

# Estructura de la cuenca mesozoica de Els Banys d'Arles.

## *Structure of the Els Banys d'Arles mesozoic trough.*

J. M. Casas<sup>1</sup> y P. Torrades<sup>2</sup>

- 1 Dpt. Geodinámica i Geofísica. Universitat de Barcelona, Martí Franquès s/n 08028 Barcelona. [casas@ub.edu](mailto:casas@ub.edu)  
2 SOTASÒL, Geologia i Geotecnia. Berga 36, 4º 2ª. 08012 Barcelona. [pautorrades1@telefonica.net](mailto:pautorrades1@telefonica.net)

**Resumen:** Los materiales triásicos, cretácico superior y garumniense de la cuenca de Els Banys d'Arles (Amélie-les-Bains), así como los del zócalo paleozoico, están afectados por dos sistemas de pliegues y por un sistema de cabalgamientos de dirección variable entre NW-SE y W-E. El cabalgamiento principal se prolonga hacia el NW hasta el macizo del Canigó, donde forma la lámina cabalgante superior del conjunto de unidades miloníticas de la vertiente norte de este macizo. Su desplazamiento mínimo es del orden de 14-15 km si consideramos que se trata de la zona de raíz de las láminas cabalgantes de Bac Grillera y Costoja en la vertiente sur del macizo del Roc de Frausa. Constituye uno de los mejores ejemplos de cabalgamientos alpinos bien identificados que afectan a los materiales del zócalo hercínico del Pirineo.

**Palabras clave:** Pirineo, Cabalgamientos alpinos, cuenca de Els Banys d'Arles.

**Abstract:** *The Triassic, Cretaceous and Garumnian rocks of the Els Banys d'Arles (Amélie-les-Bains) trough, as well as their basement Paleozoic rocks, are affected by two Alpine fold system and by a thrust system ranging in direction from NW-SE to W-E. Main thrust can be recognized westwards until the Canigó massif, where forms the basal thrust of the uppermost mylonitic unit affecting the northern slope of this massif. Its minimum displacement has to be evaluated in 14-15 km if we consider that represents the root zone of the Bac Grillera and Costoja thrust sheet, on the southern slope of the Roc de Frausa massif. This thrust constitutes one of the best exposed examples of the Alpine thrusts affecting basement rocks in the Pyrenees.*

**Key words:** *Pyrenees, Alpine thrusts, Els Banys d'Arles trough.*

## INTRODUCCIÓN

La cuenca de Els Banys d'Arles (Amélie-les-Bains) constituye uno de los escasos afloramientos de materiales posthercínicos de la Zona Axial del Pirineo oriental. Tiene unas dimensiones de 5 km en dirección E-W por 3 km en dirección N-S, y está situada entre los macizos paleozoicos de Els Aspres al Norte, del Canigó al Oeste y del Roc de Frausa al Sur (Fig. 1). Está afectada por un sistema de cabalgamientos alpinos que involucran también los materiales paleozoicos. Por otro lado, constituye la probable zona de raíz de las láminas cabalgantes de Bac Grillera y Costoja reconocidas en la vertiente sur del macizo del Roc de Frausa. Hasta la fecha no se disponía de una cartografía de detalle del conjunto de la cuenca. En este trabajo se presentan brevemente los rasgos principales de la estructura y la estratigrafía de la cuenca, con especial énfasis en los cabalgamientos alpinos que la afectan.

## ESTRATIGRAFÍA

Los materiales más antiguos son filitas y esquisto de coloraciones verdosas o marrones, a menudo con motas de contacto y con intercalaciones de orden métrico de

mármoles blancos (Pz). Destaca un nivel de mármoles de 30 m de potencia y con gran extensión lateral, que constituye un elemento cartográfico de referencia. Es una serie azoica a la que clásicamente se le ha atribuido una edad Cambroordovícica (Cavet, 1957). Dataciones geocronológicas recientes (Cocherie et al, 2005) permiten establecer una edad neoproterozoica (581 Ma) para la mitad inferior de la serie. Por encima de estos materiales (Fig. 2), el Triásico está constituido por dos unidades litoestratigráficas, Buntsandstein y Muschelkalk. La potencia de los materiales en facies Buntsandstein es de 50 m (Tb). Los conglomerados basales forman un nivel de 1 a 3 m de potencia, discordantes sobre los materiales infrayacentes y con contacto erosivo. Pasan verticalmente a areniscas y lutitas rojas de 40 m de potencia que culminan con 6 m de lutitas rojas que gradan a coloraciones verdes, azules y blancas hasta convertirse en un tramo de margas ocreas con niveles centimétricos de carbonatos que constituyen el tránsito hacia la unidad superior en facies Muschelkalk, que en la cuenca de Els Banys d'Arles tiene una potencia superior a los 130 m. Según Souquet (1986) está estructurado en tres unidades litoestratigráficas. La inferior (Tm1) está formada por dolomias y calizas bioclásticas gris oscuro bien

