XXX Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España

Guía de campo

Antequera, Septiembre de 2018

La zona de cizalla del Torcal (cinturón de pliegues y cabalgamientos bético)

Un laboratorio natural de transpresión triclínica con alto reparto de la deformación

M. Díaz-Azpiroz, J.C. Balanyá Roure, I. Expósito Ramos, L. Barcos Murcia, A. Jiménez Bonilla

UNIVERSIDAD PABLO DE OLAVIDE SEVILLA

SGE Sociedad Geológica de España

La zona de cizalla del Torcal (cinturón de pliegues y cabalgamientos bético). Un laboratorio natural de transpresión triclínica con alto reparto de la deformación

Guía de campo

Antequera, Septiembre de 2018

XXX Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España

Autores: M. Díaz Azpiroz[1], J.C. Balanyá Roure[1], I. Expósito Ramos[1], L. Barcos Murcia[1], A. Jiménez Bonilla[1]

[1] Dpto. Sistemas físicos, químicos y naturales. Universidad Pablo de Olavide. Crtra. Utrera km 1, 41013 Sevilla (mdiaazp@upo.es, jcbalrou@upo.es, iexpram@upo.es, alex_jb16@hotmail.com, leticiamurcia@gmail.com)

ÍNDICE

La zona de cizalla del Torcal: contexto geológico y análisis cinemático

1. Introducción……1

2. Contexto geológico……..2

3. Análisis cinemático de la TSZ…….4

Itinerario y paradas

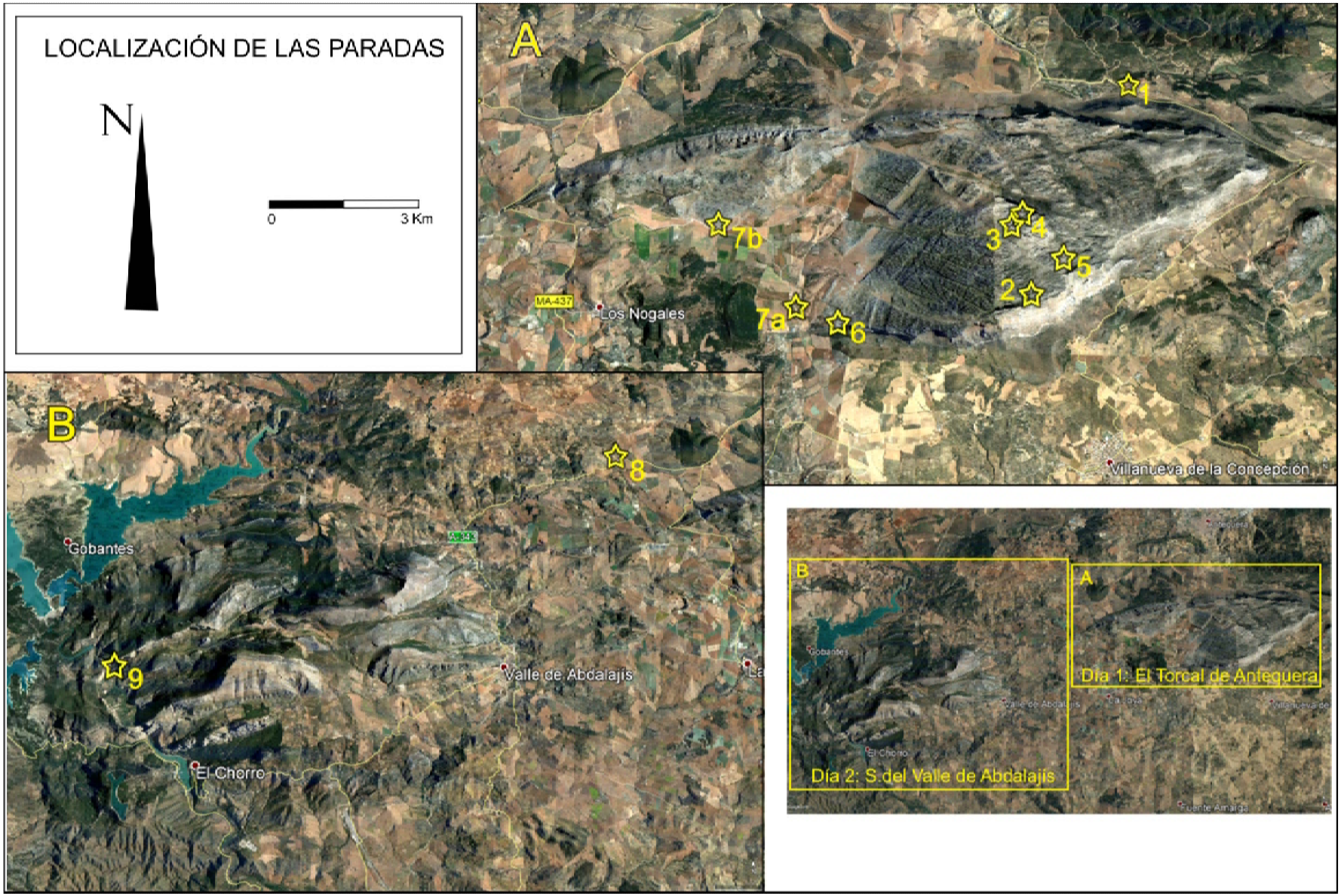
Primer día: Torcal de Antequera……..……18

Segundo día: Sierra del Valle de Abdalajís……..31

Referencias……38

Siglas usadas…….42

Anexos……...43


LOCALIZACIÓN DE LAS PARADAS
N
0
3 Km
A
1
2
3
4
5
6
7a
7b
MA-437
Los Nogales
Villanueva de la Concepción
B
8
9
Gobantes
Valle de Abdalajis
El Cherro
Día 1: El Torcal de Antequera
Día 2: S.del Valle de Abdalajis

LA ZONA DE CIZALLA DEL TORCAL: CONTEXTO GEOLÓGICO Y ANÁLISIS CINEMÁTICO

1. Introducción

El desplazamiento de las placas tectónicas sobre una superficie aproximadamente esférica se define mediante círculos menores en torno a un polo de rotación, de forma que dicho desplazamiento es normalmente oblicuo a los límites entre placas tectónicas (e.g., Philippon y Corti, 2016). Situaciones oblicuas equivalentes se reproducen de manera generalizada en estructuras de menor tamaño, como son los grandes accidentes tectónicos que delimitan dominios dentro de un sistema orogénico, zonas de cizalla, etc. En los casos de convergencia oblicua, la deformación generada se acomoda en zonas transpresivas (Harland, 1971), entendiendo como tales aquellas en las que se combinan un acortamiento perpendicular a la zona de deformación y un cizallamiento simple paralelo a la misma. Asumiendo que a la escala de este tipo de zonas deformadas, el vector de desplazamiento puede considerarse horizontal (paralelo a la superficie de la Tierra), el componente de cizalla simple, que deriva directamente de la componente lateral del desplazamiento relativo, dependerá fundamentalmente de la inclinación de la zona de deformación. Así, lo habitual es que sea horizontal en zonas de deformación verticales (Sanderson y Marchini, 1984) y oblicuo en el caso de zonas de deformación inclinadas (e.g., Lin et al., 1998). La deformación resultante en este último caso es típicamente triclínica (esto es, ninguno de los tres ejes de la deformación finita coincide con el sistema de referencias externo definido por los límites de la zona deformada y por el vector de vorticidad de la deformación, Robin y Cruden; 1994). Esto se aprecia en zonas de cizalla dúctiles en las que, mientras que la foliación suele presentar una orientación relativamente constante, las lineaciones de estiramiento presentan orientaciones variables. Tras el reconocimiento de este tipo de estructuras, el número de ejemplos de casos naturales registrados se ha incrementado de manera muy notable (Díaz-Azpiroz et al., 2018). Aunque es, por tanto, esperable que en niveles altos de la corteza, las zonas transpresivas triclínicas sean igualmente habituales, identificar y analizar geometrías de este tipo en zonas con alto reparto de la deformación es más complicado. La interpretación de estas zonas requiere hacer estudios integrados de

estructuras que puedan ser identificadas como coetáneas junto con modelos de deformación 3D. La zona de cizalla del Torcal (TSZ en sus siglas en inglés), que se localiza en el cinturón de pliegues y cabalgamientos bético y que veremos en esta excursión, constituye un ejemplo natural idóneo para ilustrar este tipo de análisis.

2. Contexto Geológico

La Cordillera Bética forma la rama norte del Arco de Gibraltar (Fig. 1). El sistema orogénico completo comprende, además, la cadena del Rif (coincidente con la rama sur del arco), el complejo acrecional del Golfo de Cádiz y la cuenca extensional de Alborán desarrollada sobre sus Zonas Internas o Dominio de Alborán (Comas et al., 1999). El Arco de Gibraltar es el resultado de un proceso colisional de edad Neógena, subsecuente al desarrollo de la Zona de Subducción del Mediterráneo Occidental, en la que procesos de subducción en retroceso y segmentación de la losa subducida parecen haber sido determinantes (Faccenna et al., 2004). Los elementos comunes a ambas ramas del arco están representados por sus Zonas Internas (Complejos Alpujárride y Maláguide en las Béticas y sus equivalentes en el Rif) y por el denominado Complejo de Flyschs. Las Zonas Internas (Dominio de Alborán) están formadas por unidades tectónicas con secuencias mayormente Paleozoicas y metamorfismo alpino. El Complejo de Flyschs (o Complejo del Surco de Flyschs), por su parte, corresponde a un conjunto de unidades de cobertera caracterizadas por depósitos turbidíticos, completamente despegadas de su basamento, que presumiblemente ocupaban un dominio oceánico de posición intermedia entre las Zonas Internas y las Externas (Durand-Delga et al., 2000). Las Zonas Externas, por el contrario, tienen rasgos específicos a un lado y otro del Estrecho y derivan, respectivamente, de los paleomárgenes Sudibérico y Magrebí cuya evolución sedimentaria y tectónica difiere considerablemente. Forman, conjuntamente con las Unidades del Complejo de Flyschs, el cinturón de pliegues y cabalgamientos del arco (Expósito et al., 2012). En el caso que nos ocupa (rama norte del arco), las secuencias Mesozoico-Cenozoicas del paleomargen se inician con formaciones Triásicas que incluyen espesores importantes de evaporitas (Facies Keuper) y constituyen el principal nivel de despegue a escala regional. Las secuencias de las unidades derivadas del paleomargen se agrupan en la Zona Prebética, con predominio de las facies someras (Jurásico-Cretácico) e importantes periodos de emersión (Cretácico-Paleógeno), y en la Zona Subbética, caracterizada por facies

pelágicas dominantes a partir del Líasico Superior o del final del Jurásico -según qué unidades- hasta el Paleógeno (Vera, 2004).

La cinemática del cinturón de pliegues y cabalgamientos del Arco de Gibraltar Occidental (al W del meridano de Antequera), está caracterizada por direcciones de transporte fuertemente divergentes hacia el Antepaís (>90º). Las estructuras de acortamiento se desarrollan durante todo el Mioceno y Plioceno simultáneamente a otras estructuras que generan extensión paralela a las trazas de pliegues y cabalgamientos. Estas últimas son fallas normales y sistemas conjugados de fallas de salto en dirección (Balanyá et al., 2007, 2012; Jiménez-Bonilla et al., 2015, 2017). Coincidiendo con la zona de Antequera, las directrices estructurales de la Zona Subbética sufren una inflexión generalizada, dando lugar a una zona de *recess* (entrante), que releva al saliente formado por todo el Arco de Gibraltar Occidental. Es precisamente en esta posición que se localiza la Zona de Cizalla del Torcal (TSZ), objeto de nuestro itinerario (Barcos et al., 2015).

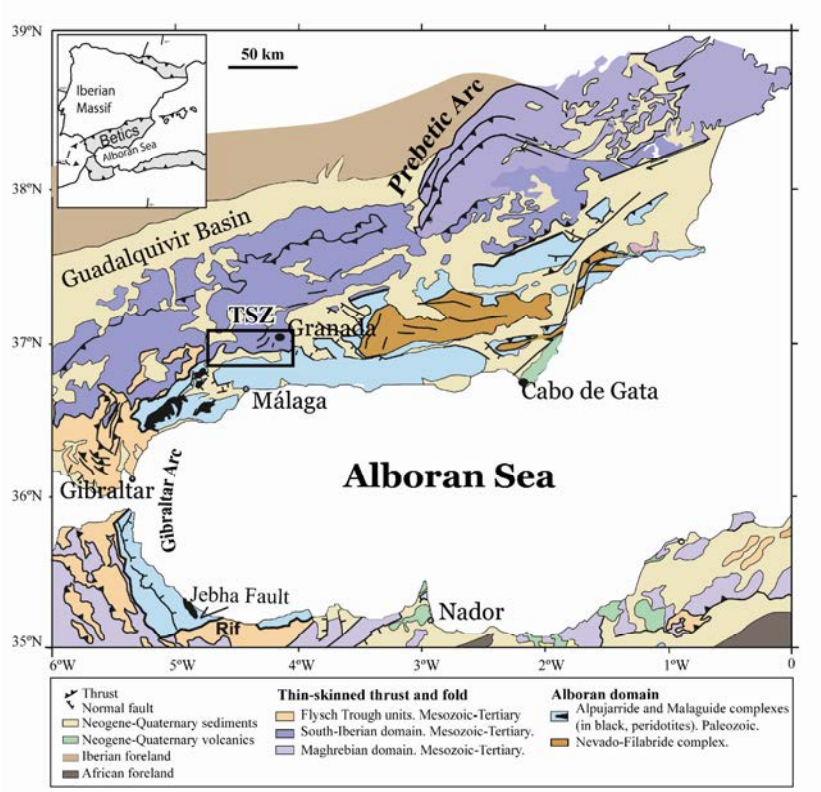


Figura 1. Principales dominios tectónicos del Arco de Gibraltar con la localización de la TSZ (Barcos et al., 2015 con datos de García-Dueñas et al., 1992 y Balanyá et al., 2007).

