

Discusión del artículo “Controversial epiglyptic thrust sheets: The case of the Daroca Thrust (Iberian Chain, Spain)” by Simón et al. (2021)

Ferran Claudin & Kord Ernstson (Abril 2021)

Resumen

Simón et al. (2021), abogan por un origen ligado a un cabalgamiento bajo condiciones superficiales (epiglíptico), en el que la parte cabalgante yace sobre una base que coincide con la superficie terrestre. Descartan las hipótesis de Guimerà (1988, 2013) y de Gutierrez et al. (2020) que consideran un paleodeslizamiento (con diferencias entre ambas hipótesis) para explicar el segmento frontal del alegado cabalgamiento de Daroca. Se basan para ello en la existencia de pliegues recumbentes en las dolomías cámbricas competentes, en la existencia de una zona de daño con rocas de falla foliadas, la continuidad física entre la pared frontal y la rampa de cabalgamiento principal y en las direcciones de transporte hacia el NNE y el E. Para Claudin & Ernstson (2012, 2020 y 2021), el alegado cabalgamiento de Daroca no es tal y corresponde en realidad, junto con los localizados en Murero, Baguena, Burbáguena y Luco de Jiloca, a un conjunto de bloques eyectados durante el impacto que dio lugar al evento de Azuara. Para ello se basan en: la existencia de una zona de raíz (afloramientos) de dolomías cámbricas en el borde SW de la estructura de impacto de Azuara que ha sido “vacuada” por el mencionado impacto; la presencia de características de presión de confinamiento elevadas en las alegadas harinas de falla incompatibles con condiciones epiglípticas (a profundidades menores de 2 Km); el daño prácticamente insignificante en los materiales del paleoceno, incompatible con las condiciones que se supone dieron lugar a la harina de falla por un cabalgamiento epiglíptico; la presencia en prácticamente la totalidad de las dolomías ribota y rocas paleozoicas de una textura que implica la acción de una gran presión de confinamiento, otra vez incompatible con condiciones epiglípticas; la presencia de estructuras fluidales – compatibles con un transporte en masa - en la zona de contacto entre los materiales cámbricos y los del Ramblense (oligoceno superior-mioceno inferior) de Gutierrez et al. (2020).

1. Introducción

A pesar de que Simón et al. (2021) siguen incumpliendo el principio básico de tener en cuenta todos los puntos de vista para poderlos ponderar y discutir, de modo que siguen sin citar la hipótesis impactista para la génesis del alegado “cabalgamiento de Daroca”, volvemos a analizar y discutir su último artículo (en realidad un remake del ya publicado por Casas-Sainz et al. (2018), al que éstos autores remiten al lector explícitamente en su artículo hoy analizado aquí).

Como ya explicitamos en nuestro último artículo sobre el “Cabalgamiento de Daroca” (ver Claudin & Ernstson, 2020), el pueblo de Daroca (ver Figura 1) ha sido durante bastante tiempo un escenario geológico particular. Si bien los primeros geólogos que afrontaron el reto de dar una explicación a los afloramientos que se pueden observar apostaron por la existencia de una placa autóctona del Cámbrico y un extenso socavamiento por parte del Terciario, los geólogos posteriores apostaron por un cabalgamiento (ver entre otros: Guimerà, 1988, 2013; Sanchez et al., 2017; Casas-Sainz et al., 2018; Gutierrez, F. et al., 2020 y Simón et al, 2021). Cabalgamiento de materiales, que como luego veremos no existen en el lado del que se invoca la procedencia del cabalgamiento (ver fig. 3); es decir, no hay una zona de raíz – ni tampoco un relieve - que pueda explicar la presencia de estos materiales que según Simon et al. (2021) se hallan en la zona gracias a la acción de fallas de deslizamiento horizontal que discurren paralelas a la dirección de la cadena Ibérica (NW-SE). La situación se complica aún más cuando consideramos el supuesto “cabalgamiento de Daroca” como uno más entre los que se pueden apreciar en los alrededores de Murero, Báguena, Burbáguena y Luco de Jiloca.

Simón et al. (2021) nos remiten a su artículo publicado en Tectonophysics (Casas-Sainz et al., 2018) para los argumentos a favor de un origen tectónico para la estructura de Daroca. En ese artículo los mencionados autores exponían (ver Claudin & Ernstson, 2020): a. Que habían utilizado las técnicas de difracción de R-X, análisis estructural, AMS, curvas termomagnéticas, desmagnetización térmica y AF de NRM (para investigar la mineralogía magnética); b. Que habían aplicado el método AMS (Anisotropía de Susceptibilidad Magnética) a los minerales arcillosos de la harina de falla y de la microbrecha; c. Que la asociación de minerales de la arcilla presentes en las rocas de falla de la pared del cabalgamiento de Daroca sugieren profundidades menores de 2 Km (es decir, una profundidad somera); d. Que los indicadores cinemáticos son consistentes con un movimiento inverso para la mayoría de la zona de falla; e. Reconocen la existencia de diversas direcciones de transporte (mediante el análisis AMS e indicadores cinemáticos), predominando la NNE y la E. Proponen movimientos secuenciales a lo largo del Pérmico y del Mesozoico, o bien cambios en los campos de los esfuerzos de compresión, o bien un cierto control de la topografía, para explicar la variabilidad en las direcciones de transporte; f. Existe variabilidad en la orientación de las fábricas del cabalgamiento de Daroca, variaciones que pueden ir ligadas a factores tales como el tamaño de grano de la roca de falla, el gran número de discontinuidades, variaciones en la dirección de cabalgamiento o variaciones en la intensidad de la deformación.

Todo este conjunto de evidencias supuestamente a favor de la hipótesis de un cabalgamiento fueron discutidas y rebatidas en un artículo por Claudin & Ernstson (2020). En concreto, respecto a las pruebas que alegaban Casas et al. (2018), Claudin & Ernstson (2020) argumentaban: a. De acuerdo con nuestra hipótesis los materiales cámbricos fueron transportados como bloques eyectados, conjuntamente con parte de los materiales del Terciario (aquellos descritos por Gutierrez et al., 2020) como conglomerados pero que en realidad son bre-

chas en algunos lugares diamícticas (ver fig 30), que buzcan hacia el NE pero que el mismo ITGE (1991) situaba su área fuente en el NE, que presentan fracturas rotacionales en algunos de sus clastos (indicativas de alta presión de confinamiento), cuya datación paleontológica los asigna al Ramblense (oligoceno superior-mioceno inferior) y en los que a menudo es difícil observar estratificación alguna; b. La eyección y posterior transporte de los materiales cámbricos como megabloques eyectados por parte de los materiales diamícticos infrayacentes - las brechas de edad oligoceno superior (Ramblense) - a modo de “flujos piroclásticos densos” (flujos gravitativos) ricos en agua (tanto en forma de vapor como líquida) a una cierta temperatura, explicaría el registro térmico y las alteraciones observadas en los materiales arcillosos de la harina de falla y de la microbrecha; c. El transporte de los materiales cámbricos eyectados desde el cráter de impacto implica el movimiento a lo largo de la topografía existente y la modificada por el impacto (ver fig. 6), por tanto es de esperar direcciones de buzamiento variables una vez se detiene todo este conjunto de “eyectas”; d. Las alegadas brechas y harina de falla corresponden a brechas de impacto producidas como consecuencia de la generación del cráter de impacto con la consecuente espalación de los materiales Cámbricos. Brechas de impacto que han mantenido la cohesividad de los clastos presentes en ellas y que se han ido adaptando a la topografía existente bajo intensa presión de confinamiento.

En el nuevo artículo de Simón et al. (2021), aparte de referir al lector al artículo ya mencionado de Casas-Sainz et al. (2018) para justificar los argumentos a favor de un origen tectónico de la estructura de Azuara (inferimos también que para el resto de “localidades con cabalgamientos”³, es decir para el caso de Báguena, Burbáguena y Luco de Jiloca), los autores realizan una serie de aportaciones “nuevas” como son:

- a. Autores como Guimerà (1988, 2013)¹ y Gutierrez et al. (2020)² confunden el cabalgamiento epiglíptico³ de Daroca con un paleodeslizamiento. Para Simón et al. (2021) se trataría de un cabalgamiento epiglíptico en el sentido de Mattauer (1973). Este tipo de cabalgamientos son aquellos en los que la translación efectiva de la rampa frontal ha tenido lugar a lo largo de la superficie topográfica. El bloque superior de un cabalgamiento epiglíptico es indisoluble como parte de la lámina de cabalgamiento y por tanto se mueve de forma consistente con la dirección de transporte impuesta por las fuerzas tectónicas (y no a favor de la pendiente bajo la fuerza de la gravedad).
- b. Si bien Gutierrez et al. (2020) dicen que el cambio de buzamiento de la superficie de cabalgamiento no es debido al plegamiento sino a la forma original de la rampa (topografía preexistente), para Casas-Sainz et al (2018) el cambio se produce como consecuencia del plegamiento suave que dio lugar a un basculamiento de toda la estructura. Este basculamiento llevó a un descenso en la inclinación (buzamiento) de la rampa (de 35-45° a 30-40° al SW) y a un incremento del buzamiento del plano

de cabalgamiento y de las capas miocénicas subyacentes (éstas probablemente 3-5° NE al inicio -nótese la palabra probablemente – a 5-10° NE).

- c. El argumento de Gutierrez et al (2020) por el cual asumen que el gran ángulo de las fallas sintéticas y antitéticas que cortan la placa frontal es compatible con la acción de la gravedad, es rebatido por Simón et al (2021) que argumentan que este mecanismo puede operar tanto en el caso de un deslizamiento como en el de un cabalgamiento epiglético que se mueva pendiente abajo sobre una porción de la superficie terrestre que buze ligeramente.
- d. Según Gutierrez et al (2020), la presencia de pliegues recurrentes y cabalgamientos imbricados en la zona frontal del bloque supuestamente deslizado puede usarse como evidencia para su hipótesis de deslizamiento. Pero ¿cómo pueden explicarse estas estructuras de deformación dúctil en el frente de la masa deslizante?. Ambas necesitan la presencia de agua para poder presentarse en un deslizamiento de dolomías competentes y no bajo las condiciones de P-T de la superficie terrestre.
- e. Puede apreciarse una microbrecha y harina de falla bien desarrollados, con un espesor que oscila entre 0,25-40 m en la zona de falla (Anson et al., 2017; Casas-Sainz et al. (2018); Simón et al. (2021)). La parte de mayor grosor de la banda de falla está ligada a la rampa de cabalgamiento. Esta constituida por una sucesión de microbrechas, harina de falla y grandes fragmentos de dolomías cámblicas. Una fina vena de rocas de falla también aparece en el sector frontal del cabalgamiento de Daroca, marcando el contacto entre las dolomías paleozoicas y los depósitos clásticos del Mioceno, donde afectan a materiales de ambos dominios. La zona afectada muestra un clivaje penetrativo, que buza hacia el S, estructuras S-C, así como planos locales estriados y lentejones sigmoidales imbricados, que evidencian un comportamiento frágil-dúctil. El análisis cinemático de tales mesoestructuras provee direcciones de transporte hacia el N, NE i E.

Es verdad que el espesor de la zona de daño en el frontal flat (la parte frontal de la zona de la falla de cabalgamiento que es paralela a la superficie de datación regional), la parte que mayoritariamente se ve en los afloramientos de Daroca sitos a lo largo de la línea roja de la figura 1, es más pequeña que en la zona de rampa. Pero según Simón et al. (2021), tales rasgos de deformación no son factibles en la base de un deslizamiento fino superficial que se movió un máximo de unas pocas decenas o un centenar de metros. Guimerà (1983) observó que la roca de falla estaba formada únicamente por materiales paleozoicos, infiriendo que por tanto debía haber sido originada antes del cabalgamiento sobre los materiales sedimentarios para después incorporarse pasivamente sobre éstos últimos. Su presencia en la base del supuesto deslizamiento debería indicar que este material preexistente y blando habría favorecido el

deslizamiento (Guimerà, 2013). Las observaciones realizadas por Casas-Sainz (2018) ponen en evidencia que tanto la harina de falla como la microbrecha resultan de la deformación del bloque superior (dolomías cámbricas) como del bloque inferior (conglomerados miocénicos (ζ) y limolitas), de modo que no son totalmente heredadas. Para ellos su generación bajo deslizamiento gravitacional de una fina placa de roca es muy difícil de admitir.

