



UNIVERSIDAD DE BURGOS



Estratigrafía y sedimentología del yacimiento de Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos)

Tesis Doctoral

Autor:

Isidoro Campaña Lozano

Directores:

Alfredo Pérez-González

Alfonso Benito Calvo

Las fotografías usadas para las portadas de esta tesis doctoral son de Pilar Fernández Colón y Lucía Bermejo Albarrán.



UNIVERSIDAD DE BURGOS

Programa de doctorado:

Evolución Humana, Paleoecología del Cuaternario y
Técnicas Geofísicas Aplicadas en la Investigación.

Tesis doctoral:

Estratigrafía y sedimentología del yacimiento de
Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos).

Autor:

Isidoro Campaña Lozano

Directores:

Alfredo Pérez-González

Alfonso Benito Calvo

Burgos, 2018



CONSORCIO
CENIEH

Centro Nacional de Investigación
sobre la Evolución Humana

D. ALFREDO PÉREZ-GONZÁLEZ, Doctor en Geología e investigador del Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana y **D. ALFONSO BENITO CALVO**, Doctor en Geología e investigador del Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana,

HACEN CONSTAR:

Que el trabajo descrito en la presente memoria, titulado “Estratigrafía y sedimentología del yacimiento de Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos)”, ha sido realizado por **D. ISIDORO CAMPAÑA LOZANO** dentro del Programa de Doctorado de Evolución Humana, Paleoecología del Cuaternario y Técnicas Geofísicas Aplicadas en la Investigación de la Universidad de Burgos y reúne todos los requisitos necesarios para su aprobación como Tesis doctoral.

En Burgos, 2 de Mayo de 2018.

Dr. Alfredo Pérez-González

Dr. Alfonso Benito-Calvo

La presente Tesis Doctoral ha sido financiada por la Fundación Atapuerca y el Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO) del Gobierno de España con la ayuda BES-2013-063223 del Subprograma de Formación Personal Investigador (FPI), perteneciente al proyecto de investigación CGL2012-38434-C03-02 (El Pleistoceno y Holoceno de la Sierra de Atapuerca (Burgos, España): Geología, Paleoecología y Paleobiología de homínidos).

Durante el desarrollo de la Tesis Doctoral se realizó dos estancias de investigación en el Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (EEBB-I-15-10487) y en la University of South Florida (EEBB-I-17-11901) financiadas por la Ayuda a la movilidad predoctoral para la realización de estancias breves del Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO) del Gobierno de España. Se realizó una tercera estancia en la Université Pierre et Marie Curie financiada por la Ayuda de movilidad de la UBU.

La tesis ha sido desarrollada en el Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH).



A Manuel Lozano Soto, mi abuelo

Agradecimientos

Como se ha dicho muchas veces, la tesis doctoral no es solo un trabajo, es un periodo de la vida donde uno crece y se desarrolla desde un ingenuo licenciado a un proyecto más o menos sólido de científico. En este proceso, creces también como persona y más en mi caso, siete años en una ciudad nueva dan para mucho y a veces, cuando miro atrás en el tiempo, siento que he vivido varias vidas en Burgos.

Durante este tiempo ha pasado mucha gente que me ha dejado huella y a la que debo mi agradecimiento. Seguramente, sin ellos, esta tesis sería diferente y peor. Nunca se me han dado bien las palabras, así que temo que éstas no lleguen a expresar la importancia y agradecimiento que debo a estas personas.

Primero de todo, quiero agradecer a Alfredo y Alfonso, mis directores de tesis, por darme la oportunidad de trabajar con ellos y enseñarme con paciencia. Los dos han sido lo que debe de ser un director, me han apoyado y dirigido para que pueda desarrollar mi investigación. He tenido la fortuna de no tener ningún problema con ellos, los dos han respetado y discutido con argumentos mis interpretaciones, sin imponerme ninguna línea de pensamiento.

A Laura, Theo, Adri y Lucía (¡A3DyCD siempre juntos!) agradecerles que hicieran del laboratorio un segundo hogar para mí. Siempre (casi siempre) me he sentido feliz de ir al CENIEH a trabajar y ellos tienen la culpa. Recuerdo perfectamente el primer día que llegué al CENIEH, Theo me cogió, me dio una vuelta por todo el edificio, y me presentó al personal. Desde entonces no ha dejado de ser un apoyo con el que siempre he podido contar. Laura, gracias por todos esos días de penas y glorias que nos ayudan a digerir lo peor de esta profesión. Gracias también por tus recomendaciones musicales. Algún día planearemos juntos bombardear Ciudad Real ;). Adri, gracias por toda tu ayuda y asistencia en laboratorio y en campo, contigo se hacían más amenos los días y desde que te conozco no quiero trabajar sin topógrafo. Lucía, profesionalmente agradezco tus ideas, correcciones y preguntas que hacen que me replantee mis interpretaciones y las mejore (tu agradecimiento sigue al final).

A Pili y Elena por todas esas charlas y charlas en el CENIEH, que tan bien me vinieron (¡no lo sabéis bien!), especialmente en mis primeros años, cuando andaba más perdido. A Pili por ser mi filmoteca particular, casi tengo otro doctorado en cine gracias a ella, y mi fotografía predilecta de las excavaciones.

A Laura Martín-Frances Martín de la Fuente por todo su apoyo y ayuda durante estos años, sus ánimos y por creer más en mí de lo que yo creo en mí mismo. A Guillermo por todas esas charlas en la esquina, en los bares y en el CENIEH, que me hicieron crecer como persona. Sabes que

desde que te fuiste, Burgos parece un poco más triste ;). A Mathieu por ser un modelo a seguir y un gran amigo que siempre me ha apoyado en mis investigaciones, que inexplicablemente quiere seguir trabajando conmigo a pesar de mis continuos retrasos y que siempre está ahí cuando necesito cualquier cosa, a pesar de la distancia. A Joseba y Carlos por compartir mis frikadas, por ser unos tíos geniales con los que compartir lo bueno y lo malo. Con vosotros siempre me siento a gusto.

Carlos: 01101101 01100001 01110011 01110100 01100101 01110010 00100000 01101111 01100110
00100000 01110100 01101000 01100101 00100000 01100011 01101001 01101110 01100101
01110011 01110011 01100101 01110011 01101001 01101111 01101110 00101100 00100000
01100111 01110010 01100001 01100011 01101001 01100001 01110011 00100000 01110000
01101111 01110010 00100000 01101101 01101111 01110011 01110100 01110010 01100001
01110010 01101101 01100101 00100000 01111010 01101111 01101101 01100010 01101001
01110011 00100000 01110000 01100001 01101100 01100101 01110100 01101111 01110011
00101100 00100000 01110001 01110101 01100101 00100000 01000101 01110110 01100001
00100000 01000010 01110010 01100001 01110101 01101110 00100000 01100101 01110010
01100001 00100000 01110101 01101110 01100001 00100000 01101101 01110101 01101010
01100101 01110010 00101101 01101100 01101111 01100010 01100001 00101100 00100000
01110001 01110101 01100101 00100000 01101100 01101111 01110011 00100000 01100011
01100001 01110010 01100001 01100011 01101111 01101100 01100101 01110011 00100000
01110000 01110101 01100101 01100100 01100101 01101110 00100000 01101101 01100001
01110100 01100001 01110010 00101100 00100000 01110001 01110101 01100101 00100000
01101101 01101111 01101100 01100001 00100000 01100101 01101100 00100000 01110000
01101100 11000011 10100001 01110011 01110100 01101001 01100011 01101111 00100000
01100111 01110101 01100001 01111001 00100000 01111001 00100000 01110001 01110101
01100101 00100000 01110100 01101111 01100100 01101111 00100000 01100101 01110011
00100000 01100011 01110101 01101100 01110000 01100001 00100000 01100100 01100101
00100000 01101100 01100001 00100000 01110011 01110101 01100010 01100011 01110101
01101100 01110100 01110101 01110010 01100001 00101110

Joseba: -- - - ... / . - . - / - . . - - - / - .. / . - / . - . - / - /
. - . . - - - - - / . - . - / - / - . - . - - - - - / - / . - . . / - . .
... - . . - / - . - . - / - .. / - / . - . - - / - . . - - - / - - - -
. - / - . . / ... - - - / / - . . - / - / ... - . . - - - - - -

Ha habido muchas películas en las cinesesesion, pero pocas me han impactado tanto como las del maestro GODffrey Ho, gracias por mostrarme la grandeza de los zombies vampiros taoístas y los ninjas simios. A Enrique Darklaw, por las risas.

A Manny por todos esos días en las tiendas de comics, comentando y compartiendo los mutuos descubrimientos del noveno arte. A Mario por todos esos buenos momentos vividos, en los bares y en las excavaciones, hablando de ciencia, fotografía, openstreetmap y bravas; y por ese viaje inolvidable a República Checa. A Ceci por sus historias, sus conocimientos legales, y su forma de ser que hace que siempre esboce una sonrisa cuando estoy con ella. A Ana Álvaro por ayudarme tanto en mis primeros años, mostrándome lo que es la investigación y las técnicas analíticas que tan poco conocía, y por su amistad. A Claudia por los buenos momentos compartidos y ese viaje a Galicia. A Davinia por su ayuda en campo y esas buenas noches en el San Fran con chupitos de agua. A Marina por su alegría contagiosa y por todos sus consejos en estos últimos meses de la tesis que me ha ayudado a llevar mejor la marabunta administrativa. A Sofía y Bruno por su apoyo y amistad, por las buenas conversaciones que me han acercado un poco a Portugal. A Mikel por su conocimiento enciclopédico del heavy metal y los buenos ratos en el fútbol y en el Hammer. A Vir por compartir sus conocimientos sobre espeleotemas y fosfatos, ayudándome en mi trabajo, y las charlas en el CENIEH de apoyo mutuo. A Annapaola por su alegría y sonrisa que siempre levanta el ánimo. A Maritxu, Zuri, Irene y Ángela por todas esas cañas y risas compartidas, siempre en buena compañía.

Cuando llegué al CENIEH, mis conocimientos sobre los laboratorios se limitaban a cuatro prácticas hechas en la carrera. Todo lo que ahora sé, se lo debo a los técnicos del CENIEH, en especial a Ana Álvaro, Leticia, Javi, Vero, Silvia, Nuria y Carlos Sáiz, que tuvieron la paciencia de enseñarme a trabajar en un laboratorio, a pesar de mi natural desorganización. Gracias también a Belén por su ayuda con el imageJ y su asistencia durante estos últimos meses.

A Inmaculada y Carmen por toda la ayuda bibliográfica que me han prestado, sin la cual, esta tesis doctoral nunca habría sido posible.

A Estefanía por ayudarme durante mis primeros años en Burgos y por su inestimable amistad.

También quiero agradecer a Iñaki Canudo por iniciarme en la investigación científica durante el máster que hice en Zaragoza. Si él no hubiera sido un buen director de trabajo fin de máster, yo no estaría aquí.

A Ana Isabel Ortega y Miguel, por mostrarme el maravilloso mundo de las cuevas y el karst. Creáis experiencias inolvidables. También a Ana por ser un apoyo constante durante toda la tesis doctoral, tanto en lo personal como en lo profesional.

Gracias a José María Bermúdez de Castro por su enorme apoyo a mis investigaciones, su ayuda tanto económica como académica y su saber estar para evitar que me afectaran problemas ajenos a mí.

A Eudald Carbonell por apoyarme en mi investigación, las discusiones con él tanto en Atapuerca como en Extremadura han sido muy enriquecedoras y no sólo desde el punto de vista académico.

Hay mucha gente del CENIEH a la que tengo que agradecer su paciencia y comprensión hacia mis desastres administrativos, especialmente a María, Bea, Santiago, María José, Jorge y Javier, por estar siempre ahí para solventar los problemas administrativos y técnicos. También a Chitina, por sus ánimos y ayuda.

A las limpiadoras del CENIEH, en especial a Consuelo, Isabel y Marimar por su excelente trabajo y sus ánimos. Siempre era una alegría saludarlas nada más llegar al centro.

A Carmelo, Adela y Julia, por mantener siempre abiertas las puertas del CENIEH sin importarles que me quedara horas y horas. Por su comprensión y por sus ánimos todos estos años.

Mi vuelta a Granada supuso para mí una vuelta a los orígenes, aunque al final resultó ser muy diferente a lo que me esperaba. De esa estancia me llevo la amistad de Anita y Javi que me ayudaron durante los primeros días a encontrar piso e hicieron mis días en Granada más llevaderos. También agradecer a Antonio Delgado y Arsenio Granados sus enseñanzas y explicaciones sobre los isótopos estables, y a Zita Laffranchi su amistad y compañerismo.

De mi estancia en París, quiero agradecer primero de todo a Roger Guérin por ser un perfecto anfitrión, darme los contactos necesarios para hacer la estancia y enseñarme París. También quiero agradecer a las técnicas Véronique Vaury y Nathalie Labourdette por su comprensión y explicación sobre las técnicas de laboratorio.

Mi estancia en Estados Unidos fue toda una aventura. Agradecer a Jonathan Wynn la oportunidad que me brindó para ir, sus enseñanzas y la dedicación que puso para que nuestro estudio saliera adelante y para que yo me sintiera lo más cómodo posible durante mi estancia. Gracias también a Jessica Wilson por su ayuda en el laboratorio. Por su hospitalidad y amabilidad, agradecer a Bogdan Onac, Oana y Robert, que me mostraron Florida en unos viajes maravillosos.

Durante estos años, he tenido la fortuna de compartir opiniones y trabajar con buenos investigadores, cuyas conversaciones me han formado como investigador, por ello quiero agradecer a Josep María Parés, Lee Arnold, Martina Demuro, Mark Sier, Eneko Iriarte y Andoni Tarrío por compartir sus conocimientos conmigo.

Esta tesis doctoral no sería nada sin el trabajo de campo, las discusiones a pie de yacimiento y las charlas científicas que disfruté con una buena parte del equipo de investigación de Atapuerca. Así, agradecer a Jordi Rosell, Andreu Ollé, Marina Mosquera, Pep Vallverdú, Gloria Cuenca-

Bescós, Rosa Huguet y Ruth Blasco por sus comentarios, que han enriquecido este trabajo.

Y por supuesto, la tesis sería aún menos sin todo el trabajo de todos los excavadores que han pasado por la Sierra de Atapuerca. Mi gratitud a todos ellos.

Agradecer también a la Fundación Atapuerca la financiación de mis tres primeros años de tesis doctoral, sin los cuales yo no estaría aquí. Agradecer especialmente también a Fortu y Jimmy, sin cuyo trabajo todo habría sido más difícil de hacer y sin su compañía todo habría sido menos divertido.

A Toni Canals y a todo el Equipo de Primeros Pobladores de Extremadura por ayudarme a crecer como geólogo, enfrentándome a otros yacimientos arqueológicos.

A mis padres, por siempre animarme en todos mis proyectos, por valorar todo lo que hago y apoyarme, por hacerme sentir vuestro orgullo. Gracias a vuestra educación, vuestra tolerancia, vuestra alegría y vuestro amor soy lo que soy. Me es difícil imaginar haber tenido una familia mejor. Esta tesis doctoral es parte vuestra.

A Fabiola, mi hermana, por ser como ella es, una amiga que siempre va a estar ahí para todos los buenos y malos momentos. Con ella, nunca me voy a sentir solo. Muchas gracias por ser como eres, tan diferente y tan especial. Siempre haces que me sienta orgulloso de ser tu hermano.

A mis abuelos, los que están y los que no están, por hacerme sentir orgulloso de dónde vengo y hacerme sentir siempre un nieto tan querido.

Muy especialmente a mi familia, a toda, porque he tenido la suerte de tener una familia que me ha querido y me ha apoyado en todas las empresas que he hecho.

Lucía, gracias por estar, por quererme, por creer en mí, por compartir la vida conmigo, por hacerme reír en los malos y buenos momentos. Gracias por aguantarme la escalera para coger las muestras, por tus preguntas que me hacían replantear mis planteamientos, por hacer que coger aguas por Burgos fuera una aventura tan divertida. Gracias por no rendirte para enseñarme inglés. Por seguir acumulando aventuras a mi lado. Te quiero.

Por último, gracias al Hammer, la Perla Arandina, el Flandes y la Pécora por poner escenario y música a las mejores conversaciones que he tenido (¡por ahora!).

Índice

Resumen / Abstract

1- Introducción.....	1
1.1 Objetivos	6
1.2 Trabajos previos sobre la Sierra de Atapuerca	7
1.2.1 El yacimiento de Gran Dolina	7
1.2.2 Estratigrafía de Gran Dolina.....	14
1.3 Sedimentología en sistemas kársticos	23
1.4 Morfología de las partículas sedimentarias	33
2- Contexto geológico.....	39
2.1 Geología de la Sierra de Atapuerca.....	43
2.1.1 Secuencia mesozoica.....	43
2.1.2 Secuencia terciaria	44
2.1.3 Secuencia cuaternaria.....	45
2.2 Geomorfología.....	47
2.2.1 Fase endorréica (Neógeno).....	47
2.2.2 Fase exorréica (Cuaternario)	48
2.3 El karst.....	51
2.3.1 Nivel Superior	53
2.3.2 Nivel Intermedio.....	54
2.3.3 Nivel Inferior	60
3- Materiales y métodos.....	63
3.1 Materiales	65
3.1.1 Muestras de Gran Dolina	65
3.1.2 Muestras de la Sierra de Atapuerca	72
3.1.3 Otras muestras	74
3.2 Métodos.....	77
3.2.1 Trabajo de campo	77
3.2.2 Modelos 3D y ortofotografías.....	78
3.2.3 Granulometrías	80
3.2.4 Análisis de microscopía	82
3.2.5 Análisis químicos	86
3.2.6 Análisis mineralógicos y elementales	87
4- Resultados.....	91
4.1 Pleistocene sedimentary facies of Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain)	93
4.1.1 Introducción y artículo.....	93
4.1.2 Conclusión	112

4.2 New interpretation of the Gran Dolina-TD6 bearing Homo antecessor deposits through sedimentological analysis	115
4.2.1 Introducción y artículo.....	115
4.2.2 New interpretation of the Gran Dolina-TD6 bearing Homo antecessor deposits through sedimentological analysis. Supplementary information.	130
4.2.3 Conclusión	133
4.3 Assessing automated image analysis of sand grain shape to identify sedimentary facies, Gran Dolina archaeological site (Burgos, Spain)	135
4.3.1 Introducción y artículo.....	135
4.3.2 Assessing automated image analysis of sand grain shape to identify sedimentary facies, Gran Dolina archaeological site (Burgos, Spain). Supplementary information.	149
4.3.3 Conclusión	167
4.4 Using 3D Models to Analyse Stratigraphic and Sedimentological Contexts in Archaeo-Palaeo-Anthropological Pleistocene Sites (Gran Dolina Site, Sierra de Atapuerca).....	169
4.4.1 Introducción y artículo.....	169
4.4.2 Conclusión	180
5- Discusión.....	183
5.1 Las facies sedimentarias de Gran Dolina.....	185
5.1.1 Facies de interior	187
5.1.2 Facies de exterior.....	192
5.2 Unidades litoestratigráficas.....	205
5.2.1 TD1	205
5.2.2 TD2	208
5.2.3 TD3	208
5.2.4 TD4	209
5.2.5 TD5	211
5.2.6 TD6	213
5.2.7 TD7	218
5.2.8 TD8	221
5.2.9 TD8-9 y Cut-and-fill	222
5.2.10 TD9	223
5.2.11 TD10	224
5.2.12 TD11	228
5.3 El origen de los sedimentos de Gran Dolina	229
5.4 Implicaciones climáticas del registro sedimentario	231
6- Conclusión....	241
7- Bibliografía	255
Anexo I: Descripción de los niveles sedimentarios de Gran Dolina	279

Anexo II: Esquemas y columnas de las unidades estratigráficas de Gran Dolina	339
Anexo III: Análisis granulométricos, mineralógicos, elementales y químicos...	373

Resumen

Gran Dolina se encuentra en la Sierra de Atapuerca, provincia de Burgos, al norte de la Península Ibérica. Es uno de los yacimientos arqueológicos y paleontológicos más importantes del Pleistoceno medio e inferior en Europa. La excavación de este yacimiento ha aportado un gran número de hallazgos arqueológicos, entre los que destaca el descubrimiento de una nueva especie de homínido en la unidad TD6, *Homo antecessor*, datado en el Pleistoceno inferior. La Sierra de Atapuerca es un anticlinal tumbado, que está formado principalmente por calizas cretácicas, donde se desarrolló un sistema kárstico relacionado con las variaciones del régimen hídrico del río Arlanzón.

El karst se sitúa en el flanco oeste del anticlinal, en el sector sur, y se compone de tres niveles subhorizontales principales, paralelos a la ladera, más un cuarto nivel secundario poco desarrollado. La cueva de Gran Dolina pertenece al nivel intermedio, cuya formación se ha relacionado con el periodo de estabilidad asociado a la terraza T3 (+70-78 m) del río Arlanzón, datada en $1,14 \pm 0,13$ Ma por ESR. Posteriormente, la incisión entre la terraza T3 (+70-78 m) y la terraza T4 (+60-65 m) formó la morfología vadosa de la cueva. Durante el Pleistoceno inferior la cueva se abrió al exterior y empezó a llenarse de sedimentos hasta su colmatación en el Pleistoceno medio, formando un relleno sedimentario de 25 m de potencia. En este relleno se han diferenciado 12 unidades litoestratigráficas denominadas, de muro a techo, como TD1 a TD11 (TD: Trinchera Dolina), incluyendo la unidad TD8-9. En la unidad TD7, situada en el centro de la sección, se ha descrito una inversión paleomagnética que se ha identificado con el cambio Brunhes-Matuyama. Aunque se han encontrado restos paleontológicos y arqueológicos en la mayoría de sus unidades estratigráficas, dos unidades destacan por su riqueza: la unidad TD6, donde se han encontrado los restos del *Homo antecessor* y la unidad TD10, donde se han recuperado más de 100.000 restos fósiles y más de 30.000 herramientas líticas.

El avance de la excavación reveló nuevas secciones estratigráficas que estaban aún sin estudiar y cuya descripción era necesaria para poder entender la formación del yacimiento y ayudar a la planificación de la excavación arqueológica. Esta tesis doctoral surge con el objetivo de resolver esta necesidad, estudiando estas nuevas secciones estratigráficas desde un punto de vista estratigráfico y sedimentológico. Los objetivos principales de esta tesis doctoral son la revisión y elaboración de una estratigrafía en detalle del relleno kárstico, el estudio sedimentológico de cada nivel y el análisis de los procesos de formación que dieron lugar al yacimiento.

Para ello, se realizó una descripción en detalle de cada nivel sedimentario de Gran Dolina, describiendo los límites estratigráficos de cada unidad y recogiendo un total de 195 muestras, 113 de las cuales se tomaron de la sección estratigráfica de Gran Dolina. Además, se usaron ortofotos y modelos 3D realizados mediante fotogrametría y escáner laser para apoyar la

descripción del yacimiento. Se aplicaron diferentes técnicas en las muestras recogidas para describir y caracterizar cada uno de los niveles sedimentarios, entre las cuales: granulometrías, morfoscopías, análisis químicos y análisis mineralógicos y elementales mediante difracción de rayos X y fluorescencia de rayos X.

Los resultados obtenidos tras estos análisis y las descripciones de campo, han permitido identificar 108 niveles sedimentarios agrupados en 27 subniveles y 12 unidades litoestratigráficas. Estos niveles están formados por 21 facies sedimentarias diferentes, que se han dividido en dos grandes grupos: facies de interior y facies de exterior. Las facies de interior se han dividido, a su vez, en facies químicas y facies detríticas, mientras que las facies de exterior se han separado en facies de flujos de gravedad y facies fluviales.

A partir de esta clasificación se ha confirmado que durante el Pleistoceno inferior, Gran Dolina actúa como una surgencia. Con la apertura de una entrada al exterior y el abandono de las condiciones freáticas por las variaciones del río Arlanzón, la cueva empieza a funcionar como un sumidero de sedimentos en el cual se van alternando procesos fluviales con acumulaciones sedimentarias debidas a flujos de gravedad. En el Pleistoceno medio, disminuye la incidencia de las facies fluviales, debido al abandono del régimen hídrico que se indica por la incisión de la terraza T4-T5 del río Arlanzón. En este periodo, el relleno sedimentario se forma por varios flujos de gravedad que se van sucediendo y rellenando el interior de la cueva.

La entrada de los sedimentos del exterior se produce por tres entradas principales y varias entradas secundarias, como fisuras y grietas. La primera entrada principal se encontraría al sur o sureste de Gran Dolina y sería la responsable de la sedimentación de las unidades TD4 y TD5. Posteriormente, se abriría la entrada oeste que se colmata a techo de la unidad TD7. Tras un hiato, se reactiva la sedimentación por una tercera entrada sub-vertical situada en el techo y cerca de la pared norte de la cueva. A partir de TD10 se vuelve a recuperar la entrada oeste, que funcionaría hasta la colmatación de Gran Dolina.

La acumulación de los restos fósiles de homínidos en TD6 se puede dividir en tres grupos diferentes a tenor de su relación con el registro sedimentario. El primer grupo lo forman fósiles dispersos y flotados en la matriz sedimentaria. El segundo grupo son acumulaciones de fósiles dentro de las facies fluviales. Por último, el tercer grupo lo forman los fósiles de la facies mixta F. En los tres grupos se observa que el tamaño y dispersión de los fósiles son muy similares al de los clastos y gravas de su nivel sedimentario, sugiriendo que los procesos geológicos pueden ser la primera causa de acumulación de estos restos fósiles.

Los análisis morfoscópicos de la fracción arena han permitido diferenciar las facies sedimentarias del yacimiento e identificar niveles alterados. A partir de estos análisis y de los resultados de

los análisis químicos y mineralógicos, se ha identificado que el área fuente de los sedimentos de exterior de Gran Dolina es la ladera sur de la Sierra de Atapuerca. El origen de los sedimentos de interior puede tener un área fuente más lejana, desde la cual los sedimentos pudieron ser aportados por el régimen hídrico de la cuenca.

A partir del estudio de las facies sedimentarias como indicadores paleoambientales y de otros indicadores climáticos, se ha propuesto una interpretación paleoclimática del yacimiento. Durante el Pleistoceno inferior se ha observado una alternancia de periodos secos y periodos húmedos en cada una de las unidades, mientras que durante el Pleistoceno medio se ha observado un clima relativamente más seco y seguramente más frío.

La clasificación de las facies sedimentarias y la identificación de los niveles sedimentarios de Gran Dolina aportan un marco estratigráfico para futuras investigaciones en este yacimiento arqueológico.

Abstract

Gran Dolina is situated in the Sierra de Atapuerca, in the province of Burgos, at the north of the Iberian Peninsula. It is one of the most important archaeological and paleontological sites of the Middle and Early Pleistocene in Europe. The excavation of this site has provided a large number of archaeological findings, among which the discovery of a new hominin species *Homo antecessor* in the TD6 unit, dated to the Early Pleistocene. The Sierra de Atapuerca is an anticline, formed mainly by Cretaceous limestones where a karstic system was developed. This karst was formed by the evolution of the base levels of the Arlanzón River.

The karst is located on the western flank of the anticline, in the southern sector, and consists of three main subhorizontal levels with an orientation parallel to the slope, and a fourth secondary level. The Gran Dolina Cave belongs to the intermediate level, whose formation is related to the period of stability associated with the terrace T3 (+70-78 m) of the Arlanzón River, dated to 1.14 ± 0.13 Ma by ESR. Later, the incision of the base level in the T3-T4 transition formed the vadose vertical entrenchment of the cave. During the Early Pleistocene, the cave was opened to the outside allowing the sediments input until it was silted up in the Middle Pleistocene, forming a sedimentary infill 25 meters thick. We have differentiated 12 lithostratigraphic units named from bottom to top TD1 to TD11 (TD: Trinchera Dolina), including the TD8-9 unit. The Brunhes-Matuyama paleomagnetism change has been identified in the TD7 unit. Although paleontological and archaeological remains have been found in most of its stratigraphic units, two of them highlight for their importance: the TD6 unit, where the remains of the *Homo antecessor* have been found and the TD10 unit, where more than 100,000 fossil remains and 30,000 lithic tools have been recovered.

The progress of the excavation revealed new stratigraphic sections that had not been studied. The description of these new sections was needed in order to understand the formation of the site and to help planning the archaeological excavation campaigns. This thesis dissertation has the aim of solving this need, by studying these new stratigraphic sections from a sedimentological point of view. For this purpose, this thesis dissertation focuses on the revision and elaboration of a detailed stratigraphy of the karstic filling, a sedimentological study of each layer and the analysis of the formation processes that generated the deposit.

A detailed description of each sedimentary layer of Gran Dolina, describing the stratigraphic limits of each unit, was done. A total of 195 samples, 113 of which were taken from the stratigraphic section of Gran Dolina, were collected. Orthophotos and 3D models were created by photogrammetry and laser scanner and they were used to support the description of the deposit. Different techniques were applied to describe the samples collected and to characterize each sedimentary layer. Among others, particle size analysis, shape analysis,

chemical analysis and mineralogical and elementary analysis by X-ray diffraction and X-ray fluorescence, were used.

The results obtained after these analyses and field descriptions, have allowed identify 108 sedimentary layers grouped in 27 sub-units and 12 lithostratigraphic units. These layers are made up of 21 different sedimentary facies which can be divided into two large groups: interior facies and entrance facies. The interior facies have been divided into chemical facies and clastic facies, while the entrance facies have been separated into sediment gravity flow facies and fluvial facies.

During the Early Pleistocene, Gran Dolina acted first as a spring. With the opening of an entrance to the outside and the abandonment of the phreatic conditions, the cave began to work as a sink: sediment gravity flows were occasionally introduced and different no constant fluvial flows circulated inside the cave. The sedimentary record of the Middle Pleistocene is composed of sediment gravity flows and less fluvial facies than in the Early Pleistocene. This is caused by the abandonment of the base level as the T4-T5 terraces transition showed.

The sediment inputs from the outside came through three main entrances and several secondary entrances as fissures and cracks. The first main entrance was located at the south or southeast of Gran Dolina and corresponds to the TD4 and TD5 sediment inputs. Subsequently, the west entrance was opened and it worked until it was silted up at the top of the TD7 unit. After this hiatus, the sedimentation in Gran Dolina was recovered by a sub-vertical entrance located on the roof of the cave and near to the northern part of the currently visible stratigraphic section. Finally, the western entrance was re-opened during the TD10 sediment input and functioned until the cave was completely filled.

The accumulation of hominin fossil remains in TD6 can be divided into three different groups according to their relationship with the sedimentary record. The first group is formed by scattered fossils in the sedimentary matrix. A second group is constituted by layers of fossils in fluvial facies. Finally, the third group is made up of the fossils from the mixed facies F. In these three groups, the size and dispersion of the fossils are similar to the ones of the clasts and gravels found in their corresponding sedimentary layers, suggesting that the geological processes may have been the first cause of accumulation of these fossil remains.

The grain shape analysis of the sand fraction has allowed differentiating the sedimentary facies of the deposit and identifying weathering layers. Through this analysis, together with the results of the chemical and mineralogical analyses, the southern slope of the Sierra de Atapuerca could be identified as the source area of the Gran Dolina entrance sediments. The cave interior sediments may have had a more distant source area and be provided by the water of the basin.

A paleoclimate proposal of the sedimentary record of Gran Dolina was done using its sedimentary facies and other proxies. During the Early Pleistocene, an alternation between dry and wet periods has been observed in each unit, while in the Middle Pleistocene there could have been a relative drier and colder climate, given the fewer occurrences of fluvial facies.

The classification of the sedimentary facies and the identification of the sedimentary layers of Gran Dolina, provide a stratigraphic framework for future research in this archaeological site.



1

INTRODUCCIÓN

Los yacimientos de la Sierra de Atapuerca son un importante enclave para el estudio de los rellenos kársticos, la arqueología y la antropología, especialmente del Pleistoceno medio e inferior. La excavación de los diferentes yacimientos que se encuentran en la Sierra ha aportado multitud de hallazgos que han nutrido una gran cantidad de trabajos científicos, cambiando el panorama internacional de la evolución humana (Arsuaga et al., 1993; Carbonell et al., 1995; Parés y Pérez-González, 1995; Benito-Calvo, 2004; Carbonell et al., 2008; Bermúdez de Castro et al., 2008; Ortega et al., 2013a; Martín-Francés et al., 2016; Martínez de Pinillos et al., 2017; Modesto-Mata et al., 2017a).

La Sierra de Atapuerca se encuentra en el norte de la Península Ibérica, al noreste de la meseta castellana, con unas coordenadas geográficas de $42^{\circ} 21' 00''\text{N} / 3^{\circ} 31' 10''\text{O}$ y una altitud máxima de 1085 m s.n.m. señalada por el punto geodésico del Alto de San Vicente (Fig. 1.1). La Sierra de Atapuerca consiste en un relieve de rocas mesozoicas que emerge en la cuenca terciaria del Duero (Pineda, 1997; Benito-Calvo, 2004) entre las cordilleras Cantábrica e Ibérica. La situación de la Sierra es privilegiada, ya que se encuentra en el borde nordeste de la cuenca hidrográfica del río Duero, cerca del corredor de la Bureba, depresión que une las cuencas del río Duero y del río Ebro (Benito-Calvo et al., 2008). Se encuentra dentro de los términos municipales de Rubena, Atapuerca, Arlanzón, Ibeas de Juarros y Cardeñuela de Ríopico.

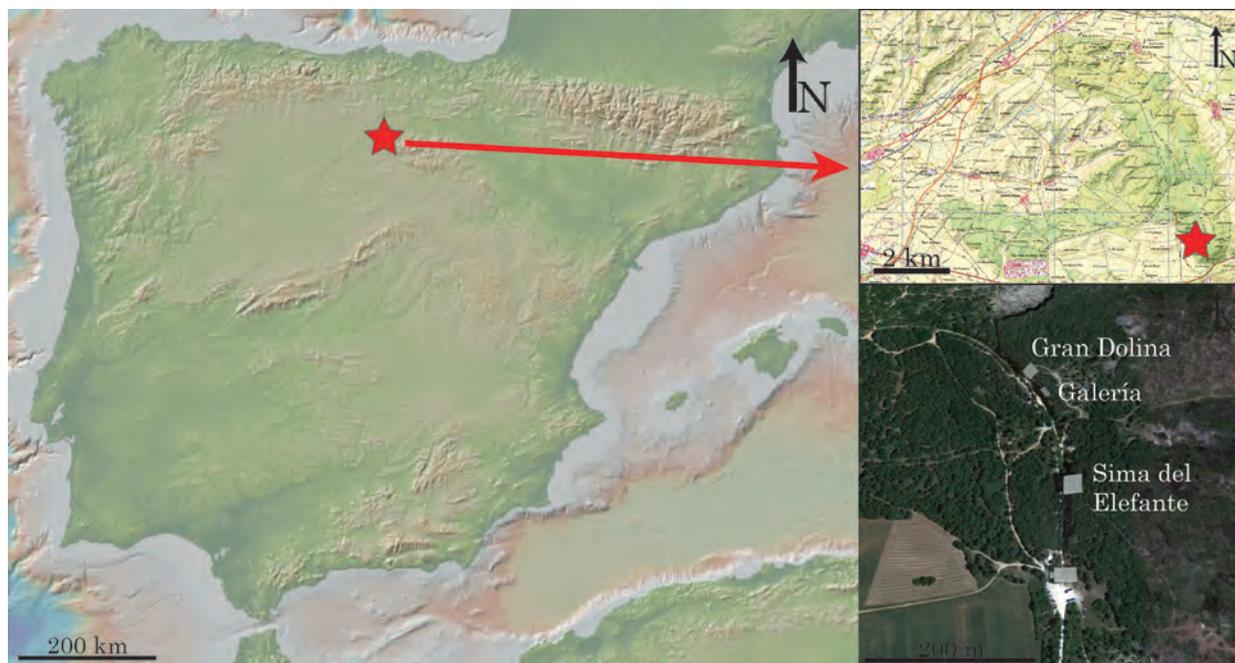


Fig. 1.1: Posición geográfica de la Sierra de Atapuerca. La estrella indica la posición de los yacimientos arqueológicos.

Entre los yacimientos arqueológicos de la Sierra de Atapuerca, destaca el yacimiento de Gran Dolina, situado en la Trinchera del ferrocarril que se excavó a finales del siglo XIX. Sus 25 m de potencia sedimentaria albergan varios niveles donde se han encontrado importantes hallazgos paleontológicos y arqueológicos. En sus primeras unidades de sedimentos del exterior (TD4 y TD5) se han encontrado varias herramientas líticas que indican una ocupación de la Sierra de Atapuerca hace unos 0,98 Ma (Carbonell y Rodríguez, 1994; Rosell, 1998; Ollé et al., 2013; Moreno et al., 2015). En estas unidades también han aparecido importantes restos paleontológicos, en algunos casos con marcas de corte (Cuenca-Bescós y García, 2007). Los fósiles humanos descubiertos en la unidad TD6 se sitúan estratigráficamente por debajo de la inversión paleo-magnética de Brunhes-Matuyama y, por tanto, pertenecen al Pleistoceno inferior (Parés y Pérez-González, 1995; Parés et al., 2013). Este descubrimiento supuso un cambio en el paradigma de la evolución humana en Europa y refutó la hipótesis predominante en ese momento, que indicaba que la aparición del linaje humano en Europa no había tenido lugar antes de hace 0,5 Ma (Dennell y Roebroeks, 1996). Estos fósiles humanos permitieron definir una nueva especie del género *Homo*, el *Homo antecessor* (Bermúdez de Castro et al., 1997). Las unidades TD7 y TD8 no muestran registro arqueológico pero sí paleontológico, la ausencia de ocupación humana se puede deber a un incremento en la competitividad de los consumidores secundarios (carnívoros) en la Sierra de Atapuerca (Rodríguez-Gómez et al., 2017). La unidad TD9 está formada por un único nivel donde solo se han recuperado algunas industrias líticas aisladas (Ollé et al., 2013). En la unidad TD10 se han recuperado más de 100.000 restos fósiles y más de 30.000 herramientas líticas. La mayoría de estos restos se encontraban en dos niveles, que se han interpretado como campamentos seguramente del *Homo heidelbergensis* (Ollé et al., 2013; Rodríguez-Hidalgo et al., 2016). Finalmente, la cueva se colmata con la unidad estéril TD11.

Gran Dolina es una cueva kárstica formada en las calizas mesozoicas de la Sierra de Atapuerca. Su formación está asociada a los niveles de base pleistocenos del río Arlanzón (Ortega et al., 2013a; Benito-Calvo et al., 2017). Durante el periodo de agradación de la terraza T3 (+70-78 m) del río Arlanzón, se formó la morfología freática y posteriormente, la incisión del valle fluvial provocó la morfología vadosa de la cueva (Ortega et al., 2013a). Los primeros sedimentos depositados en su interior fueron facies finas, características de un ambiente de cueva cerrada (Pérez-González et al., 2001), a los que siguieron sedimentos del exterior con materiales arqueológicos y paleontológicos (Pérez-González et al., 2001; Rodríguez et al., 2011).

La geología de Gran Dolina ha sido estudiada por varios autores desde que se inició la excavación arqueológica (Gil et al., 1987; Aguirre y Hoyos, 1992; Parés y Pérez-González, 1995, 1999; Pérez-González et al., 2001; Vallverdú et al., 2001). En estos trabajos se diferenciaron inicialmente 11 unidades lito-estratigráficas en la sección oeste de la cueva, nombrados como TD (Trinchera Dolina) desde muro a techo. Estas unidades se han mantenido por los distintos autores, a excepción de la unidad TD3, que desapareció tras su excavación y la

descripción posterior de una unidad intermedia entre TD8 y TD9 denominada TD8-9, descrita por A. Pérez-González en campo y posteriormente publicada como comunicación personal en Cuenca-Bescós et al. (2001).

El avance de la excavación fue revelando nuevas secciones estratigráficas que estaban sin estudiar. Estas nuevas secciones muestran una importante variedad de facies sedimentarias y niveles dentro cada unidad litoestratigráfica (Parés y Pérez-González, 1999; Campaña et al., 2017). Aunque algunas sub-unidades habían sido definidas en algunos trabajos paleontológicos a partir de la variación de la fauna, no se habían descrito geológicamente (Rodríguez et al., 2011). Una excepción era la unidad TD6, donde debido a la importancia de su registro paleontológico y arqueológico, se hicieron estudios geológicos en detalle (Vallverdú et al., 2001; Bermúdez de Castro et al., 2008; Carbonell et al., 2010; Campaña et al., 2016). La definición de estas sub-unidades y niveles tiene una gran importancia para entender la evolución del yacimiento y ayudar a la planificación de la excavación arqueológica. La estratigrafía es además una herramienta para el análisis de los conjuntos faunísticos. Por tanto, el estudio geológico en profundidad de Gran Dolina se muestra como una necesidad de la excavación arqueológica.

Otra carencia observada en el estudio de Gran Dolina era la ausencia de análisis sistemáticos realizados en los sedimentos. Aunque existen algunos estudios mineralógicos y texturales del relleno sedimentario (Aleixandre y Pérez-González, 1999; Pérez-González et al., 2001; Berger et al., 2008; Monge et al., 2015), son estudios descriptivos realizados sobre niveles puntuales del relleno kárstico, faltando el uso de estas técnicas en la mayoría de los niveles sedimentarios de Gran Dolina.

También se realizaron algunos intentos para correlacionar las variaciones sedimentológicas con los cambios climáticos (Aguirre y Hoyos, 1992; Hoyos y Aguirre, 1995). Estos trabajos estaban limitados, además de por la falta de análisis sedimentarios anteriormente expuesta, por una cronología errónea de Gran Dolina, que asignaba toda la sedimentación al Pleistoceno medio (Carracedo et al., 1987).

1.1 Objetivos

La presente Tesis Doctoral se enmarca dentro del proyecto Atapuerca y surge ante la necesidad de describir en detalle los procesos geológicos que generaron el relleno sedimentario del yacimiento arqueológico de Gran Dolina, clasificando y separando los distintos sub-niveles sedimentarios que forman el registro estratigráfico de este yacimiento.

Los objetivos principales de esta tesis doctoral son la revisión y elaboración de una estratigrafía de detalle del relleno kárstico, el estudio sedimentológico de cada nivel y el estudio de los procesos de formación que dieron lugar al yacimiento.

Para alcanzar estos objetivos, se han planteado los siguientes objetivos parciales:

- Descripción de campo de cada uno de los niveles sedimentarios que forman las doce unidades litoestratigráficas de Gran Dolina (con el apoyo de nuevas técnicas como el escáner láser 3D y la fotogrametría) y la asignación de estos niveles a una facies sedimentaria.
- Análisis sedimentológico de los niveles de Gran Dolina, que permita caracterizar estas facies desde un punto de vista textural, mineralógico y químico.
- Aplicación de nuevas técnicas analíticas al sedimento de Gran Dolina, como el uso de análisis de imagen para cuantificar la morfología externa de las partículas de tamaño arena del sedimento.
- Elaboración de una clasificación de las facies sedimentarias del relleno sedimentario de Gran Dolina.
- Estudio de las implicaciones arqueológicas que tiene cada una de las facies sedimentarias descritas, especialmente en las unidades TD6 y TD10.
- Localización de las entradas de la cueva durante el Pleistoceno medio e inferior.
- Determinación del origen del sedimento de Gran Dolina.
- Reconstrucción de los paleoambientes e implicación climática de cada nivel sedimentario.

1.2 Trabajos previos sobre la Sierra de Atapuerca

1.2.1 El yacimiento de Gran Dolina

La Sierra de Atapuerca alberga algunos de los yacimientos arqueológicos más importantes del Pleistoceno medio e inferior. Debido tanto a su riqueza fosilífera como a la singularidad de su karst, la Sierra de Atapuerca ha sido objeto de numerosos estudios a lo largo de la historia. Ya se encuentran crónicas sobre las cuevas en el siglo XVI, además de observarse diversas pintadas en el endokarst fechadas en esta época y recogidas en varios manuscritos del siglo XVI, XVII y XVIII (Ortega y Martín-Merino, 2012).

Los primeros estudios científicos en la Sierra de Atapuerca se realizaron en el siglo XIX. Es a raíz del descubrimiento de restos humanos en Cueva Ciega, difundido en el periódico *El Eco Burgalés* en 1863, que se realiza una solicitud por parte de uno de los descubridores, Felipe de Ariño y López, para obtener la propiedad de la cueva con fines científicos. Pero no es hasta el año 1868 cuando se publica por primera vez un trabajo sobre las cavidades (Sampayo y Zuaznavar, 1868). Este trabajo recoge una exhaustiva descripción de las galerías, acompañada de litografías y de los primeros mapas del endokarst. Este trabajo significó un hito en la historia de las cuevas de Atapuerca, dando definitivamente a conocer el karst que a partir de entonces aparece incluido en la mayoría de las guías y catálogos sobre cuevas o yacimientos (Ortega y Martín-Merino, 2012).

A finales del siglo XIX, la compañía “The Sierra Company Limited” construyó una vía de ferrocarril que cruzaba la parte sur de la Sierra de Atapuerca. Para ello, excavó una trinchera en las calizas cretácicas de la Sierra, dejando al descubierto multitud de cavidades kársticas rellenas de material Pleistoceno. Estos rellenos kársticos pasaron desapercibidos hasta 1962, cuando el Grupo Espeleológico Edelweiss descubrió los primeros restos de fauna fósil e industria lítica en un yacimiento de Trinchera de la Sierra de Atapuerca (Ortega y Martín-Merino, 2012) (Fig. 1.1). Este hallazgo llamó la atención de los profesores universitarios Francisco Jordá y Miquel Crusafont que, tras visitar los yacimientos, decidieron empezar una campaña de excavaciones en 1964, que se continuaría hasta 1966. En 1972 un grupo de arqueólogos americanos, encabezados por Geoffrey A. Clark y Lawrence G. Strauss, prospectaron Cueva Mayor y Trinchera, descubriendo abundante fauna en dos rellenos de esta última. Este material fue estudiado por Apellániz (1979) quien, a la luz de los restos descubiertos, empezó una campaña de excavación en Cueva Mayor.

Posteriormente, el ingeniero de minas Trinidad de Torres inició en 1976 una nueva excavación en los yacimientos de la Sierra de Atapuerca. Su objetivo era encontrar fósiles de oso para completar su tesis doctoral. Durante esta excavación se intervino en los yacimientos de Gran Dolina, Tres Simas y Sima de los huesos. En el yacimiento de Gran Dolina se recuperó abundante material de *Equidae*, *Rhinocerotidae*, *Artiodactyla* y *Felidae*, además de cráneos de

hiena y bisonte. En la Sima de los Huesos se encontraron una gran cantidad de fósiles de oso y fósiles humanos, incluyendo varios dientes y una mandíbula completa.

En 1978, y debido al interés que sin duda tenía el yacimiento, se empezó un proyecto de investigación, dirigido por Emiliano Aguirre, para realizar anualmente excavaciones de manera sistemática. Este proyecto sigue teniendo continuación a día de hoy.

En 1981 se publica “Estudio de las cavidades de la zona BU-IV A (Sierra de Atapuerca)” por Martín-Merino et al., miembros del Grupo Espeleológico Edelweiss, que se convierte en el primer estudio pormenorizado y sistemático del karst de Atapuerca.

En relación al yacimiento de Gran Dolina, durante una primera fase del proyecto dirigido por Emiliano Aguirre (1978-1989), se realizó una excavación sistemática en extensión de las unidades TD10 y TD11. Durante estos años se recuperó abundante fauna e industria lítica, se recogieron muestras de palinología y se desarrolló la primera estratigrafía. Como resultado final de esta fase, se publicó el libro “El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca” (Eds: E. Aguirre, J. M. Bermúdez de Castro y E. Carbonell), donde se recogen varios artículos científicos sobre el estado de las investigaciones en los yacimientos de la Sierra de Atapuerca en general y de Gran Dolina en particular (Gil et al., 1987; Carracedo et al., 1987).

A partir de los años noventa, las excavaciones fueron co-dirigidas por Juan Luis Arsuaga, José María Bermúdez de Castro y Eudald Carbonell. En estos años se empezó a excavar la sección oeste de TD4 y la zona de Penal (Fig. 1.2, S3), donde se encontró industria lítica e importantes restos de macrofauna, abandonando los niveles superiores de Gran Dolina. Los buenos resultados obtenidos durante estos primeros años animaron a plantear un sondeo en el yacimiento de Gran Dolina. Con él, se pretendía obtener un conocimiento sistemático de los niveles inferiores del yacimiento, que ayudara a la planificación de la excavación en extensión en años posteriores. El sondeo consistió en 6 m² de superficie y estaba situado cerca de la pared sur del yacimiento (Fig. 1.2, Sondeo). En 1994 se llegó hasta TD6, donde se encontraron fauna, industria lítica y fósiles humanos. Los datos paleomagnéticos otorgaban una edad al nivel TD6 más antigua de 0,78 Ma, convirtiendo los fósiles humanos allí encontrados en los más antiguos de Europa en su momento (Carbonell et al., 1995; Parés y Pérez-González, 1995). Este descubrimiento supuso la definición de una nueva especie, *Homo antecessor* (Bermúdez de Castro et al., 1997) y convirtió a los yacimientos de la Sierra de Atapuerca en un referente mundial para la paleoantropología. En Carbonell et al., (1999a) se describen las distintas fases por la que pasaron estos yacimientos desde 1978, inicio del proyecto, hasta 1997.

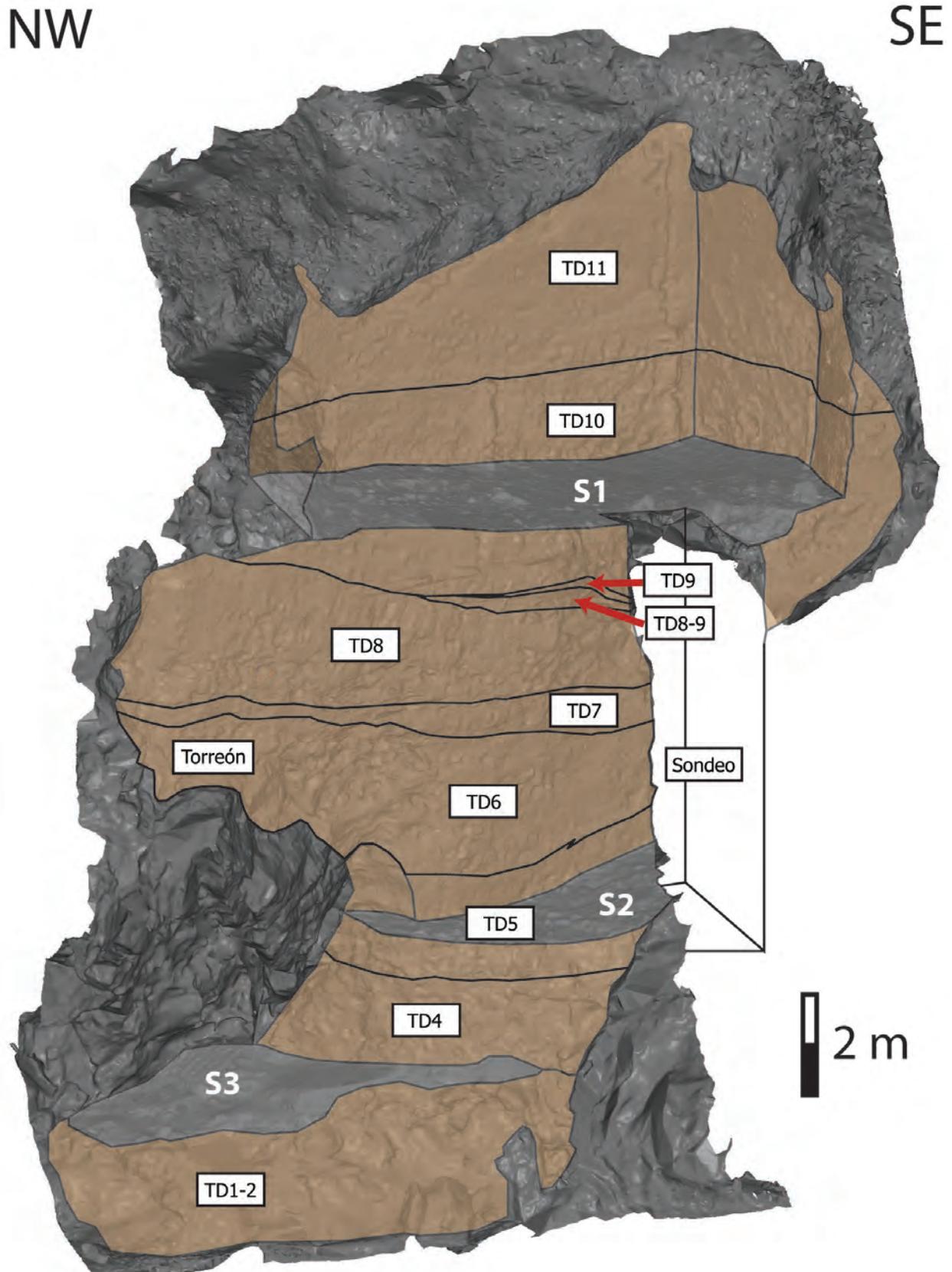


Fig. 1.2: Modelo 3D del yacimiento de Gran Dolina en 2013. Los límites estratigráficos se encuentran dibujados por líneas negras. S1: Superficie de excavación de TD10, S2: Superficie de excavación de TD5. S3: Superficie de excavación de TD4. Sondeo: Sondeo vertical realizado en los años noventa.

Posteriormente, y con el fin de homogeneizar la sección de Gran Dolina, a finales de los noventa, se empezó a excavar una superficie de 13 m² en la zona central de la sección que correspondía a un saliente de la misma (Fig. 1.2, S2). Esta excavación llegó al nivel TD6 en el año 2003, recuperando restos fósiles de homínidos que completaban el registro fosilífero obtenido en el sondeo de los años noventa. En el año 2007 se finalizó la excavación de este nivel (Bermúdez de Castro et al., 2008). El avance de esta excavación en profundidad ha ido descubriendo una nueva estratigrafía de gran valor geológico para el estudio de los sedimentos de Gran Dolina. Actualmente, la excavación de esta sección está en su fase final, encontrándose en los niveles inferiores de TD4.

A partir de 2013 se decidió excavar en la base conocida de Gran Dolina para encontrar el suelo de la cueva. Esta excavación, realizada en las unidades estratigráficas estériles TD1 y TD2, se prolongó durante dos años más hasta llegar a 5 metros por debajo del nivel de la Trincheras del ferrocarril (Fig. 1.1). Se descubrieron 7 metros nuevos de sección estratigráfica de las unidades TD1 y TD2 (Fig. 1.3 y Fig. 1.4).

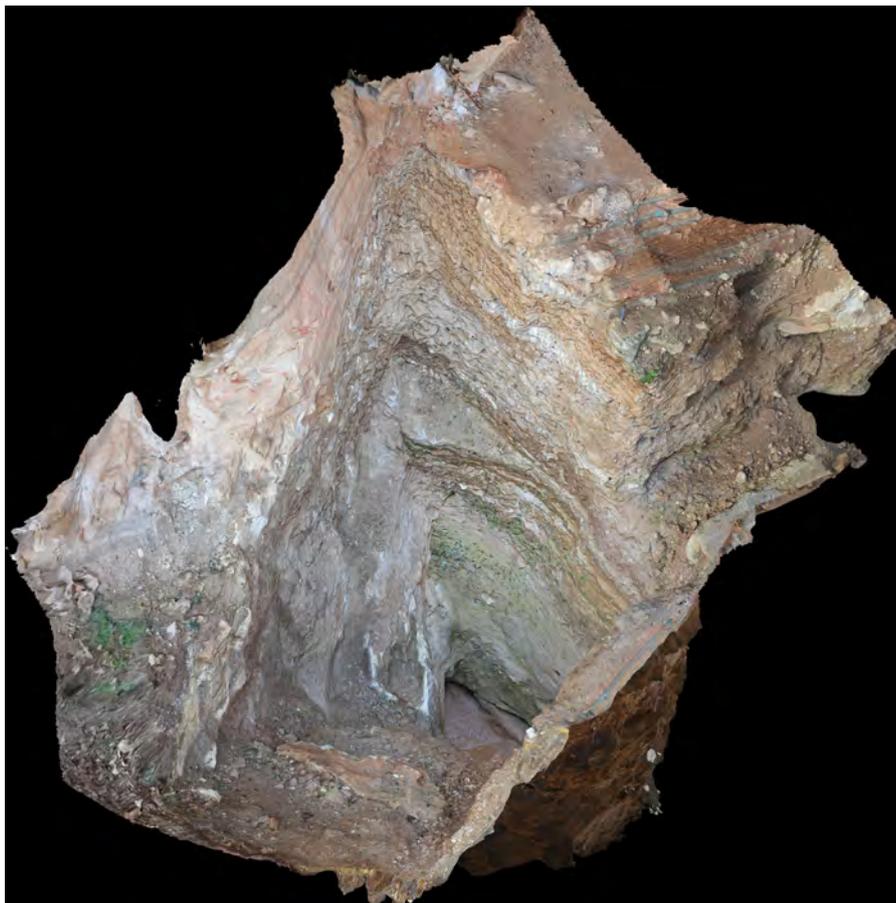


Fig. 1.3: Modelo 3D de los niveles TD1 y TD2 en el sector NO de Gran Dolina.



Fig. 1.4: Excavación de los niveles TD1 y TD2 en el sector NO de Gran Dolina.

Durante todos estos años de excavación, Gran Dolina ha sido fuente de un gran número de estudios realizados desde áreas muy diferentes. Los estudios paleontológicos han mostrado que hay una gran cantidad de mamíferos diferentes en el yacimiento como artiodactylos, perissodactylos, proboscidea, primates o carnívoros (van der Made, 1999; Cuenca-Bescós y García, 2007; Rodríguez et al., 2011; Blasco et al., 2013a; Rodríguez-Gómez, 2015; van der Made et al., 2017). Desde el punto de vista paleoclimático, ninguna de estas especies indica un clima frío, sino un clima templado y relativamente húmedo (Rodríguez et al., 2011). Esta gran variedad de restos paleontológicos ha permitido hacer estudios paleoecológicos del yacimiento (Rodríguez-Gómez et al., 2013; Rodríguez-Gómez, 2015; Rodríguez-Gómez et al., 2017), donde se ha podido estimar la cantidad de alimento disponible,

concluyendo que el medio de la Sierra de Atapuerca era moderadamente rico en recursos durante el Pleistoceno medio e inferior (Rodríguez-Gómez et al., 2017).

El contenido de polen en los sedimentos de Gran Dolina es escaso y así lo han recogido los diferentes trabajos palinológicos realizados (García-Antón, 1995; Rodríguez et al., 2011; Expósito et al., 2017). Otras evidencias palinológicas como carbones y semillas son igualmente escasas (Rodríguez et al., 2011; Expósito et al., 2017). La baja concentración de polen que se observa en los yacimientos de Atapuerca se debe a la alta oxidación de los medios sedimentarios kársticos (Carrión et al., 2009). En la Sierra de Atapuerca, esta oxidación está ya presente en los suelos rojos formados sobre la caliza antes de su arrastre al interior de las cuevas. Aun así, se ha podido estudiar el registro palinológico de Gran Dolina. El yacimiento presenta un registro continuo de taxones mediterráneos, aunque su concentración varía según las unidades estratigráficas. En TD5 predominan las coníferas y las gramíneas. En TD6 aumenta la presencia de taxones de ambientes secos y abiertos, destacando la acumulación de semillas de *Celtis* en TD6.2 (Allué et al., 2015). A partir de TD7, predominan los taxones mediterráneos. A techo de TD8 la drástica reducción de restos de coníferas sugiere un aumento de la humedad. Por último, en TD10, las gramíneas son predominantes a costa de la reducción de las especies

mediterráneas, aunque éstas se van recuperando a techo de la unidad (Rodríguez et al., 2011). Recientemente se ha publicado un estudio de los palinomorfos no polínicos presentes en los yacimientos de Trinchera (Expósito et al., 2017).

Los restos arqueológicos y paleoantropológicos encontrados en Gran Dolina no dejan lugar a dudas sobre la importancia de este yacimiento para el estudio de la actividad humana en Europa durante el Pleistoceno medio e inferior. Ya en la unidad TD4 se han encontrado varios restos de industria lítica atribuidos al modo tecnológico 1, que indican la presencia humana en la Sierra de Atapuerca (Rodríguez et al., 2011). Pero es en el nivel TD6.2 (anteriormente llamado Estrato Aurora) donde aparecen los restos fósiles del *Homo antecessor* y una importante colección de industria lítica del modo 1. En este nivel se han recuperado más de 150 restos fósiles de homínidos y más de 800 artefactos líticos (Carbonell et al., 1999b; Bermúdez de Castro et al., 2008). Estos restos, especialmente los de *Homo antecessor*, han generado una gran cantidad de estudios y trabajos (Bermúdez de Castro et al., 2003, 2012; Pablos et al., 2012; Martín-Torres et al., 2014; Bermúdez de Castro et al., 2016; Martín-Francés et al., 2016; Bermúdez de Castro et al., 2017a; Bermúdez de Castro et al., 2017b; Bruner et al., 2017; Martínez de Pinillos et al., 2017; Modesto-Mata et al., 2017b). Otra unidad de gran importancia arqueológica es TD10, situada cronológicamente en el Pleistoceno medio. En esta unidad se han identificado dos niveles con una gran acumulación de fauna e industria lítica, que se ha interpretado como un campamento (Ollé et al., 2013; Rodríguez-Hidalgo et al., 2016, 2017). En total se han encontrado más de 100.000 restos fósiles y más de 30.000 artefactos líticos en toda la unidad, siendo principalmente rica la sub-unidad TD10.1 (Ollé et al., 2013). La industria identificada en este nivel corresponde al modo tecnológico 2.

En Gran Dolina se han aplicado diversas técnicas geocronológicas, tanto relativas como absolutas, entre las que se encuentran el paleomagnetismo, la resonancia paramagnética electrónica (ESR), la luminiscencia o la bioestratigrafía (Parés y Pérez-González, 1999; Falguères et al., 1999; Cuenca-Bescós et al., 2001; Berger et al., 2008; Cuenca-Bescós et al., 2010; Moreno García, 2011; Duval et al., 2012; Falguères et al., 2013; Parés et al., 2013; Arnold et al., 2015; Moreno et al., 2015). Aunque en los años ochenta se describió una inversión paleomagnética en la unidad TD3 (Carracedo et al., 1987), atribuida al límite Brunhes-Matuyama (hace 0,78 Ma), los datos geocronológicos obtenidos posteriormente identificaron este cambio de polaridad magnética en la unidad TD7 (Parés y Pérez-González, 1995, 1999). Los restos paleontológicos tanto de macrofauna como de microfauna sustentan la separación entre el Pleistoceno medio e inferior en la unidad TD7 (van der Made, 1999; Cuenca-Bescós et al., 2001; Cuenca-Bescós y García, 2007), así como las dataciones de termoluminiscencia (TL) y resonancia paramagnética (Falguères et al., 1999; Berger et al., 2008; Parés et al., 2013; Moreno et al., 2015; Parés et al., 2016).

