



**Universidad**  
Zaragoza

## Trabajo Fin de Grado

Geología de los materiales volcánicos y  
volcanoclásticos en el área de Laspaúles (Huesca)

Geology of volcanic and volcanoclastic materials in  
the surroundings of Laspaúles (Huesca)

Autor

Paula Pérez Ventura

Directores

Enrique Arranz Yagüe  
Carlos Galé Bornao

FACULTAD DE CIENCIAS  
2018

---

**ÍNDICE**

<b>1. Abstract</b>	<b>2</b>
<b>2. Planteamiento del trabajo</b>	<b>3</b>
<b>3. Objetivos</b>	<b>3</b>
<b>4. Metodología</b>	<b>4</b>
4.1. Búsqueda bibliográfica . . . . .	4
4.2. Trabajo de campo . . . . .	4
4.3. Trabajo de laboratorio y gabinete . . . . .	4
<b>5. Contexto geológico</b>	<b>5</b>
<b>6. Descripción de los materiales estudiados</b>	<b>8</b>
6.1. Estratigrafía . . . . .	8
6.1.1. Columna 1: Vilaplana . . . . .	9
6.1.2. Columna 2: Pista a Alins . . . . .	9
6.1.3. Columna 3: Coll de Espina . . . . .	11
6.2. Petrología . . . . .	13
6.2.1. Rocas riolíticas s.l. . . . .	13
6.2.2. Rocas andesíticas . . . . .	17
6.3. Interpretación de eventos . . . . .	19
<b>7. Conclusions</b>	<b>23</b>

## 1. ABSTRACT

The Upper Carboniferous - Permian volcanism of the Aragonese and Catalan Pyrenees was emplaced into small and strongly subsident basins. This study is focused on the volcanic and volcanoclastic materials infilling the Castejón-Laspaules Basin in the vicinity of Laspaules (Huesca) and, specifically on the rhyolitic volcanoclastic materials that configure the base of the deposit. The geological map of the area has been revised and completed in a new, georeferenced map.

The volcanic materials were studied in three stratigraphic sections. The base of the sections is formed by coarse rhyolitic agglomerates or breccias that unconformably overlies the Renanue Fm. limestones (Devonian). These coarse volcanoclastics are followed by other rhyolitic rocks, ranging from agglomerates to ash-tuffs, frequently ignimbritic, that were emplaced as pyroclastic density currents. The three sections have been ended up, after a covered section, at the base of andesitic units.

These andesitic rocks are either massive or clastic, and were probably emplaced as flows or small domes that produced fragmentary material as they erupted. Both rhyolitic and andesitic units are affected by a strong alteration that makes petrographic and textural study difficult.

This sequence of volcanic products is the expression of an initial explosive rhyolitic volcanism, probably related to the early stages of the evolution of the basin, that changed later drastically to the development of a basic andesitic volcanism. The rhyolitic stage, as evidenced by their stratigraphic record in the area, produced strongly variable deposits, associated to topographical depressions controlled by the structure of the basin. The rocks emplaced during the andesitic stage are distributed along the area and overlap the rhyolitic units.

## 2. PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO

El vulcanismo desarrollado durante el final del Carbonífero Superior (Pensilvánico) y Pérmico es una de las características comunes a muchos segmentos del orógeno Varisco, tanto en Europa como en otros continentes y ha sido objeto de numerosos estudios (ver p.e. Wilson et al., 2004). Estos materiales volcánicos y volcanoclásticos se emplazaron en pequeñas cuencas intramontañas que se formaron y evolucionaron durante las fases finales de la orogenia Varisca.

En el Pirineo aragonés y catalán, estos materiales volcánicos aparecen en bandas estrechas, rodeadas de materiales del ciclo Varisco deformados (Martí, 1991). La mayor parte de los estudios se han realizado en las cuencas situadas en el Pirineo catalán (Nevá-Bruguera, Gréixer-Camprodón, Cadí, Malpás-Sort; Gisbert, 1981; Martí y Mitjavila, 1988), a partir de los cuales se ha podido establecer la estratigrafía no solo de los materiales volcánicos sino del conjunto de las series que representan los depósitos del intervalo Carbonífero Superior - Pérmico. De modo general, estas series están constituidas por cinco unidades que, de base a techo, son: Unidad Gris, Unidad de Tránsito, Unidad Roja Inferior, Unidad Roja Superior y Unidad de Facies Buntsandstein (Gisbert, 1981).

La continuación hacia el oeste de las cuencas del Pirineo catalán la constituye la denominada cuenca de Castejón de Sos-Laspaúles (que se extiende desde las proximidades de Bisaurri a Castarnés, dentro de la provincia de Huesca). Los materiales dentro de esta cuenca están delimitados cartográficamente (Hoja 213, 1:50.000, MAGNA), pero no se han publicado estudios de detalle, salvo algunos de temática específica (ver p.e. Izquierdo-Llavall et al., 2013).

Este trabajo pretende ser una primera aproximación al conocimiento de los materiales volcánicos y volcanoclásticos que forman la base del relleno de esta cuenca, en el entorno de la población de Laspaúles. Para ello, se ha realizado un estudio estratigráfico, petrológico y cartográfico de los materiales volcánicos y volcanoclásticos en este sector, que ha permitido una interpretación de los procesos eruptivos que condicionaron la formación de estas unidades.

## 3. OBJETIVOS

Los principales objetivos de este trabajo son:

1. Revisar la bibliografía previa del área de estudio.
2. Aprender el uso de materiales de laboratorio.
3. Aprender el manejo de datos geográficos en un sistema de información geográfica y elaboración de una cartografía geológica georeferenciada.
4. Levantar perfiles estratigráficos de los materiales volcanoclásticos.
5. Caracterizar las sucesiones y materiales volcánicos y volcanoclásticos, centrado en los materiales de composición ácida.

6. Realizar el estudio petrológico de los materiales recogidos.
7. Hacer una interpretación tentativa de los mecanismos eruptivos y de la evolución de la cuenca.

## **4. METODOLOGÍA**

Desde el punto de vista metodológico, en la realización del presente Trabajo de Fin de Grado se ha seguido la secuencia habitual: búsqueda bibliográfica previa, trabajo de campo y trabajo de laboratorio y gabinete.

### **4.1. BÚSQUEDA BIBLIOGRÁFICA**

Se ha realizado una búsqueda exhaustiva de los documentos publicados sobre la geología de la zona. Tal como se ha indicado previamente, la bibliografía es bastante escasa y casi toda hace referencia a aspectos generales o bien a zonas próximas a nuestra área de estudio.

### **4.2. TRABAJO DE CAMPO**

El trabajo de campo ha consistido en reconocer los materiales aflorantes y la estructura de la zona, seleccionando los afloramientos más favorables para el levantamiento de los perfiles estratigráficos y el muestreo para su posterior estudio. Además, se ha realizado una revisión de la cartografía de la zona modificando los límites de algunas de las unidades. En todo el trabajo de campo se ha prestado especial atención al posicionamiento de los puntos de observación y de muestreo, para facilitar la tarea cartográfica posterior. El muestreo se realizó mediante los métodos mecánicos habituales (extracción de bloques de roca in situ).

### **4.3. TRABAJO DE LABORATORIO Y GABINETE**

Dado el carácter fragmentario y el grado de alteración de algunas de las muestras recogidas en el campo (ver detalle en Anexo 1), se tuvo que proceder a consolidar una buena parte de ellas antes de su procesado posterior. Para consolidar las muestras se usó resina de poliéster (en proporción de 10 mL de catalizador por cada kg de resina), o bien resina epoxi (en proporción resina:catalizador de 5:2 en volumen). Tras el fraguado inicial (15 min) se dejó endurecer la resina durante 24 h en una campana de gases para que la consolidación fuese correcta. Las muestras consolidadas, junto con el resto, fueron seccionadas mediante disco de corte diamantado; una de las partes se destinó a la elaboración de láminas delgadas, en tanto que la otra se destinó a obtener una sección pulida. El pulido inicial se realizó bien mediante carborundo sobre placa de vidrio o bien mediante plato diamantado. El acabado se realizó mediante disco de lija y encerado. Todos estos procedimientos de preparación se llevaron a cabo en el Laboratorio de Geoquímica y en las instalaciones del Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros (SAI de la Universidad de Zaragoza).

El trabajo de gabinete comprendió las siguientes fases:

1. La elaboración de la cartografía geológica. Para ello, se empleó la base topográfica digital BTN 25 y las ortofotos PNOA del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y la cartografía geológica del GEODE Pirineos Z1600. La elaboración final de la cartografía se realizó mediante el software QGIS.
2. La representación de las columnas estratigráficas levantadas y su correlación. Para ello se han utilizado programas gráficos, como *Inkscape* y *Sedlog*. Este último está especializado en la recreación de columnas estratigráficas.
3. El estudio petrológico de las secciones pulidas y de las láminas delgadas, así como la documentación fotográfica de las mismas.
4. Finalmente, la interpretación de los resultados obtenidos, la elaboración de las conclusiones y la configuración de la presente memoria.

## 5. CONTEXTO GEOLÓGICO

Geográficamente, la zona estudiada se sitúa en el municipio de Laspaules, en la comarca de La Ribagorza (Huesca). A esta zona se accede mediante la carretera N-260 desde la localidad de Castejón de Sos, o por la misma N-260 desde la localidad leridana de Pont de Suert.