La TSZ se sitúa en la zona más interna del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la cordillera Bética (Subbético interno), tiene unos 8 km de ancho, y se identifica por una serie de altos morfoestructurales desconectados, limitados por escarpes, dispuestos *en-echelon* y alineados aproximadamente E-O a lo largo de unos 70 km (Fig. 2). De acuerdo con sus características estructurales, se han distinguido cuatro grandes grupos de sierras (de Oeste a Este): Teba-Peñarrubia, Valle de Abdalajís, Torcal de Antequera y Cabras-Camorolos (Barcos et al., 2015). Esta zona de cizalla deforma a materiales de la secuencia típica del Subbético interno que incluye (Martín Algarra, 1987), de abajo a arriba: (1) margas versicolores con abundantes evaporitas, con dolomías y calizas a techo (Triásico superior); (2) dolomías y calizas oolíticas del Jurásico inferior y medio; (3) calizas nodulosas y calizas oolíticas del Jurásico superior; (4) margocalizas blancas del Cretácico inferior ("capas blancas") y (5) margocalizas rosadas del Cretácico superior-Paleógeno ("capas rojas"). La TSZ limita al sur con el Dominio de Alborán, que en esta zona aparece cubierto parcialmente por un conjunto de unidades sedimentarias del Mioceno inferior-medio que incluyen, en la parte superior, el complejo olistostrómico de La Joya (Suades y Crespo-Blanc, 2013). Al norte de la TSZ afloran margas y evaporitas triásicas y calcarenitas del Mioceno superior, las cuales presentan estructuras compatibles con la cinemática deducida (véase el epígrafe 3) para la TSZ (Pérez-Valera et al., 2011; Díaz-Azpiroz et al., 2014).

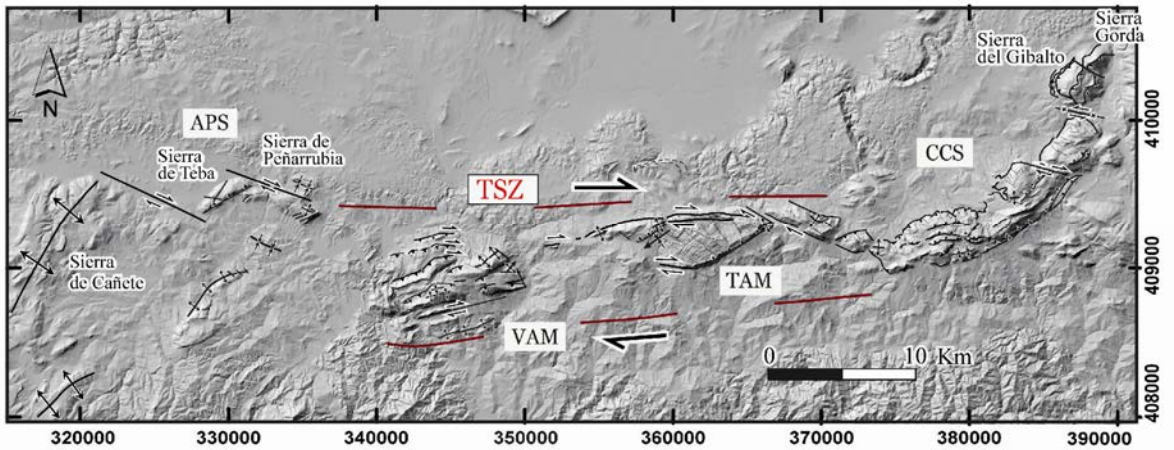


Figura 2. Mapa estructural de la TSZ (sobre MDT), en el que se localizan los dominios principales (Barcos et al., 2015). De este a oeste: Sierra de Cabras-Camorolos (CCS), Torcal de Antequera (TAM), Valle de Abdalajís (VAM) y Sierras de Almargen-Peñarrubia (APS).

3. Análisis cinemático de la TSZ

3.1. Patrón estructural y reparto de la deformación

Las estructuras principales reconocidas en la TSZ, que son las que configuran su actual patrón estructural, son muy variadas cinemáticamente, pero tienen todas un carácter frágil-dúctil, cuyo estilo depende del tipo de roca afectada y que se repite de manera sistemática en toda la zona de cizalla. Así, las estructuras de acortamiento son pliegues abiertos de tamaño hectométrico, en cuyos flancos cortos se suelen desarrollar zonas de cizalla inversas o inversas-dextras. Tanto estas zonas de cizalla como otras de cinemática principal normal o de salto en dirección generan zonas deformadas de 1 a 20 m de espesor que en las calizas desarrollan planos de falla discretos con espaciado decamétrico, mientras que en las margocalizas generan una deformación más distribuida en la que predominan estructuras de tipo S-C con espaciado centi- a decimétrico.

Aun siendo muy variadas, estas estructuras pueden interpretarse en conjunto como el resultado de una transpresión dextra, de edad Mioceno superior o más reciente (Díaz-Azpiroz et a., 2014; Barcos et al., 2015). En primer lugar, estas estructuras interfieren a pliegues que afectan a las margocalizas del Cretácico-Paleógeno, vergentes al N y que han sido datados como Mioceno inferior-medio (Expósito et al., 2012). Otros criterios son el efecto de las estructuras transpresivas sobre índices geomorfológicos, así como la cinemática compatible de las estructuras que afectan a las calcarenitas del Mioceno superior y de las soluciones focales de terremotos registrados en la zona (Balanyá et al., 2012; Barcos et al., 2012a; Díaz-Azpiroz et al., 2014).

El carácter frágil-dúctil de la TSZ se manifiesta en un reparto de la deformación que se verifica a varias escalas. A escala pluri-kilométrica, diferentes dominios con patrones estructurales y significados cinemáticos contrastados se definen a lo largo de la TSZ (Fig. 2). El sector central, en el que se centra esta excursión, incluye a los dominios del Valle de Abdalajís (VAM en sus siglas en inglés) y del Torcal de Antequera (TAM en sus siglas en inglés), que acomodaron principalmente transpresión dextra, como se verá a continuación. Por el contrario, las sierras localizadas en los extremos oeste (Teba-Peñarrubia) y este (Cabras-Camorolos) actuaron fundamentalmente como zonas de terminación que enlazan la TSZ con el Arco de Gibraltar occidental y con las Béticas centrales, respectivamente (Barcos et al., 2012b, 2015; Jiménez-Bonilla et al., 2013).

3.2. Modelización cinemática del sector central de la TSZ

Asumiendo que las estructuras principales reconocidas en el VAM y el TAM (excluyendo los pliegues vergentes al N del Mioceno inferior-medio) corresponden a un único evento de deformación posterior al Mioceno medio, es posible analizar dichas estructuras en conjunto para determinar la cinemática general responsable de la deformación registrada en el sector central de la TSZ. Para ello, se ha llevado a cabo un estudio en tres fases: (1) determinación de las características de la deformación finita registrada en dominios de la TSZ que puedan considerarse homogéneos cinemáticamente; (2) comparación de la deformación finita de cada uno de estos dominios con los resultados generados mediante un modelo analítico de transpresión para constreñir las condiciones de contorno responsables de la deformación observada; y (3) utilización de los resultados obtenidos en la fase 2 para diseñar modelos analógicos que reproduzcan las estructuras observadas en el TAM.

1. Geometría de la deformación finita. Como ya se ha comentado, en el sector central de la TSZ se pueden distinguir dos dominios estructurales principales, el TAM y el VAM. El TAM presenta un dominio interno (dominio interno, TAM-ID), que ocupa la mayor parte del TAM y dos dominios que corresponden a sus límites norte y sur (dominios externos, TAM-OD). El TAM-ID se caracteriza por presentar estructuras de acortamiento (pliegues y fallas inversas asociadas) con una orientación oblicua (NE-SO) respecto a los límites del TAM, así como zonas de falla normales agrupadas en dos sistemas de fallas conjugadas, uno principal de orientación NO-SE y uno subordinado de orientación NE-SO. Por su parte, los TAM-OD son bandas relativamente estrechas (< 400 m de ancho), levantadas respecto a las unidades vecinas a la TSZ y limitadas con éstas por sendas zonas de falla oblicuas con un componente principal de salto en dirección dextro. Por el contrario, el límite sur del VAM es una zona de falla discreta, de salto en dirección dextro, mientras que la deformación en el interior del dominio se caracteriza por la presencia de zonas de falla dextras-inversas, relacionadas en ocasiones con flancos cortos de antiformes, ambos con orientación similar a la de los límites del VAM (ENE-OSO), y distribuidas de forma homogénea en todo el dominio. Al igual que en el TAM-ID, fallas normales de dirección NO-SE acomodan estiramiento ortogonal a las estructuras de acortamiento (Fig. 3).

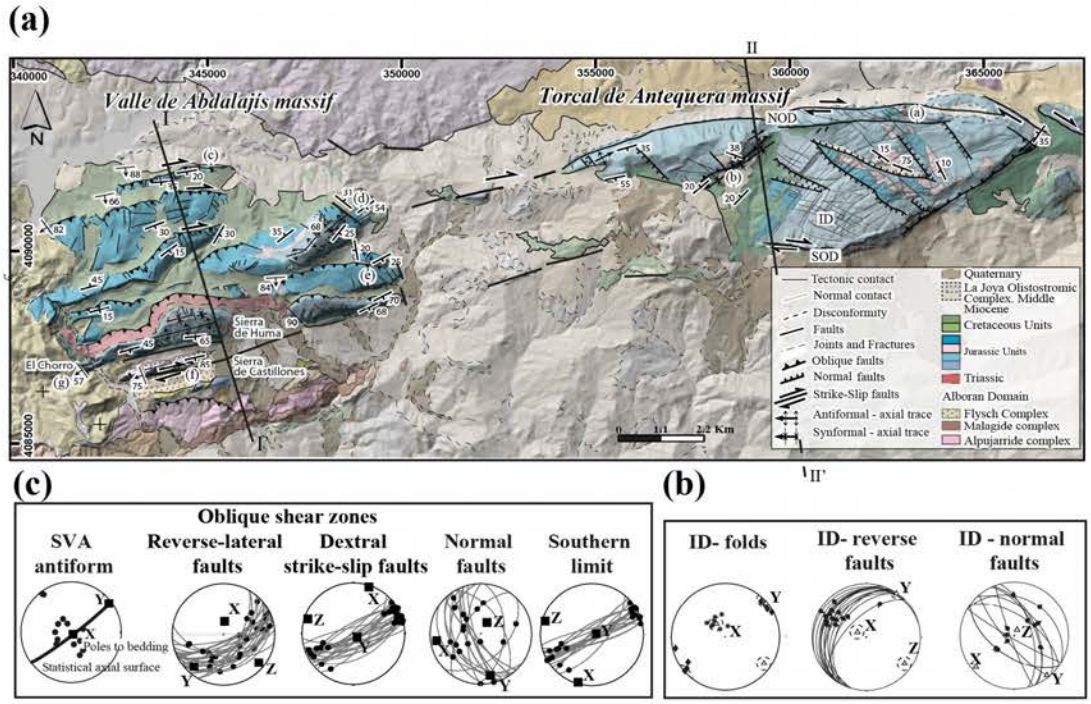


Figura 3. Características estructurales del sector central de la TSZ (Díaz-Azpiroz et al., 2014; Barcos et al., 2015). (a) Mapa geológico y estructural con los dominios del Torcal de Antequera (TAM) y del Valle de Abdalajís (VAM). En el TAM se localizan los dominios interno (ID) y externos (norte: NOD y sur: SOD). (b) y (c) datos estructurales del dominio interno del TAM (b) y el VAM (c). Proyecciones equiareales en hemisferio inferior de: planos de falla con estrías y fibras asociadas (círculos negros) y desplazamiento relativo del bloque de techo (flechas), ejes (rombos negros) y direcciones de *facing* (asteriscos) de pliegues, y orientación de los ejes principales de la deformación finita (triángulos blancos en TAM, cuadrados negros en VAM) deducidos a partir de las estructuras analizadas.

Analizando por separado las asociaciones de estructuras que caracterizan cada uno de los tres dominios diferenciados, se puede hacer una estimación de la orientación aproximada del elipsoide de la deformación finita que mejor representa al conjunto de la deformación de cada uno de estos dominios. Para ello, se hicieron análisis poblacionales de los distintos tipos de fallas encontradas (de acuerdo con el método de Marret y Allmendinger, 1990 y Allmendinger et al., 1994) y se usaron los datos de orientación de los pliegues (e.g., Tikoff y Peterson, 1998; Jones et al., 2004; Titus et al., 2007). Los resultados completos se muestran en Díaz-Azpiroz et al. (2014) para el TAM y en Barcos et al. (2015) para el VAM, y se ilustran en la figura 3 y en la tabla 1. En el TAM-OD, el eje *X* de la deformación finita es subhorizontal y forma un ángulo de unos 40º respecto a la dirección del TAM, el eje *Y* hunde fuertemente hacia el NNE y el eje *Z* es subhorizontal con dirección NO-SE. Por su parte, la orientación de los elipsoides de la deformación finita del TAM-ID y el VAM son similares: el eje *X* se sitúa en una posición cercana a la dirección de

buzamiento de los límites del dominio correspondiente, aunque en el TAM-ID se desvía paralelamente a esta superficie según un ángulo de unos 10º, mientras que en el VAM llega a hundir fuertemente hacia el N; los ejes *Y* y *Z* tienen ángulos de cabeceo bajos y direcciones aproximadas NE-SO y NO-SE, respectivamente.