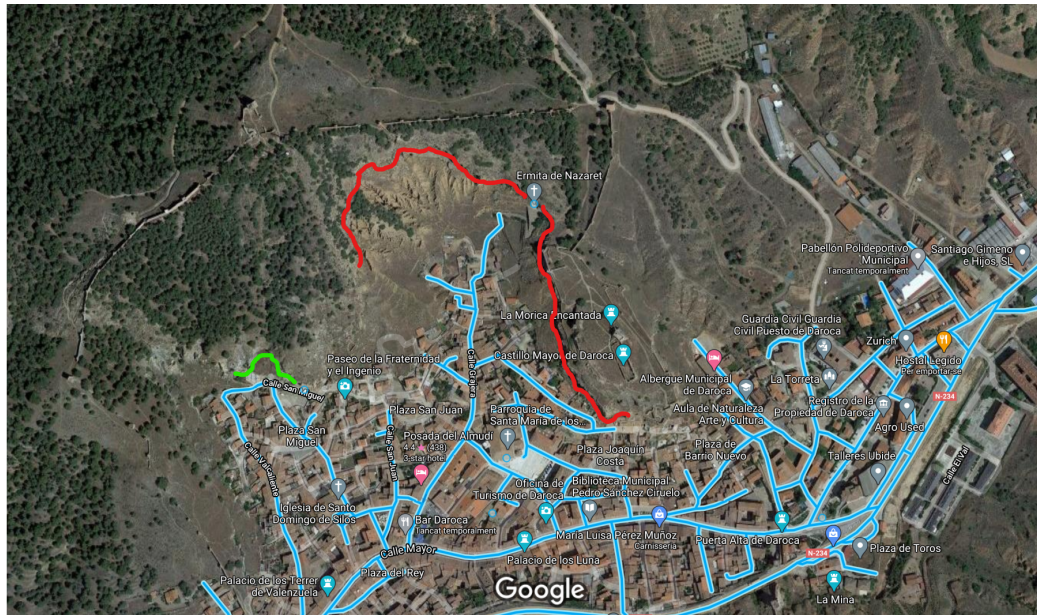


Figura 1. Imagen extraída y modificada de maps, correspondiente a una vista aérea de Daroca, en la que pueden apreciarse las calles principales. La línea roja corresponde al itinerario que puede seguirse para apreciar el contacto entre los materiales cámbricos y los materiales sedimentarios infrayacentes del paleógeno.

- f. Para Simón et al. (2021), las variaciones en la dirección de transporte (predominando hacia el NNE y hacia el E) se deben a un cambio en la historia de desplazamiento para la totalidad de la lámina de cabalgamiento bajo los variables campos de esfuerzos tectónicos (de modo similar al bien documentado y cercano cabalgamiento de Utrillas (Simón y Liesa, 2011)). Por el contrario es difícil justificar como un deslizamiento sigue 2 vectores de movimiento distintos bajo la pura fuerza gravitatoria.
- g. De acuerdo con Gutierrez et al. (2020) los materiales infrayacentes, los del footwall del alegado cabalgamiento, serían conglomerados de edad Ramblense según las dataciones paleontológicas. Para Casas-Sainz et al. (2018) y Simón et al. (2021) los materiales tendrían una edad Aragoñense. Para ello se basan en un perfil estratigráfico realizado por Casas-Sainz et al. (2018), juntamente con el mapa geológico oficial (Hernandez et al., 1983), el mapa geológico de Anson (2013), y una tasa de

sedimentación obtenida a partir de los datos magnetoestratigráficos de Van Damm et al. (2014).

- h. Para acabar de reforzar su hipótesis sobre la edad del Aragoniense medio para los materiales conglomeráticos infrayacentes, Simón et al. (2021) citan el anticlinal cercano a Villafeliche que Colomer (1987) interpreta como resultado de la activación de un segmento ciego de la zona de falla de Daroca. Las capas deformadas por este pliegue contienen fósiles del Aragoniense medio y por tanto asumen que la estructura de Daroca también tiene esta edad.

2. Discusión:

La primera objeción a realizar al artículo de Simón et al (2021) es su presentación incorrecta en su figura 2b. Los autores, para justificar su hipótesis sobre el cabalgamiento ilustran como paleozoico+ triásico inferior afloramientos tanto en la zona de Daroca como en la zona de la Rama Castellana (ver Figura 2)

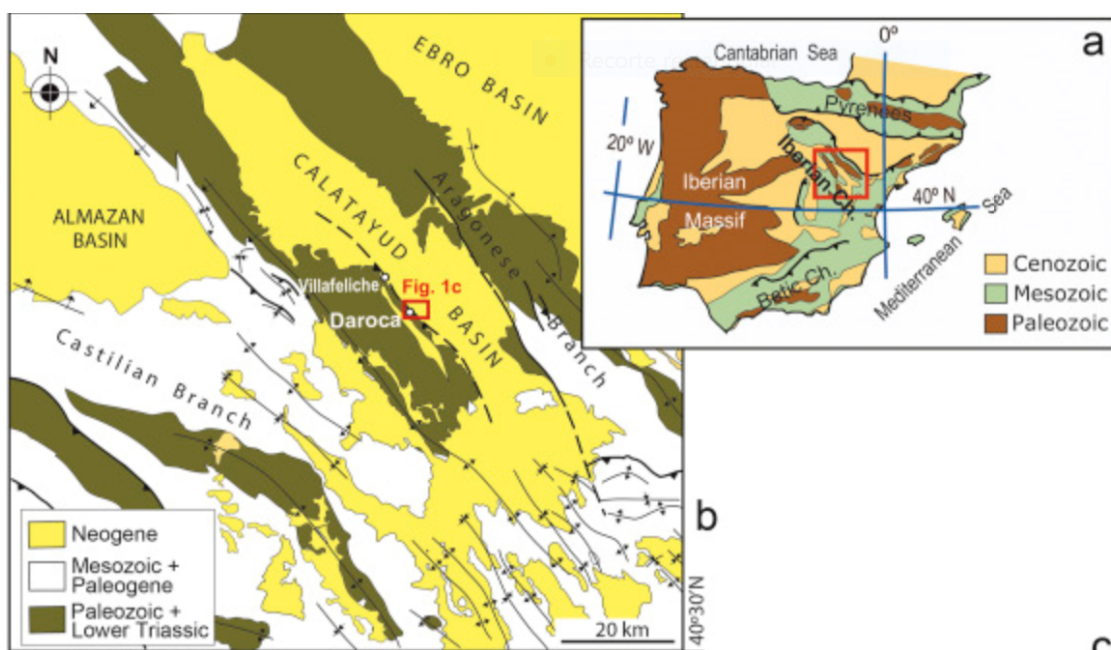


Figura 2. Imagen extraída del artículo de Simón et al. (2021) y correspondiente a la figura 2 (a y b) de su artículo. En color verde oscuro los afloramientos de Paleozoico+Triásico inferior tanto en la zona de Daroca como en la zona de la Rama Castellana que llevan a pensar en la existencia de una zona de raíz para el cabalgamiento por ellos alegado.

De esta forma, un lector puede llegar a pensar que existe una zona de raíz en la zona castellana, a partir de la cual se produce el cabalgamiento en dirección

hacia el NE. Pero si miramos la cartografía existente, véase el mapa geológico correspondiente a la zona de Daroca (<http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Geologico200Hoja.aspx?language=es&id=40>; mapa geológico a escala 1:200000, 2ª serie, hoja nº 40 (Daroca)) se puede apreciar que no hay zona de raíz en esa zona ya que los materiales son del ordovícico, no del cámbrico (ver figura 3)

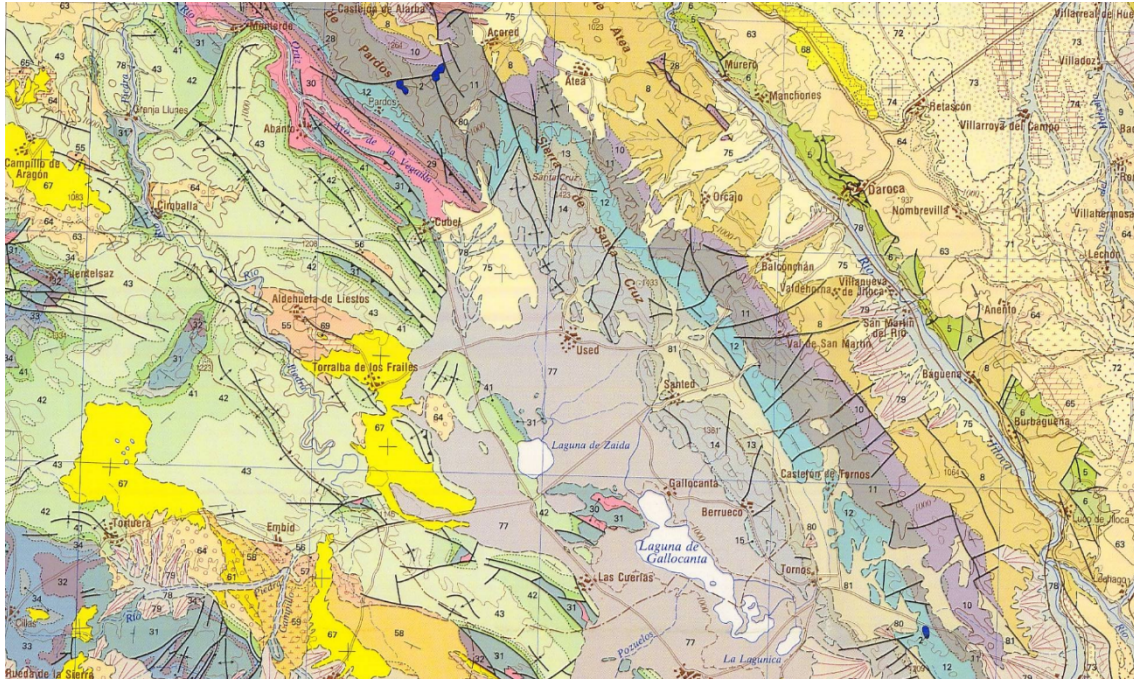


Figura 3. Parte del mapa geológico a escala 1:200000 correspondiente a la hoja nº 40 (Daroca) de la serie 2. Los materiales cámbricos de Daroca tienen el número 5. En la parte SW de la imagen, frente a Daroca, los materiales del Paleozoico tienen los números 10,11,12,13 y 14, correspondiendo a materiales del Ordovícico.

Si ahora nos fijamos en la zona al NE de Daroca, ver figura 4, podemos apreciar como si hay afloramientos de materiales del Cámbrico. Estos presentan un gap (hueco) entre Torralbilla y Cucalón. Este hecho, junto con la circunstancia de que este hueco (gap) se presenta en el borde de la por nosotros alegada estructura de impacto de Azuara, nos llevó a proponer (<http://estructuras-de-impacto.impact-structures.com/?p=2335>) que el hueco se había producido por la espalación de los materiales del Cámbrico hacia el SW. Estos materiales pueden verse hoy en día formando parte de los alegados cabalgamientos de Daroca, Báguena, Burbáguena y Luco de Jiloca, por parte de los no impactistas. Puede verse ilustrada nuestra hipótesis en la figura 5, extraída de nuestro trabajo <http://www.impact-structures.com/2020/03/daroca-thrust-iberian-chain-spain-and-the-azuara-impact-structure-the-controversy-continues/>

