

***MEMORIA y GUÍA de la 2ª
REUNIÓN DE CAMPO
GEOSENTRIP
(Ávila - Sª de la Paramera)***



Alfonso González Ubanell, Mariano Álvaro y José M. Portero

Octubre de 2013

<u>ÍNDICE</u>	página
1-EL BASAMETO VARISCO EN EL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL (S.C.E.)	3
2-LITOLOGÍA	3
A) Granitoides	3
B) Principales redes de diques	3
C) Diatrema de La Paramera	9
3-TECTÓNICA ALPINA	12
4-MORFOLOGÍA ACTUAL	13
5-ITINERARIO Y PARADAS	14
6-BIBLIOGRAFÍA	15
<i>AGRADECIMIENTOS</i>	17
<i>ANEXOS: Mapas geológicos de Ávila (531) y Navaluenga (556)</i>	17

1. EL BASAMETO VARISCO EN EL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL (S.C.E.)

El S.C.E comprendido en la región de Ávila está formado por rocas granitoides y metamórficas de la Zona Centroibérica de la Orogenia Varisca o Hercínica. Predominan ampliamente las primeras sobre las segundas. Representan las partes profundas de este orógeno de choque en la zona interna del mismo.

Autores como *Villaseca y Barbero (1994)* calculan un engrosamiento cortical para el orógeno Hercínico del orden de 75-80km. El plegamiento principal y el metamorfismo se producen en el Carbonífero superior. En el Pérmico tiene lugar el desmantelamiento de la Cadena con la consiguiente intensa erosión que alcanza a las rocas profundas, que son las que hoy podemos ver en superficie. La Orogenia Alpina es la responsable del levantamiento del S.C.E durante el Terciario, constituyendo una gran estructura de tipo *pop-up*. Las fallas que lo limitan han funcionado en régimen inverso.

2. LITOLOGÍA

A) Granitoides

En el orógeno Hercínico, según *Villaseca et al. (1995)* el plutonismo post-pico metamórfico tiene una duración de 50 ma. en dos pulsos principales, uno alrededor de los -320 ma. y otro en los -295 ma. Este último, el de mayor actividad ígnea, corresponde a la instalación de grandes plutones post-tectónicos (plutones sin deformar).

En el mapa geológico de Ávila *Martín Parra et al. (1991)* identifican adamellitas y leucogranitos y en la hoja de Navalunga *Lopez Sopena et al. (1993)* distinguen monzogranitos y leucogranitos. Las adamellitas de un mapa corresponden a los monzogranitos del otro. En general, aquí los granitoides que eran conocidos en la bibliografía clásica como granodioritas tardías, son los que actualmente se conocen como monzogranitos. Es una cuestión de actualización de las clasificaciones. Estas rocas, con mucha frecuencia, tienen facies porfídicas con grandes cristales de feldespato. Suelen ser bastante peraluminicas. La mayoría son granitos de tipo "S", aunque también aparecen algunos, escasos, de tipo "I".

B) Principales redes de diques.

- ✓ b.1- Diques de pórfidos graníticos y microdioritas
- ✓ b.2- Diques de lamprófidos y monzo-sieníticos
- ✓ b.3- Diques de cuarzo
- ✓ b.4- Diques de episienitas.

b.1- Diques de Pórfidos graníticos y Microdioritas

Los diques de pórfido de composición granitoide se forman cuando está consolidada la parte externa del plutón pero la interna todavía permanece en estado magmático (*Mc. Maham Moore 1975*). Así pues, se fractura la parte externa del plutón y en esas fracturas se inyecta el magma infrayacente; magma en el que están creciendo lentamente los minerales, dando lugar a grandes cristales- fenocristales y su rápida intrusión en fracturas produce un enfriamiento rápido que origina una pasta microcristalina o vítrea, es lo que conocemos como la textura porfídica.

Los diques del Sistema Central Español (S.C.E.) han sido estudiados por muchos autores desde muy antiguo (siglo XIX). El lector puede encontrar una relación bastante completa en *Ubanell 1982*.

Los pórfidos se encuentran más abundantemente en las zonas centrales del S.C.E. agrupados en haces que se disponen en dirección E-W. En la zona de Ávila aparecen tres haces de diques de norte a sur, uno al norte del Valle de Amblés, en el meridiano de Ávila, que conforman la Sierra de Ávila, otro al S.E del mismo valle y finalmente el situado más al sur, el que da lugar a las cumbres de la Sierra de la Paramera. Éste, el más importante, se extiende a lo largo de 70 km., desde el Puerto de Menga hasta las inmediaciones de El Escorial. Individualmente los diques tienen una longitud de unos cuantos kilómetros (1-10 km.) pero como van en relevo la longitud total llega a los 70 km. Algunos se anastomosan. El espesor varía entre 0,5m. y más de 50m. (Dique de Peña Cabrera) si bien la media es de 4-6m. El buzamiento varía entre 65N y 85N, eso sí, siempre buzamiento hacia el norte. Son más resistentes a la erosión que la roca de caja por lo que dan morfológicamente un relieve positivo y en la Sierra de la Paramera constituyen las alturas principales.

La roca es de color gris con los bordes de enfriamiento mucho más claros, éstos de carácter afanítico aparecen en el contacto con el encajante. En el interior abundan los fenocristales rectangulares de feldespato (*Foto 1*) que pueden alcanzar los 5 cm (lo normal es que sean más pequeños). Los fenocristales son de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, y en menor proporción biotita. Como accesorios apatito y circón. Son pues granitoides de carácter ácido. Los cuarzos tienen golfos de corrosión, lo que pone de manifiesto el carácter subvolcánico de estos diques.

El estudio de los bordes de enfriamiento permite deducir, en algunos casos, el sentido de la inyección filoniana (*Doblas et al. 1987*). La intrusión se ha producido en varios impulsos como podemos ver en el pórfido de Peña Cabrera que corta a otros dos pórfidos anteriores. Este dique es el más potente del S.C.E., tiene más de 50m. de espesor, el borde de

enfriamiento supera los 2m. y su buzamiento es algo menor que el de los que quedan cortados por él.



