

# El cabalgamiento de Daroca (Cordillera Ibérica, España) y la estructura de impacto de Azuara - la controversia continúa

Ferran Claudin & Kord Ernstson (Marzo de 2020)

## Réplica a los artículos:

**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. ([http://www.sociedadgeologica.es/archivos/geogacetas/geo61/geo61\\_19p75\\_78.pdf](http://www.sociedadgeologica.es/archivos/geogacetas/geo61/geo61_19p75_78.pdf))

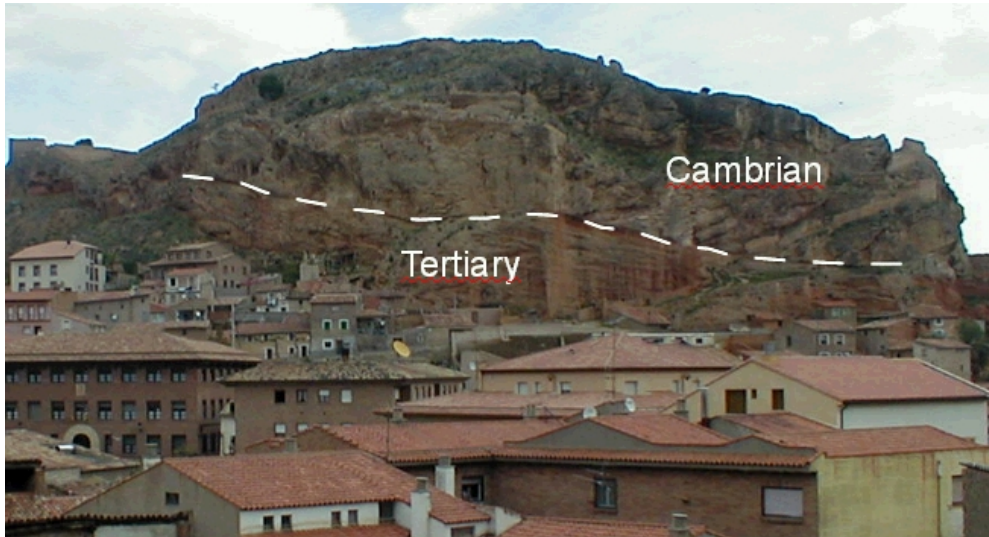
**Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A., Simón, J.L., Izquierdo Llavall, Aldega, E.L., Román-Berdiel, T., Osácar, M.C., Pueyo-Anchuela, O., Ansón, M., García-Lasanta, C., Corrado, S., Invernizzi, C., Caricchi, C. (2018):** Strain indicators and magnetic fabric in intraplate fault zones: Case study of Daroca thrust, Iberian Chain, Spain. *Tectonophysics*, 730: 29-47 (10.1016/j.tecto.2018.02.013) ([https://zaguan.unizar.es/record/78325/files/texto\\_completo.pdf](https://zaguan.unizar.es/record/78325/files/texto_completo.pdf))

**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 (<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.103933>)

## Introducción y resumen

El pueblo de Daroca, en la provincia Española de Zaragoza, esconde un escenario geológico peculiar que constituye un enigma para los geólogos desde hace tiempo. Sobresaliendo por encima del pueblo, la estratigrafía geológica muestra un contacto muy brusco entre una dolomía del Cámbrico (la dolomía Ribota) que sobreyace a sedimentos más jóvenes del Terciario (Fig. 1). La disposición de capas más antiguas sobre materiales más jóvenes no es un fenómeno extraño en geología, y el corrimiento y las fallas de cabalgamiento son procesos relacionados. Pero Daroca es diferente. La placa Cámbrica es de tamaño kilométrico y esta fragmentada en grandes bloques, y un corrimiento de 180° del Terciario puede ser excluido de manera razonable. Los primeros geólogos que se enfrentaron a esta situación, en su desesperación imaginaron la existencia de una placa preexistente autóctona del Cámbrico y un extenso socavamiento por parte del Terciario. En la actualidad esta explicación ha sido excluida en favor de un cabalgamiento tectónico (cabalgamiento por acción de una falla). Pero la situación no es nada simple. No hay zona de raíz ni tampoco un relieve a partir del cual la gigantesca placa pudo empezar a cabalgar el Terciario alrededor de Daroca. No obstante, la cinemática de cabalgamientos ha sido desarrollada a posteriori por geólogos (p.e., Capote et

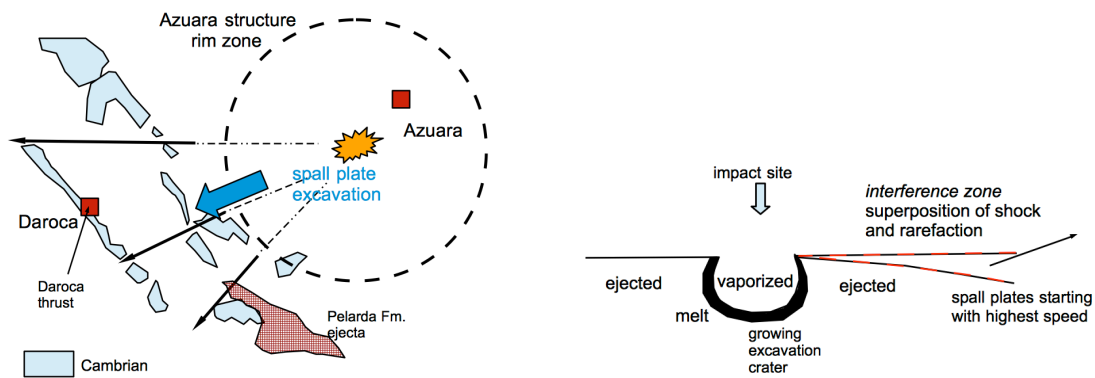
al. 2002), y cientos de kilómetros de largas fallas han sido dibujadas dentro de modelos de sedimentación sintectónica (Casas et al. 2000; Fig. 3).



**Fig. 1. El espectacular afloramiento de Daroca**

En el año 2012 publicamos un extenso artículo (Claudin y Ernstson, 2012) bajo el título “La estructura de impacto de Azuara: El enigma del cabalgamiento de Daroca, ¿solucionado? Un análogo en la estructura de impacto de Ries. En este artículo exponíamos un nuevo, y en nuestra opinión razonable, modelo de formación y una solución físicamente plausible del enigma. A fin de resumir, el cabalgamiento de Daroca tendría su origen en el evento de impacto de Azuara. En este caso, y siguiendo el modelo de placas de espalación de Melosh (1989), la placa de dolomía Ribota de Daroca se habría originado a partir de la interacción entre el cráter de excavación en desarrollo y la zona de interferencia cercana a la superficie. De este modo la placa fue expelida y soportada por grandes volúmenes de fundido de roca, agua y gases (vapor de agua y dióxido de carbono procedentes del objetivo) a modo de un hovercraft. Esto no es una especulación sino que ha sido ya expuesto previamente en el denominado modelo de “rodamiento y planeo” (role and glide) propuesto para el proceso de excavación del cráter de Ries (Alemania). En nuestro artículo sobre el cabalgamiento de Daroca señalamos la similitud entre los procesos en ambos cráteres y también sobre el hecho de que los megabloques gigantes del Ries habían sido excavados y transportados a lo largo de grandes distancias.

En el caso del cabalgamiento de Daroca esta impresionante forma de transporte puede apreciarse de manera fácil sobre el mapa geológico 1:200000 de Daroca, mapa que mostramos de forma simplificada debajo (Fig.2) y en un mapa geológico en la Fig. 11 de la replica más extensa y detallada.



**Fig. 2. El modelo de craterización por impacto para el cabalgamiento de Daroca – en este caso no correspondiente a una zona de falla intraplaca (ver el texto).**

No sabemos exactamente si los autores de los tres artículos aquí discutidos han leído nuestro artículo sobre la relación del “cabalgamiento” con la estructura de impacto de Azuara, y si han entendido la explicación (simplificada aquí) presentada. Pero no deja de llamar la atención que a partir de su aparición en nuestra web, una avalancha de artículos tratando de demostrar que el “cabalgamiento” tiene un origen tectónico hayan sido publicados en diferentes revistas. Máxime cuando no muchos geólogos españoles habían dedicado tiempo al enigma a lo largo de décadas (salvo los artículos de Casas et al. (2000) y Capote et al. (2002), que únicamente veían una falla tectónica a pesar de ninguna evidencia de campo).

De hecho la ciencia avanza con la controversia sobre determinados temas y especialmente sobre los nuevos descubrimientos y modelos. Pero hay un principio que debe respetarse a nivel científico: El que los puntos de vista han de ser cuidadosamente ponderados y discutidos.

En los tres artículos se puede apreciar el incumplimiento de este principio científico básico. No hay ni una referencia al artículo por nosotros publicado sobre el cabalgamiento de Daroca, ni sobre el evento de Azuara (incluyendo aquí toda la extensa bibliografía publicada sobre la zona). Hoy en día Internet es un medio común y ampliamente usado para suministrar información sobre publicaciones científicas (sería el caso, p.e., de ResearchGate). De modo que los autores de los tres artículos aquí discutidos han tenido, sin duda, la posibilidad de consultar la literatura existente sobre el evento de impacto de Azuara y la explicación por impacto sobre Daroca.

En principio, podríamos acabar nuestra replica aquí. Pero nos parecía importante no tener la misma falta de ética científica que criticamos. Por eso, al final de esta introducción, se adjunta un análisis exhaustivo (realizado por F. Claudin) de los tres artículos no impactistas sobre Daroca. En él no solo se analizan los artículos no impactistas, sino que se discuten sus principales puntos confrontándolos con las observaciones de campo y la literatura sobre impactos existente.

A modo de ejemplo, un punto importante puede ser abordado aquí: El artículo de Casas-Sainz et al. (2018) sobre la fábrica magnética a partir del método AMS (anisotropía de susceptibilidad magnética) e indicadores de esfuerzo. A partir del texto vemos que los análisis magnéticos AMS fueron realizados en 6 lugares, pero tan solo uno de ellos (el no. 16) se halla localizado en Daroca en el afloramiento del cabalgamiento (ver su figura 2A). Dado que el lugar

esta guiado en divisiones de un segundo, hemos procedido a partir de un análisis puntual (su Tabla. 1), y de la roca que para 12 medidas de muestras es descrita como una microbrecha de falla (su Tabla 3). El resto de los 5 lugares de AMS esta localizado aproximadamente a 1Km al SE de Daroca (su Fig.2A)

Imaginamos: Para el cabalgamiento de Daroca, descrito en bastante detalle en nuestro artículo (Claudin & Ernstson, 2012), un agujero de pocos metros de tamaño como mucho sirve para un análisis AMS de una microbrecha (asumimos que de dolomia Ribota) de la cual no se sabe cuando adquirió la brechificación y la resultante textura AMS.

Considerando ahora el cabalgamiento de Daroca como una enorme placa dislocada por espalación, lo cual Casas-Sainz et al. (2018) ignoran completamente, ¿ qué es lo que el método AMS nos enseña sobre la antigua tectónica in situ y las zonas de falla intraplaca? Nada. La placa de Daroca puede presentar texturas magnéticas de transporte provenientes de su emplazamiento original 10Km al este, así como brechificación intensa y otras deformaciones sobreimpuestas (que pueden apreciarse en los afloramientos de Daroca) producidas durante los procesos de excavación, eyección, transporte y emplazamiento. No hay que olvidar tampoco una posible importante huella térmica generada en el proceso de craterización por impacto.

Esto también es válido para los otros 5 lugares de análisis de AMS. Dado que el propósito y objetivo del artículo es basicamente caracterizar la AMS de la zona de cabalgamiento, no se puede hacer más que reconocer el trabajo metodológico de los autores y nada más. El artículo de Gutierrez et al. (2020) no difiere en este aspecto. Sus mediciones con GPR (radar de penetración en tierra) y de resistividad son buenas para ver lo que hay, pero no para el tópico bajo discusión (si se trata de un cabalgamiento o una placa de espalación por impacto). La idea que surge de todo ello, es que la impresion visual de la evidencia científica para el llamado medio graben de Daroca se creará mediante la aplicación pura de algunas mediciones geofísicas en un área muy pequeña.

## **Ferran Claudin (2020)**

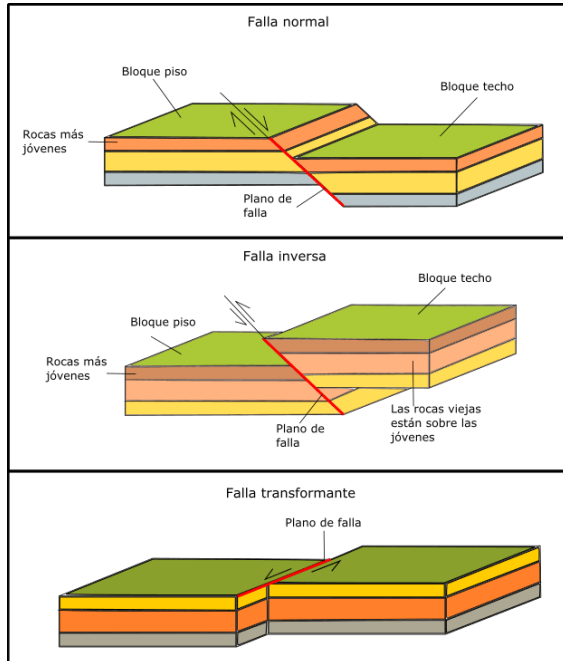
Hace un cierto tiempo, concretamente en el año 2012, publicamos en nuestra web un artículo sobre el pretendido cabalgamiento de Daroca en el cual abogábamos por un origen por impacto del mismo. No sabemos si los geólogos no impactistas lo han leído o no, pero curiosamente desde su aparición han aparecido una serie de publicaciones para demostrar su origen tectónico por cabalgamiento.

Dado que tratan sobre el mismo tema, hemos decidido agruparlos para dar una respuesta conjunta a los mismos.