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se localiza en el límite entre el Pirineo Axial y las Sierras Interiores (Fig. 1). Las rocas del Carbonífero superior-Pérmico en las que se centra este trabajo aparecen como una delgada banda que se puede seguir a lo largo de todo el pirineo aragonés y catalán delimitando el contacto entre las rocas prevariscas y postvariscas.

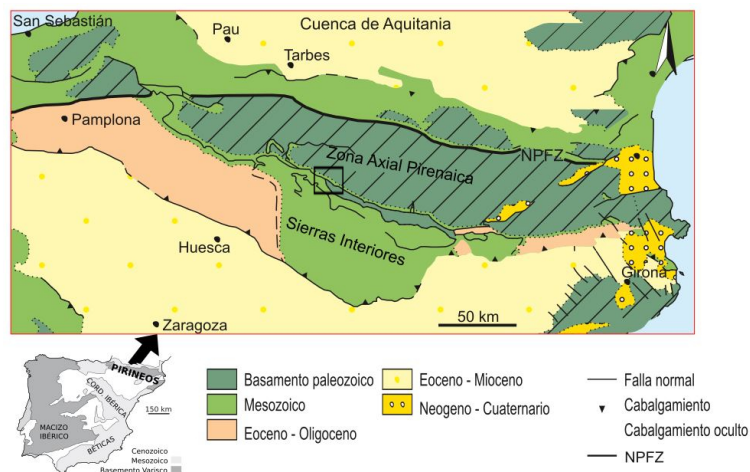


Figura 1: Localización de Laspaules con su contexto geológico (modificada de Vergés et al. 2002).

Los materiales volcánicos y volcanoclásticos estudiados corresponden en edad al Carbonífero Superior - Pérmico (Fig. 2). Recubren de manera discordante a materiales prevariscos que, en la zona estudiada corresponden a las calizas del Devónico Medio o Superior (Calizas de Renanué, Calizas de la Renclusa; Sanz-López, 2004). A nivel regional, se sitúan siempre por encima de la Fm. Esquistos de Sahún (Devónico Superior).

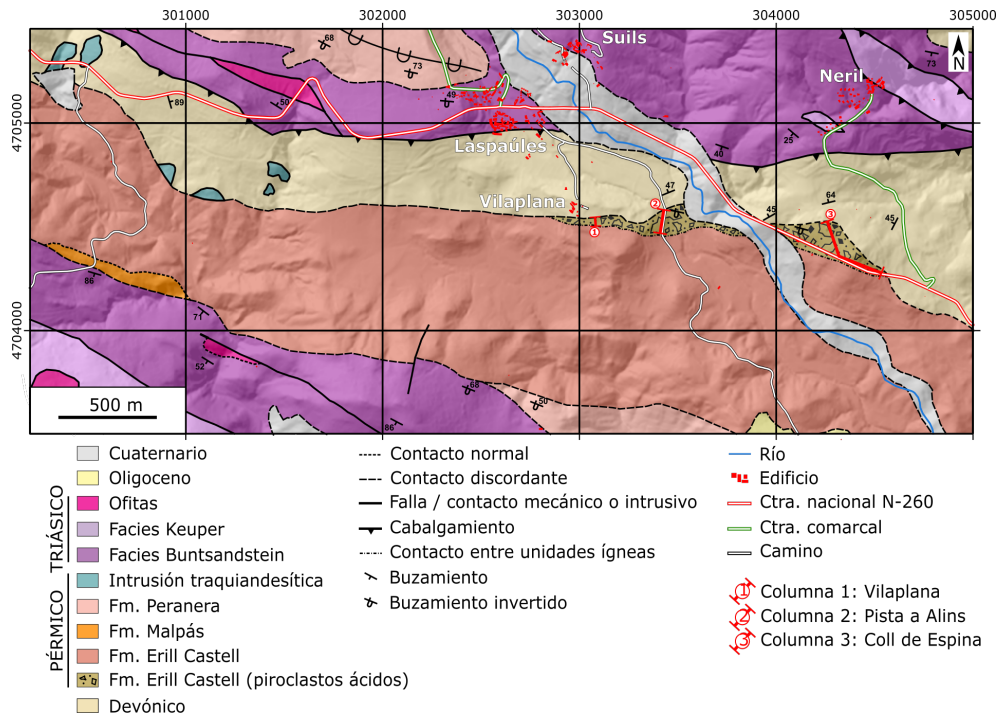


Figura 2: Mapa geológico de la zona de estudio. Se indican con números la localización de las columnas.

Estos materiales están afectados por la tectónica alpina, que generó dos cabalgamientos de dirección aproximada E-W situados uno al norte de la zona y otro al sur y que llegan a generar en su frente estructuras anticlinales sinformes (Seguret, 1972; Izquierdo-Llavall et al., 2013), de modo que la secuencia estratigráfica se presenta invertida en este sector.

Los materiales del Carbonífero Superior - Pérmico del Pirineo se depositaron en cuencas intramontañas romboidales en las que la sedimentación estuvo fuertemente controlada por las fallas situadas en sus márgenes (Gisbert, 1981; Martí y Mitjavila, 1988). En consecuencia, las unidades del Carbonífero Superior - Pérmico constituyen afloramientos discontinuos que se apoyan de forma discordante sobre las unidades Variscas de la Zona Axial (Gisbert, 1983). Las rocas estudiadas en este trabajo pertenecen a la cuenca de Castejón-Laspaúles, que se localiza en la zona de los Nogueras en la parte sur del Pirineo Axial.

La cuenca de Castejón-Laspaúles incluye hasta 800 m de espesor de rocas sedimentarias y volcánicas y tiene una forma alargada que se extiende unos 17 km en dirección WNW-ESE (Valero y Gisbert, 2004). Esta cuenca fue invertida durante la compresión alpina y transportada hacia el sur dentro del manto de los Nogueras (Izquierdo-Llavall et al., 2013). La compresión alpina produjo el

desarrollo de una serie de pliegues de dirección ESE-WNW vergentes hacia el sur y relacionados también con una esquistosidad penetrativa que afecta a los materiales paleozoicos y triásicos. Sin embargo, las unidades volcánicas estudiadas se encuentran al sur del frente de esquistosidad y no están afectadas por ella (Izquierdo-Llavall et al., 2013).

Las rocas volcanoclásticas pirenaicas de este periodo en los Pirineos han sido estudiadas en numerosos trabajos, especialmente en la zona catalana, siendo muy escasos los estudios en el Pirineo aragonés. Los primeros estudios actuales que identificaron el carácter volcanoclástico de buena parte de los materiales de esta edad corresponden a Mey et al. (1968), Gisbert (1980) y Martí (1982), entre otros. Estos autores propusieron una división de los materiales en diferentes unidades (Fig. 3).

En el presente trabajo se ha seguido la nomenclatura de Mey et al. (1968) que coincide con la empleada en la cartografía GEODE y MAGNA del IGME.

De base a techo se reconocen las siguientes formaciones:

La Fm. Aguiró (Mey et al., 1968) está presente, en los afloramientos del Pirineo central y oriental, recubriendo de forma discontinua a la discordancia varisca. Está formada por brechas de talud, conglomerados y pasadas de carbón. Representa, en parte, a la base de la Unidad Gris de Gisbert (1981).

La Fm. Erill Castell (Mey et al., 1968), incluida en la Unidad Gris de Gisbert (1981) recubre en conformidad a la Fm. Aguiró o se sitúa discordantemente sobre los materiales prevariscos. Esta unidad puede alcanzar los 500 m de espesor en la zona estudiada por Gisbert (1981), donde su base presenta un nivel discontinuo de brechas sin estratificar con clastos paleozoicos angulosos. El grueso de la formación consiste en depósitos piroclásticos blanquecinos, riolacíticos y flujos andesíticos (García Senz et al., 2009). En la zona de estudio, es la primera unidad carbonífero-pérmica, discordante sobre materiales de edad devónica. Pereira et al. (2014) dataron los depósitos piroclásticos de esta unidad en la vecina cuenca de Erill Castell obteniendo una edad absoluta de  $296,1 \pm 4,0$  Ma, que corresponde con el Asseliense (base del Pérmico).

La Fm. Malpás (Mey et al., 1968), concordante con la anterior, está compuesta por materiales detríticos fluviales o aluviales, con intercalaciones de capas de carbón y ocasionalmente, intercalaciones de rocas volcánicas o volcanoclásticas.

En conjunto, las formaciones Aguiró, Erill Castell y la parte inferior de la Fm. Malpás son

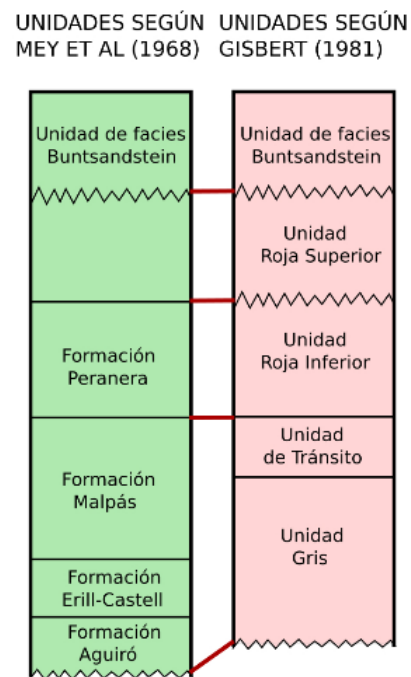


Figura 3: División de las diferentes unidades según diferentes autores. Modificada de Gisbert (1983).



equivalentes a la Unidad Gris (Gisbert, 1981) en tanto que la parte superior de la Fm. Malpás constituye la denominada Unidad de Tránsito (Gisbert, 1981).

