LA FORMACIÓN PELARDA: CARACTERÍSTICAS DEPOSICIONALES, EDAD Y GÉNESIS.

Ferran Claudin* y Kord Ernstson**

Resumen:

La Formación Pelarda está formada por un conjunto de ruditas, arenitas y limolitas depositadas por una serie de "avenidas o flujos" procedentes de la cortina de eyecta de la estructura de impacto de Azuara. No corresponde a un depósito de tipo raña y su edad, mediante datación relativa, está comprendida entre el Eoceno sup – Oligoceno. Los materiales constitutivos de dicha Formación muestran estratificación en secciones perpendiculares a la dirección de capa, no tratándose pues de diamictitas. Presenta un espesor máximo de 400 metros y sus características deposicionales permiten afirmar que en su transporte predominaron los flujos gravitativos, siendo el agente de transporte el agua tanto en estado líquido como gas. Los clastos presentes en los diferentes niveles del depósito exhiben rasgos, tanto mesoscópicos como microscópicos, compatibles con un impacto. La dirección de las paleocorrientes y el azimut de las estrías indica un área de procedencia para los materiales sita al NE de su actual ubicación.

Palabras clave: Formación Pelarda, avenidas o flujos, cortina de eyecta, estructura de impacto de Azuara, datación relativa, flujos gravitativos, agente de transporte, paleocorrientes.

---

* Profesor de Enseñanza Secundaria
Colaborador del Museo de Geological de Barcelona (España); fclaudin@xtec.cat

**Profesor en la Universidad de Würzburg (Alemania); kernstson@ernstson.de

1. Introducción:

La Formación Pelarda cubre un área de aproximadamente 12 x 2.5 Km^2 (Fig. 1), presentando un espesor variable que no supera los 200 m. Topográficamente se dispone entre los 1100 y los 1450 m de altitud, en la cima de una cadena montañosa que constituye una de las zonas más elevadas de la región (Carls & Monninger, 1974).

Desde el punto de vista sedimentológico, se trata de materiales formados por ruditas, arenitas y lutitas (limolitas) poco cementadas y con estratificación poco o nada aparente en ocasiones. Dentro de los niveles rudíticos, en general mal clasificados, soportados mayoritariamente por la matriz, poligénicos y heterométricos, se hallan bloques subredondeados de tamaño superior al metro (fig. 2).

Fig 2. Bloque de cuarcita bambolar de tamaño superior al metro. El investigador situado en su parte superior mide de cabeza a cadera 86 cm. El bloque se halla en la parte superior del depósito, en la carretera que une Olalla y Fonfria (cerca de una antigua caseta derruida).

Por lo general no se hallan buenos afloramientos que permitan realizar un estudio detallado del conjunto de materiales, así como claras correlaciones laterales y verticales. Este hecho ha condicionado, hasta el presente, las interpretaciones del mismo en cuanto a edad y orígen.

En relación a su génesis, estos depósitos han sido atribuidos a procesos fluviales (Carls & Monninger, 1974; Adrover et al., 1982; Smit, 2000 (comunicación escrita)), a procesos aluviales (Lendínez et al, 1989; Pérez, 1989; Aurell et al., 1993; Aurell, 1994; Cortés et al., 2002; Díaz-Martínez et al., 2002 a, 2002b, 2002c; Díaz-Martínez, 2005), y a procesos ligados a un impacto (Ernstson & Claudin, 1990; Ernstson & Fiebag, 1992; Rampino et al., 1997 a y b; Claudin et al., 2001; Ernstson et al., 2002; Ernstson et al., 2003; Claudin & Ernstson, 2003; Ernstson, 2004).

La edad propuesta para el conjunto de materiales que constituyen esta Formación ha variado entre el paleógeno (Carls & Monninger, 1974; Adrover et al., 1982; Ernstson & Claudin, 1990; Ernstson & Fiebag, 1992; Ernstson et al., 2002; Ernstson et al., 2003; Claudin & Ernstson, 2003) y el cuaternario (ITGE, 1989; ITGE, 1991; Aurell et al., 1993; Aurell, 1994; Smit, 2000 (comentario escrito), Cortés et al., 2002; Díaz-Martínez et al., 2002 a, 2002b, 2002c; Diaz-Martinez, 2005). Los mismos autores (Cortés et al., 2002) que le atribuyen una edad cuaternaria (del Plioceno o Pleistoceno) la consideran como un depósito de tipo "raña"[1] generado por un abanico aluvial de carácter local (adosado a relieves palezoicos hoy ya

[1] Glacis formado por cantos cuarcíticos, con matriz arcillosa, y desarrollado sobre terrenos paleozoicos bajo un clima periglacial o árido.

denudados), aunque Diaz-Martinez (2005) curiosamente considere que aún esta en estudio.

Si bien en nuestro primer y extenso artículo sobre esta Formación (Ernstson & Claudin, 1990) tan sólo añadíamos algunas observaciones al trabajo realizado por Carls & Monninger (1974), *el presente trabajo pretende ser una revisión y estudio más detallado de la misma.*

2. Marco geológico:

El área donde se encuentran los depósitos de la Fm. Pelarda se localiza unos 10 Km al sur del borde del cráter de la estructura de impacto de Azuara , y a unos 10 Km al norte del borde externo de la cuenca de impacto de Rubielos, disponiéndose de modo tangencial respecto a las mismas (Fig. 1)

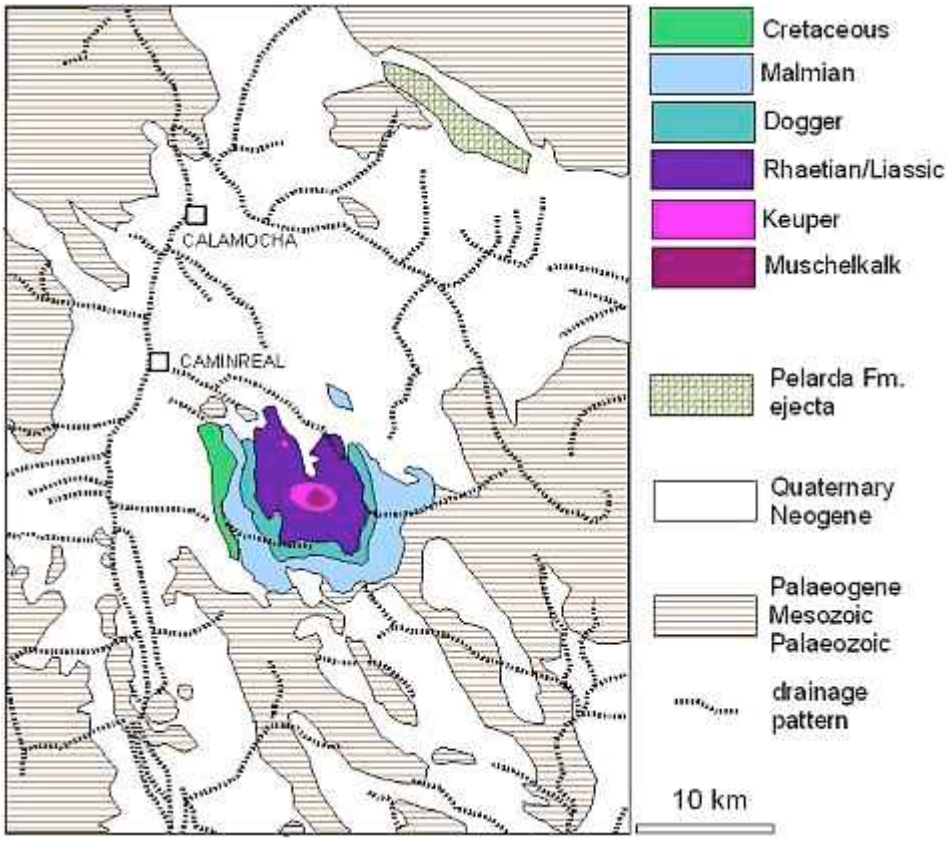


Fig. 1. Situación de la Fm. Pelarda respecto a las estructuras de Azuara y la Cuenca de impacto de Rubielos de la Cérida.

Geológicamente la Fm. Pelarda queda "rodeada" por materiales del paleozoico, del mesozoico, del eoceno-oligoceno inferior, del mioceno inferior-medio y del cuaternario, de acuerdo con las cartografías existentes (ITGE, 1991 (fig. 3); ITGE, 1989 (fig. 4); IGME, 1977 (fig. 5)) y los datos propios de campo.

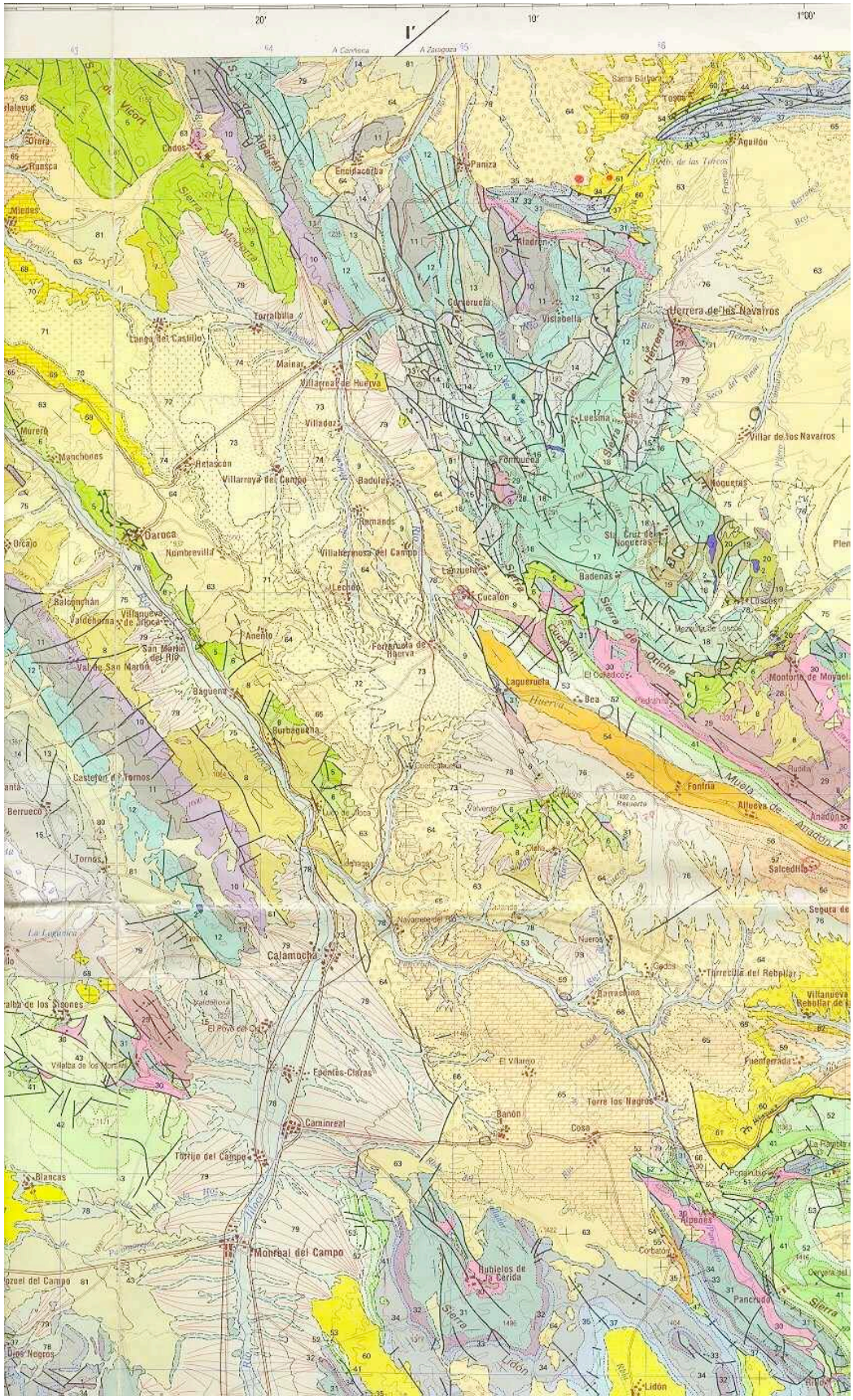


Fig 3. La Formación Pelarda en la cartografía 1:200.000 del ITGE (1991). En esta cartografía la Formación (número 76) corresponde a un depósito de edad cuaternaria (una raña) que si aparece en la zona de Salcedillo (enmarcado en rojo).

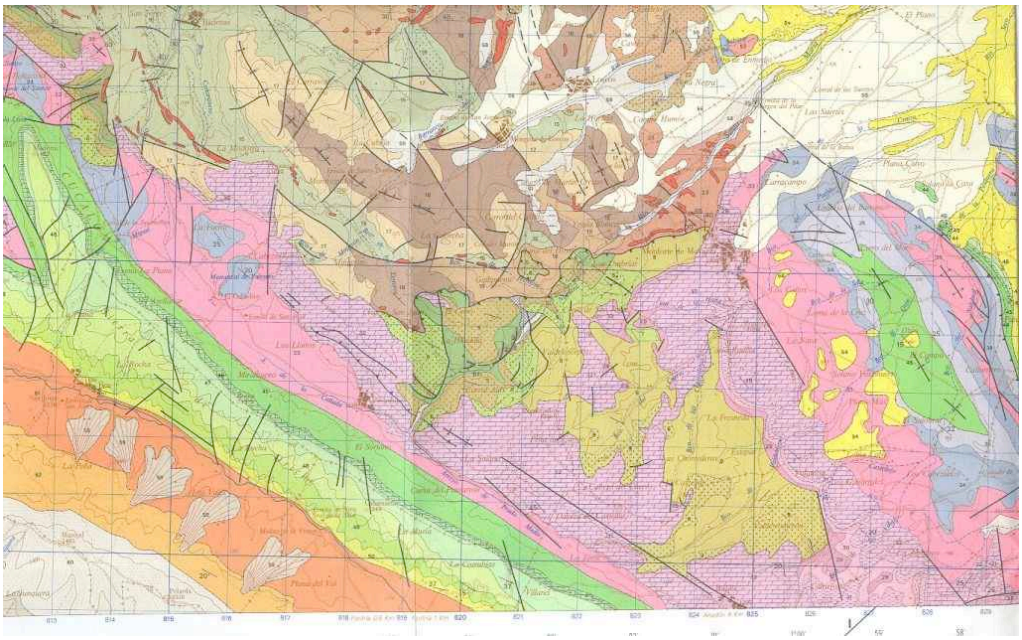


Fig4. La Formación Pelarda (número 60), aparece (en la esquina inferior izda.) como un depósito cuaternario en la cartografía escala 1:50000 del ITGE (1989).

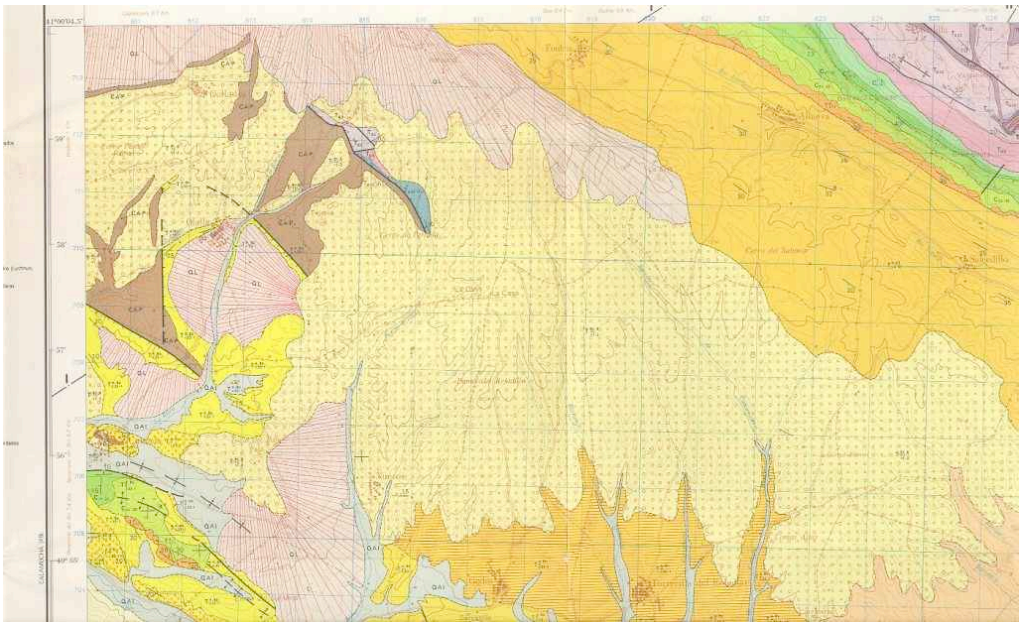


Fig 5. En esta cartografía a escala 1:50000 del IGME (1977), la Formación Pelarda (letras QL) aparece como un depósito cuaternario. Hay que destacar que según el mapa no aflora en la zona de Salcedillo.

De más antiguos a más modernos, podemos realizar una descripción somera de los materiales que "rodean" a la Fm. Pelarda basada en los datos del ITGE (1991) y en los propios. Así tenemos:

a. Paleozoico:

Constituido por bloques intensamente fracturados, hasta llegar a dar texturas de tipo mortero, que afloran cerca de Olalla, Collados y Valverde. Corresponden, de acuerdo al ITGE (1991) a materiales de las Formaciones Bámbola, Embid, Jaloca, Ribota, Huérmeda, Daroca, Valdemiedes, Murero y Almunia. Litológicamente están formados por pizarras, areniscas, pizarras arcillosas, dolomías, calizas, cuarcitas y limolitas calcáreas. Cerca de Olalla y Collados es posible observar como en estos materiales, en concreto los de las formaciones Valdemiedes y Murero, aparecen las bandas de "milonitas" (de dirección 130º) cartografiadas por Monninger (1974). En realidad estas bandas de materiales azulados, que recuerdan a la harina de falla, corresponden a zonas sometidas a presión confinante intensa. Como pruebas a favor de esta interpretación pueden citarse: 1) la presencia en su interior de clastos fracturados pero que presentan cohesión de sus fragmentos (fig. 6), la presencia de capas perfectamente preservadas en medio de zonas totalmente destruidas (fig. 7), la presencia de pliegues de tipo kink (fig. 8), la presencia de bloques con fracturas rotacionales (fig. 9) y la presencia de superficies de pulido sitas en el contacto entre "materiales resistentes" y "materiales blandos" (fig. 9 a).

Fig. 6. Dentro de la "milonita" situada cerca de Collados pueden apreciarse bloques como el de la figura, intensamente fracturados, pero en los que la cohesividad de los fragmentos se preserva 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".

Fig. 7. Capas preservadas en el seno de la “milonita” cerca de Collados.

Fig. 8. Pliegues de tipo Kink sitos en la “milonita” cercana a Collados.

Fig. 9. Clasto intensamente deformado, que presenta fracturas rotacionales, y que ha sido extraido del interior de la “milonita” cercana a Collados.

Fig. 9 a. Extensa superficie de pulido desarrollada entre calizas del Muschelkalk (materiales resistentes) intensamente fracturadas y los materiales pizarrosos del Paleozoico (materiales blandos), en el afloramiento cercano a Olalla. Estos últimos

dan lugar a una especie de harina de falla ("la milonita" de Monninger (1974)) en la que se hallan inmersos cantos como el visualizado en la fig. 9.

Además de las "milonitas", y cerca de Olalla (coordenadas UTM, 0656513 E/4539035 N), es posible observar la coexistencia de texturas de mortero y de diques de brechas que afectan a los materiales paleozoicos situados en las cercanías de la Fm. Pelarda y de la brecha suevítica basal (Figs. 10, 11, 12 y 12 a)

Fig. 10. Paleozoico intensamente fracturado, en el que se aprecia ya una clara textura de mortero y la existencia de un dique que lo atraviesa.

Fig. 11. Detalle del dique que traviesa los materiales paleozoicos. Pueden apreciarse fragmentos paleozoicos en su interior.

Fig. 12. Brecha basal suevítica sita en las proximidades de la Fm. Pelarda (que aflora en la zona arbolada que queda en la parte superior de la fotografía). La brecha basal se halla formada por fragmentos angulosos de cuarcitas y pizarras heterométricos e inmersos en una matriz de elevada dureza. Pueden observarse clastos fracturados pero que conservan la cohesividad de los fragmentos, así como

texturas fluidales en la matriz. Sobreyace a los materiales del Paleozoico, del Muschelkalk y de la Fm. Pelarda.

Fig. 12 a. Aspecto de clastos paleozoicos fragmentados pero que mantienen la cohesión de sus fragmentos, junto a texturas de tipo fluidal, en la brecha basal suevítica cercana a Olalla.

b. Mesozoico:

Constituido por materiales del Muschelkalk, Keuper (¿) y Jurásico, intensamente fracturados, que afloran en la zona cercana a Olalla. En las calizas correspondientes al Muschelkalk, localizadas debajo de la parte superior de la Fm. Pelarda (tramo 4 fig. 40), es frecuente observar la presencia de texturas de mortero y de diques de brechas de impacto (figs. 13, 13a). Entre estos diques los hay que están formados por lapilli acrecional (con núcleos formados por cristales de cuarzo, fragmentos de roca caliza y de rocas metamórficas, así como de granos acrecionales) (figs. 14, 15, 16, 17 y 18).

Fig. 13. textura de mortero desarrollada en los materiales del Muschelkalk cercanos a Olalla y situados por debajo de la Fm. Pelarda.

Fig. 13 a. Diques de brechas monomícticos en calizas del Muschelkalk. La génesis de los mismos por procesos cársticos, en concreto ligados a brechas de agrietamiento, de mosaico o caóticas (Carrasco-Velázquez et al., 2004), a tenor de las características de campo y microscópicas, es altamente improbable (ver la

discusión sobre su orígen en http://www.estructuras-de-impacto.impact-structures.com/spain/controversy/review.html).

