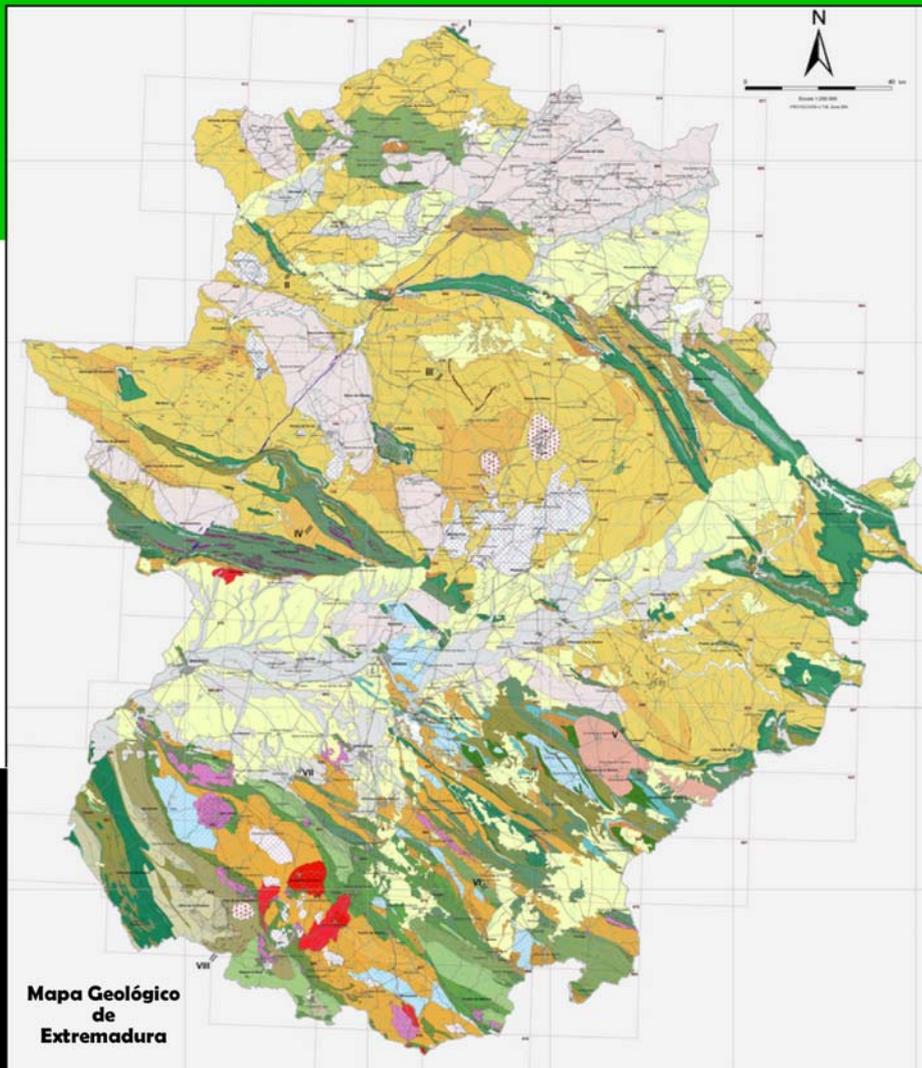


# Evolución geodinámica del Macizo Ibérico meridional (Zona de Ossa-Morena y Zona Centro Ibérica)



XXV Reunión de la Comisión de Tectónica de la SGE  
5, 6 y 7 de septiembre de 2013, Zafra (Badajoz)



Eguiluz, L.; Martínez-Torres, L.M.; Sarrionandia, F. y Apraiz, A.  
Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco UPV-EHU



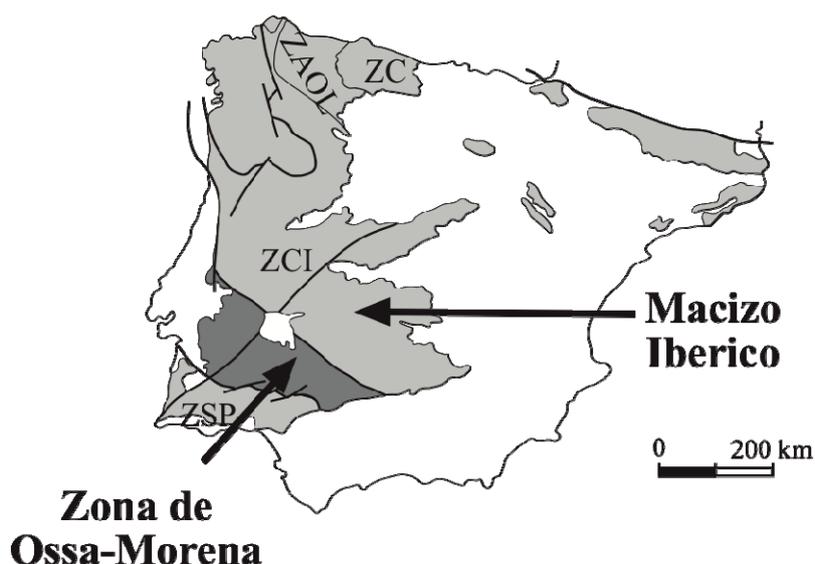
# Evolución geodinámica del Macizo Ibérico meridional (Zona de Ossa-Morena y Zona Centro Ibérica)

Luis Eguíluz<sup>1</sup>, Luis M. Martínez-Torres<sup>2</sup>, Fernando Sarrionandia<sup>1</sup> y Arturo Apraiz<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geodinámica, Facultad de Farmacia, Universidad del País Vasco UPV-EHU, Avda. Universidad 6, 01006 Vitoria-Gasteiz, España. luis.eguiluz@ehu.es  
<sup>2</sup> Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV-EHU, Apdo. 644, 48080 Bilbao, España.

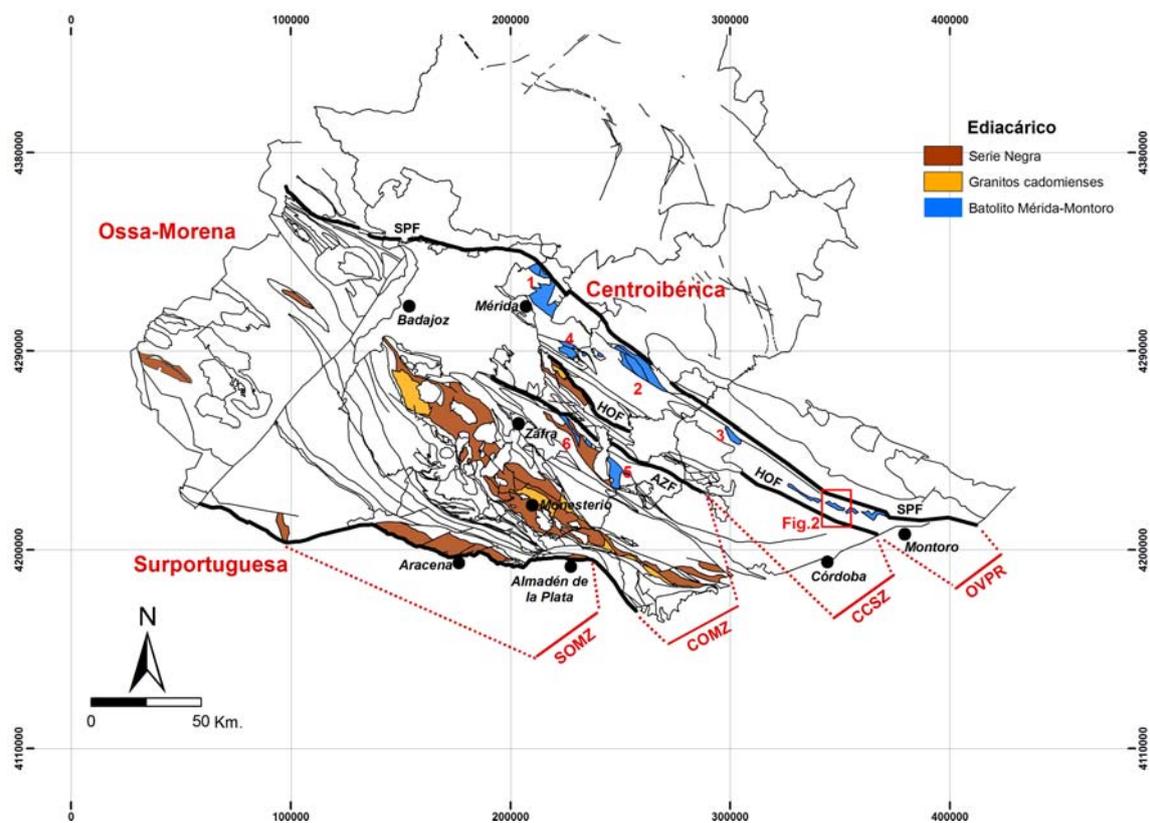
## 1. Introducción

La evolución geodinámica de zonas poliorogénicas es tanto más difícil cuanto más fragmentarios son los datos cartográficos que impiden correlacionar segmentos diferentes. Un buen ejemplo de ello son los numerosos modelos evolutivos y reconstrucciones paleogeográficas propuestos para la cadena hercínica. En el Macizo Ibérico la correlación entre áreas se ha intentado resolver con subdivisiones en zonas similares a las propuestas para otros macizos variscos (Fig.1). En las zonas más complejas se optó por una subdivisión en “Dominios”, a los que se llegó a equiparar con “terrenos” independientes, con evoluciones geodinámicas poco o nada relacionables. Un buen ejemplo de ello son las diversas propuestas de subdivisión de la Zona de Ossa-Morena, reflejo de las deficiencias cartográficas y de la dificultad de correlacionar cartografías anejas, delineándose mapas de difícil interpretación y leyendas muy complicadas con centenares de términos.



**Fig. 1.-** Subdivisión del Macizo Ibérico. ZC: Zona Cantábrica; ZAOL: Zona Astur Occidental Leonesa; ZCI: Zona Centro Ibérica; ZSP: Zona Sud-Portuguesa.

Durante los últimos 10 años un equipo de la Universidad de Extremadura y la Universidad del País Vasco ha revisado sistemáticamente la cartografía geológica de Extremadura, obteniéndose un mapa continuo con una leyenda única, en la que todos los materiales están debidamente diferenciados, correlacionados y muchos de ellos datados. Este trabajo ha supuesto la culminación de más de 35 años dedicados de forma ininterrumpida a la investigación y cartografía geológica del Macizo Ibérico meridional. En esta labor deben citarse los numerosos doctorandos que con sus Tesis Doctorales han aportado datos esenciales. Es de justicia destacar los trabajos de: Ábalos, Apraiz, Bandrés, Etxebarria, Larrondo, Sarrionandia, etc. Ello ha permitido proponer una subdivisión mucho más sencilla (Fig. 2) y poner de manifiesto la falta de significado de la subdivisiones en Dominios y Unidades existentes en distintos trabajos.



**Fig. 2.-** Subdivisión de la Zona de Ossa-Morena.

Con los datos obtenidos se propone una evolución geodinámica relativamente sencilla que puede servir de referencia para otros macizos hercínicos, donde al igual que sucede en el Macizo Ibérico meridional, la ausencia de afloramientos han condicionado subdivisiones muy complejas con historias geológicas poco o nada congruentes.

## 2. Marco Geológico

La ZOM forma parte del conjunto de Macizos premesozoicos periatlánticos y al igual que ellos es el resultado de una etapa inicial cadomiense en la que dominan una situación de convergencia generalizada (arcos de isla) en el margen noroccidental de Gondwana. Con posterioridad, durante el Paleozoico superior tiene lugar la agregación continental formadora de la Pangea y sus secuelas tectónicas, de la que la orogenia varisca (hercínica) es buen ejemplo. Por ello, para una adecuada descripción, es conveniente tratar individualmente cada uno de estos dos ciclos mayores.

## 3. Ciclo Cadomiense y evolución precámbrica

En el Macizo Ibérico Meridional incluimos las zonas de Ossa Morena (ZOM), Centro Ibérica (ZCI) y Sudportuguesa (ZSP). Mientras la última incluye solo materiales paleozoicos variscos, las primeras se caracterizan por la existencia de un zócalo de materiales precámbricos sobre los que se dispone una secuencia de plataforma comparativamente delgada de edad paleozoico inferior-medio, que culmina con depósitos sinorogénicos carboníferos que alcanzan su máxima expresión en ZSP.

Los sedimentos precámbricos muestran sensibles diferencias entre la ZOM y la ZCI. En la ZOM hay una alternancia de esquistos, pizarras y grauvacas con intercalaciones de anfíbolitas, rocas vulcanosedimentarias y características intercalaciones de potencia métrica de cuarcitas negras (liditas o cherts) con pasadas esporádicas de calizas. En el sector central (Eguíluz, 1988) se reconoce un tramo inferior más arcósico y metamórfico con abundantes anfíbolitas (Sucesión Montemolín) y otro superior más grauváquico, con mayor aporte volcanoclástico y con tramos de brechas intraformacionales (diamictitas), menos metamórfico y poco deformado (Sucesión Tentudía). Dentro de esta secuencia hay un conjunto andesítico (Formación Malcocinado) que dibuja una banda alargada entre Córdoba y Elvas. En el sector meridional (Aracena, Evora, etc.) y en el septentrional (Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina) es difícil diferenciar ambos tramos. No obstante en el norte se observa un notable incremento de los materiales ígneos, de hecho se ha definido un cinturón gabrodiorítico entre Mérida y Montoro, en el tramo más bajo de la secuencia, y un importante episodio volcánico (Vulcanitas de Oliva de Mérida) en el más alto (The Northern Ossa-Morena cadomian batholith de Bandrés et al. (2004). Además se pueden reconocer áreas menores con secuencias pelítico-grauváquicas de características equivalentes a las de la ZCI (Serie del Embalse de Alange, en el sector de Mérida, o Formación San Jerónimo, cerca de Córdoba). Los circones más jóvenes encontrados en los materiales clásticos de la Sucesión Tentudía son anteriores a ca 565 Ma (Schäfer et al., 1993), mientras que los sedimentos datados más antiguos están en el entorno de 600 Ma (Ordoñez, 1998), por lo que la edad de los materiales es entre ca 600 y 550 Ma.

Por encima se encuentra discordante una secuencia del Paleozoico inferior existiendo un hiato que en promedio supera los 40 Ma. Los materiales citados muestran dos etapas de deformación cadomiense. La primera da lugar a un metamorfismo granulítico en el sector septentrional y al desarrollo de pliegues apretados con una foliación asociada y un metamorfismo de presiones intermedias en el central y meridional (Eguíluz y Ábalos, 1992). La segunda corresponde a una etapa extensional que da origen a un plegamiento de orientación ENE y al emplazamiento de domos anatécicos (Core Complex) como el de Monesterio y Mina Afortunada datados en ca

530 Ma (Ordoñez, 1998). Estos dos sistemas de plegamiento dan lugar a modelos de interferencia de pliegues próximos al tipo 3 de Ramsay que, ligeramente modificados por la etapa varisca originan el modelo de interferencia descrito en el sector central de la Antiforma de Monesterio (Eguíluz y Ramón-Lluch, 1983).

En la ZCI la secuencia estratigráfica es bastante diferente. Se trata de un monótono conjunto alternante de pizarras y grauvacas que tradicionalmente se ha denominado con el término portugués de Complejo Esquisto Grauváquico. No obstante en el valle de Alcuía, Tamain (1971) distingue por vez primera dos conjuntos mayores que denomina Alcudiense superior e inferior, pero esta subdivisión no tuvo validez a escala regional. Más tarde, durante la reciente realización del Mapa Geológico de Extremadura a escala 1:250.000 (Apalategui et al., 2012), se han distinguido un Grupo Inferior con cinco tramos (Guadiana, Botija, Monroy, Orellana y Cíjara) caracterizados por contener tramos conglomeráticos que incluyen cantos de rocas volcánicas y cuarcitas negras procedentes de la ZOM, y cuya edad es Ediacárico (560-540 Ma) y que por la presencia de cantos de “phatanitas” sería comparable al “Brioverien a phtanites remanies”. Por encima se dispone un Grupo Superior denominado Ibor (Alcudiense Superior), con dos tramos, uno inferior clástico y el superior carbonatado, en el que se encuentran niveles de calizas con *cloudina* que marcan el límite Neoproterozoico-Cámbrico, y que, a techo, pasa de forma gradual a los materiales del Cámbrico inferior.

Estos dos conjuntos están separados por una discordancia progresiva de forma que, el tránsito es gradual en los sectores noroccidentales y discordante en los surentales. Ello es debido a que el sector meridional de la ZCI se eleva durante el paleozoico inferior de manera que la secuencia superior (Ibor) se dispone discordante sobre el Tramo Inferior (Complejo Esquistograuváquico). Esta situación se mantiene en el Cámbrico, por lo que pueden ser sometidos a erosión y solo se conservan afloramientos puntuales.

Estos materiales presentan una única etapa de deformación, progresiva y dilataada en el tiempo, que da lugar a pliegues de ejes muy buzantes (próximos a la vertical) en los niveles más profundos (Grupo inferior), que llevan asociada una foliación tectónica espaciada y poco penetrativa de dirección nortada (N140-170E). A medida que se asciende en la secuencia, los ejes se hacen más horizontales y desaparece cualquier vestigio de deformación penetrativa. En consecuencia la edad de esta deformación debe ser Cámbrico inferior (540-520 Ma). Posiblemente los niveles inferiores de esta zona (Formación Guadiana) puedan ser correlacionables con los tramos superiores de la Serie Negra de la ZOM (techo de la sucesión de Tentudía y Sucesión del Embalse de Alange).

### **3.1 Interpretación geodinámica**

La ZOM y la ZCI se interpretan como un arco de isla y su correspondiente cuenca tras-arco cadomiense, ubicados en el borde N de Gondwana. Al igual que en otros segmentos de dicha cadena, no existe acuerdo sobre la posición ni el sentido de la subducción. Tomando como referencia la distribución del vulcanismo básico y ácido se propuso una subducción de norte a sur desde el borde norte actual de la ZOM (Sánchez Carretero et al., 1990) situado en el cabalgamiento de San Pedro de Mérida. Esta interpretación es revisada para explicar las posiciones relativas del arco y tras-arco (Eguíluz et al., 2004) invocando un giro de la ZOM para ubicar adecuadamente la cuenca tras arco, pero manteniendo la dirección de la subducción. Sin embargo, los

recientes datos del mapa de Extremadura han permitido constatar errores en las atribuciones de edad de los diferentes conjuntos volcánicos y, en consecuencia, proponer un nuevo modelo evolutivo más congruente.

La zona de subducción se situaría al sur de la actual ZOM y el plano de Benioff se inclinaría hacia el norte, cerca del margen adelgazado de Gondwana o dentro de la corteza oceánica. Los materiales más antiguos del arco corresponderían a la banda diorítico-gabroica de Mérida-Montoro, que corresponde a rocas de la base del arco de ca 580 Ma. El arco crece hacia el sur por la erosión de los materiales neoforzados (Serie Negra) y por la intrusión de nuevas bandas ígneas representadas por la alineación de plutones de los sectores centrales (Ahillones, Mosquil, Albuera, etc), cuyo borde sur estaría marcado por la alineación de serpentinitas de Calzadilla a Pallares, a la que se asocia la alineación volcánica de Malcocinado. La zona más meridional, Antiforma de Monesterio y Aracena, constituida por sedimentos de la Serie Negra “sensu estricto” (Sucesión de Montemolín y Tentudía) representa sedimentos marinos previos al arco, más los materiales procedentes del desmantelamiento del arco con intercalaciones ígneas variablemente metamorfizadas (Anfibolitas de Montemolín etc.). Este conjunto representa la zona de Fore-arc en la que intruyen basaltos de tipos N y E-Morb durante las etapas iniciales de la subducción (Sánchez-Lorda et al., en prensa). En los sectores cercanos al borde septentrional pueden depositarse secuencias con similitudes a las de la cuenca tras arco como la sucesión del embalse de Alange, citada con anterioridad.

La cuenca tras arco corresponde a la ZCI, que se rellena con los sedimentos procedentes del desmantelamiento del arco, como se deduce de la composición de los cantos de la Formación Orellana entre los que se encuentran litologías de rocas del arco más resistentes a la erosión (Rocas volcánicas, gneises, cuarcitas milonitizadas, cuarcitas negras, etc.). En conjunto estos depósitos corresponden a secuencias turbidíticas que muestran una evolución progresiva a medios de plataforma (Formación Cíjara). En los sectores surorientales parece existir un pequeño hiato y las secuencias del Grupo Ibor se disponen, como se ha mencionado, discordantes sobre la precedentes. En los sectores septentrionales (Anticlinal de Valdelacasa) se reconoce un paso transicional y las unidades olistostrómicas (Fuentes y Membrillar) nutridas por calizas del grupo Ibor, se intercalan dentro de la Formación Cíjara que, en parte, es el equivalente lateral del Grupo superior.