La unidad inferior de Gran Dolina (TD1) ha sido datada en $1,18 \pm 0,15$ Ma (Falguères et al., 2013) y $1,24 \pm 0,12$ Ma (Moreno et al., 2015), aunque estas dataciones se realizaron antes de la finalización de la excavación de TD1 (Fig. 1.4) y por tanto no pudieron datarse los niveles inferiores de esta unidad. Recientemente, los estudios paleomagnéticos han señalado la posible localización del subcron paleomagnético Jaramillo ($1,07 - 0,99$ Ma) en la unidad TD1 (Parés et al., 2016, 2018). Las unidades TD4 y TD5 han sido datadas por el método de ESR aplicado en cuarzos del sedimento (Moreno García, 2011; Moreno et al., 2015). En estos trabajos se dan diferentes cronologías entre $1,130 \pm 0,078$ Ma y $0,902 \pm 0,149$ Ma.

Debido a la importancia paleontológica y arqueológica de la unidad TD6, han sido varios los autores que han datado esta unidad. Mediante el método combinado de series de Uranio y ESR, se obtuvo una fecha de $0,78-0,85$ Ma (Falguères et al., 1999). Estos datos fueron posteriormente corregidos a $0,77 \pm 0,08$ Ma (Duval et al., 2012). Utilizando una nueva sección de TD7 y TD6, Parés et al., (2013) dataron el Estrato Aurora (TD6.2) en una cronología de $0,936$ Ma y sugirieron que esta subunidad se correspondía con el estadio isotópico marino 25 (MIS 25). Arnold *et al.*, (2014) dataron esta unidad mediante la técnica de luminiscencia estimulada ópticamente por transferencia térmica (TT-OSL), obteniendo dos cronologías: $0,856 \pm 0,75$ Ma y $0,831 \pm 0,9$ Ma. Los datos micropaleontológicos de la unidad TD6 indican que ésta coincide con el biocron bihariense (entre $1,65$ Ma y $0,45$ Ma) (Cuenca-Bescós et al., 1999), lo que concuerda con el resto de dataciones absolutas.

Las unidades TD8, TD8-9 y TD9 muestran claramente cronologías del Pleistoceno medio, que coinciden con los datos de su registro fósil (Cuenca-Bescós y García, 2007; Cuenca-Bescós et al., 2010; van der Made et al., 2017). Las edades absolutas obtenidas para estas unidades indican cronologías comprendidas entre $0,615 \pm 0,092$ Ma y $0,418 \pm 0,113$ Ma (Falguères et al., 1999, 2013; Moreno et al., 2015).

La unidad TD10 también ha sido datada por varios métodos debido a su importancia arqueológica (Falguères et al., 1999; Berger et al., 2008; Moreno et al., 2015). Las dataciones de TL indican la cronología más reciente: $0,244 \pm 0,026$ Ma (Berger et al., 2008); mientras que las fechas obtenidas mediante las técnicas de ESR en dientes y en cuarzos dan fechas más antiguas, comprendidas entre $0,301 \pm 0,040$ Ma y $0,393 \pm 0,077$ Ma (Moreno et al., 2015).

1.2.2 Estratigrafía de Gran Dolina

Los primeros estudios estratigráficos realizados en los yacimientos de la Trinchera del ferrocarril estuvieron a cargo de Enrique Gil, Emiliano Aguirre y Manuel Hoyos y aparecen publicados en la primera monografía (Aguirre et al., 1987) sobre los yacimientos de la Sierra de Atapuerca (Gil et al., 1987). En estos estudios se describe la estratigrafía de la Sima de los Huesos, el complejo de Tres Simas y Gran Dolina. En Gran Dolina se describieron los 11 niveles de relleno de la cavidad, que se han usado y mantenido hasta la actualidad, utilizando por conveniencia la nomenclatura TD (Trinchera Dolina) delante del nombre de cada nivel (Tabla 1.1). Los autores englobaron estos niveles en cuatro unidades, subdivididas a su vez en tramos. En su primera unidad engloban los niveles desde TD1 hasta TD6. La segunda unidad diferencia solamente TD7, destacando su fuerte cementación. La tercera unidad describe los niveles TD8 y TD9 y por último, la cuarta unidad, cierra el relleno de la cavidad incluyendo los niveles TD10 y TD11. Ya en este primer trabajo se hace una distinción entre el sector SE y el sector NO en los niveles inferiores de Gran Dolina, que se encontraban separados por una pared caliza que, por entonces, se interpretó como una pared que ocuparía el centro de la cueva. De hecho, se describe un tramo inferior denominado Id+e, solo en la región SE, que no tiene una relación clara con el tramo NO conocido en ese tiempo en Gran Dolina y que es complicado de correlacionar con las descripciones estratigráficas de posteriores artículos. La división en cuatro unidades no se vuelve a usar en publicaciones posteriores, pero sí se preserva la división de los 11 niveles estratigráficos (Fig. 1.5). En este trabajo también se hace una tentativa de correlación entre el relleno sedimentario de Gran Dolina y el de Galería.

En esta misma monografía se encuentra el primer estudio paleomagnético del yacimiento (Carracedo et al., 1987), que señala que Gran Dolina tiene una polaridad normal hasta la unidad TD3, donde se encontraría la inversión paleomagnética Brunhes-Matuyama. Esta primera datación relativa influye en las primeras interpretaciones cronológicas, paleontológicas y arqueológicas del yacimiento.

El siguiente trabajo estratigráfico de Gran Dolina se realiza en 1992. En este trabajo se relaciona el registro estratigráfico con los cambios climáticos, usando para ello los datos de microfauna y paleomagnetismo disponibles en aquella época (Aguirre y Hoyos, 1992). Aguirre y Hoyos identifican varios cambios climáticos entre TD1 y TD7, que correlacionan con los estadios isotópicos del oxígeno. Las discontinuidades del registro se relacionan con transiciones de un clima cálido a un clima frío, aunque ya en este trabajo apuntan que no se observan eventos importantes de erosión. Las costras carbonatadas son interpretadas como momentos de sequedad al final de una fase cálida, mientras que los climas fríos son indicados por los clastos que interpretan como fragmentados por gelifracción.

Se publica un artículo contemporáneo al anterior estudio, donde se describe más en detalle las unidades estratigráficas de Gran Dolina (Aguirre, 1992) (Tabla 1.1). En él, se relacionan las unidades estratigráficas con cambios climáticos y estadios isotópicos marinos, usando para ello las evidencias paleontológicas, litológicas y palinológicas. Aparte de las 11 unidades anteriormente descritas, Emiliano Aguirre también diferencia en este artículo un nuevo nivel que denomina TD5 X. Este nivel se describe como “una capa continua de arcillas arenosas a limosas rojas, con rotura prismática y óxidos de manganeso” y se interpreta como un depósito de clima cálido en el que domina la evaporación. Este nivel no vuelve a aparecer en la bibliografía.

Consecutivamente, Hoyos y Aguirre (1995) hacen una descripción sedimentológica del registro y lo relacionan con sus implicaciones climáticas (Fig. 1.5). En este trabajo se distinguen tres fases de relleno:

“F1 – Una primera fase endokárstica a la que corresponden los sedimentos de los niveles TD-1 y TD-2, relacionados con un sistema de cavidades internas, sin comunicación con el exterior por la vertical.

F2 – Una segunda fase de conducto abierto al exterior, con depósitos de cueva relacionados en su génesis con las condiciones climáticas exteriores (TD-3 a TD-9).

F3 – Una tercera fase exokárstica (dolina), a la que corresponden los niveles TD-10 a TD-11, que indican la apertura cenital de la cavidad en la vertical considerada, aunque lateralmente esta cavidad se prolongue hacia el interior del karst.”

A partir del año 1995 Pérez-González y Parés publican varios trabajos paleomagnéticos y estratigráficos de Gran Dolina (Parés y Pérez-González, 1995; Parés y Pérez González, 1998; Parés y Pérez-González 1999; Pérez-González et al., 1999, 2001). En estos trabajos se introduce un nuevo marco cronológico que cambia la interpretación temporal del yacimiento: la inversión paleomagnética Brunhes-Matuyama se encuentra en el nivel TD7. Esta nueva datación envejece toda la cronología del yacimiento y reinterpreta el registro fósil, especialmente los fósiles de homínidos encontrados en el nivel TD6 que, con esta nueva datación, se convierten en los restos más antiguos de Europa (Carbonell et al., 1995; Parés y Pérez-González, 1995). En estos artículos también se nombra y se define el Estrato Aurora, donde se hallaron los restos fósiles de los homínidos (Parés y Pérez-González, 1995; Parés y Pérez González, 1998).

En cuanto a la estratigrafía de Gran Dolina, los trabajos de Pérez-González y Parés (*op. cit.*) representan ya un estudio mucho más profundo y sistemático que los anteriores, estableciendo la base y el marco geológico para futuras publicaciones. Se conservan los 11 niveles estratigráficos definidos por Gil et al. (1987), aunque se unen los niveles TD3 y TD4, al desaparecer el primero

debido a la excavación, renombrándose como TD3-4 (Fig. 1.5). Además, se identifica el nivel TD9 como murcielaguina y los niveles TD1 y TD2 como sedimentos autóctonos. En esta nueva descripción se detallan los niveles estratigráficos de manera más sistemática, describiendo la textura, color del sedimento y tamaño de clastos, e indicando la existencia de sub-niveles y de varias facies dentro de la misma unidad litoestratigráfica (Tabla 1.1).

Unidad	Gil et al., 1987	Aguirre, 1992	Parés et al., 1999
TD1	Lutitas pardo-rojizas con cantos calizos en la parte NO del relleno. En la parte SE este mismo tramo está formado por una alternancia de niveles decimétricos de limos amarillo-verdosos y areniscas finas con abundante matriz lutítica roja.	Limos verdosos, depósitos freáticos.	Arcillas y barros con menos de 2-3% de arenas y acreción de laminación paralela. Color amarillo rojizo (7.5YR6/6) o marrón fuerte (7.5YR5/6).
TD2	En la parte NO es un paquete de aspecto caótico compuesto por una matriz lutítico-areniscosa de color ocre oscuro con nódulos de arcilla carbonatada. A techo presenta grandes bloques estalagmíticos. En el SE, el relleno son lutitas rojizas con finas intercalaciones de limos amarillo-verdosos y bloques estalagmíticos.	Brecha caótica con bloques heterométricos, fragmentos de espeleotemas, nódulos de limos. Matriz limosa verdosa a grisácea.	Bloques y cantos angulares de caliza y espeleotemas del techo y las paredes. Relleno de arcillas amarillas (10YR7/6) o amarillas rojizas (5YR6/6) entre los bloques.
TD3	Arcillas marrones muy compactadas.	Limos marrones.	Esta unidad se une a la unidad TD4, formando la unidad TD3-4.
TD4	Conjunto de aspecto brechoide pobremente estratificado compuesto por cierta alternancia de niveles lutíticos pardo-rojizos y brechas de cantos calcáreos y angulosos de 10 a 15 cm de espesor. A techo y lateralmente hacia SE se incrementa el componente lutítico.	Brecha con bloques heterométricos. Matriz arcillosa grisácea.	Esta unidad se une a la unidad TD3, formando la unidad TD3-4. Formado por dos subfacies: una primera formada por lutitas arenosas amarillas rojizas (7.5YR6/6) o marrón fuerte (7.5YR5/6), que contiene clastos calizos subangulares y heterométricos. Las otras subfacies se componen de una alternancia de capas clasto-soportadas con capas matriz-soportadas.

TD5	Alternancia de niveles microconglomeráticos de gravas calcáreas angulosas con un tamaño de grano máximo de 1-2 cm poco compactados, y niveles lutíticos rojizos con algún canto calcáreo disperso.	Capas de barros con granos redondeados y homométricos. Flujos de barros con bloques caídos.	Barros con clastos de hasta 60 cm de diámetro y otros horizontes de clastos angulares organizados por transporte hídrico. Subfacies de barros con alto contenido de arenas con clastos matriz-soportados. Color marrón oscuro (7.5YR5/6).
Id+e	Tramo predominantemente lutítico con intercalaciones de niveles microconglomeráticos y cantos calcáreos dispersos.	No descrito.	No descrito.
TD5 X	No descrito.	Capa continua de arcillas limosas a arenosas.	No descrito.
TD6	Varios episodios de colada de barro, cuya parte proximal presenta un aspecto caótico, por la presencia de bloques calcáreos muy angulosos de hasta 30 cm de tamaño, empastados en una matriz lutítica de color rojizo. Hacia el SE aumenta el contenido lutítico.	Arenas rojas claras con tres entradas de flujos de barros con bloques heterométricos.	Flujos clásticos que se vuelven más gruesos a techo, con poca matriz arcillosa. Sector sur con calcarenitas y lutitas de grano fino de color rojo amarillento (5YR5/6), amarillo rojizo (5YR6/6) o marrón oscuro (7.5YR5/8).
TD7	Niveles conglomeráticos de gravas gruesas y cantos de naturaleza predominantemente calcárea muy redondeadas y con un cemento carbonatado. Su morfología es canaliforme presentando estratificación cruzada de surco.	Arenas bien clasificadas en estratificación cruzada.	Formado por dos subfacies: calcarenitas laminares con estratificación cruzada de muy bajo ángulo amarillas rojizas (5YR6/6) y conglomerado clasto-soportado y brechas.
TD8	Brecha compuesta por cantos de hasta 20 cm de subangulosos a subredondeados de naturaleza principalmente calcárea, algunos de los cuales son de aspecto tobáceo, y algunos cuarcíticos, con matriz lutítica carbonatada de color rojizo. A techo se observa una disminución del contenido en matriz llegando a ser nulo en la parte superior.	Brechas heterométricas seguido de unas microbrechas bien clasificadas de bloques angulares.	Formado por flujos de cantos y bloques con muy poca o ninguna matriz. En el sector sur hay lutitas amarillas rojizas (5YR6/6).

TD9	Lutitas de color marrón verdoso con niveles milimétricos de costra incipiente y englobando cantos calcáreos redondeados, en los que se desarrolla una alteración en superficie.	Limos marrón verdoso con cantos alterados.	Arcillas rojas amarillentas (5YR5/6) en la base y guano de murciélago marrón oscuro (7.5YR3/1) a techo.
TD10	Brecha arcillosa-carbonatada de cantos calizos de hasta 20 cm de tamaño, e inclusive grandes bloques o lajas de más de un metro empastadas en una matriz lutítica de color pardo-rojiza, siendo los niveles superiores mucho más lutíticos, con preponderancia de arcilla.	Varias capas de brechas clasificadas. En la base se encuentra una micro-brecha sin matriz, seguido por una brecha con matriz limosa marrón claro. Sobre ella se dispone arcillas limosas rojas de deslizamiento con niveles de bloques alterados y heterométricos. Se observa también bloques caídos de techo y pared.	Flujos de clastos matriz-soportados o clasto-soportados, conteniendo clastos de hasta 1,5 m. Lateralmente y hacia el sur dominan las facies de barros con arenas rojas amarillentas (5YR5/8).
TD11	Sucesivas capas microconglomeráticas de gravas calcáreas de grano de hasta 2 cm de tamaño, de angulosos a subangulosos, y bloques calizos dispersos de hasta 1 m de tamaño. Todo el tramo presenta una fuerte carbonatación y pequeñas intercalaciones lutíticas de color rojizo.	Micro-brecha homogénea con matriz limosa. Lentes de limos arcillosos aparecen en la base.	Subfacies de grandes clastos que lateralmente y hacia el sur cambia a barros rojos amarillentos (5YR5/6) con cantos y bloques. Los niveles clasto-soportados, las arcillas arenosas amarillas rojizas (7.5YR6/6) y los niveles de barros se desarrollan más hacia techo. La <i>terra rossa</i> (2.5YR4/6) rellena las fracturas a techo del relleno de Gran Dolina.

Tabla 1.1: Resumen de la descripción litológica y estratigráfica de Gran Dolina por los diferentes autores que lo han estudiado (Gil et al., 1987; Aguirre, 1992; Parés y Pérez-González, 1999).

En 1999 se publica un artículo sobre las facies mineralógicas en la Sierra de Atapuerca (Aleixandre y Pérez-González, 1999). En él se estudia las asociaciones minerales de los rellenos kársticos de Galería, Gran Dolina, Sima de los Huesos y Sala de los Cíclopes. En todas ellas la composición es homogénea, “dominada por turmalina y circón, con rutilo y estauroлита constantes en la fracción pesada de la arena y por el cuarzo en la fracción ligera”. Este artículo apunta que el área fuente de los sedimentos presente en el endokarst es el mismo durante todo el Pleistoceno.

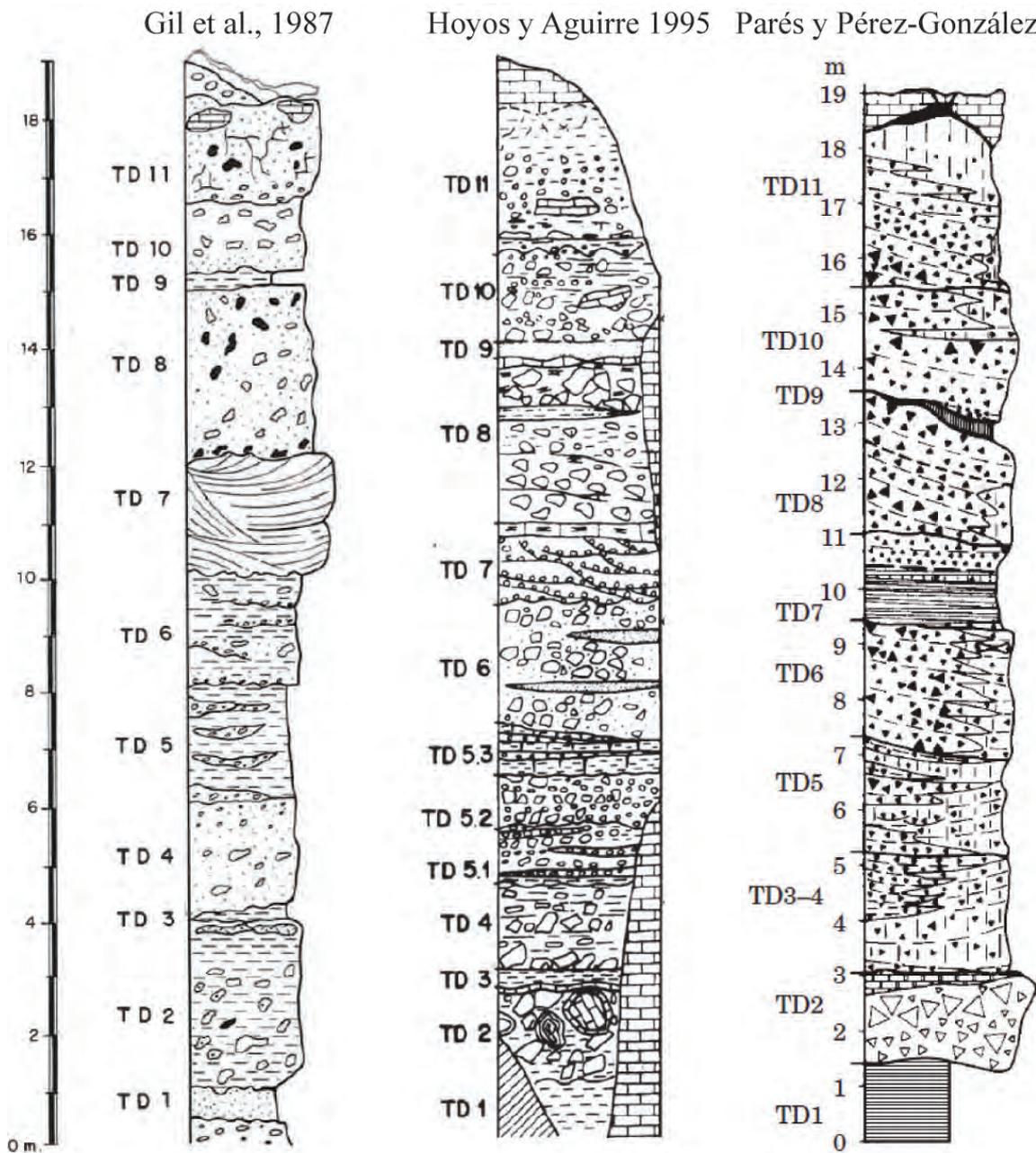


Fig. 1.5: Columnas estratigráficas de Gran Dolina anteriores a esta tesis doctoral. La descripción de cada nivel está en la tabla 1.1.

Vallverdú et al. (2001) realizan una descripción en detalle del nivel TD6 de Gran Dolina. Esta descripción se centra en el sector sureste de la unidad estratigráfica, es decir, en el sondeo realizado durante los años noventa. Aunque esta sección muestra una litología y textura muy homogénea que dificulta la identificación de los niveles, se separan ocho niveles diferentes en el Estrato Aurora. Las unidades se describen según el estudio micromorfológico y textural de la sección, diferenciándose varios niveles de arenas, limos y arcillas. Posteriormente, se usa esta misma estratigrafía en un estudio de arqueología espacial (Canals et al., 2003).

En 2002 se presenta la tesis doctoral “*Micromorfología de las facies sedimentarias de la Sierra de Atapuerca y del nivel J del Abric Romaní. Implicaciones geoarqueológicas y paleoetnográficas*” de J. Vallverdú. En este manuscrito se hace una descripción de la micromorfología de las facies sedimentarias de Gran Dolina, separando 4 microfacies en Gran Dolina, que a su vez se separan en otras 4 sub-microfacies (Tabla 1.2). Los resultados indican las velocidades relativas de sedimentación de las unidades estratigráficas. Además, se interpreta que muchos de los rasgos micromorfológicos son debidos a variaciones de temperatura y humedad.

Microfacies	Descripción	Unidades
1	Arena y limo marrón amarilla calcítica y carbonatada con gravas finas.	TD6-Estrato Aurora, TD7, TD8 (biozona <i>Microtus</i>), TD11.
2	Arena y limo roja calcítica decarbonatada con gravas finas y bloques.	TD8 (biozona <i>Microtus</i>), TD8 (c&f), TD10 (techo), TD11.
3	Arena y arcilla roja decarbonatada con bloques y gravas medias.	TD5, TD6 (base), TD8 (base), TD10 (base).
4	Arena y arcilla marrón totalmente decarbonatada con bloques y gravas.	TD3-4, TD6-Estrato Aurora, TD9.

Tabla 1.2: Microfacies identificadas en Gran Dolina mediante el estudio microestratigráfico (Vallverdú, 2002).

Posteriormente, el avance de la excavación permitió realizar un nuevo estudio estratigráfico en detalle del nivel TD6 a partir de la nueva sección disponible. En esta sección se diferenciaron seis niveles sedimentológicos en el Estrato Aurora, renombrándose el estrato como “*Aurora archaeostratigraphic set*” (Bermúdez de Castro et al., 2008). Esta sección de TD6 se interpreta como ciclos de gravas, limos y arcillas. Dos de estos nuevos niveles de la sub-unidad TD6.2, se nombraron como “Pep” y “Jordi”.

El estudio de TD6 continuó con el estudio microestratigráfico de Carbonell et al. (2010), donde se muestra una nueva columna estratigráfica para esta unidad y se definen tres litofacies interpretadas como flujos de tierra, cursos fluviales efímeros y depósitos laterales de bancos de arenas asociados al curso fluvial.

Aunque las unidades estratigráficas de Gran Dolina se han mantenido a partir de la definición original de Gil et al. (1987), una revisión de la nueva sección central ha revelado una nueva unidad entre las unidades TD8 y TD9. Esta unidad se ha nombrado como unidad TD8-9 (Rodríguez et al., 2011) aunque no ha tenido definición textural ni litológica hasta los trabajos recogidos en esta tesis doctoral. Esta unidad ya aparece en los trabajos de micropaleontología como TD8b, sin descripción formal de la misma (Cuenca-Bescós et al., 2001).

Por último, en Rodríguez *et al.* (2011) aparecen varias sub-unidades para las unidades litoestratigráficas de TD10, TD7 y TD6. Estas divisiones se usan para el análisis paleontológico y arqueológico del material encontrado en la excavación, pero al igual que la unidad TD8-9, no se hace ninguna referencia a su litología.

Hay que tener en cuenta que todos estos estudios se realizaron antes de la existencia de la actual sección estratigráfica de la pared noreste. La sección de la que se disponía durante estos años se correspondía a una pared irregular salvaguardada y preservada por la pared central de Gran Dolina. La actual sección permite una identificación mucho más exhaustiva de los distintos niveles sedimentarios que rellenaron la cavidad. Además, la propia naturaleza de los sedimentos kársticos hace que las variaciones laterales sean muy comunes en áreas muy pequeñas, por tanto puede haber variaciones en la identificación estratigráfica que hicieron estos primeros autores en secciones distintas a las actuales, simplemente por la dinámica sedimentaria de la cueva.

Cuando se inició la presente tesis doctoral, la excavación se encontraba en los niveles inferiores de TD6. Las secciones de TD4 y TD5 de las que se disponía en aquel entonces, han permitido comprobar la variación lateral de la cueva, al comparar esas secciones con la que se dispone actualmente.

1.3 Sedimentología en sistemas kársticos

El karst es un tipo de relieve que se forma por la disolución del sustrato debido a la acción de una red hidrológica sobre rocas muy solubles, como pueden ser calizas, dolomías, mármoles, yesos o sales en determinadas condiciones. Para que haya un buen desarrollo del karst, es necesario una configuración estructural (fracturas, estratificación...) adecuada que permita la circulación de las aguas y la disolución de la roca.

El nombre de karst proviene de la palabra de origen germánico *kras*, que hace referencia a una región de Eslovenia. Durante el periodo romano esta región se denominaba como *Carsus* o *Carso*, pero durante la época que Eslovenia perteneció al imperio Austro-húngaro el nombre se germanizó pasando a llamarse karst (Ford y Williams, 2007). El peculiar relieve y geomorfología de la región se usó como modelo para describir otros paisajes similares formados por la disolución de la roca caliza. El uso de esta terminología por parte de la escuela de Viena durante los siglos XVIII y XIX para denominar otras regiones similares, popularizó el término hasta convertirse en el nombre que actualmente se usa para denominar unas condiciones geomorfológicas y geográficas bien definidas (Ford y Williams, 2007).

El karst se puede dividir en exokarst y endokarst. El exokarst es la zona externa o aérea de un karst, que se caracteriza por tener relieves y formas originadas por la disolución de la roca. En estos relieves es común la presencia de dolinas de disolución y de lapiares o lenares (*karrens*). Este tipo de relieve se forma por la acción del agua acidificada, ya sea por la acción del CO₂ ambiental o por el suelo, que ataca y disuelve la roca superficial. Si esta agua se introduce por las fisuras en el subsuelo, puede disolver la roca en profundidad a favor de fracturas previas y planos de estratificación, formando el endokarst. El endokarst se define como la zona interna o subterránea de un karst. Está formado por una red de cuevas y galerías que, dependiendo de las condiciones, puede tener desarrollos kilométricos. A veces, el desarrollo de las cuevas cerca de la superficie provoca que se formen entradas superficiales a ellas, por donde se introducen sedimentos del exterior. Estos sedimentos del exterior pueden arrastrar diversos restos fósiles y arqueológicos que se preservan en el interior de las cuevas.

Las cuevas actúan como trampas naturales de sedimentos, acumulando y preservando secuencias sedimentarias que registran los procesos de formación de las cavidades y su entorno (Farrand, 2001a). Las características del endokarst hacen que las secuencias sedimentarias en cuevas sean más complejas que en otros depósitos continentales.

Primero, la sedimentación en las cuevas está supeditada al tipo de entrada que tenga la cavidad. Una entrada lejana solo podrá proveer de sedimentos finos y seguramente maduros a la cuenca sedimentaria de la cueva, mientras que una entrada cercana permite el depósito de sedimentos

gruesos que seguramente han tenido un transporte corto. También es limitante el tamaño de la entrada, que está directamente relacionada con el tamaño máximo de las partículas sedimentarias que pueden entrar en la cueva.

Debido al tamaño de las cuevas, los sedimentos se encuentran limitados durante su depósito a la morfología y topografía de esta. De este modo, las cuevas funcionan como cuencas sedimentarias pequeñas y confinadas, donde los procesos de erosión y depósito se pueden dar a pequeña escala. Así, los sedimentos se acomodan al espacio disponible dentro de la cavidad y las facies sedimentarias, que en el exterior ocuparían una magnitud de decenas de metros, pueden ocupar solo unos pocos metros en estos ambientes. El control espacial que implica la morfología de la cueva supone que en momentos de reactivación del régimen hídrico, como por ejemplo en una riada, se produzcan erosiones en algunas partes del registro sedimentario, sin afectar a otras partes del mismo. Dentro de este contexto, no siempre se cumple la ley de superposición de los estratos, debido a procesos de desprendimientos, retrabajamiento, erosión, sedimentos colgados u otros procesos geológicos (Osborn, 1984). Estos procesos, y la morfología de las cuevas, provocan que las variaciones laterales de facies sean comunes en las cuevas a pequeña escala y que muchas facies sean diacrónicas.

Otra complicación que presenta el registro sedimentario de las cuevas es la tasa de sedimentación. Las velocidades de depósito sedimentario en el interior de una cueva pueden ser muy inconstantes, teniendo en algunos casos un registro continuo durante miles de años, para posteriormente tener un hiato prolongado, pasando por entradas esporádicas de sedimento. Un ejemplo común de este cambio de tasa de sedimentación son los espeleotemas que crecen sobre sedimentos. Del mismo modo, los procesos erosivos también presentan tiempos muy variables en el interior de las cuevas. En un solo año se puede producir un cambio en el régimen hídrico (un aumento de las precipitaciones) que provoque la erosión de varios metros de sedimentos acumulados durante miles de años. Estos procesos pueden ser de tal magnitud que sean capaces de vaciar totalmente una cueva, dejando solo algunos testigos del sedimento en zonas protegidas de la cueva.

Todas estas características hacen que la interpretación de un registro sedimentario en el interior de una cueva sea un proceso no exento de problemas.

A pesar del interés que han suscitado las cuevas desde la antigüedad, los sedimentos que se encuentran en su interior apenas aparecen en la bibliografía antes de 1900 y no es hasta mediados de siglo XX cuando tienen más representación en los estudios científicos (Shaw, 1992). Como primeros estudios científicos que describen y estudian los sedimentos endokársticos hay que destacar los realizados en las cuevas de Polonia a finales del siglo XIX por Ossowski (1880, 1881, 1882, 1884, 1885, 1886, entre otros) y posteriormente, ya en el siglo

XX, por Krukowski (1921, 1924). En 1938, encontramos otro estudio pionero realizado por Cooke. En este trabajo se describen los sedimentos de la cueva de Sterkfontein, situada en Sudáfrica, debido al hallazgo en su interior de un *Australopithecus*. Estos primeros estudios se desarrollaron a causa de los restos fósiles y arqueológicos encontrados en estas cuevas. La arqueología y la sedimentología kárstica han estado siempre muy ligadas debido a la riqueza fosilífera que se encuentra en muchos sedimentos de cuevas (Kowalski, 1951, 1958; Bonifay, 1956; Brain, 1958; Harrisson, 1959; Vertes, 1959).

Además del enfoque arqueológico, en sus inicios, la sedimentología de cuevas se desarrolló buscando la relación de los sedimentos con la formación de las cuevas. En esta línea, aparece uno de los primeros estudios sobre la sedimentología en cuevas, realizado en inglés por Bretz en 1942. Este trabajo presenta un modelo centrado en los sedimentos clásticos, donde las cuevas se formaban en profundidad bajo la lámina de agua y se llenaban con arcillas rojas provenientes de la filtración de los suelos, principalmente con la *terra rossa* que se formaba en el exterior. Posteriormente, el descenso del nivel del agua limpiaba las arcillas dejando las cuevas vacías.

En España aparece un artículo pionero en el estudio de la sedimentación en las cuevas de la mano de Llopis Lladó (1950), donde se estudia los lagos subterráneos y su sedimentación.

En la década de los cincuenta y sesenta surgen los primeros trabajos que clasifican y discuten el origen de los sedimentos de cuevas. En 1958, Kukla y Lozek fueron los primeros en aplicar el concepto de facies a un conjunto sedimentario kárstico. También fueron pioneros en usar los términos de autóctono y alóctono, aún en uso, para describir los sedimentos depositados dentro de una cueva, dividiendo también los sedimentos en facies de entrada y facies de interior. En ese mismo año, Schmid estudia las cuevas alpinas de Europa y relaciona los sedimentos clásticos de estas cuevas con cambios climáticos, reconociendo la importancia de estos sedimentos para la paleoclimatología. Davies (1960) describe las arenas y gravas de las cuevas de los Apalaches y vuelve a relacionar los sedimentos con la formación del sistema kárstico, indicando que las cuevas fueron formadas por cursos fluviales rápidos cerca del nivel de base y no por una lenta percolación bajo el nivel de base, como había postulado Bretz. Siffre (1960) estudia las laminaciones de grano fino que se observan en las cuevas, interpretándolas como varvas lacustres. Frank (1965) estudia los sedimentos de las cuevas de Texas y posteriormente se centra en las cuevas de Douglas y Wellington, situadas en Australia (1969, 1971). Link (1966) propuso una clasificación textural usando un esquema triangular de arcillas, limos y arenas para los sedimentos de cueva. Brain (1967) estudia los rellenos kársticos en cuevas africanas, continuando el trabajo de Robinson (1957, 1962). Reams (1968) estudió también los sedimentos de las cuevas de Missouri, tal y como había hecho anteriormente Bretz (1942). En su estudio, Reams indica que los sedimentos de estas cuevas son sedimentos de ríos introducidos en las cuevas a través de dolinas y sumideros, a diferencia de la explicación postulada por Bretz.

En estos años también hay que destacar la investigación de Renault sobre la acción de los sedimentos en la espeleogénesis (Renault, 1967-1969).

A partir de la década de los setenta, los sedimentos de cuevas empiezan a tener más importancia en la literatura científica. La relación de estos sedimentos con el registro arqueológico, hace que aparezcan muchos nuevos estudios relacionados con los nuevos hallazgos arqueológicos encontrados en cuevas con sedimentos pleistocenos y holocenos (Lumley, 1969; Laville, 1971, 1975; Miskovsky, 1971). Además, en esta década, aparecen nuevas clasificaciones de los sedimentos de cuevas, donde se refleja mejor la diversidad del registro sedimentológico. Dentro de estos estudios, destaca la interesante tesis inédita que escribió Wolfe en 1973 (Shaw, 1992; White, 2007) donde, a partir de la descripción de los sedimentos de cueva del karst de Greenbrier (Virginia Occidental), muestra una clasificación de sedimentos de cuevas más elaborada que los anteriores trabajos. Así, separa cuatro grupos principales de depósitos: depósitos clásticos, depósitos químicos, depósitos orgánicos y depósitos arqueológicos. A su vez, dentro de los depósitos clásticos, diferenció entre rellenos gravitacionales o sin transporte y rellenos de material transportado, principalmente sedimentos fluviales. Este trabajo representa uno de los primeros esfuerzos por hacer una clasificación pormenorizada de todos los sedimentos encontrados en una cueva. Fuera de Europa y América, Tankard y Schweitzer estudian la estratigrafía de una cueva costera en Sudáfrica, la Die kelders cave (Tankard y Shweitzer, 1974, 1976), y Partridge estudia la cueva de Sterkfontein, famosa por sus restos arqueológicos (Partridge, 1978), donde diferencia sus unidades estratigráficas en miembros mediante una descripción visual y textural del sedimento. Durante esta década, es destacable también la prolífica investigación de Frank (1969, 1971, 1972, 1973, 1974, 1975, 1981), que describe los sedimentos clásticos de varias cuevas de Australia.

A raíz de todo el trabajo realizado en varios yacimientos arqueológicos, Farrand (1975) elabora un trabajo de referencia donde recopila los análisis sedimentarios realizados sobre el registro sedimentario del yacimiento de Abri Pataud. Este trabajo supone un gran aporte metodológico no solo para el estudio de los sedimentos de cuevas, sino también para cualquier estudio geoarqueológico en general. Posteriormente, Bull realiza varios trabajos sobre los sedimentos de cuevas siguiendo fundamentalmente los trabajos de Bretz (1942) y Reams (1968). En sus numerosos trabajos, Bull estudia en profundidad distintos aspectos de los sedimentos kársticos, como son las laminaciones de limos y arcillas (Bull, 1977a, 1977b), su relación con cambios climáticos (Bull, 1981), los procesos de colmatación de los conductos kársticos (Bull, 1981) o los procesos de transporte de gravas y clastos al interior del endokarst (Bull, 1978).

Otro autor con una prolífica investigación en los sedimentos en cuevas, fue Osborne. Este autor indicó la importancia de los cambios laterales de facies y la complejidad de la estratigrafía en las cuevas (Osborne, 1978, 1983, 1984). También desarrolló una clasificación donde diferencia once tipos de sedimentos de cueva. Sin embargo, en esta clasificación se mezclan diferentes términos y conceptos, como por un lado la descripción de las precipitaciones químicas y sedimentos clásticos y por otro los procesos sedimentarios y descripciones litológicas. Esta clasificación no pretendía ser una clasificación universal de sedimentos, sino que es una enumeración de los distintos sedimentos que Osborne encontró en sus estudios sobre las cuevas. Más allá de esto, Osborne expone muy claramente los procesos estratigráficos que pueden provocar disconformidades y estratigrafía inversa, además de diferenciar dos tipos de disconformidades estratigráficas: las producidas entre el sedimento y la cueva, y las disconformidades intrasedimentarias. Este importante aporte al conocimiento señala las dificultades que puede presentar una estratigrafía en el interior de las cuevas y las posibles complicaciones que pueden encontrarse al intentar analizar este tipo de registros. Mientras que anteriores autores habían puesto el énfasis en el tipo de sedimento y los procesos por los cuales se acumulan, Osborne se interesó por las relaciones entre los niveles sedimentarios y su complejidad.

Contemporáneos a los trabajos de Osborne, son los estudios realizados en las cuevas arqueológicas de Polonia, liderados por Madeyska. En estos trabajos se describen texturalmente los sedimentos y se hace una inferencia con los paleoambientes que los generan (1979, 1981, 1982, 1991). En 1983, Fumanal y Dupré estudian la sedimentología de varias cuevas del levante ibérico, relacionándolas con episodios climáticos glaciares. En China, el descubrimiento de la cueva de Zhoukoudian y sus restos fósiles, especialmente el hombre de Zhoukoudian, hace que esta cueva cobre especial importancia en el estudio del linaje humano en Asia. El estudio de la estratigrafía fue realizado por Liu (1985), quien hizo una descripción textural de sus sedimentos además de correlacionar los depósitos con el registro climático del loess y el isótopo del oxígeno, usando para ello el registro fósil. Todos estos trabajos, que siguen la investigación de Schmid (1958) y Bull (1981), ya muestran una nueva línea de pensamiento, donde los sedimentos de las cuevas se conciben como indicadores paleoclimáticos de las condiciones existentes en la región. Siguiendo esta línea, Pons et al., 1989 realizan un estudio sobre los ciclos climáticos en varios registros de Francia. Entre otros depósitos, describen varios rellenos kársticos y los relacionan con cambios climáticos. Sin embargo, comparándolos con otros tipos de depósitos, concluyen que este tipo de rellenos no son buenos indicadores de la evolución climática, ya que su depósito está supeditado a fenómenos aleatorios que dependen de eventos locales. Indican además, que los rellenos kársticos tienen la dificultad añadida de los hiatos y el re-trabajamiento típicos de estos depósitos.

El estudio de las cuevas de Papua Nueva Guinea, permite a Gillieson (1986) elaborar una clasificación según el tipo de flujo de agua y la energía de ese flujo, describiendo las estructuras sedimentarias de los depósitos geológicos y su textura según estos dos parámetros. El mérito de este trabajo consiste en relacionar la energía del medio con el depósito sedimentario en un ambiente de cueva, mostrando la primera clasificación gradual y cualitativa de sedimentos de cueva, que será el punto de partida para posteriores clasificaciones.

A finales de la década de los ochenta se publican dos monografías muy importantes para la interpretación de los sedimentos en cuevas: “Geomorphology and hydrology of karst terrains” de White (1988) y “Hydrogeology and Geomorphology” de Ford y Williams (1989, 1ªed.). En ambos libros se reserva un espacio para la descripción y clasificación de los sedimentos de cueva. White separa entre sedimentos clásticos y sedimentos químicos. Dentro de los primeros incluye depósitos de diferentes medios sedimentarios y en los segundos se refiere a precipitaciones minerales que se forman en el interior de las cuevas, como espeleotemas y evaporitas. En el libro de Ford y Williams se separan 23 posibles orígenes para los depósitos, que se engloban en tres grandes grupos: depósitos alóctonos, depósitos autóctonos y depósitos precipitados.

Durante los años noventa y el siglo XXI, se produce un aumento significativo en el número de publicaciones sobre los sedimentos de cueva. Como en las décadas anteriores, muchos de estos estudios están ligados a yacimientos arqueológicos (Campy et al., 1992; Clarke, 1994; Miskovsky, 1997; Farrand, 2001a, 2001b; Angelucci, 2003), como demuestra la edición especial que le dedicó la revista *Geoarchaeology* a los yacimientos en cuevas en 2001 (Courty y Vallverdú, 2001; Farrand, 2001b; Schuldenrein, 2001; Schwarcz y Rink, 2001; Woodward y Goldberg, 2001; Straus et al., 2001). De esta edición especial destaca el trabajo de Woodward y Goldberg (*op. cit.*), donde se hace una revisión de varios conceptos importantes en la geología de las cuevas y se postula que es necesario un mayor acercamiento e integración de las técnicas de análisis de sedimentos existentes para obtener la información paleoclimática más precisa posible. En él, se identifican dos tipos de karst: los karst húmedos, donde el agua sigue presente, ya sea el nivel freático o vadoso; y los karst secos, donde la actividad del agua es nula. También enumeran seis procesos geomorfológicos y antrópicos, y los depósitos sedimentarios asociados a los mismos: infiltración, coluvión, eólico, fluvial, litoral y antrópico. Aunque esta enumeración no pretende ser una clasificación sedimentaria, sí se puede entender como una lista que contiene los procesos más importantes que originan un registro sedimentario en cuevas y abrigos. Siguiendo este trabajo, Goldberg y Sherwood (2006) publican un artículo donde resumen el estado de la cuestión del estudio de los sedimentos en cuevas, centrándose en yacimientos arqueológicos. En él, muestran una modificación de la clasificación general de sedimentos que realizó White (1988), enumeran las técnicas disponibles para el análisis de los sedimentos y discuten la influencia de la actividad humana en los mismos.

Otros autores siguen relacionando la acumulación de sedimentos kársticos con momentos climáticos. Entre estos últimos, destaca el trabajo de Lawson (1995), que estudia un conjunto de cuevas en Escocia, describiendo los sedimentos de sus cuevas y explicándolos como el resultado de la acción de depósitos glaciares posteriormente lavados por el agua del deshielo. En otros trabajos se estudian los sedimentos clásticos y se relaciona su momento de depósito con datos polínicos y dataciones absolutas (Brook y Nickmann, 1996; Brook et al., 1997). Según estos estudios, la entrada de sedimentos clásticos se produce en momentos fríos, cuando la vegetación es menor y la erosión de la ladera puede ser mayor. Zhou et al. (2000) usan tres índices indirectos para determinar el clima de los sedimentos clásticos observados en la cueva de Zhoukoudian, en China. Estos índices consisten en los valores de los componentes traza en las arcillas y la relación de cuarzos y feldespatos en el sedimento. Springer (2005) indica que los sedimentos clásticos de una cueva son afectados por tendencias climáticas y geomorfológicas. Los procesos climáticos cambian los tipos de depósitos sedimentarios en el interior de las cuevas. Por tanto, a partir de estos depósitos, se pueden inferir los cambios climáticos del pasado. Mediante el estudio de los sedimentos de cueva se puede determinar el ambiente deposicional, el origen de los sedimentos, las secuencias de deposición o erosión, relacionar los sedimentos con el desarrollo de la cueva o el relieve externo y relacionar los fósiles o restos arqueológicos con los procesos de la cueva. Auler et al. (2009) realizan un estudio sobre los ciclos sedimentarios de las cuevas de Brasil y los relacionan con ciclos de sequedad y humedad. Hunt et al. (2010) indican que los sedimentos del interior de una cueva reflejan los procesos sedimentarios ocurridos fuera de ella e instan a los geoarqueólogos a identificar en primer lugar los mecanismos sedimentarios relacionados con la formación del registro geológico. Siart et al. (2010) hacen un acercamiento a la reconstrucción del relieve usando los datos sedimentarios de los rellenos kársticos. Turk y Turk (2010) estudian la corrosión y morfología de los clastos de este tipo de sedimentos para inferir el clima y los principales hiatos de la sección estratigráfica.

Otros estudios van enfocados a la reconstrucción de los procesos de formación de las cuevas a partir del estudio de los sedimentos kársticos (Sasowsky, 2007; Farrant y Smart, 2011; Martini, 2011). Este enfoque implica que los sedimentos no solo cuentan la historia climática del exterior de la cueva, sino que además son indicadores de la evolución de la cueva. En este último caso hay que hacer notar que, mientras las facies más interesantes para el estudio del exterior son aquellas depositadas cerca de la entrada, para el estudio de la evolución de la cueva son más interesantes las facies sedimentarias depositadas lejos de la entrada o en momentos en los que la cueva no tenía contacto directo con el exterior, es decir, los sedimentos autóctonos o de interior.

Las clasificaciones de los sedimentos de cueva son retomadas por Springer y Kite (1997), que organizan los distintos tipos de depósitos kársticos a partir del estudio de las cuevas presentes en el curso del río Cheat (Virginia Occidental, USA). En su clasificación dividen los sedimentos de cueva en tres categorías: freático, vadoso y residual.

Las facies freáticas incluyen:

- *Diamicton*
- Arenas laminadas
- Alternancia de limos y arcillas
- Suelos limo-arenosos

Las facies vadosas se dividen en:

- Depósitos gravitacionales
- Travertinos
- Llanura de inundación
- Arroyo

Posteriormente, Bosch y White (2004) hacen una clasificación solo de los sedimentos clásticos, basándose en los trabajos previos de Gillieson (1986). A partir del tamaño de partícula y la textura diferencian cinco facies sedimentarias:

- *Diamicton*
- Canal
- Vaguada
- *Slackwater*
- *Backswamp*

Las clasificaciones más recientes (Ford y Williams 2007; White 2007) hacen una separación en tres grupos, sedimentos alóctonos, autóctonos y de precipitación química; para luego subdividirlos según el tipo de transporte.

Además, White (*op. cit.*) separa los sedimentos autóctonos en tres sub-facies:

- Residuos por alteración
- Caída de bloques
- Guano

Y los sedimentos alóctonos en cinco sub-facies:

- Cono de entradas
- Infiltraciones
- Sedimentos transportados por arroyos
- Flujos de debris
- Depósitos eólicos

Fornós et al. (2009) describen las facies sedimentarias formadas en un karst costero. Diferencian cuatro facies, dependiendo de la textura y composición mineralógica y orgánica: flujos de gravedad, depósitos de sedimentos finos, depósitos de carbonatos y depósitos relictos o antiguos. Este trabajo es el primero que clasifica los sedimentos de cuevas en un ambiente tan especial como el marino. Posteriormente, Onac et al. (2014) estudian los minerales de esta cueva de Mallorca.

Durante estos años se suceden otros artículos dignos de mención sobre los sedimentos de cueva. Hill realiza un estudio completo de las Kartchner Caverns (Arizona, USA), estudiando su mineralogía (1999a) y su sedimentología (1999b). En ellos, Hill divide los sedimentos de la cueva en finos y gruesos, sin entrar en más detalle. Madeyska y Cyrek (2002) hacen un resumen sobre la historia de las excavaciones en las cuevas de Polonia y describen su estado actual, enumerando todas las cuevas de este país y mostrando el contenido arqueológico y paleontológico encontrado hasta la fecha. Forbes y Bestland (2007) identifican el origen de los sedimentos de las cuevas Naracoorte (Australia) usando datos geoquímicos. Por otro lado, Clarke (2006) hace un resumen de los estudios sedimentarios realizados en la cueva de Sterkfontain, en Sudáfrica, donde identifica las distintas entradas sedimentarias a partir de las brechas separadas por crecimientos espeleotémicos.

Durante los últimos años se han ido sucediendo nuevos estudios de sedimentos de cuevas, la mayoría de ellos relacionados con cuevas con restos arqueológicos (Stratford et al., 2012; Angelucci et al., 2013a, 2013b; Kim et al., 2013; Bruxelles et al., 2014; Polo-Díaz et al., 2016). En estos estudios, se ha aplicado la clasificación de facies sedimentarias descritas en los trabajos anteriores y nuevas metodologías como la morfoscopía de partículas (Polo-Díaz et al., 2016) o la susceptibilidad magnética (Kim et al., 2013). Macken et al. (2013) hacen un análisis de facies sedimentarias de Wet Cave, en Australia, donde ayudándose de dataciones relaciona las facies sedimentarias con los ciclos climáticos. En este trabajo, las facies sedimentarias son definidas texturalmente. Recientemente, Skaberne et al. (2015a, 2015b) han continuado el estudio de Turk y Turk (2010) en la cueva de Divje babe I, en Eslovenia, realizando una reconstrucción paleoclimática a partir del estudio de los clastos y sus alteraciones. Así, cuantifican la cantidad de los clastos que son angulosos a causa de la congelación del agua, en la sección estratigráfica. Las zonas con mayor cantidad de clastos rotos por el hielo, se relacionan con momentos de clima más frío. Por otro lado, identifican los mayores hiatos de la sección mediante estudios geoquímicos.

La geología de los sedimentos de cueva es una ciencia en auge y bien establecida, cuyos campos de acción actuales se desarrollan en la arqueología o en el estudio de los cambios climáticos. Según la base de datos de búsqueda Scopus (www.scopus.com) o Sciencedirect (www.sciencedirect.com), cada año se publican más de 50 artículos científicos que contienen la palabra clave “cave sediments”. Esto da una idea de la importancia que tienen y el interés que despiertan estos sedimentos actualmente.

1.4 Morfología de las partículas sedimentarias

La forma de una partícula sedimentaria es el resultado de diferentes factores como la litología, la forma inicial y el transporte sedimentario (Patro y Sahu, 1977). Un transporte sedimentario continuo provoca que los bordes de las partículas se vayan redondeando y, por tanto, vayan adoptando una forma más cercana a una esfera (Pettijohn, 1952; Boggs, 2011). La morfología externa de una partícula está fuertemente influenciada, entre otras variables, por el proceso sedimentario que ha sufrido y puede ser usado como un indicador del medio sedimentario y/o del grado de maduración del sedimento (Pettijohn, 1952; Patro y Sahu, 1974).

La morfología de las partículas sedimentarias se ha usado como indicador de los procesos sedimentarios, especialmente en el estudio de las fracciones grava y arena (Cox, 1927; Pentland, 1927; Wadell, 1933; Barrett, 1980; Benn y Ballantyne, 1993; Cox y Budhu, 2008; Tarrío, 2015; Polo-Díaz et al., 2016). En la naturaleza, las partículas sedimentarias presentan morfologías muy diversas e irregulares que complican su correcta descripción y más aún si se pretende hacer una cuantificación de esa morfología. Con el objetivo de simplificar el problema, diferentes autores han optado por estudiar la morfología en dos dimensiones, esto es, el perímetro que dibuja la partícula sedimentaria (Cox, 1927; Tickell, 1931; Wadell, 1933; Riley, 1941; Krumbein y Sloss, 1955; Kuo y Freeman, 2000; Blott y Pye, 2008; Lira y Pina, 2009).

Varios términos se han propuesto como medidores de la morfología externa de una partícula como forma, esfericidad, redondez, rugosidad, circularidad, angulosidad, pivotabilidad, etc. Estos términos se han usado muchas veces para definir los mismos aspectos de la partícula, creando confusión sobre la terminología y haciendo necesario definir los términos antes de usarlos.

La forma se define como la relación entre las tres dimensiones lineales de una partícula, es decir, su longitud, anchura y espesor (Sneed y Folk, 1958). Aunque la forma es un concepto fácilmente entendible (la relación de tres ejes), su aplicación y medición no está exenta de problemas. Los tres ejes deben ser medidos ortogonalmente, aunque no es necesario que pasen por el mismo punto (Krumbein, 1941). Los tres ejes principales de una partícula se pueden medir de dos maneras diferentes: por un lado tomando la longitud como el eje mayor de la partícula y el resto de los ejes como las longitudes perpendiculares (Krumbein, 1941); y por otro lado englobando la partícula dentro de un ortoedro imaginario midiendo sus tres ejes principales (Blott y Pye, 2008). Del primer modo tendríamos que un cubo no tendría sus tres ejes iguales, ya que el eje mayor correspondería a la distancia entre las esquinas opuestas, mientras que con el segundo modo si tendríamos un valor igual al medir los tres ejes del cubo. Debido a esto, actualmente se recomienda el uso de la segunda metodología (Blott y Pye, 2008).

Otro problema que presenta la cuantificación de la forma es la necesidad de reducir los tres parámetros dimensionales a un solo parámetro (o dos) adimensional que permita cuantificar la forma y compararla. Para ello se han propuesto varios índices en la literatura científica aunque sin llegar a ningún consenso (Tabla 1.3). Para ayudar en la interpretación de las partículas y facilitar su descripción, a partir de estos índices se hicieron clasificaciones de la forma. Una de las primeras clasificaciones fue propuesta por Zingg (1935) basado en las relaciones de las fracciones B/A y C/B (siendo A el eje mayor, B el eje intermedio y C el eje menor). En ella se diferenciaban cuatro clases: plano, esférico, plano-columnar y columnar. Estas clases fueron posteriormente modificadas y renombradas, primero por Krumbein (1941) y luego por Brewer (1964). Sneed y Folk (1958) consideraron que el diagrama de Zingg no era adecuado y proponen un sistema trivariante con un diagrama triangular para representarlo. En este diagrama triangular las partículas son clasificadas en diez clases diferentes según su forma: Compacto, compacto-plano, compacto-tabular, compacto-alargado, plano, tabular, alargado, muy plano, muy tabular y muy alargado. Posteriormente estos términos han ido recibiendo varios nombres alternativos por los diferentes autores que los han ido usando (Illenberger, 1991; Benn y Ballantyne, 1993; Oakley et al., 2005; Tarrío, 2015). Posteriormente, basados en el índice de elongación (B/A) y el índice de aplanamiento (C/B), Plott y Pye (2008) proponen una nueva clasificación de la forma, separando cinco clases de cada índice a una distancia de 0,2 y sugiriendo ocho nombres para la descripción de la forma. Entre los últimos estudios de la forma se encuentra el trabajo de Tarrío (2015) donde se presenta un nuevo diagrama para clasificar tanto los clastos como la industria lítica de los yacimientos arqueológicos. En este diagrama hace una separación de 110 clases de forma diferentes.

Índice	Fórmula	Autor/es
Índice de aplanamiento	$\frac{A+B}{C}$	Wentworth (1922)
Índice de aplanamiento	$\frac{C}{B}$	Zingg (1935)
Índice de elongación	$\frac{B}{A}$	Zingg (1935)
Índice de elongación	$\frac{A}{B}$	Wentworth (1936)
Índice de aplanamiento	$\frac{A}{C}$	Wentworth (1936)
Índice de aplanamiento	$\frac{B}{C}$	Heywood (1938)
Esfericidad interceptada de Krumbein	$\sqrt[3]{\frac{BC}{A^2}}$	Krumbein (1941)

Factor de forma de Corey	$\frac{C}{\sqrt{AB}}$	Corey (1949) (Tarrío, 2015)
Índice de aplanamiento	$\frac{C}{A}$	Lüttig (1956)
Índice de elongación	$\frac{B}{A}$	Lüttig (1956)
Esfericidad de Aschenbrenner	$\frac{12 \cdot 8^3 \sqrt{\left(\frac{C}{B}\right)^2 \frac{B}{A}}}{1 + \frac{C}{B} \left(1 + \frac{B}{A}\right) + 6 \sqrt{1 + \left(\frac{C}{B}\right)^2 \left(1 + \left(\frac{B}{A}\right)^2\right)}}$	Aschenbrenner (1956)
Factor de forma de Aschenbrenner	$\frac{AC}{B^2}$	Aschenbrenner (1956)
Esfericidad proyectada máxima	$\sqrt[3]{\frac{C^2}{AB}}$	Sneed y Folk (1958)
Índice disco-bastón	$\frac{A - B}{A - C}$	Sneed y Folk (1958)
Índice de aplanamiento	$\frac{C}{A}$	Sneed y Folk (1958)
Diámetro nominal	$\sqrt[3]{ABC}$	Williams (1965)
Factor de forma de Janke	$\frac{C}{\sqrt{\frac{A^2 + B^2 + C^2}{3}}}$	Janke (1966)
Índice "Oblate-Prolate"	$\frac{10 \left(\frac{A - B}{A - C} - 0,5\right)}{\frac{C}{A}}$	Dobkins y Folk (1970)
Índice de aplanamiento	$\frac{A - B + C}{A}$	Hockey (1970)
Índice de aplanamiento	$\frac{B - C}{A}$	Illenberger (1991)

Tabla 1.3: Principales índices de forma propuestas en la bibliografía. A: eje mayor, B: eje medio, C: eje menor.

La esfericidad, circularidad y redondez se han usado indistintamente como términos para describir el mismo concepto usado para intentar caracterizar la morfología externa de una partícula (Cox, 1927; Wadell, 1933; Blott y Pye, 2008). Como se ha comentado antes, la mayoría de los autores han optado por una aproximación al problema en dos dimensiones, esto hace que sea poco adecuado usar el término esfericidad, que tiene connotaciones tridimensionales, a favor de la circularidad. Este concepto engloba un conjunto de índices o parámetros donde se compara la morfología externa con una morfología regular conocida, como un círculo o esfera, para cuantificar la morfología (Cox, 1927; Pentland, 1927; Wadell, 1933; Kuo y Freeman, 2000; Lira y Pina, 2009). En este tipo de parámetros, un valor extremo es la forma regular y el otro valor

extremo o bien no existe o representa una morfología excéntrica que usualmente no aparece en la naturaleza. La circularidad se ha usado extensamente en el campo de la sedimentología para describir la morfología de partículas de arenas y gravas (Pentland, 1927; Tickell, 1931; Wadell, 1933; Riley, 1941). Se han usado varios índices para cuantificar la circularidad, los más importantes se encuentran recogidos en la Tabla 1.4.

Índice	Fórmula	Autor/es
Redondez	$\frac{4A}{\pi(D)^2}$	Pentland (1927)
Redondez	$\frac{4\pi A}{p^2}$	Cox (1927)
Redondez	$\frac{4A}{\pi(Dc)^2}$	Tickell (1931)
Grado de circularidad	$\frac{Pa}{p}$	Wadell (1933)
Proyección esférica	$\frac{Da}{Dc}$	Wadell (1935)
Esfericidad del círculo inscrito	$\sqrt{\frac{Di}{Dc}}$	Riley (1941)

Tabla 1.4: Principales índices de circularidad propuestas en la bibliografía. A: área de la partícula, D: diámetro mayor de la partícula, Da: diámetro del círculo del mismo área que la partícula, Dc: diámetro del círculo circunscrito menor, Di: diámetro del círculo inscrito mayor, Pa: perímetro del círculo de mismo área que la partícula, p: perímetro de la partícula.

En ocasiones se ha usado el término de redondez para definir algún índice de circularidad, como por ejemplo el destacable caso de Cox (1927) y Pentland (1927), pioneros en el estudio de la cuantificación de la circularidad, que ambos nombraron a su índice como redondez. Este uso del término redondez para definir índices de circularidad se entiende en el sentido que una partícula muy circular, es también una partícula muy redondeada. Sin embargo, una partícula muy redondeada no tiene porqué ser una partícula muy circular; una elipse alargada sería una partícula extremadamente redondeada pero con bajos valores de circularidad. Esto es debido a que la circularidad de una partícula en realidad depende de la forma de la misma, es decir, la circularidad se puede considerar como una expresión conjunta de la redondez y la forma (Suzuki et al., 2015).

La redondez (roundness) hace referencia a la rugosidad que se observa en los bordes y esquinas de la partícula. Para poder cuantificar esta rugosidad se han usado diferentes índices que miden el radio de curvatura de las esquinas de la partícula sedimentaria (Tabla 1.5). Al igual que la circularidad, este parámetro ha recibido varios nombres diferentes, pero el término más usado y seguramente el más adecuado sea redondez (Blott y Pye, 2008). La redondez de una partícula

depende del radio de curvatura de las esquinas de esa partícula (Wentworth, 1919), así los diferentes índices que se han usado parten de este concepto para intentar cuantificar la redondez midiendo o bien la esquina más aguda o bien todas las esquinas de la partícula. En general, el uso de estos índices de redondez son tediosos para su aplicación en grandes poblaciones de partículas, incluso actualmente con el uso de la informática sigue habiendo problemas debido a que el software aún no es capaz de identificar correctamente la esquinas de una partícula y medirlas (Blott y Pye, 2008). Estos problemas ha hecho que la mayoría de los investigadores hayan optado por usar tablas visuales donde se pueden comparar fácilmente la redondez y esfericidad de las partículas (Russell y Taylor, 1937; Powers, 1953; Krumbein y Sloss, 1955).

Índice	Fórmula	Autor/es
Redondez	$\frac{Dx}{Lx}$	Wentworth (1919)
Redondez	$\frac{Dx}{(A + B)/2}$	Wentworth (1922)
Redondez	$\frac{\sum \left(\frac{De}{Di}\right)}{n}$	Wadell (1932)
Redondez	$\frac{n}{\sum \left(\frac{Di}{De}\right)}$	Wadell (1932)
Redondez	$\frac{Dx}{B}$	Kuenen (1956)
Redondez	$\frac{Dx}{Di}$	Dobkins y Folk (1970)

Tabla 1.5: Principales índices de redondez propuestas en la bibliografía. A: eje mayor, B: eje medio, De: diámetro del círculo inscrito en cualquier esquina, Di: diámetro del círculo inscrito mayor, Dx: diámetro del círculo inscrito en la esquina más aguda, Lx: longitud de la partícula pasando por la esquina más aguda.

La convexidad (convexity) es otro parámetro que mide la rugosidad de las partículas aunque desde un punto diferente a la redondez. La convexidad compara una partícula con su envolvente mínima convexa, es decir, con una forma hipotética donde se han eliminado todas las concavidades de la partícula. Aunque puede tener relación con la redondez (al igual que esta la tiene con la circularidad) son conceptos diferentes, un rectángulo tendría el valor máximo de convexidad mientras que su valor de redondez sería muy bajo. Su uso en la bibliografía es mucho más limitado que los anteriores conceptos, aunque aparecen términos similares como la irregularidad (*irregularity*) (Blott y Pye, 2008) o la estructura superficial (*surface structure*) (Sochan et al., 2015). Su aplicación a problemas sedimentológicos es aún más escaso (Kuo y Freeman, 2000; Cox y Budhu, 2008; Polo-Díaz et al., 2016).