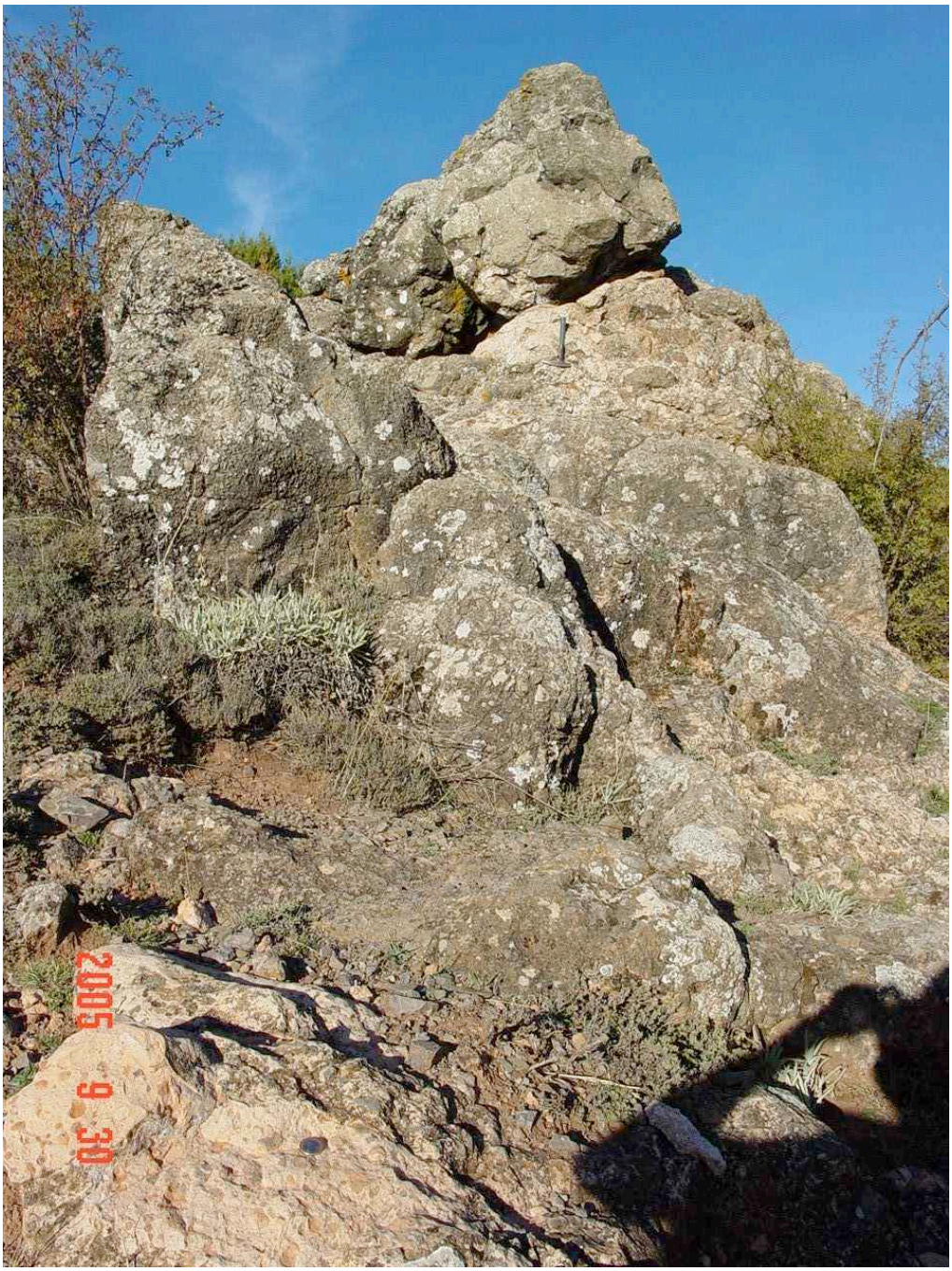


Fig. 14. Dique de brechas formado por lapilli acrecional (lapillita), que se inyecta a través de los materiales del Muschelkalk cercanos a Olalla. Pueden observarse, de color anaranjado oscuro, los componentes lapillíticos en la parte inferior izquierda de la foto. La génesis del mismo por procesos pedogénicos, no es coherente ni con las características de campo ni con las características microscópicas observadas.

Fig. 15. Aspecto del dique de brecha lapillitico. Pueden observarse los fragmentos de calizas del muschelkalk rodeados por capas acrecionales concéntricas de grano fino (constituidas por un reemplazamiento secundario de minerales carbonatados y silicatados).

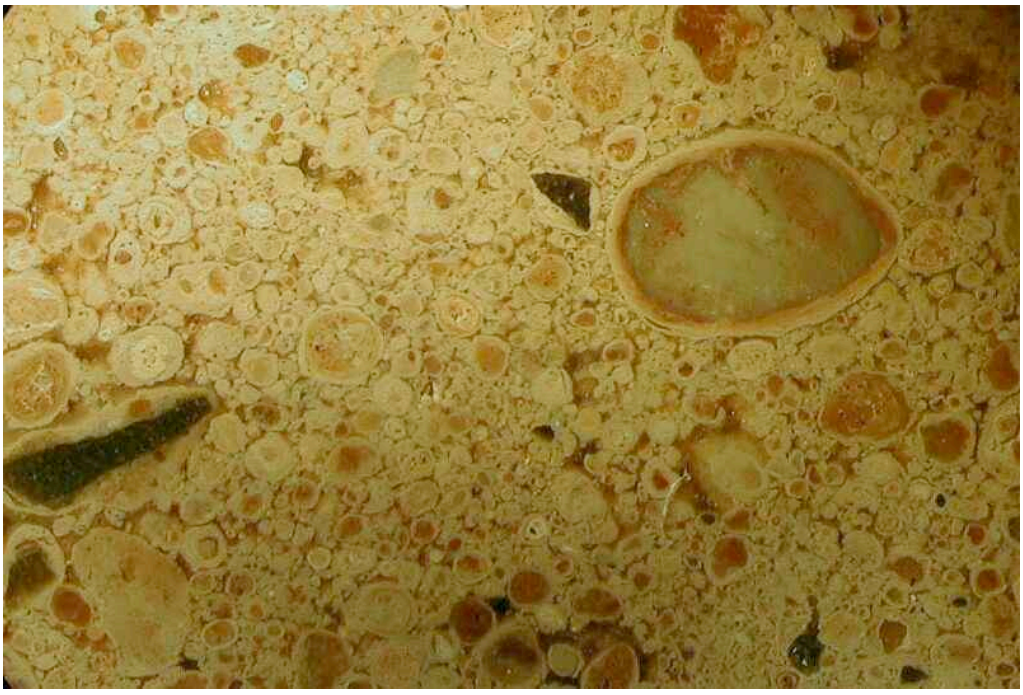


Fig. 16. Aspecto en sección pulida del lapilli acrecional. Pueden observarse fragmentos angulosos de caliza (de color oscuro) y de cuarcita (color rojizo-gris), rodeados por capas acrecionales concéntricas de sílice y carbonato.

Fig. 17. Fragmento de cuarcita rodeado por capas concéntricas acrecionales. Es posible distinguir más de un conjunto de capas alternantes de material fino y más grueso, lo que aboga por diversos episodios acrecionales (ver Addison et al., 2005). Microfotografía obtenida a nícoles cruzados.

Fig. 18. Detalle de un grano de lapilli con un núcleo de roca metamórfica alterado (y limonitizado). Además, pueden apreciarse varias envueltas acrecionales. Microfotografía obtenida a nícoles cruzados. Los granos de lapilli se hallan inmersos en una matriz carbonatada.

c. eoceno-oligoceno inferior:

Formado por conglomerados, arcillas, arenas, limos y niveles de conglomerados, arcillas rojas, calizas (en algunas de las cuales se han hallado carófitas) y margas. En los cantos (calizos) de los conglomerados de esta edad ubicados en Fonfría, y en el contacto con los materiales de la Fm. Pelarda, se pueden observar cráteres, hoyos, estrías y marcas en forma de uña, que atestiguan la probable acción de la Fm. Pelarda sobre ellos en el momento de su deposición (fig. 19). En la zona de Salcedillo los niveles conglomeráticos presentan una morfología lenticular, un espesor inferior a los 1,5 m., y se hallan dispersos entre las arenas (figs 20, 20b y 21)

Fig. 19. Conglomerados del Eoceno-Oligoceno inferior ubicados en la zona de Fonfria, en las proximidades del contacto con la "base" de la Fm. Pelarda. La mayoría de sus clastos calizos exhiben hoyos, estrías, pulido y marcas de deformación superficial.

Fig. 20. Aspecto de un nivel conglomerático del Eoceno-Oligoceno inferior en la zona de Salcedillo.

Fig 20b. Detalle de los componentes del nivel de conglomerados. Pueden observarse cantos de caliza y de arenisca (rojizos) inmersos en una matriz (litoarenita formada por clastos de cuarzo subangulosos-subredondeados y fragmentos de roca (areniscas)).

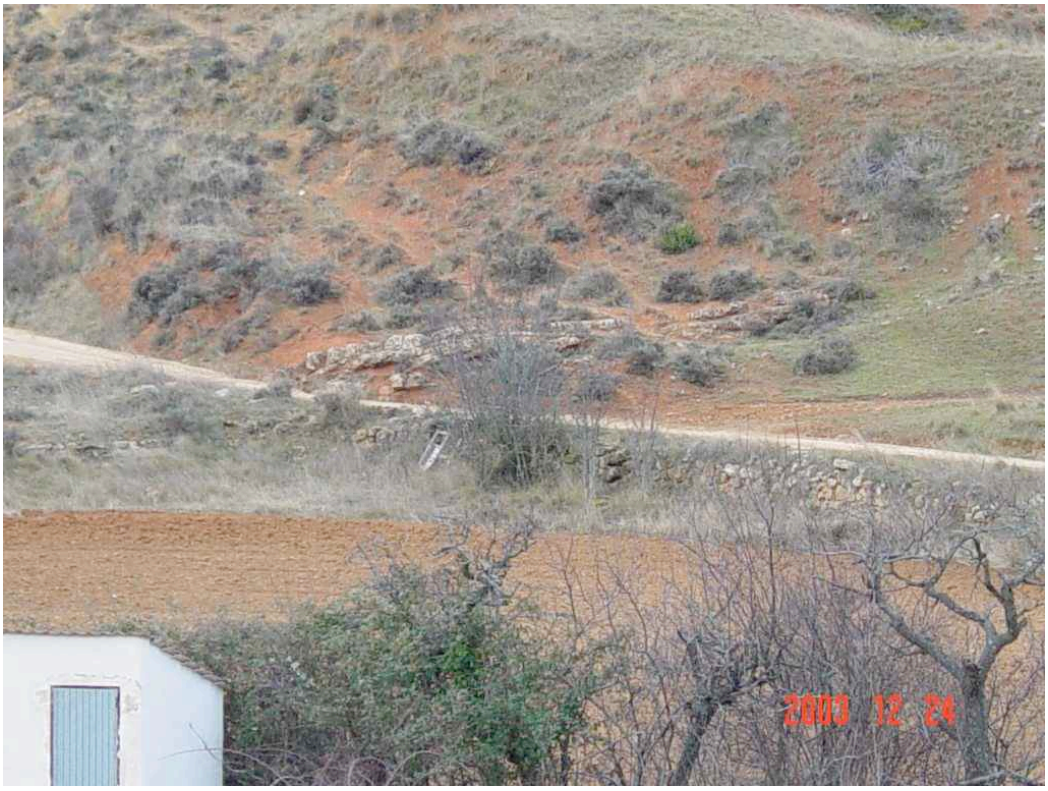


Fig. 21. Aspecto lenticular de los niveles conglomeráticos del Eoceno sup-Oligoceno inferior localizados en el camino que lleva a los afloramientos de Salcedillo (en la parte superior derecha de la foto). Puede apreciarse como estos niveles conglomeráticos se hallan dispersos en medio del conjunto arenoso dominante.

d. Mioceno inferior-medio:

Según el ITGE (1991), formado por arcillas rojas (ver figs. 50 y 51), arenas y conglomerados. No obstante, en las zonas cercanas a Olalla afloran brechas aunque estén descritas como conglomerados (figs 21 a y b).

Fig. 21 a. Aspecto de los materiales miocénicos que afloran en Olalla (el pueblo queda situado inmediatamente detrás de estos materiales).

Fig 21b. Detalle de los materiales del afloramiento de la fig 21 a. Como puede verse se trata de unas brechas, y no de conglomerados, ya que los clastos son muy angulosos-subangulosos.

e. Cuaternario:
Constituido básicamente por materiales provinentes de la erosión de la Formación Pelarda. El buzamiento de los mismos, aunque variable, es por lo general horizontal o inferior a 5º en la zona de Salcedillo. El contacto con los materiales infrayacentes es siempre discordante (fig. 22)

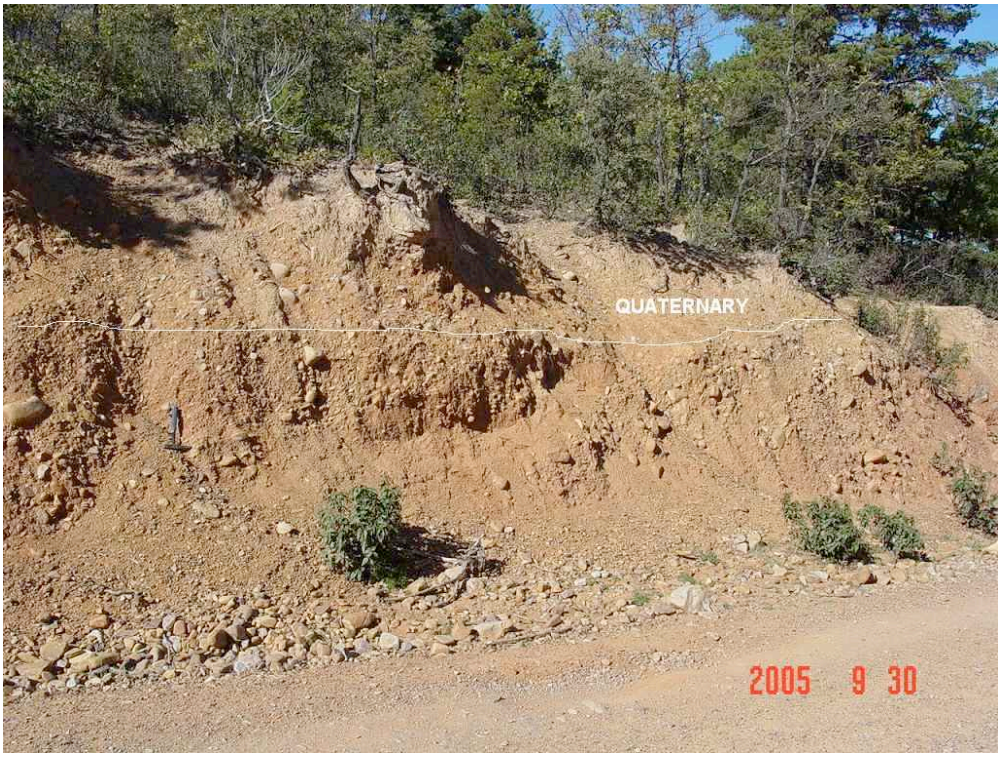


Fig. 22. Aspecto del cuaternario en la zona de Salcedillo. El contacto, claramente discordante, ha sido remarcado mediante una línea blanca.

3. Descripción detallada de la Formación:

3.1. Método:

El método utilizado para el estudio de la Fm. Pelarda ha consistido en:

a. La realización de columnas estratigráficas allí donde los afloramientos así lo han permitido y su correlación.
b. La recolección y análisis de más de 150 clastos procedentes de los niveles rudíticos, cuya redondez y esfericidad fueron determinados siguiendo los criterios visuales de Powers (1953) y de Krumbein y Sloss (1955).
c. La caracterización petrográfica, así como el análisis de 35 láminas delgadas de los clastos recolectados
d. La recolección y análisis petrográfico, incluyendo 25 láminas delgadas, de arenitas procedentes tanto de las intercalaciones entre ruditas como de niveles aislados.
e. El análisis de las estructuras sedimentarias y facies identificadas.
f. El análisis de paleocorrientes, allí donde el afloramiento lo ha permitido.

g. La búsqueda de fósiles, en los niveles susceptibles de presentarlos, a fin de poder realizar una datación.

3.2. Secciones realizadas:

3.2.1. Salcedillo (punto 1 fig. 40):

Es el afloramiento que más datos ha suministrado, por su gran extensión y posibilidad de visualizar contactos entre diferentes materiales.
La sección estratigráfica del mismo puede verse en la figura 23.

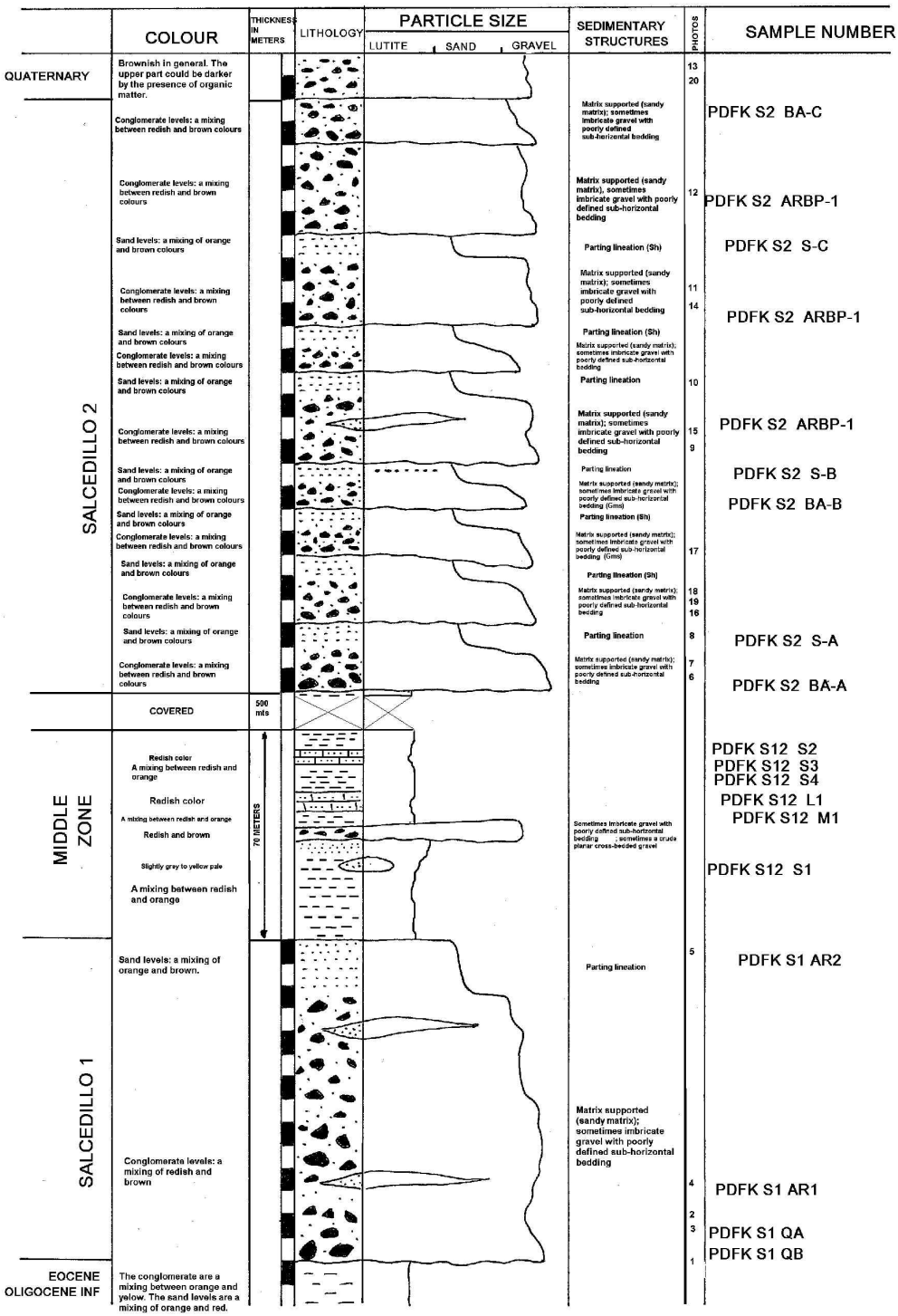


Fig 23. Columna estratigráfica correspondiente al afloramiento de Salcedillo 1 de la Fig. 40. En la misma, además de las estructuras sedimentarias, se detalla la ubicación de las muestras recogidas para realizar las preparaciones microscópicas, así como las fotografías de cada uno de los puntos de interés. En la parte correspondiente al espesor, cada marca representa 1 metro. En la columna el término "conglomerado" hace o quiere hacer referencia a una rudita no consolidada de clastos subredondeados-subangulosos. Los términos Salcedillo 1 y Salcedillo 2 se corresponden con la parte inferior y el tramo superior del afloramiento respectivamente.

El resto de afloramientos visitados tan sólo han permitido confirmar las características deposicionales y petrológicas observadas en Salcedillo. En todos los casos, corresponden a una parte de la "columna ideal" deducida de los datos de Salcedillo (fig. 45)

Hemos dividido los afloramientos de la zona, a los que se puede acceder de un modo fácil siguiendo el camino que sale desde Salcedillo en dirección SE, en tres: Salcedillo 1 parte inferior, Salcedillo 1 parte superior y Salcedillo 2. Entre los dos primeros se dispone un extenso (70 m) tramo (Salcedillo 1 zona media) de litoarenitas poco o nada cementadas en las que existen dos intercalaciones de apariencia calcárea.

**** Salcedillo 1 parte inferior (Salcedillo 1 de la columna estratigráfica de la Fig. 23):***

En este punto, de coordenadas UTM 30667751 E / 4536032 N (1204 m de altitud), aparece una primera serie rudítica de facies Pelarda. El contacto con los materiales del eoceno sup.-oligoceno inferior infrayacentes es concordante aunque erosivo (figs. 23 y 24)

Fig 24. Contacto entre la zona de Salcedillo 1 (base de la Fm. Pelarda en esta sección) y los materiales del Eoceno sup-Oligoceno inf. (IGME, 1977; ITGE, 1989; ITGE, 1991). La línea blanca marca la zona de contacto, cubierta por derrubios, que puede apreciarse bien en la parte superior del afloramiento (no visible en la foto).

Consta de un nivel rudítico (en la columna descrito como conglomerático por el hecho de que sus clastos son de morfología subangulosa-subredondeada, aunque no este consolidado) de unos 12 m de espesor, con intercalaciones de areniscas y un nivel de areniscas hacia el techo del conjunto. El conjunto muestra una *ligera*

tendencia al granodecrecimiento hacia el techo (fining upwards), aunque dentro del nivel rudítico existen variaciones del tamaño de grano acusadas.

El *nivel de ruditas* es (foto 25):
a. Poligénico (clastos de cuarcita bambolar y armoricana, filitas, esquistos Y pizarras). La morfología de los clastos va desde subangulosa a subredondeada, presentando por lo general una esfericidad que va desde baja a intermedia.
b. Heterométrico: el tamaño de los clastos puede oscilar entre 1 y 35-40 cm.
c. Soportado por la matriz: a pesar de que puede haber zonas, escasas, donde exista una textura soportada por clastos, el conjunto presenta una importante cantidad de matriz arenosa (de arena fina a gruesa, composicionalmente similar a la de los niveles arenosos).

Fig 25. Aspecto de una parte del nivel rudítico de Salcedillo 1 parte inferior. Puede apreciarse la acusada heterometria de los clastos, la naturaleza poligénica del depósito, así como la morfología de los componentes y la importante presencia de matriz arenosa.

Como características superficiales macroscópicas de los clastos, pueden citarse: fracturas paralelas abiertas (fig. 25b), fracturas irregulares con bifurcaciones complejas (fig. 25c) y estrías. Como características microscópicas puede citarse la presencia de rasgos planares (tanto PFs como PDFs).