Todo este conjunto se deposita dentro de un ambiente transpresivo con desarrollo de pliegues. En las unidades inferiores y más próximas al arco, los pliegues suelen ser disarmónicos con ejes muy buzantes, lo que parece indicar su nucleación sobre deslizamientos sinsedimentarios. En el mismo sentido apunta la geometría de las charnelas con tasas de aplastamiento reducido, aunque se desarrolla una foliación con espaciado milimétrico. Ello, además, explicaría la morfología fuertemente elongada en la vertical de la mayoría de los cantos, en especial los de los materiales sinsedimentarios de la propia cuenca (conglomerados de grauvacas de la Formación Orellana). Este dispositivo culmina con el cabalgamiento del arco sobre la cuenca tras arco, condicionando el depósito del grupo Ibor discordante. Al final, o algo después de este episodio, tras el colapso del arco y más o menos simultáneo al rift en la ZOM, intruyen granitoides cordieríticos con moscovita cuyo emplazamiento está controlado por las estructuras cadomienses. Estos granitoides serían los equivalentes a los granitos Mancelianos de Bretaña con los que muestran similitudes petrográficas, geoquímicas y de entorno geodinámico.

Este dispositivo es congruente con la evolución del arco. Hace unos 600 Ma se inicia la subducción y comienza el desarrollo del arco, intruyendo los basaltos de la cuenca “forearc” y los más profundos del sector septentrional del arco (Mérida-Montoro) así como las secuencias volcánicas (Oliva de Mérida) y sedimentarias (Embalse de Alange) en que se emplazan. El desmantelamiento de estos productos proporciona los sedimentos que permiten el crecimiento del arco. Hacia 550 Ma, posiblemente en relación a un cambio de la velocidad o la inclinación de la lámina que subduce o al propio crecimiento del arco, tendría lugar el episodio tectonometamórfico principal, granulitas de la base del arco y primera etapa de metamorfismo de otras áreas, y tal vez la intrusión de nuevos cuerpos ígneos. Todo ello condiciona una fuerte inestabilidad que da lugar a las facies de diamictitas de la Sucesión Tentudía. Además se produciría la emersión de la mayor parte del arco, con el subsiguiente aumento de la tasa de sedimentación de la Cuenca tras arco. Este dispositivo favorecería el colapso del arco y la formación de los principales core complex durante el Cámbrico inferior (ca 530 Ma).

#### **4. Ciclo sedimentario Varisco (Margen pasivo)**

Al contrario que los materiales precámbricos, los sedimentos paleozoicos presentan diferencias menores, aunque se pueden separar tres zonas. En la ZCI discordante sobre el zócalo se encuentra una secuencia eminentemente clástica, típica de esta zona, que está constituida por una alternancia de arcosas y lutitas micáceas con *skolithos* a techo. Sobre esta se dispone en discordancia la Cuarcita Armoricana; pizarras del Ordovícico Medio; Cuarcitas del Caradoc, pelitas con fragmentos y Cuarcitas del Criadero (Ordovícico Superior); ampelitas y lutitas y areniscas silúricas (Alternancia de la Corchada); areniscas y cuarcitas del Devónico con una laguna en el Devónico medio.

En el sector septentrional de la ZOM (Dominio Obejo Valsequillo), al norte de falla de Hornachos, la secuencia es semejante con algunas diferencias menores. Los tramos arcósicos basales son más potentes e incluyen niveles de calizas que, en Alange, engloban arqueociatidos del Cámbrico inferior. Esta zona permanece en condiciones someras durante un tiempo mayor que la ZOM y, por tanto, con un hiato de mayor importancia (40-50 Ma). La secuencia se inicia con un tramo arcósico con pasadas conglomeráticas en las que se reconocen cantos de la mayor parte de la litologías subyacentes (rocas volcánicas, granitos, liditas, dioritas, etc), por encima se dispone una serie alternante de areniscas y pizarras que a techo presentan zonas con abundantes *skolithos* y a continuación un tramo cuarcítico que culmina con la cuarcita Armoricana. El tramo inferior no ha podido determinarse con exactitud, aunque la presencia de algunos tramos de calizas con arqueociatidos y trilobites permiten suponer que los materiales más antiguos corresponden al Cámbrico inferior. En cuanto a la edad de las arcosas debe estar entre el Cámbrico superior y el Tremadoc. Por encima aparece una serie similar a la de la ZCI con un tramo pelítico del Ordovícico medio, una secuencia compresiva (Ordovícico-Silúrico) y una alternancia de cuarcitas y pizarras ferruginosas del Devónico inferior. La serie de *skolithos* tiene desarrollo irregular y el Ordovícico Superior-Silúrico muestra caracteres comprensivos en facies someras y condensadas.

En el sector centro-meridional de la ZOM la secuencia es diferente. Discordante sobre el zócalo se dispone el Cámbrico trilobítico que comienza con la “Sucesión detrítica inferior” (Formación Torreárboles), con conglomerados en la base que

incluyen cantos estructurados y un tramo superior rico en icnofósiles. Por encima se encuentra la Sucesión carbonatada y la “Sucesión detrítica superior” (Formación Vallehondo), que a techo incluye materiales volcanoclásticos con niveles cuarcíticos asociados, entre los que destaca la Cuarcita del Castellar y la Barra Cuarcítica de los geólogos portugueses. Culmina el Cámbrico con una serie pelítica (Formación Playón) rica en trilobites, en la que se intercala un importante vulcanismo mayoritariamente básico (Espilitas). Toda la secuencia incluye un abundante registro de acritarcos que ha permitido establecer correlaciones detalladas con otras regiones. No se ha encontrado registro fósil del Cámbrico Superior. Por encima, con desarrollo preferente en los sectores meridionales, se deposita la secuencia típica de la ZOM para el Paleozoico medio-superior. Descrita por vez primera por Nery Delgado (1908) incluye las formaciones de Esquistos de Barrancos y Grauvacas de Sierra Colorada del Ordovícico, las ampelitas y liditas del Silúrico, las capas de Russianas y los esquistos rayados de edad ¿Silúrico-Carbonífero? Todas estas series tienen abundante registro fósil y la presencia de acritarcos ha permitido una datación y correlación precisas. Barrancos representa el Arenig-Darriwilian y Sierra Colorada el Ordovícico Superior, mientras que el silúrico se encuentra íntegramente representado, aunque su espesor no supera los 150 m. Una de las secciones mejor estudiadas es la del sinclinal del Valle (Robardet & Gutierrez Marco, 1990).

El espesor total de estos materiales, aunque variable según zonas, no debe superar los 3.500 m.

#### **4.1. Secuencias sinorogénicas**

El Devónico Superior-Carbonífero es semejante en toda la región excepto en la banda más meridional (Flysch de Terena). Comienza con una secuencia clástica con pasadas conglomeráticas sobre la que aparece una serie de pizarras nodulosas y calizas pelágicas con ammonoideos. En el Dominio Obejo-Valsequillo hay un tramo de areniscas ferruginosas y pizarras sericíticas.

El Carbonífero inferior tiene una distribución mucho más amplia de la hasta ahora aceptada, estando ampliamente representado en los sinclinales de Cáceres, Sierra de San Pedro y La Codosera. Alcanza su mejor desarrollo en el Dominio Obejo-Valsequillo y en el límite ZOM-ZCI, donde alcanzan su máximo desarrollo las Facies Culm (Pedroches). En la ZOM ocupa afloramientos aislados y elongados, generalmente limitados por fracturas (Benajárfate, Matachel, Guadiato, Peñarroya-Belmez, Valdeinfierno, Los Santos de Maimona, Bienvenida, etc.). Como hemos señalado muestra grandes semejanzas en todos los afloramientos y como referente puede citarse la sección de La Cuenca de Los Santos de Maimona, donde sobre el Devónico aparece una unidad vulcanosedimentaria con areniscas conglomerados y rocas piroclásticas con restos vegetales. Por encima lutitas con calizas coralinas y brechas volcánicas. A continuación una unidad carbonatada constituida por margas, calizas y calizas tableadas. Todos los materiales se encuentran representados en mayor o menor proporción en los distintos afloramientos, aunque no estén diferenciados cartográficamente. No muestra diferencias en ninguna de las zonas consideradas.

En los sectores meridionales los materiales sinorogénicos reconocidos corresponden al Flysch de Terena, formado por una alternancia centi a decimétrica de

grauvacas y pelitas con niveles conglomeráticos en la base y algunos intrusivos. La edad no está bien establecida y podría ir del Devónico inferior a Carbonífero inferior. En cualquier caso tiene semejanzas con los esquistos Rayés, que constituyen buena parte de los clastos de esta formación, y que representan los primeros materiales sinorogénicos variscos.

Los depósitos del Carbonífero superior constituyen afloramientos menores muy dispersos y relacionables con abanicos aluviales intramontañosos.

## 5. Interpretación geodinámica

Durante el Cámbrico inferior se produce una compartimentación que permite individualizar tres sectores con secuencias sedimentarias ligeramente diferentes: La ZOM, Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina y ZCI.

La ZOM se encuentra emergida y, a consecuencia de la extensión finicadomiense, comienza un proceso de subsidencia más acusado en el sector septentrional donde se acumulan depósitos conglomeráticos (norte de la Antiforma de Monesterio), que dan paso a una secuencia clástica somera (Unidad detrítica inferior). La zona meridional se mantiene emergida y la secuencia comienza con un episodio de vulcanismo riolítico, datado en ca 515 Ma y presente desde el flanco sur de la Antiforma de Monesterio hasta Aracena. Sobre todo lo anterior se instaura de forma gradual y rápida una plataforma carbonatada que se adelgaza hacia el norte. A continuación se dispone un nuevo conjunto clástico (Sucesión detrítica superior) en el que se pasa del máximo transgresivo cerca de la base a una regresión mayor a techo del Cámbrico medio (Hacke Bay), acompañada de un importante vulcanismo ácido alcalino, muchos de cuyos edificios pasan lateralmente a paquetes arenosos de extensión kilométrica (Cuarcita del Castellar y barras cuarcíticas). En el sur, el vulcanismo alcalino comienza sobre las calizas y la Sucesión detrítica superior y, aparte de un mayor componente vulcanosedimentario, presenta un número importante de cuerpos subvolcánicos alcalinos a hiperalcalinos (La Valera, La Bóveda, Alconchel etc.) y, al igual que en el sector norte, se acompaña de un incremento de los episodios clásticos que culminan con la denominada "Barra Cuarcítica". Más o menos simultáneamente se produce la intrusión de leucogranitos albiticos (Calera, Tablada, Salvatierra de los Barros etc.) y granitos alcalinos (Castillo, Barcarrota, Aceuchal, etc.) los primeros datados en ca 510 Ma y los segundos algo más jóvenes en Ca 500 Ma.

Inmediatamente por encima se dispone un espeso paquete de rocas básicas entre las que son características las coladas de basaltos espilíticos (Cumbres, Umbría-Pipeta, etc.) y por encima una secuencia alternante vulcano-sedimentaria (Formación de Fatuquedo), solo presente en el sector meridional. Contemporáneamente se produce la intrusión de importantes cuerpos de gabros alcalinos (Jerez de los Caballeros, Barcarrota, Elvas, etc.). En el sector más meridional (Aracena-Almadén de la Plata) el vulcanismo es más importante volumétricamente y se intercala con la secuencia calcárea.

El rift alcanza su máximo al final del Cámbrico medio en el que se registran importantes episodios de rocas básicas (Espilitas y basaltos de Cumbres) intercaladas con materiales pelíticos (Formación Playón). Hacia el sur estas formaciones incluyen una elevada proporción de materiales vulcanosedimentarios (Formaciones Fatuquedo y

Ossa) que se intercalan en series distales cuya edad no se conoce con exactitud (¿Cámbrico Medio o Superior?). En cualquier caso este proceso debe repetirse en otros segmentos de Gondwana dado que se reconocen numerosos episodios volcánicos análogos en tipología y edad. Esto ha llevado a la definición del océano Rheico aunque su existencia y significado no ha sido adecuadamente establecido hasta el momento.

El fin de la subducción da paso a la instauración de un margen pasivo en el que se depositan los materiales pelíticos del Ordovícico y Silúrico, tanto más distales cuanto más al Sur. Finalmente, el Devónico superior-Carbonífero inferior es discordante sobre lo anterior, se deposita en medios de plataforma con frecuentes variaciones del nivel del mar donde se desarrollan amplias áreas de calizas arrecifales. Contemporáneamente tiene lugar un magmatismo calcoalcalino a alcalino bimodal que está representado por materiales volcánicos y vulcanosedimentarios y por cuerpos plutónicos (Burguillos del Cerro, Brovales, Valencia del Ventoso, etc.) que deben representar las zonas de alimentación de los edificios volcánicos. Estos materiales tienen las mismas características en toda la región y muestran una sorprendente semejanza con los descritos en la ZSP.

En la ZCI, donde la cubierta paleozoica es especialmente reducida, se limita a la inversión de las cuencas, posiblemente semigrabens, en los que se había depositado la delgada secuencia. Esto se refleja en que las secuencias paleozoicas quedan recluidas en sinclinales estrechos y alargados, con terminaciones periclinales de elevado buzamiento (pliegues cónicos), mientras el zócalo conserva la estructuración cadomiense prácticamente intacta (Mapa Geológico de Extremadura).

En la ZOM, donde la secuencia sedimentaria alcanza un espesor algo mayor, se produce una deformación dilatada en el tiempo y condicionada por un dispositivo geodinámico dominado por accidentes transcurrentes sinextrosos que dan lugar a una geometría de estructuras en flor. Este dispositivo que ha sido postulado para los grandes accidentes como la Zona de Cizalla de Badajoz Córdoba, Falla de Campillo, Zona de Cizalla Suribérica, etc. (Burg et al., 1981; Crespo Blanc and Orozco, 1988; Ábalos, 1989, 1990; Ábalos y Eguíluz, 1991,1994; Eguíluz et al., 2000; Pereira & Silva, 1997; Pereira et al., 2007, 2008), es aplicable a toda la zona. En consecuencia los modelos que proponen la existencia de grandes pliegues tumbados son totalmente inasumibles e incompatibles con los datos cartográficos. Es más, la tectónica en las zonas con plegamientos apretados siempre está relacionada con movimientos de salto en dirección

Esta evolución conlleva dos ciclos orogénicos: cadomiense y varisco o hercínico. El primero de mucha mayor entidad, con distintos ambientes geodinámicos (arco, retro arco, rift, colisión, postcolisión, etc.) dos fases de deformación y metamorfismo principales y rocas ígneas correspondientes a tres etapas mayores

\* \* \*

N O T A S

**6 de septiembre de 2013**

## **EL ARCO CADOMIENSE EN EL SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA ZOM**

Las rocas más profundas y antiguas del arco cadomiense afloran en el sector septentrional (Dominio Obejo-Valsequillo), limitado por el norte por el cabalgamiento de San Pedro de Mérida, límite con la ZCI. Por el sur su límite no es tan claro, pero se ha situado generalmente en la Falla de Hornachos que lo separa del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba y limita la banda de cizalla de Campillo, zona meridional del citado dominio. Sin embargo los datos más recientes permiten concluir que ambos segmentos tienen una evolución semejante y, en consecuencia, consideramos todo como un único conjunto que se diferencia de los sectores meridionales por una deformación milonítica generalizada.

La cartografía se caracteriza por grandes Macizos (“inliers”) de geometría sigmoidal, siendo los más importantes los de Mérida, Palomas, Valle de la Serena, Valsequillo y El Escribano. Todos se caracterizan por la presencia de dos unidades litológicas mayores: 1) secuencia Neoproterozoica típica de la ZOM, constituida por materiales tipo Serie Negra, sobre la que aparece una secuencia de anfíbolitas y rocas volcanoclásticas ácidas a intermedias que intercalan lechos masivos de riolitas o dacitas con metamorfismo de presiones intermedias de las facies de esquistos verdes a anfíbolitas (Serie de Don Alvaro). Esta secuencia pasa gradualmente a una serie de micasquistos con granate, gneises riolíticos, tobas vítreas, tobas y cineritas de bajo grado, con abundantes lechos de riolitas masivas conocidos como serie volcánica de Oliva de Mérida. De forma gradual pasa a la serie pelítica del embalse de Alange; 2) conjunto variado de rocas plutónicas (Complejo ígneo Mérida-Montoro o Northern Ossa-Morena Cadomian Batholith de Bandrés y Eguíluz (1999) y Bandrés et al. (2004), entre las que destacan como materiales predominantes dioritas ricas en anfíbol y gabros con masas de rocas ultramáficas (Mérida, Palomas, Higuera de la Serena, etc), granitoides y granitos glandulares variablemente deformados (Ortogneis de Valle de la Serena, granito de Valsequillo etc.). Son series con una signatura calcoalcalina trondhjemitica. Estos materiales se encuentran afectados por una deformación y metamorfismo cadomienses de intensidad variable. La edad de evento metamórfico principal es de ca. 550 Ma (Ar/Ar en micas y anfíbol según Blatrix y Burg, 1981; Dallmeyer y Quesada, 1992; Bandrés et al., 2004). Están rodeados, en discordancia, por series arcósicas cambro-órdovícicas (serie intercalar) que, en algunos casos, intercalan calizas con Arqueociátidos cámbricos (e.g., Alange). Con posterioridad la orogenia hercínica da lugar al desarrollo de zonas discretas de cizalla en condiciones superficiales (frágiles o transición frágil-dúctil) condicionando la geometría fusiforme actual.



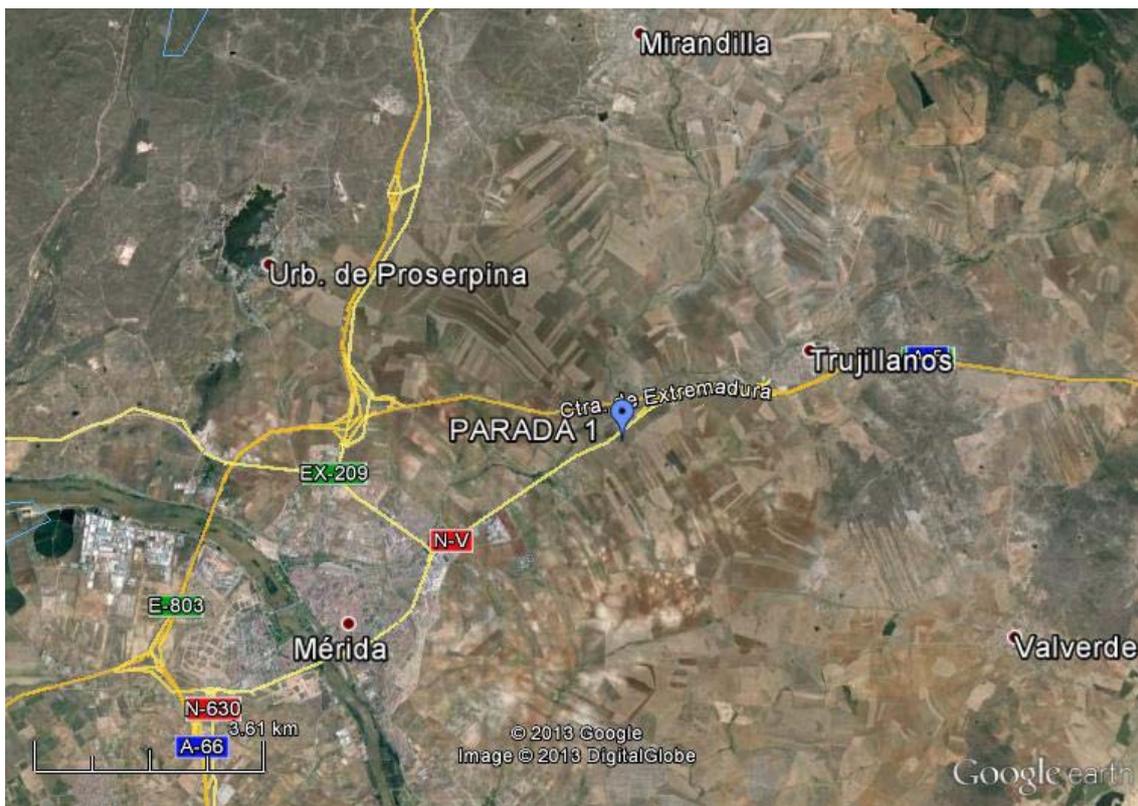
**Fig. 3.-** Localización del conjunto de paradas programadas del arco cadomiense en el sector septentrional de la ZOM.

