivo. Las estructuras contractivas asociadas a este evento muestran una distribución muy dispar dependiendo de la posición estructural en la pila Alpujárride-Maláguide; de modo que en las Unidades Maláguides y en las alpujárrides de tipo A, que ocupan la posición superior de esta pila prácticamente no se observan este tipo de estructuras. Sin embargo en las unidades infrayacentes como la Unidad de Ojén o de tipo B estas estructuras son ubicuas. Por ejemplo la Un. de Ojén muestra una geometría de sinclinal recumbente vergente hacia el N con núcleo en los mármoles de esta unidad, que se ha relacionado con el emplazamiento intracortical de las Peridotitas de Ronda que se encuentran sobre él (Balanyá et al., 1997 y 1998, Sánchez Gómez, 1997 y Tubía et al., 1997).

Según Sánchez Gómez (1997) la Un. de Ojén registra un incremento presión y de temperatura de 2-3 kb y 200°C respectivamente en relación con este evento. La naturaleza contractiva de este evento ha sido muy discutida, ya que generalmente no se ha observado un aumento de presión y temperatura relacionado con él, y diversos autores han argumentado que los pliegues asociados se podrían haber producido en un contexto extensional (Orozco et al., 1998; Platt et al., 1998 y Platt, 1998) por cizallamiento simple de marcadores previos inclinados siguiendo un modelo como el propuesto por Froitzheim (1992) en los Alpes. Sin embargo la presencia de unidades tectónicas más metamórficas sobre otras menos metamórficas y las inversiones en el grado metamórfico ligadas a pliegues recumbentes son un rasgo general en las Boticas tanto en el Complejo Alpujárride como en el Nevado-Filábride (Martínez Martínez, 1986a; Platt y Behrmann, 1986; García-Dueñas et al., 1988 a, b; De Jong, 1991, 1992 y 1993 y De Jong et al., 1992; Azañón et al., 1996; Azañón y Alonso Chavez, 1996; Azañón et al., 1997; Balanyá et al., 1997; Balanyá et al., 1998) y parece imposible atribuirlos a un proceso tectónico que no fuese contractivo.

La vergencia y el transporte tectónico asociado a este episodio contractivo muestran siempre una componente N en las coordenadas geográficas actuales. La práctica ausencia de metamorfismo progrado asociado a este evento se ha explicado de diversos modos, primero debido a la extrema delgadez de las láminas de corteza cabalgantes tras el episodio de aplastamiento previo, segundo a que en algunos casos la superposición de unidades más metamórficas sobre otras menos metamórficas, sin posibilidad de alcanzar un reequilibrio térmico posterior, produciría un enfriamiento de la unidades más metamórficas y tercero a la posibilidad de que estas unidades hubiesen formado durante este evento un dúplex con los horses buzando hacia el retropaís, de forma que sobre una misma vertical no se encontraban todas las unidades superpuestas. Sólo en las unidades donde se produjo una inversión dúctil de las isogradas metamórficas junto con una superposición mayor de corteza se pudo producir un aumento del grado metamórfico como en la Un. de Ojén o de tipo B (Sánchez Gómez, 1997).

Para este evento se ha propuesto una edad Eoceno Superior-Oligoceno Inferior, Azañón et al. (1997) y hay bastantes datos que apoyan esta edad. Por ejemplo, los sedimentos maláguides de la Fm. Bosque (Martín Martín, 1996) de edad Chattiense, (24-28 ma) según la escala de Berggren et al. (1995) contienen abundantes cantos de rocas maláguides con edades de fission track de apatito de 29-30 Ma que indican el comienzo de la exhumación de la pila de cabalgamientos Maláguides-Alpujárrides (Lonergan y Johnson, 1998). Estos autores consideran estos datos como indicativos de erosión relacionada con levantamiento producido por

propagación de cabalgamientos, de hecho la Fm. As (Martín Martín, 1996) del Oligoceno inferior se encuentra pinzada por cabalgamientos que a su vez están sellados por sedimentos de la Fm. Bosque, del Oligoceno superior (Martín Martín et al., 1997). El enfriamiento producido en relación con la subducción de unidades Alpujarrides más frías bajo otras más calientes en relación con este episodio debió de producir el cierre isotópico en algunas unidades y de hecho se han obtenido dataciones isotópicas de esta edad, por ejemplo una edad SHRIMP de 36 Ma sobre zircones de la Un. de Adra (Sánchez Rodríguez, 1998) o edades Ar^{40}/Ar^{39} de 30 Ma de De Jong et al. (1992) en la Un. de Bédar-Macael del Complejo Nevado-Filábride. El evento D3 produjo la configuración contractiva definitiva del Dominio Cortical de Alborán, o de un dominio mayor denominado ALKAPEKA por Bouillin et al. (1986), cuyos materiales afloran actualmente en el arco Calabro-Peloritano, las Kabilias y en el Arco de Gibraltar, previa a la colisión con el Margen Sudibérico, dando lugar al orden de superposición observado actualmente en este dominio, ya que los procesos extensionales posteriores no lo han alterado aunque sean responsables de importantes traslaciones en la horizontal.

7.4 FORMACIÓN DEL ARCO DE GIBRALTAR Y RIFTING DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN EN EL RETROARCO (EVENTO D4)

Tras el episodio contractivo D3, durante el Oligoceno Superior, se inicia la formación del Arco de Gibraltar (Bouillin et al., 1986; Balanyá y García Dueñas, 1987 y 1988 y García Dueñas et al., 1992). El frente de este arco migró hacia el oeste, cabalgando primero sobre las Unidades de la Dorsal en el Oligoceno superior y posteriormente sobre Un. Predorsalianas y las Un. De los Flyschs durante el Mioceno Inferior (Bouillin et al., 1986), consumiendo un área constituida por corteza muy adelgazada o incluso oceánica al oeste (Durand Delga et al., 2000) y colisionando con el Margen Sudibérico y Magrebí al N y al S respectivamente.

Parte del Dominio Sudibérico subdujo bajo el edificio contractivo del DCA siendo sometido a metamorfismo en facies de Prehnita-Pumpellita (3-4 kb y aproximadamente 300 °C, como muestran los afloramientos de metabasitas incluidas en rocas subbéticas en Antequera (Morata Céspedes, 1993 y Aguirre et al., 1995) o la Un. de Almagro en las Béticas orientales (Sánchez Vizcaíno et al. (1991) en metabasitas y datos propios en metapelitas) y generándose pliegues como los F₁ en la Unidad de Almagro vergentes hacia el NNE. La subducción del Dominio Sudibérico bajo el DCA debió de producirse entre el Aquitaniense y el Burdigaliense

Inferior, edad de formación de abundantes olistostromas en el Subbético (Comas, 1978 y De Smet, 1984). Se puede obtener una estimación tentativa del grosor de este edificio orogénico durante el Mioceno Inferior sumando al espesor actual de corteza, que según Medialdea et al. (1986) y Banda y Ansorge (1980) es de 25-30 km en los afloramientos de Subbético metamorfozados, la potencia de corteza equivalente al valor de presión alcanzado por estas rocas, obteniéndose una corteza continental de 40-45 km.

Durante el Burdigaliense Superior se generan cabalgamientos retrovergentes hacia la parte interna del arco, en las Béticas orientales rocas del subbético cabalgan hacia el SE sobre sedimentos que cubren al DCA (Lonergan et al., 1994) y en las Béticas occidentales retrocabalgan unidades de la Predorsal, que entran en forma de klippen sedimentarios en la cuenca de Alborán dando lugar al Complejo de Alozaina (Balanyá y García Dueñas, 1986) en áreas actualmente emergidas o a la Unidad VI de Comas et al. (1992) en el Mar de Alborán. Estas estructuras retrovergentes podrían haber progresado hacia el Sur plegando a la Un. de Almagro y al Complejo Nevado-Filábride, dando lugar a los pliegues vergentes hacia el S-SE y al clivaje de crenulación S_4 asociado en el Complejo Nevado-Filábride y a los pliegues F_1 en la Un. de Almagro.

Concomitantemente a la migración hacia el oeste del Arco de Gibraltar se inició la formación en el interior del arco de las cuencas Ligur y Sardo-Balear (Rehault et al., 1985) cuyo basamento está constituido por corteza oceánica (Galdeano y Rossignol, 1977), según Rehault et al. (1985) de edad Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, y del Mar de Alborán cuyo basamento está formado por el DCA adelgazado. En el caso de la corteza en la transición entre las cuencas de Alborán y Surbalear, esta habría continuado extendiéndose durante el Neógeno Superior, como se observa en el perfil ESCI Alb 2. El rifting mioceno del DCA, denominado evento D4 por Balanyá et al. (1997) ha configurado los contactos actuales entre las Unidades del DCA, que frecuentemente constituyen "horses" extensionales aislados; ha sido estudiado profusamente, especialmente en las Béticas Centrales, en el entorno de Sierra Nevada (García Dueñas et al., 1986; Galindo-Zaldívar et al., 1989; García-Dueñas y Balanyá, 1991; García Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1993; Crespo-Blanc et al., 1994; Crespo Blanc, 1995; Lonergan y Platt, 1995 y González Lodeiro et al., 1996), en las Béticas orientales en la Sierra de Alhamilla (Martínez Martínez y Azañón, 1997) y en el Mar de Alborán (Comas et al., 1992, García Dueñas et al., 1992, Comas et al., 1993; Platt et al., 1996; Platt y Soto, 1998; Soto y Platt, 1999 y Comas et al., 1999). Se han diferenciado tres sistemas de fallas y zonas de cizalla desarrolladas en edades distintas y que afectan a unidades que se encontraban en posiciones progresivamente más

profundas en al pila de unidades del DCA, aunque sobre verticales distintas, ya que las zonas de cizalla relacionadas con este evento, diferenciadas en las Béticas occidentales son paradójicamente de mayor temperatura que estructuras situadas en niveles estructurales más profundos en las Béticas centrales.

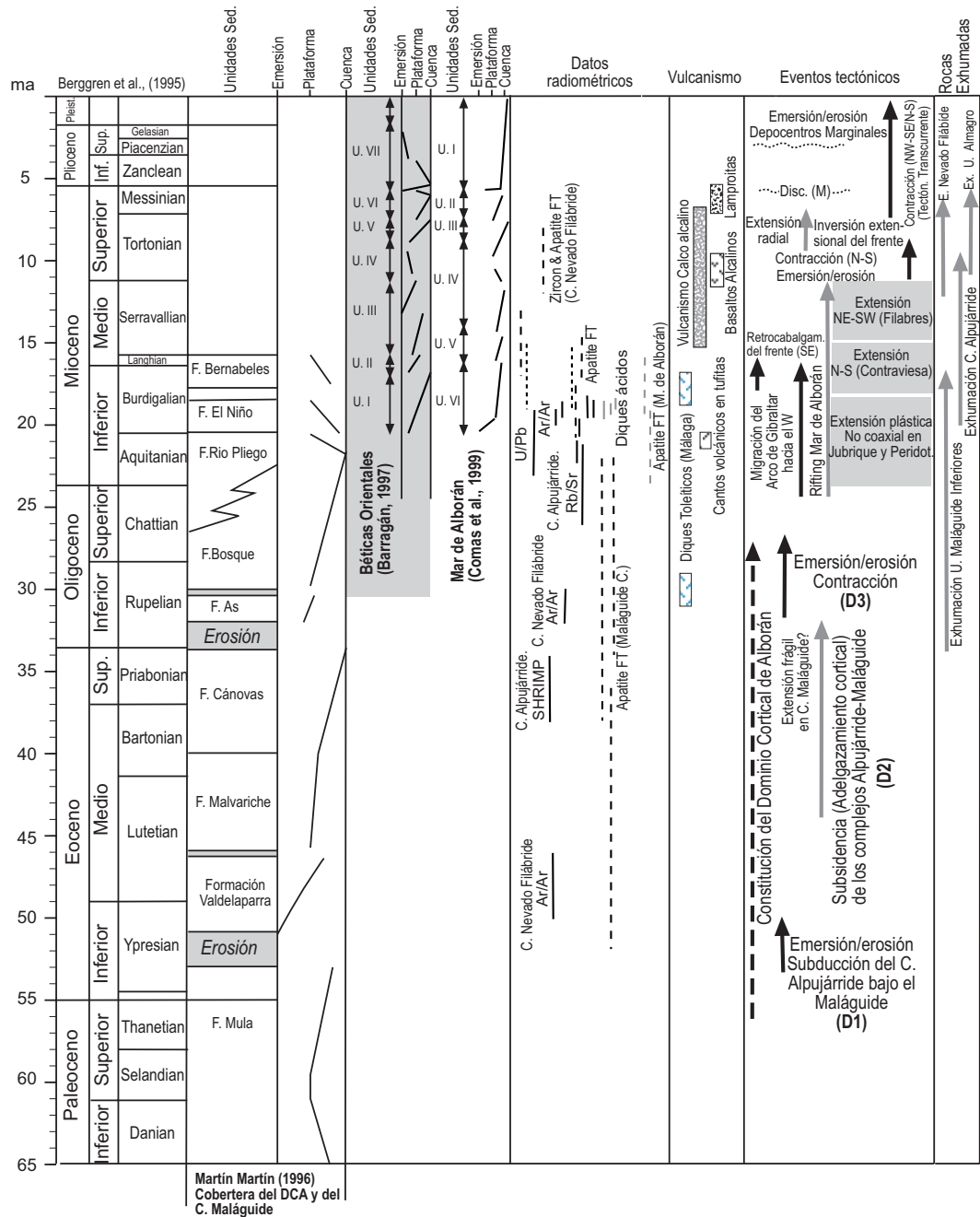


Figura 124 Relaciones temporales entre los eventos que han afectado al DCA y su relación con la evolución de la cobertera terciaria del Maláguide, el relleno sedimentario de la Cuenca de Vera y el relleno de la Cuenca de Alborán. Además se ha indicado la evolución del vulcanismo y la edad de comienzo de la exhumación de los complejos del DCA. Edades radiométricas del vulcanismo tomadas de Bellon et al. (1983; Di Battistini et al. (1987); Zeck et al. (1998); Turner et al. (1999) y Scotney et al. (2000). Edades radiométricas del metamorfismo

de Priem et al. (1979); Monié et al. (1991 a y b); De Jong et al. (1992); Monié et al. (1994); Sánchez Rodríguez (1998); Sosson et al. (1998); Platt y Whitehouse (1999); Sánchez Rodríguez y Gebauer (2000) y edades de Fission Track de Johnson et al. (1997); Lonergan y Johnson (1998); Hurford et al. (1999) y Sánchez Rodríguez y Gebauer (2000).

El sistema extensional más antiguo se ha relacionado con el inicio del desmembramiento extensional de las Peridotitas de Ronda y está constituido por una zona de cizalla dúctil con una dirección de extensión NNE-SSO situada a la base de las Peridotitas de Ronda, intruida por granitos sincinemáticos del Mioceno Inferior (Muñoz, 1991 y Sánchez Gómez et al., 1995a y 1995b). Durante este primer episodio extensional se pudieron haber formado también las milonitas y la lineación de estiramiento de orientación E-O/NO-SE que afecta a la Un. de Jubrique, descritas en esta memoria en el área de Álora y que evolucionan hacia estructuras frágiles de la misma cinemática, con transporte del bloque de techo fundamentalmente hacia el SSE. La geoterma calculada a partir de datos termobarométricos de las granulitas situadas a la base de la Un. de Jubrique (D (z6) en la Figura 124) podía ser muy similar a la geoterma existente al inicio de este primer episodio extensional, relacionado con el rifting del Mar de Alborán.

En las Béticas Centrales y en la Sierra Alhamilla se ha diferenciado un segundo sistema extensional, denominado Sistema de Contraviesa con extensión de dirección N-S, en las coordenadas geográficas actuales, activo durante el Burdigaliense Superior-Langhiense (García Dueñas et al., 1992; Crespo Blanc et al., 1994; Crespo Blanc, 1995 y Martínez Martínez y Azañón, 1997), que se despega sobre la Un. de Lújar o de tipo D del Complejo Alpujarride. Este sistema extensional ha sido reconocido también en áreas estudiadas en esta tesis tanto en las Béticas orientales como en las occidentales. En las Béticas orientales estructuras de este sistema extensional constituyen gran parte de los contactos entre unidades alpujarrides superiores, las cuales se encuentran extremadamente adelgazadas en la Sierra de Almagro y en Sierra Cabrera. En las Béticas occidentales este sistema extensional no es tan penetrativo, sin embargo, hay abundantes diques de orientación ONO-ESE, con una probable edad Burdigaliense Superior-Languiense u Oligocena según Turner et al. (1999), que podrían guardar una relación genética con este sistema extensional. Estos diques están a su vez cortados y rotados por fallas de bajo ángulo con transporte de componente N-S que se han considerado como manifestaciones más tardías del mismo sistema.

El Sistema Extensional de Filabres, con transporte tectónico hacia el SO (García Dueñas y Martínez Martínez, 1988; Galindo Zaldívar et al., 1989; García Dueñas et al., 1992; Martínez

Martínez y Azañón, 1998), es el sistema de fallas de bajo ángulo de actividad más reciente, produciendo la exhumación superficial del Complejo Nevado-Filábride durante el Serravalliense (Johnson et al. 1997 y Mayoral et al., 1994). Este sistema extensional tiene un despegue principal que desciende desde un nivel estructural situado sobre la Un. de Bédar-Macael al E de la Sierra de los Filabres hasta cortar a la Un. de Veleta al oeste de Sierra Nevada (Figura 4), sobre este despegue coalescen fallas lítricas que cortan a unidades del Complejo Alpujárride. En las áreas estudiadas en esta tesis se han diferenciado varias fallas normales de bajo ángulo que podrían corresponder a este sistema extensional. Por ejemplo, en el área de Álora las fallas normales de bajo ángulo con transporte hacia el SO (epígrafe 3.3) podrían tener una relación con este sistema extensional, aunque quizás no coaleszan en profundidad sobre el Despegue de Filabres, identificado sólo en el entorno de Sierra Nevada.

La actividad durante el Mioceno Inferior y Medio de los sistemas extensionales descritos en los párrafos anteriores produjo la práctica totalidad de los contactos actuales entre las unidades del DCA, muchas de las cuales se encuentran limitadas enteramente por superficies extensionales de bajo ángulo, pudiendo definirse como "horses" extensionales. La interferencia entre dos sistemas extensionales con transporte ortogonal ha producido una geometría de megatableta de chocolate en el basamento del DCA, este tipo de estructura ha sido descrita en las Béticas Centrales (García Dueñas et al., 1992), el borde N de Sierra Nevada (Crespo Blanc, 1995), en las Béticas Occidentales (Sánchez Gómez, 1997) y en las Béticas Orientales por ejemplo en Sierra Espuña (epígrafe 4.7 de esta memoria).

Si comparamos el espesor de corteza actual con el valor estimado para el edificio contractivo existente tras el evento D3, que debía de ser de unos 45 km en puntos donde afloran unidades del Dominio Sudibérico bajo el DCA, se puede obtener una aproximación a la magnitud de la extensión producida durante el evento D4. Se obtiene un valor β comprendido entre 2,2-1,5 para las áreas emergidas y de aproximadamente 2,5-2,8 para áreas del Mar de Alborán. Aunque al ser la deformación frágil y no coaxial, el adelgazamiento habría afectado sólo a los materiales situados sobre los despegues que afectan al Dominio Cortical de Alborán, por lo que el alargamiento sufrido por estas rocas sería muy superior al β calculado para toda la corteza.

7.5 PLEGAMIENTO TORTONIENSE DE LA CUENCA DE ALBORÁN.

La tendencia extensional manifiesta durante el Mioceno Inferior y Medio se vio interrumpida por un pulso contractivo, que dio lugar al inicio de la formación de grandes pliegues abiertos de orientación E-O en las Béticas. Este pulso contractivo se manifiesta en la cobertera sedimentaria del Mar de Alborán "Mioceno" como una discordancia angular erosiva, definida como discordancia intratortoniense por Estevez et al. (1982) en áreas emergidas y como discordancia R de Comas et al. (1992) y Comas et al. (1999) en el Mar de Alborán; entre sedimentos del Tortoniense inferior, en el interior de los depocentros sedimentarios donde se conserva la columna estratigráfica más completa, y entre sedimentos del Tortoniense Superior y sedimentos del Tortoniense Inferior o del Mioceno Medio en áreas marginales de los depocentros actualmente emergidos y en amplios sectores del Mar de Alborán (Rodríguez Fernández et al., 1999). Este episodio contractivo produjo la emersión de amplias zonas de las Béticas y por tanto contribuyó a un importante desmantelamiento y exhumación de rocas procedentes del Complejo Nevado-Filábride y de la Un. de Almagro aflorantes en el núcleo de los pliegues, como es el caso de Sierra Nevada, la Sierra de Almagro o anticlinales actualmente hundidos y cortados por la actividad posterior de fallas de salto en dirección como el inferido bajo la Depresión del Guadalentín, en las Béticas orientales.

A raíz de este pulso contractivo se produjo un cambio en la posición de los depocentros sedimentarios, que pasaron a ser durante el Tortoniense de orientación E-O, con la máxima subsidencia coincidente con los ejes de los sinformes, situados entre antiformes sujetos a erosión, este es el caso por ejemplo en los depocentros que rodean a Sierra Nevada y a las Sierras de los Filabres, Alhamilla, Cabrera, de Almagro y de la Tercia entre otras.

El episodio contractivo afectó a un basamento con grandes heterogeneidades generadas durante el episodio extensional anterior, que produjeron variaciones laterales de espesor de las Un. del Dominio de Alborán en dos direcciones perpendiculares, dando lugar a una geometría en "tableta de chocolate". Esta geometría del basamento parece haber condicionado la localización y geometría de los pliegues posteriores, de forma que los anticlinales se formaron sobre las zonas de mayor espesor cortical, coincidentes con las "onzas" de esta "tableta de chocolate". Este es el caso de la Sierra de Lujar y Gádor, donde aflora una gran potencia de rocas correspondientes a unidades Alpujárrides de tipo Lújar-Gádor o de Sierra Nevada y la Sierra de los Filabres donde se encuentra la mayor potencia de rocas del Complejo Nevado-Filábride.

En las zonas de rampa del sistema extensional de filabres se produjeron ensilladuras en los cierres perianticlinales en los pliegues. Probablemente las rampas del sistema extensional de contraviesa condicionaron la posición de los sinclinales Tortonienses, este parece ser el caso en el borde N de la Sierra de los Espártales en el área de Álora, que coincide con una rampa donde se han omitido gran parte de las peridotitas de Ronda o la Depresión de Huerca Overa que coincide con una rampa donde se ha omitido gran parte del Complejo Alpujárride.

7.6 EXTENSIÓN DURANTE EL NEÓGENO SUPERIOR

Aunque recientemente en las publicaciones relativas a la evolución tectónica de las Béticas y del Mar de Alborán se considera que a partir del Tortoniense se reinicia la tectónica contractiva que prosigue hasta nuestros días, por ejemplo Martínez Martínez y Azañón, 1997; Comas et al. (1999) y Azañón y Crespo Blanc (2000) se observa que durante el Tortoniense Superior hay un aumento de la subsidencia (Rodríguez Fernández et al., 1999) y que hay una actividad extensional que no es compatible con un contexto contractivo de dirección N-S o NO-SE, por ejemplo Lonergan y Schreiber (1993) y datos propios en la depresiones de Lorca, Vera y Málaga. Además es un periodo de gran actividad volcánica tanto en áreas emergidas como en el Mar de Alborán, que se ha relacionado con un contexto extensional (Turner et al., 1999). En la Cuenca Surbalear parece que los sedimentos más antiguos que se encuentran sobre la corteza oceánica son de edad Tortoniense y están afectados por fallas normales de crecimiento también de esta edad, por lo que durante este periodo se pudo haber formado parte de la corteza oceánica que constituye el basamento de esta cuenca. Por estos motivos se ha considerado a este periodo del Tortoniense Superior como un momento donde dominan fundamentalmente procesos extensionales. En áreas como la Depresión de Lorca se ha calculado un factor de alargamiento en relación con este evento extensional de 1,2. Aunque no supone un alargamiento considerable, las fallas activas durante este periodo son importantes a la hora de configurar los rasgos geomorfológicos actuales. En este sentido las fallas de este evento con transporte hacia el SO acentúan muchos de los cierres perianticlinales previos o generan nuevos cierres al cortar y bascular a los pliegues como en el cierre perianticlinal oriental de Sierra de la Tercia en el área de Álora.

7.7 TECTÓNICA TRANSCURRENTE

A partir del Tortoniense terminal-Messiniense basal se comienza a registrar un nuevo pulso contractivo que se manifiesta fundamentalmente como un apretamiento de los pliegues iniciados

durante el Tortonense Inferior, como discordancias angulares progresivas en el seno de sedimentos de esta edad y especialmente como un periodo de gran actividad de fallas de salto en dirección. Esta tectónica es especialmente manifiesta en el extremo suroriental de las Béticas en áreas próximas a la Depresión de Vera y más al N, en la Depresión del Guadalentín produciéndose el levantamiento de Sierra Alhamilla (Weijermars et al., 1985), de Sierra Cabrera (Barragán, 1997), de áreas actualmente hundidas bajo la Depresión del Guadalentín (Larouziere y Ott d'Estevou, 1990), de la Sierra de Filabres (Guerra Merchán, 1992) y apretamiento del pliegue de Sierra de la Tercia. En otras áreas de las Béticas también se registra este periodo de acortamiento, por ejemplo provoca la continentalización definitiva de las Cuencas de Granada y Guadix-Baza (Fernández et al., 1996).

En el sector de Vera se observa que junto a las discordancias progresivas de dirección E-O relacionadas con la formación del pliegue de Sierra Cabrera, hay otras de la misma edad de orientación SSO-NNE subparalelas a la traza de fallas de salto en dirección como la Zona de Falla de Palomares, lo cual parece indicar la coetaneidad entre la formación de este pliegue y actividad de la zona de falla transcurrente, por lo que esta habría sido en un inicio una falla de tipo "transfer". La actividad sinistorsa de estas fallas fue coetánea a la actividad de algunos segmentos de la Falla de Carboneras, sellados por sedimentos messinienses (Keller et al., 1995).

Durante el Plioceno-Cuaternario hay una gran actividad de fallas transcurrentes que cortan a los pliegues y producen un cambio en la posición y orientación de los depocentros sedimentarios, que pasan a ser de orientación NE-SO subparalelos a la dirección de las fallas de salto en dirección, normalmente con los máximos espesores de sedimentos localizados cerca de la traza de las fallas, por ejemplo en las zonas de falla de Palomares y de Alhama de Murcia. En relación con la Falla de Alhama de Murcia se produce un levantamiento importante de su bloque N y subsidencia con acumulación de sedimentos Plio-cuaternarios en la Depresión del Guadalentín (Silva, 1994, Martínez Díaz, 1998; Silva et al., 1997). En general se observan estructuras formadas en relación con dos tensores de paleoesfuerzos transpresivos distintos, con el eje mayor subhorizontal de orientación N-S y NO-SE.

Esta actividad contractiva Plio-Cuaternaria es también manifiesta en la Cuenca Surbalear donde se comienzan a formar los pliegues que se observan en el extremo oriental del perfil ESCI Alb 2c (en Anexos). Asociada a esta actividad contractiva Plio-Cuaternaria se han medido tasas de levantamiento en las Béticas surorientales comprendidas entre 0,5 y 1,5 mm/año.

8 BIBLIOGRAFÍA

- Acosta, A., Estudio de los fenómenos de fusión cortical y generación de granitoides asociados a las peridotitas de Ronda, Tesis doctoral thesis, Universidad de Granada, Granada, 1997.
- Aguado, R., H. Feinberg, M. Durand Delga, A. Martín Algarra, M. Esteras, and J. Didon, Nuevos datos sobre la edad de las formaciones miocenas transgresivas sobre las Zonas Internas Béticas: La Formación San Pedro de Alcántara (Provincia de Málaga), *Rev. Soc. Geol. España*, 3, 79-85, 1990.
- Aguirre, L., D. Morata, E. Puga, A. Baronnet, and R.E. Beiersdorfer, Chemistry and crystal characteristics of pumpellyite in a metadolerite from the Archidona region, Subbetic Cordillera, Spain, in *Low Grade Metamorphism of Mafic Rocks*, vol. 296, edited by P.D. Schiffman, H.W., pp. 171-181, Geol. Soc. Am. Special Paper, Colorado, 1995.
- Agustí, J., Gubert, J. y Solà, M. 1981. Casa del Acero: nueva fauna turolense de vertebrados (Mioceno Superior de Fortuna, Murcia). *Bull. Inf. Paleont. Sabadel* 13, 69-87.
- Aldaya, F., La sucesión de etapas tectónicas en el Dominio Alpujárride, *Cuadernos de Geología de la Univ. de Granada*, 1, 159-181, 1970.
- Aldaya, F., V. García-Dueñas, and F. Navarro-Vilá, Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de Correlación tectónica de los Alpujárrides, *Acta Geológica Hispánica*, 14, 154-166, 1979.
- Aldaya, F., F. Alvarez, J. Galindo Zaldívar, F. González Lodeiro, A. Jabaloy, and F. Navarro Vilá, The Malaguide-Alpujarride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, 1447-1453, 1991.
- Allerton, S., K. Reicherter, and J.P. Platt, A Structural and Paleomagnetic Study of a Section Through the Eastern Subbetic, Southern Spain, *J. Geol. Soc.*, 151, 659-668, 1994.
- Allerton, S., L. Lonergan, J.P. Platt, E.S. Platzman, and E. McClelland, Paleomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, Southern Spain, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 119, 225-241, 1993.
- Allmendiger, R., Stereonet V.3.66, 1988.
- Alonso Chaves, F.M., E. Pascual, and M. Orozco, Termobarometría en los gneises de la unidad extensional de Bentomiz, Complejo Alpujárride (Béticas Centrales), *Geogaceta*, 17, 53-55, 1985a.
- Alonso Chaves, F.M., Evolución tectónica de Sierra Tejeda y su relación con procesos de engrosamiento y adelgazamiento corticales en las Cordilleras Béticas, inédita, Granada, 1995.
- Alonso Chaves, F.M., M. Orozco, V. García-Dueñas, and E. Mayoral, La falla normal de bajo ángulo de Tejeda: un ejemplo de la deformación miocena en las Béticas Centrales, *Geogaceta*, 17, 131-132, 1985b.
- Alvado, J.C., Sédimentation, deformation et manifestations magmatiques associées au couloir de décrochement de Palomares: le bassin de Vera (SE de l'Espagne), *Mém. Sci. de la Terre, Univ. Paris*, 86, 23-232, 1986.

- Álvarez, F., F. Aldaya, and F. Navarro-Vilá, Miocene extensional deformation in the region of Aguilas-Mazarrón (eastern Betic Cordillera), *Estudios Geol.*, 45, 369-374, 1989.
- Álvarez, F., La tectónica de la Zona Bética en la región de Aguilas., Doctoral thesis, 371 pp., Universidad de Salamanca, 1987.
- Álvarez, F., Subhorizontal shear zones and their relation to nappe movements in the Cantal and Miñarros units. Eastern Betic Zone (Spain), *Geol. en Mijnbouw*, 66, 101-110, 1987.
- Andriessen, P.A.M., and H.P. Zeck, Fission-Track Constraints on Timing of Alpine Nappe Emplacement and Rates of Cooling and Exhumation, Torrox Area, Betic Cordilleras, S Spain, *Chem. Geol.*, 131, 199-206, 1996.
- Andrieux, J., and M. Mattauer, Précisions sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar, *Bull. Soc. Géol. France*, 15, 115-118, 1973.
- Andrieux, J., J.M. Fontboté, and M. Mattauer, Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar, *Earth Planet. Sc. Letters*, 12, 191-198, 1971.
- Argles, T.W., and J.P. Platt, Stepped Fibers in Sillimanite-Bearing Veins - Valid Shear-Sense Indicators in High-Grade Rocks, *J. Struct. Geol.*, 21, 153-159, 1999.
- Argles, T.W., J.P. Platt, and D.J. Waters, Attenuation and Excision of a Crustal Section During Extensional Exhumation - The Carratraca Massif, Betic Cordillera, Southern Spain, *J. Geol. Soc.*, 156, 149-162, 1999.
- Auzende, J.M., J. Bonnin, and J.L. Olivet, The orogen of the western Mediterranean basin, *J. Geol. Soc. London*, 129, 607-620, 1973.
- Avigad, D., Z. Garfunkel, L. Jolivet, and J.M. Azañón, Back-Arc Extension and Denudation of Mediterranean Eclogites, *Tectonics*, 16, 924-941, 1997.
- Azañón, J.M., A. Crespo Blanc, and V. García Dueñas, Continental collision, crustal thinning and nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betic), *J. Struct. Geol.*, 19, 1055-1071, 1997.
- Azañón, J.M., A. Crespo Blanc, and V. García Dueñas, Continental collision, crustal thinning and nappe-forming during the Pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alborán Domain, Betics), *J. Struct. Geol.*, 19, 1055-1071, 1997.
- Azañón, J.M., A. Crespo Blanc, V. García Dueñas, and M. Sánchez Gómez, The Alpujarride Complex structure and its contribution to the ESCI-Béticas 2 deep seismic reflection profile interpretation (Alboran domain, Betic chain), *Rev. Soc. Geol. España*, 8, 491-501, 1995.
- Azañón, J.M., A. Crespo-Blanc, V. García-Dueñas, and M. Sánchez-Gómez, Evolución tectonometamórfica de la unidad extensional de Adra (Complejo Alpujarride, Béticas Centrales): Resultados preliminares, *Geogaceta*, 1996.
- Azañón, J.M., A. Crespo-Blanc, V. García-Dueñas, and M. Sánchez-Gómez, Folding of metamorphic isogrades in the Adra extensional unit (Alpujarride complex, Central Betics), *C.R. Acad. Scien. Paris*, 323, série II, 949-956, 1996.