2

CONTEXTO GEOLÓGICO

La Sierra de Atapuerca es el relieve más noroccidental de la Cordillera Ibérica y su geología se compone de materiales mesozoicos, principalmente de calizas y dolomías del Cretácico, sobre los que se apoyan materiales terciarios erosionados por la actuación de los valles fluviales durante el Pleistoceno y el Holoceno (Olivé et al., 1990; Pineda, 1997; Benito-Calvo, 2004; Vera, 2004). Al norte, los materiales terciarios de la Cuenca del Duero delimitan con la Sierra Cantábrica y hacia el sureste con el resto del Sistema Ibérico.

La Cordillera Ibérica es un relieve de materiales mesozoicos y paleozoicos que afloran en el nordeste de la Península Ibérica. Presenta una dirección predominante noroeste-sureste, extendiéndose desde el Golfo de Valencia hasta el Corredor de la Bureba, siendo la Sierra de Atapuerca su último relieve (Meléndez, 2004). Esta cordillera se encuentra dividida en dos ramas más o menos paralelas por la cuenca terciaria de Almazán. La Rama Aragonesa se sitúa más al norte y engloba el Maestrazgo, la Sierra del Moncayo, la Sierra de Cameros y la Sierra de la Demanda. La Rama Castellana, situada al sur de la cordillera y con menos relieve, está formada por la Serranía de Cuenca, los Montes Universales y la Sierra de Altomira (Vera, 2004).

Los sedimentos que forman la Cordillera Ibérica se depositaron durante el Mesozoico en una cuenca formada en una fase extensional o de graben, que se inició en el Triásico a partir del reactivamiento de fallas de la orogenia Hercínica. De este modo, la Cordillera Ibérica funcionó como un aulacógeno (Álvaro et al., 1979). Durante el mesozoico, la Cuenca Ibérica se comportó como una gran plataforma continental, donde se sucedieron varios ciclos transgresivos-regresivos, acumulándose en algunas zonas más de 9000 metros de sedimentos. Durante el Oligoceno-Mioceno superior se produce la orogenia Alpina que provocó el cabalgamiento de la corteza a favor de las fracturas variscas y las facies Keuper, aflorando los materiales mesozoicos y paleozoicos (Álvaro et al., 1979).

En general, la Cordillera Ibérica responde a una tectónica de “piel fina” (Meléndez, 2004) donde el zócalo ha respondido de manera frágil al esfuerzo de compresión alpina, provocando imbricaciones de grandes fragmentos de corteza a favor de las fracturas variscas (Vera, 2004).

2.1 Geología de la Sierra de Atapuerca

La geología de la Sierra de Atapuerca se encuentra recogida en la hoja nº 200 y 201 del mapa geológico de España 1:50,000 (Olivé et al., 1990; Pineda, 1997). Estos autores definen la estructura de la Sierra de Atapuerca como un anticlinal tumbado, formado durante la orogenia Alpina, cuya charnela tiene una dirección NNO-SSE y vergencia NE. En su terminación NO la Sierra presenta un giro adoptando direcciones ONO-ESE y O-E, aflorando en esta zona los materiales más antiguos de la Sierra a favor de fallas y cabalgamientos de dirección ONO-ESE, ENE-OSO y NNO-SSE.

Según su relieve, la Sierra de Atapuerca se divide en dos sectores por el valle de la Hoyada, denominándose la zona norte como Matagrande y la zona sur como el alto de San Vicente (Benito-Calvo, 2004). Sobre esta última se emplazan los yacimientos arqueológicos, principalmente en su ladera oeste.

La litología de la Sierra de Atapuerca se compone de tres grandes secuencias: mesozoica, terciaria y cuaternaria.

2.1.1 Secuencia mesozoica

La Sierra de Atapuerca está formada principalmente por depósitos mesozoicos, entre los que destacan los materiales cretácicos. La sucesión más completa aflora al norte por la acción de fallas normales. Según Pineda (1997) y Olivé et al., (1990) en la base de la sucesión se encuentran las facies triásicas Keuper que sirven de nivel de despegue para la formación de estas fallas. No obstante, en cartografía posteriores no se llegan a observar dichas facies (Benito-Calvo y Pérez-González, 2015). Sobre las arcillas rojas de colores abigarrados con evaporitas se apoyan concordantemente dolomías y calizas dolomíticas del Rhaetiense-Hettangiense. Estas son una formación de 100 m de espesor de dolomías oquerosas y calizas dolomíticas estratificadas en capas decimétricas de color amarillento o rojizo y se interpreta como una secuencia típica de llanura costera salina supramareal, suponiendo una profundización con respecto a la unidad anterior (Pineda, 1997). En el contacto con la unidad suprayacente se encuentran concentraciones de óxidos de hierro que se han relacionado con superficies de karstificación.

Sobre la anterior unidad se apoya discordante el Cretácico con la Formación Capas de Utrillas de edad Albiense (Olivé et al., 1990). Esta unidad detrítica consiste en arenas blancas, gravas y arcillas rojas, con cementaciones ferruginosas observables en algunas zonas de la Sierra. Debido a su poca competencia, el espesor de estas facies varía entre 125 y 200 m (Pineda, 1997).

La secuencia sedimentaria mesozoica continúa con tres unidades del Cretácico Superior. La primera es una unidad del Cenomaniense de calcarenitas, margas y calizas margosas con intercalaciones de niveles bioclásticos calcareníticos y nodulosos (Olivé et al., 1990). Esta unidad se dispone de manera transicional con respecto a la anterior y tiene una potencia de 25 m. En algunas zonas se observan laminaciones algales, bioturbación y superficies ferruginosas. La unidad se ha interpretado como depósitos someros correspondientes a llanuras mareales con pequeños canales de restos bioclásticos donde a techo aumenta el carácter marino de la unidad (Pineda, 1997). La segunda unidad se deposita concordantemente y consiste en calizas nodulosas, calizas arcillosas y margas de edad Turoniense inferior (Olivé et al., 1990). Tiene una potencia entre 35 y 40 m. Se formó en un ambiente de plataforma abierta, marcando el máximo transgresivo de la serie (Pineda, 1997). La última unidad mesozoica se dispone concordantemente sobre la anterior, son calizas y dolomías grises del Turoniense medio-Santoniense inferior que afloran en la mayor parte de la superficie de la Sierra de Atapuerca (Olivé et al., 1990). En esta unidad se ha formado el sistema kárstico que dio origen a los yacimientos de la Sierra de Atapuerca. Tiene un espesor entre 45 y 70 m, el techo de cada secuencia se suele marcar por una superficie ferruginosa bioturbada. Su formación está relacionado con la migración de barras bioclásticas, en condiciones de alta energía (Pineda, 1997).

2.1.2 Secuencia Terciaria

La secuencia terciaria de la Sierra de Atapuerca se deposita sobre las calizas cretácicas y se caracteriza por los depósitos de relleno de la Cuenca del Duero. Esta cuenca es una depresión endorreica que se empezó a formar a finales del Cretácico o principios del Paleoceno debido a los movimientos compresivos de la orogenia Alpina. A finales del Neógeno la cuenca sedimentaria se abrió al océano Atlántico cambiando su régimen hídrico. La Sierra de Atapuerca se encuentra en el borde noreste de esta cuenca sedimentaria.

Los primeros depósitos terciarios de la Sierra de Atapuerca son unos conglomerados calcáreos depositados al final del Oligoceno y el Mioceno inferior (Pineda, 1997). Se constituyen por conglomerados, areniscas arcillas y margas con colores rojizos a muro que cambian progresivamente a tonalidades blancas hacia techo. Los conglomerados están formados por cantos calcáreos sub-angulosos y sub-redondeados de 10 a 20 cm de eje mayor (Pineda, 1997). Se observa una discordancia progresiva en la base de este nivel que junto a la erosión observada en su techo hace imposible conocer la potencia de la sedimentación.

Las siguientes facies son las Facies Dueñas y Facies Villatoro, las cuales son sedimentos lacustres y evaporíticos depositados durante el mioceno inferior que se apoyan discordantemente sobre la secuencia mesozoica y los conglomerados del Oligoceno final – Mioceno inferior. La facies Dueñas consiste en 40 m de espesor máximo de arcillas margosas verdosas que se alternan con

niveles de calizas micritas blancas, ricos en ostrácodos y más comunes hacia techo (Pineda, 1997). La facies Villatoro representa un cambio lateral de las facies Dueñas y son 45 m de espesor máximo de sedimentos lacustres de aspecto varvado formados por arcillas, margas y gypsarenitas. Esta facies se encuentra estratificada en niveles milimétricos y centimétricos donde se alternan colores grisáceos-negruzcos y blanquecinos-amarillentos (Pineda, 1997).

La segunda fase de depósito terciario se compone de sedimentos detríticos y calizas del mioceno medio. De esta fase son las facies de Santa María del Campo, Tierra de Campos y Pedraja. La facies de Santa María del Campo está formada por niveles arenosos de gravas medio-finos, arcillas y limos rojos intercalados con paleocanales de conglomerados con cantos de cuarzo y cuarcita. Aunque en otros sitios se observa un espesor entre 25 a 40 m, cerca de la Sierra de Atapuerca estas facies se reducen a unos pocos metros de espesor (Pineda, 1997; Benito-Calvo, 2004) y se interpretan como sedimentos fluviales de media a baja energía. La facies Tierra de Campos son 40 m de potencia máxima de arcillas y limos ocreos con intercalaciones de calizas limolíticas arenosas y canales de gravas y arenas (Pineda, 1997). Las facies Pedraja son limos, arcillas rojas y gravas silíceas que tienen su origen en la erosión de la Sierra de la Demanda, con una potencia de 150-200 m (Olivé et al., 1990).

En el Mioceno superior vuelve a cambiar la dinámica sedimentaria hacia un medio lacustre que originan las facies Páramo inferior y Páramo superior. La facies Páramo inferior es una alternancia de calizas, calizas margosas y margas con importantes variaciones laterales que junto con la erosión de su techo hace difícil determinar su espesor, observado entre 4 y 17 m. Las calizas son de color gris y se relacionan con ambientes palustres-lacustres (Benito-Calvo, 2004). El régimen freático que originarían estas calizas se han relacionado con la formación del endokarst de Atapuerca (Zazo et al., 1987). La facies Páramo superior se componen de arcillas rojas con arenas y gravas fluviales, que posteriormente evolucionan a unas llanuras aluviales y zonas de aguas tranquilas, finalizando a techo en calizas muy arenosas e intraclásticas con pellets (Benito-Calvo, 2004).

Durante el Plioceno no se produjo depósitos sedimentarios en la región.

2.1.3 Secuencia Cuaternaria

En el Cuaternario la Cuenca del Duero se había abierto al Océano Atlántico dejando de ser una cuenca endorreica y empezando la erosión y el vaciado de sus materiales. Dentro de este contexto geológico, la sedimentación resultante es muy diferente al Terciario. La secuencia cuaternaria de la Sierra de Atapuerca se compone de terrazas fluviales, conos aluviales, deslizamientos de laderas, glaciares y rellenos kársticos.

2.2 Geomorfología

La geomorfología de la Sierra de Atapuerca está bien entendida y estudiada a raíz de diferentes trabajos (Zazo et al., 1987; Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007; Benito-Calvo et al., 2008; Benito-Calvo y Pérez-González, 2015; Benito-Calvo et al., 2017). Desde el punto de vista geomorfológico, el relieve de la Sierra de Atapuerca se moldeó primero en condiciones de drenaje interno que generaron un relieve escalonado, formado por aplanamientos neógenos y, posteriormente durante la fase exorreica de la Cuenca del Duero, por un sistema de terrazas fluviales cuaternarias.

2.2.1 Fase endorreica (Neógeno)

La evolución del paisaje durante esta época se produce por los eventos de erosión y levantamiento tectónico de la Sierra de Atapuerca. Se han identificado cuatro superficies de erosión en la Sierra de Atapuerca, tres de ellas en régimen endorreico (Benito-Calvo 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007, 2015).

La primera superficie de erosión (SE1) se sitúa a 1084-1060 m s.n.m. y representa la superficie más antigua, datada entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior. Esta superficie de erosión forma la cúspide plana de la Sierra de Atapuerca y consiste en una superficie rocosa con morfologías exokársticas en la superficie como dolinas, lapiares y fracturas rellenas de un depósito discontinuo y delgado de *terra rossa*. En la Cuenca del Duero, esta superficie de erosión corta diferentes litologías de diferentes edades, desde el Paleozoico hasta el Cretácico superior. SE1 está relacionada con un episodio tectónico y con el depósito de sedimentos sinorogénicos de conglomerados y arcillas (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007). Además, la relación de micromamíferos descrita durante el periodo de formación de esta superficie señala que se formó bajo un clima relativamente cálido y húmedo, yendo hacia un clima más frío al final de su formación (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007).

La segunda superficie de erosión (SE2) es el mayor aplanamiento del sector Noreste de la Cuenca del Duero (102 km²), cortando litologías desde el Paleozoico hasta el Mioceno inferior, aunque tiene poca representación en la Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2015). Se sitúa a una altitud de 1065-1050 m s.n.m. y se desarrolló en un periodo de aridez. Esta superficie se correlaciona con sedimentos aluviales datados en el Astaraciense que se observan deformados en la ladera oeste de la Sierra de Atapuerca. Tras el evento tectónico que produjo esta deformación se formó un ambiente lacustre alrededor de la Sierra durante el Mioceno superior y se empezó a depositar las calizas y margas que forman los sedimentos de las facies Páramo inferior sobre esta superficie. A partir de estos datos, se puede sugerir que la SE2 se formó durante un episodio tectónico que ocurrió en

el Mioceno medio (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), relacionado con los episodios de deformación descritos en la cordillera ibérica y vasco-cantábrica de la fase Guadarrama del Sistema Central (Capote, 2002).

La tercera superficie de erosión (SE3) se encuentra a 1030-1035 metros de altitud, aparece en el norte de la Sierra de Atapuerca y ocupa una superficie total de 23 km². Esta superficie está formada por pequeños planos y superficies que seccionan a la SE2. Su formación se ha relacionado con un clima árido. Los sedimentos más jóvenes que erosionan SE3 están datados en el Mioceno medio, lo que permite relacionar esta superficie con la actividad extensional registrada en el Mioceno superior (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007).

2.2.2 Fase exorreica (Cuaternario)

La apertura de la Cuenca del Duero al océano Atlántico cambió el régimen hidrológico de la cuenca a un medio exorreico. A partir de este cambio, en la cuenca predominó la erosión y la incisión fluvial sobre la sedimentación. Durante el Cuaternario se produjo la incisión de la red fluvial alrededor de la Sierra de Atapuerca, la erosión de las superficies de erosión del Terciario y se formaron las terrazas fluviales de estos ríos.

Al inicio de la apertura de la Cuenca del Duero al Atlántico, se formó una cuarta superficie de erosión (SE4) situado entre 1011 y 1036 m s.n.m. que afectó a las calizas cretácicas de la Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo y Pérez-González, 2015). Posteriormente a esta superficie, se inició la incisión fluvial que caracteriza la fase exorreica.

Los principales valles alrededor de la Sierra de Atapuerca están formados por el río Arlanzón y por sus principales afluentes: río Vena, río Pico y río Cueva. El río Arlanzón discurre por el sur de la Sierra de Atapuerca con una dirección E-O debido seguramente a una falla (Benito-Calvo, 2004). Este valle tiene una morfología transversal asimétrica caracterizada por un escarpe de erosión en su margen sur y por terrazas escalonadas altas, medias y bajas, en su margen norte (Benito-Calvo y Pérez-González, 2015).

En el valle del río Arlanzón se han identificado 14 terrazas fluviales además de la actual llanura de inundación (Benito-Calvo, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2015). La cronología de estas terrazas van desde el Pleistoceno inferior para las terrazas superiores, T1 (+92-97 m) hasta la T4 (+60-65 m); Pleistoceno medio desde la terraza T5 (+50-58 m) hasta la T11 (+12-14 m); Pleistoceno superior para las terrazas T12 (+8-10 m) y T13 (+5 m), y por último posiblemente una edad Holocena para la terraza T14 (+2-3 m) (Arnold et al., 2013; Moreno et al., 2012).

El desarrollo de estas terrazas empieza con una llanura aluvial que se depositó sobre las superficies de erosión del Neógeno y que se ha relacionado con los ríos Vena y Arlanzón (Benito-Calvo et al., 2008). Al final del Pleistoceno inferior se empieza a formar el valle del río Pico que se relaciona con las surgencias del sistema kárstico de Torcas (Ortega et al., 2013a). La incisión de la red fluvial estuvo supeditada a los descensos del nivel de base, las cuales controlaron la formación de los niveles kársticos de la Sierra de Atapuerca en el sector de San Vicente (Ortega et al., 2013a).

Las variaciones del nivel de base también influenciaron en el relleno de los yacimientos arqueológicos de Trinchera. El descenso del nivel de base que se produce durante la incisión fluvial entre las terrazas T3 (+70-78 m) y T4 (+60-65 m) se ha relacionado también con una fase de erosión de la ladera de la Sierra de Atapuerca que seguramente produjo la apertura de las cuevas situadas en Trinchera (Gran Dolina, Galería, Sima del Elefante) (Benito-Calvo et al., 2017). La incisión y formación de los valles de Propiedad y Cueva Mayor durante el Pleistoceno inferior y medio se relaciona con la entrada de sedimentos fluviales dentro de las cavidades. La parte superior de la secuencia de relleno de estos dos valles se ha correlacionado con los sedimentos terciarios retrabajados de las unidades TE15-TE17 de la Sima del Elefante (Rosas et al., 2006) y en las facies fluviales de TD6, los sedimentos de Cíclopes y el desarrollo de la terraza T4 (+60-65 m) (Benito-Calvo et al., 2017).

2.3 El Karst

El karst de la Sierra de Atapuerca se encuentra en la ladera oeste del sector sur, en la zona denominada San Vicente, constituyendo uno de los conjuntos de cuevas más importantes de la Cuenca del Duero (Martín-Merino et al., 1981). Este sistema de conductos se puede considerar un paleokarst ya que las galerías se encuentran en la zona vadosa del sistema hídrico y varias entradas del endokarst se encuentran colmatadas por sedimentos del exterior. El buen desarrollo endokárstico de este sistema contrasta con el pobre desarrollo exokárstico que se aprecia en la superficie de la Sierra (Ortega et al., 2013a; Benito-Calvo, 2004).

Se pueden diferenciar dos conjuntos kársticos en la Sierra de Atapuerca. El sistema Cueva Ciega-Cueva Paredeja se encuentra al este de San Vicente y está formado por pequeñas cavidades muy superficiales pertenecientes al mismo nivel sub-horizontal a 1055 m s.n.m. (Ortega et al., 2013a). Es el nivel kárstico más alto de la Sierra de Atapuerca y su formación se relaciona con un nivel de base ligeramente inferior a la superficie de erosión SE2 (Ortega, 2009).

En el sector occidental de San Vicente se desarrolla un sistema de galerías multinivel conocido como el sistema Torcas. A este sistema endokárstico pertenece los yacimientos de Atapuerca, incluyendo el yacimiento de Gran Dolina (Fig. 2.1).

El endokarst de Torcas se compone de tres niveles sub-horizontales principales dispuestos paralelos a la pendiente de la Sierra de Atapuerca y un cuarto nivel secundario poco desarrollado. Estos niveles van migrando hacia el oeste y disminuyendo de tamaño según bajamos de nivel, debido seguramente a la evolución lateral de los valles fluviales adyacentes a la Sierra (Benito-Calvo, 2004). Actualmente se conocen 4,7 km de galerías y se han descrito cerca de cincuenta cavidades colmatadas de sedimentos (Ortega et al., 2013a). Las galerías muestran morfologías freáticas con significativas incisiones vadosas en los sectores finales conectando los diferentes niveles entre sí. Cada una de ellas se compone de pasajes sub-horizontales con un patrón en zigzag debido al control estructural de la roca (Ortega et al., 2013a). En la actualidad se puede entrar al complejo endokárstico por dos entradas, una situada en Cueva Mayor y otra que da acceso a la Cueva del Silo, pero se han llegado a identificar hasta siete antiguas entradas que fueron selladas por sedimentos externos depositados durante el Pleistoceno, a excepción de la entrada a la Galería del Sílex cuya colmatación tuvo que producirse durante el Holoceno (Ortega, 2009).



Fig. 2.1: Sistema endokárstico de Torcas con el nombre de las principales galerías y cavidades. Modificado a partir de Ortega et al., 2013.

El sistema de Torcas se desarrolló en la secuencia de calizas y dolomías del Cretácico superior con un espesor de 40-70 m de edad Turoniense-Santoniense, cerca del contacto de estos materiales con los sedimentos neógenos. La formación endokárstica se relaciona con periodos de estabilidad del nivel freático regional supeditados a la evolución de la cuenca hidrográfica del río Arlanzón. Estos niveles se encuentran actualmente a +84 m (T2), +74 m (T3), +63 m (T4) y +52 m (T5) sobre el actual cauce del río Arlanzón (Benito-Calvo y Pérez-González, 2015).

El nivel superior del karst de la Sierra de Atapuerca se formó seguramente durante el periodo de estabilidad indicado por la altura máxima de las facies de Páramo inferior, la superficie de erosión SE4 y la posición de la terraza T2 del río Arlanzón (Ortega et al., 2013a). Estos tres indicadores señalan un cierto tiempo de estabilidad en la cuenca hidrográfica que favorecería la formación de este primer nivel del karst y la formación de conductos bien desarrollados. La cronología conocida de estos indicadores de estabilidad sugiere una formación del nivel superior en la transición Plioceno-Pleistoceno (SE4) o al inicio del Pleistoceno inferior (T2) (hace 2,58 Ma) (Ortega et al., 2013a).

La formación del nivel intermedio se ha relacionado con el periodo de estabilidad asociado a la terraza T3 (+70-78 m) del río Arlanzón (Ortega et al., 2013a). Esta terraza está datada en $1,14 \pm 0,13$ Ma (Moreno et al., 2012) asignándola a una edad del Pleistoceno inferior como también señalaban los datos geomorfológicos (Benito-Calvo, 2004).

El cambio del nivel freático indicado por la transición entre las terrazas T3 (+70-78 m) y T4 (+60-67 m) produciría el abandono de las aguas del nivel intermedio y la incisión vadosa del mismo. Este cambio también produciría la erosión del techo de las cuevas, su colapso y apertura al exterior, posibilitando la entrada de sedimentos pleistocenos (Ortega et al., 2013a).

El nivel inferior del karst de la Sierra de Atapuerca se correlaciona con las terrazas fluviales T5 (+50-54 m) y T6 (+44-46 m) del río Arlanzón (Benito-Calvo et al., 2008; Ortega et al., 2013a), con una datación de $0,7 \pm 0,1$ Ma, $0,7 \pm 0,07$ Ma y $0,6 \pm 0,11$ Ma (Moreno et al., 2012). El momento de estabilidad marcado por estas terrazas permitiría la formación de este nivel kárstico. Mientras que el cuarto nivel secundario del karst se relaciona con la terraza T7 (+38-40 m) (Ortega et al., 2013a). Finalmente a partir de la terraza T8 (+26-35 m) del río Arlanzón, datada en $0,4 \pm 0,09$ Ma y $0,37 \pm 0,07$ Ma (Moreno et al., 2012), el sistema kárstico se queda aislado del sistema freático, finalizando la formación de cavidades.

2.3.1 Nivel Superior

El nivel superior son más de 600 m de longitud de galerías de unos 10 m de anchura y 15 m de altura cuyos techos se encuentran a una altitud de 1015 – 1022 m s.n.m. aproximadamente. La sección de las galerías muestra geometrías freáticas y vadosas. En la parte freática se encuentran techos arqueados y chimeneas ascendentes de disolución que llegan hasta los 1030 m s.n.m., mientras que las morfologías vadosas contienen conductos verticales en los sectores terminales que llegan hasta el nivel intermedio formando secciones con forma de ojo de cerradura (Ortega et al., 2013a).

El nivel está compuesto por la Galería del Sílex, El Portalón, Salón del coro y Galería de las Estatuas (Fig. 2.1). La Galería del Sílex y El Portalón forman un mismo tramo en zigzag condicionado por las fracturas de la caliza de dirección N-S y E-O. El Salón del Coro y la Galería de las Estatuas forman otro tramo con dirección NNO-SSE, controlada por los planos de estratificación. El Salón del Coro es además la cavidad más grande de todo el sistema kárstico de Torcas, uniendo los tres niveles kársticos.

En el nivel superior se observan importantes procesos erosivos que arrastraron los sedimentos anteriormente depositados, como el descrito en Galería del Sílex de hasta 20 m de potencia (Ortega, 2009). Los sedimentos que se han preservado de la erosión se componen en su mayoría de materiales arcillosos, estando ausentes los depósitos fluviales. La ausencia de sedimentos con una granulometría mayor indica la falta de un flujo hídrico del exterior que hubiera arrastrado gravas y arenas al interior, y por tanto la no presencia de sumideros. Tras la bajada del nivel freático se inicia un proceso acusado de espeleogénesis, con especial desarrollo en la Galería del Sílex.

2.3.2 Nivel Intermedio

El nivel intermedio consiste en, por un lado, una zona subterránea formada por Sala de los Cíclopes, Galería del Silo y Galería Baja, y por otro lado, en una zona visible en la Trinchera del ferrocarril formada por los yacimientos de Sima del Elefante, Complejo Galería-Tres simas y Gran Dolina (Fig. 2.1).

La zona subterránea conocida consiste en un recorrido sinuoso de 500 m de longitud, entre 2 a 4 m de altura y de 6 a 12 m de anchura. El techo de este nivel se sitúa a unas cotas entre 1000 y 1005 m s.n.m., con chimeneas ascendentes que llegan hasta 1008 m s.n.m. Las galerías del nivel intermedio son significativamente más pequeñas que las del nivel superior, encontrándose las morfologías vadosas en las zonas más distales del nivel. El carácter superficial de este nivel ha permitido la formación de espeleotemas, frecuentemente erosionados por reactivaciones del karst.

El agua subterránea se infiltraría en el sistema por la Sala de los Cíclopes, a partir de fallas que ponen en contacto las dolomías y calizas del Cretácico con las margas terciarias. A partir de allí, el flujo continuaría por la Galería del Silo y la Galería Baja hasta descargar en el valle de la Propiedad y el valle de Valhondo (Ortega et al., 2013a).

Posteriormente, con la bajada del nivel freático indicado por la incisión del valle del río Arlanzón entre las terrazas T3 (+70-78 m) y T4 (+60-67 m) se produjo la incisión vadosa de este nivel y la apertura del sistema al exterior, permitiendo la entrada de material aluvial y coluvial al interior de las cavidades y el acceso de animales y homínidos desde el Pleistoceno Inferior (Moreno et al., 2015; Parés et al., 2016). De esta manera, las cavidades situadas en la Trinchera se llegaron a colmar de sedimentos alóctonos, dando lugar a los actuales yacimientos arqueológicos.

A lo largo de la Galería del Silo y Galería Baja se encuentran un gran número de silos excavados durante edad prehistórica, enumerándose 34 silos en Galería del Silo, y 40 silos en Galería Baja (Ortega et al., 2013b). Además de estas estructuras antrópicas, se encuentra industria lítica, carbones y hogares como evidencias de la presencia humana prolongada en las galerías (Ortega et al., 2013b). En cuanto a contenido fósil, aparte de otros animales, es común encontrar restos de osos, principalmente en Galería del Silo donde se encuentran articulados anatómicamente.

La Trinchera del ferrocarril excavada a finales del siglo XIX y principios del siglo XX seccionó varias galerías del nivel intermedio. De esta manera, se descubrieron tres importantes cavidades colmatadas de sedimentos que conservan un importante conjunto arqueológico y paleontológico. De sur a norte, estos rellenos son Sima del Elefante, Complejo Galería-Tres Simas y Gran Dolina.

La Sima del Elefante es una cavidad de 18 m de altura y 15 m de anchura con un techo freático y una incisión vadosa que llega a cotas del nivel inferior. Se encuentra colmatada de sedimentos que se han dividido en 16 unidades lito-estratigráficas (Rosas et al., 2001, 2006), nombradas como TE7 a TE21 (Trinchera Elefante) de base a techo (Fig. 2.2). A su vez, estas unidades se pueden agrupar en tres fases de relleno diferentes: la fase inferior, la fase intermedia y la fase superior. La fase inferior comprende las unidades entre TE7 y TE14 las cuales son sedimentos alóctonos depositados durante el Pleistoceno inferior como indica la edad obtenida por cosmogénicos para TE7 ($1,13 \pm 0,18$ Ma) y para TE9 ($1,22 \pm 0,16$ Ma) (Carbonell et al., 2008). Estos sedimentos muestran una marcada pendiente hacia el norte y se formaron por sucesivas entradas de sedimentos por gravedad. Sin embargo, su relación estratigráfica en algunos puntos es especialmente compleja debido al colapso del suelo que se produjo al final de esta fase, provocando deformaciones postdeposicionales y procesos de erosión y posterior relleno (Rosas et al., 2006). La fase intermedia se compone de las unidades comprendidas entre TE15 y TE19. Estas unidades son posteriores a la basculación y deformación de la fase inferior, depositándose sub-horizontales en la sección estratigráfica. En esta fase se observa más variedad de procesos sedimentarios con depósitos de flujos hídricos, flujos de gravedad y crecimientos espeleotémicos (Rosas et al., 2001) donde los aportes sedimentarios provienen tanto del norte como del sur de la sección estratigráfica. A partir de estas diferencias sedimentológicas, se pueden diferenciar dos sub-fases dentro de la fase intermedia. Una primera sub-fase formada por TE15, TE16 y TE17 de origen hídrico que litológicamente se compone de sedimentos arrastrados desde las margas terciarias y donde se observan varios niveles espeleotémicos, especialmente en TE17. Estas tres unidades no presentan microfósiles, sugiriendo que se formaron en un momento donde no habría ninguna entrada activa cercana en la cueva (Rosas et al., 2006). La segunda sub-fase se compone de TE18 y TE19. Estas unidades son bastantes complejas, mostrando entradas por gravedad, canales erosivos y cambios laterales de facies. TE18 es una unidad formada por sedimentos de gravedad y canales fluviales erosivos, apareciendo en el sur de la sección una concreción masiva. TE19 se formó por las sucesivas entradas de al menos cinco flujos de

debris. En la fase intermedia se ha descrito un cambio de polaridad paleomagnética atribuido al límite Brunhes-Matuyama entre las unidades TE16 y TE17 (Parés et al., 2006), Este cambio de polaridad está apoyado por las edades obtenidas con el método de termoluminiscencia que adjudica una fecha de $0,781 \pm 0,063$ Ma y $0,724 \pm 0,043$ Ma a TE17 y una fecha de $0,864 \pm 0,088$ Ma y $0,804 \pm 0,047$ Ma a la unidad TE16 (Arnold et al., 2015). De este modo, la fase intermedia se formó durante finales del Pleistoceno inferior y el inicio del Pleistoceno medio. La fase superior forman las unidades TE20 y TE21 que se corresponden con la colmatación de la cavidad durante el Pleistoceno superior. TE20 consiste en una unidad de bloques depositados por gravedad mientras que la unidad TE21 corresponde al nivel de *Terra Rossa* que colmata la antigua entrada de la Sima del Elefante (Rosas et al., 2001).

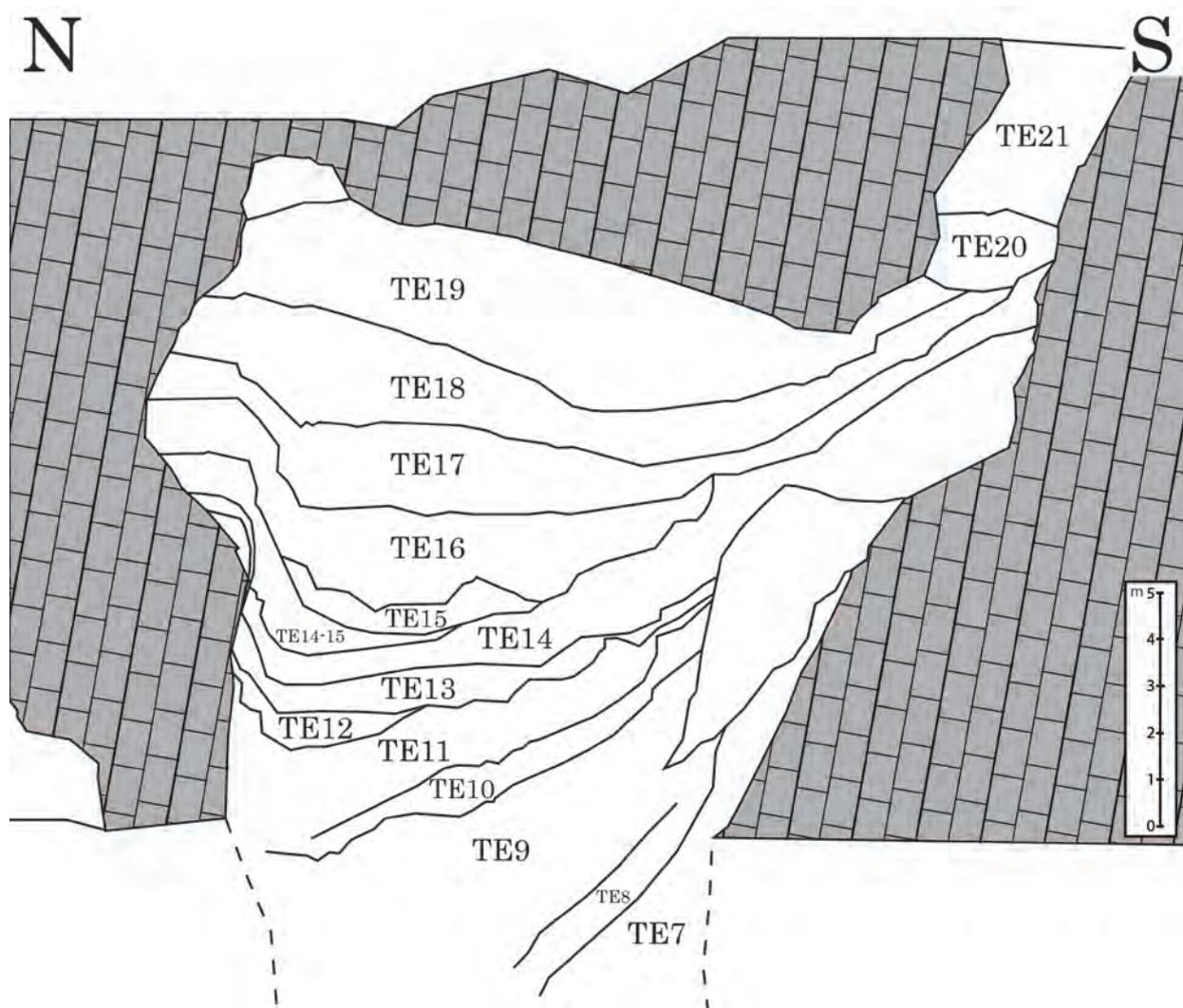


Fig. 2.2: Sección estratigráfica de la cueva de la Sima del Elefante tal como se aprecia en la Trinchera del ferrocarril. Modificado a partir de Huguet et al., (2017).

El registro arqueológico de la Sima del Elefante se encuentra principalmente en las unidades de la fase inferior y superior donde se han registrado más de 2500 fósiles de macrofauna y 25 restos de industria lítica. El hallazgo más importante de este yacimiento apareció en la unidad TE9 donde se encontró el fragmento de una mandíbula humana, descrita como *Homo sp.* (Carbonell et al., 2008; Martínón-Torres et al., 2011).

Siguiendo por la Trinchera del ferrocarril hacia el norte, tras pasar el valle de la Propiedad, se encuentra el Complejo Galería-Tres Simas. Este yacimiento arqueológico está formado por tres secciones, al norte se encuentra la Covacha de los Zarpazos, en el centro está una sección horizontal de morfología freática denominada Galería, y al sur, un conjunto de tres simas rellenas de sedimentos (Tres Simas). Las tres secciones están conectados entre sí y seccionadas por la Trinchera del ferrocarril. La zona de Galería se encontraba colmatada de sedimentos que se han dividido en 5 unidades lito-estratigráficas (GI – GV de base a muro) (Fig. 2.3) donde la unidad GI son sedimentos endokársticos y las unidades GII-GV están compuestos por sedimentos exokársticos (Pérez-González et al., 1995; Demuro et al., 2014). La unidad GI está constituido por niveles de arenas finas laminadas, limos y arcillas con colores que van desde el marrón amarillento claro al rojo. Su depósito es sub-horizontal aunque se aprecian multitud de deformaciones post-deposicionales y fallas por acomodación del sedimento, además de procesos erosivos y retrabajamiento de niveles de la propia unidad. Dentro de esta unidad se describió una inversión paleomagnética atribuido al límite Brunhes-Matuyama (Pérez-González et al., 2001) que separa la unidad en dos sub-unidades. En la sub-unidad superior se observan crecimientos espeleotémicos y pequeños niveles lenticulares de guano. Sobre esta unidad se apoya en discontinuidad angular las unidades alóctonas superiores. La unidad GII es el primer depósito alóctono de Galería con un espesor de 1 m a 2,5 m en la sección sur. Ha sido datado por varios métodos obteniendo cronologías entre $0,503 \pm 0,095$ Ma (Berger et al., 2008) y $0,231 \pm 0,02$ Ma (Demuro et al., 2014). Es una unidad heterogénea que se inicia con un nivel de bloques de caliza que indican el momento de apertura de la cueva al exterior. Sobre estos niveles se depositan capas de limos y arcillas sin clastos y posteriormente otros niveles blancos y negros de origen orgánicos. Varios de los clastos calizos de los niveles orgánicos se encuentran alterados en su superficie con precipitaciones de fosfatos (Demuro et al., 2014). La unidad GIII se caracteriza por su variación lateral de facies influenciada por las tres entradas activas durante su formación. Tiene una datación por termoluminiscencia de $0,244 \pm 0,016$ Ma y $0,26 \pm 0,02$ Ma (Demuro et al., 2014) y por ESR de entre 0,221 y 0,285 Ma (Faluères et al., 2013). Desde la entrada norte situada en la Covacha de los Zarpazos y la entrada sur situada en Tres Simas, entraron varios eventos de flujos de gravedad arrastrando clastos heterométricos. Mientras, en la parte central de esta unidad se depositó sucesivos niveles de gravillas homométricas indicando un flujo de agua. La unidad GIV presenta una litología similar a GIII, con niveles de gravillas en la zona central de Galería y depósitos de gravedad en sus extremos. Tiene una cronología por luminiscencia de $0,185 \pm 0,026$ Ma (Berger et al., 2008) y $0,255 \pm 0,021$ Ma (Demuro

et al., 2014). Por último, la unidad GV corresponde a los sedimentos depositados en la entrada vertical en la zona sur de Galería, las cual está formado por al menos seis flujos de gravedad de gravas con intercalaciones de niveles de limos y arcillas (Pérez-González et al., 1995). El relleno sedimentario del Complejo Galería-Tres Simas termina con un nivel edáfico de *terra rossa*.

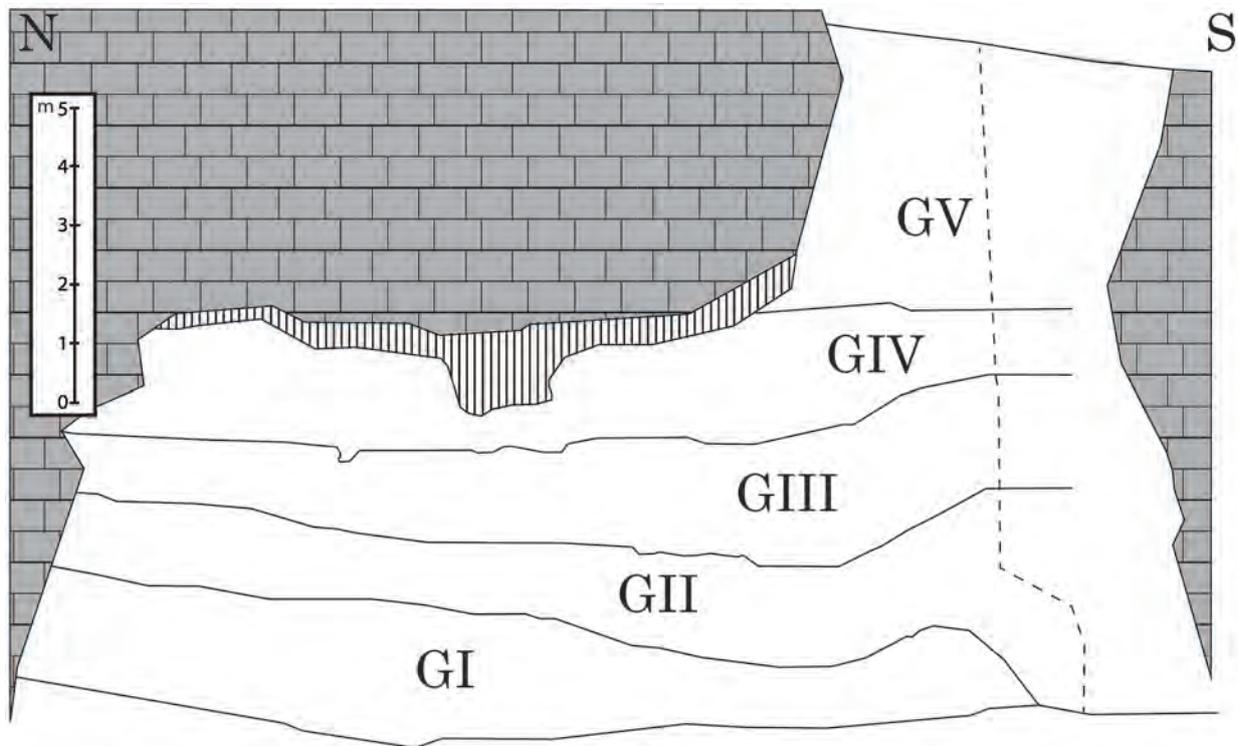


Fig. 2.3: Sección estratigráfica de Galería tal como se aprecia en el corte de la Trinchera del ferrocarril. Las líneas verticales indican un espeleotema. Modificado a partir de Demuro et al., (2014).

El registro arqueológico del Complejo Galería-Tres Simas se encuentra en los niveles GII y GIII. En ellos se ha recuperado sobre 12000 fósiles de mamíferos y unos 1800 útiles líticos aproximadamente (Ollé et al., 2013). Entre estos fósiles, se han hallado dos restos humanos atribuidos a *Homo sp. aff. heidelbergensis* (Arsuaga et al., 1999; Rosas y Bermúdez de Castro, 1999). La industria lítica encontrada se ha identificado como del modo tecnológico II (Ollé et al., 2013). El yacimiento se ha interpretado como una zona de aprovisionamiento de carcasas de grandes herbívoros que pudieron caer por la entrada vertical al sur de Galería (Ollé et al., 2005).

El tercer relleno sedimentario seccionado por la Trinchera del ferrocarril es Gran Dolina. Esta cavidad es un conducto de dirección ONO-ESE que se relaciona con el relleno sedimentario situado en la pared de enfrente de la trinchera del ferrocarril, denominado Penal (Ortega, 2009) (Fig. 2.1). Presenta una morfología vadosa con una sección en forma de herradura que llega a cotas del nivel inferior (Fig. 2.4). Aunque no se conoce directamente su continuación en el interior de la Sierra de Atapuerca, las prospecciones geofísicas indican que Gran Dolina

continúa en el interior por un conducto de dirección ESE de sección freática que se extiende en al menos 30 m de longitud (Bermejo et al., 2017). Este estudio también sugiere una posible relación entre Gran Dolina y el Complejo Galería-Tres Simas (Bermejo et al., 2017). Debido a que la estratigrafía y sedimentología de Gran Dolina es el objetivo de la presente tesis doctoral, serán descritas en detalle en el apartado de resultados.

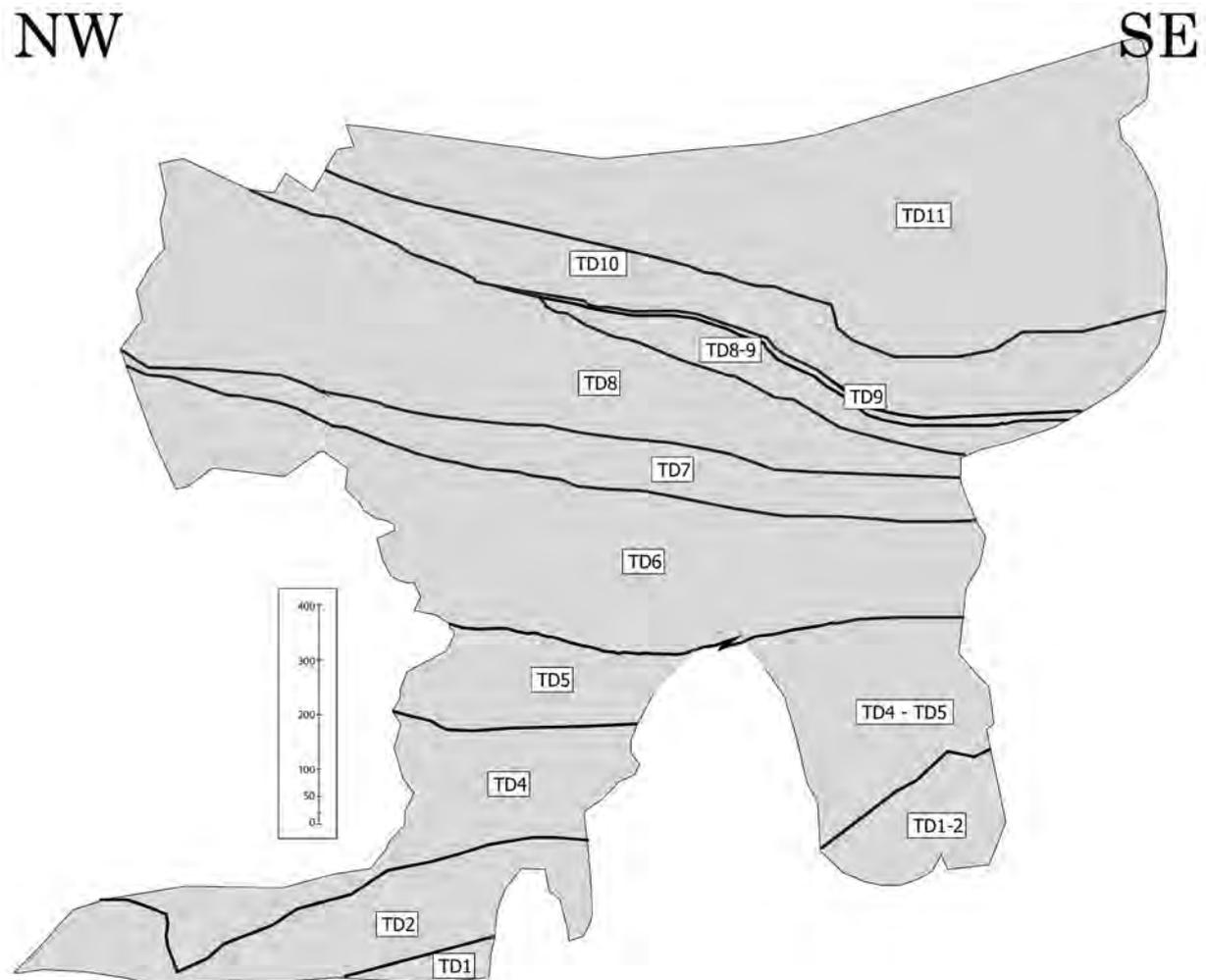


Fig. 2.4: Sección estratigráfica de la cueva de Gran Dolina tal como se aprecia en la Trinchera del ferrocarril. No aparece representada la excavación de TD1 y TD2 realizada a partir de 2013.

2.3.3 Nivel Inferior

El nivel inferior del sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca se encuentra más al oeste que el resto de niveles anteriores y está formado por Cueva del Silo, Cueva Peluda, Cueva del Compresor y Sala del Caos (Fig. 2.1). Estos conductos tienen una morfología freática y son más pequeñas que las cuevas de los otros niveles. La existencia de una treintena de chimeneas con signos de flujos ascendentes, sugieren que la formación de estos conductos fue debido al ascenso de aguas subterráneas (Ortega, 2009). El techo de este nivel se encuentra sobre los 990 m s.n.m. de altitud con chimeneas que llegan hasta los 994 m s.n.m. Las paleo-surgencias de este nivel se sitúan en el tramo final de Cueva Peluda y en la entrada de Cueva del Silo, la cual representa la última paleo-surgencia conocida del karst que drenaría hacía el valle del río Pico (Eraso et al., 1998).

El mayor desarrollo del nivel inferior del endokarst de Atapuerca se produce en la Cueva del Silo, un enrejado laberíntico que sigue las direcciones predominantes de la fracturación ESE-ONO y NNE-SSO. Esta cueva posee un relleno de material alóctono correspondiente a gravas y clastos de rocas metamórficas, mientras que los pasajes secundarios presentan arenas y limos (Ortega et al., 2013a).

En la parte sur del nivel se produce un último encajamiento del nivel freático que desarrolla un sub-nivel inferior. Pertenecen a este sub-nivel la base de la Sima de los Huesos y una parte de Cueva del Silo, que presentan sus bóvedas por debajo de 985 m s.n.m. y sus suelos entre 982 y 978 m s.n.m., con el punto más bajo de todo el karst representado en la Sima de la Cueva del Silo, con una altitud de 974 m s.n.m (Ortega, 2009).

La Sima de los Huesos es un conducto que aparece tras un pozo de 13 m de profundidad en la zona SE de la Sala de los Cíclopes. Consiste en una pequeña cámara de 18 m de longitud con una orientación E-O que se puede separar en tres segmentos: un primer segmento sub-horizontal, seguido de una rampa de unos 9 m con una inclinación de 30° que termina en un último segmento sub-horizontal. En el conducto aparecen huellas de corriente y chimeneas que denotan un flujo ascendente hacía el nivel intermedio. Este régimen hídrico formaría la cavidad y favorecería el vaciado de los sedimentos (Ortega, 2009).

La secuencia estratigráfica de la Sima de los huesos se ha dividido en 12 unidades lito-estratigráficas agrupadas en 5 unidades aloestratigráficas (Aranburu et al., 2017). Estas unidades se caracterizan por estar formados por sedimentos exokársticos, principalmente siliciclásticos, con un crecimiento espeleotémico a techo.

La primera unidad aloestratigráfica empieza con un nivel de margas terciarias removilizadas que se relaciona con el colapso del techo de caliza (Aranburu et al., 2017). Sobre las margas crece una colada espeleotémica de 10 cm de espesor datada en 0,856 +0,110/-0,065 Ma (Arsuaga et al., 2014).

La segunda unidad aloestratigráfica se deposita sobre un borde erosivo y se compone de una unidad de arenas y limos que llega a alcanzar 1,2 m de espesor. Un suelo espeleotémico de entre 3 a 6 cm crece sobre ella (Aranburu et al., 2017).

La tercera unidad aloestratigráfica se apoya sobre un importante límite erosivo que se llevó parte de los depósitos de arenas y margas de las unidades aloestratigráficas anteriores. Esta unidad se compone de dos unidades de arcillas rojas que se adaptan a la paleosuperficie y cuya principal diferencia es la presencia de restos de homínido en la unidad superior de arcillas (Aranburu et al., 2017).

La cuarta unidad aloestratigráfica vuelve a situarse sobre otro límite erosivo. Esta unidad empieza con las facies arcillas “Café con leche” (Bischoff et al., 1997) caracterizada por ser un depósito clasto soportado de intraclastos provenientes de las litologías anteriores, principalmente margas terciarias y arcillas rojas, que llega a tener 1,5 m de espesor máximo. Dataciones de luminiscencia realizadas sobre esta unidad le otorgan una edad de $0,428 \pm 0,013$ Ma y $0,416 \pm 0,017$ Ma (Arnold et al., 2014). Un nuevo crecimiento espeleotémico cierra esta unidad.

La última unidad aloestratigráfica de la Sima de los Huesos empieza con otro depósito de las facies arcillas “Café con leche” cubierta por un espeleotema que aparece en la zona de la rampa del yacimiento que llega hasta la zona más inferior como un suelo espeleotémico. Este crecimiento ha sido datado por series de Uranio dando una edad de 0,070 Ma (Bischoff et al., 1997). Las últimas unidades lito-estratigráficas corresponden a un flujo de gravedad con guano de murciélago y con un colapso del techo (Aranburu et al., 2017).

La Sima de los Huesos es uno de los yacimientos del Pleistoceno medio más importante del mundo. En él se han recuperado actualmente más de 6700 fósiles de homínido (Sala et al., 2015) pertenecientes a al menos 28 individuos diferentes (Arsuaga et al., 2014). En un inicio, estos restos se adscribieron a la especie *Homo heidelbergensis* (Arsuaga et al., 1993; Arsuaga et al., 1997), sin embargo en los últimos años y debido a nuevos estudios morfológicos de la población de la Sima de los Huesos, esta clasificación ha sido puesta en duda, sugiriendo que estos fósiles pertenecen al linaje del *Homo neanderthalensis* (Martín-Albaladejo et al., 2017; Pablos et al., 2017; Arsuaga et al., 2014; Sala et al., 2016).

3

**MATERIALES
Y MÉTODOS**



3.1 Materiales

Para el desarrollo de la presente Tesis Doctoral se han recogido en total 195 muestras de los cuales 113 muestras son de la sección estratigráfica de Gran Dolina, 54 muestras son de otros rellenos sedimentarios de la Sierra de Atapuerca y 28 muestras son de medios sedimentarios de referencia.

La recogida de muestras de Gran Dolina se realizó después del estudio estratigráfico de las unidades lito-estratigráficas, que permitió diferenciar niveles dentro de ellas y su selección se hizo en función de la distribución, espesor e importancia de estos niveles sedimentarios.

Las muestras se recogieron manualmente en zonas representativas del nivel sedimentario a muestrear. En los casos que se consideraron oportunos, se recogieron varias muestras del mismo nivel para estudiar su variación lateral.

Durante la toma de muestras se ha anotado la información referente a la zona de muestreo y su posición en coordenadas locales (si eran tomadas en el yacimiento) o coordenadas geográficas (si eran tomadas en otras zonas). Todas las muestras se han registrado con el año de extracción, nombre del yacimiento o lugar, unidad estratigráfica y nivel sedimentario.

3.1.1 Muestras de Gran Dolina

Se tomaron 113 muestras con el objetivo de caracterizar las diferentes facies que se encuentran en Gran Dolina (Tabla 3.1, Fig. 3.1, 3.2, 3.3, 3.4). En este yacimiento se ha muestreado en la pared noreste de las zonas ya excavadas, en la línea O de la cuadrícula en TD10 y TD11, y en la línea G en las unidades inferiores. También se han recogido muestras en las paredes norte, este y sur de la zona del sondeo excavado a inicio de los noventa. En el nuevo sondeo de TD1, excavado entre 2013 y 2015, se ha recogido muestras en la pared sureste de la sección.

n	Muestra	Año	Yacimiento	Nivel	X	Y	Z
1	2015-9 TD1.1	2015	Gran Dolina	TD1.1	3,69	5,87	-15,93
2	2015-8 TD1.3.4	2015	Gran Dolina	TD1.3.4	2,99	6,55	-22,19
3	2015-7 TD1.3.3	2015	Gran Dolina	TD1.3.3	3,05	6,51	-20,96
4	2015-6 TD1.3.2	2015	Gran Dolina	TD1.3.2	3,77	5,90	-20,80
5	2015-5 TD1.2	2015	Gran Dolina	TD1.2	2,80	6,28	-18,19
6	2015-4 TD1.2	2015	Gran Dolina	TD1.2	2,80	6,32	-18,13
7	2015-3 TD1.2	2015	Gran Dolina	TD1.2	2,73	6,40	-18,63
8	2015-2 TD1.2	2015	Gran Dolina	TD1.2	2,63	6,83	-18,75

9	2015-1 TD1.2	2015	Gran Dolina	TD1.2	2,71	6,73	-17,24
10	TD1-2	2013	Gran Dolina	TD2	-	-	-
11	TD1 Arenas	2013	Gran Dolina	TD2	-	-	-
12	TD4.2/4 sur	2012	Gran Dolina	TD4.2	10,09	4,63	-12,01
13	TD4.2/3 centro	2012	Gran Dolina	TD4.2	8,85	5,44	-12,05
14	TD4.2/2 centro	2012	Gran Dolina	TD4.2	8,03	6,94	-12,33
15	TD4.2/1 norte	2012	Gran Dolina	TD4.2	7,52	8,05	-12,49
16	TD4.1.8	2012	Gran Dolina	TD4.1.8	7,82	7,65	-11,86
17	TD4.1.7	2012	Gran Dolina	TD4.1.7	7,84	7,62	-11,69
18	TD4.1.6	2012	Gran Dolina	TD4.1.6	8,05	7,23	-11,56
19	TD4.1.4	2012	Gran Dolina	TD4.1.4	8,06	7,13	-11,3
20	TD4.2 gravas 1	2012	Gran Dolina	TD4.1.8	7,67	8,37	-11,66
21	TD4.2 gravas 2	2012	Gran Dolina	TD4.1.5	7,76	7,69	-11,40
22	TD4.2 gravas 3	2012	Gran Dolina	TD4.1.3	8,09	6,71	-11,33
23	TD4.2 gravas 4	2012	Gran Dolina	TD4.1.3	8,10	6,71	-11,23
24	TD4.1 gravas A	2012	Gran Dolina	TD4.1.1	8,56	6,04	-10,83
25	TD4.1 gravas 0	2012	Gran Dolina	TD4.1.1	10,25	4,58	-10,67
26	TD4.1.2 raro 1	2013	Gran Dolina	TD4.1.2	-	-	-
27	TD4.1.2 raro 2	2013	Gran Dolina	TD4.1.2	-	-	-
28	TD4.Z1	2013	Gran Dolina	TD4.1	-	-	-
29	TD4.Z2	2013	Gran Dolina	TD4.1	-	-	-
30	TD4.1.4 Sur	2013	Gran Dolina	TD4.1.4	-	-	-
31	TD4.1.x costra	2012	Gran Dolina	TD4.1.1	-	-	-
32	TD4.1.1 arcilla distal	2012	Gran Dolina	TD4.1.1	11,13	4,15	-10,60
33	TD4.1.1 arcilla B	2012	Gran Dolina	TD4.1.1	11,13	4,15	-10,65
34	TD4.1.1 arcilla A	2012	Gran Dolina	TD4.1.1	11,12	4,14	-10,7
35	TD5 gravas 5	2012	Gran Dolina	TD5.2.2	8,97	6,01	-10,11
36	TD5.2 nivel 1	2012	Gran Dolina	TD5.2.1	10,12	4,83	-9,99
37	TD5.1.6 arcillas	2012	Gran Dolina	TD5.1.6	11,19	6,79	-9,98
38	TD5.1 arcilla roja	2011	Gran Dolina	TD5.1.5	12,30	6,81	-9,57
39	TD5.1 gravas muro	2012	Gran Dolina	TD5.1.4	9,23	6,82	-9,44
40	TD5.1 gravas techo	2012	Gran Dolina	TD5.1.4	8,78	7,25	-8,80
41	TD5.1 T3-4	2011	Gran Dolina	TD5.1.4	13,35	6,84	-9,27
42	TD5.1.3 inf	2012	Gran Dolina	TD5.1.3	9,16	6,83	-9,32
43	TD5.1.3 sup	2012	Gran Dolina	TD5.1.3	9,02	6,90	-9,11
44	TD6.3c D4	2011	Gran Dolina	TD6.3.3.4	10,26	6,73	-8,33

45	TD6.3c D1	2011	Gran Dolina	TD6.3.2.1	10,9	6,77	-9,02
46	TD6.3c grav inf	2012	Gran Dolina	TD6.3.3.3	11,68	6,77	-8,90
47	TD6.3c Debris 3	2012	Gran Dolina	TD6.3.3.3	9,44	6,83	-8,63
48	TD6.3 arcilla	2011	Gran Dolina	TD6.3.3.1	11,17	6,79	-8,31
49	TD6.3 debris 5	2011	Gran Dolina	TD6.3.1	15,00	6,89	-7,71
50	TD6.3 debris 4	2011	Gran Dolina	TD6.3.1	14,07	6,89	-7,85
51	TD6.3 debris 3	2011	Gran Dolina	TD6.3.1	13,19	6,88	-7,83
52	TD6.3 debris 2	2011	Gran Dolina	TD6.3.1	12,52	6,85	-7,61
53	TD6.3 debris 1	2011	Gran Dolina	TD6.3.1	11,74	6,80	-7,38
54	TD6.3 debris 0	2011	Gran Dolina	TD6.3.1	10,79	6,77	-7,54
55	MS17-TD6.3	2010	Gran Dolina	TD6.3.1	-	-	-
56	MS16-TD6.3	2010	Gran Dolina	TD6.3.1	-	-	-
57	3/2016 TD6.2.4 gravas	2016	Gran Dolina	TD6.2.4	11,54	6,77	-7,22
58	MS15-TD6.2	2010	Gran Dolina	TD6.2.4	-	-	-
59	MS14-TD6.2 techo	2010	Gran Dolina	TD6.2.2	-	-	-
60	MS13-TD6.pep	2010	Gran Dolina	TD6.2.pep	-	-	-
61	MS12-TD6.1	2010	Gran Dolina	TD6.1.2	-	-	-
62	M10-TD6.aurora	2013	Gran Dolina	TD6.2.4	-	-	-
63	M7-TD6.aurora	2013	Gran Dolina	TD6.2.4	14,26	6,86	-7,35
64	M8-TD6.Jordi	2013	Gran Dolina	TD6.2.4	14,24	6,81	-7,46
65	1/2016 TD6.2.2 gravas	2016	Gran Dolina	TD6.2.2	12,60	6,85	-7,06
66	4/2016 TD6.2.1 debris	2016	Gran Dolina	TD6.2.1	11,23	6,76	-6,89
67	M9-TD6.pep sondeo	2013	Gran Dolina	TD6.2.pep	-	-	-
68	M6-TD6.pep	2013	Gran Dolina	TD6.2.pep	14,19	6,84	-7,22
69	M5-TD6.1.3	2013	Gran Dolina	TD6.1.3	14,26	6,82	-7,12
70	M4-TD6.1.2	2013	Gran Dolina	TD6.1.2	14,25	6,83	-7,04
71	2/2016 TD6.1.2 gravas	2016	Gran Dolina	TD6.1.2	12,93	6,86	-6,74
72	M3-TD6.1.1	2013	Gran Dolina	TD6.1.1	13,65	6,91	-6,87
73	M1-TD6.1.0	2013	Gran Dolina	TD6.1.0	14,19	6,83	-6,82
74	M12-TD7.4	2013	Gran Dolina	TD7.4	14,27	6,85	-6,71
75	M11-TD7.4	2013	Gran Dolina	TD7.4	14,30	6,84	-6,50
76	M2-TD7.4	2013	Gran Dolina	TD7.4	14,22	6,83	-6,59
77	TD8.5 2015/1	2015	Gran Dolina	TD8.5	4,70	7,11	-3,78
78	TD8-9 2015/3	2015	Gran Dolina	TD8-9	18,34	6,92	-4,42
79	5/2016 TD8-9 C&F	2016	Gran Dolina	TD8-9	17,51	8,15	-5,00
80	3-2012/1 TD9	2012	Gran Dolina	TD9	7,39	6,96	-1,84

81	TD9 Pared sur amarillo	2012	Gran Dolina	TD9	18,58	6,87	-4,63
82	TD9 Pared sur blanco	2012	Gran Dolina	TD9	18,40	6,90	-4,57
83	TD9 sondeo amarillo-negro	2012	Gran Dolina	TD9	-	-	-
84	TD9 costra Pared sur	2012	Gran Dolina	TD9	17,77	6,86	-5,04
85	TD9 norte costra	2012	Gran Dolina	TD9	6,75	6,93	-1,79
86	TD10.4 Pared sur rojo	2012	Gran Dolina	TD10.4	18,4	6,91	-4,48
87	TD10.4 2015/2	2015	Gran Dolina	TD10.4	7,25	6,99	-1,75
88	MS7-TD10.4	2010	Gran Dolina	TD10.4	14,37	7,33	-3,75
89	MS6-TD10.3	2010	Gran Dolina	TD10.3	14,43	7,43	-2,93
90	TD10.3 Pared sur	2012	Gran Dolina	TD10.3	17,95	7,00	-4,16
91	TD10.3 - 3	2012	Gran Dolina	TD10.3	8,97	6,91	-2,15
92	TD10.3 - 2	2012	Gran Dolina	TD10.3	8,93	6,97	-1,57
93	3-2012/2 TD10.3a	2012	Gran Dolina	TD10.3	8,44	7,01	-1,72
94	TD10.2 - 1	2012	Gran Dolina	TD10.2	8,97	7,01	-1,32
95	MS5-TD10.2	2010	Gran Dolina	TD10.2	-	-	-
96	S7-TD10.2	2012	Gran Dolina	TD10.2.3	20,89	14,29	-4,48
97	S6-TD10.2	2012	Gran Dolina	TD10.2.2	20,88	14,32	-4,13
98	S5-TD10.1 tapón	2012	Gran Dolina	TD10.1.6	20,95	14,41	-3,85
99	S4-TD10.1	2012	Gran Dolina	TD10.1.5	20,94	14,41	-3,61
100	S3-TD10.1 gravas	2012	Gran Dolina	TD10.1.3	20,91	14,34	-3,27
101	S2-TD10.1	2012	Gran Dolina	TD10.1.2	20,96	14,37	-3,10
102	S1-TD10.1	2012	Gran Dolina	TD10.1.1	21,00	14,41	-2,95
103	C4-TD10.2	2012	Gran Dolina	TD10.2.3	16,08	13,86	-3,57
104	C3-TD10.2	2012	Gran Dolina	TD10.2.2	15,97	13,77	-3,29
105	C2-TD10.1	2012	Gran Dolina	TD10.1.7	16,12	13,93	-2,89
106	C1-TD10.1	2012	Gran Dolina	TD10.1.5	16,04	13,95	-2,59
107	N4-TD10.1 limo	2012	Gran Dolina	TD10.1.5	10,41	13,47	-1,44
108	N3-TD10.2	2012	Gran Dolina	TD10.2.3	11,83	13,50	-2,62
109	N2-TD10.2	2012	Gran Dolina	TD10.2.2	11,86	13,50	-2,28
110	N1-TD10.1	2012	Gran Dolina	TD10.1.5	11,96	13,55	-1,72
111	MS11-TD10.1	2010	Gran Dolina	TD10.1.5	20,86	14,48	-3,70
112	MS9-TD11	2010	Gran Dolina	TD11	20,38	14,63	0,93
113	MS10-TD11	2010	Gran Dolina	TD11	20,25	14,71	1,76

Tabla 3.1: Relación de muestras recogidas en el yacimiento arqueológico de Gran Dolina.