A lo largo del proceso de réplica trataremos de ser lo más didácticos posible. Por ello empezaremos por hacer un breve resumen de conceptos a los que la réplica ha de hacer referencia.

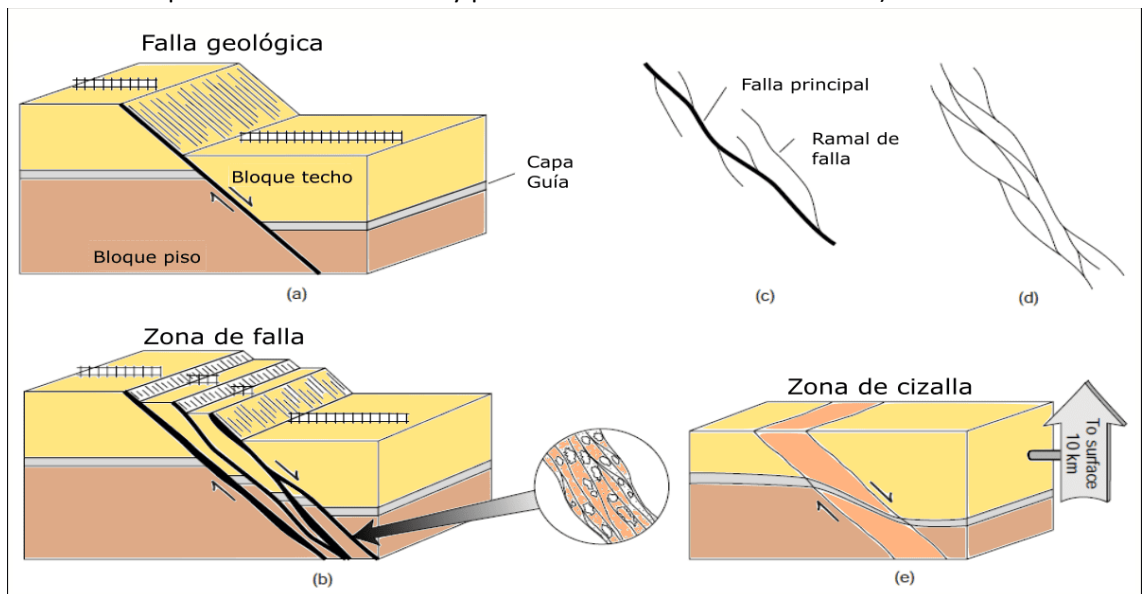
- 1. Introducción: Resumen de conceptos teóricos presentes en la réplica:**
  - A. Falla, zona de falla y zona de cizallamiento:**

Una *falla* es una fractura de la corteza terrestre acompañada de un movimiento relativo de los dos compartimentos o bloques en que quedan divididas las rocas afectadas; la ruptura se realiza según la superficie de falla, plana o curva. En general se clasifica las fallas de acuerdo con su geometría, y con la forma de su movimiento (ver Figura 1)



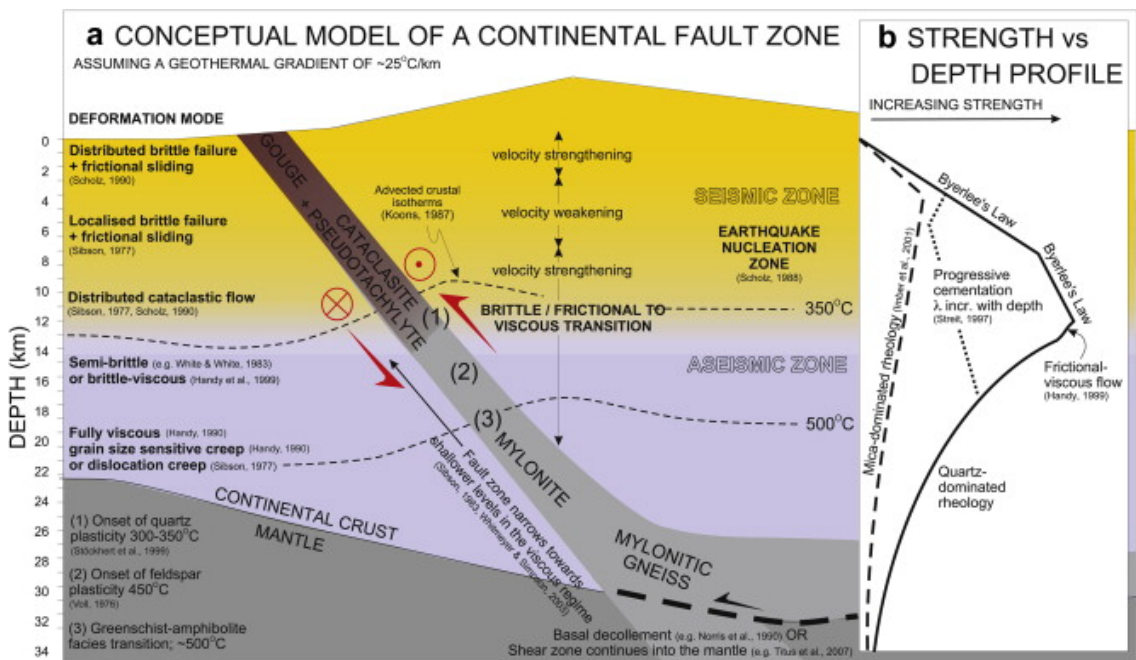
**Figura 1.** Tipos de falla según el movimiento relativo de los bloques afectados. (extraído de <https://geologiaweb.com/geologia-estructural/fallas-geologicas/>)

Una *zona de falla* se halla compuesta por innumerables superficies de falla frágiles, subparalelas e interconectadas, estrechamente espaciadas y que contienen zonas de brecha o bien de "fault gouge" (ver figura 2). La "fault gouge" (harina de falla) es un tipo de roca (una tectonita) formada por fuerzas tectónicas que presenta un muy pequeño tamaño de grano; acostumbra a ser una roca no consolidada (aunque puede en ocasiones presentar cementación y por tanto una cierta consolidación).



**Figura 2.** Esquema en que puede apreciarse la diferencia entre falla, zona de falla y zona de cizalla. (extraído de <https://geologiaweb.com/geologia-estructural/fallas-geologicas/>)

Una *zona de cizallamiento* es una zona de límites subparalelos en la cual se han localizado deformaciones muy acentuadas, tales como fallas, deformaciones discontinuas, y deformaciones continuas dúctiles. Por lo general corresponde a una ancha zona de deformación generada bajo condiciones que van de dúctiles a dúctiles-frágiles, compuesta por rocas de la serie milonítica. A menudo, a medida que ascendemos desde zonas del interior de la Tierra a zonas más superficiales, una zona de cizalla grada a una zona de falla (ver figuras 2 y 3)



**Figura.3.** Gráfico en el cual se representan los diferentes dominios y modos de deformación en una zona de falla. Para condiciones superficiales, la deformación está dominada por procesos frágiles y friccionales. El aumento de la profundidad, y por tanto de la P, provoca el aumento de la cohesión de la roca de falla. Obsérvese como en la parte b. del gráfico se representa la reducción de la resistencia para reologías ricas en filosilicatos respecto a las que son ricas en cuarzo y feldespatos (Norris & Toy, 2014)

- B. **Brechas:** Una brecha (palabra latina que significa roto), es una roca que está formada por lo general por una mezcla de fragmentos angulosos (de diámetro > de 2mm y en una proporción superior al 50%), rodeados por un cemento que puede ser de naturaleza muy diversa y de una matriz que puede ser similar o diferente dependiendo del material fragmentado. Estos fragmentos pueden ser del mismo tipo litológico (brecha monogénica) o de diferente tipo (brecha poligénica). Según el proceso que da lugar a la fragmentación podemos tener brechas tectónicas, volcánicas, sedimentarias, de impacto, ligadas a procesos de inyección de rocas magmáticas.....

Las *brechas tectónicas*, o brechas de falla, son un tipo de rocas cataclásticas formadas por deformación mecánica durante movimientos crustales (de la corteza). Para más información ver <https://structuredatabase.wordpress.com/fault-rocks/fault-breccia/>. La clasificación más reciente sobre este tipo de rocas es la de Woodcock and Mort (2008), que puede visualizarse en la Figura 4.

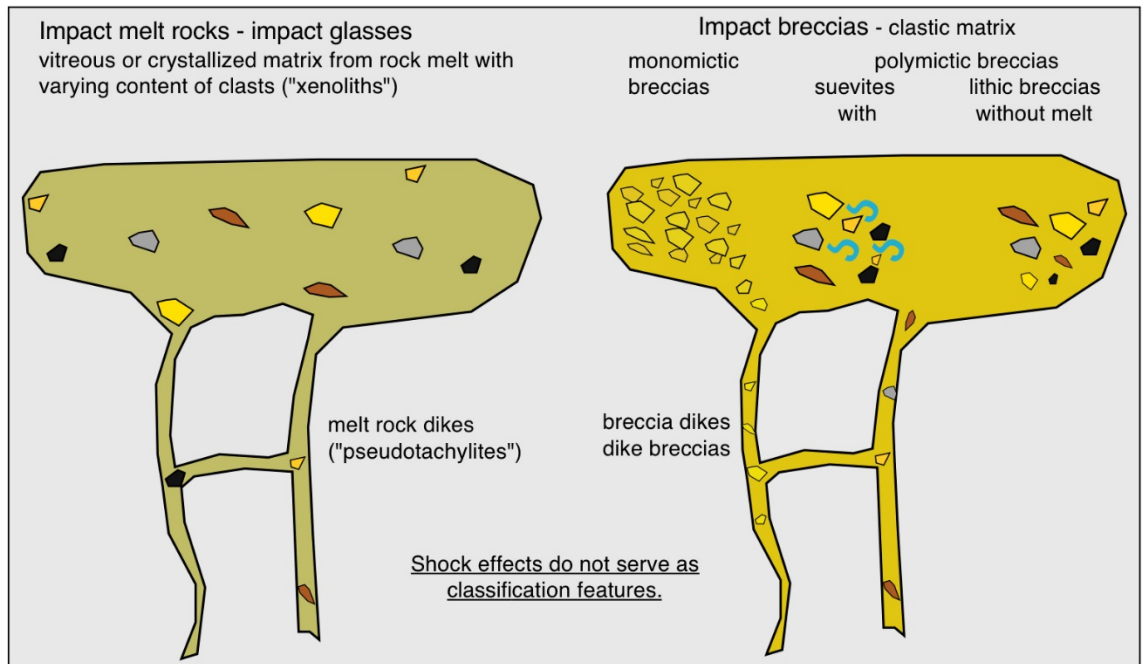
		non-foliated	foliated	
<b>&gt;30% large clasts &gt;2 mm</b>	75-100% large clasts (>2 mm)	<b>fault breccia</b>	crackle breccia	
	60-75% large clasts (>2 mm)		mosaic breccia	
	30-60% large clasts (>2 mm)		chaotic breccia	
<b>&lt;30% large clasts &gt;2 mm</b>	incohesive <sup>1</sup>		<b>fault gouge</b>	
	<b>cohesive</b>	glass or devitrified glass	<b>pseudotachylite</b>	
		0-50% matrix (<0.1 mm)	<b>protocataclasite</b>	<b>protomylonite</b>
		50-90% matrix (<0.1 mm)	<b>(meso)cataclasite</b>	<b>(meso)mylonite</b>
		90-100% matrix (<0.1 mm)	<b>ultracataclasite</b>	<b>ultramylonite</b>
		pronounced grain growth		<b>blastomylonite<sup>2</sup></b>

<sup>1</sup>incohesive at present outcrop

<sup>2</sup>some blastomylonites have >30% large porphyroclasts

**Figura 4.** Clasificación de las brechas tectónicas propuesta por Woodcock and Mort (2008). Extraída de <https://structuredatabase.wordpress.com/fault-rocks/fault-breccia/>.

Las *brechas de impacto*, pertenecientes al grupo de las impactitas (o rocas de impacto), son aquellas rocas que se han formado durante un proceso de impacto (producido por el choque de un cuerpo planetario, cometa o asteroide, contra la superficie terrestre). Su clasificación permite distinguir entre: a) brechas monomícticas y líticas polimícticas y b) brechas polimícticas suevíticas (una discusión sobre su clasificación puede verse en [http://estructuras-de-impacto.impact-structures.com/?page\\_id=13](http://estructuras-de-impacto.impact-structures.com/?page_id=13)), tal y como puede apreciarse en la figura 5.



**Figura 5.** Clasificación simple de las impactitas basada más en los requerimientos geológicos que en la nomenclatura de la IUGS dominada fundamentalmente por la mineralogía y la petrología. Los efectos de choque no se consideran ya que no suministran un criterio razonable para la distinción. Es necesario enfatizar que una distinción clara es en primer lugar un asunto de escala y – de manera concomitante- de las transiciones de todos los tipos que puedan existir (imagen extraída de [http://estructuras-de-impacto.impact-structures.com/?page\\_id=13](http://estructuras-de-impacto.impact-structures.com/?page_id=13))

Es importante recordar, para futuras discusiones, que las brechas monomícticas (monolitológicas) de movimiento (ver Reiff, 1978; <http://www.impact-structures.com/impact-spain/the-rubielos-de-la-cerida-impact-basin/monomictic-movement-breccias/>) presentan – aparte de un tamaño que va desde la arena al limo – una preservación de los fragmentos de los cuerpos brechificados (ver figura 5 a). Esta preservación de los fragmentos entre sí, de manera que aún es posible reconstruir los diferentes cuerpos que han sido brechificados, implica un movimiento bajo una intensa presión de confinamiento.