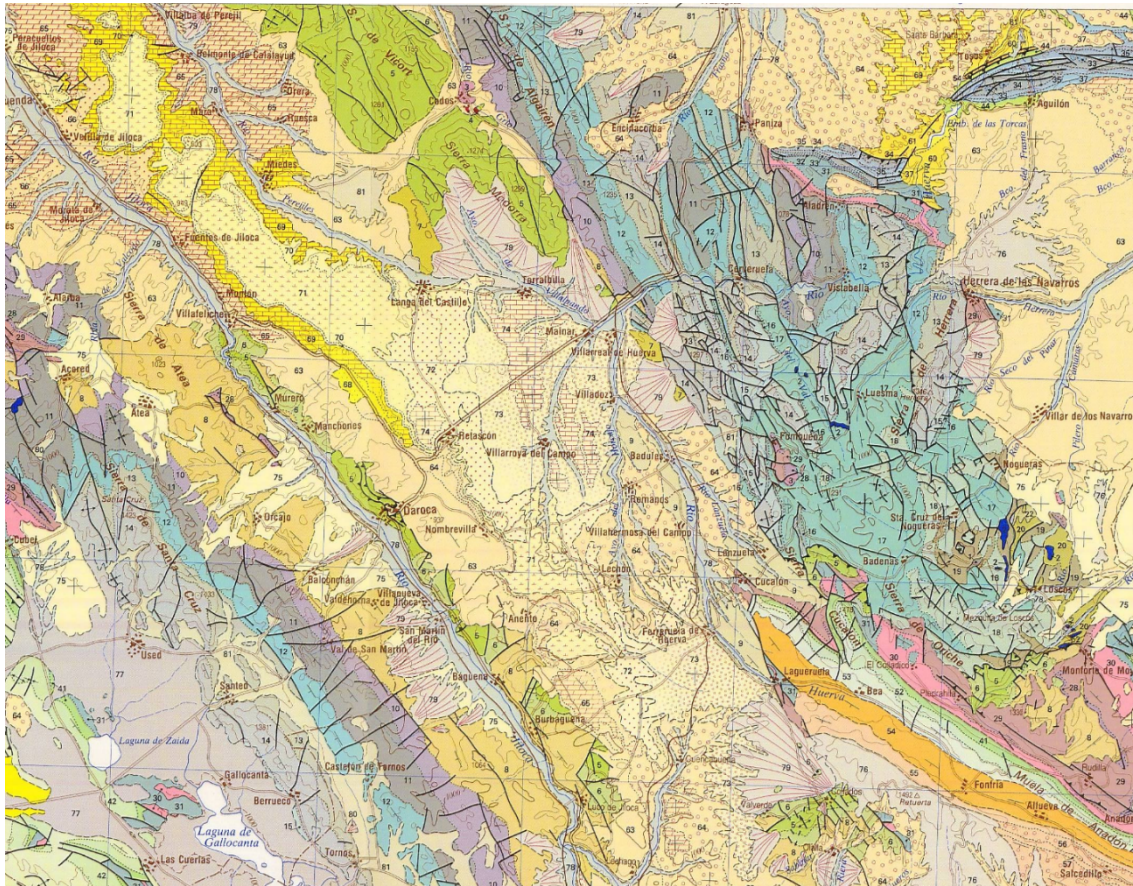


Figura 4. Parte del mapa geológico escala 1:200000 correspondiente a la hoja nº 40 (Daroca) de la serie 2. Los materiales cámbricos de Daroca tienen el número 5. Al NW de Torralbilla pueden verse materiales con los números 5 y 7 correspondientes a materiales del Cámbrico. Al E de Cucalón vuelven a aflorar materiales del cámbrico.

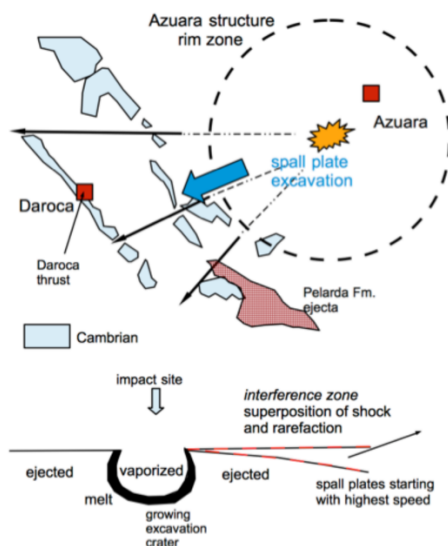


Figura 5. Esquema que sirve para ilustrar la hipótesis de una génesis por espalación para los materiales de Daroca (junto con los presentes del cámbrico en Báguena, Burbáguena y Luco de Jiloca). Dado que la Formación Pelarda, que consideramos como un eyecta debido al impacto, se halla intercalada entre los materiales del Eoceno y los del Mioceno, la edad más probable para este evento se localiza en el Oligoceno.

Los materiales espalados fueron transportados mediante un flujo gravitativo, similar a las corrientes piroclásticas densas (Pyroclastic Density Currents o PDCs), desde la zona del borde de impacto hasta su posición actual. El proceso se puede visualizar en la figura 6.

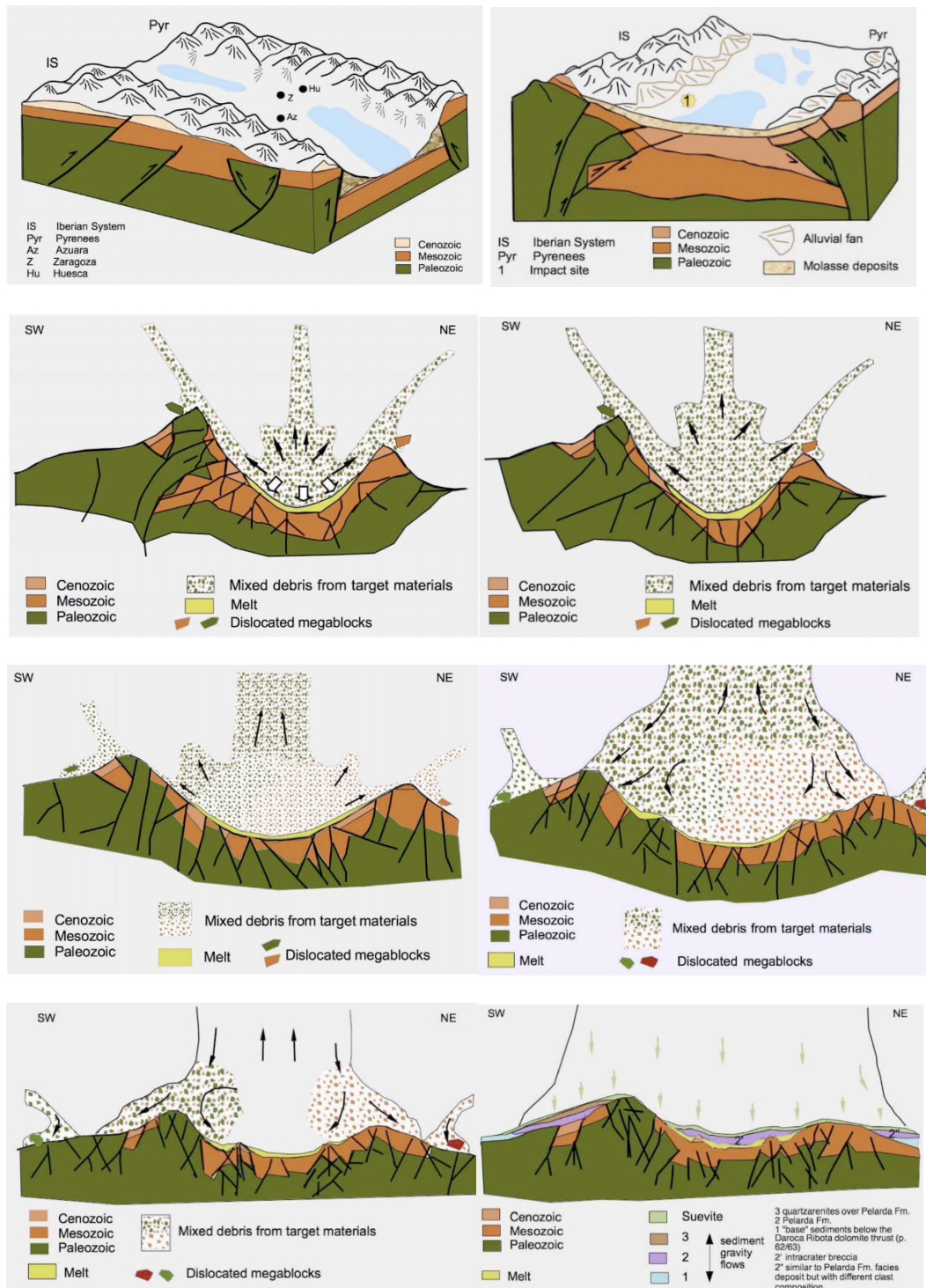
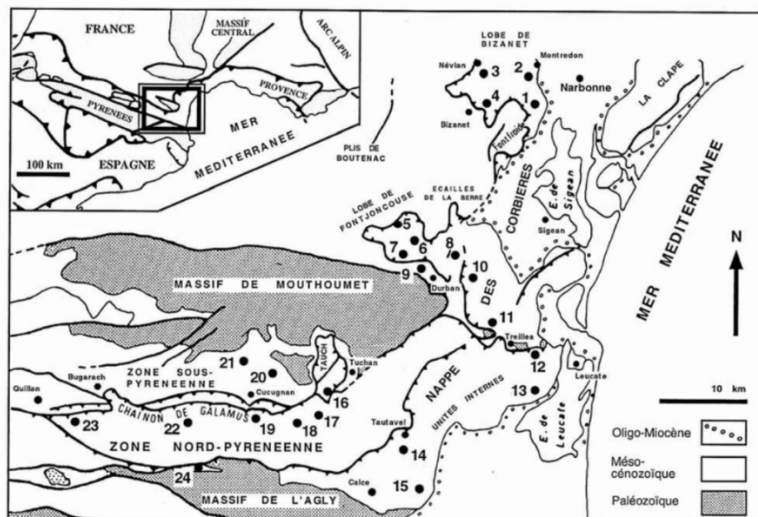


Figura 6. Proceso de formación de la estructura de impacto de Azuara (extraído de <http://www.impact-structures.com/2019/08/pelarda-fm-impact-ejecta-azuara-impact-structure-spain/>). La secuencia se lee de izda a dcha y de arriba abajo.

Simón et al. (2021) alegan que la estructura de Daroca corresponde a un cabalgamiento epiglíptico en el sentido definido por Mattauer (1973). Éste en su libro “Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre” explica (capítulo 12, pág. 283) que “la deformación que se produce en superficie, o a pequeña profundidad, tiene caracteres muy particulares. Como la carga litostática es nula o pequeña, la mayor parte de las rocas tienen un comportamiento muy frágil; están por lo tanto intensamente fracturadas y fisuradas; únicamente pueden plegarse rocas excepcionalmente plásticas. Como la deformación no se efectúa prácticamente bajo esfuerzos triaxiales, las estructuras no tienen elementos de simetría; se convierten en incoherentes y caóticas”. El subrayado pretende ilustrar algo que es obvio, el comportamiento frágil de los materiales a profundidades menores de 2Km (que son las propuestas por Simón et al., 2021). Además Simón et al. (2021) citan el manto de corrimiento de Corbières en su bibliografía como ejemplo de cabalgamiento epiglíptico.

El manto de Corbières (ver fig. 7), es una estructura sita en la parte NE de los Pirineos que se extiende hacia el NW y el WNW a lo largo de una zona curva. Como reconoce Viillard (1987), tanto los materiales autóctonos como paraúctonos presentan, como característica estructural principal asociada al cabalgamiento epiglíptico, una curvatura en la parte superior de las capas (ver figura 8). Según el mismo autor, la gravedad no parece jugar un papel importante y destaca que la cizalla simple que afecta al alóctono y al yacente da lugar a que aparezca una gran zona de deformación curvada. Esta situación la podemos ver esquematizada en las figuras 8 y 9. Aparte de esta característica también es factible ver otras deformaciones a escala mesoscópica producidas por el cizallamiento simple (ver figs 10 y 11)



Carte géologique synthétique du massif de Corbières. Localisation des localités citées dans le texte. 1 : Le Pastouret, 2 : Le Rouc, Montredon-des-Corbières, 3 : Le Roc d'Agel, Néviau, 4 : la Caguille, Est de Bizanet, 5 : Est de la Roquette, Fontjoncouse, 6 : Le Petit Guimont, 7 : La Serre d'Albas, 8 : Le Séreu, Sud de Ripaud, 9 : La Pinède, Durban-Corbières, 10 : Les Miraciels, Fraisse-des-Corbières, 11 : La Serre de Gauja, Feuilla, 12 : Est de Treilles, 13 : Pech de l'Abelanet, Fitou, 14 : Sud de Tautavel, 15 : La Coume d'en Flasse, Est de Calce, 16 : La Caune d'Anders, Tuchan, 17 : Le Roc de la Goutine, Padern, 18 : L'Ecrabiès, 19 : Le Grau de Maury, Cucugnan, 20 : La Serre de la Maureille, Montgaillard, 21 : la Girbaude, Massac, 22 : Col das Souls, Cubières, 23 : Col de Saint-Louis, 24 : Pont de la Fau, Saint-Paul-de-Fenouillet.