La Fm. Peranera (Mey et al., 1968), que equivale a la Unidad Roja Inferior de Gisbert (1981) está formada por lutitas, areniscas, tobas ácidas y microconglomerados volcánicos. Lateralmente presentan cambios a rocas piroclásticas con ignimbritas ácidas y riolitas bandeadas. Esta unidad supera los 200 m de espesor en el sinforme de Laspaúles (García Senz et al., 2009). Recientemente, se ha propuesto una edad Artinskiense (Pérmico) para la Unidad Roja Inferior en el Pirineo catalán (Mujal et al. 2018 y referencias que contiene).

La Unidad Roja Superior (Gisbert, 1981) se compone de areniscas y lutitas con abundantes caliches y calizas o dolomías lacustres. Mujal et al. (2016) atribuyen una posible edad Guadalupiense (Pérmico) a esta unidad.

## 6. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES ESTUDIADOS

Durante el reconocimiento inicial de la zona se diferenciaron dos tipos principales de rocas ígneas aflorantes: por una parte, rocas volcánicas y volcanoclásticas de carácter ácido (dacítico y más habitualmente riolítico) y por otra, rocas de naturaleza básica (andesítica), tanto masivas como fragmentarias.

Para la clasificación de ambos tipos de rocas se han seguido las recomendaciones de la IUGS (Le Maitre, 2002) que, en el caso de las rocas fragmentarias supone una subdivisión basada en el tamaño de las partículas piroclásticas y en algún caso, también en su morfología o en la proporción de componentes de origen sedimentario. Los distintos grupos litológicos en los que se incluyen las muestras obtenidas se indican en el Anexo 3 y se describen en el apartado 5.2. La posición de las muestras se indica en el mapa de detalle del Anexo 1.

### 6.1. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales volcánicos y volcanoclásticos ácidos aflorantes en la zona constituyen una sucesión estratificada que se ha podido estudiar en tres perfiles relativamente próximos en la horizontal y similares en cuanto a las litologías que los componen, pero que muestran una gran variación de potencias y en la sucesión de unidades. La representación de los tres perfiles realizados se incluye en el Anexo 2; su posición se indica en la Figura 2.

En los tres casos, la serie estratigráfica se presenta invertida, buzando hacia el N-NE y resulta truncada a techo por las unidades andesíticas. Estas rocas andesíticas se presentan como unidades muy variables texturalmente y cuyo seguimiento lateral y vertical resulta muy complicado, cuando no imposibilitado por la cobertera vegetal y el relieve. Por estos motivos se han considerado como límite superior de las columnas levantadas y se han muestreado para su caracterización, pero no se ha levantado un perfil estratigráfico detallado en estos materiales andesíticos. El espesor acumulado de unidades andesíticas y relacionadas puede estimarse en unos 400 m (Izquierdo-Llavall et al.,

2013). En la zona de estudio no se ha podido localizar ningún punto en el que se observe el contacto entre las rocas ácidas y las rocas andesíticas, que están separadas siempre por un tramo cubierto; este factor, unido a la ausencia de superficies de referencia claras en las rocas andesíticas impide precisar si el contacto entre ambos tipos de litología implica una falta de conformidad. La base de las tres columnas la constituyen las calizas del Devónico Medio-Superior (Fm. Calizas de Renanué), de color gris oscuro y con abundantes grietas de extensión ocupadas por esparita calcítica blanca, sobre las que los depósitos volcanoclásticos se sitúan en discordancia angular.

### 6.1.1. Columna 1: Vilaplana

Esta columna se ha levantado en las proximidades del núcleo de Vilaplana (ver localización en la Fig. 2).

La serie, discordante sobre las calizas devónicas, comienza con un tramo de 16 m de aglomerados riolíticos de grano grueso (cantos de hasta 80 mm de diámetro). Este tramo se presenta rubefactado. Los cantos riolíticos no presentan deformación significativa y son mayoritariamente angulosos.

A continuación se dispone el tramo 2, de 10,5 m vistos de potencia, constituido por aglomerados riolíticos de grano grueso, similar al anterior, pero sin rubefacción. Su parte superior da paso a un tramo cubierto de unos 12 m de espesor, que finaliza con un afloramiento de andesitas fuertemente alteradas.

### 6.1.2. Columna 2: Pista a Alins

Esta columna se ha levantado en los afloramientos de unidades volcanoclásticas a lo largo de la pista que conduce de Laspaúles a Alins (ver localización en la figura 2).

Se sitúa a unos 400 m al este de la anterior.

*Tramo 1:* La serie comienza, en aparente discordancia con las calizas devónicas, con un tramo de 10 m de potencia de brechas riolíticas masivas muy rubefactadas (adquiriendo un color anaranjado-rojizo) (Fig. 4). No se aprecia una estratificación clara. Los cantos son de tamaño muy variable, desde milimétricos a métricos y algunos bloques parecen representar unidades soldadas, formadas por clastos menores.

*Tramo 2:* Cubierto.



Figura 4: Aspecto de campo de las brechas riolíticas del tramo 1.

*Tramo 3:* Este tramo, de 16 m, está parcialmente cubierto en su parte inferior, lo que impide establecer una división intermedia clara. En esta parte inferior, granocreciente, se han podido muestrear cineritas laminadas y tobas de lapilli. De forma relativamente rápida, si bien no se aprecia la transición, se pasa a niveles de brechas riolíticas, con cantos riolíticos de hasta 35 cm de diámetro y matriz de naturaleza cinerítica (Fig. 5). Los cantos líticos (lutíticos) son escasos. La parte central del tramo es la que presenta los cantos de mayor tamaño. Hacia la parte superior del tramo, el depósito incluye niveles de cinerita con pasadas carbonosas. En conjunto, el tramo presenta una coloración blanca-gris; es granocreciente los primeros 6 m y granodecreciente los 10 m restantes.



Figura 5: Aspecto de detalle de un canto riolítico del tramo 3.

abundancia de líticos, las secuencias aparecen más soldadas y no se individualizan con facilidad (Fig. 6).

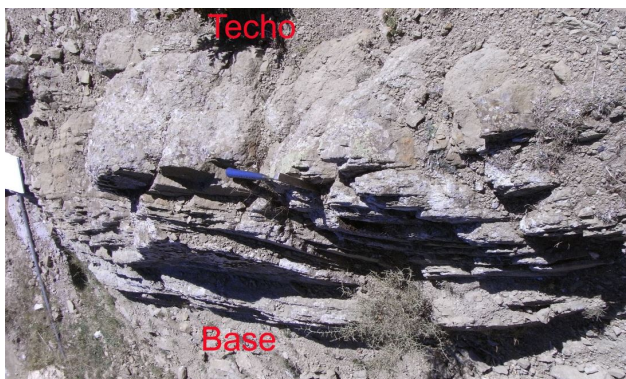


Figura 6: Aspecto de las secuencias granodecrecientes del tramo 5, más individualizadas hacia la parte inferior, con desarrollo de laminación de tipo sandwave.

*Tramo 4:* Es un tramo de escaso espesor (90 cm), formado por secuencias granodecrecientes (lapilli fino-ceniza), grises, de potencia creciente y con laminación paralela. La secuencia inferior del tramo tiene 7 cm de potencia, mientras que la secuencia superior alcanza los 35 cm de espesor.

*Tramo 5:* Este tramo, de 3,2 m de espesor, está formado por cineritas o tobas finas, gris-verdosas, con desarrollo de estratificación cruzada y laminación de tipo sandwave o bien laminación paralela, organizado en secuencias granodecrecientes de 7 a 17 cm de espesor. Hacia el techo del tramo, con mayor

*Tramo 6:* Es un tramo de 92-135 cm de espesor, constituido por una parte inferior de 80 cm de espesor, granocreciente (lapilli fino a lapilli grueso) y carente de otra estructuración, seguido por un nivel laminado de entre 12 y 55 cm, de carácter cinerítico.

*Tramo 7:* Constituido por 10 m de aglomerados ignimbríticos masivos de color gris ocre-verdoso. Presentan flamas bien desarrolladas de hasta 40-70 mm que se hacen más pequeñas hacia techo. La base es claramente erosiva lo que condiciona las variaciones de espesor del tramo anterior. En la base se aprecian líticos (hasta 40 mm de diámetro) y

fragmentos carbonosos.

*Tramo 8:* Este es un tramo de escaso espesor (20 cm), de cineritas verdosas que pasan a tobas de lapilli fino hacia techo. Su base no es neta sino que se pasa en contacto gradual rápido desde el techo del tramo 7.

*Tramo 9:* Constituido por aglomerados riolíticos masivos, con matriz cinerítica. Se pueden diferenciar tres subtramos: el inferior (9a, 6,75 m) presenta cantos riolíticos de hasta 15 cm de diámetro y cantos líticos (calizas, hasta 3 cm de diámetro); solo presenta flamas en su mitad superior. El tramo intermedio (9b, 8,25 m) se caracteriza por presentar rubefacción, además de una granulometría más gruesa que el anterior, con cantos riolíticos y líticos de hasta 20 cm. El tramo superior (9c, 15 metros vistos) es litológicamente similar al anterior pero no presenta rubefacción. En su parte inferior presenta flamas de pequeño tamaño (2 cm) y un nivel de acumulación de cantos gruesos a la mitad del subtramo. Los tres subtramos se presentan en continuidad, sin discontinuidades que los separen salvo la rubefacción y el aumento del tamaño de grano en la parte central.