Foto 1.- Pórfido con grandes fenocristales de feldespato (La Paramera)

La edad de los mismos hay que situarla inmediatamente después de la intrusión del batolito acaecida en el final del Carbonífero y principios del Pérmico (300m.a.) (Villaseca et al. 1995)

En el granito de La Cabrera (en la provincia de Madrid) aparece una facies apical aplítica datada en 288 ± 5 m.a. (Viallette et al. 1981) que queda atravesada por los pórfidos, luego la edad de éstos sería posterior a los 288 m.a. (Sera Valero y Ubanell 1985).

Desde el punto de vista geodinámico han sido interpretados por Ubanell y Doblás (1987) como asociados a un proceso de “detachment” extensionales tardihercínicos.

Asociados a estos diques y en mucha menor proporción, se instalan, paralelamente a ellos, otros de tipo básico denominados microdioritas. Son de color gris verdoso, subafaníticos, a veces algo porfídicos con fenocristales milimétricos (Huertas Coronel 1985) de plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno o biotita (éstos son los que antiguamente se llamaban lamprófidos).

b2- Diques de Lamprófidos y Monzo-Sieníticos.

Los diques de lamprófidos se sitúan en direcciones próximas a norte-sur, subverticales, con una potencia media entre 1 y 0,5 m. (en determinados puntos alcanzan los 3 m.) y gran longitud, pues algunos superan los 20 km. El contacto con la roca de caja es muy neto. Dan resalte morfológico negativo por lo que no se los distingue con facilidad, suelen estar cubiertos de suelo vegetal, derrubios, etc.

Intruyen a favor de fracturas distensivas norteadas y su distribución es uniforme. Están compuestos por una roca básica, alcalina de color verde oscuro y con frecuente disyunción en formas redondeadas. Al igual que los pórfidos graníticos tienen bordes enfriados afaníticos, mientras que el interior es fanerítico y alteran a la roca de caja produciendo enrojecimiento de la misma, a veces presentan textura porfídica e incluyen gran cantidad de enclaves de granitoides, de máficos y ultramáficos y granulitas.

La matriz es de grano fino y los minerales principales son: clinopiroxenos, anfíboles, biotita, olivino, plagioclasa y feldespato alcalino. Los fenocristales están compuestos por clinopiroxenos (diópsido y augita titanada) anfíbol, flogopita, olivino y titano-magnetita (*Orejana 2006*). En algunos lugares tienen ocelos o vesículas (*Villaseca et al. 1983*) y la clasificación petrológica es la de lamprófidos camptoníticos (*Villaseca y Nuez 1986*).

Los diques monzo-sieníticos fueron descritos por primera vez en el S.C.E. por *Arenillas et al. (1975)* y *Saavedra y Arenillas (1979)*. Después se amplía la cartografía y se analiza la geoquímica y mineralogía de los mismos (*Ubanell et al 1984*). Finalmente el estudio más completo ha sido realizado por *Orejana (2006)*.

En el S.C.E. sólo hay dos zonas en las que aparecen estos diques asociados a dos grandes fracturas, la del Puerto del Pico- Puerto de Menga y la del Herradón-Casillas. Son subverticales con espesor comprendido entre 2 y 6m. La longitud supera los 40 km. si bien no se les puede seguir continuamente por estar desplazados por fallas posteriores.

Tienen un color típico rojo ladrillo que, a veces, pasa a ser gris oscuro en la zonas de contacto con el encajante, en los bordes de enfriamiento, los cuales no superan los 3-5 cm. de espesor. La matriz está formada por feldespato potásico, plagioclasas, biotita, algo de cuarzo, titano-magnetita y apatito, dentro del cual destacan fenocristales de éstos mismos minerales más anfíbol (*Orejana 2006*). Dicho autor los clasifica como rocas alcalinas monzo-sieníticas. Del estudio geoquímico que realiza llega a la conclusión de que están muy relacionados genéticamente, con los lamprófidos camptoníticos, que supone originados en un área fuente similar, probablemente por fraccionamiento cristalino en una cámara magmática. El foco de ambos lo sitúa en el manto superior litosférico con enriquecimiento de material astenosférico (*Figura 1*).