Figura 7. Carta geológica sintética del macizo de Corbières (extraído de Fauré, Philippe & Alméras, Yves. (2006). Le Sinémurien terminal (zone à *Raricostatum*) des Pyrénées et des chaînons du Bas-Languedoc (France) : Biostratigraphie, évolution sédimentaire et paléogéographie. Bulletin de la Société d'Histoire naturelle de Toulouse. vol. 142. p. 5-25.)

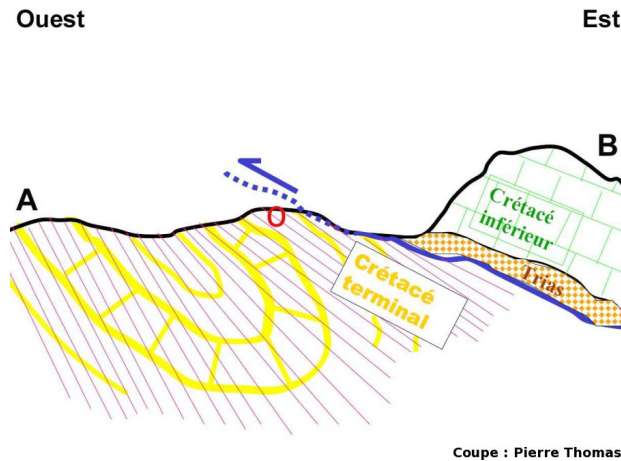


Figura 8. Esquema del efecto de curvado provocado por la acción del cabalgamiento del manto de Corbière en la zona de Ripaud (extraído de <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/lmg190-2007-03-12.xml>). El punto rojo indica la zona donde se realizó la fotografía expuesta en la figura 10.

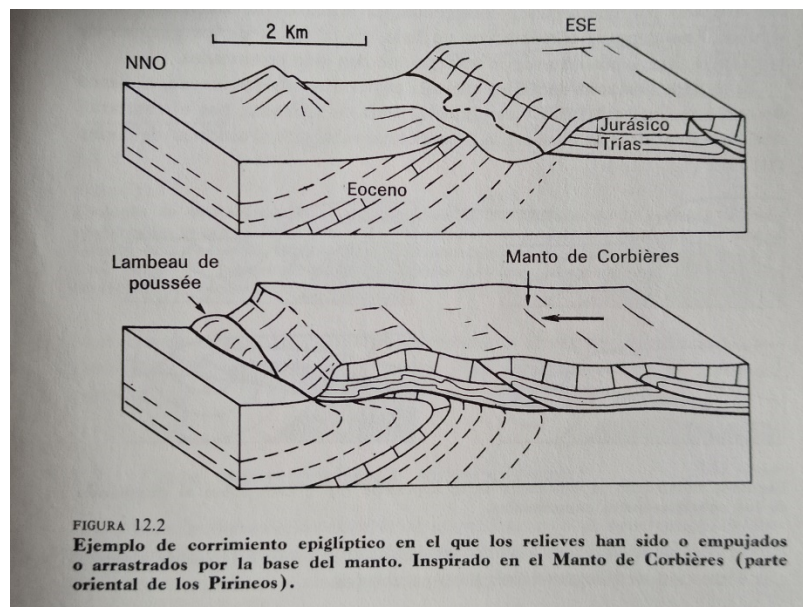


Figura 7 A. El mismo esquema de la figura 7 pero en el libro de Mattauer (1973).

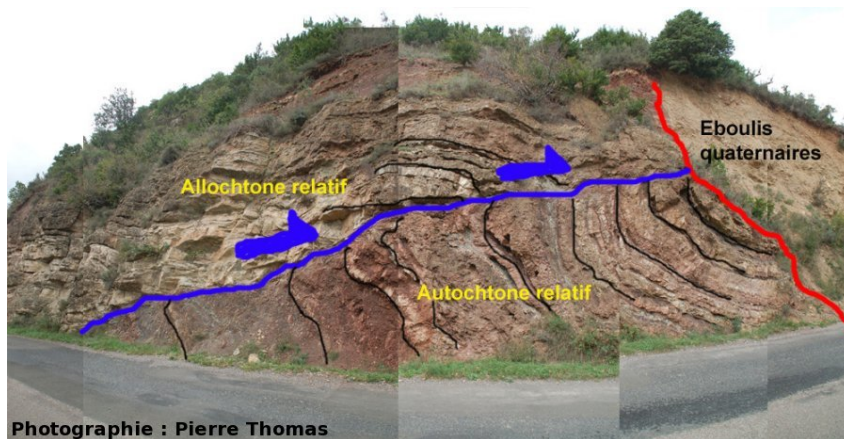


Figura 9. Interpretación geológica de un afloramiento en la zona de Padern en el que pueden verse materiales alóctonos cabalgando sobre los materiales yacentes que se curvan por la acción de la cizalla simple (zona del manto de Corbière; imagen extraída de <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/lmg185-2007-01-22.xml>). Corresponde a un minicabalgamiento que sería un minihomólogo del principal.

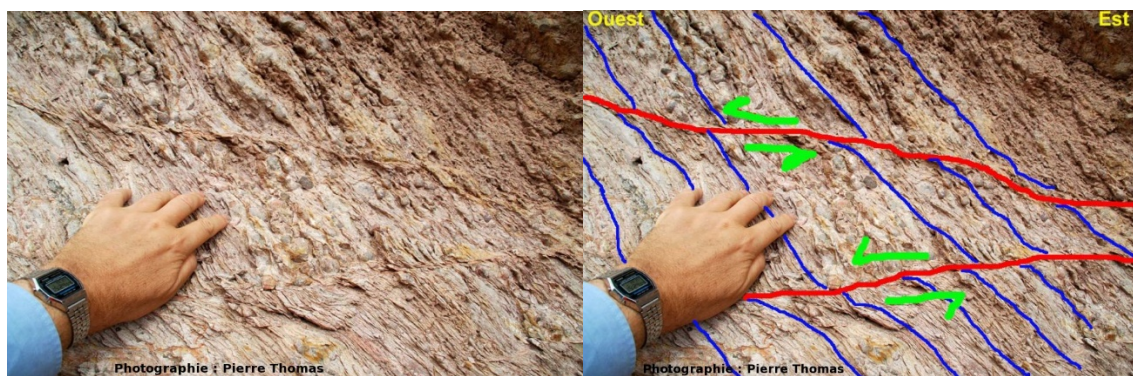


Figura 10. Detalle de la esquistosidad que puede observarse en la zona de Ripaud, en la zona del manto de Corbière. Los materiales afectados, del cretácico superior, son margas con oncolitos. En rojo planos C (planos de cizalla) y en azul planos S (esquistosidad). Imágenes extraídas de <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/lmg192-2007-03-26.xml>)



Figura 11. Conglomerados del cretácico superior afectados por minicabalgamientos en Cucugnan, en la zona del manto de Corbière. Imagen extraída de <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/lmg186-2007-01-29.xml>

Si comparamos estas imágenes con lo que puede apreciarse en la zona de Daroca, podemos ver que existen diferencias más que notables en cuanto al comportamiento frágil que se supone debe predominar en un cabalgamiento epiglíptico.

La primera diferencia notable se halla en el contacto entre los supuestos materiales cabalgantes (el hanging wall) y los cabalgados (el footwall) (ver figs. 12, 13, 14 (14 A y 14B), 15, 16, 17, 18, 18 A y 18 B, 19 y 20). Es decir en el **contacto Cámbrico - Paleógeno**



Figura 12. Contacto entre las dolomías ribota (“cabalgante”) y las brechas rojizas del “rambliense” cabalgadas. Puede verse como se trata de un contacto neto, como cortado a cuchillo.

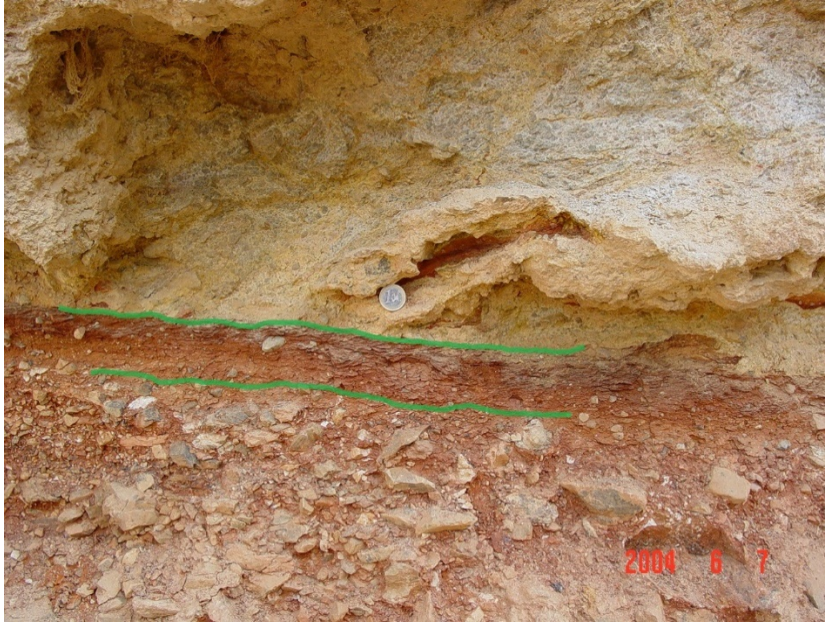


Figura 13. La zona de contacto vista con más detalle. Pueden apreciarse cuerpos lenticulares de limolitas en el interior de la dolomía ribota intensamente brechada (destacan por ser de color rojizo en el interior de la zona de color ocre claro). Los cantos presentes en los materiales del “rambliense” se disponen aproximadamente paralelos al contacto a lo largo de una fina zona (de aproximadamente 6 cm), delimitada en la fotografía por las dos líneas de color verde. Por debajo de esta zona los materiales aparecen no afectados por el supuesto cabalgamiento. También es posible observar inyecciones de material rojizo hacia el interior de la dolomía intensamente brechada.



Figura 14. Detalle de la Figura 13 donde pueden observarse las inyecciones y cuerpos lenticulares procedentes de las limolitas de la zona de contacto. Limolitas, con laminación paralela, que contienen clastos que tienden a orientarse paralelamente a dicha zona de contacto. Para nosotros esta fina banda de limolitas, situadas por encima de brechas soportadas por matriz, podría corresponder a material generado por elutriación (lo que puede explicar las inyecciones en el material suprayacente y la textura fluidal con tendencia a la orientación paralela de los clastos).



Figura 14 A. Detalle de la zona de contacto entre la dolomía Ribota (1), el lentejón de dolomía Ribota brechado a tamaño grava (2) y los materiales del ramblense (3). Puede observarse entre 1 y 2 una inyección de aspecto lenticular de material rojizo, de materiales del ramblense (limolitas) en las que hay inmersos clastos de dolomía Ribota. Por encima de esta zona rojiza puede apreciarse – también con aspecto lenticular y con textura fluidal. En ninguno de los materiales se observa ni esquistosidad, ni clivaje, pero si laminación paralela (e incluso alguna imbricación de clastos) en los materiales del Ramblense compatibles con acción de fluidos.