- Azañón, J.M., and A. Crespo Blanc, Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain), *Tectonics*, *19*, 549-565, 2000.
- Azañón, J.M., and B. Goffé, 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, 1997.
- Azañón, J.M., and F. Alonso Chaves, Alpine tectono-metamorphic evolution of the Tejeda unit, an extensionally dismembered Alpujarride Nappe (Western Betics), *C. R. Acad. Sci. Paris*, *322*, 47-54, 1996.
- Azañón, J.M., J.C. Balanyá, and V. García-Dueñas, Registro metamórfico de alta presión-baja temperatura en la Unidad de Jubrique e Imbricaciones de Benarrabá (Cordillera Bético-Rifeña), *Geogaceta*, *17*, 133-134, 1995.
- Azañón, J.M., Metamorfismo de alta presión/ baja temperatura, baja presión/ alta temperatura y tectónica del Complejo Alpujarride (Cordilleras Bético-Rifeñas), Doctoral thesis, U. de Granada, 1994.
- Azañón, J.M., V. García dueñas, and B. Goffé, Exhumation of High-Pressure Metapelites and Coeval Crustal Extension in the Alpujarride Complex (Betic Cordillera), *Tectonophysics*, *285*, 231-252, 1998.
- Azañón, J.M., V. García Dueñas, J.M. Martínez Martínez, and A. Crespo Blanc, Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain), *C. R. Acad. Sci. Paris*, *318*, 667-674, 1994.
- Azañón, J.M., V. García-Dueñas, and B. Goffé, High pressure mineral assemblages in the Trevenque Unit (Central Alpujarrides, Andalucía), *Geogaceta*, *11*, 81-84, 1992.
- Bakker, H.E., K. De Jong, H. Helmers, and C. Bierman, The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (South-East Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry, *J. Metamorphic Geol.*, *7*, 359-381, 1989.
- Balanyá, C.J., V. García-Dueñas, J.M. Azañón, and M. Sánchez-Gómez, Reply, *Tectonics*, *17*, 977-981, 1998.
- Balanyá, J.C., and V. García-Dueñas, El Cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif, *II Cong. Geol. España, Simposium sobre Cinturones Orogénicos*, 35-44, 1988.
- Balanyá, J.C., and V. García-Dueñas, Estructuración de los Mantos Alpujarrides al W de Málaga (Béticas, Andalucía), *Geogaceta*, *9*, 30-33, 1991.
- Balanyá, J.C., and V. García-Dueñas, Grandes fallas de contracción y extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar, *Geogaceta*, *1*, 19-21, 1986.
- Balanyá, J.C., and V. García-Dueñas, Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Déroit de Gibraltar, *C.R. Acad. Scien. Paris*, *304, Série II*, 929-932, 1987.
- Balanyá, J.C., El Complejo Dorsaliano al Este de Granada: relaciones estructurales con la Zona Bética y el Subbético interno, *I Congreso Español de Geología*, *3*, 169-175, 1984.
- Balanyá, J.C., Estructura del Dominio de Alborán en la parte Norte del Arco de Gibraltar, inédita, Univ. Granada, 1991.

- Balanyá, J.C., J. Campos, V. García-Dueñas, M. Orozco, and J.F. Simancas, Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujárrides entre Ronda y Almería. Cordilleras Béticas, *Geogaceta*, 2, 51-53, 1987.
- Balanyá, J.C., J.M. Azañón, M. Sánchez Gómez, and V. García Dueñas, Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique unit in the Paleogene (Alpujárride Complex, western Betics Spain), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, 1595-1601, 1993.
- Balanyá, J.C., V. García-Dueñas, J.M. Azañón, and M. Sánchez-Gómez, Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc), *Tectonics*, 16, 226-238, 1997.
- Banda, E., and J. Ansorge, Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 63, 515-532, 1980.
- Banda, E., J. Gallart, V. García-Dueñas, J.J. Dañobeitia, and J. Makris, Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: new evidence from the Betic Cordillera, *Seismic Studies of the Iberian Peninsula*, 221, 53-66, 1993.
- Bardaji, T., C.J. Dabrio, J.L. Goy, L. Somoza, and C. Zazo, Pleistocene fan deltas in southeastern Iberian peninsula. Sedimentary controls and sea-level changes, *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 10, 129-151, 1990.
- Bardaji, T., J.L. Goy, P.G. Silva, C. Zazo, N.A. Morner, C. Somoza, C.J. Dabrio, and J. Baena, The Plio-Pleistocene boundary in southeast Spain. A review, *Quaternary International*, 40, 27-32, 1997.
- Bardaji, T., S.I. Goy, N.A. Morner, C. Zazo, P.G. Silva, C. Somoza, C.S. Dadbrío, and J. Baena, Towards a Plio-Pleistocene chronostratigraphy in Eastern Betic Basins (SE Spain), *Geodinamica Acta*, 8, 112-126, 1995.
- Barragán, G., Evolución Geodinámica de la Depresión de Vera, Tesis Doctoral, 300 pp., Universidad de Granada, 1997.
- Barranco, L., J. Ansorge, and E. Banda, Seismic refraction constraints on the geometry of the Ronda peridotitic massif (Betic Cordillera, Spain), *Tectonophysics*, 184, 379-392, 1990.
- Biju-Duval, B., J. Decourt, and X. Le Pichon, From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western alpine system, in *International Symposium on the structural History of the Mediterranean basin*, edited by B. Biju-Duval and L. Mondaret, pp. 143-164, Editions Technip Paris, Split (Yugoslavia), 1977.
- Blumenthal, M., Estudio geológico de las cadenas costeras al Oeste de Málaga, entre el río Guadalhorce y el río Verde, *Boletín Geológico y Minero*, LXII, 11-203, 1949.
- Blumenthal, M., Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Kordilleren von Central und Südwest Andalusien, *Eclogae Geologicae Helvetica*, 20, 487-592, 1927.
- Bodinier, J.L., L. Morten, E. Puga, and A. Diaz de Federico, Geochemistry of metabasites from the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordilleras, Spain: relics of a dismembered ophiolitic secuencia, *Lithos*, 20, 235-245, 1987.

- Booth, G., y V. García Dueñas, Estructuras extensionales en las Unidades Alpujarrides y Maláguides de la Sierra de la Tercia (Murcia, Béticas Orientales), *Geogaceta*, 25, 39-41, 1999.
- Bouillin, J.P., M. Durand-Delga, y P. Olivier, Betic-Rifian and Tyrhenian Arcs: distinctive features, genesis, and development stages, in *The origin of Arcs*, vol. 21, edited by F.C. Wezel, pp. 281-304, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 1986.
- Bourgeois, J., La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar, *Annales scientifiques de l'Université de Besançon*, Besançon, 1978.
- Bourgeois, J., Origine sédimentaire des "polymict rauhwackes": formation post-triasique impliquée dans les nappes internes bétiques (Espagne méridionale), *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, 26-29, 1979.
- Bourgeois, J., P. Chauve, C. Lorenz, J. Monnot, Y. Peyre, E. Rigo, and M. Reivière, La Formation d'Alozaina. Série d'âge oligocene et aquitanien transgressive sur le Bétique de Málaga (Région d'Alozaina-Tolox, province de Malaga, Espagne), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, 531-534, 1972a.
- Bourgeois, J., P. Chauve, J. Mayne, J. Monnot, Y. Peyre, E. Rigo, and M. Rivière, La Formation de Las Millanas. Série burdigalienne transgressive sur les zones internes des Cordillères bétiques occidental (Région d'Alozaina-Tolox, province de Málaga, Espagne), *C. R. Acad. Sc. Paris*, 275, 169-172, 1972b.
- Bousquet, J.C., and C. Montenat, Présence de décrochements nord-est - sud-ouest plio-quadernaires, dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne). Extension et signification générale., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, 2617-2620, 1974.
- Bousquet, J.C., and H. Philip, Observations microtectoniques sur la compression nord-sud quadernaire des Cordillères bétiques orientales (Espagne Méridionale - Arc de Gibraltar), *Bull. Soc. Geol. France*, 3, 711-724, 1976.
- Bousquet, J.C., Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain, *Tectonophysics*, 52, 277-286, 1979.
- Bouybaouene, M.L., B. Goffé, and A. Michard, Hig-pressure, low-temperature metamorphism in the Sebides nappes, northern Rif, Morocco, *Geogaceta*, 17, 117-119, 1995.
- Bouybaouene, M.L., Étude pétrologique des métapelites des Sebides supérieures, Rif interne, Maroc: une évolution métamorphique de haute pression, inédita, Rabat, 1993.
- Bradshaw, G.A., and M.D. Zoback, Listric normal faulting, stress refraction, and the state of stress in the Gulf Coast basin, *Geology*, 16, 271-274, 1988.
- Byerlee, J., V. Mjachkin, R. Summers, and O. Voevoda, Structures developed in fault gouge during stable sliding and stick-slip, *Tectonophysics*, 44, 161-171, 1978.
- Calvo, M., M.L. Osete, and R. Vegas, Paleomagnetic rotations in opposite senses in southeastern Spain, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 761-764, 1994.
- Calvo, M., R. Vegas, and M.L. Osete, Paleomagnetic results from Upper Miocene and Pliocene rocks from the Internal Zone of the eastern Betic Cordilleras (southern Spain), *Tectonophysics*, 00, 1-13, 1997.

- Calvo, M., R. Vegas, and M.L. Osete, Paleomagnetismo y deformación reciente en las zona interna de las Béticas orientales, *Geogaceta*, 20, 1050-1053, 1996.
- Campos, J., and J.F. Simancas, Los pliegues tumbados del Manto de Lujar y su modificación por el sistema de cabalgamientos frágiles (Complejo Alpujárride, Cordillera Bética), *Geogaceta*, 6, 50-52, 1989.
- Chalouan, A., and A. Michard, The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: a variscan chip in the Alpine belt, *Tectonics*, 9, 1565-1583, 1990.
- Chalouan, A., Les nappes Ghomarides (Rif Septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la Chaîne Alpine, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 1986.
- Chalouan, A., S. Rachida, A. Michard, and A.W. Bally, Neogene Tectonic Evolution of the Southwestern Alboran Basin as Inferred from Seismic Data Off Morocco, *AAPG Bull.*, 81, 1161-1184, 1997.
- Channel, J.E.T., and J.C. Mareschal, Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrhenian Rift., in *Alpine Tectonics.*, vol. 45, edited by M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park, pp. 285-302, Spec. Publ. Geol. Soc. London, London, 1989.
- Channel, J.E.T., Palaeomagnetism and continental collision in the Alpine Belt and the formation of late-tectonic extensional basins, in *Collision Tectonics*, vol. 19, *Geological Society Special Publication*, edited by M.P. Coward and A.C. Ries, pp. 261-284, Geological Society, London, 1986.
- Chester, F.M., M. Friedman, and J.M. Logan, Foliated Cataclasites, *Tectonophysics*, 111, 139-146, 1985.
- Christensen, N.I., and W.D. Mooney, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view, *J. Geophys. Res.*, 100, 9761-9788, 1995.
- Clercq, S.W.G.D., J. Smith, and E. Veenstra, A marine tuffaceous sediment in the lower Miocene of the Velez-Blanco-Lorca region, Southern Spain., *GUA pap. Geol. Ser.*, 1, 7, 1050-117, 1975.
- Comas, M., V. García-Dueñas, J.I. Soto, and J. Campos, An Extensional basin developed on a collisional orogen: the Alborán Sea, in *Late orogenic extension in Mountain belts*, vol. 219, edited by M. Séranne and J. Malavieille, pp. 44-45, B.R.G.M., Fr., 1993.
- Comas, M.C., J.J. Dañobeitia, J. Álvarez Marrón, and J.I. Soto, Crustal reflections and structure in the Alboran Basin. Preliminary results of the ESCI-Alborán survey, *Rev. Soc. Geol. España*, 8, 529-542, 1995.
- Comas, M.C., J.P. Platt, J.I. Soto, and A.B. Watts, The Origin and Tectonic History of the Alborán Basin: Insights from Leg 161 Results, in *Proc. ODP Sci. Results*, vol. 161, edited by R. Zahan, M.C. Comas and A. Klaus, pp. 555-579, 1999.
- Comas, M.C., V. García Dueñas, and M.J. Jurado, Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from Mcs data, *Geo Mar. Lett.*, 12, 157-164, 1992.
- Corchete, V., J. Badal, F.J. Serón, and A. Soria, Tomographic images of the Iberian subcrustal lithosphere and asthenosphere, *J. Geophys. Res.*, 100, 24133-24146, 1995.
- Crespo Blanc, A., 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, 1559-1569, 1995.

- Crespo Blanc, A., J.M.M. Martínez, and J.M. Azañón, Distinguishing lateral folds in thrust systems: examples from Corbières (SO France) and Betic Cordillera (SE Spain): Discussion, *J. Struct. Geol.*, 18, 1101-1105, 1996.
- Crespo Blanc, A., M. Orozco, and V. García-Dueñas, Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems., *Tectonics*, 13, 78-88, 1994.
- Crespo Blanc, A., V. García Dueñas, and M. Orozco, Systèmes en extension dans la Chaîne Bétique Centrale: que rest-t-il de la structure en nappes du Complexe Alpujarride, *C.R. Acad. Scien. Paris*, 317, Série II, 971-977, 1994.
- Cuevas, J., F. Navarro-Vilá, and J.M. Tubía, Interprétation des cisaillements ductiles vers le NE dans les gneiss de Torrox (Complexe Alpujarride, Cordilleres Bétiques), *Geodinámica Acta*, 3, 107-116, 1989.
- Cuevas, J., *Microtectónica y metamorfismo de los Mantos Alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas*, 129 pp., Madrid, 1990.
- Darot, M., Cinématique de l'extrusion, à partir du manteau, des péridotites de la Sierra Bermeja (Serranía de Ronda, Espagne), *C.R. Acad. Scien. Paris*, 278, 1974, 1974.
- Davies, G.R., P.H. Nixon, D.G. Pearson, and M. Obata, Tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain, *Geology*, 21, 471-474, 1993.
- Davis, D., J. Suppe, and F.A. Dahlen, The mechanics of fold-and-thrust belts., *J. Geophys. Res.*, 88, 1153-1172, 1983.
- Davis, G.H., Shear-zone model for the origin of metamorphic core complex, *Geology*, 11, 342-347, 1983.
- De Jong, G., The tectono-metamorphic evolution of the Veleta Complex and the development of the contact with the Mulhacen Complex (Betic Zone, SE Spain), *Geol. Mijnbouw*, 71, 227-237, 1992a.
- De Jong, K., and H. Bakker, The Mulhacen and Alpujarride Complex in the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain: Lithostratigraphy, *Geol. Mijn.*, 70, 93-103, 1991.
- De Jong, K., Comment and Reply on "Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain", *Geology*, 20, 1052, 1992b.
- De Jong, K., Comment on: the structural configuration of the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain by H. Bakker, *Geol. Mijnbouw*, 71, 81-83, 1992.
- De Jong, K., J.R. Wijbrans, and G. Feraud, Repeated Thermal Resetting of Phengites in the Mulhacen Complex (Betic Zone, Southeastern Spain) Shown by Ar-40/Ar-39 Step Heating and Single Grain Laser Probe Dating, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110, 173-191, 1992.
- De Jong, K., Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain), Vrije Universiteit, Amsterdam, 1991.
- De Jong, K., The Tectono-Metamorphic and Chronological Development of the Betic Zone (Se Spain) with Implications for the Geodynamic Evolution of the Western Mediterranean Area, *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, 96, 295-333, 1993.

- De Larouzière, F.D., C. Montenat, P. Ottd'Estevou, and P. Griveaud, Simultaneous evolution of Neogene basins in compression and extension in a strike-slip fault zone (Hinojar and Mazarrón Basins, SE Spain), *Soc. Nat. Elf Aquitaine*, 2, 23-38, 1987.
- De Larouzière, F.D., J. Bolze, P. Bordet, J. Hernandez, C. Montenat, and P. Ottd'Estevou, The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene, *Tectonophysics*, 152, 41-52, 1988.
- De Smet, M.E.M., Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, southern Spain, *Tectonophysics*, 107, 57-79, 1984b.
- De Vries, W.C.P., and K.B. Zwaan, Alpujarride succession in the Central Sierra de las Estancias, Prov. de Almería, SE Spain, *Proc. Kon. Ned. Ak. Wetenschap*, B 70, 443-453, 1967.
- Dercourt, J., L.P. Zonenshain, L.E. Ricou, V.G. Kazmin, X. Le Pichon, A.L. Knipper, C. Grandjacquet, I.M. Sborshikov, J. Geysant, C. Lepvrier, D.H. Perchersky, J. Boulin, J.C. Sibuet, L.A. Savostin, O. Sorokhtin, M. Westphal, M.L. Bazhenov, J.P. Lauer, and B. Biju-Duval, Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, 123, 241-315, 1986.
- Dewey, J.F., Extensional collapse of orogens, *Tectonics*, 7, 1123-1139, 1988.
- Dewey, J.F., M.L. Helman, E. Turco, D.H.W. Hutton, and S.D. Knott, Kinematics of the western Mediterranean., in *Alpine Tectonics*, vol. 45, edited by M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park, pp. 265-283, Spec. Publ. Geol. Soc. London, London, 1989.
- Dewey, J.F., W.C. Pitman, W.L. Ryan, and J. Bonnin, Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System, *GSA Bull.*, 84, 3137-3180, 1973.
- Di Battistini, G., L. Toscani, S. Iaccarino, and I.M. Villa, K/Ar ages and the geological setting of cal-alkaline volcanic rocks from Sierra de Gata, SE Spain, *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 8, 369-383, 1987.
- Dickey, J.S., Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serranía de Ronda and other examples, *Mineral. Soc. Am. Spec. Paper*, 3, 33-49, 1970.
- Didon, W.P., M. Durand Delga, and J. Kornprobst, Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar., *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (15), 77-105, 1973.
- Doblas, M., and R. Oyarzum, "Mantle core complexes" and Neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 96, 76-84, 1989b.
- Doblas, M., and R. Oyarzum, Reply to the comments of J.M. Tubía on "Mantle core complexes and Neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite", *Earth Planet. Sc. Lett.*, 96, 501-503, 1990.
- Doblas, M., and R. Oyarzun, Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity, *Geology*, 17, 430-433, 1989a.

- Doblas, M., D. Faulkner, V. Mahecha, A. Aparicio, J. López-Ruiz, and M. Hoyos, Morphologically ductile criteria for the sense of movement on slickensides from an extensional detachment fault in southern Spain, *J. Struct. Geol.*, *19*, 1045-1054, 1997.
- Doblas, M., V. Mahecha, M. Hoyos, and J. López Ruiz, Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain, *J. Struct. Geol.*, *19*, 159-170, 1997.
- Docherty, C., and E. Banda, Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere?, *Tectonics*, *14*, 804-818, 1995.
- Dooley, T., and K. McClay, Analog Modeling of Pull-Apart Basins, *AAPG Bull.*, *81*, 1804-1826, 1997.
- Duebendorfer, E.M., and R.A. Black, Kinematic role of transverse structures in continental extension: An example from the Las Vegas Valley shear zone, Nevada, *Geology*, *20*, 1107-1110, 1992.
- Durand Delga, M., H. Feinberg, J. Magné, P. Olivier, and R. Anglada, 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*, 679-687, 1993.
- Durand-Delga, M., and J. Kornprobst, Esquisse géologique de la région de Ceuta (Maroc), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, *7* (5), 1049-1057, 1963.
- Durand-Delga, M., and J.M. Fonboté, Le cadre structural de la Méditerranée occidentale, in *26° Congrès Géol. Intern. Paris, Colloque n° 5 (Les chaines alpines issues de la Téthys)*, vol. 115, pp. 67-85, Mem. B.R.G.M., 1980.
- Durand-Delga, M., Coup d'Œil sur les unités Malaguides des Cordillères bétiques (Espagne), *C. R. Acad. Sc.*, *266*, 190-193, 1968.
- Durand-Delga, M., Essai sur la structure des domaines émergées autour de la Méditerranée occidentale (résumé), *Geol. Rundschau*, *53*, 534-535, 1963.
- Durand-Delga, M., Hypothèses sur la genèse de la courbure de Gibraltar, *Bull. Soc. Géol. France*, *15*, 119-120, 1973.
- Durand-Delga, M., La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaines alpines, unit l'Europe et L'Afrique, *Eclogae Geologicae Helvetica*, *65*, 267-278, 1972.
- Durand-Delga, M., La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci, *Soc. Geol. Fr. Mém. h. sér.*, *10*, 203-224, 1980.
- Durand-Delga, M., P. Rossi, P. Olivier, and D. Puglisi, Situation structurale et nature ophiolitique des roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie), *C. R. Acad. Sci. Paris*, *331*, 29-38, 2000.
- Dürr, S., Geologie der Serranía de Ronda und ihrer sudwestlichen Ausläufer (Andalousien), *Geologica Romana*, *6*, 1-73, 1967.

- Egeler, C.G., and J.M. Fontboté, Aperçu géologique sur les parties centrale et orientale des Cordillères bétiques, *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 571-582, 1976.
- Egeler, C.G., and O.J. Simon, Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures., *Geol. Mijnbouw*, 48, 296-305, 1969b.
- Egeler, C.G., and O.J. Simon, 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, 1969.
- Egeler, C.G., H.E. Rondeel, and O.J. Simon, Considerations on the grouping of the tectonic units of the Betic Zone, southern Spain, *Estudios Geol.*, 27, 467-473, 1971.
- Egeler, C.G., On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain), *Geol. Rundschau*, 53, 260-269, 1964.
- Engelder, J.T., Cataclasis and the generation of fault gouge, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1515-1522, 1974.
- Engelder, T., and S. Marshak, Disjunctive cleavage in sedimentary rocks., *J. Struct. Geol.*, 7, 327-343, 1985.
- England, P., and P. Molnar, Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks, *Geology*, 18, 1173-1177, 1990.
- Estévez, A., and C. Sanz de Galdeano, Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques (Bassins du Guadix-Baza et de Grenade), *Rev. Geol. Dynam. Géograph. Phys.*, 24, 23-34, 1983.
- Estévez, A., J. Rodríguez-Fernández, C. Sanz de Galdeano, and J.A. Vera, Evidencia de una fase compresiva de edad Tortonense en el sector central de las Cordilleras Béticas, *Estudios Geol.*, 38, 55-60, 1982.
- Etheridge, M.A., Differential stress magnitudes during regional deformation and metamorphism: upper bound imposed by tensile fracturing., *Geology*, 11, 231-234, 1983.
- Fallot, P., and A. Marín, *La Cordillera del Rif*, 817 pp., I.G.M.E., Madrid, 1939.
- Fallot, P., Les Cordillères Bétiques, *Estudios Geol.*, 4, 259-279, 1948.
- Feinberg, H., A. Maate, S. Bouhdadi, M. Durand-Delga, M. Maate, J. Magné, and F. Olivier, Signification des dépôts de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur du Rif interne (Maroc) dans l'évolution géodynamique de l'Arc de Gibraltar, *C.R. Acad. Scien. Paris*, 310, série II, 1990.
- Feinberg, H., O. Saddiqi, and A. Michard, New constraints on the bending of the Gibraltar Arc from palaeomagnetism of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Spain), in *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, vol. 105, edited by A. Morris and D.H. Tarling, pp. 43-52, Spec. Publ. Geol. Soc. London, London, 1996.
- Fernández Soler, J.M., El volcanismo calcoalcalino en el parque natural de Cabo de Gata-Nijar (Almería). Estudio volcanológico y petrológico., pp. 293, Sociedad Almeriense de Historia Natural. Conserjería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía., Univ. Granada, 1992.
- Fernández, J., and A. Guerra Merchán, A coarsening-upward Megasequence generated by a Gilbert-type fan delta in a tectonically controlled context. Upper Miocene, Guadix-Baza basin, Betic Cordillera, Southern Spain, *Sediment. Geol.*, 105, 191-202, 1996.

- Fernández, J., J. Soria, and C. Viseras, Stratigraphic architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain): Tectonic control and base-level changes, in *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*, edited by P.F.D.C.J. Friend, pp. 353-365, Cambridge University Press, Cambridge, 1996.
- Fernández-Fernández, E., J. Campos, and F. González-Lodeiro, Estructuras extensionales en las rocas alpujarrides al E de Málaga (Sierra Tejada, Cordilleras Béticas), *Geogaceta*, 12, 13-16, 1992.
- Fernex, F., F. Lorenz, and J. Magne, A propos de l'âge de la mise en place des nappes bétiques (Espagne méridionale), *C. R. Acad. Sc.*, 260, 933-936, 1965.
- Fernex, F., Tectonique et Paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de La Paca-Lorca-Aguilas (Cordillères bétiques, Espagne méridionale)., Doctoral thesis, 983p pp., Paris, 1968.
- Fleitout, L., and C. Froidevaux, Thermal and mechanical evolution of shear zones, *J. Struct. Geol.*, 2, 159-164, 1980.
- Fleuty, M.J., Slickensides and slickenlines, *Geological Magazine*, 112, 319-322, 1975.
- Flinch, J.F., A.W. Bally, and S. Wu, Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain, *Geology*, 24, 67-70, 1996.
- Forsyth, D.W., Finite extension and low-angle normal faulting, *Geology*, 20, 27-30, 1992.
- Fortuin, A.R., J.M.D. Kelling, and R.T. B., The enigmatic Messinian-Pliocene section of Cuevas del Almanzora (Vera Basin, SE Spain) revisited - erosional features and strontium isotope ages., *Sediment. Geol.*, 97, 177-201, 1995.
- Frey, F.A., C.J. Suen, and H.W. Stockman, The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2469-2491, 1985.
- Frizon de Lamotte, D., J. Andrieux, and J.C. Guézou, Cinématique des chevauchements Néogène dans l'arc Bético-Rifain: Discussion sur les modèles géodynamiques, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, in press, 1991.
- Frizon de Lamotte, D., J.C. Guezou, J. Andrieux, M.N. Albertini, M. Coulon, and A. Poisson, Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity, *Geology*, ¿?, 381, 1990.
- Froitzheim, N., Formation of recumbent folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine nappes, SOitzerland), *Geology*, 20, 923-926, 1992.
- Galán, E., J.M. González, C. Fernández-Nieto, and G. Barcelo, Mineralogía de los materiales de la Formación de la Viñuela (Cordilleras Béticas), *Estudios Geol.*, 40, 259-267, 1984.
- Galindo Zaldívar, J., F. González Lodeiro, A. Jabaloy, A. Maldonado, and A.A. Schreider, Models of magnetic and Bouguer gravity anomalies for the deep structure of the central Alboran Sea basin, *Geo Mar. Lett.*, 18, 10-18, 1988.

- Galindo-Zaldívar, J., F. González-Lodeiro, and A. Jabaloy, Geometry and kinematic of post-Aquitanian brittle deformation in the Alpujarride rocks and their relation with the Alpujarride/Nevaldo-Filábride contact, *Geogaceta*, 9, 30-33, 1991.
- Galindo-Zaldívar, J., F. González-Lodeiro, and A. Jabaloy, Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain), *Geodinamica Acta*, 3, 73-85, 1989.
- Gapais, D., P.R. Cobbold, O. Bourgeois, D. Rouby, and M. de Urreiztieta, Tectonic significance of fault-slip data, *J. Struct. Geol.*, 22, 881-888, 2000.
- Garcés, M., W. Krijgsman, and J. Agustí, Chronology of the late Turolian deposits of the Fortuna basin (SE Spain): implications for the Messinian evolution of the eastern Betics, *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 163, 69-81, 1998.
- García Casco, A., Evolución metamórfica del Complejo Gneísico de Torrox y series adyacentes, Doctoral thesis, Univ. Granada, 1993.
- García Casco, A., and R.L. Torres Roldán, Disequilibrium induced by fast decompression in St-Bt-Grt-Ky-Sil-And metapelites from the Betic Belt (southern Spain), *J. Petrol.*, 37, 1207-1239, 1996.
- García Casco, A., A. Sánchez-Navas, and R.L. Torres-Roldán, Disequilibrium decomposition and breakdown of muscovite in High P-T gneisses, Betic alpine belt (Southern Spain), *Am. Mineral.*, 78, 158-177, 1993.
- García Dueñas, V., and F. Navarro Vilá, Alpujarrides, Malaguídes et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordilleres Bétiques, Andalousie), *Bull. Soc. Géol. France*, 18, 641-648, 1976.
- García Dueñas, V., and J.C. Balanyá, Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar, *Maleo, Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*, 2, 23, 1986.
- García Dueñas, V., and J.C. Balanyá, Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas Occidentales, *Geogaceta*, 9, 33-37, 1991.
- García Dueñas, V., and J.M. Martínez Martínez, Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio Cortical de Alborán, el Despegue Extensional de Filabres (Béticas orientales), *Geogaceta*, 5, 53-55, 1988.
- García Dueñas, V., J.C. Balanyá, and J.M. Martínez Martínez, Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications, *Geo Mar. Lett.*, 12, 88-95, 1992.
- García Dueñas, V., J.M. Martínez Martínez, and F. Navarro Vilá, La zona de cizalla de Torres Cartas, Conjunto de Fallas normales de bajo ángulo entre Nevaldo-Filábrides y Alpujarrides (Sierra Alhamilla, Béticas Orientales), *Geogaceta*, 1, 17-19, 1986.
- García Dueñas, V., J.M. Martínez Martínez, and J.I. Soto, Los Nevaldo-Filábrides, una pila de pliegues mantos separados por zonas de cizalla, *II Cong. Geol. España, Simposios*, 17-26, 1988b.
- García Dueñas, V., J.M. Martínez Martínez, M. Orozco, and J. Soto, Plis-nappes, cisillements syn- à post-métamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevaldo-Filábrides (Cordillères bétiques, Espagne), *C.R. Acad. Scien. Paris*, 307, Série II, 1389-1395, 1988a.

- García Dueñas, V., M. Esteras, N. Sandoval, and A. Bahmed, *Mapa Tectónico del Arco de Gibraltar*, SECEG, Madrid, 1990.
- García-Dueñas, V., J.C. Balanyá, and M. Sánchez-Gómez, El Despegue extensional de Lahsene y los jirones de serpentinitas del anticlinal de Taryat (Melilla, Rif), *Geogaceta*, 17, 138-139, 1995.
- García Dueñas, V., J.C. Balanyá, J.M. Martínez-Martínez, M. Muñoz, J.M. Azañón, A. Crespo, M. Orozco, J.I. Soto, F.M. Alonso, and M. Sánchez-Gómez, Kinematics of the Miocene extension detachment faults and shear zones in the Betics and Rif chains, in *Late orogenic extension in Mountain belts*, vol. 219, edited by M. Séranne and J. Malavieille, pp. 76-77, B.R.G.M., Fr., 1993.
- Garrido Marín, C.J., Estudio geoquímico de las capas máficas del Macizo Ultramáfico de Ronda (Cordillera Bética, España), Inédita, Granada, 1995.
- Garrido, C.J., and D. Van der Wal, *Structural petrology and geochemistry of the Ronda ultramafic Massif: a field trip guide*, 92 pp., Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Granada, 1995.
- Gervilla, F., and M. Remaïdi, Field trip to the Ronda ultramafic massif: an example of asthenosphere-lithosphere interaction?, *Ophioliti*, 18, 21-35, 1993.
- Gervilla, F., M. Leblanc, and J. Torres-Ruiz, Relaciones entre la zonalidad petrológica y metalogénica de los macizos lherzolíticos de las cadenas alpinas de Mediterráneo occidental (Cordillera Bético-Rifeña y Kabylias), *Estudios Geol.*, 44, 375-383, 1988.
- Gervilla, F., Mineralizaciones magmáticas ligadas a la evolución de las rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda (Málaga, España), Doctoral thesis, Universidad de Granada, 1990.
- Gibbs, A., Development of extension and mixed-mode sedimentary basins, in *Continental Extensional Tectonics*, vol. 28, edited by M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock, pp. 19-33, Geological Society Special Publication, 1987.
- Gibbs, A., Linked fault families in basin formation, *J. Struct. Geol.*, 12, 795-803, 1990.
- Gibbs, A.D., Structural evolution of extensional basin margins, *J. Geol. Soc. London*, 141, 609-620, 1984.
- Gilotti, J.A., and J.M. Hull, Phenomenological superplasticity in rocks, in *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, vol. 54, edited by R.J.R. Knipe, E. H. , pp. 229-240, Geol. Soc. Spec. Publ., 1990.
- Goffé, B., A. Michard, V. García-Dueñas, F. González-Lodeiro, P. Monié, J. Campos, J. Galindo-Zaldívar, A. Jabaloy, J.M. Martínez-Martínez, and F. Simancas, First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordillera (SE Spain), *Eur. J. Mineral.*, 1, 139-142, 1989.
- Goffé, B., J.M. Azañón, M.L. Bouybaouene, and M. Jullien, Metamorphic cookeite in alpine metapelites from Rif and Betic Chains (Northern Morocco, Southern Spain), *Eur. J. Mineral.*, in press, 1995.
- Gómez-Pugnaire, M.T., and F. Cámara, La asociación de alta presión distena+talco+fengita coexistente con escapolita en metapelitas de origen evaporítico (Complejo Nevado-Filábride, Cordilleras Béticas), *Rev. Soc. Geol. España*, 3, 373-384, 1990.