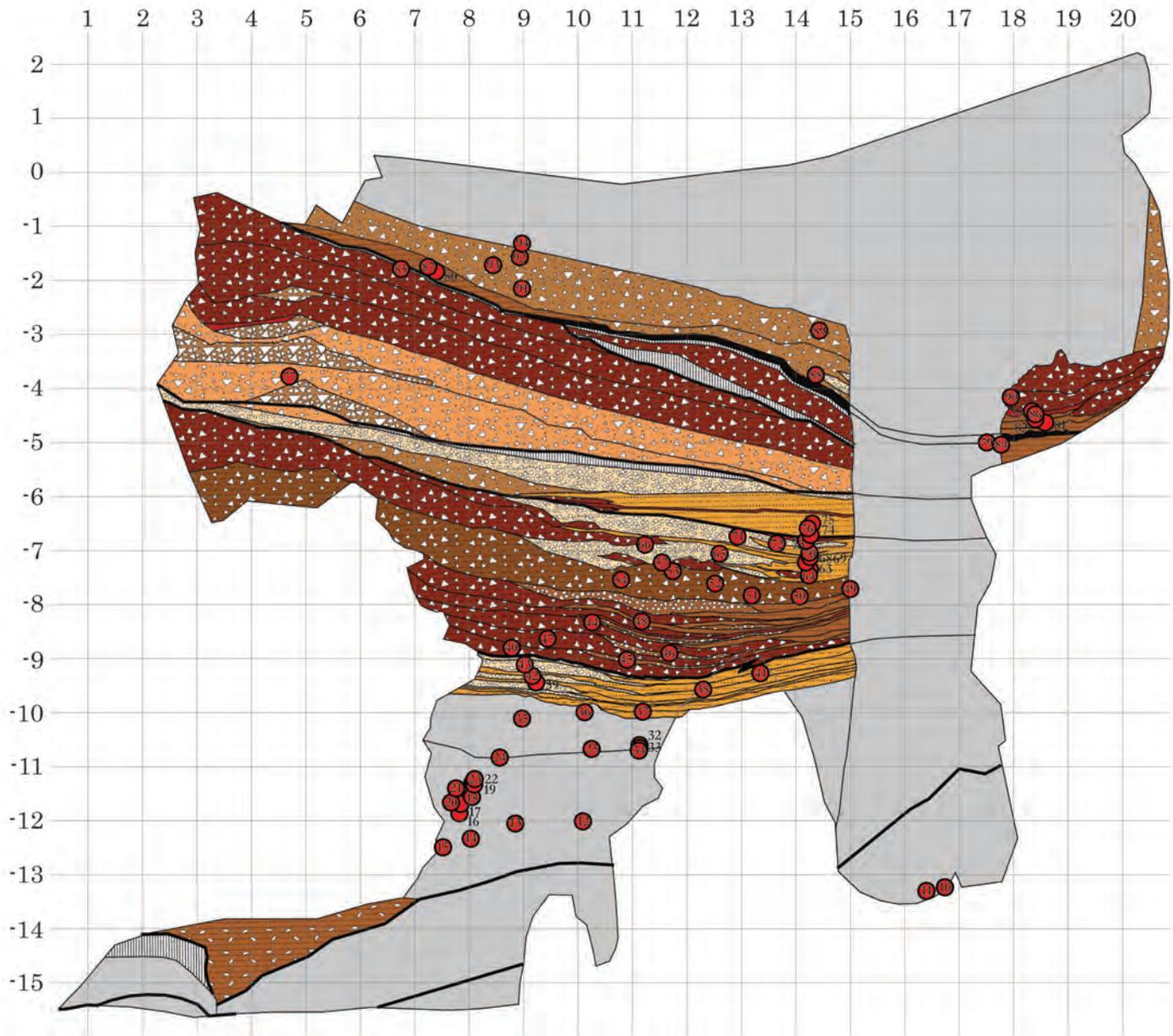


Fig. 3.1: Sección estratigráfica de Gran dolina con la posición de las muestras recogidas en la sección, desde TD4 hasta TD10.3.

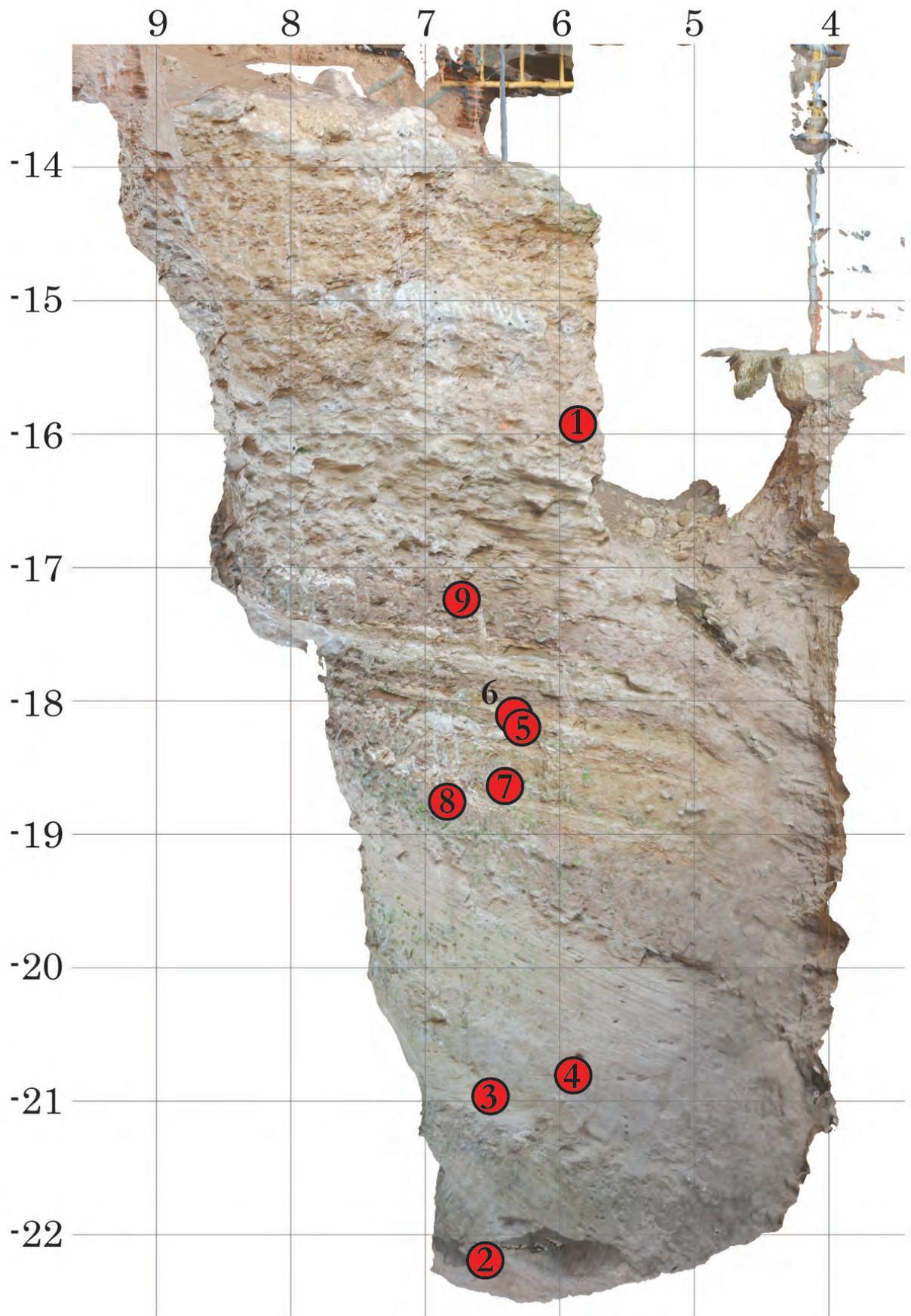


Fig. 3.2: Ortofoto de TD1 con la posición de las muestras recogidas en su perfil.

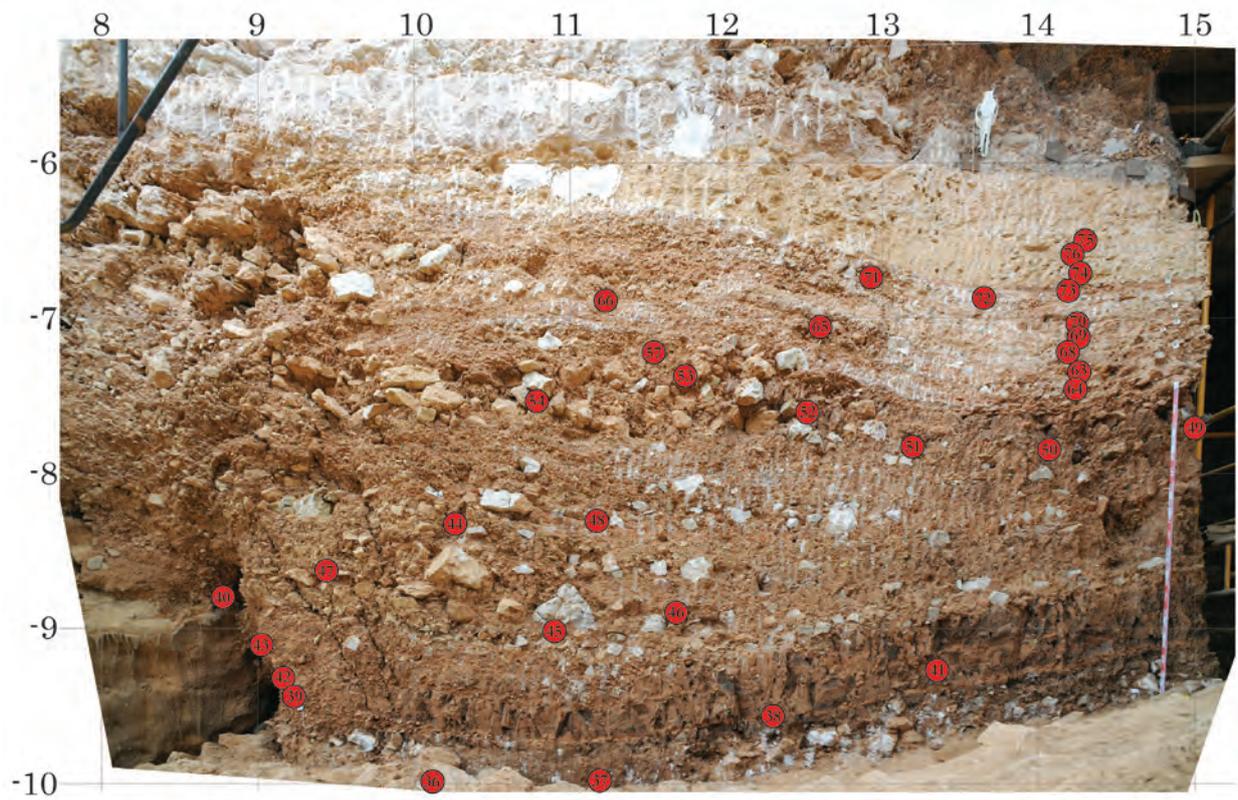


Fig. 3.3: Sección estratigráfica de TD7, TD6 y TD5.1 con la posición de las muestras recogidas.

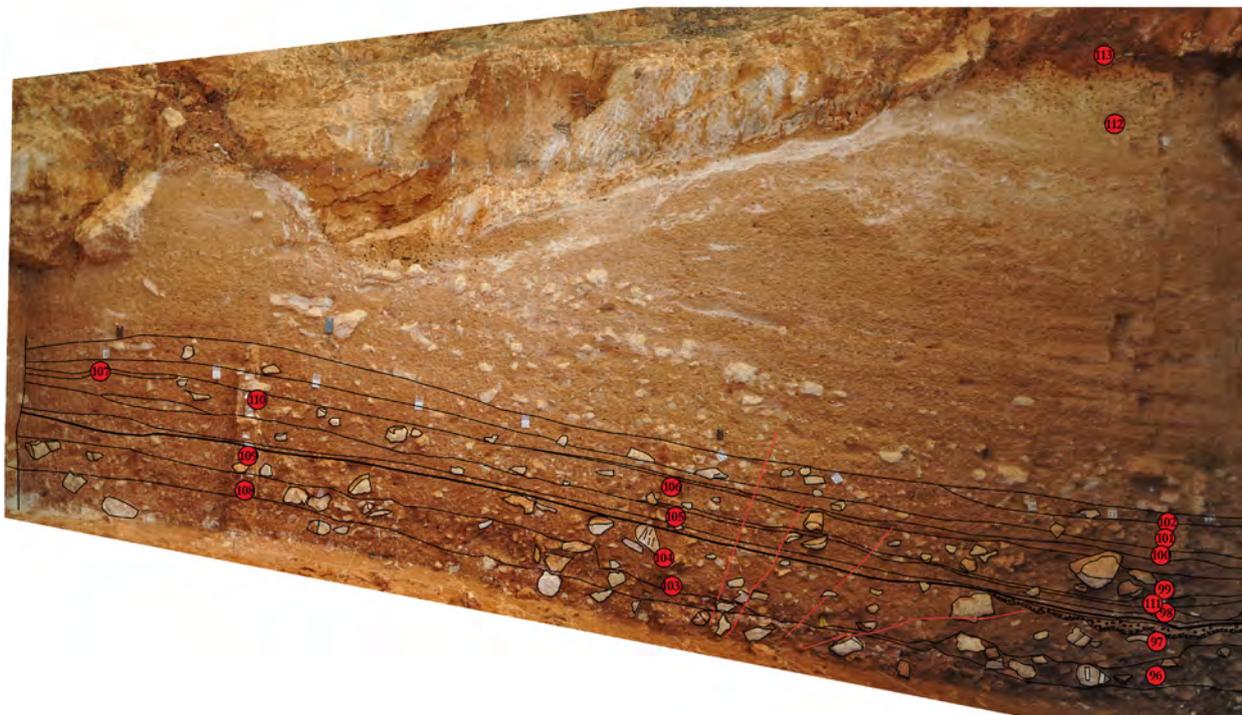


Fig. 3.4: Sección estratigráfica de TD10, pared Este, con la posición de las muestras recogidas.

3.1.2 Muestras de la Sierra de Atapuerca

Con el objetivo de tener sedimentos de referencia y comparación con los sedimentos de Gran Dolina, se han recogido diferentes muestras de otros yacimientos y suelos de la Sierra de Atapuerca (Tabla 3.2). En esta toma de muestras se han recogido tanto muestras de sedimento como otro tipo de muestras como crecimientos fosfáticos o productos de la alteración.

Muestra	Año	Yacimiento	Nivel
TE7 L27	2014	Sima del Elefante	TE7
9B-01	2011	Sima del Elefante	TE9
9B-02	2011	Sima del Elefante	TE9
9B-03	2011	Sima del Elefante	TE9
9B-04	2011	Sima del Elefante	TE9
TE9-sección W	2011	Sima del Elefante	TE9
TE9 E23	2014	Sima del Elefante	TE9
TE9 techo E28-29	2014	Sima del Elefante	TE9
TE10 E29	2014	Sima del Elefante	TE10
ATA14-03	2014	Sima del Elefante	TE13
ATA14-01	2014	Sima del Elefante	TE14
ATA14-02	2014	Sima del Elefante	TE14
0Q1	2010	Sierra de Atapuerca	Terra rossa
OR2	2010	Sierra de Atapuerca	Terra rossa
OR3	2010	Sierra de Atapuerca	Terra rossa
VH1	2010	Sierra de Atapuerca	Terra rossa
VH2	2012	Sierra de Atapuerca	Terra rossa
VH3	2012	Sierra de Atapuerca	Terra rossa
Tres simas centro	2011	Tres simas	-
G1-1	2010	Galería	GI
G1-2	2010	Galería	GI
G1-3	2011	Galería	GI
G1-4	2011	Galería	GI
G1-5	2011	Galería	GI
G1-6	2011	Galería	GI
G1-7 Nivel blanco	2011	Galería	GI

G1-8 2015-11	2015	Galería	GI
G1-9 2015-12	2015	Galería	GI
TG1 sur	2012	Galería	GI
TGI techo negro 19	2012	Galería	GI
GI G-1	2016	Galería	GI
GI G-2	2016	Galería	GI
ATA14-04	2014	Galería	GI
GII-1	2016	Galería	GII
GII-2	2016	Galería	GII
GII-3	2016	Galería	GII
GII-4	2016	Galería	GII
GII-5	2016	Galería	GII
GII-6	2016	Galería	GII
ATA14-05	2014	Galería	GII
ATA14-06	2014	Galería	GII
TG2-Nivel blanco superior	2011	Galería	GII
TG2-Nivel negro	2011	Galería	GII
TG2-Nivel blanco inferior	2011	Galería	GII
Costra 1 Galería	2011	Galería	GII
TG2 blanco inf	2012	Galería	GII
TG2 negro TN2	2012	Galería	GII
TG2 techo sur	2012	Galería	GII
TN-base TG8	2012	Galería	GII
TGII.TG8-18	2012	Galería	GII
TGII.TG8-19-20	2012	Galería	GII
TGII base plano anterior	2012	Galería	GII
TR9-1	2011	TR9	TR9
TR9-2	2011	TR9	TR9

Tabla 3.2: Relación de muestras recogidas en otros rellenos sedimentarios de la Sierra de Atapuerca.

3.1.3 Otras muestras

Además de las muestras de la Sierra de Atapuerca, el estudio morfoscópico y granulométrico de los sedimentos de Gran Dolina ha requerido muestras de comparación de diferentes medios sedimentarios (Tabla 3.3). Por ello, se recogieron varias muestras de aquellos medios sedimentarios que se han considerado oportunos para el estudio de Gran Dolina. El objetivo de la presente tesis no es desarrollar un catálogo de morfoscopía según los medios sedimentarios, de este modo esta recogida de muestras no pretende ser exhaustiva ni completa.

Muestra	Año	Lugar	Geográfica	Medio sedimentario
04-2012 Tabernas-1	2012	Tabernas (Almería)	37°02'40"N 2°24'44"O	Fluvial – Rambla
04-2012 Tabernas-2	2012	Tabernas (Almería)	37°02'40"N 2°24'44"O	Fluvial – Rambla
04-2012 Tabernas-3	2012	Tabernas (Almería)	37°02'40"N 2°24'44"O	Fluvial – Rambla
04-2012 Tabernas-4	2012	Tabernas (Almería)	37°02'40"N 2°24'44"O	Fluvial – Rambla
04-2012 Monsul-1	2012	Monsul (Almería)	36°43'53"N 2°08'42"O	Duna litoral
04-2012 Monsul-2	2012	Monsul (Almería)	36°43'50"N 2°08'44"O	Playa
ALM0	2012	Isleta del Moro (Almería)	36°49'00"N 2°03'01"O	Playa
ALM1	2012	Isleta del Moro (Almería)	36°49'00"N 2°03'01"O	Playa
ALM2	2012	Isleta del Moro (Almería)	36°49'00"N 2°03'01"O	Playa
100-6	2012	Argelia		Duna eólica
800-2	2012	Argelia		Duna eólica
AZN35	2012	Arlanzón (Burgos)	42°19'38.62"N 3°36'6.76"O	Terraza fluvial
AZN50	2012	Arlanzón (Burgos)	42°20'28.85"N 3°29'40.62"O	Terraza fluvial

AZN60	2012	Arlanzón (Burgos)	42°19'36.39"N 3°40'5.16"O	Terraza fluvial
BUID52	2012	Terraza a +13-15 del río Tirón	42°33'40.66"N 2°57'43.66"O	Terraza fluvial
BUID66	2012	Terraza a + 50 del río Oca	42°35'50.45"N 3°18'55.52"O	Terraza fluvial
BUID77	2012	Terraza a +5 m del río Oca	42°38'24.70"N 3°21'47.47"O	Terraza fluvial
BUID96-1	2012	Terraza a +45 m del río Oca	42°37'33.68"N 3°19'23.43"O	Terraza fluvial
BUID103	2012	Terraza a +3 m del río Oja	42°28'42.96"N 2°57'7.56"O	Terraza fluvial
EOPIN1	2012	Pinares (Fuenterrebollo, Segovia)	41°18'16.32"N 3°55'34.62"O	Duna eólica
ER-1206	2012	Argelia	-	Duna eólica
ER-1207	2012	Argelia	-	Playa
RF1	2013	Ría Formosa (Faro)	37°06'55"N 7°37'23"O	Playa
RF2	2013	Ría Formosa (Faro)	37°06'55"N 7°37'23"O	Playa
RF3	2013	Ría Formosa (Faro)	37°06'55"N 7°37'23"O	Playa
ATA14-07	2014	Cuesta del Páramo (Burgos)	42°18'59.62"N 3°35'12.49"O	Lacustre
ATA14-08	2014	Cuesta del Páramo (Burgos)	42°18'59.62"N 3°35'12.49"O	Lacustre
ATA14-09	2014	Cuesta del Páramo (Burgos)	42°18'59.62"N 3°35'12.49"O	Lacustre

Tabla 3.3: Relación de muestras recogidas en otros medios sedimentarios.

3.2 Métodos

En el presente epígrafe se van a describir la metodología usada para la realización de esta Tesis Doctoral. Se han combinado trabajos de campo con diferentes métodos de laboratorio para la identificación textural (tamaño y morfología), mineralógica y elemental de las muestras. La combinación de estos análisis ha permitido la caracterización y clasificación de las facies sedimentarias presentes en el yacimiento de Gran Dolina. En cada uno de los artículos científicos presentados en el apartado de resultados aparece descrita su metodología más en detalle. Todos los análisis fueron realizados en los laboratorios del Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH).

3.2.1 Trabajo de Campo

En el yacimiento de Gran Dolina se describió primero los límites estratigráficos de cada unidad lito-estratigráfica siguiendo los estudios de Parés y Pérez-González (1999). Para ello se usaron los diferentes cortes estratigráficos presentes en el yacimiento. Posteriormente se analizaron las diferencias más importantes dentro de cada unidad y se procedió a describir las sub-unidades y los diferentes niveles sedimentarios de Gran Dolina. De cada nivel sedimentario se detalló:

- Litología
- Color
- Espesor
- Geometría
- Tipo de contacto
- Textura
- Selección
- Morfología de los clastos
- Litología de los clastos
- Fábrica
- Procesos diagenéticos
- Registro fósil
- Otras características sedimentológicas

Esta descripción permite una clasificación en facies de los niveles estratigráficos y, con la aplicación de otras técnicas, una interpretación sedimentológica del proceso de relleno de la cavidad.

3.2.2 Modelos 3D y ortofotografías

Se realizaron modelos 3D de todo el yacimiento de Gran Dolina mediante dos métodos. Por un lado se usó la técnica del escáner láser y, por otro, la fotogrametría. Para el escáner láser se usaron dos instrumentos diferentes: un Láser Escáner Leica ScanStation C10 (Fig. 3.5) y un Láser Escáner Faro Focus 3D X330 (Fig. 3.6).

El Láser Escáner Leica ScanStation C10 es un escáner de tecnología de tiempo de vuelo, con un alcance máximo de 300 m, una precisión de 4 mm y una resolución de 1 mm a los 100 m.



Fig. 3.5: Láser Escáner Leica ScanStation C10.

El Láser Escáner Faro Focus 3D X330 es un escáner de tecnología de diferencia de fase, con un rango de medición entre 0,6 m y 330 m, y con un rango de error de 2 mm a los 10 m.

Los escaneados se realizaron al principio y al final de cada campaña de excavación para registrar los nuevos perfiles disponibles. Dentro de cada escaneado se dispusieron diferentes dianas con las coordenadas de la excavación para unir los diferentes estacionamientos y proveer a los escaneados de las coordenadas de excavación. Los escaneados se hicieron a resolución media (0,1 m a los 100 m) y bóveda completa, a excepción de aquellas zonas más interesantes, como TD10, donde se usó una resolución alta (0,01 m a los 100 m). Inicialmente se usó la cámara incluida en el Leica ScanStation C10 para obtener los colores del escaneado

pero debido a su calidad fotográfica insuficiente se decidió usar fotografías tomadas con una cámara Nikon D3X. Este problema desapareció cuando se empezó a usar el Láser Escáner Faro Focus 3D X330, usando la cámara interna del instrumento para ello.

Se ha usado los programas Cyclone 7.4.0 y Scene 6.2.2.7 para el post-procesado de los escaneados. En estos programas, los escaneados se han limpiado de puntos no deseados, se han unido entre sí y se han referenciado según las coordenadas de excavación. Las nubes de puntos resultantes se han exportado al programa 3DReshaper 7.1 donde se han construido modelos 3D de Gran Dolina.

La fotogrametría se realizó usando el software Agisoft Photoscan 1.3.2 a partir de las fotografías realizadas con una cámara calibrada Nikon D3X con un objetivo Nikon 20mm, 1:2.8 D con un filtro anti-ultravioleta y anti-infrarrojo B+W 62 486. Para facilitar el procesado, se han hecho los modelos 3D de Gran Dolina por zonas. En cada zona se han tomado más de 40 fotografías. Las fotografías fueron tomadas durante las primeras horas de luz del día, cuando la luminosidad es más homogénea.

Las secciones estratigráficas de Gran Dolina se han dibujado sobre ortofotos de las secciones. Las ortofotografías se han obtenido a partir de los modelos 3D generados por Photoscan 1.3.2 y usando el software de corrección ortogonal Rolleimeter MSR 4.2.0.1. En este último caso se ha usado un objetivo calibrado Nikon 20mm, 1:2.8 D (Fig. 3.7).

Los esquemas de Gran Dolina se han hecho usando Adobe Illustrator CS5, Adobe Photoshop CS5 y ArcGIS 10 disponibles en el Laboratorio de Cartografía Digital y Análisis 3D del CENIEH.



Fig. 3.6: Láser Escáner Faro Focus 3D X330.



Fig. 3.7: Toma de fotografías en el perfil de TD10 usando la cámara Nikon D3X con el objetivo calibrado.

3.2.3 Granulometrías

Los análisis granulométricos permiten conocer el tamaño de partícula y la distribución textural de los sedimentos. Se han usado dos métodos granulométricos complementarios, para la fracción mayor a 63 μm se usó un tamizado mecánico en húmedo y para la fracción de limos y arcillas (menor a 63 μm) se usó la técnica del difractómetro láser. Los resultados de ambos análisis se expresaron en la unidad ϕ (phi, $\phi = -\log_2 D$), usado ampliamente en la bibliografía para las clases texturales (Krumbein 1938; Blott y Pye 2006, 2012). Además, se clasificaron las muestras siguiendo la clasificación textural propuesta por Blott y Pye (2012).

Antes de realizar las granulometrías, las muestras de sedimentos pasan por un tratamiento previo. Primero, de la muestra en seco se pesan entre 60-100 g, eliminando previamente la fracción superior a 16 mm de diámetro, que no es representativa con esta cantidad de muestra (Farrand 1975), y se le aplica un tratamiento de H_2O_2 al 6% durante 24 horas para eliminar la materia orgánica. Después se lava la muestra con agua destilada y se seca al baño maría. Posteriormente, se dispersa mediante el uso de 10 ml de dispersante al 5% (hexametáfosfato de sodio) y se mantiene durante 3 horas en un agitador mecánico.

Una vez preparado, se pasa la muestra por una torre de tamices, comprendido entre 16000 y 63 μm a una distancia de 1 ϕ , usando agua para facilitar el paso. Durante este proceso se usa la tamizadora automática RESTCH AS200 que produce un efecto de vibración en los tamices en ciclos de 45 segundos durante 10 minutos (Fig. 3.8). Se recoge las partículas retenidas en cada uno de los tamices con ayuda de agua destilada y se secan a 40°C en una estufa. El residuo menor a 63 μm es recogido y guardado en probetas para su posterior análisis por difracción laser.

Para la medición de la fracción de limos y arcillas de las muestras, se ha usado un difractómetro láser Coulter LS13 320 (Fig. 3.9) con un módulo ALM, disponible en el Laboratorio de Preparación de muestras del CENIEH. La medición de tamaño de partículas por difracción laser se basa en la teoría de difracción de Fraunhofer (de Boer et al., 1987) que permite medir un gran número de partículas en muy poco tiempo en un rango entre 0,04 μm y 2000 μm .



Fig. 3.8: Tamizadora automática RESTCH AS200 con cuatro tamices a una distancia de 1 ϕ .



Fig. 3.9: Difractómetro láser Coulter LS13 320, usado para analizar la fracción de limos y arcillas.

De las probetas obtenidas mediante el tamizado se recogen entre 5 ml a 20 ml, según la turbidez de la muestra, con una Probeta Pasteur. Luego, se añade 2 ml de dispersante al 5% (hexametáfosfato de sodio) y se introduce en un baño de ultrasonidos durante 5 minutos. Finalmente se introduce la muestra en el difractómetro láser que hace tres análisis de 60 segundos de duración de la misma muestra. Para cada muestra se repite la medición dos veces para evitar errores de sub-muestreo. El resultado final es expresado en % en volumen.

Los primeros resultados de la difracción láser mostraron que la fracción arcilla dificultaban la lectura de la fracción de limos, para evitar este problema, se extrajo la fracción arcillas (< 2 μm) mediante el método de sifonamiento. Una vez obtenido solo la fracción limo de cada muestra se procedió a un nuevo análisis en el difractómetro láser usando el procedimiento anteriormente descrito.

Los resultados obtenidos con los métodos granulométricos fueron analizados usando los software y herramientas informáticas PAST 3.11 (Hammer et al., 2001), GRADISTAT 4.0 (Blott y Pye 2001) y Microsoft Excel 2007.

3.2.4 Análisis de Microscopía

El uso de la microscopía óptica y electrónica de barrido ha permitido observar por un lado las partículas sedimentarias más pequeñas y por otro identificar crecimientos minerales. Se ha usado los microscopios disponibles en el Laboratorio de Microscopía del CENIEH. Las dos principales técnicas usadas en este laboratorio han sido la microscopía electrónica de barrido y la morfoscopia.

3.2.4.1 Microscopia Electrónica de Barrido

Se ha usado un microscopio electrónico de barrido con cámara ambiental FEI Quanta 600 que dispone de un módulo de EDS Oxford INCA X-Act y un módulo de WDS Oxford INCA Wave. El estudio de las muestras se realizó con una configuración de alto vacío con un voltaje de 15-20 kV. Las muestras se han recubierto con un Quorum Q150R ES de oro o carbono antes de su análisis según el objetivo del estudio.

3.2.4.2 Morfoscopia

Se ha realizado un estudio de la morfología de las partículas sedimentarias de la fracción arena. Para ello se ha usado un Malvern MorphologiG3 (Malvern Instruments, Malvern, RU) (Fig. 3.10).

El Malvern MorphologiG3 es un instrumento que analiza la morfología externa de una población de partículas comprendidas entre 2000 μm y 2 μm . Consiste en un microscopio óptico con platina motorizada, una cámara fotográfica y una unidad de dispersión en seco (SDU). La muestra se dispersa sobre la platina y se toman imágenes en escala de grises y en alta resolución del área seleccionada. Luego el software analiza esas imágenes, individualizando las partículas a partir de un umbral de grises previamente definido por el usuario y describe los parámetros morfológicos de cada partícula.

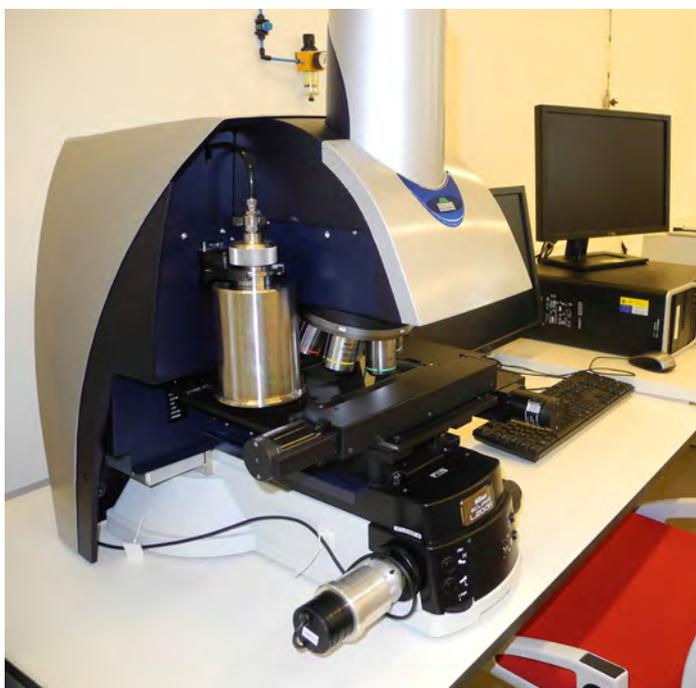


Fig. 3.10: Malvern MorphologiG3 del Laboratorio de Microscopía del CENIEH donde se han hecho los análisis morfoscópicos.

Para cada análisis hay que definir un procedimiento (SOP, de las siglas de Standard Operation Procedure) que indica varios parámetros a usar durante la medición como la óptica, el área, el umbral de gris, etc. Cada fracción de tamaño tiene su propio SOP definido a partir de varias experiencias realizadas durante el desarrollo de esta tesis doctoral (Tabla 3.4). En todos los experimentos, el foco fue establecido manualmente antes de cada medición, la fuente de luz se dispuso inferiormente (diascópica) y no se consideraron las partículas con menos de 1000 píxeles en la imagen.

	125–63 μm	250–125 μm	500–250 μm
Volumen de muestra	11 mm ³	19 mm ³	38 mm ³
Óptica	10×	5×	2.5×
Área	926 mm ²	2321 mm ²	4246 mm ²
Solape de imágenes	40%	40%	50%
Foco	Manual	Manual	Manual
Iluminación	Diascópica	Diascópica	Diascópica
Píxeles mínimo	1000 píxeles	1000 píxeles	1000 píxeles
Filtros	–	CED < 80 μm	CED < 100 μm

Tabla 3.4: Procedimientos estándar usados en los análisis de morfoscopia del Malvern MorphologiG3.

Cada muestra ha sido dividido en tres fracciones: 125-63 μm , 250-125 μm y 500-250 μm . Esta división permite el uso de un solo objetivo para el análisis ya que se ha comprobado que el Malvern MorphologiG3 obtiene mejores resultados con esta configuración. Las partículas de menor tamaño, al ser de la fracción limo, muestran menos características morfológicas diferenciadas, mientras que las partículas de mayor tamaño no mostraban una cantidad representativa (menos de 100 partículas por experimento) sin aportar nueva información. El número de granos analizados en cada muestra varía desde 2000 partículas en las fracciones menores, hasta 500 partículas en las fracciones mayores.

Tras el análisis de cada muestra se realiza un post-procesado de los resultados antes de analizar los datos. Este post-proceso consiste en la eliminación de partículas no deseadas como las partículas unidas que no ha sido capaz de separar el software, restos vegetales, polvo ambiental y partículas mal identificadas. En este proceso se suele eliminar un 5-10% de las partículas medidas.

El instrumento Malvern MorphologiG3 mide múltiples variables morfológicas y de tamaño de cada partícula (Tabla 3.5). Muchas de estas variables implican información duplicada o que no

son útiles para el análisis de sedimentos, por ello se ha hecho una selección de los parámetros más útiles para el análisis sedimentario tanto de tamaño como morfológicos. Los parámetros de tamaño usados son el diámetro equivalente, la longitud y la anchura. Los parámetros morfológicos usados son la circularidad, la convexidad y la relación de aspecto.

Parámetro	Tipo
CE Diameter (μm)	Tamaño
Length (μm)	Tamaño
Width (μm)	Tamaño
Max. Distance (μm)	Tamaño
Perimeter (μm)	Tamaño
Major Axis ($^{\circ}$)	Tamaño
Area (μm^2)	Tamaño
SE Volume (μm^3)	Tamaño
Area (Pixels)	Tamaño
Circularity	Morfológico
HS Circularity	Morfológico
Convexity	Morfológico
Solidity	Morfológico
Aspect Ratio	Morfológico
Elongation	Morfológico
Intensity Mean	Intensidad
Intensity SD	Intensidad
Centre X Position (μm)	Posición
Centre Y Position (μm)	Posición
Frame Row	Posición
Frame Column	Posición
Frame Index	Posición
Edge stitched particle	Otros
Scaling Factor	Otros
Fiber Total Length (μm)	Tamaño
Fiber Width (μm)	Tamaño
Fiber Elongation	Morfológico
Fiber Straightness	Morfológico
Scan Area Correction	Otros

Tabla 3.5: Parámetros que mide el Malvern MorphologiG3 en las partículas analizadas.

La circularidad es la medida de semejanza de la partícula con un círculo perfecto. El Malvern MorphologiG3 usa la fórmula de Cox (1927) definida como:

$$\text{Circularidad} = \frac{4\pi * \text{Área}}{\text{Perímetro}^2}$$

A partir de esta fórmula, un círculo perfecto tendrá un valor de 1, mientras que cuanto más nos distanciamos de esta forma, más cercano será el valor a 0 (Fig. 3.11). Sin embargo, este parámetro no diferencia entre un grano muy alargado y pulido, de otro circular y rugoso; ambos pueden tener el mismo valor de circularidad, por tanto es un valor dependiente de la forma.

La convexidad es un valor para medir la rugosidad de las partículas y es independiente de la forma que tengan. Malvern MorphologiG3 mide la convexidad a partir de la siguiente fórmula:

$$\text{Convexidad} = \frac{\text{Perímetro}}{\text{Perímetro envolvente convexo}}$$

La envolvente convexa es la forma hipotética donde se han eliminado todas las concavidades de la partícula. El valor máximo es 1 para una forma pulida, disminuyendo el valor cuanto más rugosa es la partícula. Este valor es independiente a la forma, una morfología rectangular tiene una convexidad de 1, al igual que un círculo (Fig. 3.11).

La relación de aspecto es un parámetro que mide la relación entre los dos ejes principales de tamaño y es indiferente a la rugosidad o angulosidad de la partícula. La fórmula aplicada por el Malvern MorphologiG3 es:

$$\text{Relación de aspecto} = \frac{\text{Anchura}}{\text{Longitud}}$$

Es una variable de la forma de la partícula en dos dimensiones pero no discrimina su redondez, así el círculo y el cuadrado tienen un valor de 1 en relación de aspecto (Fig. 3.11). También se le ha definido como índice de elongación (Wentworth, 1936).

Los datos obtenidos fueron analizados mediante el uso del software PAST 3.11 (Hammer et al., 2001). Para analizar los datos se han usado diferentes técnicas estadísticas como análisis de componentes principales o análisis clústers.

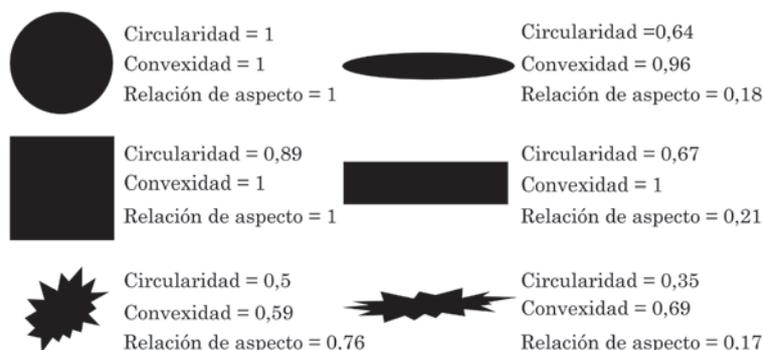


Fig. 3.11: Ejemplo de seis formas geométricas con sus valores de los parámetros morfológicos usados en el Malvern MorphologiG3.

3.2.5 Análisis Químicos

Se han realizado tres análisis químicos en los sedimentos muestreados para caracterizarlos: medición del pH, porcentaje de carbonatos y porcentaje de materia orgánica. Los análisis químicos descritos aquí fueron realizados en el Laboratorio de Preparación de Muestras del CENIEH.

Antes de los análisis químicos, cada muestra fue desecada a 40°C durante 24 horas para eliminar la humedad ambiental. Posteriormente, se separaron en tres alícuotas para cada análisis químico.

La medición del pH se ha realizado con un pH-metro HANNA pH213. Las mediciones de pH en sedimentos pueden dar problemas de estabilización de la medida (Bohn et al., 1993). Para evitar este problema se han propuesto diferentes metodologías de medición del pH (Kaúrichev et al., 1980; Carter, 1993; Buuman et al., 1996). En este estudio se ha seguido un procedimiento basado en la norma UNE77305 y el Handbook of Soil Analysis (Pansu y Gautheyrou, 2006).

Este procedimiento consiste en tomar una alícuota de la muestra seca de 5 ml e introducirla en un vaso de precipitados donde se le añade 5 veces su volumen de agua destilada (25 ml medidos en probeta), ya que la relación 1 a 5 entre muestra y agua permite una mayor disolución de las sales de la muestra. Esta solución se agita durante 30-60 minutos en una mesa osciladora y se deja reposar al menos 2 horas, pero sin superar las 24 horas. Antes de realizar la medida, el pH-metro es calibrado usando tres disoluciones tampones de pH 4,00, 7,01 y 10,01, teniendo cuidado que la temperatura de calibración no se diferencie en más de 1°C a la temperatura de la muestra. Antes de medir se agita mediante leves movimientos circulares la muestra y se toman dos medidas; en la primera medida se apoya la base del pH-metro sobre la muestra decantada, la segunda medida se toma con el pH-metro introducido en la suspensión, sin tocar la parte sólida. En ambos casos se espera 2 minutos o hasta la estabilización de la medida para tomar un valor.

La fracción clástica de los sedimentos de la Sierra de Atapuerca se compone de materiales calizos. Una medición de porcentaje de carbonatos en muestra total solo mostraría el porcentaje de fracción no matriz en la muestra, y para este fin ya se hace la granulometría. Por ello, es mucho más interesante la medición de porcentaje de carbonatos en la fracción limos y arcillas, que nos puede dar un indicio sobre los procesos de carbonatación y alteración que ha sufrido el sedimento. Esta fracción es extraída de la muestra total mediante un tamiz de 64 µm en la tamizadora automática RESTCH AS200. La fracción obtenida es calentada durante 2 horas en el horno a 105°C para eliminar la humedad. Para la medición de los carbonatos se usa un calcímetro PETRON que se calibra con 0,45 g de carbonato cálcico y con 25 ml de HCL al 11% antes de cada medida.

Por último, para calcular la materia orgánica de las muestras se usa el método de ignición que consiste en comparar el peso de la muestra antes y después de calentarla a altas temperaturas. Para ello se coge una alícuota de 9 g de muestra y se muele mediante un molino de discos Retsch RS200 para obtener un diámetro menor a 100 μm . Se deposita aproximadamente 3 g de la muestra en tres crisoles diferentes, anotando el peso de cada uno. Se calienta durante 3 horas en el horno a 105°C para eliminar la humedad. Una vez enfriado se vuelven a pesar y se introducen en la mufla donde se calienta a 450°C durante 16 horas. Tras su enfriamiento se vuelven a pesar los crisoles. La diferencia de peso de los crisoles es la materia orgánica perdida. Se hace una media entre el resultado de los tres crisoles.

3.2.6 Análisis mineralógicos y elementales

Los análisis mineralógicos y elementales se han usado para determinar la composición química y los minerales constituyentes de los sedimentos. Las técnicas aplicadas han sido difracción de rayos X para la identificación mineral y fluorescencia de rayos X para la identificación elemental.

3.2.6.1 Difracción de rayos X

La difracción de rayos X se realizó con un PANalytical X'Pert PRO (Fig. 3.12), haciendo las difracciones sobre muestra total en polvo. La preparación de la muestra consiste en secar el sedimento a 40°C, hacer pasar la muestra por un tamiz de 2 mm y posteriormente molerlo con un molino de discos Retsch RS200 para conseguir un polvo ultrafino. Luego se recoge una alícuota de aproximadamente 2 g de muestra y se coloca en un porta de carga trasera que se introduce en el difractómetro. El difractómetro usa un tubo de rayos X con radiación Cu-K α ($\lambda = 1,5406$), utilizado con una excitación a 45 kV y 40 mA. Las mediciones para muestra total se realizaron en Bragg Bentano con configuración $\theta:\theta$ y haz difractado con monocromador. El ángulo inicial de la medición fue de 5° 2 θ , terminando en 70° 2 θ , con un incremento de ángulo de 0.02° 2 θ y un tiempo total de medida de 20 minutos por muestra.



Fig. 3.12: Interior del difractómetro de rayos X PANalytical X'Pert PRO.

Los análisis mineralógicos de la fracción arcilla se hicieron en el mismo equipo pero usando el método de agregados orientados (Moore y Reynolds, 1997). En este caso, las fracciones menores de 2 μm de las muestras fueron extraídas mediante el método de sifonamiento usando los tiempos de decantación de la Ley de Stokes. Esta fracción es separada en tres alícuotas para someterlos a tres tratamientos diferentes. Una alícuota se deja secar al aire sin tratamiento, otra es calentada a 550°C y la última alícuota es solvatada con etilenglicol. Las condiciones de medida son las mismas que para las mediciones de muestra total variando la región explorada de un ángulo inicial de $2^\circ 2\theta$ y un ángulo final de $35^\circ 2\theta$.

Se ha usado el software High score plus (Ver. 3.0.3), con las bases de datos COD y ICSD, para la identificación mineralógica de los espectros.

3.2.6.2 Fluorescencia de rayos X

Los elementos mayoritarios (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 y SO_3) y elementos traza (As, Ba, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, Hf, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Th, U, Y, Zn y Zr) de las muestras han sido medidos usando un espectrómetro de fluorescencia de Rayos X por dispersión de longitud de onda PANalytical Axios (Fig. 3.13). La preparación de las muestras ha consistido en un secado de 40°C, un tamizado por un tamiz de 2 mm de diámetro y una posterior molienda en un molino de discos Retsch RS200. Se recoge 0,5 g de muestra y se mezcla con 5 g de fundente (metaborato de Litio – tetraborato de Litio). Esta mezcla se funde, junto a bromuro de litio que funciona como despegante, sobre un crisol de Pt-Au usando una perladora PANalytical Perl'X3. Una vez obtenida la perla, es introducida en el espectrómetro que está dotado de dos detectores, flujo y centelleo, y de cinco cristales analizadores. La pérdida por calcinación (LOI) se ha calculado a partir del calentamiento de las muestras en un horno a 1050°C durante 1 hora.



Fig. 3.13: Espectrómetro de fluorescencia de rayos X por dispersión de longitud de onda PANalytical Axios disponible en el Laboratorio de Arqueometría del CENIEH.

4 RESULTADOS



4.1 Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain)

4.1.1 Introducción y artículo

En este trabajo se realiza un estudio estratigráfico y sedimentológico de Gran Dolina. Tras el estudio de campo y los análisis mineralógicos y texturales realizados, se han revisado los contactos estratigráficos, se han definido nuevos niveles dentro de cada unidad y se han diferenciado 19 facies sedimentarias en los 25 metros de sección estratigráfica estudiados.

Las cuevas son trampas naturales donde se acumulan y preservan los sedimentos y restos arqueológicos (Farrand, 2001). Los sedimentos pueden tener diferentes orígenes, aunque en general se pueden dividir en dos grupos (Gillieson, 1998; Farrant, 2004):

- Sedimentos de interior, cuando se generan por las dinámicas internas de las cuevas, como puede ser la disolución de la caliza.
- Sedimentos de exterior, cuando estos sedimentos provienen del exterior de la cueva.

La identificación de las diferentes facies sedimentarias en los rellenos kársticos permite reconstruir la secuencia de procesos sedimentarios que formaron el depósito, su relación con el medio ambiente e interpretar la relación entre las acumulaciones arqueológicas y los sedimentos (Farrand 1975; Straus et al., 2001; Goldberg y Sherwood 2006; Finlayson et al., 2008). A través de este trabajo, esperamos que esta nueva clasificación de facies sedimentarias sea aplicable a otros sitios kársticos, especialmente en el resto de yacimientos kársticos presentes en la Sierra de Atapuerca.

Este estudio se ha apoyado en una descripción detallada de los perfiles disponibles en el yacimiento, así como en el seguimiento durante la excavación. Las plantas de excavación han permitido ver el desarrollo horizontal de alguno de los niveles sedimentarios, apoyando las interpretaciones obtenidas en las secciones.

El trabajo de campo se ha combinado con análisis de laboratorio, como son los análisis del tamaño de partícula mediante tamizado y difracción láser. Estos trabajos han permitido definir la textura de los niveles sedimentarios complementando las observaciones de campo.

El desarrollo de este trabajo busca cumplir con los principales objetivos de la tesis doctoral, centrados en la descripción y revisión de la sección estratigráfica de Gran Dolina, como continuación de los trabajos estratigráficos y sedimentológicos previos realizados en este yacimiento (Gil et al., 1987; Parés y Pérez-González, 1999; Pérez-González et al., 2001). Este artículo es el resultado de la mayoría de los análisis realizados durante esta tesis doctoral y la interpretación derivada de ellas.



Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary International

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quaint



Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain)

I. Campaña ^{a,*}, A. Benito-Calvo ^a, A. Pérez-González ^a, A.I. Ortega ^{a,b},
J.M. Bermúdez de Castro ^a, E. Carbonell ^{c,d}

^a Centro Nacional de Investigación Sobre Evolución Humana (CENIEH), Paseo de la Sierra de Atapuerca 3, 09002 Burgos, Spain

^b Grupo Espeleológico Edelweiss, Excma. Diputación Provincial, 09071 Burgos, Spain

^c IPHES, Institut Català de Paleoeccologia Humana i Evolució Social, C/ Marcellí Domingo s/n Campus Sescelades URV (Edifici W3), 43007 Tarragona, Spain

^d Universitat Rovira i Virgili (URV), Campus Catalunya, Avinguda de Catalunya 35, 43002 Tarragona, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Available online xxx

Keywords:

Sedimentary facies
Gran Dolina
Atapuerca
Cave sedimentation
Early and Middle Pleistocene

ABSTRACT

Gran Dolina is a cavity infill of the Sierra de Atapuerca, containing three important Early and Middle Pleistocene archaeo-paleontological layers, including hominid bones, fauna and lithic remains. Due to the relevance of this site to understand human evolution in Europe, it is essential to define in detail the sedimentary processes and environments associated with the archaeological remains. Gran Dolina has a 19 m thick sedimentary infill divided into 11 lithostratigraphic units. In this work, we describe the sedimentary facies of the Early and Middle Pleistocene units and we update its stratigraphy. For that purpose, we have studied the stratigraphic excavation profiles available, where we have combined field observations with laboratory sedimentary analysis (sieving, laser diffraction, and image analysis) to characterize the texture and structure of the sediments. Through these studies, 19 sedimentary facies have been distinguished, grouped as sediment gravity flow facies, fluvial facies and autochthonous facies. The facies associations indicate two main trends in the allochthonous sequence. During the Early Pleistocene (TD4–TD7), the cavity acted as a stream sink, where channel and floodplain facies migrated along the sequence, and were interbedded with lateral gravity sediment flows. On the other hand, the Middle Pleistocene sequence between TD7 and TD10 is dominated almost exclusively by gravity flows. At least three main entrances have been inferred from input directions of the sediments, which changed over time. Sediment characteristics have allowed us to preliminarily infer environmental conditions around the cavity.

© 2015 Elsevier Ltd and INQUA. All rights reserved.

1. Introduction

Caves are natural sedimentary traps, accumulating and preserving sediments and archaeological remains. These tell us about the processes of cave formation and the relationship between the caves and their environment (Farrand, 2001). Sediments can have different origins, some derived from the interior cave dynamics (autochthonous sediments), and others coming from the outside and introduced into the cavity through natural entrances, so-called allochthonous sediments (Gillieson, 1998; Farrand, 2004). Cave sediments have been widely studied in many caves (Shaw, 1992; Lawson, 1995; Pérez-González et al., 1995, 2001; Polk et al., 2007;

Kadlec et al., 2008; Fornós et al., 2009; Turk and Turk, 2010; Martini, 2011; Angelucci et al., 2013). Identifying the different sedimentary facies from karst infills is useful in reconstructing the sequence of processes that occurred in the formation of the cavities, their relationship with the environment and to interpret the relationship between archaeological accumulations and sediments (Farrand, 1975; Straus et al., 2001; Goldberg and Sherwood, 2006; Finlayson et al., 2008). Recent studies (Ford and Williams, 2007; White, 2007) on cave deposits divided sedimentary facies into three principal groups (allochthonous, autochthonous and chemical deposits), differentiating up to 23 principal origins for cave sediments.

The Sierra de Atapuerca karst infillings record impressive sequences dating from the Early Pleistocene (Gran Dolina, Sima del Elefante and Galería infillings). These sequences have thicknesses of 16–19 m, and include a rich and unique archaeo-

* Corresponding author.

E-mail addresses: isidoro.campagna@cenieh.es, icl@hotmail.com (I. Campaña).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.023>

1040-6182/© 2015 Elsevier Ltd and INQUA. All rights reserved.

Please cite this article in press as: Campaña, I., et al., Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain), Quaternary International (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.023>

paleoanthropological record. Among these infillings, Gran Dolina has provided a great amount of archaeological and paleontological remains that document the human activity and environment during the last million years (Carbonell et al., 2008; Rodríguez et al., 2011; Ortega et al., 2014). This site includes TD4 unit, which contains lithic remains and fauna probably over 1 Ma, and TD6 yielded human remains, stone tools and fauna dated at about 0.8–0.9 Ma (Carbonell et al., 1999; Berger et al., 2008; Gómez-Olivencia et al., 2012; Pablos et al., 2012; Parés et al., 2013; Rodríguez-Gómez et al., 2013; Saladié et al., 2014). In the Middle Pleistocene, the TD10 unit is prominent, and includes two rich layers of stone tools and fauna interpreted as a human campsite of 0.35 Ma (Faluères et al., 1999, 2013; Ollé et al., 2013).

In this work, we describe and classify the sedimentary facies of Gran Dolina cave, filled during the Early and Middle Pleistocene (Parés and Pérez-González, 1999; Pérez-González et al., 2001), in order to define the processes characterizing the evolution of this cavity and the sedimentary dynamic operating during formation of the archaeological layer. For that purpose, we propose a new cave sediment classification for Gran Dolina, based on field observations, sedimentological laboratory analysis, and previous cave studies. Through this work, we hope that this new cave sediment classification might offer the possibility to establish a sedimentary facies classification that can be applied to other karst sites. At the same time, we have updated the stratigraphical sequence of this site, using information gathered from new areas excavated during recent years.

2. Background

2.1. Geological and geomorphological setting

The Sierra de Atapuerca is a gentle anticlinal ridge (Fig. 1, Benito-Calvo and Pérez-González, 2014), part of the most north-western outcrop of the Iberian Chain, situated in the NE Neogene Duero Basin (Pineda, 1997), and drained by the Arlanzón River. This anticlinal ridge consists mainly of folded Late Cretaceous limestones and dolostones in a NNW–SSE overturned anticlinal structure.

The phreatic levels related to the first fluvial terraces of the Arlanzón River were associated with the generation of a multi-level endokarst system in the Late Cretaceous carbonates of the Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo, 2004; Ortega et al., 2013). The Sierra de Atapuerca multi-level system consists of 4.7 km of explored passages (Martín-Merino et al., 1981), composed mainly of three subhorizontal levels (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013). The Gran Dolina cavity is located in the intermediate level. This level is a sinuous subhorizontal phreatic passage about 500 m long and about 1000–1003 m in altitude, associated with the period of stability represented by terrace T3 (+70–78 m) (Ortega et al., 2013), during the Early Pleistocene (Benito-Calvo et al., 2008; Moreno et al., 2012). The vadose regime in this level was marked by incision of the Arlanzón River between T3 and T4 (+60–65 m). Gran Dolina is a WNW conduit with a keyhole or mixed morphology, that connects towards the WNW with the Penal cavity (Ortega, 2009). The opening of the caves to the outside during the Early Pleistocene resulted in allochthonous sediment input and the accumulation of archaeo-paleoanthropological remains.

2.2. Gran Dolina stratigraphic sequence

Gran Dolina has a 19 m thick cave infilling divided into 11 lithostratigraphic units (Gil et al., 1987; Parés and Pérez-González, 1999). The units named TD (Trinchera Dolina) are numbered from

bottom to top. The first two units (TD1–TD2) are autochthonous sediments and are archaeologically sterile. The rest of the units (TD3–TD11) are allochthonous sediments, mainly mass flows and fluvial sediments, including an important collection of human remains, fossils and lithic remains. The infilling processes finished with the formation of *terra rossa* soils in roof chimneys (Fig. 2).

The first stratigraphical study of Gran Dolina was conducted by Gil et al. (1987). In this work, Gran Dolina was differentiated into 11 lithostratigraphic units which have been used thereafter. Subsequent studies tried to relate the sedimentary record to the climatic record of the Quaternary using indirect dating methods such as fauna, geomorphology and paleomagnetism (Carracedo et al., 1987; Aguirre, 1992; Aguirre and Hoyos, 1992; Hoyos and Aguirre, 1995). Later, Pérez-González and Páres published several studies on Gran Dolina and its magnetostratigraphy (Parés and Pérez-González, 1995, 1998, 1999; Pérez-González et al., 2001).

Later stratigraphic contributions for the Gran Dolina site are limited. Canals et al. (2003) published an archaeostratigraphic study on TD6, containing a stratigraphic section of TD6.1 and TD6.2. Later, Bermúdez de Castro et al. (2008) presented a new stratigraphic column for TD6.1 and TD6.2, where the Aurora archaeostratigraphic set was defined as containing at least six sedimentary layers of gravel, silt and clay situated in TD6.2.

Although the principal stratigraphical units of the Gran Dolina site have remained the same since Gil et al. (1987), some nomenclature modifications have occurred during the progress of the excavation. A revision of these changes can be found in Rodríguez et al., 2011 where TD8–9 unit was introduced. On the other hand, some confusion persists about the nomenclature of the lower units, especially with regard to the presence of two sections separated by a limestone wall. In this area, different names have been used for the same unit, such as TDW4b, TD3–TD4 or TD3–4 (Cuenca-Bescós et al., 2001; Pérez-González et al., 2001; Van der Made, 2001; Rodríguez et al., 2011). In the present work, we have decided to use the name of TD4 for this unit, considering that TD3 has not been preserved.

Regarding geochronology, several dating methods have been used to date the Gran Dolina site, namely paleomagnetism, biostratigraphy, TL and ESR (Parés and Pérez-González, 1995, 1999; Faluères et al., 1999; Cuenca-Bescós et al., 2001, 2010; Berger et al., 2008; Parés et al., 2013). These studies have provided chronological data that are not always in agreement. The Matuyama–Brunhes boundary is situated at the top of TD7 (Parés and Pérez-González, 1995, 1999), with Dolina spanning from Early Pleistocene (TD1–TD7) to Middle Pleistocene (TD8–TD11). Below TD7 lies TD6 including the *Aurora Stratum*, famous for its artifacts and human remains (Carbonell et al., 1995; Bermúdez de Castro et al., 2008). This important layer is dated at 0.78–0.85 Ma (Faluères et al., 1999, 2013), with 0.77 ± 0.08 Ma as a more realistic date (Duval et al., 2012). A more recent study suggests a 0.936 Ma date for *Aurora Stratum*, and possibly formed during marine isotope stage (MIS) 25 (Parés et al., 2013). The lowest unit of the Gran Dolina site (TD1) has a date of 1.18 ± 0.15 Ma (Faluères et al., 2013) and the top has been dated at 0.2–0.24 Ma (Berger et al., 2008), so Gran Dolina represents a range of about 1 million years. A possible Jaramillo or Cobb Mountain subchron presence has been described in the TD1 unit (Parés and Pérez-González, 1999; Parés et al., 2013), according to ESR ages from quartz (Moreno García, 2011; Moreno et al., 2015).