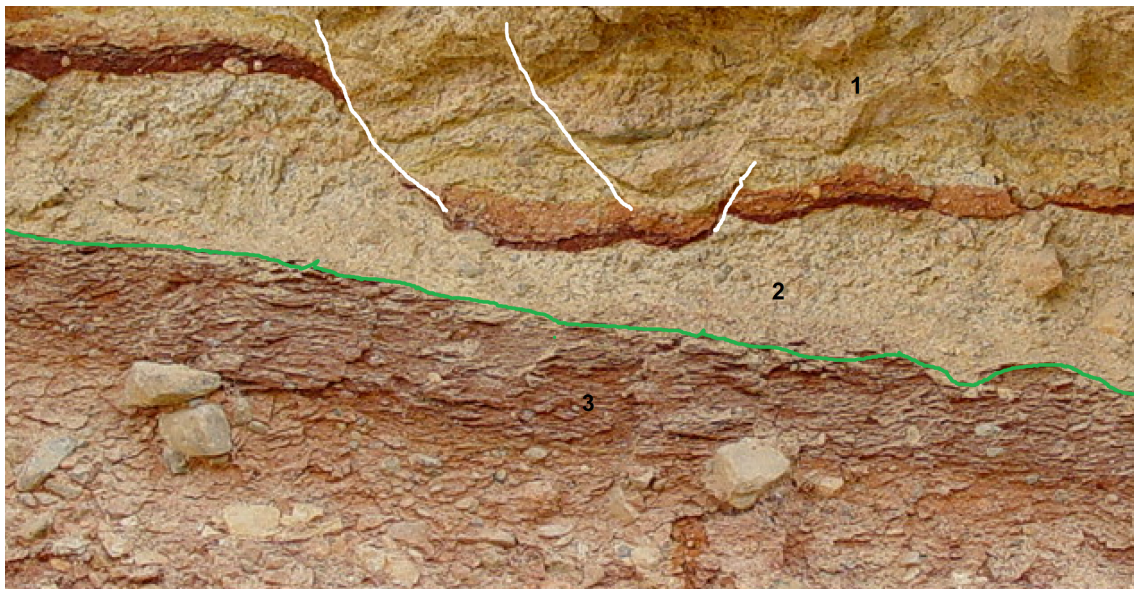


Figura 14 B. La misma zona de la figura anterior pero que nos permite tener una visión más general. Puede apreciarse la laminación paralela en los materiales del Ramblense (3) con textura fluidal sedimentaria, el contacto entre los materiales del lentejón de dolomía Ribota (2) con éstos, y el contacto entre la dolomía Ribota (1) y el lentejón de dolomía Ribota (2). Pueden apreciarse microfallas normales que afectan a la dolomía

Ribota (1) pero no al lentejón de dolomia Ribota (2) ni a los materiales del Ramblense (3). Esta situación se repite en diversos puntos de los afloramientos.



Figura 15. Aspecto ampliado del contacto visualizado en las figuras 13 y 14. Puede apreciarse la zona de contacto entre los materiales del cámbrico (1 y 2) y los materiales paleógenos (3). El contacto entre los materiales cámbricos y los paleógenos, como se puede apreciar en las figuras 13 y 14 en más detalle, es recto y sin deformaciones consistentes con una falla pero si con un deslizamiento. Viene marcado por una banda arcilloso-arenosa (limolitas en ocasiones) donde pueden apreciarse clastos de litología diversa alineados – por lo general – paralelos al trazado del contacto. Pueden apreciarse inyecciones de esta banda rojiza en los materiales suprayacentes del cámbrico. En estos últimos, puede observarse un contacto entre unos materiales brechados a tamaño arena (dolomia ribota representada por el número 1) y un cuerpo lenticular de materiales brechificados de tamaño mayor y un color más grisáceo (representado por el número 2). Entre 1 y 2 puede apreciarse una banda de color rojizo.



Figura 16. Aspecto del contacto entre los materiales del Cámbrico (1) y los materiales paleógenos (2). A la izda un pequeño lentejón de materiales del cámbrico (3) similares al número 2 de la figura anterior. Obsérvese la acumulación de bloques, algunos de tamaño métrico, de dolomía ribota en la zona cercana al contacto cámbrico-paleógeno.

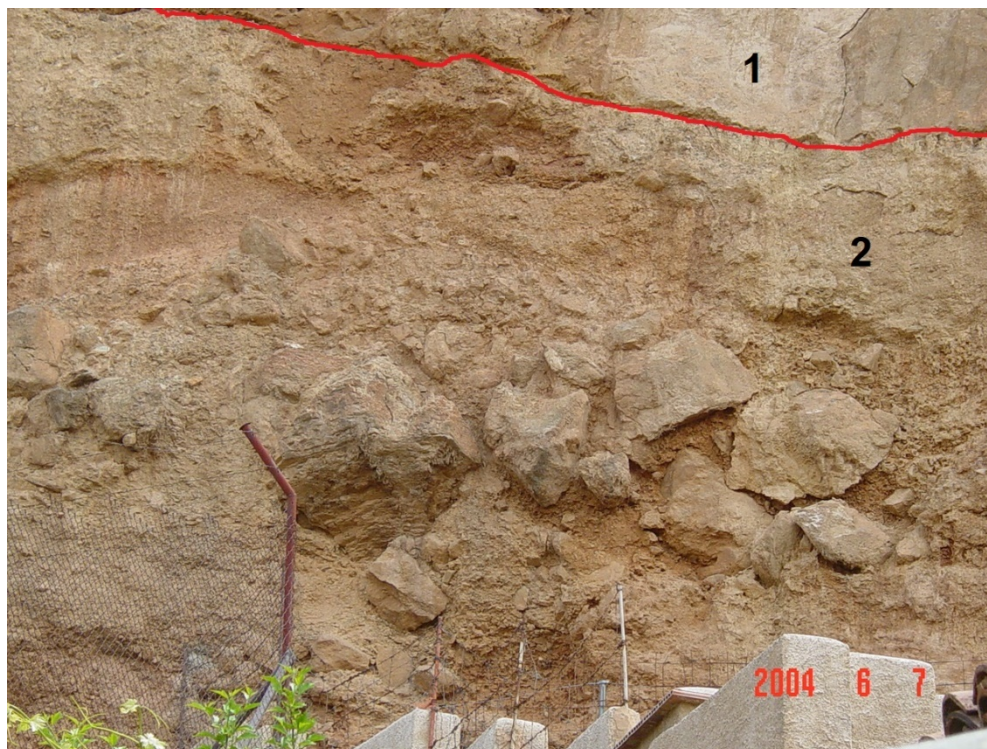


Figura 17. Detalle de la acumulación de bloques de dolomía ribota en los materiales paleógenos (2) de la figura 16. Puede apreciarse como estos han viajado en masa, sin provocar deformaciones en el seno de la matriz y sin que esta se adapte alrededor de

los bloques. La fotografía y el acceso a los materiales puede realizarse desde la C/Hiladores Altos de Daroca.

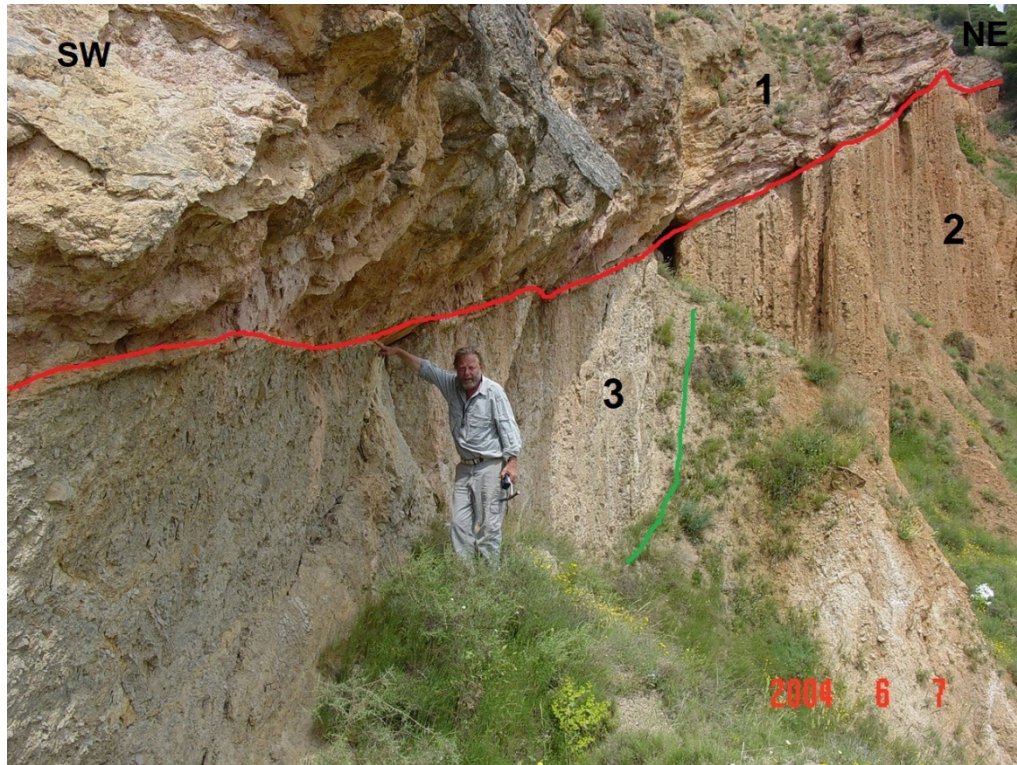


Figura 18. Contacto entre la Dolomia Ribota (1) brechificada a tamaño arena, los materiales del paleógeno (2) y un lentejón de dolomía Ribota (3) brechificada a tamaño grava. Puede apreciarse como los materiales paleógenos no muestran ninguna deformación. La fotografía fue tomada en el mismo sitio de la imagen que ilustra la figura 4 d (pág 5) del artículo de Simón et al. (2021). En dicha imagen los autores asignan un buzamiento a los materiales del Ramblense hacia el NE que no existe. Si miramos un detalle de la imagen (ver figura 18 A) podemos observar que los materiales buzcan hacia el SW.

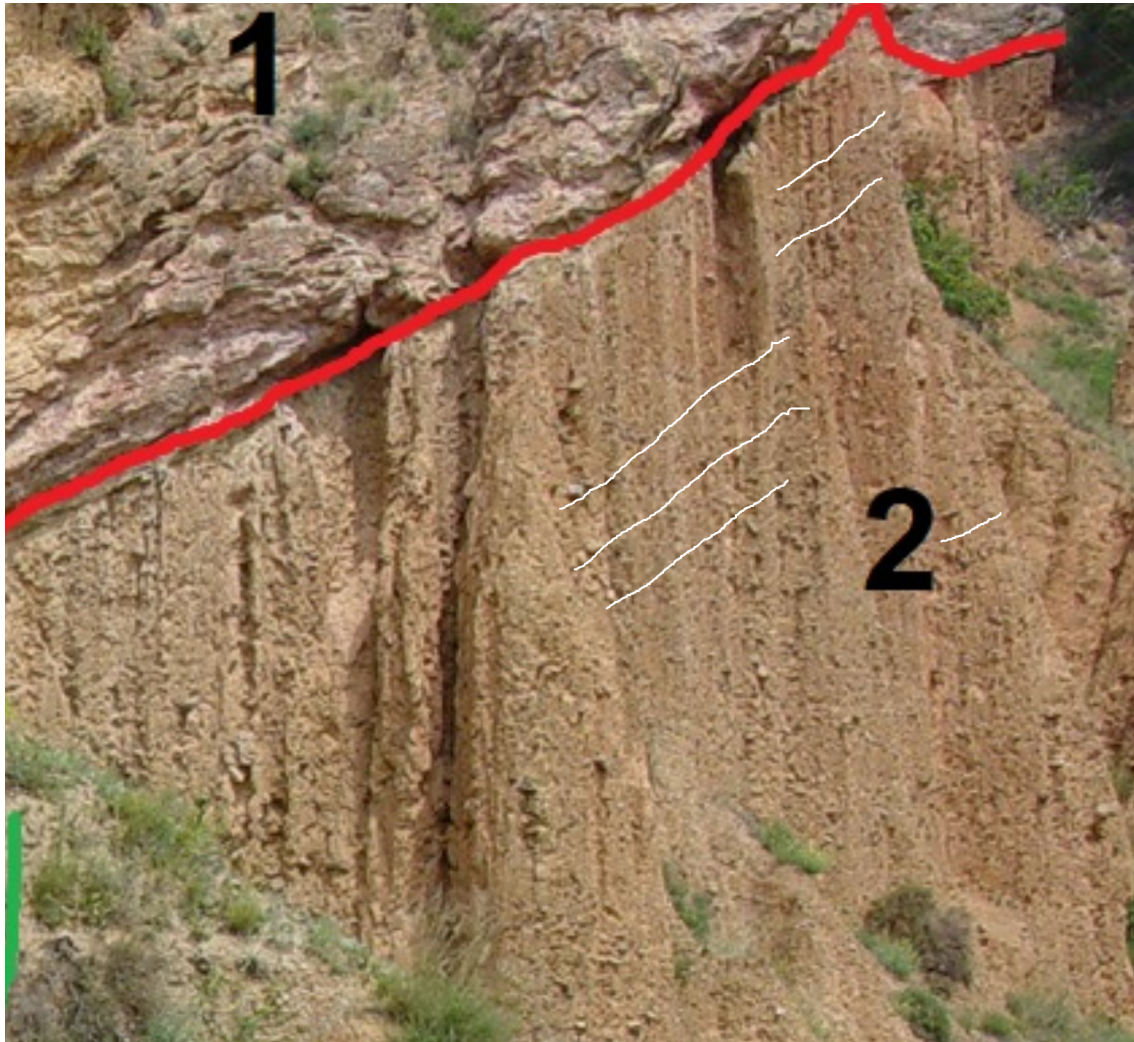


Figura 18 A. Detalle de los materiales paleógenos de la figura 18. Si comparamos con la figura 4 d de Simón et al. (2021) (figura que a su vez extrajeron del artículo Casas-Saiz et al. 2018), se puede ver que buzan en sentido contrario al marcado por los autores del referido artículo (buzamiento hacia el SW marcado por las líneas blancas)



Figura 18B. Interpretación fotográfica de Casas-Sainz et al. (2018), incluida en Simón et al. (2021), que corresponde a lo que se puede ver en la imagen 18 A. En la imagen de Simón et al. (2021) los autores marcan un buzamiento (en rayas negras) hacia el NE de los materiales del Footwall (el yacente del Ramblense, que para ellos es Aragoniense.....). Como puede apreciarse en nuestra imagen 18 A, el buzamiento es todo lo contrario. Hacia el SW.