Fig. 25b. Clasto de cuarcita con fracturas paralelas abiertas.

Fig. 25c. Clasto de cuarcita armoricana con fracturas irregulares de bifurcaciones complejas.

El color de este nivel es un intermedio entre el rojizo y el anaranjado amarillento de los materiales infrayacentes lutíticos (eoceno sup-oligoceno), por lo que no se

descarta una cierta contribución de estos en la matriz (dentro de la fracción más fina).

En general puede hablarse de una cierta estratificación definida por la disposición paralela a la misma de los clastos elongados (foto 26)), aunque existen puntos donde la misma es caótica.

El buzamiento general de los materiales es de 140/36 SW.

Fig. 26. En la fotografía puede apreciarse la cierta estratificación referida en el texto.

Entre los materiales del nivel rudítico pueden hallarse *intercalaciones de areniscas sin consolidar* (fig. 27). Composicionalmente corresponden a litarenitas (Folk, 1968) heterométricas (el tamaño oscila entre arena fina a gruesa), formadas por granos de cuarzo, esquistos, cuarcitas y pizarras. Morfológicamente los granos van desde angulosos a subangulosos (los granos de cuarzo son los más angulosos, mientras que los metamórficos acostumbran a ser subangulosos), que exhiben una esfericidad media. Bajo lupa binocular y con ayuda de un imán, no se observan partículas magnéticas.

Fig. 27. Aspecto de las intercalaciones arenosas presentes dentro del nivel rudítico de Salcedillo 1 parte inferior. Debido a la pendiente en esta zona, hay una cierta cantidad de derrubios que cubren las mismas. La morfología de estas intercalaciones es lenticular.

El *nivel de areniscas* no consolidadas ubicado en la zona superior (fig. 28), corresponde a una litarenita (Folk, 1968) heterométrica (cuyo tamaño oscila entre arena fina – gruesa) y poligénica (granos de cuarzo, esquisto, cuarcita y pizarra). Morfológicamente los granos van desde angulosos (granos de cuarzo) a subangulosos (granos de rocas metamórficas), exhibiendo una esfericidad media-baja. Al igual que en los niveles arenosos intercalados, no se han hallado partículas magnéticas. La estructura sedimentaria destacable de este nivel es la presencia de laminación planar (parting lineation).

Fig. 28. Nivel de litarenitas sito en la parte superior de Salcedillo 1. El contacto entre la zona rudítica y este nivel es gradacional por lo que parece

* ***Salcedillo 1 parte superior (Salcedillo 2 de la columna de la Fig. 23):***

Serie, de unos 26 m de espesor, formada por una alternancia de niveles rudítico-arenosos (unos 9 en total; ver fig. 23), cada uno de tendencia granodecreciente hacia el techo (fining upwards), que suprayace los materiales del tramo arenoso (fig. 29) y queda cubierta (bajoyace) por un cuaternario de unos 5 m de espesor (fig. 30).

Fig. 29. El nivel rudítico inicial de la serie Salcedillo 2 se dispone en contacto erosivo sobre las litarenitas de grano fino-medio de la parte media del afloramiento. Puede apreciarse la acumulación de grandes clastos cerca del contacto.

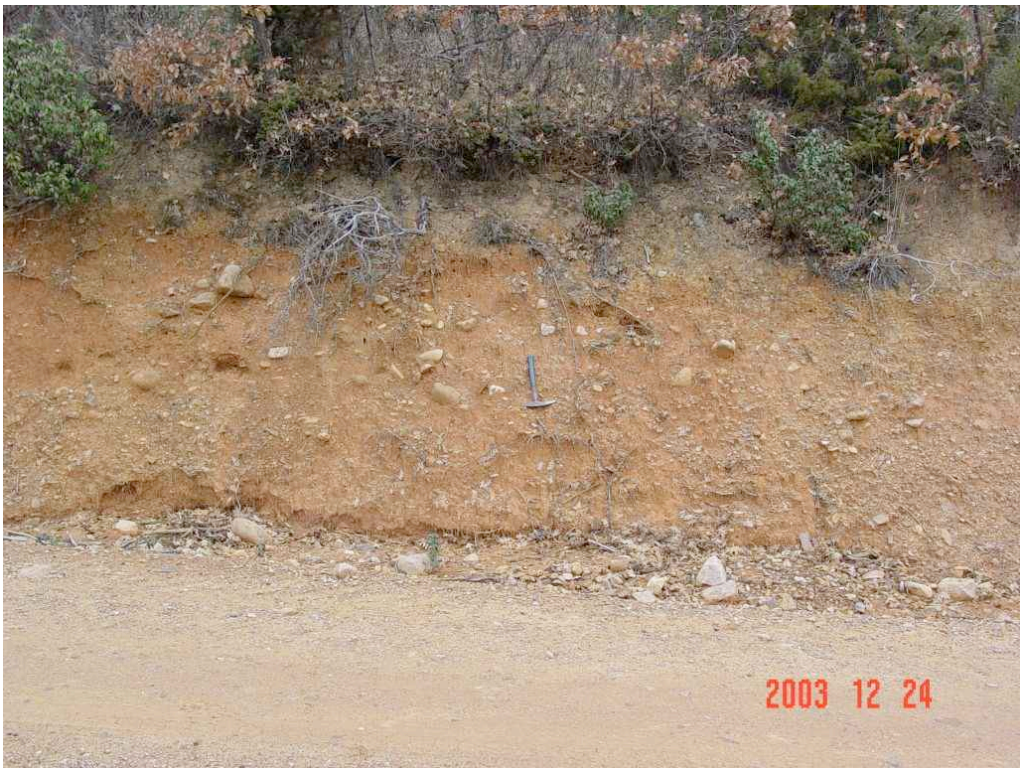


Fig 30. El cuaternario, de buzamiento horizontal o subhorizontal (< 5º), sobreyace en contacto discordante a la Fm. Pelarda. Su espesor nunca supera los 8 m.

Cada nivel esta constituido, por lo general, por una *parte basal rudítica*, entre la que pueden apreciarse (o no) intercalaciones de cuerpos arenosos, y una *parte superior arenosa* (fig. 31).

Fig. 31. Fotografía en la que puede apreciarse la parte basal rudítica de uno de los niveles de la serie, así como su contacto erosivo con la parte superior del anterior nivel. Se ha remarcado también una pequeña intercalación arenosa, de morfología lenticular, que se halla dentro del nivel conglomerático. Puede observarse una cierta tendencia a la estratificación horizontal de los clastos, aunque a menudo la disposición es caótica.

La *parte rudítica* es:
a. Poligénica (clastos de cuarcita bambolar y armoricana, filitas, esquistos, cuarzoarenitas rojas del buntsandstein o del pérmico, cuarzonarenitas, pizarras). La morfología de los clastos va desde subangulosa a subredondeada, presentando por lo general una esfericidad que va desde baja a intermedia (fig. 32).
b. Heterométrica: el tamaño de los clastos puede oscilar entre 1 y 60 cm.
c. Soportada por la matriz: a pesar de que puede haber zonas, escasas, donde exista una textura soportada por clastos, el conjunto presenta una importante cantidad de matriz arenosa (de arena fina a gruesa, composicionalmente similar a la de los niveles arenosos) (fig. 32)

Fig. 32. Aspecto poligénico, heterométrico y soportado por la matriz de la parte rudítica. Pueden observarse clastos con fracturas irregulares con bifurcaciones complejas (centro de la foto)

El color de esta parte tiende a ser rojizo, quizás debido a la contribución de material provinente de los clastos de cuarzoarenita rojiza del Bunts que se hallan en el depósito (foto 33).

Fig. 33. Clasto del Bunts que se halla dentro de la parte rudítica de uno de los niveles de Salcedillo 2. Obsérvese la friabilidad del mismo, factor que sin duda ha favorecido a incorporación de estos materiales a la matriz del depósito.

Los clastos pueden presentar fracturas rotacionales (fig. 34), estrías superficiales (fig. 35), fracturas irregulares con bifurcaciones complejas (fig. 32) y en ocasiones un intenso pulido (fig. 35 a). Las medidas realizadas con las estrías presentes en los clastos, han permitido ver que su azimut concuerda con el ya publicado en Ernstson & Claudin (1990) (dando un máximo en dirección SW-NE). Bajo el microscopio, las secciones delgadas realizadas de clastos de cuarcita Bambolar y Armoricana, exhiben rasgos de metamorfismo de impacto (tanto PFs como PDFs; ver figs. 23, 52, 53 y 54)

Fig. 34. fracturas rotacionales presentes en un clasto de cuarcita Bambolar.

Fig. 35. Clasto de filita con marcadas estrías en su superficie. Las medidas del azimut de las mismas, concuerdan con los datos ya publicados en Ernstson & Claudin (1990).

Fig. 35 a. Clasto de cuarcita bambolar que muestra un pulido intenso en parte de su superficie.

En general puede hablarse de una cierta estratificación definida por la disposición paralela a la misma de los clastos elongados (figs 31 y 36), aunque existen puntos donde la misma es caótica. El buzamiento general de los materiales, allí donde puede ser medido, oscila entre 135/38 SW y 145/33 SW. La dirección de las paleocorrientes indica una procedencia del N-NE.

Fig. 36. Aspecto de los niveles en Salcedillo 1 parte superior. Pueden apreciarse diversos de ellos con su parte basal rudítica y la parte superior arenosa. Existe en la parte rudítica una cierta tendencia a la disposición paralela a la estratificación de los cantos alongados. En algunos puntos es posible distinguir una cierta imbricación incipiente.

Entre los materiales de la parte rudítica pueden hallarse *intercalaciones de arenitas no consolidadas* (fig. 31). Composicionalmente corresponden a litarenitas heterométricas (el tamaño oscila entre arena fina a gruesa), formadas por granos de cuarzo, esquistos, cuarcitas y pizarras. Morfológicamente los granos van desde angulosos a subangulosos (los granos de cuarzo son los más angulosos, mientras que los metamórficos acostumbran a ser subangulosos-angulosos), que exhiben una esfericidad baja. Como estructura sedimentaria presentan una laminación planar (parting lineation). No se observan partículas magnéticas bajo lupa binocular ni bajo la acción de un imán.

La *parte superior arenítica* (foto 36), allí donde ha sido muestreada (ver fig. 23), corresponde composicionalmente a una litoarenita heterométrica (que va de arena fina a gruesa), con granos de cuarcita, esquisto, filita, pizarra y cuarzo. Morfológicamente estos granos van desde angulosos (la mayoría de los de cuarzo) a subangulosos-angulosos (los metamórficos), presentando una baja esfericidad. En

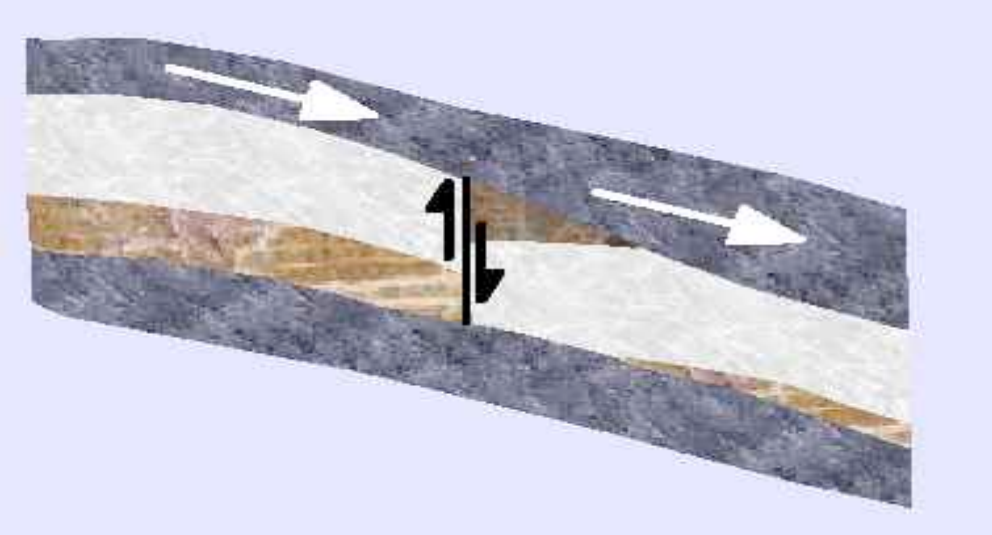
ninguna de las muestras analizadas se han hallado partículas magnéticas. Como estructura sedimentaria destacable puede mencionarse la presencia de laminación planar (parting lineation).

Como puede observarse en la columna estratigráfica (fig. 23), no todos los niveles presentan una parte superior arenosa. De hecho en los dos últimos esta parte no se halla, ya que probablemente fue erosionada o no depositada.

Un aspecto destacable en este tramo es la presencia de deformaciones tectónicas, concretamente fallas distensivas que afectan a determinados tramos (partes arenosas o rudíticas), pero sin afectar a la totalidad de las partes bajoyacentes o suprayacentes (fig. 36 a).

Fig. 36 a. Falla distensiva que afecta al tramo arenoso situado justo enfrente de W. Monninger y la parte inferior del tramo conglomerático del siguiente nivel que, no obstante, muestra una disposición de los clastos situados encima que claramente "fosiliza" la falla.

De las observaciones de campo se deduce que el mecanismo es sindeposicional, correspondiendo a una rápida secuencia de erosión, sedimentación, fallamiento y flujo dentro de una "limitada unidad". Lo mencionado podría representarse como



**** Tramo intermedio lutítico-arenoso (Salcedillo 1 zona media):***

Entre Salcedillo 1 y 2, se halla un potente tramo lutítico-arenoso de unos 70 m de espesor (fig. 23). Esta formado básicamente por limolitas (lutitas) que presentan granos heterométricos de cuarzo, cuarcita (bambolar y armoricana), y rocas metamórficas (pizarras y esquistos). La morfología de los granos de cuarzo es angulosa o muy angulosa, mientras que la del resto es subangulosa. Los niveles arenosos corresponden composicionalmente a litarenitas (Folk, 1968) heterométricas, con los mismos componentes de las limolitas pero de mayor tamaño. La morfología de los mismos es similar a la de los niveles lutíticos.
Entre el conjunto de lutitas y arenas es posible apreciar, en la base y cercano a Salcedillo-1, un nivel rudítico de morfología lenticular, con un espesor máximo de 2 m. y con estratificación cruzada de bajo angulo (fig. 37). En él hallamos clastos heterométricos de cuarcita bambolar y armoricana, y de rocas metamórficas, inmersos en una matriz arenosa. El tamaño máximo de los clastos no supera los 40 cm. El contacto de este nivel con las arenitas infrayacentes es claramente erosivo.

Fig. 37. Aspecto del nivel rudítico de la zona media. Se ha remarcado el contacto con el tramo arenoso (en blanco), claramente erosivo. El buzamiento de este nivel es 140/35 SE. Las paleocorrientes, donde han podido ser medidas, indican un aporte del N – NE.

Además de este nivel conglomerático, existen dos niveles – uno cercano a dicho nivel y otro cerca ya del contacto con Salcedillo-2 – de aspecto calizo y tonalidades rojizas (figs. 23, 38 y 39).

Fig. 38. Aspecto del primer nivel “calcareo” intercalado entre los materiales arenosos. Puede verse la morfología lenticular del depósito. El buzamiento es de 143/36 SW.

Fig. 39. Detalle del primer nivel “calcáreo”, donde se pueden apreciar el aspecto oqueroso y los “conductos verticales y horizontales” de color grisáceo. Obsérvese

como los conductos se hallan vacios en una gran parte de los casos (es decir, no rellenados por materiales procedentes de los niveles superiores, también arenosos).

El examen de los mismos en el campo confirma que se trata de las mismas limolitas-litarenitas de grano muy fino descritas hasta el momento pero inmersas en una matriz muy carbonatada, hecho corroborado por las preparaciones microscópicas. El conjunto presenta un aspecto oqueroso importante siendo posible observar "conductos" perpendiculares, oblicuos y paralelos a la estratificación (ver fig. 39). En muestra de mano, las secciones permiten ver la presencia de zonas de óxidos (zonas limonitizadas (antiguos clastos de rocas metamórficas), de color amarillento, de la fig. 39 a y b) y de zonas rojizas (acumulaciones de material de tamaño limo-arena muy fina, de color rojo vinoso, de la fig. 39c), que se corresponden con "pasadas" o zonas de acumulación de arenas y conglomerados.

Fig. 39 a. Aspecto del interior del primer nivel "carbonatado", sito entre las lutitas-litarenitas de grano muy fino del nivel intermedio. Pueden apreciarse las zonas de óxidos (color amarillento; que corresponden a clastos de pizarras muy alterados).

Fig. 39b. Detalle de la figura anterior en el que pueden observarse las partes "limonitizadas" (antiguos clastos de materiales metamórficos muy alterados), así como las zonas de color rojizo (formadas por acumulaciones de material de tamaño lutita-arenita de grano muy fino). El conjunto se halla inmerso en una matriz carbonatada.

Fig. 39c. Detalle de las zonas rojizas de la figura 39b. Puede apreciarse el aspecto de estas cavidades rellenadas por material de grano muy fino (lutita-arenita muy fina). La matriz se halla formada por calcita (color blanquecino)

Al movernos lateralmente a lo largo del depósito, es posible observar otros 2 niveles "carbonatados" intercalados entre las lutitas-litarenitas de grano muy fino de esta zona intermedia (figs 39d y e). Al igual que en los dos niveles hallados a lo largo del camino, es posible observar "pasadas" o zonas de acumulación de clastos de mayor tamaño (fig. 39f). Todos ellos, presentan una corta extensión lateral, un grosor siempre inferior a los 1,5 m, y superficies afectadas por procesos càrsticos.

Fig. 39d. Aspecto en el campo de un nivel "carbonatado", de lutitas-litarenitas de grano muy fino, que bajoyace a un nivel de conglomerados que aparece en la parte superior central de la foto.

Fig. 39e. Aspecto el mismo nivel carbonatado de la figura 39d. Puede apreciarse el primer nivel "calcáreo" de la serie de Salcedillo al fondo (dentro de un circulo de color blanco) y el nivel conglomerático del tramo intermedio (dentro de un círculo de color morado).

Fig. 39f. Aspecto en campo de un fragmento extraido de la única zona rudítica "carbonatada", esto es con matriz litarenítica cementada por calcita, presente en uno de los niveles "calcáreos". Pueden apreciarse clastos de cuarcita armoricana y del Bunts, así como de rocas metamórficas.

**** Cuaternario:***

Allí donde está presente, se le identifica de un modo fácil ya que su buzamiento es prácticamente horizontal y sobreyace discordante a los materiales antes citados (figs. 22 y 30). El espesor de esta cobertora, en las zonas analizadas, no supera en ningún caso los 15 m. Su parte superior presenta colores algo más oscuros, debido en la mayoría de ocasiones a la presencia de materia orgánica.

3.2.3. Salcedillo 2 (punto 2 fig. 40):

Continuando por el camino que va desde el pueblo de Salcedillo a los afloramientos (fig. 40), y en las coordenadas 30665781 E / 4533873 N (1283 m de altitud), llegamos a los materiales que conforman la zona superior de la Fm. Pelarda en esta zona.

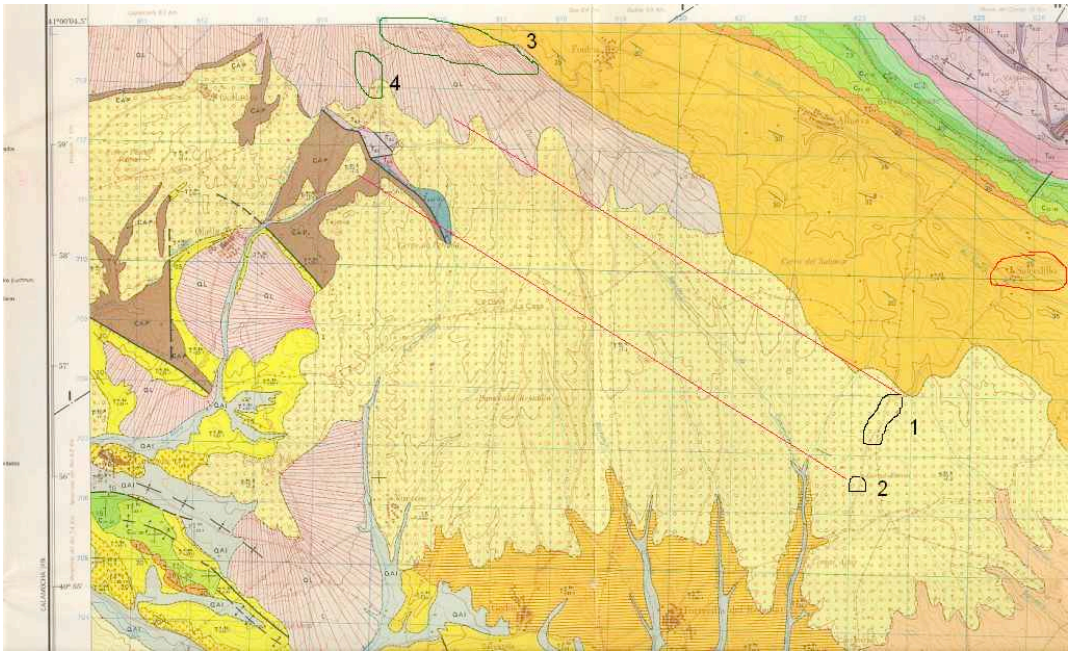


Fig. 40. Mapa geológico, obviamente erróneo, a escala 1:50000 (hoja nº 492 de Segura de los Baños), elaborado por el IGME en 1977. Se ha utilizado para marcar los afloramientos de Salcedillo, dado que se observa perfectamente la ruta del camino. Se ha marcado el pueblo en rojo. El afloramiento correspondiente a la columna estratigráfica de la fig. 23 viene señalado con el número 1. El número 2 corresponde a la localización de la "zona superior" de la Fm. Pelarda en el itinerario desde Salcedillo (correspondiente a Salcedillo 3). Las líneas de color morado vienen a representar la "continuidad teórica" lateral de los materiales de la Fm. Pelarda, teniendo en cuenta una dirección promedio de 140º (resultado de hacer la media entre las direcciones medidas en Salcedillo 1 y 2, y el tramo lutítico-arenoso) . En verde se han marcado los afloramientos entre Fonfria y Olalla. El número 3 corresponde a aquellos afloramientos paralelos a la dirección de capa (que dan la impresión de un depósito más caótico de lo que es). El número 4 corresponde a secciones parecidas a las de Salcedillo, ya que se corta en perpendicular la dirección de capa.

En este punto no hay ninguna sección que permita ver el aspecto de los materiales, por lo que tan sólo podemos ver la litología de los mismos debido al arado de los campos por los agricultores de la zona (figs. 41 y 42). Es evidente que se trata de materiales correspondientes a la Fm. Pelarda, ya que el mioceno esta formado, en esta zona, exclusivamente por brechas de clastos paleozoicos y lutitas (IGME, 1977; ITGE, 1989 y 1991; observaciones propias de campo)

Fig. 41. Aspecto de los “materiales de la parte superior de la Pelarda”. En este campo de cultivo pueden apreciarse cantos del Bunts, de cuarcita Bambolar, de cuarcita armoricana y de calizas y conglomerados del eoceno.