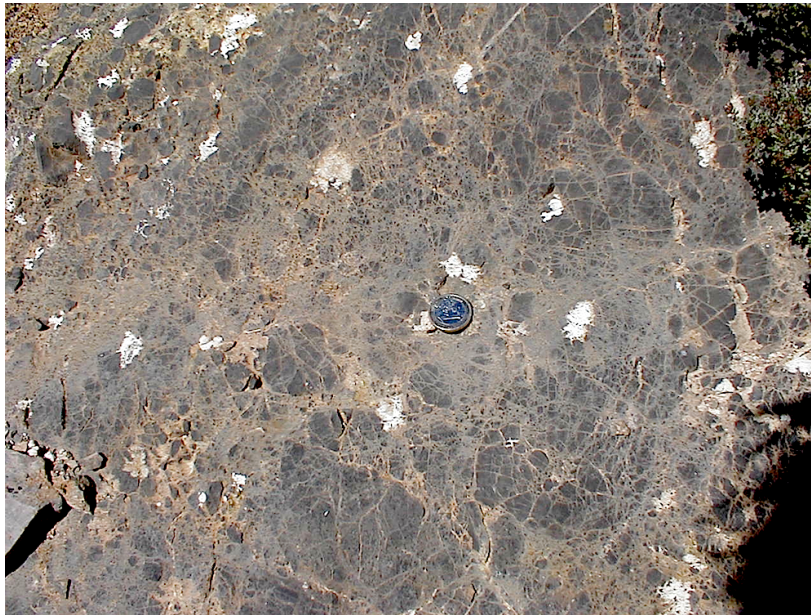
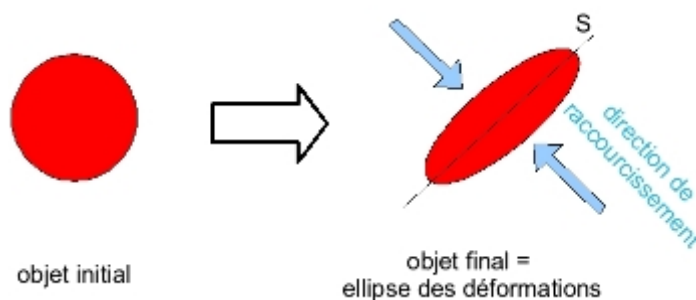


Fig. 5 a. Brecha monomictica de movimiento en la que puede observarse la preservación de la unión de los fragmentos a pesar de estar brechificados incluso a tamaño arena-limo y dar lugar a una textura en mortero. (extraída de <http://www.impact-structures.com/impact-rocks-impactites/the-impact-breccia-page/monomictic-breccia-monomictic-impact-breccia-monomictic-movement-breccia/> ).

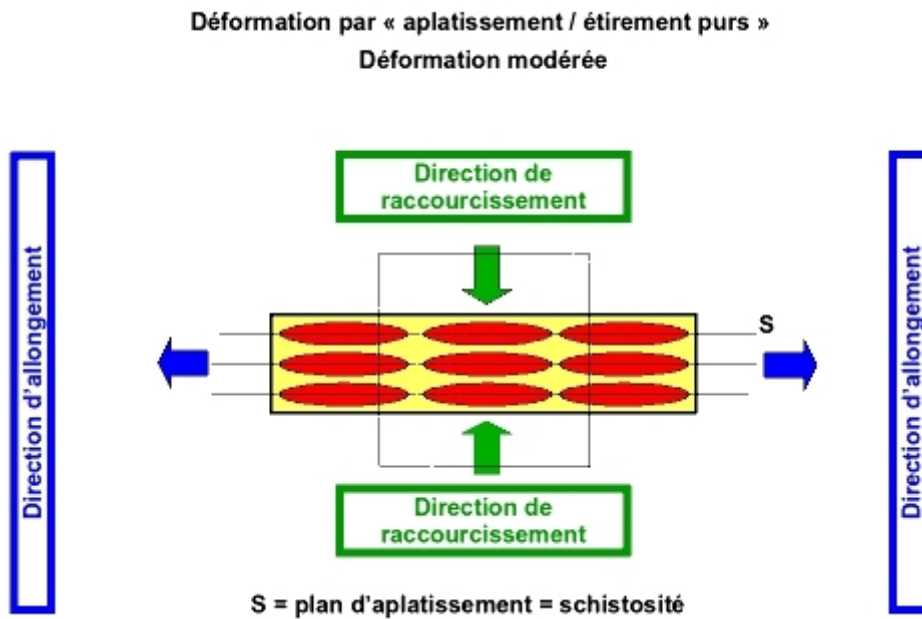
- C. **Planos de aplanamiento, planos de esquistosidad (S) y planos de cizalla (C):** Todos estos términos están relacionados con la deformación de una roca. La deformación implica la variación en el tiempo de la morfología y/o de las dimensiones de un cuerpo rocoso que esta sometido a esfuerzos externos. El término esquistosidad, en sentido moderno, hace referencia a la estructura planar determinada por una orientación de los minerales no-equants (tabulares, aciculares y de clivaje marcado como la mica, la clorita o los anfíboles) según planos con tendencia a deshacerse en unidades rocosas limitadas por los planos de clivaje paralelos a causa del alineamiento de sus minerales . La esquistosidad es por tanto, y de manera simple, el plano de aplanamiento máximo de la roca. Podemos visualizar esta afirmación en la figura 6.



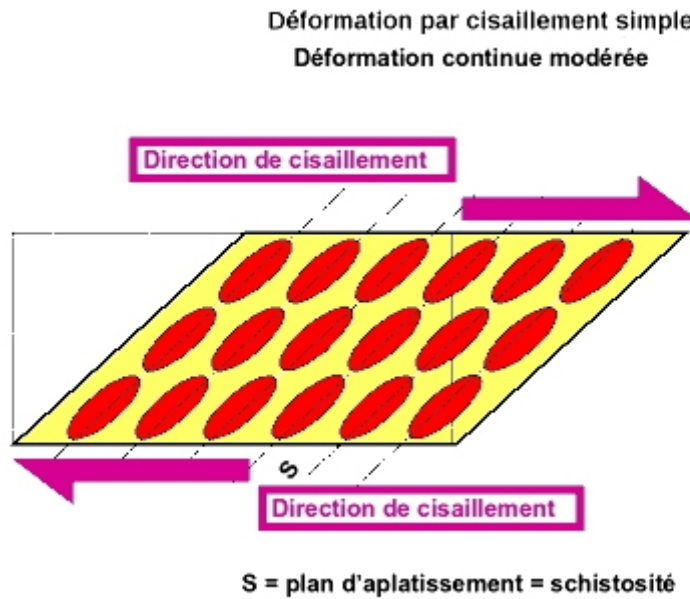
**Figura 6.** El objeto inicial (mineral, fósil.....) presente en una roca sometida a deformación, nos da información (sirve como marcador) sobre esta deformación. Podemos a partir del estado inicial y del final deducir la intensidad de las deformaciones en las diferentes

direcciones del espacio. En el caso aquí representado, la esquistosidad correspondería a las estructuras generadas a lo largo del plano S de aplastamiento. (diagrama extraído de <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/schisto-cisailt.xml> )

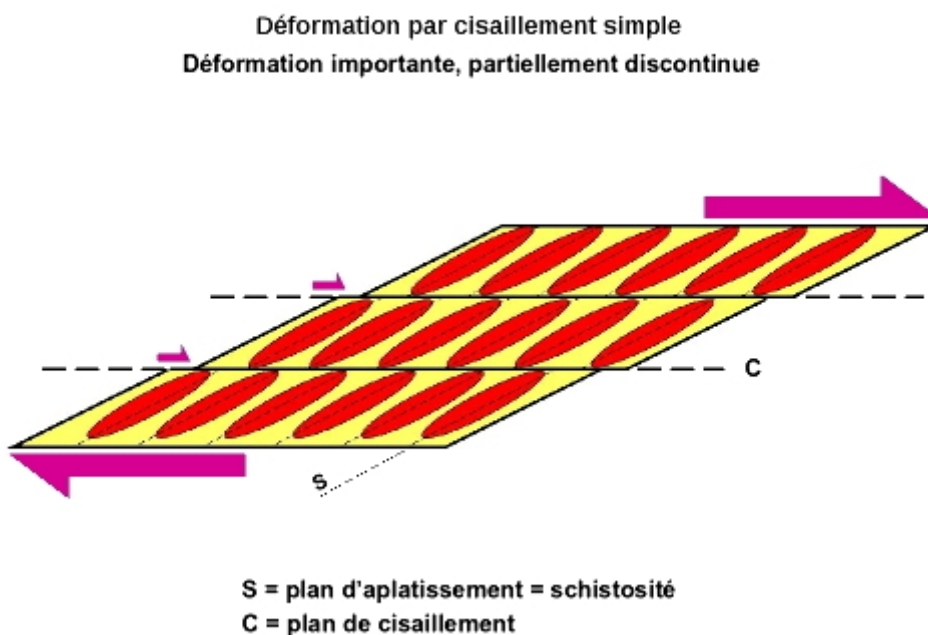
Una zona de cizallamiento puede definirse como una zona de límites subparalelos en la cual se han localizado deformaciones muy acentuadas tales como fallas, deformaciones discontinuas, y deformaciones geométricas continuas dúctiles. En esta zona pueden producirse, dependiendo de las condiciones, dos tipos de deformación: la deformación por cizallamiento puro (figura 7) o bien la deformación por cizallamiento simple (que a su vez puede ser continua (figura 8) o discontinua (figura 9 y 10)).



**Figura 7.** Esquema de la deformación por cizallamiento puro, en este caso de deformación moderada. Puede apreciarse como a partir de una situación inicial de objetos circulares, la presión ejercida en la dirección de acortamiento los transforma en elipsoides orientados a lo largo del plano de alargamiento. Es a lo largo de este plano que se desarrolla la esquistosidad (dando lugar al plano de esquistosidad, representado por la letra S). En esta situación el plano de cizallamiento (C), representado por la línea negra continua situada bajo la flecha de color verde, coincide en cuanto a orientación con el S. (diagrama extraído de <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/schisto-cisailt.xml> )



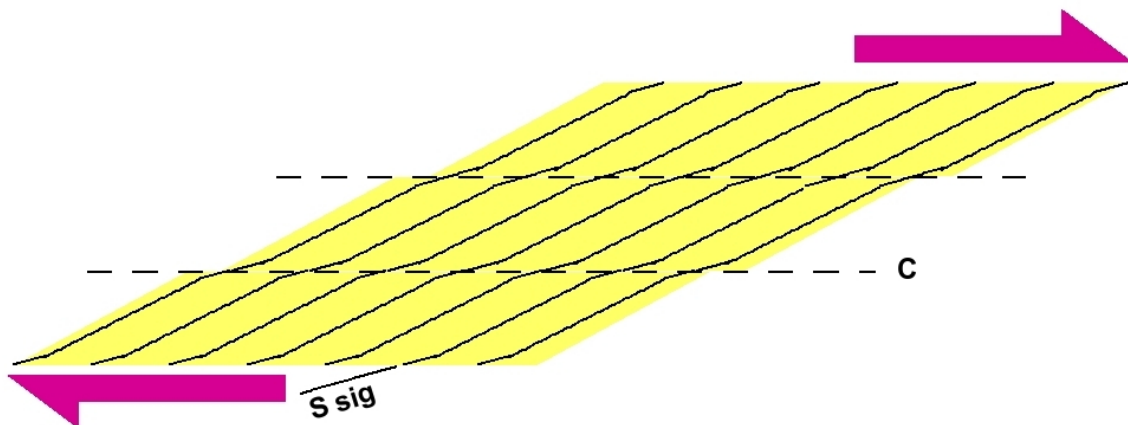
**Figura 8.** Esquema de la deformación por cizallamiento simple continua (caso moderado). En esta situación el plano de esquistosidad, representado por la letra S no coincide con el de cizalla (C ) que estaría representado por la línea negra continua bajo las flechas de color morado, de manera que forman un ángulo entre ellos. La disposición de los elipsoides permite averiguar el sentido de desplazamiento de los bordes del plano de cizalla. (diagrama extraído de <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/schisto-cisailt.xml> )



**Figura 9.** Esquema de la deformación por cizallamiento simple discontinua (caso moderado). Obsérvese como el plano de esquistosidad (S) no coincide con el plano de cizalla (C) con el que

forma un ángulo. (diagrama extraído de <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/schisto-cisailt.xml> )

**Déformation par cisaillement simple**  
**Déformation importante, partiellement discontinue :**  
**plans C et schistosité sigmoïde**



**S sig = plan d'aplatissement cisailé = schistosité sigmoïde**  
**C = plan de cisaillement**

Figura 10. Esquema de la deformación por cizallamiento simple discontinua que nos ilustra un aspecto importante: el caso de la esquistosidad sigmoide. En esta situación, la esquistosidad sigmoide permite ver el sentido de desplazamiento de los bordes del plano de cizalla con mayor facilidad que en otras situaciones. (diagrama extraído de <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/schisto-cisailt.xml> )

- D. **Método AMS (Anisotropía de susceptibilidad magnética):** método geofísico que sirve para medir la magnetización inducida in situ de una roca en el campo terrestre. Entraría dentro de las anisotropías magnéticas, en las que se mide la no homogeneidad de las propiedades magnéticas (en este caso la susceptibilidad magnética) al ser medidas en diferentes direcciones del espacio. La AMS es una propiedad física de las rocas que es usada para estudiar petrofábricas y realizar estudios estructurales. El principio en que se basa es bastante simple: La AMS surge de la orientación preferente de los minerales anisotrópicos magnéticos (o sea, de la fábrica magnética). Para la gran mayoría de minerales, la orientación de sus ejes cristalográficos determina la AMS. Dado que es una técnica que puede aplicarse prácticamente a cada tipo de roca y de sedimento, que tiene gran sensibilidad

y su facilidad de uso, cada vez tiene más adeptos dentro de las ciencias de la Tierra. La AMS se representa por un elipsoide definido por tres ejes  $k_1 \geq k_2 \geq k_3$  (donde la susceptibilidad principal  $K_m = (k_1 + k_2 + k_3)/3$  y las relaciones de anisotropía L (lineación) =  $k_1/k_2$ , F (foliación) =  $k_2/k_3$ , P (grado de anisotropía) =  $k_1/k_3$ ). El elipsoide es coaxial a la petrofábrica, lo que implica que  $k_3$  es perpendicular a la foliación (la cual puede ser el plano de estratificación en el caso de rocas sedimentarias, el plano de foliación magmático en rocas ígneas, o el plano de aplanamiento en rocas deformadas).  $k_3$  acostumbra a llamarse polo de la lineación magnética y  $k_1$  dirección de lineación magnética. La forma del elipsoide de AMS está directamente relacionada con la fábrica rocosa. Para una roca cualquiera hay una relación cuantitativa simple entre L (lineares) y F (planares) y la intensidad de las orientaciones preferentes respectivamente. De modo que existe una relación directa entre AMS y la deformación.