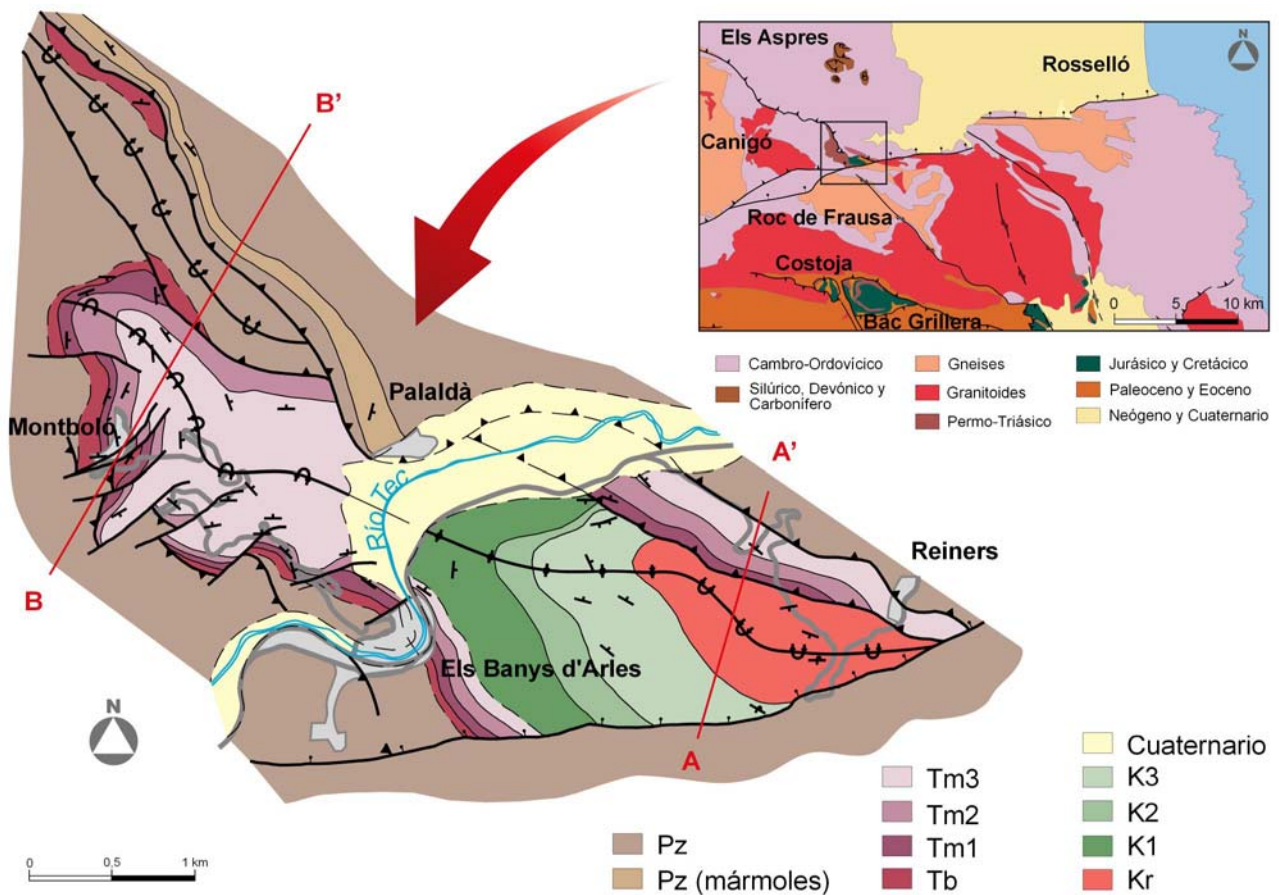


FIGURA 1. Mapa geológico de la cuenca de Els Banyes d'Arles con la situación de los cortes de la Figura 3. Explicación de la leyenda en el texto.