Este tramo 9 pasa ya a una amplia extensión de materiales cubiertos tras los cuales, siguiendo la pista y la dirección de la serie se llega a los primeros afloramientos de andesitas masivas, fuertemente alteradas.

### 6.1.3. Columna 3: Coll de Espina

La tercera columna, de 145 metros de potencia, se sitúa en la carretera N-260 antes de llegar al mirador del Coll de Espina (ver localización en la Figura 2).

*Tramo 1:* En discordancia sobre las calizas del Devónico, la serie comienza con un tramo de 24 m de tobas de lapilli masivas gris-ocre con cantos sobre todo riolíticos de hasta 40 mm de tamaño.

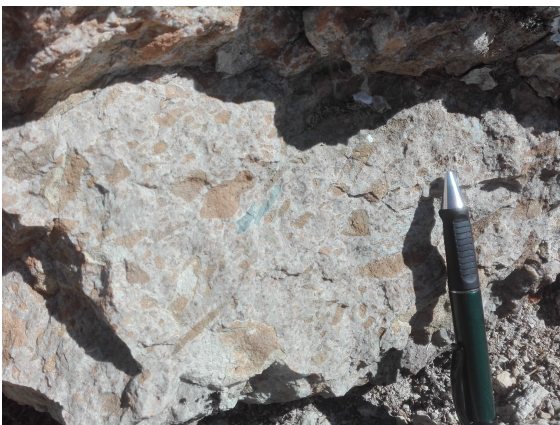


Figura 7: Aspecto de colada riolítica con cantos sedimentarios del tramo 2.

Se observan también cantos de carbonato y cuarcíticos de hasta 20 cm, además de algún canto de pizarra. Los líticos son abundantes, en general. No hay estructuras de flujo, pero sí una estructuración planar muy marcada. En este tramo el tamaño de grano es comparativamente fino.

*Tramo 2:* 16,5 m de aglomerados riolíticos masivos de color gris (Fig. 7). Los cantos predominantes son de naturaleza riolítica, con frecuencia angulosos, desde milimétricos a 120 mm de diámetro. Algunos de ellos presentan abundantes micas visibles en muestra de mano. Los líticos son menos abundantes,

pero destacan algunos cantos carbonatados con envueltas de recristalización (ver 5.2, Petrología de los aglomerados). En este tramo el tamaño de grano es intermedio entre el de los tramos 1 y 3.

*Tramo 3:* 37,5 m vistos de aglomerados riolíticos masivos grises. El depósito carece de estructuras significativas, pero se aprecia una cierta ordenación en bancos de 2-3 m de espesor. Los cantos riolíticos son angulosos, tanto los de mayores dimensiones como los que se ubican entre ellos, más grandes que en el tramo anterior (hasta 40 cm) y apenas se observan líticos. En este tramo el tamaño de grano es grueso.

*Tramo 4:* Cubierto.

*Tramo 5:* 27 metros de tobas riolíticas ricas en cantos (hasta 30 cm de diámetro), ignimbríticas, con intercalaciones de bancos métricos de aglomerados riolíticos masivos de grano grueso (hasta 25 cm de diámetro). Estos bancos presentan con frecuencia bases erosivas, canaliformes y hacia techo pasan en transición a las tobas ignimbríticas, con una estructuración planar muy marcada. Se observan partes rubefactadas en la zona inicial y media del tramo y se identifican también estructuras de escape de fluidos que atraviesan a algunos de los depósitos aglomeráticos. Además, son frecuentes las grietas de extensión rellenas de calcita. La proporción porcentual de cantos frente a matriz en las tobas es aproximadamente de 20/80, mientras que en los aglomerados es de 70/30.

*Tramo 6:* 5 metros de tobas riolíticas finas blancas o rubefactadas, con cantos riolíticos de hasta 50 mm.

NOTA: A partir de este punto en la serie, las observaciones se han realizado en el talud de la carretera (única superficie de afloramiento practicable). La dirección de las capas y el trazado de la carretera son prácticamente coincidentes, por lo cual los espesores no se han podido medir con precisión y las relaciones laterales entre unidades tampoco se han podido identificar de forma precisa. Por este motivo, el conjunto de unidades aflorantes se han incluido en un único tramo (Tramo 7) cuya descripción debe considerarse aproximada.

*Tramo 7:* Las unidades inferiores de este tramo están constituidas por cineritas grises, entre las que se intercalan niveles de carbón de espesor centimétrico (2-3 cm). Sobre ellas se dispone un nivel de tobas riolíticas finas de unos 40 cm de espesor y sobre éste un nivel de tobas ignimbríticas con flamas muy desarrolladas. Estos niveles da paso gradual a niveles de aglomerados riolíticos de grano grueso, ricos en cantos líticos, a los que se superpone, mediante un contacto alabeado una unidad de roca dacítica rosada-rojiza en superficie, con un espesor aparente de unos 8 m. La parte superior de esta unidad da paso a niveles de tobas con cantos, de aproximadamente 1 m de espesor (aunque es variable), pues el contacto es también ondulado.

El final de este tramo, ya muy cerca del cruce de Neril, en el Coll de Espina, está formado por aglomerados riolíticos gruesos ocre-amarillentos, con cantos de hasta 30 cm que dan paso a un tramo cubierto y de este, hacia el sur, al otro lado de la carretera, a los primeros afloramientos de brechas andesíticas.

## 6.2. PETROLOGÍA

Para la descripción petrológica hemos subdividido los materiales estudiados en primer lugar según su composición (rocas riolíticas y rocas andesíticas) y en el caso de las primeras, en masivas y piroclásticas, subdividiendo estas en función de su granulometría. La clasificación en ambos casos, se ha realizado siguiendo los criterios establecidos por la IUGS y compilados en LeMaitre (2002)<sup>1</sup>.

Antes de abordar la descripción de los diferentes tipos litológicos, cabe destacar, como carácter común a todas las rocas estudiadas, la intensa alteración que presentan. Los componentes vítreos se presentan normalmente afectados por procesos de desvitrificación y recristalización de los productos a fases feldespáticas o bien a filosilicatos. Los minerales ferromagnesianos aparecen sistemáticamente alterados y solo en alguna muestra de andesitas se ha podido identificar algún pequeño cristal de piroxeno sin alteración. En las partículas porosas (p.e. pumíticas), este proceso suele ir acompañado por una intensa carbonatación que, aunque preserva la textura general de la roca, impide en muchos casos la identificación de los componentes originales. Todos estos procesos dificultan sustancialmente la descripción litológica.

### 6.2.1. Rocas riolíticas s.l.

#### Rocas masivas

Solo se ha identificado una unidad masiva de naturaleza ácida, correspondiente a la intrusión identificada dentro del tramo 7 de la columna de Coll de Espina. Se trata de una roca ácida de color anaranjado pálido en corte fresco y rojizo en superficie, de grano muy fino y que presenta una intensa alteración. Al microscopio, no se identifican minerales primarios, ya que los posibles minerales ferromagnesianos originales presentan una intensa alteración a filosilicatos y opacos secundarios y los minerales feldespáticos se presentan formando agregados microcristalinos de tipo felsítico, que muy posiblemente resultan de una desvitrificación del material original. La roca presenta vesículas de morfología aplanada, rellenas por feldespatos y ceolitas en agregados fibroso-radiales y calcita en su parte central. Tentativamente se ha clasificado esta roca como una dacita, dado que originalmente presentaba un contenido más elevado en minerales ferromagnesianos que una riolita, si bien la intensa alteración que presenta impide precisar o justificar adecuadamente dicha clasificación.

---

<sup>1</sup>Cabe indicar que la terminología en castellano para rocas piroclásticas de grano medio y fino es más simple que la propuesta por la IUGS: todas las rocas piroclásticas de tamaño promedio de partícula inferior a 64 mm son tobas según la IUGS, diferenciando tobas de lapilli (64-2 mm) y tobas de ceniza (<2 mm); en castellano, el término propio para las segundas es el de cinerita y es común restringir el término toba para denominar a las tobas de lapilli. Respetando las recomendaciones de la IUGS, hemos mantenido en esta memoria la terminología de uso habitual en castellano, de modo que empleamos el término **cinerita** como equivalente de “toba de ceniza” y el término **toba**, restringido para las “tobas de lapilli”.

### Rocas piroclásticas

Los flujos de piroclastos pueden presentar, como componentes principales, fragmentos juveniles (desde bloques de roca porfídica o vítrea, a partículas pumíticas de cualquier tamaño -vitreas siempre-), fragmentos líticos y cristales. La proporción en las que se presentan estos elementos es muy variable en función de la composición del magma, del origen de los flujos y del grado de evolución experimentada por el magma antes del evento explosivo (Fisher y Schmincke, 1984). Se han reconocido los siguientes tipos:

**Aglomerados y brechas.** Tanto los aglomerados como las brechas están constituidos principalmente por cantos, redondeados o angulosos de naturaleza riolítica o pumítica y en menor proporción de cantos líticos (fragmentos de rocas carbonatadas y pelíticas) (Fig. 8). La matriz entre los cantos es de naturaleza riolítica también, con tamaño de partícula lapilli o ceniza y en la mayor parte de los casos es de naturaleza vítrea. Con menor frecuencia, salvo en los que presentan más proporción de matriz, se identifican partículas cristalinas (cristales de cuarzo, plagioclasa, micas -biotita- u otros menos comunes como el circón), que representan a cristales ya presentes en el magma inicial. Los componentes originalmente vítreos presentan de modo general una intensa desvitrificación que resulta en el desarrollo de pequeños cristales de feldespato, de sección redondeada, junto con cristales de cuarzo, que se pueden observar claramente en la Fig. 8 (izda) y que son característicos de este tipo de composición.