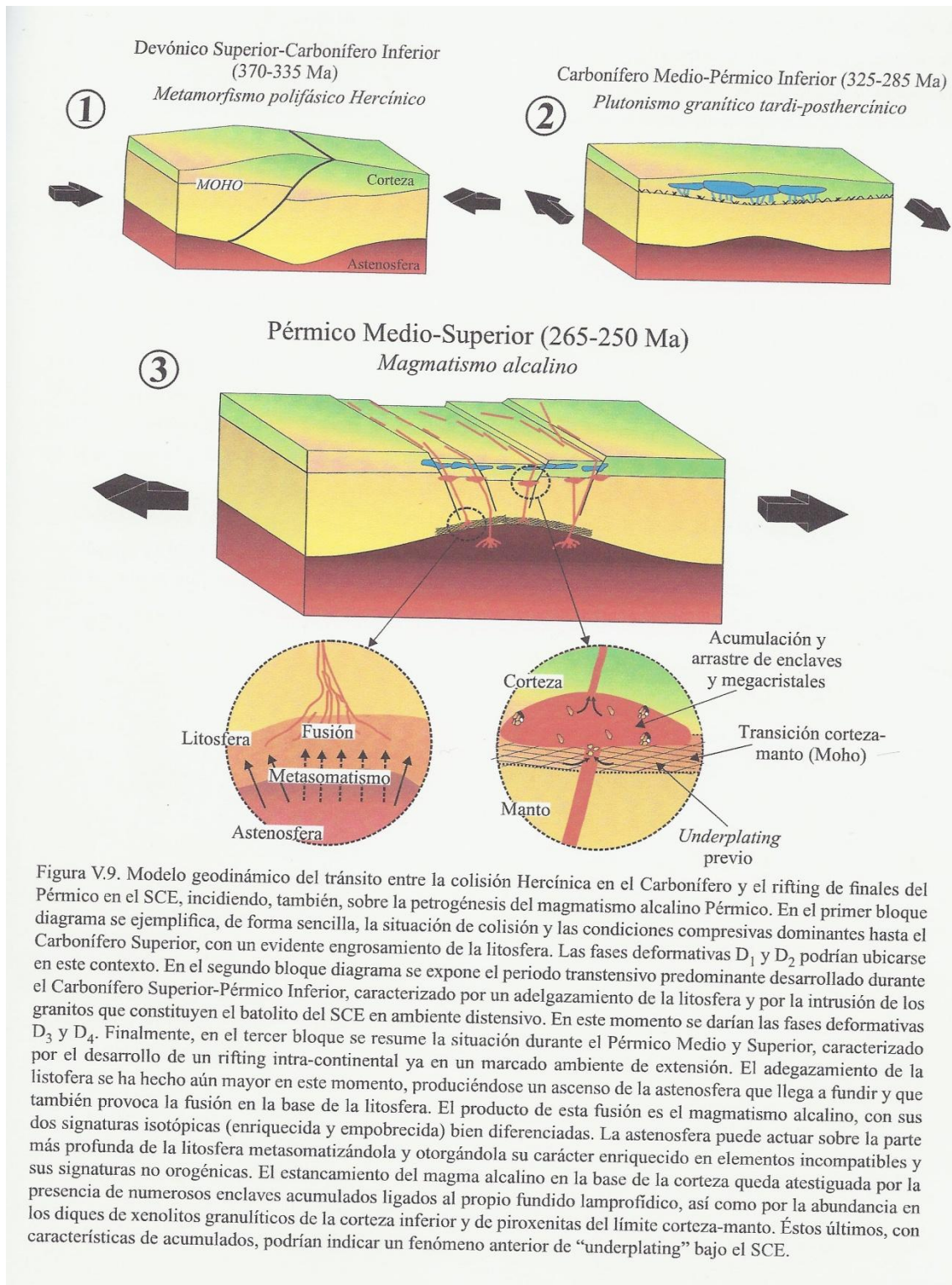


Figura V.9. Modelo geodinámico del tránsito entre la colisión Hercínica en el Carbonífero y el rifting de finales del Pérmico en el SCE, incidiendo, también, sobre la petrogénesis del magmatismo alcalino Pérmico. En el primer bloque diagrama se ejemplifica, de forma sencilla, la situación de colisión y las condiciones compresivas dominantes hasta el Carbonífero Superior, con un evidente engrosamiento de la litosfera. Las fases deformativas D₁ y D₂ podrían ubicarse en este contexto. En el segundo bloque diagrama se expone el periodo transensivo predominante desarrollado durante el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior, caracterizado por un adelgazamiento de la litosfera y por la intrusión de los granitos que constituyen el batolito del SCE en ambiente distensivo. En este momento se darían las fases deformativas D₃ y D₄. Finalmente, en el tercer bloque se resume la situación durante el Pérmico Medio y Superior, caracterizado por el desarrollo de un rifting intra-continental ya en un marcado ambiente de extensión. El adelgazamiento de la litosfera se ha hecho aún mayor en este momento, produciéndose un ascenso de la astenosfera que llega a fundir y que también provoca la fusión en la base de la litosfera. El producto de esta fusión es el magmatismo alcalino, con sus dos firmas isotópicas (enriquecida y empobrecida) bien diferenciadas. La astenosfera puede actuar sobre la parte más profunda de la litosfera metasomatizándola y otorgándole su carácter enriquecido en elementos incompatibles y sus firmas no orogénicas. El estancamiento del magma alcalino en la base de la corteza queda atestiguado por la presencia de numerosos enclaves acumulados ligados al propio fundido lamprofídico, así como por la abundancia en los diques de xenolitos granulíticos de la corteza inferior y de piroxenitas del límite corteza-manto. Éstos últimos, con características de acumulados, podrían indicar un fenómeno anterior de “underplating” bajo el SCE.

Figura 1.- Modelo geodinámico y petrogénesis del magmatismo alcalino pérmico. Tomada de Orejana 2006

En el campo se observa claramente como ambos tipos de diques cortan a los de pórfido E-W; en base a datos estructurales (Ubanell 1982) los sitúa al comienzo del Pérmico. Dataciones absolutas recientes (Figura 2) (Orejana et al 2011) dan una edad de 260

millones de años - Pérmico superior-. Corresponden a un periodo extensional con adelgazamiento de la litosfera (rifting incipiente) en el sur de Europa.