\* \* \*

## PARADA 1

### **Localización:**

Arroyo Albarregas, junto al camping de Mérida, en la antigua carretera N-V. En la salida de Trujillanos seguir el camino agrícola que se dirige hacia el S, hasta llegar al arroyo.



**Fig. 4.-** Localización de la parada n° 1.

### **Objetivos:**

Observación de las facies más básicas y de las estructuras acumulativas del Macizo de Mérida. Metamorfismo, deformación, evolución petrogenética y edad.

### **Descripción:**

A lo largo del cauce del arroyo y en sus orillas afloran rocas dioríticas acumulativas con alternancias decimétricas de lechos ricos en anfíbol y plagioclasa. La zona más septentrional muestra bandas de cizalla en las que las rocas aparecen variablemente anfíbolitizadas. Se distinguen varios litotipos de acumulados de anfíbol hornbléndico: gabros de grano grueso, dioritas de grano grueso y dioritas acumulativas de grano medio.

Los cumulos de anfíbol son masas sin estructura formadas por anfíbol hornbléndico verde palido con tamaño de grano de 1 a 4 cm. El anfíbol representa la fase acumulativa entre los que aparecen pequeñas plagioclasas intercúmulos. Localmente aparecen masas de hornblenditas de grano grueso. Se trata de rocas monominerálicas que están formadas por una trama de anfíboles de hasta 10 cm sin una orientación magmática clara y sin ninguna fase intercúmulo. Los cristales presentan abundantes inclusiones de apatito, ilmenita y esfena. Siguiendo los bordes de grano o los planos de exfoliación se aprecian alteraciones a anfíbol tremolítico y clorita de carácter secundario. Estas masas aparecen cortadas por dioritas de grano fino a grueso y por lechos de plagioclasa. Las relaciones entre facies son muy complejas y parecen el resultado de los procesos petrogenéticos originales. Todo indica que la formación de los cumulos tienen lugar en condiciones magmáticas estables.

Los lechos de plagioclasa son escasos y aparecen como masas aisladas entre las hornblenditas o como lechos centimétricos en las facies bandeadas. Están formados por plagioclasa intermedia con texturas acumulativas y con una orientación mineral de claro origen magmático. Las masas de plagioclasitas aisladas que intruyen las hornblenditas presentan morfologías irregulares a menudo aciculares y cortan la foliación magmática de las hornblenditas. Estas masas muestran texturas fuertemente inequigranulares con desarrollo local de masas de plagioclasas de grano grueso. Incluyen, de forma esporádica, grandes cristales aislados de anfíbol euédrico, parcialmente asimilados.

Las dioritas acumulativas muestran una gran variedad petrográfica. Aparecen facies de grano grueso asociadas con masas centimétricas de cumulos de anfíbol concordantes con la foliación magmática, dioritas de grano fino, fino-medio, gabros etc. Las relaciones de campo indican que la generación de estas rocas ha estado condicionada por procesos de fraccionación de anfíbol. Hay rocas formadas de forma casi exclusiva por plagioclasa intermedia y anfíbol hornbléndico verde pálido, aunque pueden aparecer raros cristales de clinopiroxeno rodeados por anfíbol. Estas rocas tienen una gran abundancia de apatito y esfena, así como de opacos (pirita, ilmenita y calcopirita), que aparecen incluidos en anfíbol.

En algunos afloramientos se reconocen abundantes cristales de granate, generalmente en los lechos más leucocráticos (dioritas), cortando la foliación magmática lo que indica un crecimiento tardío. Se han podido reconocer dos grupos, unos de menor tamaño y otros que alcanzan tamaños centimétricos. Estas rocas tienen asociaciones correspondientes a las anfibolitas de alta presión o granulitas (Pl-Grt-Amph±Cpx) y conservan bandeados centimétricos y todos los rasgos de las texturas de cumulos ígneos (Bandrés et al., 2002). Sobre ellas se han determinado las condiciones y edad del metamorfismo y de los protolitos.

De todos los macizos reconocidos, el que muestra una secuencia más completa es el de Mérida, en el que Bandrés (2001) diferencia (Fig. XX) una unidad diorítica y otra ácida. La Unidad diorítica está formada por gabros (Alange y Don Álvaro), dioritas de grano grueso con textura acumulativas, dioritas de grano medio a fino y granodioritas. En las dioritas de grano grueso aparecen masas de escala métrica a decamétrica de rocas acumulativas (hornblenditas). Las dioritas de grano fino son las más complejas en cuanto a facies y texturas pudiendo reconocerse texturas intergranulares hipidiomórficas a alotriomórficas, acumulativas, gabroicas, porfídicas, etc. La unidad ácida aflora en los sectores orientales y meridionales y corresponden a

rocas graníticas (granitos monzónicos y granodioritas) muy deformadas, localmente milonitizadas, y albitizadas.

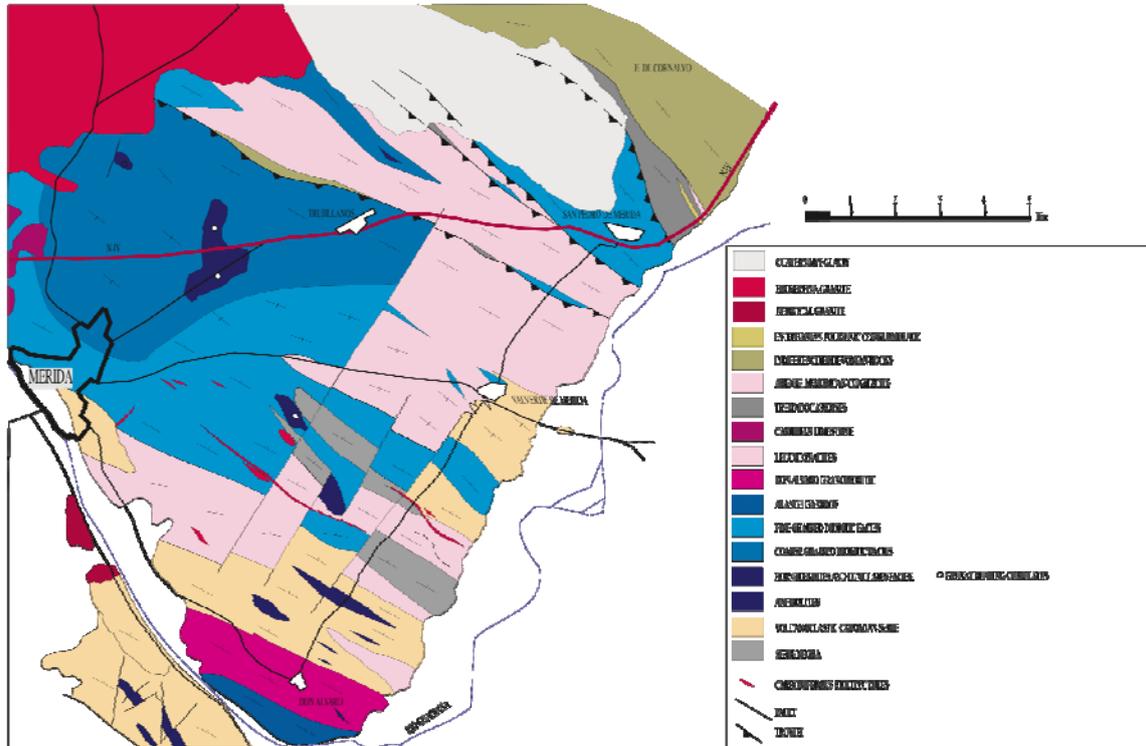


Fig. 5.- Esquema cartográfico del Macizo de Mérida.

Estas rocas han sufrido un metamorfismo que da lugar a la aparición de facies ricas en granate con asociaciones de anfíbolitas de alto grado o granulitas (Pl-Grt-Amph±Cpx) que conservan todos los rasgos texturales de cumulados ígneos con bandeados de escala centimétrica. El granate aparece en los lechos leucocráticos (dioríticos) de los cumulados y corta a la foliación magmática lo que indica un crecimiento relativamente tardío. Las condiciones de P y T calculadas para el equilibrio del granate, anfíbol primario y plagioclasa, proporcionan una condiciones de cristalización de alrededor de 8 Kb y 750 °C, lo que sugiere la parte inferior de la raíz de un arco. Una isocrona interna de Sm/Nd (granate, anfíbol, roca total) de la diorita con granate ha proporcionado una edad de  $555 \pm 3$  Ma (Bandrés y Eguíluz 1999; Bandrés et al. 2004), mientras que los datos de U-Pb sobre zircón para la misma roca proporcionan una edad de cristalización de  $577 \pm 1$  Ma (Bandrés et al. 2004). Estos datos son congruentes con las edades de los protolitos de los ortogneises graníticos de la misma zona (Valle de la Serena) entre 550 y 575 Ma (edades U-Pb; Ordoñez-Casado 1998). Las rocas de Mérida son subalcalinas y metaaluminosas a débilmente peraluminosas, y definen trends de REE normalizadas y diagramas multielementales que indican una fraccionación importante de anfíbol para las dioritas, y menor para las rocas graníticas. La proporción de isótopos de Rb-Sr y Sm-Nd indica participación importante de magmas derivados del manto, con escasa contaminación crustal, y proporciona valores isotópicos muy similares a los publicados para rocas de Avalonia (Nance y Muphy,

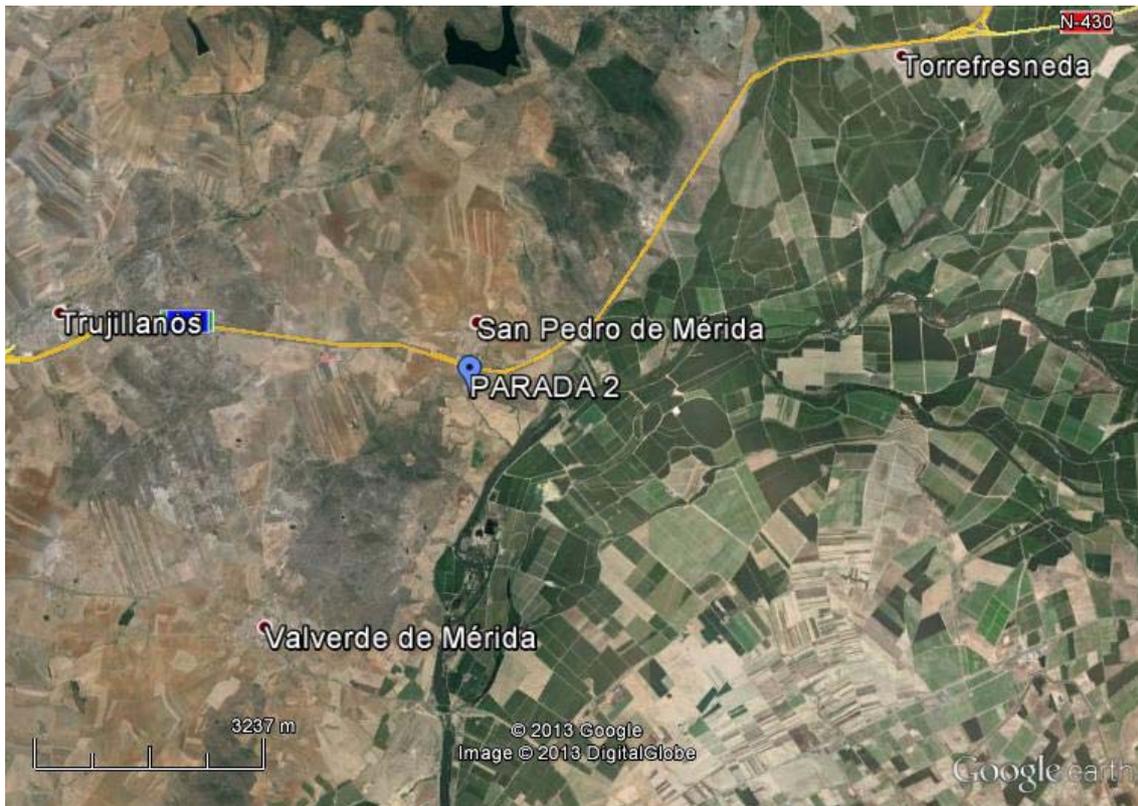
1994; Nance et al. 2002). Todos los datos geoquímicos indican que el conjunto de rocas plutónicas de Mérida han podido originarse en un ambiente de arco volcánico (Bandrés et al., 2004).

\* \* \*

## PARADA 2

### **Localización:**

Taludes a ambos lados del enlace de San Pedro de Mérida en la Autovía N-V.



**Fig. 6.-** Localización de la parada n° 2.

### **Objetivo:**

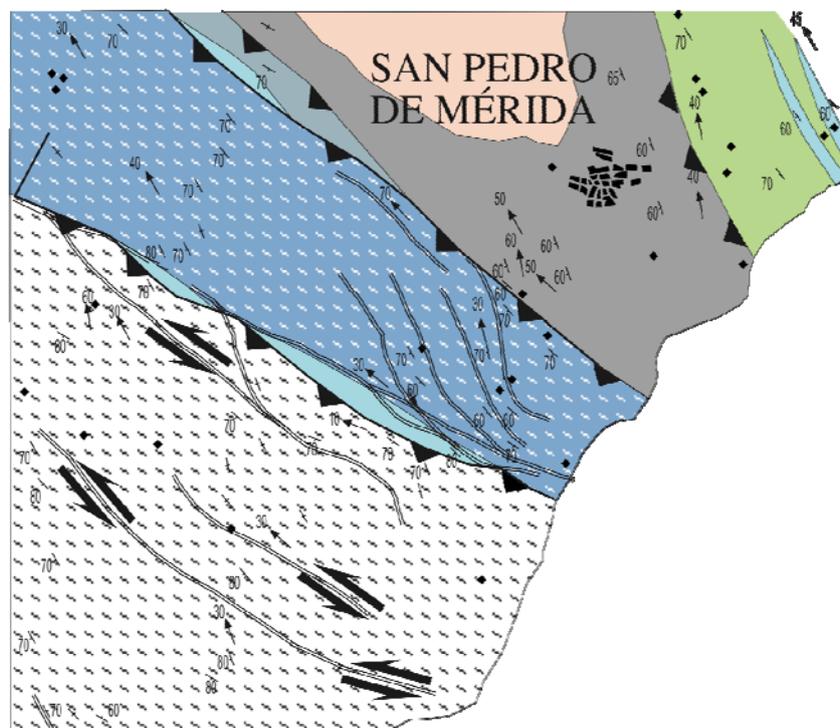
Deformación de las dioritas del Macizo de Mérida: microestructuras C-S, lineaciones de estiramientos, etc. y criterios cinemáticos del Cabalgamiento de San Pedro de Mérida.

### **Descripción:**

En los taludes de la carretera se observan dioritas de grano medio a grueso variablemente milonitizadas y un complejo filoniano granítico, algo menos deformado, que las corta. Los diques curzofeldespáticos o de cuarzo presentan una foliación milonítica muy intensa, llegando incluso a desarrollar ultramilonitas, con una lineación de estiramiento mineral muy patente. Las dioritas presentan texturas miloníticas más desarrolladas hacia el norte y progresivamente menos penetrativas hacia el sur. Con posterioridad se superpone una deformación cataclástica más frágil.

Las dioritas milonitizadas son rocas de colores oscuros y tamaño de grano de medio a grueso. Presentan criterios cinemáticos indicativos de movimiento de techo hacia el NE, cabalgando sobre las arcosas del Tremadoc, que inicialmente se encuentran discordantes sobre las rocas del Macizo de Mérida. La foliación tiene dirección variable entre N130-150E y buzamientos hacia el SW que oscilan entre 55 y 70 grados. La deformación es muy heterogénea, con desarrollo de bandas de cizalla sigmoidales que en cartografía dibujan estructuras en flor positiva de escala kilométrica y vergencias al NE. Estas bandas de cizalla pueden involucrar en su evolución otras litologías que quedan incorporadas al sistema de deformación. Entre ellas se reconocen dioritas de grano fino, granitoides y cuarcitas y arcosas de edad Tremadoc o Devónico transformadas en paragneises miloníticos. La intensidad de la deformación es variable y muchas veces se concentra en los diques ácidos que cortan a las dioritas. Estos diques, con direcciones N120-150E suelen encontrarse fuertemente milonitizados, generando niveles de ultramilonitas con forma sigmoidal que confirman el movimiento de techo hacia el NE. Los diques oblicuos a la foliación dominante dan lugar a masas transpuestas en la foliación que definen formas arrosariadas, rotadas y estiradas.

Estas rocas tienen una lineación mineral definida por la orientación preferente de los anfíboles de las dioritas. En las rocas cuarzofeldespáticas la lineación viene definida por cristales estirados y cintas (ribbons) de cuarzo. La lineación presenta una dirección muy constante que oscila entre N240-280E/40-70W. El análisis de relaciones de campo y microestructuras indica que estas rocas han sufrido una intensa cinemática transcurrente izquierda y de cabalgamiento hacia el NE, que ha condicionado la exhumación del Macizo de Mérida y su emplazamiento sobre las rocas paleozoicas depositadas durante el ciclo hercínico.



**Fig. 7.-** Esquema cartográfico del cabalgamiento de San Pedro de Mérida.

La deformación de estos materiales ha sido muy dilatada en el tiempo, iniciándose al final del ciclo cadomiense (metamorfismo del arco de ca 555 Ma) y prolongándose hasta el Devónico superior-Carbonífero inferior. Pese a que las direcciones principales de deformación se han mantenido a lo largo del tiempo, la intensidad ha disminuido pasando de condiciones dúctiles a frágil-dúctil y eminentemente frágiles en las últimas etapas en las que se genera el sistema de fracturas de salto en dirección izquierdo que se reconoce en las cartografías. En cualquier caso, no parece que los desplazamientos acumulados hayan sido de gran entidad (hectométricos a kilométricos), al menos desde el Paleozoico, tal como se deduce de los aportes conglomeráticos en la Formación Orellana que parecen provenir de los sectores próximos a Valsequillo.

\* \* \*

N O T A S

### PARADA 3

**Localización:**

Carretera de Alange a Palomas, en el alto situado al sur del puente sobre el embalse.



**Fig. 8.-** Localización de la parada n° 3.

**Objetivo:**

Relaciones de discordancia entre los dioritoides de Palomas y las arcosas del Paleozoico Inferior.

**Descripción:**

En el afloramiento se observa un pequeño asomo de dioritas bastante alteradas y algo tectonizadas. Se encuentran rodeadas por una alternancia de arcosas y cuarcitas feldespáticas en bancos decimétricos, replegados y fracturados sin evidencias de proceso térmico alguno. En el contacto hay un tramo con cantos redondeados de las propias cuarcitas englobados en una matriz fina, que se han considerado discordantes. Aunque el afloramiento no es de gran calidad estas relaciones se repiten en otros muchos afloramientos cercanos. Por otra parte, en las cercanías de Palomas pueden reconocerse materiales estructurados de la Formación pelítica de Alange, metamorfizados por la intrusión del granitoide y cubiertos en discordancia por las mismas arcosas.

En el mismo talud de la carretera, en contacto mecánico, se aprecia una secuencia de cuarcitas ferruginosas y pizarras del Devónico, con un sistema de fracturas y cizallas, con buzamientos elevados y un plegamiento disarmónico en el que se pueden reconocerse pliegues menores con ejes fuertemente buzantes y zonas de charnelas con buzamientos variables.

**Nota:**

Aunque no se visitará, en los cortijos cercanos de Ayala se encuentra una secuencia que comienza con un tramo de arcosas, discordantes sobre la secuencia volcánica ediacárica de Oliva de Mérida, sobre la que descansa un tramo de calizas con arqueociatos del Cámbrico inferior. La secuencia prosigue con una alternancia de areniscas, cuarcitas y limolitas de colores rojizos y facies someras con abundantes estructuras sedimentarias. En discordancia cartográfica de bajo ángulo sobre esta serie, aparece la Cuarcita Armoricana y una secuencia completa del Paleozoico medio.

\* \* \*

## PARADA 4

### **Localización:**

Carretera de Villafranca de los Barros a Palomas. 500 m al E del río Matachel.