- Gómez-Pugnaire, M.T., and J.M. Soler, High-Pressure metamorphism in metabasite from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny, *Contrib. Mineral. Petrol.*, *95*, 231-244, 1987.
- Gómez-Pugnaire, M.T., and M. Muñoz, Al-rich xenoliths in the Nevado-Filábride metabasites: evidence for a continental setting of this basic magmatism in the Betic Cordilleras (SE Spain), *Eur. J. Mineral.*, *3*, 193-198, 1991.
- González Casado, J.M., C. Casquet, J.M. Martínez Martínez, and V. García Dueñas, Retrograde evolution of quartz segregations from the Dos Picos shear zone in the Nevado-Filábride Complex (Betic chains, Spain). Evidence from fluid inclusions and quartz c-axis fabrics, *Geol. Rundsch.*, *84*, 175-186, 1995.
- González Lodeiro, F., F. Aldaya, J. Galindo Zaldívar, and A. Jabaloy, Superimposition of extensional detachments during the Neogene in the internal zones of the Betic cordilleras, *Geol. Rundsch.*, *85*, 350-362, 1996.
- Goodwin, L.B., Development of phyllonite from granodiorite: Mechanisms of grain-size reduction in the Santa Rosa mylonite zone, California, *J. Struct. Geol.*, *17*, 689-707, 1995.
- Goy, J.L., C. Zazo, T. Bardaji, and L. Somoza, Las terrazas marinas del Cuaternario reciente en los litorales de Murcia y Almería (España). El control de la neotectónica en la disposición y número de las mismas, *Estudios Geol.*, *42*, 439-443, 1986a.
- Guerra-Merchán, A., La Cuenca Neógena del Corredor del Almanzora, in *Doctoral*, Edit. Edinford, Málaga, 1992.
- Guillén Mondéjar, F., La evolución espacio-temporal de la Cuenca de Lorca (Murcia). Aspectos geológicos y mineralógicos., 467 p pp., Univ. de Murcia, 1994.
- Guillén Mondéjar, F., M.A. Mancheño, R. Arana, and F. López Aguayo, La evolución de los minerales de la arcilla en la Cuenca de Lorca (Murcia), *Geogaceta*, *19*, 121-123, 1996.
- Guillén Mondéjar, F., T. Rodríguez Estrella, R. Arana, and F. López Aguayo, Historia geológica de la Cuenca de Lorca (Murcia): Influencia de la tectónica en la sedimentación, *Geogaceta*, *18*, 30-33, 1995.
- Guillén Mondéjar, F., T. Rodríguez Estrella, R. Arana, and F. López Aguayo, Unidades tectosedimentarias y rupturas en la Cuenca de Lorca (Murcia), *Geogaceta*, *17*, 39-42, 1995.
- Hall, S.H., and E.H. Rutter, Late orogenic faulting in S.E. Spain., *J. Geol. Soc. London*, *?*, *?*, 1986.
- Hancock, P.L., Brittle microtectonics: principles and practice, *J. Struct. Geol.*, *7*, 437-457, 1985.
- Harvey, A.M., and S.G. Wells, Response of Quaternary fluvial systems to differential epeirogenic uplift: Aguas and Feos river systems, southeast Spain, *Geology*, *15*, 689-693, 1987.
- Helman, M., Tectonics of the western Mediterranean, Tesis Doctoral thesis, Univ. of Oxford, 1989.
- Hermes, J.J., and B. Kuhry, Remarks on the age of emplacement of the Betic of Malaga in the Sierra Espuña, Spain, *Geol. en Mijnbouw*, *48*, 71-74, 1969.
- Hernandez, J., F.D. de Larouzière, J. Bolze, and P. Bordet, Le magmatisme Néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alborán., *Bull. Soc. Geol. France*, (8) *III*, 257-267, 1987.
- Hernández-Pacheco, A., Estudio petrográfico y geoquímico del Macizo ultramáfico de Ojén (Málaga), *Estudios Geol.*, *XXII* (1-2), 85-143, 1967.

- Higgs, W.G., G.D. William, and C.M. Powell, Evidences for flexural shear folding associated with extensional faults, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, 710-717, 1991.
- Hillaire Marcel, C., O. Carro, C. Causse, J.L. Goy, and C. Zazo, Th/U dating of *Strombus Bubonius*-bearing marine terraces in southeastern Spain, *Geology*, 14, 613-616, 1986.
- Hobbs, B.E., W.D. Means, and P.F. Williams, *An outline of Structural Geology*, 571 pp., John Wiley & Sons, Inc., New York, 1976.
- Hodell, D.A., K.M. Elmstron, and J.P. Kennett, Latest Miocene benthic $\delta^{18}\text{O}$ changes, global ice volume, sea level and the "Messinian salinity crisis", *Nature*, 320, 411-414, 1986.
- Holdaway, M.J., Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram, *Am. J. Scien.*, 271, 97-131, 1971.
- Hoogerduijn Strating, E.H., and R.L.M. Vissers, Structures in natural serpentinites gouges, *J. Struct. Geol.*, 16, 1205-1215, 1994.
- Horvath, F., and H. Berkheimer, Mediterranean backarc basins, in *Alpine Mediterranean geodinamics*, edited by H. Berkheimer and K. Hsü, pp. 141-173, American Geophysical Union, Washington, 1982.
- House, P.L., and A.A. Barka, Cataclasites along de Saltville thrust, U.S.A., and their implications for thrust-sheet emplacement., *J. Struct. Geol.*, 4, 257-269, 1982.
- Hudleston, P.J., Fold Morphology and some geometrical implicantions of theories of fold development, *Tectonophysics*, 16, 1-46, 1973.
- Huibregtse, P., H. van Alebeek, M. Zall, and C. Biermann, 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, 1998.
- Jabaloy, A., J. Galindo-Zaldívar, and F. González- Lodeiro, The Alpujárride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain, *J. Struct. Geol.*, 15, 555-569, 1993.
- Jabaloy, A., J. Galindo-Zaldívar, and F. González-Lodeiro, The Mecina Extensional System: Its Relation with the Post-Aquitanian Piggy- Back Basins and the Paleostresses (Betic Cordilleras, Spain), *Geo-Marine Letters*, 12, 96-103, 1992.
- Jabaloy-Sánchez, A., La estructura de la Región occidental de la Sierra de los Filabres (Cordillera Béticas), Doctoral thesis, Univ. Granada, 1993.
- Johnson, C., Contrasted thermal histories of different nappe complexes in SE Spain: evidence for complex crustal extension, in *Late Orogenic Extension in Mountain Belts*, vol. 209, *Doc. BGRM Fr.*, edited by M.M. Séranne, J., 1993.
- Johnson, C., N. Harbury, and A.J. Hurford, The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain), *Tectonics*, 16, 189-204, 1997.
- Kampschuur, W., and H.E. Rondeel, The origin of the Betic Orogen, SE Spain, *Tectonophysics*, 27, 39-56, 1975.

- Kampschuur, W., C.W. Langeberg, C. Montenat, R. Pignatelli, and C.G. Egeler, Mapa Geológico y Minero de España 933 (Alcantarilla), I.G.M.E., Madrid, 1972.
- Kampschuur, W., C.W. Langenberg, and H.E. Rondeel, Poliphase Alpine deformation in the Eastern part of the Betic zone of Spain., *Estudios Geol.*, 29, 209-222, 1973.
- Kampschuur, W., C.W. Langenberg, J. Baena, F. Velando, G. García Monzón, J. Paquet, and H.E. Rondeel, Mapa Geológico y Minero de España 932 (Coy), I.G.M.E., Madrid, 1972.
- Kampschuur, W., C.W. Langenberg, J.A. Espejo, A. Crespo, and R. Pignatelli, Mapa Geológico y Minero de España 953 (Lorca), I.G.M.E., Madrid, 1972.
- Kampschuur, W., 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, 1975.
- Keller, E.A., and N. Pinter, *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*, Prentice Hall, New Jersey, 1996.
- Keller, J.V.A., S.H. Hall, C.J. Dart, and K.R. McClay, The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system: the Carboneras fault, SE Spain, *J. Geol. Soc. London*, 152, 339-351, 1995.
- Kerrich, R., Detachment zones of Cordilleran metamorphic core complexes. Thermal, fluid and metasomatic regimes, *Geol. Rundsch.*, 77, 157-182, 1988.
- Kirker, A.I., and J.P. Platt, Unidirectional Slip Vectors in the Western Betic Cordillera - Implications for the Formation of the Gibraltar Arc, *J. Geol. Soc.*, 155, 193-207, 1998.
- Knipe, R.J., and A.M. McCaig, Microstructural and microchemical consequences of fluid flow in deforming rocks., in *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins.*, vol. 78, edited by J.E. Parnel, pp. 99-111, Geol. Soc. Special Pub., 1994.
- Kozur, H., C.W.H. Mulder-Blanken, and O.J. Simon, 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, 1985.
- Lachenbruch, A.H., and P. Morgan, Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb, *Tectonophysics*, 174, 39-62, 1990.
- Lamb, S., A model for tectonic rotations about vertical axis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84, 75-86, 1987.
- Langenberg, C.W., Gravitational gliding in the northern Sierra de los Filabres (SE Spain), *Geol. Mijnbouw*, 52, 187-192, 1972.
- Larouzière, D., C. Montenat, P. Ottó-Estevou, and P. Griveaud, Simultaneous evolution of Neogene basins in compression and extension in a strike-slip fault zone (Hinojar and Mazarrón Basins, SE Spain), *Soc. Nat. Elf Aquitaine*, 2, 23-38, 1987.
- Larouzière, F.D., J. Bolze, P. Bordet, J. Hernandez, C. Montenat, and P. Ottó-Estevou, The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene, *Tectonophysics*, 152, 41-52, 1988.
- Law, R.D., Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology, in *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, vol. 54, edited by R.J.R. Knipe, E. H., pp. 335-352, Geol. Soc. Spec. Publ., 1990.

- Le Pichon, X., G. Pautot, J.M. Auzende, and J.L. Olivet, La méditerranée occidentale depuis l'Oligocène schema d'évolution, *Earth Planet. Sc. Lett.*, *13*, 145-152, 1971.
- Leblanc, D., and P. Olivier, Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny., *Tectonophysics*, *101*, 345-355, 1984.
- Leine, L., Geology of a magnetite deposit of the Mg-skarn type near Marbella. Spain, *Economic Geology*, *62*, 926-931, 1967.
- Leine, L., Rauhewakes in the Betic Cordilleras, Spain, Doctoral thesis, 112 pp., Amsterdam, 1968.
- Lister, G.S., and A.W. Snoke, S-C mylonites, *J. Struct. Geol.*, *6*, 617-638, 1984.
- Lister, S.G., and A.G. Davis, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A., *J. Struct. Geol.*, *11*, 65-94, 1989.
- Logan, J.M., C.A. Dengo, N.G. Higgs, and Z. Wang, Fabrics of experimental fault zones: their development and relationships to mechanical behavior., in *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks.*, edited by B.W. Evans, F., pp. 33-67, Academic Press, 1992.
- Logan, J.M., M. Friedman, H. N., C. Dengo, and T. Shimamoto, Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones., in *Analysis of actual fault zones in bedrock*, vol. 79-1239, pp. 305-343, U.S. geol. Surv. Open-file Rept., 1979.
- Loneragan, L., and B.C. Schreiber, Proximal deposits at a fault-controlled basin margin, Upper Miocene, SE Spain, *J. Geol. Soc. London*, *150*, 719-727, 1993.
- Loneragan, L., and C. Johnson, Reconstructing orogenic exhumation histories using synorogenic detrital zircons and apatites: an example from the Betic Cordillera, SE Spain, *Basin Research*, *10*, 353-364, 1998.
- Loneragan, L., and J. Platt, The Malaguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain., *J. Struct. Geol.*, *17*, 1665-1671, 1995.
- Loneragan, L., and M.A. Mangerajetzky, Evidence for Internal Zone Unroofing from Foreland Basin Sediments, Betic Cordillera, SE Spain, *J. Geol. Soc.*, *151*, 515-529, 1994.
- Loneragan, L., and N. White, Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics*, *16*, 504-522, 1997.
- Loneragan, L., J.P. Platt, and L. Gallagher, The Internal-External Zone Boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain, *J. Struct. Geol.*, *16*, 175-188, 1994.
- Loneragan, L., Structural Evolution of the Sierra Espuña, Betic Cordillera, SE Spain, Doctoral thesis, 154 pp., Oxford University, 1991.
- Loneragan, L., Timing and Kinematics of deformation in the Malaguide Complex, Internal Zone of the Betic Cordillera, Southeast Spain, *Tectonics*, *12*, 460-476, 1993.
- Loomis, T.P., Contact metamorphism of the pelitic rocks by the Ronda ultramafic intrusion, southern Spain, *GSA Bull.*, *83*, 2249-2474, 1972.

- Loomis, T.P., Diapiric emplacement of the Ronda High-Temperature Ultramafic Intrusion, Southern Spain, *GSA Bull.*, 83, 2475-2496, 1972.
- Loomis, T.P., Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar, *Am. J. Sci.*, 275, 1-33, 1975.
- López Garrido, A.C., and C. Sanz de Galdano, Neogene Sedimentation and Tectonic-Eustatic Control of the Malaga Basin, South Spain, *J. Petrol. Geol.*, 22, 81-96, 1999.
- Lorenz, C., Les silexites et les tuffites du Burdigalien, marqueurs vulcano-sédimentaires- correlations dans le domaine de la Méditerranée Occidentale, *Bull. Soc. Geol. France*, 26, 1203-1210, 1984.
- Losh, S., Stable isotope and modeling studies of fluid-rock interaction associated with the Snake Range and Mormon Peak detachment faults, Nevada, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109, 300-323, 1997.
- Lundeen, M.T., Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain, *GSA Bull.*, 89, 172-180, 1978.
- MacCready, T., A.W. Snoke, J.E. Wright, and K.A. Howard, Mid-crustal flow during Tertiary extension in the Ruby Mountains core complex, Nevada, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109, 1576-1594, 1988.
- Magné, J., and J. Paquet, Données nouvelles sur l'Eocène supérieur, l'Oligocène et le Miocène inférieur de la zone séparant le Subbétique du Bétique de Malaga, au N de la Sierra de Espuña (Cordillères bétiques. Espagne), *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, 225-231, 1967.
- Mäkel, G.H., and H.E. Rondeel, Differences in the stratigraphy and metamorphism between superposed Maláguide and Alpujárride units in the Espuña area (Betic Cordilleras, SE Spain), *Estudios Geol.*, 35, 109-117, 1979.
- Mäkel, G.H., Differences in tectonic evolution of superimposed Malaguide and Alpujárride tectonic units in the Espuña area (Betic Cordilleras, Spain), *Geol. en Mijnbouw*, 60, 203-208, 1981.
- Mäkel, G.H., The geology of the Malaguide Complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif Orogen (Southern Spain and Northern Morocco), in *Gua Papers of Geol.*, vol. 22, pp. 263, Amsterdam, 1985.
- Maldonado, A., A.C. Campillo, A. Mauffret, B. Alonso, J. Woodside, and J. Campos, Alboran Sea Late Cenozoic Tectonic and Stratigraphic Evolution, *Geo-Marine Letters*, 12, 179-186, 1992.
- Maldonado, A., R.D. Larter, and F. Aldaya, Forearc tectonic evolution of the South Shetland Margin, Antarctic Peninsula, *Tectonics*, 13, 1345-1370, 1994.
- Martín Algarra, A., Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, U. Granada, Granada, 1987.
- Martín Martín, J.M., Las dolomías de las Cordilleras Béticas, Doctoral thesis, Univ. Granada, 1980.
- Martín Martín, M., A. Martín Algarra, and J. Serra Kiel, El terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Prov. de Murcia, SE de España), *Rev. Soc. Geol. España*, 10, 265-280, 1997.
- Martín Martín, M., and A. Martín Algarra, La estructura del area de Sierra Espuña (Contacto Zonas Internas-Externas, sector oriental de la Cordillera Bética), *Estudios Geol.*, 53, 237-248, 1995.
- Martín Martín, M., and A. Martín Algarra, the Paleocene/Eocene boundary in the Malaguide Domain. Internal Betic Zone (S Spain), *Strata*, 9, 89-92, 1998.

- Martín Martín, M., B. El Mamoune, A. Agustín Algarra, and J. Serra Kiel, La formation As, datée de l'Oligocène, est impliquée dans les charriages des unités malaguides supérieures de la Sierra Espuña (zones internes bétiques, province de Murcie, Espagne), *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 325, 861-868, 1997.
- Martín Martín, M., B.E. Mamoune, A.M. Algarra, J.A.M. Pérez, and J.S. Kiel, Timing of deformation in the Malaguide Complex of the Sierra Espuña (SE Spain). Geodynamic evolution of the Internal Betic Zone, *Geol. en Mijnbouw*, 75, 309-316, 1997.
- Martín Martín, M., El Terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España) Estratigrafía y evolución paleogeográfica, Doctoral thesis, 297 pp., U. de Granada, 1996.
- Martín Martín, M., J. Serra Kiel, B. El Mamoune, A. Martín Algarra, and F. Serrano, Le Paléocène des Malaguides orientales (Cordillères Bétiques, Espagne): stratigraphie et paléogéographie, *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 326, 35-41, 1998.
- Martín, J.M., and J.C. Braga, Messinian events in the Sorbas Basin in southeastern Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean, *Sediment. Geol.*, 90, 257-268, 1994.
- Martínez Díaz, J.J., and J.L. Hernández Enrile, Reactivación de la falla de Alhama de Murcia (sector de Lorca-Totana): cinemática y campos de esfuerzos desde el Messiniense hasta la actualidad, *Geogaceta*, 9, 38-42, 1991.
- Martínez Díaz, J.J., Neotectónica y tectónica activa del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética-España), Doctoral thesis, 465 pp., U. Complutense de Madrid, Madrid, 1998.
- Martínez Martínez, J.M., Evolución de deformaciones y metamorfismo alpinos en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de los Filabres, SE de España, *Cuad. Geol.*, 11, 82-106, 1980.
- Martínez Martínez, J.M., Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas), *Cuad. Geol.*, 13, 1-194, 1986a.
- Martínez Martínez, J.M., Fábricas y texturas miloníticas. Cinemática de las traslaciones en el Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas, España), *Estud. Geol.*, 42, 291-300, 1986b.
- Martínez Martínez, J.M., and J.M. Azañón, Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain). Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system, *Tectonics*, 16, 205-225, 1997.
- Martínez Martínez, J.M., J.I. Soto, and J.C. Balanyá, Crustal decoupling and intracrustal flow beneath domal exhumed core complexes, Betic (SE Spain), *Terra Nova*, 1998.
- Martínez Martínez, J.M., La Sierra Alhamilla (Béticas orientales), una ventana extensional abierta en el basamento de la cuenca Miocena de Alborán., *Geogaceta*, 17, 128-130, 1995.
- Martínez Martínez, J.M., Las Sucesiones Nevado-Filábrides en la Sierra de los Filabres y Sierra Nevada. Correlaciones, *Cuad. Geol.*, 12, 127-144, 1985.
- Mayoral, E., A. Crespo Blanc, M.G. Díaz, C. Benot, and M. Orozco, Rifting miocène du Domaine d'Alboran: Datations de sédiments discordants sur les unités alpujarrides en extension (Sud de la Sierra Nevada, Chaîne Bétique), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, 581-588, 1994.

- McKencie, D.P., Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 40, 25-32, 1978.
- McKenzie, and J.A. Jackson, A block model of distributed deformation by faulting, *J. Geol. Soc. London*, 143, 349-353, 1986.
- McKenzie, D., and J.A. Jackson, The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65, 182-202, 1983.
- Means, W.D., A newly recognized type of slickenside striation, *J. Struct. Geol.*, 9, 585-590, 1987.
- Medialdea, T., E. Suriñach, R. Vegas, E. Banda, and J. Ansorge, Crustal structure under the western end of the Betic cordillera (Spain), *Annales Geophysicae*, 4, 457-464, 1986.
- Megías, A.G., Introducción al análisis tectonosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas, in *V Congreso latino-americano de geología*, vol. 1, pp. 385-402, 1982.
- Michard, A., A. Benyaich, M.L. Bouybaouene, A. Chalouan, D. El-Azzab, H. Feinberg, B. Goffé, R. Montigny, and O. Saddiqi, The Rif belt, Morocco: new geological data, and their tectonic implications, in *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen an international workshop, december 1996*, Institut Français du Pétrole, Cergy-Pontoise, Paris, 1996.
- Michard, A., A. Chalouan, R. Montigny, and M. Ouazzani-Touhami, Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sebtides, Maroc), témoins d'un édifice alpin de type penninique incluant le manteau supérieur, *C.R. Acad. Scien. Paris*, 296, série II, 1337-1340, 1983.
- Michard, A., B. Goffé, M.L. Bouybaouene, and O. Saddiqi, Late Hercynian-Mesozoic thinning in the Alboran domain: metamorphic data from the northern Rif, Morocco, *Terra Nova*, 9, 171-174, 1997.
- Michard, A., H. Feinberg, D. El-Azzab, M. Bouybaouene, and O. Saddiqi, A serpentine ridge in a collisional paleomargin setting: the Beni Malek Massif, External Rif, Morocco, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 113, 435-442, 1992.
- Michard, A., M. Bouybaouene, A. Chalouan, D. Lazzab, H. Feinberg, B. Goffé, and O. Saddiqi, High-pressure, low-temperature metamorphic rocks and mantle peridotites in the Rif belt, Morocco: which role for the late orogenic extension?, in *Late orogenic extension in Mountain belts*, vol. 219, edited by M. Séranne and J. Malavieille, pp. 144-145, B.R.G.M., Fr., 1993.
- Mitchum, R.M.J., P.R. Vail, and S. Thompson, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, in *Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration.*, vol. 26, edited by C.E. Payton, pp. 53-62, Am. Ass. Petr. Geol. Mem., 1977.
- Molina Cámara, J.M., and M. Orozco, Unidades alpujarrides y deformaciones tardias al Sur de Serón (Provincia de Almería), *Estudios Geol.*, 39, 41-52, 1983.
- Monié, P., J. Galindo-Zaldívar, F. González-Lodeiro, B. Goffé, and A. Jabaloy, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain), *J. Geol. Soc. London*, 148, 288-297, 1991a.
- Monié, P., R.L. Torres Roldán, A. García Casco, and B. Goffé, High rates of cooling in the Western Alpujarrides, Betic Cordilleras, Southern Spain. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study., *Terra Nova, Supplement 6*, 1991b.

- Monié, P., R.L. Torres-Roldán, and A. García-Casco, Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on a collapsed terrane, *Tectonophysics*, 238, 353-379, 1994.
- Montel, J.M., J. Kornprobst, D. Vielzeuf, and M. Veschambre, Shielding effect of garnet for the U-Th-Pb system in monazite: an e-probe study at Beni Bousera (Morocco), *Terra Nova Abstracts*, 7, 348, 1995.
- Montenat, C., Les bassins néogènes du levant d'Alicante et de Murcie (Cordillères Bétiques Orientales. Espagne). Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique, *Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon*, 69, 345 p, 1977.
- Montenat, C., Les formations néogènes du levant espagnole, tesis doctoral thesis, 1170 p pp., Orsay, 1973.
- Montenat, C., P. Ott d'Estevou, and P. Masse, Tectonic-Sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain), *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11, 1-22, 1987.
- Montenat, C., P. Ott d'Estevou, and T. Delort, Le Bassin de Lorca, in *Les bassins Neogenes du Domaine Betique Oriental (Espagne)*, vol. 12-13, *Doc. et Trav. IGAL*, edited by C. Montenat, pp. 261-280, Paris, 1990.
- Moody, J.B., Serpentinization: a review, *Lithos*, 9, 125-138, 1976.
- Moore, D.E., and J.D. Byerlee, Comparative geometry of the San Andreas fault, California, and laboratory fault zones., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, 762-774, 1991.
- Morales, J., I. Serrano, F. Vidal, and F. Torcal, The depth of the earthquake activity in the Central Betics (Southern Spain), *Geophys. Res. Lett.*, 24, 3289-3292, 1997.
- Morata Céspedes, D., Petrología y Geoquímica de las ofitas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, Inédita, Granada, 1993.
- Morel, J.L., and M. Meghraoui, Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary, *Geology*, 24, 755-758, 1996.
- Morelli, C., Geophysical contribution to knowledge of the Mediterranean Crust, in *Geological evolution of the Mediterranean Basin*, edited by D.J. Stanley and F.C. Wezel, pp. 65-82, Springer-Verlag, 1985.
- Morgan, P., and M. Fernández, Neogene vertical movements and constraints on extension in the Catalan Coastal Ranges, Iberian Peninsula, and the Valencia trough (western Mediterranean), *Tectonophysics*, 203, 185-201, 1992.
- Morgan, P., and W.D. Gosnold, Heat flow and thermal regimes in the continental United States., in *Geophysical framework of the continental United States*, vol. 172, edited by L.C. Pakiser and W.D. Mooney, pp. 493-522, Geol. Soc. Am. Mem., Boulder, Colorado, 1989.
- Morillon, A.C., J. Bourgois, G. Poupeau, and M. Sosson, Exhumation au Miocene inferieur des nappes de Los Reales et d'Ojén (Zones Internes bétiques, Espagne) à partir de l'étude des traces de fission sur apatite, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 322, 885-891, 1996.
- Morley, C.K., Patterns of displacement along large normal faults: Implications for basin evolution and fault propagation, based on examples from East Africa, *AAPG Bull.*, 83, 613-634, 1999.

- Muñoz, M., M.T. Gómez-Pugnaire, and J.M. Fernández-Soler, Los clinopiroxenos de las metabasitas hipoabisales del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas) como indicadores de la afinidad magmática y el ambiente paleotectónico, *II Cong. Geol. España, Simposios*, 425-433, 1988.
- Muñoz, M., Petrología y metamorfismo de las sucesiones metapelíticas y rocas asociadas de los Mantos Alpujárrides, in *Memoria del Mapa Geológico de España (Algeciras) escala 1:200000*, vol. 87, pp. 40-75, I.T.G.E., Madrid, 1994.
- Muñoz, M., Significado de los cuerpos de leucogranitos y de los "gneisses cordieríticos con litoclastos" asociados en la Unidad de Guadaiza, *Geogaceta*, 9, 10-13, 1991.
- Navarro Vilá, F., Los Mantos Alpujárrides y Maláguides al N de S^a Nevada, Doctoral thesis, Univ. de Bilbao, 1976.
- Navarro-Vilá, F., and J.M. Tubía, Essai d'une nouvelle différenciation des Nappes Alpujarrides dans le secteur occidental des Cordilleres Bétiques (Andalousie, Espagne), *C.R. Acad. Scien. Paris*, 296, Série II, 111-114, 1983.
- Nicolas, A., and E.D. Jackson, Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques, *Bull. suisse Minéral. Petrol.*, 52, 479-475, 1972.
- Nieto, F., N. Velilla, D.R. Peacor, and M. Ortega-Huertas, Regional retrograde alteration of sub-greenschist facies chlorite to smectite, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115, 243-252, 1994.
- Nijhuis, H.J., Plurifacial alpine metamorphism in the southeastern Sierra de los Filabres, South of Lubrín, SE Spain, Doctoral thesis, Univ. Amsterdam, 1964.
- Obata, M., Petrology and petrogenesis of the Ronda high-temperature peridotite intrusion, Southern Spain, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 1977.
- Obata, M., The Ronda peridotite: garnet-, spinel and plagioclase-, lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion, *J. of Petrology*, 21, 533-572, 1980.
- O'Hanley, D.S., and F.J. Wicks, Conditions of formation of lizardite, chrysotile and antigorite, Cassiar, British Columbia., *Canadian Mineralogist*, 33, 753-773, 1995.
- O'Hanley, D.S., J.V. Chernosky, and F.J. Wicks, The stability of lizardite and chrysotile, *Canadian Mineralogist*, 27, 483-493, 1989.
- Orton, G.J., and H.G. Reading, Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size, *Sedimentology*, 40, 475-512, 1993.
- Orueta, D., Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda, *Memorias del I.G.M.E.*, 32, 1-576, 1917.
- Osete, M.L., R. Feeman, and R. Vegas, Preliminary paleomagnetic results from the Subbetic Zone, Betic Cordillera, southern Spain): Kinematic and structural implications, *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 52, 283-300, 1988.
- Osete, M.L., R. Freeman, and R. Vegas, Paleomagnetic evidence for block rotations and distributed deformation of the Iberian-African plate boundary, in *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*, edited by C.L. Kissel, C. (eds.), pp. 381-391, Kluwer Academic Publishers, 1989.

- Ott d'Estevou, P., and C. Montenat, Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300, 363-368, 1985.
- Ott d'Estevou, P., and Montenat, Le Bassin de Sorbas-Tabernas, in *Les bassins neogenes du domaine Bétique orientale (Espagne)*, vol. 12-13, *Doc. et trav.*, edited by C. Montenat, pp. 101-128, IGAL, CNRS, Paris, 1990.
- Paquet, J., Age auversien de la phase tectonique majeure dans le Bétique de Malaga et le Subbétique de la Province de Murcie, Sierras de Espuña et de Ponce, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, 1681-1684, 1966.
- Paquet, J., Age de mise en place des unités supérieures du Bétique de Malaga et de la partie méridionale du Subbétique (transversale de la Sierra de Espuña, province de Murcie, Espagne), *Bull. Soc. Geol. de France*, 7, 946-954, 1966.
- Paquet, J., Etude Géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne), *Mém. Soc. Géol. France*, 111, 270 p., 1969.
- Paquet, J., Sur l'existence d'une phase fini-oligocène supérieur dans le Subbétique des Cordillères bétiques (province de Murcia, Espagne), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 273, 1553-1555, 1971.
- Paquet, J., Tectonique éocène dans les Cordillères Bétiques: Vers une nouvelle conception de la paleogéographie en Méditerranée occidentale, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 16, 58-71, 1974.
- Paquet, J., Transgressivité de l'Eocène supérieur dans les malaguides de la Sierra de Espuña (Cordillères Bétiques, Sud Est de l'Espagne) Mise au point, *Geol. Mijnbouw*, 49, 61-64, 1970.
- Parsons, T., and G.A. Thompson, Does magmatism influence low-angle normal faulting?, *Geology*, 21, 247-250, 1994.
- Pascual Molina, A.M., La Cuenca Neógena de Tabernas (Cordilleras Béticas), Doctoral thesis, 345 p. pp., U. de Granada, Granada, 1997.
- Peacock, S.M., and R.D. Hyndman, Hydrous minerals in the mantle wedge and the maximum depth of subduction thrust earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2517-2520, 1999.
- Peacock, S.M., Thermal Modeling of Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths: a forward approach, in *Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths*, vol. 7, *Short Course in Geology*, edited by M.L.a.P. Crawford, E., pp. 57-101, Am. Geophys. Un., Washington, 1989.
- Pearson, D.G., G.R. Davies, P.H. Nixon, and H.J. Milledge, Graphitized diamonds from a peridotite massif in Morocco and implications for anomalous diamond occurrences, *Nature*, 338, 60-62, 1989.
- Pérez Lorente, F., T. Rodríguez Estrella, F. Serrano, M.A. Mancheño, and F. Guillén Mondéjar, Contribución a la bioestratigrafía neógena de la Cuenca de Lorca (Murcia), in *III Cong. Geol. España y VIII Congr. Latinoamericano de Geología*, vol. I, pp. 185-190, Salamanca, 1992.
- Piles, E., C. Estévez, and A. Barba-Martín, *Coín (1066). Mapa Geológico de España 1:50000*, I.G.M.E., Madrid, 1978.

- Platt, J., S. Allerton, A. Kirker, and E. Platzman, Origin of the Western Subbetic Arc (South Spain) - Paleomagnetic and Structural Evidence, *J. Struct. Geol.*, 17, 765-775, 1995.
- Platt, J.L., Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks, *GSA Bull.*, 97, 1037-1053, 1986.
- Platt, J.P., and M.J. Whitehouse, Early Miocene High-Temperature Metamorphism and Rapid Exhumation in the Betic-Cordillera (Spain) - Evidence from U-Pb Zircon Ages, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 171, 591-605, 1999.
- Platt, J.P., and R.L.M. Vissers, Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc, *Geology*, 17, 540-543, 1989.
- Platt, J.P., and R.L.M. Vissers, Extensional structures in anisotropic rocks, *J. Struct. Geol.*, 2, 379-410, 1980.
- Platt, J.P., B. Van der Eeckhout, E. Janzen, G. Konert, O.J. Simon, and R. Weijermars, The structure and tectonic evolution of the Aguilón fold-nappe, Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain., *J. Struct. Geol.*, 5, 519-535, 1983.
- Platt, J.P., Comment on "Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betic, Gibraltar Arc)" by Juan C. Balanyá et al., *Tectonics*, 17, 973-976, 1996.
- Platt, J.P., Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes, *Terra Nova*, 5, 119-133, 1993.
- Platt, J.P., J.H. Behrmann, J.M. Martínez Martínez, and R.L.M. Vissers, A zone of mylonite and related ductile deformation beneath the Alpujarride Nappe Complex, Betic Cordilleras, S. Spain, *Geol. Rundsch.*, 73, 773-785, 1984.
- Platt, J.P., J.I. Soto, and M.C. Comas, Decompression and High-Temperature-Low-Pressure Metamorphism in the Exhumed Floor of an Extensional Basin, Alboran-Sea, Western Mediterranean, *GEOLOGY*, 24, 447-450, 1996.
- Platt, J.P., J.I. Soto, M.J. Whitehouse, A.J. Hurford, and S.P. Kelley, Thermal Evolution, Rate of Exhumation, and Tectonic Significance of Metamorphic Rocks from the Floor of the Alboran Extensional Basin, Western Mediterranean, *Tectonics*, 17, 671-689, 1998.
- Platt, J.P., The uplift of high-pressure low-temperature metamorphic rocks, *Phil. Trans. R. Soc. London*, 321, 87-103, 1987.
- Platzman, E.S., East-west thrusting and anomalous magnetic declinations in the Sierra Gorda, Betic Cordillera, southern Spain., *J. Struct. Geol.*, 16, 11-20, 1994.
- Platzman, E.S., J.P. Platt, and P. Olivier, Paleomagnetic Rotations and Fault Kinematics in the RIF Arc of Morocco, *J. Geol. Soc.*, 150, 707-718, 1993.
- Platzman, E.S., Paleomagnetic rotations and the kinematics of the Gibraltar Arc, *Geology*, 20, 311-314, 1992.
- Polyak, B.G., M. Fernández, M.D. Khutorskoy, J.I. Soto, I.A. Basov, M.C. Comas, V.Y. Khain, B. Alonso, G.V. Agapova, I.S. Mazurova, A. Negro, V.O. Tochitsky, J. Delalinde, N.A. Bogdanov, and E. Banda, Heat-Flow in the Alboran Sea, Western Mediterranean, *Tectonophysics*, 263, 191-218, 1996.