estratificadas de 30 m de potencia que forman un nivel duro en el paisaje. La intermedia (Tm2) tiene una potencia de 25 m y está compuesta por dolomías tableadas, margas, lutitas y localmente yesos. Se ha descrito la presencia de *Pseudofurnishius murcianus* que indica una edad ladiniense superior (Calvet, inédito). La superior (Tm3) está formada por tres barras de calizas y dolomías masivas de 25 m cada una que alternan con calizas tableadas y tramos margosos en los que se ha descrito *Pachypleurosaurus* (Mazin y Papa, 1982) que indica una edad ladiniense. La potencia de esta unidad es de 100 m. Aunque la mayoría de autores citan la presencia de Keuper, en este trabajo los niveles de yesos se han atribuido a uno de los tramos del Muschelkalk superior, dado que los niveles datados como ladiniense ocupan una posición estratigráfica superior. De manera discordante y erosiva por encima de los materiales triásicos se sitúan los materiales del Cretácico superior en los que Casteras y Auriol (1958) distinguen cuatro unidades. En la base las areniscas blancas, de grano grueso y cantos de cuarzo del Santoniense superior (K1) (Areniscas de mas Griffé de Casteras y Auriol, 1958) con una potencia de 150 m, con numerosas intercalaciones carbonatadas hacia el techo con *Hippurites*. Por encima 60 m de calizas margosas rojizas que alternan con margas ocreas del Campaniense inferior (K2) (Capas de Radiolites de Casteras y Auriol, 1958). Las Capas de Ostras (K3) (Casteras y Auriol, 1958) de edad Campaniense superior-Maastrichtiense inferior forman un nivel de 225 m de potencia de margas negras en la base que

pasan a calizas arenosas con lumaquelas de ostreidos, braquiópodos y pectínidos. La cuarta unidad (Kp) la forman los materiales en facies garumniense, 20 m de lutitas carbonatas de color ocre y verde, que pasan a 100 m de lutitas rojas con areniscas y conglomerados. Esta unidad finaliza con 25 m de calizas micríticas blanquecinas y margas nodulosas verdes o rojas de potencia indeterminada.

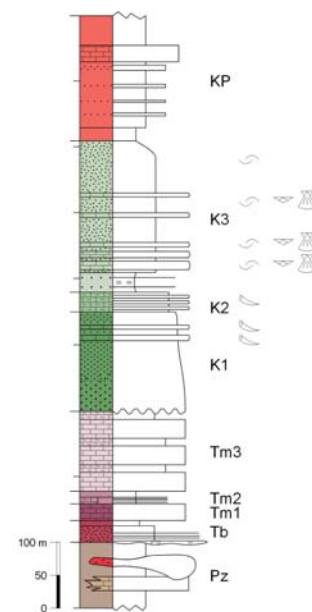


FIGURA 2. Columna estratigráfica de la cuenca de Els Banyes D'Arles. Leyenda en el texto.

## ESTRUCTURA

Los materiales mesozoicos y garumnienses de la cuenca de Els Banyes d'Arles están afectados por pliegues y cabalgamientos. El cabalgamiento de Els Banyes d'Arles es el más importante, limita la cuenca por el norte y sitúa a los materiales paleozoicos del macizo

de Els Aspres por encima de los materiales mesozoicos (Fig. 1). El plano de cabalgamiento tiene un buzamiento variable entre 45°, en el margen izquierdo del río Tec, y 70° en el margen derecho (Fig. 3). Es difícil determinar su desplazamiento, ya que en su bloque superior sólo afloran materiales paleozoicos, que en el margen izquierdo están en situación de rellano de bloque