**Fig. 9.-** Localización de las paradas nº 4 y 5.

### **Objetivo:**

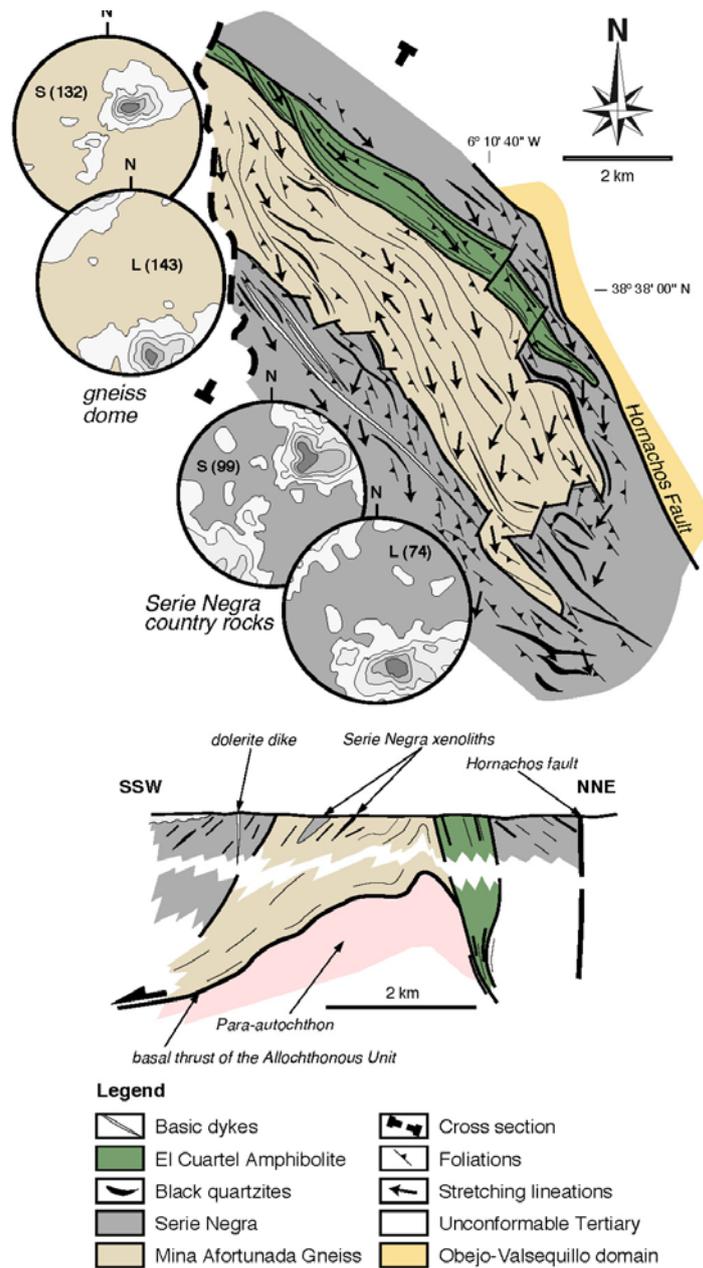
Reconocimiento de la Falla de Hornachos

### **Descripción:**

En un corte a lo largo del talud de la carretera podemos observar una sección de rocas de falla de más de 500 m correspondientes a la falla de Hornachos. Debe indicarse que en algunos trabajos este accidente ha sido interpretado como una discordancia (Azor et al., 2004)

Sobre el puente viejo del río Matachel se reconoce un tramo de varios metros de ultramilonitas de cuarzo con una foliación vertical y una lineación esencialmente horizontal. El crestón rocoso que condicionan estas rocas puede reconocerse durante varios cientos de metros y fue representado en la cartografía previa (Apalategui y Pérez-Lorente, 1983). Puntualmente la lineación describe formas irregulares por cambios en la dirección de movimiento de la falla a lo largo del tiempo o por repliegues tardíos.

A continuación se reconoce un tramo de gneises leucocráticos y biotíticos fuertemente milonitizados que corresponden a materiales del domo deformados en la banda de falla. Esta banda de deformación, denominada Zona de Cizalla de Campillo (Eguíluz et al, 2005) es muy heterogénea y no afecta a los materiales devónicos. Las rocas están milonitizadas en grado variable, y en los niveles cuarcíticos de la Serie Negra (cuarcitas y lidita) se producen figuras complejas de replegamiento de las lineaciones antiguas que permiten determinar direcciones norteadas para las lineaciones antiguas (Ábalos y Eguíluz, 1989). A nivel cartográfico se reconoce la discordancia de las arcosa paleozoicas sobre los materiales ediacáricos de la Serie Negra, quedando ambos afectados por la cizallas en distintos puntos.



**Fig. 10.-** Esquema del Domo Anatéctico de Mina Afortunada y Falla de Hornachos (Modificado de Sánchez-Lorda et al., en prensa)

A medida que nos alejamos de la falla la deformación se hace menos penetrativa hasta ser casi inexistente en los materiales devónicos. El límite S de la Falla de Hornachos es la cuenca carbonífera del Matachel, en la que solo se reconoce una partición muy espaciada de desarrollo local.

\* \* \*

N O T A S

## **PARADA 5**

### ***Localización:***

Misma que parada 4. 1 km al Oeste de río Matachel (Fig. 9).

### ***Objetivo:***

Observación del Domo migmático de Mina Afortunada

### ***Descripción:***

Se trata de un domo anatético sobre materiales de la Serie Negra similares a los existentes en Monesterio. Es una alternancia de cuarzoesquistos y esquistos biotíticos con intercalaciones de anfibolitas, tramos de rocas calcosilicatadas y cuarcitas negras. Existen diferenciados aplopegmatíticos y graníticos (granitos y granodioritas) que se encuentran gneisificados. Presenta una geometría elongada con una terminación meridional cóncava, remarcada por la presencia de una barra casi continua de cuarcitas negras en el límite de la zona de más alto grado. Las edades de los protolitos son del orden de 525 Ma (Ordoñez, 1998) similares a las del domo de Monesterio, lo que avala que responden al mismo proceso geodinámico.

Todo el conjunto muestra una fuerte deformación con una foliación milonítica. La lineación de estiramiento tiene direcciones norteadas (N160E) con criterios cinemáticos de cizalla izquierda. Tanto la deformación como las variedades litológicas son similares a las del sector meridional del Corredor Blastomilonítico, cerca de la falla de Azuaga.

Las estructuras más patentes han sido atribuidas a una deformación no coaxial varisca, relacionada con uno de los principales movimientos de la zona de cizalla de Badajoz Córdoba anterior al Carbonífero Inferior (Ábalos y Eguíluz, 1992). Esta fase es responsable del repliegue y reorientación de las estructuras cadomienses asociadas a la formación del domo. En cualquier caso, la edad más joven del metamorfismo hercínico de ca 330 Ma (Quesada y Dallmeyer, 1992; Eguíluz et al. en prensa), obligan a replantear la importancia de la deformación varisca.

\* \* \*

N O T A S

## PARADA 6

### **Localización:**

Carretera Ribera del Fresno a Hinojosa del Valle. Km 4 en el término de Los Canchales.



**Fig. 11.-** Localización de las paradas nº 6 y 7.

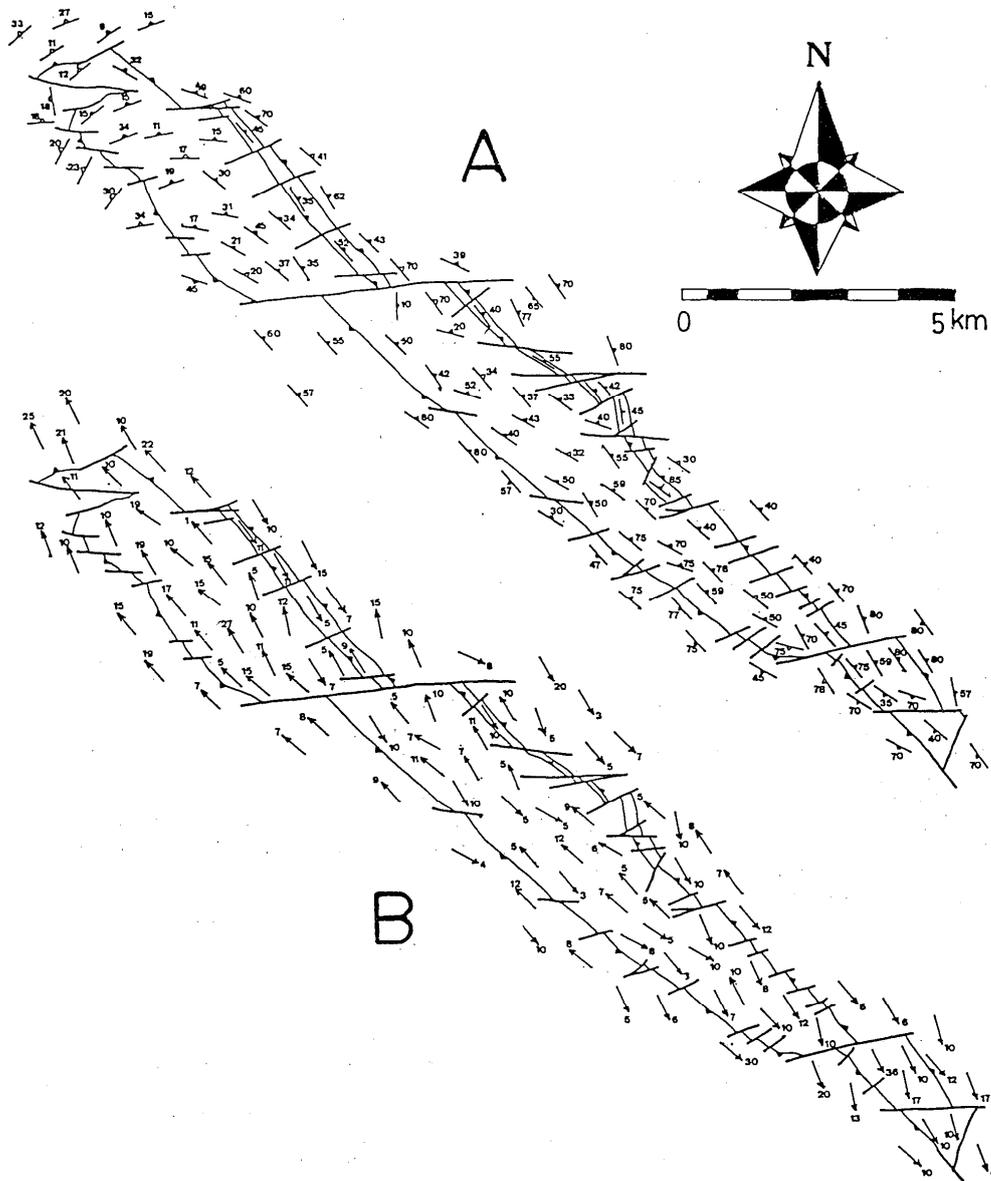
### **Objetivo:**

Observación de la Facies común del Ortogneis de Ribera del Fresno.

### **Descripción:**

En los taludes de la carretera y en los numerosos afloramientos de los alrededores pueden observarse restos del encajante pelítico y la facies común del Ortogneis. El encajante corresponde a micaesquistos biotíticos con granate correlacionables con la Formación Atalaya que aparece como enclaves de diferente tamaño. El ortogneis está constituido por porfiroclastos de feldespatos potásicos peritítico y plagioclasa sódica con formas sigmoidales, embebidos en una matriz de cuarzo y biotita fuertemente estirados. Como accesorios aparecen apatito, circón, titanita, rutilo y granate. Presenta una fábrica C-S generalizada, donde la foliación es poco manifiesta

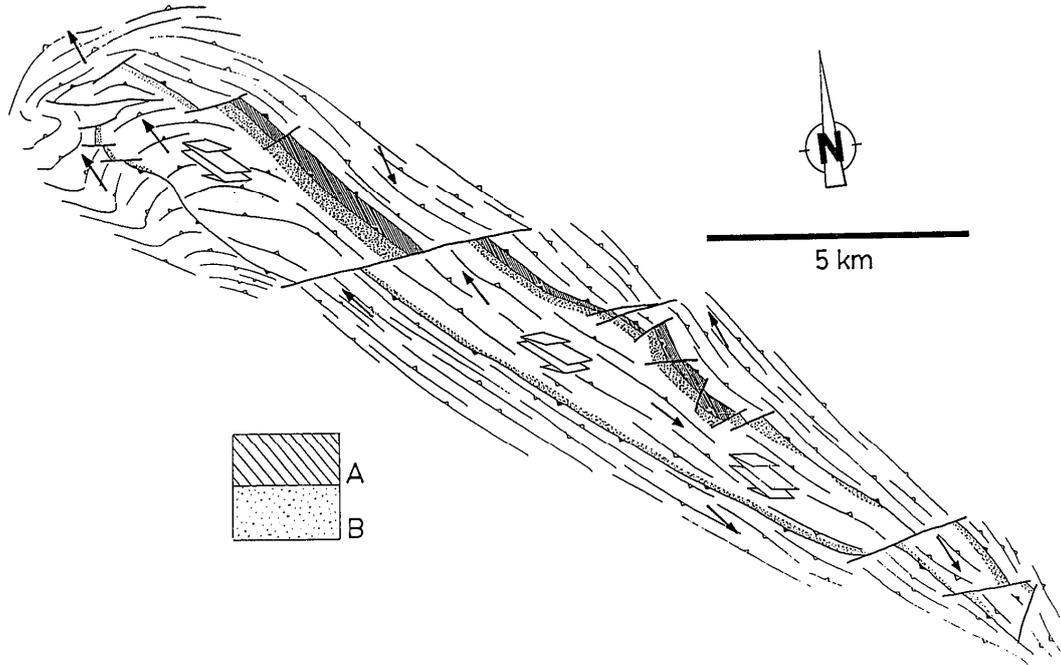
dando lugar a rocas próximas a L-tectonitas. Se pueden reconocer numerosos criterios cinemáticos compatibles con un movimiento izquierdo.



**Fig. 12.-** Foliaciones y lineaciones del ortogneis y del encajante (Ábalos, 1989).

Solo presenta una facies de deformación responsable de la foliación y lineación de estiramiento observable. El encajante, por el contrario muestra claras evidencias de una fase de deformación previa que origina una esquistosidad deformada por la foliación y la lineación que afecta al granito. La deformación tiene lugar en condiciones de las facies de esquistos verdes o anfíbolitas. Los valores de deformación son moderados y la relación X/Z del elipsoide de deformación finita varía entre 2,6 y 7,1

(Ábalos, 1989). Se observa un comportamiento reológico contrastado entre el ortogneis y el encajante y un mecanismo de subcabalgamiento coetáneo con un cizallamiento izquierdo en régimen transpresivo superpuesto a una fase de deformación prevarisca (Ábalos, 1989).



**Fig. 13.** Esquema cinemático de la ventana de Ribera del Fresno, representando la trayectoria de la foliación milonítica y sentido de movimiento tectónico. A. Serpentinitas, B: Fm. Atalaya. (Ábalos, 1989)

\* \* \*

N O T A S

## PARADA 7

### **Localización:**

Km 14,5 de la carretera de Hinojosa del Valle a Los Santos de Maimona. Talud de la circunvalación de la localidad y a 2 km al W de la misma localidad (Fig. 12).

### **Objetivo:**

Dos observaciones puntuales para reconocer dos de las facies típicas del corredor Blastomilonínico Badajoz-Córdoba: los gneises anfibólicos (Complejo leptinoanfibólico) y gneises blatomiloníticos migmáticos (Gneises de Azuaga).

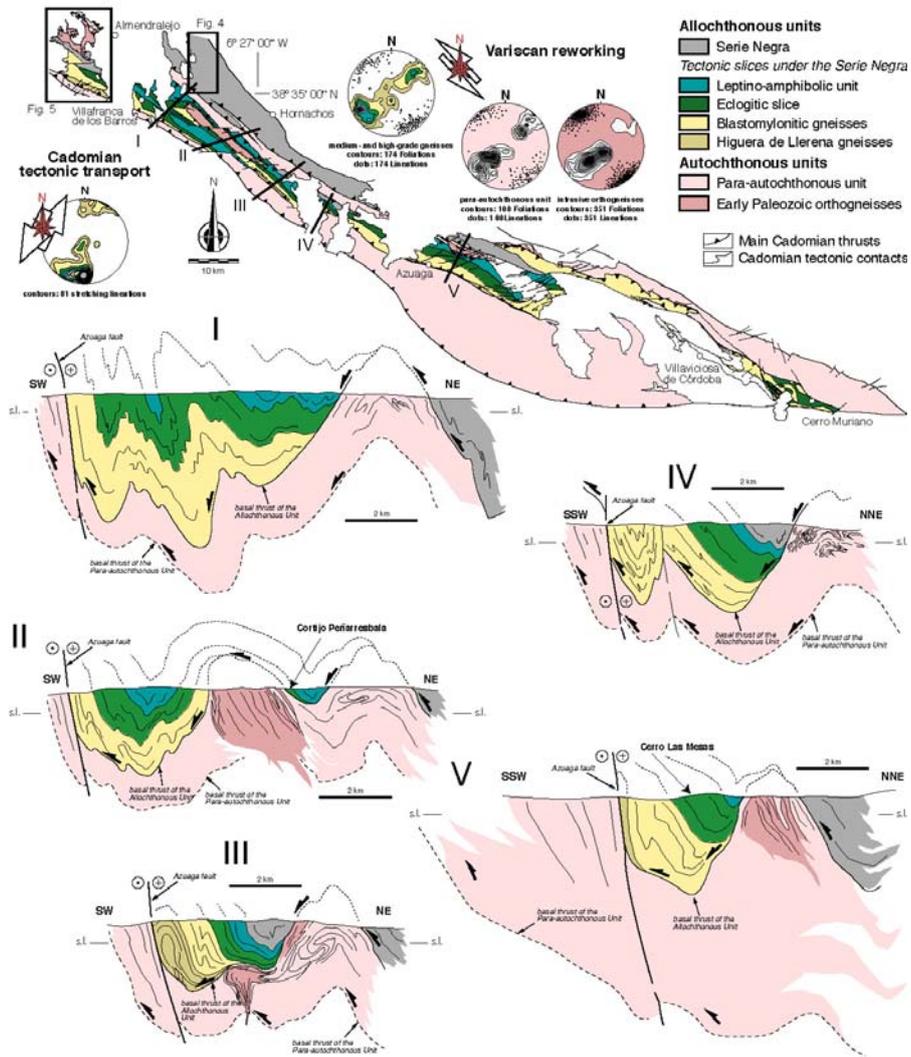
### **Descripción:**

En el talud de entrada al pueblo de Hinojosa del Valle se reconoce una secuencia de gneises feldespáticos, gneises anfibólicos y anfíbolitas de grano fino que pueden atribuirse al Complejo leptinoanfibólico (Ábalos et al., 1991; Ábalos y Eguíluz 1994 a y b). El metamorfismo que registra corresponde a las facies de las anfíbolitas. En afloramiento se observa una lineación de estiramiento con poca inclinación y raros criterios cinemáticos de cizallamiento izquierdo.

En el talud de la carretera a dos kilómetros del pueblo, puede observarse una secuencia de paragneises migmáticos con diferenciados leucocráticos de tipo aplítico y pegmatíticos, e intercalaciones ocasionales de anfíbolitas banales o con granate. El afloramiento se encuentra fuertemente alterado, pero es evidente que se trata de la lámina de gneises blastomiloníticos migmáticos de Ábalos (1990) o gneises de Azuaga de Delgado-Quesada (1971). El mejor corte de estos materiales se encuentra en el arroyo Argallón, donde puede constatar que están formados por gneises biotíticos, leucogneises feldespáticos, anfíbolitas e intercalaciones menores de rocas de silicatos cálcicos y liditas, con presencia de granate. Todo muestra un metamorfismo de grado alto y muy alto con asociaciones del tipo:

1. Qz-Plg-FdK-Bi
2. Qz-Plg-FdK-Bi-Gr-Sill-(Cia)-(Mos)
3. Qz-Plg-FdK-Bi-Gr-Hb

El clímax metamórfico se produce entre 6-8 y 7-9 Kb, y T de 600 a 750° C (Ábalos y Eguíluz, 1994).