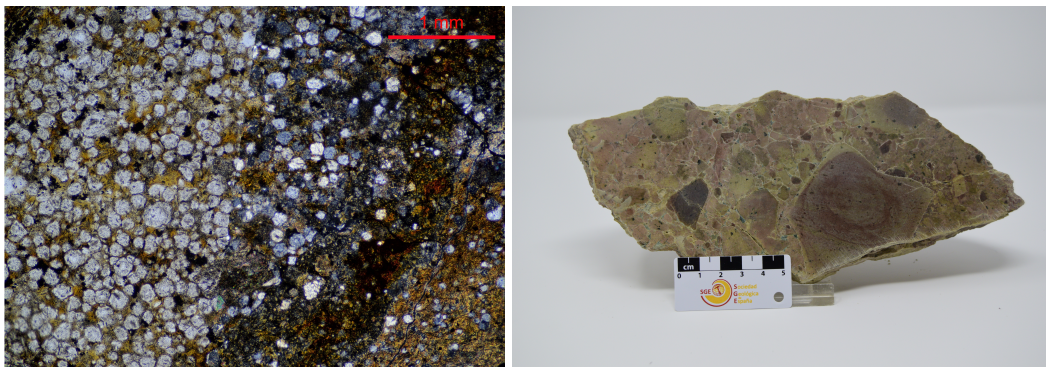


Figura 8: *Microfotografía (izquierda) y muestra de mano (derecha) de un aglomerado. En la microfotografía, la mitad izquierda de la imagen corresponde con nícoles paralelos y la mitad derecha con nícoles cruzados.*

Los cantos de carbonato son muy evidentes en los tres tramos inferiores de la columna del Coll de Espina, pues aparecen recristalizados a carbonato cristalino en su zona interna, en tanto que la parte exterior se presenta recristalizada y en algunos casos presenta aspecto muy microcristalino (felsítico), lo que permite suponer que localmente se alcanzaron condiciones de fusión de la parte externa de estos cantos. En conjunto, estas características hacen que los cantos calizos presenten una envuelta resistente a la meteorización muy evidente en afloramiento.

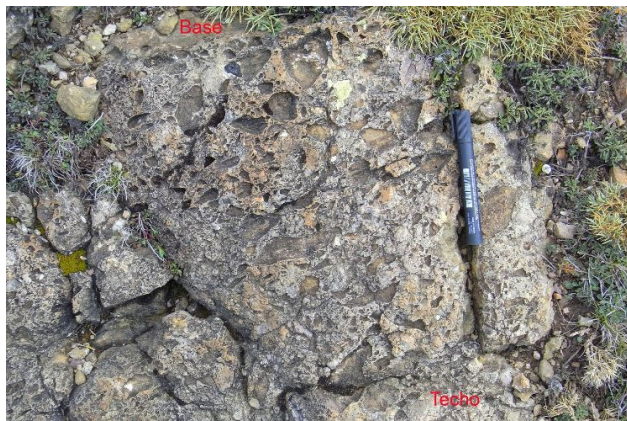


Figura 9: Aspecto de los aglomerados ignimbríticos del tramo 5 en la columna del Coll de Espina.

En afloramiento, la mayor parte de estos depósitos de grano grueso presentan carácter masivo sin estructuración preferente, pero en algunos niveles es muy patente la deformación plástica de los cantos riolíticos/pumíticos dando morfologías elongadas y aplanadas, denominadas flamas (*fiamme*) que son características de las rocas conocidas como ignimbritas (Fig. 9). Este término hace referencia esencialmente a la textura de la roca, por lo cual se ha preferido mantener la clasificación como aglomerados (o en su caso, tobas), añadiendo el calificativo “ignimbrítico” si presentan las estructuras propias de estas

rocas. Este término hace referencia esencialmente a la textura de la roca, por lo cual se ha preferido mantener la clasificación como aglomerados (o en su caso, tobas), añadiendo el calificativo “ignimbrítico” si presentan las estructuras propias de estas rocas.

**Tobas.** Las tobas (o “tobas de lapilli”) son rocas en las que más del 75 % de los componentes corresponden a material piroclástico y cuyo tamaño de partícula representativo se sitúa en el intervalo de 2 a 64 mm (lapilli). Las tobas se pueden clasificar, a su vez, según la naturaleza de los piroclastos en líticas, de cristales o de vidrio. Las tobas estudiadas en la zona son predominantemente vítreas, puesto que los fragmentos pumíticos, con frecuencia aplastados y orientados (configurándose como flamas) son el componente más abundante, junto con una matriz de tamaño de grano ceniza esencialmente vítrea también, aunque muy recristalizada (Fig. 10). El resto de las partículas corresponden a fragmentos riolíticos (bien porfídicos o vítreos, pero siempre recristalizados), cristales de cuarzo, plagioclasas y micas y una amplia variedad de fragmentos de rocas no volcánicas (limolitas, argilitas, cuarcitas, carbonatos. . .). Las tobas estudiadas presentan, en todos los casos, una textura soportada por la matriz cinerítica, con una proporción de fragmentos que oscila entre el 20 % (en las tobas con cantos de la columna 3) y el 65 %. Los clastos dominantes son siempre los de naturaleza ígnea, tanto en la matriz como en forma de cantos.



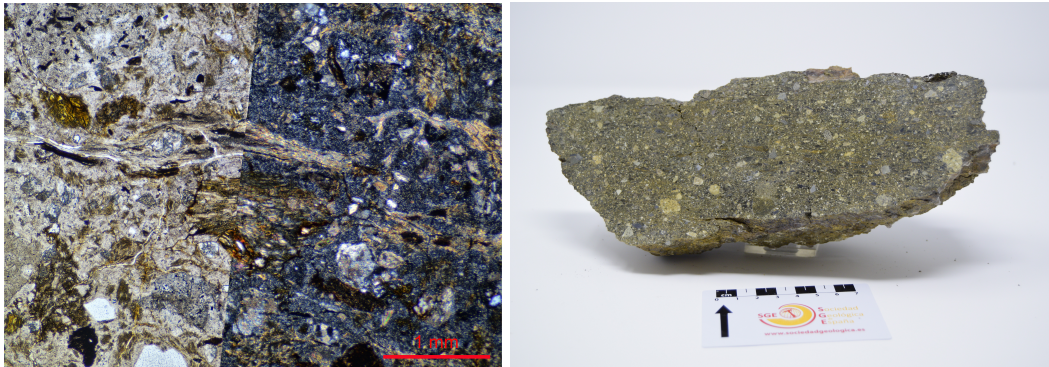


Figura 10: *Microfotografía (izquierda) y muestra de mano (derecha) de una toba ignimbrítica. En la microfotografía, la mitad izquierda de la imagen corresponde con nícoles paralelos y la mitad derecha con nícoles cruzados.*

**Cineritas.** Las cineritas (o “tobas de ceniza”) estudiadas, siendo rocas formadas por partículas piroclásticas de tamaño inferior a 2 mm, son rocas de aspecto y composición muy variables, dependiendo del tipo de proceso que las ha generado, de modo que se han podido diferenciar cineritas mixtas y cineritas vítreas. Las cineritas mixtas (Fig. 11) son aquellas que presentan proporciones similares de partículas vítreas, cristales (cuarzo, plagioclasa, micas) y líticos (aunque este componente suele estar siempre en menor proporción). Este tipo de cineritas son las que constituyen unidades con estructuras tractivas, como por ejemplo en los tramos 3 (base), 4, 5, y 6 de la columna 2; su depósito está claramente condicionado por flujos que condicionan el desarrollo de laminación paralela, granoselección y formas de fondo de tipo *sandwave*.

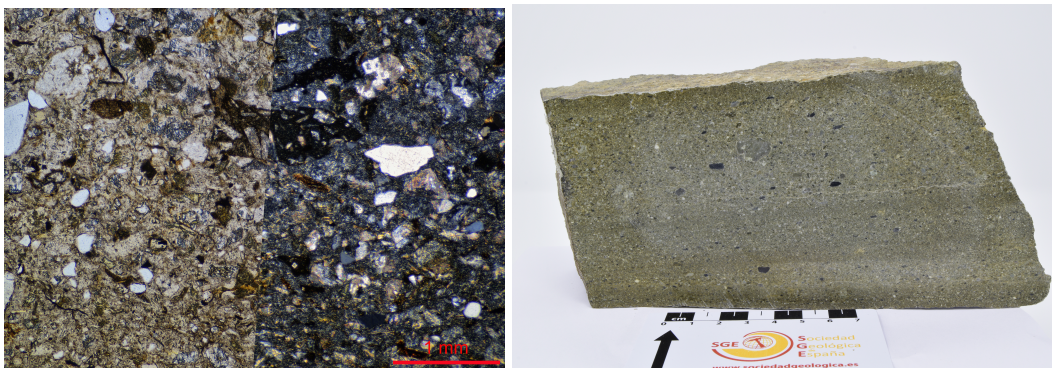


Figura 11: *Microfotografía (izda) y muestra de mano (dcha) de una cinerita mixta. En la microfotografía, la mitad izquierda de la imagen corresponde con nícoles paralelos y la mitad derecha con nícoles cruzados.*

Las cineritas vítreas, por su parte, están constituidas principalmente por partículas pumíticas y vítreas de menor tamaño (Fig. 12) junto con escasos cristales, principalmente de cuarzo. Se presentan en niveles delgados con laminación paralela y no desarrollan formas de fondo ni definen

secuencias granodecrecientes. Asociados a este tipo de cineritas es común encontrar restos carbonosos que pueden definir láminas o niveles centimétricos de carbón (p.e. al techo del tramo 3 en la columna 2 o en el tramo 7 de la columna 3).