Es importante citar que es posible calcular que anomalía originará un determinado cuerpo geológico en un campo (problema directo). En cambio, el problema inverso, es decir que cuerpo puede ser el causante de una determinada anomalía admite múltiples soluciones. Éstas dependerán de variaciones en la forma, tamaño, propiedades físicas en cuestión ... etc. Por tanto los métodos de prospección geofísica siempre presentan una ambigüedad en las soluciones que hacen recomendable un conocimiento geológico previo del terreno para reducir las soluciones. Y esto también es un problema, ya que todo depende del cristal con el que se mira. O lo que es lo mismo puede existir un sesgo dependiente de la idea geológica que uno tiene de la zona que puede influir en las soluciones a un determinado método geofísico.

## **2. Observaciones: datos expuestos en los artículos mencionados:**

### **2.1. Sanchez et al (2017):**

\* Las rocas de falla asociadas al cabalgamiento de Daroca se disponen formando bandas de anchura variable, entre unos pocos cm y decenas de m, que afectan sobre todo a las unidades cámbricas del bloque superior. Los materiales cenozoicos infrayacentes aparecen ligeramente brechificados y afectados por microfallas y una fábrica S-C incipiente.

\* Desde el punto de vista composicional y textural, en las rocas de falla predominan los fragmentos dolomíticos angulosos (aquí cabe mencionar que las unidades cámbricas del bloque superior están formadas sobre todo por dolomías (Dolomia Ribota)), y en menor proporción fragmentos cuarcíticos de tamaño variable (desde mm a dm). En ocasiones es posible reconocer fragmentos de estratos de escala métrica subparalelos a la superficie de la falla principal. La coloración de la roca de falla va desde el grisáceo al amarillento. El porcentaje de cantos y matriz es muy variable a lo largo de toda la banda de cizalla.

- \* La banda de material cenozoico afectada por la trituración – de escasos cm de anchura – esta compuesta por fragmentos de composiciones variables flotando en una matriz rojiza o amarillenta de tamaño arena.
- \* Para la clasificación de las rocas de falla utilizan la clasificación propuesta por Woodcock y Mort (2008) (ver figura 4). De acuerdo a ésta, serían rocas de falla cohesivas. Dentro de ellas distinguen entre brechas sensu lato (% de cantos >de 2mm alrededor del 60-70%) y entre harina sensu lato (% de cantos en torno al 25%). A su vez, dentro de las brechas s.l. distinguen entre brecha agrietada (% de cantos muy elevado respecto a la matriz y bordes muy angulosos y rectilíneos) y brecha caótica (% de matriz o cemento elevado).
- \* Todas las rocas de falla se caracterizan por la presencia de cristales y agregados minerales y clastos intensamente fracturados ( con presencia de diversas familias de grietas de extensión dispuestas en echelon (frecuentemente plegadas), fábricas S-C y varias familias estilolíticas oblicuas entre si que pueden llegar a definir esquistosidad de disolución.
- \* Del análisis realizado en 5 estaciones – en las que se ha medido la anchura de la banda de deformación, las características litológicas y las meso y microestructuras asociadas – se ha constatado que la zona de mayor desarrollo de brechas tiene hasta 40 m y se halla en el sector de mayor buzamiento (en el sector frontal del “cabalgamiento”, en la pared que se ve desde el pueblo de Daroca, tan sólo corresponden a una lentícula de escala métrica). Este grosor hace referencia a la parte de materiales cámbricos. En lo referente a los materiales detríticos sintectónicos del bloque inferior (infrayacentes), como consecuencia del desplazamiento de la lámina cámbrica aparece un desarrollo discontinuo de roca triturada a lo largo de una banda de una anchura centimétrica (en la cual hallamos micro fallas y una fábrica S-C incipiente).
- \* La banda de rocas de falla presenta esquistosidad oblicua al cabalgamiento principal (plano S). En niveles lutíticos y microbrechoides quedan definidas fábricas S-C. El ángulo entre planos S y C varia entre 17º y 40º. Además hay estructuras sigmoidales de tipo horse con desarrollo de boudins de carácter dúctil. La dirección de transporte a partir de las fábricas S-C es hacia el NE y NNE (ocasionalmente ENE).
- \* Según los autores todo apunta a un comportamiento frágil-dúctil a las rocas de falla estudiadas.
- \* Las asociaciones de minerales de la arcilla presentes en las rocas de falla de materiales paleozoicos indican condiciones de P-T similares a las obtenidas globalmente para las unidades del paleozoico inferior de la cordillera Ibérica (Bauluz et al., 1998)
- \* Las rocas de falla y sus microestructuras no se habrían generado a profundidades de orden kilométrico.
- \* El aumento o descenso de la anchura de la banda de deformación se debe al endurecimiento (que provoca un incremento) o el ablandamiento (que provoca un descenso) por deformación de la zona de cizalla; esto a su vez provoca un incremento o un descenso del ángulo entre las superficies S y C. En Daroca la relación entre superficies S y C y la anchura de la banda de cizalla es inconsistente, dado que valores similares aparecen en lugares con anchura de banda de 40 m y de 1,5 cm. También se observan ángulos distintos en una misma litología (caso de los conglomerados neógenos) en las inmediaciones del plano de cabalgamiento principal (lo que implica

una distribución marcadamente heterogénea de la deformación a lo largo del plano de cabalgamiento).

\* La lámina cabalgante se emplazaría en condiciones epiglípticas (superficiales, a profundidades menores de 2Km) a favor de un rellano de bloque inferior ligeramente inclinado en el sentido ENE y NNE

## **2.2. Casas et al (2018):**

\* Utilizan una serie de técnicas para el estudio del cabalgamiento de Daroca, a saber: Difracción de R-x, análisis estructural, AMS, curvas termomagnéticas (K vs T), desmagnetización térmica y AF de NRM para investigar la mineralogía magnética.

\* Aplican el método AMS (anisotropía de susceptibilidad magnética) a los minerales arcillosos de la harina de falla y de la microbrecha (que serian indicadores paleotérmicos) a lo largo del cabalgamiento de Daroca que muestra movimientos transpresionales durante el Cenozoico. Las fábricas magnéticas fueron analizadas y los resultados fueron comparados con la foliación y las estructuras S – C medidas dentro de la zona de falla.

\* La asociación de minerales de la arcilla sugiere profundidades a 2 Km (a 60-70°C) para las rocas de falla de la pared del cabalgamiento de Daroca. Las fábricas magnéticas y los indicadores cinemáticos son consistentes con un movimiento inverso para la mayoría de la zona de falla.

\* Basándose en las interpretaciones de los resultados de las diferentes técnicas utilizadas, los autores proponen:

- un movimiento hacia el NE del cabalgamiento
- una profundidad somera para la deformación

No obstante reconocen (pàg 18) la existencia de diferentes direcciones de transporte (lo que se ve a través del análisis AMS y de los indicadores cinemáticos). Además existe una fuerte deformación heterogénea a través de los cuerpos fallados. Ante esto, los autores del artículo se preguntan si ello se debe: a. a la heterogeneidad aleatoria de la deformación a lo largo de la falla, b. cambios de movimiento durante el estadio de compresión o bien deformación fraccionada dentro de la zona de falla. De las diferentes direcciones de transporte, las dos predominantes son la NNE y la E. Para explicar el hecho de diferentes direcciones de transporte proponen movimientos secuenciales a lo largo del Pérmico y del Mesozoico....

- La mineralogía y los datos paleotérmicos abogan por un origen somero de la falla. Existe coincidencia entre las direcciones de transporte registradas en los depósitos aragoneses y la zona afectada por la falla.
- Otra posibilidad para explicar los cambios en la dirección de transporte serian cambios en los campos de esfuerzos de compresión (este escenario ya ha sido propuesto para otras zonas de cabalgamiento de la Ibérica como el de Utrillas (Simón y Liesa, 2011)).
- Reconocen que el carácter epiglíptico del cabalgamiento puede facilitar la existencia de direcciones variables de transporte controladas por la topografía.
- Existen diversas explicaciones plausibles para la variabilidad en la orientación de las fábricas del cabalgamiento de Daroca. Unas van ligadas a factores intrínsecos (tamaño de grano de la roca de falla, gran número de discontinuidades...) y otras a factores extrínsecos (variaciones en la intensidad de la deformación y de la dirección del cabalgamiento).

- El cabalgamiento de Daroca puede ser caracterizado como una falla inversa que tuvo un desplazamiento mínimo de 500 m durante el mioceno inicial-medio y que se desarrolló a profundidades someras. El cambio en la geometría de la zona de falla está registrado por diferencias en la zona de afectación. Desplazamientos normales más jóvenes (del neógeno) contribuyen al desvío de la fábrica contractiva S de las rocas de falla y al desarrollo de nuevas zonas de cizalla.

### **2.3. Gutierrez, F. et al (2020)**

- El trabajo investiga la falla de Daroca, de baja velocidad de deslizamiento, desde una perspectiva neotectónica y paleosismológica. La falla de Daroca (no el cabalgamiento), de edad cuaternaria, es la mayor de la cadena intraplaca Ibérica. Se trata de una falla normal.
- La larga cuenca de Calatayud (de 110Km), orientada de NW a SE, esta caracterizada por una evolución polifásica tectono-sedimentaria.
- En el sector asociado al medio graben de Daroca, esta cuenca muestra una marcada configuración asimétrica
- El margen NE de la cuenca de Calatayud esta formado por cadenas prominentes que se elevan a más de 1300 m de altitud, y que están formadas principalmente por las rocas Ordovícicas y Silúricas de la unidad estructural Herrera. Aquí el límite entre las rocas paleozoicas y el relleno de cuenca pobremente disectado muestra un patrón rectilíneo controlado por la falla inferida normal de Badules (Olivé et al, 1980; Gracia, 1990; Gutierrez et al., 2008; IGME, 2015)
- El margen SW de la cuenca de Calatayud muestra una depresión tectónica joven con drenaje axial (el río Jiloca), en vez de la esperada protuberancia de la cadena marginal. Esta depresión corresponde al medio graben de Daroca, desarrollado sobre rocas del Cámbrico en el margen SW de la cuenca de Calatayud y controlado por la falla normal – de buzamiento al SW – de Daroca, asociada con el cabalgamiento de Daroca de vergencia al NE (la misma situación puede citarse para el medio graben de Monébrega, sito también en el margen SW de la cuenca).
- 2 mayores apilamientos tectono-sedimentarios pueden ser observados en el relleno sedimentario de la cuenca de Calatayud. El apilamiento inferior, principalmente expuesto entre Daroca y San Martín, que esta afectado por el cabalgamiento de Daroca que sitúa rocas cámbricas sobre sedimentos de abanico aluvial proximales de color rojo y con un persistente buzamiento hacia el NE. El apilamiento superior, aparentemente concordante con los del paquete inferior, es una gruesa sucesión de materiales terciarios que disecta y sobreyace al cabalgamiento. Los sedimentos de este paquete superior muestran: 1) un buzamiento hacia el NE persistente a través de la cuenca de Calatayud, con un progresivo atenuamiento del buzamiento desde 15 a 2º; 2) una distribución asimétrica de facies, con las unidades más gruesas de carbonatos lacustres desplazadas hacia el margen NE de la cuenca. Estos datos les sirven a Julivert (1954) para deducir que la cuenca de Calatayud fue en un primer estadio (fase orogénica) una cuenca contraccional relacionada con el cabalgamiento de Daroca



que posteriormente evolucionó a un medio graben (fase psotorogénica) controlado por fallas normales en su margen NE.

- Los sedimentos más jóvenes de la cuenca de Calatayud (en el área de Daroca) están dominados por carbonatos lacustres que forman una plataforma estructural extensa (sita al NE de Daroca), con un buzamiento general hacia el NE.
- Los mejores afloramientos del cabalgamiento de Daroca se hallan en el pueblo de San Martín y en el pueblo de Daroca. En este último, el paquete inferior – de 100 m de espesor – afectado por el cabalgamiento de Daroca, presenta un buzamiento de 20° hacia el NE. El paquete superior, de 500 m de espesor, muestra una progresiva atenuación del buzamiento hacia la parte superior (crecimiento de la inconformidad). En una publicación antigua (Julivert, 1954) se decía que el cabalgamiento sobreyacía sedimentos conglomeráticos del Aragoniense, pero dataciones biostratigráficas y magnetoestratigráficas más recientes (Daams et al., 1995; Kriggsman et al., 1996; Alcalá et al., 2000) indican que las unidades inferiores, que son las que subyacen al cabalgamiento, son del Ramiense (Mioceno inicial). Por tanto, los sedimentos de la cuenca de Calatayud afectados por el cabalgamiento de Daroca son del Mioceno inferior y “probablemente” del Oligoceno.. La actividad del cabalgamiento cesa probablemente antes del Aragoniense (y lo mismo es válido para el sector SW del margen o sector N de la cuenca).
- El cabalgamiento de Daroca de orientación NW-SE y de buzamiento hacia el SW (enterrado por sedimentos del Mioceno) alcanza unos 24 Km de largo. Julivert (1954) y Alvaro (1991), proponen que este cabalgamiento bastamente concordante con la estructura homoclinal y de buzamiento al SW del cámbrico, puede corresponder a un antiguo cabalgamiento varisco reactivado durante la orogenia alpina. La pobre exposición del trazo cartográfico del cabalgamiento sugiere que la falla comprende diversos segmentos que vergen hacia la izquierda.
- Colomer y Santanach (1988) proponen 2 fases cinemáticas para el cabalgamiento de Daroca: 1) Una fase paleógena con un buzamiento inverso de transporte hacia el NE que da lugar al desarrollo de las extensas brechas y fault gauges (harinas de falla), 2) Una fase miocénica con desplazamiento lateral derecho sobre la falla principal y un desplazamiento lateral derecho sobre las fallas secundarias de bajo ángulo.
- Las dolomías cámbricas de la parte superior de la placa que buza al NE muestran fallas normales sintéticas y antitéticas que no penetran en los sedimentos terciarios bajoyacentes.
- Ansón et al. (2017) y Casas et al. (2018) indican que la presencia de fallas normales restringidas a la pared colgante es compatible con un cabalgamiento epiglíptico siguiendo la definición de Mattauer (1973). Esto es, grandes deslizamientos subaéreos provenientes de relieves rejuvenecidos asociados con cabalgamientos activos.
- En el pueblo de Daroca, el cabalgamiento muestra dos segmentos bien definidos en sección transversal (Julivert, 1954; Casas et al, 2018): 1) El principal segmento buza 40° al SW y es bastamente concordante con los estratos cámbricos de ña pared colgante y corta las rocas detríticas terciarias bajoyacentes de buzamiento 20-25 NE; 2) El segmento frontal buza alrededor de 5-10 NE y el plano de cabalgamiento es bastante concordante con los sedimentos infrayacentes del Terciario. Para explicar este hecho se proponen dos hipótesis: a) Casas et al. (2018)

proponen que los cambios en el buzamiento están relacionados con episodios tectónicos sucesivos o a deformación simultánea partida; b) Freudenthal (1963) y Colomer (1987) proponen para la parte frontal que buza hacia la zona del antepaís que corresponde a un paleodeslizamiento exhumado desarrollado durante el relleno de la cuenca de Calatayud.