		Axis	Trend	Plunge	e	S	λ	S_1/S_2	S_2/S_3
TAM	**OD**	X	227	34					
		Y	30	65					
		Z	134	7					
	ID	X (F)	323	65	0.18 - 0.29	1.18 - 1.30	1.40 - 1.69	1.10 - 1.20	1.34 - 1.47
		X (R)	299	75					
		Y (F)	48	3	0.07	1.07	1.15		
		Y (R)	33	1					
		Z (F+R)	131	20	-0.20 - -0.27	0.80 - 0.85	0.64 - 0.72		
VAM	**DSS**	X	18	3					
		Y	133	82					
		Z	288	7					
	F+R+N	X (F)	143	85	0.18 - 0.29	1.18 - 1.30	1.40 - 1.69	1.05 - 1.27	1.34 - 1.75
		X (R)	2	70					
		Y (F)	53	7	0.02 - 0.08	1.02 - 1.08	1.04 - 1.17		
		Y (R)	222	16					
		Z (F)	323	5	-0.24 - -0.36	0.64 - 0.76	0.41 - 0.58		
		Z (R)	129	13					

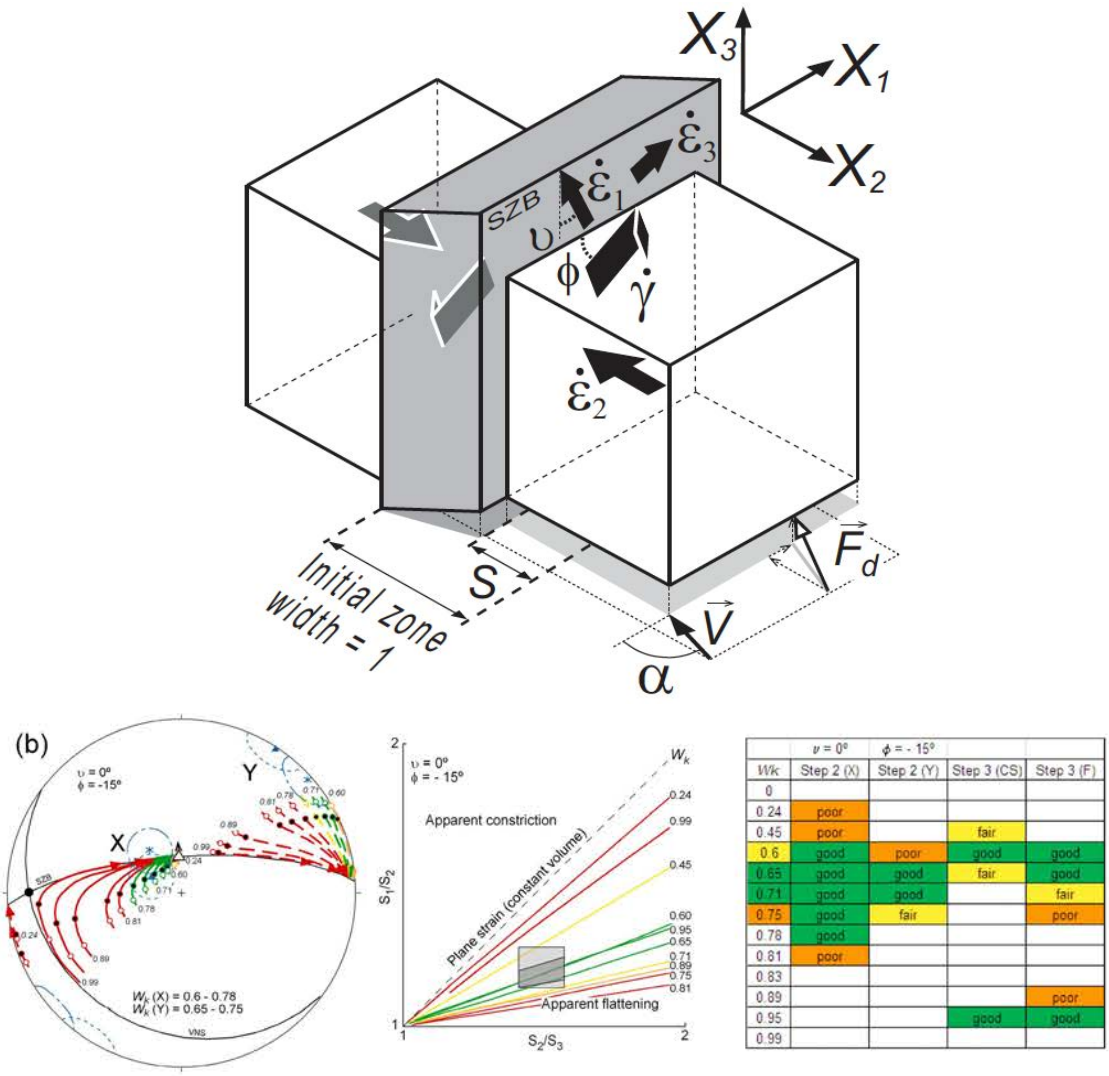
Tabla 1. Parámetros de la deformación finita obtenido para distintos dominios y grupos de estructuras del sector central de la TSZ (Díaz-Azpiroz et al., 2014; Barcos et al., 2015). OD y ID: dominios externos e internos del TAM); DSS y F+R+N: zonas de cizalla dextras y pliegues+zonas de cizalla inversas y normales del VAM.

Además, para los casos del TAM-ID y del VAM, se ha podido hacer una estimación de los valores aproximados de extensión/contracción producidas paralelamente a los tres ejes principales de la deformación finita (Díaz-Azpiroz et al., 2014; Barcos et al., 2015), los cuales se muestran en la tabla 1. En conjunto, estas estructuras acomodan un acortamiento en dirección NO-SE, así como estiramiento tanto subvertical como en dirección NE-SO. La extensión paralela al eje *X* se ha estimado en e = 0.18 – 0.29, a partir del levantamiento medido de la TSZ respecto al Dominio de Alborán, que está en una posición cabalgante respecto al primero, y teniendo en cuenta la profundidad actual del despegue basal, situada entre los 4500 y los 6500 m mediante datos geofísicos (Medialdea et al., 1986; Torné et al., 1992). La contracción paralela al eje *Z*, estimada a partir de cortes perpendiculares a las estructuras de acortamiento, arroja valores mínimos que varían entre e = – 0.2

(TAM) y e = – 0.36 (VAM). La extensión paralela al eje *Y* se ha medido directamente a partir del desplazamiento observado en las fallas normales de dirección NO-SE del TAM-ID (e = 0.07), mientras que para el VAM, se ha hecho una estimación mínima basada en el salto vertical topográfico asociado a estas fallas y en algunas medidas directas (e = 0.02 – 0.08). A partir de estos valores, los elipsoides que representan la deformación finita producida por el conjunto de estructuras del TAM-ID y el VAM son de tipo oblato.

2. Comparación con modelos analíticos. Para constreñir las condiciones de contorno que pudieron dar lugar a la geometría de la deformación finita que se observa en la TSZ, se han comparado los resultados obtenidos a partir del análisis cinemático con los generados mediante un modelo analítico cinemático. En este caso, hemos escogido el modelo de transpresión triclínica con extrusión oblicua (Fernández y Díaz-Azpiroz, 2009), el más complejo de los que consideran deformación homogénea, isocórica y estacionaria en una zona de cizalla tabular con deslizamiento a favor de sus límites. Este modelo replica la aproximación matemática del modelo de Fossen and Tikoff (1993) para zonas de cizalla verticales y, como proponen Lin et al. (1998), emula zonas inclinadas mediante la rotación rígida del sistema completo. El sistema de referencias se fija a la zona de cizalla, de forma que X_1 y X_3 son paralelos, respectivamente, a la dirección y a la dirección de buzamiento del límite de la zona de cizalla (SZB, *shear zone boundary*) y X_2 es normal a éste (Fig. 4a). El vector de velocidades $\overrightarrow{F_d}$. define el desplazamiento relativo de un bloque respecto al otro, y es responsable del flujo dentro de la zona de cizalla. Éste resulta de la suma de un cizallamiento simple con cualquier orientación paralela al SZB y caracterizado por la tasa de deformación por cizalla ($\dot{\gamma}$), y una componente coaxial (cizallamiento puro en nuestro caso) que genera acortamiento perpendicular al SZB ($-\dot{\varepsilon}_2$) compensado mediante extrusión paralela a éste ($\dot{\varepsilon}_1$). El tensor de gradiente de velocidades se define en función del ángulo que forma la dirección del cizallamiento simple con la dirección de la zona de cizalla (ϕ), lo que se conoce como oblicuidad de la transpresión (Lin et al., 1998); el ángulo que forma la extrusión generada por el componente coaxial con la dirección de buzamiento (υ), conocida como oblicuidad de la extrusión (Fernández y Díaz-Azpiroz, 2009); y la relación entre ambos componentes del flujo que, para condiciones de contorno constantes en el tiempo, se

relaciona directamente con el número de vorticidad cinemática (W_k, Truesdell, 1954; Lin et al., 1998). Para zonas de cizalla inclinadas, el ángulo de convergencia oblicua α entre $\overrightarrow{F_d}$. y la dirección del SZB (Fitch, 1972) se puede definir en función de ϕ, W_k y el ángulo de buzamiento (Díaz-Azpiroz et al., 2014). La integración con el tiempo del tensor de gradiente de velocidades genera la matriz de deformación, a partir de la cual se pueden obtener las tres extensiones cuadráticas principales ($\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$) y sus orientaciones respecto al sistema de referencias (Truesdell and Toupin, 1960), las cuales pueden compararse con los tres ejes principales de la deformación finita ($X \geq Y \geq Z$).



	υ = 0°	ϕ = - 15°		
Wk	Step 2 (X)	Step 2 (Y)	Step 3 (CS)	Step 3 (F)
0				
0.24	poor			
0.45	poor		fair	
0.6	good	poor	good	good
0.65	good	good	fair	good
0.71	good	good		fair
0.75	good	fair		poor
0.78	good			
0.81	poor			
0.83				
0.89				poor
0.95			good	good
0.99				

Figura 4. (a) Modelo cinemático de transpresión triclínica con extrusión oblicua (Fernández y Díaz-Azpiroz, 2009). Véase texto principal para la definición de sus parámetros principales. (b) Ejemplo de comparación de datos de la deformación finita para el TAM-ID con resultados del modelo de transpresión triclínica obtenidos con υ = 0º y φ = 15º (Díaz-Azpiroz et al., 2014).

Para poder llevar a cabo la comparación entre los resultados del modelo y los datos obtenidos del análisis cinemático del caso natural, éste debe cumplir una serie de premisas para minimizar errores (Jones et al., 2004) que, en el caso de la TSZ son: (1) las estructuras analizadas son coetáneas, como se ha indicado anteriormente; (2) salvo contrastes mecánicos poco significativos (calizas/margocalizas), que pueden generar pequeñas variaciones en la respuesta a la deformación, se puede asegurar que las diferencias fundamentales en la geometría de la deformación se deben a variaciones en la cinemática impuesta; (3) debido a su pequeño tamaño y a las buenas condiciones de exposición, se pueden considerar que el conjunto de datos estructurales es representativo de la deformación general para cada dominio (se minimiza el sesgo), aunque ésta sea altamente heterogénea; (4) los límites de cada uno de los dos dominios analizados son paralelos y, por tanto, la forma de dichos dominios puede considerarse tabular; (5) dichos límites constituyen zonas de intensa deformación, cuya localización está controlada por el contraste reológico con las rocas en contacto con la TSZ; y (6) no hay evidencias de variaciones significativas de volumen.

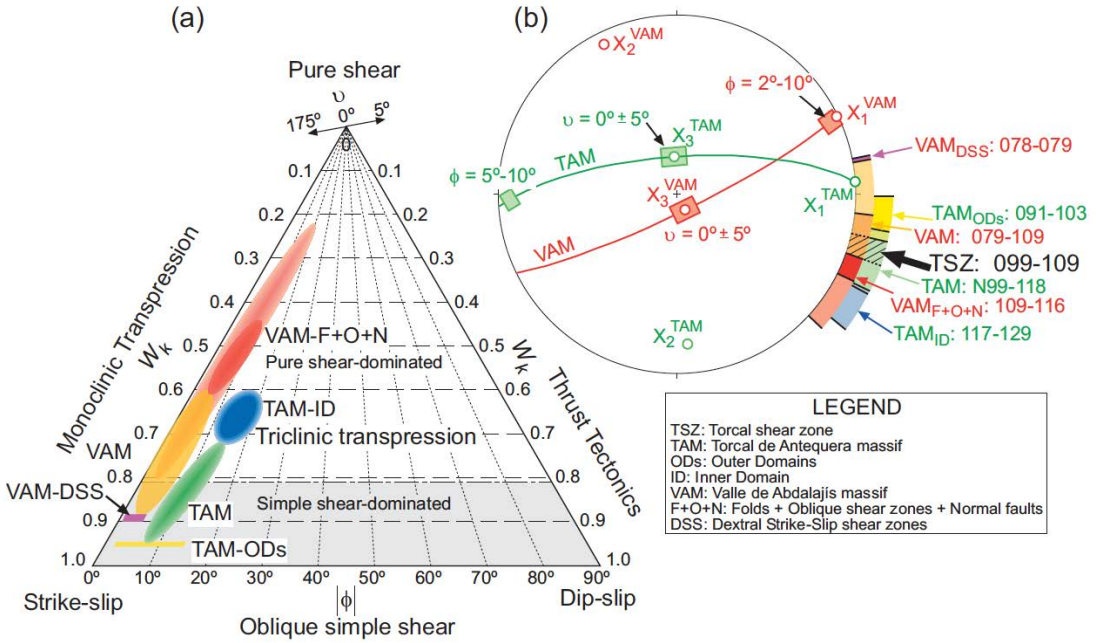


Figura 5. Parámetros cinemáticos, orientación de los límites y vectores teóricos de desplazamiento deducidos para distintos dominios del TAM y el VAM y para el sector central de la TSZ en su conjunto (Barcos et al., 2015). (a) Triángulo de *strain* (Díaz-Azpiroz et al., 2014), con fiabilidad del resultado indicado por la intensidad del color. (b) Proyección equiareal (hemisferio inferior).

Para minimizar la subjetividad en el análisis comparativo, éste se hizo siguiendo un protocolo pre-definido (Díaz-Azpiroz et al., 2014) consistente en tres pasos

consecutivos, y que se ilustra en la figura 4b: (1) definición, con base en observaciones de campo, de rangos posibles para los valores de oblicuidad de la transpresión y la extrusión (ϕ y υ); (2) comparación de la orientación y forma del elipsoide de deformación finita deducido para el caso natural con diferentes elipsoides generados mediante el modelo, con valores de entrada para ϕ y υ obtenidos en el paso 1, y un número determinado de valores de W_k dentro del rango 0-1; (3) comparación de los valores obtenidos para α a partir de ϕ y W_k de forma independiente.