En conjunto, las cineritas mixtas son de tamaño de grano promedio mayor y representan un intervalo granulométrico más estrecho que las vítreas, en las que no es infrecuente encontrar partículas de tamaño considerablemente más grueso intercaladas entre la ceniza. Esta diferencia parece estar relacionada con su diferente mecanismo de depósito.

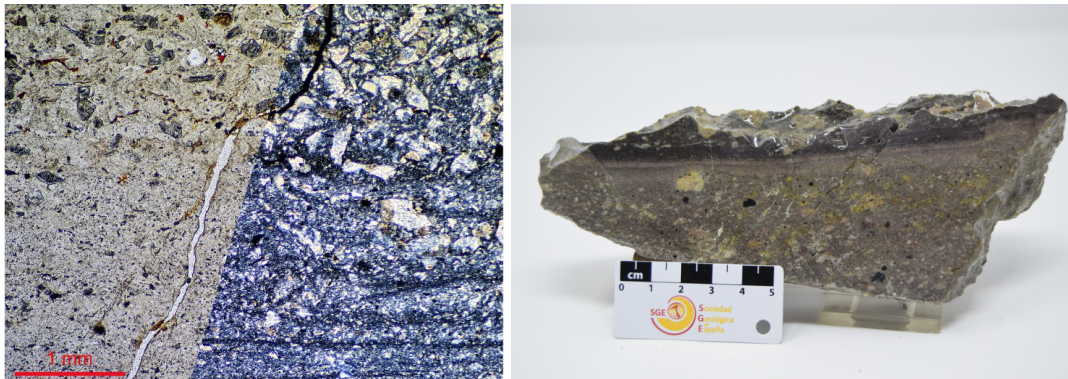


Figura 12: *Microfotografía (izda) y muestra de mano (dcha) de una cinerita vítrea. En la microfotografía, la mitad izquierda de la imagen corresponde con nícoles paralelos y la mitad derecha con nícoles cruzados. En la muestra de mano, la parte inferior tiene granulometría de toba fina, pasando en transición a los niveles cineríticos (rosados y luego negros).*

### 6.2.2. Rocas andesíticas

Tal como se indica al inicio de esta memoria y en el apartado de estratigrafía, las rocas piroclásticas ácidas resultan cubiertas a techo por rocas masivas o fragmentarias de naturaleza andesítica, que se muestrearon en distintas secciones durante el reconocimiento de campo inicial. Las muestras obtenidas permiten establecer dos tipos principales de litologías de carácter andesítico: andesitas masivas y brechas/aglomerados andesíticos.

**Andesitas masivas.** Presentan texturas variadas, con una mineralogía aparentemente común, si bien la intensa alteración impide una correcta identificación de la mineralogía original. En muestra de mano y en afloramiento tienen colores oscuros variados, del gris oscuro al pardo rojizo o verdoso, dependiendo del tipo de alteración que presentan. Petrográficamente, son rocas porfídicas hipocristalinas (Fig. 13) en las que los fenocristales originales corresponden a olivino y piroxeno (reemplazados por mezclas de agregados cloríticos, minerales opacos, esferulitos de calcedonia y carbonato) y plagioclasa, habitualmente reemplazada total o parcialmente por carbonatos y filosilicatos. La plagioclasa es también el microcristal más común, junto con el piroxeno y minerales

opacos. Algunas de estas rocas son mucho más vítreas (con escasos fenocristales) y presentan una textura fuertemente vesicular (con las vesículas rellenas por cloritas, calcedonia y carbonatos). Este tipo de rocas parecen indicar un enfriamiento rápido del magma durante el emplazamiento, reteniendo los volátiles que se configuran como vesículas posteriormente rellenas por minerales de baja temperatura.

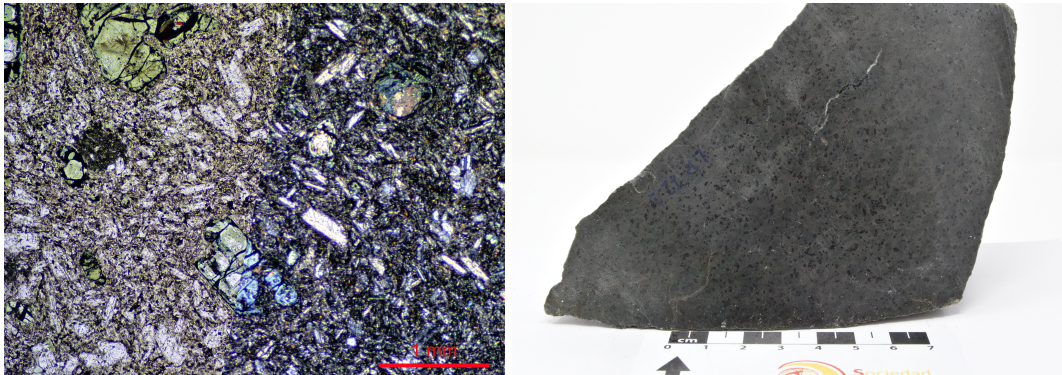


Figura 13: *Microfotografía (izquierda) y muestra de mano (derecha) de una lava. En la microfotografía, la mitad izquierda de la imagen corresponde con nícoles paralelos y la mitad derecha con nícoles cruzados.*

**Brechas y aglomerados andesíticos** Muchos de los afloramientos presentan una estructura claramente fragmentaria, con volúmenes individualizados de tamaño y coloración variada. Las muestras estudiadas permiten diferenciar brechas y aglomerados. Las brechas están formadas por fragmentos de andesita angulosos, todos ellos de igual naturaleza y con una alteración homogénea (brechas monogénicas) y tamaño muy variable. De modo general, los fragmentos son porfídicos e hipocristalinos, con escasos microcristales (Fig. 14) si bien algunos son más vesiculares que otros. El espacio entre los clastos está ocupado por clastos de menor tamaño o directamente por cemento carbonatado y rellenos cloríticos y silíceos. Estas características son compatibles con un proceso de ascenso relativamente lento del magma hacia los niveles superficiales (permitiendo una liberación de los volátiles) seguido de una fragmentación brusca, que puede implicar la entrada en contacto del magma con un acuífero o incluso agua superficial. Los aglomerados andesíticos son claramente distintos a las brechas: en primer lugar, por presentar fragmentos de andesita subredondeados o redondeados; además, los fragmentos presentan texturas variadas (porfídicas, vítreas, vesiculares o masivas...) e incluso coloraciones diferentes (Fig. 15), lo que indica la acumulación de fragmentos con diferente origen. Finalmente, los aglomerados suelen presentar una proporción significativa de matriz, formada por igual variedad de composiciones que los clastos mayores, pero con una granulometría menor. La cementación está constituida por cloritas, cuarzo y carbonatos. El resultado son rocas abigarradas, fragmentarias, en las que resulta difícil en el campo valorar las modificaciones en tamaño de grano o si existen transiciones bien hacia rocas brechoideas o masivas. La naturaleza variada de los clastos que las componen es indicativa de un proceso genético que necesariamente

implica una cierta movilización de cantos de orígenes diversos, lo que supone al menos una cierta movilización en el medio sedimentario de partículas generadas en distintos puntos.

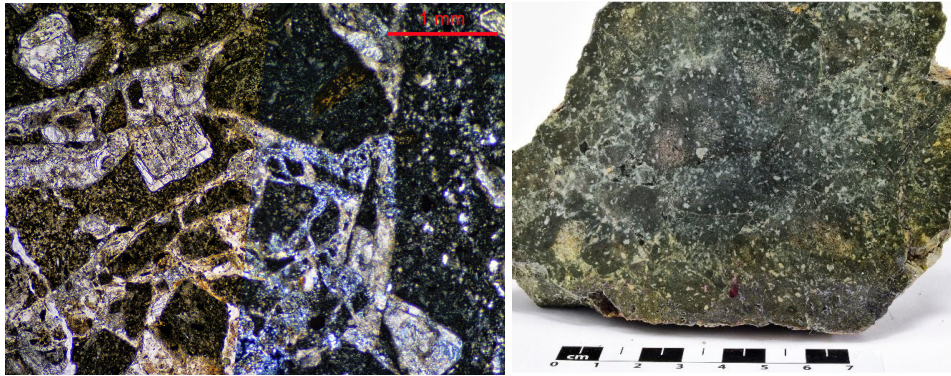


Figura 14: *Microfotografía (izquierda) y muestra de mano (derecha) de una brecha andesítica. En la microfotografía, la mitad izquierda de la imagen corresponde con nícoles paralelos y la mitad derecha con nícoles cruzados.*



Figura 15: *Aspecto en muestra de mano de un aglomerado andesítico. Nótese la diferente naturaleza de los fragmentos evidenciada por su diferente coloración y textura.*

### 6.3. INTERPRETACIÓN DE EVENTOS

Las erupciones volcánicas se desarrollan de modo diferente según la naturaleza del magma y del sistema volcánico implicado, dando origen a los distintos tipos de mecanismos y estilos eruptivos. Las erupciones que implican a magmas ácidos son las que típicamente presentan comportamientos fuertemente explosivos, de tipos vulcaniano, pliniano o ultraplino (Cas y Wright, 1987). Por el contrario, los sistemas con magmas más básicos desarrollan una actividad mucho menos violenta.