3. Methodology

The study and classification of the different facies and sedimentary environments of Gran Dolina required a detailed description of the available stratigraphic excavation profiles (Fig. 6). This fieldwork has been combined with laboratory analyses aimed

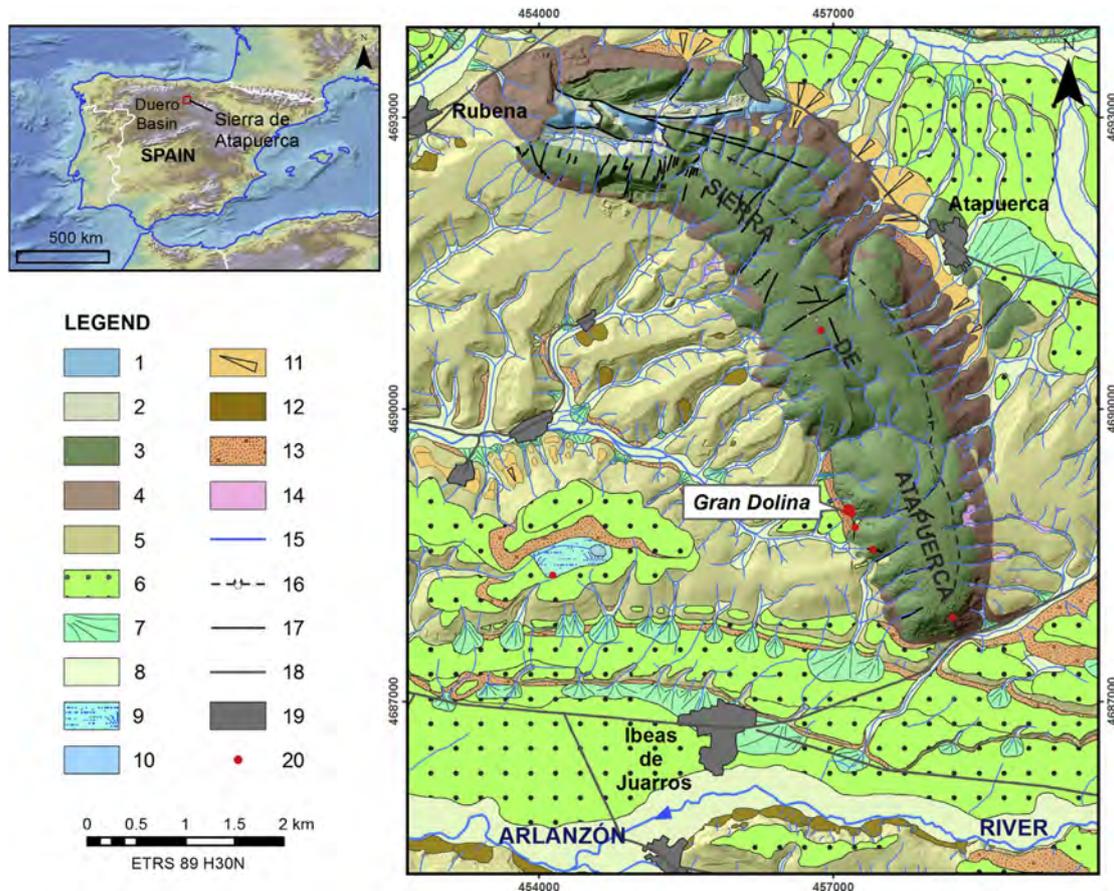


Fig. 1. General location and geological map of the Sierra de Atapuerca (simplified from Benito-Calvo and Pérez-González, 2014). Legend: 1, Jurassic; 2, Early Cretaceous; 3, Late Cretaceous; 4, Oligocene; 5, Miocene; 6, Fluvial terraces; 7, Cones; 8, Floodplains and valley floors; 9, Semi-endorheic areas; 10, Seasonal pools; 11, Glacis; 12, Landslides; 13, Colluvium; 14, Dolina floors; 15, Drainage network; 16, Inferred overturned anticline; 17, Faults; 18, Roads; 19, Populations; 20, Archaeological sites.

at describing the texture of the sediments. Particle size sieving and laser diffraction techniques have been used. For sieving techniques, a ϕ size sieve, range -3ϕ to 4ϕ , was used. Larger sizes have not been analyzed because a large amount of sample would have been required to obtain a representative analysis. A Beckman Coulter LS13 320 laser diffraction particle size analyzer was used to measure the particle size of the silt and clay fraction. Particle size has been classified following the classification of Blott and Pye (2012). Percentages of matrix and clasts were also calculated through image analysis using photogrammetry.

The survey of the stratigraphic profiles and facies maps of the sections was performed using 3D laser scanning techniques (Leica C10), total stations and photogrammetry, which have served to obtain a 3D model of textures with a RGB image of Gran Dolina. This model was useful for identifying the continuity and geometry of the sedimentary layers and the stratigraphic architecture of the site.

4. Sedimentary facies of the Gran Dolina site

The most recent studies (Ford and Williams, 2007; White, 2007) about cave deposits divide sedimentary facies into three principal groups: allochthonous sediments, autochthonous sediments and chemical sediments. Taking into account the characteristics of Gran Dolina, chemical sediments can be assumed as

autochthonous sediments. Based on these classifications, field-work descriptions and textural analysis, we have distinguished the following sedimentary facies in the Gran Dolina sequence (Table 1):

Table 1
Classification of sedimentary facies described in this work.

Allochthonous facies		
Sediment gravity flow	Debris fall	Facies A
		Facies B
	Debris flow	Facies C
		Facies D
		Facies E
		Facies F
Fluvial flow	Mud flow	Facies A
	Channel	Facies B
	Floodplain Decantation	
Autochthonous facies		
Speleothem		
Breakdown		
Phosphatic accumulation		
Weathering detritus		
Fluvial		Facies A
		Facies B
		Facies C

Please cite this article in press as: Campaña, I., et al., Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain), Quaternary International (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.023>



Fig. 2. Gran Dolina site in 1994 (M. A. Martín) and main lithostratigraphic units in the section cut by the railway trench.

4.1. Allochthonous facies

In the Gran Dolina sequence, we have identified two kinds of allochthonous facies: sediment gravity flow facies and fluvial flow facies, which are the most common deposits found in the cave.

4.1.1. Sediment gravity flow facies

Middleton and Hampton (1973) defined sediment gravity flow as the flow of sediments or sediment fluid mixtures under the action of gravity. This facies corresponds to isolated sediment inputs, which are deposited only short distances inside passages. Sedimentary gravity flows form cone-shaped deposits from vertical and sub-vertical entries, which may result in the entries silting up. A sufficiently large entrance is necessary for the occurrence of this type of facies, and which allows large sedimentary inputs. In Gran Dolina, three main sediment gravity flow types are distinguished, depending on the clast/matrix ratio.

4.1.1.1. Debris fall. Debris falls are sediments which have fallen under the action of gravity and where no fluid is necessary. These sedimentary deposits are of heterometric clast accumulations, usually angular, piled, and with little or no matrix. The Gran Dolina site has recognizable debris fall facies in the TD8 unit. They occur as cone-shaped clast-supported deposits of medium sized boulders to very coarse gravel, with about 50 cm maximum thickness in the center, decreasing towards the sides. Clasts are rectangular limestones and little or no matrix is observable. They are associated with a near sub-vertical entry and subsequent entries of debris flow facies. At least four debris fall events have been identified in the TD8 unit. Above the TD8 unit, debris fall facies decrease in size.

4.1.1.2. Debris flow. Dasgupta (2003) defined debris flow as a high-density clastic flow and laminar flow. Debris flow can also be defined as one-phase flow in which the whole mass undergoes continuous deformation (Coussot and Meunier, 1996). It represents a sudden moment when heterogeneous sediment slides because of dip and interstitial fluid. These facies deposits are unbedded sediment masses formed by the chaotic mixture of different particle sizes from clay to boulders. Two main phases can be separated: a matrix that consists of a mixture of fine sediment and water, and clast particles transported by it. Cave debris flow facies has a cone-shape where the large clasts are situated near of the tip of the cone and with grain size decreasing towards the distal zone, which has only silt and clay particles.

Six debris flow facies have been identified in the Gran Dolina sequence:

Facies A: Matrix-supported tabular boulders with muddy matrix: A breccia formed by medium to very small boulders surrounded by a muddy matrix rich in manganese oxide. Clasts are sub-angular and generally planar and elongate, situated in parallel to bedding planes (Fig. 3A), indicating different layers of deposits. Clasts represent about 30–40% of the facies. The muddy matrix is composed of 25% sand and 75% mud (Fig. 4A). This facies appears at the base of the allochthonous sediment sequence of Gran Dolina, in the TD4 unit. It has a 1–2 m thickness because of the accumulation of subsequent entries of sediment. Laterally, larger clasts are observed, losing the parallel orientation.

Facies B: Muddy matrix with small boulders: This facies shares many common characteristics with facies A, but has less than 20% boulders and these are not arranged parallel to bedding planes. Facies B has 0.1–0.3 m thick layers intercalated with gravel layers (Fig. 3B). The muddy matrix has the same composition as facies A, with 25% sand and 75% mud (Fig. 4B).

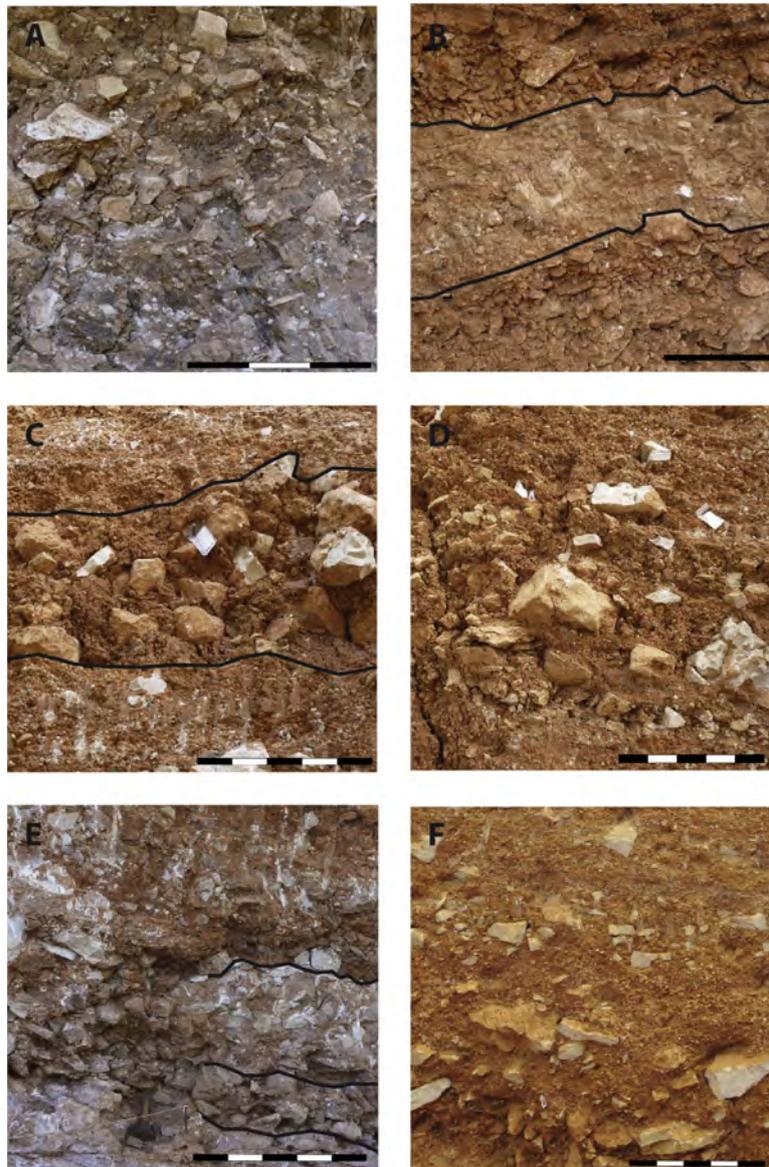


Fig. 3. Debris flow facies. A, TD4 unit detail where debris flow facies A is observed. B, Debris flow facies B between two channel facies A (TD4.1). C, Debris flow facies C observed in the upper zone of TD6.3. D, TD6.3 where debris flow facies D is observed. Note heterogeneous clast size and matrix-supported fabric. E, Debris flow facies E located in the lower section of TD8. On the left side of the image, matrix-supported fabric occurs, meanwhile in the center, clast-supported fabric is observed showing the heterogeneous nature of this facies. F, TD10 detail where debris flow facies F is observed. This kind of facies is the most common in this unit. Scale bar: 10 cm.

Clasts are subangular. This facies has a larger amount of gravel than facies A, between 5% and 20% mass weight. The similarity of facies B to facies A and its proximity in the Gran Dolina sequence indicate a common sedimentary process.

Facies C: Clast-supported boulders with muddy matrix: This facies is characterized by medium and small boulders in close contact with muddy matrix (Fig. 3C). Clasts in the section represent >30% of the facies, and are medium to small subangular elongate boulders, with a low content of gravel (Fig. 4C). The general characteristics of this facies are poor sorting, and its massive and

ungraded nature. Facies C occurs in TD6 and TD10 units, with a 0.5–1 m thickness, with more boulders towards the NW and less towards the SE, where the layer changes to mud flow facies.

Facies D: Matrix-supported boulders and gravels with muddy matrix: Facies D is one of the most common facies in the Gran Dolina site. It is characterized by a mixture of chaotic and unsorted sediments from medium boulders to gravels, sands and mud, in a homogenous deposit (Figs. 3D, 4D). It is present in TD5, TD6, TD8 and TD10 forming layers of 0.3–1 m thickness that change to mud flow facies towards the SE. Clasts are subangular and elongate. Locally, there are zones which are clast-supported.

Please cite this article in press as: Campaña, I., et al., Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain), Quaternary International (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.023>

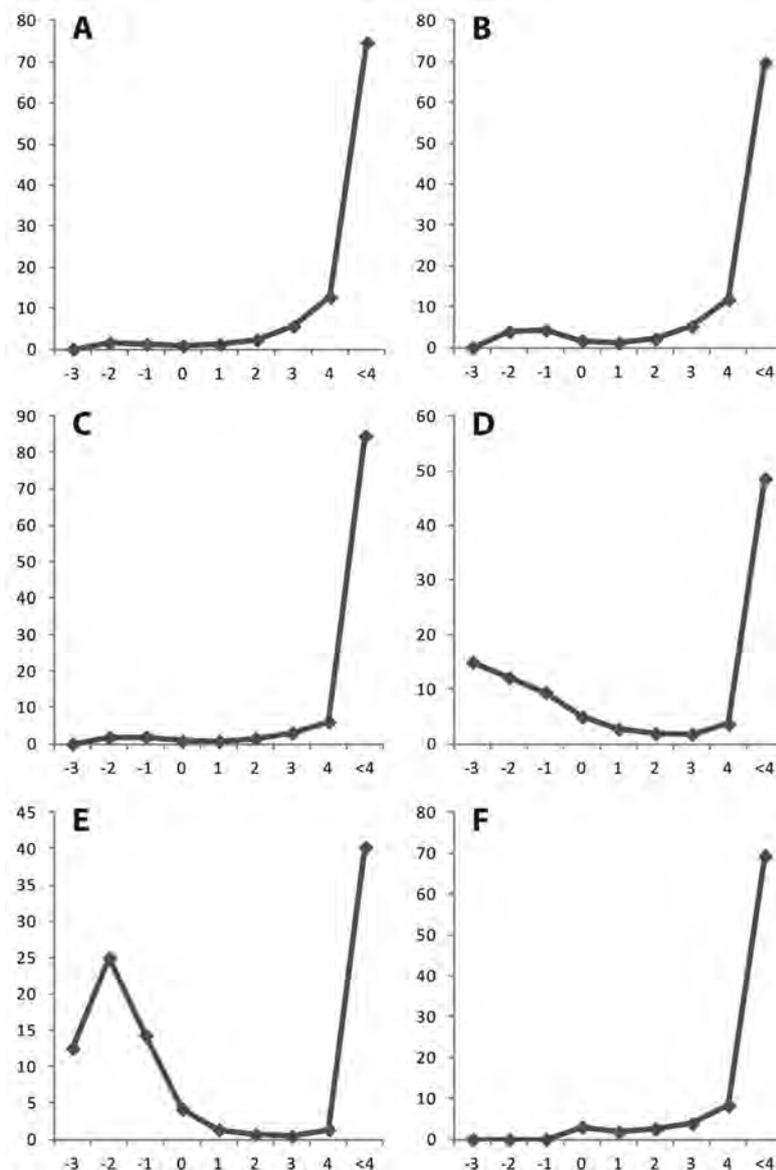


Fig. 4. Particle size distribution of sediment gravity flow facies samples from Gran Dolina site. Axis of abscissa – Phi size. A, Debris flow facies A. B, Debris flow facies B. C, Debris flow facies C. D, Debris flow facies D. E, Debris flow facies F. F, Mud flow. Data from debris flow facies E could not be collected due to cemented nature.

Facies E: Clast-supported boulders and gravels with muddy matrix:

This facies is generally unsorted and ungraded, forming a massive deposit of clastic sediment. The clasts range from very fine gravel to small boulders and they are mostly in close contact. Matrix-supported areas are also observed (Fig. 3E). Facies E occurs overlying debris fall facies, at the base of TD8, and it is mainly cemented by carbonate.

Facies F: Grain-supported boulders: This facies is generally massive and ungraded. Clasts are mostly medium to small boulder sized (Fig. 3F), representing 10%–30% by weight and supported by a gravel-mud matrix (Fig. 4E). Facies F is thought to represent a non-cohesive debris flow. A non-cohesive or

granular debris flow is a high density and laminar flow (Dasgupta, 2003), characterized in the field by matrix-supported clasts and a gravel–sand matrix. This facies is distributed mainly in the upper sequence as thick beds dipping to the east and it usually contains archaeological remains.

4.1.1.3. Mud flow. This facies is frequently found in the SE of the section of the Gran Dolina site, related to distal sediments or low energy flows. Mud flow is characterized by 5–30 cm thick tabular layers of normally unsorted structureless fine sediments (Fig. 4F). Particle size is about 20% sand, varying from fine to very fine grain size (Fig. 4F), and 80% mud, more silty in the proximal zone and more clayey towards distal zones. Mud flow facies can appear as differentiated layers or as the distal zone of debris flow

facies. In the latter case, mud flows show a gentle southward slope.

4.1.2. Fluvial flow facies

Fluvial flow facies in the Gran Dolina site are mainly composed of gravels and mud. Gravels are deposited in channel flows, while muddy sediments are found at its limits or as a last deposit of water flow. Three main fluvial facies types are distinguished.

4.1.2.1. Channel. Channels are the principal fluvial facies. They are represented in Gran Dolina as grain-supported and grain-size decreasing gravel layers often having a lenticular-shape. Gravels are well sorted, subangular limestones. Cross-stratification is often observed. The largest particle sizes that appear at the base of lenticular-shaped sediments are named lags. Lag layers indicate periods of migration of the main channel which are identified by grain-size decreasing cycles that end in a layer of clay. As in sub-aerial rivers, inside caves it is common to see several channel migrations arranged one on top of each other. In the Gran Dolina site, this is clearly observed in TD6 and TD11 channel facies. This facies is distributed in the Early Pleistocene units and in the upper unit (TD11) of Gran Dolina. Channels located in the lower units develop along the NW wall of the passage. Depending on the amount of matrix, two channel facies are differentiated.

Facies A: Grain-size decreasing gravels: This facies forms 10–30 cm thick layers, located in the lower sequence (TD4 and TD5). It is characterized by a low amount of matrix, less than 40% of the total weight. In facies A, lag and lenses are frequent, where different channel migrations could be observed in the same layer. Decantation facies are often found on top of this facies, marking the final period of water flow.

Facies B: Gravels with muddy matrix: This facies refers to thin layers of gravel whose grains are either supported by a muddy matrix or in loose contact. The matrix is composed of sands and mud and represents more than 40% of total weight. This facies occurs in the lower layers of TD6 and TD11, associated with debris flow facies.

4.1.2.2. Floodplain. These facies are silts and clay layers near channel sediments. They are yellowish red homogenous layers composed of coarse and fine silt, including between 10% and 30% clay (Fig. 5) and about 20% or less of sands. Clasts are scarce in this facies, but they are occasionally present. This facies frequently shows prismatic breaking and manganese oxide precipitation, mainly in the lower units. In TD7, floodplain facies show millimeter laminations and yellow colors. As a result of its aspect and particle size, floodplain facies can be locally confused with decantation facies or mud flow facies, but it is identified by its association with channel facies. Floodplain facies always appears in the SE of the section.

4.1.2.3. Decantation. Decantation facies are yellowish red clayey silt layers with horizontal laminations and are very thin. They usually contain less than 20% of sands and no clasts or gravel. Particle size analyses of the mud fraction reveal a 70:30 silt/clay ratio (Fig. 5), and coarse silt as the principal particle size. These results are variable between different decantation layers and do not allow differentiation between this facies and floodplain facies. Decantation facies often show prismatic breaking and manganese oxide precipitation. The most important decantation facies are in TD6, TD7 and TD10 where they do not exceed 10 cm thickness. This facies is interpreted as suspended sediment transported into the cave and deposited by decantation. Normally, they are located

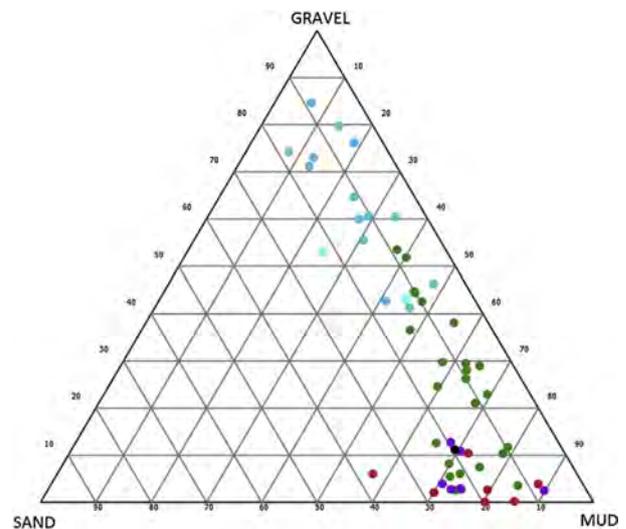


Fig. 5. Ternary plot of gravel–sand–mud content of samples from Gran Dolina site. Blue: Channel facies. Green: Debris flow facies. Purple: Floodplain facies. Black: Mud flow facies. Red: Decantation facies. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

at the top of a fluvial sequence, where the lowest energy associated with the end of the flow allows the deposition of the finest materials. Regardless of channel facies distribution, they only occur in certain places marking important sedimentary dynamic changes.

4.2. Autochthonous facies

Autochthonous sediments are generated within the karst, as a result of cave processes such as weathering or breakdown. These kinds of sediment are usually produced when the cave is closed to the outside, since the cave sedimentation rate is slower than with allochthonous deposition, and the latter prevents autochthonous sediment accumulation. Autochthonous facies occur at the base of the stratigraphic record, before opening of Gran Dolina to the outside. In the Gran Dolina site, we have differentiated five autochthonous facies, although new excavation ongoing at the base of Gran Dolina will allow us to study autochthonous deposits in more detail.

4.2.1. Speleothem

Speleothems are chemical precipitation deposits formed inside caves. The Gran Dolina site has two well developed carbonate speleothems in TD1 and TD2 units and minor growths in TD5, TD7 and TD8–9. The TD1 and TD2 speleothems are 50 cm thick lenticular-shaped layers, located in the northern section of Gran Dolina, before allochthonous facies input. They are well crystallized and show several phases of crystallization. The speleothem layers whose growth over allochthonous facies is discontinuous and thin (0.5–10 cm thick), show poorer and smaller crystal formation. The formation of speleothems implies cessation of allochthonous sedimentation and slow autochthonous sedimentation. Thus, cave entrances were closed.

4.2.2. Breakdown

Breakdown facies are characterized by large and angular boulders breaking off from the ceiling and walls of caves. In Gran Dolina, breakdowns appear in the TD2 unit and in TD10, and are included

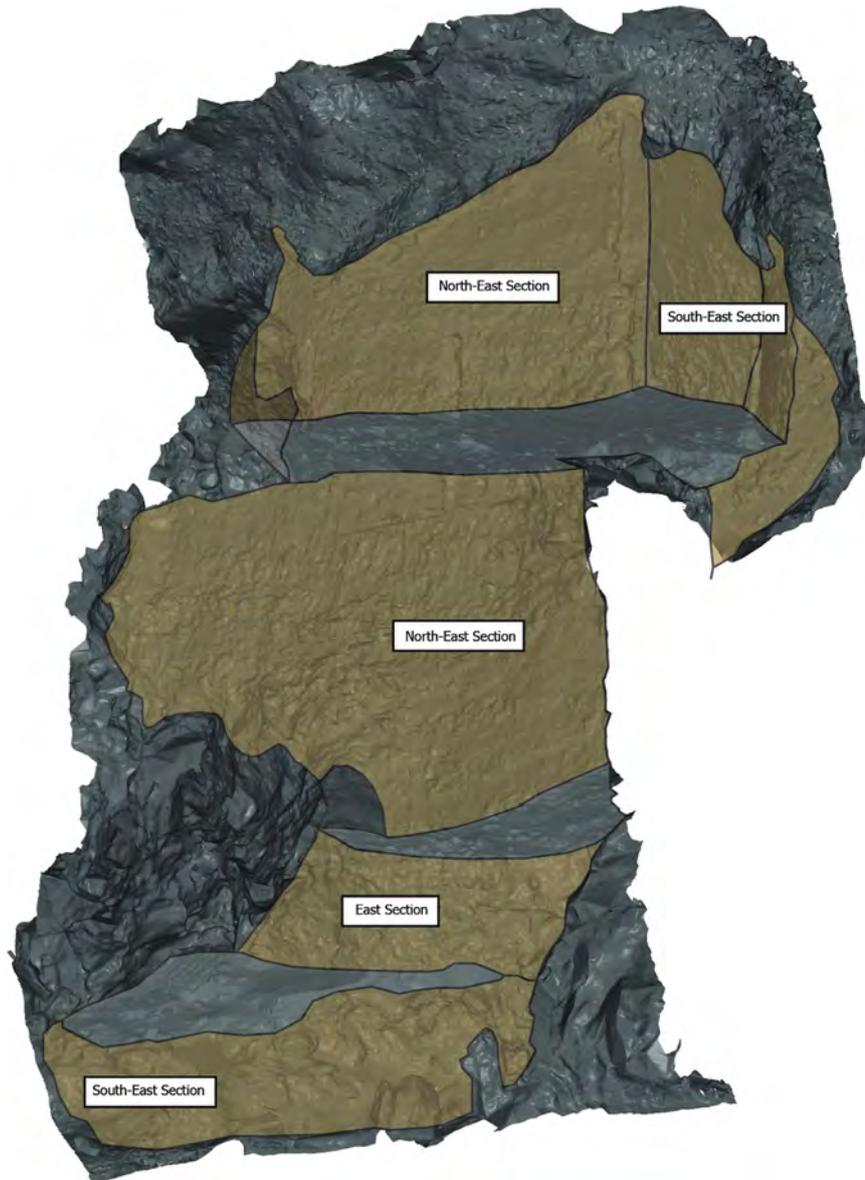


Fig. 6. Mesh of Gran Dolina site where each excavation section is represented.

in debris flow facies. The rock falls have caused sediment deformation in the underlying layers, as in the TD1 unit, where laminated layers are folded because of TD2 breakdown. Causes of collapse can be because of undermining of the underlying support, loss of hydrostatic pressure caused by transition from phreatic to vadose conditions, cryoclastism, secondary mineral wedging, or earthquakes (Sasowsky, 2007).

4.2.3. Phosphatic accumulation

Inside caves, it is usual to find white or yellow deposits from phosphatic precipitation (Hill and Forti, 1997; Karkanas et al., 1999; Weiner et al., 2002; Shahack-Gross et al., 2004). In the Gran Dolina site, there are specific areas of precipitation of phosphates, probably associated with hyena coprolites, and a unit of bat guano, TD9

(Pérez-González et al., 2001). Phosphates appear as millimetric and centimetric crusts formed around weathered limestones. These crusts show a brown–white lamination. Mineralogical analysis reveals that phosphates in Gran Dolina are hydroxylapatites, with a variable amount of carbonate radical in their structure. This variability and the difference in crystallization explain the laminations observed in some crusts. Phosphatic growths are concentrated in the SE of the section, where TD6 hyena coprolites are located and the section is affected by a cut-and-fill, which carries sediments from TD9.

4.2.4. Weathering detritus

Weathering detritus are silt and clay deposits formed by the dissolution of host rock (White, 2007). The contact of sediment

with the ceiling and wall of Gran Dolina causes partial dissolution of the host rock and generation of silty sediment at the top of the TD11 unit.

4.2.5. Fluvial

Autochthonous fluvial layers are sediments deposited by the action of a more or less constant stream of groundwater that selects and concentrates particles of similar size. It is formed by well sorted sands, which display a unimodal particle size distribution and usually include a very high percentage of quartz grains. As with allochthonous fluvial facies, the grain size depends on stream energy. This facies can have an influence from outside since stream groundwater is usually related to outside river losses through karst features. Three sub-facies are differentiated depending on granularity and structure.

Facies A: Laminated sandy silt with soft nodules: This facies is observed at the top of TD1 and TD2 and is composed of well sorted laminated sandy silt, with dark-pale brown layer alternations. Soft nodules are present in some layers. The morphology, internal laminations and vertical position of these nodules indicate its diagenesis. Speleothem facies commonly overlies this facies. This facies shows increased thickness towards the northern section.

Facies B: Laminated clayey silt with cemented layers: Facies B shares many characteristics in common with facies A, having laminated layers, but with a more clayey texture. In fact, this facies always occurs under facies A, in TD1. An alternation of cemented and non-cemented layers is found, where cemented layers develop discontinuous hard surfaces.

Facies C: Sands and clays: Facies C only occurs in TD1 and represents the lowest layers found in the Gran Dolina site. It is characterized by well sorted sand layers and clay layers where limestone clasts are often found. The sand layers are lenticular and thin. Clay nodules are often observed within the sand layers. It is a heterogeneous facies where no internal structures can be differentiated.

5. Discussion

5.1. Sediment source area

The form and type of sediment gravity flow depend on the available sediment from the source area, energy flow and cave entrance type. Sources of sediment inside Gran Dolina are the southern slopes of the Sierra de Atapuerca. The main type of soil formed in Sierra de Atapuerca is terra rossa, a red silty clay soil characteristic of the Mediterranean region, and which forms on limestones and dolostones (Durn et al., 1999; Schatzl and Anderson, 2005). These soils are characterized by red muds with less than 10% sand, and about 70% silt and 30% clay. They are mainly composed of quartz, phyllosilicates and iron oxides. Because these soils are formed by weathering processes in the epikarst zone, the formation of significant amounts of terra rossa should be related to warmer and more humid climatic conditions. Slope failures would produce mud and debris flows, which would be introduced into Gran Dolina cave depending on the cave entrance size. Soil erosion on the Sierra de Atapuerca slopes could also be produced by fluvial processes, which involve a hydrologic reactivation inside the karst system, somehow related to an increase in relative humidity in the nearest environment.

5.2. Site formation processes and depositional environments

Unit TD1 is the oldest sedimentary unit known in Gran Dolina cave and is formed by autochthonous fluvial facies. The first sedimentological events of Gran Dolina (autochthonous fluvial facies C) were marked by small and discontinuous sheet water flows which eroded the previous clay layers. Subsequently, water flows were formed inside, the energy system increased and classified the sediment, giving rise to autochthonous fluvial facies B and facies A. The change from facies B to facies A meant an increase in flow energy and sorting of larger particles. The top of TD1 is defined by a speleothem, which coincides stratigraphically with a breakdown of large boulders. The latter have generally been used to define the TD2 unit (Parés and Pérez-González, 1999). Within TD2 and overlying the large boulders, autochthonous floodplain facies A is deposited, reactivating a similar environment to TD1. In the same way, TD2 also ends with a notable speleothem. This cyclic sedimentation is associated with vadose discharge variations in the cave, perhaps related to seasonal humidity variations (e.g. minor cycles), or to large recurrent periods (e.g. TD1 and TD2 cycles). Nevertheless, no available chronological indicators allow precise dating of the recurrence of this stratigraphical sequence. A normal polarity excursion is described in autochthonous fluvial facies A, below the TD2 speleothem (Parés and Pérez-González, 1999; Parés et al., 2013).

TD3 described by Gil et al. (1987) is not preserved in the current section at Gran Dolina, suggesting that this unit was a locally restricted clayey unit. In the section, TD2 is overlain by TD4.

TD4 is the earliest allochthonous unit currently observable at Gran Dolina. This infill is a silty clay matrix debris flow (Debris flow facies A and Debris flow facies B, Fig. 3), formed by inputs from the SE towards the NW, through a high gradient entry (Gillieson, 1986; Bosch and White, 2004). The debris flow has around 70–75% silty-clay matrix (Fig. 10), greater than in TD5 and TD6.3 debris flows, indicating soil formation outside perhaps related to a relatively warm and more humid climate. Afterwards, water flow coming from outside introduced gravel sediments, indicating that Gran Dolina began to work as a sink, in a similar way to other railway trench sites (Ortega et al., 2013). Grain-size decreasing gravels (Channel facies A) mark the beginning of the TD4.1 sequence (Fig. 7) and indicate stream flow (Deckers and Riehl, 2007), which lies along the passage NW wall, coming from a general western direction. Thus, the input directions are different between gravity flow facies and fluvial facies, suggesting the existence of two different kinds of cave inputs. At least four cycles of alternating gravity flows and channels were distinguished in TD4.1 (Figs. 8 and 9).

During the archaeological excavation, fallen flowstone sheets were found at the top of TD4. The positions and morphologies of these speleothem fragments suggest the existence of a flowstone floor around this height attached to the southern limestone wall. This floor had to be developed over the old surface of sediments, which were eroded later.

TD5 unit was divided into TD5.2, mainly a gravity flow sub-unit situated at the base, and TD5.1, basically a channel facies sub-unit characterizing the top of TD5 (Fig. 8). TD5.2 is a fining upwards debris flow sequence of facies D, finishing with mud flow facies. As debris particle size is constrained by the entrance size (Bull, 1981), this fining upward sequence probably reflects the silting up of this entrance. This entry would be situated in close proximity as indicated by the presence of large clasts.

The lack of channel facies in TD5.2, unlike TD4, could indicate a drier environment in the cave, and perhaps also in the outside

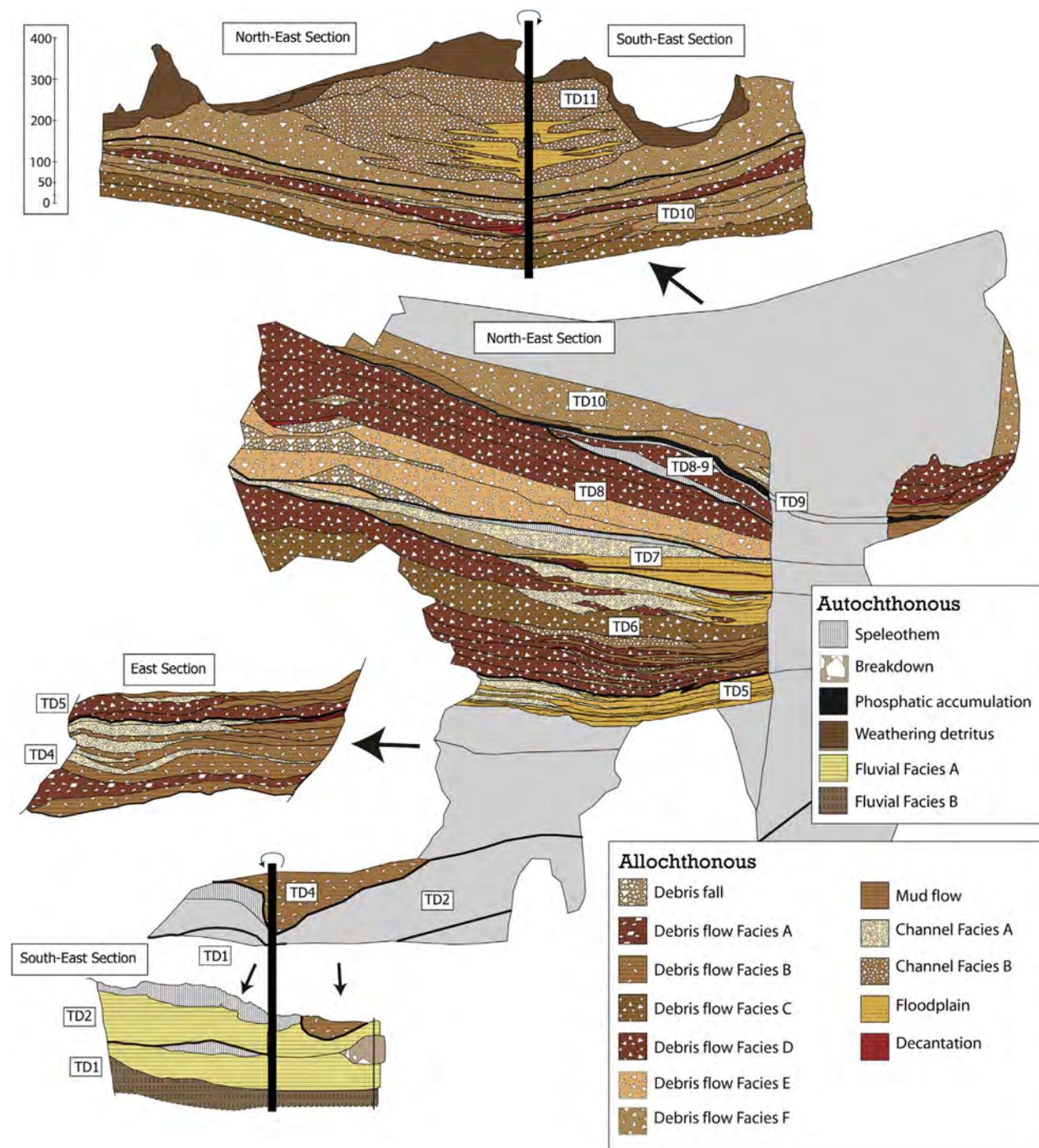


Fig. 7. Sedimentary facies distribution and revised stratigraphic section of Gran Dolina site. The site has been separated into each excavation section actually observable. Scale in cm.

environment, but the silty mud matrix of debris flow facies D suggested a good subaerial soil development outside, associated with a warm and humid climate. On the other hand, TD5.1 is composed exclusively of channel and floodplain fluvial facies (Fig. 7). Channel facies developed along the NW wall of the passage, in the same way as TD4 channel facies (Fig. 7), indicating a similar input area from the west. At least five fluvial

cycles are differentiated (Fig. 9). Each cycle represents a humid–dry change, where dry periods are defined by no sedimentation. During these events, micromorphological studies have revealed high sedimentation rates indicated by poor development of soil-formation processes (Vallverdú, 2002), suggesting that humid sedimentation periods may have dominated. This is supported by the squamate and amphibian fossil

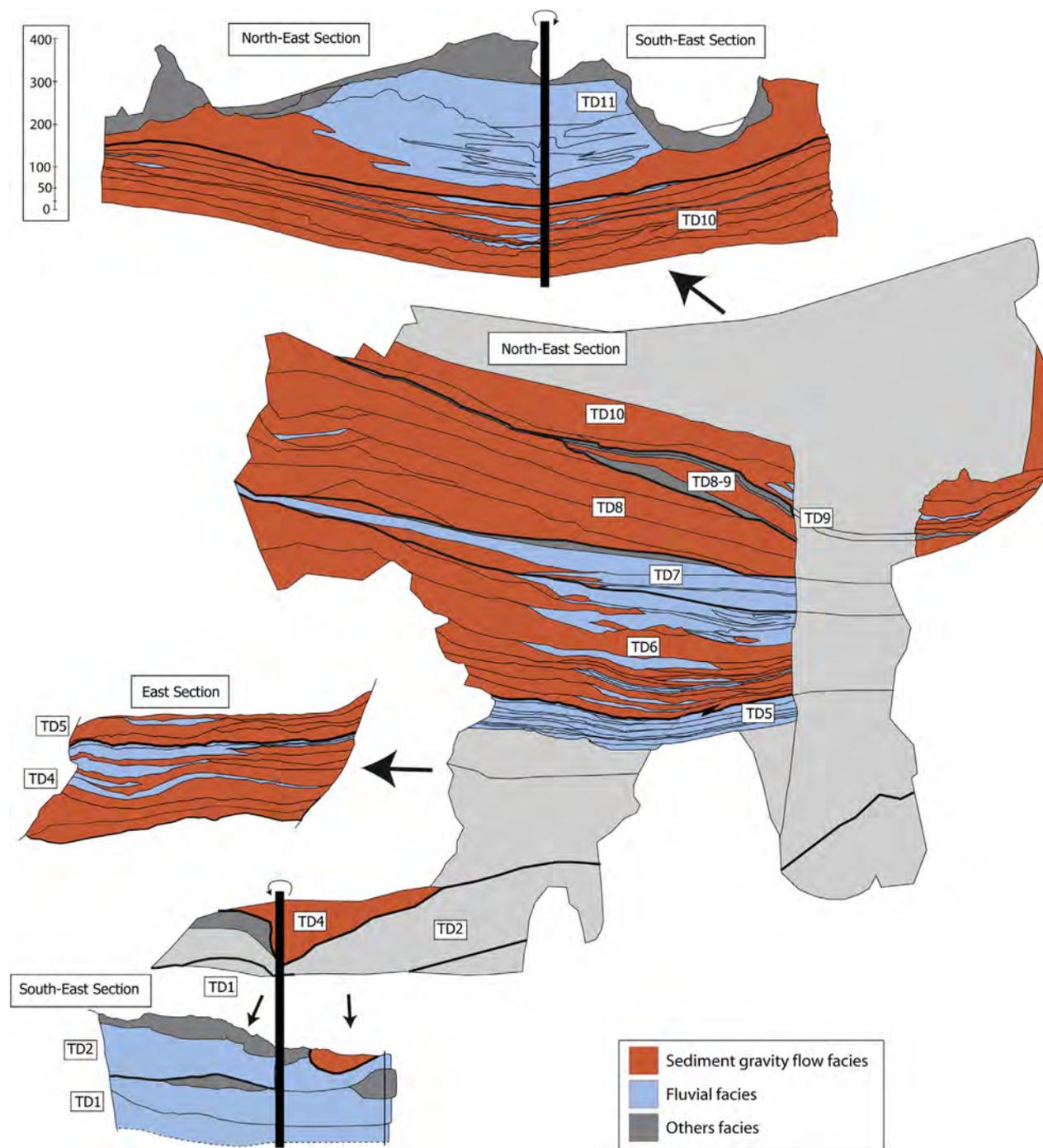


Fig. 8. Distribution of the main sedimentary processes in the Gran Dolina site. The site has been separated into each excavation section observable. Scale in cm.

record in this sub-unit (Blain et al., 2009), which indicates a climatic evolution towards colder humid conditions at the top of TD5. This climatic change is consistent with the facies change in TD5.1, where fluvial facies are a proxy for more humid environments. This increasing humidity is also indicated by the presence of small mammal faunas (López-Antoñanzas and Cuenca-Bescós, 2002).

An important sedimentary change is recorded between TD5 and TD6. Fluvial facies decrease and gravity flow facies are predominant. The base of TD6 (sub-unit TD6.3) begins with an anomalous debris flow facies D (Fig. 7), which includes very small clast-supported boulders. This layer marks the reactivation of the cave after a stable period. The sub-unit continues with normal debris flow facies D, and channel facies B overlying the debris flows, which

Please cite this article in press as: Campaña, I., et al., Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain), Quaternary International (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.023>

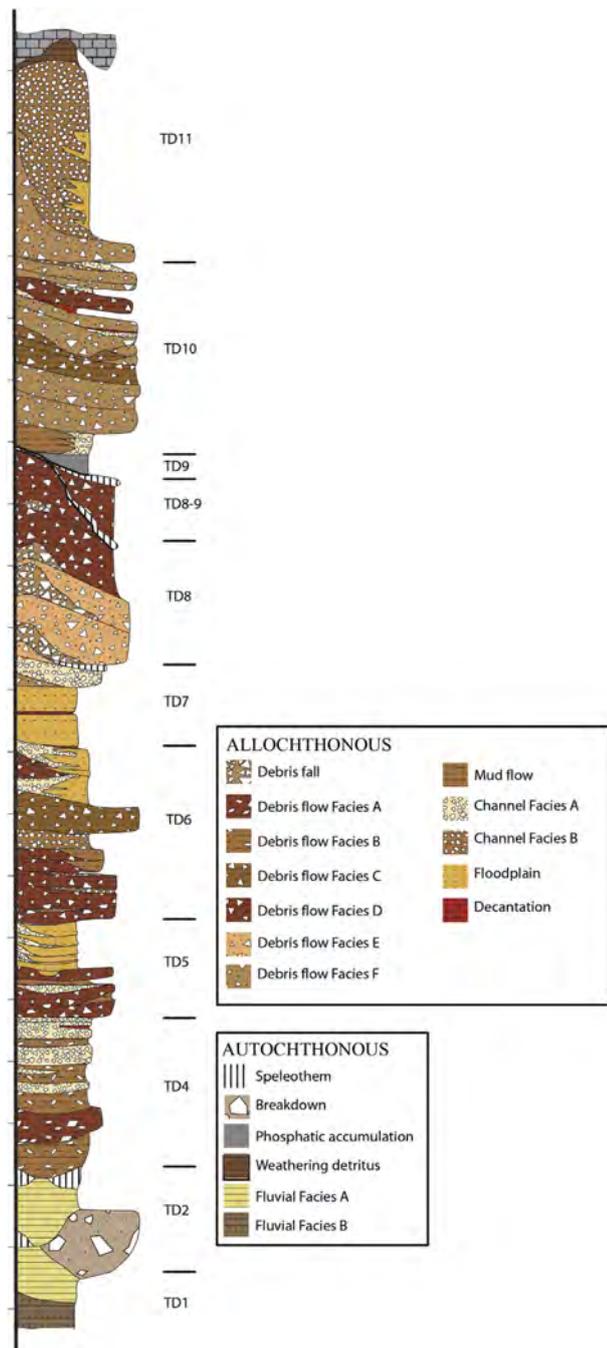


Fig. 9. Synthetic sedimentary facies column of Gran Dolina site.

smooth the paleorelief created by those flows (Fig. 7). Debris flow facies D was formed by sudden inputs of washed sediment, meanwhile channel facies B was deposited by a small ephemeral flow with poorly sorted grain size that moved over the debris flow, similar to a braided river (Hassan et al., 2009).

A decantation clay layer is found within TD6.3 (Fig. 9), which could indicate a flooding event to the SE of the cavity and slow sedimentation rates or sub-aqueous debris flow input. The dip of

the debris flow facies and the decrease in coarse sediment southward indicate a new sediment entry point in the cave, from the NW towards the SE, opposite to that observed in previous units (Fig. 7). This new entry dominates the rest of the Gran Dolina infilling, and is located near the current Penal karst infilling. The TD6.3 sub-unit is completed by debris flow facies C (Fig. 3C), defined by large clasts, currently placed in the center of the stratigraphic section. These large clasts imply a large entry zone and higher energy than in lower units. In addition, the central position of the large clasts suggests other input directions for the deposits, nearly perpendicular to the current stratigraphic section. This new direction could denote another entry position or the existence of paleorelief which controlled the sedimentation.

Sedimentary processes in subsequent TD6 sub-units (TD6.2 and TD6.1) are different from TD6.3. In TD6.2 and TD6.1, channel facies A dominate with wider channels than in previous layers (Fig. 8). Channel facies change laterally to floodplain silts, defining an environment with rapid flooding events as a result of water level oscillations, as also suggested by micromorphological analysis (Vallverdú, 2002).

TD6.2 sub-unit includes hominid remains, both in channel facies and in its associated floodplain facies (Carbonell et al., 1995; Bermúdez de Castro et al., 1997, 2008, 2012). The new entrance location of TD6 could have allowed hominid access to the interior of the cave and use of the cave by hominids as a home base (Carbonell et al., 1999; Saladié et al., 2011, 2014). In previous work, this section has been defined as the "Aurora archaeostratigraphic set" (AAS) (Bermúdez de Castro et al., 2008). AAS consists of six layers of clay, silt and gravel correlating with the Aurora Stratum defined in 1995 in the SE area (Parés and Pérez-González, 1995, 1999). Their lithology, morphology and interrelationship suggest a fluvial environment with lateral floodplain development. Three lag layers have been differentiated within TD6.2 channel facies, indicating respective reactivation layers of the fluvial flow. In addition, TD6.2 includes two decantation layers, with thicknesses increasing up to 30 cm towards the excavated area, where the lowest local topography should be situated. These layers represent a cessation of stream flow in this area, characterized by low sedimentation rates and energy (White, 2007). In the upper part of TD6.2, a thick debris flow facies D enters from the NW, as with other debris flows in TD6.3 (Fig. 3D). This input formed a paleorelief in slope towards the SE that prevented the formation of a floodplain to the NW of Gran Dolina.

Therefore, TD6.1 and TD6.2 show discontinuous events that may be associated with environmental changes. These two sub-units indicate fluvial reactivation events where the main environment is a stream inside a passage, passing through the center of the passage with southward lateral floodplain development (Fig. 7). These fluvial reactivations may be related to a more humid environment in the Sierra de Atapuerca with drier moments represented by debris flow facies D previously described. This interpretation is in agreement with the pollen data that postulate a drier climate at the base of TD6 and becoming more humid towards the top (García-Antón, 1995), but in disagreement with a study of herpetofauna that showed the opposite, with a drier environment increasing to the top (Blain et al., 2008). TD6 finishes with a hyena coprolite layer and a red decantation facies indicating a slow sedimentation rate. Both indicate a moment of stability inside the cave at the end of TD6, and a major temporal hiatus between TD6 and TD7 (Fig. 10).

Unit TD7 starts with a thick silt deposit interpreted as floodplain facies (TD7.3 and TD7.4) (Fig. 9), with microlaminations (Vallverdú, 2002) and very low angle cross-bedding (Parés and Pérez-González, 1999). The oscillation in percent sand

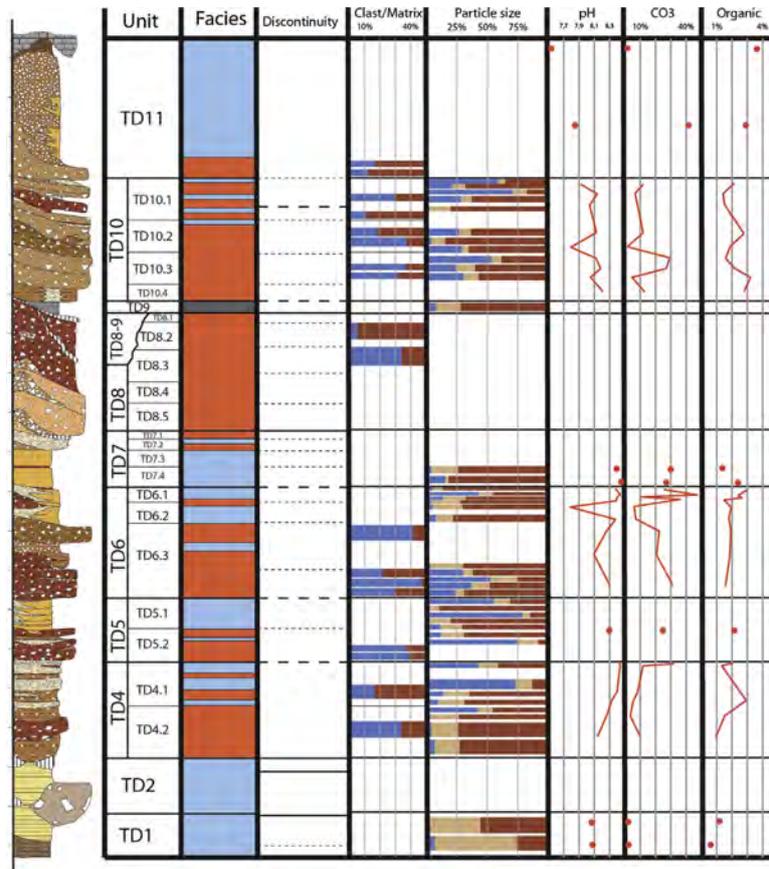


Fig. 10. Summary table of principal analyses done in Gran Dolina site. Facies – Blue: Fluvial facies, Red: Sediment gravity flow facies, Grey: Other facies. Discontinuities – Solid bold line: major discontinuity, Discontinuous bold line: medium discontinuity, Discontinuous line: small discontinuity. Clast/Matrix – Blue: Clasts, Dark brown: Matrix. Particle size – Blue: gravel, Light brown: sand, Dark brown: mud. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

observed in particle size analysis (Fig. 10) reveals fluctuations in the water flow (Springer and Kite, 1997; Ford and Williams, 2007). The particle size and chemistry of TD7.3 and TD7.4 (Fig. 10) are similar to autochthonous fluvial facies A, which also had cemented layers and a low iron concentration. These similarities could be the result of a more restricted sediment entry in the cave during this period, supported by few microfossil remains being found (Cuenca-Bescós et al., 2001), although the presence of large mammalian fossils (Van der Made, 2001) indicates an entrance in close proximity. In any case, we explain TD7.4 and TD7.3 as slow flooding events, showing flow velocity oscillations and cyclic drying events.

Overlying these sediments and with a possible lateral relationship, TD7.2 was deposited. This sub-unit has been described as clast-supported breccias with gravel texture and little cementation (Parés and Pérez-González, 1999). A new exhaustive examination reveals many layers of clast-supported gravels, subangular and subrounded, which display channel facies characteristics, including some larger subangular clasts. Thus, TD7.2 is mainly a channel facies, probably related to TD7.3 and TD7.4 floodplain facies. TD7 finishes with speleothem growth. The speleothem indicates a relatively stable period in the cave after the TD7 fluvial sedimentation. Nevertheless, this speleothem is laterally interbedded with a debris flow (facies E), which recorded the beginning of a new vertical entry in the NW. The geometry and texture of this debris flow

are more related to TD8 unit than TD7 unit, with cone-shape and similar particle sizes.

Early Pleistocene allochthonous sediment in the Gran Dolina site is about 8 m thick. Near the base, a normal paleomagnetism is observed, within the autochthonous facies and below a speleothem. This normal polarity is described as the Jaramillo subchron (0.99–1.07 Ma) (Parés and Pérez-González, 1999; Parés et al., 2013), although the Cobb Mountain subchron (1.22–1.24 Ma) is also possible (Pérez-González et al., 2001) and this would agree with an ESR dates of 1.18 ± 0.15 Ma (Falgüeres et al., 2013) and 1.24 ± 126 ka (Moreno et al., 2015). Using this subchron and the Brunhes–Matuyama boundary of TD7, a tentative sedimentation rate could be postulated. If we assume the Jaramillo subchron, the general sedimentation rate would be about 3.8 cm/ka. With the Cobb Mountain subchron, the general sedimentation rate would be about 1.8 cm/ka. These are minimum sedimentation rates because, above the TD1 subchron, there is a speleothem that represents an important hiatus. An important discontinuity exists among TD4, TD5 and TD6 units (Fig. 10) and a more rapid sedimentation rate in sediment gravity flows is expected because the sedimentation rate in continuous layers (TD5.1, TD6.2 and TD6.1) should also be faster.

The change from TD7 to TD8 entailed an important lithostratigraphic change in Gran Dolina, since fluvial facies disappears until TD11 (with the exception of small channel facies in TD10) (Fig. 8), as environmental conditions became drier, as indicated by small

Please cite this article in press as: Campaña, I., et al., Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain), Quaternary International (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.023>

vertebrates (López-Antoñanzas and Cuenca-Bescós, 2002; Cuenca-Bescós et al., 2011). This change could be controlled by climatic conditions and/or by the deeper incision of the regional fluvial network during the Early–Middle Pleistocene boundary (Benito-Calvo et al., 2008; Moreno et al., 2012).

As already mentioned, TD8 brought the re-opening of the cavity, through an entry situated near to the earlier TD6 sediment input area. Lower sub-units of TD8 have been dated. ESR dates are about 602 ± 52 ka (Falgüeres et al., 1999) and 525 ± 26 ka (Moreno et al., 2015), while the TL date is about 820 ± 140 ka (Berger et al., 2008). On the one hand, if we use the ESR date, the difference of this date with the 780 ka age of TD7 is important (178 ± 52 ka and 255 ± 26 ka respectively) and could be related to the upper speleothem of TD7, indicating the time period when the cave was closed. On the other hand, the TL date indicates a very short time lapse. TD8 has three main sedimentary facies: debris fall, debris flow facies E and debris flow facies D (Fig. 7). Debris flow facies E are found at the base of the unit (TD8.4, TD8.5), with a large associated debris fall facies (Fig. 3E). The clay concentration in debris flow facies E is similar to the cohesive debris flow proposed by Dasgupta (2003) whose lack of turbulence and high flow viscosity prevented bedload traction and explained the unsorting and the massive setting of the facies (Mazza and Ventra, 2011). In the NW, a decantation facies is observed overlying the upper debris fall deposits. This decantation facies suggests a longer time interval and a sedimentary change separating debris flow facies E from debris flow facies D. This change is characterized by an increase in the debris matrix (Fig. 10), which implies more soil formation outside during deposition of the upper TD8 unit. Accordingly, a climate variation to more humid and warmer conditions upwards could be suggested.

Later, TD8.1, TD8.2 and TD8.3 were partially eroded (Fig. 7). Above the erosion surface, a new stable period is recorded by a speleothem, preceding an episodic input which infills the paleorelief. This input is the unit TD8–9, which is composed of debris flow facies D. After this process, the entrance is closed again with further thin speleothem growth. The erosion surface and speleothem growth suggest an important hiatus in sedimentation, supported by a change in fauna (Cuenca-Bescós et al., 2010). This unit has clear alteration signs caused by the upper unit TD9.

In the SE section, there is a cut-and-fill geometry, which erodes up to the TD5 unit and is filled with silts of TD9 (Parés and Pérez-González, 1999; Pérez-González et al., 2001). This cut-and-fill is about 1 m in diameter. As a result of the phosphatic nature of TD9, the cut-and-fill could have allowed the filtration of phosphatic rich waters towards the lower layers, which would explain the phosphatic precipitates observed in TD5 near the cut-and-fill. The TD9 unit and the cut-and-fill represent a major sedimentary discontinuity (Fig. 10).

TD9 is a narrow phosphatic layer which indicates closed cave conditions required for the accumulation of phosphates without interference from other inputs. The mineralogical analysis reveals hydroxylapatite as the main phosphatic mineral. Hydroxylapatite is probably the most common phosphate in caves (Hill and Forti, 1997), usually related to guano deposits. For the formation of authigenic hydroxylapatite, a great amount of phosphate is not necessary. During the formation of authigenic hydroxylapatite, bone hydroxylapatite is not stable, so recrystallization and dissolution processes are expected (Karkanias et al., 2000). Therefore, if TD9 contained paleontological remains, these should have been completely dissolved. The source of these phosphates is a controversial topic. Previous papers described TD9 as a bat guano accumulation (Parés and Pérez-González, 1999; Pérez-González et al., 2001; Vallverdú, 2002).

Bat guano has been observed in many caves (Hill, 1999; Goldberg, 2000; Shahack-Gross et al., 2004; Lewis, 2007; Marean et al., 2010), and is considered to be the main source of phosphates inside caves (Hill and Forti, 1997). In fact, other authors have called it cave facies (Goldberg and Sherwood, 2006; Ford and Williams, 2007; White, 2007). Besides guano, wood ash and dissolved bones are nominated as possible sources of phosphorus in cave sediments (Schiegl et al., 1996; Karkanias et al., 2000, 2002). As ash has not been described in the Gran Dolina site, dissolved bones could be a phosphate source as indicated by the lack of fossil remains in TD9. Nevertheless, acid water necessary for bone dissolution and phosphate accumulation needs closed conditions. As there is not a known acid water source and closed conditions to restrict the presence of fossils, bat guano remains the simplest explanation.

The stratigraphic unit TD10 is a succession of debris flow facies from the west main entry, with little inputs from lateral secondary entries and breakdown events. Sparse channel facies with low relevance have also been described (Fig. 8). Dates for TD10 range from 458 ± 39 ka to 244 ± 26 ka (Falgüeres et al., 1999; Berger et al., 2008; Moreno et al., 2015). The basal sub-unit, TD10.4, is a mud flow facies, which suggests an initial restricted size entry (Parés and Pérez-González, 1999) or it represents a distal position of a debris flow. Channel facies is observed in lower areas, indicating water flow during this time. In any case, TD10.4 shows a high percentage of matrix, suggesting soil formation outside under relatively warm and humid conditions, coincident with the climate deduced from faunal and pollen studies (García-Antón, 1995; Cuenca-Bescós et al., 2005; Blain et al., 2009). On the other hand, TD10.3, TD10.2 and TD10.1 are units especially poor in clay matrix, dominated by debris flow facies C and F (Figs. 7, 9), which suggest poor soil development outside restricted by slightly colder and drier climatic conditions, also suggested by the faunal and pollen association (García-Antón, 1995; López-Antoñanzas and Cuenca-Bescós, 2002). Other studies indicate the lack of glacial vertebrates in the fossil remains (Rodríguez et al., 2011; Blain et al., 2012) and suggest that glacial climates are not registered in Gran Dolina. The lack of soil does not necessarily implicate a glacial climate, but a not hot and humid climate. TD10.3 has at least three debris flow facies F events, which imply normal reactivation of the cave, and finished with a debris flow facies C (Fig. 7), which includes large tabular boulders coming from breakdown processes affecting the cave walls or ceiling. This event could cause the enlargement of pre-existing entries or new openings. Thus, a new secondary entry can be suggested after these fall events, recorded by SE inputs of debris flow facies F.

TD10 yielded two important archaeological assemblages containing more than 30,000 lithic remains and 99,000 faunal remains (Ollé et al., 2013). These archaeological layers have been interpreted as being the result of high intensity occupations, where the hominids undertook various activities in a stable environment (Carbonell et al., 2001; Márquez et al., 2001; Blasco et al., 2010, 2013a, 2013b; Ollé et al., 2013). These assemblages are placed in the period between two debris flows. This period can be very variable, years or thousands of years (Gillieson, 1986; Kovanen and Slaymaker, 2008; Matthews et al., 2009), but much larger than the debris flow events, which are instantaneous and sudden inputs.

Middle Pleistocene sediments of Gran Dolina are about 7 m thick up to the top of TD10. The date of the top of TD10 is 244 ± 26 ka by the TL method (Berger et al., 2008), 337 ± 29 ka by the U-ESR method (Falgüeres et al., 1999) and 393 ± 77 ka by the ESR quartz grain method (Moreno et al., 2015). If the TL date is used, we can estimate a sedimentation rate of 1.3 cm/ka. Using the U-ESR date, the sedimentation rate is 1.58 cm/ka. The ESR quartz grain

method indicates a sedimentation rate of 1.8 cm/ka. However, we have to be cautious with this value because of the hiatus represented by the TD8–9 and TD9 units.