- Poole, A., and A.H.F. Robertson, Pleistocene conglomerate deposition related to uplift of the Troodos ophiolite, Cyprus, vol. 160, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, edited by A.H.F. Robertson, K.C. Emeis, C. Richter and A. Camerlenghi, pp. 545-566, 1998.
- Portugal ferreira, M., J.T. Ferreira, P. E., and A. Díaz de Federico, Geochronological contribution to the petrogenetic picture of the Betic Chain (SE Spain), in *Cong. Geol. España, Comunicaciones*, vol. 2, pp. 55-58, 1988.
- Postma, G., and T.B. Roep, Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas, *J. Sediment. Geol.*, 55, 874-885, 1985.
- Priem, H.N.A., N.A.I.M. Boelrijk, E.H. Hebeda, I.S. Oen, E.A.T. Verdumen, and R.H. Verschure, Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serrania de Ronda, southern Spain, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 103-109, 1979.
- Puga, E., A. Díaz de Federico, and J.M. Fonboté, Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética, *Estudios Geol.*, 30, 543-548, 1974.
- Puga, E., A. Díaz de Federico, G.M. Bargossi, and L. Morten, The Nevado-Filabride metaophiolitic association in the Cobdar region (Betic Cordillera, SE Spain), *Geodinamica Acta*, 3, 17-36, 1989.
- Puga, E., and A. Díaz de Federico, Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas, in *Reun. Geod. Cord. Bét. y Mar de Alborán*, pp. 79-114, Pub. Univ. de Granada (1978), 1976.
- Puga, E., and R.L. Torres Roldán, Geochemistry and age relationships of metamorphosed mafic sills from Sierra de Enmedio and Sierra Carrascoy (Eastern Betic Zone, Southeastern Spain), *Est. Geol.*, 45, 325-336, 1989.
- Ranero, C.R., and T.J. Reston, Detachment faulting at ocean core complexes, *Geology*, 27, 983-986, 1999.
- Reicherter, K.R., Michel, G.W., Incremental deformation from fault-slip data-An example from the Subbetic Zone (Betic Cordillera, Southern Spain), *Z. dt. geol. Ges.*, 144, 45-56, 1993.
- Reisberg, L., A. Zindler, and E. Jagoutz, Further Sr and Nd isotopic results from peridotites of the Ronda Ultramafic Complex, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 96, 161-180, 1989.
- Reuber, I., A. Michard, A. Chaulan, T. Juteau, and B. Jermoumi, Structure and emplacement of the Alpine type peridotites from Beni Bousera, Rif Morocco: a polyphase tectonic interpretation, *Tectonophysics*, 82, 231-251, 1982.
- Rivière, M., J. Bourgois, and H. Feinberg, Evolution de la zone bétique au Miocène inférieur: asynchronisme tectonique entre l'Est et l'Ouest (Cordillères bétiques, Espagne), *R. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, 21-24, 1980.
- Rodríguez Estrella, T., M.A. Mancheño, F. Guillén Mondéjar, F. López Aguayo, R. Arana, M.T. Fernández Tapia, and F. Serrano, Tectónica y sedimentación neógena en la Cuenca de Lorca (Murcia), in *III Congr. Geol. España y VIII Cong. Latinoam. Geol.*, vol. 1, pp. 201-206, Salamanca, 1992.
- Rodríguez Fernández, J., M.C. Comas, J. Soria, J.A. Martín Pérez, and J.I. Soto, The Sedimentary Record of the Alboran Basin: an Attempt at Sedimentary Sequence Correlation and Subsidence Analysis, in *Proc. ODP Sci. Results*, vol. 161, edited by R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus, pp. 69-76, 1999.

- Rodríguez-Fernández, J., and C. Sanz de Galdeano, Onshore Neogene stratigraphy in the North of the Alboran sea (Betic Internal Zones): paleogeographic implications, *Geo-Marine Letters*, 12, 123-128, 1992.
- Roep, T.B., and H.J. Macgillivray, Preliminary note on the presence of distinct tectonic units in the Betic of Malaga of the Velez Rubio region (SE Spain)., *Geol. Mijnbouw*, 41, 423-429, 1962.
- Roep, T.B., Stratigraphy of the "Permo-Triassic" Saladilla formation and its tectonic setting in the Betic of Malaga (Velez Rubio region, SE Spain)., *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, B75, 223-247, 1972.
- Roep, T.B., The Hercynian diastrophism in the Betic of Malaga, SE Spain, *Geol. Mijnbouw*, 53, 245-247, 1974.
- Rouchy, J.M., C. Taberner, M.M. Blancvalleron, R. Sprovieri, M. Russell, C. Pierre, E. Distefano, J.J. Pueyo, A. Caruso, J. Dinaresturell, E. Gomiscoll, G.A. Wolff, G. Cespuglio, P. Ditchfield, S. Pestrea, N. Combourieunebout, C. Santisteban, and J.O. Grimalt, Sedimentary and Diagenetic Markers of the Restriction in a Marine Basin - The Lorca Basin (SE Spain) During the Messinian, *Sedimentary Geol.*, 121, 23-55, 1998.
- Rutter, E.H., On the nomenclature of mode of failure transitions in rocks, *Tectonophysics*, 122, 381-387, 1986.
- Rutter, E.H., R.H. Maddock, S.H. Hall, and S.H. White, Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges., *Pure & appl. Geophys.*, 124, 3-30, 1986.
- Saddiqi, O., H. Feinberg, D. El Azzab, and A. Michard, Paléomagnétisme des péridotites des Beni Bousera (Rif interne, Maroc): conséquences pour l'évolution miocène de l'Arc de Gibraltar, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321, 361-368, 1995.
- Sánchez Bellón, A., Caracterización mineralógica y geoquímica del tránsito Mioceno-Plioceno en las cuencas de Vera y Sorbas (Almería), Doctoral thesis, 291 pp., U. de Granada, 1992.
- Sánchez Gómez, M., J.M. Azañón, V. García Dueñas, and J.I. Soto, Correlation between metamorphic rocks recovered from Site 976 and the Alpujarride rocks of the western Betics., in *Proc. ODP Sci. Results*, vol. 161, edited by R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus, pp. 307-317, 1999.
- Sánchez Gómez, M., V. García Dueñas, and M. Muñoz, Relations structurales entre les Péridotites de Sierra Bermeja et les unités alpujarrides sous-jacentes (Benahavis, Ronda, Espagne), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321, 885-892, 1995.
- Sánchez Rodríguez, L., and D. Gebauer, Mesozoic Formation of Pyroxenites and Gabbros in the Ronda Area (Southern Spain), Followed by Early Miocene Subduction Metamorphism and Emplacement into the Middle Crust - U-Pb Sensitive High-Resolution Ion Microprobe Dating of Zircon, *Tectonophysics*, 316, 19-44, 2000.
- Sánchez Rodríguez, L., 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 thesis, 170 pp., Zürich, 1998.
- Sánchez Vizcaino, V.L., M.T. Gómez Pugnare, and J.M. Fernández Soler, Petrological features of some alpujarride mafic igneous bodies from the Sierra de Almagro (Betic Cordilleras, Spain), *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 321-335, 1991.

- Sánchez-Gómez, M., and V. García-Dueñas, Intracrustal emplacement of the Ronda Peridotites, in *Documents of the 2nd International workshop on orogenic lherzolites and mantle processes*, vol. 1, edited by H.G. Barszczus and F. Gervilla, pp. 58-59, Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Granada, 1995.
- Sánchez-Gómez, M., V. García-Dueñas, M. Muñoz, and J.C. Balanyá, Relación estructural de los cuerpos peridotíticos situados al Norte y al Sur del Estrecho de Gibraltar, *Geogaceta*, 17, 135-137, 1995.
- Santisteban, C., and C. Tabertner, Shallow marine and continental conglomerates derived from coral reef complexes after dessication of a deep marine basin: the Tortonian-Messinian deposits of the Fortuna Basin, SE Spain, *Jour. Geol. Soc. London*, 140, 401-411, 1983.
- Sanz de Galdeano, C., and B. Andreo, Structure of Sierra Blanca (Alpujarride Complex, west of the Betic cordillera), *Estudios Geol.*, 51, 43-55, 1995.
- Sanz de Galdeano, C., The evolution, importance and significance of the neogene fault within the Betic-Rifean domain, *Mediterranea Sec. Geol.*, 7, 33-43, 1988.
- Schmid, S.M., J.N. Boland, and M.S. Paterson, Superplastic flow in fine grained limestone, *Tectonophysics*, 43, 257-291, 1977.
- Schmid, S.M., Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laOS operative in mountain building, in *Mountain Building Processes*, edited by K.J.e. Hsu, pp. 95-110, Acad. Press, London, 1982.
- Schmid, S.M., R. Panozzo, and S. Bauer, Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric, *J. Struct. Geol.*, 9, 747-778, 1987.
- Scholz, C.H., M. Wyss, and S.W. Smith, Seismic and aseismic slip on the San Andreas fault, *J. Geophys. Res.*, 74, 2049-2069, 1969.
- Scholz, C.H., The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting., *Geol. Rund.*, 77, 319-328, 1988.
- Scholz, C.H., *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge Univ. Press., Cambridge. USA, 1990.
- Scotney, P., Burgess, R., Rutter, E. H., $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the Cabo de Gata volcanic series and displacements on the Carboneras fault zone, SE Spain, *J. Geol. Soc. London*, 157, 1003-1008, 2000
- Seber, D., M. Barazangi, B.A. Tadili, M. Ramdani, A. Ibenbrahim, and D.B. Sari, Three-dimensional upper mantle structure beneath the intraplate Atlas and interplate Rif mountains of Morocco, *J. Geophys. Res.*, 101, 3125-3138, 1996.
- Segall, P., and D.D. Pollard, Mechanics of discontinuous faults., *J. Geophys. Res.*, 85, 4337-4350, 1980.
- Serra Kiel, J., M. Martín Martín, B. El Mamoune, A. Martín Algarra, J.A. Martín Pérez, J. Tosquella, C. Ferrández Cañadell, and F. Serrano, Bioestratigrafía y litoestratigrafía del Paleógeno del área de Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España, *Acta Geol. Hisp.*, 31, 161-189, 1998.
- Serrano, F., C. Sanz de Galdeano, F. Delgado, A.C. López Garrido, and A. Martín Algarra, The Mesozoic and Cenozoic of the Malaguide Complex in the Málaga area: a Paleogene olistostrome-type chaotic complex (Betic Cordillera, Spain), *Geol. en Mijnbouw*, 74, 105-116, 1995.

- Serrano, F., Sobre la edad del comienzo de la actividad magmática en Sierra de Gata (Almería, España), *Mediterránea Ser. Geol.*, 7, 17-23, 1988.
- Sibson, R.H., Brecciation process in fault zones: Inferences from earthquake rupturing., *Pure & Appl. Geophys.*, 124, 159-175, 1986.
- Sibson, R.H., Conditions for fault-valve behaviour, in *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics.*, vol. 54, edited by J.K.a.E.H. Reuter, pp. 15-28, Geol. Soc. Spec. Publ., 1990.
- Sibson, R.H., Crustal stress, faulting and fluid flow, in *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins.*, vol. 78, edited by J.E. Parnel, pp. 69-84, Geol. Soc. Special Pub., 1994.
- Sibson, R.H., Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems., *Geology*, 15, 701-704, 1987.
- Sibson, R.H., Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 149-175, 1986.
- Sibson, R.H., Fault rocks and fault mechanisms, *J. Geol. Soc. Lond.*, 133, 191-213, 1977.
- Sibson, R.H., Fault structure and mechanics in realltion to greenstone gold deposits, in *Nuna Conference on greenstone gold and crustal evolution*, pp. 54-60, Val D'Or, 1990.
- Silva, P., Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno Superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología, Tesis doctoral thesis, 642 pp., Univ. Complutense, Madrid, 1994.
- Silva, P., J.L. Goy, and C. Zazo, Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama, *Geogaceta*, 12, 7-10, 1992.
- Silva, P., J.L. Goy, and C. Zazo, Discordancias progresivas y expresión geomorfológica de los abanicos aluviales cuaternarios de la depresión tectónica del Guadalentín, *Geogaceta*, 11, 67-70, 1992.
- Silva, P.G., J.L. Goy, C. Zazo, J. Lario, and T. Bardaji, Paleoseismic Indications Along Aseismic Fault Segments in the Guadalentin Depression (Se Spain), *J. Geodynamics*, 24, 105-115, 1997.
- Simancas, J.F., and J. Campos, Compresión NNO-SSE tardi a postmetamórfica y extensión subordinada en el Complejo Alpujárride (Dominio de Alborán, Orógeno Bético), *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 23-35, 1993.
- Simon, O.J., A. Westerhof, and H.E. Rondeel, A propos d'une nouvelle paleogeographie de la Zone Bétique (Espagne mèridional): implications géodynamiques, *Bull. Soc. Géol. France*, 18, 601-605, 1976.
- Simon, O.J., Geological investigations in the Sierra de Almagro, southeastern Spain., pp. 164 p, Univ. Amsterdam, Inédita, 1963.
- Simon, O.J., On the Triassic of the Betic Cordilleras (Southern Spain), *Cuad. Geol. Ib.*, 11, 385-402, 1987.
- Soedonio, H., Geological investigations in the Chirivel area, province of Almería, Southeastern Spain, Tesis doctoral thesis, 144 pp., Univ. Amsterdam, 1971.
- Sosson, M., A.C. Morillon, J. Bourgois, G. Feraud, G. Poupeau, and P. Saintmarc, Late Exhumation Stages of the Alpujárride Complex (Western Betic Cordilleras, Spain) - New Thermochronological and Structural Data on Los-Reales and Ojen Nappes, *Tectonophysics*, 285, 253-273, 1998.

- Soto, J.I., and F. Gervilla, Los macizos ultramáficos de Sierra de las Aguas y de Sierra de la Robla como una ventana extensional (Béticas occidentales), *Geogaceta*, 9, 21-23, 1991.
- Soto, J.I., and J.M. Azañón, Zincian Staurolite in Metabasites and Metapelites from the Betic-Cordillera (Se Spain), *N. Jb. Miner. Abh.*, 168, 109-126, 1994.
- Soto, J.I., and J.P. Platt, Petrological and Structural Evolution of High-Grade Metamorphic Rocks from the Floor of the Alboran Sea Basin, Western Mediterranean, *J. Petrol.*, 40, 21-60, 1999.
- Soto, J.I., and M. Muñoz, Presencia de mineralogías ricas en Zn como evidencias de actividad hidrotermal en zonas de cizalla extensionales, *Geogaceta*, 14, 146-149, 1993.
- Soto, J.I., Estructura y evolución metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en la terminación oriental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas), Doctoral thesis, Univ. de Granada, 1991.
- Soto, J.I., M.C. Comas, and J. de la Linde, Espesor de sedimentos en la cuenca de Alborán mediante una conversión sísmica corregida, *geogaceta*, 1996, 382-385, 1996.
- Stapel, G., R. Moeys, and C. Biermann, Neogene evolution of the Sorbas basin (SE Spain) determined by paleostress analysis, *Tectonophysics*, 255, 291-305, 1996.
- Suen, C.J., Geochemistry of peridotites and associated mafic rocks, Ronda ultramafic complex, Spain, Doctoral thesis, Massachusetts Institute of Tecnology, 1978.
- Sylvester, A.G., Strike-slip faults, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1666-1703, 1988.
- Tanaka, H., Cataclastic lineations, *J. Struct. Geol.*, 14, 1239-1252, 1992.
- Tandon, K., J.M. Lorenzo, and J. La Linde Rubio, Timing of rifting in the Alboran Sea basin- correlation of borehole (ODP Leg 161 and Andalucía A-1) to seismic reflection data: implications for basin formation, *Marine Geology*, 144, 275-294, 1998.
- Tendero, J.A., A. Martín-Algarra, E. Puga, and A. Díaz de Federico, 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, *C.R. Acad. Scien. Paris*, 316, série II, 1115-1122, 1993.
- Thompson, A.B., and P.C. England, Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism II. Their Inference and Interpretation using Mineral Assemblages in Metamorphic Rocks, *J. Petrol.*, 25, 929-955, 1984.
- Topping, D.J., Paleogeographic reconstruction of the Death Valley extended region: evidence from Miocene large rock-avalanche deposits in the Amargosa Chaos Basin, California., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105, 1190-1213, 1993.
- Torné, M., E. Banda, V. García Dueñas, and J.C. Balanyá, Mantle-Litosphere bodies in the Alboran crustal domain (Ronda peridotites, Betic-Rif orogenic belt), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110, 163-171, 1992.
- Torné, M., M. Fernández, M.C. Comas, and J.I. Soto, Lithospheric structure beneath the Alboran Basin: results from 3D gravity modeling and tectonic relevance., *J. Geophys. Res.*, 105, 3209-3228, 2000.

- Torres Roldán, R.L., Fractionated melting of metapelite and further crystal-melt equilibria. the example of the Blanca unit migmatite complex, North of Estepona (Southern Spain), *Tectonophysics*, 96, 95-123, 1983.
- Torres Roldán, R.L., G. Poli, and A. Peccerillo, 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. Rundschau*, 75, 219-234, 1986.
- Torres Roldán, R.L., La evolución tectonometamórfica del Macizo de los Reales (extremo occidental de la Zona Bética). Un ensayo sobre el origen de gradientes anómalos de alta temperatura en el Dominio Cortical Alpujárride-Málaga de la Zona Bética, inédita, Univ. Granada, 1979.
- Torres Roldán, R.L., Plurifacial metamorphic evolution of the Sierra Bermeja Peridotite aureole (Southern Spain), *Estudios Geol.*, 37, 115-133, 1981b.
- Torres Roldán, R.L., The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): Its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost Alpine belt., *Am. J. Scien.*, 279, 19-51, 1979.
- Tubía, J.M., and J. Cuevas, High-temperature emplacement of the Los Reales peridotite nappe (Betic Cordillera, Spain), *J. Struct. Geol.*, 8, 473-482, 1986.
- Tubía, J.M., and J. Cuevas, Structures et cinématique liées à la mise en place des péridotites de Ronda (cordillères Bétiques, Espagne), *Geodinamica Acta*, 1, 59-69, 1987.
- Tubía, J.M., and J.I. Gil Ibarra, Eclogites of the Ojén nappe: a record of subduction in the Alpujárride complex (Betic Cordilleras, southern Spain), *J. Geol. Soc. London*, 148, 801-804, 1991.
- Tubía, J.M., Comment on "Mantle core complexes and Neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite" by Miguel Doblas and Roberto Oyarzum, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 96, 499-500, 1990.
- Tubía, J.M., Estructura de los Alpujárrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda, *Publ. Esp. Bol. Geol. Miner.*, 99, 1-124, 1988.
- Tubía, J.M., F. Navarro-Vila, and J. Cuevas, The Malaguide Los-Reales Nappe - An Example of Crustal Thinning Related to the Emplacement of the Ronda Peridotites (Betic Cordillera), *Physics Earth Planet. Int.*, 78, 343-354, 1993.
- Tubía, J.M., J. Cuevas, and J.I.G. Ibarra, Sequential Development of the Metamorphic Aureole Beneath the Ronda Peridotites and Its Bearing on the Tectonic Evolution of the Betic Cordillera, *Tectonophysics*, 279, 227-252, 1997.
- Tubía, J.M., J. Cuevas, F. Navarro-Vilá, F. Alvarez, and F. Aldaya, Tectonic evolution of the Alpujárride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain), *J. Struct. Geol.*, 14, 193-203, 1992.
- Tubía, J.M., Significado de las deformaciones internas en las peridotitas de Sierra Alpujata (Málaga), *Estudios Geol.*, 41, 369-380, 1985b.
- Tubía, J.M., Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujárrides occidentales (Cordilleras Béticas, Málaga), Univ. Pais Vasco, 1985.

- Tubía, J.M., The Ronda peridotites (los Reales nappe): an example of the relationship between lithospheric thickening by oblique tectonics and late extensional deformation within the Betic Cordillera (Spain), *Tectonophysics*, 238, 381-398, 1994.
- Turner, S.P., J.P. Platt, R.M.M. George, S.P. Kelley, D.G. Pearson, and G.M. Nowell, Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic-Alboran Domain, Se Spain, *J. Petrol.*, 40, 1011-1036, 1999.
- Van Bemmelen, R.W., Bijdrage tot de Geologie der Betische Ketens in the provincie Granada, Tesis Doctoral thesis, 176 p pp., Delft, 1927.
- Van der Straaten, H.C., Stacked Gilbert-type deltas in the marine pull-apart basin of Abarán, late Serravallian-early Tortonian, SE Spain, in *Coarse-Grained Deltas*, vol. 10, edited by A.P. Colella, D. B., pp. 199-222, Spec. Publ. Int. Sedimentol., 1990.
- Van der Wal, D., and J.L. Bodinier, Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by Km-scale pervasive porous melt flow, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122, 387-405, 1996.
- Van der Wal, D., and R.L.M. Vissers, Structural Petrology of the Ronda Peridotite, SO Spain: Deformation History, *J. Petrol.*, 37, 23-43, 1996.
- Van der Wal, D., and R.L.M. Vissers, Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean, *Geology*, 21, 1119-1122, 1993.
- Van der Wal, D., Deformation processes in Mantle Peridotites: with emphasis on the Ronda peridotite of SO Spain, Univ. Utrecht, 1993.
- Vázquez, J.T., R. Vegas, and J.J. Villalaín, ¿Existe un cuerpo peridotítico entre dos fallas extensionales en el margen noroccidental del Mar de Alborán?, *Geogaceta*, 17, 143-145, 1995.
- Villalaín, J.J., and M.L. Osete, El paleomagnetismo como indicador de paleotemperaturas. Aplicación a las Cordilleras Béticas, *Geogaceta*, 20, 1066-1069, 1996.
- Villalaín, J.J., M.L. Osete, R. Vegas, and V. García Dueñas, Evolución rotacional de las Béticas externas occidentales a partir de estudios paleomagnéticos, *Geogaceta*, 17, 120-122, 1995.
- Villalaín, J.J., M.L. Osete, R. Vegas, V. García Dueñas, and F. Heller, The Neogene remagnetization in the western Betics: a brief comment on the reliability of paleomagnetic directions, in *Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, vol. 105, edited by A.T. Morris, D. H. , pp. 33-41, Geol. Soc. Spec. Publ., London, 1996.
- Villalaín, J.J., M.L. Osete, R. Vegas, V. Garciaduenas, and F. Heller, Widespread Neogene Remagnetization in Jurassic Limestones of the South-Iberian Palaeomargin (Western Betics, Gibraltar Arc), *Physics Earth Planet. Int.*, 85, 15-33, 1994.
- Vissers, R.L.M., J.P. Platt, and D. van der Wal, Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view, *Tectonics*, 14, 786-803, 1995.
- Voermans, F.M., O.J. Simon, L. Martín García, and J.A. Gómez Prieto, Mapa Geológico de España 996 (Huerca Overa), IGME, Madrid, 1980.

- Völk, H.R., Geologie et stratigraphie du Bassin Neogene de Vera, Doctoral, inédita thesis, 121 pp., Universidad de Amsterdam, 1966.
- Völk, H.R., Relations between Neogene sedimentation and late orogenic movements in the Eastern Betic Cordilleras (SE Spain), *Geol. Mijnb.*, 46, 471-474, 1967.
- Wals, J.J., and J. Watterson, Distributions of cumulative displacement and seismic slip on a single normal fault surface., *J. Struct. Geol.*, 9, 8, 1039-1046, 1987.
- Warrak, M., The petrography and origin of dedolomitized, veined or brecciated carbonate rocks, the "cornieules", in the Fréjus region, French Alps, *J. Geol. Soc. London*, 130, 229-247, 1974.
- Watts, A.B., J.P. Platt, and P. Buhl, Tectonic evolution of the Alboran Sea basin, *Basin Research*, 5, 153-177, 1993.
- Weijermars, R., Geology and tectonics of the Betic Zone, SE Spain, *Earth-Science Reviews*, 31, 153-236, 1991.
- Weijermars, R., T.B. Roep, B. Van den Eeckhout, G. Postma, and K. Kleverlaan, Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain), *Geol. en Mijnbouw*, 64, 397-411, 1985.
- Weijermars, R., The Palomares brittle-ductile Shear Zone of southern Spain, *J. Struct. Geol.*, 9, 139-157, 1987.
- Weijermars, R., Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profile of the Alboran Diapir (W-Mediterranean), *Geologie en Mijnbouw*, 64, 349-356, 1985.
- Westerhof, A.B., On the contact relations of high-temperature peridotites in the Serranía de Ronda, Southern Spain, *Tectonophysics*, 39, 579-591, 1977.
- Westphal, M., M.I. Bazhenov, J.P. Lauer, D.M. Pechersky, and J.C. Sibuet, Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys Belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic, *Tectonophysics*, 123, 37-82, 1986.
- White, J.C., and S.H. White, Semi-brittle deformation within the Alpine fault zone, New Zealand, *J. Struct. Geol.*, 5, 579-589, 1983.
- White, S.H., Brittle deformation within ductile fault zones, in *Proc. 27th Inter. geol. cong.*, vol. 7, *Tectonics*, pp. 327-350, VNU Science Press, 1984.
- Wicks, F.J., and D.S. O'Hanley, Serpentine minerals: structures and petrology., in *Hydrous phyllosilicates*, vol. 19, *Reviews in Mineralogy*, edited by S.W. Bailey, pp. 91-118, Mineralogical Society of America, 1988.
- Wicks, F.J., and E.J.W. Whittaker, Serpentine textures and serpentinization, *Canadian Mineralogist*, 15, 459-488, 1977.
- Wicks, F.J., Deformation histories as recorded by serpentinites. III. Fracture patterns developed prior to serpentinization, *Canadian Mineralogist*, 22, 205-209, 1984.
- Williams, G., and T. Chapman, Strains developed in the hangingwalls of thrusts due to their slip/propagation rate: a dislocation model, *J. Struct. Geol.*, 5, 563-571, 1983.
- Wise, D.U., D.E. Dunn, J.T. Engelder, P.A. Geiser, R.D. Hatcher, S.A. Kish, A.L. Odom, and S. Schamel, Fault-related rocks: Suggestions for terminology, *Geology*, 12, 391-394, 1984.

- Wojtal, S., and G. Mitra, Strain hardening and strain softening in fault zones from foreland thrusts, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *97*, 674-687, 1986.
- Wong, T., Y. Gu, T. Yanagidani, and Y. Zhao, Stabilization of faulting by cumulative slip., in *Fault Mechanics and Transport properties of rocks.*, edited by B.W. Evans, T., pp. 119-143, Academic Press, 1992.
- Wrobel, F., and D. Michalzik, Facies Successions in the Pre-Evaporitic Late Miocene of the Lorca Basin, Se Spain, *Sedimentary Geol.*, *127*, 171-191, 1999.
- Zang, W., and W.S. Fyfe, Chloritization of the Hydrothermally Altered Bedrock at the Igarape-Bahia Gold Deposit, Carajas, Brazil, *Mineral Deposita*, *30*, 30-38, 1995.
- Zeck, H.P., A.B. Kristensen, and E. Nakamura, Inherited Paleozoic and Mesozoic Rb-Sr Isotopic Signatures in Neogene CALC-Alkaline Volcanics, Alboran Volcanic Province, Se Spain, *J. Petrol.*, *40*, 511-524, 1999.
- Zeck, H.P., A.B. Kristensen, and I.S. Williams, Postcollisional Volcanism in a Sinking Slab Setting - Crustal Anatectic Origin of Pyroxene-Andesite Magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alboran Volcanic Province, Southeastern Spain, *LITHOS*, *45*, 499-522, 1998.
- Zeck, H.P., and M.J. Whitehouse, 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-T Path, *Contrib. Mineral. Petrol.*, *134*, 134-149, 1999.
- Zeck, H.P., Betic-RIF Orogeny - Subduction of Mesozoic Tethys Lithosphere Under Eastward Drifting Iberia, Slab Detachment Shortly Before 22Ma, and Subsequent Uplift and Extensional Tectonics, *Tectonophysics*, *254*, 1-16, 1996.
- Zeck, H.P., F. Albat, B.T. Hansen, R.L. Torres Roldán, and A. García Casco, Alpine tourmaline-bearing muscovite leucogranites, intrusion age and pretrogenesis, Betic Cordilleras, SE Spain., *N. Jb. Mineral. M.*, *11*, 513-520, 1989a.
- Zeck, H.P., F. Albat, B.T. Hansen, R.L. Torres-Roldán, A. García-Casco, and A. Martín-Algarra, A 21±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, 1989b.
- Zeck, H.P., Mantle Peridotites Outlining the Gibraltar Arc - Centrifugal Extensional Allochthons Derived from the Earlier Alpine, Westward Subducted Nappe Pile, *Tectonophysics*, *281*, 195-207, 1997.
- Zeck, H.P., P. Monié, I.M. Villa, and B.T. Hansen, Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain, *Geology*, *20*, 79-82, 1992.
- Zeck, H.P., T.W. Argles, and J.P. Platt, Discussion on Attenuation and Excision of a Crustal Section During Extensional Exhumation, Carratraca Peridotite, Betic Cordilleras, Southern Spain, *J. Geol. Soc.*, *157*, 253-255, 2000.
- Zindler, A., H. Staudigel, S.R. Hart, R. Endres, and S. Goldstein, Nd and Sr isotopic study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex, *Nature*, *304*, 226-230, 1983.

9 CÁLCULO DEL EQUILIBRIO TERMODINÁMICO (MÉTODO DE MULTIEQUILIBRIOS)

El cálculo de las condiciones metamórficas de equilibrio experimentadas por una roca en un punto de su evolución P-T es más preciso cuando se aumenta el número de términos extremos de una solución sólida (TE) utilizados para describir la variabilidad composicional de las fases presentes en una paragénesis mineral. De este modo, el número de reacciones independientes (RI) que se pueden calcular en un sistema con C componentes independientes viene dado por la ecuación $RI=TE-C$. Conocidas las propiedades termodinámicas de los términos extremos y los modelos de solución sólida para cada fase mineral, en el equilibrio termodinámico, todas las reacciones independientes interceptarán idealmente en un punto en el espacio P-T. Ésta es la base del método termobarométrico de multiequilibrio propuesto por Berman (1991), en el que la obtención de intersecciones entre todas las reacciones linealmente independientes en un punto confirma la suposición previa del equilibrio entre las fases. Mediante esta técnica se pueden determinar puntos de equilibrio P-T más precisos que en la termobarometría clásica, en la que utilizando un miembro extremo por mineral se determina un campo P-T (p. ej. Vidal y Parra, 2000; Vidal *et al.*, 2001; Trotet *et al.*, 2001). Por ejemplo, las condiciones P-T para la asociación fengita + clorita + cuarzo encontrada en las metapelitas de las unidades de Variegato y de Almanzora pueden ser calculadas utilizando los siguientes 8 términos extremos: agua, cuarzo, Mg-celadonita, moscovita, pirofilita, Mg-amesita, sudoita y clinocloro en el sistema KMASH de cinco componentes (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO, K_2O , H_2O). Con todos los términos extremos se pueden calcular 14 reacciones, tres de las cuales son independientes, que definen buenas intersecciones en puntos P-T (Fig. 5a). Los resultados se obtuvieron utilizando el programa TWEEQU 1.02 de Berman (1991) y su base de datos asociada JUN92, ampliada con las propiedades termodinámicas de los términos extremos Mg-amesita, Mg-sudoita y Mg-celadonita junto a los modelos de solución sólida para micas y cloritas propuestas por Vidal *et al.* (1999), Vidal y Parra (2000) y Vidal *et al.* (2001).

9.1.1.1 Errores en los cálculos

Idealmente todas las reacciones deberían de intersectar en un único punto. Sin embargo, en la práctica siempre se obtiene una dispersión en la intersección que resulta de errores diversos relacionados con: (a) deficiencias en las propiedades termodinámicas de los términos extremos y de los modelos de solución sólida utilizados; (b) las composiciones de fases analizadas no

corresponde a un equilibrio termodinámico perfecto; y (c) errores analíticos procedentes de la microsonda. La magnitud de la dispersión en la intersección, en relación con los errores analíticos y a las propiedades termodinámicas, ha sido discutida por Parra *et al.* (2001), Vidal *et al.* (2001) y Trotet *et al.* (2001). Siguiendo a estos autores, la varianza en la temperatura (σT) y la presión (σP) se calcula con el programa INTERSX (Berman, 1991). Si se obtiene una $\sigma P > 800$ bar o $\sigma T > 25$ °C, se considera que las composiciones minerales utilizadas no se corresponden a un equilibrio y, por tanto, se desechan las estimaciones termobarométricas de P y T.