Domain	Kinematic parameters			Far-field parameters		
	υ	$\lvert\phi\rvert$	W_k	*SZB*	α	$\vec{V}$
TAM-ODs	*0º*	*2º-5º*	*0.95*		*5º-17º*	*091-103*
TAM-ID	*0º ± 5º*	*10º-15º*	*0.65-0.71*	*086/73N*	*31º-43º*	*117-129*
TAM	*0º ± 5º*	*5º-10º*	*0.71-0.95*		*13º-32º*	*099-118*
VAM-DSS	*0º*	*2º*	*0.89*		*14º-15º*	*078-079*
VAM-F+R+N	*0º ± 5º*	*5º-10º*	*0.45-0.6*	*064/82S*	*32º-52º*	*96-116*
VAM	*0º ± 5º*	*2º-5º*	*0.6-0.89*		*(15º)-32º-45º*	*(079)-96-109*
TSZ						*099-109*

Tabla 2. Parámetros cinemáticos, orientación de los límites y vectores teóricos de desplazamiento deducidos para distintos dominios del TAM y el VAM y para el sector central de la TSZ en su conjunto (Barcos et al., 2015).

Los resultados de este análisis comparativo para TAM-ID, TAM-OD y VAM se resumen en la figura 5 y en la tabla 2 (para ver resultados completos, referimos al lector a Díaz-Azpiroz et al., 2014 y Barcos et al., 2015). La oblicuidad de extrusión es pequeña ($|\upsilon| < 5º$) para el conjunto de la TSZ. Tanto el TAM-OD como la zona de falla del límite sur del VAM presentan una oblicuidad de la transpresión muy baja (ϕ = 2 – 5º) y una vorticidad cinemática elevada, pero con cierta influencia de la componente coaxial (W_k = 0.89 – 0.95), lo que sugiere que no son fallas de salto en dirección, sino zonas transpresivas dominadas por la cizalla simple horizontal. El TAM-ID y la zona interna del VAM presentan valores bajos de oblicuidad de la transpresión, aunque mayores que los de los límites (ϕ = 10 – 15º para TAM-ID y 5 – 10º para VAM) y una vorticidad cinemática que indica transpresión dominada por la componente coaxial, con mayor influencia de ésta última en el VAM (W_k = 0.45 – 0.6) que en el TAM-ID (W_k = 0.65 – 0.71). Aunque los valores de convergencia para los dos dominios principales del sector central de la TSZ varían significativamente (α = 13 – 32º para el conjunto del TAM y 32 – 45º para el conjunto del VAM), estas

diferencias se explican mejor por su distinta orientación (086/73N el TAM y 064/82S el VAM). Así, los parámetros cinemáticos obtenidos para ambos dominios serían compatibles con un único vector de velocidades cuya orientación estaría, para la disposición actual de las estructuras, entre N099ºE y N109ºE (Fig. 5).

3. Modelización analógica. La comparación de un elipsoide de deformación finita, deducido a partir de un conjunto de estructuras frágiles con los resultados generados mediante un modelo analítico que asume deformación homogénea, ha de ser ratificada mediante un tipo de modelización que sea capaz de reproducir las estructuras reales que muestra el caso natural de estudio. En este caso, hemos utilizado las condiciones de contorno obtenidos en los pasos 1 y 2 para definir los parámetros geométricos del diseño experimental (Fig. 6, Barcos et al., 2016). La inclinación de los límites de la zona deformada fue de 73º; se diseñaron dos tipos de experimento, con distintos ángulos de oblicuidad α = 15º y 30º, para reproducir el TAM-OD y el TAM-ID, respectivamente. La estratigrafía reológica es la habitual para las zonas externas del orógeno Bético (e.g., Crespo-Blanc, 2008), con capas de arena seca, con comportamiento frágil, que emulan la cobertera de rocas sedimentarias carbonáticas, sobre una capa plástica de silicona que emula las unidades ricas en evaporitas del Trías. Los experimentos se llevaron a cabo en el Laboratorio de Tectónica Experimental de la Universidad de Roma Tre.

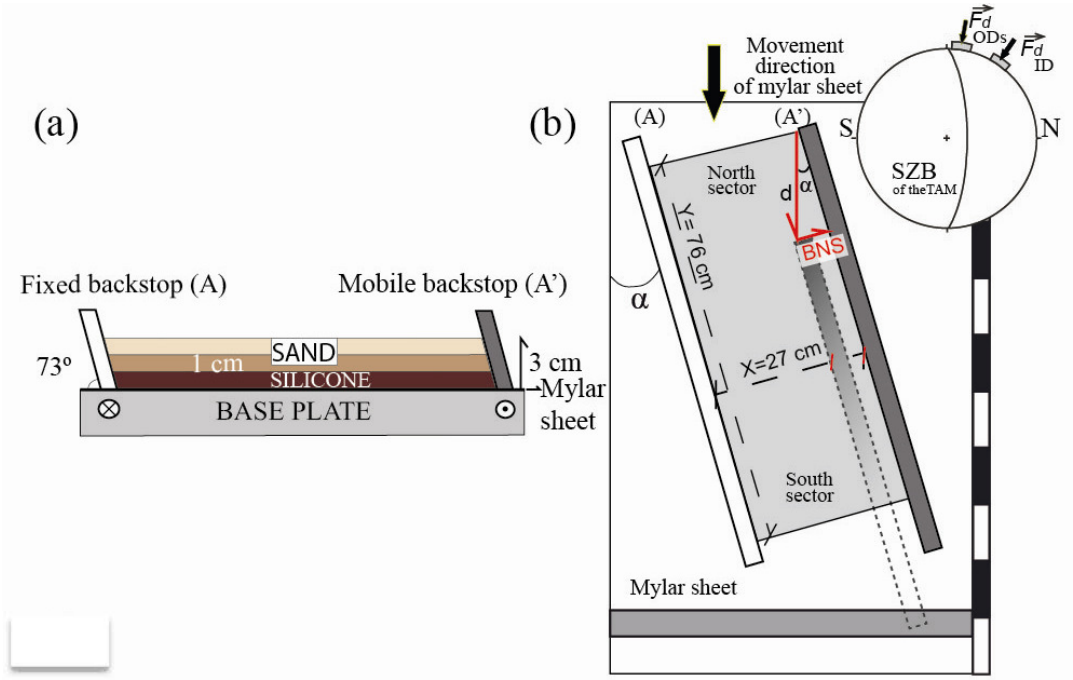


Figura 6. Diseño experimental para reproducir la deformación en el TAM (Barcos et al., 2016). (a) Corte perpendicular a los límites del modelo. (b) Vista esquemática en planta de

los parámetros geométricos principales (α: ángulo de convergencia oblicua, d: desplazamiento total paralelo a la proyección en la horizontal del vector de desplazamiento $\vec{F}_d$, X e Y: dimensiones horizontales perpendicular y paralela, respectivamente, a los límites de la zona deformada). La proyección estereográfica muestra la orientación, relativa a la disposición del modelo, de los vectores teóricos de desplazamiento para cada uno de los dominios del TAM.

Los resultados de los modelos analógicos reproducen algunas de las características fundamentales del patrón estructural observado en el TAM (Fig. 7). En el modelo de $\alpha = 15º$, el desplazamiento oblicuo se localizó en una única zona de cizalla relativamente estrecha, paralela a los *backstops* y situada junto a uno de ellos. Esta zona de cizalla generó, principalmente, deformación por cizalla simple con un desplazamiento lateral dextro, acompañada por un componente menor de acortamiento, acomodado mediante pliegues abiertos en las capas de arena y deformación homogénea en la silicona. Este patrón estructural se asemeja mucho al del TAM-OD. En el modelo de $\alpha = 30º$, el desplazamiento oblicuo generó una zona de deformación que fue ensanchando progresivamente hasta afectar a todo el área comprendida entre los dos *backstops*. Las estructuras principales observadas son fallas de salto en dirección dextro paralelas a los *backstops* y estructuras de acortamiento (fallas inversas y pliegues) orientadas oblicuamente (0 – 40º) a los *backstops*. El patrón definido por estas últimas estructuras en particular es muy similar al observado en el TAM-ID. En definitiva, tanto los resultados experimentales con las estructuras del caso natural se pueden explicar de manera consistente mediante los parámetros cinemáticos y las condiciones de contorno deducidas mediante la aplicación de modelos analíticos.

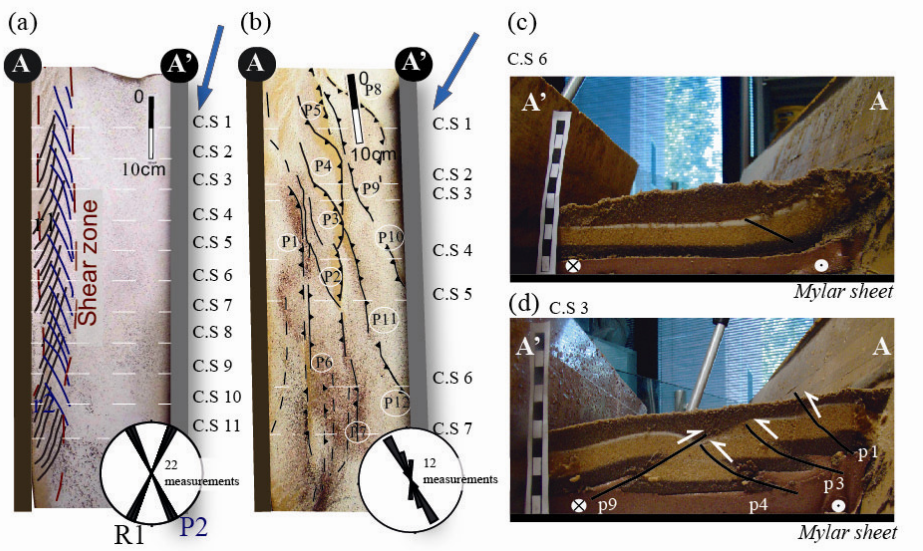


Figura 7. Resultados en planta (a y b) y en corte (c y d) de la modelización analógica del TAM-OD con $\alpha = 15º$ (a y c) y del TAM-ID con $\alpha = 30º$ (b y d) (Barcos et al., 2016).

3.3. Evolución cinemática de la TSZ y sus implicaciones en la evolución tectónica del Arco de Gibraltar

El análisis cinemático de la TSZ, descrito en el epígrafe 3.2 (Díaz-Azpiroz et al., 2014; Barcos et al., 2015, 2016), sugiere que el patrón estructural y el reparto de la deformación a distintas escalas observados en el sector central de la TSZ son compatibles con un único evento de transpresión triclínica generado por la actividad de un vector de velocidades único orientado entre N099ºE y N109ºE (en coordenadas actuales). En esta situación, las diferencias en las características cinemáticas de conjunto entre el TAM y el VAM se pueden atribuir a perturbaciones locales en el campo de deformación debidas a pequeñas diferencias en la orientación de los límites principales de cada dominio (Fig. 8). Por su parte, las diferencias en los estilos de reparto de la deformación pueden estar relacionadas con las características cinemáticas específicas de cada dominio y con variaciones laterales en el espesor de la capa de materiales plásticos (margas ricas en evaporitas del Trías) que hay bajo la cobertera de rocas sedimentarias carbonáticas. De acuerdo con resultados de modelos analógicos y numéricos que indagan en la influencia de la relación de espesores de las capas débil y competente (Simpson, 2009; Costa and Vendeville, 2002; Smit et al., 2003), el espesor de las unidades triásicas sería mayor bajo el TAM, donde predominan las estructuras de plegamiento, que bajo el VAM, controlado básicamente por zonas de falla (Barcos et al., 2015).

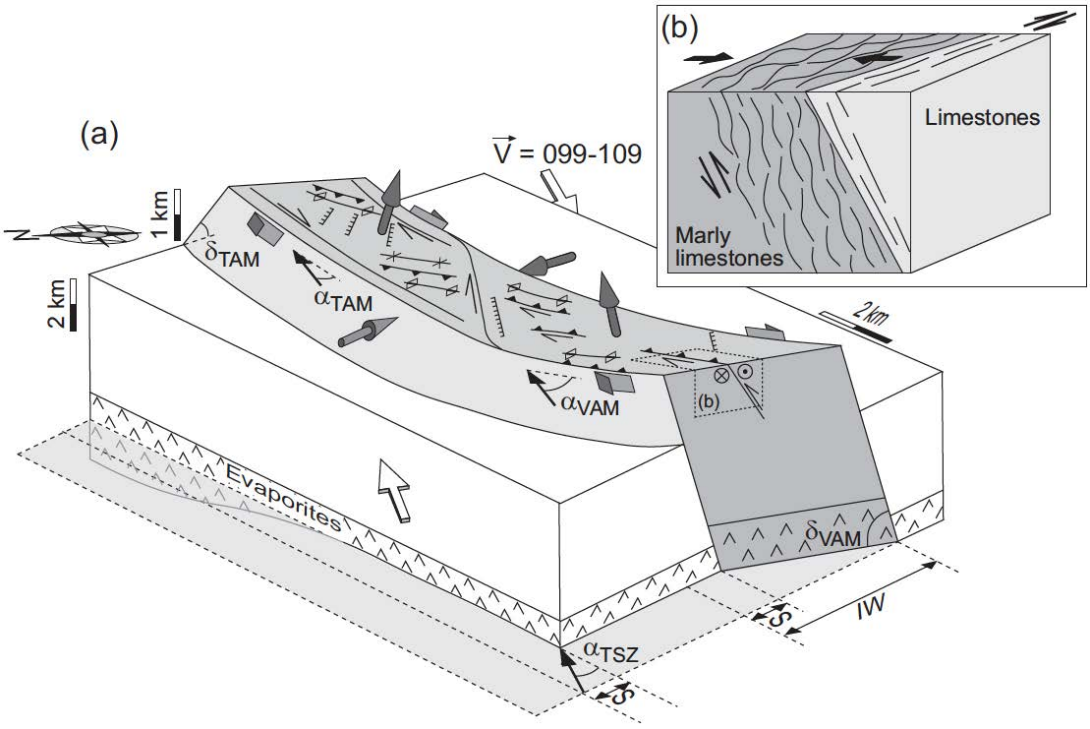


Figura 8. (a) Modelo conceptual del evento de transpresión tardi-miocena y del reparto de la deformación a diferentes escalas en el sector central de la TSZ, con los principales parámetros deducidos en este estudio. Las escalas son aproximadas y la escala vertical dentro de la TSZ es doble que fuera de la misma. (b) Detalle del modelo de reparto de la deformación a escala de afloramiento en zonas de cizalla inversas-dextras del VAM. (Barcos et al., 2015).