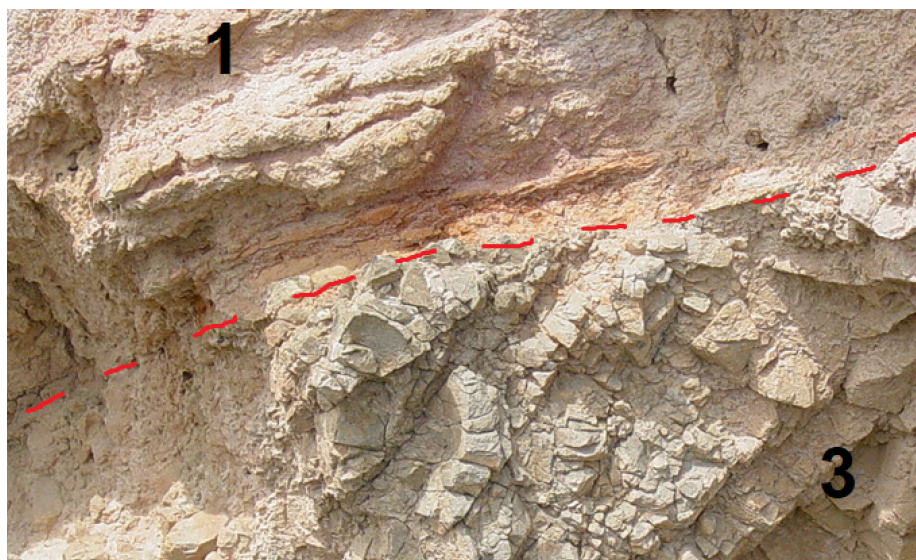


Figura 19. Detalle de la figura 18, en el que puede observarse el contacto entre la dolomía Ribota brechificada a tamaño arena (1) y el lentejón de dolomía Ribota brechificada a tamaño grava (3). Puede apreciarse como a pesar de la brechificación tanto en 1 como en 3 los fragmentos permanecen cohesionados, lo que es indicativo de alta

presión de confinamiento (incompatible con el modelo de cabalgamiento epiglético alegado por Simón et al., 2021). Se puede apreciar también como el contacto entre ambos cuerpos no muestra deformaciones compatibles con cizallamiento. La foto corresponde a una zona situada a escasos centímetros de su figura 4 d en la que marcan una esquistosidad, que como puede apreciarse en la foto, no existe. Al igual que en el caso del buzamiento de los materiales paleógenos depende de como se trazan las líneas entre clastos se pueden obtener configuraciones diferentes (que muchas veces corresponden a lo que uno quiere ver)



Figura 20. Otra visión del contacto entre los materiales de la figura 19. Puede observarse de manera clara la cohesión de los clastos de dolomía ribota presentes en el nivel grisáceo (el 3 de la anterior figura). Cohesión que indica alta presión de confinamiento.

Las figuras del contacto cámbrico-paleógeno aquí mostradas no abogan por un cizallamiento asociado a un cabalgamiento epiglético en el que la presión de confinamiento, requerida para dar lugar a texturas como las observadas en la figura 19 y 20, es sencillamente imposible. De igual modo la delgada superficie de contacto mostrada en las figuras 13 y 14 nos muestra como los pocos clastos presentes en esta zona, básicamente de dolomía Ribota entre limolitas (arenitas de grano fino) de color rojizo, tienden a disponerse alineados de modo paralelo a dicho contacto, sin grandes deformaciones ni imbricaciones. Las inyecciones de material paleógeno, de color rojizo, en la dolomía ribota brechificada a tamaño arena con los clastos cohesionados (indicativo de alta presión de confinamiento) tampoco abogan por un cizallamiento asociado a un cabalgamiento. Las relaciones entre el trinomio (ver figuras 15,16,18, 19 y 20) placa de dolomía ribota (totalmente brechada, en ocasiones a tamaño arena – y con los fragmentos cohesionados entre si) – lentejones de brechas cohesionadas de dolomía ribota con inyecciones de diques de limolitas con cantos de

dolomía ribota – materiales paleógenos tampoco apuntan a un cabalgamiento epiglíptico (dominado básicamente por la cizalla simple).

Si ahora nos fijamos en las **alegadas brechas tectónicas y harina de falla** (ver figuras 21, 22, 23, 24 y 24 A), podemos ver – tal y como ya comentamos en nuestro artículo anterior (Claudin & Ernstson, 2020) – que en el caso de Daroca (así como en el de Burbáguena) corresponden a grandes masas rocosas totalmente trituradas en las que aún pueden hallarse clastos en los que se preserva la cohesividad a pesar de la intensa fracturación. Es decir todavía podemos unir los clastos entre si para reconstruir el fragmento a partir del cual se originaron. Esto también es cierto para aquellas zonas donde se ven alineamientos, paralelos a la superficie de falla según los autores no impactistas. Volvemos a lo mismo, la presencia de fragmentos cohesionados no aboga por una zona de cizalla bajo condiciones epiglípticas ya que esta no puede explicar la intensa presión de confinamiento necesaria para producir espesores de más de 20 m (de hecho se observan espesores que van de los 0,25 a 40 m) de roca triturada a tamaño arena y con los fragmentos cohesionados entre si. No es de extrañar que ante esta circunstancia, investigadores como Guimerà propusieran un cabalgamiento a una profundidad suficiente como para dar lugar a estos materiales y luego un transporte e incorporación a la reciente y somera estructura reactivada. Con todo, aún en este caso seguiría sin poderse explicar la cohesión observada en todos los materiales brechados.



Figura 21. Aspecto de la zona brechificada situada en la base de la placa de Daroca. Las líneas blancas corresponden a estratos más o menos preservados.



Figura 22. Detalle de una de las bandas blancas de la figura 21. Puede apreciarse como el material, probablemente una arenisca de Daroca, se halla completamente fragmentada pero los clastos aún permanecen unidos entre si (lo que denota alta presión de confinamiento y por tanto no es compatible con un cabalgamiento epigléptico)



Figura 23. Detalle de la figura 22. Toda la capa de color blanco, probablemente un estrato de areniscas de Daroca, esta absolutamente triturada a tamaño arena (grit brecc-)

ciation) y sin embargo mantiene la cohesividad mediante una elevada presión de confinamiento.



Figura 24. Detalle de un fragmento de caliza incluido dentro de una zona brechificada con alineaciones del sector SE de Daroca. Puede observarse, de un modo claro, como a pesar de estar fragmentado los fragmentos encajan entre si como un puzzle. Es decir, se preserva la cohesividad de los mismos frente a la textura mortar (textura en mortero) que los rodea. La coexistencia de los dos tipos de textura sirve para sostener la acción de una intensa presión confinante no ligada a la acción de una “falla tectónica”.



Figura 24 A. Cámbrico intensamente deformado del cabalgamiento de Daroca en las cercanías de Burbáguena. Puede observarse (parte derecha de la foto) la preservación de trozos cohesionados de estratos como si de un puzzle se tratara , en una zona absolutamente desintegrada a tamaño arena (grit breccia). De nuevo esta textura es indicativa de alta presión de confinamiento y no de un cabalgamiento epiglético ni de acción de cizalla.

Todas las características mencionadas sobre las alegadas “brechas tectónicas y harina de falla” constituyen para nosotros la prueba de que en realidad se tratan de brechas de impacto.

Otro aspecto importante a destacar, aunque no entre dentro del ámbito de las brechas tectónicas y harina de falla, es la absoluta brechificación de la dolomía Ribota que afecta a grandes partes de la misma. En realidad se trata de su reducción a una brecha monomítica de movimiento (en el sentido de Reiff, 1978) que exhibe una textura en mortero y una brechificación arenosa. Esta brechificación, en la que puede apreciarse (ver figura 24B) como una gran parte de los fragmentos permanecen unidos, no es compatible con el modelo propuesto por Simón et al. (2021) de cabalgamiento epiglético y ni siquiera con un cabalgamiento.



Figura 24B. Aspecto de la dolomía Ribota situada en la parte superior del “cabalgamiento” del pueblo de Daroca. Se trata de una brecha monomítica de movimiento (Reiff, 1978) que exhibe una textura en mortero y una brechificación arenosa. Obsérvese como muchos de los fragmentos de los clastos permanecen unidos manteniendo la cohesividad como en un puzzle, a pesar de estar todo brechificado. Los grandes volúmenes de rocas afectadas no apuntan a un origen por fenómenos cársticos (como

en el caso de la crackle o las Mosaic breccias (Loucks, 1999)), ni tampoco tectónico ((crackle breccias o Mosaic breccias) de Woodcock & Mort, 2008)).

Respecto a los **materiales infrayacentes**, los materiales según Simón et al. (2021) pertenecen a mioceno medio y según Gutierrez et al. (2020) – basándose en dataciones bioestratigráficas y magnetoestratigráficas (Daams et al., 1999; Kriggsman et al., 1996; Alcalá et al. 2000) al Ramblense (Oligoceno superior-Mioceno inicial). Aquí cabe destacar que la asignación al Mioceno medio se produce a través de un ejercicio bastante imaginativo. En primer lugar Simón et al. (2021) realizan una reconstrucción geométrica desde la zona de Daroca hacia Nombrevilla (donde si hay sedimentos datados del Aragoniense por medio de mamíferos), tal y como puede verse en la figura 25

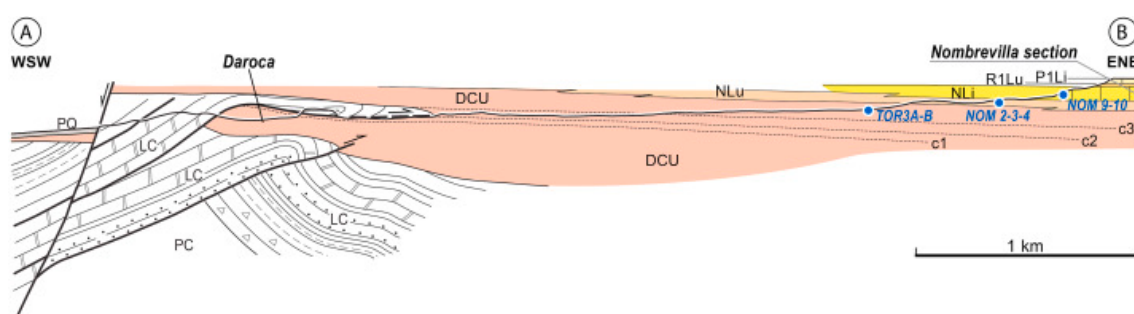


Figura 25. Gráfico extraído del artículo de Simón et al. (2021) en el que se muestra la relación entre la zona frontal del cabalgamiento de Daroca y los depósitos Miocénicos post-tectónicos del área de Daroca-Nombrevilla. PC: Precámbrico; LC: Cámbrico inferior; DCU a P1Li: Unidades informales del Cenozoico de la cuenca de Calatayud; c1,c2,c3: capas guía; PQ: Plio-cuaternario; TOR3A-B, NOM 2-3-4, NOM 9-10: localizaciones de restos de mamíferos. El esquema se ha realizado utilizando datos del mapa geológico oficial (Hernández et al., 1983), el mapa geológico de Ansón (2013) (sobre todo las 3 capas (C1, C2 y C3) dentro de la DCU que según el se pueden seguir mediante fointerpretación y trabajo de campo a lo largo del transecto entre Daroca y Nombrevilla) y el perfil estratigráfico realizado en Casas-Sainz et al. (2018)

Lo curioso del caso es que si nos fijamos en los materiales que constituyen la DCU en la zona de Daroca, podemos ver que se trata de unas brechas polilitológicas con poca o nula estratificación, sin excesiva continuidad lateral, en las que pueden apreciarse clastos con fracturas rotacionales (indicativas de alta presión de confinamiento) y con clastos con estrías en su superficie (ver figuras 26, 27, 28, 29, 30, 31 y 32). La poca continuidad lateral hace que reconstrucciones geométricas, como las realizadas por Casas-Sainz et al. (2018) y Simón et al. (2021), constituyan prácticamente un ejercicio de fe. Para realizar algo parecido a lo propuesto se necesitarían un número elevado de perfiles estratigráficos dada la variabilidad lateral de los materiales implicados (y la ausencia de niveles guía claramente identificables) y su escasa estratificación en muchos casos.