Fig. 42. Entre los "materiales de desecho", básicamente clastos que molestan por su tamaño para la roturación del campo, podemos observar – al lado del localizador GPS – un clasto de conglomerados del eoceno-oligoceno, además de clastos de cuarcita bambolar, cuarcita armoricana, del Bunts y de calizas del jurásico.

Fig 42 a. Detalle del clasto de conglomerados del eoceno sup-oligoceno localizado entre los materiales de desecho de la Fig. 42. Puede compararse con los conglomerados del eoceno sup-oligoceno de la fig 20b para ver las similitudes composicionales.

A medida que vamos avanzando por el mismo camino (ver fig. 40), y antes de llegar a una bifurcación, es posible ver la prevalencia cada vez mayor de clastos calizos (que se manifiesta en una variación de la coloración de los campos de cultivo, que pasan del rojizo-marronoso (típico de la Fm. Pelarda) a una tonalidad marronoso blanquecina). Pasado este punto, que correspondería a la bifurcación, empiezan a aparecer los materiales miocénicos (según la cartografía del ITGE de 1991).

3.2.2. *Carretera Olalla-Fonfria (puntos 3 y 4 de la fig. 40):*

Los afloramientos que, sitos a lo largo de la carretera que une Fonfria con Olalla, han permitido realizar alguna sección estratigráfica, quedan restringidos a la zona 4 de la fig. 40. El porqué de esta situación tiene una fácil explicación. En la figura 40 se ha procedido a trazar, de modo aproximado, la proyección "teórica" de las capas que conforman los materiales de la Fm. Pelarda. Esta proyección, a todas luces no muy válida para materiales de estas características (ya que teóricamente pueden variar de dirección y buzamiento debido a sus características deposicionales), si que nos permite explicar dos puntos interesantes. El primero de ellos consiste en el aspecto masivo y diamíctico que presenta la Fm. Pelarda entre Fonfria, el alto de

Pelarda y los primeros 2 Km de bajada hacia Olalla (punto 3 de la fig. 40; ver figura 42 b) . Este aspecto se debe a que se esta intersectando las capas en dirección paralela a su rumbo.

Fig 42 b. Aspecto masivo y diamíctico de la Fm. Pelarda en el afloramiento correspondiente al punto 3 de la Fig. 40. Puede observarse un megaclasto, de unos 9 m de extensión, del Buntsandstein intercalado entre los materiales. Cabe recordar que la coloración rojiza de la matriz se debe a las aportaciones de material del Bunds.

A medida que la carretera se acerca a la perpendicular a dicha dirección, las características deposicionales se asemejan más a las observadas en Salcedillo (figs. 43, 44 y 45; en el caso de la columna estratigráfica representada en la fig. 45 el término conglomerado hace referencia a una rudita con clastos de morfología subangulosa-subredondeada sin consolidar). En cuanto al segundo punto: A medida que vamos de Fonfria hacia Olalla, vamos visualizando la formación desde su base hasta su techo.

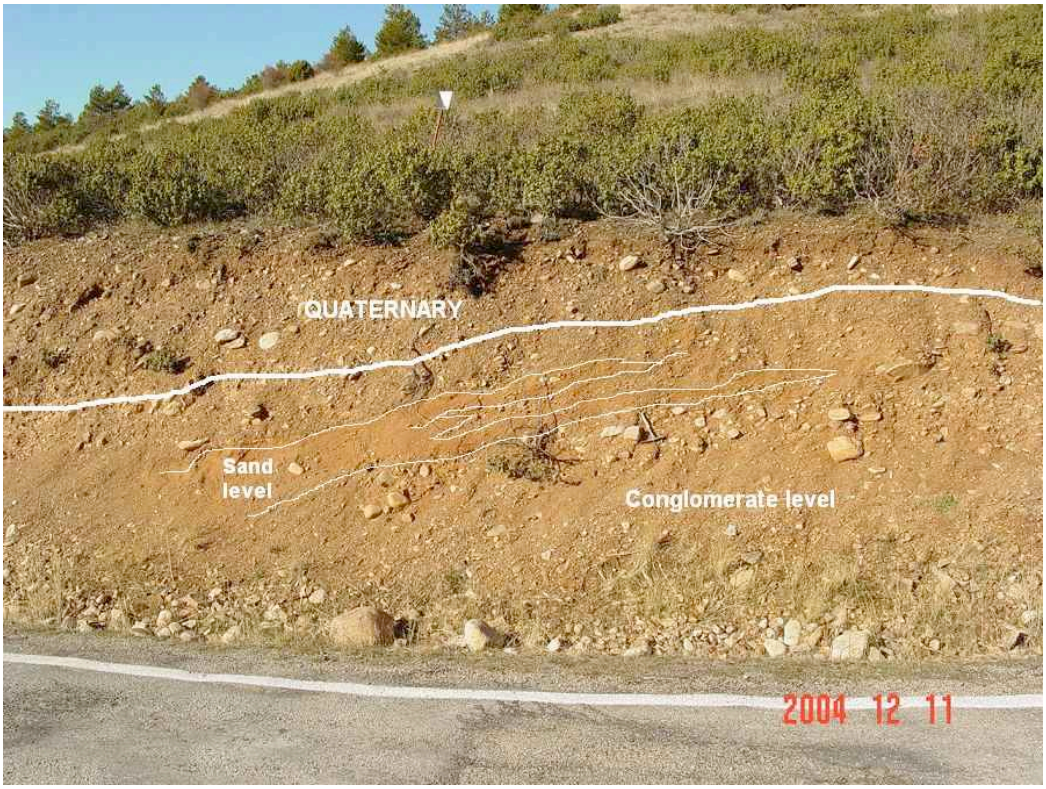


Fig. 43. Aspecto de la Fm. Pelarda en los afloramientos de la zona 4 (ver fig. 40). Puede apreciarse una zona arenosa (con pasadas de ruditas) intercalada dentro de un tramo rudítico. El buzamiento de los materiales en esta zona es de 26 º hacia el SW.

Fig 44. Aspecto de una parte rudítica, en la que pueden observarse clastos de cuarcita armoricana, rocas metamórficas y de cuarcita bambolar, inmersos en una matriz arenoso-limosa.

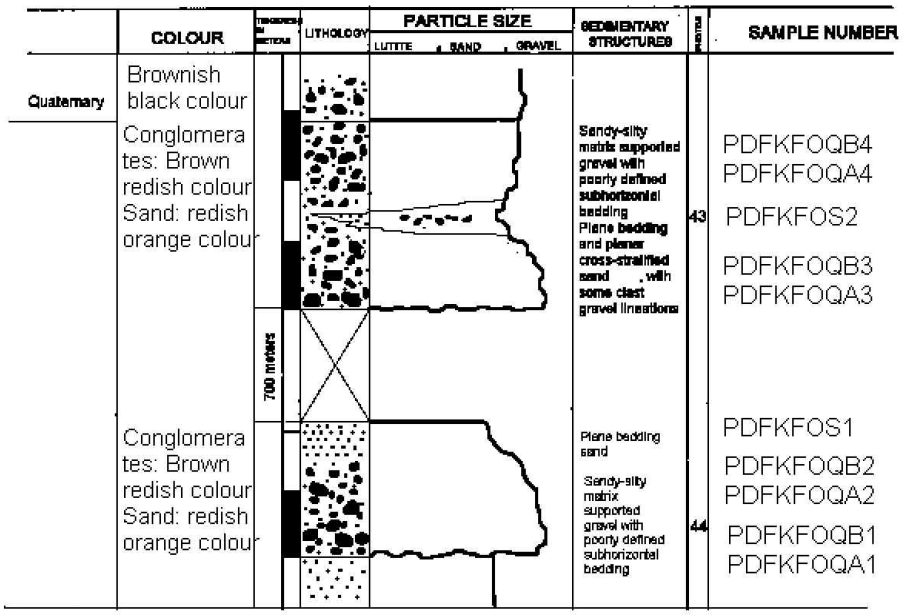


Fig. 45. Columna estratigráfica correspondiente a dos afloramientos localizados en la zona 4 (ver fig. 40). Existe semejanza entre los niveles aquí observados y los de Salcedillo. Cualquier correlación entre ambas zonas deviene imposible al no haber ningún nivel guía. En la columna de espesor, cada intervalo representa 1 m.

Precisamente avanzando hacia el techo de la Formación, en el tramo 4 de la fig. 40, encontramos bloques de cuarcita bambolar superiores a 1 m (ver fig. 2) con estrías en su superficie.

De igual modo, frente al santuario de Pelarda y a unos 300 m en dirección hacia el SW, encontramos un afloramiento de Buntsandstein en medio de los materiales de la Fm. Pelarda (fig. 46). Dicho afloramiento, cartografiado por Monninger (1973), permite observar clastos del bunts con fracturas rotacionales y con marcas de impacto (figs. 47 y 48).

Fig. 46. Aspecto del afloramiento, probable “megabloque transportado” por la Fm. Pelarda, de materiales del Buntsandstein. La extensión de esta zona es superior a los 200 x 100 metros.

Fig. 47. Clasto del Bunts con marcas de impacto (no de presión-disolución; ver http://www.estructuras-de-impacto.impact-structures.com/spain/shocked.htm) sobre su superficie.

Fig. 48. Clasto del Bunts con marcadas fracturas rotacionales.

Al igual que en Salcedillo, los clastos de los tramos rudíticos presentan fracturas rotacionales, estrías en su superficie, fracturas paralelas abiertas y fracturas irregulares con bifurcaciones complejas. Todas estas características, descritas ya con anterioridad por Ernstson & Claudin (1990), son indicativas de la acción de intensa presión confinante.

La Fm. Pelarda finaliza, pocos metros antes del afloramiento de la brecha suevítica basal (fig. 12), que la sobreyace, en un tramo de brechas de rocas metamórficas y cuarcita armoricana inmersas en una matriz lutítico-arenosa de color pardo-rojizo (fig. 48 a). Los cantos de cuarcita armoricana pueden presentar fracturas rotacionales (figs. 48b y c), aunque no se han observado estrías en su superficie.

Fig. 48 a. Aspecto del tramo de brechas situado sobre la parte superior final de la Fm. Palarda, cerca ya del afloramiento de la brecha basal. El color rojizo se debe a la contribución de componentes del Bunts en la matriz.

Fig. 48b. Fractura rotacional, presente en un clasto de cuarcita del nivel de brechas bajo el que finaliza la Fm. Pelarda.

Fig. 48c. El mismo clasto de la fig. 48b, fotografiado por su parte posterior. Puede apreciarse como no hay ninguna fracturación en esta cara.

3.3. Contactos:

De los datos de campo, podemos afirmar que la Fm. Pelarda:

a. sobreyace a los materiales del paleozoico y mesozoico mediante un contacto discordante (fig. 49). Este contacto puede apreciarse siguiendo el tramo de carretera que desciende desde el alto de Pelarda hacia Olalla[2].

[2] Poco después de pasar una curva cerrada con un pequeño puente, se llega a una antigua caseta de peones abandonada. A partir de aquí, y a mano izquierda (penetrando a través del camino de tierra que lleva hacia el santuario) quedan toda una serie de afloramientos que permiten comprobar dichos contactos.

Fig. 49. La Fm. Pelarda sobreyace a los materiales del Paleozoico (parte superior derecha de la fotografia) y a los del Mesozoico (calizas del Muschelkalk intruidas por el dique de lapilli (ver figs. 14, 15, 16, 17 y 18)). Subyace respecto a la brecha basal (30656447 E / 4539152 N; 1306 m. de altitud), que a su vez sobreyace al Paleozoico, al Muschelkalk y a las brechas de cuarcita armoricana en este punto.

b. sobreyace a los del eoceno-oligoceno mediante contacto "concordante" en la zona de Salcedillo (ver fig. 24). Para poder ver este contacto, tan sólo hay que acercarse a Salcedillo y seguir el camino que parte desde el pueblo hacia el SW (ver fig. 40)

c. subyace a los materiales del mioceno y del cuaternario, mediante sendos contactos discordantes. El contacto con el cuaternario (figs. 22 y 30) es fácilmente visible en los afloramientos de Salcedillo y en los ubicados en la parte 4 de Fonfria-Olalla (ver fig. 40). En aquellas zonas donde se intersecta paralelamente la dirección de capa (que recordemos es aproximadamente de 140º), el contacto es un poco más complicado de delimitar.

En cuanto al contacto con los materiales del mioceno, puede observarse como la Formación Pelarda subyace bajo los materiales datados como "miocénicos" (nº 63 del ITGE de 1991, $T_{c33\text{-}1}^{A\text{-}Bb}$ del IGME de 1977). En las coordenadas 30655445E / 4536964 N (al lado del rio en dirección Fonfria-Olalla, cerca ya de Olalla), curiosamente algunos de estos materiales datados como miocénicos y en contacto discordante con el Paleozoico intensamente plegado, son en realidad una brecha de fragmentos paleozoicos (cuarcitas y limolitas), heterométrica y poligénica. En los clastos que la forman es posible observar fracturas rotacionales y deformaciones debidas a aplastamiento bajo intensa presión (figs. 50, 50 a y 51)

Fig. 50. Contacto entre el Paleozoico y los materiales datados como miocénicos por el IGME (1977) y el ITGE (1991). La línea roja marca el límite por encima del cual hay una microbrecha y por debajo del cual puede observarse una brecha.

Fig. 51. Detalle de un clasto, procedente del nivel de brechas de la fig. 50, en el que puede apreciarse una fractura rotacional.

3.4. Análisis granulométricos y texturales:

Los estudios sobre redondez y esfericidad, de acuerdo con los criterios visuales de Powers (1953) y de Krumbein y Sloss (1955), realizados sobre más de 150 clastos[3] recolectados en los afloramientos visitados, han proporcionado los siguientes datos:

3.4.1. Tramos rudíticos:

1. Los clastos de cuarcita bambolar presentan una esfericidad y redondez que oscila entre 0.7 y 0.9. Los clastos de menor tamaño (< 5 cm) se sitúan en torno a 0.7, mientras que los de mayor tamaño (> 60 cm) acostumbran a estar entre 0.8 y 0.9. Es decir que nos encontramos ante clastos subangulosos-subredondeados y subredondeados. Un factor que puede ocasionar problemas a la hora medir la redondez y esfericidad de los clastos de cuarcita bambolar es la presencia en ellos de facetado, cuyo origen parece estar ligado a procesos de espalación (fig. 51a; ver http://www.estructuras-de-impacto.impact-structures.com/spain/shocked.htm para una explicación sobre este proceso).

Fig. 51 a. Clasto de cuarcita bambolar, localizado en el tramo 4 de la fig. 40 (parte superior Fm. Pelarda), en el que puede apreciarse una concavidad probablemente

[3] 50 fueron recolectados en la sección realizada entre Fonfria y Olalla, el resto (100) en la de Salcedillo. La litología de los mismos fue:
a. De los 50 entre Fonfria y Olalla: 15 de rocas metamórficas, 15 de cuarcita armoricana, 20 de cuarcita bambolar.
b. De los 100 de Salcedillo: 30 correspondían a rocas metamórficas, 30 a cuarcita armoricana, 40 a cuarcita bambolar.

debida a espalación. Se ha remarcado en trazo discontinuo blanco el fragmento que falta. En esta zona del depósito es bastante frecuente el observar este proceso.

2. Los clastos de cuarcita armoricana, cuyo tamaño nunca supera en esta zona los 60 cm, presentan una esfericidad y redondez comprendidas entre 0.5 y 0.7. Estos valores conllevan la asignación de los mismos a los campos subanguloso y subanguloso-subredondeado.
3. Los clastos de materiales metamórficos, de tamaños inferiores a los 25 cm por lo general, presentan valores de esfericidad y redondez similares a los de cuarcita armoricana, oscilando por tanto entre subangulosos y subangulosos-subredondeados.
4. Los clastos de materiales correspondientes al Buntsandstein presentan una redondez y esfericidad comprendidas entre 0.5 y 0.7, aunque con una mayor prevalencia de los valores cercanos a 0.5. Son por tanto subangulosos.

3.4.2. Tramos arenosos:

Todas las arenas muestreadas corresponden litologicamente a litarenitas-sublitarenitas (Folk, 1968). Bajo lupa binocular y microscopio pueden apreciarse bien sus componentes, que son: cuarzo (50-80%), cuarcita (10-20%) y rocas metamórficas (20-25%).

1. Los clastos de cuarzo muestran valores de esfericidad que oscilan entre 0.5 – 0.7, mientras que la redondez oscila entre 0.3 – 0.5. Con estos valores podemos decir que los cuarzos tienden a ser subangulosos y subangulosos-subredondeados.

2. Los clastos de cuarcita muestran valores de esfericidad comprendidos entre 0.7 – 0.9 y de redondez entre 0.5 – 0.7 (con una mayor tendencia hacia 0.5). Teniendo en cuenta estos datos, podemos afirmar que se trata de clastos subangulosos-subredondeados.

3. Los fragmentos de rocas metamórficas presentan valores de esfericidad comprendidos entre 0.7 – 0.9 y de redondez entre 0.7 – 0.9. Atendiendo a estos valores, los clastos son subredondeados – redondeados.

En lo referente a la granulometria, las litoarenitas-sublitoarenitas intercaladas entre los tramos conglomeráticos, corresponden a la fracción arena media-muy gruesa. Las situadas encima de los tramos conglomeráticos a la fracción arena media-gruesa. Las correspondientes a la zona media, quedarían enmarcadas dentro del intervalo de fracciones arena fina – arena gruesa, con tan sólo dos excepciones que corresponderían a los niveles “carbonatados”. En estos dos casos se tratarían de sublitarenitas de grano fino a muy fino, cementadas por calcita y en las que no se han observado fósiles (ni macroscópicos, ni microscópicos).

3.4.3. Tramos lutíticos:

Constituidos por limolitas, presentan los mismos valores que los descritos para los tramos arenosos.

3.5. Análisis petrográfico de las secciones delgadas:

Como se ha comentado en el capítulo sobre el método utilizado, se han realizado análisis a un un total de 35 láminas de clastos de los tramos conglomeráticos, más 25 que correspondían a las diferentes litarenitas de las secciones realizadas. Las muestras recogidas para ello están representadas en la figuras 23 (columna de los afloramientos de Salcedillo) y 45 (columna de los afloramientos seleccionados entre Fonfria y Olalla).

Con el análisis se pretendía ver:

a. La litología y microtextura (en el caso de las arenitas) de los diferentes materiales analizados
b. La presencia o no de rasgos atribuibles a metamorfismo de impacto.
c. La presencia o no de fósiles en los "niveles carbonatados" de grano fino.

De estos tres apartados, la litologia y la microtextura ya han sido descritas en el apartado 3.4.

3.5.1. Rasgos de metamorfismo de impacto:

En cuanto a la presencia o no de rasgos atribuibles a metamorfismo de impacto, antes que nada recordar los análisis que ya se han realizado con anterioridad a muestras de la Formación procedentes del tramo entre Fonfria y Olalla[4]. Los resultados de los mismos pueden verse en Ernstson et al. (2002) y en http://www.estructuras-de-impacto.impact-structures.com/spain/impact/shockeffects.htm .

Respecto a los resultados de los nuevos análisis efectuados, éstos concuerdan con los efectuados anteriormente. Es decir que se han hallado estructuras compatibles con la presencia de metamorfismo de choque en el caso de los materiales que forman parte de Salcedillo (Salcedillo1, tramo intermedio y Salcedillo2) (fig. 23) y en los representados en la figura 45. Estas consisten en estructuras planares , tanto PDFs como PFs, presentes en la mayoría de los cuarzos de los diversos materiales presentes en el depósito (figs. 52, 53, 54, 55; ver también fig. 23). Como criterios de identificación se han utilizado:

a. en primer lugar la observación bajo el microscopio de polarización para tratar de visualizar estructuras planares probablemente relacionadas con choque.
b. en segundo lugar la platina universal para medir la orientación de las mismas respecto a los planos cristalográficos del cristal (base c, ω, π y r)

[4] Las muestras fueron recogidas básicamente en el tramo 3 de la fig. 40, aunque algunas lo fueron de afloramientos sitos a lo largo de los caminos forestales que cruzan la sierra de Pelarda. Se tomaron muestras para realizar el artículo de 1990, esto durante el verano de 1989. Además de éstas, en el verano de 1995 se volvieron a tomar muestras de afloramientos sitos a lo largo de la carretera que une Fonfria y Olalla (muestras PDFK 1 A y B, PDFK 2 A y B, PDFK 3 A, B y C, PDFK 4' AA y BB, PDFK 5' AA y BB). Todas las muestras se cotejaron, para tratar de eliminar la posibilidad de estructuras heredadas, con muestras recogidas de la Fm Bámbola entre Mainar, muestras de la Fm Bámbola recogidas entre Huérmeda y Embid, y muestras de cuarcita Armoricana procedentes del alto localizado entre Atea y Used.

Para la visualización previa bajo microscopio se han utilizado los criterios expuestos en French (1998). En el caso concreto de las estructuras planares, entre las cuales se hallan las fracturas planares (PFs) y los rasgos de deformación planar (PDFs), estos criterios indican que:

1. Las PDFs pueden distinguirse del clivaje y de las lamelas de Böhm (lamelas de deformación tectónica) por su anchura, espaciado y orientación cristalográfica. El clivaje consiste en fracturas abiertas relativamente anchas (>10 μm) y de gran espaciado (≥ 20 μm). Las lamelas de deformación consisten en bandas de cuarzo de una anchura que oscila entre 10-20 μm y un espaciado > 10 μm (además muestran una desorientación óptica respecto del grano al que afectan). Por el contrario las PDFs son planos de cuarzo (en el caso de cristales de cuarzo) altamente deformado o amorfo, más o menos rectos (pueden ser curvos (Trepmann & Spray, 2004)), que son paralelos a determinados planos cristalográficos del cristal al que afectan. Su anchura es pequeña (2-3 μm) y el espaciado esta comprendido entre 2-10 μm.

2. Las PFs son conjuntos de fracturas paralelas o de clivajes con un espesor que oscila entre 5-10 μm y un espaciado de entre 15-20 μm o más. En ocasiones pueden presentarse situaciones en las que unas estructuras planares presenten anchuras típicas de PDFs y espaciados entre PDFs y PFs (Addison et al., 2005), siendo la orientación cristalográfica imprescindible para su diferenciación.

3. Las estructuras planares, al igual que el resto de deformaciones microscopicas producidas por choque (kink bands, vidrio diapláctico, fundido selectivo de minerales), son pervasivas (se presentan a escala centimétrica pero están desarrolladas erraticamente, por lo que pueden aparecer en un lugar y en otro no) y mineralogicamente selectivas (un efecto puede presentarse en granos de un determinado mineral pero no en granos de otro mineral, aunque sean adyacentes).