El evento principal de la colisión bética tuvo lugar en el Mioceno inferior-medio, y consistió en el apilamiento tectónico del Dominio de Alborán sobre las unidades del surco de los Flyschs y del paleomargen Sudibérico (e.g., Balanyá et al., 2007; Expósito et al., 2012). En la TSZ se observan pliegues vergentes al N interferidos por las estructuras transpresivas, lo que sugiere que la estructuración orogénica del Mioceno inferior-medio afectó igualmente a este sector. Sin embargo, la relación estructural que se observa actualmente entre el Dominio de Alborán y las unidades del Subbético interno en la TSZ es muy distinta a la del resto del Arco del Gibraltar, ya que el contacto entre ambas unidades presenta buzamientos muy altos y la posición estructural del Dominio de Alborán corresponde al bloque hundido de la TSZ. Esto sugiere que posteriormente a la estructuración general del cinturón de pliegues y cabalgamientos durante el Mioceno medio-superior, una situación de convergencia oblicua entre éste y el Dominio de Alborán, definida por un vector de velocidades entre N099ºE y N109º (en coordenadas actuales), se habría mantenido activa hasta tiempos muy recientes, como se deriva de los índices geomorfológicos (Barcos et al., 2012a) o incluso hasta la actualidad, como sugieren los mecanismos focales (Balanyá et al., 2012). El contacto

entre el Dominio de Alborán y el Subbético interno, que supone un contrasto reológico de primer orden, habría servido para localizar la deformación en una banda estrecha que habría dado lugar al desarrollo de la TSZ. La relación entre el vector de convergencia oblicua y los límites de la TSZ, en un nivel cortical muy alto, generó una deformación transpresiva triclínica con patrones diferenciados de reparto de la deformación verificados a distintas escalas. La transpresión de la TSZ produjo un levantamiento subvertical de las unidades del Subbético interno respecto al Dominio de Alborán al sur y a los depósitos Miocenos al norte. Además, el desplazamiento lateral dextro generado por la TSZ sirvió para acomodar la migración progresiva hacia el Oeste del Arco de Gibraltar Occidental respecto al resto de la cadena bética, lo que favoreció el incremento en el grado de protrusión de dicho arco. Una evolución cinemática similar ha sido reproducida mediante modelos analógicos de arcos progresivos (Fig. 9, Jiménez-Bonilla et al., 2018).

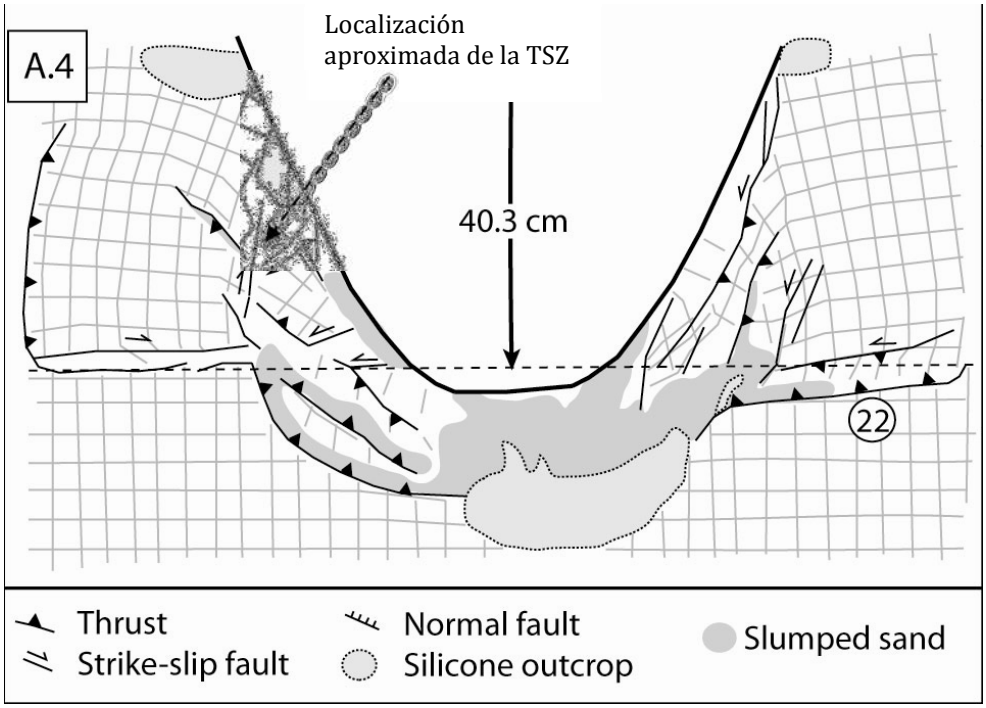


Figura 9. Resultados de un modelo analógico de arco progresivo para la simulación de la evolución del cinturón de pliegues y cabalgamientos del sistema del Arco de Gibraltar (Jiménez-Bonilla et al., 2018), en el que se muestra la localización teórica de la TSZ en el conjunto del arco y donde se aprecia su posible papel como zona de transferencia entre bloques con características deformaciones diferenciadas.

ITINERARIO GEOLÓGICO Y PARADAS

En este itinerario (Fig. 10) se muestran las distintas estructuras que acomodan una transpresión triclínica dextra en las dos sierras situadas en el sector central de la TSZ: Sierras del Torcal (TAM) y del Valle de Abdalajís (VAM). Se podrá comprobar como el intenso reparto de la deformación transpresiva a lo largo de la dirección de la zona de cizalla ha provocado distintos tipos de estructuras en ambos dominios. Además, dentro de cada uno, la deformación impuesta se ha repartido de distinta forma en dominios separados, los cuales acomodan distintos componentes de la transpresión. Las primeras siete paradas están dedicadas a la Sierra del Torcal, mientras que las dos últimas corresponden a la Sierra del Valle de Abalajís, incluyendo un recorrido por la senda conocida como "Caminito del Rey".

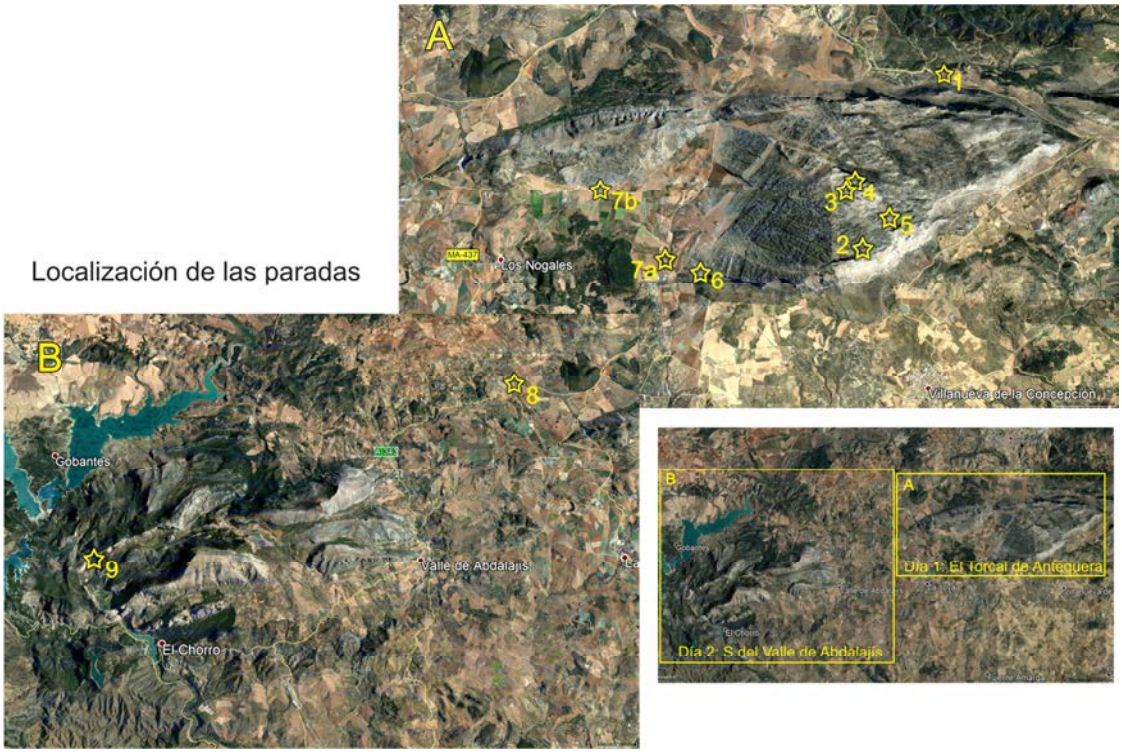


Figura 10. Imagen de satélite de los dominios del (A) Torcal de Antequera (TAM) y (B) Valle de Abdalajís (VAM) con la localización de las paradas propuestas. Téngase en cuenta que la parada 9 es, en realidad un recorrido de unos 2km desde el embalse del Conde de Guadalhorce, al Norte, hasta el poblado de El Chorro, al Sur.

PRIMER DÍA: TORCAL DE ANTEQUERA

Parada 1: El límite norte del Torcal

Localización: Salimos de Antequera en dirección sur por la carretera A-343. Pasado el kilómetro 9 llegaremos a un cruce, en el que seguiremos hacia delante, por la carretera

A-7075, que va hacia el Torcal y Villanueva de la Concepción. Poco después de pasar el camping, aproximadamente en el kilómetro 47.5, salen sendos caminos a derecha e izquierda. Paramos en la entrada del de la izquierda.

Descripción: Mirando hacia el oeste se aprecia claramente el contacto norte del TAM, que queda la izquierda. Lo que se observa a la derecha es el depósito de ladera generado con el aporte de rocas procedentes del bloque levantado. En la parte central del límite hay un bloque ligeramente adelantado que nos muestra su cara este. En ella podemos apreciar dos niveles de calizas de tono más rosado que nos sirven de marcadores. Gracias a ellos, podemos apreciar cómo en la parte más alta del TAM-OD, la estratificación buza moderadamente hacia el norte (a la derecha). Al alcanzar la zona del límite de este dominio, se observa una falla subvertical mediante la que los marcadores se ven descendidos respecto al resto del TAM-OD, que queda en el bloque sur levantado de esta falla. En la parte superior, la falla se abre en varias superficies en *splay*, que presentan buzamientos hacia el sur, progresivamente menos acusados. Un poco más hacia el norte (en la parte baja del bloque), los marcadores parecen definir un sinforme incompleto muy abierto. Sin embargo, si nos fijamos con detalle comprobaremos que es un efecto aparente debido a la lejanía y al tamaño, más pequeño, de las fallas que van descendiendo estos niveles en saltos de menor entidad que el observado en la primera falla. También estas fallas pequeñas buzan hacia el sur. En conjunto, estas fallas definen una estructura que podríamos llamar de media flor positiva (sólo estaríamos viendo la mitad norte, Fig. 11). En realidad, no es una estructura simétrica típica pero, como comprobaremos en la parada 4, el TAM-OD está también levantado relativamente respecto a lo que le queda inmediatamente al sur. Por tanto, aunque las fallas que limitan este dominio buzan todas hacia el sur, éste queda levantado definiendo una estructura transpresiva que da cuenta también de un acortamiento perpendicular.

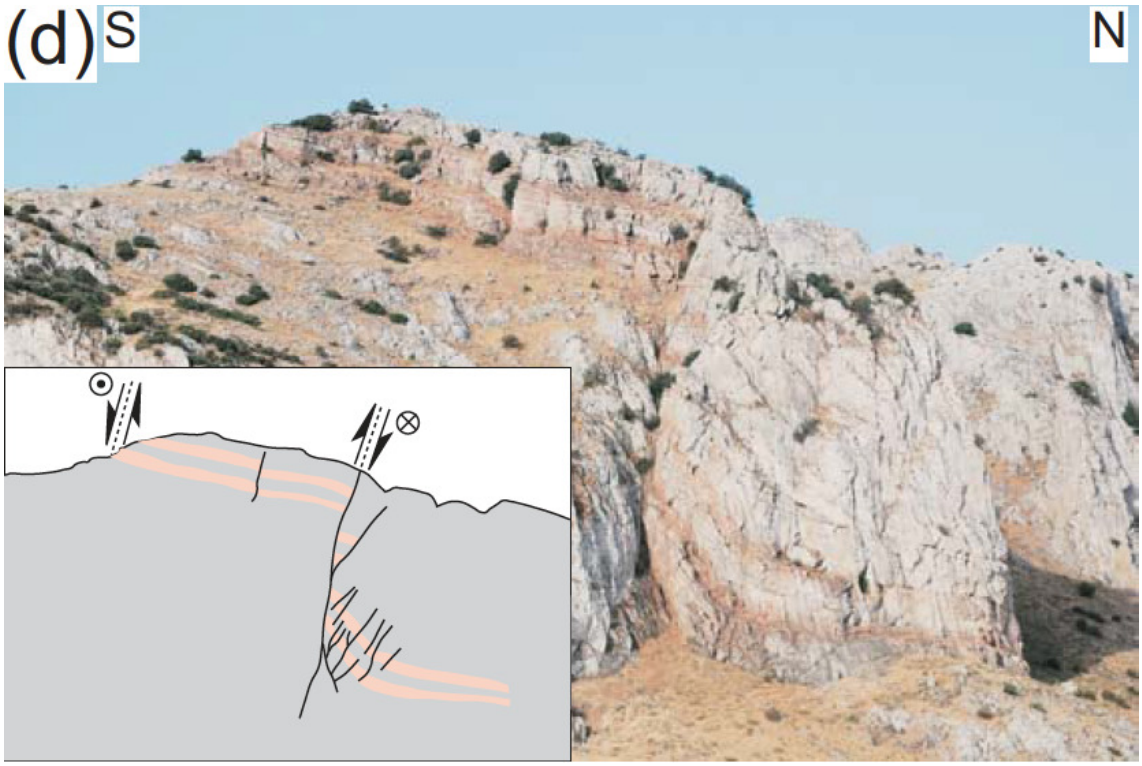


Figura 11. Límite norte del TAM con la interpretación de la estructura asimétrica de tipo "flor" (Díaz-Azpiroz et al., 2014).