9.2 QUÍMICA MINERAL

Para la realización de los cálculos termobarométricos con TWEEQU, se obtuvieron datos químico-composicionales de las fases minerales de interés en cada roca, realizándose unos 100 análisis por muestra. Los datos analíticos se obtuvieron con una microsonda electrónica Camebax de la Universidad París VI, utilizando como condiciones analíticas 15 kV y 10 nA, junto a la rutina de corrección PAP. Los patrones utilizados fueron: Fe₂O₃ (Fe), MnTiO₃ (Mn, Ti), dióxido (Mg, Si), CaF₂ (F), ortoclasa (Al, K), anortita (Ca) y albita (Na). Las fórmulas estructurales fueron calculadas sobre una base de 14 oxígenos para la clorita (anhidra), 11 oxígenos para la mica y 12 oxígenos para el granate. Las Tablas incluyen las composiciones minerales representativas utilizadas en los cálculos con TWEEQU.

Clorita. Las cloritas analizadas muestran variaciones composicionales en su contenido en Si, así como en la suma de cationes octaédricos y en la fracción molar de Mg. Según Vidal y Parra (2000), Vidal *et al.* (2001) y Trotet *et al.* (2001), estas variaciones pueden explicarse en términos de las siguientes substituciones: el intercambio FeMg₋₁ entre los miembros extremos dafnita (Fe²⁺₅Al₂Si₃O₁₀(OH)₈) y clinocloro (Mg₅AlSi₃O₁₀(OH)₈); la substitución tschermak (Al₂R²⁺₋₁Si₋₁; TK) entre clinocloro/dafnita y amesita ((Fe,Mg)₄Al₄Si₂O₁₀(OH)₈); y la substitución di-trioctaédrica (Al₂R²⁺₋₃; DT) entre daphnita/clinocloro y sudoita (Fe,Mg)₂Al₄Si₃O₁₀(OH)₈). La extensión de estas substituciones depende de las condiciones termodinámicas, de la composición química global y de la asociación mineral (Jenkins y Chernosky, 1986; McPhail *et al.*, 1990; Decaritat *et al.*, 1993; Massonne y Szpurka, 1997; Leoni *et al.*, 1998; Holland *et al.*, 1998; Vidal y Parra, 2000). Un descenso en la temperatura implica en la clorita una disminución del contenido en amesita y un aumento del de sudoita (Cathelineau y Nieva, 1985; Hillier y Velde, 1991; Vidal y Parra, 2000). Un descenso en la presión produce la disminución de Si y de (Fe + Mg), a favor de un incremento en Al^{IV}, Al^{VI} y de vacancias en la fórmula estructural (Leoni *et al.*, 1998; Vidal y Parra, 2000; Vidal *et al.*, 2001).

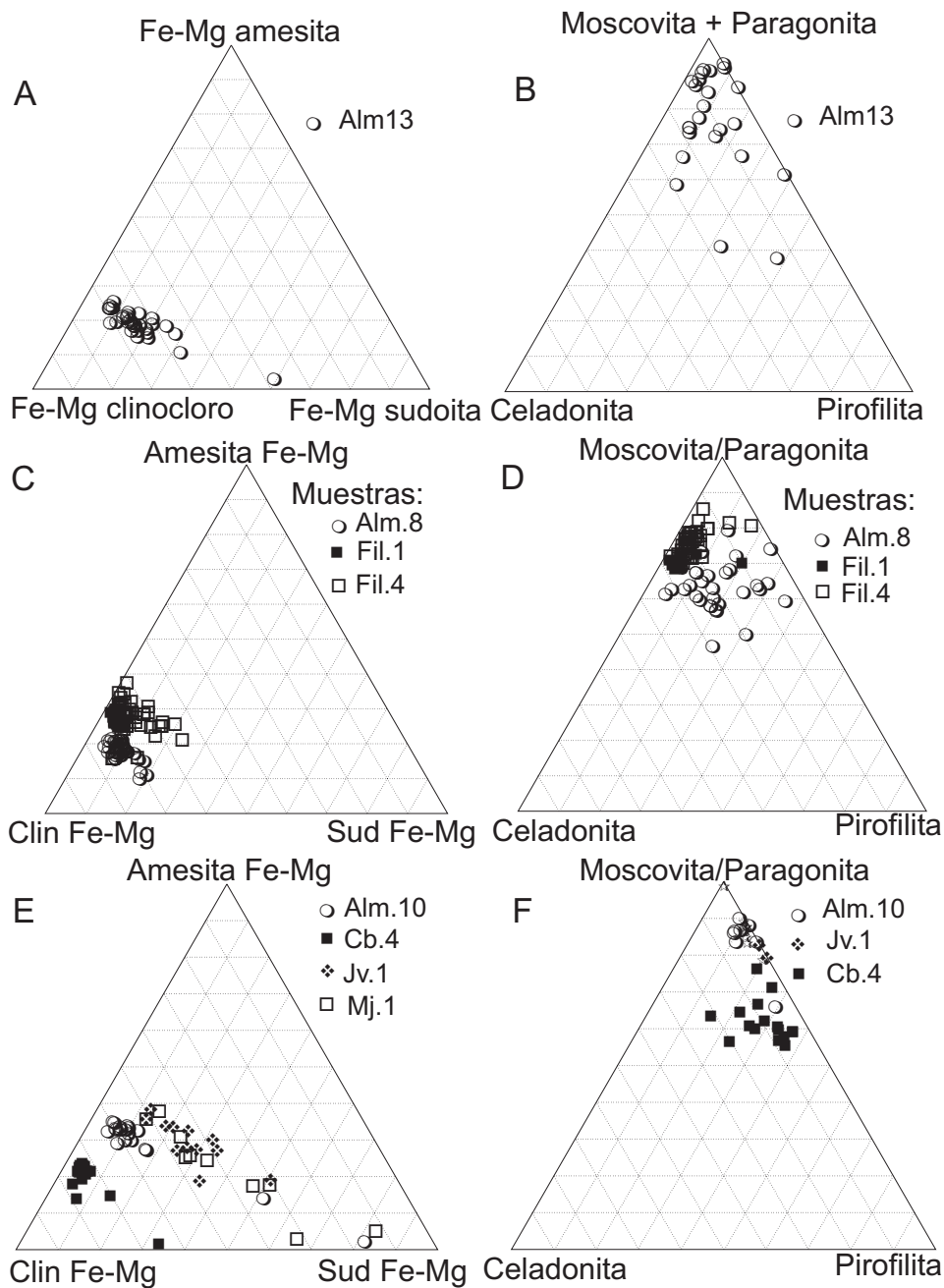


Figura 125 Variabilidad composicional de las micas y cloritas analizadas en el área de Vera, proyectada en función de los términos extremos de las soluciones sólidas de ambos minerales. A) Cloritas de la unidad de Almagro. B) Fengitas de Almagro. C) Cloritas de Almazora. D) Micas blancas de la Unidad de Almazora. E) Cloritas de la Unidad de Variegato. F) Micas blancas de Variegato.

La composición de las cloritas analizadas en este trabajo ha sido proyectada en función de la fracción molar de sus tres términos extremos clinocloro (Fe/Mg), amesita (Fe/Mg) y sudoita (Fe/Mg) en los diagramas triangulares de las Figs. 126a (Unidad de Almagro), 126c

(Unidad de Almanzora) y 126e (Unidad de Variegato). Las cloritas en las pizarras de Almagro son ricas en clinocloro (55-70 %) y su composición se proyecta sobre una línea paralela a la sustitución di-trioctaédrica, con un contenido variable en sudoita (10-30%) (Fig. 126a). En la Unidad de Almanzora las cloritas presentan una mayor variabilidad composicional. Las cloritas que definen la foliación relictas S_s muestran un elevado contenido en clinocloro (65-70 %) y son pobres en sudoita (<20 %) (Fig. 126c). Las cloritas del clivaje de crenulación (S_{cc}) muestran un contenido mayor en amesita, de aproximadamente 40 %, y su composición se proyecta en una línea paralela a la sustitución di-trioctaédrica con una variación en el contenido de sudoita entre 0 y 25% (Fig. 126c). Las cloritas que definen la foliación relictas (S_s) en los esquistos de grano fino de Variegato tienen un contenido elevado en clinocloro (70-80%), mientras que la composición de aquellas que definen la foliación principal (S_{cc}) muestra una gran variabilidad a lo largo de la sustitución di-trioctaédrica, con un contenido de sudoita variable entre (5 y 80%) (Fig. 126e).

Fengita. Las fengitas analizadas muestran un variable contenido en Si: 3,04 a 3,51 a.p.f.e. en la Unidad de Almagro; 3,14 a 3,40 a.p.f.e. en la Unidad de Almanzora; 3,10 a 3,37 a.p.f.e. en los esquistos de grano fino y 3,09 a 3,27 a.p.f.e. en los esquistos grafitosos de la Unidad de Variegato. La variación en contenido en Si se interpreta comúnmente en términos de la sustitución “tschermak” entre los términos extremos celadonita y moscovita, que se ve favorecida por un incremento de la presión (Massonne y Schreyer, 1987; Massonne, 1995). Sin embargo, las fengitas muestran también una variación en el contenido catiónico de la intercapa. Deficiencias en la carga de la intercapa (contenido catiónico entre 0,68 y 0,95 en las muestras estudiadas) han sido atribuidas a la sustitución entre pirofilita y moscovita ($K^{XII}_{-1}Al^{IV}_{-1}Si^{IV}$ vacancia^{XII}), la cual depende de la temperatura (Leoni *et al.*, 1998; Vidal y Parra, 2000; Agard *et al.*, 2001; Trotet *et al.*, 2001).

Las fengitas en la Unidad de Almagro muestran una gran variabilidad composicional, desde micas con una gran deficiencia catiónica en la intercapa, con composiciones de tipo illita (35-47 % pirofilita), hasta micas con un 90% del miembro moscovita/paragonita. Además, algunas micas analizadas muestran un elevado contenido en celadonita (20-30 %, Fig. 126b). La variabilidad composicional de estas micas es difícil de interpretar, dado que su crecimiento no está asociado a ninguna fábrica metamórfica. Las micas de los esquistos de grano fino de la Unidad de Almanzora muestran también una variabilidad composicional, que se relaciona con la diferente ubicación textural de las micas analizadas. En la muestra Alm.8 las micas que definen la foliación relictas S_s presentan relaciones texturales de equilibrio con la clorita, presentan un

alto contenido en Si (3,3-3,4 a.p.f.e.) y su contenido catiónico de la intercapa es de 0,8 a 0,9 a.p.f.e. Las micas que definen la foliación principal (S_{cc}) tienen un contenido menor en Si (3,3-3,1 a.p.f.e.) y menos vacantes en la intercapa (0,9-1 a.p.f.e.) expresados por contenidos de menos de un 10% del término pirofilita (Fig. 126d). Gran parte de las micas blancas analizadas en la Unidad de Variegato muestran composiciones anómalas, con un exceso de Na y un defecto en Si, no pudiendo ser representadas en función de los tres términos extremos antes mencionados, ni de utilizarse en los cálculos termobarométricos con TWEEQU. En general, las micas blancas muestran un bajo contenido en celadonita (Fig. 126f). Estas anomalías composicionales pueden estar relacionadas con alteraciones retrogradadas, illitización y formación de esmectitas, procesos que han sido descritos en las metapelitas del DCA (Nieto *et al.*, 1994; De Jong *et al.*, 2001). Por este motivo, solo se han podido utilizar en los cálculos algunas de las micas analizadas. La muestra Cb.4 contiene fengitas cuya composición metamórfica ha sido preservada, como atestiguan los contenidos relativamente altos en Si (3,35 a.p.f.e.), especialmente en la muestra Cb.4 y el contenido catiónico de la intercapa que oscila entre 0,7 y 0,8 a.p.f.e. (Fig. 126f). Sin embargo, las micas blancas con un bajo contenido en Si (3,1 a.p.f.e.) muestran un enriquecimiento en el contenido catiónico de la intercapa, desde 0,8 hasta 0,95 a.p.f.e.

10 PARAMETROS DE ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE LOS PERFILES ESCI ALB 2B Y 2C

Estos perfiles se obtuvieron a bordo del buque Bin Hai 511 de Schlumberger Geco-Prakla ltd en 1992. El Bin Hai 511 arrastraba un "streamer" analógico de 4500 m con un "offset" de 120 m a una profundidad media de 15 m, que incluía 180 grupos de hidrófonos separados 25 m. Los disparos se realizaron con un "wide tuned array" de 50 m configurado con 6 cuerdas de 17.5 m cada una a una profundidad de 7.5 m. Se disparó cada 50 m con una presión nominal de 2000 psi (13,8 Mpa), obteniendo un registro de 18 s (TWT) con un intervalo de muestreo de 4 ms. Esta configuración dio una cobertura de 45 trazas por CDP (common mid point) a intervalos de 12,5 m. La navegación se realizó mediante DGPS. Debido al tráfico marítimo en la zona se realizó un control de calidad cada 20 disparos para controlar el ruido ambiental. Durante la adquisición los datos se filtraron con un filtro de "bandpass" con un límite inferior de 5.3 Hz/72dB y un límite superior de 64 Hz/72dB. Posteriormente los datos fueron demultiplexados y copiados a cintas de 8 mm. Los perfiles ESCI Alb 2b y 2c se procesaron en el centro oceanográfico de GEOMAR, en Kiel (Alemania) con la ayuda de César Ranero y Dirk Dklaeshen, investigadores de este centro, utilizando el software "Seismos" de Schulmberger. A continuación se describirán los pasos seguidos en el procesado de estos perfiles.

Los perfiles ESCI Alb 2b y 2c tienen una longitud de 101,5 y 107,5 km respectivamente y se superponen 7 km. Véase localización geográfica de los perfiles en la Figura 115. Los perfiles se procesaron en el centro oceanográfico GEOMAR en la ciudad de Kiel (Alemania) con la ayuda de César Ranero y Dirk Klaeschen, investigadores en el citado centro, utilizando el software SEISMOS de Schlumberger. A continuación se describirán los pasos seguidos en el procesado y migración en tiempo de los perfiles.

- **Análisis de velocidad**

En los "CMP gathers", una reflexión individual muestra una geometría hiperbólica, debido a que cada traza del CMP que define a la reflexión ha sido grabada con un "offset" (distancia entre la fuente y el hidrófono) diferente. Antes de poder sumar todas las trazas de de CMP comunes para obtener el "stack" de un perfil multicanal hay que eliminar el efecto del "offset", obteniendo trazas donde el offset sea 0. La diferencia entre el tiempo de llegada de una reflexión a un "offset" determinado y a "offset 0" se denomina "normal move out (NMO)".

Para determinar las velocidades de cuadráticas medias de "stacking" para corregir el NMO antes de sumar las trazas de los CMP gathers, se selecciono uno de cada 200 CMPs. Seguidamente las velocidades fueron estimadas utilizando de isovelicidad, diagramas de semblanza y análisis interactivo del efecto que produce el cambio de las velocidades RMS sobre los CMPs:

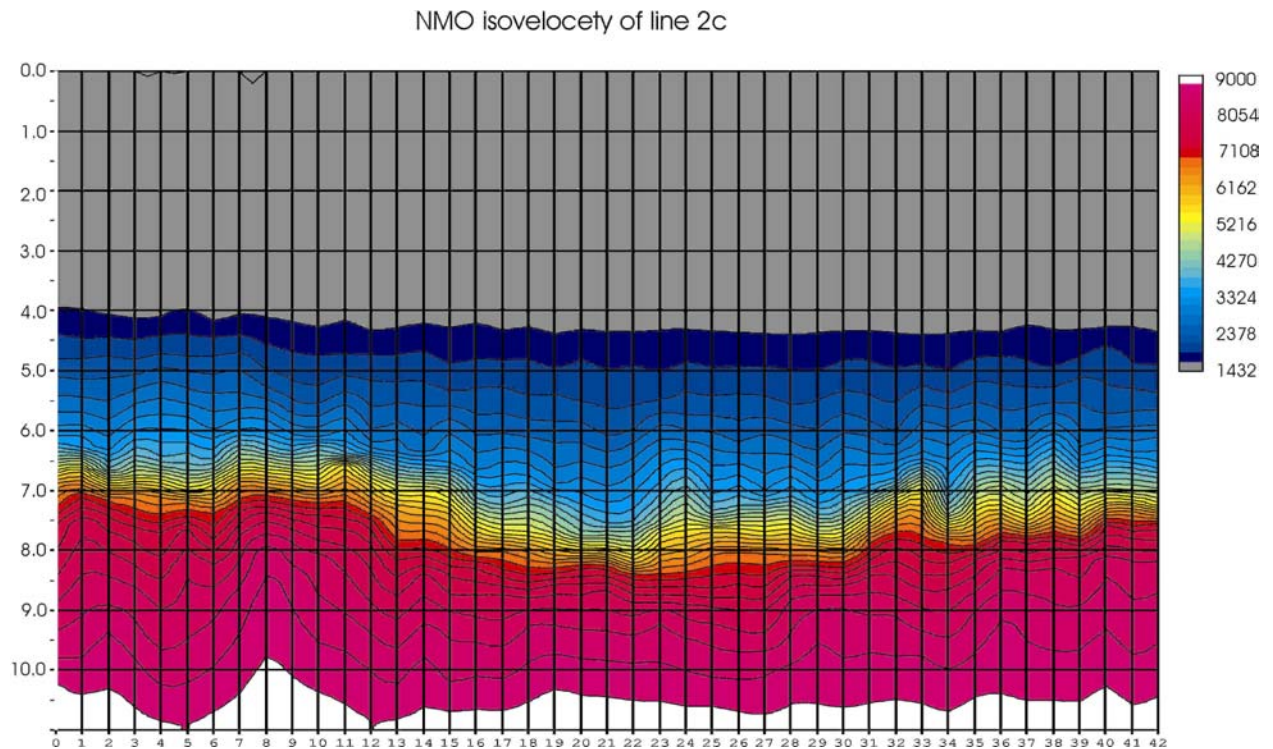


Figura 126 Modelo de velocidades RMS de "stacking" para el perfil ESCI Alb 2c.

Se realizó un análisis de velocidad preliminar sobre los CMPs sin procesar (raw CMPs), pero una vez procesados los CMP y habiendo eliminado gran parte de los múltiplos se realizó un segundo analisis más preciso ya que se había eliminado el ruido producido por múltiplos. Los diagramas de semblanza realizados con los CMPs procesados muestran una imagen más clara de las velocidades RMS apropiadas para corregir el NMO.

Como resultado del análisis de velocidad se ha obtenido un modelo de velocidades RMS utilizado para corregir el NMO en los CMPs antes de sumarlos. En la Figura 127 se ilustra el modelo de velocidades obtenido para el perfil ESCI-Alb 2c.

- **Filtrado de datos**

Debido a la absorción ciertas frecuencias de las ondas sísmicas como resultado de la atenuación que produce la tierra, éstas sufren un cambio en su ancho de banda y amplitud conforme se desplazan en el interior de la Tierra. Conforme disminuye la energía de la señal con el tiempo, el ruido ambiente se hace más dominante, especialmente a altas frecuencias. Este ruido se elimina utilizando un filtro dependiente del tiempo y del espacio. Normalmente el filtrado se realiza antes de la impresión de los perfiles o después de la deconvolución que también puede añadir algo de ruido. Al diseñar un filtro de frecuencias se puede indicar las frecuencias que se desean conservar (band-pass filter) o las frecuencias que se quieren eliminar (low-pass y highpass filters).

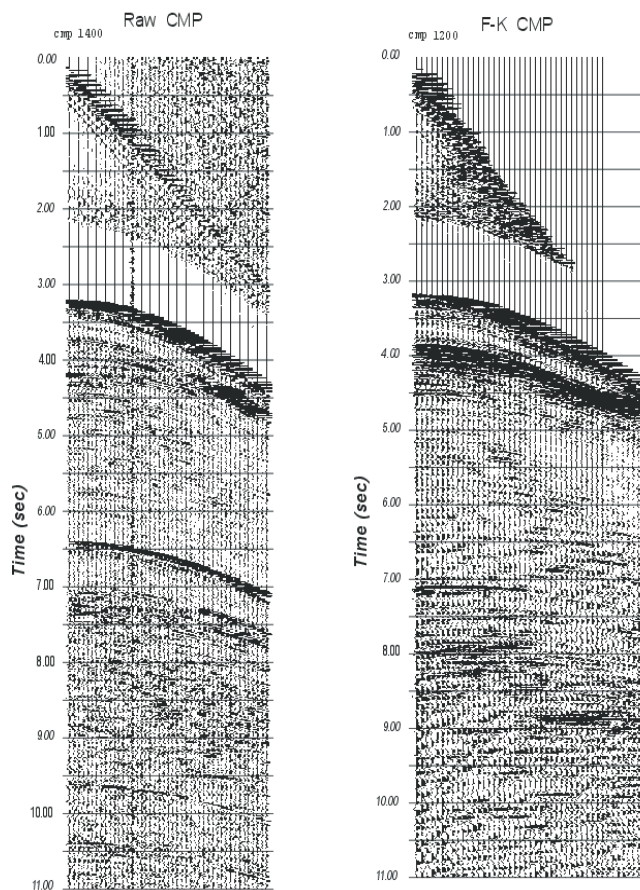


Figura 127 CMP gathers, antes y después del filtrado F-K, notar como el se ha eliminado el múltiplo del fondo del mar a 6,5 s TWT.

Antes de imprimir los perfiles se les aplico un filtro bandpass con tres ventanas temporales. El diseño del filtro fue el siguiente:

Zonas	Low cut-off	Filter slope low	High half power f.	High freq. filter slope
Zona superior	12 Hz	24 db/Oc	60Hz	48db/oc

Zona inferior	5 Hz	18db/oc	20Hz	48db/oc
---------------	------	---------	------	---------

- **Filtrado F-K**

Este filtrado aplica un filtro bidimensional en el dominio de la frecuencia y el número de onda (F-K). Se utiliza para eliminar ruido coherente lineal de los CMP gathers. También se puede utilizar para atenuar múltiplos, basándose en la discriminación entre múltiplos y reflectores reales en función de su distinta velocidad. Además del filtrado F-K, es necesario eliminar las trazas más cercanas donde la diferencia de NMO entre reflexiones primarias y múltiplos es pequeña. Este filtrado se ha utilizado en estos perfiles para atenuar los múltiplos.

El filtrado F-K aprovecha la propiedad de que las reflexiones con una determinada inclinación en el dominio T-X se transforman en líneas radiales en el dominio F-K. Por lo que hay que realizar una transformada de Fourier de dos dimensiones y posteriormente se diseña un filtro poligonal en el dominio F-K que elimina la parte del espectro de frecuencias no deseadas. Posteriormente los datos filtrados se vuelven a obtener realizando una transformada de Fourier en 2-D inversa.

Para eliminar los múltiplos utilizando el filtrado F-K se realizó un segundo análisis de velocidad para hacer que las reflexiones primarias tuviesen una pendiente positiva y los múltiplos negativa en los "CMP gathers" aplicando una sobrecorrección de NMO a los CMP gathers. De este modo se pueden diferenciar los múltiplos de las reflexiones primarias en el dominio F-K y se puede diseñar un filtro. En la Figura 128 se ha ilustrado la representación de un CMP en el dominio F-K antes y después de haber aplicado el filtro F-K. Con este método se eliminaron gran parte de los múltiplos excepto aquellos que correspondían a niveles salinos de muy alta velocidad.

Antes de aplicar el filtrado F-K hubo que modificar los CMPs. Debido a las bajas velocidades elegidas para la sobrecorrección, las reflexiones primarias más superficiales se sobrecorrigen sufriendo "aliasing" en sus trazas lejanas. Para evitar este aliasing se interpolaron trazas entre las existentes, considerando la pendiente de éstas. De este modo los CMPs eran más largos y la pendiente en las trazas lejanas primarias disminuía. La interpolación de nuevas trazas se realizó con una herramienta de Seismos denominada DIPPOL (dip-dependent trace interpolation). El análisis de pendientes de las reflexiones se realiza sobre CMPs filtrados y con las amplitudes normalizadas mediante un AGC (Automatic Gain Control)

El filtro F-K aplicado fue de tipo "band pass" y el polígono diseñado tenía las características siguientes:

Frequency	Lowfull	highfull	lowband	highband
0	-95	-1	-100	1
50	-95	-10	-100	-8

El filtro F-K se aplica completamente en "highfull" y "lowfull" y tiene una zona de atenuación hasta "highband" y "lowband" respectivamente.

Los resultados del filtrado F-K se pueden observar en la Figura 129 donde se han ilustrado CMPs antes y después del filtrado F-K.

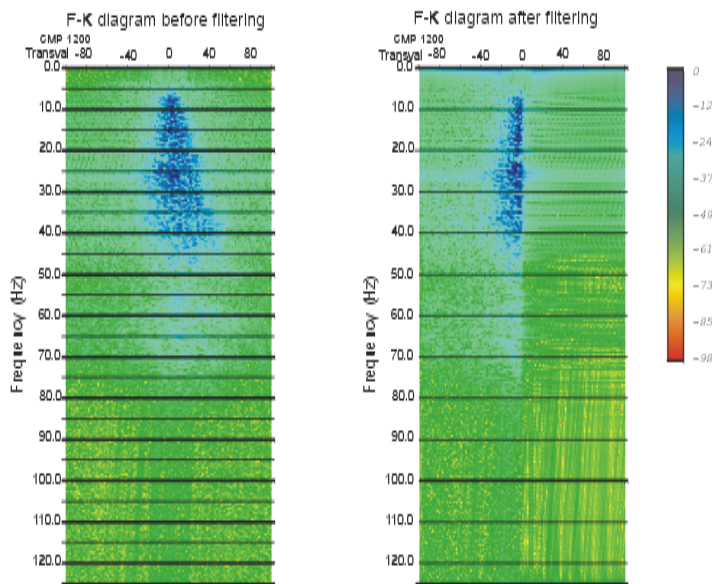


Figura 128 Diagramas F-K de un CMP, antes y después del filtrado F-K para atenuar los múltiplos.

- **Deconvolución predictiva**

Los reflectores observados en un perfil sísmico están causados por cambios en la impedancia sísmica entre distintos tipos de rocas o entre capas con diferentes propiedades físicas. La impedancia sísmica de un material se puede expresar como

el producto de su densidad por la velocidad de desplazamiento de las ondas sísmicas en su interior. Un seismograma se puede considerar como una convolución de la respuesta terrestre, debido a cambios de impedancia, con la onda producida por la fuente, junto con otras influencias como el filtro utilizado durante la adquisición, reflexiones superficiales y la respuesta del geófono por ejemplo. La deconvolución es un proceso que se aplica en el dominio del tiempo y trata de comprimir la onda producida por la fuente hasta convertirla en un pico con cero "lag", de forma que se ensalza la reflectividad de la Tierra. Este proceso aumenta la resolución temporal de las trazas. Cuando se aplica una deconvolución predictiva con un "lag" predictivo mayor que la unidad a la onda producida por la fuente, el resultado es la porción de onda comprendida entre el 0 "lag" y el "lag" especificado, mientras que el resto de la onda es reemplazada por amplitudes

ceros. Para determinar los parámetros a utilizar en la deconvolución predictiva que mejor se adaptan al perfil ESCI Alb 2c, se eligieron distintas porciones del perfil y se les realizó una deconvolución predictiva con distintos parámetros y se eligieron aquellos que daban mejores resultados.

- **“Stacking”**

Después de realizar el filtrado F-K para eliminar los múltiplos y la deconvolución para aumentar la resolución temporal del perfil, se corrige el NMO de los CMPs con el modelo de velocidades RMS. Una vez corregido el NMO se suman las trazas correspondientes a cada CMP. Al sumar las trazas se obtiene una relación señal/ruido mucho mayor, ya que la señal muestra un patrón común en todas las trazas mientras que el ruido es aleatorio.

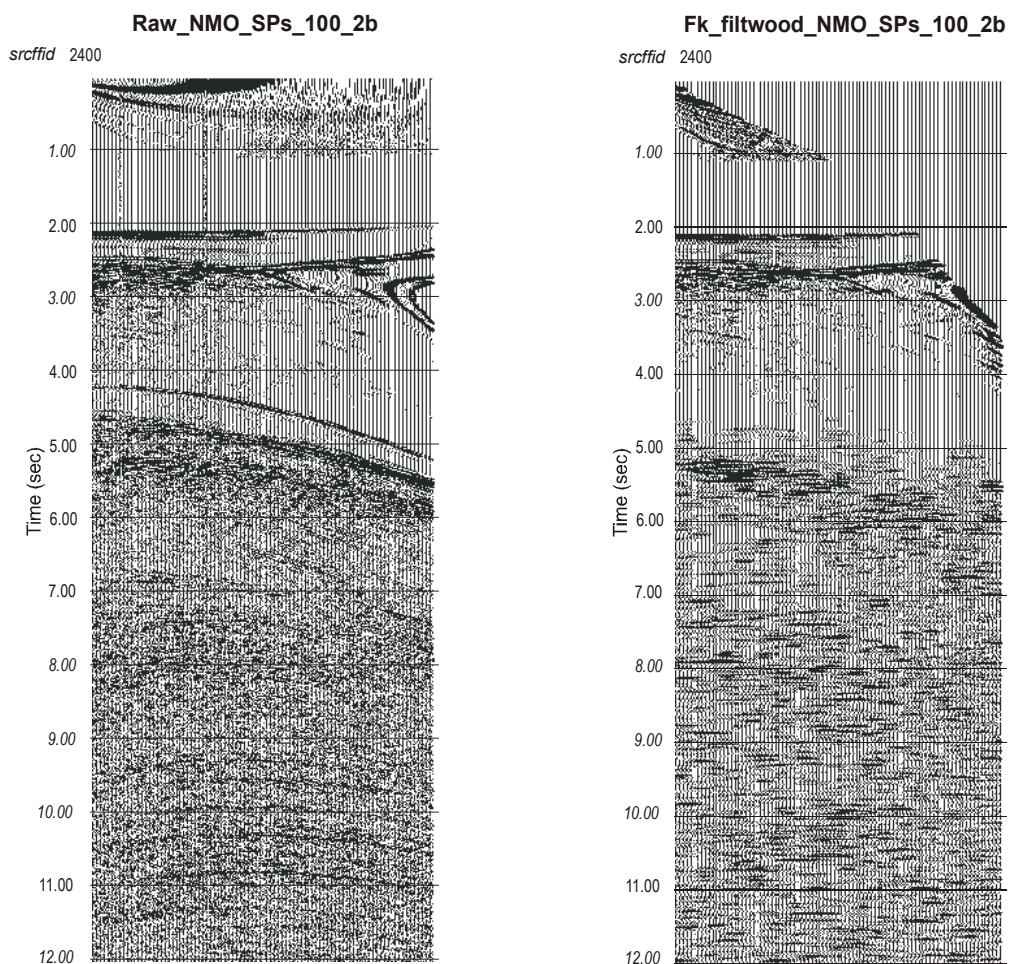


Figura 129 "Shot-point gathers" del perfil ESCI Alb 2b. Ambos gathers han sido corregidos para eliminar el NMO. Nótese aliasing en las trazas lejanas de la parte superior de los "gathers". Al gather de la izquierda se le ha aplicado un filtro F-K y al de la derecha un filtro F-K y también se le han filtrado los reflectores inclinados.

- **Filtrado de reflectores inclinados**

Una vez obtenido el "stack" se aplicó un filtro de frecuencias espacio-temporal para eliminar múltiplos y difracciones inclinadas que darían lugar a "smiles" durante la migración posterior. El filtro se aplicó en dos ventanas espacio-temporales que se solapaban. La primera ventana correspondía a la parte superior del perfil, donde no hay múltiplos y la segunda a la parte inferior. El filtro se diseñó de modo que reflexiones con inclinaciones mayores que "lowoff" y "highoff" son eliminadas y aquellas que se encuentran entre "lowfull" y "highfull" se conservan. Los reflectores cuya inclinación se encuentra entre "lowfull" y "lowoff" o "highfull" y "highoff" sufren una atenuación con una función lineal o Coseno. Después una porción de los datos sin filtrar se añaden a los datos filtrados, un 70% en la parte superior y un 5% en la parte inferior. Los parámetros utilizados para filtrar el perfil ESCI-Alb 2c fueron:

Time window	lowfull	highfull	lowoff	highoff	mixback
1	-6	+6	-10	10	70%
2	-1	1	-3	+3	5%

El perfil 2b mostraba múltiplos inclinados más fuertes, especialmente en su extremo occidental. Por esto se decidió eliminarlos antes de realizar el stack para que si quedaba algún reflector horizontal bajo los múltiplos, por ejemplo la Moho se reforzara al sumar las trazas. Para realizar esto, los F-K CMP gathers se convirtieron de nuevo a "shot-point gathers". Estos se corrigieron para NMO y después se les aplicó el mismo filtro de eventos inclinados que se aplicó al perfil 2c. Después de eliminar los eventos inclinados, los "shot-point gathers" se reconvirtieron a "CMP gathers" se les corrigió la divergencia esférica y se les aplicó una deconvolución predictiva con los mismos parámetros que al perfil 2c. El procesado "poststack" fue el mismo que para el perfil 2c, exceptuando el filtrado de eventos inclinados.

- **Filtrado F-X**

Para atenuar el ruido aleatorio que no se puede correlacionar de una traza a la siguiente, en los datos "poststack", se aplicó un filtro predictivo espacial-Wiener. La longitud del filtro predictivo y de la ventana predictiva se especificó en número de trazas. Se eligió un filtro predictivo de cinco trazas con una ventana de 10 trazas. Las trazas se analizan en ventanas temporales separadas de 2000 ms que se solapaban 1000 ms.