4. Mientras que las PDFs son indicativas por si solas de impacto, las PFs no lo son ya que pueden ser producidas por la deformación tectónica. Con todo, el desarrollo de una gran cantidad de fracturas planares, distribuidas extensamente y con un espaciado pequeño, se considera como indicativo de choque.

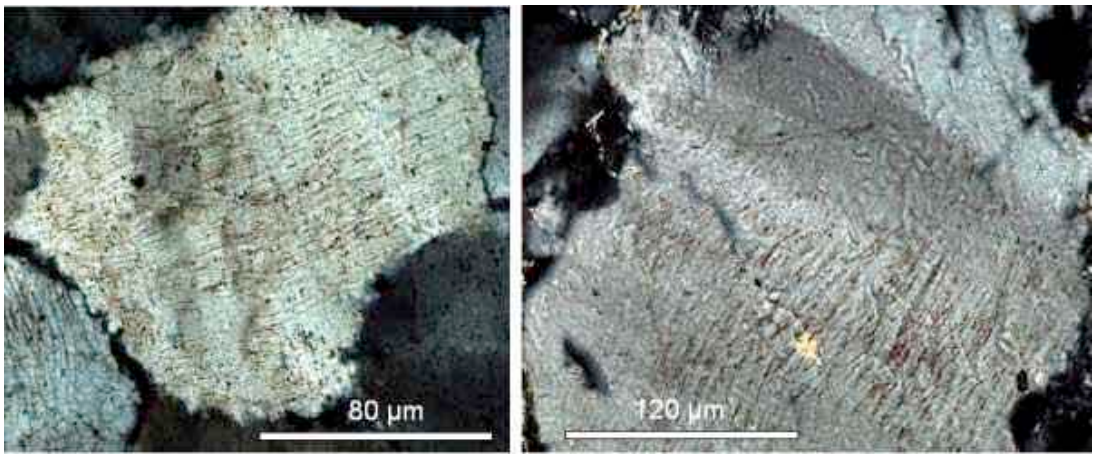


Fig. 52. PDFs curvas halladas en cuarzos procedentes de clastos de cuarcita bambolar. Los clastos procedían de las muestras PDFKS2 BA-B (ver fig. 23 para su localización).

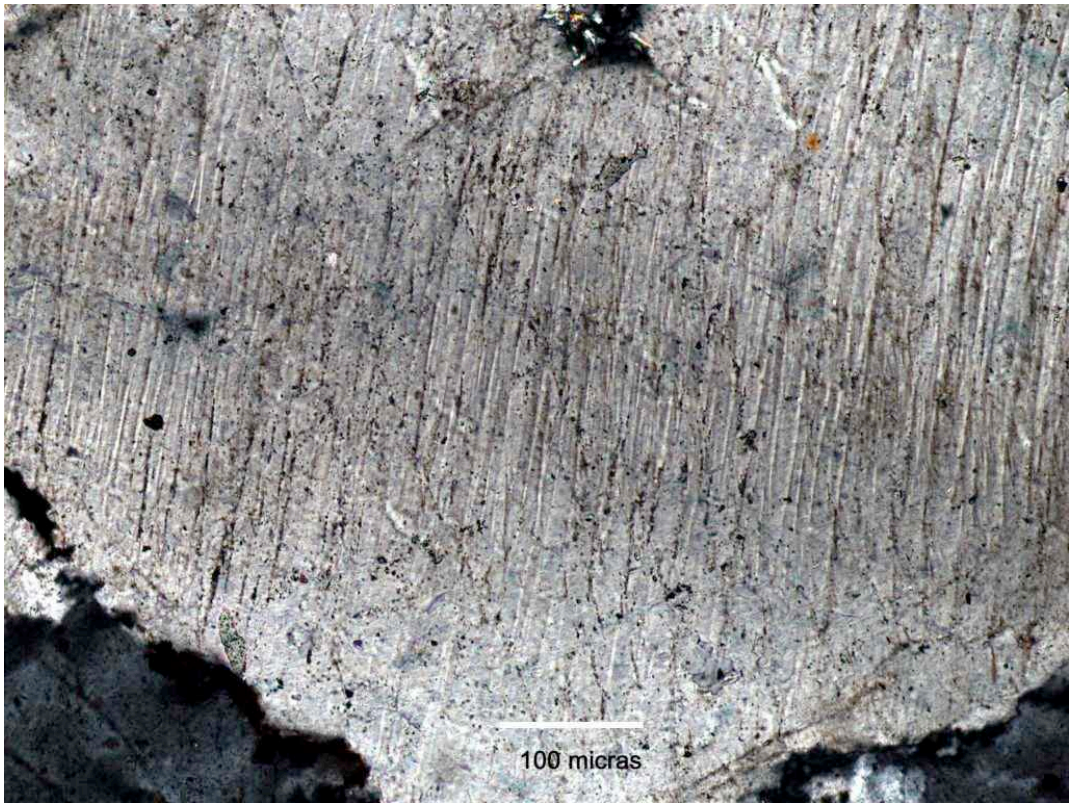


Fig. 53. PDFs en un cuarzo procedente de un clasto de cuarcita bambolar (muestra PDFKS2 BA-B de la fig. 23)

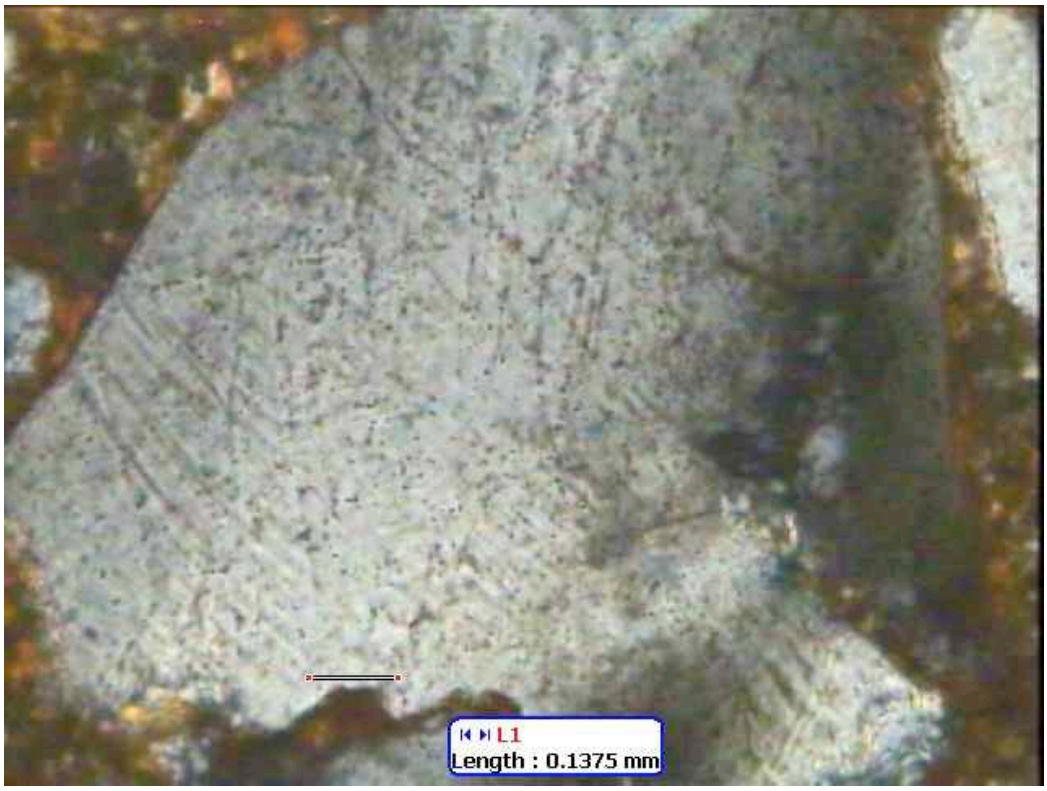


Fig. 54. PDFs presentes en un cuarzo procedente de un tramo de litoarenitas localizado en uno de los niveles de Salcedillo 2 (muestra PDFKS2 S-C de la fig. 23). Pueden apreciarse hasta tres conjuntos de estructuras planares. Cada uno de los puntos rojos situados en los extremos de la barra de escala corresponde aproximadamente a 5 μm.

3.5.2. Presencia de fósiles en los niveles carbonatados:

Bajo el microscopio, las secciones delgadas correspondientes a los "niveles carbonatados"[5], no han permitido observar ningún fósil (ni ostrácodos, ni gasterópodos de agua dulce, ni restos algales…). Respecto a las estructuras de coloración blanco-grisácea, en ocasiones tubuliformes y que parecen "rizolitos" (Cohen, 1982; Garcia-Ramos et al., 1989) a primera vista, las preparaciones microscópicas tampoco permiten afirmar que éstas correspondan a restos de rizocreciones (fig. 54). Tampoco se han podido observar estructuras compatibles con procesos edáficos (fig. 55).

[5] En principio, de acuerdo con la "geología normal" al uso sobre abanicos aluviales, un nivel carbonatado dentro de una zona arenosa podría corresponder a pequeñas áreas pantanosas con cierta vegetación que habría dado lugar a rizolitos (estructuras, en ocasiones tubuliformes, de color blanco-grisáceo de la fig. 39). La estructura de los mismos (básicamente vertical) abogaría por zonas con cursos de agua efímeros (Cohen, 1982; Garcia-Ramos et al., 1989). Este dato, junto con su posición suprayacente respecto al tramo conglomerático de Salcedillo 1, sería interpretado como una secuencia de avulsión y abandono gradual en el sentido de Heward (1978). Teniendo en cuenta esta posible interpretación, era interesante la realización de láminas delgadas que permitieran confirmar esta hipótesis o descartarla. También es importante destacar que las estructuras tubuliformes observadas carecen de relleno de materiales suprayacentes, lo que parece abogar por un orígen muy posterior al del depósito (posiblemente ligado a una exhumación de estos materiales, con la consiguiente carstificación).

Fig. 54. Aspecto bajo luz polarizada de una sección perpendicular a una de las estructuras pseudocanaliformes de la figura 39. En ella, al igual que otras secciones estudiadas, tan sólo se puede apreciar una acumulación de cristales subidiomorfos-xenomorfos de calcita, sin que exista ninguna zonación característica o asimilable a rizocreciones. Sección procedente de la muestra PDFKS12L1 (ver localización en la fig. 23).

Fig. 55. Aspecto de uno de los cuarzos presentes en la muestra PDFKS12L1. Dicha sección delgada permite apreciar diversos aspectos, tales como: a. los clastos – tanto de rocas metamórficas, como de cuarzo y cuarcitas- son por lo general mayores o iguales que 1/16 mm, es decir, de tamaño mayor o igual al de limonita (por lo que estaríamos ante niveles lutítico-arenosos); b. cementando los granos hallamos calcita; c. se observan reacciones y reemplazamientos entre el cuarzo y la matriz de calcita; d. los cristales de cuarzo presentan a menudo estructuras planares (en este caso PFs); e. no se observan fósiles.

3.6. Análisis de paleocorrientes:

Los niveles con estructuras sedimentarias tales como estratificación cruzada, imbricación de cantos, acanaladuras y laminación primaria de corriente (ver figs. 23 y 45), han servido para la medición de paleocorrientes. Dado que la dirección y buzamiento de las capas excede los 10º, se han realizado las correspondientes correcciones de los datos medidos.
Las paleocorrientes obtenidas (de media 200º) muestran un claro predominio, dentro de la variabilidad prevista para el depósito, de las direcciones NE-SW. El sentido de las paleocorrientes indica una procedencia de las mismas del NE.

4. Ambiente sedimentario:

Todas las características observadas en la zona de Salcedillo, así como entre la carrretera entre Fonfria y Olalla y en los caminos que atraviesan la Sierra de Pelarda, permiten afirmar que se trata de un deposito ligado a flujos gravitativos (Lowe, 1979 y 1982; Colombo, 1989).
Los tramos rudíticos presentes en el depósito exhiben características correlacionables con debris flows (flujos de derrubios), en los que la matriz (arenosa en este caso) ha ejercido la suficiente cohesión como para soportar los clastos y que estos hayan podido ser transportados en masa. Este transporte habría impedido, en la mayoría de los casos, los fenómenos de colisión entre los mismos. De esta manera se habrían podido preservar los clastos con importantes deformaciones plásticas (fracturas rotacionales, fracturas paralelas, fracturas con bifurcaciones complejas) que se observan en los tramos rudíticos de Salcedillo (ver fig. 23) y del tramo 3 y 4 entre Fonfria y Olalla (figs. 40 y 45). También se explicaría la tendencia a la orientación paralela a la base de muchos de los clastos observados.
Con todo, existen zonas que evidencian que esta tendencia al régimen laminar (no newtoniano) no siempre se mantiene, y que como es normal en este tipo de depósitos se produce una evolución a lo largo del tiempo entre comportamiento laminar/comportamiento turbulento (Enos, 1977; Nemec y Steel, 1984; Wilson, 1980; Colombo, 1989; Colombo y Martí, 1989). Este sería el caso de las bases de los tramos rudíticos, claramente erosivas y que incorporan fragmentos de los materiales bajoyacentes así como de los megabloques incorporados en el depósito que pueden observarse en la parte superior del depósito (cerca del Santuario) y en la carretera que une Fonfria y Olalla (tramo 3 de la fig. 40). Si añadimos a este dato la presencia de una cierta tendencia a la estratificación interna, nos hallamos ante flujos muy densos con una alta concentración de partículas. Esta alta concentración favorecería un comportamiento masivo (antes que tractivo) a pesar de la turbulencia.

Los tramos arenosos intercalados entre los tramos rudíticos indicarían que el transporte no se verificó en una sola etapa, sino que hubo diversos episodios masivos. A su vez, los tramos arenosos al techo nos confirmarían esta circunstancia, de manera que tendríamos un conjunto de "coladas" (unidades de flujo) que se superpondrían. Esta circunstancia es particularmente evidente en la sucesión de Salcedillo 2 (fig. 23).
El gran tramo arenoso-lutítico sito entre Salcedillo 1 y Salcedillo 2, formado por litoarenitas masivas o con laminación paralela ocasional y sin consolidar, nos indica también condiciones de alta energia de transporte así como una perdida del carácter "canalizado" de las "corrientes". En esta zona se encuentra el único depósito rudítico con estructuras claramente indicativas de régimen no laminar (ver fig. 23) y ligado a corrientes tractivas (flujo fluidal). Los niveles de litarenitas de grano muy fino-limolitas cementadas[6], de morfología ligeramente lenticular, de pequeño espesor y grosor, sin fósiles asociados y dispersos en el seno del gran tramo arenoso-lutítico, podrían corresponder a zonas de acumulación de fluidos carbonatados inmersas en el seno de este tramo durante su transporte. La carstificación que se observa en ellos tuvo lugar en una fase posterior a la de su formación, cuando estos niveles quedaron expuestos a la acción de la meteorización. La adscripción de los mismos a niveles de hard-ground (fondo endurecido) ligados a actividad lacustre, parece difícil a tenor de las observaciones de campo, ya que ni se han observado fósiles ni niveles de alteración laterales asociados[7] en el tramo arenoso en el que se hallan inmersos. Las estructuras pseudocanaliformes, de color grisáceo y dispuestas en diversas direcciones (fig. 39), que atraviesan ocasionalmente estos materiales, no parecen corresponder a rizocreciones. En sección delgada se muestran como acumulaciones de cristales de calcita subidiomorfa-xenomorfa, sin que se aprecie ninguna zonación en las secciones perpendiculares a la dirección del pseudocanal (fig. 54). En base a estos datos, proponemos un orígen ligado al escape de gases provinentes del fluido que los transportó en el seno del tramo lutítico-arenoso.

Además, cabe recordar que dentro de los materiales del depósito:

a. Es posible observar rasgos de impacto, que pueden ser macroscópicos (deformaciones plásticas en los clastos[8], estructuras de espalación) y microscópicos (estructuras planares[9])
b. Existe un "fallamiento sindeposiconal[10]" particular.
c. Existen megaclastos y megabloques intercalados.

Si se tienen en cuenta todas las zonas muestreadas y analizadas, además de Salcedillo, la secuencia general es granocreciente, con clastos superiores al metro (fig. 2) y

[6] Los supuestos "niveles calcáreos" a primera vista. En este caso el cemento, micrítico (en algunas zonas esparítico) esta formado por calcita.
[7] Si estos niveles carbonatados correspondieran a fondos endurecidos, indicarían una interrupción en la sedimentación. Esta interrupción en la sedimentación, al menos por las características de los depósitos de la zona en cuestión, debería haber dejado una impronta evidente (niveles de caliche, costras carbonatadas….), en los materiales depositados en la lateral con respecto a ellos, esto es en los niveles arenoso-lutíticos. En ningún caso se observa nada parecido, lo que contraviene un orígen de este estilo.
[8] Fracturas rotacionales, fracturas paralelas abiertas, fracturas con bifurcaciones complejas, estrías acentuadas, hoyos y marcas en forma de uña.
[9] Tanto PDFs como PFs.
[10] Este fallamiento sindeposicional, que corresponde a una rápida secuencia de erosión, sedimentación, fallamiento y flujo dentro de una "limitada unidad", puede ser comparado a un "mecanismo de parada y arranque".

megabloques de grandes dimensiones en la parte superior (fig. 46). El conjunto finaliza bajo unas brechas de componentes metamórficos (fig. 48 a).

Estas observaciones sugieren una génesis ligada a sucesivas "coladas" (avenidas/unidades de flujo) provinentes de la "cortina de eyecta" generada durante el impacto que dio lugar a la estructura de Azuara (figs. 61-68). Estas coladas, consistirían en corrientes de materiales semifluidizadas[11] y de alta densidad que se desplazaban básicamente en un flujo laminar (Schultz & Gault, 1979; Melosh, 1989; Mackaman-Lofland et al., 2014). La relación partículas/fluido sería elevada (alta concentración) favoreciendo el comportamiento laminar a pesar de la turbulencia. El fluido, teniendo en cuenta los diques lapillíticos que se encuentran bajoyaciendo el depósito, pudo ser en ocasiones vapor de agua (producido en grandes cantidades durante el impacto), aunque la masividad general del depósito sugiere que el fluido predominante fue el agua (producida por la condensación del vapor). Las transiciones vapor-líquido, así como las pérdidas súbitas de fluidos en el seno de la masa transportada, debieron condicionar la deposición de la misma. A este respecto, la presencia de estrías cuyo azimut marca preferentemente una dirección NE-SW y generadas por la fricción con la matriz[12], sugiere que fue la detención súbita (probablemente por la pérdida de la sustentación por acción del fluido) de las diferentes unidades la responsable de la misma. La presencia de las curiosas fallas sindeposicionales en el seno de algunas unidades pudo también estar ligada al mismo fenómeno.

La secuencia nivel basal conglomerático-litarenitas parte superior parece reflejar una tendencia a pulsaciones dentro del eyecta, y salvando las diferencias obvias, parecida a la observada en las coladas piroclásticas volcánicas y en los depósitos de algunos cráteres de Marte (Schultz & Gault, 1979; Melosh, 1989). Siguiendo con la misma línea analógica, los materiales de la Fm. Pelarda pudieron ser depositados por unidades de flujo cuya morfología fuera similar a la de los de las coladas piroclásticas: una gran gota que se desplaza por la superficie preexistente y en la que se pueden diferenciar varias partes[13] cada una de las cuales da lugar a un depósito característico. Al igual que en las coladas piroclásticas, y en función de variaciones en la velocidad del flujo (en ocasiones influidas por la topografía) y de la relación partículas/fluido, puede observarse toda una gama de transiciones que da lugar a diferentes facies deposicionales. Facies que en el caso de de depósitos masivos puede oscilar entre los flujos masivos (debris flows) hasta los flujos acuosos altamente concentrados (hyperconcentrated flood flows) (Colombo y Martí, 1989). Hasta aquí las analogías. La deposición de los eyecta cuenta desde la época de Oberbeck (1975) con un importante modelo para aplicar: el de la sedimentación balística. Éste modelo ya fue propuesto por nosotros (Ernstson y Claudin, 1990) para explicar la génesis de la Fm. Pelarda, ya que las características mesoscópicas (al igual que las deposicionales) de los clastos –indicativas de intensa

[11] Para que un material este fluidizado en sentido estricto, éste debe presentar una cierta homogeneidad granulométrica (Colombo y Martí, 1989). En el caso de la Fm. Pelarda, en la que los materiales son muy heterométricos en ocasiones, el grado de fluidificación oscilaría (Wilson, 1980) entre muy bajo (nulo asentamiento gravitacional de las partículas mayores y más densas) y medio (la expansión del fluido posibilita el que se desarrolle una cierta gradación vertical).

[12] La génesis de las mismas por fricción con los clastos de la matriz se ve apoyada, también, por la presencia de un intenso pulido en los clastos de cuarcita del depósito. El azimut de las estrías también nos da una pista sobre las paleocorrientes responsables de la deposición de los materiales. Atendiendo al diagrama expuesto en Ernstson y Claudin (1990; pág 587), estas mostraban una dirección preferente comprendida entre el WSW y el SSW. Es decir existía una cierta variabilidad probablemente condicionada por la topografía preexistente.

[13] En el caso de las coladas piroclásticas, de orígen volcánico, 3 grandes partes: cabeza, cuerpo y cola.

presión de confinamiento - no concuerda con una deposición ligada a "base surges" (esto es, coladas piroclásticas con un cierto grado de turbulencia) (Chao, 1977).
De la distribución de velocidades en un eyecta (Melosh, 1989: French, 1998), podemos deducir que los materiales de la Fm. Pelarda serían de los primeros en depositarse debido a proceder de los niveles superficiales (y cercanos al punto de impacto) del objetivo. Las brechas de clastos de cuarcita armoricana, de morfología angulosa-muy angulosa y con claros signos de deformaciones plásticas (ver figs. 48b y c), que se disponen sobre la parte superior de la Fm., corresponderían a materiales procedentes de la zona del borde del cráter. En este caso, su llegada sería posterior al estar más alejados de la zona inicial de contacto impactor-objetivo. Su angulosidad se debería al nulo retrabajamiento sufrido, ya que su emplazamiento probablemente se produjo de manera similar al de la Fm. Pelarda. Su adscripción como materiales pertenecientes a ésta Formación, si bien se han formado durante el mismo proceso de impacto, nos parece ilógica ya que de acuerdo con la definición estratigráfica de Formación, los materiales de la misma se diferencian de los adyacentes por el predominio de una cierta litología o combinación de litologías (o por poseer rasgos litológicos unificadores o destacables). Teniendo en cuenta este dato, *la facies Pelarda típica sería la que puede apreciarse en la sección tipo (estratotipo) de Salcedillo* (incluyendo Salcedillo1, tramo intermedio, Salcedillo 2 y Salcedillo 3). Existiría por tanto, una continuidad litológica en toda ella, estando formada básicamente por clastos de pizarras, filitas, esquistos, cuarzoarenitas del Buntsandstein, cuarcitas armoricanas y cuarcitas bambolares, que presentan rasgos de impacto tanto mesoscópicos como microscópicos.