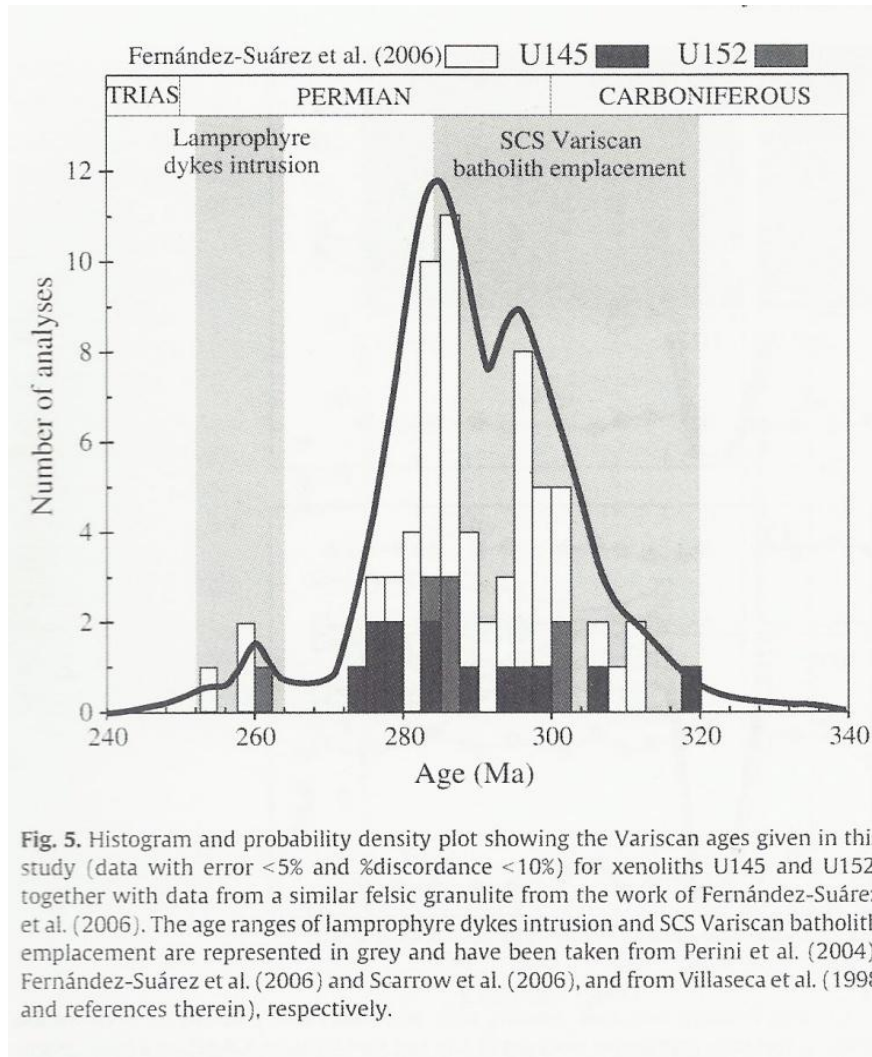


Fig. 5. Histogram and probability density plot showing the Variscan ages given in this study (data with error <5% and %discordance <10%) for xenoliths U145 and U152, together with data from a similar felsic granulite from the work of Fernández-Suárez et al. (2006). The age ranges of lamprophyre dykes intrusion and SCS Variscan batholith emplacement are represented in grey and have been taken from Perini et al. (2004), Fernández-Suárez et al. (2006) and Scarrow et al. (2006), and from Villaseca et al. (1998 and references therein), respectively.

Figura 2.- Dataciones absolutas de los diques de lamprófidos y monzo-sieníticos. Tomada de Orejana et al. 2011.

b3- Diques de Cuarzo

Se extienden uniformemente por la zona. Su espesor no sobrepasa los 10 m. y son subverticales. La longitud puede superar los 10 km.

El cuarzo aparece con carácter lentejonar y está relleno de fracturas tardihercínicas. En unos lugares está muy brechificado mientras que en otros está recristalizado, lo cual motiva que presenten resalte morfológico negativo o positivo respectivamente. Algunos presentan bolsadas de minerales metálicos de blenda, piritita, galena y calcopiritita, que fueron explotados en pequeñas labores mineras.

La mayoría intruye en fracturas NNE asociadas al movimiento sinistral de los grandes desgarres NE-SW, los cuales a veces también contienen cuarzo.

Su edad es variable, pues el cuarzo se removiliza con gran facilidad ante cualquier episodio hidrotermal, comprende desde el Tardihercínico hasta el triásico.

b4- Diques de Episenitas

Se denominan así a los diques de color rosa en los que se ha producido, en mayor o menor grado, una pérdida de cuarzo, cloritización de las micas y pérdida del hierro de las biotitas que se incluye en los feldespatos, dando a éstos un típico color rosa. Este proceso se produce por la circulación de fluidos hidrotermales a lo largo de fracturas.

Las direcciones principales en que aparecen son la E-W y la de 120°. El espesor oscila entre unos pocos centímetros y varios metros. Son subverticales y la longitud puede ser kilométrica.

Según *Caballero Donoso (1993)* la temperatura de los fluidos está comprendida entre 350-650°C y la edad de este proceso entre los -277-230 m.a. (Pérmico-Triásico).

En Ávila, han condicionado el curso del río Adaja al interferir un dique episenítico con los pórfidos E-W. brechificando a éstos y por tanto siendo un lugar de debilidad que el río aprovecha para salir de la cuenca terciaria del Valle de Amblés. El proceso de episenitización puede observarse en la base de la muralla al sur de Ávila.

C) Diatrema de la Paramera

En la Sierra de la Paramera, inmediatamente al W de Peña Cabrera, en el paraje denominado El Cuchillo, se encuentra la Diatrema de la Paramera, con la cota superior a 1845m. extendiéndose hacia el Sur pendiente abajo hasta los 1785m. de altitud. Tiene forma ovalada con el eje mayor en situación N 30 E con 180m. de longitud y con el eje menor perpendicular a éste y de 120m. de anchura (*Foto 2*). Aquí se observa cómo corta a los diques de pórfido E-W.

El primer trabajo sobre este afloramiento se debe a *Ubanell y Rosales (1981)*, en el cuál, mediante un estudio geomagnético, llegan a la conclusión de que se trata de una chimenea volcánica enraizada en la corteza. Después *Nuez et al. (1981)* lo definen como una facies brechoidal, posteriormente *Villaseca et al. (1983)* son los que reconocen el carácter “diatrémico” del afloramiento.



Foto 2.- Afloramiento de la Diatrema en “El Cuchillo” (Sª de la Paramera).