Pero además Simón et al. (2021) aprovechan los datos magnetoestratigráficos de Van Dam et al. (2014) para aplicar una tasa de sedimentación de aproximadamente 42 m/Ma y extenderla a la unidad de Daroca y.....si non è vero, è

ben trovato. Es decir que para decir que no es válida la edad Ramblense mencionada en Gutierrez et al. (2020), se realiza una correlación estratigráfica algo forzada y además se asume una determinada tasa de sedimentación en unos materiales que ellos mismos reconocen como depositados en un medio sedimentario de abanico aluvial (con la variabilidad que este medio presenta en cuanto a zonas de deposición y de tasas de sedimentación...). Para acabarlo de remachar citan un anticlinal cercano a Villafeliche, de vergencia hacia el NE y que Colomer (1987) interpreta como resultado de la activación de un segmento ciego de la zona de falla de Daroca. Y lo citan porque como sus capas deformadas contienen fósiles del aragoniense medio.....el cabalgamiento de Daroca se debe haber originado en esa época (aunque no lo citen directamente).



Figura 26. Aspecto de las brechas polilitológicas y heterométricas. En este caso corresponden a acumulaciones de morfología lenticular de gravas alternando con pasada de tamaño de grano menor. Todos los materiales presentan una textura soportada por la matriz.



Figura 27. Aspecto de las brechas donde puede observarse una zona de brechas soportada por los clastos (parte superior) que intersecta una zona de brechas soportadas por la matriz (parte inferior). En ambas zonas se trata de brechas polilitológicas y heterométricas.



Figura 28. Aspecto de las brechas donde se puede apreciar la naturaleza polilitológica, heterométrica y con soporte por matriz o clastos dependiendo de la zona.



Figura 29. Aspecto de la poca continuidad lateral de los materiales; poca continuidad y ausencia de niveles guía que hace difícil el realizar una correlación estratigráfica más allá de unos pocos metros, cuanto más la distancia propuesta por Casas-Sainz et al. 2020 y Simón et al. 2021 para relacionarlos con las capas de los yacimientos de Nombrevilla



Figura 30. Aspecto de los materiales “ramblienses” infrayacentes (3). Puede apreciarse el aspecto en ocasiones diamíctico de los mismos con poca o nula estratificación en muchas zonas y la dificultad para establecer correlaciones estratigráficas. Por encima de estos materiales observamos las dolomías cámbricas (1) y los lentejones de ribota brechados a tamaño grava de color grisáceo (2).



Figura 31. Clasto de pizarra con fracturas rotacionales y estrías inmerso en la matriz arenosa de la brechas diamícticas de la figura 30.

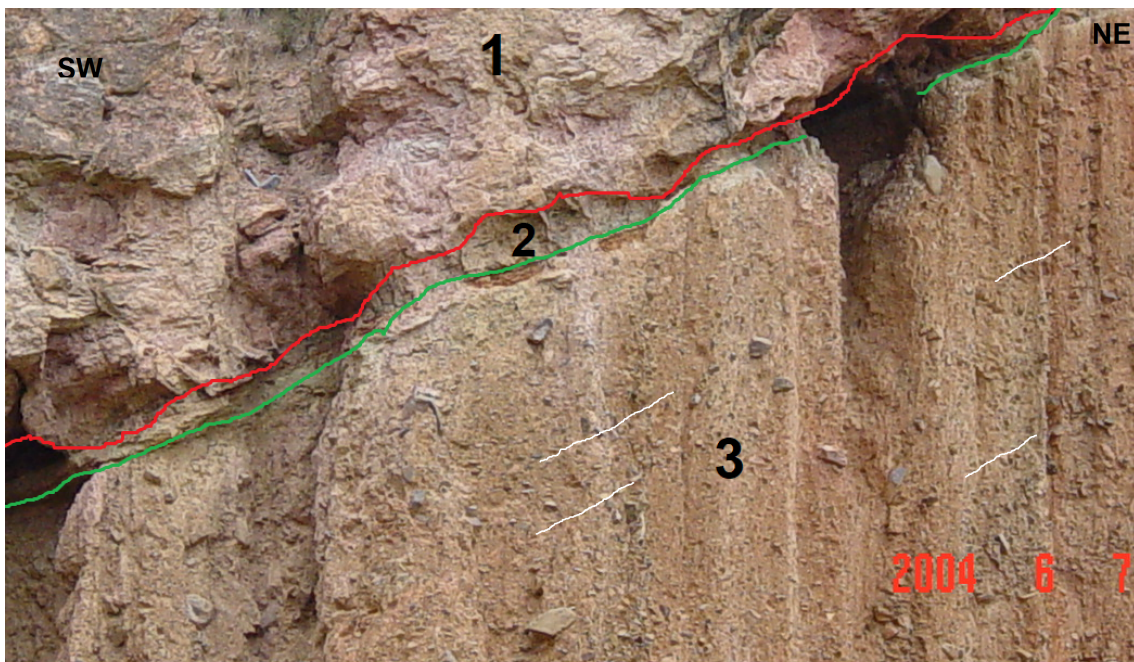


Figura 32. Contacto entre los materiales del Cámbrico (1) y los materiales del Ramblense (3). Entre ambos se dispone un lentejón de dolomías cámbricas brechadas a tamaño grava de color grisáceo (2). Obsérvese el carácter cercano al diamíctico de los materiales ramblenses y su buzamiento hacia el SW. La imagen correspondería a la zona de la figura 18 y 18 A. (que contradicen, insistimos en ello, el buzamiento marcado por Casas-Sainz et al. (2018) y Simón et al. (2021) en su figura 4d).

3. Conclusiones:

Con los datos e imágenes expuestas hasta el presente podemos decir que:

- a. El alegado cabalgamiento epiglético de Simón et al. (2021) es incompatible con las características de confinamiento a alta presión que pueden observarse en las brechas y “harina de falla” (para nosotros brechas de impacto), así como en el contacto con los materiales “ramblienses” infrayacentes. En este último caso, se observa una delgada capa de materiales más finos (limolitas-arenitas de grano fino) en la que se puede observar laminación paralela e imbricación tenue de ciertos clastos compatible con la acción de fluidos. Acción que queda en cierto modo más consolidada por la intrusión de materiales de este nivel de menor granulometría en la base de la dolomía Ribota. En concreto en los lentejones de dolomía brechada de mayor granulometría y de color grisáceo, que aparecen en ocasiones entre los materiales suprayacentes (dolomía Ribota) y materiales infrayacentes (brechas del ramblense).

Las supuestas pruebas a favor del cabalgamiento epiglético de paleotemperaturas (70-80°) y de alteraciones de los minerales preexistentes y neoformaciones en las arcillas presentes en las rocas de falla, son como ya dijimos en nuestra réplica anterior (Claudin&Ernstson, 2020) compatibles con nuestro modelo de espalación. En este modelo los bloques espalados (eyectados por espalación) habrían sido transportados, al menos durante una parte de su recorrido, por parte de los materiales infrayacentes de edad ramblense (ver figuras 5 y 6). Estos materiales que provendrían de la cortina de eyecta y actuaban como flujos gravitativos densos, contenían agua (tanto en fase acuosa como en fase vapor) a una cierta temperatura. De modo que es este agua a una cierta temperatura la que provocó el registro térmico, las alteraciones y las neoformaciones comentadas por los autores no impactistas.

- b. La brechificación de grandes volúmenes de dolomía Ribota (ver figura 24B) hasta dar lugar a una brecha monomítica de movimiento (Reiff, 1978), comporta que las estructuras compresivas se hayan producido – como puede observarse en los afloramientos – antes de dicha brechificación ya que en caso contrario no se habría mantenido la integridad estructural que se observa en la mayoría de clastos afectados. Por tanto estas estructuras compresivas (concordantes por lo demás con los esfuerzos que dieron lugar a la sierra de Vicort, Modorra, Cucalón y Oriche, en las que afloran materiales de la misma edad) serían en nuestro modelo – en el que los bloques se habrían generado por espalación a partir de la zona de impacto de Azuara – estructuras relictas a las que se habría sobrepuesto la brechificación masiva observada en el momento de impacto. La integridad de la totalidad del bloque se mantendría al ser transportado – durante una parte de su recorrido - por los “eyecta” que corresponderían a una parte de las brechas del Ramblense en condiciones de alta presión confinante. En una etapa posterior se habrían

producido las fallas normales que hoy en día vemos que afectan por una parte a los materiales cámbricos y por otra a los materiales del ramblense, sin que exista continuidad de estas fallas entre ambos materiales en algunos afloramientos (ver figuras 33, 34, 14B)



Figura 33. Afloramiento en el que pueden observarse los materiales Cámbricos y del Ramblense afectados por fallas normales (marcadas en línea blanca) que no continúan entre ambos materiales.



Figura 34. Detalle de la fig. 33 en que pueden apreciarse las fallas normales señaladas mediante una línea blanca (en este caso sin marcar) en la figura 33. Puede observarse como no tienen continuidad entre ambos materiales sino tan solo en uno de ellos. Puede observarse la disposición paralela de los clastos de la parte superior de los materiales Ramblenses en las proximidades del contacto neto y abrupto entre la dolomía Ribota (en la que también pueden verse fallas inversas) y los materiales Ramblenses.

- c. Las alegadas harinas de falla y brechas de falla, cuyo espesor puede oscilar entre los 0,5 y los 40 m, sitas en la base del supuesto cabalgamiento epiglético no pueden ser generadas por el mismo. La razón de tal afirmación vuelve a ser la misma: las características de las mismas apunta a alta presión de confinamiento, presión que no se puede alcanzar en un cabalgamiento epiglético. El porqué las brechas son más abundantes en la parte cámbrica que en la de los materiales del terciario tiene que ver con su mecanismo de génesis, transporte y deposición. Como ya se ha comentado, la coexistencia de una textura en mortero junto con la preservación de la cohesividad en clastos intensamente fracturados (así como la preservación de estratos intensamente fracturados pero que preservan la cohesividad y la existencia de inyecciones y mezclas entre los materiales afectados), no soporta la génesis por una falla como la propuesta por los autores no impactistas. Pensamos que la placa Cámbrica junto con su base de brechas, es en realidad un megabloque eyectado desde el borde de la estructura de Azuara (ver figuras 5 y 6) y transportado por el eyecta de “sedimentos oligocénicos” (recordemos que el ramblense comprende desde el oligoceno superior al mioceno inferior, y que la Formación Pelarda – eyecta originado durante el impacto – presenta una edad Oligocénica) que constituyen el infrayacente y que ha sobrevivido a la erosión posterior. La presencia de brechas en la base del eyecta, la textura en mortero de la casi totalidad de la dolomía ribota que está por encima, y la mayoría de fallas presentes, son caracteres relictos del proceso de eyección preservados por la intensa presión de confinamiento en el seno de la masa de eyectas ahora infrayacentes. El porque de la zona más triturada en la base tiene que ver con el proceso de eyección descrito en Sturm et al. (2015). Por lo general, para la génesis de los megabloques es importante la presencia de capas intercaladas débiles (materiales incompetentes) entre materiales más competentes. Recordemos que la placa Cámbrica estaba formada – probablemente – a tenor de los materiales observados en la zona afectada – por calizas (calizas Ribota), por pizarras (Fm. Valmiedes?) y por areniscas (areniscas de la Fm. Ribota). Es este hecho, la intercalación

de estos materiales menos competentes, como las pizarras, entre los más competentes (calizas) lo que favoreció la rotura y la generación de los megabloques⁴. La presencia de materiales incompetentes en la base del megabloque y de materiales más competentes en el techo pensamos que favorece una diferencia acusada en la brechificación. De este modo la dolomía ribota, ubicada en el techo de la placa, se fragmenta dando lugar a una textura en mortero más coherente que la existente en la base más incompetente en la que las pizarras y areniscas de la Fm Valmiedes y areniscas de Daroca, aunque también hay mezcla de fragmentos de dolomía con los materiales de esta zona (como bien indican Anson et al., 2017). Recordemos que según Sturm et al. (2015), la mayoría de despegues de megabloques se producen mediante fallamiento a lo largo de planos de estratificación más o menos horizontales. Esto permite explicar muchas de las estructuras observadas que serían relictas.