5. Procedencia de los clastos:

La dirección y sentido de las paleocorrientes y el azimut de las estrías[14], indican un área de procedencia sita al N – NE.
La litologia de los clastos de los tramos rudíticos y de litarenitas concuerda con la de los materiales (cuarcitas armoricanas, materiales de la Fm. Bámbola, materiales del Buntsandstein….) de la parte S-SW de la estructura de Azuara (zona de Badenas-El Colladito-Piedrahita-Monforte de Moyuela-Rudilla-Anadón), a excepción de los clastos de cuarcita bambolar. En este caso hay que remarcar que los afloramientos actuales de cuarcitas Bambolares más cercanos afloran en Codos.
También hay que destacar que en los materiales de la Fm. Pelarda coexisten materiales angulosos como los de los megaclastos del bundsandstein, junto con la mayoría que son subangulosos-subredondeados.
Todas estas observaciones nos inducen a pensar en una zona de procedencia situada originalmente en el interior de la estructura, en la que habrían materiales molásicos generados por el desmantelamiento de macizos formados por materiales del paleozoico y del mesozoico. Estos materiales - constituidos por ruditas, litarenitas y lutitas – fueron afectados y removilizados por el impacto que dio lugar a la estructura de Azuara.
Los clastos de cuarcita armoricana, de morfología angulosa-muy angulosa, que se disponen por encima de la Fm. Pelarda, provendrían del borde SW de la estructura de Azuara (esto es, también del NE, pero de una zona mucho más próxima).

[14] Éstas, medidas en el tramo Salcedillo 2 de la fig. 23.

6. Edad:

Los límites inferior y superior de la Formación, así como los contactos, permiten realizar una datación relativa de la misma. De acuerdo con estos límites y respectivos contactos, la Formación Pelarda sería posterior a los materiales del Eoceno superior-Oligoceno de las cartografías al uso (ITGE, 1989 y 1991; IGME, 1977), y anterior a los materiales del mioceno inferior. En este sentido, los datos paleontológicos expuestos en Ernstson et al. (2002), y los de Peláez-Campomanes (1993) confirman también esta edad[15].

Sigue siendo imposible, por el momento, una datación absoluta, debido a la alteración de los vidrios presentes en las rocas de fundido de impacto de la zona.

7. Conclusiones y Discusión:

De acuerdo con lo presentado hasta el momento, podemos afirmar:

a. La Formación Pelarda no es un depósito de tipo raña, esto es un glacis de clastos cuarcíticos con matriz arcillosa y desarrollado sobre terrenos Paleozoicos (ITGE, 1989; ITGE, 1991; Aurell et al., 1993; Aurell, 1994; Cortés et al., 2002; Díaz-Martínez et al., 2002 a, 2002b, 2002c; Diaz-Martinez, 2005). En Salcedillo se puede observar como sus materiales se disponen sobre los materiales del Eoceno superior-Oligoceno, en un aparente contacto concordante (aunque erosivo).

b. La deposición de los materiales de la Formación Pelarda se produjo por flujos gravitativos ligados a la expansión y deposición de los eyecta de impacto que generó la estructura de Azuara. Su adscripción a depósitos de tipo fluvial [Carls & Monninger, 1974; Adrover et al., 1982; Smit, 2000 (comunicación escrita)], contraviene las características deposicionales observadas y descritas en el presente artículo. A este respecto, cabe destacar que algunos de los clastos de los niveles conglomeráticos (aquellos que presentan fracturas rotacionales, fracturas paralelas abiertas y fracturas con bifurcaciones complejas) no podrían haber sobrevivido al transporte bajo un régimen fluidal mayoritariamente turbulento (newtoniano). Ligado a esta deposición, conviene destacar también que la asignación de los sedimentos de la formación a un depósito fluvial en función de la redondez observada en algunos de los clastos (las "nicely rounded pebbles which cannot originate in an ejecta deposit" del comentario escrito de Smit (2000)), no constituye un criterio suficiente para ello. Llegados a este punto, no deja de ser algo desconcertante que no haya llamado la atención de los autores no impactistas la morfología tan desigual de los clastos de la Fm. Pelarda y la de los clastos de los materiales miocénicos suprayacentes (correspondientes a los números 64 y 63 del ITGE (1991), y equivalentes a la unidad T_5 de Villena et al. (1987)). Para empezar señalaremos que estos depósitos miocénicos no son conglomerados sino brechas, ya que los clastos son marcadamente angulosos (figs. 56, 57 y 58).

[15] En este sentido conviene recordar, como ya se ha comentado en otras ocasiones (www….), que la edad del Oligoceno inferior que le atribuyen los no impactistas mediante los datos del yacimiento paleontológico MP 21 de Olalla (Peláez- Campomanes, 1993), queda incluida dentro del intervalo Eoceno superior-Oligoceno propuesto desde hace años por los impactistas.

Fig 56. Los materiales “miocénicos” cercanos a Olalla (cartografiados por el ITGE (1991) con el nº 64). Puede apreciarse la morfología claramente angulosa de los clastos de materiales metamórficos y de cuarcitas armoricanas. Los clastos de la matriz arenosa también presentan una morfología similar.

Fig. 57. Materiales “miocénicos” en contacto con la lámina cabalgante de Daroca (nº 63 de la cartografía del ITGE (1991)). Puede apreciarse la clara morfología angulosa – muy angulosa de los clastos de materiales metamórficos y de cuarcita armoricana. Nótese la “incorporación” de materiales de la zona infrayacente en la lámina cabalgante…. y la orientación de los clastos de la brecha “miocénica” en la zona de contacto con las “brechas” de la base de la lámina cabalgante.

Fig. 58. Materiales “miocénicos” en la base del contacto con la lámina cabalgante de Daroca (nº 63 de la cartografía del ITGE (1991)). Puede apreciarse la clara morfología muy angulosa - angulosa de los clastos de materiales metamórficos y de cuarcita armoricana.

A continuación señalaremos que de acuerdo con la memoria del ITGE (1991), el área fuente de estos “conglomerados” de Olalla y Daroca, provendría del N-NE. La deposición de los materiales iría ligada a abanicos aluviales relacionados lateralmente con áreas lacustres (ITGE, 1991; pp 162).

La pregunta que surge a continuación es: ¿ Cómo explicar la diferencia entre los clastos de la Fm. Pelarda y los materiales miocénicos?. En el caso de las brechas de Olalla, parece que el área fuente sería la misma de la Fm. Pelarda, esto es el borde SW de la estructura de Azuara. Podría argumentarse que la morfología de los clastos de Olalla reflejaría una etapa de diastrofismo, con renovación de relieve, a lo largo del mioceno inferior-medio. A los pies de estos relieves se desarrollaría un sistema de abanicos aluviales (una bajada) de corta extensión y llanuras aluviales en los que se depositarían los materiales provinentes de la erosión. El mismo argumento cabría aplicar a la génesis de los materiales de Daroca. Pero resulta que la distancia respecto al área fuente, a menos que se

hubiera erosionado (y desaparecido) otro relieve, aumenta en el caso de los materiales de Daroca. ¿Cómo es que no se redondean y siguen siendo angulosos? . ¿Cómo es que los materiales de la Fm. Pelarda, interpretados por Cortés et al (2002) como un depósito de abanico aluvial proximal de edad Pliocénica o Pleistocénica y de carácter local (Diaz Martinez, 2005), si presentan un mayor redondeamiento? De acuerdo con las facies observadas en la zona de Salcedillo, y aún en el supuesto (que no es el caso) de que los depósitos de la Fm. Pelarda correspondieran mayoritariamente a las partes proximales-medias de un abanico aluvial "normal" (McGowen y Groat, 1971; Colombo, 1989), éste a tenor de lo observado no podía tener una gran distancia respecto al área fuente (< 6 Km)….luego sería de esperar una mayor angulosidad en los materiales del depósito….

Más aún, ¿cómo explicar por procesos fluviales o ligados a un abanico aluvial de baja eficacia de transporte , la presencia del megabloque de Buntsandstein (fig. 46), los clastos de cuarcita bambolar superiores al metro (fig. 2), los clastos de materiales del eoceno-oligoceno (fig. 42), las características superficiales y microscópicas de los clastos y las curiosas fallas "sindeposicionales" de la fig. 36 a, de la parte superior del depósito (esto es en la zona de Salcedillo 2 de la fig. 23, en Salcedillo 3 y en la parte 4 de la fig. 40)?

c. La edad de la Formación Pelarda se halla entre el Eoceno superior-Oligoceno y el Mioceno. La atribución de una edad cuaternaria (ITGE, 1989; ITGE, 1991; Aurell et al., 1993; Aurell, 1994; Smit, 2000 (comentario escrito), Cortés et al., 2002; Díaz-Martínez et al., 2002 a, 2002b, 2002c; Diaz-Martinez, 2005) entra en colisión con los contactos observados y aquí descritos. Además, si fuera un depósito de glacis del cuaternario, debería haberse desarrollado a los pies de un relieve abrupto, entonces … ¿cómo explicar la presencia de los materiales de la Pelarda en un alto topográfico? A priori, nos parece difícil compaginar un levantamiento durante el cuaternario que diera lugar a la deposición de los materiales de la Formación Pelarda en un alto topográfico[16] y a la vez luego una erosión diferencial que eliminara estos relieves…… Como mínimo parece extraño una tectónica tan activa durante el cuaternario (¿quizás una fase de deformación Iberomanchega tardía y particularmente intensa en la zona?).

d. A tenor de los datos de campo aquí presentados, la Formación Pelarda se dispone sobre los materiales del Eoceno superior-Oligoceno (y evidentemente sobre los del Mesozoico y Paleozoico). Subyace a la brecha de cantos de cuarcita armoricana y a la brecha basal suevítica. Entre estas dos últimas, parece que la brecha basal suevítica sobreyace a la brecha de cantos de cuarcita armoricana.

e. Los no impactistas argumentan (Cortes et al., 2002) que en el área de Azuara las rocas Paleozoicas no fueron un alto dominante hasta el Mioceno (como se puede inferir a partir de la composición de los clastos en las unidades Paleógenas y Neógenas de la cuenca del Ebro…) y que durante el Paleógeno se erosionaron las rocas del Mesozoico. Aducen además, que Ernstson y colaboradores

[16] Otra opción, la deposición a los pies de un relieve para luego producirse un levantamiento de estos materiales y quedar enmarcados en un alto topográfico, nos parece como mínimo una hipótesis ad hoc más que poco plausible.

proponen complejas explicaciones para el predomino de clastos paleozoicos y la práctica ausencia de calizos en el caso Pelarda (lo opuesto de Pto Minguez….). De lo comentado hasta el presente, parece ser que estas afirmaciones carecen de fundamento. En la zona de Salcedillo, la Fm. Pelarda se halla intercalada entre los materiales del Eoceno sup.-Oligoceno y los del mioceno. Teniendo este factor en cuenta, los clastos de la base de la Fm Pelarda – mayoritariamente del Paleozoico- se depositaron antes del mioceno. Hacia el techo de la Formación empiezan a aparecer materiales calizos y conglomeráticos de los niveles infrayacentes. La pregunta es obvia, ¿como explican este hecho los no impactistas?. Si lo juntamos con la "redondez" de los clastos, estando el área fuente localizada al NE, tenemos aún más problemas. ¿Cómo compatibilizar un área fuente cercana con la morfología de los clastos y con la aparente inversión de la "montaña invertida" típica de la erosión de relieves? Nuestro modelo ofrece una explicación más simple para ambas cuestiones, tal y como se menciona en los apartados j y l.

f. El ambiente sedimentario en el que se originó la Formación se corresponde con el de una serie de "coladas" o avenidas (unidades de flujo) provinentes del eyecta producido por el impacto que dio lugar a la estructura de Azuara (Figs. 59, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67 y 68). Estas avenidas se depositarían de acuerdo con el modelo de erosión balística de Oberbeck (1975), como corrientes de materiales semifluidizadas[17] y de alta densidad que se desplazaban básicamente en un flujo laminar (Schultz & Gault, 1979; Melosh, 1989). Este factor, permitió que los clastos deformados plásticamente (con fracturas rotacionales, fracturas paralelas, fracturas con bifurcaciones complejas; ver fig. 60) pudieran sobrevivir al transporte. En ocasiones, tal y como puede apreciarse en los niveles conglomeráticos, el depósito presentaba una cierta capacidad erosiva e incorporaba materiales bajoyacentes. Con todo, la relación partículas/fluido sería elevada (alta concentración) favoreciendo el comportamiento laminar a pesar de la turbulencia. El fluido de transporte predominante, a tenor del carácter masivo del depósito, fue el agua, aunque también había vapor (como prueban los diques de brechas lapillíticos infrayacentes). Las transiciones vapor-líquido, así como las pérdidas súbitas de fluidos en el seno de la masa transportada, debieron condicionar la deposición de la misma. Opinamos que fue la detención súbita de las avenidas, por acción de estas transiciones, la responsable – junto con la intensa presión de confinamiento - de la aparición de las estrías y del pulido que se pueden observar en muchos de los clastos del depósito. El dominio de la dirección NE-SW que se detecta en el azimut de las estrías y en las paleocorrientes es un claro reflejo de dicha afirmación.

[17] Para que un material este fluidizado en sentido estricto, éste debe presentar una cierta homogeneidad granulométrica (Colombo y Martí, 1989). En el caso de la Fm. Pelarda, en la que los materiales son muy heterométricos en ocasiones, el grado de fluidificación oscilaría (Wilson, 1980) entre muy bajo (nulo asentamiento gravitacional de las partículas mayores y más densas) y medio (la expansión del fluido posibilita el que se desarrolle una cierta gradación vertical).

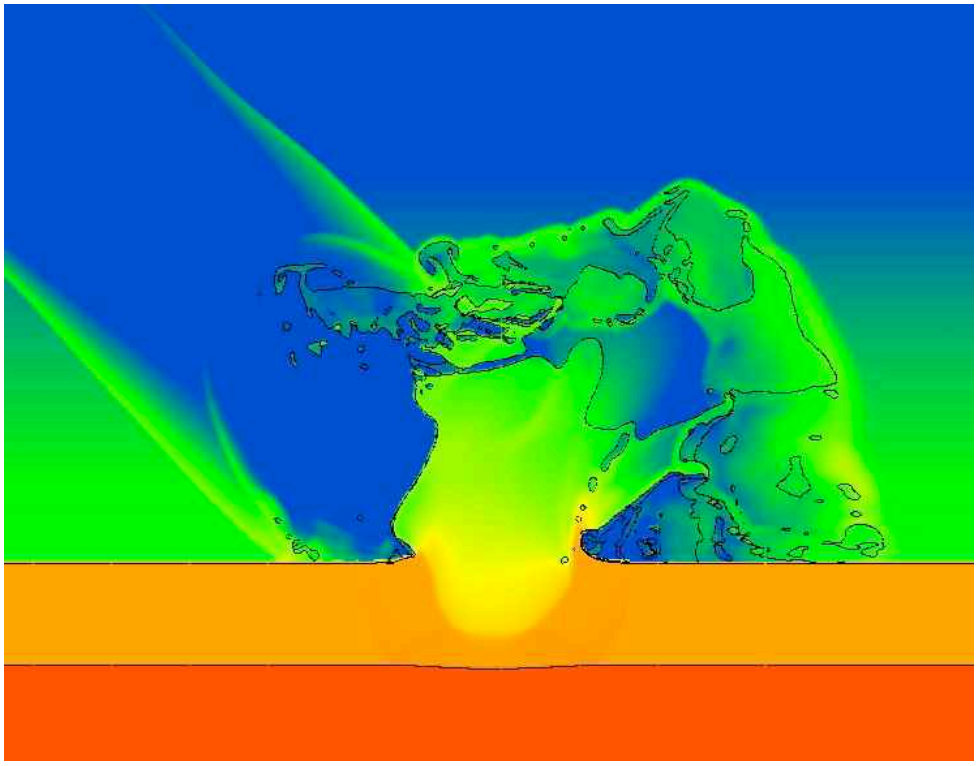


Fig. 59. Esquema, obtenido a partir de simulación por ordenador, sobre la génesis de un cráter de impacto. En él puede apreciarse cómo el conjunto de los eyecta no se depositan en único pulso, sino que serían el resultado de diversas "coladas" (unidades de flujo/avenidas). Puede también apreciarse como el ángulo del impacto condiciona la acumulación preferencial del eyecta en una determinada dirección, situación parecida a la de Azuara (extraido de: http://www.sandia.gov/media/comethit.htm)

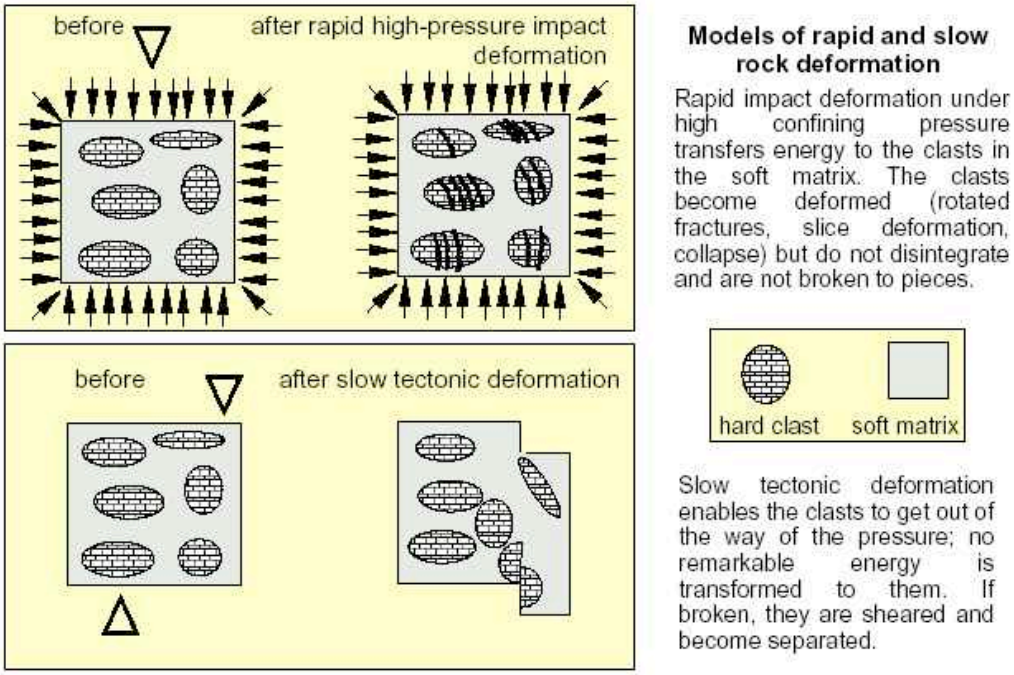


Fig. 60. Gráfico explicativo de la génesis de deformaciones plásticas en los clastos bajo acción de la presión confinante.

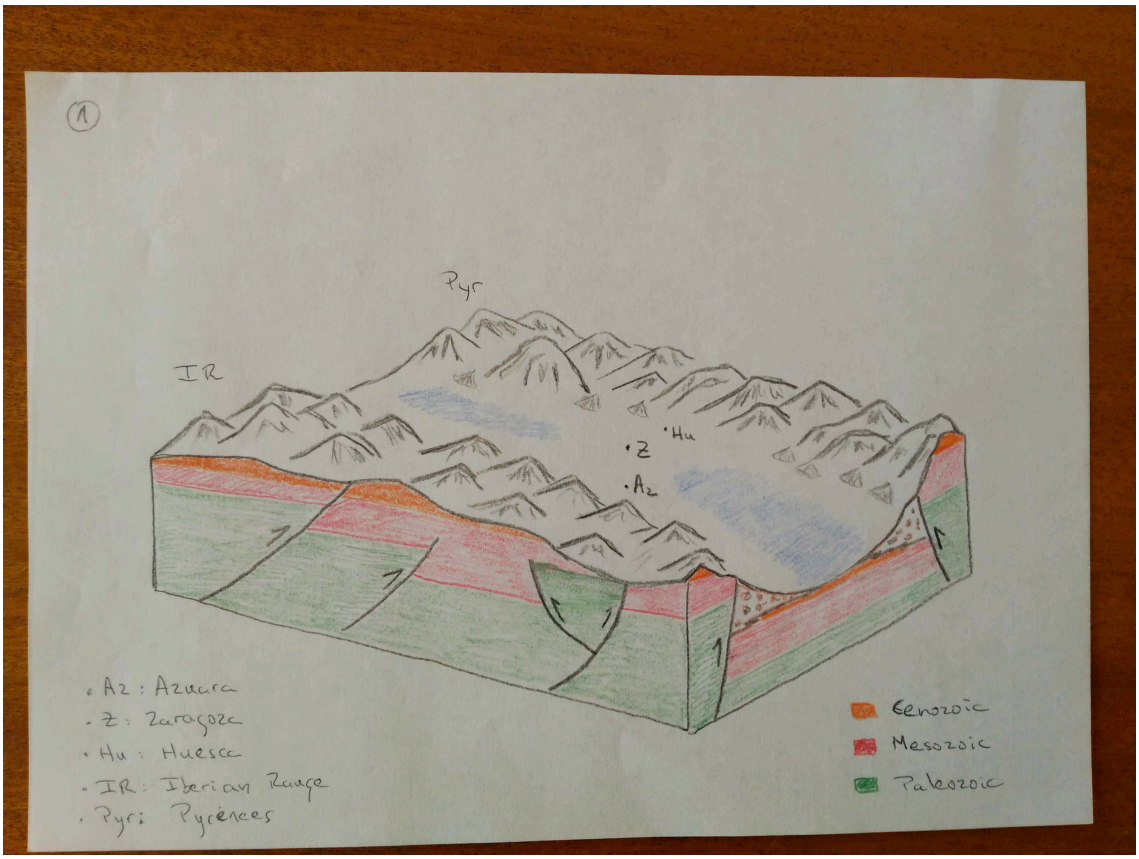


Fig 61. Probable bloque diagrama de la zona de Azuara correspondiente al periodo Eoceno superior-Oligoceno basado en datos de diferentes fuentes. La zona de Azuara se hallaría dentro de una cuenca endorreica donde se depositaban materiales provenientes de la erosión de la cordillera Ibérica y de los Pirineos. Esta deposición estaba ligada a "bajadas" (conjuntos de abanicos aluviales). El color azul corresponde a zonas de lagunas y lagos formados por la acumulación de las aguas procedentes de estas dos grandes masas montañosas.