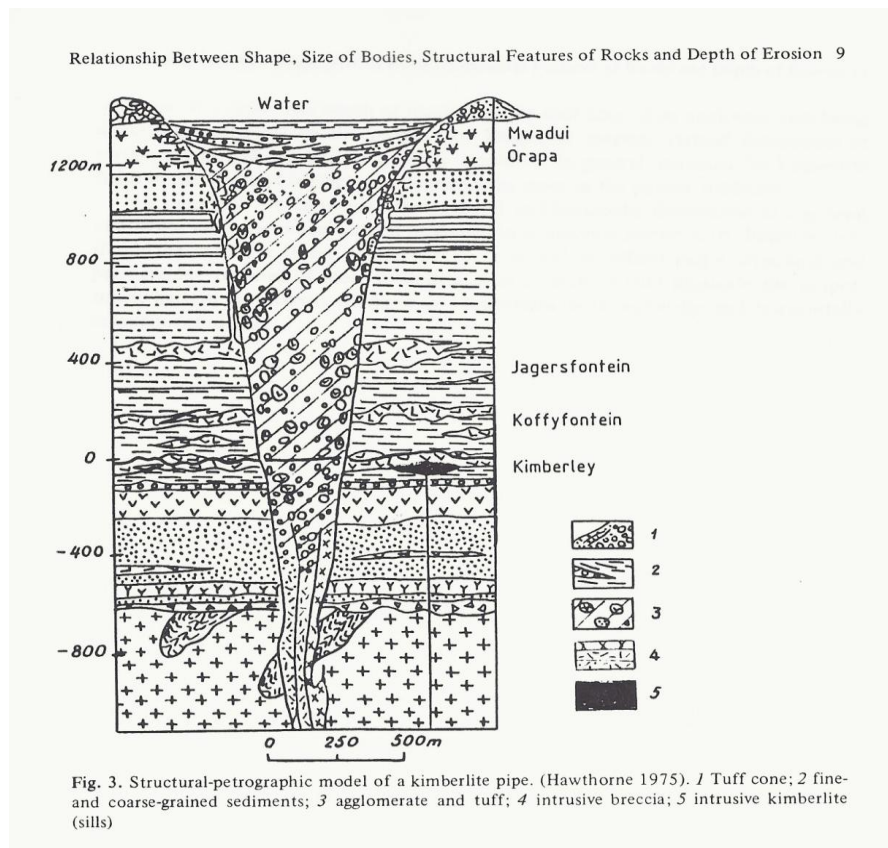


Figura 3.- Modelo petrológico-estructural de las diatremas. Tomada de Milashev 1988

Las diatremas o “explosion pipes” son cuerpos de forma más o menos cónica que se enraizan en diques. De más profundo a más superficial primero tendríamos el dique, luego una facies brechoidal, encima aglomerados y tufitas y finalmente sedimentos y el cono de piroclastos (Figura 3) (Milashev 1988). Esto que es típico de las diatremas kimberlíticas también lo es para la de tipo “basaltoides alcalinos” según este autor. Este último caso es el que corresponde al de la Paramera. Aquí sólo encontramos la bacias brechoidal, las otras o no llegaron a formarse o han sido erosionadas.

La roca que la compone es la misma que la de los diques de lamprófidio, puesto que procede de uno de ellos, el de Navandrinal. Los xenolitos de la brecha son de granito, pórfidos, rocas metamórficas, granulitas, rocas básicas y ultrabásicas; es decir, de los distintos tipos de roca que ha ido arrancando de las paredes del conducto por el mecanismo conocido de “botella de champán”. Esto ha permitido averiguar, en base al estudio de las granulitas, el carácter de la base de la corteza del Orógeno Varisco en el S.C.E. que es de tipo félsico (Figura 4, Villaseca et al. 1999). Estos autores encontraron xenolitos de granulitas peralumínicas félsicas, granulitas metapelíticas y granulitas charnoquíticas, siendo las primeras las más abundantes ($\cong 95\%$). Las condiciones de presión y temperatura que dan en su paragénesis son 7-11Kbar. Y 850-950°C respectivamente. La edad la sitúan en -300ma.

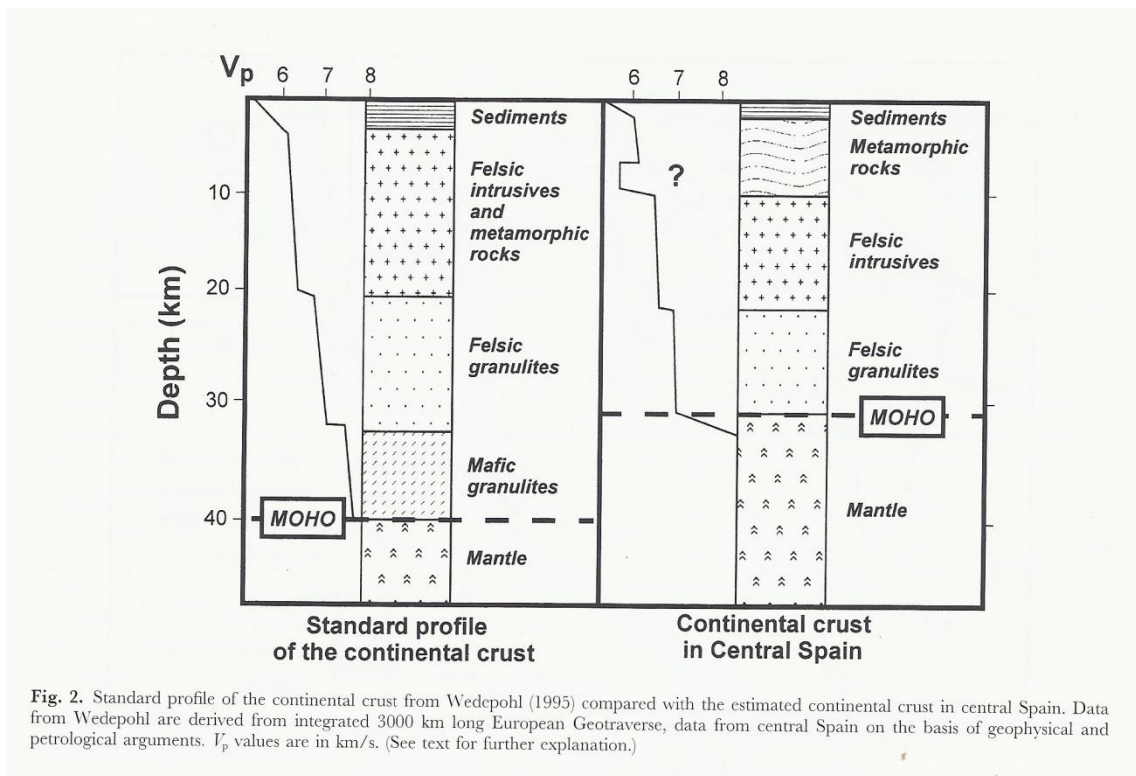


Figura 4.- Características generales de la corteza continental en el S.C.E. Tomada de Villaseca et al. 1999

Los enclaves básicos y ultrabásicos (la mayoría piroxenitas), según *Orejana (2006)*, no muestran peridotitas del manto, por lo que les asigna un origen de “underplating” máfico.