- Las relaciones cartográficas asociadas con el cabalgamiento de Daroca, junto con los datos biostratigráficos y magnetoestratigráficos, indican que esta falla cesó su actividad en el Mioceno inferior (y no en el mioceno medio como se proponía en trabajos anteriores). Esto soporta el concepto de que en el sector central de la cadena Ibérica el final de la compresión alpina y su transición a una extensión post-orogénica tuvo lugar en el Mioceno medio.
- Las relaciones locales anómalas, tanto estratigráficas como estructurales, observadas en el sector frontal del cabalgamiento de Daroca (en el pueblo de Daroca), donde las rocas cámbricas han sido desplazadas sobre un plano que buza hacia el antepaís y que es concordante con los sedimento infrayacentes del Oligoceno-Mioceno inferior, son consistentes con la interpretación de un paleodeslizamiento. Este paleodeslizamiento se formó en el Mioceno inferior, durante el relleno de la cuenca de Calatayud, y se originó a partir de los relieves rejuvenecidos del borde de la cuenca controlada por el cabalgamiento de Daroca. A continuación fue exhumado por erosión diferencial. El bloque de rocas cámbricas que se deslizó hacia la cuenca muestra el típico estilo estructural coherente con los deslizamientos rocosos con deformación interna: 1) Fallas normales sintéticas y antitéticas de buzamiento elevado (en la parte superior de la zona rocosa que se desliza), pero que no penetran en la superficie basal del deslizamiento; 2) Cabalgamientos que se inclinan hacia la pendiente y fallas recumbentes en la parte inferior. Esta deformación frágil-dúctil, que queda confinada al material que subyace al cabalgamiento, con extensión en la parte superior y contracción en la parte basal, es lo que típicamente se halla en deslizamientos fósiles (Martinsen & Baken, 1990; Martinsen, 1994) y modernos (Cotton, 1999). Análogos modernos que ilustran grandes deslizamientos de rocas y colapsos gravitatorios de bordes de cabalgamiento están por lo general asociados a frentes montañosos controlados por cabalgamientos activos (Welman, 1955; Butter et al., 1987; Eusden et al., 2005). Los cabalgamientos activos causan elevación, traslaciones y rotaciones hacia fuera en el bloque cabalgante que dan lugar al desarrollo de deformaciones gravitacionales en la pendiente y grandes deslizamientos (Bonini et al., 2000).
- El deslizamiento (paleodeslizamiento) de Daroca muestra similitudes con los citados por Crook et al. (1987) a lo largo de la falla de Sierra Madre (al sur de California). El paleodeslizamiento propuesto explica un número de características anómalas observadas en este sector del cabalgamiento de Daroca (Casas et al, 2018), a saber: a) El aparente cabalgamiento plegado sobre sedimentos terciarios no plegados; b) Una zona de cizalla más fina que en el verdadero plano de cabalgamiento; c) Diferente dirección de transporte.

**Si resumimos lo expuesto en los 3 artículos sobre el cabalgamiento de Daroca, puede decirse que:**

- a. El cabalgamiento de Daroca es epiglíptico, esto es un cabalgamiento somero que se ha desarrollado muy cerca de la superficie ( a menos de 2Km de profundidad). El hecho

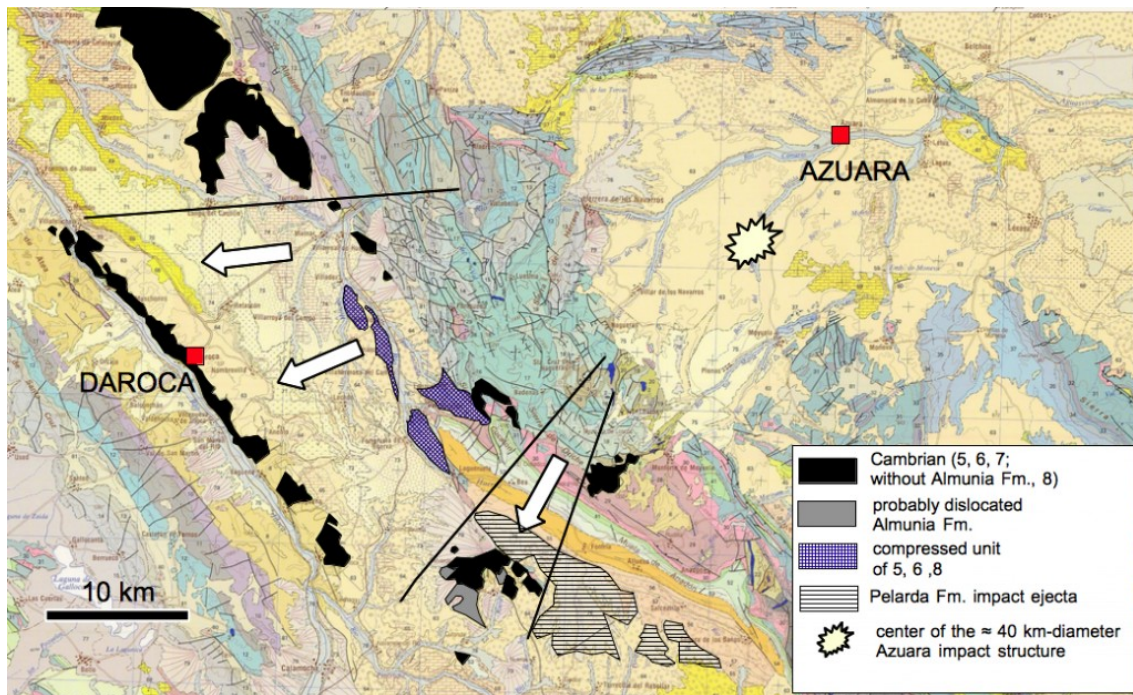
de tener una profundidad muy somera viene reforzado por los análisis de palaeotemperaturas de los minerales de las arcillas presentes en las rocas de falla que dan valores de 70-80°C. Este cabalgamiento puede ser caracterizado como el de una falla inversa que tuvo un desplazamiento mínimo de 500 m. a lo largo del mioceno inicial-medio.

- b. A pesar de insistir en que el cabalgamiento presenta un buzamiento mayoritario hacia el NE, hallan direcciones de buzamiento variables (las predominantes hacia el E y NNE; incluso hacia el SW). Para explicar este dato proponen diversas hipótesis. La más reciente es que el sector frontal del cabalgamiento de Daroca, visible en el pueblo de Daroca, sería parte de un paleodeslizamiento que se produjo en el Mioceno inferior y que la erosión posterior dejó visible (lo exhumó).
- c. Las rocas de falla son particularmente abundantes en la parte correspondiente a la lámina cabalgante, esto es en la placa de materiales cámbricos. En los sedimentos subyacentes a la lámina cabalgante, de edad Mioceno inferior (antes del Aragoniense, ahora del Rambiense (Mioceno inferior)), aunque Gutierrez et al. (2020) sugieren que incluso del Oligoceno) la falla inversa que provocó el cabalgamiento apenas ha producido deformaciones. En estos materiales las deformaciones quedan circunscritas a una banda de escasos cm de anchura donde pueden apreciarse fragmentos de composiciones variables flotando en una matriz amarillento-rojiza de tamaño arena. Estos sedimentos, formados por materiales detríticos ligados a abanicos aluviales, buzaban hacia el NE (aunque curiosamente en el ITGE (1991) el área fuente de estos materiales se situaría en el NE.....).
- d. Las rocas de falla observadas pueden ser clasificadas, de acuerdo con Woodcock y Mort (2008), como rocas de falla cohesivas. Entre éstas, los autores distinguen brechas agrietadas, brechas caóticas y harinas de falla.
- e. La anchura de la banda de deformación en la que se hallan las brechas de falla, varía desde 40 m a centímetros. En esta banda puede apreciarse que los fragmentos dominantes corresponden a la dolomía Ribota, aunque también hay fragmentos cuarcíticos. Pueden observarse también fragmentos de estratos de escala métrica preservados que se disponen paralelos al plano de falla. La variación en la anchura de la zona de falla se debería a variaciones en la dureza de los materiales afectados por la zona de cizalla.
- f. En los materiales de la banda de falla, los autores encuentran una esquistosidad oblicua al cabalgamiento principal y fábricas S-C en los niveles lutíticos y microbrechoides. El ángulo entre S y C varía entre 17 y 40°, aunque los autores observan una acusada variabilidad en el mismo dependiendo de la anchura de la banda. Para explicar esto abogan por una marcada variabilidad de la deformación a lo largo del plano de cabalgamiento. Casas et al (2018), proponen que existen diversas explicaciones plausibles para la variabilidad en la orientación de las fábricas del cabalgamiento de Daroca. Unas van ligadas a factores intrínsecos (tamaño de grano de la roca de falla, gran número de discontinuidades...) y otras a factores extrínsecos (variaciones en la intensidad de la deformación y de la dirección del cabalgamiento).
- g. Según Casas et al (2018) existe coincidencia en las direcciones de transporte de los materiales subyacentes (del Aragoniense que ahora es Rambiense y probablemente Oligoceno) y la zona afectada por la falla. Esto implica que las direcciones de transporte de los materiales subyacentes también es variable, al igual que pasa con la placa cabalgante.

## 2.4. Nuestro artículo sobre “El cabalgamiento de Daroca”:

En el año 2012 publicamos en nuestra web (ver <http://estructuras-de-impacto.impact-structures.com/?p=2335>) un artículo sobre el supuesto cabalgamiento de Daroca.

Proponíamos en el mismo un origen por impacto para dicho cabalgamiento de esta zona y alrededores (ver figura 11). De este modo el supuesto cabalgamiento correspondería en realidad a un conjunto de bloques eyectados y transportados desde la zona del borde de la estructura de impacto de Azuara durante el Oligoceno. Puede visualizarse lo dicho a través de las figuras 83 a 86 del artículo sobre la formación Pelarda (ver <http://estructuras-de-impacto.impact-structures.com/wp-content/uploads/2018/09/Pelarda-final-rudita-corrected-Komprimiert.pdf>)



**Fig. 11.** Fragmento del mapa geológico (del ITGE 1991) donde se muestra parte de la estructura de impacto de Azuara y las unidades geológicas implicadas en el modelo para el cabalgamiento de Daroca. La unidad 7 está compuesta de las unidades no diferenciadas 5 y 6.

La teoría se basaba en:

- El contacto entre la placa cámbrica y los materiales diamícticos infrayacentes del terciario.
- El hecho de que aparte de la dolomía Ribota que se halla por encima del pueblo de Daroca, las rocas del cámbrico inferior de los alrededores de Daroca (probablemente materiales de la Fm Valmiedes y arenisca de Daroca) comprenden

areniscas cuarcíticas y pizarras arcillosas intensamente fracturadas, deformadas e interpenetradas. También pueden observarse inyecciones tipo dique e inclusiones en forma de parche (ver Figs 12 y 13)



Fig. 12. Unidades del Cámbrico inferior intensamente deformadas (probablemente materiales de la Fm. Valmiedes y arenisca de Daroca), mezcladas entre sí y que presentan una textura de mortero y una brechificación arenosa (la foto correspondería a la banda ancha de la zona de falla de Sanchez et al., 2017)



Figura 13. Inyección de areniscas cuarcíticas con brechificación de tamaño arena (arenisca de Daroca?) en el interior de pizarras casi pulverizadas (Fm. Valmiedes?). Cabalgamiento Cámbrico de Daroca; al sureste del pueblo.

- La dolomía Ribota situada en la parte superior del cabalgamiento de Daroca es una brecha monomítica de movimiento que exhibe una textura en mortero y una brechificación arenosa (brechificación que afecta a grandes volúmenes de la dolomía Ribota; ver figura 14)



Figura 14. Brecha monomítica de movimiento que exhibe una textura en mortero y una brechificación arenosa. Dolomía Ribota situada en la parte superior del cabalgamiento del pueblo de Daroca. A destacar que no se trata de una simple brecha de falla; la brechificación afecta a grandes volúmenes de la dolomía Ribota. Puede apreciarse también como muchos de los fragmentos permanecen unidos, manteniendo la cohesividad como en un puzle, a pesar de estar todo brechificado (lo cual apunta a alta presión de confinamiento). Los grandes volúmenes de rocas afectadas no apuntan a un origen por fenómenos cársticos (como en el caso de las crackle o las mosaic breccias (Loucks, 1999)), ni tampoco tectónico ((crackle breccias o mosaic breccias) de Woodcock & Mort, 2008)).