**Fig. 14.- Esquema del Corredor Blastomilonítico Badajoz-Córdoba (Modificado de Sánchez-Lorda et al., en prensa)**

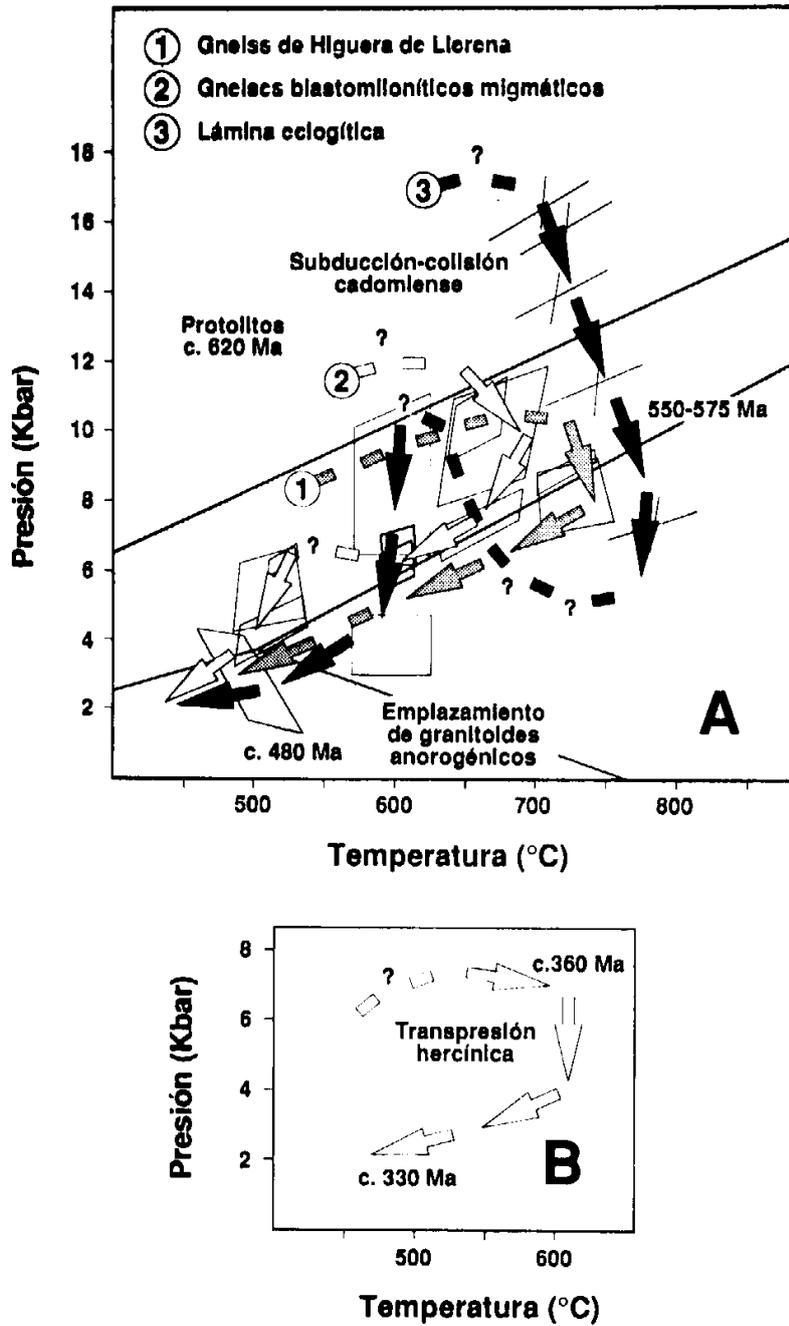


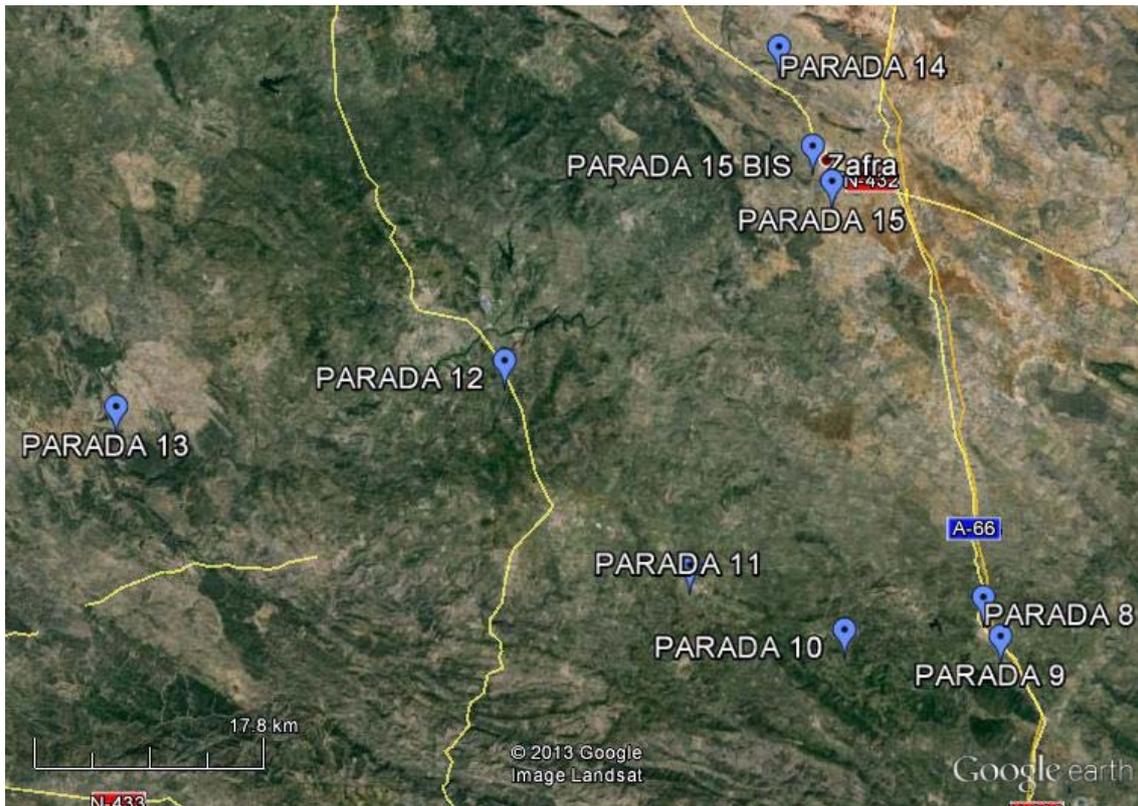
Fig. 15.- Trayectorias P/T de las principales láminas del CBBC.

\* \* \*

N O T A S

**7 de septiembre de 2013**

**ESTRUCTURA CADOMIENSE Y VARISCA DEL SECTOR CENTRAL DE LA ZOM**



**Fig. 16.-** Localización de las paradas programadas para la descripción de la estructura cadomiense y varisca del sector central de la ZOM.

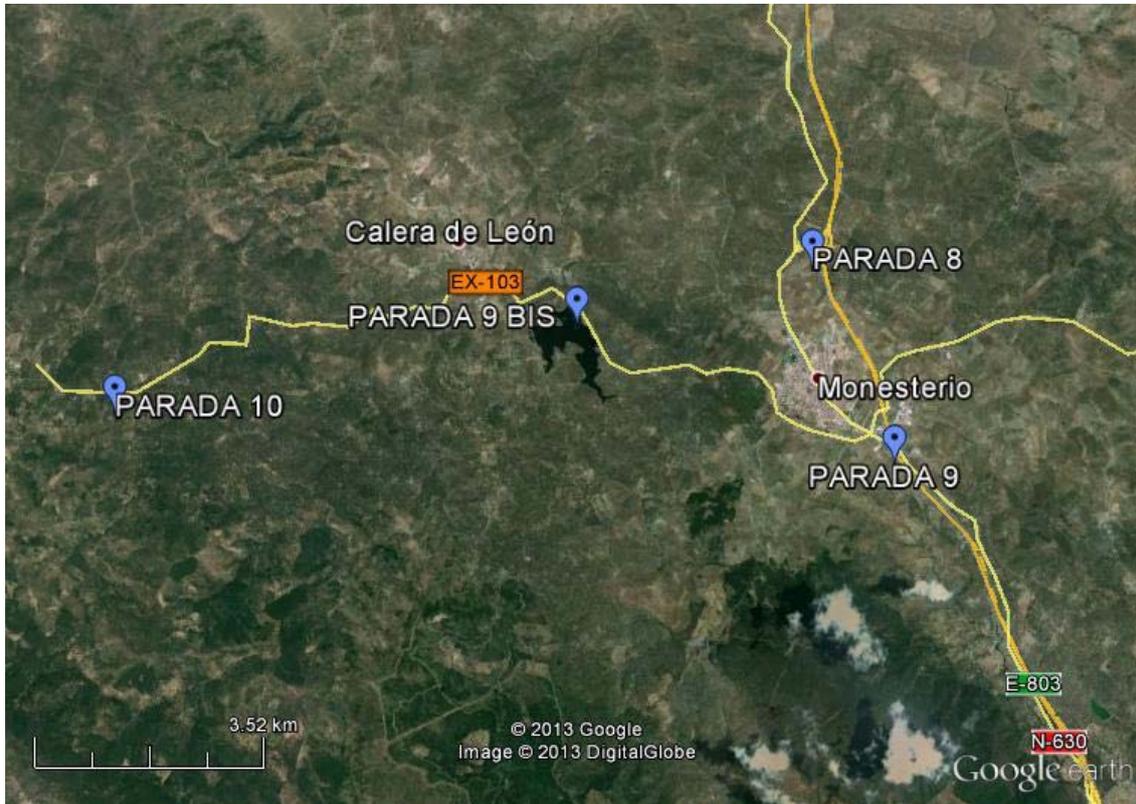
\* \* \*

N O T A S

## PARADA 8

### **Localización:**

Salida de la Autopista A-V a Monesterio Norte; taludes del enlace.



**Fig. 17.-** Localización de las paradas nº 8,9 y 10.

### **Objetivos:**

Observación de granodiorita, migmatitas y granitoides anatócticos de Monesterio y su estructura.

### **Descripción:**

En los taludes se observan diferentes facies de rocas migmatíticas cortadas por diferenciados pegmoaplíticos. En otros taludes cerca del pueblo se reconoce la facies homogénea con múltiples enclaves y pasadas migmatíticas. La superficie más visible es la de segunda fase cadomiense marcada por la orientación de filosilicatos y por los diferenciados. En algunos lugares se observa una foliación milonítica espaciada sobre la que se reconoce una lineación de estiramiento mineral norteada, paralela a las estructuras del Cabalgamiento de Monesterio correspondientes a la primera fase de deformación hercínica.

La facies masiva es una roca de color grisáceo homogénea a escala decimétrica, pero muy heterogénea en afloramiento, con una textura granuda ligeramente porfídica y una foliación poco penetrativa. Está constituida por cuarzo, FdK, plagioclasa y abundante biotita que, a veces, presenta cristales centimétricos de feldespatos. Como accesorios pueden aparecer circón, apatito, esfena, turmalina, monacita, opacos y de forma esporádica allanita. Presenta composiciones modales que se proyectan en el campo de las granodioritas. Tiene asociados diferenciados leucocráticos forman diques o cuerpos irregulares.

Existen excelentes afloramientos de migmatitas con diferentes estructuras migmáticas (flebíticas, estromáticas, nebulíticas etc). Se reconocen un paleosoma, un mesosoma mayoritario y diferenciados leucocráticos, de diferentes tamaños que pueden encontrarse concordantes o cortando la foliación. Es frecuente la presencia de fenocristales feldespáticos dispersos y, en muchos puntos pueden observarse de visu, cristales de cordierita de color verdoso, nódulos de biotita y sillimanita. En los aplitoides más evolucionados puede llegar a cristalizar granate. Al microscopio presentan una textura granuda heterométrica. La mineralogía es similar a las granodioritas, aunque en mesosomas y leucosomas es frecuente la presencia de andalucita, sillimanita, cordierita y proporciones variables de feldespato potásico. Las composiciones modales se proyectan en el campo de los granitoides, aunque los mesosomas más biotíticos pueden proyectarse en el campo de las granodioritas. Suelen presentar numerosos crecimientos mirmekíticos, que también pueden aparecer en la granodioritas. El núcleo anatéctico se forma en condiciones de  $613\pm 75^{\circ}\text{C}$  y  $563\pm 75^{\circ}\text{C}$  (para 1 y 5 kbar) y en condiciones de presión baja (3-4 kbar), con gradiente de hasta  $70^{\circ}\text{C}/\text{km}$  (Eguíluz y Ábalos, 1992), confirmando las propuestas por Eguíluz (1988). Todo este proceso se modeliza mediante la duplicación de una corteza previamente adelgazada (Eguíluz y Ábalos, 1992).

Geoquímicamente son rocas ricas en sílice que, en los diagramas de Harker presentan una pequeña discontinuidad entre 72 y 74% de sílice. En el diagrama AFM muestran una evolución calcoalcalina. En los diagramas multivariados se proyectan en los campos de granitoides aluminicos y leucogranitos.

Las migmatitas y granitoides han sido generados por fusión parcial de las partes inferiores de la Serie Negra (Sucesión Montemolín). Los modelos de fusión realizados permiten suponer que tanto las granodioritas como los leucogranitos se han producido por fusión parcial, en condiciones de baja presión, con tasas que oscilan entre el 40% para las granodioritas y el 10% para los leucogranitos. De todas formas no pueden descartarse tasas inferiores para algunas rocas y que algunos leucogranitos se hayan producido por cristalización fraccionada.

Los diferentes estudios radiométricos realizados con diferentes metodologías proporcionan una edad promedio de 530 Ma (Oschner, 1993; Ordoñez, 1998). Salman y Montero (1999) obtienen una edad más reciente y plantean que se trata de un cuerpo intrusivo en las migmatitas, supuesto contrario a las evidencias cartográficas.

\* \* \*

## PARADA 9

### **Localización:**

Alrededores del puente de la antigua N-V sobre la Autovía A-V en el Puerto de la Cruz, en la salida Sur de Monesterio (Fig 17).

### **Objetivos:**

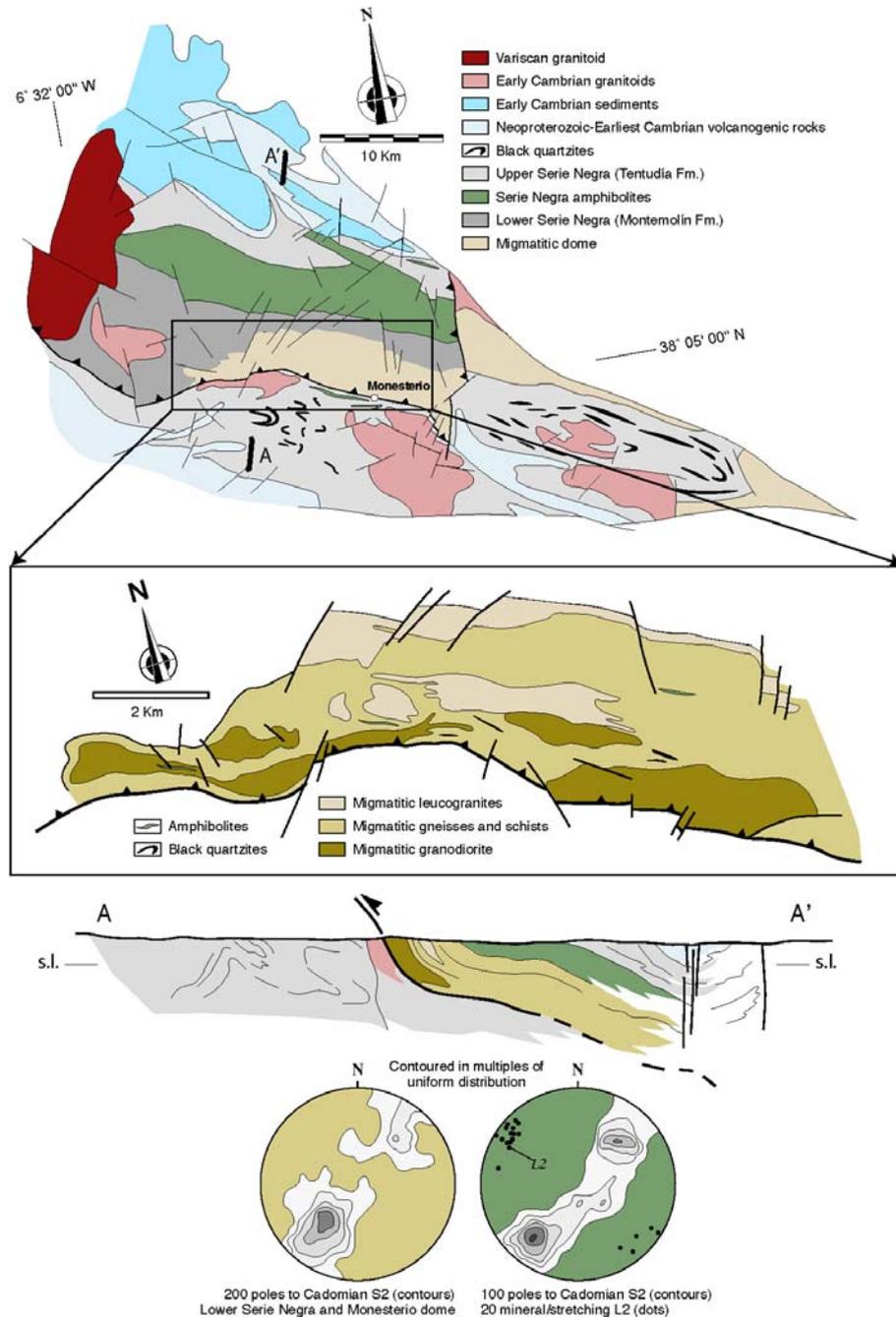
Observación de distintos tipos de rocas miloníticas cerca de la base del cabalgamiento.

### **Descripción:**

A lo largo de la parte alta de la gran trinchera que se ha realizado para la autopista se observan diferentes tipos litológicos milonitizados en grado variable en la zona de cabalgamientos. En la zona de observación predominan rocas silíceas grafitosas (liditas) y anfíbolitas. En todas se observa una foliación milonítica, de dirección cercana a E-O y buzamientos moderados hacia el N, muy penetrativa. Sobre la foliación que se reconoce una lineación de estiramiento mineral, de direcciones norteadas (N0-20° E), muy penetrativa y generalizada. Ascendiendo en el bloque de techo puede observarse la granodiorita con una foliación acusada y numerosos criterios cinemáticos (Sistemas porfiroclásticos, estructuras C-S, sistemas de microcizalla, etc) indicativas de un desplazamiento de techo hacia el Sur. En el bloque inferior hay metagrauvascas de grado bajo, anfíbolitas, liditas y diques asociados al granito de Calera de León con estructuras miloníticas indicativas igualmente de cabalgamiento al Sur.

En lámina delgada la foliación está definida por la orientación de filosilicatos y cristales de cuarzo fuertemente estirados, feldspatos fragmentados y arrosariados con abundantes criterios cinemáticos de desplazamiento al S. En las rocas silíceas (liditas) se observan texturas específicas de zonas milonitizadas con recristalización dinámica como, extinción ondulante, subgranos, cintas, bandas de deformación etc. Por otra parte los diagramas de ejes C de cuarzo muestran guirnaldas asimétricas indicativas de cizalla hacia el S, tanto más desarrolladas cuanto más próximas a la base se encuentran.

Sobre estas rocas con el método Ar/Ar sobre Moscovitas, Dallmeyer & Quesada (1992) obtienen edades discordantes entre 413 y 459 Ma que interpretan como resultado de un rejuvenecimiento ocurrido a ca 400 Ma afectando a muestras metamorfizadas con anterioridad a 450 Ma. Eguíluz et al. (en prensa) analizan 3 muestras a diferentes distancias del cabalgamiento y encuentran edades de ca 424, 463 y 472 Ma, en la línea de las anteriores y tanto más antiguas cuanto más alejadas se encuentran del cabalgamiento. Interpretan este hecho como resultado de un metamorfismo a ca 530 Ma que queda rejuvenecido por la apertura del sistema a ca 335 Ma, siendo esta más efectiva cuanto mayor es la deformación.



**Fig. 18.-** Esquema del Domo anatécico de Monesterio (Modificado de Sánchez-Lorda et al., en prensa).

El cabalgamiento de Monesterio ha funcionado en distintos momentos a lo largo del tiempo y desarrolla estructuras distintas según los materiales. Es evidente que se trata de un accidente cadomiense que controla el emplazamiento del Domo migmatítico. Durante el varisco rejuega adquiriendo su geometría actual y afectando, aparte de los materiales precámbricos, a rocas de edades diferentes. El granito del Castillo se desplaza hacia el Sur desarrollando una zona de cizalla en la base en la que se ha establecido una zonación estructural con gneises miloníticos en la base, una fábrica C-S muy penetrativa por encima, hasta una zona superior indeformada (Eguíluz, 1989;

Eguíluz et al., 1999). El stock septentrional del Macizo de Brovales queda afectado por la deformación que origina el desarrollo de una fábrica C-S poco penetrativa. La tonalita del Culebrín solo queda afectada por movimientos tardíos de salto en dirección izquierdos que originan fábricas de deformación poco penetrativas y de escaso desarrollo espacial. Todo esto confirma que este accidente tiene una historia dilatada y que ha debido funcionar bajo distintas situaciones cinemáticas.