3.- TECTÓNICA ALPINA

El S.C.E. es una cadena intraplaca que se levantó fundamentalmente durante el Oligoceno-Mioceno Inferior por las compresiones transmitidas desde el borde Cantábrico-Pirenaico. Como consecuencia de estos esfuerzos compresivos se produjeron una serie de cabalgamientos (de hasta 5 km de salto vertical) que levantaron el basamento varisco sobre las cuencas cenozoicas del Duero y Madrid. La cobertera mesozoica (triásica y/o cretácica) no está despegada del basamento, por lo que la deformación se compensa siempre en él.

El Sistema Central es una cadena de doble vergencia (hacia el NO y N en su borde septentrional, y hacia el SE y S en el meridional) que dibuja un *pop up* que afecta a toda la corteza (estilo tectónico de piel gruesa). Esta estructura global se descompone en una serie de *pop-ups-downs* de menor longitud de onda que confieren la típica morfología “escalonada” del Sistema Central (*Figura 5*)

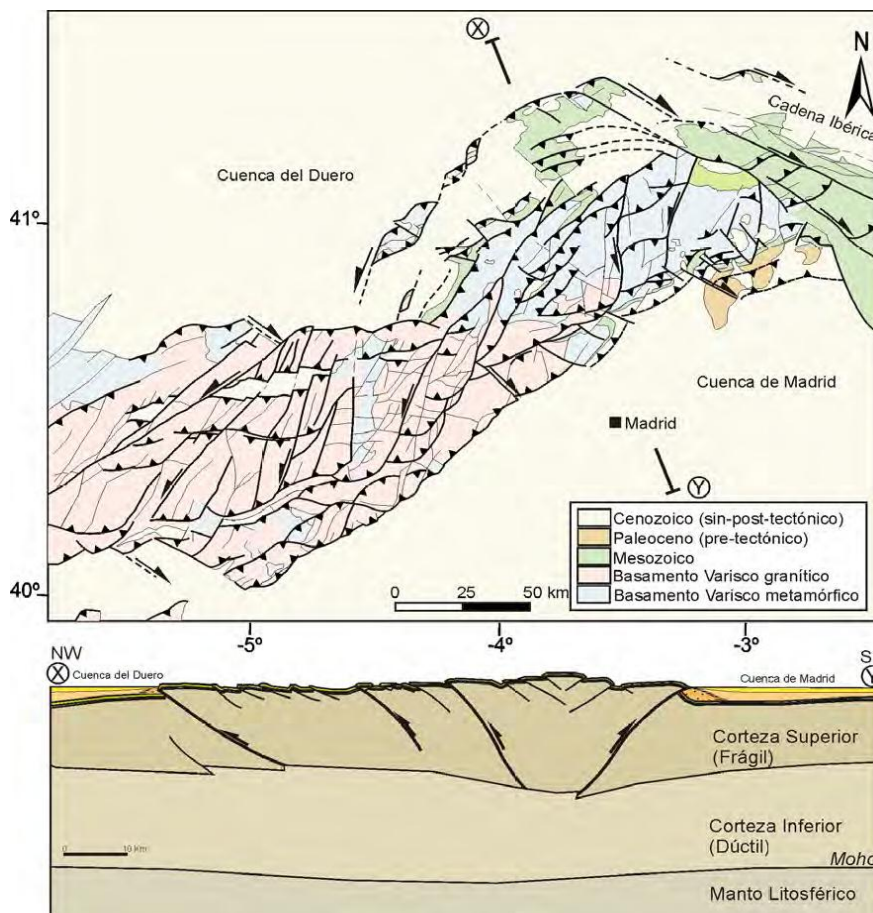


Figura 5.-Esquema tectónico del Sistema Central (Gredos-Guadarrama-Somosierra) y su estructura en profundidad. Tomada de De Vicente G.(2009).

Hay una disposición asimétrica entre los bordes N y S: en el sur, la deformación se concentra en una gran falla, el Cabalgamiento del Borde Sur, con un salto vertical de más de 5 km (*Figura 6*), mientras que en el norte, ésta aparece más repartida en una serie de cabalgamientos imbricados de piel gruesa. Los *pop-downs* son más estrechos que los *pop-ups*, con algunas cuencas interiores, rellenas también se sedimentos cenozoicos, como las del Amblés en Ávila o la del Lozoya en Madrid.

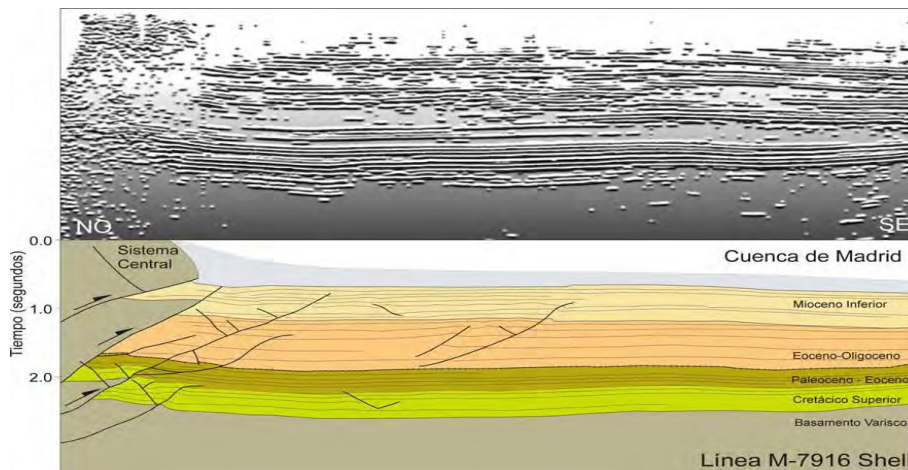


Figura 6.- Línea sísmica reinterpretada que corta el cabalgamiento sur del S. Central a la altura de Torrelaguna. Tomado de De Vicente G. (2009).

4.- MORFOLOGÍA ACTUAL

Como vemos, la morfología actual del S.C.E. responde a los esfuerzos alpinos que imprimen una tectónica de bloques, unos más elevados que otros. Clásicamente se les ha denominado horst y graben (*pop-ups*, *pop-down* en terminología anglosajona para fallas inversas).