Las erupciones violentas relacionadas con magmas ácidos se caracterizan por el desarrollo de procesos de emplazamiento de los piroclastos mediante mecanismos concretos (Dufek et al., 2015; Fisher y Schmincke, 1984):

- Flujos piroclásticos densos (PDCs, *pyroclastic density currents*, término acuñado por Marshall en 1932 (en Fisher y Schmincke, 1984)): se trata de flujos de piroclastos y gas a alta temperatura. Sus depósitos reciben el nombre genérico de ignimbritas. Los PDCs engloban a los dos tipos clásicamente diferenciados:
  - Oleadas piroclásticas (*pyroclastic surges*): se generan a partir de flujos radiales rasantes que se desplazan a gran velocidad sobre el suelo o sobre la superficie del agua, movilizand material piroclástico y otro material en flujos de baja densidad. Generan depósitos estructurados (laminaciones, estratificaciones cruzadas) de materiales finos que cubren de manera homogénea a la topografía. Pueden generarse por:
    - explosiones violentas al inicio de una erupción (base surges), preceden al desarrollo de coladas de piroclastos.
    - colapso de la columna eruptiva, en erupciones verticales. En este caso pueden mezclarse con las coladas piroclásticas o superponerse a ellas, enlazando con los depósitos de caída.
  - Coladas piroclásticas (*pyroclastic flows*): flujos densos de piroclastos a elevada temperatura, que se desplazan a menor velocidad que las oleadas, canalizándose en las depresiones topográficas. Los depósitos generados suelen carecer de estructura o como mucho presentar una cierta granoselección negativa, con los piroclastos más gruesos en la parte superior del flujo, debido al desarrollo de procesos de concentración de las partículas finas hacia la base, donde hay una menor velocidad de flujo.

Ambos tipos de PDC representan procesos de alta energía que suelen generar depósitos con base erosiva y en los que cada unidad de flujo puede aparecer incompleta por erosión de su parte superior durante el siguiente evento eruptivo.

- Caída de piroclastos (*pyroclastic fall*): es el proceso que acompaña y finalmente, sucede a los flujos de piroclastos, conforme los piroclastos lanzados a la atmósfera pierden su fuerza ascensional y caen sobre la superficie por gravedad. Los depósitos de caída cubren de manera homogénea a la topografía y carecen de estructuras tractivas, solo presentan granoselección, normalmente positiva. Los espesores de los depósitos dependen de la distancia y la intensidad de la erupción, al igual que de la dirección del viento (Cheminée y Lécuyer, 2010).
- Lahares: flujos densos caóticos, que movilizan materiales juveniles o previos, mezclados con agua en proporciones muy variadas, desplazándose por gravedad (no requieren necesari-

riamente del desarrollo de una erupción explosiva). Los depósitos generados suelen presentar caracteres mixtos y un aspecto caótico.

Los materiales piroclásticos ácidos estudiados se pueden agrupar en varias tipologías de depósito diferenciadas:

- *Brechas riolíticas masivas*: las brechas masivas, fuertemente rubefactadas, carentes de estructura y con una aparente amalgama de bloques aparecen de forma exclusiva en el tramo 1 de la columna 2. Sus características son compatibles con un origen como *brechas de taldud* generadas por desmoronamiento de domos riolíticos durante su crecimiento (J. Gisbert, comm. pers.).
- *Aglomerados y tobas masivas*: forman buena parte de los materiales piroclásticos en las tres columnas estratigráficas. Carecen de estructuras significativas, salvo la estructuración planar que se hace evidente cuando se aprecian cantos elongados o aplanados, especialmente de naturaleza pumítica, que los configuran como *ignimbritas*. Las bases erosivas y carácter granocreciente observables en algunas de las unidades convergen también a poder interpretar estos materiales como el depósito resultante de *coladas de piroclastos* riolíticos, canalizados y que generaron espesores de depósito importantes.
- *Cineritas mixtas*: los depósitos de esta tipología, caracterizados por una estructuración clara en relación a flujos de alta energía, ordenados según secuencias granodecrecientes centimétricas y mezcla de componentes vítreos, líticos y cristalinos se pueden interpretar como el depósito resultante de *oleadas piroclásticas de base*, que movilizan material juvenil junto con material previo en la explosión inicial de un evento eruptivo.
- *Cineritas vítreas*: cuyo componente mayoritario son las partículas vítreas de muy pequeño tamaño junto con una pequeña proporción de cristales y que presentan típicamente estructuras de laminación paralela, con ausencia de formas de fondo, pueden interpretarse como el depósito generado por las *oleadas piroclásticas de colapso de la columna eruptiva*, que enlaza con los depósitos de caída de piroclastos finos.

Este conjunto de depósitos piroclásticos de naturaleza ácida, nos permiten interpretar un escenario volcánico inicial de naturaleza riolítica esencialmente, en la que el desarrollo de domos evolucionó episódicamente al desarrollo de actividad explosiva con desarrollo de flujos piroclásticos densos. Este tipo de flujos, tal como hemos indicado, suelen generar depósitos con base erosiva lo que dificulta valorar el número de eventos eruptivos, máxime cuando un solo evento eruptivo puede generar un gran espesor de depósito. Si se considera que los niveles de cineritas de uno u otro tipo marcan interrupciones de la dinámica eruptiva, la columna 2 representaría el registro de al menos 5 eventos eruptivos, que sin embargo no se han podido identificar en la columna 3. Solamente la intrusión dacítica de la columna 3 y las brechas de la base de la columna 2 indican actividad volcánica directa dentro del área estudiada. El resto de los depósitos son indicativos de

---

actividad en áreas próximas y su espesor parece indicar que se trata de materiales relativamente distales. Ha de tenerse en cuenta que las distancias recorridas por los flujos densos de piroclastos se estiman en el rango de 10 a 20 km de forma común (Cas y Wright, 1987), si bien algunos flujos piroclásticos de eventos eruptivos de excepcionales dimensiones alcanzan distancias próximas a los 200 km (Roche et al., 2016). En las secciones estudiadas no se han identificado evidencias de que la explosividad estuviera condicionada por la presencia de agua, tal como sí parece indicar la presencia de niveles con lapilli acrecional en las unidades equivalentes en la vecina cuenca de Erill Castell (Gilbert, 1991). Tampoco se han identificado depósitos que, a priori, se puedan asociar con flujos acuosos de tipo lahar.

Este escenario volcánico inicial cambió de forma drástica dentro del intervalo temporal registrado por la Fm. Erill Castell, pasando al desarrollo de vulcanismo básico andesítico. Esta actividad volcánica andesítica generó volúmenes masivos, que han sido interpretados como coladas o domos (Gisbert, 1983), interpretación que es coherente con el desarrollo de brechas autoclásticas y de aglomerados relacionados con la propia fragmentación de estos flujos andesíticos en superficie. Gascón y Gisbert (1987) describen etapas de interrupción de la actividad emisiva que se evidencian en el desarrollo de paleosuelos hidromorfos sobre algunas de las coladas andesíticas, bajo un régimen climático de tipo tropical húmedo. Este ambiente rico en agua es compatible con la fragmentación que presentan algunos de los afloramientos andesíticos y el enfriamiento brusco con desarrollo de texturas fuertemente vesiculares presentes en otros casos. Tal como se ha indicado, el tránsito entre los depósitos piroclásticos ácidos y los materiales andesíticos constituye un tramo cubierto en las tres secciones, lo que impide valorar si dicho cambio fue rápido o no, pero no parece improbable que un cambio de la naturaleza del vulcanismo de ácido a básico fuera acompañado de un periodo de interrupción al menos de duración similar a las interrupciones entre eventos andesíticos.

Como se ha mencionado en el apartado 4, el área de estudio se sitúa aproximadamente en el sector central de la cuenca de Castejón-Laspaúles. La estructura de esta cuenca durante el Carbonífero final y el Pérmico ha sido reconstruida por Izquierdo-Llavall et al. (2013) y estaría definida por un conjunto de fallas direccionales profundas de dirección E-W y movimiento sinistral, que limitaban la cuenca por el norte y el sur y la subdividían longitudinalmente. Estas estructuras E-W serían posteriormente reactivadas como planos de cabalgamiento durante la Orogenia Alpina (Saura y Teixell, 2006). A su vez, fallas normales de dirección N-S compartimentaban la cuenca transversalmente, creando uno o varios surcos subsidentes en las cuales los flujos se movilizaban en dirección N-S, tal como interpretan estos autores a partir de las fábricas magnéticas de los materiales volcánicos.

El estudio del paleomagnetismo y fábricas magnéticas de los materiales de la cuenca de Castejón-Laspaúles evidencian que los depósitos volcánicos sufrieron una rotación de +37° probablemente durante la fase compresiva alpina, lo que, junto al desplazamiento hacia el sur como consecuencia de la dinámica de cabalgamientos del frente alpino, implican que su posición actual está ampliamente modificada respecto a la original (Izquierdo-Llavall et al., 2013).