- **Migración**

Una vez procesado el stack eliminando el ruido y las difracciones y múltiplos inclinados éste se migró en el tiempo en el dominio de espacio-frecuencia, usando un método de diferencias finitas. El stack se migro para realzar la resolución lateral colapsando las difracciones y desplazando los eventos inclinados a su posición geológica real en el tiempo. El algoritmo utilizado para la migración se deriva de diferenciar la ecuación de onda en un espacio finito. Cada traza del "stack" final es guardada en el disco y las muestras de la traza se transforman de tiempo a frecuencias. El campo de velocidades utilizado se obtuvo de un modelo de velocidades construido con el programa SIRIUS (los modelos de velocidades usados para los perfiles ESCI Alb 2b y c se han ilustrado en las figuras 116 y 119 respectivamente).

El "stack se migró en cascada, aplicando distintos modelos de velocidad hasta obtener los mejores resultados (para el perfil ESCI Alb 2c se probaron hasta 14 modelos distintos) El primer modelo de velocidades utilizado fueron las velocidades de intervalo obtenidas de las velocidades RMS utilizadas para corregir el NMO. El "stack" se migro primero con una velocidad constante de 1000 m/s para colapsar los múltiplos inclinados que quedaban. Posteriormente se aplicaron pesos para atenuar los múltiplos que mostraban las mayores amplitudes, para que no produjeran "smiles" durante la migración. La migración final se realizó con una velocidad residual obtenida de sustraer la velocidad del agua del modelo de velocidades construido con el programa SIRIUS.

11 ANÁLISIS DE MINERALES

Unidad de Jaravía

Mineral	Carfolita									
	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.17	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1	Mjc
Análisis	67	68	69	74	5	77	78	79	82	84
SiO ₂	35,39	37,64	39,12	42,51	39,57	38,45	38,33	39,58	40,46	39,18
Al ₂ O ₃	29,66	31,53	32,18	33,93	32,50	30,67	31,82	31,62	32,79	32,56
FeO	6,53	7,59	7,30	4,57	8,43	8,10	8,32	8,48	9,32	8,16
MnO	0,31	0,12	0,13	0,03	0,19	0,07	0,22	0,09	0,27	0,14
MgO	7,41	8,21	8,56	3,43	8,72	7,87	8,38	8,53	8,48	8,19
F	0,58	0,58	0,93	0,45	1,09	0,67	0,74	0,94	0,84	0,75
Suma	80,25	85,91	88,70	90,43	90,75	85,98	88,09	89,41	92,54	89,27
Si	1,876	1,854	1,885	2,167	1,852	1,894	1,840	1,878	1,849	1,861
Al	1,936	1,900	1,915	2,348	1,859	1,871	1,860	1,849	1,830	1,895
Fe ²⁺	0,064	0,100	0,085	0,000	0,141	0,129	0,140	0,151	0,170	0,105
Fe ³⁺	0,488	0,493	0,478	0,410	0,484	0,512	0,491	0,492	0,504	0,510
Mn	0,026	0,009	0,010	0,002	0,014	0,006	0,016	0,007	0,020	0,010
Mg	0,486	0,498	0,512	0,239	0,502	0,483	0,493	0,502	0,476	0,479
F	0,063	0,058	0,092	0,052	0,104	0,068	0,072	0,092	0,078	0,072
X _{Mg}	0,486	0,498	0,512	0,367	0,502	0,483	0,493	0,502	0,476	0,479
aMg	0,463	0,466	0,479	0,362	0,454	0,444	0,450	0,453	0,427	0,446

Unidad de Jaravía

Mineral	Carfolita									
	Mjc	Mjc	Mjc	Alm	Alm	Jrv	Jrv	Jrv	Jrv	Jrv
Análisis	87	88	91	15	16	33	34	35	41	42
SiO ₂	37,47	39,04	41,08	44,76	44,93	39,94	44,01	45,66	39,72	42,80
Al ₂ O ₃	30,02	32,54	32,98	30,53	24,77	32,78	31,05	29,90	32,74	24,95
FeO	7,83	8,41	7,76	4,71	7,43	7,70	7,74	7,72	7,12	7,43
MnO	0,08	0,26	0,15	0,07	0,09	0,28	0,34	0,32	0,29	0,30
MgO	7,71	8,49	8,59	8,61	15,17	8,68	8,24	8,16	8,78	6,67
F	0,42	0,70	0,68	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,05
Sum,	83,89	89,67	91,39	88,68	92,40	90,12	92,53	92,68	89,53	82,68
Si	1,824	1,839	1,909	2,173	2,065	1,876	2,039	2,116	1,867	2,212
Al	1,875	1,866	1,907	2,018	1,493	1,897	1,870	1,848	1,891	1,780
Fe ²⁺	0,125	0,134	0,093	0,000	0,507	0,103	0,130	0,152	0,109	0,220
Fe ³⁺	0,509	0,491	0,489	0,404	0,073	0,474	0,474	0,467	0,468	0,494
Mn	0,007	0,019	0,011	0,006	0,007	0,021	0,026	0,026	0,022	0,027
Mg	0,484	0,489	0,500	0,573	0,919	0,505	0,499	0,507	0,510	0,479
F	0,044	0,067	0,065	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,006
X _{Mg}	0,484	0,489	0,500	0,583	0,919	0,505	0,499	0,507	0,510	0,479
aMg	0,449	0,449	0,469	0,583	0,686	0,479	0,467	0,469	0,482	0,425

Unidad de Jaravía

Mineral	Carfolita		
Muestra	Jrv	Jrv	Jrv
Análisis	60	62	65
SiO ₂	39,46	34,29	36,42
Al ₂ O ₃	32,62	29,34	31,40
FeO	8,12	13,08	8,26
MnO	0,25	0,23	0,28
MgO	8,60	12,55	8,14
F	0,84	0,21	0,52
Suma	90,14	91,48	85,08
Si	1,868	1,692	1,812
Al	1,896	1,684	1,886
Fe ²⁺	0,104	0,316	0,114
Fe ³⁺	0,478	0,259	0,487
Mn	0,019	0,017	0,022
Mg	0,503	0,725	0,492
F	0,081	0,020	0,052
X _{Mg}	0,503	0,725	0,492
aMg	0,467	0,607	0,457

Unidad de Jaravía

Mineral	CLORITA									
Muestra	w.jv.1	w.jv.1	w.jv.1	w.jv.1	w.jv.1	w.jv.1	w.jv.1	w.jv.1	w.jv.1	w.jv.1
Análisis	36	46	50	53	54	56	B46	B48	B50	B52
SiO ₂	27,96	28,75	29,40	27,37	26,16	27,36	27,79	26,86	26,80	28,62
TiO ₂	0,09	0,03	0,10	0,03	0,09	0,10	0,00	0,00	0,04	0,07
Al ₂ O ₃	23,86	26,24	23,18	25,62	25,45	26,07	27,59	25,88	25,54	29,12
FeO	16,36	15,44	15,43	14,86	15,11	15,61	17,01	18,20	18,48	13,82
MnO	0,40	0,23	0,19	0,20	0,00	0,04	0,08	0,05	0,00	0,11
MgO	18,66	17,31	15,64	18,51	20,13	19,60	15,85	15,29	15,66	14,76
Suma	87,48	88,03	84,17	86,59	86,96	88,95	88,34	86,32	86,58	86,54
Si	2,792	2,817	3,015	2,732	2,614	2,671	2,734	2,733	2,726	2,812
Ti	0,007	0,002	0,007	0,002	0,007	0,007	0,000	0,000	0,003	0,005
Al	2,808	3,030	2,801	3,014	2,997	2,999	3,199	3,104	3,061	3,371
Al IV	1,201	1,181	0,977	1,266	1,380	1,322	1,266	1,267	1,271	1,183
Al VI	1,608	1,850	1,824	1,748	1,617	1,678	1,933	1,837	1,790	2,188
Fe ²⁺	1,366	1,265	1,323	1,240	1,262	1,274	1,399	1,549	1,572	1,135
Fe ³⁺										
Mn	0,034	0,019	0,017	0,017	0,000	0,003	0,007	0,005	0,000	0,009
Mg	2,778	2,529	2,391	2,754	2,999	2,852	2,324	2,320	2,374	2,161
R2+	4,179	3,813	3,731	4,011	4,261	4,129	3,731	3,874	3,946	3,305
Oct. Sum	5,806	5,669	5,591	5,760	5,883	5,833	5,669	5,717	5,744	5,500
X _{Mg}	0,67	0,67	0,64	0,69	0,70	0,69	0,62	0,60	0,60	0,66

Mineral	CLORITA									
Muestra	w.jv.1	w.jv.1	w.jv.1	w.jv.1	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1
Análisis	B55	B57	B61	41	B4	B5	B10	B12	B14	B17
SiO ₂	26,68	26,90	26,63	25,57	27,23	27,55	27,46	29,83	29,00	31,58
TiO ₂	0,00	0,01	0,07	0,06	0,02	0,01	0,00	0,00	0,06	0,07
Al ₂ O ₃	25,69	26,54	26,08	23,88	27,09	25,95	26,28	27,74	28,11	33,71
FeO	18,73	17,69	18,52	17,31	16,22	16,43	15,82	14,48	14,56	10,35
MnO	0,04	0,08	0,11	0,20	0,12	0,16	0,09	0,10	0,11	0,17
MgO	16,66	15,05	15,90	17,80	16,77	16,98	16,28	15,59	14,24	11,96
Suma	87,94	86,49	87,42	84,95	87,47	87,11	86,02	88,60	86,68	87,91
Si	2,679	2,724	2,685	2,657	2,702	2,751	2,765	2,886	2,865	2,956
Ti	0,000	0,001	0,005	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,005	0,005
Al	3,040	3,168	3,099	2,923	3,168	3,054	3,119	3,162	3,273	3,719
Al IV	1,321	1,275	1,310	1,339	1,297	1,249	1,235	1,114	1,131	1,039
Al VI	1,719	1,892	1,790	1,585	1,872	1,805	1,884	2,048	2,143	2,680
Fe ²⁺	1,573	1,498	1,561	1,504	1,346	1,372	1,333	1,171	1,203	0,810
Fe ³⁺										
Mn	0,003	0,007	0,010	0,018	0,010	0,014	0,007	0,008	0,009	0,013
Mg	2,494	2,272	2,389	2,756	2,480	2,528	2,445	2,248	2,097	1,669
R2+	4,070	3,777	3,960	4,278	3,837	3,914	3,785	3,428	3,309	2,492
Oct. Sum	5,810	5,698	5,765	5,881	5,712	5,726	5,682	5,589	5,530	5,180
X _{Mg}	0,61	0,60	0,60	0,65	0,65	0,65	0,65	0,66	0,64	0,67

Unidad de Jaravía

Mineral	CLORITA									
Muestras	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1	w.mjc.1
Análisis	B17	29b	32b	35b	36b	37b	38b	39b	41b	
SiO ₂	31,58	30,99	25,96	31,05	30,86	26,94	25,08	43,78	25,57	
TiO ₂	0,07	0,05	0,04	0,05	0,06	0,02	0,00	0,00	0,06	
Al ₂ O ₃	33,71	28,67	24,84	29,14	27,83	25,13	24,45	36,76	23,88	
FeO	10,35	11,82	16,85	13,70	12,40	16,83	17,52	2,89	17,31	
MnO	0,17	0,01	0,07	0,05	0,04	0,04	0,00	0,00	0,20	
MgO	11,96	13,12	16,33	13,48	12,36	16,41	16,96	3,12	17,80	
Suma	87,91	85,05	84,18	87,65	83,54	85,41	84,09	86,60	84,95	
Si	2,956	3,045	2,703	2,989	3,090	2,754	2,632	3,839	2,657	
Ti	0,005	0,004	0,003	0,004	0,004	0,001	0,000	0,000	0,004	
Al	3,719	3,321	3,048	3,306	3,284	3,028	3,024	3,798	2,923	
Al IV	1,039	0,951	1,295	1,008	0,906	1,245	1,367	0,161	1,339	
Al VI	2,680	2,370	1,753	2,298	2,378	1,783	1,657	3,637	1,585	
Fe ²⁺	0,810	0,971	1,467	1,103	1,038	1,439	1,538	0,212	1,504	
Fe ³⁺										
Mn	0,013	0,001	0,006	0,004	0,003	0,004	0,000	0,000	0,018	
Mg	1,669	1,922	2,533	1,934	1,845	2,501	2,654	0,408	2,756	
R2+	2,492	2,894	4,007	3,041	2,886	3,944	4,192	0,620	4,278	
Oct. Sum	5,180	5,316	5,772	5,370	5,264	5,734	5,859	4,262	5,881	

X_{Mg}	0,67	0,66	0,63	0,64	0,64	0,63	0,63	0,66	0,65
Unidad de Jaravía (w.alm.10)									
Mineral	FENGITA								
Muestra	7	20	26	ms2alm1	ms5alm1	ms6alm1	MOJR	JARV	JARV
Análisis				0	0	0	42b	B43	B58
SiO ₂	48,22	49,58	48,46	46,30	46,97	46,73	46,93	48,68	48,65
TiO ₂	0,10	0,07	0,04	0,17	0,07	0,07	0,16	0,08	0,12
Al ₂ O ₃	36,98	36,38	36,81	34,37	34,95	34,74	35,38	35,90	34,76
FeO	1,60	1,37	1,29	2,47	1,80	2,04	2,14	1,62	1,86
MnO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,04	0,04	0,05
MgO	0,62	0,85	0,74	0,83	0,59	0,62	0,46	0,48	0,54
CaO	0,04	0,00	0,03	0,11	0,09	0,08	0,01	0,02	0,00
Na ₂ O	1,86	1,09	1,34	1,78	1,28	1,30	0,84	0,79	0,68
K ₂ O	8,39	8,85	8,82	7,77	8,73	8,71	9,10	8,94	8,53
F		0,98	0,68	0,09	0,06	0,06	0,21	0,21	0,17
Suma	97,80	98,19	97,53	93,80	94,50	94,29	95,06	96,55	95,19
Si	3,094	3,158	3,114	3,111	3,129	3,124	3,114	3,158	3,196
Ti	0,005	0,003	0,002	0,008	0,003	0,004	0,008	0,004	0,006
Al	2,797	2,731	2,788	2,722	2,743	2,737	2,767	2,745	2,692
Al IV	0,901	0,839	0,884	0,881	0,868	0,872	0,878	0,838	0,798
Al VI	1,896	1,892	1,903	1,841	1,876	1,866	1,888	1,907	1,894
Fe ²⁺	0,086	0,073	0,069	0,139	0,100	0,114	0,119	0,088	0,102
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,002	0,003
Mg	0,059	0,081	0,071	0,083	0,059	0,062	0,045	0,047	0,053
Ca	0,003	0,000	0,002	0,008	0,007	0,006	0,001	0,002	0,000
Na	0,232	0,134	0,167	0,231	0,166	0,168	0,109	0,100	0,087
K	0,687	0,719	0,723	0,666	0,742	0,743	0,770	0,740	0,715
sum oct	2,041	2,046	2,043	2,063	2,035	2,042	2,055	2,044	2,051
vac	0,959	0,954	0,957	0,937	0,965	0,958	0,945	0,956	0,949
fe+mg+mn	0,145	0,154	0,140	0,222	0,160	0,176	0,166	0,137	0,157
ox	9,526	10,367	10,181	9,415	9,355	9,279	8,916	9,200	9,178
alcalin	0,921	0,854	0,892	0,906	0,915	0,917	0,879	0,841	0,802
Oxygen Sum	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000
pri=+1-alcalins	0,079	0,146	0,108	0,094	0,085	0,083	0,121	0,159	0,198
tri=+1-vac	0,041	0,046	0,043	0,063	0,035	0,042	0,055	0,044	0,051
cel=(R2+3*tri)	0,023	0,015	0,010	0,034	0,053	0,051	0,002	0,005	0,004
musc=(Altot al-2pri-tri-cel)/3	0,859	0,792	0,840	0,812	0,828	0,826	0,823	0,793	0,747
suma	1,001	1,000	1,001	1,003	1,002	1,002	1,000	1,001	1,000
XK	0,75	0,84	0,81	0,74	0,82	0,82	0,876	0,881	0,892
Ln(Fe/Mg)	0,37	-0,10	-0,02	0,52	0,53	0,61	0,961	0,627	0,664

Unidad de Tercia (Unidad Alpujarride superior)

Mineral	CLORITA									
Muestra	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2
Análisis	69	70	73	76	79	81	83	85	86	
SiO ₂	27,55	27,03	27,52	26,93	26,88	26,47	26,93	27,59	26,93	
TiO ₂	0,09	0,01	0,11	0,08	0,01	0,06	0,06	0,09	0,02	
Al ₂ O ₃	22,84	23,06	23,38	23,32	22,53	22,91	23,54	22,66	22,92	
FeO	15,79	15,17	15,60	15,97	15,00	15,93	15,33	14,67	16,47	
MnO	0,08	0,19	0,19	0,11	0,09	0,08	0,20	0,04	0,07	
MgO	22,38	22,08	22,04	0,21,68	21,44	20,78	22,55	22,41	21,39	
Suma	88,85	87,56	88,95	88,16	86,02	86,35	88,69	87,53	87,84	
Si	2,710	2,691	2,700	2,674	2,722	2,685	2,651	2,736	2,690	
Ti	0,006	0,001	0,008	0,006	0,001	0,004	0,004	0,007	0,001	
Al	2,648	2,706	2,704	2,728	2,689	2,740	2,731	2,649	2,698	
Al IV	1,284	1,308	1,292	1,321	1,277	1,310	1,345	1,257	1,309	
Al VI	1,364	1,398	1,412	1,408	1,412	1,429	1,386	1,392	1,389	
Fe ²⁺	1,299	1,263	1,280	1,326	1,271	1,352	1,262	1,217	1,376	
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mn	0,007	0,016	0,016	0,009	0,008	0,007	0,017	0,003	0,006	
Mg	3,282	3,277	3,224	3,208	3,237	3,143	3,309	3,314	3,185	
R2+	4,587	4,555	4,520	4,543	4,516	4,501	4,587	4,534	4,567	
Oct. Sum	5,966	5,956	5,948	5,962	5,935	5,947	5,984	5,935	5,964	
X _{Mg}	0,716	0,722	0,716	0,708	0,718	0,699	0,724	0,731	0,698	

Mineral	CLORITA									
Muestra	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2
Análisis	88	89	91	93	95	96	97	99	107	110
SiO ₂	26,67	26,98	25,92	026,85	27,13	26,34	26,60	25,63	27,17	26,98
TiO ₂	0,02	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	22,39	22,79	22,47	23,27	22,85	21,91	22,84	22,35	22,88	22,78
FeO	16,31	16,66	14,96	15,65	15,82	14,91	16,53	15,17	15,02	15,77
MnO	0,09	0,00	0,10	0,29	0,22	0,13	0,04	0,16	0,00	0,01
MgO	21,09	21,32	21,43	21,33	21,21	20,46	21,27	20,62	21,99	22,17
Suma	86,64	87,85	84,95	87,55	87,24	83,80	87,33	84,13	87,18	87,77
Si	2,702	2,696	2,664	2,684	2,719	2,741	2,675	2,668	2,712	2,688
Ti	0,002	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Al	2,673	2,684	2,722	2,741	2,698	2,687	2,708	2,742	2,692	2,674
Al IV	1,296	1,298	1,336	1,316	1,281	1,259	1,324	1,332	1,287	1,312
Al VI	1,377	1,385	1,387	1,425	1,418	1,428	1,383	1,410	1,405	1,362
Fe ²⁺	1,382	1,393	1,287	1,308	1,326	1,298	1,390	1,320	1,254	1,314
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mn	0,008	0,000	0,009	0,024	0,019	0,011	0,004	0,014	0,000	0,001
Mg	3,185	3,177	3,285	3,178	3,169	3,174	3,189	3,200	3,274	3,292
R2+	4,575	4,569	4,580	4,511	4,513	4,483	4,583	4,534	4,528	4,606
Suma	5,961	5,958	5,977	5,955	5,931	5,920	5,972	5,972	5,950	5,978

octaédr.										
X _{Mg}	0,697	0,695	0,719	0,708	0,705	0,710	0,696	0,708	0,723	0,715

Unidad de Tercia (Unidad Alpujarride superior)

Mineral	CLORITA								
	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2
Muestra									
Análisis	116	117	120	121	124	127	112	114	
SiO ₂	26,86	26,50	26,65	26,73	26,88	26,66	26,50	26,42	
TiO ₂	0,00	0,04	0,04	0,05	0,03	0,08	0,06	0,11	
Al ₂ O ₃	23,37	23,09	23,00	22,52	22,20	22,99	22,69	22,55	
FeO	15,75	15,06	14,68	14,47	15,40	14,36	16,66	15,77	
MnO	0,22	0,02	0,10	0,07	0,10	0,00	0,00	0,00	
MgO	21,58	22,26	21,69	22,12	21,47	21,55	20,94	21,07	
Suma	87,85	87,01	86,21	85,99	86,17	85,70	86,89	85,96	
Si	2,674	2,655	2,689	2,702	2,725	2,700	2,681	2,690	
Ti	0,000	0,003	0,003	0,003	0,002	0,006	0,004	0,008	
Al	2,742	2,726	2,735	2,683	2,652	2,744	2,706	2,706	
Al IV	1,326	1,342	1,308	1,295	1,273	1,294	1,314	1,302	
Al VI	1,416	1,385	1,427	1,388	1,379	1,450	1,391	1,404	
Fe ²⁺	1,312	1,262	1,239	1,223	1,306	1,216	1,410	1,343	
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mn	0,018	0,001	0,009	0,006	0,008	0,000	0,000	0,000	
Mg	3,203	3,325	3,263	3,333	3,245	3,252	3,157	3,198	
R2+	4,533	4,589	4,510	4,562	4,559	4,468	4,567	4,541	
Sum. octaédr.	5,957	5,982	5,943	5,957	5,952	5,926	5,963	5,952	
X _{Mg}	0,709	0,725	0,725	0,732	0,713	0,728	0,691	0,704	

Unidad de Tercia (Unidad Alpujarride superior)

Mineral	CLORITA									
	W.Terc.3	W.Terc.3	W.Terc.3	W.Terc.3	W.Terc.3	W.Terc.3	W.Terc.3	W.Terc.3	W.Terc.3	W.Terc.3
Muestra										
Análisis	121	124	127	131	134	136	142	144	145	147
SiO ₂	26,73	26,88	26,66	24,18	24,77	25,22	24,75	26,53	24,56	24,91
TiO ₂	0,05	0,03	0,08	00,00	00,06	0,08	0,00	00,00	00,07	00,08
Al ₂ O ₃	22,52	22,20	22,99	22,91	21,68	21,45	22,20	23,96	21,89	21,90
FeO	14,47	15,40	14,36	26,07	26,20	25,81	25,11	23,44	25,43	26,27
MnO	0,07	0,10	0,00	00,19	0,37	0,08	0,30	0,16	0,31	00,09
MgO	22,12	21,47	21,55	14,08	14,42	14,83	0,13,97	12,87	13,88	14,12
Suma	85,994	86,172	85,701	87,49	87,60	87,58	86,390	87,74	86,20	87,40
Si	2,702	2,725	2,700	2,567	2,632	2,668	2,647	2,754	2,641	2,646
Ti	0,003	0,002	0,006	0,000	0,005	0,006	0,000	0,000	0,005	0,007
Al	2,683	2,652	2,744	2,867	2,715	2,674	2,799	2,931	2,774	2,743
Al IV	1,295	1,273	1,294	1,433	1,363	1,326	1,353	1,246	1,354	1,347
Al VI	1,388	1,379	1,450	1,434	1,352	1,349	1,446	1,684	1,421	1,395
Fe ²⁺	1,223	1,306	1,216	2,315	2,328	2,284	2,247	2,034	2,287	2,334
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Mn	0,006	0,008	0,000	0,017	0,033	0,007	0,027	0,014	0,028	0,008
Mg	3,333	3,245	3,252	2,228	2,285	2,339	2,228	1,991	2,225	2,237
R2+	4,562	4,559	4,468	4,559	4,646	4,631	4,502	4,039	4,540	4,579
Sum. octaéd.	5,957	5,952	5,926	6,001	6,008	5,998	5,959	5,837	5,973	5,978
X_{Mg}	0,732	0,713	0,728	0,490	0,495	0,506	0,498	0,495	0,493	0,489
Mineral	CLORITA									
Muestra	Terc.3	Terc.3	W.Terc.3	W.Terc.3	W.Terc.3	W.Terc.3	W.Terc.3	W.Terc.3	W.Terc.3	W.Terc.3
Análisis	97	99	107	110	112	114	116	117	120	
SiO ₂	26,60	25,63	27,17	26,98	26,50	26,42	26,86	26,50	26,65	
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,11	0,00	0,04	0,04	
Al ₂ O ₃	22,84	22,35	22,88	22,78	22,69	22,55	23,37	23,09	23,00	
FeO	16,53	15,17	15,02	15,77	16,66	15,77	15,75	15,06	14,68	
MnO	0,04	0,16	0,00	0,01	0,00	0,00	0,22	0,02	0,10	
MgO	21,27	20,62	21,99	22,17	20,94	21,07	21,58	22,26	21,69	
Suma	87,33	87,60	87,58	86,390	87,74	86,20	87,40	87,010	86,208	
Si	2,675	2,668	2,712	2,688	2,681	2,690	2,674	2,655	2,689	
Ti	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,008	0,000	0,003	0,003	
Al	2,708	2,742	2,692	2,674	2,706	2,706	2,742	2,726	2,735	
Al IV	1,324	1,332	1,287	1,312	1,314	1,302	1,326	1,342	1,308	
Al VI	1,383	1,410	1,405	1,362	1,391	1,404	1,416	1,385	1,427	
Fe ²⁺	1,390	1,320	1,254	1,314	1,410	1,343	1,312	1,262	1,239	
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mn	0,004	0,014	0,000	0,001	0,000	0,000	0,018	0,001	0,009	
Mg	3,189	3,200	3,274	3,292	3,157	3,198	3,203	3,325	3,263	
R2+	4,583	4,534	4,528	4,606	4,567	4,541	4,533	4,589	4,510	
Sum. octaéd.	5,972	5,972	5,950	5,978	5,963	5,952	5,957	5,982	5,943	
X_{Mg}	0,696	0,708	0,723	0,715	0,691	0,704	0,709	0,725	0,725	

Unidad de Tercia (Unidad Alpujarride superior)

Mineral	MICAS BLANCAS								
	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2
Muestra	68	71	80	82	84	87	90	92	94
Análisis	68	71	80	82	84	87	90	92	94
SiO ₂	47,80	47,88	46,35	47,76	47,60	47,85	5150	48,76	48,02
TiO ₂	0,20	0,12	0,23	0,15	0,12	0,13	0,12	0,07	0,13
Al ₂ O ₃	33,74	33,66	33,40	34,62	33,56	33,27	30,88	33,24	33,39
FeO	3,32	3,57	3,68	3,09	3,16	3,40	3,04	3,30	3,71
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,14	1,16	1,17	1,05	0,91	1,20	1,23	1,33	1,14
CaO	0,01	0,03	0,06	0,04	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00
Na ₂ O	0,93	0,84	0,90	1,10	1,03	0,71	0,81	0,80	0,83
K ₂ O	9,77	9,11	9,30	9,16	9,59	9,30	9,26	9,03	9,46
F	0,00	0,00	0,10	0,10	0,24	0,33	0,98	0,39	0,23
Suma	96,9	96,376	95,094	96,971	95,973	95,845	96,857	96,592	96,689

Si	3,145	3,157	3,113	3,126	3,157	3,172	3,355	3,197	3,165	
Ti	0,010	0,006	0,012	0,007	0,006	0,006	0,006	0,003	0,006	
Al	2,616	2,616	2,644	2,670	2,624	2,599	2,371	2,569	2,593	
Al IV	0,845	0,837	0,876	0,866	0,837	0,822	0,640	0,799	0,829	
Al VI	1,771	1,779	1,768	1,804	1,787	1,777	1,732	1,770	1,764	
Fe ²⁺	0,183	0,197	0,207	0,169	0,175	0,189	0,166	0,181	0,204	
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mg	0,112	0,114	0,117	0,102	0,090	0,118	0,120	0,130	0,112	
Ca	0,000	0,002	0,004	0,003	0,000	0,000	0,001	0,005	0,000	
Na	0,119	0,108	0,118	0,139	0,133	0,091	0,102	0,101	0,106	
K	0,820	0,766	0,797	0,765	0,811	0,786	0,770	0,755	0,796	
suma oct	2,067	2,090	2,092	2,076	2,053	2,084	2,017	2,081	2,081	
vac	0,933	0,910	0,908	0,924	0,947	0,916	0,983	0,919	0,919	
Fe+Mg+Mn	0,295	0,311	0,324	0,271	0,265	0,307	0,286	0,311	0,317	
ox	9,550	9,481	9,460	9,486	9,339	9,575	208,391	9,771	9,440	
Alcalinos	0,940	0,876	0,919	0,908	0,944	0,877	0,873	0,861	0,902	
Oxígenos	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	
pri=+1-Alcalinos	0,060	0,124	0,081	0,092	0,056	0,123	0,127	0,139	0,098	
tri=+1-vac	0,067	0,090	0,092	0,076	0,053	0,084	0,017	0,081	0,081	
cel=(R2+3*tri)	0,096	0,041	0,048	0,045	0,108	0,055	0,234	0,067	0,073	
musc=(Altot al-2pri-tri-cel)/3	0,778	0,746	0,781	0,789	0,784	0,738	0,622	0,715	0,748	
sum	1,000	1,001	1,001	1,001	1,000	1,000	1,000	1,002	1,000	
XK	0,873	0,877	0,871	0,846	0,859	0,897	0,883	0,882	0,882	
Ln(Fe/Mg)	0,488	0,543	0,566	0,505	0,661	0,467	0,325	0,333	0,598	
Mineral	MICA BLANCA									
Muestra	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2	W.Est.2
Análisis	98	100	102	106	109	115	118	119	123	126
SiO ₂	46,49	46,74	49,23	48,11	47,73	46,55	44,22	47,32	46,84	46,87
TiO ₂	0,15	0,12	0,23	0,24	0,11	0,21	0,39	0,16	0,23	0,11
Al ₂ O ₃	33,65	33,97	30,49	34,30	33,15	33,28	31,57	32,83	32,47	33,48
FeO	3,29	3,49	3,50	3,84	3,56	3,17	3,91	3,33	3,60	3,56
MnO	0,04	0,09	0,02	0,03	0,01	0,15	0,02	0,08	0,00	0,00
MgO	1,25	0,94	2,04	1,08	1,22	1,59	1,27	1,32	1,00	1,03
CaO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,09
Na ₂ O	1,12	1,07	0,22	0,95	0,66	0,88	1,11	0,73	0,92	0,90
K ₂ O	9,46	9,08	10,52	9,50	9,93	9,30	8,78	9,83	9,37	8,93
F	0,29	0,48	1,16	1,16	0,21	0,21	0,63	0,63	0,17	0,45
Suma	95,467	95,499	96,251	98,045	96,356	95,147	91,291	95,594	94,425	94,967
Si	3,109	3,117	3,270	3,131	3,163	3,118	3,104	3,160	3,165	3,190
Ti	0,008	0,006	0,011	0,012	0,005	0,011	0,020	0,008	0,012	0,010

Al	2,652	2,670	2,387	2,630	2,589	2,627	2,612	2,584	2,586	2,505
Al IV	0,883	0,877	0,719	0,858	0,832	0,871	0,876	0,832	0,823	0,800
Al VI	1,769	1,793	1,668	1,773	1,757	1,756	1,736	1,752	1,763	1,705
Fe2+	0,184	0,195	0,195	0,209	0,197	0,178	0,229	0,186	0,203	0,221
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,002	0,005	0,001	0,002	0,000	0,008	0,001	0,004	0,000	0,005
Mg	0,125	0,093	0,202	0,105	0,120	0,159	0,133	0,132	0,101	0,157
Ca	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000
Na	0,146	0,138	0,028	0,120	0,084	0,114	0,150	0,095	0,120	-0,078
K	0,807	0,772	0,891	0,788	0,839	0,795	0,786	0,838	0,808	0,997
sum oct	2,080	2,086	2,065	2,088	2,075	2,101	2,100	2,074	2,066	2,088
vac	0,920	0,914	0,935	0,912	0,925	0,899	0,900	0,926	0,934	0,912
Fe+Mg+Mn	0,311	0,293	0,397	0,315	0,318	0,345	0,364	0,322	0,304	0,383
ox	9,684	9,254	10,547	9,321	9,571	10,130	9,514	9,771	9,322	9,839
Alcalinos	0,954	0,911	0,920	0,908	0,924	0,911	0,938	0,932	0,928	0,920
Oxígenos	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000
pri=+1-Alcalinos	0,046	0,089	0,080	0,092	0,076	0,089	0,062	0,068	0,072	0,080
tri=+1-vac	0,080	0,086	0,065	0,088	0,075	0,101	0,100	0,074	0,066	0,088
cel=(R2+3*tri)	0,072	0,034	0,202	0,051	0,093	0,042	0,065	0,101	0,105	0,120
musc=(Altot al-2pri-tri-cel)/3	0,803	0,790	0,653	0,769	0,757	0,769	0,775	0,758	0,757	0,712
sum	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,001	1,001	1,000	1,000	1,000
XK	0,847	0,848	0,969	0,868	0,909	0,874	0,839	0,898	0,870	1,084
Ln(Fe/Mg)	0,391	0,738	-0,035	0,689	0,496	0,113	0,546	0,345	0,704	0,345

Unidad de Tercia (Unidad Alpujarride superior)