Las variaciones en el espesor de la banda se deberían a las adaptaciones a la topografía existente en el momento de la deposición. La existencia de una fina banda de deformación, en realidad un plano de deslizamiento sobre los materiales infrayacentes (ver figuras 12,13,14, 15, 16, 17, 18, 18 A, 19 y 20) se debe a que estos – que formaban parte de la cortina de eyecta – transportaban a los megabloques. Esto explica porque no hay apenas deformaciones en estos materiales, salvo una banda donde los clastos tienden a disponerse horizontalmente o ligeramente imbricados. También explica su inyección en los materiales cámbricos.

Por otra parte, hay que recordar que los materiales infrayacentes se movían como flujos gravitativos en los que las transiciones de fase del agua entre líquido/vapor condicionaban su resistencia y fluidez. El proceso es parecido al observado en las coladas piroclásticas volcánicas y en los depósitos de algunos cráteres de Marte (Schultz & Gault, 1979; Melosh, 1989). Al igual que en los flujos piroclásticos densos, y en función de variaciones en la velocidad del flujo (en ocasiones influidas por la topografía), de la relación partículas/fluido y de la topografía, puede observarse toda una gama de transiciones que da lugar a diferentes facies deposicionales (Smith et al., 2020). Facies que en el caso de depósitos masivos puede oscilar entre los flujos masivos (debris flows) hasta los flujos acuosos altamente concentrados (hyperconcentrated flood flows) (Colombo y Martí, 1989).

También cabe decir que la detención de estos flujos, y la carga que transportan (p.e. los Megabloques), puede producirse de manera súbita – ligado a variaciones de fase (vapor/liquido) y de concentración de fluidos y partículas – produciendo variaciones en la dirección de transporte y afectando las estructuras tectónicas relictas del material transportado.

- d. Respecto a la esquistosidad oblicua al cabalgamiento principal y fábricas S-C en los niveles lutíticos y microbrechoides que los autores encuen-

tran en los materiales de la banda de falla: Como ya dijimos en la anterior réplica (ver Claudin & Ernstson, 2020), Casas-Sainz et al. (2018) y Simón et al. (2021) observan una acusada variabilidad en el ángulo entre S y C (entre 17-40°)⁵ dependiendo de la anchura de la banda. Esta variabilidad tratan de explicarla abogando por una marcada variabilidad de la deformación a lo largo del plano del cabalgamiento. Para ellos la comentada variabilidad en la orientación de las fábricas del cabalgamiento de Daroca irían ligadas bien a factores intrínsecos (tamaño de grano de la roca de falla, gran número de discontinuidades), bien a factores extrínsecos (variaciones en la intensidad de la deformación y de la dirección del cabalgamiento). Para nosotros (Claudin & Ernstson, 2020) las variaciones en cuanto a la orientación se deben a la circunstancia de que son estructuras relictas, esto es formadas antes o durante el proceso de eyección y que además pueden haber sufrido modificaciones durante el transporte y deposición. De hecho este factor, las variaciones en la orientación, también concuerda con las variaciones de buzamiento que se deben al origen por deslizamiento (del megabloque eyectado desde el borde de la estructura de Azuara) y no por cabalgamiento. También cabe aquí citar los resultados obtenidos por AMS por parte de Casas-Sainz et al. (2018), que como ellos reconocen en su trabajo indican variabilidad en la dirección de transporte y también heterogeneidad en cuanto a la deformación de los materiales. Estos resultados también favorecen la explicación de un origen por impacto de la placa de Daroca en vez de un origen por cabalgamiento

- e. Respecto a la edad de los materiales yacentes, el footwall de los autores no impactistas, adoptamos la propuesta hecha por Gutierrez et al. (2020) – con matices y reservas - basada en dataciones y no en extrapolaciones geométricas y de tasas de sedimentación. Es decir una edad Ramblense y concretamente del Oligoceno. El porqué ya lo hemos comentado anteriormente: la variabilidad lateral de los materiales afectados no permite correlaciones estratigráficas a gran distancia de manera fiable. Para ello serían necesarias bastantes columnas estratigráficas y la presencia de niveles guía relativamente extensos. La asunción de una tasa de sedimentación más o menos constante para unos materiales, que según Simón et al. (2021) corresponderían a depósitos de abanicos aluviales, nos parece inasumible. La razón es sencilla: Si se asume que son abanicos aluviales, éstos presentan una gran variabilidad – tanto lateral como vertical – de deposición por lo que una tasa constante en todas partes no es posible. Si asumimos nuestro modelo de deposición de placas espaladas mediante flujos gravitativos densos, entonces la tasa de deposición sería constante SOLO para los materiales que intervinieron en el transporte y no para el resto.

4. Referencias citadas:

4.1. Artículos:

- Alcalá, L., Alonso-Zarra, A.M., Álvarez, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., van Dam, J.A., Garcés, M., Krijgsman, W., van der Meulen, A.J., Morales, J., Peláez, P., Pérez-Gonzalez, A., Sánchez, S., Sancho, R., Sanz, E. (2000): El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno. *Rev. Soc. Geol. España* 13, 323-343.
- Ansón, M. (2013): Estructura y evolución cinemática de la zona de falla de Daroca: Inversión negativa plio-cuaternaria de una estructura contractiva miocena. MSc tesis, University of Zaragoza.
- Ansón, M., Gil, A., Simón, J.L. (2017): Las rocas de falla del cabalgamiento de Daroca (sector central de la Cordillera Ibérica): interpretación reológica y cinemática. *Geogaceta* 61: 75-78.
- Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A., Simón, J.L., Izquierdo Llavall, Aladega, E.L., Román-Berdiel, T., Osácar, M.C., Pueyo-Anchuela, O., Ansón, M., García-Lasanta, C., Corrado, S., Invernizzi, C., Caricchi, C. (2018): Strain indicators and magnetic fabric in intraplate fault zones: Case study of Daroca thrust, Iberian Chain, Spain. *Tectonophysics*, 730: 29-47.
- Claudin, F.M. & Ernstson, K. (2012): Estructura de impacto de Azuara: ¿Solventado el enigma geológico del cabalgamiento de Daroca? Una analogía con la estructura de impacto de Ries. En <http://estructuras-de-impacto.impact-structures.com/?p=2335>
- Claudin, F.M. & Ernstson, K. (2020): El cabalgamiento de Daroca (Cordillera Ibérica, España) y la estructura de impacto de Azuara – la controversia continúa. En <http://estructuras-de-impacto.impact-structures.com/?p=2891>
- Colombo y Martí, J. (1989): Depósitos volcano-sedimentarios. In: A. Arche (coord.): *Sedimentología*, CSIC, vol. I: 271-345.
- Colomer, M. (1987): Estudi geològic de la vora sud-oest de la Fossa de Calatayud-Daroca, entre Villafeliche i Calamocha. BSc Thesis, University of Barcelona.
- Daams, R., Van der Meulen, A.J., Alvarez Sierra, M.D.L.A., Peláez-Campomanes, P., Calvo, J.P., Alonso Zarza, M.A., Krijgsman, W (1999): Stratigraphy and sedimentology of the aragonian (early to middle Miocene) in its type area (north central Spain), *Newsl. Stratigr.* 37, 103-139.

- Guimerà, J. (1988): Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica y la Serralada Costanera Catalana. PhD. Thesis. University of Barcelona.
- Guimerà, J. (2013): El cabalgamiento de Daroca. In: Simón, J.L., Liesa, C.I. (Eds), XLVII Curso de Geología Práctica. LA orogénia Alpina en la Cordillera Ibérica. Universidad de verano de Teruel, Teruel, pp. 38-42.
- Gutierrez, F., Carbonela, D., Sevil, J., Moreno, D., Linares, R., Comas, X., Zarroca, M., Roqué, C., McCalpin, J.P. (2020): Neotectonics and late Holocene paleoseismic evidence in the Plio-Quaternary Daroca Half-graben, Iberian Chain, NE Spain. Implications for fault source characterization. *Journal of Structural Geology*, 131: 1-17.
- Hernández, A., Olivé, A., Moissenet, E., Carls, P., Sdzuy, K., Kolb, S. (1983): Mapa Geológico de España 1:50000, hoja 465 (Daroca). IGME: Madrid.
- ITGE (1991). Memoria hoja nº 40 (Daroca) del Mapa Geológico de España. 1:200000.
- Krijgsman, W., Garcés, M., Langerels, C.G., Daams, R., van Dam, J., van der Meulen, A., Agustí, J., Cabrera, L. (1996): A new chronology for the middle to late Miocene continental record in Spain. *Earth Planet Sci. Lett.* 142, 367-380.
- Loucks, R (1999): Paleocave Carbonate Reservoirs: Origins, Burial-Depth Modifications, Spatial Complexity, and reservoir implications. *AAPG Bulletin*, V. 83, Nº 11 (November 1999), pp 1795-1834.
- Mattauer, M (1976): Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. Barcelona: Edit Omega. 524 págs.
- Melosh, H.J. (1989) Impact cratering: A geological process. New York: Oxford University. 245 pp.
- Reiff, W. (1978): Monomictic movement breccias; an indicator of meteoritic impact. *Meteoritics*, 13: 605-609
- Sanchez, M.A., Gil, A. y Simón, J.L. (2017): Las rocas de falla del cabalgamiento de Daroca (sector central de la Cordillera Ibérica): Interpretación reológica y cinemática. *Geogaceta* 61: 75-78.
- Schultz, P.H. & Gault, D.E. (1979): Atmospheric effects on Martian ejecta emplacement. *J. Geophys. Res.*, 84: 7669-7687.
- Simón, J.L., Liesa, C.L. (2011): Incremental slip history of a thrust: diverse transport directions and internal folding of the Utrillas thrust sheet (NE Iberian Chain, Spain). *Geological Society, London, Special Publications* 349, 77-97.

- Simón, J.L., Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A. (2021): Controversial epiglyptic thrust sheets: The case of the Daroca Thrust (Iberian Chain, Spain). *Journal of Structural Geology* 145 (2021) 104298: 1-8.
- Smith, G., Rowley, P., Williams, R., Giordano, G., Trolese, M., Silleni, A., Parsons, D.R. & Capon, S. (2020): A bedform phase diagram for dense granular currents. *Nature communications*. 11: 2873, pp1-11.
- Sturm, S., Kenkmann, T., Willmes, M., Posges, G & Hiesinger, H (2015): The distribution of megablocks in the Ries crater, Germany: Remote sensing, field investigation, and statistical analyses. *Meteoritics & Planetary Science*, 50, n° 1: 141-171.
- Van Dam, J.A., Krijgsman, W., Abels, H.A., Alvarez-Sierra, M.A., Garcia-Paredes, I., Lopez-Guerrero, P., Peláez, P., Ventra, D. (2014): Updated chronology for middle to late Miocene mammal sites of the Daroca area (Calatayud-Montalbán basin, Spain). *Geobios* 47, 325-334.
- Viallard, P. (1987): Un modèle de charriage épiglyptique: la nappe des Corbières orientales (Aude, France), *Bull. Soc. Geol. France* 3. 551-559.
- Woodcock, N.H. & Mort, K. (2008): Classification of fault breccia and related rocks. *Geol. Mag.* 145 (3), 2008, pp. 435-440.

4.2. Webs:

- <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/lmg190-2007-03-12.xml>
- <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/lmg185-2007-01-22.xml>
- <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/lmg192-2007-03-26.xml>
- <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/lmg186-2007-01-29.xml>