Esta deformación, junto con la enorme variabilidad lateral y vertical que presentan los flujos piroclásticos (y sus depósitos resultantes), impiden abordar una correlación adecuadamente justificada de las tres secciones estudiadas. Uno de los aspectos más evidentes al comparar las tres columnas es la gran variación de espesor registrado, desde los 26 m en la columna 1 a unos 150 m en la columna 3 (separadas por una distancia horizontal de poco más de 1 km), lo cual parece ser coherente con un depósito en una cuenca muy compartimentada y con una subsidencia rápida, tal como es común en este tipo de cuencas que evolucionan en régimen transcurrente y ha sido descrito también en cuencas desarrolladas en el mismo contexto geológico (Gisbert, 1981; Gilbert, 1991; Martí, 1982). Cabe destacar que estos espesores son muy inferiores a los que alcanzan los depósitos piroclásticos de edad similar en cuencas próximas (cuenca de Erill-Castell, 500-600 m de rocas piroclásticas ácidas; Gilbert, 1991; Martí, 1982), lo cual posiblemente está asociado a una cuenca de menores dimensiones y subsidencia o bien a una situación marginal dentro de una cuenca mayor. La falta de continuidad de los afloramientos de estas rocas piroclásticas hacia el este impide valorar adecuadamente una u otra hipótesis. No obstante, el hecho de que las unidades andesíticas recubran a las unidades piroclásticas o directamente apoyen sobre los materiales devónicos tanto hacia el este como hacia el oeste, parece indicar que los materiales piroclásticos ácidos se depositaron ya originalmente confinados en una zona algo más deprimida de la cuenca original, siendo recubiertos por los materiales andesíticos que desarrollaron un estilo eruptivo completamente distinto.

## 7. CONCLUSIONS

1. The volcanic and volcanoclastic materials in the study area represent the first materials that filled the post-variscan basins in the Central Pyrenees. Stratigraphically they correspond to the Erill Castell formation or Gray Unit, of basal Permian age.
2. A geological map at a scale of 1:20000 has been prepared for the specific study area, reviewing, modifying and completing the geological mapping of DIGITAL MAGNA 1:50,000. The geological map and the positioning of the samples have both been georeferenced in a GIS.
3. According to their compositions, volcanic materials have been divided into acid (mainly rhyolitic) and basic (andesitic).
4. Acid materials have been studied in three stratigraphic sections in the vicinity of Laspaúles. In all three cases, they are essentially pyroclastic deposits, emplaced as pyroclastic density currents (PDCs) or air-fall deposits. Only a small dacitic intrusion has been identified in one of the sections.
5. Andesitic materials are both massive and fragmentary (breccias and agglomerates) and are at a higher stratigraphic level than acid pyroclastic rocks.



6. Both acid and basic rocks are affected by several alteration processes that make petrographic and textural description difficult.
7. Acid pyroclastic rocks comprise rhyolitic breccias, massive agglomerates, lapilli and ash tuffs. Breccias seem to be the result of a rhyolitic dome or flow collapse, whereas agglomerates and lapilli tuffs (commonly ignimbritic) are interpreted to be the deposits left by pyroclastic flows. Ash-tuffs can be related to pyroclastic surge events (base surges) or to eruptive column collapse surges, grading into ash-fall deposits.
8. Eruptive activity started with an initial rhyolitic phase of dome development, giving rise to several explosive events that resulted in the emplacement of pyroclastic flows. After this rhyolitic stage, volcanism evolved to an andesitic composition, with the emplacement of andesitic flows or domes.
9. Activity was probably discontinuous; hydromorphic soils developed on some of the andesitic flows and probably on top of the acid pyroclastic deposits.
10. The strong compartmentation and subsidence of the basin seems to be responsible for the variability in thickness of the deposits from one section to another. The studied area of the Castejon-Laspaules basin was probably located in a marginal depression of the basin that was filled quite fast with acid volcanoclastics before the andesitic stage.
11. Due to the configuration of the basin and the extreme variability of the deposits produced by pyroclastic flows, especially in areas far from the volcanic source, a consistent correlation amongst the three sections has not been possible.

---

**REFERENCIAS**

- Cas, R.A.F. y Wright, J.V. (1987): *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Chapman & Hall, London, 528 pp.
- Cheminée, J., Lécuyer, F. (2010): *Volcanes*. Tikal, Madrid, 176 pp.
- Dufek, J., Esposti, T., Roche, O. (2015): Pyroclastic density currents: processes and models. In: H. Sigurdsson (Ed.) *The encyclopedia of volcanoes*. 2nd edition. Academic press, London, 1421 pp.
- Fisher, R.V y Schmincke, H.-U. (1984): *Pyroclastic rocks*, Springer-Verlag, Berlin, 472 pp.
- García Senz, J., Ramirez Merino, J.I., Navarro Juli, J.J., Rodríguez Santisteban, R., Castaño, R.M., Leyva, F., García Sansegundo, J. y Ramírez del Pozo, J. (2009): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 213 (El Pont de Suert) y memoria. IGME, Madrid. 76 p.
- Gascón, F. y Gisbert, J. (1987). La evolución climática del Stephaniense, Pérmico y Buntsandstein del Pirineo Catalán en base al estudio de paleosuelos. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 97-114
- Gilbert, J.S. (1991): The stratigraphy of a proximal late Hercynian pyroclastic sequence: the Vilancós region of the Pyrenees. *Geological Magazine*, 128/2, 111-128.
- Gisbert, J. (1981): *Estudio geológico-petrológico del Stephaniense-Pérmico de la sierra del Cadí (Pirineo de Lérida)*. Diagénesis y sedimentología. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 314 p.
- Gisbert, J. (1983): El Pérmico de los Pirineos españoles. En: *Carbonífero y Pérmico de España* (Martínez Díaz, C. coord.). X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero, Madrid, 405-420.
- Izquierdo-Llavall, E., Casas-Sainz, A., Oliva-Urcia, B. y Scholger, R. (2014): Palaeomagnetism and magnet fabrics of the Late Paleozoic volcanism in the Castejón-Laspaúles basin (Central Pyrenees). Implications for palaeoflow directions and basin configuration. *Geological Magazine*, 151 (5): 777-797.
- Le Maitre, R. W. (Ed). (2002): *Igneous Rocks. A classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, 236 pp.
- Martí, J. (1982): Estudi petrològic i geoquímic de la Formació Volcànica Erill Castell (Pont de Suert, Lleida). *Tesis de Licenciatura, Universitat de Barcelona*, 161 pp y apéndice.
- Martí, J. (1991): Caldera-like structures related to Permo-Carboniferous volcanism of the Catalan Pyrenees (NE Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 45: 173-186

- 
- Martí, J., Barrachina, A. (1986-1987): Las ignimbritas de Castellar de N'Hug (Pirineo Catalán). *Acta geológica hispánica*, t. 21-22 (1986-1987): 561-568.
- Martí, J., Mitjavila, J. (1988): El volcanismo tardihercinico del Pirineo Catalán,II: caracterización de la actividad explosiva. *Acta geológica hispánica*, t. 23 (1), 21-31.
- Mey, P.H.W., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J. & Hartevelt, J.J.A. (1968). Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 221-228.
- Mujal, E., Fortuny, J., Marmi, J., Dinarès-Turell, J., Bolet, A., Oms, O. (2018). Aridification across the Carboniferous–Permian transition in central equatorial Pangea: The Catalan Pyrenean succession (NE Iberian Peninsula). *Sedimentary Geology*, 363: 48-68.
- Mujal, E., Gretter, N., Ronchi, A., López-Gómez, J., Falconnet, J., Díez, J.B., De la Horra, R., Bolet, A., Oms, O., Arche, A., Barrenechea, J.F., Steyer, J.S., Fortuny, J. (2016). Constraining the Permian/Triassic transition in continental environments: stratigraphic and paleontological record from the Catalan Pyrenees (NE Iberian Peninsula). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 445: pp. 18-37
- Pereira, M.F., Castro, A., Chichorro, M., Fernández, C., Diaz-Alvarado, J., Marti, J., y Rodríguez, C. (2014): Chronological link between deep-seated processes in magma chambers and eruptions: Permo-Carboniferous magmatism in the core of Pangaea (Southern Pyrenees). *Gondwana Research*, 25 (1): 290-308.
- Roche, O., Buesch, D.C. y Valentine, G.A. (2016): Slow-moving and far-travelled dense pyroclastic flows during the Peach Spring super-eruption. *Nature Communications*. 7: 10890 doi: 10.1038/ncomms10890.
- Sanz-López, J. (2004): Silúrico, Devónico y Carbonífero pre- y sin-varisco de los Pirineos. En: *Geología de España*, (J.A.Vera, Ed.), SGE-IGME, 250-254.
- Saura, E. y Teixell, A. (2006). Inversion of small basins: effects on structural variations at the leading edge of the Axial Zone antiformal stack (Southern Pyrenees, Spain). *Journal of Structural Geology*, 28 (11): 1909-1920.
- Séguret, M. (1972): Étude tectonique des nappes et series décollées de la partie centrale du versant Sud des Pyrénées, caractère sédymентаire, rôle de la compression et de la gravité. Tesis Doctoral, Universidad de Montpellier, 155 pp.
- Valero, B., Gisbert, J. (2004): La extensión post-varisca en la Cordillera Pirenaica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 231-243.
-

Vergés, J., Fernández, M. y Martínez, A. (2002): The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer*, 8: 55-74.

Wilson, M., Neumann, E.-R., Davies, G.R., Timmermann, M.J., Heeremans, M., Larsen, B.T. (2004): Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe: introduction. En: *Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe* (M. Wilson, E.-R. Neumann, G.R. Davies, M.J. Timmermann, M. Heeremans, B.T. Larsen, Eds.), Geological Society, London, Special Publications, 223-1-10.