Otro excelente punto de observación del cabalgamiento se localiza en el anclaje de la presa de Tentudía, donde pueden reconocerse pliegues en vaina sobre anfíbolitas y lilitas.

\* \* \*

NOTAS

## **PARADA 10**

### ***Localización:***

Carretera Ex103, km 221,5, a 1,5 km al E de Cabeza la Vaca.

### ***Objetivos:***

Observación de los materiales grauváquicos de la Sucesión de Tentudía, liditas y diamictitas, y de la estructura cadomiense dibujada por las liditas bajo las vulcanitas de Bodonal.

### ***Descripción:***

En las trincheras de la carretera se pueden observar las diferentes facies de la Sucesión Tentudía. Aparte de las grauvacas y las cuarcitas negras (liditas) se observan buenos afloramientos de diamictitas indicativas de la gran inestabilidad de la cuenca en el momento de su formación. Por otra parte, en los relieves circundantes se reconoce la traza de las liditas que describen un suave cierre y que hacia Cabeza la Vaca definen un potente crestón de dirección SW. La traza queda cubierta por unas tobas cristalinas subhorizontales de la base del Cámbrico en patente discordancia cartográfica y angular, lo que indica que la mayor parte de la deformación observable y toda la penetrativa corresponde al Ciclo Cadomiense. En este sector se ha realizado un estudio estructural detallado en el que se reconocen des fases principales cadomienses, causantes del desarrollo interferencias de pliegues de tipo 3 de Ramsay, suavemente modificadas por pliegues abiertos de dirección promedio N130°E atribuibles al ciclo varisco (Eguíluz y Ramón-Lluch, 1983), que dan lugar a un modelo general de interferencia de tipo 1 (Fig. 20).

El metamorfismo es de grado bajo o muy bajo con neoformación de sericita y algo de clorita. La foliación es muy poco penetrativa y de desarrollo local, aunque en las zonas de mayor deformación y metamorfismo próximas al cabalgamiento de Monesterio se han descrito tres foliaciones (Eguíluz y Ramón-Lluch, 1983).

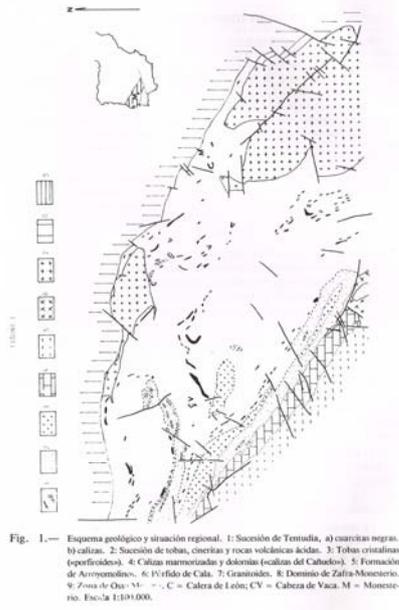


Fig. 1.— Esquema geológico y situación regional. 1. Sucesión de Tentudía, a) escaritas negras, b) calizas. 2. Sucesión de tobas, cineritas y rocas volcánicas ácidas. 3. Tobas cristalinas (eperfritadas). 4. Calizas marmorizadas y dolomitas (calizas del Cabueto). 5. Formación de Arcosomolinos. 6. IV fido de Cala. 7. Granitoides. 8. Dominio de Zafra-Monesterio. 9. Zona de Queso M. — — — C = Calera de Lobo; CV = Cabeza de Vaca; M = Monesterio. Escala 1:100.000.

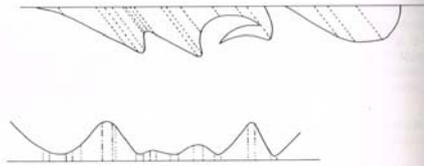
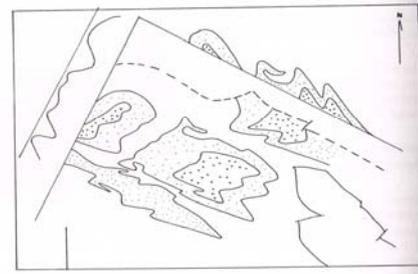


Fig. 9.— Esquema para el cálculo de la probabilidad de aparición de las diferentes superficies.

Fig. 10.— Esquema para el cálculo de la probabilidad de aparición de las diferentes superficies.

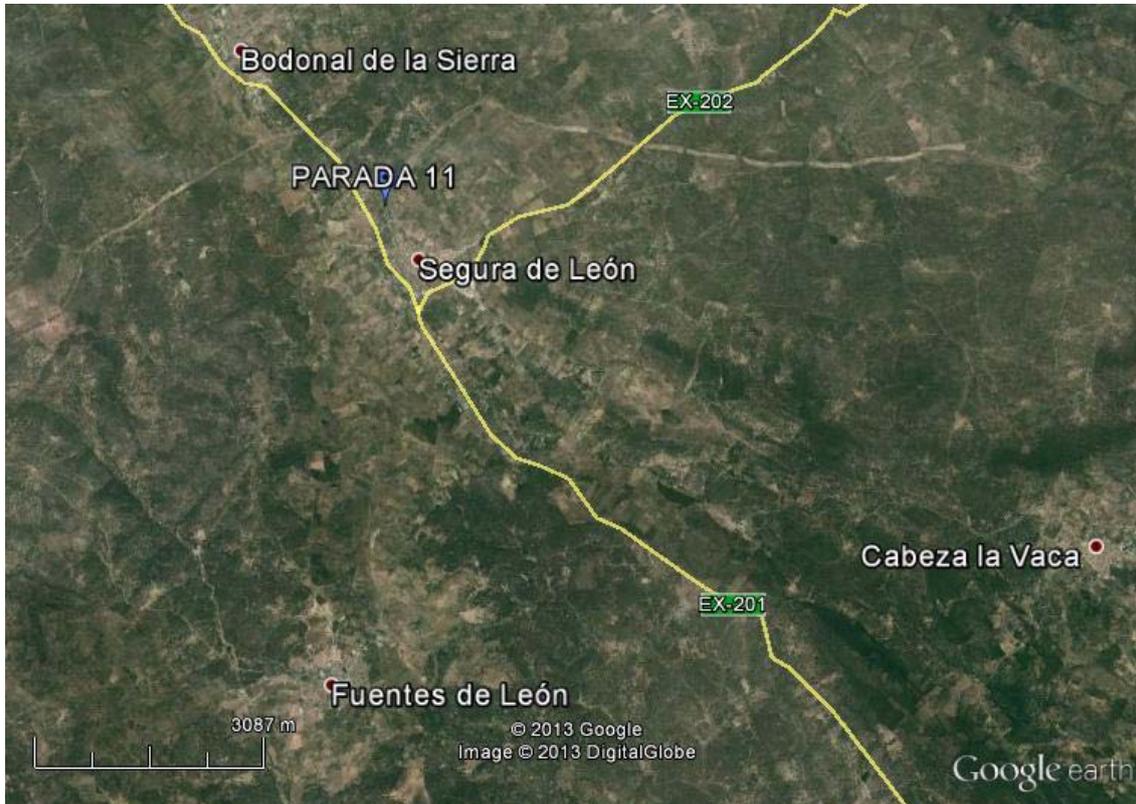
**Fig. 20.- Figuras de interferencia cadomienses en la Sucesión Tentudía (Eguíluz y Ramón-Lluch, 1983).**

\* \* \*

## PARADA 11

### **Localización:**

Circunvalación de Segura de León.



**Fig. 19.-** Localización de la parada n° 11

### **Objetivos:**

Observación de las vulcanitas de Bodonal ligeramente deformadas por la zona de cizalla extensional responsable del emplazamiento del Núcleo de Valungo.

### **Descripción:**

Riolitas, tobas cristalinas e ignimbritas con una deformación débil, con desarrollo de una foliación con una lineación de estiramiento asociada de buzamientos suaves. A primera vista los materiales aparentan una deformación intensa, sin embargo ello es debido a una elevada proporción de cineritas con estructuras primarias similares a la foliación tectónica. En el sinclinal que, desde esta localidad se prolonga hacia el E, se reconocen lineaciones de estiramiento sobre lilitas plegadas por esta estructura, confirmando que la deformación más significativa es atribuible al ciclo cadomiense.

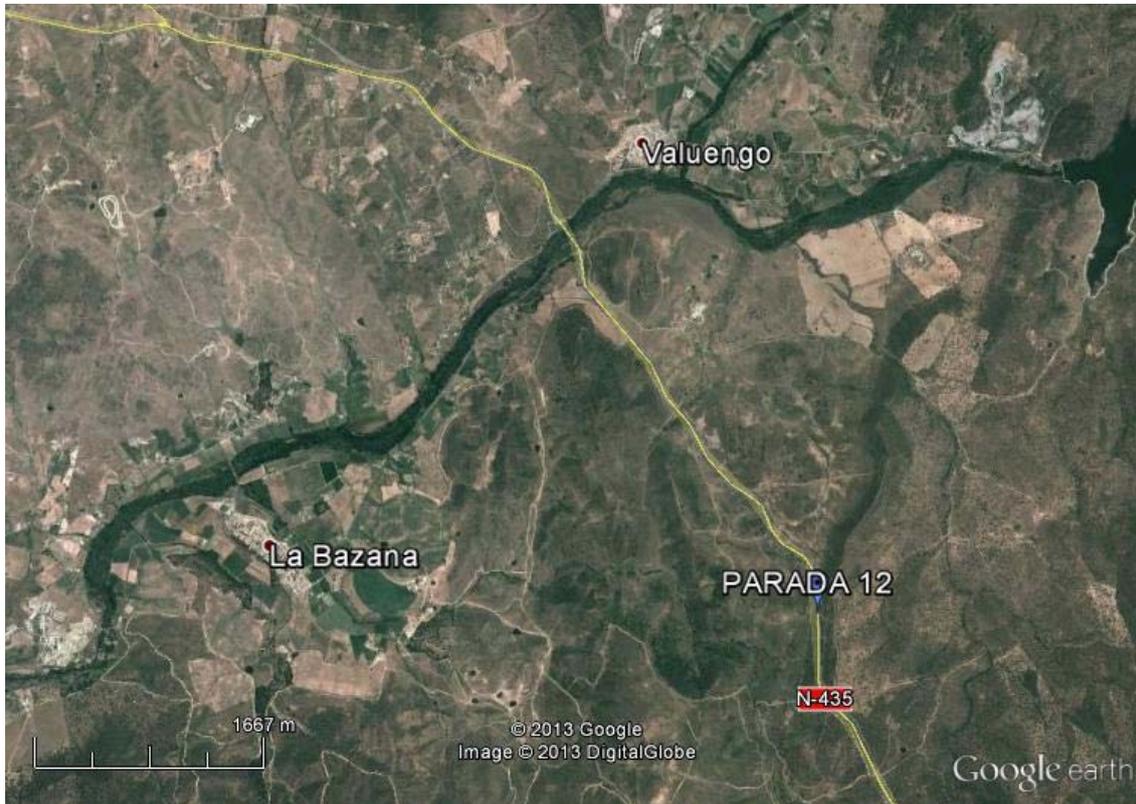
\* \* \*

NOTAS

## PARADA 12

### **Localización:**

Km 81-82 de la CN-435, en el Puerto de la Beltrana.



**Fig. 21.-** Localización de la parada n° 12.

### **Objetivos:**

Observación de los materiales arcóscicos del techo del Núcleo de Valuengo.

### **Descripción:**

En el talud de la carretera puede observarse el tramo de arcosas vulcanoclásticas que definen el Núcleo o Domo de Valuengo. Estas rocas muestran una foliación milonítica sobre la que se reconoce una lineación de estiramiento mineral bien desarrollada, de dirección norteada y con buzamientos casi horizontales o inclinados suavemente hacia el Norte y Sur en los correspondientes extremos del Domo. A simple vista pueden reconocerse cristales de moscovita y pequeños cristales de biotita cloritizados. En algunos casos pueden reconocerse microestructuras miloníticas como bandas de cizalla, sistemas porfiroclásticos y fábricas C-S.

En conjunto el Núcleo de Valuengo (Apraiz y Eguíluz, 1996) consta de (Fig 22) una zona central formada de muro a techo por un conjunto de esquistos, cuarzoesquistos

y gneises migmáticos denominados Formación gneísico-migmática de Valuengo (Fernández-Carrasco et al., 1981), que podrían correlacionarse con los materiales más altos de la Sucesión Tentudía. Por encima, y afectados por un accidente extensional, aparece una sucesión de meta-arcosas y pizarras (Formación detrítica de las Mayorgas), que corresponden a los materiales que se observan en esta parada. Esta unidad intercala

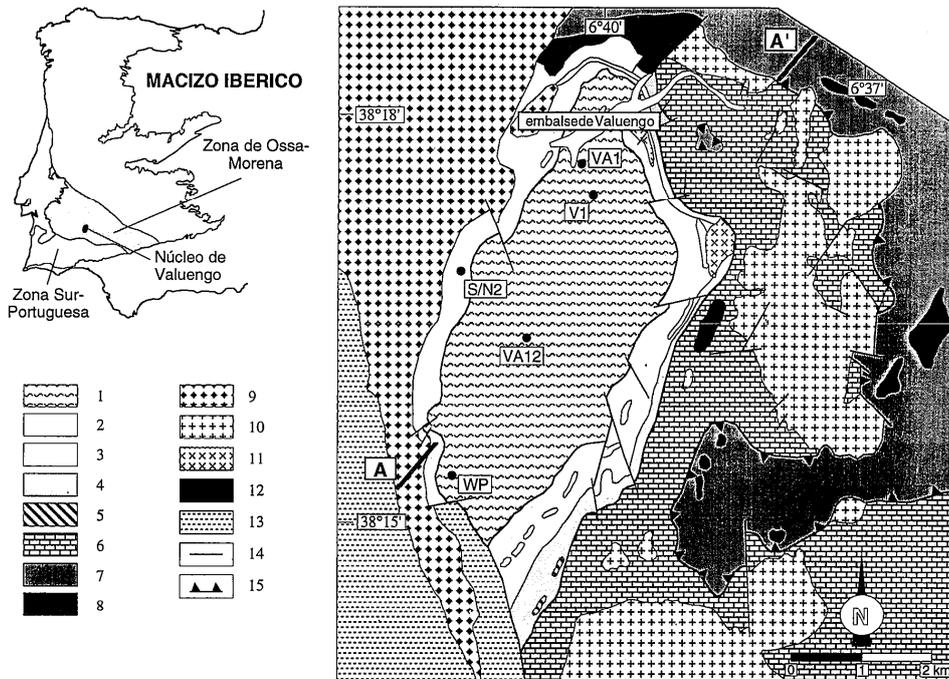


Figura 1.- Mapa geológico simplificado del núcleo de Valuengo y alrededores. 1.- Fm. gneísico-migmática de Valuengo; 2.- Fm. detrítica de las Mayorgas; 3.- Calizas mineralizadas; 4.- Serie volcanosedimentaria; 5.- Anfibolitas; 6.- Unidad carbonatada; 7.- Serie negra; 8.- Cuarzitas negras; 9.- Granito de Brovales; 10.- Leucogranitos albiticos cataclásticos; 11.- Granitos anatócticos; 12.- Gabros; 13.- Esquistos grauváquicos o esquistos de Jerez; 14.- Contacto tectónico; 15.- Cabalgamiento. Las siglas representan la situación de las muestras sobre las que se ha realizado el estudio geotermobarométrico. A-A' dirección del corte estructural presentado en la figura 3.

Fig. 22.- Esquema del Domo anatóctico de Valuengo (Apraiz y Eguíluz, 1996).

niveles calcosilicatados de potencia centi-decimétrica y un nivel carbonatado a techo de varios metros de potencia que sirve de nivel guía aunque puede estar fuertemente estirado y boudinado. El conjunto podría interpretarse como una unidad epiclástica asociada a un cambio lateral del complejo volcanosedimentario del Cámbrico inferior (Porfiroides de Bodonal en Hernández-Enrile, 1971). Por encima, y aflorando solo en la mitad oriental de la estructura, se encuentra la Formación volcanosedimentaria, que comienza con un tramo de tobas cristalinas riolíticas con grandes fenocristales de feldespatos potásico (hasta 10 cm) que hacia techo pasa a una alternancia de cineritas y calcoesquistos con intercalaciones de anfibolitas.

Todo el conjunto muestra una foliación milonítica bien desarrollada (Fig 23). La secuencia se encuentra atravesada por diferentes cuerpos plutónicos y subvolcánicos. Cabalgando sobre estas unidades aparecen los materiales de la Sucesión de Montemolín con geometría casi de klippe.

La mineralogía habitual de las rocas migmáticas que afloran en la zona central del Núcleo es la compuesta por Qtz-Kfs-Bt-Sil-Pg-Ilm, apareciendo esporádicamente granate. El granate, visible en las rocas más pelíticas, presenta un tamaño pequeño (0,5-2mm) y, habitualmente, un grado de alteración muy avanzado. Estudios geotermobarométricos basados en estos granates (Apraiz y Eguíluz, 1996) dibujan una evolución metamórfica de tipo horario con un máximo bórico de 1.000-1.200 a temperaturas de 600-650°C y un máximo térmico posterior de aproximadamente 750°C bajo una presión de 800 Mpa (Fig. 24).

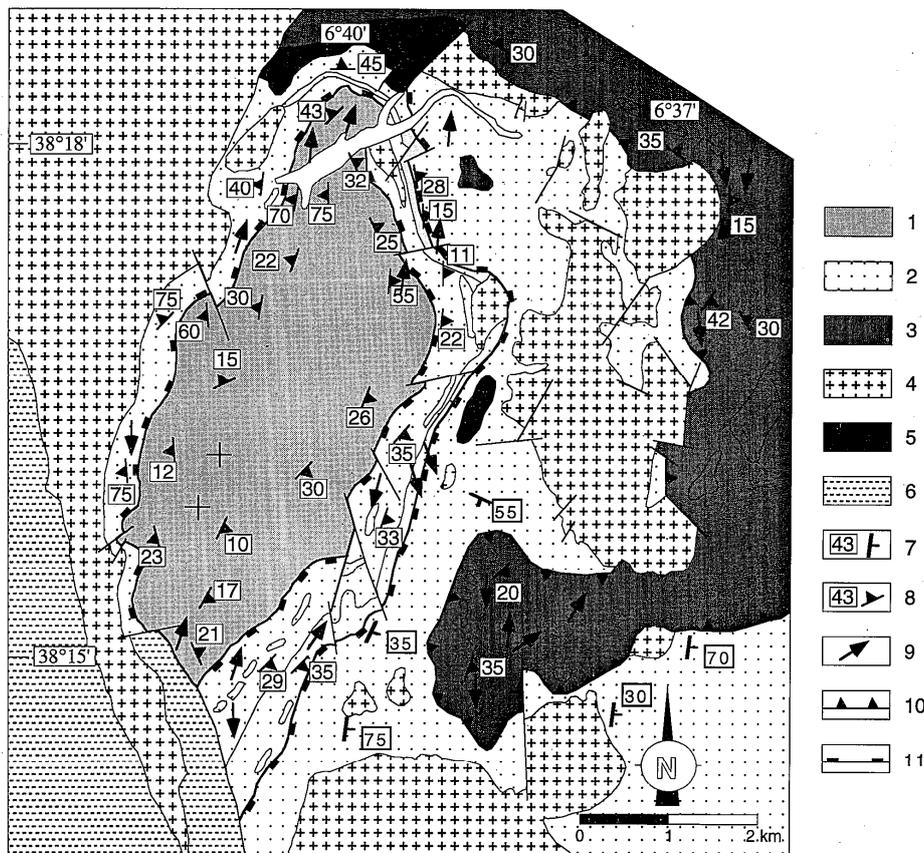
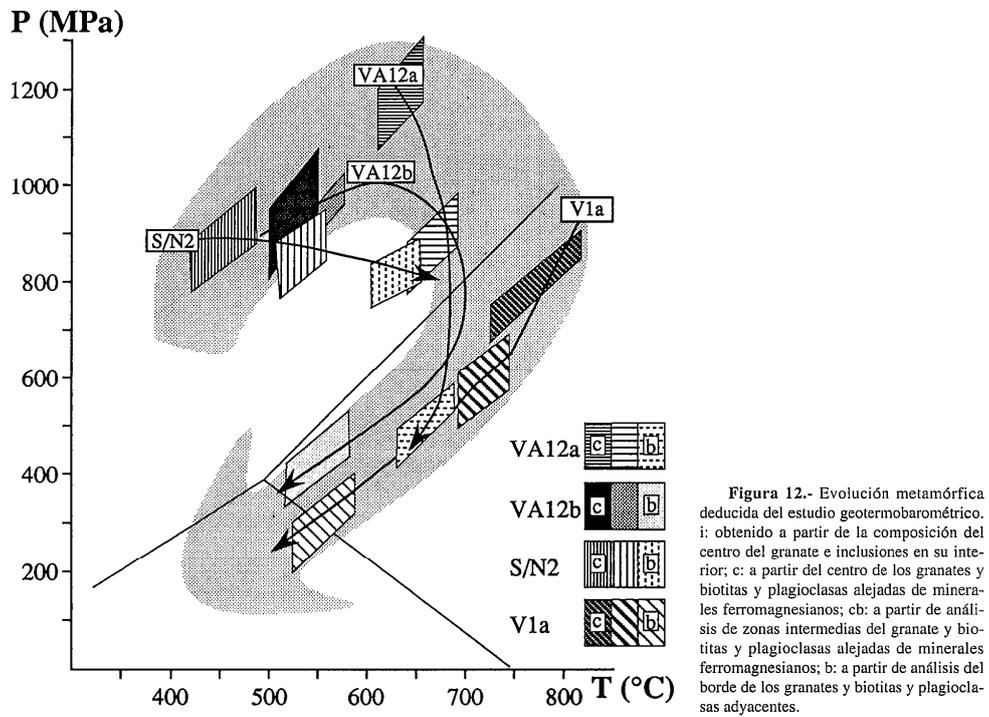


Figura 2.- Mapa tectónico simplificado del núcleo de Valuengo y alrededores. 1.- Bloque inferior; 2.- Bloque superior; 3.- Bloque alóctono, Serie negra; 4.- Granitos indiferenciados; 5.- Gabbros; 6.- Esquistos grauváquicos o esquistos de Jerez; 7.- Dirección y buzamiento de la estratificación; 8.- Dirección y sentido de buzamiento de la foliación principal; 9.- Dirección y buzamiento de las lineaciones de estiramiento; 10.- Contacto cabalgante; 11.- Fallas normales con poco buzamiento.