Finally, the TD11 stratigraphic unit represents an important facies change with regard to previous units. This is probably because Gran Dolina cave was now almost completely filled and this restricted input from the outside, as also indicated by the lack of fossils. This unit date range from 240 ± 44 ka to 55 ± 14 ka by TL (Berger et al., 2008). In TD11, layers of channel and floodplain facies developed, showing a hydrologic reactivation which silted up the Gran Dolina cavity. At the top, sediments in contact with the carbonate host rock were subjected to precipitation of carbonate. The last process recorded inside Gran Dolina infill was *terra rossa* soil formation in the two chimneys currently visible (Pérez-González et al., 2001).

6. Conclusion

The Gran Dolina site has functioned as a sediment trap since its opening to the outside in the Early Pleistocene, until the cave silted up in the Middle Pleistocene. During this time, the cave has been infilled with clastic sediment containing paleontological and archaeological remains.

Nineteen sedimentary facies have been differentiated in the Gran Dolina site, twelve of which are allochthonous facies and seven are autochthonous facies. Regarding the allochthonous facies, the cave is filled by two principal sedimentary processes: fluvial and sedimentary gravity flow. During the Early Pleistocene, Gran Dolina acted as a stream sink, where occasional and rapid gravity sediment flows occurred, giving general sedimentation rates of 1.8–3.8 cm/ky. Stream facies show a migration from TD4 to TD5, where the channel developed close to the NW cavity wall, until TD6, where the stream channel developed in the middle of the cavity. At the beginning of the Middle Pleistocene, an important change is recorded in the sedimentary sequence. Fluvial facies decreased drastically, and the sequence is dominated by gravity flows from TD8 until TD10, with mean sedimentation rates of 1.3–1.8 cm/ka. The allochthonous sequence in Gran Dolina has at least two important hiatuses represented by speleothem growth (one at the top of TD7 and two above TD8 and TD8–9) and an erosive surface (TD8–9). Despite the presence of TD8–9 and the cut-and-fill observed, erosive processes are limited in the Gran Dolina site.

At least three principal entries have been present at the Gran Dolina site. The main change in sediment direction occurred in TD6, where the sediments migrated from a NW input direction to an E input direction until TD11. Secondary entrances were also present in the Gran Dolina site, using chimneys and wall fissures.

Paleo-environmental interpretations from clastic deposits must be viewed with caution. Sedimentary deposits depend on various factors, not only the environment, although this is one of the most important factors. To make paleo-environmental interpretations in the Gran Dolina cave, we must assume that the source of sediment is soil development on the Sierra de Atapuerca slopes, and that these soils were sensitive to local and regional climate change. Paleo-environmental interpretation of Gran Dolina facies has been combined with existing geomorphological, faunal and pollen data.

Acknowledgements

This study was supported by the MINECO project, CGL2012-38434-C03-02. I. Campaña is the beneficiary of a predoctoral FPI Grant from the Spanish MINECO. I. Campaña was the beneficiary of a predoctoral grant from Fundación Atapuerca. A.I. Ortega has been supported by a postdoctoral grant from Juan de la Cierva

Subprogram (JCI-2010-06972), with financial sponsorship from the Spanish Ministry of Science and Innovation. Fieldwork at Atapuerca is supported by the Consejería de Cultura y Turismo of the Junta de Castilla y León. Leticia Miguéns Rodríguez and Javier Iglesias Cibanal of the Geology laboratory of CENIEH performed the sedimentary analyses. Ana Isabel Alvaro Gallo of Arqueometry laboratory of CENIEH performed the mineralogical analyses. This work has been benefited from discussions with Josep Vallverdú Poch, Andreu Ollé Cañellas, Marina Mosquera Martínez, Jordi Rosell Ardèvol, Lucía Bermejo Albarrán, Davinia Moreno García and two anonymous reviewers.

References

- Aguirre, E., 1992. Atapuerca: land change, caves and humans over Middle Pleistocene. *Journal of Human Ecology* 2 (3), 227–270.
- Aguirre, E., Hoyos, M., 1992. Climate record in cave deposits: the Atapuerca TD case. In: Kukla, G.J., Went, E. (Eds.), *Start of a Glacial*. Springer, Berlin, pp. 127–136.
- Angelucci, D.E., Anesin, D., López Martínez, M., Haber Uriarte, M., Rodríguez Estrella, T., Walker, M.J., 2013. Rethinking stratigraphy and site formation of the Pleistocene deposit at Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar (Caravaca de la Cruz, Spain). *Quaternary Science Reviews* 80, 195–199.
- Benito-Calvo, A., 2004. Análisis Geomorfológico y Reconstrucción de Paleopaisajes Neógenos y Cuaternarios en la Sierra de Atapuerca y El Valle Medio del Río Arlanzón. Universidad Complutense de Madrid, Departamento de Geodinámica, Madrid (Ph.D thesis).
- Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., 2014. Geomorphology of the Sierra de Atapuerca and the Middle Arlanzón Valley (Burgos, Spain). *Journal of Maps*. <http://dx.doi.org/10.1080/17445647.2014.909339>.
- Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Parés, J.M., 2008. Quantitative reconstruction of Late Cenozoic landscapes: a case study in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Earth Surface Processes and Landforms* 33 (2), 196–208.
- Berger, G.W., Pérez-González, A., Carbonell, E., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Ku, T.L., 2008. Luminescence chronology of cave sediments at the Atapuerca paleoanthropological site, Spain. *Journal of Human Evolution* 55, 300–311.
- Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Carbonell, E., Rosas, A., Martínez, I., Mosquera, M., 1997. A hominid from the Lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: possible ancestor to Neandertals and modern humans. *Science* 276, 1392–1395.
- Bermúdez de Castro, J.M., Pérez-González, A., Martínón-Torres, M., Gómez-Robles, A., Rosell, J., Prado, L., Sarmiento, S., Carbonell, E., 2008. A new early Pleistocene hominin mandible from Atapuerca-TD6, Spain. *Journal of Human Evolution* 55, 729–735.
- Bermúdez de Castro, J.M., Carretero, J.M., García-González, R., Rodríguez-García, L., Martínón-Torres, M., Rosell, J., Blasco, R., Martín-Francis, L., Modesto, M., Carbonell, E., 2012. Early Pleistocene human humeri from the Gran Dolina-TD6 site (Sierra de Atapuerca, Spain). *American Journal of Physical Anthropology* 147 (4), 604–617.
- Blain, H.-A., Bailon, S., Cuenca-Bescós, G., 2008. The Early–Middle Pleistocene palaeoenvironmental change based on the squamate reptile and amphibian proxies at the Gran Dolina Site, Atapuerca, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 261, 177–192.
- Blain, H.-A., Bailon, S., Cuenca-Bescós, G., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2009. Long-term climate record inferred from early–middle Pleistocene amphibian and squamate reptile assemblages at the Gran Dolina Cave, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution* 56, 55–65.
- Blain, H.-A., Cuenca-Bescós, G., Lozano-Fernández, I., López-García, J.M., Ollé, A., Rosell, J., Rodríguez, J., 2012. Investigating the Mid-Brunhes Event in the Spanish terrestrial sequence. *Geology* 40, 1051–1054.
- Blasco, R., Rosell, J., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2010. The hunted hunter: the capture of a lion (*Panthera leo fossilis*) at the Gran Dolina site, Sierra de Atapuerca, Spain. *Journal of Archaeological Science* 37, 2051–2060.
- Blasco, R., Rosell, J., Fernández Peris, J., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2013a. Environmental availability, behavioural diversity and diet: a zooarchaeological approach from the TD10-1 sublevel of Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain) and Bolomor Cave (Valencia, Spain). *Quaternary Science Reviews* 70, 124–144.
- Blasco, R., Rosell, J., Domínguez-Rodrigo, M., Lozano, S., Pastó, I., Riba, D., Vaquero, M., Peris, J.F., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2013b. Learning by heart: cultural patterns in the faunal processing sequence during the Middle Pleistocene. *PLoS ONE* 8, E55863.
- Blott, S.J., Pye, K., 2012. Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: review and recommended procedures. *Sedimentology* 59 (7), 2071–2096.
- Bosch, R., White, W.B., 2004. Lithofacies and transport of clastic sediments in karst aquifers. In: Sasowsky, I.D., Mylroie, J., Bosch, R., White, W.B. (Eds.), *Studies of Cave Sediments*. Springer, Dordrecht, Netherlands, pp. 1–22.

- Bull, P.A., 1981. Some fine-grained sedimentation phenomena in caves. *Earth Surface Processes and Landforms* 6, 11–22.
- Canals, A., Vallverdú, J., Carbonell, E., 2003. New archaeo-stratigraphic data for the TD6 level in relation to Homo Antecessor (Lower Pleistocene) at the site of Atapuerca, North-Central Spain. *Geoarchaeology* 18 (5), 481–504.
- Carbonell, E., Bermúdez De Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Díez, J.C., Rosas, A., Cuenca-Bescós, G., Sala, R., Mosquera, M., Rodríguez, X.P., 1995. Lower Pleistocene hominids and artifacts from Atapuerca-TD6 (Spain). *Science* 269, 826–830.
- Carbonell, E., García-Antón, M.D., Mallol, C., Mosquera, M., Ollé, A., Rodríguez, X.P., Sahnouni, M., Sala, R., Vergès, J.M., 1999. The TD6 level lithic industry from Gran Dolina, Atapuerca (Burgos, Spain): production and use. *Journal of Human Evolution* 37, 653–693.
- Carbonell, E., Mosquera, M., Ollé, A., Rodríguez, X.P., Sahnouni, M., Sala, R., Vergès, J.M., 2001. Structure Morphotechnique de l'industrie Lithique Du Pléistocène Inférieur et Moyen d'Atapuerca (urgos, Espagne). *L'Anthropologie* 105, 259–280.
- Carbonell, E., Bermúdez De Castro, J.M., Parés, J.M., Pérez-González, A., Cuenca-Bescós, G., Ollé, A., Mosquera, M., Huguet, R., Van der Made, J., Rosas, A., Sala, R., Vallverdú, J., García, N., Granger, D.E., Martín-Torres, M., Rodríguez, X.P., Stock, G.M., Vergès, J.M., Allué, E., Burjachs, F., Cáceres, I., Canals, A., Benito-Calvo, A., Díez, C., Lozano, M., Mateos, A., Navazo, M., Rodríguez, J., Rosell, J., Arsuaga, J.L., 2008. The first hominin of Europe. *Nature* 452, 465–469.
- Carracedo, J.M., Heller, F., Soler, V., Aguirre, E., 1987. Estratigrafía magnética del yacimiento de Atapuerca: determinación del límite Matuyama/Brunhes. In: Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Aguirre, E. (Eds.), *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca*, Valladolid, Junta de Castilla y León, pp. 193–199.
- Coussot, P., Meunier, M., 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews* 40, 209–227.
- Cuenca-Bescós, G., Canudo, J.I., Laplana, C., 2001. La séquence des rongeurs (Mammalia) des sites du Pléistocène inférieur et moyen d'Atapuerca (Burgos, Espagne). *L'Anthropologie* 105, 115–130.
- Cuenca-Bescós, G., Rofes, J., García-Pimienta, J., 2005. Environmental change across the Early-Middle Pleistocene transition: small mammalian evidence from the Trinchera Dolina cave, Atapuerca, Spain. *Geological Society Special Publication* 247, 277–286.
- Cuenca-Bescós, G., Rofes, J., López-García, J.M., Blain, H.A., De Marfá, R.J., Galindo-Pellicena, M.A., Bennásar-Serra, M.L., Melero-Rubio, M., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2010. Biochronology of Spanish Quaternary small vertebrate faunas. *Quaternary International* 212, 109–119.
- Cuenca-Bescós, G., Melero-Rubio, M., Rofes, J., Martínez, I., Arsuaga, J.L., Blain, H.-A., López-García, J.M., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., 2011. The Early-Middle Pleistocene environmental and climatic change and the human expansion in Western Europe: a case study with small vertebrates (Gran Dolina, Atapuerca, Spain). *Journal of Human Evolution* 60 (4), 481–491.
- Dasgupta, P., 2003. Sediment gravity flow – the conceptual problems. *Earth-Science Reviews* 62, 265–281.
- Deckers, K., Riehl, S., 2007. Fluvial environmental contexts for archaeological sites in the Upper Khabur basin (northeastern Syria). In: Mackay, A.W., Oberhänsli, H. (Eds.), *Reconstructing Past Environments from Remnants of Human Occupation and Sedimentary Archives in Western Eurasia*. *Quaternary Research* 67 (3), 337–348.
- Durn, G., Ottner, F., Slovenec, D., 1999. Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia. *Geoderma* 91 (1–2), 125–150.
- Duval, M., Falguères, C., Bahain, J.-J., 2012. Age of the oldest hominin settlements in Spain: contribution of the combined U-series/ESR dating method applied to fossil teeth. *Quaternary Geochronology* 10, 412–417.
- Falguères, C., Bahain, J.J., Yokoyama, Y., Arsuaga, J.L., Bermúdez De Castro, J.M., Carbonell, E., Bischoff, J.L., Dolo, J.M., 1999. Earliest humans in Europe: the age of TD6 Gran Dolina, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution* 37, 343–352.
- Falguères, C., Bahain, J.-J., Bischoff, J.L., Pérez-González, A., Ortega, A.I., Ollé, A., Quiles, A., Ghaleb, B., Moreno, D., Dolo, J.-M., Shao, Q., Vallverdú, J., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., 2013. Combined ESR/U-series chronology of Acheulian hominid-bearing layers at Trinchera Galería site, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution* 65, 168–184.
- Farrand, W.R., 1975. Sediment analysis of a prehistoric rockshelter: the Abri Pataud. *Quaternary Research* 5, 1–26.
- Farrand, W.R., 2001. Archaeological sediments in rockshelters and caves. In: Stein, J.K., Farrand, W.R. (Eds.), *Sediments in Archaeological Context*. The University of Utah Press, Salt Lake City.
- Farrant, A.R., 2004. Paleoenvironments: clastic cave sediment. In: Gunn, J. (Ed.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, London.
- Finlayson, G., Finlayson, C., Giles Pacheco, F., Rodríguez Vidal, J., Carrión, J.S., Recio Espejo, J.M., 2008. Caves as archives of ecological and climatic changes in the Pleistocene – the case of Gorham's cave, Gibraltar. *Quaternary International* 181, 55–63.
- Ford, D.C., Williams, P., 2007. Karst hydrogeology and geomorphology. John Wiley & Son, Ltd.
- Fornós, J.J., Ginés, J., Gracia, F., 2009. Present-day sedimentary facies in the coastal karst caves of Mallorca Island (Western Mediterranean). *Journal of Cave and Karst Studies* 71, 86–99.
- García-Antón, M., 1995. Paleovegetación del Pleistoceno Medio de Atapuerca a través del análisis polínico. In: Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Carbonell, E. (Eds.), *Evolución Humana En Europa Y Los Yacimientos de La Sierra de Atapuerca*. Junta de Castilla y León, Valladolid, pp. 147–165.
- Gil, E., Aguirre, E., Hoyos, M., 1987. Contexto Estratigráfico. In: Aguirre, E., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M. (Eds.), *El Hombre Fósil de Ibeas Y El Pleistoceno de La Sierra de Atapuerca*, Soria: Junta de Castilla y León, pp. 47–54.
- Gillieson, D., 1986. Cave sedimentation in the New Guinea Highlands. *Earth Surface Processes and Landforms* 11, 533–543.
- Gillieson, D., 1998. *Caves: Processes, Development and Management*. Blackwell Publishers, p. 315.
- Goldberg, P., 2000. Micromorphology and site formation at Die Kelders Cave I, South Africa. *Journal of Human Evolution* 38 (1), 43–90.
- Goldberg, P., Sherwood, S.C., 2006. Deciphering human prehistory through the geoarchaeological study of cave sediments. *Evolutionary Anthropology* 15, 20–36.
- Gómez-Olivencia, A., Carretero, J.M., Lorenzo, C., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2012. The costal skeleton of Homo antecessor: preliminary results. *Journal of Human Evolution* 59, 620–640.
- Hassan, M.A., Marren, P.M., Schwartz, U., 2009. Bar structure in an arid ephemeral stream. *Sedimentary Geology* 221, 57–70.
- Hill, C.A., 1999. Sedimentology and paleomagnetism of sediments, Kartchner Caverns, Arizona. *Journal of Cave and Karst Studies* 61, 79–83.
- Hill, C.A., Forti, P., 1997. *Cave Minerals of the World*, second ed. National Speleological Society, 463 pp.
- Hoyos, M., Aguirre, E., 1995. El Registro Paleo-Climático Pleistoceno En La Evolución Del Karst de Atapuerca (Burgos): El Corte de Gran Dolina. *Trabajos de Prehistoria* 52, 31–45.
- Kadlec, J., Chadima, M., Lisá, L., Hercman, H., Osintsev, A., Oberhänsli, H., 2008. Clastic cave deposits in botovskaya cave (Eastern Siberia, Russian Federation). *Journal of Cave and Karst Studies* 70, 142–155.
- Karkanas, P., Kyparissi-Apostolika, N., Bar-Yosef, O., Weiner, S., 1999. Mineral assemblages in Theopetra, Greece: a framework for understanding diagenesis in a prehistoric cave. *Journal of Archaeological Science* 26 (9), 1171–1180.
- Karkanas, P., Bar-Yosef, O., Goldberg, P., Weiner, S., 2000. Diagenesis in prehistoric caves: the use of minerals that form in situ to assess the completeness of the archaeological record. *Journal of Archaeological Science* 27 (10), 915–929.
- Karkanas, P., Rigaud, J.P., Simek, J.F., Albert, R.M., Weiner, S., 2002. Ash bones and guano: a study of the minerals and phytoliths in the sediments of Grotte XVI, Dordogne, France. *Journal of Archaeological Science* 29 (7), 721–732.
- Kovanen, D.J., Slaymaker, O., 2008. The morphometric and stratigraphic framework for estimates of debris flow incidence in the North Cascades foothills, Washington State, USA. *Geomorphology* 99, 224–245.
- Lawson, T.J., 1995. An analysis of sediments in caves in the Assynt area, NW Scotland. *Cave Karst Science – Transactions of the British Cave Research Association* 22, 23–30.
- Lewis, H., 2007. Preliminary soil micromorphology studies of landscape and occupation history at Tabon Cave, Palawan, Philippines. *Geoarchaeology* 22, 685–708.
- López-Antónanzas, R., Cuenca-Bescós, G., 2002. The Gran Dolina site (Lower to Middle Pleistocene, Atapuerca, Burgos, Spain): new palaeoenvironmental data based on the distribution of small mammals. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 186, 311–334.
- Marean, C.W., Bar-Matthews, M., Fisher, E., Goldberg, P., Herries, A., Karkanas, P., Nilssen, P.J., Thompson, E., 2010. The stratigraphy of the Middle Stone Age sediments at Pinnacle Point Cave 13B (Mossel Bay, Western Cape Province, South Africa). *Journal of Human Evolution* 59 (3–4), 234–255.
- Márquez, B., Ollé, A., Sala, R., Vergès, J.M., 2001. Perspectives Méthodologiques de l'analyse Fonctionnelle Des Ensembles Lithiques Du Pléistocène Inférieur et Moyen d'Atapuerca (Burgos, Espagne). *L'Anthropologie* 105 (2), 281–299.
- Martín-Merino, M.A., Domingo, S., Antón, T., 1981. Estudio de Las Cavidades de La Zona BU-IV A (Sierra de Atapuerca). *Kaite* 2, 41–76.
- Martini, I., 2011. Cave clastic sediments and implications for speleogenesis: new insights from the Mugnano Cave (Montagnola Senese, Northern Apennines, Italy). *Geomorphology* 134, 452–460.
- Matthews, J.A., Dahl, S.O., Dresser, P.Q., Berrisford, M.S., Lie, Ø., Nesje, A., Owen, G., 2009. Radiocarbon chronology of Holocene colluvial (debris-flow) events at Sletthamn, Jotunheimen, southern Norway: a window on the changing frequency of extreme climatic events and their landscape impact. *Holocene* 19, 1107–1129.
- Mazza, P.P.A., Ventra, D., 2011. Pleistocene debris-flow deposition of the hippopotamus-bearing Collocurto bonebed (Macerata, Central Italy): taphonomic and paleoenvironmental analysis. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 310, 296–314.
- Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1973. Sediment gravity flow: mechanics of flow and deposition. In: Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Eds.), *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Pacific Section, S.E.P.M., Tulsa, pp. 1–38. Short Course Notes no 1.
- Moreno, D., Falguères, C., Pérez-González, A., Voinchet, P., Ghaleb, B., Despriée, J., Bahain, J.-J., Sala, R., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., 2015. New radiometric dates on the lowest stratigraphical section (TD1 to TD6) of Gran Dolina site (Atapuerca, Spain). *Quaternary Geochronology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2015.05.007> (in press).
- Moreno, D., Falguères, C., Pérez-González, A., Duval, M., Voinchet, P., Benito-Calvo, A., Ortega, A.I., Bahain, J.-J., Sala, R., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., 2012. ESR chronology of alluvial deposits in the

Please cite this article in press as: Campaña, I., et al., Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain), *Quaternary International* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.023>

- Arlanzón Valley (Atapuerca, Spain): contemporaneity with Atapuerca Gran Dolina site. *Quaternary Geochronology* 10, 418–423.
- Moreno García, D., 2011. Datation Par ESR de Quartz Optiquement Blanchis (ESR-OB) de La Région de Atapuerca (Burgos, Espagne). Application Au Site Préhistorique de Gran Dolina (contexte Karstique) et Aux Systèmes Fluviaux Quaternaires de l'Arlanzón et l'Arlanza. (Ph.D thesis). Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, Spain. Muséum National d'Histoire Naturelle, Département de Histoire i Història de l'Art École doctorale sciences de la Nature et de l'Homme (ED 227). Département de Préhistoire, Paris, France.
- Ollé, A., Mosquera, M., Rodríguez, X.P., de Lombera-Hermida, A., García-Antón, M.D., García-Medrano, P., Peña, L., Menéndez, L., Navazo, M., Terradillos, M., Bargalló, A., Márquez, B., Sala, R., Carbonell, E., 2013. The Early and Middle Pleistocene technological record from Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary International* 295, 138–167.
- Ortega, A.I., 2009. La Evolución Geomorfológica Del Karst de La Sierra de Atapuerca (Burgos) y Su Relación Con Los Yacimientos Pleistocenos Que Contiene. Universidad de Burgos, Facultad de Humanidades y Educación. Departamento de ciencias históricas y geografía, Burgos, Spain (Ph.D thesis).
- Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Martín-Merino, M.A., Pérez-Martínez, R., Parés, J.M., Aramburu, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2013. Evolution of multilevel caves in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain) and its relation to human occupation. *Geomorphology* 196, 122–133.
- Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., 2014. Atapuerca Karst and its palaeoanthropological sites. In: Gutiérrez, F., Gutiérrez, M. (Eds.), *Landscapes and Landforms of Spain, World Geomorphological Landscapes*. Springer Science+Business Media Dordrecht, pp. 101–110.
- Pablos, A., Lorenzo, C., Martínez, I., Bermúdez de Castro, J.M., Martín-Torres, M., Carbonell, E., Arsuaga, J.L., 2012. New foot remains from the Gran Dolina-TD6 Early Pleistocene site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution* 63, 610–623.
- Parés, J.M., Arnold, L., Duval, M., Demuro, M., Pérez-González, A., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., Arsuaga, J.L., 2013. Reassessing the age of Atapuerca-TD6 (Spain): new paleomagnetic results. *Journal of Archaeological Science* 40, 4586–4595.
- Parés, J.M., Pérez-González, A., 1995. Paleomagnetic age for hominid fossils at Atapuerca archaeological site, Spain. *Science* 269, 830–832.
- Parés, J.M., Pérez-González, A., 1998. Contexto estratigráfico y cronológico de Gran Dolina (Yacimiento de Atapuerca). In: Aguirre, E. (Ed.), *Atapuerca y la Evolución Humana*. Fundación Ramón Areces, Madrid, pp. 49–60.
- Parés, J.M., Pérez-González, A., 1999. Magnetostratigraphy and stratigraphy at Gran Dolina section, Atapuerca (Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution* 37, 325–342.
- Pérez-González, A., Aleixandre, T., Pinilla, A., Gallardo, J., Benayas, J., Martínez, M.J., 1995. Aproximación a la estratigrafía de galería en la trinchera de la Sierra de Atapuerca (Burgos). In: Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Carbonell, E. (Eds.), *Evolución Humana En Europa Y Los Yacimientos de La Sierra de Atapuerca*, Valladolid, pp. 99–122.
- Pérez-González, A., Parés, J.M., Carbonell, E., Aleixandre, T., Ortega, A.I., Benito, A., Martín Merino, M.A., 2001. Géologie de la Sierra de Atapuerca et stratigraphie des remplissages karstiques de Galeria et Dolina (Burgos, Espagne). *L'Anthropologie* 105, 27–43.
- Pineda, A., 1997. Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja no200 (Burgos). IGME, Madrid.
- Polk, J.S., van Beynen, P.E., Reeder, P.P., 2007. Late Holocene environmental reconstruction using cave sediments from Belize. *Quaternary Research* 68, 53–63.
- Rodríguez, J., Burjachs, F., Cuenca-Bescós, G., García, N., Van der Made, J., Pérez González, A., Blain, H.-A., Expósito, I., López-García, J.M., García Antón, M., Allué, E., Cáceres, I., Huguet, R., Mosquera, M., Ollé, A., Rosell, J., Parés, J.M., Rodríguez, X.P., Díez, C., Rofes, J., Sala, R., Saladié, P., Vallverdú, J., Bennisar, M.L., Blasco, R., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2011. One million years of cultural evolution in a stable environment at Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary Science Reviews* 30 (11–12), 1396–1412.
- Rodríguez-Gómez, G., Rodríguez, J., Martín-González, J.T., Goikoetxea, I., Mateos, A., 2013. Modeling trophic resource availability for the first human settlers of Europe: the case of Atapuerca TD6. *Journal of Human Evolution* 64, 645–657.
- Saladié, P., Huguet, R., Díez, C., Rodríguez-Hidalgo, A., Cáceres, I., Vallverdú, J., Rosell, J., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2011. Carcass transport decisions in Homo antecessor subsistence strategies. *Journal of Human Evolution* 61, 425–446.
- Saladié, P., Rodríguez-Hidalgo, A., Huguet, R., Cáceres, I., Díez, C., Vallverdú, J., Canals, A., Soto, M., Santander, B., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Carbonell, E., 2014. The role of carnivores and their relationship to hominin settlements in the TD6-2 level from Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Spain). *Quaternary Science Reviews* 93, 47–66.
- Sasowsky, I.D., 2007. Clastic sediments in caves – Imperfect recorders of processes in karst. *Acta Carsologica* 36, 143–149.
- Schaetzl, R.J., Anderson, S., 2005. *Soils. Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press.
- Schiegl, S., Goldberg, P., Bar-Yosef, O., Weiner, S., 1996. Ash deposits in Hayonim and Kebara Caves, Israel: macroscopic, microscopic and mineralogical observations, and their archaeological implications. *Journal of Archaeological Science* 23 (5), 763–781.
- Shahack-Gross, R., Berna, F., Karkanas, P., Weiner, S., 2004. Bat guano and preservation of archaeological remains in cave sites. *Journal of Archaeological Science* 31 (9), 1259–1272.
- Shaw, T.R., 1992. *History of Cave Science*. Sydney Speleological Society, Sydney, Australia.
- Springer, G.S., Kite, J.S., 1997. River-derived slackwater sediments in caves along Cheat River, West Virginia. *Geomorphology* 18, 91–100.
- Straus, L.G., González Morales, M., Farrand, W.R., Hubbard, W.J., 2001. Sedimentological and stratigraphic observations in El Mirón, a Late Quaternary cave site in the Cantabrian Cordillera, Northern Spain. *Geoarchaeology* 16, 603–630.
- Turk, J., Turk, M., 2010. Paleotemperature record in Late Pleistocene clastic sediments at Divje babe 1 cave (Slovenia). *Journal of Archaeological Science* 37, 3269–3280.
- Vallverdú, J., 2002. *Micromorfología de Las Facies Sedimentarias de La Sierra de Atapuerca Y Del Nivel J Del Abric Romaní. Implicaciones Geoarqueológicas Y Paleontológicas*. (Ph.D thesis). Universitat Rovira i Virgili, Tarragona.
- Van der Made, J., 2001. *Les ongulés d'Atapuerca. Stratigraphie et biogéographie*. *L'Anthropologie* 105, 95–113.
- Weiner, S., Goldberg, P., Bar-Yosef, O., 2002. Three-dimensional distribution of minerals in the sediments of Hayonim Cave, Israel: diagenetic processes and archaeological implications. *Journal of Archaeological Science* 29 (11), 1289–1308.
- White, W.B., 2007. Cave sediments and paleoclimate. *Journal of Cave and Karst Studies* 69, 76–93.

4.1.2 Conclusión

Gran Dolina ha funcionado como una trampa sedimentaria desde su apertura al exterior en el Pleistoceno inferior, hasta su colmatación en el Pleistoceno medio. Durante este tiempo, la cueva se ha rellenado con sedimentos clásticos que contienen restos paleontológicos y arqueológicos, excepto en periodos puntuales de crecimiento espeleotémico.

Se han diferenciado 19 facies sedimentarias en el yacimiento, doce de los cuales son facies alóctonas (o de exterior) y siete son facies autóctonas (o de interior).

Las facies autóctonas de Gran Dolina se encuentran principalmente en las unidades TD1 y TD2, situadas a muro del relleno sedimentario, aunque también se aprecian estas facies en otras unidades estratigráficas dominadas por sedimentos alóctonos como TD7, TD8-9, TD9 y TD11. Estas facies se pueden agrupar a grandes rasgos en dos grupos. Un primer grupo formado por espeleotemas, acumulación fosfática y residuo de disolución que son facies producidas por agentes químicos y biológicos, ya sea por precipitación o disolución mineral. En estos casos, los procesos sedimentológicos dentro de Gran Dolina serían limitados. Este grupo aparece tanto en las unidades inferiores de TD1 y TD2, como en las unidades de TD7, TD8-9 y TD9. Las otras facies autóctonas implican un proceso sedimentario hídrico donde un curso de agua subterránea transporta y deposita sedimentos finos en la cueva. Estas facies predominan en las unidades TD1 y TD2. La diferencia entre estos dos grupos es importante ya que indican los momentos donde el régimen hídrico estaba activo dentro del sistema kárstico. Aparte se encuentran las facies por colapso del techo y pared de cueva, que por su naturaleza puntual e instantánea aporta poca información sobre el régimen hídrico de la cavidad.

Con respecto a las facies alóctonas, se observa dos procesos sedimentarios principales: flujos de gravedad y fluvial. Durante el Pleistoceno inferior, Gran Dolina actuó como un sumidero, donde flujos de gravedad entraban de manera esporádica y puntual, mientras un curso fluvial, seguramente también esporádico y relacionado con el nivel de base marcado por la terraza T4 del río Arlanzón (Benito Calvo, 2004; Ortega, 2009), circulaba por la cavidad. Este grupo de canales que se suceden en el tiempo, muestran una migración desde la pared NO de la cueva en las unidades TD4 y TD5, hasta una posición central con llanuras de inundación al sur-oeste como se registra en la unidad TD6. A partir de las dataciones disponibles, se ha calculado para este periodo una tasa de sedimentación general de 1,8-3,8 cm/ka. A comienzo del Pleistoceno medio se produce un cambio importante en la secuencia sedimentaria. Las facies fluviales disminuyen drásticamente y la secuencia es dominada por flujos de gravedad desde TD8 hasta TD10. En TD11 vuelven a aparecer facies fluviales que colmatan la cavidad. Se ha calculado una tasa de sedimentación media de 1,3-1,8 cm/ka para el Pleistoceno medio.

La secuencia alóctona en Gran Dolina tiene al menos dos importantes hiatos representado por crecimientos espeleotémicos (uno a techo de TD7 y dos sobre TD8 y TD8-9) y una superficie de erosión a techo de TD8 que erosiona parcialmente sus primeras sub-unidades. Aparte de la presencia de TD8-9 y el *cut-and-fill* observado, los procesos erosivos en Gran Dolina son escasos.

La descripción de los niveles sedimentarios y el estudio de su morfología han permitido identificar al menos tres entradas principales en Gran Dolina. El cambio principal en la dirección de los sedimentos se encuentra en TD6, donde los sedimentos migraron de una dirección de aporte desde el sur o sureste en las unidades inferiores hacia una dirección de aportes desde el oeste. Aparte de estas entradas, durante todo el proceso de relleno de Gran Dolina, han actuado otras entradas secundarias, principalmente chimeneas y fisuras de la pared, que han permitido la entrada de sedimentos con otras direcciones de aporte.

En este trabajo se ha propuesto una evolución paleoambiental a partir de los depósitos clásticos del relleno sedimentario. Este tipo de interpretaciones paleoambientales deben ser tomadas con precaución. Los depósitos sedimentarios dependen de varios factores, no solo del ambiente, aunque este sea uno de los más importantes. Para hacer las interpretaciones paleoambientales en Gran Dolina, tenemos que asumir que el área fuente de los sedimentos es el suelo y los procesos de alteración desarrollados en las laderas de la Sierra de Atapuerca y que estos suelos fueron sensibles a los cambios climáticos locales y regionales. Las interpretaciones paleo-ambientales de las facies de Gran Dolina se han combinado con los datos disponibles de geomorfología, fauna y polen.

Los resultados de este artículo representan los resultados principales de esta Tesis Doctoral en el sentido que se ha revisado y definido la geología del relleno sedimentario de Gran Dolina, principal objetivo de la presente tesis.

4.2 New interpretation of the Gran Dolina-TD6 bearing *Homo antecessor* deposits through sedimentological analysis

4.2.1 Introducción y artículo

En este trabajo se ha realizado una descripción estratigráfica y sedimentológica más en profundidad de la unidad lito-estratigráfica TD6 de Gran Dolina. Esta descripción ha permitido definir tres nuevas facies sedimentarias presentes en esta unidad. Tras la identificación en detalle de cada nivel sedimentario, se ha procedido a estudiar la relación del registro arqueológico y paleontológico de la unidad con estos niveles sedimentarios y las facies sedimentarias descritas.

TD6 es seguramente la unidad litoestratigráfica mejor conocida de Gran Dolina. Los restos de homínidos y fauna hallados en esta unidad han sido objeto de numerosos estudios que han aumentado el conocimiento sobre el linaje humano y su contexto paleoecológico durante el Pleistoceno inferior (Bermúdez de Castro et al., 1999; Carbonell et al., 1999; Van der Made, 1999; Carretero et al., 2001; Bermúdez de Castro et al., 2003; Saladié et al., 2012; Rodríguez-Gómez et al., 2013; Saladié et al., 2014; Saladié et al., 2017).

La unidad lito-estratigráfica de TD6 se encuentra aproximadamente en el centro de la sección estratigráfica de Gran Dolina y se formó a partir de la entrada de sedimentos de exterior. El área fuente de estos sedimentos se corresponde con la ladera del flanco sureste de la Sierra de Atapuerca, donde se han descrito varias fases de incisión fluvial y el desmantelamiento de la ladera relacionadas con los rellenos sedimentarios de los yacimientos de la Trinchera del Ferrocarril (Benito-Calvo et al., 2017; Benito-Calvo y Pérez-González, 2015).

Este artículo viene a cubrir la necesidad de describir, clasificar e interpretar la unidad de TD6, especialmente después del avance de la excavación durante el siglo XXI que ha mostrado una nueva sección estratigráfica (Bermúdez de Castro et al., 2012).

El estudio de la estratigrafía, sedimentología y la interpretación paleo-ambiental de la unidad TD6 ha requerido por un lado una descripción detallada de los perfiles de esta unidad y por otro hacer análisis granulométricos y mineralógicos. Para un correcto estudio de la relación del registro fósil y arqueológico con los medios sedimentarios, se han estudiado los restos fósiles, líticos y antropológicos como partículas sedimentarias, al igual que los clastos, considerando como claves para su descripción sus dimensiones y su posición espacial.

Este trabajo surge por la necesidad de hacer un estudio sedimentológico en detalle de la unidad TD6 y estudiar la relación de los restos arqueológicos y los procesos geológicos. Debido a ello, este capítulo se apoya y complementa con el artículo anterior (capítulo 4) donde se describieron los principales procesos sedimentarios de Gran Dolina.

SCIENTIFIC REPORTS

OPEN

New interpretation of the Gran Dolina-TD6 bearing *Homo antecessor* deposits through sedimentological analysis

Received: 27 May 2016

Accepted: 07 September 2016

Published: 07 October 2016

I. Campaña¹, A. Pérez-González¹, A. Benito-Calvo^{1,2}, J. Rosell^{3,4}, R. Blasco¹, J. M. Bermúdez de Castro^{1,5}, E. Carbonell^{3,4} & J. L. Arsuaga^{6,7}

Gran Dolina is a cavity infilled by at least 25 m of Pleistocene sediments. This sequence contains the TD6 stratigraphic unit, whose records include around 170 hominin bones that have allowed the definition of a new species, *Homo antecessor*. This fossil accumulation was studied as a single assemblage and interpreted as a succession of several human home bases. We propose a complete stratigraphic context and sedimentological interpretation for TD6, analyzing the relationships between the sedimentary facies, the clasts and archaeo-palaeontological remains. The TD6 unit has been divided into three sub-units and 13 layers. Nine sedimentary facies have been defined. Hominin remains appear related to three different sedimentary facies: debris flow facies, channel facies and floodplain facies. They show three kinds of distribution: first a group of scattered fossils, then a group with layers of fossils in fluvial facies, and third a group with a layer of fossils in mixed fluvial and gravity flow facies. The results of this work suggest that some of these hominin remains accumulated in the cave by geological processes, coming from the adjacent slope above the cave or the cave entry, as the palaeogeography and sedimentary characteristics of these allochthonous facies suggest.

TD6 is surely the most well-known lithostratigraphic unit in the Gran Dolina site. Human and non-human remains there have been the main focus of a number of studies^{1–8}, which have enriched our knowledge about the human lineage during the Early Pleistocene and the palaeoecological context. In 1995, *H. antecessor* was the oldest known hominin taxa in Western Europe, and its discovery changed the paradigm about the first hominin settlement in Europe⁹.

TD6 is situated in the centre of the stratigraphic section of the Gran Dolina site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain) (Fig. 1). The opening of the Gran Dolina cavity to the outside during the Early Pleistocene¹⁰ resulted in allochthonous sediment input and the accumulation of archaeo-palaeoanthropological remains. These sediments have been differentiated into 12 lithostratigraphic units^{11,12}. The sediment source area for Gran Dolina corresponds to the hillslope of the southwest flank of the Sierra de Atapuerca, where several phases of low rate fluvial incision and slope retreat related to infilling of the trench sites have been described¹³.

TD6 stratigraphy and chronology have been extensively studied by different authors^{14–28}. In these studies, a reversal of magnetostratigraphic polarity in TD7 was reported, attributed to the Matuyama-Brunhes boundary^{26–28}. Recently, Campaña *et al.*²⁹ described the main sedimentary facies of the Gran Dolina site, including the TD6 sedimentary facies.

¹Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo de la Sierra de Atapuerca 3, 09002 Burgos, Spain. ²Grupo Espeleológico Edelweiss, Paseo del Espolón s/n, 09071 Burgos, Spain. ³IPHES, Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social. C/ Marcelli Domingo s/n Campus Sescelades URV (Edifici W3). 43007 Tarragona, Spain. ⁴Universitat Rovira i Virgili (URV), Campus Catalunya, Avinguda de Catalunya 35, 43002 Tarragona, Spain. ⁵Department of Anthropology, University College of London, 14 Taviston Street, London WC1H 0BW, UK. ⁶Centro de Investigación Sobre la Evolución y Comportamiento Humanos, Universidad Complutense de Madrid-Instituto de Salud Carlos III, Madrid, Spain. ⁷Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, Spain. Correspondence and requests for materials should be addressed to I.C. (email: isidoro.campaña@cenieh.es)

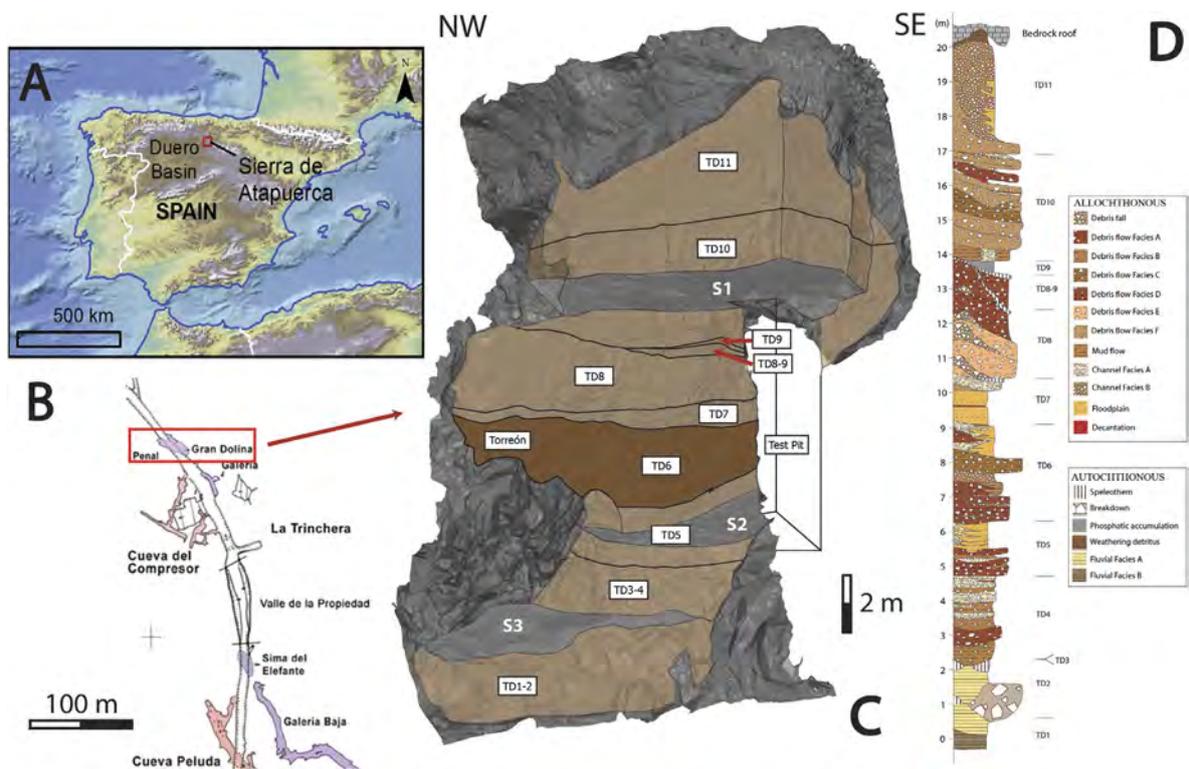


Figure 1. (A) Location of the Sierra de Atapuerca. (B) Location of Gran Dolina site situated in a railway trench (“Trincheras”)⁵⁸. (C) 3D model of the Gran Dolina site in 2012. Brown areas indicate stratigraphic units. Grey areas are the wall and roof of the cave. The excavation surfaces in 2012 have been marked with the letter S. S1 – TD10 excavation surface. S2 – TD5 excavation surface. S3 – TD4 excavation surface. The site of “Torreón” and the test pit excavation are situated in TD6. (D) Stratigraphic units (TD1 to TD11) and sedimentary facies of the Gran Dolina site 19. 1A map created by ArcGis 10.1 using the elevation data of free access dataset SRTM90 (<http://www.cgiar-csi.org/data/srtm-90m-digital-elevation-database-v4-1>). 3D model of 1C created by 3DReshaper 8.1 software (<http://www.3dreshaper.com/en/>).

Up to the present time, TD6 has been excavated in two phases. The first excavation was during the 1994–1995 field seasons, in a test pit of approximately 6 m², where several hominin remains and lithic artefacts were recovered from a distinctive layer named the “Aurora Stratum”^{1,26}. The test pit was situated in the south of the Gran Dolina site (Fig. 1) and its south-east area was affected by cut-and-fill, with loss of information over about 1 meter diameter of the test pit. The second excavation began in the first decade of the present century. This excavation area had a triangular shape of 13 m², and was situated in the central area of the Gran Dolina section (Fig. 1), where medial sedimentary facies appear. The northern section of TD6 (namely “Torreón”) was excavated during these years and hominin fossils were also found there.

About 170 fossils of *H. antecessor* were found in TD6.2, as well as more than 800 lithic artefacts made of flint, quartzite, sandstone, limestone and quartz, classified as Mode 1 technology¹. In addition, more than 6500 mammal fossils were recovered from all TD6 units. *H. antecessor* is characterized by a combination of primitive traits shared with early *Homo*, primitive traits retained by modern humans, and derived traits also shared with modern humans^{2,3,27}. According to these characteristics, *H. antecessor* seems to represent a European lineage which is different from other African and Asian lineages²⁸. The particular combination of features found in *H. antecessor* allows to assume that this species is close to the last common ancestor of Neanderthals and modern humans³⁰.

Although several studies had been carried out on the fossil and lithic remains after the second excavation³⁰, our knowledge of the sedimentology and stratigraphy of TD6 is still incomplete. The aim of this paper is to propose a detailed sedimentological and stratigraphical interpretation for the TD6 stratigraphic unit, extending previous²⁹, and to study their relationships with the spatial distribution and sorting of the archaeo-palaeontological remains.

Results

TD6 sedimentary facies. TD6 has been separated into sedimentary facies based on field observations, particle size analyses and recent cave sediment classifications^{31,32} (Table 1, Figs 2 and 3, SI 1). In this work, we extended previous classifications^{12,25,28,29}, focusing on the stratigraphic layers and sedimentary environments containing archaeological remains. The latter are mainly associated with proximal debris flow facies (Facies D1) and floodplain facies including boulders (Facies F).

Facies	Sedimentary process	Description
A	Channel	Grain-supported and grain-size decreasing gravels
B	Channel	Gravels with muddy matrix
C	Debris flow	Clast-supported medium and small boulders in close contact with muddy matrix
D1	Debris flow	Matrix-supported boulders and gravels with muddy matrix
D2	Debris flow	Aligned small boulders with gravel and muddy matrix
E	Floodplain	Sandy silt
F	Floodplain/debris flow	Sandy silt with small boulders and gravels
G	Decantation	Red mud

Table 1. Concise description of the sedimentary facies observed in TD6 unit. Particle size scale is according to Blott and Pye⁵⁷.

Facies D1: Matrix-supported debris flow. This facies is characterized by a mixture of chaotic and unsorted sediments from medium sized boulders to gravels, sands and mud. Facies D1 is mainly composed of matrix-supported boulders and gravels with a muddy matrix, including local clast-supported areas. The clasts in this facies represent 30–35% of the area measured in the stratigraphic section. The matrix is mainly composed of about 75% of clayey silt with about 25% of gravel. The amount and size of boulders decreased towards the south-east, towards the dip direction of this facies. These characteristics indicate that the entrance of this facies was positioned in the north-west. Facies D1 is found in TD6.2 and TD6.3. The characteristics of this facies coincide with the diamicton facies described in caves, and interpreted as debris flow processes^{33,34}.

Facies D2: Aligned-clasts debris flow. Facies D2 is formed by clast-supported small boulders with a gravel and muddy matrix. It is characterized by aligned clasts that indicate the entrance direction and could suggest a unique punctual sediment input for its formation. This facies occurs in TD6.1, with a constant thickness of about 0.3 m. The layer containing this facies dips towards the south-east, suggesting a north-west location of the entrance. Boulders are sub-angular and tabular limestone ranging from 10 to 30 cm in size, and they represent about 40% of the section area. The matrix has up to 25% gravel.

Facies F: Floodplain and debris flow. Facies F is composed of silts and clays with small boulders and gravel. It is similar to floodplain facies (Facies E), showing the same matrix particle size distribution and the same massive structure. As with Facies E (Tables 1, SI 1), Facies F is associated with channel, but Facies F is only found in TD6.2 (Fig. 3). Because of these traits, we interpret Facies F as also being floodplain facies. Nevertheless, this facies includes several limestone clasts, which are medium to very small sub-angular boulders that represent about 20% of the section. These boulders appear dispersed in the layers as matrix-supported, unsorted, structureless and with no preferred orientation. The presence of these clasts does not agree with a floodplain environment as observed in Facies E, and seems to indicate a secondary sedimentological process in the development of Facies F. The amount, size and shape of the limestone boulders suggest a gravity flow process and the dip of the layers towards the north-west (Fig. 4) indicates a southern entry, although this dip is exaggerated by the deformation process. Facies F is explained as the result of two geological processes: floodplain and debris flow. Because of the similar matrix characteristics produced by these two processes, the lateral change separating both environments could not be mapped.

TD6 Stratigraphic sequence. TD6 is a 3 m thick lithostratigraphic unit situated in the middle of the 25 m sedimentary infill of the Gran Dolina site. It is bounded by two sedimentary discontinuities. The lower discontinuity is indicated by an important sedimentary change where the TD5.1 predominance of sorted gravels and mud (similar to Facies A and Facies E) changes to unsorted clasts in a muddy matrix (Facies D1). The upper discontinuity is a sedimentological change from red mud with hyena coprolites (Facies G) to TD7 laminated silts (Figs 1 and 5). TD6 is divided into three sub-units^{12,28}: TD6.3, TD6.2 and TD6.1 from bottom to top (Fig. 6). In this study, these sub-units have also been divided into various layers according to the facies changes and identified discontinuities (Table 2, Fig. 5).

Geochemical analysis carried out on the different layers and sedimentary facies showed similar compositional results due to the identical source area and the short transport distances (Supplementary Information 2).

Analyses of clasts and palaeo-archaeological remains in TD6.1 and TD6.2. The means and standard deviation values calculated for the length of clasts, fossils and lithic tools are displayed by layers and facies in Table 3.

The archaeological remains show a clear sorting by sedimentary facies, as seen in Table 3. The higher energy facies not only have larger remains, but more fossils and lithic tools were also found in these facies. The higher size of clasts with respect to fossils and lithic tools was expected due to the fact that only clasts longer than 100 mm were measured in the excavation. Facies E of TD6.1 is not shown because insufficient remains were found in this layer. Mean and standard deviation results indicate a significantly higher clast size in Facies D1 than in the other facies (Table 3). This is expected in debris flow facies, as it has more energy than fluvial facies. This pattern is also observed in the size of the fossil remains, where debris flow facies (D1 and D2) have higher fossil sizes (>40 mm) than the other facies. However, it is noticeable that Facies F has fossil size values similar to debris flow facies.

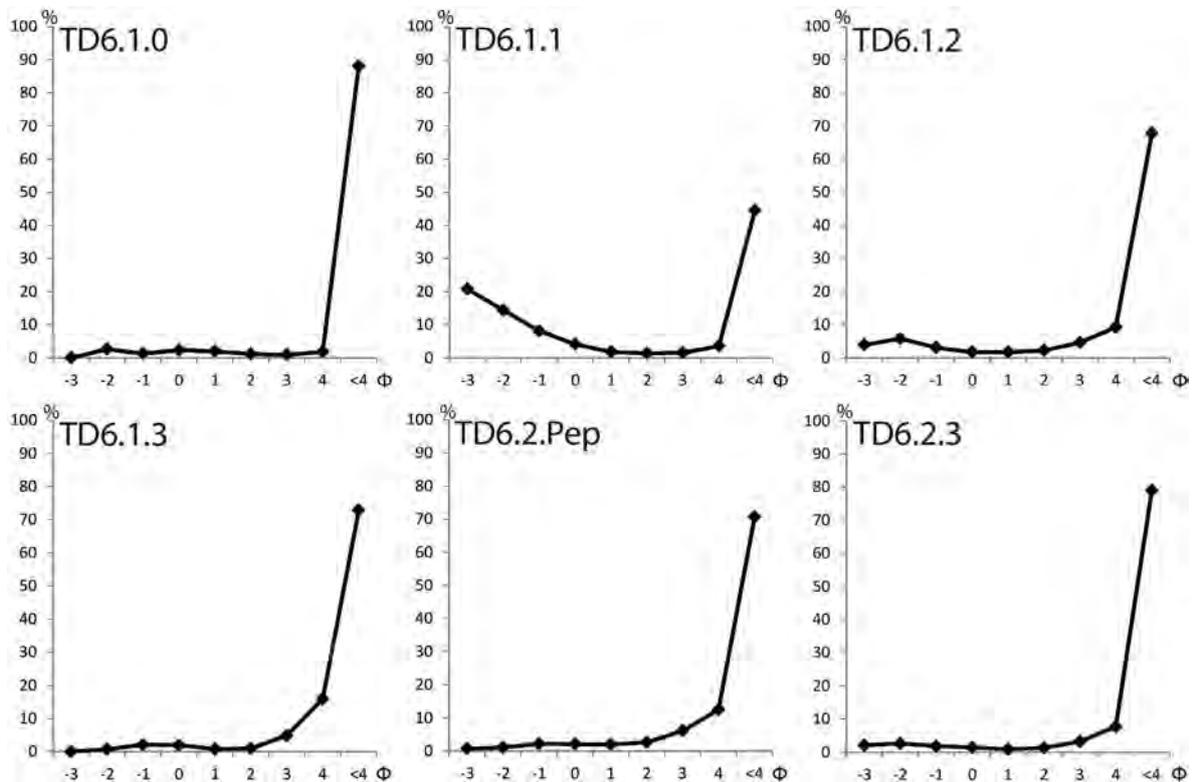


Figure 2. Particle size distribution of six layers of TD6.1 and TD6.2 sub-units in the Gran Dolina site. Abscissa shows Phi size. Ordinate shows percentage.

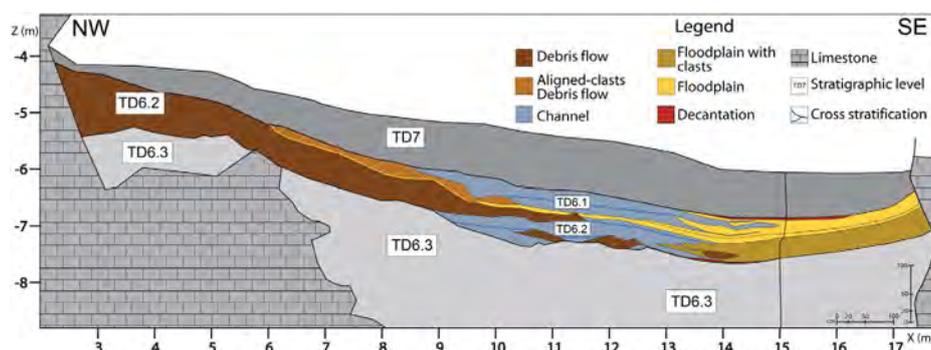


Figure 3. Sedimentary environment facies distribution and stratigraphic section of TD6.1 and TD6.2 sub-units in the Gran Dolina site.

Lithic tool sizes show different results (Table 3), where floodplain facies (E and F) have higher values. However, we have to be cautious with Facies E results, since the sample here only contains seven lithic tools.

Spatial distribution of the palaeo-archaeological remains in the test pit. The spatial distributions of clasts, lithic tools, mammal and human fossils are shown in Fig. 7. Two IDW (inverse distance weighting) surfaces have been generated for each group using the length of the items and the Z coordinate of the remains. These analyses have been done over the remains of the test pit. These remains belong to a condensed layer that comprises of different layers³⁵ of sedimentary facies F. In these spatial distributions we are surely observed the remains of TD6.2.2, TD6.2.3 and TD6.2.4.

The eight IDW surfaces generated show that the spatial distributions observed are similar in the four groups (Fig. 8). In all instances, the greater accumulations of remains are observed in the south-west and the existence of an empty circular area was seen indicating the position of the cut-and-fill.

The distribution of fossil size does not show any significant pattern. The size of hominin remains is larger in the south-west and the IDW surface suggests that the length size of hominin remains is larger than for fossil

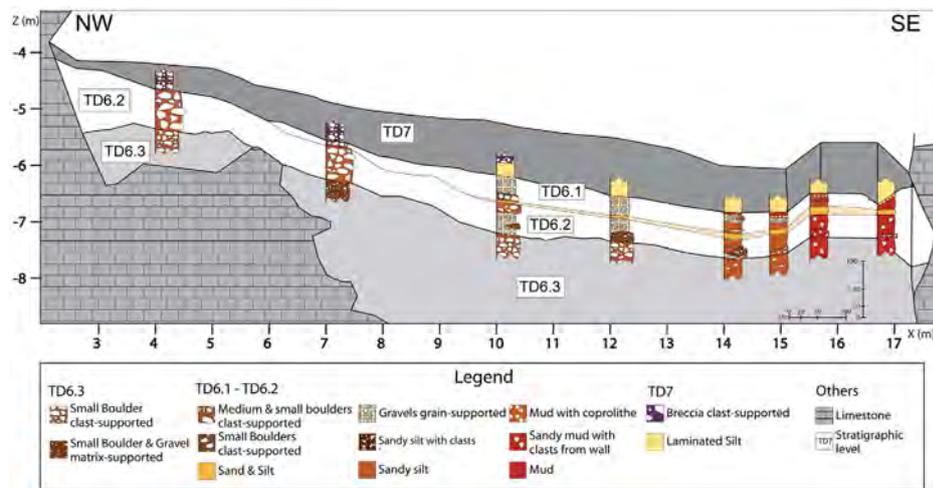


Figure 4. Lithofacies distribution of the TD6.1 and TD6.2 sub-units in Gran Dolina site.

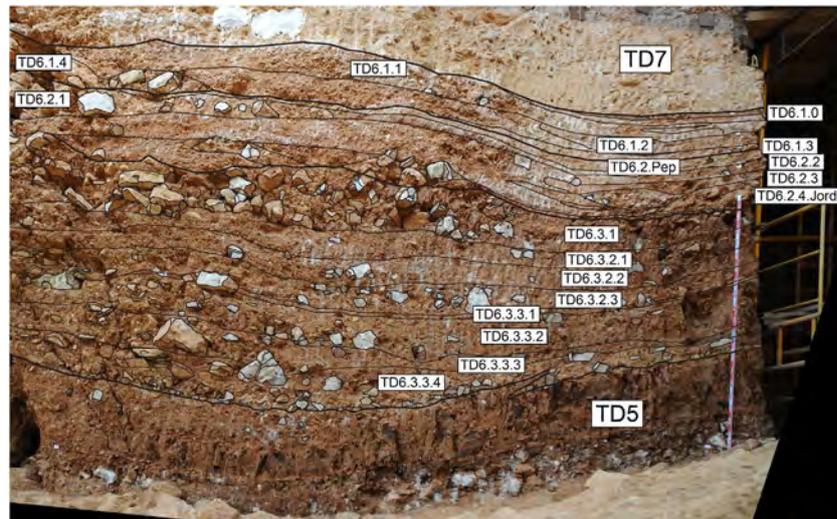


Figure 5. Section of TD6 showing the boundaries of the main stratigraphic layers.

remains. Although this could be due to larger sizes of hominin fossils, in fact, the low amount of hominin fossils means that the few hominin fossils greater than 90 mm are overrated in the interpolation, and the results show areas with hominin fossils greater than 90 mm. This is easily observable in the fact that area above 90 mm in the IDW surface of hominin fossils only has one point, that is, it has been generated from a single fossil. The lithic tools also show no size pattern.

The IDW surfaces generated with the Z coordinates show the same strike and dip of the layers for the four groups of remains. The four surfaces mainly have a westerly dip with the lowest area situated in the east (Fig. 8).

Discussion

Sedimentary facies. The nine facies distinguished show that TD6 is mainly a clastic unit formed by sediment gravity flows and fluvial flows (Fig. 3), whose geochemical composition does not show significant variations (Supplementary Information 2). Other data, such as fossil or pollen analysis, were collected considering only the sub-units of TD6, since detailed stratigraphic classifications in the test pit were not available at that time.

TD6.3 is mainly a sediment gravity flow sub-unit where channel flows are restricted and poorly developed (Facies B). Pollen data postulate a drier climate at the base of TD6³⁶, although microfossil studies suggest the opposite^{37,38}. Facies D1, described in the lowest sub-layer of TD6 (TD6.3.3.4, Table 2), is anomalous because it includes more very small clast-supported boulders than other examples of Facies D1. This characteristic could be related to sedimentological reactivation in the cave after a stable period.

The next sub-layers are formed by Facies B, D1 and H. This is interpreted as sediment gravity flow inputs to the cave from a north-west direction and minor fluvial flows circulating over them. Features of Facies B indicate

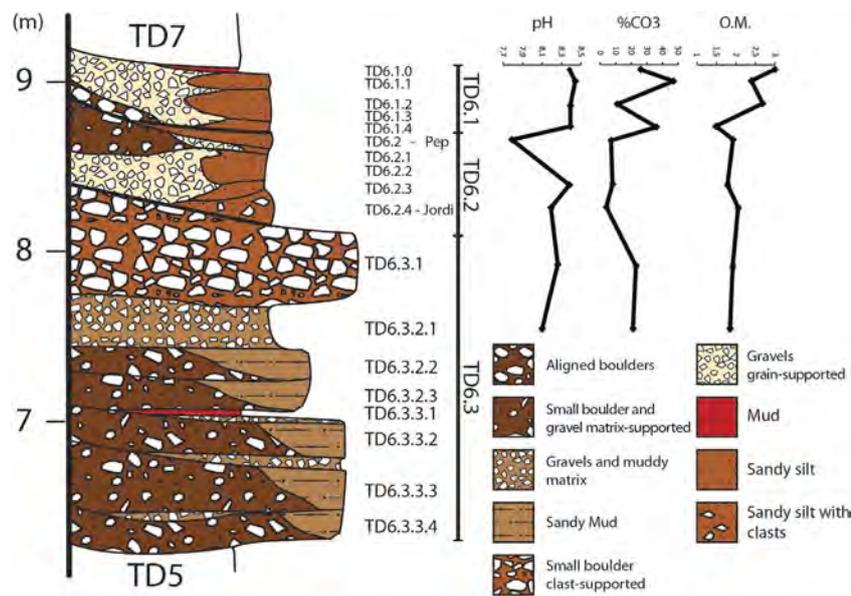


Figure 6. Stratigraphic and sedimentary column of the TD6 unit of the Gran Dolina site and the chemical data. Carbonates and organic matter are displayed as percentages.

that this sediment deposit was formed by a small ephemeral flow with poorly sorted grain size that moved over the debris flow, similar to a braided river³⁹.

TD6.3.3.1 is a mud layer interpreted as Facies G, with the same 5 cm thickness in all sections (Fig. 5). This decantation layer could indicate a flooding event from the south of the cavity and slow sedimentation rates or a sub-aqueous debris flow input^{32,40}. TD6.3.2 continued with sediment gravity flow events and finished with Facies B, thicker than in the lower layers. This fluvial flow (TD6.3.2.1) could be the beginning of the stream flow that is observed in TD6.2 and TD6.1, interrupted by the input of Facies C of TD6.3.1. In this case, mud layers situated in the south could be considered to be floodplain facies (Facies E), and not mud flow facies (Facies H). But these mud layers do not show the different characteristics of previous layers that are undoubtedly Facies H, supporting by micromorphological study that indicate a sediment gravity flow as environment²⁵. Facies C of TD6.3.1 is formed by large clasts and is situated in the centre of the stratigraphic section (Fig. 5). This new position could denote another entry direction, perpendicular to the actual stratigraphic section, or the existence of palaeorelief which controlled the sedimentation. Facies C has larger clasts than in lower layers which suggest higher energy in the sediment gravity flow.