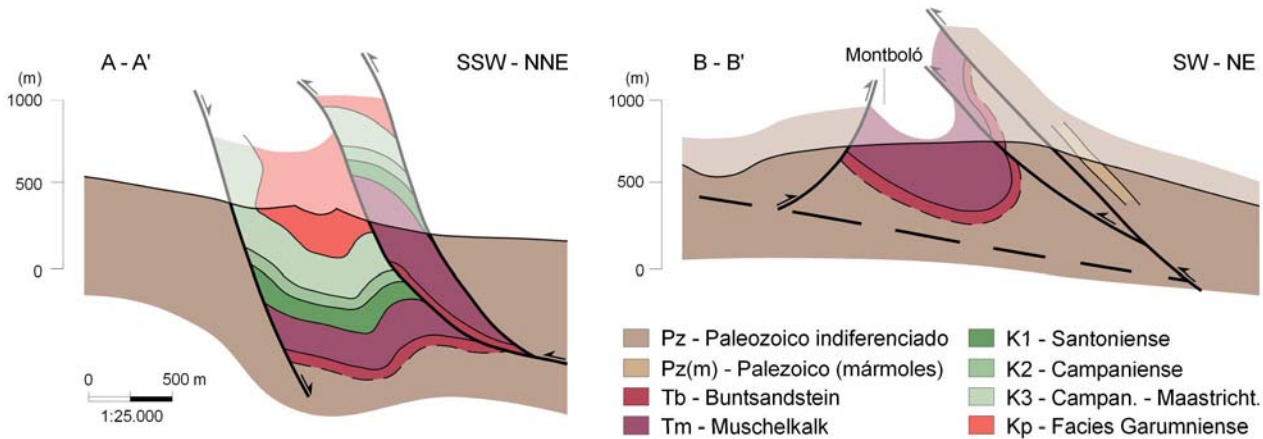


FIGURA 3. Cortes geológicos de la cuenca de Els Banyes d'Arles. Situación en la Figura 1.

superior, cómo muestra el nivel de mármoles (Fig. 3). Presenta una traza cartográfica escalonada, con dos tramos de dirección NW-SE unidos por un tramo de dirección W-E (Fig. 1). Por el sur la cuenca está limitada por la falla normal que corta por el norte el macizo del Roc de Frausa. Tiene una dirección E-W y un desplazamiento estimado entre 1 y 2 km. Hacia el este se releva con otras dos fallas normales neógenas que cortan el macizo de la Albera y limitan por el sur la cuenca del Rosselló (Fig. 1).

Los materiales mesozoicos y garumnienses del bloque inferior del cabalgamiento principal están afectados por un pliegue sinclinal de dimensiones kilométricas. Del mismo modo que el cabalgamiento, el pliegue presenta una traza cartográfica sigmoidal, con tramos con orientación NW-SE y otros W-E. En el margen izquierdo del río el sinclinal está formado sólo por materiales triásicos (Fig. 3, corte B-B'). Es un pliegue apretado y vergente hacia el S o SW, con el flanco sur con buzamientos de 40° hacia el N o el E y el flanco norte invertido. Este flanco está cortado por un cabalgamiento con un desplazamiento del orden de 200 m y que transporta a un anticlinal, también vergente al S o SW, en su bloque superior. Los ejes de ambos pliegues tienen inclinación hacia el SE o el E. A su vez, el flanco sur del pliegue está cortado por un retrocabalgamiento con un desplazamiento mínimo de 200 m hacia el norte ya que en su bloque superior sólo afloran materiales paleozoicos (Fig. 3). En el sinclinal del margen derecho del río aflora toda la serie mesozoica hasta el garumniense. En el extremo SE, cerca de la falla normal, el sinclinal presenta vergencia

hacia el N (Fig. 3, corte A-A'). Su flanco norte está cortado por un cabalgamiento con un buzamiento de 60° que sitúa a la serie triásica, en posición normal, en contacto con los materiales cretácicos y garumnienses, con un desplazamiento estimado de 800 m. Se interpreta que, cómo en el otro lado del río, esta falla corta y transporta a un anticlinal vergente hacia el sur (Fig. 3).

En la Figura 4 se observa que, en conjunto, los planos de estratificación no presentan una disposición cilíndrica alrededor de un eje de pliegue bien definido. Esta disposición refleja la geometría escalonada de la traza axial del sinclinal y de los cabalgamientos, que podría resultar de la superposición de un segundo sistema de pliegues sobre el sistema principal NW-SE. Disponemos de pocos datos para determinar las características de este segundo sistema de pliegues.

El cabalgamiento principal continúa hacia el NW, donde forma el límite NE del macizo del Canigó (Fig. 1) y queda cortado por la falla de Mentet-Fillols que tiene un movimiento como falla normal neógena. En el bloque superior del cabalgamiento afloran gneises ocelares por debajo de los materiales paleozoicos del macizo de Els Aspres.