Fig. 23.- Esquema tectónico del núcleo de Valuengo (Apraiz y Eguíluz, 1996).

La evolución del Núcleo de Valuengo se ha asociado al evento extensional que ocurre en la Zona de Ossa Morena durante el proceso de rifting Cambro-Ordovícico (Expósito et al., 2003). Sin embargo, los datos de evolución metamórfica obtenidos, el rápido descenso del grado metamórfico por encima de la Formación de las Mayorgas y las relaciones deformación/metamorfismo, permiten relacionar la evolución del Núcleo

de Valuengo con un proceso de engrosamiento cortical hercínico seguido de un adelgazamiento con procesos extensionales y erosión (Apraiz, 1998).



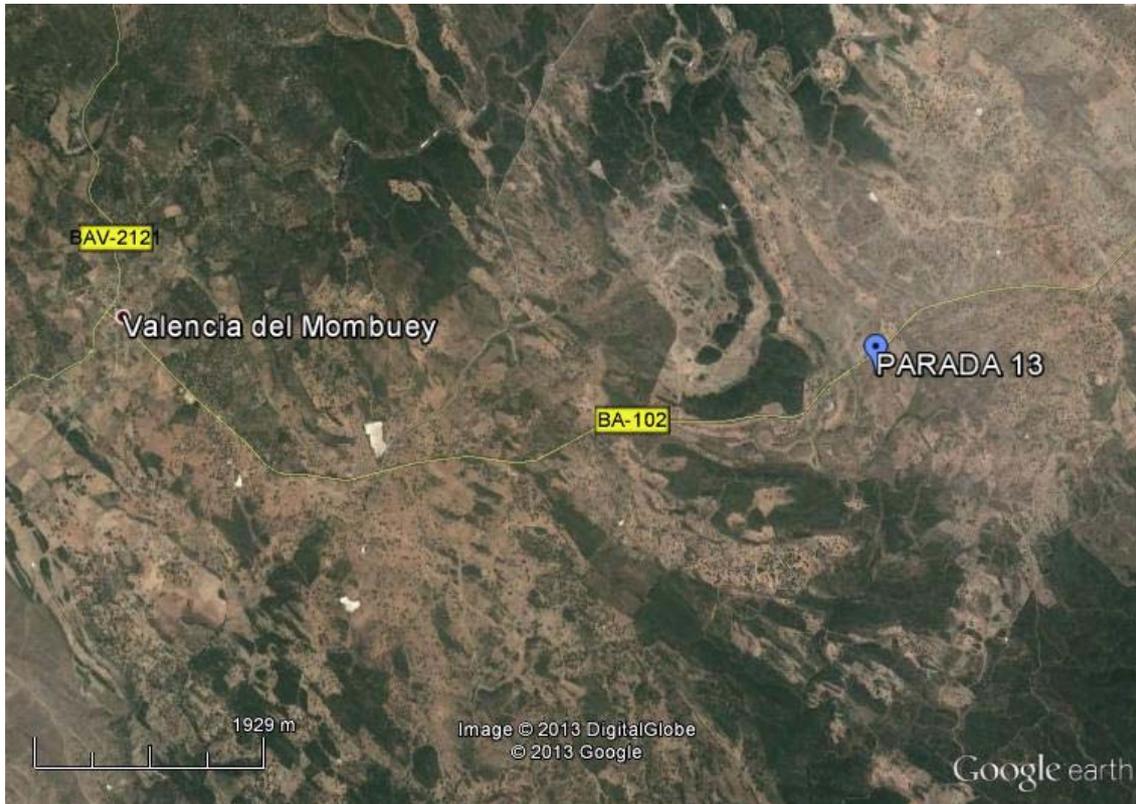
**Fig. 24.- Evolución metamórfica del núcleo de Valuengo (Apraiz y Eguíluz, 1996).**

\* \* \*

## PARADA 13

### **Localización:**

C/ BA-102, km 9-10. En las inmediaciones de la Fuente de La Venta.



**Fig. 25.-** Localización de la parada nº 13.

### **Objetivos:**

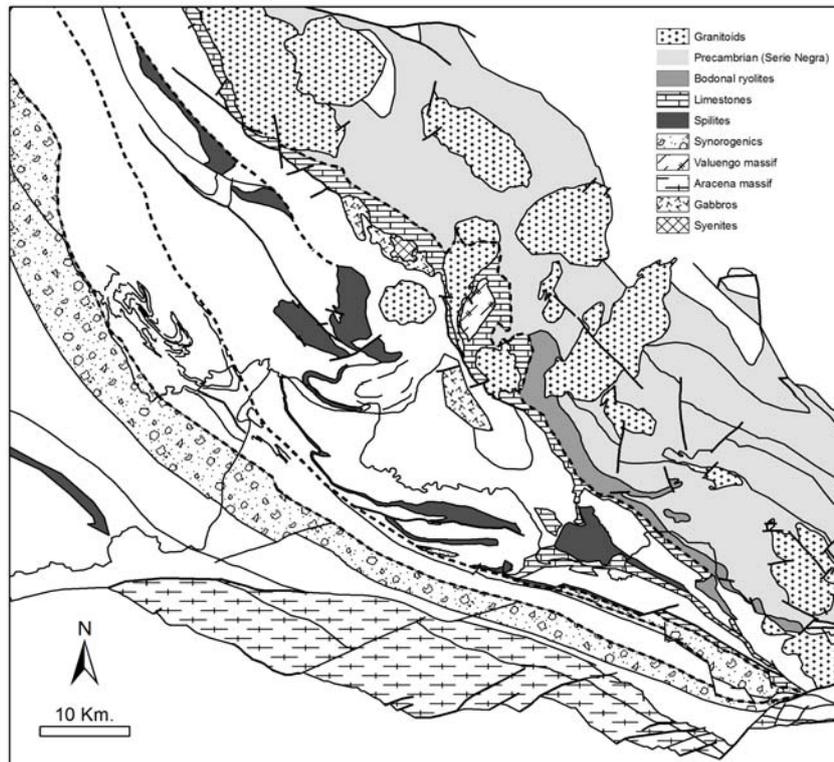
Observación de las estructuras de interferencia del Paleozoico Superior entre Oliva de la Frontera y Valencia de Mombuey.

### **Descripción:**

La carretera corta una de las figuras de interferencia de pliegues con geometría cartográfica de “gancho” que existen en la banda Valencia de Mombuey-Barrancos. Pese a la escasez de relieve, en algunos taludes se reconocen los materiales de la Formación Sierra Colorada y del Silúrico correspondientes a los dos flancos del pliegue afectado por la interferencia. El talud que corta el centro de esta estructura se sitúa sobre los Esquistos Rayés de edad Devónico.

En todos los afloramientos puede comprobarse el elevado buzamiento de las capas, además de la poca entidad de la esquistosidad y la presencia de ejes menores de

eje vertical. En el afloramiento más occidental, cerca de la charnela del repliegue, pueden observarse gran variedad de estructuras sedimentarias y distintos tipos de pistas (icnofósiles) perfectamente conservadas. En el afloramiento se constata la existencia de una única foliación vertical muy espaciada y de desarrollo irregular. En el cerro situado al sur del punto de observación los niveles silúricos tienen una rica fauna de graptolites. También hay afloramientos de calizas ricas en fragmentos de fósiles variados (calizas de russianas), sin evidencias de deformación, intercalados en la base de los Esquistos Rayés.



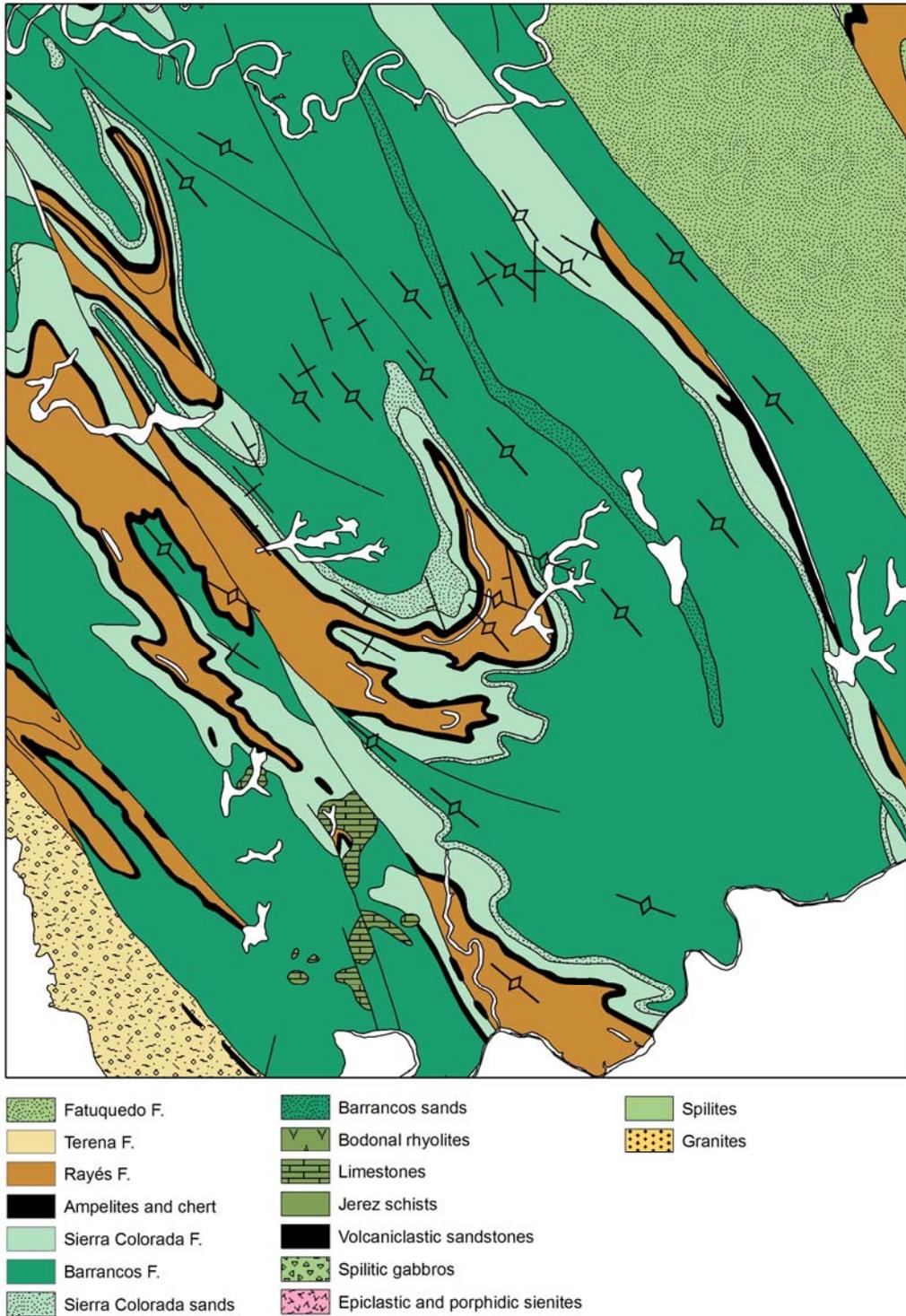
**Fig. 26.-** Esquema tectónico del Sinclinal de Terena.

El reconocimiento pormenorizado de todo el sector y los cortes realizados por la carretera, arroyo Zaos y la pista que une las carreteras de Valencia de Mombuey y la de Villanueva del Fresno, así como el corte del río Ardila en la frontera con Portugal, permiten comprobar la existencia de una única foliación vertical, con direcciones promedio N1450E, y con microestructuras indicativas de mecanismos de cizalla. Esto permite interpretar el gancho en relación con la banda de cizalla izquierda limitada por las fallas de Hinojales y Terena.

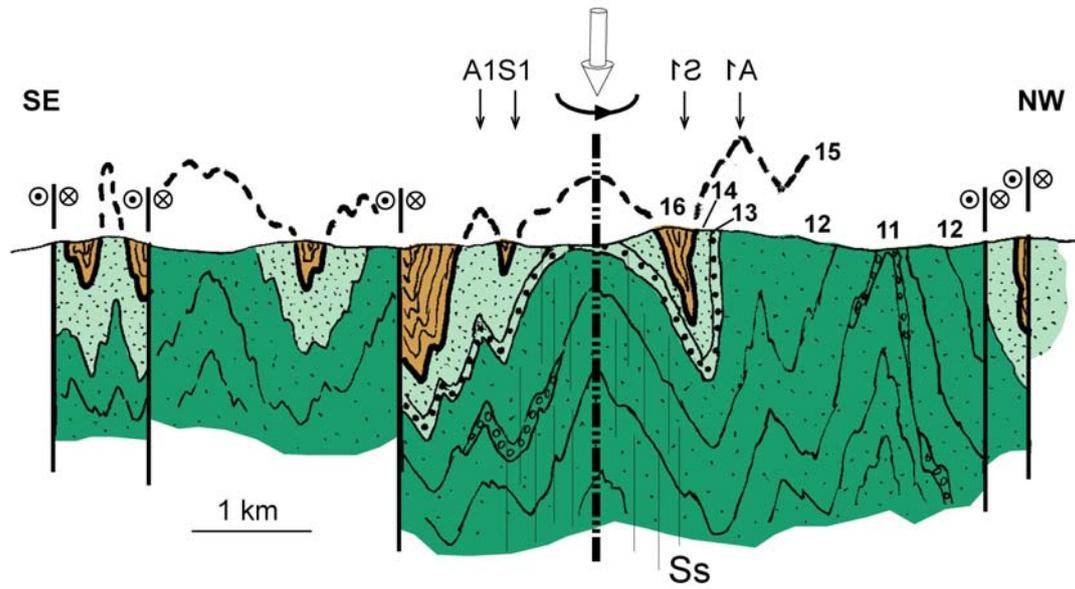
La interacción de los pliegues asociados al domo extensional de Valuengo, con el plegamiento relacionado con la cizalla izquierda, generan en planta figuras de interferencia (ganchos) del tipo D según Ghosh et al. (1993) y no del tipo 3 de Ramsay (1967).

La interpretación regional corresponde a un movimiento de cizalla izquierda de todo el flanco, simultáneo con el emplazamiento del Domo de Valuengo, que es

aplastado en su terminación meridional por el desarrollo de las cuñas tectónicas de Aracena y Almadén de la Plata, cuyo accidente principal en esta zona sería la falla de Zufre (Eguíluz et al. en prensa; Figs. 26,27 y 28).



**Fig. 27.-** Figuras de interferencia del sector de Valencia de Mombuey.



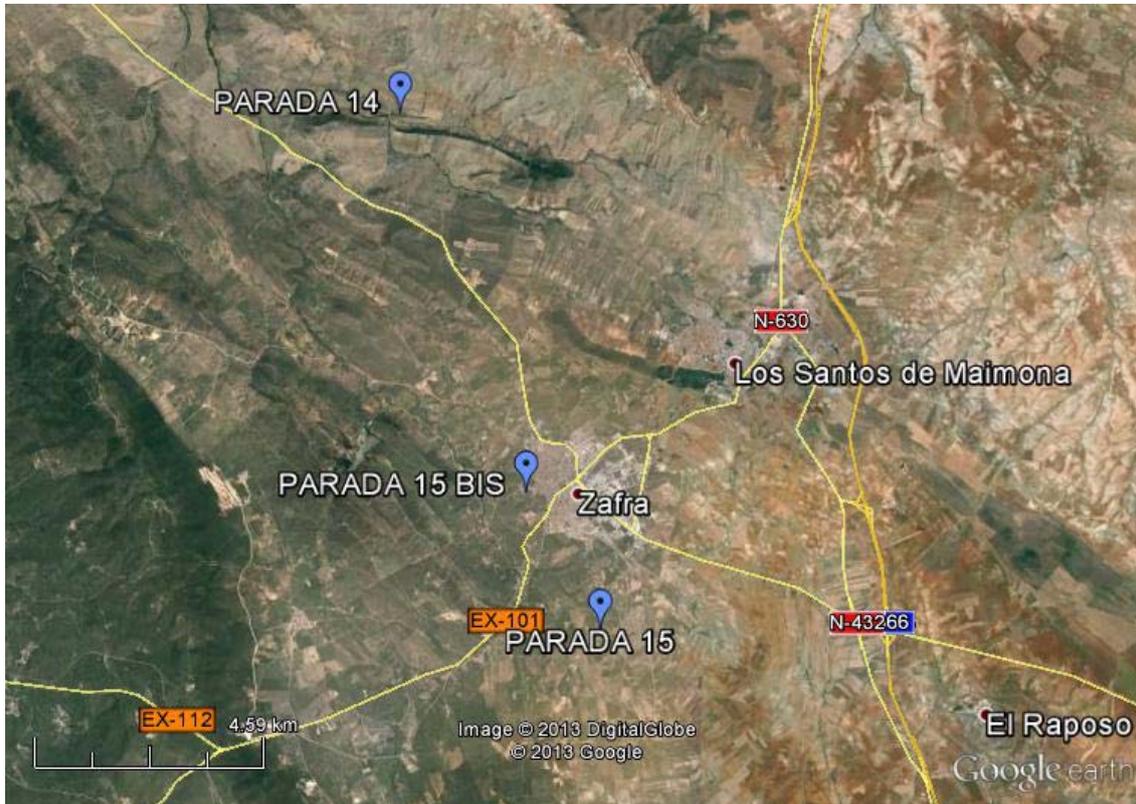
**Fig. 28.-** Sección geológica del sector de Valencia de Mombuey.

\* \* \*

## PARADA 14

### **Localización:**

Tramo paralelo al arroyo Robledillo en la carretera EX-362, 3 km al norte del cruce con la carretera N-432.