The first input of TD6.2 is a gravel deposit in the centre of the section (Figs 3 and 6) indicating a channel facies. The first gravitational input is TD6.2.4-Jordi. This layer dips to the north-west (Fig. 4), the opposite direction from lower and upper units of TD6. This dip is also observed in the spatial distribution of the archaeological remains and clasts (Fig. 8), where a mainly westerly dip is seen. This current dip is the consequence of a post-depositional deformation caused by subsidence in this area of the section. The layer is composed of Facies F which is described as a floodplain and debris flow deposit. Floodplain environments are low energy flows with little capability to drag gravels or boulders. In addition, the distribution of limestone clasts, their mean size and standard deviations are similar to sedimentary Facies D1 and D2 (Table 3), interpreted as debris flow deposits. Micromorphological studies indicate that the depositional setting for this layer was an aqueous environment of high and medium energy²⁵. These data support the interpretation of this Facies as a mixture of sedimentological processes. Therefore, during the deposition of this layer, a secondary entry from the south was active. The inputs from this entry mixed with the floodplain sediments.

Two clayey mud layers are found at the bottom and on the top of TD6.2.4-Jordi (Fig. 4). These layers are a few centimetres thick in the section, but their thicknesses increase up to 30 cm towards the excavated area, where the lowest local topography should be situated. These layers represent a cessation of stream flow in this area, characterized by low sedimentation rates and energy^{25,32,40}, they are related to the Facies A from the centre of the section and can be assigned to Facies G.

TD6.2.3 and TD6.2.2 are Facies A (channel facies) and Facies F (floodplain and debris flow facies) that indicate the formation of a fluvial environment inside the cave. This interpretation is supported by micromorphological data, which suggested an aqueous environment for these layers²⁵. The formation of this fluvial environment suggests a relative increase in humidity in TD6.2, which is in agreement with the palaeoenvironmental reconstruction using herpetofauna^{41,42}. Considering the mean and standard deviation of the clasts, fossil and lithic remains, Facies A has lower size values with respect to Facies D1, D2 and F (Table 3). This suggests a different archaeological content pattern according to the sedimentological environment, as expected in a well-sorted layer, perhaps suggesting that these remains could be brought by the fluvial flow. The size of the biggest clasts in the channel facies indicates the maximum size that the flow could carry. This means that the flow could drag larger

Sub-unit	Layers	Facies	Description	
TD6.1	TD6.1.0	G	Two sub-layers are found. The bottom layer is mud with hyena coprolites and the top layer is only red mud.	
	TD6.1.1	A, E	Grain-supported gravels in the middle of the section that change laterally to mud layers towards the south-east. Hominin fossils found.	
	TD6.1.2	A, E	Grain-supported gravels in the middle of the section that change laterally to mud layers towards the south-east.	
	TD6.1.3	A, E	Grain-supported gravels in the middle of the section that change laterally to mud layers towards the south-east.	
	TD6.1.4	D2	Aligned small boulders and gravels in the middle of the section, dipping towards the south.	
TD6.2	TD6.2.Pep	E	Sand and silt layer in the centre and south-east section.	
	TD6.2.1	A, F	Grain-supported gravels in the middle of the section that change laterally to mud layers towards the south-east. Hominin fossils found.	
	TD6.2.2	A, D1, F	Boulders and gravels with mud matrix in the north-west. Grain-supported gravels in the middle of the section that change laterally to mud layers towards the south-east. Hominin fossils found.	
	TD6.2.3	A, D1, F	Grain-supported gravels in the middle of the section that change laterally to mud layers towards the south-east. Three small lenticular-shaped small boulder layers were identified. Hominin fossils found.	
	TD6.2.4.Jordi	A, F, G	Mud with small boulders and gravels. It is limited by two thin red mud layers and is thinner towards the north-west. Hominin fossils found.	
TD6.3	TD6.3.1	C, H	Clast-supported medium and small boulders in the centre of the section. Only matrix occurrence towards the south-east.	
	TD6.3.2	TD6.3.2.1	B	Gravels with muddy matrix.
		TD6.3.2.2	D1, H	Boulders with muddy matrix, which changes laterally to only matrix towards the south-east.
		TD6.3.2.3	D1, H	Boulders with muddy matrix, which changes laterally to only matrix towards the south-east.
	TD6.3.3	TD6.3.3.1	G	5 cm of red mud.
		TD6.3.3.2	D1, B, H	Alternation of boulders and gravels with muddy matrix. Only matrix occurrence towards the south-east.
		TD6.3.3.3	D1, B, H	Alternation of boulders and gravels with muddy matrix. Only matrix occurrence towards the south-east.
		TD6.3.3.4	D1, B, H	Alternation of boulders and gravels with muddy matrix. Only matrix occurrence towards the south-east.

Table 2. Sedimentary facies distribution and description of the TD6 sub-units and layers. See Supplementary Information 1 for more details.

fossil remains than the fossil mean that we observe. This could be due to the lack of bones with larger sizes, but the presence of fossils with higher sizes in other facies (Table 3) negates this idea. In fact, the largest size of fossil remains is 170 mm, which is greater than the mean size of the clasts. Though these clasts were only in the *lag* layers indicating that, although sometimes the flow was able to drag boulders (>64 mm), in general, its energy was lower and less capable to drag larger sizes. Although a certain source of wall rock could exist overestimating the size mean. Otherwise, the amount and size of clasts in Facies F suggest that the secondary entry of TD6.2.4-Jordi was still active. The separation between TD6.2.3 and TD6.2.2 is due to a *lag* layer identified in the base of each layer.

Some clasts in Facies F show weathering crusts on their surfaces. These crusts have been identified as phosphate minerals, mainly hydroxyl-apatite, and indicate a lower pH environment. The alteration is only located in the south-east, in the test pit, and is only observed on the limestone clasts. The source of the phosphate was surely from the TD6.1.0 layer, where hyena coprolites were found.

The main environment to the north corresponds with sediment gravity flows (Facies D1). The shape of this deposit denotes that it was input from the north-west, in the place called “Torreón” (Figs 1 and 9). The mean size and standard deviations of the limestone clasts (Table 3), particle size distribution and unsorted sediments indicate high-density flows which dragged the sediment from the outside. In “Torreón”, the layer has its maximum thickness and some clasts have a sub-vertical dip (about 10%), which suggests a sub-vertical input for this deposit. This entrance could be related to the West entry (Penal infilling), or more likely it comes from a secondary sub-vertical entry near to “Torreón”, perhaps related to the subsequent TD8 deposits²⁹. This layer has a good collection of fossil remains, including hominins.

TD6.2.Pep is a sandy silty layer of floodplain facies (Facies E) although no channel facies is related to it (Fig. 3). Also, pH and carbonate analyses reveal that TD6.Pep has the lowest pH and carbonate content of TD6 (Fig. 6). This is indicative of alteration of the layer.

TD6.1 has a similar evolution to that of TD6.2. TD6.1.4 is a sediment gravity flow from the north-west direction that was present in the lower layers, as in TD6.2.1. Then, fluvial flows were reactivated in Gran Dolina. TD6.1.3, TD6.1.2 and TD6.1.1 were deposited by water flows. The positions of these fluvial layers are the same as in TD6.2.1, TD6.2.2 and TD6.2.3 proving that the fluvial flow had the same course (Fig. 3). The three fluvial

Layer	Facies	Clasts			Fossils			Lithic tools		
		n	Mean	SD	n	Mean	SD	n	Mean	SD
TD6.1	A	9	128.8	23.6	84	37.3	21	12	30.2	13.4
TD6.2	A	30	157.8	58.5	296	33.5	22.8	23	36.1	19.3
TD6.2.3	A	—	—	—	24	35	16	—	—	—
TD6.2.2	D1	37	171.9	58.1	85	40.3	24.5	—	—	—
TD6.2.2 (“Torreón”)	D1	99	188.2	74.3	1506	40.5	24.6	144	33.8	18.3
TD6.2.3 (Debris flow 1)	D1	12	155	26.1	22	26.5	12	—	—	—
TD6.2.3 (Debris flow 2)	D1	13	166.1	54.7	15	42	23.9	—	—	—
TD6.2.3 (Debris flow 3)	D1	—	—	—	64	42.2	22.8	—	—	—
TD6.1.4	D2	—	—	—	19	39.2	22.7	8	27.7	11.8
TD6.2.Pep	E	17	139.7	54.7	65	33.9	19.3	7	43.5	32.3
TD6.2	F	21	143.3	74.7	305	39.3	28	19	45.2	32.4
TD6.2 (“Test pit”)	F	399	133.6	52.9	1039	41.6	28.2	196	37.5	20.5

Table 3. Means and standard deviations of the length of the palaeo-archaeological remains and clasts. Only remains located less than 50 cm from the section of TD6.1 and TD6.2 have been used. Values expressed in millimetres (mm).

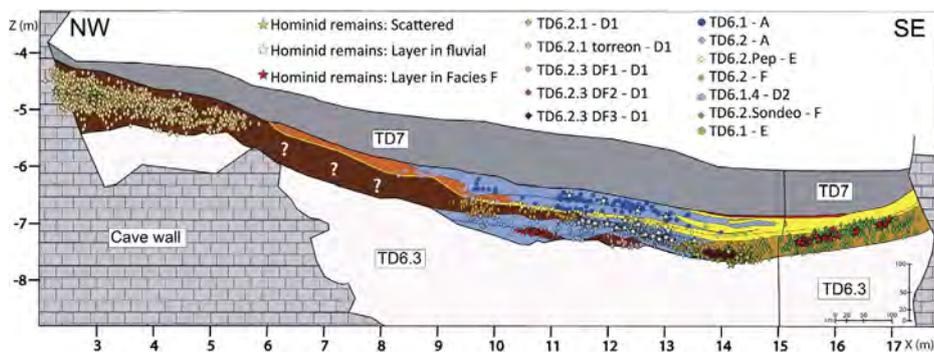


Figure 7. Spatial distribution of the fossils in TD6.1 and TD6.2 sub-unit section in the Gran Dolina site. The remains have been separated by sedimentary facies. Only remains within 50 cm of the section have been plotted to avoid lateral facies changes. Question marks indicate no excavated area. The projections were done by Arcgis 10.2 software.

layers of TD6.1 have associated floodplain facies (Facies E) that are different from the floodplain facies described in TD6.2 due to the lack of clasts and the low quantity of archaeological remains (Table 3), and the micromorphological data²⁵. This means that the second entry in the south of Gran Dolina was not yet active, and Facies E had insufficient energy to carry the remains.

Finally, TD6 finishes with a hyena coprolite layer and a red decantation layer (Facies G) indicating a slow sedimentation rate (Figs 5 and 6). Both indicate a moment of stability inside the cave at the end of TD6, and a major temporal hiatus between TD6 and TD7.

H. antecessor – outside or inside the cave? The hominin fossils in the TD6 unit occur in sedimentary Facies A, D1 and F (Table 1, Fig. 7). The spatial distribution of these remains in the sedimentary facies allows us to distinguish three groups: a group of scattered fossils, a second group with layers of fossils in fluvial facies, and a third group of a layer of fossils in Facies F (Fig. 7).

In the first group, scattered hominin fossils appear in Facies D1 of layer TD6.2.2 “Torreón” (Fig. 9) in the northwest (Fig. 1), and in Facies F of layers TD6.2.2 and TD6.2.3 (Fig. 7). TD6.2.2 “Torreón” layer is a debris flow deposit from the outside, introduced into the cave by a sub-vertical entry, whereas TD6.2.2 and TD6.2.3 are sedimentary deposits of floodplain and debris flow processes. Quantitative data about the orientation and dip of the fossils are not available so as to be able to compare the archaeological and sedimentological fabrics^{43–45}. Nevertheless, qualitative data recorded during the excavation suggest that the hominin fossils and the other fossils are found with no preferred orientation. The preferred tilt is sub-horizontal in Facies F, while a greater number of vertical fossils were registered in TD6.2.2 “Torreón” than in the other layers. In both cases, the tilts of the fossils are similar to the tilts of the clasts. These remains are included inside the sedimentary matrix (in the same way as sedimentary particles), and are not related to any stratigraphic contact or sedimentary palaeosurface. Besides, no processes have been observed in the sediments able to produce vertical migration of clasts or archaeological remains. In Facies F, the scattered hominin fossils were spread throughout the layers. But in Facies D1 of layer

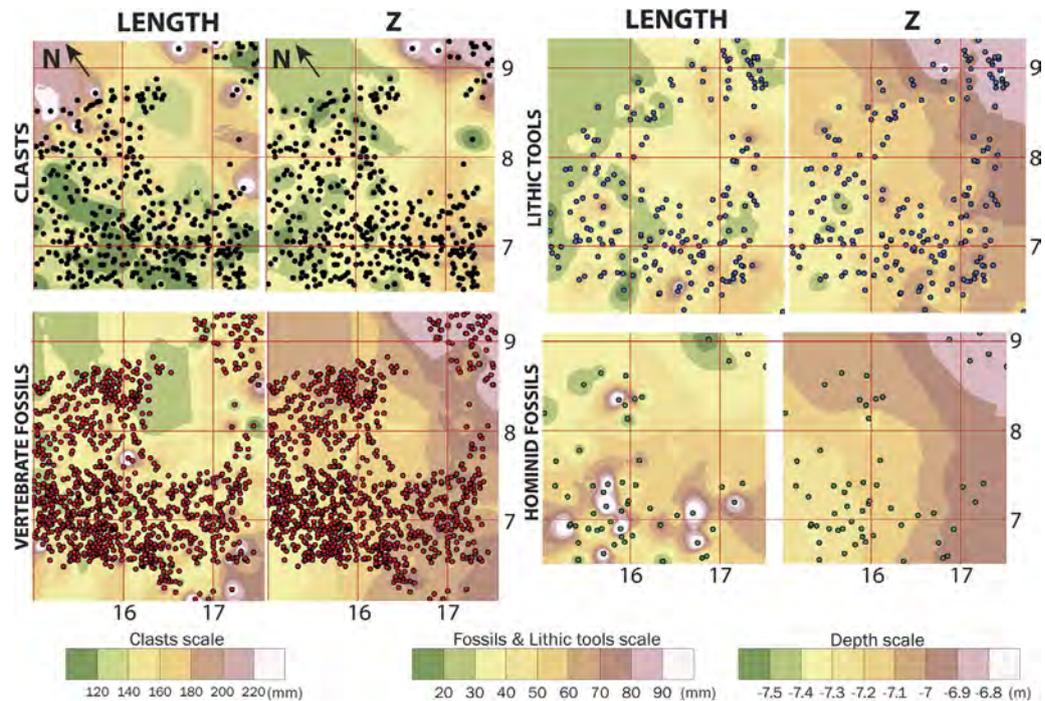


Figure 8. Spatial distribution and IDW (inverse distance weighting) surface of the length and depth (Z) of the test pit using only TD6.2 remains. The clasts have a separate length scale as only clasts longer than 10 cm were collected and measured. The figure was created by Arcgis 10.2 software.

TD6.2.2 “Torreón”, the hominin fossils only appeared in the north-west and were close together (Fig. 7). This accumulation could indicate a stratigraphic limit that is not observable today, although there are only seven remains, which are insufficient for a spatial study, and their features are similar to the other fossil remains, which show a scatter and extent similar to the clasts. The latter suggests that this debris flow input could drag the bones. Even the mean size of the fossil assemblage is larger than the size observed in the fossil assemblage of other sedimentary facies (Table 3), indicating that there is a relationship between the sedimentary environment and the remains. *A priori*, these sedimentological features seem to suggest that the hominin fossils, and the other archaeological remains, were dragged by debris flow processes from the outside, and introduced into Gran Dolina cave.

In the second group (layers of fossils in fluvial facies), hominin fossils of Facies A are found in layers TD6.2.2, TD6.2.1 and TD6.1.2 (Fig. 7). Facies A is formed by a channel flow that dragged limestone gravels to the interior of the cave. The hominin fossils of this facies appear to be associated with lag layers of the fluvial flows, i.e. in layers of maximum energy and reactivation of the flow. The fossils are included in the gravels, and their size is within the range of the gravel (Table 3). From a sedimentological point of view, the channel flow was sufficient to drag the fossil remains, including hominins.

The third group of hominin accumulation is characterized by the spatial distribution of the remains which form a layer inside Facies F (Figs 7 and 8). This group has the main hominin accumulation, and it occurs in TD6.2, in the test pit area, situated in the south-east (Fig. 1). In the two previous groups, the hominin remains seem to come from the outside, but this ensemble has been proposed to represent a possible home base^{46–48}. This group has been included with others faunal remains in archaeo-stratigraphic study³⁵. In the present work, Facies F has been explained as the result of two geologic processes: a floodplain environment and a debris flow input. These processes came from two different entrances: the first one related to a main entrance located at the north-west of the cave, and the second one coming from a secondary entry located to the south. The floodplain environment does not have sufficient energy to carry limestone clasts or fossil remains; this is clear when we compare it with the floodplain environment in TD6.1, where no fossils or limestones are found (Fig. 7). In addition, the spatial distribution and Z-surface of the clasts in TD6.2 show a depositional surface, describing a dip towards the west, opposite to the fluvial facies (Fig. 8). At this point, we must be careful with this interpretation because this dip was increased by subsequent post-depositional deformation. These traits indicate that the clasts were deposited from a secondary south entry, related to the debris flow process of Facies F. If the sedimentary origin of the clasts is clear, the palaeo-archaeological remains could also be introduced by geological processes.

The fossil remains and lithic tools have higher size values in Facies F, similar to Facies D1 and Facies D2 size values (Table 3), and thus also similar to TD6.2.2 “Torreón” size values. These facies are debris flow deposits, which also tend to show the same spatial distribution of archaeological remains. The latter is also observed in the hominin layer inside Facies F, in the test pit (Fig. 8). This spatial and size relationship between clasts and archaeological remains according to facies, indicates that archaeological remains could suffer the same sedimentary process as clasts, being dragged from the outside by debris flow processes. In this assumption, the hominin activity

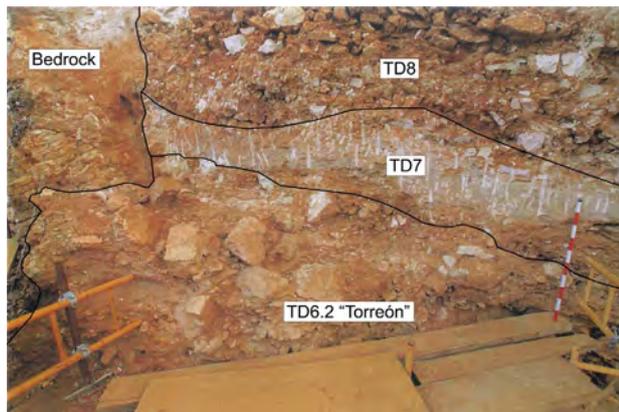


Figure 9. TD6.2.Torreón section located in the north-west of the Gran Dolina site. It is formed by medium boulders, clast-supported, that is defined as debris flow deposit. The hominid fossils were found between the clasts in sub-vertical position.

would have developed outside the cave, but very close to it, and later a geological process dragged the remains into the cave, as occurred with the hominin remains of the scattered group and the fluvial group.

The lack of selection by shape, size or skeletal elements, in addition to the lack of preferred orientation of the palaeo-archaeological remains, have been used to argue that the Aurora Stratum assemblage was not transported by any geological process^{46,47}. But this behaviour is expected in high-density flows such as debris flows^{34,49–51}. Studies about fossil preservation by debris flows describe a general horizontal or sub-horizontal tilt and no preferential orientation of elongate bones^{50,52,53}. This is observed in Facies D1 and Facies F in TD6, although TD6.2.2 “Torreón” shows some remains with vertical tilt (about 10% of the remains). The latter is expected in a proximal area from a sub-vertical input.

Open-air weathering, root-marks and surface soil erosion have also been reported in the TD6.2 fossil assemblage^{8,47}. Although these taphonomic modifications were explained initially as a direct connection of the cave to the outside, they also support an outside origin for the hominin and fossil assemblage. These sub-aerial weathering features were only found in 5.6% of the remains⁸, suggesting a short time exposed⁴⁷.

Carbonell *et al.*¹ commented that all phases of the reduction sequence of the exploited raw material are represented in the test pit of TD6. In addition, two sets of refitted artefacts were found. This archaeological evidence suggests that the tool manufacturing processes were carried out inside the cave or that the archaeological assemblage did not suffer sufficient transport to disperse the archaeological assemblage. The latter possibility would be supported by an outside origin and the subsequent input to the cave by debris flow processes. Debris flows have a restricted source of sediments, moving short distances⁵¹ and they have a very reduced capacity to sort or disperse the transported material. Landscape reconstruction of the Sierra de Atapuerca indicates that the source area of sediment for Gran Dolina was very restrictive¹⁰, being circumscribed to the immediate slope above the cave or the adjacent cave entry. Out of this restrictive source area, the sediments were dragged to the Arlanzón River valley. The debris flow features, landscape reconstruction, accumulation of palaeo-archaeological remains and their taphonomy suggest that the debris flow processes engulfed and transported an outside hominin habitat from the Gran Dolina slope or the cave entrance, in an area with easy accessibility to the springs and wetland resources proposed for this area¹⁰.

Unlike the hypothesis for the origin of the archaeological remains, the discovery of the fossils is evidence of the presence of human populations in the Sierra de Atapuerca at the end of the Early Pleistocene. The first hominin layer was registered in TD6.2.4.Jordi, with hominin remains also appearing in TD6.2.3, TD6.2.2, TD6.2.1, TD6.2.Pep and TD6.1.1 layers. But TD6.2.4.Jordi is the main accumulation layer. With this in mind, it is possible that the hominin accumulations found in Facies A were eroded from the layer of TD6.2.4.Jordi, and therefore they should not indicate a hominin occupation of the Sierra de Atapuerca. For the TD6.2.2 “Torreón”, the facies position in the north-west makes it difficult to believe that the hominin fossils were eroded from Facies F. On the one hand, if we assume the outside hypothesis, the TD6.2.2 “Torreón” deposit could erode the same outside hominin accumulation where the fossils of Facies F were. On the other hand, if we assume the inside hypothesis, this hominin accumulation would indicate a stratigraphic limit inside TD6.2.2 “Torreón” and perhaps it was related to the remains of the other facies. Even so, as the outside hypothesis of TD6.2.2 “Torreón” has been discussed before, a different episode of hominin presence is the more plausible explanation. For this, the presence of *H. antecessor* in the Sierra de Atapuerca was recorded in several sedimentary layers, indicating an interval and not a punctual presence.

If we assume the outside hypothesis, the date of the fossil remains could be older than the currently know. Although, the taphonomic features indicates a very short time to external exposition.

The vertebrate fossil faunas of TD6.1 and TD6.2 show common features from a taphonomic point of view. Both stratigraphic units are highly cemented in the excavated area because of the continuous percolation of carbonates from the limestones during all the period of deposition and formation of the site. Consequently, most of the recovered objects show adhered sediments from the facies in which they were deposited. During the

excavation, the items from floodplains and debris flows were usually covered with cemented lutites, while the objects recovered inside the channels were wrapped with a layer of calcite with small gravels. In this respect, a migration of items among facies due to post-depositional movements seems to have not been occurred.

Under these accretions of sediments, the bone surfaces are usually well preserved⁵⁴. Most of the bones and teeth show scattered blackly spots as the result of manganese oxides formed by their deposition in a reducing waterlogged environment. This phenomenon is frequently observed in soils with large concentrations of organic matter, in which the bones are completely coated with this mineral^{54,55}. Therefore, TD6.1 and TD6.2 seem to have not content to much organic matter in the moment of the deposition.

Some bones, mainly those located at TD6.2 “Torreon”, show some fissures and exfoliation of their surfaces, which can be related to the slight and moderate weathering degrees defined by Behrensmeier⁵⁶. One of the best examples is the humerus of a young individual figured in Bermúdez de Castro *et al.*³⁰.

Another general feature of bone fragments from both assemblages is the angularity of their edges; nevertheless here we have to specify, since this trait is virtually absent on the items recovered inside the channel facies. In such cases, the bone edges are slightly damaged in form of rounding and polishing. These bone modifications represent ~6% of the assemblage, suggesting short movements before the sedimentation or inside the sediments. In addition, evidence of trampling in the form of random striations (~8%) is also present, reinforcing the existence of post-depositional processes related to short movements and sediment pressure.

In summary, the general taphonomic characteristics observed on the items recovered in TD6.1 and TD6.2 fit with the hypothesis presented in this work. Future detailed studies on the TD6 faunal assemblages will allow us to describe specific taphonomic features associated with each sedimentary environment.

Methodology

The study of the stratigraphy, sedimentology and palaeo-environments of TD6 has required a detailed description of the available excavation profiles. Sediment samples have been collected from each facies in order to perform particle size analyses. Particle size sieving and laser diffraction techniques have been used. For sieving techniques, a ϕ size sieve ranging from -3ϕ to 4ϕ was used. Particle size has been classified following the classification of Blott and Pye⁵⁷. Percentages of matrix and clasts were also calculated through image analysis using photogrammetry and ArcGIS 10.2 software available in CENIEH. The geochemical composition of sediments was analysed by X-ray fluorescence (PANalytical Axios) available at the Archaeometry Laboratory of the CENIEH.

A 3D survey of the stratigraphic sections and facies maps was performed using 3D laser scanning techniques (Leica C10), total stations and photogrammetry. Final figures were made with Adobe Illustrator CS5.

The archaeo-palaeontological remains were separated into four groups (clasts, lithic tools, hominin fossils and non-hominin fossils) in order to perform size, sorting and spatial analyses. The relationships between the archaeological remains and the stratigraphic units have been determined considering only the remains closest to the current stratigraphic section (maximum distance 50 cm from the section) to avoid effects produced by the dip of the layers and lateral sedimentary changes (Fig. 7). Length (longest diameter) has been used as a size indicator for the remains, since width and thickness (intermediate and shortest diameter) showed similar results. Also, the spatial distribution of the archaeological levels differentiated during the excavation has been studied through the surface interpolation of the Z-value and the item size using IDW (inverse distance weighting). These spatial analyses were carried out using ArcGIS 10.2 software.

Conclusions

The TD6 unit was formed during the Early Pleistocene as a result of the sediment inputs from three entrances: a west entry, corresponding to Penal karstic infilling, a sub-vertical entry from the north-west (“Torreón” site, Fig. 9) and a secondary entry from the south-east (Test pit, Fig. 1). TD6.3 sub-unit was mainly formed by gravity flow inputs from the west entry, with an ephemeral fluvial stream across the cave, whose flow was adapted to the topography. Later, the TD6.2 and TD6.1 sub-units were formed by fluvial flow in the south-east, and a gravity flow in the north-west. The deposits of these two sub-units suggest an environment with a stream crossing the cave in the middle of the cavity, adapting to the palaeo-relief, which eventually flooded the south-east of the cave. Eventually, debris flow inputs from a sub-vertical entrance to the north-west interrupted the stream.

In this work, we describe new facies in TD6 related to energy events, and whose sediments show a close relationship with the occurrence of archaeological remains. The spatial distribution of remains coincides mainly with facies including a high proportion of boulders (facies D1 and F), and in turn, fossil and stone tools show a significant degree of size sorting related to these facies. These associations indicate a relationship between the accumulation of the remains and the sedimentation of these facies.

Previously, the palaeo-archaeological remains of TD6 have been studied extensively and their accumulation had been explained as a camp site inside the cave. Nevertheless, the relationships observed in this work seem to indicate that the camp site interpretation could be incorrect. In turn, the palaeo-archaeological accumulations found in TD6 could be explained by geological processes. The remains could have been dragged and transported by sedimentological processes to the inside of the cave from the adjacent slope or cave entry. This transport must be rapid and over very short distances since taphonomic preservation of bones is excellent, indicating a relatively short period of exposure to weather before being deposited and buried by geological agents. These accumulations are congruent with the dynamic of TD6 debris flow and the palaeogeographical reconstructions, suggesting that human activity could occur just outside the cave just before the sedimentary events.

Future detailed studies on the TD6 faunal and lithic tool assemblages using the proposed stratigraphy of this work will allow us to test the hypothesis about the source of the hominin remains and improve our knowledge of the TD6 unit.

References

- Carbonell, E. *et al.* The TD6 level lithic industry from Gran Dolina, Atapuerca (Burgos, Spain): production and use. *J. Hum. Evol.* **37**, 653–693 (1999).
- Carretero, J. M., Lorenzo, C. & Arsuaga, J. L. Restes post-craniens du niveau TD6 du site en grotte du Pléistocène inférieur de Gran Dolina, Sierra de Atapuerca, Espagne. *L'Anthropologie* **105**, 179–201 (2001).
- Bermúdez de Castro, J. M., Rosas, A. & Nicolás, M. E. Dental remains from Atapuerca-TD6 (Gran Dolina site, Burgos, Spain). *J. Hum. Evol.* **37**, 523–566 (1999).
- Rodríguez-Gómez, G., Rodríguez, J., Martín-González, J. T., Goikoetxea, I. & Mateos, A. Modeling trophic resource availability for the first human settlers of Europe: The case of Atapuerca TD6. *J. Hum. Evol.* **64**, 645–657 (2013).
- Saladié, P. *et al.* The role of carnivores and their relationship to hominin settlements in the TD6-2 level from Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Spain). *Quat. Sci. Rev.* **93**, 47–66 (2014).
- Bermúdez de Castro, J. M., Martín-Torres, M., Sarmiento, S. & Lozano, M. Gran Dolina-TD6 versus Sima de los Huesos dental samples from Atapuerca: evidence of discontinuity in the European Pleistocene population? *J. Archaeol. Sci.* **30**, 1421–1428 (2003).
- van der Made, J. Ungulates from Atapuerca TD6. *J. Hum. Evol.* **37**, 389–413 (1999).
- Saladié, P. *et al.* Carcass transport decisions in Homo antecessor subsistence strategies. *J. Hum. Evol.* **61**, 425–446 (2012).
- Carbonell, E. *et al.* The Pleistocene site of Gran Dolina, Sierra de Atapuerca, Spain: A history of the archaeological investigations. *J. Hum. Evol.* **37**, 313–324 (1999).
- Benito-Calvo, A. *et al.* Palaeogeographical reconstruction of the Sierra de Atapuerca Pleistocene sites (Burgos, Spain). *Quat. Int.* In press, 1–14 (2015).
- Gil, E., Aguirre, E. & Hoyos, M. in *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca* (eds Aguirre, E., Carbonell, E. & Bermúdez de Castro, J. M.) (Junta de Castilla y León, 1987).
- Parés, J. M. & Pérez-González, A. Magnetochronology and stratigraphy at Gran Dolina section, Atapuerca (Burgos, Spain). *J. Hum. Evol.* **37**, 325–342 (1999).
- Benito-Calvo, A. & Pérez-González, A. Geomorphology of the Sierra de Atapuerca and the Middle Arlanzón Valley (Burgos, Spain). *J. Maps*, doi: 10.1080/17445647.2014.909339 (2014).
- Duval, M. *et al.* On the limits of using combined U-series/ESR method to date fossil teeth from two Early Pleistocene archaeological sites of the Orce area (Guadix-Baza basin, Spain). *Quat. Res.* **77**, 482–491 (2012).
- Rodríguez, J. *et al.* One million years of cultural evolution in a stable environment at Atapuerca (Burgos, Spain). *Quat. Sci. Rev.* (2011).
- Falguères, C. *et al.* Earliest humans in Europe: The age of TD6 Gran Dolina, Atapuerca, Spain. *J. Hum. Evol.* **37**, 343–352 (1999).
- Cuenca-Bescós, G. *et al.* Biochronology of Spanish Quaternary small vertebrate faunas. *Quat. Int.* **212**, 109–119 (2010).
- Berger, G. W. *et al.* Luminescence chronology of cave sediments at the Atapuerca paleoanthropological site, Spain. *J. Hum. Evol.* **55**, 300–311 (2008).
- Parés, J. M. *et al.* Reassessing the age of Atapuerca-TD6 (Spain): New paleomagnetic results. *J. Archaeol. Sci.* **40**, 4586–4595 (2013).
- Moreno, D. *et al.* New radiometric dates on the lowest stratigraphical section (TD1 to TD6) of Gran Dolina site (Atapuerca, Spain). *Quat. Geochronol.* doi: 10.1016/j.quageo.2015.05.007 (2015).
- Cuenca-Bescós, G. & García, N. Biostratigraphic succession of the Early and Middle Pleistocene mammal faunas of the Atapuerca cave sites (Burgos, Spain). *Cour. Forschungsinstitut Senckenberg* **259**, 99–110 (2007).
- Falguères, C. *et al.* Combined esr/u-series chronology of acheulian hominid-bearing layers at trinchera galería site, Atapuerca, Spain. *J. Hum. Evol.* **65**, 168–184 (2013).
- Duval, M., Falguères, C. & Bahain, J.-J. Age of the oldest hominin settlements in Spain: Contribution of the combined U-series/ESR dating method applied to fossil teeth. *Quat. Geochronol.* **10**, 412–417 (2012).
- Cuenca-Bescós, G. *et al.* Updated Atapuerca biostratigraphy: Small-mammal distribution and its implications for the biochronology of the Quaternary in Spain. *Comptes Rendus Palevol* doi: 10.1016/j.crpv.2015.09.006 (2016).
- Vallverdú, J., Courty, M. A., Carbonell, E., Canals, A. & Burjachs, F. Les sédiments d'Homo Antecessor de Gran Dolina, (Sierra de Atapuerca, Burgos, Espagne). *Interprétation micromorphologique des processus de formation et enregistrement paléoenvironnemental des sédiments. L'Anthropologie* **105**, 45–69 (2001).
- Parés, J. M. & Pérez-González, A. Paleomagnetic age for hominid fossils at Atapuerca archaeological site, Spain. *Science* **269**, 830–832 (1995).
- Bermúdez De Castro, J. M. *et al.* A hominid from the lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: Possible ancestor to Neandertals and modern humans. *Science* **276**, 1392–1395 (1997).
- Bermúdez de Castro, J. M. *et al.* A new early Pleistocene hominin mandible from Atapuerca-TD6, Spain. *J. Hum. Evol.* **55**, 729–735 (2008).
- Campaña, I. *et al.* Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Quat. Int.* In press (2015).
- Bermúdez de Castro, J. M. *et al.* 2012. Early Pleistocene human humeri from the Gran Dolina-TD6 site (Sierra de Atapuerca, Spain). *Am. J. Phys. Anthropol.* **147**, 604–617 (2012).
- Ford, D. C. & Williams, P. *Karst hydrogeology and geomorphology*. (John Wiley & Son, Ltd., 2007).
- White, W. B. Cave sediments and paleoclimate. *J. Cave Karst Stud.* **69**, 76–93 (2007).
- Bosch, R. & White, W. B. In *Studies of Cave Sediments* (eds Sasowsky, I. D., Mylroie, J., Bosch, R. & White, W. B.) 1–22 (Springer Dordrecht, 2004).
- Dasgupta, P. Sediment gravity flow - the conceptual problems. *Earth-Sci. Rev.* **62**, 265–281 (2003).
- Canals, A., Vallverdú, J. & Carbonell, E. New archaeo-stratigraphic data for the TD6 level in relation to Homo antecessor (Lower Pleistocene) at the site of Atapuerca, north-central Spain. *Geoarchaeology*. **18**(5), 481–504 (2003).
- García-Antón, M. In *Evolución Humana en Europa y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca* (eds Bermúdez de Castro, J. M., Arsuaga, J. L. & Carbonell, E.) 147–165 (Junta de Castilla y León, 1995).
- López Antoñanzas, R. & Cuenca-Bescós, G. The Gran Dolina Site (Lower to Middle Pleistocene, Atapuerca, Burgos, Spain): New Palaeoenvironmental Data Based on the Distribution of Small Mammals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **186** (3–4), 311–334 (2002).
- Cuenca-Bescós, G. *et al.* The Early-Middle Pleistocene Environmental and Climatic Change and the Human Expansion in Western Europe: A Case Study with Small Vertebrates (Gran Dolina, Atapuerca, Spain). *Journal of Human Evolution* **60**(4), 481–91 (2011).
- Hassan, M. A., Marren, P. M. & Schwartz, U. Bar structure in an arid ephemeral stream. *Sediment. Geol.* **221**, 57–70 (2009).
- Gillieson, D. Cave Sedimentation in the New Guinea Highlands. *Earth Surface Processes & Landforms* **11** (5), 533–43 (1986).
- Blain, H.-A. *et al.* Early Pleistocene palaeoenvironments at the time of the Homo antecessor settlement in the Gran Dolina cave (Atapuerca, Spain). *J. Quat. Sci.* **28**, 311–319 (2013).
- Blain, H.-A. *et al.* Long-Term Climate Record Inferred from Early-Middle Pleistocene Amphibian and Squamate Reptile Assemblages at the Gran Dolina Cave, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution* **56**(1), 55–65 (2009).
- Benito-Calvo, A., Martínez-Moreno, J., Jordá Pardo, J. F., de la Torre, I. & Torcal, R. M. Sedimentological and archaeological fabrics in Palaeolithic levels of the South-Eastern Pyrenees: Cova Gran and Roca dels Bous Sites (Lleida, Spain). *J. Archaeol. Sci.* **36**, 2566–2577 (2009).

44. Benito-Calvo, A. & de la Torre, I. Analysis of orientation patterns in Olduvai Bed I assemblages using GIS techniques: Implications for site formation processes. *J. Hum. Evol.* **61**, 50–60 (2011).
45. de la Torre, I. & Benito-Calvo, A. Application of GIS methods to retrieve orientation patterns from imagery; a case study from Beds I and II, Olduvai Gorge (Tanzania). *J. Archaeol. Sci.* **40**, 2446–2457 (2013).
46. Bermúdez, De, Castro, J. M. *et al.* The TD6 (Aurora stratum) hominid site. Final remarks and new questions. *J. Hum. Evol.* **37**, 695–700 (1999).
47. Díez, J. C., Fernández-Jalvo, Y., Rosell, J. & Cáceres, I. Zooarchaeology and taphonomy of Aurora Stratum (Gran Dolina, Sierra de Atapuerca, Spain). *J. Hum. Evol.* **37**, 623–652 (1999).
48. Fernández-Jalvo, Y., Díez, J. C., Cáceres, I. & Rosell, J. Human cannibalism in the Early Pleistocene of Europe (Gran Dolina, Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *J. Hum. Evol.* **37**, 591–622 (1999).
49. Coussot, P. & Meunier, M. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Sci. Rev.* **40**, 209–227 (1996).
50. Mazza, P. P. A. & Ventra, D. Pleistocene debris-flow deposition of the hippopotamus-bearing Collocurto bonebed (Macerata, Central Italy): Taphonomic and paleoenvironmental analysis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **310**, 296–314 (2011).
51. Boggs, S. *Principles of sedimentology and stratigraphy*. (Pearson, 2011).
52. Britt, B. B., Eberth, D. A., Scheetz, R. D., Greenhalgh, B. W. & Stadtman, K. L. Taphonomy of debris-flow hosted dinosaur bonebeds at Dalton Wells, Utah (Lower Cretaceous, Cedar Mountain Formation, USA). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **280**, 1–22 (2009).
53. Lauters, P., Bolotsky, Y. L., Van Itterbeeck, J. & Godefroit, P. Taphonomy and age profile of a latest Cretaceous dinosaur bone bed in far eastern Russia. *PALAIOS* **23**, 153–162 (2008).
54. López-González, F., Grandal-d'Anglade, A. & Vidal-Romaní, J. R. Deciphering bone depositional sequences in caves through the study of manganese coatings. *Journal of Archaeological Science* **33**, 707–717 (2006).
55. Marín-Arroyo, A. B. Arqueozoología en el Cantábrico Oriental durante la transición Pleistoceno/Holoceno: la Cueva del Mirón. *Ph.D. dissertation*. Santander, Universidad de Cantabria (2010).
56. Behrensmeier, A. K. Taphonomic and ecological information from bone weathering. *Palaeobiology* **4**, 150–162 (1978).
57. Blott, S. J. & Pye, K. Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: *Review and recommended procedures*. *Sedimentology* **59**(7), 2071–2096 (2012).
58. Ortega, A. I. La Evolución Geomorfológica del karst de la Sierra de Atapuerca (Burgos) y su relación con los yacimientos pleistocenos que contiene. (Universidad de Burgos, Facultad de Humanidades y Educación. Departamento de ciencias históricas y geografía). PhD Thesis. 2009.

Acknowledgements

This study was supported by MINECO/FEDER projects CGL2015-65387-C3-1-P, CGL2015-65387-C3-2-P, CGL2015-65387-C3-3-P, and CGL2015-68604-P, from Generalitat de Catalunya, projects 2014 SGR 900 and 2014/100573, and the SéNeCa Foundation Project 19434/PI/14. I. Campaña is the beneficiary of a predoctoral FPI Grant from the Spanish MINECO. I. Campaña was also the beneficiary of a predoctoral grant from Fundación Atapuerca. Fieldwork at Atapuerca is supported by the Consejería de Cultura y Turismo of the Junta de Castilla y León. Leticia Miguens Rodríguez and Javier Iglesias Cibanal of the Geology Laboratory of CENIEH performed the laboratory sedimentary analyses. Ana Isabel Alvaro Gallo (Arqueometry Laboratory, CENIEH) performed the DRX analyses. The spatial analyses were carried out in the Digital Mapping and 3D Analysis Laboratory (CENIEH). Raquel Pérez Martínez provided the coordinates of the stratigraphic limits. This work has benefited from discussions with Laura Martín-Francés Martín de la Fuente and Ana Isabel Ortega Martínez. We thank Chenglong Deng and an anonymous reviewer for the useful comments and the detailed revision.

Author Contributions

A.P.-G. and J.R. designed the work. I.C. analyzed the data. I.C., A.P.-G. and A.B.-C. wrote the manuscript and prepared the figures and tables. J.R. and R.B. participated in the excavation and research project. J.M.B.d.C., J.L.A. and E.C. directed and coordinated the research project. All authors discussed and commented on the manuscript.

Additional Information

Supplementary information accompanies this paper at <http://www.nature.com/srep>

Competing financial interests: The authors declare no competing financial interests.

How to cite this article: Campaña, I. *et al.* New interpretation of the Gran Dolina-TD6 bearing *Homo antecessor* deposits through sedimentological analysis. *Sci. Rep.* **6**, 34799; doi: 10.1038/srep34799 (2016).



This work is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License. The images or other third party material in this article are included in the article's Creative Commons license, unless indicated otherwise in the credit line; if the material is not included under the Creative Commons license, users will need to obtain permission from the license holder to reproduce the material. To view a copy of this license, visit <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>

© The Author(s) 2016

4.2.2 New interpretation of the Gran Dolina-TD6 bearing *Homo antecessor* deposits through sedimentological analysis. Supplementary information.

4.2.2.1 Supplementary information 1: Sedimentary facies

Facies A: Grain-supported channel

This facies is formed by grain-supported and normal graded gravels with a low quantity of matrix, and including trough cross-bedding. Gravels occupy about 60% by weight and they are well sorted, subangular limestone gravels about 3–5 cm in size. The sedimentary layer adopts a lenticular shape and is composed of several aggradation phases where clastic lags appear at the base of each phase. We noticed at least three lags in TD6.1 and another three lags in TD6.2. The particle size, well-sorted nature and lenticular-shape suggest a fluvial flow process forming this facies, more specifically, a channel facies⁴⁵. Lag layers are formed by reactivation of fluvial flow after channel migration. Facies A is located in the central position of the section, where it overlies debris flow facies, and it also lies to the north-west of Facies E (TD6.1) and Facies F (TD6.2).

Facies B: Channel with muddy matrix

This facies consists of gravels supported by a muddy matrix or in loose contact. The matrix is composed of sand and mud and this represents about 60% of the total weight. The gravels are composed of sub-angular limestone and they are unsorted. Facies B forms lenticular-shaped layers <25–30 cm thick and 1 m in length. Its characteristics suggest that Facies B was formed by fluvial flows. This facies occurs in TD6.3 and it is present above Facies D1.

Facies C: Clast-supported debris flow

Facies C is formed by clast-supported medium and small boulders in close contact with a muddy matrix. Clasts in the section represent about 40% of the facies and are medium to small subangular elongate boulders. The matrix is mud with a low content of gravel and sand. This facies appears as a layer in the centre of the section of TD6.3 and is up to 80 cm thick. The localization of the maximum thickness in the centre of the section and the shape of the layer suggest a different direction of sediment input from Facies D1 and Facies D2. This facies is unsorted and with a massive amount of sediment of different sizes that assigns it to debris flow facies⁴⁶.

Facies D1: Matrix-supported debris flow

This facies is characterized by a mixture of chaotic and unsorted sediments from medium sized boulders to gravels, sands and mud. Facies D1 is mainly composed of matrix-supported boulders and gravels with a muddy matrix, including local clast-supported areas. The clasts in this facies represent 30–35% of the area measured in the stratigraphic section. The matrix is mainly composed of about 75% of clayey silt with about 25% of gravel. The amount and size of boulders decreased towards the south-east, towards the dip direction of this facies. These characteristics indicate that the entrance of this facies was positioned in the north-west. Facies D1 is found in TD6.2 and TD6.3.

Facies D2: Aligned-clasts debris flow

Facies D2 is formed by clast-supported small boulders with a gravel and muddy matrix. It is characterized by aligned clasts that indicate the entrance direction and could suggest a unique punctual sediment input for its formation. This facies occurs in TD6.1, with a constant thickness of about 0.3 m. The layer containing this facies dips towards the south-east, suggesting a north-west location of the entrance. Boulders are sub-angular and tabular limestone ranging from 10 to 30 cm in size, and they represent about 40% of the section area. The matrix has up to 25% gravel. Since this facies is similar to Facies D1, we have also related this facies to a debris flow process.

Facies E: Floodplain

Facies E is yellowish red massive coarse and fine silt, including about 10–0% gravel, 25–15% sand and 80–65% mud. This facies appears associated with Facies D, which is situated to the north of Facies E. Due to its traits, particle size and association with Facies D, this facies is interpreted to be a floodplain deposit. It was formed by overbank events related to channel facies. This facies always appears in the south of the section in TD6.1.

Facies F: Floodplain and debris flow

Facies F is composed of silts and clays with small boulders and gravel. It is similar to Facies E, showing the same matrix particle size distribution and the same massive structure. As with Facies E, Facies F is associated with Facies A, but Facies F is only found in TD6.2 (Fig. 3). Because of these traits, we interpret Facies F as also being floodplain facies. Nevertheless, this facies includes several limestone clasts, which are medium to very small sub-angular boulders that represent about 20% of the section. These boulders appear dispersed in the layers as matrix-supported, unsorted, structureless and with no preferred orientation. The presence of these clasts does not agree with a floodplain environment as observed in Facies E, and seems to indicate a secondary sedimentological process in the development of Facies F. The amount, size and shape of the limestone boulders suggest a gravity flow process and the dip of the layers towards the north-west (Fig. 4) indicates a southern entry, although this dip is exaggerated by the deformation process. Facies F is explained as the result of two geological processes: floodplain and debris flow. Because of the similar matrix characteristics produced by these two processes, the lateral change separating both environments could not be mapped.

Facies G: Decantation

Facies G is composed of thin (<10 cm) yellowish red clays. It contains <20% sand, and no gravels are present. Facies G is recognizable by its homogeneity and clay content. According to these characteristics, we have interpreted this facies as sediment transported into the cave by suspension and deposited by decantation. This facies appears at TD6.3.3, TD6.2 and at the top of the TD6 unit (TD6.1.0), in the south-east of the section.

Facies H: Mud flow

This facies is composed of yellowish red silt and clay with sparse limestone clasts. It is 5 to 30 cm thick and forms a tabular layer of unsorted and massive fine sediments. Particle size is about 20% sand, varying from fine to very fine grain size, and 80% mud, more silty in the proximal area and more clayey towards the distal area. Limestone clasts are small boulders and gravels that are poorly represented (<15% of the area measured in the stratigraphic section), and they usually occur in the proximal area. This facies is frequently found in the south-east of the section of TD6.3, and is related to distal sediments of Facies D1 and Facies C, where a progressive lateral facies change has occurred. This facies is interpreted as mud flow facies.

4.2.2.2 Supplementary information 2: Geochemical element analysis

	TD6.3.3.4	TD6.3.3.1	TD6.3.1	TD6.2.4	TD6.3.pep	TD6.1.3
SiO ₂	47.09	40.9	52.71	44.05	40.85	34.94
Al ₂ O ₃	8.59	9.29	11.31	9.02	4.73	6.5
Fe ₂ O _{3t}	3.23	3.35	4.21	3.34	1.66	2.36
MnO	0.06	0.06	0.07	0.07	0.04	0.05
MgO	0.57	0.6	0.66	0.53	0.29	0.4
CaO	19.14	22.43	13.18	20.76	27.22	28.9
Na ₂ O	0.12	0.1	0.13	0.12	0.11	0.1
K ₂ O	1.51	1.45	1.83	1.42	0.94	1.05
TiO ₂	0.71	0.69	0.87	0.72	0.53	0.56
P ₂ O ₅	3.39	0.31	3.41	3.74	3.6	2.24
LOI	15.58	20.83	11.6	16.22	20.01	22.87

Table SI2. Elemental composition of six layers of TD6. Values are displayed as percentages.

The geochemical data do not show important changes. The main elements present in the layers of TD6 are SiO₂ and CaO. The first is from terra rossa source, rich in this element. The last came from the limestone of the cave, both fragments of the rock and secondary precipitation. The rest of elements have minor variations that could be due to the texture of the sediment and post-depositional process. Anyway, these little variations of the geochemical data are not related to the sedimentary facies.

4.2.3 Conclusión

La unidad TD6 se formó durante el Pleistoceno inferior como resultado de las entradas de sedimentos desde tres entradas: una entrada oeste, relacionado con el relleno kárstico de Penal, una entrada sub-vertical desde el noroeste (Torreón) y una entrada secundaria desde el sur-este. La sub-unidad TD6.3 se formó principalmente por entradas de flujos de gravedad desde la entrada oeste, con un curso fluvial efímero cruzando la cueva que se adaptaba a la topografía existente. Después, las sub-unidades TD6.2 y TD6.1 se formaron por un flujo fluvial en el sudeste de la cueva y una entrada de gravedad desde el noroeste. Los depósitos de estas dos sub-unidades sugieren un medio sedimentario de un río subterráneo cruzando la cueva por la parte central, adaptándose al paleo-relieve e inundando eventualmente la zona sur-este de la cueva hasta la pared sur. En momentos esporádicos, varias entradas de flujos de derrubios (*debris flow*) procedente de la entrada sub-vertical NO interrumpieron este curso fluvial. En la base de TD6.2 se observa una entrada de flujo de gravedad con pendiente hacia el noroeste, indicando la existencia de una entrada en el sur-este de la cavidad. Este flujo de gravedad afectó a los sedimentos de llanura de inundación existentes en esta zona, generando una facies sedimentaria mixta formada por el flujo de gravedad y la llanura de inundación. Posteriormente al depósito, se produce una deformación post-deposicional en las sub-unidades TD6.1 y TD6.2 causada por la subsidencia de esta área, seguramente producido por el acomodamiento de los limos y arcillas de TD6.3 y TD5.

En este artículo, se han descrito nuevas facies sedimentarias en TD6 relacionada con eventos de energía y cuyos sedimentos muestran una estrecha relación con la aparición de restos arqueológicos. La distribución espacial de los restos coincide en general con facies que tienen una gran proporción de bloques (facies D1 y facies F). Esta asociación indica una relación entre la acumulación de los restos y la sedimentación de estas facies.

Previamente, los restos paleo-arqueológicos de TD6 han sido ampliamente estudiados. La acumulación de estos restos se ha explicado como el resultado de un lugar de ocupación de los homínidos en el interior de la cueva. En este estudio, se ha observado que los fósiles humanos se pueden dividir en tres grupos:

1. Fósiles dispersos y flotados dentro de la matriz.
2. Fósiles en las facies fluviales.
3. Fósiles en las facies F.

Los tres grupos tienen una distribución y tamaño similar a los clastos de los niveles sedimentarios que los contienen. A continuación se explican estas tres relaciones entre los fósiles y los sedimentos:

1. Los fósiles de homínidos dispersos se encuentran dentro del nivel sedimentario sin que se pueda definir ninguna relación de estos fósiles con ningún contacto estratigráfico o con ninguna paleo-superficie.
2. Los fósiles de homínidos encontrados en las facies fluviales se encuentran asociados a los niveles de *lag* de estos niveles sedimentarios, es decir, los eventos de máxima energía de la facies sedimentaria. Los fósiles presentan un tamaño similar al tamaño de las gravas (entre 2 a 64 mm), lo que indica que desde un punto de vista sedimentológico, el curso fluvial tuvo suficiente energía para arrastrar los restos fósiles.
3. Los fósiles de homínidos acumulados en las facies F representan la mayor acumulación de la unidad de fósiles humanos. Las facies F son el resultado de dos procesos geológicos: entradas de gravedad y una llanura de inundación. Una llanura de inundación es un medio sedimentario de poca energía que suele transportar limos y arcillas y que no sería capaz de transportar los fósiles, sin embargo un flujo de gravedad es un medio de mayor energía que arrastra material heterogéneo de forma masiva e incluyendo clastos de gran tamaño. En este caso se observa que la distribución espacial del material antropológico coincide con la distribución de los clastos de gravedad que contienen las facies F, además ambos conjuntos presentan una pendiente de dirección noroeste sugiriendo que estos restos entraron por la entrada situada al sureste.

Estas observaciones parecen indicar que la interpretación de un campamento humano en la cavidad de Gran Dolina durante el momento del depósito de TD6 debería ser revisado, ya que la acumulación paleoarqueológica encontrada en TD6 puede ser explicada mediante procesos geológicos. Los restos pudieron ser arrastrados y transportados por procesos sedimentológicos hacia el interior de Gran Dolina desde la entrada de la misma situada en la ladera suprayacente. Este transporte tuvo que ser rápido y cubrir una distancia muy corta, ya que la preservación de los huesos es excelente, indicando un periodo relativamente corto de exposición a la climatología antes de ser depositados y enterrados por los agentes geológicos. Estas acumulaciones son congruentes con la dinámica de los flujos de gravedad de TD6 y la reconstrucción paleogeográfica, sugiriendo que la actividad humana se pudo desarrollar justo fuera de la cueva y justo antes de los eventos sedimentarios.

Futuros estudios de detalle de la fauna y la industria lítica de TD6 usando la estratigrafía propuesta en este trabajo deben probar o contradecir esta hipótesis sobre el origen de los restos de homínidos y mejorar nuestro conocimiento de la unidad TD6 y su relación con la presencia humana.

4.3 Assessing automated image analysis of sand grain shape to identify sedimentary facies, Gran Dolina archaeological site (Burgos, Spain)

4.3.1 Introducción y artículo

En este capítulo se ha estudiado la morfología externa de las partículas fracción arena de varios niveles sedimentarios de Gran Dolina y se ha comparado con los medios sedimentarios interpretados para cada nivel. De este modo, se pretende por un lado caracterizar las partículas sedimentarias de Gran Dolina y, por otro, mostrar el potencial del análisis de la morfología externa para identificar medios sedimentarios.

La forma de una partícula sedimentaria es el resultado de diferentes factores, como la litología, la forma inicial y el transporte sedimentario (Patro y Sahu, 1977). Cada uno de estos factores influye en la forma de una partícula de distinta manera. Por un lado la litología determina la resistencia de la partícula a la abrasión y a la alteración de su forma inicial, mientras que el transporte sedimentario es el principal agente de modificación de la forma original de la partícula. Los parámetros morfológicos externos, como la circularidad, sirven para cuantificar esta modificación y pueden ser usados para diferenciar entre medios sedimentarios (Pettijohn, 1952; Patro y Sahu, 1974). Sin embargo, se ha observado que la forma de una partícula en un depósito sedimentario es principalmente heredada de la forma original de la partícula (Boggs, 2011) y se modifica solamente en sedimentos maduros (Domokos et al., 2014).

Para cuantificar la morfología externa de las partículas de los sedimentos, se ha usado el análisis de imagen de cada una de la partícula. Tradicionalmente, este método implicaba bastante tiempo y además podía tener un componente subjetivo dependiendo del técnico que realizaba la medición, dificultando la comparación de los resultados entre distintos trabajos (Lira y Pina, 2009; Tafesse et al., 2013). El uso de imágenes digitales ha solventado en parte estos problemas, permitiendo hacer estos análisis de manera más precisa, rápida y fácil, que en comparación con métodos no digitales (Rodríguez et al., 2013). Los métodos de análisis de imagen automatizados permiten el estudio de la forma de las partículas en 2D, usando un microscopio y un ordenador con el software apropiado (Cox y Budhu, 2008; Lira y Pina, 2009). Dentro de este tipo de instrumentos automatizados se encuentra el Malvern MorphologiG3. Esta herramienta permite medir poblaciones de partículas menores a 2 mm de manera automatizada y obteniendo varios parámetros morfológicos y de tamaño de cada una de las partículas.

En este artículo, se ha probado el potencial de esta herramienta, aplicando todos los parámetros morfológicos y estadísticos disponibles en el instrumento relacionado con conceptos sedimentológicos. Se han usado los sedimentos del yacimiento de Gran Dolina debido a:

- La estratigrafía y sedimentología de Gran Dolina ha sido exhaustivamente estudiada (Gil et al., 1987; Parés y Pérez-González 1999; Vallverdú et al., 2001; Campaña et al., 2017), permitiendo una detallada comparación y discusión de los resultados.
- No hay ningún estudio previo de la morfología de las partículas de arena y pueden dar una información muy útil sobre el origen del relleno sedimentario.
- Todos los sedimentos de Gran Dolina muestran un área fuente similar y distancias de transporte restrictivas, representando un buen escenario para probar la sensibilidad de esta metodología y diferenciar la madurez textural en las partículas.

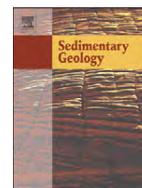
De este modo, el objetivo principal de este trabajo es evaluar el Malvern MorphologiG3 para identificar medios sedimentarios y cambios de facies en las unidades estratigráficas definidas por el trabajo de campo y los análisis de laboratorio. Para conseguir este objetivo, se ha diseñado el estudio desde un punto de vista estratigráfico, analizando los diferentes niveles sedimentarios y unidades, y desde un punto de vista sedimentológico, analizando cada facies sedimentaria de Gran Dolina definidas previamente en el capítulo 4.



Contents lists available at ScienceDirect

Sedimentary Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/sedgeo



Assessing automated image analysis of sand grain shape to identify sedimentary facies, Gran Dolina archaeological site (Burgos, Spain)



I. Campaña^{a,*}, A. Benito-Calvo^{a,b}, A. Pérez-González^a, J.M. Bermúdez de Castro^{a,d}, E. Carbonell^{c,e}

^a Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo de la Sierra de Atapuerca 3, 09002 Burgos, Spain

^b Grupo Espeleológico Edelweiss, Paseo del Espolón s/n, 09071 Burgos, Spain

^c IPHES, Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social, C/Marcelli Domingo s/n Campus Sescelades URV (Edifici W3), 43007 Tarragona, Spain

^d Department of Anthropology, University College of London, 14 Taviton Street, London WC1H 0BW, UK

^e Universitat Rovira i Virgili (URV), Campus Catalunya, Avinguda de Catalunya 35, 43002 Tarragona, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 4 August 2016

Received in revised form 26 September 2016

Accepted 27 September 2016

Available online 14 October 2016

Editor: Dr. J. Knight

Keywords:

Gran Dolina

Particle shape

Image analysis

Convexity

Circularity

Aspect ratio

ABSTRACT

Gran Dolina is a cave (Sierra de Atapuerca, Spain) infilled by a 25 m thick sedimentary record, divided into 12 lithostratigraphic units that have been separated into 19 sedimentary facies containing Early and Middle Pleistocene hominin remains. In this paper, an automated image analysis method has been used to study the shape of the sedimentary particles. Since particle shape is interpreted as the result of sedimentary transport and sediment source, this study can provide valuable data about the sedimentological mechanism of sequence formation. The shape of the sand fraction in 73 samples from Gran Dolina site and Sierra de Atapuerca was analyzed using the Malvern Morphologi G3, an advanced particle characterization tool. In this first complete test, we used this method to the published sequence of Gran Dolina, defined previously through field work observations and geochemical and textural analysis. The results indicate that this image analysis method allows differentiation of the sedimentary facies, providing objective tools to identify weathered layers and measure the textural maturity of the sediments. Channel facies have the highest values of circularity and convexity, showing the highest textural maturity of particles. On the other hand, terra rossa and debris flow samples show similar values, with the lowest particle maturity.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The shape of a sedimentary particle is the result of different factors, such as particle lithology, initial shape and sedimentary transport history (Patro and Sahu, 1977). The circularity and roundness of a particle are caused by the degree, intensity and type of sedimentary process involved and may be used to differentiate depositional environments (Pettijohn, 1952; Patro and Sahu, 1974). The form of a particle in sedimentary deposits is mainly inherited from the original shape of the particle (Boggs, 2011), and is only modified in very mature sediments (Domokos et al., 2014).

In the literature, several terms are used to describe the external geometry of a particle, such as shape, morphology or form (Blott and Pye, 2008, and references therein). Quantifying particle shape is problematic due to the difficulty of measuring irregular shapes. In general, particle shape has usually been quantified by comparing it to a well-known geometrical pattern (ellipsoidal or orthogonal) (Cox, 1927; Wadell, 1933; Riley, 1941). For this purpose, several shape parameters have been proposed to characterize the 3D and 2D particle

form (Patro and Sahu, 1974, 1977; Benn and Ballantyne, 1993; Behera et al., 2003; Oakley et al., 2005; Blott and Pye, 2008).

Measurement of the shape of sedimentary particles is frequently tedious, time consuming, and dependent on the operator (Lira and Pina, 2009; Tafesse et al., 2013). These factors make comparisons with other results difficult as there are several variables present in the measurement. The use of digital images solves these issues, as it is more precise, less time consuming and easier to use compared with traditional methods (Rodríguez et al., 2013). Image analysis methods allow the study of particle shape in 2D, using a microscope and a computer with appropriate software (Cox and Budhu, 2008; Lira and Pina, 2009). The Malvern Morphologi G3, an advanced particle characterization tool, allows thousands of particle shapes to be quantified in a few hours and it has recently been used for quality control in the pharmaceutical and mining industry (Ulusoy and Kursun, 2011; Das et al., 2013; Schneider and Marcini, 2013; Gamble et al., 2014; Krupa et al., 2014; Kinnunen et al., 2015). Nevertheless, so far, it has been scarcely used in sedimentology, apart from in preliminary studies to show its potential (Sochan et al., 2015; Polo-Díaz et al., 2016).