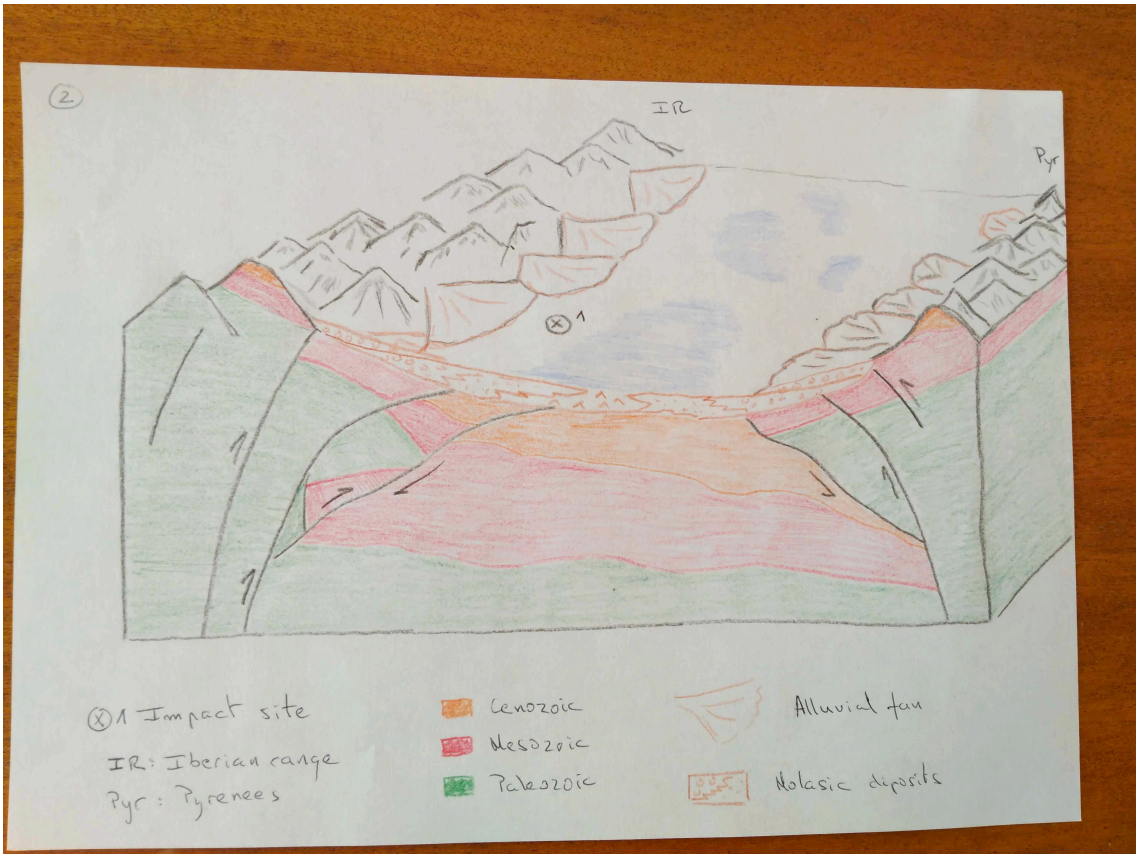


Fig. 62. Corte transversal de la zona de impacto de Azuara. En el momento de impacto las rocas del objetivo estaban conformadas por materiales del Paleozoico, mesozoico, cenozoico y por extensos depósitos molásicos acumulados al pie de los relieves de la cordillera Ibérica en formación.

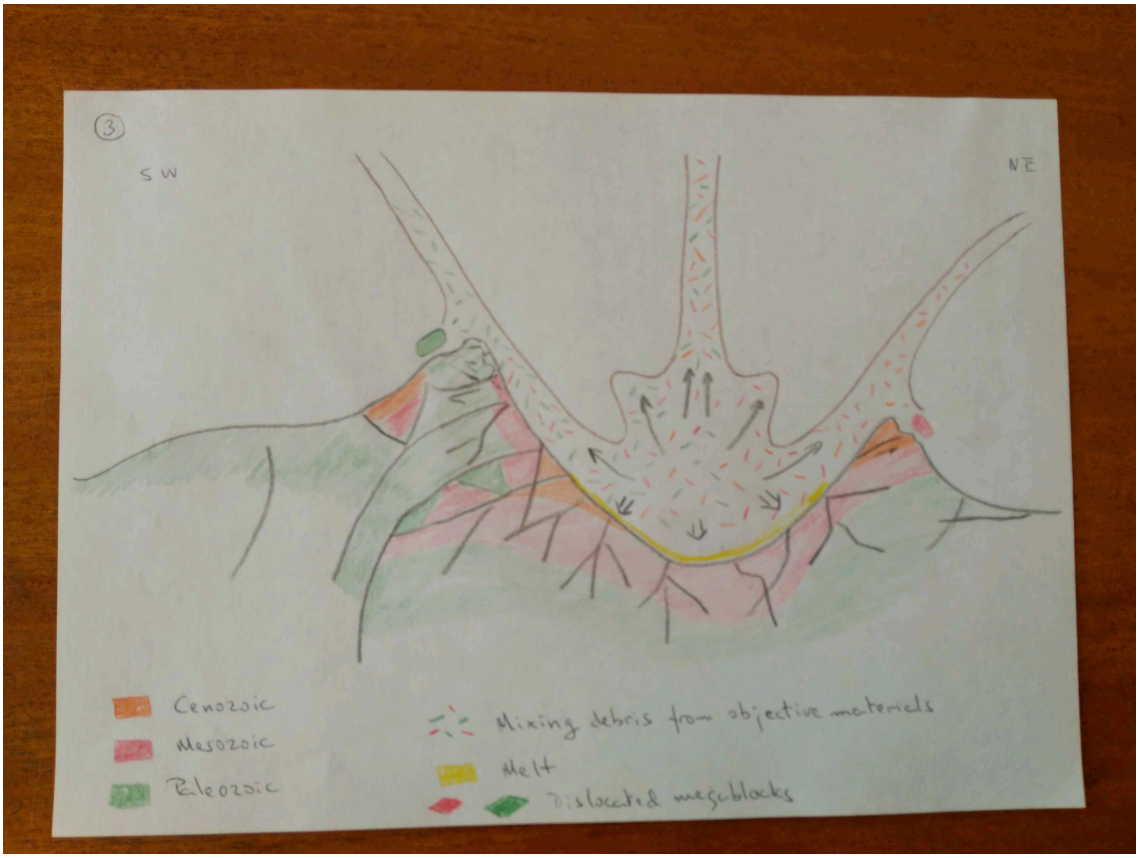


Fig. 63. Corte esquemático, prolongación del de la Fig. 62, en el que puede visualizarse el momento del impacto. En ese instante toda la energía del cuerpo impactante se transmite al objetivo generándose una onda de choque que comprime los materiales del objetivo en una primera fase y que posteriormente – tras la relajación tras su paso – los fragmentará y eyectará. Puede apreciarse la cortina de eyectas, así como los megabloques que serán eyectados y que en ocasiones van a ser transportados por los flujos gravitativos de sedimentos – similares a los flujos piroclásticos (aunque no idénticos) – a distancias más o menos considerables. Todos los materiales molásicos van a ser removilizados y transportados mediante estos flujos. Puede apreciarse como a estos materiales molásicos, ya fragmentados, se añaden todo el conjunto de materiales fragmentados durante el impacto. Debido a la disposición previa de los materiales del objetivo, en el lado SW predominan en los eyecta los materiales paleozoicos y mesozoicos sobre los cenozoicos. En el lado NE predominan los materiales del mesozoico y cenozoico. En las fracturas desarrolladas en las paredes y suelo del cráter se inyectaran materiales generados durante el impacto (fundidos de impacto y brechas).

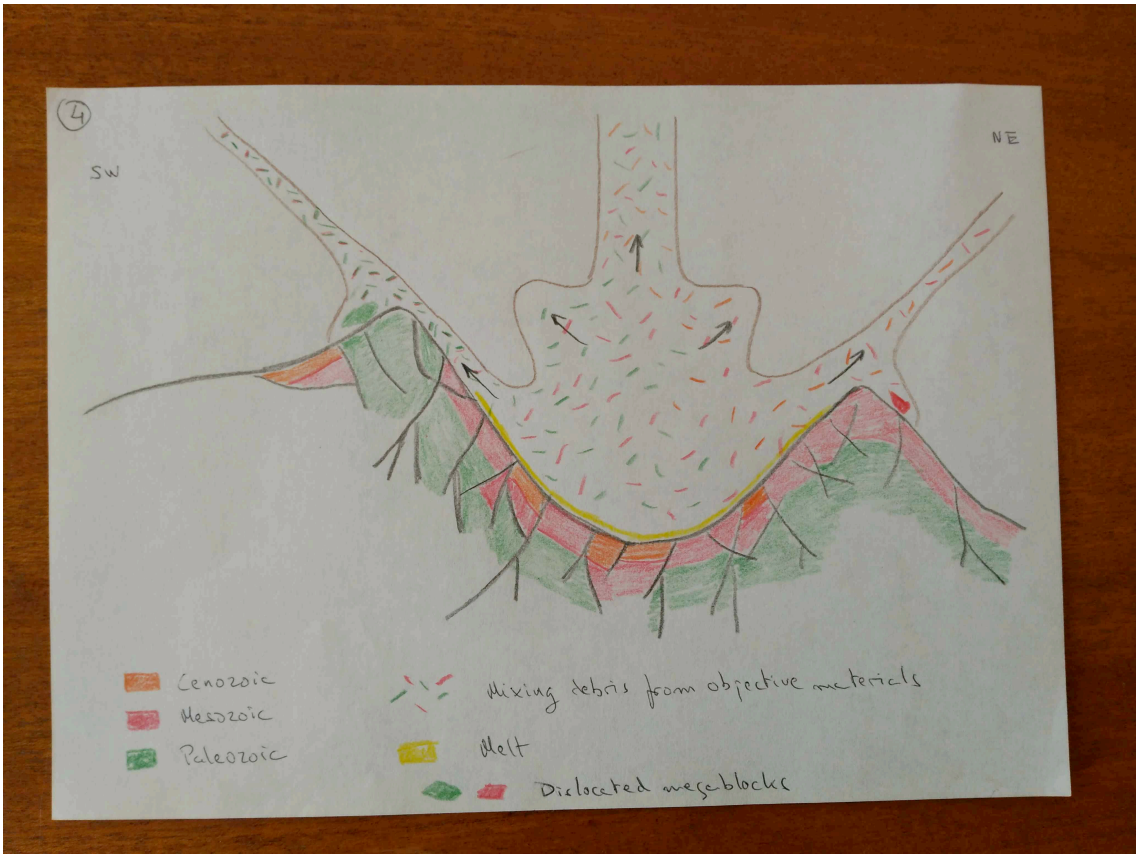


Fig. 64a. Esquema continuación del de la fig. 63. Puede apreciarse como la cortina de eyectas va avanzando, con los megabloques integrados, a través de la parte exterior (flancos) del cráter en formación. El transporte en esta cortina (y posterior deposición) se verifica por el mecanismo descrito por Oberbeck (1975). En la parte central la parte correspondiente a la "pluma" va creciendo progresivamente. Entre la cortina de eyecta y la pluma se forma otra zona emergente de eyectas que correspondería a la zona de "conical high-angle" de la figura 64b.

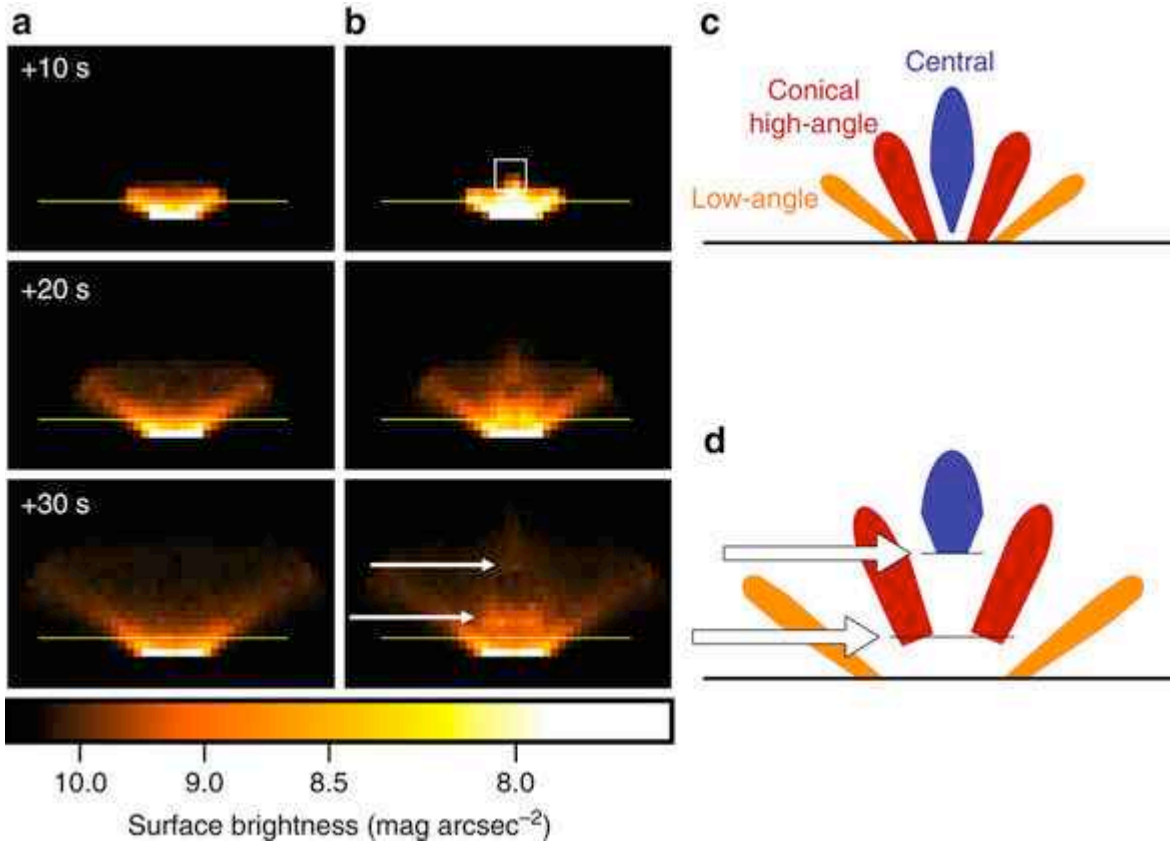


Fig 64b. Representación de las diferentes zonas de eyecta generadas durante un impacto (extraido de: https://www.nature.com/articles/ncomms3620#f2 ; Strycker et al., 2013)

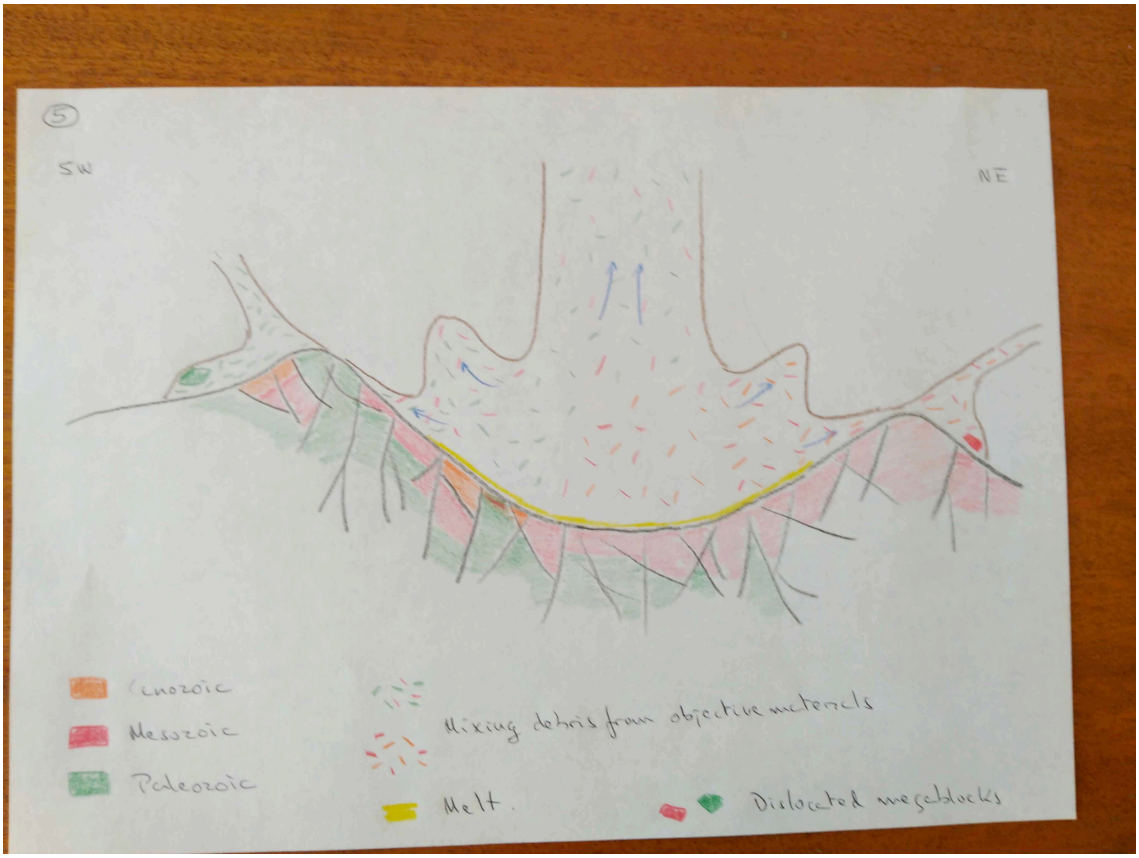


Fig. 65. Crecimiento progresivo del cráter transitorio, avance de la cortina de eyecta, incremento de la zona cónica de alto ángulo y de la zona central.

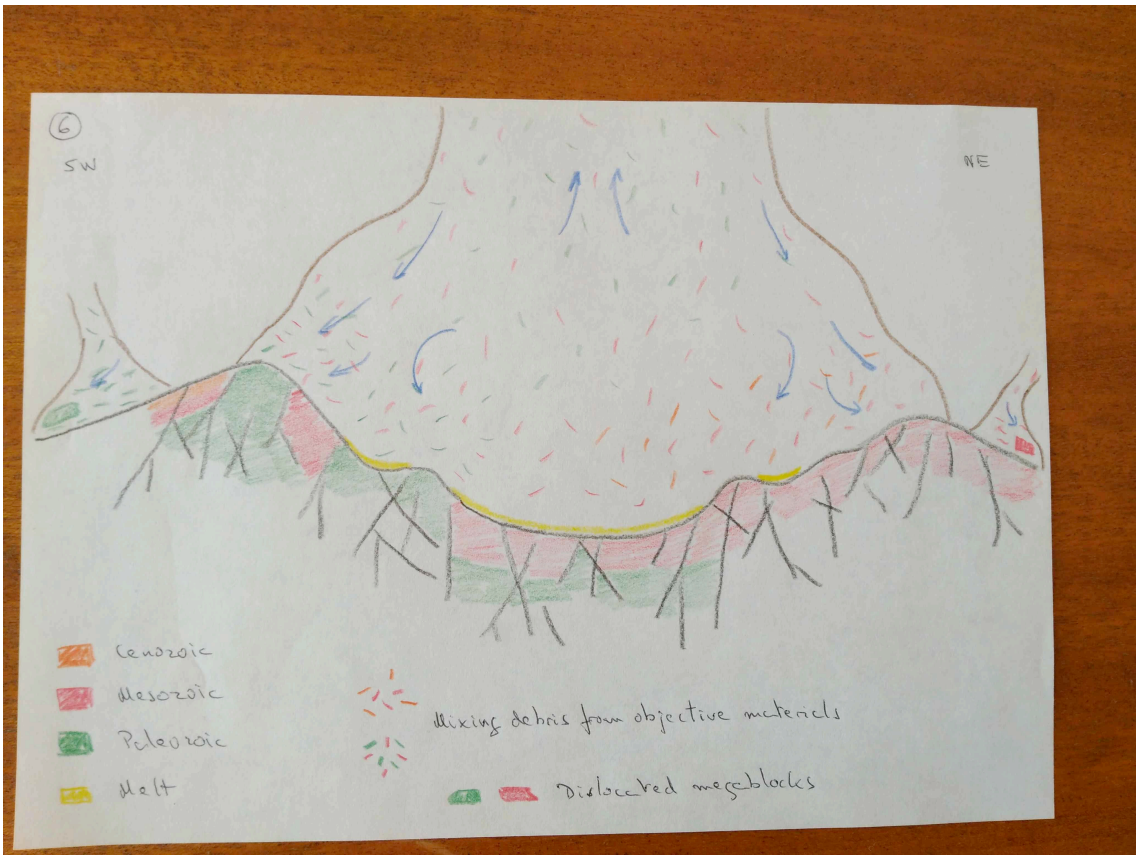


Fig. 66. Inicio de la formación del anillo interno del cráter, expansión de la zona central y de la zona cónica de alto ángulo. Los eyecta de ésta última zona empiezan a abandonar el cráter. Parte de ellos no lo conseguirán y darán lugar a la brecha intracrater.

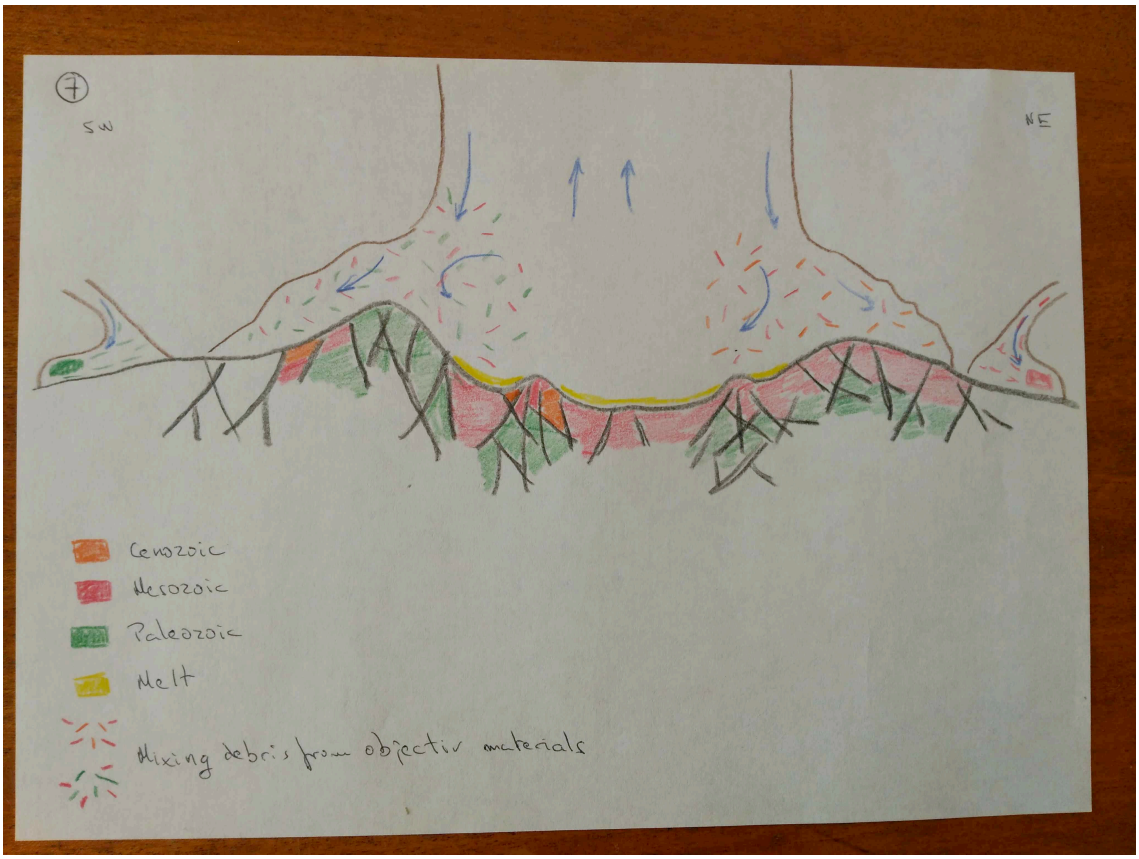


Fig. 67. Los materiales de la zona cónica de alto ángulo siguen avanzando y al depositarse, en el caso del flanco SW darán lugar a la Fm. Pelarda y al depósito de brechas de cuarcita armoricana que la sobreyace. A su vez, estos materiales quedarían depositados por encima del depósito de eyecta de la cortina (correspondiente a la zona de bajo angulo de la Fig. 64b).