**Fig. 29.-** Localización de las paradas nº 14 y 15.

### **Objetivos:**

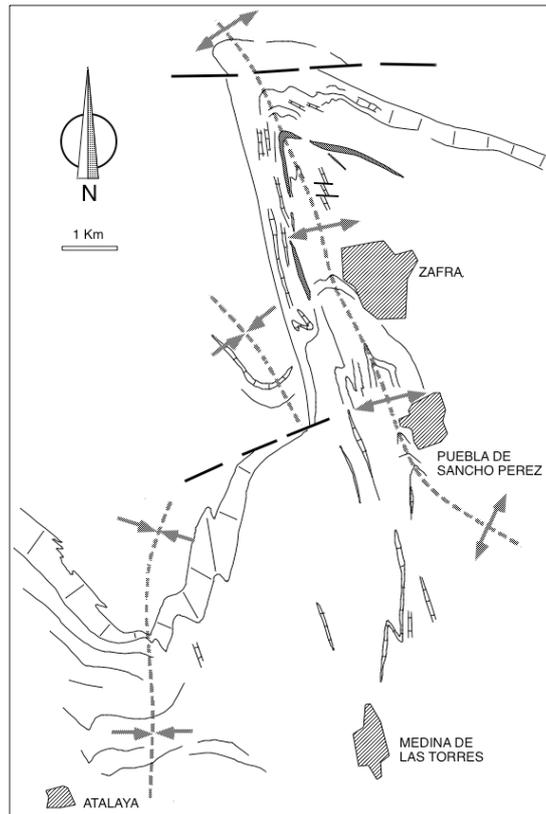
Observación de los materiales de la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona, y su deformación.

### **Descripción:**

La cuenca de Los Santos de Maimona presenta una acusada morfología elongada (3 a 5 km x 30 km), con una orientación general N300E. Está limitada por dos fallas de salto en dirección subparalelas, que la separan del Precámbrico y Cámbrico por el Norte y Sur respectivamente. En cartografía se reconoce una estructura de pliegues apretados con ejes de elevado buzamiento. La geometría es perfectamente reconocible en foto aérea, pero los pliegues menores son muy escasos.

La serie comienza con una secuencia regresiva del Devónico Superior, representada por turbiditas de plataforma con gran cantidad de acritarcos del Fameniense (Palacios, 2005). A techo pasa a limolitas y materiales clásticos de la base

del Carbonífero, culminando en unos conglomerados con plantas. Por encima se dispone una unidad vulcano-sedimentaria poco profunda (Larrondo et al., 2005) en la que se han reconocido sills, lavas de distintos tipos y rocas piroclásticas (tobas cineríticas, de lapilli, etc), muchas de las cuales presentan abundantes restos de invertebrados atribuidos al Tournaisiense Viseense inferior (Valenzuela y Palacios, 1990; Palacios, 2005). Por encima se dispone una serie carbonatada progresivamente más profunda, que culmina con una serie en facies culm de edad Tournaisiense superior (Palacios, 2005).



**Fig. 30.-** Esquema estructural del sector de Zafra (Eguíluz et al., 1997).

A lo largo del talud de la carretera se puede realizar un corte del flanco septentrional del núcleo de la estructura anticlinal. Desde el punto de vista tectónico resalta la escasez de estructuras de plegamiento y la ausencia de una deformación continua significativa.

La estructura general ha sido interpretada como el resultado de una deformación por cizalla izquierda con un salto mínimo de 12 km y una componente accesoria de aplastamiento (Eguíluz et al, 2011).

\* \* \*

## PARADA 15

### Localización:

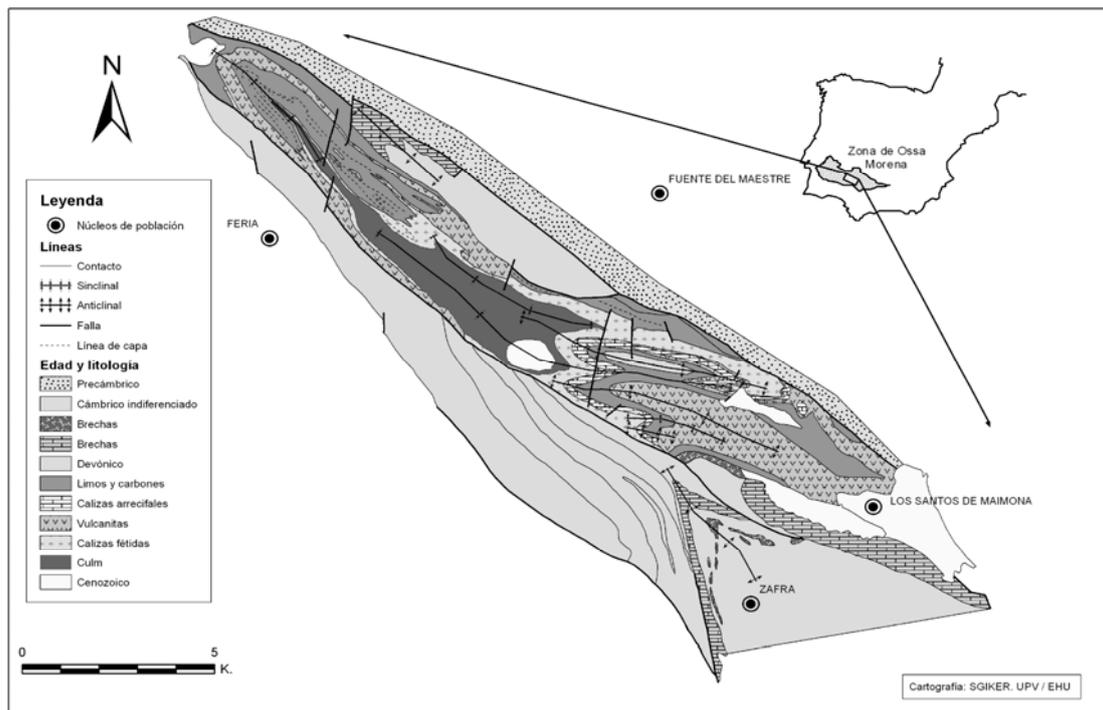
Carretera BA-3012. Puente sobre ferrocarril al norte de La Puebla de Sancho Pérez (Fig. 29).

### Objetivos:

Observación de la geometría del pliegue anticlinal de Zafra.

### Descripción:

A lo largo de la trinchera del ferrocarril se puede realizar un corte del núcleo del anticlinal y observar algunos pliegues menores asociados. El núcleo se localiza a 300 m al Oeste del puente. Lo más significativo es constatar los bajos buzamientos en buena parte de la zona, la ausencia de deformación penetrativa y la geometría paralela de los pliegues con charnelas tanto redondeadas como muy angulares.



**Fig. 31.-** Esquema cartográfico e interpretación estructural de la cuenca de Los Santos de Maimona sector de Zafra (Eguíluz et al., 1997).

\* \* \*

N O T A S

## REFERENCIAS

- Ábalos, B. (1989). Structural Geology of the Ribera del Fresno Window (Badajoz-Córdoba Shear Zone). *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 103-112.
- Ábalos B. (1990). *Cinemática y Mecanismos de la deformación en régimen de transpresión - evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco UPV-EHU, 430 pp.
- Ábalos, B. and Eguíluz, L. (1989). Structural analysis of deformed early lineations in Black quartzites from the central Badajoz-Córdoba Shear Zone. (Iberian Variscan Fold Belt). *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 95-102.
- Ábalos, B. y Eguíluz, L. (1991). Deformación transpresiva Carbonífera en la zona de cizalla Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional). *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 229-249.
- Ábalos, B., Gil-Ibarguchi, J.I. and Eguíluz, L. (1991a). Structural and metamorphic evolution of the Almadén de la Plata Core (Seville, Spain) in relation to syn-metamorphic shear between the Ossa-Morena and South-Portuguese zones of the Iberian Variscan Fold Belt. *Tectonophysics*, doi:10.1016/0040-1951(91)90068-4
- Ábalos, B. y Eguíluz, L. (1994). Evolución tectónica poliorogénica (cadomiense y hercínica) del Corredor Blatomilonítico de Badajoz-Córdoba. *Bol. Geol. Min. España*, 105, 57-84.
- Ábalos, B. and Eguíluz, L. (1992). Structural geology of the Mina Afortunada gneiss dome (Badajoz-Córdoba Shear Zone, SW Spain). *Annales Tectonicae*, VI-1, 95-110.
- Ábalos B, Gil-Ibarguchi, J.I., and Eguíluz, L. (1991). Cadomian Subduction/Collision and Variscan Transpression the Badajoz-Córdoba Shear Belt (SW Spain). *Tectonophysics*, doi:10.1016/0040-1951(91)90118-C
- Apalategui, O. y Pérez-Lorente, F. (1983). Nuevos datos en el borde meridional de la Zona Centro-Ibérica-el Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. *Studia Geol. Salmanticensis*, 18, 193-200.
- Apalategui, O., Carracedo, M., Eguíluz, L., Gil-Ibarguchi, J.I., Jensen, S., Martínez-Torres, L.M., Palacios, T., y Sarrionandia, F. (2012). Mapa geológico de síntesis de Extremadura (escala 1:250.000). *Geo-Temas*, 13, 171.
- Apraiz, A. (1998). *Geología de los Macizos de Lora del Río y Valuengo (Zona de Ossa-Morena)*. *Evolución tectonometamórfica y significado geodinámico*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco UPV-EHU, 575 pp.
- Apraiz, A. y Eguíluz, L. (1996). El núcleo metamórfico de Valuengo (Zona de Ossa-Morena): Petrografía, Termobarometría y evolución Geodinámica. *Rev. Soc. Geol. España*, 9, 29-49

- Azor, A., Expósito, I., González-Lodeiro, F, Simancas, J.F. y Martínez-Poyatos, D. (2004). *La Unidad Central o contacto entre las zonas de Ossa-Morena y Centroibérica*. In: Geología de España (Ed.: J. Vera), 186-188.
- Bandrés, A. (2001). *Evolución geodinámica poliorogénica de los Dominios septentrionales de la Zona de Ossa-Morena*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco UPV-EHU, 377 pp.
- Bandrés, A. and Eguíluz, L. (1999). The granitic Belt of the Northern area of the Ossa-Morena Zone. A major feature on the Iberian Cadomian Orogen. *Jour. Conf. Abstracts*, V4/3, 1005-1006.
- Bandrés, A., Eguíluz, L., Pin, C., Paquette, J.L., Ordóñez, B., Le Fèvre, B., Ortega, L.A. and Gil-Ibarguchi, J.I. (2004). The northern Ossa-Morena Cadomian batholith (Iberian Massif): magmatic arc origin and early evolution. *Int. Jour. Earth Sciences (Geol. Rundschau)*, doi: 10.1007/s00531-004-0423-6
- Blatrix, P and, Burg, J.P. (1981). 40Ar/40Ar Dates from Sierra Morena (Southern Spain). Variscan metamorphism and Cadomian orogeny. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 10, 470-478.
- Burg, J.P., Iglesias, M., Laurent, Ph., Matte, Ph. and Ribeiro, A. (1981). Variscan intracontinental deformation : the Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78, 15-42.
- Crespo-Blanc A. and Orozco, M. (1988). The Southern Iberian Shear Zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics*, 148, 221-227.
- Fernández-Carrasco, J., Coullault, J.L. and Aguilar, M.J. (1981). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 875 (Jerez de los Caballeros) y memoria*. IGME.
- Dallmeyer, R.D. and Quesada, C. (1992). Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena Zone: field and 40Ar/39Ar mineral age constraints. *Tectonophysics*, 216, 339-364.
- Delgado, J.F.N. (1908). *Système Silurique de Portugal. Etude de stratigraphie paleontologique*. Mémoire de la Commission du Service Géologique du Portugal, Lisboa, 245 pp.
- Delgado-Quesada, M. (1971). Esquema geológico de la Hoja nº 878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min. España*, 82, 277-286.
- Eguíluz, L. (1988). *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Anticlinorio Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco UPV-EHU, 694 pp.
- Eguíluz, L. (1989). Lineación de estiramiento, estructuras C-S y sentido de movimiento en el granitoide del Castillo (Zona de Ossa-Morena, España). *Studia Geol. Salmanticensia*, 4, 205-215.
- Eguíluz, L. y Ramón-Lluch, R. (1983). La estructura del sector central del Dominio de Arroyomolinos. Anticlinorio Olivenza-Monesterio, Ossa-Morena. *Studia Geol. Salmanticensia*, XVIII, 171-192.

- Eguíluz, L. and Ábalos, B. (1992). Tectonic setting of Cadomian low-pressure metamorphism in the central Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, SW Spain). *Precambrian Res.*, 56, 113-137.
- Eguíluz, L., Apraiz, A., Martínez-Torres, L.M. y Palacios, T. (1997). Estructura del sector de Zafra: implicaciones en la subdivisión de unidades de la Zona de Ossa-Morena (ZOM). *Geogaceta*, 22, 59-62.
- Eguíluz, L., Apraiz A. and Ábalos, B. (1999). Structure of the Castillo granite, Southwest Spain: Variscan deformation of a late Cadomian pluton. *Tectonics*, 18, 1041-1063.
- Eguíluz, L., Gil-Ibarguchi, J.I., Ábalos, B. and Apraiz, A. (2000). Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa-Morena zone and related areas of the Iberian Massif. *Bulletin of the Geological Society of America*, 112, 1398-1413.
- Eguíluz, L., Carracedo, M., Sarrionandía, F. y Apalategui, O. (2004). Nuevos datos tectono-estructurales del macizo de Brovales (Antiforma Olivenza-Monesterio): relación con el cabalgamiento de Monesterio. *Geogaceta*, 35, 83-86
- Eguíluz, L., Apalategui, O., Carracedo, M. y Sarrionandía, F. (2005). La zona de cizalla de Campillo: accidente tectónico a escala continental en el suroeste del Macizo Ibérico. *Geogaceta*, 37, 23-26
- Eguíluz, L., Larrondo, E., Martínez-Torres, L.M., Sarrionandia, F. y Carracedo, M. (2011). Deformación hercínica de la cuenca devono-carbonífera de Los Santos de Maimona (Badajoz): implicaciones en la estructura de la Zona de Ossa-Morena. *Geogaceta*, 50, 19-22
- Expósito, I., Simancas, J.F., Gonzalez Lodeiro, F., Bea, F., Montero, P. and Salman, K. (2003). Metamorphic and deformational imprint of Ordovician rifting in the Ossa Morena Zone (Iberian Massif, Spain). *J. Struct. Geol.*, 25, 2077-2087.
- Fernández-Carrasco, J., Coullaut, J.L. y Aguilar, M.J. (1981). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 875 (Jerez de los Caballeros) y memoria*. IGME.
- Ghosh, S.K., Mandal, N., Sengupta, S., Deb, S.K. and Khan D., (1993). Superimposed buckling in multilayers. *J. Struct. Geol.* 15, 95-111.
- Hernandez-Enrile, J.L. (1971). Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico del flanco meridional del anticlinal Olivenza-Monesterio (Badajoz). *Bol. Geol. Min. España*, 82:, 143-154.
- Larrondo, E., Carracedo, M., Eguíluz, L. y Gil Ibarguchi J.I. (2005). Vulcanismo lávico y explosivo en la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona (Zona de Ossa Morena, Badajoz). *Geogaceta*, 38, 47-50.
- Nance, R.D. and Murphy, J.B. (1994). Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. *Geology*, 22, 617-620.
- Nance, R.D., Murphy, J.B. and Keppie, J.D. (2002). A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics*, 352, 11-31.

- Ochsner, A. (1993). *U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic - Lower Paleozoic Geodynamic Evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the Timing of the Cadomian Orogeny*. Diss. ETH n° 10392, Zürich, 249 pp.
- Ordóñez-Casado, B. (1998). *Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian zone*. Ph.D. Thesis, Dissertation, Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich, Switzerland, n° 12.940, 235 pp.
- Palacios, T. (2005). *Geología Histórica de Extremadura*. En: P. Muñoz Barco, E. Martínez Flores (eds.), *Patrimonio geológico de Extremadura: Geodiversidad y lugares de interés geológico*, 35-70. Mérida, Junta de Extremadura. Consejería de Agricultura y Medio Ambiente.
- Palacios, T., Apalategui, O., Eguíluz, L. and Jensen, S. (2005). *Acritarchs from the Lower and Middle Cambrian of the Northern Margin of Gondwana (Ossa-Morena Zone, Southwest Iberia)*. Biostratigraphy and global correlations. North American Paleontology Convention, Halifax, Programme and Abstracts. *Paleobios*, 25 Suppl. To nr 2, 94-95<sup>a</sup>.
- Pereira, M.F. and Silva, J.B. (1997). *A estrutura nos domínios setentrionais da Zona de Ossa Morena: a Faixa Blastomilonítica e a zona de transição com o autóctone Centro-Ibérico (Nordeste Alentajano-Portugal)*. En: A. Araújo, M. F. Pereira (eds.), *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico)*. Livro de Homenagem ao Professor Francisco Gonçalves, 183-204. Universidade de Évora.
- Pereira, J.F., Silva, J.B., Chichorro, M., Moita, P., Santos, J.F., Apraiz, A. and Ribeiro, C. (2007). *Crustal growth and deformational processes in the northern Gondwana margin: Constraints from the Évora Massif (Ossa-Morena zone, southwest Iberia, Portugal)*. In: Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., and Zulauf, G. (eds.), *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision: Geological Society of America Special Paper 423*, p. 333–358, doi: 10.1130/2007.2423(16)
- Pereira, J.F., Apraiz, A., Silva, J.B. and Chichorro M. (2008). Tectonothermal analysis of high-temperature mylonitization in the Coimbra–Córdoba shear zone (SW Iberian Massif, Ouguela tectonic unit, Portugal): Evidence of intra-continental transcurrent transport during the amalgamation of Pangea. *Tectonophysics*, 461, 378–394.
- Ramsay, J.G. (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. Mac Graw-Hill, New York.
- Robardet, M. and Gutierrez-Marcos J.C. (1990). *Ossa Morena Zone, stratigraphy, Passive Margin Phase (Ordovician-Silurian-Devonian)*. In: R.D. Dallmeyer, E. Martínez García (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 267-272. Springer-Verlag, Berlin.
- Salman, K. and Montero, P. (1999). Geochronological, geochemical and petrological studies in two areas of the Ossa Morena Zone: the Monesterio Complex, and Calera del Leon granite. *Journal of Conference Abstracts*, 4(3), 1020.
- Sánchez-Carretero, R., Eguíluz, L., Pascual, E., and Carracedo, M. (1990). *Igneous rocks of the Ossa Morena zone*. En: R.D. Dallmeyer, E. Martínez García (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 292-314. Springer-Verlag, Berlin.

- Sánchez-Lorda, M.E., Sarrionandia, F., Ábalos, B., Carracedo, M., Eguíluz, L., and Gil-Ibarguchi, J.I. (En prensa). Geochemistry and paleotectonic setting of Ediacaran metabasites from the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, doi:10.1007/s00531-013-0937-x
- Schäfer, H.J. (1990). *Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain*. Ph.D. Thesis, Swiss Federal Institute of Technology, Diss. ETH n° 9246, 153 pp.
- Schäfer, H.J., Gebauer, D., Nägler, T.F. and Eguíluz, L. (1993). Conventional and ion microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain): implication for zircon systematic, stratigraphy, tectonics and the Precambrian-Cambrian boundary. *Contributions to Mineral Petrology*, 113, 289-299.
- Tamain, G. (1971). *El Alcudiense y la orogénesis Cadomiense en el sur de la Meseta Ibérica (España)*. Primer Centenario de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 438-464.
- Valenzuela, J.M.G. y Palacios, T. (1990). *Acrítarcos de la cuenca carbonífera de los Santos de Maimona (Badajoz, España): implicaciones paleoecológicas y bioestratigráficas*. En: G. Blanca, C. Díaz de la Guardia, M.C. Fernández, M. Garrido, M. I. Rodríguez-García, A.T. Romero García (eds.), *Polen, Esporas y sus Aplicaciones*. VII Simposio de Palinología, 429-436.

\* \* \*

N O T A S

## LISTA DE PARTICIPANTES

1. Alberto Bandrés
2. Alberto Jiménez Díaz
3. Andrés Cuesta
4. Antonio Estévez
5. Arturo Apraiz Atutxa
6. Carlos L. Liesa
7. Carlos Sanz de Galdeano Equiza
8. Félix Pérez Lorente
9. Francisco M. Alonso Chaves
10. Gloria Gallastegui
11. Iñaki Gil Ibarguchi
12. Iván Martín Rojas
13. José J. Esteban
14. José M. Tubía Martínez
15. Josep M. Casas
16. Julia Cuevas Urionabarrenechea
17. Luis Eguíluz Alarcón
18. Luis M. Martínez Torres
19. Nemesio Heredia
20. Octavio Apalategui Isasa
21. Pablo Puelles
22. Pedro Alfaro
23. Pedro P. Hernáiz Huerta
24. Rosa Tejero López
25. Soren Jensen
26. Teodoro Palacios Medrano

\* \* \*

**Agradecemos al Ayuntamiento de Zafra la cesión del local para celebrar la XXV Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España. Esta guía ha sido parcialmente realizada con cargo a los proyectos CGL2008-01130/BTE del MEC y GIU12/03 de la UPV-EHU.**

\* \* \*