- El cámbrico expuesto en las cercanías de Burbáguena (al SE) también está intensamente y abundantemente deformado de manera similar a la vista en Daroca (ver figura 15)



Figura 15. Cámbrico intensamente deformado del cabalgamiento de Daroca en las cercanías de Burbáguena.

- El movimiento relativo entre la dolomía fuertemente competente y el Terciario fuertemente incompetente debe de haber sido muy enérgico y rápido para permitir el desarrollo de un contacto muy brusco y cortante sin la aparición de excavamientos significativos en el blando terciario (ver figura 16, 17 y 18)



Figura 16. Al fondo, zona de contacto entre la dolomía Ribota y los materiales del Terciario en la zona de Daroca. En primer término el contacto entre la dolomía Ribota brechificada a tamaño arena y un lentejón de la misma dolomía brechificada a tamaño mayor. Nótese la cohesividad de los materiales que a pesar de estar intensamente fracturados muestran el aspecto de un puzle.



Figura 17. Detalle del contacto entre la dolomía brechificada a tamaño arena (parte superior) y la dolomía brechificada a tamaño mayor (parte inferior). Puede observarse la inyección de diquecillos de arcilla rojiza de forma arborescente desde la parte inferior a la superior, así como la alineación paralela al contacto de los clastos inmersos dentro de la estrecha banda que separa estos materiales de los terciarios (brechas, que no conglomerados) infrayacentes. La misma fotografía puede verse con mayor definición en la figura 35b.



Figura 18. Zona de contacto entre la Dolomia Ribota y los materiales del Terciario en la zona de Daroca

- En la zona de contacto entre la dolomía Ribota y los materiales del Terciario pueden observarse inyecciones arborescentes de arcilla rojiza en el interior de la dolomía (que pueden adoptar formas irregulares) (ver figura 19). Este dato aboga en contra de un cabalgamiento lento paso a paso.





Figura 19. Detalle del contacto entre los materiales cámbricos (dolomía Ribota) y los materiales del Terciario. Pueden apreciarse los diques intrusivos de materiales terciarios (arcillas rojizas) dentro de los materiales cámbricos. También puede observarse una tendencia a la alineación paralela al plano de contacto de los cantos y bloques de los materiales del Terciario cercanos a dicho plano.

- Otro aspecto importante, es la zona de raíz. Es decir la zona de procedencia de los materiales del cámbrico. En este punto volvemos a escribir lo que pusimos en el artículo original: en el lado SW (en la pretendida fuente de la Sierra de Santa Cruz) no hay materiales del cámbrico inferiores equivalentes a los del cabalgamiento de Daroca. Pero si los hay en el borde de la estructura de impacto de Azuara, en la zona marcada en la Figura 11.

En este punto no vale poner esquemas con el símbolo del Paleozoico para ilustrar el cabalgamiento (véase figuras 1 en Anson et al (2017) y Gutierrez et al (2020); figura 2 y 6 en Gutierrez et al. (2020) ). Hay que especificar cuales son las unidades implicadas, que repetimos no tienen equivalente en el sector de la Sierra de Santa Cruz y si en el borde de la estructura de impacto de Azuara.

### 3. Discusión y conclusiones:

Durante el proceso de impacto, el rango de presiones y esfuerzos a los que se ven sometidos los materiales del objetivo están sujetos a cambios a medida que nos alejamos del punto de impacto. Esto provoca la rotura del material del objetivo a través de diferentes mecanismos. Cerca del punto de impacto, dominan los efectos debidos a las grandes presiones por choque. Como consecuencia tenemos vaporización, fusión y transformaciones de fase es estado sólido.

A medida que la onda de choque se expande, la P decrece, pero el objetivo todavía está sometido a esfuerzos diferenciales tras el paso del frente de onda de choque (p.e., los

esfuerzos longitudinales y laterales) que exceden su resistencia dinámica a la cizalladura y provocan la fragmentación pervasiva de la roca (Rosenberg, 1993). En el caso de materiales porosos, los esfuerzos compresivos también pueden dar lugar a la compactación de dichos poros (Kowitz et al, 2013). Incluso después de que la P descienda por debajo de la resistencia a la compresión y cizallamiento de los materiales del objetivo, los esfuerzos tensionales de las ondas de choque reflejadas y los esfuerzos anulares pueden causar una fragmentación posterior (Melosh, 1992), a medida que la resistencia a la tensión de la roca es típicamente mucho más pequeña que los esfuerzos compresionales (Lockner, 1995).

Los esfuerzos tensionales también se presentan cerca de la superficie del objetivo como resultado de la interacción de las ondas de rarefacción y de choque, dando lugar a la espalación del material del objetivo (Melosh, 1984). La espalación es un proceso que prevalece de modo particular en los experimentos de craterización dominados por resistencia y que puede conllevar el agrandamiento de los volúmenes y diámetros de los cráteres así originados (Lange, 1984).

La formación de megabloques es un proceso normal en la génesis de un cráter de impacto como el de Azuara. A este respecto cabe citar que la onda de choque producida en el punto de impacto se expande hacia afuera e interactúa con la onda de rarefacción que viaja hacia abajo producida por la reflexión de la onda de choque en la superficie del objetivo (Melosh, 1989; Osinski & Pierazzo, 2013; Osinski et al., 2013). Su interacción produce un flujo de excavación (eyección y excavación) del material del objetivo que se mueve radialmente hacia afuera y abre la cavidad transitoria. La espalación cercana a la superficie fuera del cráter transitorio (Kenkmann & Ivanov, 2006) juega un importante papel en la formación de megabloques al crear zonas localizadas de desacoplamiento (la mayoría a lo largo de los planos de estratificación). Estas primigenias zonas de desacoplamiento son reactivadas durante la modificación del cráter que es donde se produce la mayor parte de la deformación, por lo que los bloques se hallan rodeados por fallas por todas sus caras. De hecho la espalación inicial y el subsecuente arrastrado de la cortina de eyección son los responsables probables de la formación de despegues en los alrededores de la cavidad transitoria (Kenkmann & Ivanov, 2006). Otro factor importante es la presencia de capas intercaladas de materiales de menor resistencia (por ejemplo capas de margas o arcillas intercaladas en calizas) entre capas más resistentes, de manera que las menos resistentes gobiernan la resistencia general de la masa rocosa. Estas capas actúan como planos de debilidad que facilitan la rotura de la masa rocosa, reduciendo al mismo tiempo el tamaño de los bloques formados (Sturm et al., 2015).

Autores como Pohl et al. (1977) definen los megabloques eyectados como bloques de roca, mayores de 25 m de diámetro, coherentes y litológicamente homogéneos que fueron desplazados y parcialmente brechificados durante la formación del cráter. Los megabloques pueden generarse durante diferentes estadios de la formación del cráter que se solapan en el tiempo. Sturm et al. (2015) distinguen tres tipos de megabloques en el cráter de Ries:

- A. Megabloques eyectados durante el estadio de eyección y depositados más allá del borde del cráter final como parte del manto continuo de eyección fuera del cráter.
- B. Megabloques que son eyectados durante el estadio de excavación y depositados dentro del cráter final, pero fuera del anillo interno cristalino (= cavidad

transitoria). Estos megabloques son parte del manto continuo de eyecta, pero fueron depositados sobre una superficie que fue sometida a movimientos hacia dentro y hacia abajo durante la subsiguiente modificación del cráter por gravedad.

- C. Megabloques que no son eyectados, pero que representan bloques deslizados que se mueven por gravedad hacia abajo y hacia el anterior de la cavidad del cráter durante el estadio de modificación

Los megabloques a. y b. se encuadran dentro de los megabloques alóctonos mientras que los c. serian megabloques paraautóctonos. Los alóctonos han sido por lo general eyectados y movidos sobre largas distancias y típicamente se hallan inmersos en una matriz de grano fino (el caso de Ries, en la brecha Bunte). Los paraautoctonos fueron deformados por desplazamientos de moderados a pequeños durante el colapso del cráter. Típicamente están rodeados por zonas de falla discretas (y en el caso de Ries, no están rodeados por brecha Bunte). Los paraautóctonos no acostumbran a mostrar efectos de deformación por choque, mientras que los alóctonos pueden mostrar diferentes estadios de metamorfismo de choque. También cabe destacar que los megabloques paraautóctonos son más grandes que sus equivalentes (en cuanto a litología) alóctonos y se hallan a mayores distancias respecto al centro del cráter (Sturm et al., 2015).

En las descripciones de megabloques hallados en la estructura de Chesapeake bay (Gohn, G. et al (2009); ver

[https://geology.rutgers.edu/images/stories/faculty/miller\\_kenneth\\_g/kgmpdf/09-Gohn.GSASP.pdf](https://geology.rutgers.edu/images/stories/faculty/miller_kenneth_g/kgmpdf/09-Gohn.GSASP.pdf)), los autores describen megabloques que se han movido por la acción de las ondas sísmicas asociados al impacto, con ausencia de efectos de choque en sus minerales, brechados y fracturados, con diques de inyección, con estratificación invertida en algunos casos, con buzamientos que indican la rotación de algunos de ellos, y con fallas y fracturas de desplazamiento incierto tanto en su interior como alrededor de los mismos. En el caso de los megabloques de Chicxulub (Kring, D.A. et al, 2004; ver <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1945-5100.2004.tb00936.x>) también se observan fracturas, brechificación e inyección de diques.

La susceptibilidad para producir megabloques es función de: 1) Las propiedades de resistencia general de la litología del objetivo en cuestión; 2) el espesor de los estratos; 3) la magnitud de la P relacionada con el frente de choque que pasa a través de una litología particular; 4) el modo y magnitud del desplazamiento sufrido por los bloques.

Después de esta breve introducción, queda claro que un megabloque puede presentar una serie de rasgos geológicos heredados (aquellos debidos a la historia geológica previa al impacto) y unos sobreimpuestos (aquellos debidos a las deformaciones asociadas al impacto, a su transporte y deposición).

En el caso de Daroca, respecto a las afirmaciones expresadas por los autores no impactistas referentes al supuesto “cabalgamiento” podemos decir:

1. *“El cabalgamiento de Daroca es epiglíptico, esto es un cabalgamiento somero que se ha desarrollado muy cerca de la superficie ( a menos de 2Km de profundidad). El hecho de tener una profundidad muy somera viene reforzado por los análisis de palaeotemperaturas de los minerales de las arcillas presentes en las rocas de falla que dan valores de 70-80°C. Este cabalgamiento puede ser caracterizado como el de una*

*falla inversa que tuvo un desplazamiento mínimo de 500 m. a lo largo del mioceno inicial-medio.”*

De acuerdo a nuestra hipótesis los materiales cámbricos fueron transportados como bloques eyectados, conjuntamente con parte de los materiales del Terciario (esos que describen como conglomerados (Anson et al., 2017) pero que en realidad son brechas diamícticas ( ver figura 23 y 24) , que buzaban 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 (ver figura 25), en los que su edad ha pasado de Aragoniense a Rambiense mediante datación paleontológica (y a Oligoceno como probabilidad), y en los que a menudo (por su carácter diamíctico) es difícil ver estratificación alguna. Por tanto coincidimos en el término epiglíptico, dado que el transporte se verificó a profundidades inferiores a los 2 Km (en realidad en superficie).

Los bloques eyectados provendrían de la zona del borde del cráter de Azuara (ver figura 11), y se habrían creado a través de los mecanismos explicados anteriormente al hablar de megabloques. El transporte de los mismos se habría producido, al menos durante una parte de su recorrido, con parte de los materiales (sino todos) diamícticos infrayacentes de edad Oligocena (ver figuras 81-88 en <http://estructuras-de-impacto.impact-structures.com/wp-content/uploads/2018/09/Pelarda-final-rudita-corrected-Komprimiert.pdf>) que corresponderían a eyecta provenientes de la cortina de eyectas del cráter de impacto de Azuara. Como es evidente, de acuerdo a nuestro modelo, estos materiales provenientes de la cortina de eyecta y que actuaban como flujos gravitativos (el simil seria como “flujos piroclásticos”) contenían agua (tanto en fase acuosa como en fase vapor) a una cierta temperatura. De modo que el registro térmico observado por los autores no impactistas deviene normal en la hipótesis impactista. Es lo esperado. No hace falta imaginar profundidades entre 0 y 2 Km para explicar la temperatura observada. Por otra parte, cabe recordar que se trata de materiales eyectados, por lo que en parte también puede ser un carácter relicto de la historia geológica que tuvieron en la zona de procedencia.

En cuanto a los 500 m. de movimiento, pues que decir. En nuestro modelo la distancia recorrida es evidentemente mayor (de más de 10 Km; cosa normal también para un cráter como el de Azuara).

También son normales en los materiales eyectados alteraciones de los minerales preexistentes y neoformaciones como consecuencia de la P y T experimentadas.



Figura 23. Aspecto de las brechas diamícticas infrayacentes del Terciario (del Oligoceno)



Figura 24. Otro aspecto de los materiales citados en la figura 23.



Figura 25. Fracturas rotacionales presentes en un clasto de pizarra que se halla dentro de las brechas diamícticas infrayacentes del Terciario de Daroca.

- 2. A pesar de insistir en que el cabalgamiento presenta un buzamiento mayoritario hacia el NE, hallan direcciones de buzamiento variables (las predominantes hacia el E y NNE; incluso hacia el SW). Para explicar este dato proponen diversas hipótesis. La más reciente es que el sector frontal del cabalgamiento de Daroca, visible en el pueblo de Daroca, sería parte de un paleodeslizamiento que se produjo en el Mioceno inferior y que la erosión posterior dejó visible (lo exhumó).*

Como es obvio, la masa de eyectas propuesta por nuestro modelo se expande desde el cráter de impacto a lo largo de la topografía preexistente y la modificada por el impacto. Por tanto, son de esperar direcciones de buzamiento variables una vez que todo este material se detiene. No es necesario invocar paleodeslizamientos parciales, ni diversas fases tectónicas, ni deformación simultánea partida. Lo mismo sirve para los materiales infrayacentes del paleógeno que muestran buzamientos, allí donde es posible observarlos, que van hacia el SE, SW, SSW, NE. Incluso hay lugares en que son horizontales.