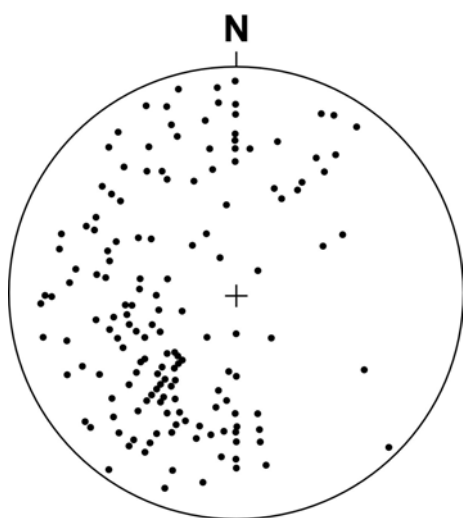


FIGURA 4. Disposición de los polos de los planos de estratificación de los materiales mesozoicos y garumnienses de la cuenca dels Banys d'Arles, n=168

El cabalgamiento corta a los pliegues tardíos de la vertiente norte del macizo (Geysant et al. 1980, Casas 1984) y origina una deformación dúctil localizada, con una foliación milonítica y una lineación de estiramiento 30/320, que indica un movimiento inverso con componente dextra. Aunque Guitard (1970) y Geysant et al. (1980) atribuyen una edad tardihercyniana a ésta deformación, la continuidad cartográfica de la estructura permite establecer que el cabalgamiento dúctil de la vertiente norte del Canigó es de edad alpina. A partir de criterios estructurales y estratigráficos Pujadas et al (1989) proponen que el cabalgamiento de Els Banys d'Arles sea la zona de raíz de las láminas cabalgantes de Bac Grillera y Costoja. En este caso el desplazamiento mínimo del cabalgamiento sería de 14 km, aunque probablemente sea mayor ya que en las láminas de Bac Grillera aflora el Jurásico, mientras que en la cuenca estudiada no, por lo que la zona de raíz debería situarse un poco más al norte donde el jurásico podría haber aflorado por debajo de la discordancia de la base del Cretácico superior. El cabalgamiento de Els Banys d'Arles formaría parte de la unidad de Biure-Bac Grillera mientras que los materiales mesozoicos y garumnienses de su bloque inferior constituirían parte de la unidad infrayacente del Roc de Frausa. A partir de las relaciones con los materiales eocenos de la vertiente sur del macizo del Roc de Frausa, Pujadas et al (1989) proponen un desplazado durante el Ilerdiense del cabalgamiento dels Banys d'Arles, aunque el carácter discordante de los materiales garumnienses sugiere que el movimiento podría haber empezado en el Cretácico terminal. En la zona estudiada no disponemos de criterios para confirmar la edad de las estructuras de deformación ya que los materiales más antiguos afectados son garumnienses.

## CONCLUSIONES

La cuenca de Els Bany d'Arles está afectada por pliegues y cabalgamientos de dirección NW-SE y vergencia variable. El cabalgamiento principal se prolonga hacia el NW donde afecta a los materiales del macizo del Canigó y constituye uno de los pocos cabalgamientos alpinos bien identificados que afectan a los materiales del zócalo hercínico.

## AGRADECIMIENTOS

JMC agradece el soporte del proyecto CSD2006-0004 "Topo-Iberia" dentro del programa Consolider-Ingenio 2010.

## REFERENCIAS

- Casas, J.M (1984): *Estudi de la deformació en els gneiss del massís del Canigó*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 284 p.
- Casteras, M. y Auriol, L. (1958): Les témoins de la couverture posthercynienne de la zone axiale a l'E et au S du Canigou. *Bulletin Société Géologique France*, 8: 871-880.
- Cavet, P. (1957): Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. *Bulletin Service Carte Géologique France*, 254: 303-518.
- Cocherie, A., Baudin, Th., Autran, A., Guerrot, C., Fanning, C.M. y Laumonier, B. (2005): U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early Ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (France). *Bulletin Société Géologique France*, 176: 269-282.
- Geysant, J., Guitard, G. y Laumonier, B. (1980): Analyse structurale des gneiss ocellés blastomylonitiques du versant nord du Canigou (P.O.). *Compte Rendu Académie Science Paris*, 290: 284-288.
- Guitard, G. (1970): Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées-Orientales). *Mémoires BRGM*, 63: 353 pp.
- Mazin, J.M. y Papa, H. (1982): Un pachipleurosauridé (Nothosauria, Sauropterygia) dans le Trias des Pyrénées Orientales. *Compte Rendu Académie Science Paris*, 294: 63-65.
- Pujadas, J., Casas, J.M.; Muñoz, J.A. y Sàbat, F. (1989): Thrust tectonics and Paleogene syntectonic sedimentation in the Empordà area (southeastern Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 3: 195-206
- Souquet, P. (1986): El cicle triàsic als Pirineus. En: *Història Natural dels Països Catalans (Geologia 1)* (P.Santanach et al. autores). Enciclopèdia Catalana, Barcelona, 137-149.