En nuestro itinerario podemos distinguir de N a S cuatro grandes bloques: en primer lugar tenemos el bloque elevado de la Sierra e Ávila, ligeramente basculado hacia el norte. Después encontramos la depresión terciaria del Valle de Amblés, rellena de sedimentos que tienen 420m. de espesor en las cercanías de El Fresno. Es una cuenca intramontana limitada por fallas inversas. A continuación entramos en la Sierra de la Parmera, gran horst elevado, ligeramente inclinado hacia el norte y con las máximas alturas, que superan los 2000m., constituidas por los diques de pórfido.

Desde el afloramiento de la Diatrema podemos ver el Valle del Alberche, otra gran depresión, basculada hacia el Este, que carece de sedimentos y en la cual la erosión fluvial es particularmente intensa a lo largo de fracturas, formando valles encajados sobre la

superficie fundamental. Finalmente, la gran elevación de la Sierra de Gredos, constituye el bloque más elevado que podemos ver desde este punto.

Los fenómenos de periglacialismo pueden observarse bien en la Paramera, destacando en las cotas de 1400-1500m. los hidrolacólitos o “pingos”. También se pueden ver suelos almohadillados, turberas, etc.

Mención aparte merecen el análisis de las superficies de erosión, tema controvertido, que no es objeto de esta excursión y que el interesado en el mismo puede consultar los diferentes trabajos de *Pedraza Gil Sanz*, *Garzón Heydt*, etc.

5.- ITINERARIO Y PARADAS

8:00h. Salida de Madrid desde el aparcamiento de la Facultad de Ciencias de la Información de la UCM.

- 1) 9:20h. Llegada al Hotel los 4 Postes en Ávila. (Punto de reunión opcional para los asistentes de fuera de Madrid).
 - ✓ 9:20/9:45h. Tiempo para tomar café
 - ✓ 9:45/10:35h. 1ª PARADA. Descripción general de la zona y observación de los sistemas de diques existentes en el Sistema Central Español.
 - ✓ 10:35/11:45h. Trayecto hasta la Diatrema de la Paramera.
- 2) 11:45/13:15h. 2ª PARADA. Visita al afloramiento de El Cuchillo y a los sistemas de diques presentes.



Foto 3.- Diques en El Cuchillo (Sierra de la Paramera).

- 3) 14:30/17:00h. Comida en Casa Mariano en El Tiemblo.

- 4) 17:15h. Visita a las bodegas Bernaveleva, en San Martín de Valdeiglesias, con denominación de origen Vinos de Madrid y posterior regreso al punto de salida.

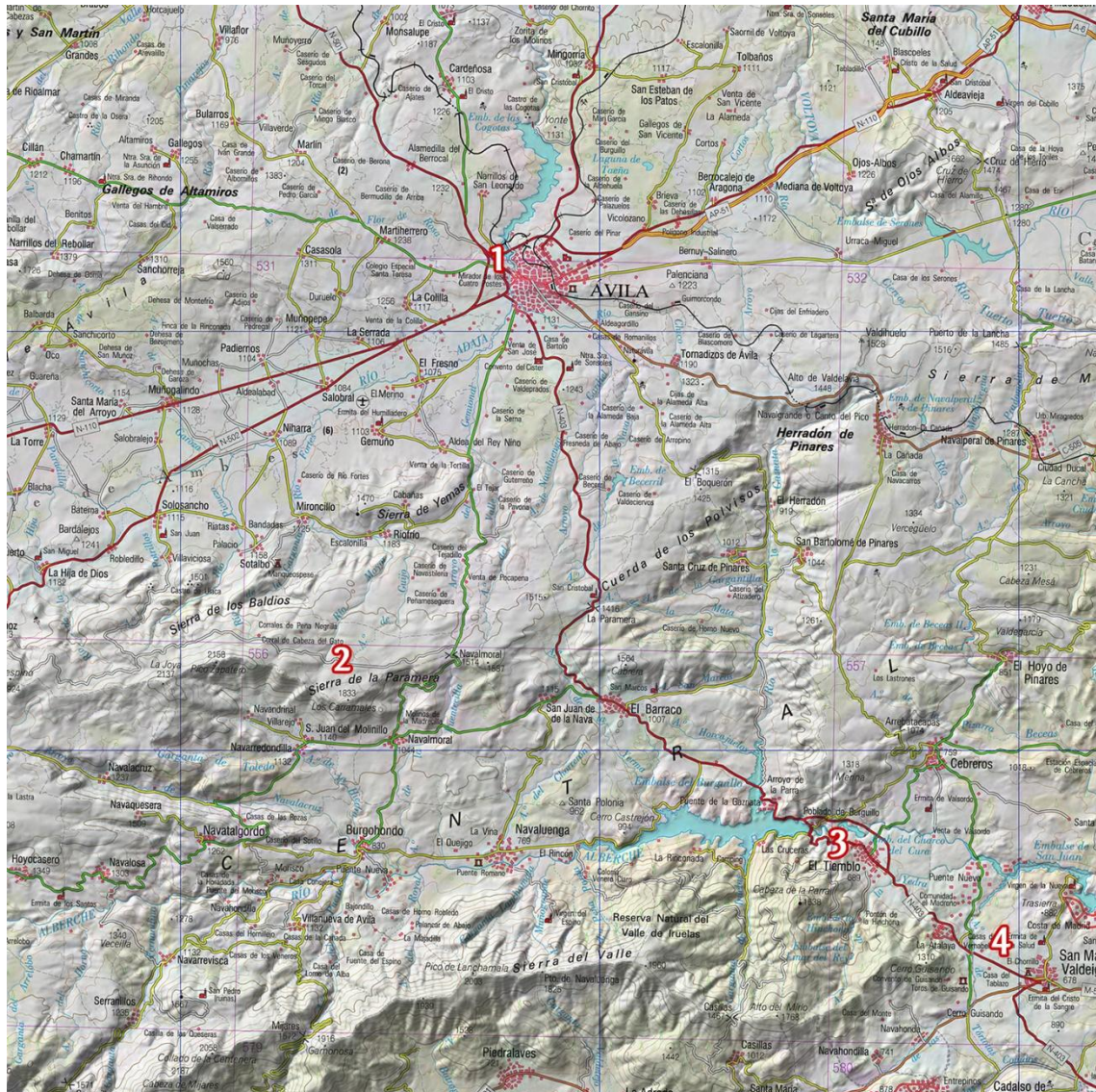


Figura 7.- Itinerario y paradas

6.- BIBLIOGRAFIA

Arenillas M., Saavedra J. y Arribas A. (1975). Un dique de tendencia sienítica en la provincia de Ávila. Bol.Geol. y Min. 86-3; 233-243.