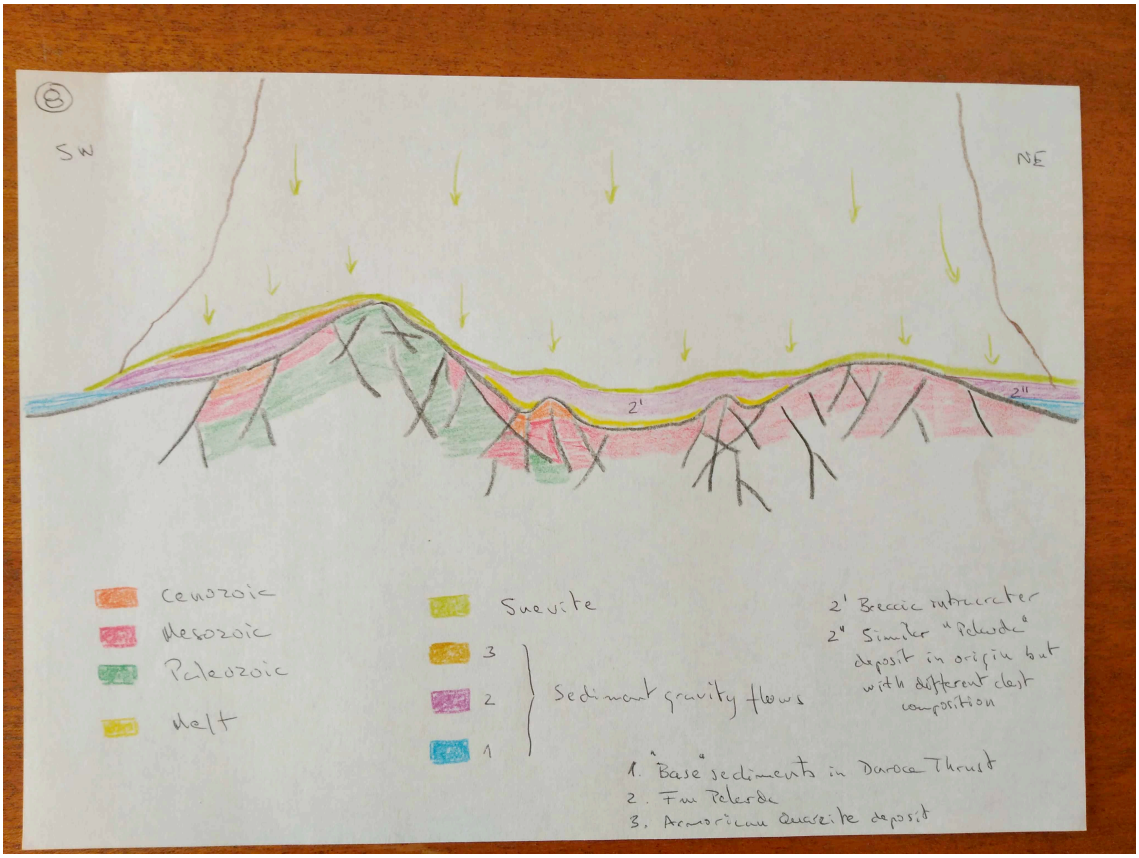


Fig. 68. Los materiales de la zona central empiezan a depositarse, para constituir la suevita (que aún puede observarse en Cucalón), a partir de corrientes de flujos gravitativos de muy alta densidad (similares a las ignimbritas volcánicas)). Esta Suevita sobreyace a todos los eyecta depositados previamente en la zona de Azuara.

g. En cuanto al espesor de la Fm. Pelarda, aunque variable según las zonas y teniendo en cuenta los tramos "cubiertos" y el buzamiento general deducido de los materiales, no supera los 400 metros (en Salcedillo es menor de 300 m.). Aquí, por tanto, discrepamos de los 200 m sugeridos por Carls & Monninger (1974). Somos conscientes, también, de que el espesor puede variar de una zona a otra, debido básicamente a la topografía preexistente[18].

h. El cuaternario, a lo largo de las secciones realizadas y de las observaciones hechas en los caminos que recorren la Sierra de Pelarda, nunca es mayor de 20 metros.

[18] Las direcciones de capa, que en Salcedillo son en promedio de 140º, varían a lo largo de los afloramientos entre 120 y 150º. Este dato, por si sólo, ya nos indica una variabilidad en cuanto al espesor teórico (deducido a partir de las cartografías) de la Formación.

i. El aspecto diamíctico que la Formación presenta durante el ascenso al alto de Pelarda, desde Fonfria a Olalla, se debe a que se intersectan las capas paralelamente a su rumbo. En secciones perpendiculares al mismo, los depósitos presentan una estratificación que permite apreciar las características deposicionales de los mismos. Dada la naturaleza del depósito, para las estructuras sedimentarias no se ha utilizado ni la terminología de Miall (1978), ni la de Moncrieff (1989) o Schönian (2003), procurando poner tan sólo su descripción.

j. El área fuente de los materiales, a tenor de las paleocorrientes y el azimut de las estrías, estaba situada en el N-NE. La morfología subredondeada-subangulosa de los clastos presentes tanto en los niveles conglomeráticos, como en los de litarenitas y lutitas (limolitas de grano grueso), es una prueba en contra de una génesis sedimentaria ligada a un abanico aluvial adosado a relieves cercanos. En este caso sería de esperar, dadas las características deposicionales (concordantes, si se tiene en cuenta esta hipótesis, con una baja eficacia de transporte (Colombo, 1989)), una mayor angulosidad en los clastos dada la poca distancia del abanico (que en principio sería similar a los de tipo II del ITGE (1991)). La génesis por sistemas fluviales cuyas corrientes procedían del área de Codos, utilizada para explicar la presencia de clastos de cuarcita Bambolar en los materiales de la Formación (Adrover, 1982; Carls, 2005 (comentario personal)), contraviene las paleocorrientes que se han podido observar, así como las características deposicionales ya citadas. La ausencia de clastos calizos del Mesozoico en los niveles inferiores, y el grado de redondez de los clastos presentes en el depósito, nos inducen a pensar en características heredadas. Como ya hemos comentado en otros trabajos (Ernstson & Claudin, 1990; Enstson et al., 2002), los materiales provendrían de molasas – depositadas en la parte interna de lo que hoy es la estructura de Azuara – afectadas por el impacto y que habrían sido eyectados y posteriormente "re-depositados". El impacto conllevaría la sobreimposición sobre las características heredadas de los clastos de rasgos de impacto mesoscópicos y microscópicos. Igualmente permitiría explicar la presencia de grandes bloques de cuarcita bambolar, de megaclastos/megabloques del Buntsandstein a lo largo de la Formación, y de los clastos del Paleógeno incorporados en el seno del depósito.

k. La secuencia de materiales observada en la Fm. Pelarda, así como las características deposicionales, nos llevan a considerar que la deposición del eyecta provinente de un impacto de estas características se produce por una serie de "coladas" o avenidas que pueden dar lugar a una secuencia estratificada y no necesariamente masiva (diamíctica).

l. La secuencia de deposición de los eyecta parece concordar con su posición en el objetivo, así como con la velocidad de eyección. Los materiales más superficiales e internos (cercanos al punto de impacto), como los que dieron lugar a la Fm. Pelarda, llegan en primer lugar. Después de estos materiales vienen los procedentes de la zona de borde. La presencia de clastos calizos del mesozoico (Jurásico) y del Paleógeno (Eoceno sup-Oligoceno) en la parte superior de la Formación, bien pudiera ser debida a la circunstancia de que éstos inicialmente se hallaban en la parte inferior del conjunto molásico eyectado. Su posición actual respondería pues a su llegada posterior respecto a los materiales

molásicos más superficiales, que corresponderían a clastos del Buntsandstein y del Paleozoico. Es decir, se desharía la inversión de edades que había en los depósitos molásicos iniciales ("la montaña invertida") como consecuencia de su erosión y deposición al pie de los relieves correspondientes.

m. El diastrofismo de los bordes producido por el impacto, junto con la alta tasa de sedimentación debida a la gran generación de sedimentos por el impacto, puede teóricamente dar lugar a discordancias angulares en el seno del depósito (que por tanto no necesariamente han de indicar grandes lapsos de tiempo …). Esto se observa, aunque ligeramente, entre la base y el techo de la Fm. Pelarda (donde se pasa de valores de 40-35º de buzamiento a valores de 20º hacia el techo, aunque somos conscientes de la variabilidad esperada en un depósito de éstas características).

n. Las brechas de cuarcita armoricana que sobreyacen a la Formación Pelarda, corresponden a eyectas generados por la brechificación del borde del cráter. Su posterior transporte y deposición siguió un modelo parecido al de la Formación Pelarda.

o. La distancia del eyecta de la Fm. Pelarda respecto del centro del cráter de Azuara, inferior a 2 veces el radio de éste (Cortés y Casas, 1996; Cortés et al., 2002; Diaz Martínez et al., 2002 a y b; Diaz Martínez, 2005), es coherente con los estudios que existen sobre eyectas proximales. De acuerdo con éstos (French, 1998), aproximadamente la mitad del eyecta proximal se deposita (mediante mecanismos variados) dentro de 2 veces la distancia del radio del crater ($2R_c$; o 1 R_c a partir del borde del cráter) para formar un manto continuo de eyecta que puede presentar espesores de decenas a centenares de metros. A medida que nos alejamos de esta distancia, es decir para distancias superiores a 2 R_c, el espesor del eyecta va disminuyendo y su distribución deviene discontinua. Prácticamente el 90% del eyecta se deposita en el interior de la zona definida por un circulo de radio 5 R_c .
Tras esta pequeña aclaración, seguimos sin entender el empecinamiento de determinados autores no impactistas (Cortés y Casas, 1996; Cortés et al., 2002; Diaz Martínez et al., 2002 a y b; Diaz Martínez, 2005) de presentar un esquema de la estructura de Azuara donde se marcan dos círculos correspondientes a 1 R_c y 2 R_c, insinuando que la distancia a la cual se halla la Fm. Pelarda del centro del cráter invalida su génesis como eyecta. Queremos suponer que no se han leído la bibliografía al uso sobre eyecta proximales de impacto y por tanto no están familiarizados[19].

8. Bibliografía:

[19] En cuanto a los árbitros, se supone que especialistas en el tema, que han revisado los trabajos antes de su publicación …… preferimos no realizar ningún comentario.

- Addison, W. , Brumpton, G.R., Vallini, D.A., McNaughton, N.J., Davis, D.W., Kissin, S.A., Fralick, P.W., Hammond, A.L. (2005): Discovery of distel ejecta from the 1850 Ma Sudbury impact event. Geology, March 2005; v. 33, nº 3 : 193-196.

- Adrover, R., Freist, M., Hugueney, M., Mein, P. & Moissenet, E. (1982): L'âge et la mise en relief de la formation detritique culminante de la Sierra Pelarda (Prov. Teruel, Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris, 295: 231-236.

- Aurell, M., González, A., Pérez, A., Guimerà, J., Casas, A. & Salas, R. (1993). Discusión of "The Azuara impact structure (Spain): New insights from geophysical and geological investigations" by K. Ernstson & J. Fiebag. *Geologische Rundschau*. 82: 750-755.

- Aurell, M. (1994). *Discusión sobre algunas de las evidencias presentadas a favor del impacto meteorítico de Azuara*. In: Extinción y registro fósil (E. Molina, ed.). Cuadernos interdisciplinares. 5: 59-74. Seminario Interdisciplinar de la Universidad de Zaragoza. Zaragoza.

- Carls, P. & Monninger, W. (1974): Ein Block-Konglomerat im Tertiär der östlichen Iberischen Ketten (Spanien). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 145: 1-16.

- Carrasco-Velázquez, B. , Morales-Puentes, P., Cienfuegos, E. y Lozano-Santacruz, R (2004): Geoquímica de las rocas asociadas al paleokarst cretácico en la plataforma de Actopan: evolución paleohidrológica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21, nº 3: 382-396.*

- Chao, E. Ch. (1977): The Ries crater of southern Germany, a model for large basins on planetary surfaces, *Geologisches jahrbuch*, A43: 3-81.

- Claudin, K., Ernstson, K., Rampino, M.R., and Anguita, F. (2001). Striae, polish, imprints, rotated fractures, and related features in the Puerto Mínguez impact ejecta (NE Spain). *Abstracts, 6th ESF IMPACT workshop, Impact Markers in the Stratigraphic record*, pp 15-16.

- Claudin, F. & Ernstson, K. (2003): Geología Planetaria y Geología Regional: El debate sobre un impacto múltiple en Aragón. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 2003 (11.3): 202-212.

- Cohen, A.S. (1982): Paleoenvironments of root casts from the Fora Formation, Kenia. *Jour. Sed. Petrology*, 52 (3): 401-414.

- Colombo, F. (1989): Abanicos aluviales. In: A. Arche (coord): Sedimentologia, CSIC, vol. I: 143-218.

- Colombo, F y Martí, J. (1989): Depositos volcano-sedimentarios. In: A. Arche (coord): Sedimentologia, CSIC, vol. I: 271-345.

- Cortés, A.L. & Casas,-Sainz, A.M. (1996): Deformación Alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). Revista de la Sociedad Geológica de España, 9: 51-66.

- Cortés, A.L., Díaz-Martínez, E., Sanz-Rubio, E., Martínez-Frías, J. & Fernández, C (2002). Cosmic impact verus terrestrial origin of the Azuara structure (Spain): A review. *Meteoritics Planet. Sci*. 37: 875-894.

- Diaz Martínez, E., Cortés, A.L., Martínez Frías, J. (2002 a): Tectonic and sedimentary evidence refutes an impact hypothesis for the Azuara structure, Spain, *Program, Abstracts and fieldtrip Book of the 8th Workshop of ESF IMPACT Programme, Mora: p. 17.*

- Diaz Martínez, E., Martínez Frías, J., Sanz Rubio, E. (2002b): Impact cretering record in Spain: a review of recent results. *Resúmenes Primer Congreso Ibérico sobre Meteoritos y Geologia Planetaria, Cuenca: p. 34-35.*

- Diaz Martínez, E., Sanz Rubio, E. & Martínez Frías, J. (2002c): Sedimentary record of impact events in Spain. In: C. Koeberl & K.G. MacLeod (eds.): *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond. Geological Society of America Special Paper, 356: 551-562.*

- Diaz Martínez, E. (2005): Registro geológico de eventos de impacto meteorítico en España: revisión del conocimiento actual y perspectivas de futuro. *Journal of Iberian Geology 31 (1): 65-84.*

- Enos, P (1977): Flow regimes in Debris-flow. *Sedimentology*, 24: 133-142.

- Ernstson, K. & Claudin, F. (1990). Pelarda Formation (Eastern Iberian Chains, NE Spain): Ejecta of the Azuara impact structure. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh*. 1990: 581-599.

- Ernstson, K. & Fiebag, J. (1992). The Azuara impact structure: New insights from geophysical and geological investigations. *Geol. Rundschau*. 81: 403-427.

- Ernstson, K., Claudin, F., Schüssler, U. & Hradil, K. (2002). The mid-Tertiary Azuara and Rubielos de la Cérida paired impact structures (Spain). *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*. 11: 5-65.

- Ernstson, K., Schüssler, U., Claudin, F. & Ernstson, T. (2003). An impact crater chain in northern Spain. *Meteorite*, 9, no 3, 35-39.

- Ernstson, K. (2004). Regmaglypts on clasts from impact ejecta. Meteorite, 10, no 1, 41-42.

- Folk, R (1968): Petrology of Sedimentary rocks. Ed. Hemphill's: Austin. 170pp.

- French B. M. (1998) *Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. LPI Contribution No. 954, Lunar and Planetary Institute, Houston. 120 pp.

- García-Ramos, J.C., Valenzuela, M. & Suárez de Centi, C. (1989): Sedimentologia de las huellas de actividad orgánica. In: A. Arche (coord): Sedimentologia, CSIC, vol. II: 261-342.

- Heward, A.P. (1978): Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D Stephanian B coalfields, northern Spain. In: Miall, A.D. ed., Fluvial Sedimentology. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 5: 669-702.

- IGME (1977): Memoria hoja nº 492 (Segura de los Baños) del Mapa Geológico de España. 1:50000.

- ITGE (1989): Memoria hoja nº 466 (Moyuela) del Mapa Geológico de España. 1:50000.

- ITGE (1991). Memoria hoja nº 40 (Daroca) del Mapa Geológico de España. 1:200000

- Krumbein, W.C. & Sloss, L.L. (1955): Stratigraphy and Sedimentation. Ed. Freeman & Co. : San Francisco. 497 pp.

- Lendínez, A., Ruiz, V. & Carls, P. (1989): Mapa y memoria explicativa de la hoja 439 (Azuara) del Mapa Geológico de España a escala 1:50000. ITGE. Madrid. 42 pp.

- Lowe, D.R. (1979): Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: L.J. Doyle & D.H. Pilkey (eds.): *Soc. Econ. Paleont. Miner. Special Public*., 27: 75-82.

- Lowe, D.R. (1982): Sediment gravity flows II. Depositional models with special refrence to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. of Sedimentary Petrology*, 52 (1): 279-297.

- Mackaman-Lofland, Ch., Brand, B., Taddeucci, J. & Wohletz, K (2014): Sequential Fragmentation / Transport Theory, Pyroclast Size-Density Relationships, and the Emplacement Dynamics of Pyroclastic Density Currents – A Case Study on the Mt. St. Helens (USA) 1980 Eruption. Journal of Volcanology and Geothermal Research (2014), doi: 10.1016/j.jvolgeores.2014.01.016

- McGowen, J.H. & Groat, C.G. (1971): Van Horn Sandstone, West Texas, an alluvial fan model for mineral exploration. *Texas Bureau of Economic ecology Report of Investigations*, 72: 57 pp.

- Melosh, H.J. (1989): Impact cratering: A geologic process. New York: Oxford University. 245 pp.

- Miall, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A.D. ed., Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, p. 567-604.

- Moncrieff, A.C.M. (1989): Classification of poorly sorted sedimentary rocks. Sedimentary Geology, 65: 191-194.

- Monninger, W. (1973): Erläuterungen zur geologischen Kartierung im Gebiet um Olalla (Prov. Teruel) (NE-Spanien), Diploma Thesis, Univ. Würzburg, 140 pp.

- Nemec, W. & Steel, R.J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravely mass flow deposits. In: E.H. Koster & R. Steel (eds.): Sedimentology of Gravels and Conglomerates. *Can. Soc. Petr. Geol*., Mem. 10: 1-31.

- Oberbeck, V.R. (1975) The role of ballistic erosion and sedimentation in lunar stratigraphy. Geophys. and Space Phys., 13: 337-362.

- Peláez-Campomanes, P. (1983): MIcromamíferos del Paleógeno continental español: Sistemática, Biocronologia y Paleoecología. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 385 pp.

- Pérez, A., Muñoz, A., González, A., Pardo, G. & Villena, J. (1989): Interpretación tectonosedimentaria de la Depresión Terciaria de Azuara. Margen Ibérico de la cuenca del Ebro. Provincia de Zaragoza. *Actas I Cong. Grupo Esp. Terc., 229-232.*

- Powers, M.C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology, vol 23: 117-119.

- Rampino, M. R., Ernstson, K., Anguita, F., & Claudin, F. (1997a). Striations, polish, and related features of clasts from impact-ejecta deposits and the "tillite problem". *Abstracts, Conference on Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution, Sudbury, Ontario, Canada* p. 47.

- Rampino, M. R., Ernstson, K., Anguita, F., Claudin, F., Pope, K.O., Ocampo, A., & Fischer A. G. (1997b). Surface features of clasts from impact-ejecta deposits and the "tillite problem". *Abstracts with Prog. Geological Society of America*. 29

- Schönian, F. (2003): Ambiente sedimentario de las diamictitas de la Formación Cancañiri en el área de Sella, sur de Bolivia. Revista Técnic de YPFB, 21: 131-146.

- Schultz, P.H. & Gault, D.E. (1979): Atmospheric effects on Martian ejecta emplacement. J. Geophys. Res., 84: 7669-7687.

- Strycker, P.D., Chanover, N., Miller, Ch., Hermalyn, B., Suggs, R.M & Suusman, M. (2013): Characterization of the LCROSS impact plume from a ground-based imaging detection. Nature Communications 4, Article number: 2620 (2013). Doi:10.1038/ncomms3620.

- Trepmann, C.A. & Spray, J.G. (2004): Post-shock crystal-plastic processes in quartz from crystalline target rocks of the Charlevoix impact structure. Abstracts Lunar and Planetary Science XXXV (http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2004/pdf/1730.pdf)

- Wilson, L. (1980): Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosin. J.Volc. Geot. Res., 8:297-313.

9. Agradecimientos:

Uno de los autores quisiera dedicar un agradecimiento póstumo a un maestro y amigo, el Dr. Alfredo San Miguel. Hombre de carácter inquieto y emprendedor, puede considerarse que fue el pionero de la geología Planetaria en España. A él, F. Claudin le debe el interés en esta rama del saber.
Queremos también recordar al Dr. Xose Monteiro, geoplanetólogo portugués recientemente fallecido, con quien compartimos días de campo y conversación en la zona de Azuara.
Finalmente, agradecer al Dr. P. Carls su deferencia al acompañarnos a la zona de Salcedillo. Aunque sabemos que tenemos puntos de vista diferentes, mantenemos nuestras divergencias en las revistas científicas al uso dejando las cuestiones personales de lado y siendo capaces de sentarnos a comer y dialogar juntos. Las “piedras”, si el MOPU no lo remedia, seguirán ahí cuando nosotros hayamos desaparecido…….