Mineral	MICAS BLANCAS									
	W.Ter.3	W.Ter.3	W.Ter.3	W.Ter.3	W.Ter.3	W.Ter.3	W.Ter.3	W.Ter.3	W.Ter.3	W.Ter.3
Muestra	137	138	141	82	84	87	90	92	94	98
Análisis	137	138	141	82	84	87	90	92	94	98
SiO ₂	47,81	47,26	46,34	47,76	47,60	47,85	51,50	48,76	48,02	46,49
TiO ₂	0,17	0,15	0,33	0,15	0,12	0,13	0,12	0,07	0,13	0,15
Al ₂ O ₃	30,96	31,14	31,82	34,62	33,56	33,27	30,88	33,24	33,39	33,65
FeO	4,42	4,21	4,39	3,09	3,16	3,40	3,04	3,30	3,71	3,29
MnO	0,10	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
MgO	1,48	1,45	1,19	1,05	0,91	1,20	1,23	1,33	1,14	1,25
CaO	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,01
Na ₂ O	0,57	0,68	0,62	1,10	1,03	0,71	0,81	0,80	0,83	1,12
K ₂ O	9,13	9,39	9,86	9,16	9,59	9,30	9,26	9,03	9,46	9,46
F	0,00	0,531	0,702	0,098	0,244	0,326	0,975	0,390	0,225	0,294
Suma	0,946	94,479	94,556	96,971	95,973	95,845	96,857	96,592	96,689	95,467
Si	3,227	3,203	3,151	3,126	3,157	3,172	3,355	3,197	3,165	3,109
Ti	0,009	0,007	0,017	0,007	0,006	0,006	0,006	0,003	0,006	0,008
Al	2,463	2,487	2,550	2,670	2,624	2,599	2,371	2,569	2,593	2,652

Al IV	0,765	0,790	0,832	0,866	0,837	0,822	0,640	0,799	0,829	0,883
Al VI	1,698	1,698	1,718	1,804	1,787	1,777	1,732	1,770	1,764	1,769
Fe ²⁺	0,249	0,239	0,250	0,169	0,175	0,189	0,166	0,181	0,204	0,184
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,005	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Mg	0,149	0,147	0,121	0,102	0,090	0,118	0,120	0,130	0,112	0,125
Ca	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,005	0,000	0,001
Na	0,075	0,090	0,082	0,139	0,133	0,091	0,102	0,101	0,106	0,146
K	0,786	0,812	0,856	0,765	0,811	0,786	0,770	0,755	0,796	0,807
sum oct	2,102	2,095	2,088	2,076	2,053	2,084	2,017	2,081	2,081	2,080
vac	0,898	0,905	0,912	0,924	0,947	0,916	0,983	0,919	0,919	0,920
Fe+Mg+Mn	0,404	0,397	0,370	0,271	0,265	0,307	0,286	0,311	0,317	0,311
ox	9,632	9,669	9,355	9,486	9,339	9,575	208,391	9,771	9,440	9,684
Alcalinos	0,862	0,902	0,937	0,908	0,944	0,877	0,873	0,861	0,902	0,954
Oxígenos	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000
pri=+1-Alcalinos	0,138	0,098	0,063	0,092	0,056	0,123	0,127	0,139	0,098	0,046
tri=+1-vac	0,102	0,095	0,088	0,076	0,053	0,084	0,017	0,081	0,081	0,080
cel=(R2+3*tri)	0,098	0,112	0,106	0,045	0,108	0,055	0,234	0,067	0,073	0,072
musc=(Altot al-2pri-tri-cel)/3	0,662	0,695	0,744	0,789	0,784	0,738	0,622	0,715	0,748	0,803
sum	1,000	1,000	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,002	1,000	1,000
XK	0,913	0,901	0,913	0,846	0,859	0,897	0,883	0,882	0,882	0,847
Ln(Fe/Mg)	0,514	0,486	0,727	0,505	0,661	0,467	0,325	0,333	0,598	0,391

Unidad de Tercia (Unidad Alpujarride superior)

Mineral	MICAS BLANCAS							
	W.Ter.3 100	W.Ter.3 102	W.Ter.3 106	W.Ter.3 109	W.Ter.3 115	W.Ter.3 118	W.Ter.3 119	W.Ter.3 123
SiO ₂	46,74	49,23	48,11	47,73	46,55	44,22	47,32	46,84
TiO ₂	0,12	0,23	0,24	0,11	0,21	0,39	0,16	0,23
Al ₂ O ₃	33,97	30,49	34,30	33,15	33,28	31,57	32,83	32,47
FeO	3,49	3,50	3,84	3,56	3,17	3,91	3,33	3,60
MnO	0,09	0,02	0,03	0,01	0,15	0,02	0,08	0,00
MgO	0,94	2,04	1,08	1,22	1,59	1,27	1,32	1,00
CaO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00
Na ₂ O	1,07	0,22	0,95	0,66	0,88	1,11	0,73	0,92
K ₂ O	9,08	10,52	9,50	9,93	9,30	8,78	9,83	9,37
F	0,483	1,160	1,160	0,210	0,244	0,631	0,631	0,174
Suma	95,499	96,251	98,045	96,356	95,147	91,291	95,594	94,425
Si	3,117	3,270	3,131	3,163	3,118	3,104	3,160	3,165
Ti	0,006	0,011	0,012	0,005	0,011	0,020	0,008	0,012
Al	2,670	2,387	2,630	2,589	2,627	2,612	2,584	2,586
Al IV	0,877	0,719	0,858	0,832	0,871	0,876	0,832	0,823

Al VI	1,793	1,668	1,773	1,757	1,756	1,736	1,752	1,763
Fe ²⁺	0,195	0,195	0,209	0,197	0,178	0,229	0,186	0,203
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,005	0,001	0,002	0,000	0,008	0,001	0,004	0,000
Mg	0,093	0,202	0,105	0,120	0,159	0,133	0,132	0,101
Ca	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000
Na	0,138	0,028	0,120	0,084	0,114	0,150	0,095	0,120
K	0,772	0,891	0,788	0,839	0,795	0,786	0,838	0,808
sum oct	2,086	2,065	2,088	2,075	2,101	2,100	2,074	2,066
vac	0,914	0,935	0,912	0,925	0,899	0,900	0,926	0,934
Fe+Mg+Mn	0,293	0,397	0,315	0,318	0,345	0,364	0,322	0,304
ox	9,254	10,547	9,321	9,571	10,130	9,514	9,771	9,322
Alcalinos	0,911	0,920	0,908	0,924	0,911	0,938	0,932	0,928
Oxígenos	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000
pri=+1-Alcalinos	0,089	0,080	0,092	0,076	0,089	0,062	0,068	0,072
tri=+1-vac	0,086	0,065	0,088	0,075	0,101	0,100	0,074	0,066
cel=(R2+3*tri)	0,034	0,202	0,051	0,093	0,042	0,065	0,101	0,105
musc=(Altot-2pri-tri-cel)/3	0,790	0,653	0,769	0,757	0,769	0,775	0,758	0,757
sum	1,000	1,000	1,000	1,000	1,001	1,001	1,000	1,000
XK	0,848	0,969	0,868	0,909	0,874	0,839	0,898	0,870
Ln(Fe/Mg)	0,738	-0,035	0,689	0,496	0,113	0,546	0,345	0,704

Unidad de Aledo (Maláguide Inferior)

Mineral	CLORITA									
	W.Est.3	W.Est.3	W.Est.3	W.Est.3	W.Est.3	W.Est.3	W.Est.3	W.Est.3	W.Est.3	W.Est.3
Análisis	114	20b	21b	22b	23b	24b	25b	26b	27b	28b
SiO ₂	28,54	30,16	33,64	26,64	27,78	28,62	27,70	27,97	26,71	26,43
TiO ₂	0,12	0,00	0,22	0,03	0,00	0,07	0,04	0,06	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	23,77	30,71	25,43	22,67	22,84	23,75	22,86	23,66	22,34	22,07
FeO	18,45	10,36	14,83	21,06	21,21	19,85	20,83	20,74	20,12	23,51
MnO	0,02	0,15	0,01	0,13	0,12	0,17	0,01	0,00	0,14	0,01
MgO	17,76	13,39	13,20	17,70	17,96	16,04	16,96	16,13	18,40	16,66
Suma	89,22	84,84	91,65	88,35	90,17	89,49	88,99	89,19	87,77	88,71
Si	2,822	2,944	3,192	2,711	2,763	2,849	2,790	2,803	2,722	2,713
Ti	0,009	0,000	0,016	0,002	0,000	0,005	0,003	0,005	0,002	0,000
Al	2,770	3,533	2,844	2,718	2,678	2,786	2,714	2,796	2,683	2,669
Al IV	1,169	1,056	0,792	1,287	1,237	1,146	1,207	1,192	1,275	1,287
Al VI	1,601	2,477	2,053	1,431	1,441	1,641	1,506	1,603	1,408	1,382
Fe ²⁺	1,526	0,845	1,177	1,792	1,764	1,652	1,755	1,739	1,715	2,018
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,001	0,012	0,001	0,011	0,010	0,014	0,001	0,000	0,012	0,001
Mg	2,618	1,948	1,867	2,685	2,663	2,380	2,547	2,410	2,796	2,549
R2+	4,146	2,805	3,044	4,487	4,438	4,047	4,303	4,149	4,523	4,568

Sum. octaédr.	5,820	5,294	5,639	5,937	5,915	5,817	5,886	5,836	5,935	5,955
X _{Mg}	0,632	0,697	0,613	0,600	0,601	0,590	0,592	0,581	0,620	0,558

Unidad de Aledo (Maláguide Inferior)

Mineral	CLORITA									
Muestra	W.est.7	W.est.7	W.est.7	W.est.7	W.est.7	W.est.7	W.est.7	W.est.7	W.est.7	W.est.7
Análisis	chl1est	chl6est	chl5est	chl2est	chl3est	chl4est	chl7est	chl8est	chl9est	chl10est
SiO ₂	37,54	28,00	28,59	27,98	54,71	29,05	28,97	28,14	30,22	27,92
TiO ₂	0,23	0,06	0,06	0,00	0,06	0,05	0,09	0,04	0,07	0,02
Al ₂ O ₃	34,25	22,15	21,76	18,95	21,99	22,41	22,59	22,17	23,43	21,73
FeO	6,25	18,21	17,54	22,12	4,98	17,13	17,50	18,13	16,51	17,77
MnO	0,06	0,11	0,13	0,31	0,01	0,09	0,10	0,13	0,09	0,12
MgO	6,40	18,59	18,58	17,01	5,67	18,41	18,39	19,72	16,86	20,23
Suma	86,60	87,66	87,34	86,63	89,12	88,07	88,38	88,53	88,69	87,98

Si	3,443	2,828	2,887	2,928	4,709	2,900	2,884	2,807	2,980	2,801
Ti	0,016	0,004	0,005	0,000	0,004	0,004	0,007	0,003	0,005	0,001
Al	3,703	2,636	2,589	2,338	2,231	2,637	2,651	2,607	2,723	2,570
Al IV	0,541	1,168	1,109	1,071	-0,713	1,096	1,109	1,190	1,015	1,197
Al VI	3,162	1,468	1,480	1,266	2,944	1,540	1,541	1,417	1,708	1,372
Fe ²⁺	0,479	1,538	1,481	1,937	0,359	1,431	1,457	1,513	1,361	1,491
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,005	0,010	0,011	0,028	0,001	0,007	0,008	0,011	0,007	0,010
Mg	0,875	2,799	2,797	2,655	0,727	2,740	2,730	2,933	2,479	3,026
R2+	1,359	4,346	4,289	4,619	1,086	4,178	4,195	4,457	3,847	4,527
Sum. octaédr.	4,833	5,885	5,857	5,918	4,313	5,838	5,831	5,897	5,748	5,925
X _{Mg}	0,646	0,645	0,654	0,578	0,670	0,657	0,652	0,660	0,645	0,670

Mineral	CLORITA									
Muestra	W.est.7	W.est.7	W.est.3	W.est.3	W.est.3	W.est.3	W.est.3	W.est.3	W.est.3	W.est.3
Análisis	chl11est	chl12est	95	109	102	103	105	107	109	111
SiO ₂	32,00	29,44	27,59	26,66	28,22	27,35	29,68	28,96	26,66	28,45
TiO ₂	0,13	0,04	0,07	0,04	0,03	0,00	0,03	0,02	0,04	0,00
Al ₂ O ₃	23,26	22,29	22,93	22,55	23,72	22,36	23,83	23,55	22,55	24,19
FeO	15,24	17,03	19,19	21,78	19,52	20,35	18,53	18,71	21,78	18,68
MnO	0,09	0,12	0,00	0,11	0,04	0,04	0,00	0,03	0,11	0,03
MgO	16,38	18,58	17,97	18,19	17,41	17,97	17,01	16,84	18,19	17,23
Suma	88,75	88,42	88,27	89,37	89,49	88,30	89,64	89,14	89,37	89,19

Si	3,119	2,923	2,779	2,691	2,800	2,769	2,911	2,875	2,691	2,817
Ti	0,010	0,003	0,005	0,003	0,002	0,000	0,002	0,001	0,003	0,000
Al	2,672	2,609	2,722	2,683	2,774	2,669	2,754	2,755	2,683	2,823
Al IV	0,871	1,074	1,216	1,306	1,197	1,231	1,087	1,124	1,306	1,183
Al VI	1,801	1,535	1,506	1,377	1,577	1,438	1,667	1,631	1,377	1,639
Fe ²⁺	1,243	1,414	1,617	1,838	1,620	1,723	1,520	1,553	1,838	1,547
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,007	0,010	0,000	0,009	0,003	0,004	0,000	0,003	0,009	0,003

Mg	2,380	2,750	2,698	2,737	2,575	2,713	2,487	2,492	2,737	2,544
R2+	3,630	4,174	4,315	4,584	4,199	4,440	4,007	4,048	4,584	4,093
Sum. octaéd.	5,640	5,828	5,890	5,969	5,846	5,908	5,744	5,809	5,969	5,811
X_{Mg}	0,657	0,660	0,625	0,598	0,614	0,612	0,621	0,616	0,598	0,622

Unidad de Aledo (Maláguide Inferior)

Mineral	MICAS BLANCAS							
	W.Est.7	W.Est.7	W.Est.7	W.Est.7	W.Est.3	W.Est.3	W.Est.3	W.Est.3
Muestra	ms3est	ms4est	ms5est	ms6est	98	100	104	110
SiO ₂	46,77	49,30	46,86	45,98	47,61	45,99	47,64	47,71
TiO ₂	0,26	0,21	0,57	0,24	0,90	2,86	0,59	0,39
Al ₂ O ₃	35,04	29,79	34,47	35,36	35,80	35,35	35,26	34,86
FeO	1,47	2,16	1,25	1,39	1,62	1,84	1,74	1,80
MnO	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,73	2,46	1,12	0,60	0,95	0,97	1,67	1,92
CaO	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00
Na ₂ O	0,77	0,14	0,74	0,60	0,38	0,39	0,62	0,54
K ₂ O	10,23	9,73	10,38	10,13	10,13	9,66	10,06	9,68
F	0,01	0,09	0,18	0,02	0,00	0,00	0,70	0,10
Suma	0,95	93,83	95,42	94,31	97,38	97,10	97,59	96,89
Si	3,109	3,318	3,113	3,085	3,090	3,005	3,092	3,111
Ti	0,013	0,010	0,029	0,012	0,044	0,140	0,029	0,019
Al	2,745	2,363	2,699	2,796	2,739	2,722	2,697	2,679
Al IV	0,878	0,672	0,859	0,903	0,865	0,854	0,879	0,870
Al VI	1,867	1,691	1,840	1,893	1,873	1,868	1,818	1,809
Fe ²⁺	0,082	0,122	0,069	0,078	0,088	0,100	0,095	0,098
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,072	0,247	0,111	0,060	0,091	0,095	0,162	0,187
Ca	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000
Na	0,099	0,018	0,095	0,078	0,048	0,050	0,078	0,068
K	0,868	0,836	0,880	0,867	0,839	0,805	0,833	0,805
sum oct	2,022	2,060	2,021	2,032	2,053	2,063	2,074	2,094
vac	0,978	0,940	0,979	0,968	0,947	0,937	0,926	0,906
Fe+Mg+Mn	0,154	0,368	0,181	0,138	0,179	0,195	0,257	0,285
ox	9,941	208,442	11,383	9,670	10,184	9,802	11,637	12,055
Alcalinos	0,967	0,858	0,976	0,945	0,887	0,858	0,912	0,873
Oxígenos	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000
pri=+1-Alcalinos	0,033	0,142	0,024	0,055	0,113	0,142	0,088	0,127
tri=+1-vac	0,022	0,060	0,021	0,032	0,053	0,063	0,074	0,094
cel=(R2+3*tri)	0,089	0,190	0,118	0,043	0,022	0,006	0,033	0,003
musc=(Altotal-2pri-tri)	0,856	0,610	0,837	0,871	0,813	0,789	0,804	0,776

cel)/3									
sum	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,001	1,000	1,000	
XK	0,898	0,979	0,902	0,918	0,946	0,942	0,914	0,922	
Ln(Fe/Mg)	0,123	-0,708	-0,470	0,265	-0,040	0,059	-0,537	-0,644	

Unidad de Almagro

Mineral	CLORITA									
Muestra	chl1alm13	chl2alm13	chl3alm13	chl4alm13	chl5alm13	chl6alm13	chl7alm13	chl8alm13	chl9alm13	chl10alm13
SiO ₂	28,95	32,78	28,83	28,10	33,27	28,68	28,59	29,52	27,57	28,69
TiO ₂	0,02	0,00	0,04	0,03	0,11	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	22,06	26,02	22,43	22,24	25,76	22,14	23,12	23,35	21,92	22,43
FeO	13,43	10,34	13,55	14,51	10,56	13,67	13,57	12,52	12,79	13,56
MnO	0,21	0,12	0,19	0,19	0,11	0,17	0,14	0,15	0,16	0,20
MgO	21,37	16,78	20,97	21,36	15,22	21,68	21,86	20,32	21,84	21,37
Suma	86,49	87,87	86,62	86,74	87,62	86,67	87,69	86,94	84,65	86,79

Si	2,884	3,124	2,872	2,812	3,199	2,854	2,810	2,911	2,806	2,853
Ti	0,002	0,000	0,003	0,002	0,008	0,002	0,002	0,003	0,002	0,001
Al	2,591	2,923	2,634	2,622	2,919	2,598	2,679	2,714	2,629	2,628
Al IV	1,114	0,875	1,126	1,186	0,793	1,143	1,188	1,086	1,192	1,146
Al VI	1,476	2,048	1,508	1,436	2,125	1,454	1,491	1,627	1,436	1,482
Fe ²⁺	1,119	0,824	1,129	1,214	0,849	1,138	1,115	1,032	1,089	1,128
Fe ³⁺										
Mn	0,018	0,010	0,016	0,016	0,009	0,014	0,011	0,013	0,014	0,017
Mg	3,174	2,384	3,114	3,186	2,182	3,218	3,204	2,987	3,313	3,168
R2+	4,311	3,218	4,259	4,417	3,040	4,370	4,331	4,032	4,416	4,312
Sum. octaédr.	5,846	5,558	5,849	5,896	5,499	5,863	5,872	5,798	5,899	5,864
X _{Mg}	0,74	0,74	0,73	0,72	0,72	0,74	0,74	0,74	0,75	0,74

Mineral	CLORITA									
Muestra	chl11alm13	w.alm.13	w.alm.13	w.alm.13	w.alm.13	w.alm.13	w.alm.13	w.alm.13	w.alm.13	w.alm.13
Análisis	3	41	44	46	48	51	55	57	62d	66d
SiO ₂	27,53	28,26	28,47	28,54	27,76	28,64	28,33	28,48	27,48	26,70
TiO ₂	0,03	0,02	0,01	0,03	0,05	0,05	0,06	0,04	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	21,69	21,94	22,73	22,56	21,38	22,84	21,96	21,97	21,82	21,65
FeO	13,90	14,18	13,95	12,26	13,46	13,67	13,05	12,70	14,49	13,02
MnO	0,16	0,28	0,05	0,09	0,17	0,24	0,26	0,22	0,18	0,21
MgO	21,37	22,13	20,35	21,50	22,39	20,39	21,25	20,73	22,10	22,13
Suma	84,89	86,89	86,15	85,31	85,22	86,36	85,33	84,70	86,17	83,73

Si	2,808	2,816	2,856	2,862	2,813	2,862	2,861	2,891	2,771	2,753
Ti	0,002	0,001	0,000	0,002	0,003	0,004	0,005	0,003	0,002	0,001
Al	2,608	2,577	2,687	2,666	2,553	2,690	2,613	2,628	2,593	2,631
Al IV	1,190	1,183	1,144	1,136	1,184	1,135	1,135	1,106	1,227	1,245
Al VI	1,418	1,395	1,543	1,530	1,369	1,555	1,478	1,522	1,366	1,386
Fe ²⁺	1,186	1,182	1,170	1,028	1,141	1,142	1,102	1,078	1,222	1,123
Fe ³⁺										

Mn	0,014	0,024	0,004	0,008	0,015	0,021	0,022	0,019	0,016	0,018
Mg	3,250	3,287	3,042	3,214	3,382	3,037	3,198	3,136	3,322	3,402
R2+	4,450	4,492	4,217	4,249	4,538	4,200	4,322	4,233	4,560	4,542
Sum. octaéd. r.	5,899	5,899	5,840	5,824	5,909	5,823	5,856	5,827	5,934	5,931
X_{Mg}	0,73	0,74	0,72	0,76	0,75	0,73	0,74	0,74	0,73	0,75

Unidad de Almagro (Muestra Alm13)

Mineral	CLORITA									
Muestra	68d	73d	74d	77d	79d	81d	83d	86d	88d	92d
Análisis										
SiO ₂	28,25	29,55	27,73	28,34	27,61	27,37	35,32	28,24	28,36	27,21
TiO ₂	0,01	0,05	0,04	0,06	0,09	0,05	0,06	0,07	0,01	0,04
Al ₂ O ₃	22,30	23,13	22,31	22,24	22,04	21,77	23,70	22,80	22,39	21,53
FeO	11,65	12,33	13,49	13,73	13,01	13,60	10,55	13,35	12,01	14,08
MnO	0,21	0,17	0,24	0,12	0,16	0,18	0,12	0,19	0,22	0,25
MgO	22,71	19,67	21,74	21,35	23,02	22,55	17,24	20,61	22,83	22,07
Suma	85,30	85,73	85,58	86,15	85,99	85,61	88,80	85,85	85,99	85,23
Si	2,753	2,828	2,947	2,796	2,840	2,767	2,766	3,326	2,837	2,822
Ti	0,001	0,001	0,004	0,003	0,004	0,007	0,003	0,004	0,005	0,001
Al	2,631	2,631	2,718	2,651	2,627	2,603	2,593	2,631	2,699	2,626
Al IV	1,245	1,171	1,049	1,202	1,156	1,226	1,230	0,670	1,157	1,177
Al VI	1,386	1,460	1,669	1,449	1,471	1,377	1,363	1,961	1,542	1,448
Fe ²⁺	1,123	0,975	1,028	1,138	1,151	1,091	1,150	0,831	1,121	1,000
Fe ³⁺										
Mn	0,018	0,018	0,014	0,020	0,010	0,014	0,015	0,010	0,016	0,019
Mg	3,402	3,389	2,924	3,267	3,189	3,439	3,398	2,421	3,087	3,387
R2+	4,382	3,967	4,425	4,349	4,543	4,563	3,262	4,224	4,405	4,571
Sum. octaéd. r.	5,870	5,744	5,878	5,865	5,929	5,940	5,482	5,847	5,874	5,936
X_{Mg}	0,78	0,74	0,74	0,73	0,76	0,75	0,74	0,73	0,77	0,74

Mineral	CLORITA					
Muestra	100d	101d	103d	106d	110d	110d
Análisis						
SiO ₂	27,84	27,92	28,33	28,43	28,31	28,31
TiO ₂	0,03	0,02	0,06	0,09	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,74	22,05	22,18	22,88	22,11	22,11
FeO	12,40	13,35	13,08	14,20	11,62	11,62
MnO	0,27	0,26	0,17	0,08	0,17	0,17
MgO	22,34	21,49	21,70	19,28	22,44	22,44
Suma	84,91	85,36	85,91	85,72	85,01	85,01
Si	2,819	2,823	2,839	2,870	2,846	2,846
Ti	0,002	0,001	0,004	0,007	0,000	0,000
Al	2,594	2,627	2,620	2,723	2,619	2,619
Al IV	1,179	1,175	1,156	1,123	1,154	1,154
Al VI	1,416	1,452	1,464	1,600	1,465	1,465

Fe ²⁺	1,051	1,129	1,097	1,199	0,977	0,977
Fe ³⁺						
Mn	0,023	0,023	0,014	0,007	0,014	0,014
Mg	3,373	3,240	3,243	2,902	3,363	3,363
R2+	4,446	4,392	4,354	4,108	4,354	4,354
Sum. octaédr.	5,901	5,878	5,869	5,808	5,870	5,870
X _{Mg}	0,76	0,74	0,75	0,71	0,77	0,77

Unidad de Almagro, muestra w.alm.13

Mineral	MICAS BLANCAS									
	ms1alm13	ms2alm13	ms3alm13	ms4alm13	ms5alm13	ms6alm13	ms8alm13	ms9alm13	w.alm.1345	w.alm.1349
SiO ₂	47,61	45,19	45,82	44,72	44,75	52,19	46,81	44,36	51,41	48,93
TiO ₂	0,32	0,76	0,17	0,23	0,13	0,42	0,16	0,48	0,13	0,61
Al ₂ O ₃	30,61	33,57	34,81	35,00	35,24	25,57	32,61	34,46	31,93	31,62
FeO	4,50	1,52	1,41	0,95	0,88	3,40	2,00	1,01	3,61	2,98
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00
MgO	1,48	0,90	0,87	0,66	0,63	4,14	1,33	0,63	1,90	1,92
CaO	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,05	0,03	0,01	0,00
Na ₂ O	0,55	0,74	0,73	0,99	1,01	0,41	2,31	1,04	0,45	0,65
K ₂ O	9,97	9,99	10,21	9,10	9,19	6,39	7,15	9,46	8,87	9,26
F	0,09	0,21	0,16	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,09	0,11
Suma	95,07	92,68	94,06	91,67	91,86	92,59	92,46	91,49	98,31	95,96
Si	3,218	3,096	3,089	3,070	3,066	3,505	3,177	3,064	3,299	3,231
Ti	0,016	0,039	0,009	0,012	0,007	0,021	0,008	0,025	0,006	0,030
Al	2,439	2,710	2,766	2,832	2,846	2,024	2,609	2,806	2,415	2,461
Al IV	0,765	0,866	0,903	0,918	0,927	0,473	0,814	0,911	0,695	0,738
Al VI	1,674	1,845	1,863	1,914	1,919	1,551	1,795	1,895	1,720	1,723
Fe ²⁺	0,255	0,087	0,079	0,055	0,051	0,191	0,114	0,058	0,194	0,164
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000
Mg	0,149	0,091	0,087	0,067	0,064	0,415	0,135	0,065	0,182	0,189
Ca	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,004	0,002	0,000	0,000
Na	0,072	0,098	0,096	0,132	0,135	0,054	0,305	0,140	0,056	0,084
K	0,860	0,873	0,878	0,797	0,803	0,548	0,619	0,834	0,726	0,780
sum oct	2,078	2,024	2,031	2,036	2,035	2,158	2,044	2,019	2,096	2,076
vac	0,922	0,976	0,969	0,964	0,965	0,842	0,956	0,981	0,904	0,924
Fe+Mg+Mn	0,404	0,179	0,167	0,122	0,116	0,608	0,250	0,124	0,376	0,353
ox	9,629	10,251	10,386	10,557	10,630	208,631	10,657	10,341	10,285	10,652
Alcalinos	0,934	0,972	0,976	0,930	0,938	0,604	0,928	0,976	0,782	0,863
Oxígenos	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000
prl=+1-Alcalinos	0,066	0,028	0,024	0,070	0,062	0,396	0,072	0,024	0,218	0,137
tri=+1-vac	0,078	0,024	0,031	0,036	0,035	0,158	0,044	0,019	0,096	0,076

cel=(R2+3*tri)	0,171	0,108	0,075	0,014	0,012	0,132	0,117	0,067	0,088	0,125
musc=(Altot al-2pri-tri-cel)/3	0,686	0,841	0,871	0,881	0,892	0,314	0,768	0,890	0,598	0,662
sum	1,001	1,000	1,001	1,001	1,000	1,001	1,001	1,001	1,000	1,000
XK	0,922	0,899	0,901	0,858	0,856	0,911	0,670	0,856	0,928	0,903
Ln(Fe/Mg)	0,534	-0,047	-0,095	-0,204	-0,232	-0,777	-0,168	-0,110	0,063	-0,138

Unidad de Almagro, muestra w.alm.13

Mineral	MICA BLANCA									
	w.alm.13 56	w.alm.13 67d	w.alm.13 69d	w.alm.13 72d	w.alm.13 75d	w.alm.13 76d	w.alm.13 80d	w.alm.13 82d	w.alm.13 85d	w.alm.13 87d
Análisis										
SiO ₂	47,44	44,30	46,53	47,96	46,65	48,97	47,57	44,47	45,09	44,32
TiO ₂	1,51	0,81	0,06	0,21	0,29	0,20	0,22	0,13	0,97	0,80
Al ₂ O ₃	32,37	33,98	33,81	31,85	33,46	31,77	27,59	35,57	29,16	33,04
FeO	4,16	1,30	2,03	3,25	2,50	2,37	3,48	0,94	6,48	3,16
MnO	0,04	0,06	0,00	0,08	0,02	0,06	0,00	0,05	0,00	0,08
MgO	1,04	1,23	0,87	1,60	2,26	1,49	3,54	0,70	1,10	0,53
CaO	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,08	0,00
Na ₂ O	0,23	0,57	3,18	1,11	1,65	0,95	0,37	0,97	2,24	0,97
K ₂ O	9,56	10,08	5,97	9,16	7,86	9,45	9,79	9,44	6,26	9,60
F	0,04	0	0,16	0	0,16	0,02	0,12	0,06	0	0,04
Suma	96,35	92,32	92,52	95,22	94,69	95,28	92,55	92,27	91,37	92,49
Si	3,148	3,049	3,142	3,205	3,110	3,252	3,291	3,041	3,170	3,070
Ti	0,075	0,042	0,003	0,011	0,015	0,010	0,012	0,007	0,051	0,041
Al	2,532	2,756	2,691	2,508	2,630	2,487	2,249	2,867	2,415	2,697
Al IV	0,777	0,909	0,855	0,785	0,875	0,738	0,698	0,953	0,779	0,889
Al VI	1,755	1,847	1,836	1,723	1,754	1,749	1,551	1,914	1,636	1,808
Fe ²⁺	0,231	0,075	0,115	0,182	0,139	0,131	0,201	0,054	0,381	0,183
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,002	0,003	0,000	0,005	0,001	0,003	0,000	0,003	0,000	0,005
Mg	0,103	0,126	0,088	0,160	0,225	0,147	0,365	0,072	0,115	0,055
Ca	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,006	0,000
Na	0,030	0,075	0,416	0,143	0,213	0,123	0,049	0,129	0,305	0,131
K	0,810	0,885	0,514	0,781	0,669	0,801	0,864	0,824	0,562	0,849
sum oct	2,091	2,051	2,039	2,069	2,119	2,031	2,117	2,043	2,133	2,051
vac	0,909	0,949	0,961	0,931	0,881	0,969	0,883	0,957	0,867	0,949
Fe+Mg+Mn	0,336	0,205	0,203	0,346	0,365	0,282	0,566	0,128	0,496	0,242
ox	9,108	11,515	9,771	10,151	11,570	10,597	12,278	10,775	9,049	8,805
Alcalinos	0,840	0,960	0,935	0,924	0,882	0,925	0,913	0,953	0,872	0,979
Oxígenos	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000
pri=+1-Alcalinos	0,160	0,040	0,065	0,076	0,118	0,075	0,087	0,047	0,128	0,021
tri=+1-vac	0,091	0,051	0,039	0,069	0,119	0,031	0,117	0,043	0,133	0,051
cel=(R2+	0,063	0,051	0,085	0,139	0,007	0,189	0,215	0,000	0,099	0,090

3*tri)											
musc=(Altot al-2prl-tri- cel)/3		0,686	0,858	0,812	0,716	0,756	0,706	0,581	0,910	0,643	0,838
sum		1,000	1,000	1,002	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,002	1,000
XK		0,964	0,921	0,553	0,845	0,759	0,867	0,946	0,865	0,648	0,867
Ln(Fe/Mg)		0,808	-0,521	0,267	0,130	-0,480	-0,114	-0,595	-0,285	1,194	1,203

Unidad del Almanzora

Mineral	CLORITA									
Muestra	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8
Análisis	58	59	62	63	66	68	70	71	72	73
SiO ₂	28,35	33,70	29,79	27,80	28,32	27,69	27,33	27,71	27,07	27,39
TiO ₂	0,05	0,07	0,03	0,01	0,04	0,05	0,00	0,01	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	20,74	23,10	21,50	20,61	20,95	20,45	20,44	21,08	20,50	20,43
FeO	9,04	8,67	10,26	9,54	10,19	9,94	9,26	9,96	9,76	9,46
MnO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,08	0,01	0,09	0,00	0,11	0,01
MgO	25,57	21,16	24,05	24,73	25,79	24,95	24,50	24,77	24,74	24,99
Suma	83,82	88,15	86,04	82,88	85,43	83,12	81,66	83,52	82,23	82,34
Si	2,852	3,186	2,930	2,840	2,815	2,826	2,831	2,812	2,795	2,817
Ti	0,004	0,005	0,002	0,001	0,003	0,004	0,000	0,000	0,003	0,002
Al	2,459	2,574	2,493	2,482	2,455	2,460	2,495	2,521	2,494	2,476
Al IV	1,144	0,809	1,068	1,159	1,182	1,170	1,169	1,187	1,202	1,182
Al VI	1,314	1,764	1,424	1,323	1,273	1,290	1,326	1,334	1,293	1,294
Fe ²⁺	0,760	0,686	0,844	0,815	0,848	0,849	0,802	0,846	0,842	0,814
Fe ³⁺										
Mn	0,000	0,000	0,002	0,000	0,007	0,001	0,008	0,000	0,010	0,001
Mg	3,834	2,983	3,527	3,766	3,823	3,798	3,782	3,747	3,807	3,832
R2+	4,594	3,668	4,373	4,582	4,677	4,648	4,592	4,593	4,660	4,647
Oct. Sum	5,919	5,612	5,847	5,930	5,956	5,942	5,924	5,927	5,955	5,947
X _{Mg}	0,835	0,813	0,807	0,822	0,819	0,817	0,825	0,816	0,819	0,825