Caballero Donoso (1993). Las episienitas de la sierra de Guadarrama: un caso singular de alteración hidrotermal de edad post-hercínica. Tesis Doctoral U.C.M.

De Vicente G. (2009). Guía ilustrada de los cabalgamientos alpinos en el sistema Central Español. Reduca (Geología). Serie Geología Regional. 1(1); 1-151.

- Doblas M., Ubanell A. G. y Gómez Mayor J. (1987).* Criterios del sentido de la inyección en diques. Cuadernos del Lab. Xeológico de Laxe 12; 193-205.
- Galindo C., Huertas M.J. y Casquet.C. (1994).* Cronología Rb-Sr y K-Ar de diques de la sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). Geogaceta 16; 23-26.
- Huertas Coronel M.J. (1985).* Pórfidos y diques básicos asociados en la sierra de Guadarrama. Cuadernos Lab. Xeológico de Laxe 10; 245-260.
- López Sopena F., Lillo Ramos F.J., Olivé Davó A. y Herreros Villanueva V. (1993).* Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª serie MAGNA. Memoria de la hoja 556 Navaluenga. IGME. (Edición 2006).
- Milashev V.A. (1988).* Explosion pipes. 245p. Springer-Verlag. Berlin.
- Nuez J., Ubanell A.G. y Villaseca C. (1981).* Diques lamprofíricos norteados con facies brechoidales eruptivas en la región de la Paramera de Ávila (Sistema Central Español). Cuadernos Lab. Xeológico Laxe 3; 53-73.
- Orejana D. (2006).* El magmatismo alcalino Pérmico del Sistema Central Español. Tesis Doctoral U.C.M. 393 p.
- Orejana D., Villaseca C., Armstrong R.A. y Jeffries T.E. (2011).* Geochronology and trace element chemistry of zircon and garnet from granulite xenoliths: Constraints on the tectonothermal evolution of the lower crust under Central Spain. Lithos 124; 103-116.
- Martín Parra L.M., Martínez Salanova J., Moreno F., Contreras E., Iglesias A. y Martín Herrero D. (1991).* Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª serie MAGNA. Memoria de la hoja 531 Ávila de los Caballeros. IGME. (Edición 2008).
- Mc Maham Moore J. (1975).* Mechanical interpretation of the vein and dyke systems of the SW England Orefield. Mineral Deposita 10; 374-388.
- Saavedra J. y Arenillas M. (1979).* Fenómenos de alcalinización y enrojecimiento en algunos granitos hercínicos tardíos y rocas básicas asociadas del Sistema Central (prov. de Ávila y Salamanca). Posición en su medio geotectónico. Temas Geol. Y Min. 6; 539-563.
- Seara Valero J.R. y Ubanell A.G. (1987).* Los diques de pórfido del plutón de La Cabrera (Sistema Central Español, Macizo Ibérico). Mem. Mus. Labor. Miner. Geol., Fac. Ciencias do Porto 1; 361-368.
- Ubanell A.G., Villaseca C. y Nuez J. (1984).* Los pórfidos rojos sieníticos de Ávila (Sistema Central Español). I Congreso Español de Geología II; 193-203.
- Ubanell A.G. (1982).* Estudio de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. Colección Tesis Doctorales 160/82; 217p., Ed. Complutense, Madrid.
- Ubanell A.G. y Rosales F. (1981).* Localización y estudio de un afloramiento básico efusivo en la Sierra de la Paramera (Ávila) (Sistema Central Español). Cuadernos Geol. Ibérica 7; 431-437.
- Ubanell A.G. y Doblas M. (1987).* Modelos geotectónicos de los diques E-W en el Sistema Central Español. Cuadernos Lab. Xeológico Laxe 12; 183-191.

Vialette Y., Bellido F., Fúster J.M. et Ibarrola E. (1981). Données geochronologiques sur les granites de La Cabrera. Cuad. Geol. Ibérica 7; 327-335.

Villaseca C. y Nuez J. de la (1986). Diques camptoníticos en el Sistema Central Español. Estudios Geol. 42; 69-77.

Villaseca C., López García J.A., Nuez J. y Ubanell A.G. (1983). Contribución al estudio de los diques camptoníticos heteromorfos con subfacies ocelares y de diatrema asociadas. Sierra de la Paramera de Ávila. Rev. Mat. y Proc. Geol. 1; 103-118.

Villaseca C. y Barbero L. (1994). Estimación de las condiciones de metamorfismo hercínico de alta presión en la Sierra de Guadarrama. Geogaceta 16; 27-30.

Villaseca C., Eugercios L., Snelling N., Huertas M.J. y Castellón T. (1995). Nuevos datos geocronológicos (Rb-Sr, K-Ar) de granitoides hercínicos de la Sierra de Guadarrama.

Rev. Soc. Geol. España 8(3); 137-148.

Villaseca C., Downes H., Pin C. and Barbero L. (1999). Nature and composition of the lower continental crust in Central Spain and the granulite-granite linkage: inferences from granulite xenoliths. Journal of Petrology 40, 10; 1465-1496.

AGRADECIMIENTOS:

A la Junta del ICOG por la ayuda y facilidades dadas para poder realizar *Geosentrip*, especialmente a Manuel Tena.

A Carlos Bareño Quintana de las bodegas Bernabeleva por las facilidades dadas para la visita a las mismas.

A los miembros de *GEOSEN* por su apoyo y colaboración.

Y gracias a *TODOS* por habernos reunido.

ANEXOS: Mapas geológicos de Ávila (531) y Navalenguenga (556)