Nos parece importante aquí destacar el hecho que la morfología preexistente se vio alterada por el impacto, condicionando evidentemente el transporte y deposición de los materiales eyectados desde el cráter. Aunque no sabemos como era esta topografía, podemos ver en los estudios de Johannes Fiebag sobre el patrón tectónico de la zona de Azuara que el impacto debió generar importantes cambios geomorfológicos (ver figuras 26 y 27), que el manto de eyecta debió superar en su transcurrir desde la zona de impacto hasta su deposición.

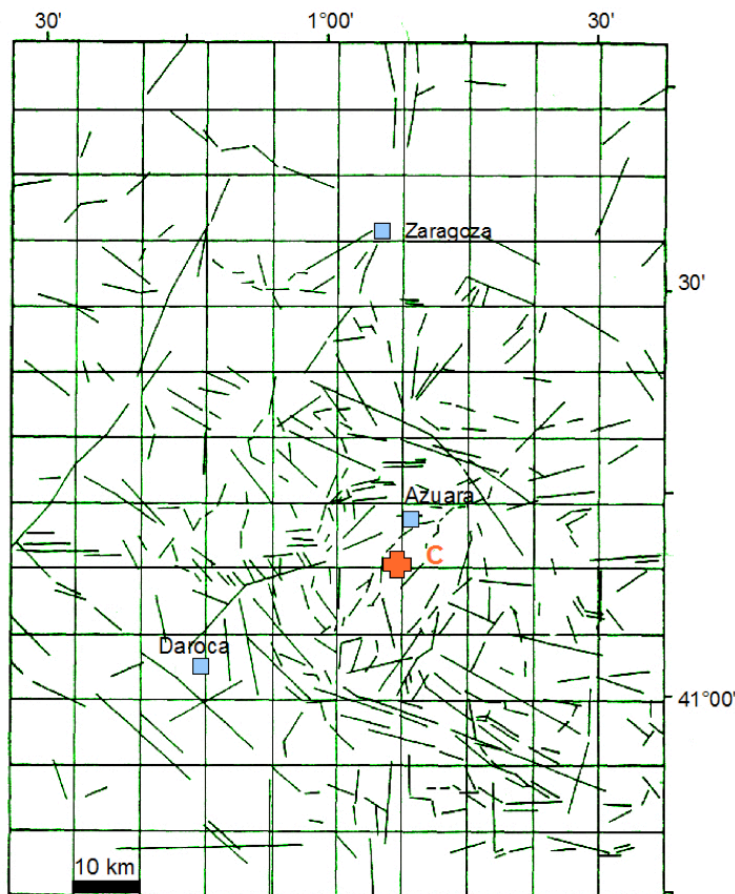


Figura 26. Esquema de lineaciones de la zona de Azuara realizado por Johannes Fiebag (1988) y extraído de <http://www.impact-structures.com/impact-spain/the-azuara-impact-structure/azuara-from-space/>

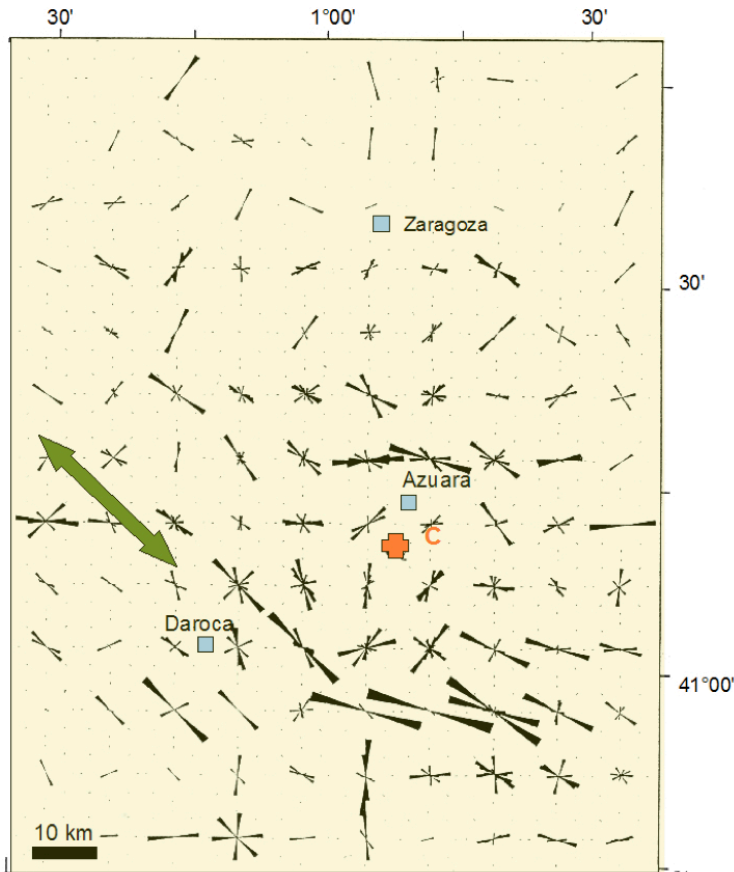


Figura 27. Análisis de lineaciones de la zona de Azuara: Diágramas de rosas para cuadrados de 10 x 10 Km<sup>2</sup>. La flecha verde corresponde a la dirección de la Cadena Ibérica. Realizado por Johannes Fiebag (1988) y extraído de <http://www.impact-structures.com/impact-spain/the-azuara-impact-structure/azuara-from-space/>.

Respecto a que se produjo en el Mioceno inferior..... Dado que los sedimentos bajoyacentes del Terciario no muestran las deformaciones que serían de esperar por un cabalgamiento producido por una falla inversa a lo largo de 500 m. (en realidad, como los mismos autores no impactistas reconocen, la única deformación se reduce a una banda centimétrica y además hay interpenetración de diques desde esta zona a la parte suprayacente de la dolomia Ribota), todo parece indicar que ambos – sedimentos y placa “cabalgante” – se depositaron/originaron a la vez. Por tanto, si como reconocen los autores no impactistas estos sedimentos son Oligocénicos (perdón, del Rambienense por el registro paleontológico pero probablemente del Oligoceno por suposición (Gutierrez et al., 2020)), el supuesto “cabalgamiento” sería Paleógeno. Como es evidente, en nuestra hipótesis el supuesto cabalgamiento no existiría y todo el conjunto se generó y depositó en el Paleógeno.

3. *Las rocas de falla son particularmente abundantes en la parte correspondiente a la lámina cabalgante, esto es en la placa de materiales cámbricos. En los sedimentos subyacentes a la lámina cabalgante, de edad Mioceno inferior (antes del Aragoniense, ahora del Rambienense (Mioceno inferior)), aunque Gutierrez et al. (2020) sugieren que incluso del Oligoceno) la falla inversa que provocó el cabalgamiento apenas ha*

*producido deformaciones. En estos materiales las deformaciones quedan circunscritas a una banda de escasos cm de anchura donde pueden apreciarse fragmentos de composiciones variables flotando en una matriz amarillento-rojiza de tamaño arena. Estos sedimentos, formados por materiales detríticos ligados a abanicos aluviales, buzcan hacia el NE (aunque curiosamente en el ITGE (1991) el área fuente de estos materiales se situaría en el NE.....).*

En este punto cabe hacer una primera objeción: brechas ≠ falla. Esta igualdad, aparentemente sencilla no lo es tanto. Si bien los autores no impactistas reconocen brechas de disolución y de colapso (ver p.e. Fm. Cortes de Tajuña), por lo general siempre asocian brechas con falla (o con zonas de falla o de cizalla). Máxime si las rocas afectadas no son solubles o pueden ser afectadas por el agua (que sería el caso de la carstificación de las calizas, la solubilidad de sales....). Esto es, brecha igual a actividad tectónica que por supuesto es “normal” o ligada única y exclusivamente a fenómenos terrestres. Obvian por supuesto las brechas originadas por impacto, que también son un fenómeno terrestre.

En el caso de Daroca es importante fijarse en que la mayoría de brechas (ver figuras 12, 13, 14 y 15) 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 (ver figuras 28 y 29)



Figura 28. Aspecto de la zona brechificada situada en la base de la placa de Daroca. Puede apreciarse la alineación de fragmentos, en realidad estratos más o menos preservados, marcada por las líneas blancas. Como puede observarse, más que disponerse paralelos al plano de deslizamiento se disponen siguiendo al topografía preexistente.





Figura 29. Detalle de una de las bandas blancas de al figura 28. Puede apreciarse como el material, probablemente una arenisca de Daroca, se halla fragmentada pero los clastos aún permanecen unidos entre si (lo que denota alta presión de confinamiento y por tanto no compatible con un cabalgamiento epiglítico).



Figura 30. Detalle de un fragmento, en este caso de caliza, incluido dentro de una zona brechificada con alineaciones del sector SE de Daroca. Puede apreciarse de manera clara como a pesar de estar fragmentado, los fragmentos encajan entre sí como en un puzle. Es decir, se preserva la cohesividad de los mismos frente a la textura mortar que los rodea. La coexistencia de los dos tipos de texturas aboga por la acción de una intensa presión confinante no ligada a la acción de una “falla tectónica”.

Este dato, el de los fragmentos cohesionados dentro de la zona brechificada, no apunta a una zona de cizalla. En el caso de la falla del Vallés – Penedés, sita en Catalunya – puede observarse una extensa zona de salbanda de falla en la localidad de Ribes Blaves (ver Cerezo, 2014 y Marcen et al., 2018). Las observaciones sobre los materiales de esa zona, tanto microscópicas como mesoscópicas, en ningún caso describen fragmentos cohesionados. Si que hay cataclasitas, orientaciones, fragmentos cilíndricos redondeados de antiguos diques de cuarzo con superficies estriadas, pero no fragmentos cohesionados como los descritos para Daroca.

De igual modo, en los afloramientos de la falla del Vallés de la zona comprendida entre Cánovas y Sant Esteve de Palautordera (en la urbanización dels refugis del Montseny), aparecen estrechas zonas de salbanda de falla (ver mapa geològic 1:50000 comarcal correspondiente a la zona del Vallès Oriental; <https://www.icgc.cat/Administracio-i-empresa/Descarregues/Cartografia-geologica-i-geotematica/Cartografia-geologica/Mapa-geologic-comarcal-1-50.000/Mapa-geologic-comarcal-de-Catalunya-1-50.000>) donde pueden apreciarse orientaciones de los fragmentos procedentes de las rocas afectadas por la falla (ver figuras 31, 32 y 33 a y 33b). En estas salbandas hay orientaciones de fragmentos, pero no cohesividad de los mismos (ni tampoco clastos con fracturas rotacionales e inmersos en la salbanda de falla como los hallados en la “milonita” de Collados en la zona de Azuara, también interpretada por autores no impactistas como una zona de cizalla y por nosotros como resultado de la brechificación por impacto).



Figura 31. Salbanda de falla desarrollada entre materiales graníticos ( a la izda de la fotografía) y materiales paleozoicos (pizarras y calizas ordovícicas) ubicadas en la parte dcha de la foto. La falla, normal, es parte de la falla del Vallés (que en esta zona pasa por Cánovas y els refugis del Montseny, urbanización situada por encima de St Esteve de Palautordera). Nótese como no hay capas preservadas. La anchura de la zona es de unos 9m (los bastones miden 1,20 m de longitud cada uno).



Figura 32. Aspecto del contacto de la salbanda de falla descrita en la figura 31 con los materiales del Ordovícico (Pizarras arcillosas, con intercalaciones de calizas, areniscas y cuarcitas) que se hallan situados a la derecha de la fotografía. Puede apreciarse como hay una orientación de clastos de cuarzo (color blanco en medio de la salbanda de color gris) que presentan un tamaño que oscila entre 2-3mm a más de 10cm. En ningún caso se observan fragmentos de estratos preservados ni mezclados en la salbanda.



Figura 33. Detalle de la salbanda de falla citada en las figuras 32 y 33. Pueden apreciarse los clastos de cuarzo, de morfología angulosa y tamaño variable, inmersos en una matriz grisácea correspondiente a una fault gauge originada por la trituración de los materiales situados a ambos lados de la falla (granitos y pizarras arcillosas con intercalaciones de calizas, areniscas y cuarcitas). No se observan ni fracturas rotacionales, ni estriación, en los clastos de cuarzo blanquecinos. Tampoco se observan restos de estratos, ni orientaciones en la salbanda (salvo las marcadas por los clastos cuarcíticos). Tampoco se ha podido determinar, a nivel mesoscópico, fábricas S-C.



Figura 33b. Aspecto de un fragmento de cuarzo redondeado procedente (probablemente) de los diques de las pizarras adyacentes que ha sido pulido. No se observan estrías en su superficie, ni fracturas rotacionales, ni textura en mortero.

El porque las brechas son más abundantes en la parte cámbrica que en la de los materiales del terciario tienen 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 figura 11) y transportado por el eyecta de “sedimentos oligocénicos” 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 mas 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 megabloques. 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 34, 35a y 35b) se debe a que estos – que formaban parte de la cortina de eyección – 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 las coladas piroclásticas, 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. 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.



Figura 34. La placa de materiales cámbricos situada por encima de los materiales paleógenos (probablemente del Oligoceno según los autores no impactistas). Estos materiales corresponden a brechas básicamente diamícticas. En aquellos lugares donde puede apreciarse una estratificación, buzan hacia el SW.



Figura 35a. La placa de materiales cámbricos situada por encima de los materiales paleógenos subyacentes. Obsérvese el contacto brusco, “cortado como con un cuchillo”, entre ambos materiales. Puede verse como los materiales subyacentes no están deformados y su carácter mayoritariamente diamíctico. En los puntos donde puede apreciarse estratificación el buzamiento es horizontal o ligeramente inclinado (2-3 grados) hacia el SE.