Parada 2: Mirador de las Ventanillas. Contexto tectónico

Localización: Seguimos por la A-7075 camino del Torcal. Después de pasar el kilómetro 45 pasaremos por tres curvas de herradura seguidas en una zona que se conoce como "Boca del Asno". Entre la primera y la segunda curva tendremos una perspectiva del extremo oriental del TAM. Poco después de pasar el kilómetro 42, hay un cruce que tomaremos a la derecha. Esta carretera acaba en el centro de interpretación. En la subida podremos apreciar, a nuestra derecha, los niveles más bajos de la secuencia estratigráfica. Una vez llegados al centro de interpretación podemos dejar el vehículo y dirigirnos caminando hacia el Mirador de las Ventanillas, localizado 50 m al sur del centro de interpretación, y al que se accede mediante un camino señalizado.

Descripción: (1) en la perspectiva del TAM desde la "Boca del Asno" apreciamos, en la parte central del macizo, entre la vegetación, capas de calizas grises buzando ligeramente hacia el norte (a nuestra derecha), y en la parte inferior izquierda se aprecia el cierre de un antiforme, equivalente cinemáticamente al del Camorro (que veremos en la parada 3), pero situado más hacia el SE (Fig. 12). (2) En el camino se subida al Torcal, a la derecha, podemos ver un conjunto de rocas carbonáticas masivas o con

bancos muy potentes y mal marcados de tonos grises. La parte baja corresponde a dolomías del final del Triásico y un poco más hacia arriba encontramos calizas oolíticas del Jurásico inferior. (3) El mirador de las Ventanillas ofrece una buena panorámica hacia el sur, gracias a la cual se puede localizar la TSZ en una transversal del orógeno bético. Si el día es claro, se puede distinguir la costa malagueña (a la altura de Málaga capital). Esto nos permite situarnos en el conjunto del orógeno bético. Se reconoce en la distancia cómo finalizan hacia el sur las unidades Subbéticas (identificables por el relieve abrupto característico de sus rocas carbonáticas), y dónde se localizan los extensos afloramientos de rocas metamórficas del Dominio de Alborán, lomas en tonos pardos con una red de drenaje muy desarrollada. En la zona de contacto aflora el complejo olistostrómico de La Joya, con olistolitos procedentes mayoritariamente del Complejo de Flyschs (Suades y Crespo-Blanc, 2013).

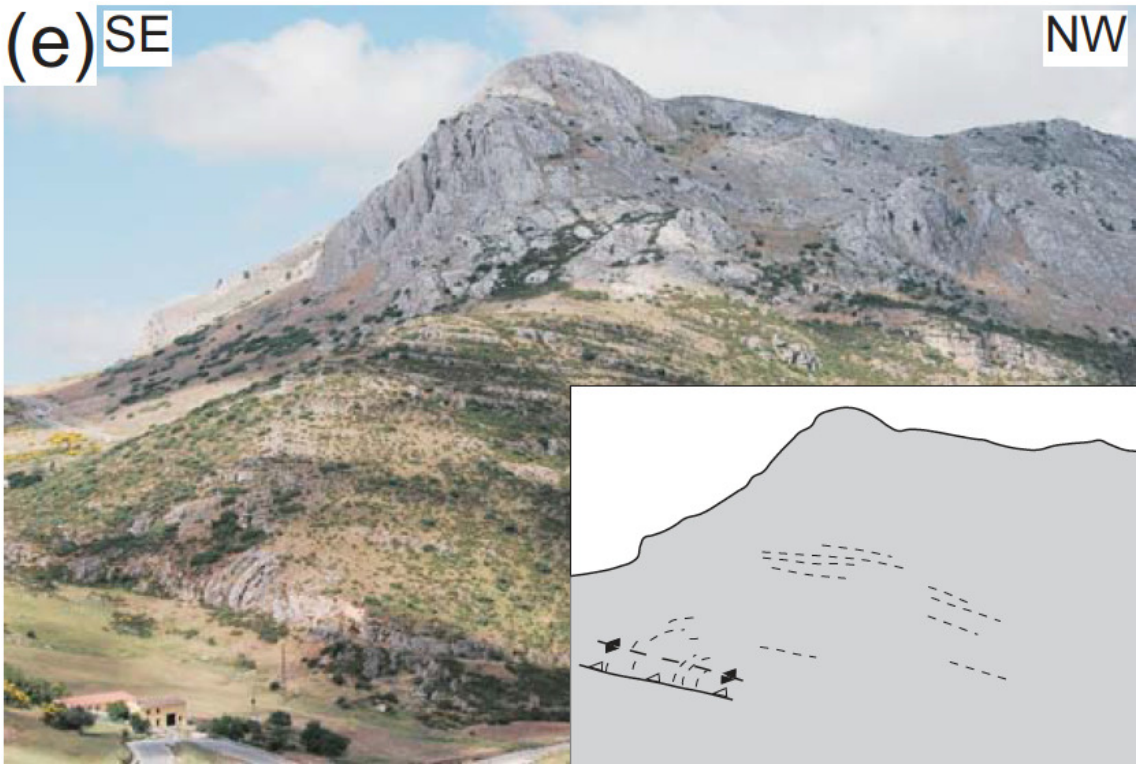


Figura 12. Extremo oriental del TAM con el antiforme de la Boca del Asno, en relación a cuyo flanco corto se desarrolla una falla inversa. Las rocas que afloran en la parte alta del cerro corresponden a la parte más baja de la secuencia del Subbético interno (dolomías del final del Triásico y calizas oolíticas del Jurásico inferior). (Díaz-Azpiroz et al., 2014).

Parada 3: Torcal alto, Camorro y valle del Navazo. Serie estratigráfica y estructuras del TAM-ID

Localización: Itinerario de un 1.5 km desde el centro de interpretación del Torcal Alto. Se sale desde el centro por la carretera de subida; a unos 300 m nos desviamos a la

izquierda y tomamos una pequeña senda de pastores en dirección NO. A unos 1.3 km tenemos una excelente panorámica hacia el O del valle del Navazo y, en segundo término, de la Sierra del Valle de Abdalajís.

Descripción: En esta parada haremos tres tipos de observaciones relacionadas con la columna estratigráfica del Subbético Interno, así como con estructuras de acortamiento y de extensión del TAM-ID. (1) En primer lugar, vamos a describir la columna estratigráfica característica del Subbético Interno, de la que en esta parada podemos apreciar los términos más altos. La parte baja de la secuencia corresponde al Triásico superior, son margas ricas en evaporitas culminadas a techo por dolomías. El Jurásico inferior-medio está representado por calizas oolíticas. Tanto las dolomías del Trías como estas calizas oolíticas las hemos podido ver en la carretera de subida al centro de interpretación (Parada 2-2). Por encima de estas calizas oolíticas inferiores se sitúan dos formaciones calizas del Jurásico superior, que son las que vemos en esta parada. En el lugar donde nos encontramos y en el Torcal Alto, que podemos observar mirando hacia el este, afloran unas calizas nodulosas que se sitúan por encima de las calizas oolíticas inferiores (Jurásico inferior-medio). Estas calizas nodulosas (Fig. 13) presentan tonos rosados, son ricas en fósiles de ammonites (fundamentalmente moldes) y desarrollan una meteorización característica en capas, que es el aspecto más típico del Torcal de Antequera (localmente, las formas generadas se conocen como "los bollos"). Mirando hacia el OSO, vemos una formación de calizas de tono gris que desarrollan un tipo de meteorización algo distinto, y que es donde se desarrolla una red intricada de dolinas conocida comúnmente como "los callejones". Éstas son calizas oolíticas que culminan el Jurásico superior (Fig. 14). Ambas formaciones se encuentran a la misma altura porque están separadas por una falla, en cuyo bloque levantado nos situamos. Aquí no se aprecia ningún plano de falla, pero corresponde al sistema de zonas de falla normales de orientación NO-SE, que producen extensión paralela a las estructuras principales de acortamiento del TAM-ID. Por encima de estas calizas, se sitúan dos formaciones de margocalizas, unas de tonos blancos con intercalaciones de sílex, del Cretácico inferior ("capas blancas"); y otras de tonos rosados del Cretácico superior-Paleoceno ("capas rojas"). La potencia de las primeras es bastante pequeña y es habitual que no aflore o que haya sido omitido por pequeñas fallas. (2) En la panorámica hacia el ONO podemos observar algunas de las estructuras de acortamiento del Torcal (Fig. 15). El cerro en el que afloran calizas es el Camorro, y corresponde con un antiforme hectométrico de

orientación NE-SO y vergencia al SE, similar al antiforme de la Boca del Asno que hemos visto camino del Torcal (Parada 2-1). Vemos cómo las capas de calizas marcan el flanco SE, subvertical, de este antiforme, asociado al cual se desarrolla una falla inversa con orientación similar, que pone en contacto estas calizas con las margocalizas del Cretácico-Paleógeno, que se reconocen porque dan lugar a un relieve mucho más suave con terrenos cultivados (el valle del Navazo). Estas rocas afloran asimismo en el núcleo del sinforme que queda a continuación hacia el SE. (3) Mirando hacia el O, en tercer término, tenemos una panorámica en el sentido transversal de una la estructura imbricada del vecino dominio de la Sierra del Valle de Abdalajís. De sur a norte podemos observar el antiforme de la Sierra de Huma, con su característica cumbre plana, el antiforme de la Sierra del Valle de Abdalajís y dos escamas tectónicas de menor tamaño, limitadas en su parte norte por sendas fallas inversas (Fig. 14).

Figura 13. Molde de ammonite en calizas nodulosas del Jurásico superior.

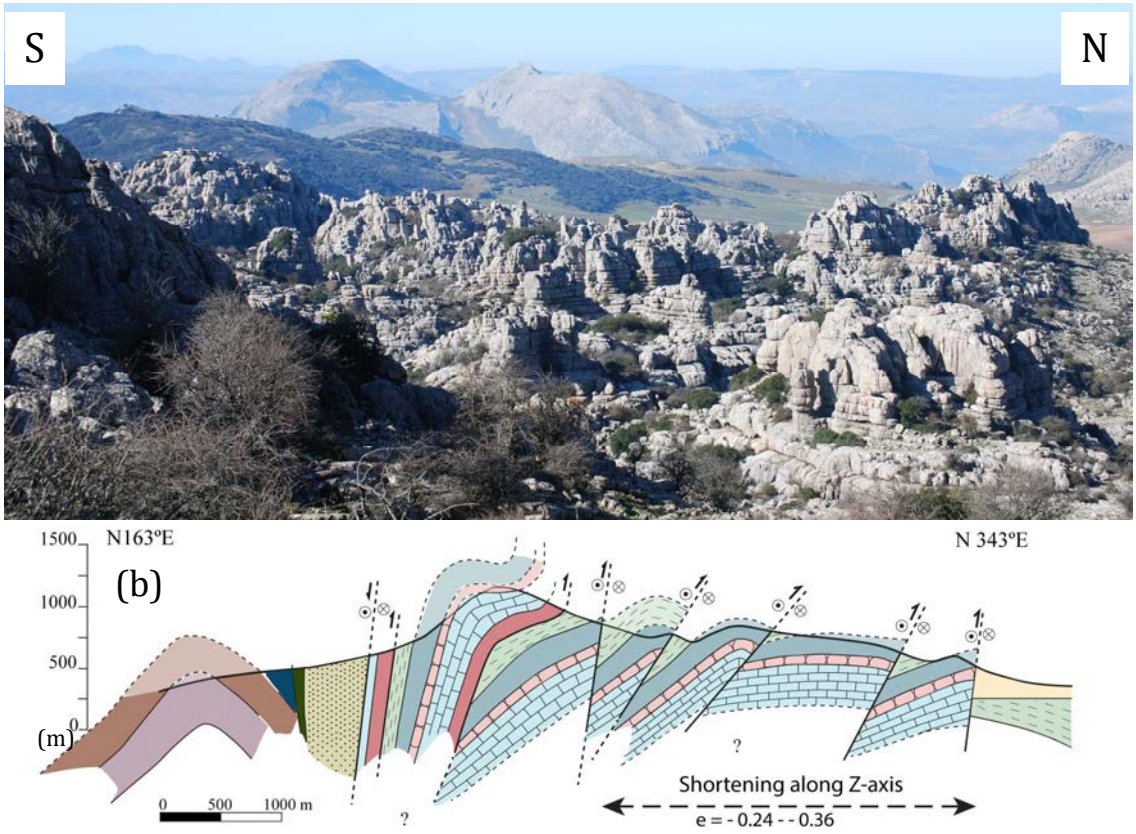


Figura 14. (a) En primer término, calizas oolíticas del Jurásico medio-superior. En tercer término el VAM, cuya estructura imbricada está interpretada en corte (b) (Barcos et al., 2015).

Figura 15. El antiforme del Camorro, en cuyo flanco invertido se desarrolla una falla inversa que coloca las calizas jurásicas sobre las margocalizas rosadas del Cretácico superior-Paleógeno (campos cultivados), las cuales ocupan el núcleo del sinforme del Navazo.

Parada 4: Torcal alto y llanos de Antequera

Localización: Desde la parada 3 nos dirigimos en dirección NE, dejando el Torcal Alto a nuestra derecha, y tras andar unos 400 m, nos asomamos hacia el NNE, hacia los llanos de Antequera.