Mineral	CLORITA									
Muestra	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8
Análisis	75	2b	5b	7b	8b	10b	11b	13b	18b	20b
SiO ₂	44,26	28,41	28,26	28,73	28,45	28,66	29,88	29,22	31,23	28,40
TiO ₂	0,15	0,03	0,05	0,02	0,01	0,02	0,06	0,03	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	26,25	21,99	21,72	22,09	21,70	21,94	22,24	22,27	23,06	21,70
FeO	4,48	9,95	9,26	9,78	9,35	9,30	9,16	9,51	9,30	10,04
MnO	0,02	0,00	0,00	0,09	0,00	0,07	0,10	0,08	0,02	0,07
MgO	5,97	25,52	25,58	26,13	25,44	25,83	25,07	25,22	25,80	26,00
Suma	88,84	85,97	84,94	86,89	84,99	85,93	86,77	86,56	89,82	86,27
Si	4,054	2,798	2,808	2,798	2,823	2,815	2,896	2,849	2,919	2,791
Ti	0,010	0,002	0,004	0,001	0,001	0,002	0,004	0,002	0,002	0,001
Al	2,834	2,552	2,543	2,535	2,538	2,539	2,540	2,558	2,540	2,514
Al IV	-0,064	1,200	1,189	1,201	1,176	1,184	1,099	1,150	1,079	1,207
Al VI	2,899	1,352	1,354	1,334	1,362	1,355	1,441	1,409	1,461	1,307

Fe ²⁺	0,343	0,819	0,769	0,796	0,776	0,764	0,742	0,775	0,727	0,825
Fe ³⁺										
Mn	0,001	0,000	0,000	0,007	0,000	0,006	0,008	0,007	0,001	0,006
Mg	0,815	3,746	3,789	3,792	3,764	3,782	3,622	3,665	3,595	3,810
R2+	1,160	4,565	4,558	4,596	4,540	4,552	4,372	4,446	4,323	4,640
Oct. Sum	4,977	5,927	5,920	5,938	5,907	5,920	5,846	5,886	5,830	5,953
X _{Mg}	0,704	0,821	0,831	0,826	0,829	0,832	0,830	0,825	0,832	0,822

Unidad del Almanzora

Mineral	CLORITA									
	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8
Análisis	22b	24b	26b	27b	2d	8d	9d	9d	12d	16d
SiO ₂	28,76	28,40	28,77	45,85	28,35	28,49	28,91	28,91	29,03	28,68
TiO ₂	00,03	0,04	0,07	0,19	0,04	0,05	0,04	0,04	0,06	0,04
Al ₂ O ₃	21,89	22,09	21,99	27,35	21,94	22,00	22,16	22,16	21,88	21,83
FeO	9,47	9,46	10,06	2,86	9,15	8,95	8,97	8,97	9,26	9,18
MnO	0,11	0,04	0,00	0,06	0,00	0,03	0,13	0,13	0,07	0,10
MgO	25,64	25,81	26,12	4,69	25,96	26,20	25,80	25,80	26,43	26,18
Sum.	85,98	85,89	87,06	89,00	85,48	85,76	86,08	86,08	86,81	86,05

Si	2,824	2,793	2,799	4,139	2,797	2,798	2,827	2,827	2,821	2,811
Ti	0,002	0,003	0,005	0,013	0,003	0,004	0,003	0,003	0,005	0,003
Al	2,534	2,560	2,521	2,910	2,550	2,546	2,554	2,554	2,506	2,522
Al IV	1,174	1,204	1,196	-0,152	1,200	1,198	1,170	1,170	1,175	1,186
Al VI	1,360	1,356	1,325	3,062	1,350	1,347	1,383	1,383	1,331	1,336
Fe ²⁺	0,778	0,778	0,819	0,216	0,755	0,735	0,734	0,734	0,753	0,753
Fe ³⁺										
Mn	0,009	0,003	0,000	0,005	0,000	0,003	0,011	0,011	0,005	0,008
Mg	3,753	3,783	3,789	0,631	3,818	3,835	3,761	3,761	3,827	3,825
R2+	4,540	4,565	4,607	0,852	4,572	4,573	4,506	4,506	4,585	4,586
Oct. Sum	5,909	5,927	5,938	4,869	5,926	5,928	5,898	5,898	5,925	5,928
X _{Mg}	0,828	0,829	0,822	0,745	0,835	0,839	0,837	0,837	0,836	0,836

Mineral	CLORITA									
	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8	w.almo.8
Análisis	18d	19d	22d	26d	28d	29d	31d	34d	36d	38d
SiO ₂	30,92	28,58	29,02	28,77	29,43	28,66	29,86	28,66	28,98	28,85
TiO ₂	0,05	0,05	0,03	0,06	0,09	0,05	0,03	0,02	0,00	0,04
Al ₂ O ₃	20,65	21,84	21,84	21,66	22,27	21,60	22,48	22,02	21,74	21,56
FeO	8,92	9,74	9,40	8,66	8,78	8,88	9,12	8,95	8,90	8,87
MnO	0,10	0,08	0,05	0,03	0,04	0,00	0,04	0,04	0,00	0,06
MgO	25,36	26,06	26,36	26,13	25,48	25,69	25,19	26,28	26,27	26,24
Sum.	86,03	86,38	86,74	85,38	86,38	85,17	87,16	85,99	85,95	85,79

Si	3,011	2,799	2,823	2,832	2,863	2,836	2,882	2,806	2,836	2,834
Ti	0,004	0,004	0,002	0,005	0,006	0,004	0,002	0,002	0,000	0,003
Al	2,370	2,521	2,503	2,513	2,553	2,518	2,558	2,541	2,508	2,496
Al IV	0,986	1,197	1,175	1,163	1,131	1,160	1,115	1,192	1,164	1,163

Al VI	1,384	1,325	1,328	1,350	1,422	1,358	1,442	1,349	1,344	1,332
Fe ²⁺	0,726	0,798	0,765	0,713	0,714	0,735	0,736	0,733	0,728	0,729
Fe ³⁺										
Mn	0,008	0,007	0,004	0,003	0,003	0,000	0,003	0,003	0,000	0,005
Mg	3,680	3,805	3,822	3,835	3,695	3,790	3,624	3,836	3,832	3,843
R2+	4,415	4,610	4,591	4,551	4,412	4,525	4,364	4,572	4,560	4,577
Oct. Sum	5,802	5,938	5,926	5,909	5,871	5,920	5,863	5,923	5,915	5,918
X _{Mg}	0,835	0,827	0,833	0,843	0,838	0,838	0,831	0,840	0,840	0,841

Unidad del Almanzora

Mineral	CLORITA								
Muestra	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8
Análisis	41d	43d	45d	47d	49d	52d	54d	60d	
SiO ₂	29,34	29,93	28,78	27,99	28,77	28,81	28,44	28,63	
TiO ₂	0,03	0,00	0,04	0,02	0,05	0,01	0,03	0,05	
Al ₂ O ₃	21,76	21,84	21,70	20,94	21,45	21,52	21,47	21,18	
FeO	9,20	9,00	9,43	9,90	8,71	9,13	9,25	9,37	
MnO	0,07	0,00	0,00	0,05	0,10	0,07	0,09	0,06	
MgO	26,55	25,09	26,20	25,48	26,36	25,75	25,89	25,67	
Sum.	87,03	86,38	86,26	84,50	85,55	85,40	85,35	85,14	
Si	2,841	2,916	2,818	2,810	2,832	2,844	2,816	2,844	
Ti	0,002	0,000	0,003	0,001	0,004	0,001	0,002	0,004	
Al	2,484	2,508	2,505	2,478	2,488	2,504	2,506	2,479	
Al IV	1,157	1,084	1,179	1,188	1,165	1,155	1,181	1,152	
Al VI	1,327	1,423	1,325	1,290	1,323	1,349	1,325	1,327	
Fe ²⁺	0,745	0,733	0,772	0,831	0,717	0,754	0,766	0,779	
Fe ³⁺									
Mn	0,005	0,000	0,000	0,004	0,008	0,006	0,007	0,005	
Mg	3,833	3,643	3,825	3,814	3,867	3,790	3,823	3,801	
R2+	4,584	4,377	4,597	4,649	4,592	4,550	4,596	4,585	
Oct. Sum	5,917	5,860	5,931	5,955	5,922	5,905	5,930	5,913	
X _{Mg}	0,837	0,832	0,832	0,821	0,844	0,834	0,833	0,830	

Unidad del Almanzora

Mineral	MICAS BLANCAS									
Muestra	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8
Análisis	61	64	65	67	69	69	76	4b	6b	9b
SiO ₂	50,45	47,86	50,35	51,45	50,28	50,28	48,96	51,05	50,73	51,63
TiO ₂	0,29	0,17	0,10	0,13	0,16	0,16	0,17	0,18	0,17	0,21
Al ₂ O ₃	28,20	27,89	30,95	28,95	28,16	28,16	28,33	30,30	29,99	30,38
FeO	1,85	2,47	1,77	2,04	1,86	1,86	2,27	1,92	2,25	1,87
MnO	0,04	0,01	0,11	0,00	0,06	0,06	0,02	0,00	0,11	0,07
MgO	2,99	4,15	2,73	3,50	3,14	3,14	3,93	2,90	4,20	2,94
CaO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00

Na ₂ O	0,37	0,32	0,45	0,40	0,38	0,38	0,38	0,40	0,40	0,47
K ₂ O	8,93	8,29	9,42	9,20	9,13	9,13	8,61	10,06	8,77	9,63
F	0,12	0,17	0,22	0	0,24	0,243	0,13	0,04	0,11	0,23
Suma	93,11	91,15	95,89	95,67	93,18	93,18	92,67	96,82	96,64	97,19
Si	3,399	3,308	3,303	3,380	3,392	3,392	3,326	3,329	3,303	3,343
Ti	0,015	0,009	0,005	0,006	0,008	0,008	0,009	0,009	0,008	0,010
Al	2,239	2,272	2,394	2,241	2,239	2,239	2,268	2,329	2,301	2,318
Al IV	0,586	0,683	0,692	0,614	0,600	0,600	0,665	0,662	0,689	0,647
Al VI	1,653	1,589	1,702	1,627	1,639	1,639	1,604	1,667	1,612	1,671
Fe ²⁺	0,104	0,143	0,097	0,112	0,105	0,105	0,129	0,105	0,123	0,101
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,002	0,001	0,006	0,000	0,003	0,003	0,001	0,000	0,006	0,004
Mg	0,300	0,427	0,267	0,343	0,316	0,316	0,398	0,282	0,407	0,284
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Na	0,048	0,042	0,058	0,051	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,059
K	0,768	0,731	0,788	0,771	0,785	0,785	0,746	0,837	0,728	0,795
sum oct	2,059	2,160	2,072	2,082	2,063	2,063	2,132	2,053	2,148	2,061
vac	0,941	0,840	0,928	0,918	0,937	0,937	0,868	0,947	0,852	0,939
Fe+Mg+Mn	0,406	0,571	0,370	0,455	0,424	0,424	0,529	0,387	0,536	0,389
ox	208,491	208,598	208,438	208,547	208,525	208,525	208,577	208,482	208,565	208,473
Alcalinos	0,816	0,773	0,846	0,823	0,835	0,835	0,796	0,888	0,780	0,855
Oxígenos	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000
pri=+1-Alcalinos	0,184	0,227	0,154	0,177	0,165	0,165	0,204	0,112	0,220	0,145
tri=+1-vac	0,059	0,160	0,072	0,082	0,063	0,063	0,132	0,053	0,148	0,061
cel=(R2+3*tri)	0,230	0,090	0,154	0,209	0,235	0,235	0,132	0,226	0,092	0,208
musc=(Altot al-2pri-tri-cel)/3	0,527	0,523	0,620	0,532	0,537	0,537	0,532	0,608	0,540	0,587
sum	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
XK	0,941	0,945	0,932	0,938	0,940	0,940	0,937	0,944	0,935	0,931
Ln(Fe/Mg)	-1,059	-1,098	-1,012	-1,120	-1,100	-1,100	-1,127	-0,993	-1,200	-1,034

Unidad del Almanzora

Mineral	MICAS BLANCAS									
	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8	w.alm.8
Análisis	12b	15b	17b	19b	21b	23b	25b	7d	61d	13d
SiO ₂	49,24	50,84	51,87	52,56	49,36	52,13	52,52	49,24	48,31	49,05
TiO ₂	0,15	0,17	0,21	0,11	0,18	0,23	0,12	0,20	0,24	0,56
Al ₂ O ₃	28,58	29,90	29,77	29,49	28,78	29,68	29,69	30,04	28,31	28,66
FeO	3,50	2,15	1,93	1,52	1,88	2,03	1,86	1,86	2,28	1,97
MnO	0,07	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,12	0,07	0,08	0,02
MgO	4,77	3,65	3,21	3,17	2,89	3,20	3,23	2,57	4,32	3,25
CaO	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04
Na ₂ O	0,43	0,31	0,40	0,39	0,45	0,46	0,34	0,95	0,44	0,49

K ₂ O	8,47	7,84	9,52	9,28	9,86	9,99	10,07	9,76	9,59	9,81
F	0,13	0,04	0	0	0,15	0,09	0	0,04	0,12	0
Suma	95,20	94,90	96,96	96,52	93,40	97,72	97,94	94,70	93,72	93,84
Si	3,280	3,341	3,364	3,407	3,342	3,366	3,380	3,293	3,280	3,349
Ti	0,008	0,009	0,010	0,005	0,009	0,011	0,006	0,010	0,012	0,012
Al	2,244	2,316	2,276	2,253	2,296	2,259	2,252	2,367	2,265	2,247
Al IV	0,713	0,650	0,626	0,588	0,649	0,623	0,614	0,697	0,708	0,639
Al VI	1,531	1,666	1,650	1,665	1,647	1,636	1,638	1,670	1,557	1,608
Fe ²⁺	0,195	0,118	0,105	0,082	0,106	0,110	0,100	0,104	0,129	0,124
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,004	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,007	0,004	0,005	0,005
Mg	0,473	0,357	0,311	0,306	0,291	0,308	0,309	0,257	0,437	0,305
Ca	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Na	0,056	0,039	0,050	0,049	0,059	0,058	0,042	0,123	0,058	-0,044
K	0,720	0,657	0,788	0,767	0,851	0,823	0,827	0,833	0,831	0,992
sum oct	2,203	2,141	2,067	2,054	2,046	2,053	2,054	2,035	2,128	2,042
vac	0,797	0,859	0,933	0,946	0,954	0,947	0,946	0,965	0,872	0,958
Fe+Mg+Mn	0,672	0,475	0,417	0,389	0,399	0,417	0,416	0,365	0,571	0,434
ox	13,546	208,485	208,505	208,493	208,511	208,524	208,532	13,395	15,397	208,564
Alcalinos	0,775	0,700	0,840	0,816	0,910	0,881	0,869	0,956	0,891	0,948
Oxígenos	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000
pri=+1-Alcalinoss	0,225	0,300	0,160	0,184	0,090	0,119	0,131	0,044	0,109	0,052
tri=+1-vac	0,203	0,141	0,067	0,054	0,046	0,053	0,054	0,035	0,128	0,042
cel=(R2+3*tri)	0,063	0,053	0,217	0,228	0,261	0,258	0,254	0,259	0,187	0,309
musc=(Altot al-2pri-tri-cel)/3	0,510	0,507	0,557	0,535	0,603	0,570	0,560	0,662	0,578	0,597
sum	1,000	1,001	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,001	1,000
XK	0,928	0,944	0,941	0,940	0,935	0,934	0,952	0,872	0,935	1,047
Ln(Fe/Mg)	-0,887	-1,108	-1,089	-1,314	-1,007	-1,031	-1,131	-0,900	-1,217	-0,900

Unidad del Almanzora

Mineral	MICAS BLANCAS										
	Muestra	24d	27d	35d	37d	42d	44d	46d	50d	53d	58d
SiO ₂	Análisis	48,01	48,89	49,91	47,09	49,80	45,80	47,01	44,93	51,14	49,08
TiO ₂		0,13	0,13	0,06	0,05	0,16	0,10	0,26	0,69	0,12	0,14
Al ₂ O ₃		30,63	29,39	28,73	28,35	27,84	27,54	28,87	29,36	26,07	29,88
FeO		1,63	1,70	1,77	2,54	1,92	2,84	2,61	4,11	2,74	2,42
MnO		0,08	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,07	0,00	0,09	0,05
MgO		2,61	3,16	3,00	5,09	3,16	6,18	3,27	3,12	5,83	3,41
CaO		0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Na ₂ O		1,88	0,77	0,50	0,33	0,53	0,37	0,68	0,55	0,42	0,41
K ₂ O		7,92	9,41	9,93	9,38	10,21	8,69	9,90	9,35	8,25	9,33

F	0	0	0	0	0,22	0	0	0		0,02
Suma	92,89	93,47	93,91	92,87	93,84	91,54	92,68	92,12	94,65	94,76
Si	3,249	3,303	3,358	3,229	3,373	3,190	3,241	3,140	3,404	3,277
Ti	0,007	0,007	0,003	0,003	0,008	0,005	0,014	0,036	0,006	0,007
Al	2,443	2,340	2,279	2,291	2,222	2,260	2,346	2,419	2,045	2,352
Al IV	0,745	0,691	0,639	0,768	0,619	0,805	0,745	0,823	0,590	0,715
Al VI	1,698	1,649	1,640	1,523	1,604	1,455	1,601	1,595	1,454	1,636
Fe ²⁺	0,092	0,096	0,100	0,145	0,109	0,165	0,150	0,240	0,152	0,135
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,005	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,004	0,000	0,005	0,003
Mg	0,263	0,318	0,301	0,520	0,319	0,642	0,336	0,325	0,578	0,340
Ca	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Na	0,246	0,101	0,066	0,044	0,070	0,050	0,091	0,074	0,055	0,053
K	0,684	0,811	0,852	0,821	0,882	0,772	0,871	0,834	0,700	0,795
sum oct	2,058	2,064	2,041	2,190	2,031	2,264	2,091	2,160	2,190	2,114
vac	0,942	0,936	0,959	0,810	0,969	0,736	0,909	0,840	0,810	0,886
Fe+Mg+Mn	0,360	0,414	0,401	0,668	0,428	0,809	0,490	0,565	0,736	0,478
ox	14,129	208,513	208,535	15,862	208,578	16,582	13,034	11,241	208,807	13,558
Alcalinos	0,930	0,913	0,918	0,865	0,953	0,822	0,962	0,908	0,755	0,849
Oxígenos	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000
pri=+1- Alcalinos	0,070	0,087	0,082	0,135	0,047	0,178	0,038	0,092	0,245	0,151
tri=+1-vac	0,058	0,064	0,041	0,190	0,031	0,264	0,091	0,160	0,190	0,114
cel=(R2+- 3*tri)	0,185	0,224	0,279	0,097	0,334	0,017	0,217	0,085	0,166	0,135
musc=(Altot al-2pri-tri- cel)/3	0,686	0,627	0,598	0,578	0,587	0,541	0,654	0,663	0,400	0,600
sum	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
XK	0,735	0,889	0,928	0,949	0,926	0,939	0,905	0,918	0,928	0,938
Ln(Fe/Mg)	-1,046	-1,196	-1,107	-1,274	-1,078	-1,358	-0,803	-0,303	-1,333	-0,922

Unidad del Almanzora

Mineral	CLORITA									
	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1
Análisis	chl1fil	chl2fil	chl3f	chl4fil	chl5fil	chl6fil	chl7fil	chl8fil	chl9fil	chl10fil
SiO ₂	27,48	28,15	38,95	27,12	37,65	27,14	27,19	27,13	27,16	27,48
TiO ₂	0,05	0,05	0,59	0,04	0,51	0,03	0,05	0,06	0,07	0,05
Al ₂ O ₃	22,18	21,52	31,19	21,73	31,33	21,86	21,63	21,43	21,86	22,18
FeO	19,44	18,98	7,27	19,52	8,86	19,72	19,55	19,54	19,38	19,44
MnO	0,07	0,10	0,00	0,06	0,00	0,06	0,05	0,07	0,08	0,07
MgO	19,84	20,10	7,39	19,25	6,86	19,30	19,39	19,34	19,35	19,84
Suma	87,74	89,10	88,98	88,10	87,80	88,20	88,12	87,90	87,67	87,99
Si	2,741	2,744	2,807	3,549	2,754	3,468	2,747	2,758	2,761	2,750
Ti	0,004	0,003	0,004	0,040	0,003	0,036	0,002	0,004	0,005	0,005
Al	2,618	2,611	2,529	3,350	2,601	3,401	2,609	2,586	2,571	2,608
Al IV	1,255	1,252	1,189	0,411	1,242	0,496	1,250	1,239	1,234	1,245

Al VI	1,363	1,359	1,339	2,939	1,358	2,905	1,358	1,347	1,337	1,363
Fe ²⁺	1,650	1,624	1,583	0,554	1,658	0,683	1,670	1,658	1,664	1,642
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,005	0,006	0,008	0,000	0,005	0,000	0,005	0,005	0,006	0,007
Mg	2,919	2,954	2,987	1,003	2,914	0,943	2,912	2,932	2,935	2,921
R2+	4,575	4,584	4,578	1,557	4,577	1,626	4,587	4,595	4,605	4,569
Oct. Sum	5,952	5,948	5,928	4,971	5,947	5,045	5,946	5,949	5,954	5,947
X _{Mg}	0,64	0,65	0,65	0,64	0,64	0,58	0,64	0,64	0,64	0,64
Mineral	CLORITA									
Muestra	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1
Análisis	chl11fil	chl12fil	chl13fil	chl14fil	chl15fil	chl16fil	chl17fil	chl18fil	chl19fil	chl20fil
SiO ₂	26,83	26,55	26,29	26,72	26,87	27,08	26,93	27,06	27,06	27,01
TiO ₂	0,07	0,06	0,04	0,06	0,05	0,06	0,06	0,04	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	21,51	21,46	21,19	21,36	21,37	21,77	21,63	21,84	21,68	21,38
FeO	19,61	19,49	19,17	19,76	19,89	19,93	19,82	19,56	19,78	19,62
MnO	0,08	0,07	0,04	0,07	0,06	0,08	0,06	0,06	0,08	0,05
MgO	18,83	19,01	18,93	19,25	19,24	19,68	19,33	19,35	19,28	19,35
Sum.	87,09	86,70	85,71	87,24	87,50	88,66	87,85	87,95	88,11	87,57
Si	2,752	2,735	2,738	2,739	2,746	2,730	2,740	2,744	2,744	2,754
Ti	0,005	0,004	0,003	0,004	0,004	0,005	0,004	0,003	0,004	0,004
Al	2,601	2,606	2,601	2,580	2,574	2,587	2,593	2,609	2,592	2,569
Al IV	1,242	1,260	1,259	1,256	1,250	1,265	1,256	1,253	1,252	1,242
Al VI	1,359	1,345	1,342	1,324	1,324	1,322	1,337	1,356	1,340	1,328
Fe ²⁺	1,683	1,680	1,670	1,694	1,700	1,681	1,686	1,659	1,678	1,674
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,007	0,006	0,004	0,006	0,005	0,007	0,005	0,005	0,007	0,004
Mg	2,880	2,921	2,939	2,941	2,931	2,958	2,930	2,925	2,915	2,942
R2+	4,569	4,607	4,612	4,641	4,636	4,646	4,622	4,588	4,600	4,620
Oct. Sum	5,953	5,960	5,962	5,968	5,964	5,973	5,961	5,952	5,967	5,961
X _{Mg}	0,63	0,63	0,64	0,63	0,63	0,64	0,63	0,64	0,63	0,64

Unidad del Almanzora

Mineral	CLORITA									
Muestra	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1
Análisis	chl21fil	chl22fil	chl23fil	chl24fil	chl25fil	chl26fil	chl27fil	chl28fil	chl29fil	chl30fil
SiO ₂	26,92	26,90	27,50	26,52	26,95	26,73	26,55	26,92	27,22	27,04
TiO ₂	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	21,81	21,68	21,98	21,26	21,57	21,44	21,29	21,90	21,85	21,51
FeO	19,73	19,79	19,56	19,11	19,81	19,82	19,89	19,58	20,00	19,41
MnO	0,10	0,09	0,09	0,07	0,11	0,08	0,08	0,06	0,06	0,04
MgO	19,20	19,66	19,39	18,94	19,47	19,25	19,46	19,63	19,38	19,43
Suma	87,86	88,17	88,70	86,02	87,97	87,45	87,42	88,18	88,60	87,68
Si	2,736	2,726	2,763	2,750	2,738	2,734	2,721	2,724	2,745	2,751
Ti	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,005	0,004	0,005	0,004	0,004
Al	2,613	2,589	2,602	2,597	2,583	2,585	2,571	2,612	2,596	2,579

Al IV	1,259	1,270	1,234	1,247	1,259	1,260	1,275	1,272	1,252	1,245
Al VI	1,353	1,319	1,369	1,351	1,324	1,324	1,296	1,340	1,344	1,335
Fe ²⁺	1,678	1,677	1,644	1,657	1,683	1,696	1,704	1,657	1,687	1,652
Fe ³⁺										
Mn	0,008	0,008	0,008	0,006	0,009	0,007	0,007	0,005	0,005	0,003
Mg	2,909	2,970	2,903	2,928	2,949	2,935	2,973	2,960	2,913	2,948
R2+	4,595	4,655	4,555	4,590	4,642	4,638	4,685	4,622	4,605	4,603
Oct. Sum	5,956	5,976	5,939	5,951	5,969	5,971	5,996	5,967	5,955	5,971
X _{Mg}	0,63	0,64	0,64	0,64	0,64	0,63	0,64	0,64	0,63	0,64

Unidad del Almanzora

Mineral	MICAS BLANCAS									
	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1
Muestra	ms1fil	ms3fil	ms4fil	ms5fil	ms6fil	ms7fil	ms8fil	ms12fil	ms13fil	ms14fil
SiO ₂	48,75	47,63	47,21	49,60	48,38	47,38	48,83	48,55	48,72	47,61
TiO ₂	0,27	0,34	0,31	0,21	0,26	0,29	0,25	0,20	0,34	0,34
Al ₂ O ₃	29,36	29,01	29,18	29,92	29,39	29,25	29,48	29,40	29,47	28,99
FeO	3,95	4,96	3,99	3,75	3,83	4,15	3,78	3,66	3,93	3,99
MnO	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00
MgO	2,11	1,99	1,94	2,20	2,08	2,83	2,11	2,12	2,17	2,07
CaO	0,00	0,01	0,04	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02
Na ₂ O	0,41	0,45	0,51	0,51	0,44	0,73	0,41	0,44	0,43	0,42
K ₂ O	10,47	10,38	10,24	10,50	10,58	8,47	10,60	10,58	10,69	10,40
F	0,08	0,08	0,07	0,06	0,08	0,04	0,04	0,04	0,07	0,07
Suma	95,32	94,77	93,43	96,72	94,99	93,10	95,49	94,97	95,78	93,83
Si	3,283	3,249	3,250	3,286	3,273	3,243	3,282	3,281	3,271	3,264
Ti	0,013	0,017	0,016	0,010	0,013	0,015	0,013	0,010	0,017	0,017
Al	2,331	2,332	2,368	2,336	2,343	2,360	2,335	2,341	2,332	2,343
Al IV	0,704	0,733	0,734	0,704	0,714	0,742	0,705	0,709	0,712	0,719
Al VI	1,627	1,599	1,634	1,632	1,629	1,617	1,631	1,632	1,620	1,624
Fe ²⁺	0,222	0,283	0,229	0,208	0,217	0,238	0,213	0,207	0,221	0,229
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Mg	0,212	0,203	0,199	0,218	0,210	0,289	0,211	0,213	0,217	0,212
Ca	0,000	0,001	0,003	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Na	0,053	0,059	0,069	0,065	0,058	0,096	0,054	0,058	0,056	0,056
K	0,900	0,903	0,899	0,887	0,913	0,740	0,909	0,912	0,915	0,909
sum oct	2,062	2,085	2,063	2,057	2,056	2,144	2,055	2,053	2,059	2,064
vac	0,938	0,915	0,937	0,943	0,944	0,856	0,945	0,947	0,941	0,936
Fe+Mg+Mn	0,435	0,486	0,429	0,425	0,427	0,527	0,425	0,421	0,439	0,441
ox	10,441	9,997	10,248	10,626	10,468	10,979	10,515	10,598	10,504	10,385
Alcalinos	0,953	0,963	0,971	0,955	0,972	0,836	0,963	0,971	0,972	0,966
Oxígenos	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000
prl=+1-Alcalinos	0,047	0,037	0,029	0,045	0,028	0,164	0,037	0,029	0,028	0,034

tri=+1-vac	0,062	0,085	0,063	0,057	0,056	0,144	0,055	0,053	0,059	0,064
cel=(R2+-3*tri)	0,249	0,231	0,240	0,253	0,259	0,094	0,259	0,262	0,261	0,248
musc=(Altot al-2prl-tri-cel)/3	0,642	0,648	0,669	0,645	0,658	0,598	0,649	0,656	0,652	0,654
sum	1,000	1,000	1,001	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
XK	0,944	0,938	0,929	0,931	0,940	0,885	0,944	0,940	0,942	0,942
Ln(Fe/Mg)	0,047	0,335	0,145	-0,047	0,031	-0,197	0,007	-0,033	0,016	0,075

Unidad del Alanzora

Mineral	MICAS BLANCAS									
	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1	w.fil.1
Muestra	ms16fil	ms9fil	ms11fil	ms17fil	ms18fil	ms19fil	ms20fil	ms21fil	ms22fil	ms23fil
SiO ₂	47,36	48,04	48,57	48,71	48,27	47,80	47,23	48,42	47,31	47,01
TiO ₂	0,20	0,32	0,18	0,25	0,26	0,17	0,26	0,22	0,27	0,32
Al ₂ O ₃	28,64	29,27	29,34	29,15	29,77	28,91	28,99	29,46	28,86	28,63
FeO	3,69	3,98	3,56	3,95	3,99	4,57	4,54	3,73	3,57	3,88
MnO	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
MgO	2,08	2,07	2,19	2,12	2,04	2,17	2,76	2,09	2,14	1,99
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,01
Na ₂ O	0,41	0,44	0,47	0,41	0,47	0,44	0,44	0,55	0,45	0,44
K ₂ O	10,45	10,61	10,64	10,59	10,57	10,36	10,11	10,34	10,57	10,30
F	0,09	0,07	0,06	0,07	0,03	0,09	0,07	0,06	0,03	0,09
Suma	92,84	94,74	94,94	95,19	95,40	94,42	94,36	94,85	93,18	92,60
Si	3,279	3,264	3,282	3,288	3,254	3,265	3,229	3,275	3,265	3,265
Ti	0,010	0,016	0,009	0,013	0,013	0,008	0,013	0,011	0,014	0,017
Al	2,337	2,344	2,337	2,319	2,365	2,327	2,336	2,348	2,347	2,344
Al IV	0,711	0,720	0,709	0,699	0,733	0,727	0,758	0,714	0,721	0,718
Al VI	1,626	1,624	1,629	1,619	1,633	1,600	1,578	1,633	1,626	1,626
Fe ²⁺	0,213	0,226	0,201	0,223	0,225	0,261	0,259	0,211	0,206	0,226
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Mg	0,214	0,210	0,221	0,213	0,205	0,221	0,282	0,211	0,220	0,206
Ca	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,004	0,000	0,001
Na	0,055	0,058	0,061	0,053	0,062	0,059	0,058	0,072	0,060	0,060
K	0,923	0,920	0,917	0,912	0,909	0,902	0,882	0,892	0,931	0,913
sum oct	2,054	2,059	2,051	2,056	2,064	2,083	2,119	2,055	2,052	2,059
vac	0,946	0,941	0,949	0,944	0,936	0,917	0,881	0,945	0,948	0,941
Fe+Mg+Mn	0,428	0,436	0,422	0,437	0,431	0,483	0,541	0,421	0,426	0,433
ox	10,549	10,386	10,736	10,457	10,347	10,275	10,779	10,527	10,666	10,351
Alcalinos	0,978	0,978	0,978	0,966	0,971	0,961	0,941	0,968	0,991	0,973
Oxígenos	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000
prl=+1-Alcalinos	0,022	0,022	0,022	0,034	0,029	0,039	0,059	0,032	0,009	0,027
tri=+1-vac	0,054	0,059	0,051	0,056	0,064	0,083	0,119	0,055	0,052	0,059

cel=(R2+- 3*tri)	0,267	0,258	0,270	0,268	0,239	0,234	0,185	0,257	0,270	0,256
musc=(Altot al-2pri-tri- cel)/3	0,657	0,661	0,658	0,642	0,668	0,644	0,638	0,657	0,669	0,658
sum	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,001	1,001	1,000	1,000
XK	0,944	0,941	0,938	0,945	0,936	0,939	0,938	0,925	0,940	0,939
Ln(Fe/Mg)	-0,004	0,076	-0,094	0,045	0,093	0,167	-0,083	0,000	-0,064	0,092