Figura 35b. Detalle de 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 es recto y sin deformaciones consistentes con una falla y si con un deslizamiento. Viene marcado por una banda rojiza arcilloso-arenosa 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 materiales, puede observarse un contacto entre unos materiales brechados a tamaño arena (dolomía 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 y probablemente también de dolomía Ribota). Entre 1 y 2 puede apreciarse una banda de color rojizo.

- h. Las rocas de falla observadas pueden ser clasificadas, de acuerdo con Woodcock y Mort (2008), como rocas de falla cohesivas. Entre éstas, los autores distinguen brechas agrietadas, brechas caóticas y harinas de falla.*

Dado que bajo nuestro punto de vista se trata de brechas de impacto, no entraremos en discusión sobre esta caracterización propuesta por Woodcock y Mort (2008) que recoge la terminología propuesta por Loucks (1999). Lo que si cabe destacar es que



para estos autores, que modifican la clasificación de Sibson (1977), las brechas de falla quedan definidas por tener al menos un 30% de su volumen formado por clastos mayores de 2 mm de diámetro y que se pueden dividir en las brechas de fragmentos-mosaico o caóticas (ver figura 36).

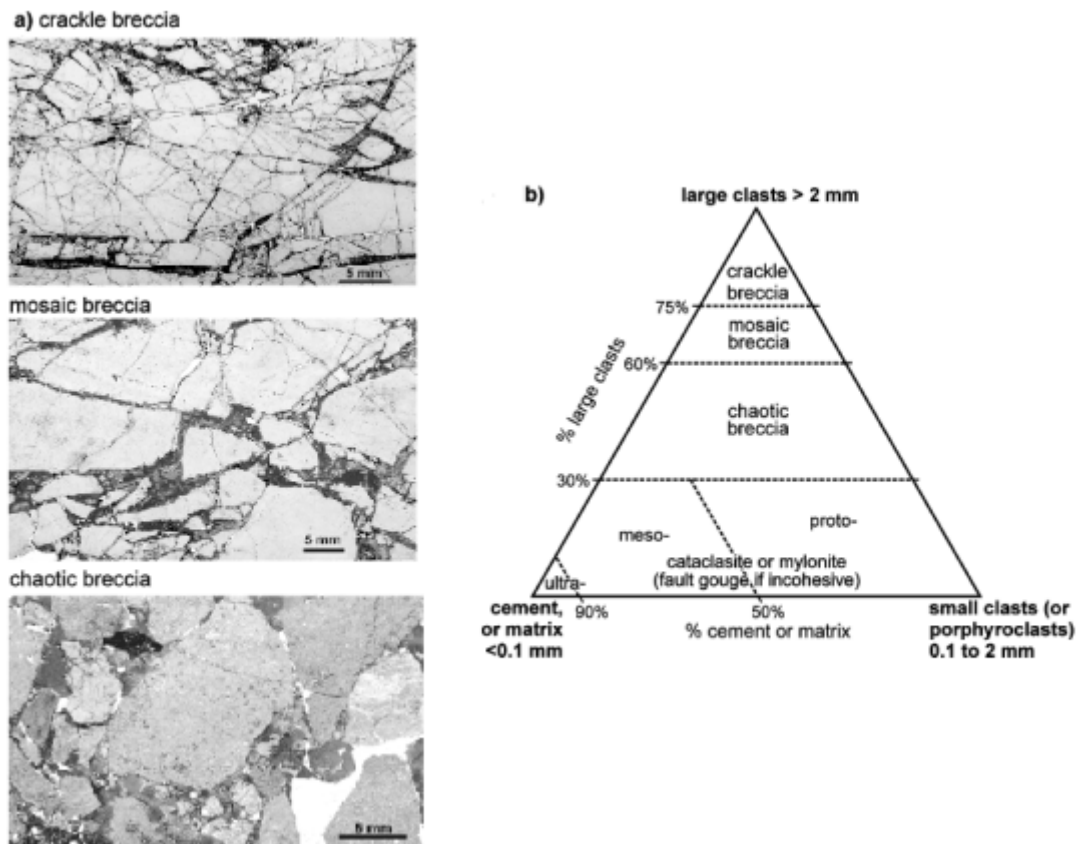


Figura 36. Clasificación de las brechas de falla de acuerdo a Woodcock & Mort (2008). Extraído de <https://structuredatabase.wordpress.com/fault-rocks/fault-breccia/>

De acuerdo con Sibson (1977), tres son los mecanismos de génesis de las brechas de falla: trituración (fricción entre granos y cataclasis de los mismos), cataclasis por aplastamiento (microroturas y microfallas que acaban dando microbrechas) y brechificación por implosión. Si bien se puede admitir que alguno de ellos pudo operar antes o durante la génesis de los megabloques, no se pueden aplicar para explicar la gran masa de rocas brechadas existentes ni las características de esta brechificación.

- i. *La anchura de la banda de deformación en la que se hallan las brechas de falla, varía desde 40 m a centímetros. En esta banda puede apreciarse que los fragmentos dominantes corresponden a la dolomía Ribota, aunque también hay fragmentos cuarcíticos. Pueden observarse también fragmentos de estratos de escala métrica preservados que se disponen paralelos al plano de falla. La variación en la anchura de la zona de falla se debería a variaciones en la dureza de los materiales afectados por la zona de cizalla.*

Ya hemos comentado el porque, bajo nuestro punto de vista, se produce variación en lo referente al espesor de la banda de deformación. Tiene que ver con el mecanismo

de formación del megabloque y de su transporte y deposición. La variación, en este caso no se debería a variaciones en la Dureza de los materiales afectados, ni a la presencia de determinados minerales como clorita-ilita (que tienden a endurecer los materiales sometidos a deformación) o esmectita (que provoca un debilitamiento durante la deformación).

Respecto a los estratos de escala métrica preservados (ver figuras 28 y 29), más que disponerse paralelos al plano de falla lo hacen a la superficie de deslizamiento (es decir adaptándose a la topografía del terreno). También volvemos a insistir en el estado de esos estratos: Totalmente brechados pero preservando su cohesividad. Incluso mezclándose entre si en algunos puntos.

- j. *En los materiales de la banda de falla, los autores encuentran una esquistosidad oblicua al cabalgamiento principal y fábricas S-C en los niveles lutíticos y microbrechoides. El ángulo entre S y C varía entre 17 y 40º, aunque los autores observan una acusada variabilidad en el mismo dependiendo de la anchura de la banda. Para explicar esto abogan por una marcada variabilidad de la deformación a lo largo del plano de cabalgamiento. Casas et al (2018), proponen que existen diversas explicaciones plausibles para la variabilidad en la orientación de las fábricas del cabalgamiento de Daroca. Unas van ligadas a factores intrínsecos (tamaño de grano de la roca de falla, gran número de discontinuidades...) y otras a factores extrínsecos (variaciones en la intensidad de la deformación y de la dirección del cabalgamiento).*

Para nosotros 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 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.

- k. *Según Gutierrez et al. (2020) existe coincidencia en las direcciones de transporte de los materiales subyacentes (del Aragoniense que ahora es Rambiense y probablemente Oligoceno) y la zona afectada por la falla.*

Esto implica que las direcciones de transporte de los materiales subyacentes también son variables, al igual que pasa con la placa cámbrica sobreyacente. Y esto es lo esperable si dicha placa tiene un origen por impacto y es en realidad un megabloque eyectado y transportado y depositado por el manto de eyecta de la estructura de impacto de Azuara.

#### 4. Referencias citadas:

##### 4.1 Artículos:

- Cerezo, J (2014): Geologia de Ribes Blaves – Riera de Sant Jaume: Una prova pilot d'integració de la informació geològica amb aplicacions de realitat augmentada. Treball fi de grau.  
[https://ddd.uab.cat/pub/tfg/2014/125884/TFG\\_JordiCerezoMarmol.pdf](https://ddd.uab.cat/pub/tfg/2014/125884/TFG_JordiCerezoMarmol.pdf)
- Colombo, F y Martí, J. (1989): Depositos volcano-sedimentarios. In: A. Arche (coord): Sedimentologia, CSIC, vol. I: 271-345.
- Fiebag, J (1988): Zur Geologie der Azuara-Struktur – Kartierung im Gebiet zwischen Herrera de los Navarros und Aladrén und süd-östlich von Almonacid de la Cuba sowie spezielle Untersuchungen der Breccien und Breccien-Gänge vor dem Hintergrund einer Impaktgenese der Azuara-Struktur. – Dissertation, Univ. Würzburg, 271 pp., Würzburg.
- ITGE (1991). Memoria hoja nº 40 (Daroca) del Mapa Geológico de España. 1:200000
- Kenkmann T. and Ivanov B. A. 2006. Target delamination by spallation and ejecta dragging: An example from the Ries crater's periphery. *Earth and Planetary Science Letters* 252:15–29.
- Kowitz, A., Güldemeister, N., Reimold, W. U., Schmitt, R. T., & Wünnemann, K. (2013). Diaplectic quartz glass and SiO<sub>2</sub> melt experimentally generated at only 5 GPa shock pressure in porous sandstone: Laboratory observations and meso-scale numerical modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 384, 17-26.
- Lange, M. A., Ahrens, T. J., & Boslough, M. B. (1984). Impact cratering and spall failure of gabbro. *Icarus*, 58(3), 383-395.
- Lockner, D. A. (1995). Rock failure. In: Ahrens, T. J., editor. *Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants*. Washington DC: American Geophysical Union, AGU Reference Shelf, 3, 127-147.
- Loucks, R (1999): Paleocave Carbonate Reservoirs: Origins, Burial-Depth Modifications, Spatial Complexity, and Reservoir Implications. *AAPG Bulletin*, V. 83, No. 11 (November 1999), P. 1795–1834.  
([https://www.researchgate.net/profile/Robert\\_Loucks2/publication/249896537\\_Paleocave\\_Carbonate\\_Reservoirs\\_Origins\\_Burial-Depth\\_Modifications\\_Spatial\\_Complexity\\_and\\_Reservoir\\_Implications/links/578e337408ae35e97c3f64b8/Paleocave-Carbonate-Reservoirs-Origins-Burial-Depth-Modifications-Spatial-Complexity-and-Reservoir-Implications.pdf](https://www.researchgate.net/profile/Robert_Loucks2/publication/249896537_Paleocave_Carbonate_Reservoirs_Origins_Burial-Depth_Modifications_Spatial_Complexity_and_Reservoir_Implications/links/578e337408ae35e97c3f64b8/Paleocave-Carbonate-Reservoirs-Origins-Burial-Depth-Modifications-Spatial-Complexity-and-Reservoir-Implications.pdf) )
- Marcén, M., Casas-Sainz, A., Román-Berdiel, T., Griera, A. (2018): Multiple movements recorded in a crustal weakness zone in NE Iberia: The Vallès- Penedès fault revisited. *Journal of Geodynamics*, 121: 96-114  
([https://www.researchgate.net/publication/326665270\\_Multiple\\_movements\\_recorded\\_in\\_a\\_crustal\\_weakness\\_zone\\_in\\_NE\\_Iberia\\_The\\_Valles-Penedes\\_Fault\\_revisited](https://www.researchgate.net/publication/326665270_Multiple_movements_recorded_in_a_crustal_weakness_zone_in_NE_Iberia_The_Valles-Penedes_Fault_revisited) )
- Melosh, H.J. (1989): *Impact cratering: A geologic process*. New York: Oxford University. 245 pp.

- Melosh, H. J., Ryan, E. V., & Asphaug, E. (1992). Dynamic fragmentation in impacts: Hydrocode simulation of laboratory impacts. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 97(E9), 14735-14759.
- Norris, RJ & Toy, VG. (2014): Continental transforms: A view from the Alpine fault. *Journal of Structural Geology*, 64: 3-31. (<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.03.003>)
- Osinski, G & Pierazzo, E (2013): *Impact Cratering: Processes and Products*, First Edition. Edited by Gordon R. Osinski and Elisabetta Pierazzo. Edit: Blackwell Publishing Ltd. (<http://www.planetary.brown.edu/pdfs/c01%20copy.pdf>).
- Pohl J., Stoffler D., Gall H., and Ernstson K. 1977. The Ries impact crater. In *Impact and explosion cratering*, edited by Roddy D. J., Pepin R. O., and Merrill R. B. New York: Pergamon Press. pp. 343–404.
- Rosenberg, Z. (1993). On the relation between the Hugoniot elastic limit and the yield strength of brittle materials. *Journal of Applied Physics*, 74(1), 752-753.
- Schultz, P.H. & Gault, D.E. (1979): Atmospheric effects on Martian ejecta emplacement. *J. Geophys. Res.*, 84: 7669-7687.
- Sibson, R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanisms. *J. geol. Soc. Lond.* vol. 133 , 1977, pp. 191-213.  
([https://www.researchgate.net/profile/Richard\\_Sibson/publication/274972519\\_Fault\\_rocks\\_and\\_fault\\_mechanics/links/5cee2b45a6fdcc18c8e982f1/Fault-rocks-and-fault-mechanics.pdf](https://www.researchgate.net/profile/Richard_Sibson/publication/274972519_Fault_rocks_and_fault_mechanics/links/5cee2b45a6fdcc18c8e982f1/Fault-rocks-and-fault-mechanics.pdf) )
- 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, Nr1: 141-171.
- Woodcock, N.H. & Mort, K. (2008): Classification of fault breccia and related rocks. *Geol. Mag.* 145 (3), 2008, pp. 435–440.  
(<http://terra.geociencias.unam.mx/~alaniz/Woodcock%20and%20Mort2008-Clasificacion%20fallas.pdf> ).

#### 4.2 Webs:

- <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/schisto-cisailt.xml>
- <https://structuredatabase.wordpress.com/fault-rocks/fault-breccia/>
- <http://www.impact-structures.com/>