Descripción: Desde aquí podemos apreciar la altura a la que se encuentra la TSZ respecto a lo que queda hacia el norte: en primer término, calcarenitas del Mioceno superior (Fig. 16) y más hacia el norte, formaciones de margas y evaporitas del Trías. Resulta evidente el levantamiento que ha sufrido el Torcal gracias a la deformación transpresiva. También se aprecia el levantamiento relativo del TAM-OD del norte respecto a las rocas que tiene inmediatamente hacia el sur, en el TAM-ID (Fig. 17).

Figura 16. Vista hacia el norte desde el Torcal Alto. Los cerros que quedan justo al sur de Antequera son calcarenitas del Mioceno superior, afectadas por pliegues cuya cinemática es compatible con la de la TSZ.

Figura 17. En la zona central izquierda se observa el relieve positivo que marca la posición del TAM-OD norte, que veíamos desde el norte en la Parada 1 (Fig. 11).

Parada 5: Fallas normales del TAM-ID

Localización: Desandamos el camino realizado para llegar a la parada 4 y, al alcanzar la carretera la tomamos en dirección este, avanzando unos 200 m hasta un pequeño anchurón que veremos en el margen derecho.

Descripción: Si miramos hacia el SE tendremos una visión casi perpendicular a dos de las fallas normales de dirección NO-SE (Fig. 18). Usando el techo de las calizas nodulosas como nivel guía podemos apreciar claramente las dos zonas de falla que buzan hacia el NE (izquierda), que presentan cierta geometría lístrica y que desplazan hacia abajo los bloques NE, dando como resultado una deformación extensional. Aquí también se puede apreciar el efecto topográfico que todavía ejercen estas fallas, con pequeñas diferencias entre el salto tectónico y el topográfico, dando una idea de la juventud de estas estructuras.

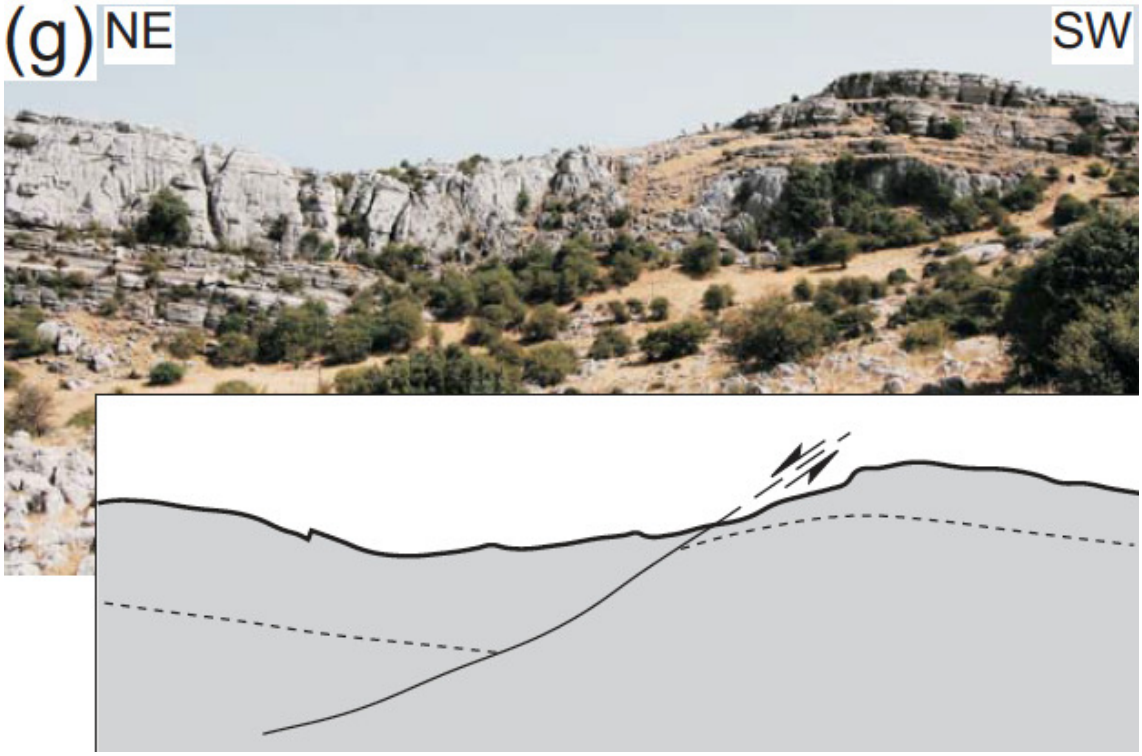


Figura 18. Fallas normales de orientación NO-SE/NE en las que, gracias al techo de las calizas nodulosas, se puede estimar el salto. Obsérvese la escasa diferencia entre el salto real producido por la falla y el salto topográfico asociado al primero (Díaz-Azpiroz et al., 2014).

Parada 6: El límite sur del Torcal

Localización: Regresamos por la carretera de subida al Torcal hasta la A-7075, que tomamos girando a la derecha, en dirección Villanueva de la Concepción. Entramos en el pueblo por la Av. Blas Infante que nos lleva a un cruce, con indicaciones para Casabermeja y Málaga hacia la izquierda y para Almogía hacia delante, que es la dirección que tomaremos. Salimos del pueblo por la MA-3403. Poco antes del kilómetro 2, tomaremos un desvío a la derecha en dirección La Joya. A unos 5 km, donde se indica Punto de interés geológico, tomamos un desvío a la derecha. A poca distancia, la carretera pasa a pista, por la que avanzamos unos 2 km hasta el cortijo del Robledillo. Dejamos el vehículo, abandonamos la pista y caminamos junto al escarpe que desarrollan las calizas del Torcal, por su lado sur, en dirección este unos 700 m.

Descripción: Este es el borde sur del TAM-OD del sur. Este dominio aparece levantado respecto a las unidades del Dominio de Alborán que quedan al sur, aunque aquí el contacto está cubierto por el complejo olistostrómico de La Joya. El límite sur de este dominio está definido por una zona de cizalla de unos 20 m de espesor que pone en contacto calizas del Jurásico, al norte, que constituyen le bloque levantado, con margocalizas rosadas del Cretácico superior-Paleoceno, al sur, correspondientes al bloque hundido. En primer lugar, se aprecian muy bien las diferencias en el estilo de la deformación en función de la roca afectada: las calizas desarrollan planos discretos con separación decimétrica a métrica, mientras que en las margocalizas se observan estructuras de tipo S-C con espaciado centi- a decimétrico. En cualquier caso, sobre los planos discretos de las calizas y sobre los planos C de las margocalizas son evidentes las estrías y fibras de calcita que muestran una orientación bastante sostenida, con ángulos de inmersión bajos a moderados hacia el oeste (Fig. 19). La asimetría de las estructuras de tipo S-C desarrolladas en las margocalizas y observadas en planos subhorizontales indican un desplazamiento en planta dextro (Fig. 20). Con todo ello, la cinemática deducida para esta zona de cizalla es de salto principal en dirección dextro acompañado de una pequeña componente en buzamiento inversa.

Figura 19. Zona de falla que limita por el sur el TAM. Fibras de calcita sobre plano de falla desarrollado en calizas jurásicas

Figura 20. Estructuras tipo S-C desarrolladas sobre margocalizas rosadas del Cretácico superior-Paleógeno en la zona de falla que limita el TAM por el sur (Díaz-Azpiroz et al., 2014).

Parada 7: La falla inversa del Navazo

Localización: Regresamos al vehículo y continuamos por la pista. A unos pocos metros, en el talud de la izquierda afloran margocalizas rosadas del Cretácico superior-

Paleoceno. Posteriormente, seguimos unos 3 km hacia el valle del Navazo, deteniéndonos un poco antes de llegar al cortijo de la Fuenfría.

Descripción: (1) En el primer afloramiento de margocalizas rosadas, vemos como la estructura que presentan aquí es notablemente distinta a la observada en la Parada 6 y a la que veremos un poco más adelante. En este afloramiento, estas rocas muestran su estratificación original buzando hacia el sur, así como una foliación de espaciado centimétrico buzando también al sur pero con un ángulo mayor (Fig. 21). Ambas estructuras definen una relación de flanco normal para pliegues vergentes al norte. Estos son los pliegues que afectan a esta formación en todo el Arco de Gibraltar Occidental, y que son producto del evento principal de colisión del Mioceno inferior-medio. En las zonas de cizalla de la TSZ que afectan a estas rocas, las estructuras de tipo S-C (Paradas 6 y 7-2) han borrado casi por completo las estructuras relacionadas con estos pliegues vergentes, dando una edad mínima (post-Mioceno medio) para la deformación transpresiva. (2) En este afloramiento podremos ver en detalle la falla inversa del Navazo, que habíamos observado en la panorámica desde el Torcal Alto (Parada 3). Se observan las calizas del Jurásico, buzando fuertemente hacia el sur definiendo el flanco SE del antiforme del Camorro, situadas por encima de las margocalizas rosadas del Cretácico superior-Paleoceno. Un poco más hacia el SE, estas mismas margocalizas presentan una estratificación subvertical (Fig. 22) o incluso buzando hacia el norte, coherente con su posición en este flanco corto, eventualmente invertido. Por el contrario, en la zona de falla, la estructura principal de estas rocas, que ha obliterado por completo la anterior, es una de tipo S-C muy similar a la observada en el límite sur (Parada 6). Las fibras de calcita, en este caso con un ángulo de cabeceo muy alto, y la asimetría de las estructuras, apoyan la cinemática esencialmente inversa de esta falla (Fig. 23). Estas observaciones se repiten en diversas zonas de falla inversas, oblicuas y de salto en dirección de la TSZ, lo que sugiere que las condiciones en las que se produjeron, aun siendo cinemáticamente distintas, fueron muy similares, lo que apunta hacia un desarrollo simultáneo de todas ellas.

Figura 21. Relación estratificación/foliación de plano axial de pliegues vergentes al norte del Mioceno inferior-medio.

Figura 22. Falla inversa del Navazo (al fondo) que coloca calizas jurásicas (en gris) sobre margocalizas del Cretácico superior-Paleógeno (en primer término), las cuales presentan una estratificación subvertical.

Figura 23. (a) Falla inversa del Navazo que coloca calizas jurásicas sobre margocalizas rosadas del Cretácico superior-Paleógeno, en las que se desarrolla una fábrica tectónica caracterizada por estructuras de tipo S-C. (b) Detalle de las estructuras de tipo S-C, cuya asimetría sugiere cinemática aparente inversa.

Regreso a Antequera

Si continuamos por la pista del Navazo unos 2.5 km, llegaremos a la carretera MA-4402, que tomaremos hacia la derecha, hasta el cruce con la A-343 que une Antequera con el Valle de Abdalajís. Tomamos esta carretera hacia la derecha y seguimos las indicaciones hacia Antequera. Esta parte del recorrido discurre al norte del Torcal de Antequera y mirando hacia el sur (a nuestra derecha), se puede apreciar el relieve que genera el levantamiento que ha sufrido éste.

SEGUNDO DÍA: SIERRA DEL VALLE DE ABDALAJÍS

Parada 8: La estructura imbricada del dominio del Valle de Abdalajís

Localización: Salimos de Antequera nuevamente por la carretera A-343, pero en el cruce con la A-7075, giramos a la derecha para continuar por la A-343, en dirección a Valle de Abdalajís y Álora. Pasado el kilómetro 19 veremos un desvío a la derecha hacia "Las Lagunillas". Podemos parar aquí o en la entrada del cortijo que queda al otro lado de la carretera.

Descripción: Desde aquí tenemos una panorámica hacia el oeste de la parte más septentrional de la estructura imbricada del dominio del Valle Abdalajís, cuya parte central ya vimos desde la Parada 3 (Fig. 14). De sur a norte se pueden ver hasta tres de

estas escamas imbricadas, todas ellas limitadas al norte por zonas de falla inversas vergentes al norte, que sitúan calizas jurásicas sobre margocalizas cretácico-paleógenas (Fig. 24).

Figura 24. Estructura imbricada vergente al norte de la Sierra del Valle de Abdalajís.

Figura 25. Imagen aérea del Dominio Valle de Abdalajís en la que se observan las tres imbricaciones más septentrionales (las mismas que aparecen en la Fig. 24).

Parada 9: El "Caminito del Rey". Transecto del dominio del Valle de Abdalajís

Localización: Esta parada corresponde, en realidad, a un recorrido con observaciones continuas a lo largo del conocido como "Caminito del Rey", que tiene su entrada junto al Embalse del Conde de Guadalhorce (Ardales) y la salida en la estación de ferrocarril de El Chorro (Álora).

Descripción: A lo largo del recorrido podremos hacer observaciones casi continuas de la secuencia pre-orogénica completa, desde el Trías superior al Paleógeno, así como de

la estructura general imbricada del VAM, aunque en esta transversal, dicha estructura presenta algunas particularidades, ya que hay un menor número menor de imbricaciones y algunas de ellas están afectadas por fallas normales de orientación aproximada ENE-OSO. También podremos apreciar las rocas discordantes del Mioceno superior.

En la parte inicial del recorrido oficial, entre la zona de taquillas y la entrada al primero de los desfiladeros (Gaitanejos), podemos observar, de sur a norte, las calizas oolíticas del Jurásico medio-superior, las margocalizas blancas del Cretácico inferior y las margocalizas rosadas del Cretácico superior-Paleoceno. La estratificación buza moderadamente al norte, definiendo el flanco norte de un gran antiforme de orientación ENE-OSO. Discordantemente sobre las rocas cretácico-paleocenas, se sitúan en posición subhorizontal, las calciruditas y calcarenitas del Mioceno superior (Fig. 26).

Figura 26. Panorámica desde la entrada del desfiladero de Gaitanejos en la que se observa la parte alta de la secuencia pre-orogénica (de sur a norte: calizas oolíticas del Jurásico Medio-superior, margocalizas blancas del Cretácico inferior y margocalizas rosadas del Cretácico-superior-Paleógeno) y, discordantes, las calciruditas y calcarenitas del Mioceno superior.

A lo largo del desfiladero de Gaitanejos veremos la parte de la secuencia que corresponde al Jurásico superior (calizas oolíticas y calizas nodulosas). En la garganta se observan marmitas de gigante colgadas por encima del nivel actual del río Guadalhorce, lo que sugiere un rápido encajamiento del mismo (Fig. 27).

Figura 27. Marmitas de gigante situadas varios metros más arriba del nivel actual del río Guadalhorce.

En el valle del Hoyo, que separa los dos desfiladeros de la ruta, afloran principalmente margocalizas del Cretácico-Paléogeno, en las que se aprecian pliegues de tamaño métrico, de morfología *chevron* y vergencia al norte, que se identifican con los pliegues del Mioceno inferior-medio descritos en todo el Arco de Gibraltar Occidental (Fig. 28).

Figura 28. Pliegues de morfología chevron y vergencia hacia el norte afectando a las margocalizas rosadas del Cretácico superior-Paleógeno.

Mirando hacia el este (Fig. 29), se puede observar una parte de la estructuras imbricada característica del dominio del Valle de Abdalajís (Fig. 14). En último término aparece la sierra de Huma. Su estructura principal es un sinforme abierto, en cuyo núcleo afloran las calizas del Jurásico, que definen la característica cumbre plana de este relieve. En el flanco norte afloran margas ricas en yesos y dolomías del Triásico superior, que se sitúan mediante una falla inversa sobre las margocalizas del Cretácico-Paleógeno. El flanco sur de este sinforme, que buza ligeramente hacia el norte, se recupera mediante un antiforme (fuera de imagen), cuyo flanco sur es subvertical. Al otro lado del río, en primer término a la derecha, el nivel erosivo más profundo alcanzado nos permite ver este flanco. En la zona de la ladera con más vegetación afloran tanto materiales triásicos (se aprecian algunos bancos de dolomías en la parte sur) como margocalizas cretácico-paleógenas. Ambas están en contacto mediante la falla inversa mencionada anteriormente. En la parte más meridional se observa el contacto estratigráfico entre la formación triásica y las calizas jurásicas, rocas sobre las que se desarrolla el desfiladero de Los Gaitanes. En la parte central, se pasa mediante contacto normal de las margocalizas cretácico-paleógenas a las calizas jurásicas, las cuales muestran una estructura compleja de antiforme y falla inversa, vergentes al norte,

que constituyen la base de la siguiente imbricación tectónica hacia el norte tras la de la sierra de Huma.

Figura 29. Panorámica desde el margen derecho (oeste) del valle del Hoyo con la interpretación de las estructuras principales que definen las dos imbricaciones más meridionales del dominio del Valle de Abdalajís.

Figura 30. El final del desfiladero de Los Gaitanes desde el embalse de El Chorro, que coincide con el contacto estratigráfico entre las calizas oolíticas del Jurásico superior y las margocalizas blancas del Cretácico inferior.

Justo antes de entrar en el desfiladero de Los Gaitanes se puede apreciar en detalle, en el flanco sur del antiforme de la sierra de Huma, el contacto estratigráfico verticalizado entre las unidades triásicas y las calizas oolíticas del Jurásico inferior-medio. El recorrido por este desfiladero nos permite hacer un corte del Jurásico (calizas oolíticas – calizas nodulosas – calizas oolíticas). La salida hacia el embalse de El

Chorro coincide con el techo de las formaciones jurásicas (Fig. 30), tras las que afloran las margocalizas blancas con sílex (Cretácico inferior) y las margocalizas rosadas (Cretácico superior). Finalmente, en el casco urbano del poblado de El Chorro, donde acaba el recorrido, afloran filitas del complejo Maláguide (Dominio de Alborán). Aunque en este recorrido no se toca, el contacto entre estas rocas y las unidades del Subbético interno que hemos visto en el Caminito del Rey está definido por la zona de falla transpresiva dextra que marca el límite sur de la TSZ en el dominio del Valle de Abdalajis.

Referencias

Allmendinger, R.W., Marrett, R.A., Cladouhos, T. 1994. A Program for Analyzing Fault–slip Data on a Macintosh Computer, Absoft Corp. 1988–2004.

Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz Azpiroz, M., Expósito, I., Luján, M. 2007. Structural trend line pattern and strain partitioning around the Gibraltar Arc accretionary wedge: Insights as to the mode of orogenic arc building. Tectonics 26, doi: 10.1029/2005TC001932.

Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I., Torcal, F., Pérez-Peña, V., Booth-Rea, G. 2012. Arc-parallel vs back-arc extension in the Western Gibraltar arc: is the Gibraltar forearc still active? Geologica Acta 10, 249–263.

Barcos, L., Díaz-Azpiroz, M., Balanyá, J.C., Expósito, I. 2011. Dominios estructurales y reparto de la deformación en zonas transpresivas de corteza superior (Torcal de Antequera, Cadena Bética). Geogaceta 50, 31–34.

Barcos, L., Expósito, I., Balanyá, J.C., Díaz-Azpiroz, M. 2012a. Levantamiento tectónico asociado a transpresión en el Penibético de la Sierra del Valle de Abdalajís (Béticas): análisis estructural y geomorfológico. Geo-Temas 13, 507–601.

Barcos, L., Jiménez-Bonilla, A.; Expósito, I., Balanyá, J.C., Díaz-Azpiroz, M. 2012b. Reparto de la deformación en la terminación oriental de la Zona de Cizalla del Torcal (Béticas, S España). Geogaceta 56, 23-26.

Barcos, L., Balanyá, J.C., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I., Jiménez-Bonilla, A. 2015. Kinematics of the Torcal Shear Zone: transpressional tectonics in a salient–recess transition at the northern Gibraltar Arc. Tectonophysics 663, 62–77. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.002.

Barcos, L., Díaz-Azpiroz, M., Balanyá, J.C., Expósito, I., Jiménez-Bonilla, A., Faccena, C. 2016. Analogue modelling of inclined, brittle–ductile transpression: testing analytical models through natural shear zones (external Betics). Tectonophysics 682, 169–185.

Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., Watts, A.B. 1999. The origin and tectonic history of the Alboran Basin: Insigths from Leg 161 results. In: Zahn, R., Comas, M.C., Klaus, A. (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 161, 555-579.

Costa, E., Vendeville, B.C. 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above a weak, viscous evaporite décollement. Journal of Structural Geology 24, 1729–1739.

Crespo-Blanc, A. 2008. Recess drawn by the internal zone outer boundary and oblique structures in the paleomargin-derived units (Subbetic Domain, central Betics): an analogue modelling approach. Journal of Structural Geology 30, 65–80.

Díaz-Azpiroz, M., Barcos, L., Balanyá, J.C., Fernández, C., Expósito, I., Czeck, D.M. 2014. Applying a general triclinic transpression model to highly partitioned brittle–ductile shear zones: a case study fromthe Torcal de Antequeramassif, external Betics, southern Spain. Journal of Structural Geology 68, 316–336.

Díaz-Azpiroz, M., Fernández, C., Czeck, D.M. 2018. Are we studying deformed rocks in the right sections? Best practices in the kinematic analysis of 3D deformation zones. Journal of Structural Geology, en prensa.

Durand-Delga, M., Rossi, P., Olivier,P., Puglisi, D. 2000. Situation structurale et nature ophiolitique des roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébin du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie). Comptes Rendues de la Academie des Sciences, 331, 29-38.

Expósito, I., Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M., Luján, M. 2012. Overthrust shear folding and contrasting deformation styles in a multiple decollement setting, Gibraltar Arc external wedge. Tectonophysics 576-577, 86-98.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rosetti, F. 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. Tectonics, 23, TC1012, doi: 10.1029/2002TC001488.

Fernández, C., Díaz-Azpiroz, M. 2009. Triclinic transpression zones with inclined extrusion. Journal of Structural Geology 31(10): 1255-1269.

Fitch, T.J. 1972. Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the western Pacific. Journal of Geophysical Research 77, 4432-4460.

Fossen, H., Tikoff, B. 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transtension tectonics. Journal of Structural Geology 15, 413-422.

García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., Martínez-Martínez, J.M., 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alborán basin and their tectonic Implications. Geo-Marine Letters 12, 88-95.

Harland, W.B., 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. Geological Magazine 108, 27–49.

Jiménez-Bonilla, A., Barcos, L., Expósito, I., Balanyá, J.C., Díaz-Azpiroz, M. 2013. La Zona Transversal de Peñarrubia-Almargen (Béticas): tectónica transpresiva tardía y segmentación del relieve. Geogaceta 55, 7–10.

Jiménez-Bonilla, A., Expósito, I., Balanyá, J.C., Díaz-Azpiroz, M., Barcos, L. 2015. The role of strain partitioning on intermontane basin inception and isolation, External Western Gibraltar. Journal of Geodynamics, 92, 1-17;doi: 10.1016/j.jog.2015.09.001.

Jiménez-Bonilla, A., Expósito, I., Balanyá, J.C., Díaz-Azpiroz, M. 2017. Strain partitioning and relief segmentation in arcuate fold-and-thrust belts: a case study from the Western Betics. Journal of Iberian Geology, 43, 497-518.

Jiménez-Bonilla, A., Crespo-Blanc, A., Balanyá, J.C., Expósito, I., Díaz-Azpiroz, M. 2018. Brittle-ductile analogue models of progressive arcs: the effect of viscous basal layer pinch-outs. Geogaceta 64, en prensa.

Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K., Tavarnelli, E. 2004. Inclined transpression. Journal of Structural Geology 26, 1531-1548.

Lin, S., Jiang, D., Williams, P.F. 1998. Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modeling. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), Continental Transpression and Transtension Tectonics. Geological Society, London, Special Publication 135, 41-57.

Marrett, R., Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. Journal of Structural Geology 12, 973-986.

Martín-Algarra, A. 1987. Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1171 pp.

Medialdea, T., Suriñach, E., Vegas, R., Banda, E., Ansorge, J. 1986. Crustal structure under the western end of the Betic cordillera (Spain), Annales Geophysicae 4, 457-464.

Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., Pérez-López, A., Pérez-Valera, L.A. 2011. Deformation of triassic evaporites along strike-slip fault zones as kinematic marker: examples from the Betic External Zones (S Spain). Sixième reunion du Groupe Marocain du Permien et du Trias, Tetouan (Maroc), Livret des résumés, pp. 28-29.

Philippon, M., Corti, G. 2016. Obliquity along plate boundaries. Tectonophysics 712 171-182.

Robin, P.Y.F., Cruden, A.R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpressional zones. Journal of Structural Geology 16, 447-466.

Sanderson, D.J., Marchini, W.R.D. 1984. Transpression. Journal of Structural Geology 6, 449-458.

Simpson, G.D.H. 2009. Mechanical modelling of folding versus faulting in brittle–ductile wedges. Journal of Structural Geology 31, 369–381.

Smit, J.H.W., Brun, J.P., Sokoutis, D. 2003. Deformation of brittle-ductile thrust wedges in experiments and nature. Journal of Geophysical Research, Solid Earth 108 (ETG 9-1–ETG 9-18).

Suades, E., Crespo-Blanc A. 2013. Gravitational dismantling of the Miocene mountain front of the Gibraltar Arc system deduced from the analysis of an olistostromic complex (western Betics). Geologica Acta 11, 215–229.

Tikoff, B., Peterson, K. 1998. Physical experiments of transpressional folding. Journal of Structural Geology 20, 661-671.

Titus, S.J., Housen, B., Tikoff, B. 2007. A kinematic model for the Rinconada fault system in central California based on structural analysis of en echelon folds and paleomagnetism. Journal of Structural Geology 29 961–982.

Torné, M., Banda, E., García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. 1992. Mantle-lithospheric bodies in the Alboran crustal domain (Ronda peridotites, Betic-Rif orogenic belt). Earth and Planetary Science Letters 110, 163-171.

Truesdell, C.A. 1954. The Kinematic of Vorticity. Indiana University Press, Bloomington.

Truesdell, C.A., Toupin, R.A. 1960. The classic field theory. In: Flügge, S. (Ed.), Encyclopedia of Physics, Volume III: Principles of Classical Mechanics and Field Theory, Springer-Verlag, Berlin, 226-793.

Vera, J.A., Arias, C., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Martín-Chivelet, J., Molina, J.M., Rivas, P., Ruiz-Ortiz, P.A., Sanz de Galdeano, C., Vilas, L., 2004. Las zonas externas Béticas y el paleomargen Sudibérico. In: Vera, J.A. (ed.). Geología de España. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 354-361.

Siglas usadas en este documento

DSS (dextral strike-slip): zona de falla de salto en dirección dextro que limita el dominio del Valle de Abdalajís por el sur
F+R+N (folds+reverse faults+normal faults): pliegues+fallas inversas+fallas normales que constituyen la estructura principal del dominio del Valle de Abdalajís.
NOD (northern outer domain): dominio externo norte
SOD (southern outer domain): dominio externo sur
SZB (shear zone boundary): límite de las zonas de cizalla
TAM (Torcal de Antequera massif): dominio del Torcal de Antequera
TAM-ID (internal domain of the Torcal de Antequera massif): dominio interno del Torcal de Antequera
TAM-OD (outer domain of the Torcal de Antequera massif): dominios externos del Torcal de Antequera
TSZ (Torcal shear zone): zona de cizalla del Torcal
VAM (valle de Abdalajís massif): dominio del Valle de Abdalajís

Anexos

Anexo 1: Díaz-Azpiroz, M., Barcos, L., Balanyá, J.C., Fernández, C., Expósito, I., Czeck, D.M. 2014. Applying a general triclinic transpression model to highly partitioned brittle–ductile shear zones: a case study fromthe Torcal de Antequeramassif, external Betics, southern Spain. Journal of Structural Geology 68, 316–336.

Anexo 2: Barcos, L., Balanyá, J.C., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I., Jiménez-Bonilla, A. 2015. Kinematics of the Torcal Shear Zone: transpressional tectonics in a salient–recess transition at the northern Gibraltar Arc. Tectonophysics 663, 62–77. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.002.

Anexo 3: Barcos, L., Díaz-Azpiroz, M., Balanyá, J.C., Expósito, I., Jiménez-Bonilla, A., Faccena, C. 2015. Analogue modelling of inclined, brittle–ductile transpression: testing analytical models through natural shear zones (external Betics). Tectonophysics 682, 169–185.