In this work, the Malvern Morphologi G3 was tested more broadly, applying all the available morphological parameters and statistical tools of this instrument related to sedimentological concepts. This

* Corresponding author.

E-mail address: isidoro.campanna@cenieh.es (I. Campaña).

equipment was used to study and characterize the shape of sand grains in the sediments at the Gran Dolina site. This sequence was used since: 1) the stratigraphy and sedimentology of Gran Dolina have been widely studied (Gil et al., 1987; Parés and Pérez-González, 1999; Vallverdú et al., 2001; Campaña et al., 2015), allowing a detailed comparison and discussion of the results; 2) a morphological study of the sand particles has not been carried out so far, and can provide valuable information about the genesis of this sequence bearing Early and Middle Pleistocene human bone and tools; and 3) the Gran Dolina sediments all show a similar source area and restricted transport distances, representing a good scenario to test the sensitivity of this methodology to differentiate textural maturity in particles. In this way, the main aim of this work was to assess the Malvern Morphologi G3 instrument to identify depositional environments and sedimentary changes in the stratigraphic units defined through from field work observations and geochemical and textural laboratory analysis. In order to achieve this goal, we designed the study from a stratigraphic point of view, analyzing the different sedimentary layers and units, and from a sedimentological point of view, analyzing each sedimentary facies of Gran Dolina defined previously.

2. Gran Dolina site

The Gran Dolina site is situated in the south of the Sierra de Atapuerca in central Spain (N42°21'05.29"; W3°30'39.20"; WGS84) (Fig. 1). The Sierra de Atapuerca is a NNW–SSE trending anticlinal ridge belonging to the most north-western outcrop of the Iberian Chain and is situated in the NE Neogene Duero Basin (Benito-Calvo and Pérez-González, 2015). This anticlinal ridge is mainly formed by late Cretaceous limestones and dolostones. Gran Dolina cavity is situated in the second level of a multilevel karst system developed in these Cretaceous limestones (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013, 2014),

which formed by the fluvial downcutting of the drainage network (Benito-Calvo et al., 2008, 2016). Gran Dolina cavity shows a keyhole morphology (Ortega, 2009; Ortega et al., 2013), infilled by 25 m of Early and Middle Pleistocene sediments. The sequence has been divided into 12 lithostratigraphic units and 19 sedimentary facies (Gil et al., 1987; Parés and Pérez-González, 1999; Campaña et al., 2015, Table 1), including a new hominid species, *Homo antecessor* (TD6 unit, Carbonell et al., 1999), and different fossil-rich layers bearing more than 30,000 lithic tools and 99,000 fossil remains (TD10 unit, Ollé et al., 2013).

The 12 lithostratigraphic units were named TD1–TD8, TD8–9 and TD9–TD11 from bottom to top (Gil et al., 1987; Parés and Pérez-González, 1999, Fig. 1). In these classifications, units were defined following allostratigraphic criteria based mainly on field work observations. TD1 and TD2 are autochthonous sediments, whereas TD3 to TD11 are allochthonous sediments. TD1 is a 6 m thick unit formed by laminated sands, silts and clays with local speleothem growths. TD2 is a 2 m thick unit consisting of laminated silts and sands with soft sediment clasts, bounded by two speleothems. This unit also includes boulders, 1–2 m diameter, that indicate a breakdown event related to the outside aperture of the cave (Pérez-González et al., 2001). Both autochthonous units are sterile. TD1 has a date of 1.18 ± 0.15 Ma (Faluères et al., 2013), according to a possible Jaramillo subchron presence (Parés and Pérez-González, 1999; Parés et al., 2013).

TD3 to TD11 consist of about 17 m of allochthonous sediments filling the cave, which include fossil and lithic remains (Campaña et al., 2015). TD3, a clayey unit described by Gil et al. (1987), is not preserved in the current section at Gran Dolina, suggesting that this unit was locally restricted. In the current section, TD2 is overlain by TD4 (Campaña et al., 2015). TD4 is a 2.5 m thick unit composed of layers of gravity flow deposits and fluvial gravels to the north, and silt and mud deposits to the south. Unit TD5 shows a clear separation between TD5.2, mainly a

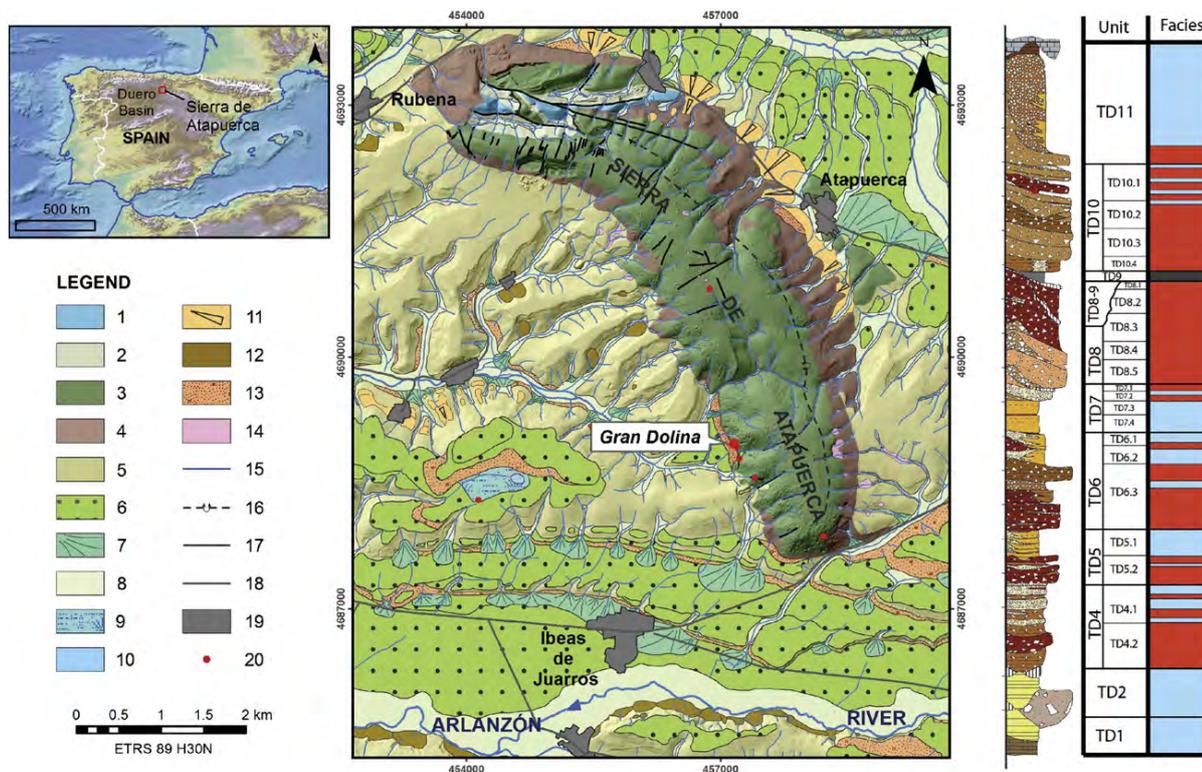


Fig. 1. General location, geological map of the Sierra de Atapuerca (simplified from Benito-Calvo and Pérez-González, 2015) and stratigraphic column of Gran Dolina site (Campaña et al., 2015). Legend: 1, Jurassic; 2, Early Cretaceous; 3, Late Cretaceous; 4, Oligocene; 5, Miocene; 6, Fluvial terraces; 7, Cones; 8, Floodplains and valley floors; 9, Semi-endorheic areas; 10, Seasonal pools; 11, Glacis; 12, Landslides; 13, Colluvium; 14, Dolina floors; 15, Drainage network; 16, Inferred overturned anticline; 17, Faults; 18, Roads; 19, Urban areas; and 20, Archaeological sites.

Table 1
Summary description of the sedimentary facies at Gran Dolina site (from Campaña et al., 2015).

Facies	Textural description
Terra rossa	Red silty clay soil which forms on limestone
Debris flow A	Matrix-supported tabular boulders with muddy matrix
Debris flow B	Muddy matrix with small boulders
Debris flow C	Clast-supported boulders with muddy matrix
Debris flow D	Matrix-supported boulders and gravels with muddy matrix
Debris flow E	Clast-supported boulders and gravels with muddy matrix
Debris flow F	Grain-supported boulders
Mudflow	Sandy mud with some small boulders
Channel	Grain-supported and grain-size decreasing gravels
Decantation	Red mud
Floodplain	Sandy silt
Autochthonous	Well sorted fine sands

gravity flow sub-unit situated at the base, and TD5.1, essentially a channel facies sub-unit characterizing the top of TD5. An important sedimentary change and discontinuity are recorded between TD5 and TD6. TD6 is a 3 m thick unit that is divided into three sub-units: TD6.3, TD6.2 and TD6.1. TD6.3 is composed of at least six debris flow events, coming from a north entry, with distal facies towards the south. This is the opposite direction from the sediment of TD5. Sedimentary processes in TD6.2 and TD6.1 are different from those in TD6.3. In TD6.1 and TD6.2, channel processes dominate, showing thicker gravel layers than in previous units, probably deposited during a regional base level corresponding to the fluvial terrace T4 (+62 m) of the Arlanzón River (Benito-Calvo and Pérez-González, 2015). Towards the south, channel facies change laterally to silts and muds described as floodplain facies (Campaña et al., 2015). This section of TD6.2 has been defined as the "Aurora archaeostratigraphic set" (AAS) (Bermúdez de Castro et al., 2008). Hominid remains were found in AAS, which allowed a new human species, *Homo antecessor*, to be defined (Carbonell et al., 1995; Bermúdez De Castro et al., 1997). This important layer is dated by the ESR method at 0.78–0.85 Ma (Falguères et al., 1999, 2013), with 0.77 ± 0.08 Ma as a more realistic date (Duval et al., 2012). A more recent study suggests a 0.936 Ma date for AAS, and it possibly formed during marine isotope stage (MIS) 25 (Parés et al., 2013). TD6 finishes with a red decantation facies indicating a slow sedimentation rate and a major temporal hiatus between TD6 and TD7 (Campaña et al., 2015). TD7 is about 1 m thick, composed of laminated silts at the base, and cemented gravels at the top. Paleomagnetism polarity reversal was reported in TD7, attributed to the Matuyama-Brunhes boundary, and indicating the transition between Early and Middle Pleistocene at Gran Dolina.

Middle Pleistocene sedimentation in the Gran Dolina site continued with TD8, which is an approximately 3 m thick clastic unit formed by at least five sediment gravity flows coming from a north entry. This unit is sealed by a thin speleothem. The top shows an erosive limit where the TD8–9 unit (a different unit bounded by TD8 and TD9) is accommodated. TD8–9 unit is only found in the southern sector of the Gran Dolina section and is composed of weathering clasts and silt. In this sector, this unit is enclosed between two speleothems which are dated by the U-Th series method as $427 + 267/-72$ ka and $418 + 113/-54$ ka (Falguères et al., 2013). The upper speleothem is a thin layer up to 5 cm, which seems to extend toward the north, where it directly separates TD8 from TD9 as the unit TD8–9 is not observed in the north. TD9 is a thin yellowish red unit formed by bat guano. Weathering clasts are present in this unit, with phosphate crusts. TD10 is a 2 m thick layer of sub-angular decimetric matrix-supported or clast-supported limestone clasts in a mud to gravel matrix. Dates for TD10 range from 430 ± 59 ka to 244 ± 26 ka (Falguères et al., 1999; Berger et al., 2008) by OSL methods and combined ESR and U series. It has been formed by successive inputs from sediment gravity flows. The final stratigraphic unit, or TD11, is conformable with TD10. TD11 is a 3.5 m thick unit which begins with an approximately 80 cm thick layer

composed of sub-angular limestone clasts with a gravel to sand matrix. This layer is overlain by clastic facies changing to centimetric layers of grain-supported gravels and yellowish red clayey silts (5YR5/6). At the top of the unit, between sediment and host rock, terra rossa soil (2.5YR4/6) is found. TD11 is sterile, with no remains of fossils or stone tools.

3. Materials and methods

3.1. Samples

66 samples were collected from the Gran Dolina sequence (Supplementary Information 1). These samples were collected along the actual stratigraphic section (Fig. 1).

Three samples of autochthonous facies sands were gathered to quantify the possible influence of these sediments in allochthonous sediment facies. These samples are well sorted sands, composed mainly of quartz grains.

Eight samples of soils were collected at several locations in the Sierra de Atapuerca to cover the variability in the source sediment area (from 0 to 500 m from the cave), which is composed of red karstic soils (terra rossa) and limestone and dolostone fragments. The latter is defined as a clayey silt soil formed by the weathering of limestone and with windblown sediment input (Durn et al., 1999; Delgado et al., 2003).

All of these samples were prepared and analyzed at the Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH, Spain).

3.2. Preparation

Initially, samples were treated with H₂O₂ (6%) for 24 h to eliminate organic matter. Later, each sample was separated into three size fractions by sieving: 500–250 µm, 250–125 µm and 125–63 µm, which were studied through static image analysis.

3.3. Static image analysis

The morphological analysis of sand particles was performed using a Malvern Morphologi G3 particle characterization system (Malvern Instruments, Malvern, UK). This instrument is an automated image analyses method that allows characterization of the shape, form and size of particles. For this purpose, the particles in the sample are separated and dispersed over a glass plate by air injection using a Sample Dispersion Unit (SDU). Next, the instrument takes high resolution gray-scale images of the complete glass plate using a motorized slide. The particles are identified using a gray-scale threshold and then the shape parameters are calculated (Fig. 2).

In order to analysis each size fraction, it is necessary to define a specific Standard Operation Procedure (SOP), which allows the systematic analysis of different samples using the same variables. The SOP controls the optics selection, the size of the area studied, the detection threshold levels and other parameters that ensure the repeatability of the experiment. The scan area and the optics were selected for each size fraction to ensure a representative sample was obtained. The sample volumes were 11 mm³ for 125–63 µm, 19 mm³ for 250–125 µm and 38 mm³ for 500–250 µm. In every case, the focus was manually set, diascopic illumination was used, and particles less than 1000 pixels were not considered. For more details, see Supplementary Information 2. After each analysis, post-processing of the data was performed. This post-processing consists of the elimination of joined particles, non-minerals (i.e., organic matter, ambient dust) and poorly identified particles.

The Malvern Morphologi G3 measures several parameters of the size and shape for each particle. A preliminary set of these parameters was selected in order to identify the most appropriate parameters for sedimentological studies. The size parameters used were circle

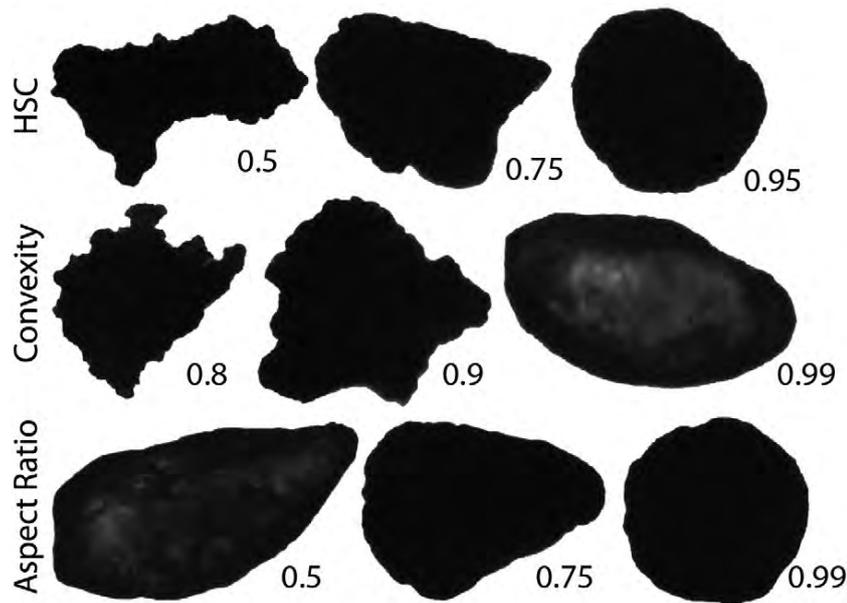


Fig. 2. Values for three particles for each shape parameter. Values greater than 0.95 in HSC and lower than 0.8 in convexity are very rare in natural grains.

equivalent diameter, length and width, and the shape parameters used were aspect ratio, high sensitivity circularity and convexity.

The aspect ratio is the ratio of width to length of the particle, and ranges from 0 to 1 (Eq. (1)). This parameter is a measure of the elongation of a particle (Krumbein, 1941; Benito-Calvo and de la Torre, 2011). In this case, the elongation is ≤ 1 , where the minimum elongation corresponds to a value of 1 (Fig. 2).

$$\text{Aspect ratio} = \frac{\text{Width}}{\text{Length}} \quad (1)$$

This parameter is a descriptive term for the form of a particle (Sneed and Folk, 1958; Kuo and Freeman, 2000). The form is the relative lengths of the three main axes (Blott and Pye, 2008; Boggs, 2011; Tarrío, 2015); aspect ratio can be considered as the 2D form of a particle, since we assume that the particle is in its equilibrium position on the plate and the two observed main axes (length and width) are the intermediate and major axes of the particle. Zingg (1935) was the first to use the aspect ratio to describe the form of a particle and later, several authors used this parameter or similar parameters to describe the form of a particle (Barrett, 1980; Blott and Pye, 2008; Tarrío, 2015, and references therein).

High sensitivity circularity (HSC) (Morphologi G3 Series, 2008) indicates the similarity of a particle to a circle and is expressed by the following formula (Eq. (2)):

$$\text{HS Circularity} = \frac{4\pi \times \text{Area}}{\text{Perimeter}^2} \quad (2)$$

The values range from 0 (extremely narrow rod) to near 1 (perfect circle). This formula is the same as that defined as roundness by Cox (1927) and it is one of the most widely used, namely as roundness (Cox, 1927; Wadell, 1933) or as a shape/form index (Kuo and Freeman, 2000; Lira and Pina, 2009), although circularity is a more accurate name (Blott and Pye, 2008; Cox and Budhu, 2008; Lefkaditis and Tsigiotis, 2009). Circularity is used widely in sedimentology to describe the morphology of sand and gravel particles (Pentland, 1927; Tickell, 1931; Wadell, 1933; Riley, 1941).

The use of the term roundness to define this parameter is understood in the sense that a particle with a high value of circularity is

very round, but it is important to note that a very round particle may not be a very circular particle, i.e., it may be a very elongated ellipse (Fig. 2). This is due to the fact that circularity depends on the aspect ratio value. In fact, circularity can be considered to be the merging of roundness and aspect ratio (i.e., form) (Suzuki et al., 2015).

Convexity is an expression that measures the roughness of the particle (Kuo and Freeman, 2000; Polo-Díaz et al., 2016) and it is calculated from the ratio between the particle perimeter and the perimeter of its convex hull. Convexity values are in the range from 0 to 1 (Eq. (3)).

$$\text{Convexity} = \frac{\text{Perimeter}}{\text{Perimeter of Convex hull}} \quad (3)$$

Convexity is a measure of the indentations and pits on a particle, and although it is approximately related to roundness, it is not exactly the same (Fig. 2). A rectangular shape has a convexity value of 1, the same as that of a circle. Other parameters similar to convexity are irregularity defined by Blott and Pye (2008) and surface structure (Sochan et al., 2015). Although its sedimentological application has scarcely been tested (Kuo and Freeman, 2000; Cox and Budhu, 2008), we expect that it may be a suitable indicator of textural maturity, where more mature sediments will show values closer to 1 than immature sediments.

3.4. Statistical analyses

Principal Component Analysis (PCA) and cluster analysis were carried out using PAST 3.07 software. These analyses were performed using the descriptive statistics of the shape parameters (HSC, Convexity and Aspect Ratio). These descriptive statistics give rise to a lot of variables that were difficult to compare directly. The PCA technique was applied to summarize these variables, analyze the main causes of variability and identify patterns in the shape of particles. The cluster analysis was used to assess the affinity or similarity between data. Due to the different ranges of the descriptive statistics, a correlation matrix was used to standardize the data for PCA. For cluster analysis, the unweighted pair-group average algorithm and the Gower similarity index were used to standardize the data. Both techniques are common exploratory data analysis techniques for analyzing and summarizing the main characteristics of data sets.

4. Results

Shape values were compared by first considering their sedimentary facies attribution and then considering their stratigraphic position (Table 1). The mean and standard deviation have been calculated for each sample and for each size fraction (Supplementary Information 3). The values have been grouped by their sedimentary facies (Campaña et al., 2015) (Fig. 3) and they have been compared with their stratigraphic position (Supplementary Information 4).

4.1. Sedimentary facies

HSC and convexity values show a similar pattern in all of the samples. Thus, samples with high values of HSC also have high values of convexity. On the other hand, aspect ratio shows different values in several cases. In contrast, both the mean values and standard deviations of convexity have a narrower range than the values for HSC and aspect ratio. The three size fractions analyzed have similar variations, but for larger size fractions, the range of the values is wider (Fig. 3). The same variations are appreciated in standard deviation values.

Six samples display very low values of HSC and convexity, which correspond to layers with weathering features observed during field work. These samples were moved to a new class called “Weathered”, in order to eliminate their influence in the statistical analyses of non-weathered facies.

The samples of terra rossa, the six debris flow facies, mudflow facies, channel facies and autochthonous facies all show relatively similar values of HSC and convexity in each facies. The mean values of aspect

ratio display a more variable pattern, since this index shows significant differences in samples from the same sedimentary facies (Fig. 3). This pattern has also been observed in the standard deviation values, where HSC and convexity values are lower than aspect ratio (Table 2). This indicates that the form of the sand grains in Gran Dolina is varied and this does not seem to be related to the sedimentary facies.

Samples collected from decantation and floodplain facies show very scattered values for any shape parameter. These samples show the lowest HSC and convexity mean values, specifically in the 125–63 µm and 250–125 µm size fractions. In addition, they show higher values of standard deviation and scattered means (Fig. 3), indicating a higher variability of the particles in each sample.

With regard to the results obtained in debris flow facies and mudflow facies, HSC and convexity values are similar in samples from debris flow A and debris flow B (Fig. 3) (Table 2), while the other debris flow facies (C–F) show slightly higher mean values, apart from samples C1–TD10.1, C4–TD10.2 and TD10.3.3. This trend is slightly different in the 125–63 µm fraction, where the mean values of debris flow C are more similar to terra rossa and to debris flows A and B than the other facies. Also in this fraction, the convexity mean values of debris flow F are significantly higher, about 0.96 (Table 2). The lower HSC and convexity mean values in the 125–63 µm fraction of MS17–TD6.3 sample were also noticeable, with a HSC mean value of 0.765 and a convexity mean value of 0.936, which could suggest a weathering process or a different sediment source (Fig. 3).

In the 500–250 µm and 250–125 µm size fractions, the samples from channel facies show the highest mean values of HSC and convexity parameters (Table 2). In these size fractions, the HSC mean values are

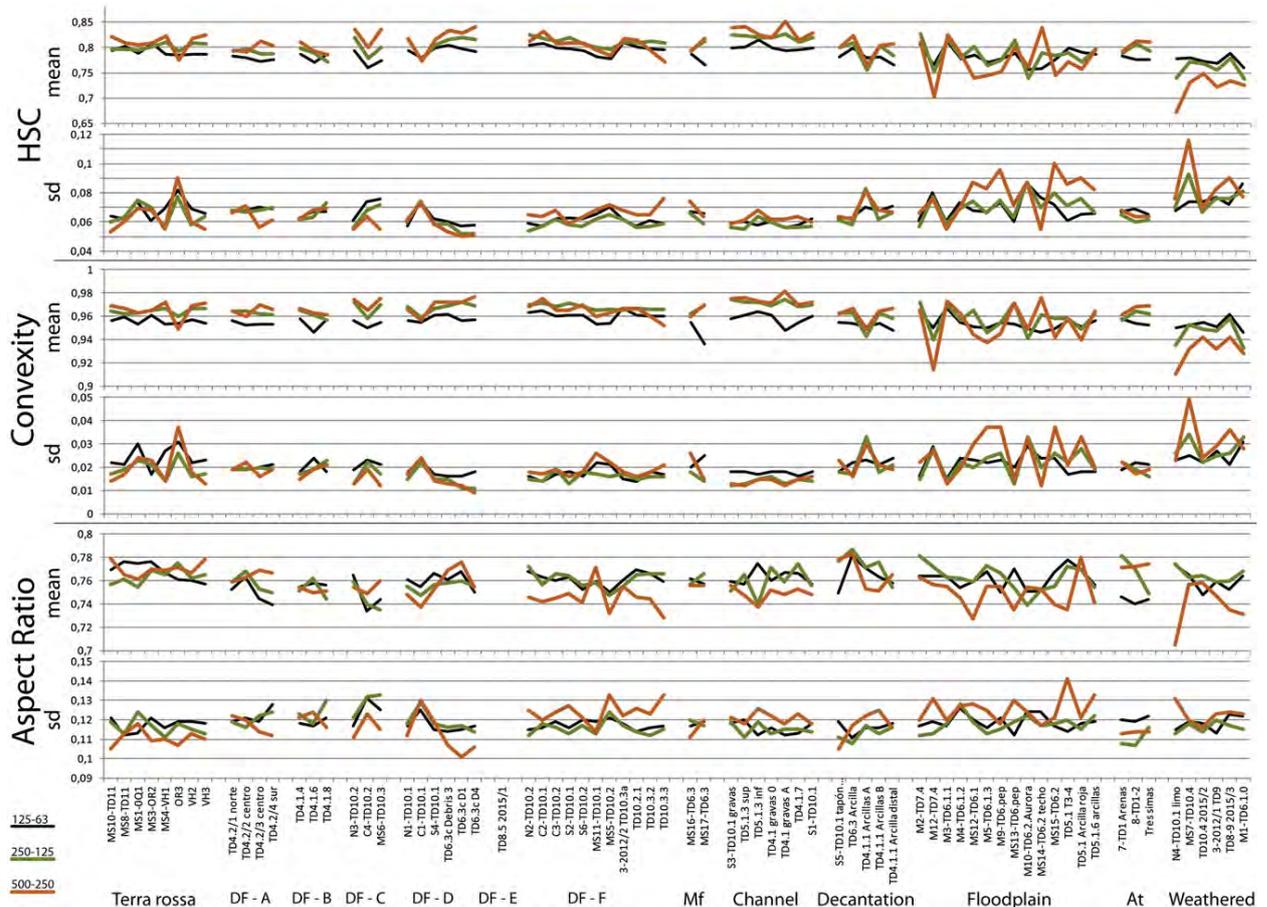


Fig. 3. Mean and standard deviation of the samples for each shape parameter. The samples are ordered by sedimentary facies. Black line, 125–63 µm; Green line, 250–125 µm; Orange line, 500–250 µm; DF, Debris flow; Mf, Mudflow; At, Autochthonous; and HSC, High sensitivity circularity. Standard deviation was calculated by the particles in each sample.

Table 2
Mean and standard deviation of each sedimentary facies for each size fraction. HSC, high sensitivity circularity. Standard deviation was calculated by the mean of the standard deviations of each sample.

Mean ± SD µm	N	HSC			Convexity			Aspect ratio		
		125–63	250–125	500–250	125–63	250–125	500–250	125–63	250–125	500–250
Terra rossa	8	0.792 ± 0.068	0.801 ± 0.065	0.811 ± 0.064	0.956 ± 0.024	0.964 ± 0.019	0.966 ± 0.020	0.768 ± 0.117	0.764 ± 0.116	0.770 ± 0.111
Debris flow A	4	0.778 ± 0.069	0.791 ± 0.068	0.801 ± 0.064	0.954 ± 0.020	0.963 ± 0.019	0.965 ± 0.019	0.750 ± 0.122	0.758 ± 0.120	0.765 ± 0.117
Debris flow B	3	0.781 ± 0.066	0.786 ± 0.066	0.796 ± 0.066	0.954 ± 0.020	0.961 ± 0.020	0.964 ± 0.018	0.756 ± 0.119	0.752 ± 0.124	0.752 ± 0.120
Debris flow C	3	0.776 ± 0.070	0.800 ± 0.065	0.824 ± 0.058	0.954 ± 0.021	0.967 ± 0.017	0.971 ± 0.015	0.748 ± 0.124	0.745 ± 0.129	0.754 ± 0.116
Debris flow D	6	0.794 ± 0.061	0.808 ± 0.059	0.818 ± 0.058	0.958 ± 0.018	0.967 ± 0.015	0.969 ± 0.015	0.760 ± 0.117	0.755 ± 0.119	0.756 ± 0.113
Debris flow E	1	0.789 ± 0.065	0.803 ± 0.057	0.816 ± 0.063	0.961 ± 0.019	0.964 ± 0.017	0.969 ± 0.016	0.762 ± 0.122	0.770 ± 0.113	0.762 ± 0.110
Debris flow F	11	0.797 ± 0.062	0.811 ± 0.059	0.804 ± 0.067	0.960 ± 0.017	0.968 ± 0.016	0.965 ± 0.019	0.761 ± 0.117	0.761 ± 0.116	0.745 ± 0.124
Mudflow	2	0.776 ± 0.067	0.804 ± 0.063	0.805 ± 0.069	0.946 ± 0.023	0.966 ± 0.016	0.965 ± 0.021	0.760 ± 0.118	0.762 ± 0.119	0.756 ± 0.116
Channel	7	0.800 ± 0.059	0.820 ± 0.058	0.831 ± 0.062	0.958 ± 0.018	0.971 ± 0.014	0.974 ± 0.014	0.763 ± 0.116	0.759 ± 0.115	0.749 ± 0.121
Decantation	5	0.781 ± 0.067	0.790 ± 0.066	0.800 ± 0.068	0.952 ± 0.022	0.958 ± 0.021	0.962 ± 0.022	0.764 ± 0.116	0.773 ± 0.113	0.766 ± 0.117
Floodplain	14	0.782 ± 0.069	0.786 ± 0.071	0.773 ± 0.079	0.954 ± 0.022	0.957 ± 0.022	0.953 ± 0.025	0.762 ± 0.119	0.762 ± 0.118	0.750 ± 0.125
Autochthonous	3	0.778 ± 0.067	0.796 ± 0.062	0.806 ± 0.065	0.955 ± 0.021	0.961 ± 0.019	0.966 ± 0.019	0.743 ± 0.120	0.767 ± 0.110	0.772 ± 0.114
Weathered	6	0.775 ± 0.075	0.759 ± 0.077	0.722 ± 0.085	0.953 ± 0.025	0.946 ± 0.028	0.931 ± 0.032	0.760 ± 0.118	0.765 ± 0.116	0.739 ± 0.123

always higher than 0.81 and the convexity mean values are always higher than 0.968 (Fig. 3).

The autochthonous facies samples show mean values which are quite similar among them, even for aspect ratio. The latter observation is noteworthy due to the scattered results that aspect ratio has provided in other facies (Fig. 3).

4.2. Stratigraphic values

The mean values of the shape parameters (HSC, convexity and aspect ratio) indicate that the 500–250 µm fraction shows the greatest variations and it is the best fraction to observe the differences among the sedimentary layers. Supplementary Information 4 shows the shape parameters for each stratigraphic unit.

In TD1, two samples were collected. Both are well sorted sands from an autochthonous fluvial facies. These samples show similar results, with notably low values for the aspect ratio in the 125–63 µm fraction (Table 2).

As already discussed, TD2 is overlain by TD4 at Gran Dolina. TD4 is the lowest observed allochthonous unit, composed of debris flow, gravels and clay layers (Campaña et al., 2015) (Fig. 1). Thirteen samples were collected in this unit (Supplementary Information 1). The shape values obtained for the debris flow facies display similar values. Nevertheless, in the TD4.1 sub-unit, two samples show anomalous values. On the one hand, sample TD4.1 gravas A has higher values and its values for HSC and convexity for the 500–250 µm fraction are the highest for all Gran Dolina samples. On the other hand, sample TD4.1.1 arcillas A, the upper layer of TD4, has the lowest values for HSC and convexity in TD4; this is significant if we compare it to samples TD4.1.1 arcillas B or TD4.1.1 arcilla distal, which are very similar in stratigraphic position and sedimentary facies, but they have higher values more similar to the other samples in TD4.

In TD5, the matrix of gravels and mud layers was sampled. The shape values are scattered in TD5.1 sub-unit. The different values obtained can be explained according to the different facies present in this subunit (Fig. 3). Gravel layers show higher values of HSC and convexity. For example, gravel layers have mean values of 0.840 and 0.825 for HSC, and 0.976 and 0.973 for convexity in the 500–250 µm size fraction, whereas clay layers show minor circularity with HSC means of 0.795, 0.758 and 0.771 and convexity mean values of 0.958, 0.964 and 0.94 (Fig. 3).

Sample analysis showed that the TD6 unit has two clear patterns. First, in TD6.3, the values are similar, displaying an increase in the largest size fraction analyzed. Within this pattern, sample MS17-TD6.3 is an outlier value because HSC and convexity in the 125–63 µm size fraction has lower mean values than the adjacent samples (Supplementary Information 4). The second pattern is observed in TD6.2 and TD6.1, where the values are very scattered. The lowest values were recorded

in layer TD6.1.0, with HSC mean values of 0.725 and convexity mean values of 0.928 for the 500–250 µm fraction.

We collected only two samples in TD7 unit due to the difficulty in sampling other layers in this unit, which were strongly cemented. The visual appearance of the samples collected is very similar to each other, a sandy silt layer, but the morphological results were unexpectedly different (Fig. 3). The lower sample (M12-TD7.4) has a HSC mean value of 0.702 for the 500–250 µm size fraction, whereas the upper sample (M2-TD7.4) has a value of 0.811 for the same parameter. Similar differences are observed in the other fractions measured and in the convexity parameter. Nevertheless, the aspect ratio shows similar values between these samples.

TD8 is a unit where only the lowest part is currently reachable, so only one sample was taken. This sample has medium-high mean values with an HSC mean value of 0.816, convexity mean value of 0.969 and aspect ratio mean value of 0.757 for the 500–250 µm size fraction.

TD8–9 and TD9 units are two weathered layers (Fig. 1). In these units, authigenic phosphate minerals have been observed (Parés and Pérez-González, 1999; Campaña et al., 2015). The samples from these units show very low values for the shape parameters in the 500–250 µm fraction, but the values in the 250–125 µm and 125–63 µm fractions are only slightly lower than the results from other samples (Supplementary Information 4).

In TD10, the samples show similar patterns for HSC and convexity, with the exception of two samples from TD10.4 (MS7-TD10.4, TD10.4 2015/2) and N4-TD10.1. Excluding these samples, the HSC values range from 0.771 to 0.838 and convexity values range from 0.952 to 0.975 in the 500–250 µm fraction. TD10.4 is a layer which shows weathered limestone clasts in the field. Samples from this sub-unit have lower shape values in the 500–250 µm fraction, with HSC mean values of 0.748 and 0.73, and convexity mean values of 0.932 and 0.942 (Fig. 3). N4-TD10.1 was taken from a 5-cm thick layer in the north of TD10.1 (Fig. 1). Through the study of the fractions with the Malvern Morphologi G3, it was observed that this layer is composed of secondary carbonate.

Two samples were collected from TD11. Both were collected from the top of the Gran Dolina site, in a terra rossa layer (Fig. 1). They show very similar results that are slightly higher than the TD10 mean values. The aspect ratio values are noteworthy for their high values in the 125–63 µm and 500–250 µm fractions.

4.3. Statistical analyses

Principal Components Analysis (PCA) and cluster analysis were performed using mean, standard deviation, median, 25th percentile, 75th percentile and skewness for each shape parameter and each size fraction (Figs. 4–6).

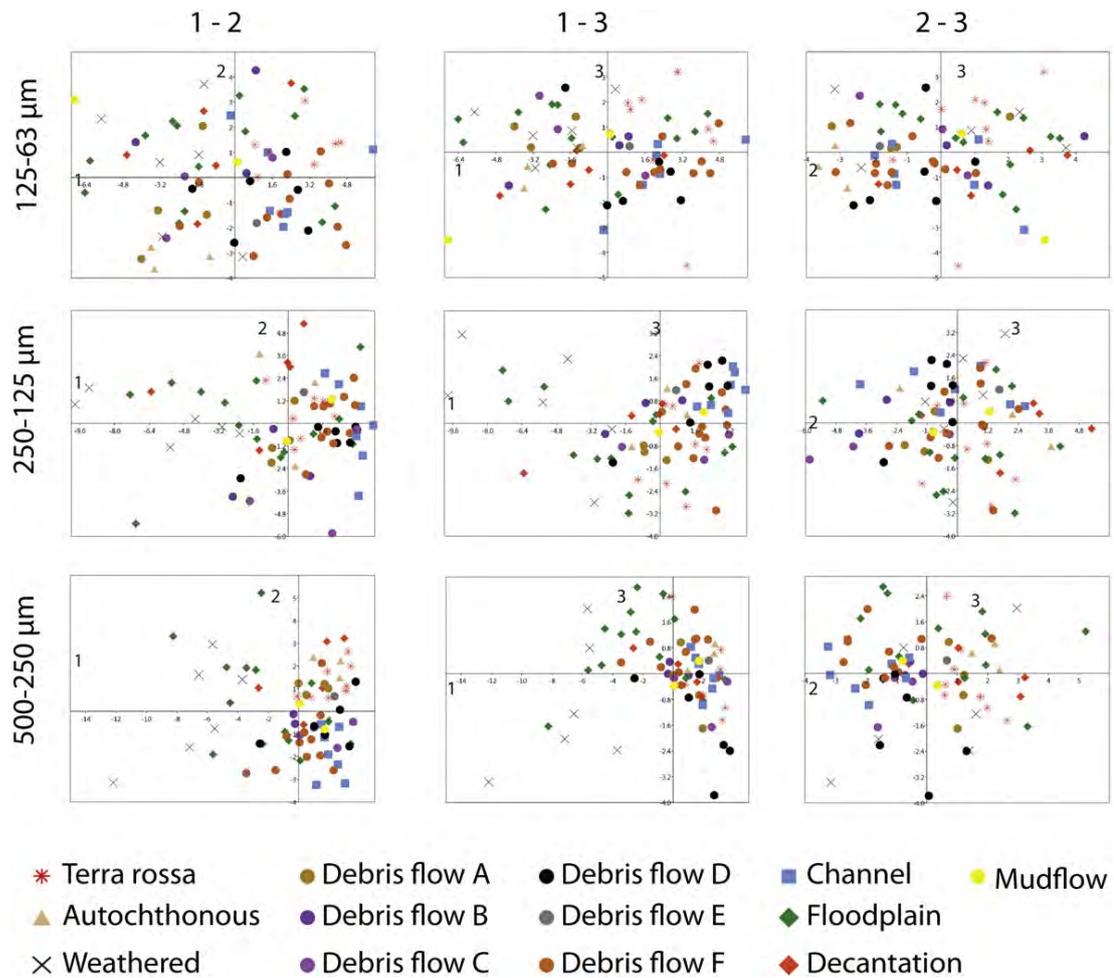


Fig. 4. Principal components analysis results for each size fraction. The samples are ordered by sedimentary facies. The larger size fractions show better groupings of sedimentary facies. Weathered and floodplain facies samples are clearly separated from the other facies by the first component.

PCA results calculated for each size fraction are shown in Fig. 4, and for the shape parameters in Fig. 5. Additional data are available in Supplementary Information 5. For the size fractions, the first three components explain 83.05% of the variability in the 125–63 μm fraction, 87.83% in the 250–125 μm fraction, and 83.64% in the 500–250 μm fraction. In the three size fractions, the components are explained by the same correlations. The first component uses convexity and HSC in all variables, with skewness to a lesser extent. The second component uses aspect ratio parameters and the third component is mainly correlated with the skewness of the three parameters.

The three shape parameters (HSC, convexity and aspect ratio) have been analyzed by PCA. The three size fractions have been used for each shape parameter. The three components explain 72.94% of the variability for aspect ratio, 80.96% for convexity and 82.61% for HSC. In this case, each shape parameter component is correlated with different variables. The first aspect ratio component is related to the 125–63 μm and 250–125 μm size fraction variables, apart from skewness. The second aspect ratio component is mainly correlated with the largest size fraction and the third aspect ratio component has no clear relationships. Regarding convexity components, the first component is more related to the 250–125 μm and 500–250 μm size fractions than to the 125–63 μm fraction. The second component is clearly explained by the smallest size fraction, whereas the third component represents the standard deviation and skewness of the 250–125 μm and 500–250 μm size fractions. The HSC components show other correlations. The first component is explained by all

variables apart from skewness. The second component is clearly correlated with the 125–63 μm and 500–250 μm size fractions. The third component is mainly correlated with the skewness of the three size fractions.

Cluster analyses are shown in Fig. 6 and Supplementary Information 6. In these figures, it is observed that the samples are grouped mainly by their sedimentary facies. The 500–250 μm and 250–125 μm size fractions first separate weathered and floodplain facies, whereas the 125–63 μm size fraction cluster shows a better grouping for terra rossa facies (Supplementary Information 6). In the shape parameters cluster, it is seen that aspect ratio has a different classification with respect to convexity and HSC clusters, which themselves show more similarity between them. The aspect ratio cluster does not show a clear sedimentary facies separation, although autochthonous samples and terra rossa samples seem to be grouped. Convexity and HSC clusters have a clearer sedimentary facies separation (Fig. 6).

5. Discussion

The sediments of Gran Dolina were derived from very restricted source areas situated on the southern slope of the Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo et al., 2016). These similar sources for the sedimentary processes gave rise to particles that had similar initial shapes. In addition, these areas were very close to the cave, the distance of transport being very short (around 18–50 m). These two factors imply less abrasion and erosion of the external geometry of the particles and a firm

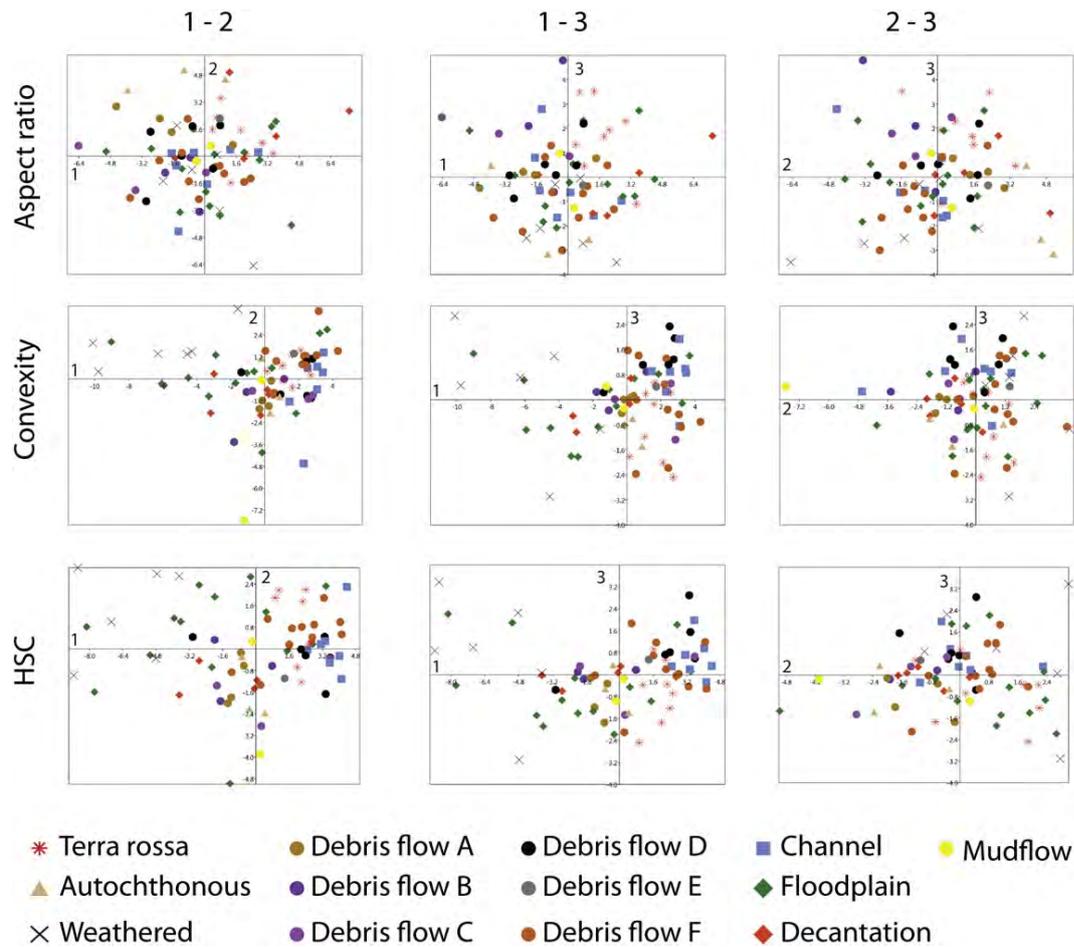


Fig. 5. Principal components analysis results for each shape parameter. The samples are ordered by sedimentary facies. In the aspect ratio results, no grouping is observed. HSC and convexity results show a good separation of sedimentary facies. Channel facies have high values for the first component.

basis to use image analysis in this study. Sedimentary transport imparts roundness to the sand particles (Pettijohn, 1952; Boggs, 2011) and the process of a particle becoming rounded increases its circularity. This means that the initial external geometry of a particle has lower circularity than the same particle after any sedimentary transport, which we assume will have smoothed its edges. Although the distance for transport of the sediments from source to cave is very short, the fact that each sedimentary facies had different values of the shape parameters demonstrates that transport distance is sufficient to modify the external geometry of the particles. These factors and the fact that cave sediments were mainly used in this study suggest that any comparison of the results of this work with other studies in other environments has to be done carefully. Samples derived from other environments, sources or modes of transport could show a different behavior. For the three shape parameters used, HSC and convexity seem to be the more useful to differentiate these sedimentary facies whereas aspect ratio is less influenced by transport. HSC has been used in other studies with good results (Pentland, 1927; Polo-Díaz et al., 2016), but with best results in gravel sized sediments (Cox, 1927; Wadell, 1933). HSC is considered to be a roundness parameter which is increased by sediment transport distance. High values of HSC are indicative of greater transport distance or more abrasive processes (Lira and Pina, 2009; Suzuki et al., 2015). On the other hand, convexity is a roughness parameter that shows similar results to HSC (Figs. 3, 5). The roughness of a particle decreases due to the abrasion suffered during sedimentary transport. In this sense, convexity is related to HSC in the fact that they both increase with transport, showing higher values

in mature sediments. This is in agreement with the results obtained in this work (Fig. 3).

Other authors have postulated that the form, defined as the relationship among the three main axes of the particle (Zingg, 1935; Woodcock, 1977; Sneed and Folk, 1958; Tarrío, 2015), is indicative of the sedimentary facies (Barrett, 1980; Illenberger, 1991; Benn and Ballantyne, 1993). On the other hand, other studies have shown that the form is modified later than the roundness or roughness of the particles (Boggs, 2011; Domokos et al., 2014). In this work, form is represented by the parameter aspect ratio. The results obtained in the present study indicate that the form of sand particles does not seem to be a good indicator to differentiate the type of sedimentary facies in these cave environments. This is seen in the PCA results (Figs. 4, 5) where the components explained by aspect ratio variables and the analysis of aspect ratio are not very significant in terms of classifying the sedimentary facies. Similar results are seen in the cluster analyses. This suggests that the length and width of a sand particle from these cave sediments are scarcely modified by sedimentary transport compared to the roundness or roughness, similar to river pebbles (Domokos et al., 2014). Although cave sediments were mainly used, with very similar sediment source areas and very short transport distances, the results could change with samples from other environments (Cox and Budhu, 2008).

The narrow range of variation of mean values obtained in the 125–63 μm size fraction compared to the two larger size fractions suggests that the shape of this fraction is less affected by the sedimentary processes observed in this study. This is also observed in the PCA and

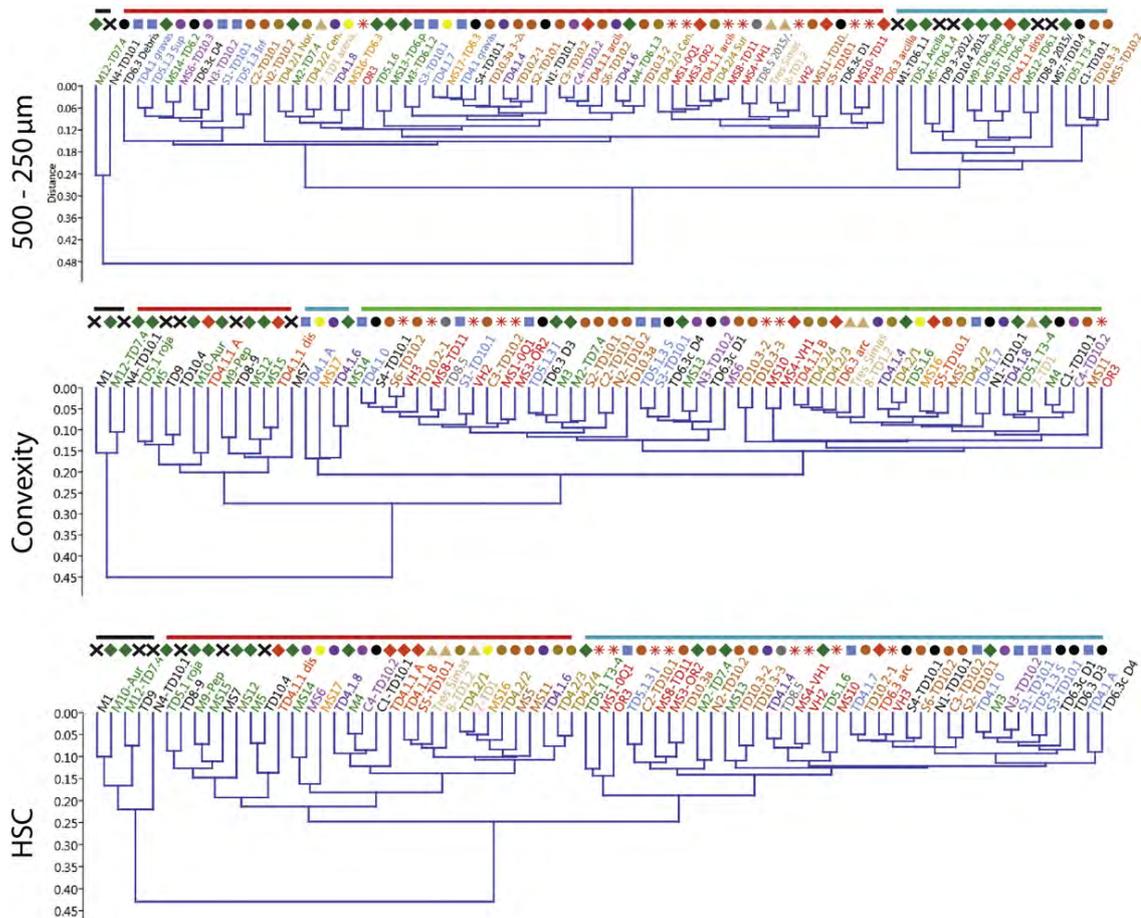


Fig. 6. Cluster analysis results for 500–250 μm , HSC and convexity. The samples are colored and symbolized using the same colors as used in Figs. 4, 5. The first samples separated are weathered and floodplain samples with very low mean values of HSC and convexity. HSC and convexity parameters show better groupings for sedimentary facies such as floodplain, channel and debris flow facies. The lines indicate the main cluster groups.

cluster analysis of the size fractions (Figs. 4, 5) where the samples show a poorer grouping, apart from the autochthonous facies and terra rossa samples. Even the weathered samples seem unaffected in this size fraction, such as can be observed in the means and statistical analyses, where these samples are not grouped. This suggests that abrasion during sedimentary transport seems to be less important in this fraction, supported by the fact that the two source facies (autochthonous and terra rossa) are well grouped. According to this, particles belonging to this size fraction could be transported in fluids by suspension (or saltation), rather than by sliding or rolling.

Terra rossa is a type of soil whose source is postulated to be from weathering of limestone and aeolian material (Durn et al., 1999; Delgado et al., 2003). Wind transport causes effective rounding of the particles (Kransley and Doornkamp, 1973; Mahaney, 2002) and sorting (Mazzullo et al., 1986). This wind effect should be observed in the values of HSC and convexity (Lira and Pina, 2009; Suzuki et al., 2015). The terra rossa samples in this work did not show noticeably high values of these shape parameters, indicating that the aeolian inputs for the sand fraction are not significant, although this source could be important with smaller grain sizes (silt and clay) which are the main components of terra rossa of the Sierra de Atapuerca. The shape of the sand particles shows inherited forms that have been modified by a slightly weathering.

The sediments of Gran Dolina site are mainly from two sources: terra rossa formed outside, from the slope of Sierra de Atapuerca, and cave autochthonous sediments, formed inside the cavities by limestone dissolution and hydrological processes (Campaña et al., 2015). The

features of the sedimentary facies suggest that the influence of terra rossa facies in the composition of the allochthonous matrix sediments of Gran Dolina (TD3-TD11) is greater than the contribution of autochthonous cave sediments (Campaña et al., 2015). The fact that aeolian inputs have not been found in the sand fraction in terra rossa indicates that the sand in these sediments is derived from the weathering of limestone. The sand in terra rossa could have the same origin as the sand in the autochthonous sediments. From this point of view, these samples indicate the initial shape state of the sand particles and the difference in shape parameters should be due to sedimentary transport or weathering. Nevertheless, other possible origins not yet tested should also be considered in future studies (e.g., Pleistocene colluvial and fluvial deposits, Cenozoic sediments of the Duero Basin, etc.). All are also present in the surroundings of the site (Benito-Calvo and Pérez-González, 2015; Benito-Calvo et al., 2016).

The source basin for the debris flow processes was restricted to the nearby slope of the Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo et al., 2016). This means that the debris flow processes at Gran Dolina were short distance and short-time events that implied little change in the shape of the particles. For these facies, the results could reflect inheriting shapes that were poorly modified by the short transport distance. From this viewpoint, similar values of means in the shape parameters are expected between these facies and the terra rossa samples. The results indicate that debris flow facies A and B have mean values that are more similar to terra rossa samples than to the other debris flow facies (Fig. 3). This is also observed in the PCA results for the 500–250 μm size fractions (Fig. 4). This feature is not represented in

the mean values shown in Table 2 due to the anomalous lower values of three samples (C1-TD10.1, C4-TD10.2, TD10.3.3). In addition, samples from debris flow facies A appear clustered together with autochthonous samples according to shape parameters, but they are only associated in the 125–63 μm size fractions (Supplementary Information 6). Debris flow facies A and B only occur in the TD4 unit (Fig. 1) and they have a silty matrix. These results indicate that facies A and B have a higher contribution of terra rossa components in the larger size fractions than the other debris flow facies. This is clear in debris flow facies D and F, which have more gravel, showing values as high as channel samples (Fig. 3). This higher contribution of terra rossa could be related to a greater presence of this soil on the slopes of the Sierra de Atapuerca. Also, TD4 is the first allochthonous unit and debris flow facies A is the first allochthonous deposit. The close relationship of this facies with autochthonous samples only in the smallest sand fraction is due to the erosion and incorporation of older autochthonous deposits into the debris flow deposits, as is also observed in the south of the section (Campaña et al., 2015).

The mean lower values of samples C1-TD10.1, C4-TD10.2, and TD10.3.3 are not easy to explain. The HSC and convexity results are not low enough to be considered as weathering samples. In addition, their layers do not show clear weathered features during field work observations. But this evidence does not rule out some alteration. In this way, cluster analyses indicate that C1-TD10.1 and TD10.3.3 are related to weathering samples in the 500–250 μm size fraction (Fig. 6). Another possibility is an incorrect sedimentary facies classification for the three samples.

The channel facies of Gran Dolina could be considered as the most mature sediments according to the HSC and convexity results. They show the highest values in these samples, indicating greater transport distance or more abrasion during that transport. The gravels in the channel layers are of subangular limestone, which implies a short distance from source (Campaña et al., 2015), as landscape reconstruction has suggested (Benito-Calvo et al., 2016), although not as short as in debris flow and mudflow processes. Also, fluvial transport has a more aggressive erosive effect on external shape than transport by sediment gravity flows (Mahaney et al., 2001; Mahaney, 2002). Some studies reported fluvial sediments with similar values of HSC (Lira and Pina, 2009) but others are in disagreement (Cox and Budhu, 2008; Suzuki et al., 2015) reporting lower HSC values. This difference in values is indicative of the diversity of the fluvial environment, and this could be due to a difference in mineralogy, transport distance or reworked sediments. Other studies on fluvial sediments have been from granitic sources or the sediments have been dominantly quartz grains, whereas our samples have a significant limestone fraction.

Decantation and floodplain facies have similar particle sizes and field descriptions. Classifying them as one or other facies is based on the relationship of the layer with channel facies and textural features. The results obtained from automated image analysis show two groups in these facies: one group with higher mean values, similar to channel facies results, and the other group displaying lower mean values and higher standard deviations. In the latter case, some samples even have mean values similar to weathered samples (Fig. 3). Decantation and floodplain facies are very low energy environments that probably will not cause any significant change in the shape of the particles. Due to transport processes, even the shape parameters of these facies are inherited from their source. The first obvious source of floodplain facies was the sediments from the channel facies, which were capable of producing roundness in the particles which increased HSC and convexity. This source explains the group of higher mean values, where the results are close to channel facies. The second group shows scattered values in similar environments. Samples M2-TD7.4 and M12-TD7.4 were taken in two similar layers, and sample M12-TD7.4 has very low mean values for HSC and convexity parameters and high standard deviations (Fig. 3). PCA and cluster analyses grouped floodplain and weathering samples in the shape parameters and in the size fraction, apart from the

125–63 μm size fraction. Although this suggests weathering of some floodplain and decantation samples, this is not observed in the field and this interpretation is uncertain. As previously mentioned, the shapes of the particles in these facies are probably inherited. The low shape parameter values indicate that the source areas were of immature sediments and thus their origins were not originally channel facies. Besides, the high standard deviations (Fig. 3) indicate that floodplain and decantation processes were not selective for the shape of the particles.

The study of shape values compared with their stratigraphic position does not show any clear pattern. This suggests that variations are only due to sedimentary processes, and these processes were similar through time. This implies that the source of the sediments at Gran Dolina site have not changed through time, and putative climatic changes (Campaña et al., 2015) are not reflected in the particle shape, beyond the change in sedimentary environment.

The statistical analyses allow us to differentiate samples into their sedimentary facies and provide useful data to cluster the samples. As mean values, the results obtained through PCA analyses indicate that the aspect ratio is the least useful shape parameter. Even so, it does separate some sedimentary facies. In the PCA results calculated for each size fraction (Fig. 4), the second component represents the aspect ratio values. This component separates the terra rossa and autochthonous facies in the 125–63 μm and 500–250 μm size fractions. It also separates channel and debris flow facies A samples in the largest size fraction. In the PCA results calculated for the shape fractions (Fig. 5), the aspect ratio parameter separates terra rossa samples, which have positive values in the three components, and the autochthonous facies, which have higher values in the second component corresponding to the 500–250 μm size fraction. This means that aspect ratio can be useful to differentiate autochthonous deposits and terra rossa samples, that is, two of the more probable sediment sources of the Gran Dolina sediments.

HSC and convexity show similar results in PCA and cluster analyses. The clear separation of the weathered and floodplain samples in these shape parameters is noteworthy, both in size and shape analyses (Figs. 4, 5). This separation is due to the first component in the HSC and convexity analyses that is explained by all statistical variables apart from skewness. The last is represented by the third component in the two shape parameters. The graphic of the first and third components in HSC shows a good grouping of the facies (Fig. 5). However, the graphic of the second and third components is less useful to identify patterns, underlining the importance of the first component, where the principal variables of the larger size fraction are represented. Similar results are observed for convexity (Fig. 5). In the light of these results, skewness seems to be an important variable to identify sedimentary process, and it should be considered in future studies. Also, the PCA results confirm that the largest size fraction is more sensitive to sedimentary transport, as the mean values show (Fig. 4).

The results of PCA show the importance of all statistical variables that describe the distribution and demonstrate that HSC and convexity parameters are useful to identify sedimentary facies, even in sediments with very similar sources. The degree of maturation of the sediments can be detected using convexity and HSC and the application of PCA. The application of this method may enable estimation of ancient sediment maturation and determine the paleoenvironment from which sediments were then derived.

6. Conclusions

Application of the Malvern Morphologi G3 to perform rapid and large scale image analysis of sand particles has been demonstrated to be a valuable method to measure automatically the shapes of a large amount of particles. This equipment provided an easy method to measure the shape of particles in order to analyze their textural maturity and sedimentary dynamics.

Although the Malvern Morphologi G3 instrument can measure many variables, the use of aspect ratio, convexity and high sensitivity circularity (HSC) can be sufficient to describe the shape of the sand particles using conventional statistics and exploratory data analysis.

In the application of this method to the sequence in the Gran Dolina cavity, the convexity and HSC parameters were good indicators of the textural maturity of the cave sediments, related to the transport distance expected for each sedimentary facies. The aspect ratio index provided results which were more difficult to interpret, being surely inherited from their source. From the fractions analyzed with the Malvern Morphologi G3 instrument, the largest fraction (500–250 μm) gave the best results, showing the greatest sensitivity to change of shape by sedimentary processes. On the other hand, the smallest fraction (125–63 μm) seemed least able to discriminate transport history among the facies studied.

In the Gran Dolina sequence, automated particle shape analysis allows to distinguish particle features related to weathering processes, and to distinguish textural maturity differences between fluvial channels and debris flows. In addition, the latter showed similar shape values to terra rossa soils, reinforcing the hypothesis that the terra rossa is the main sediment source for Gran Dolina sediments. When debris flows included gravels (Debris flow facies F), the particle shape parameters showed values intermediate between the gravitational and fluvial facies. Decantation and floodplain samples showed two patterns: a group with higher shape values and a group with lower shape values. The first is related to particles from channel facies, whereas the second may be related to shapes inherited from the source area or weathering in the floodplains.

These results indicate that this method can be successfully applied to other environments and stratigraphic resolutions providing a rapid and accurate way to measure and interpret particle shape.

Acknowledgements

This study was supported by MEC project CGL2015-65387-C3-3-P. I. Campaña is the beneficiary of a predoctoral FPI Grant from the Spanish MINECO. I. Campaña was also the beneficiary of a predoctoral grant from Fundación Atapuerca. Fieldwork at Atapuerca is supported by the Consejería de Cultura y Turismo of the Junta de Castilla y León. Leticia Miguens Rodríguez and Javier Iglesias Cibanal of the Geology Laboratory of CENIEH performed the laboratory size separation and pre-treatment processes. Ana Isabel Alvaro Gallo (Arqueometry Laboratory, CENIEH) performed the DRX analyses. This work has benefited from discussions with Silvia González-Sierra, Leticia Miguens Rodríguez, Javier Iglesias Cibanal, Mathieu Duval, Lucía Bermejo Albarrán and Pilar Fernández Colón, and Laura Martín-Francés Martín de la Fuente.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.09.010>.

References

- Barrett, P.J., 1980. The shape of rock particles, a critical review. *Sedimentology* 27, 291–303.
- Behara, B.K., Sahu, B.K., Bagchi, J., 2003. Factor analysis of sphericity and roundness statistics and correspondence analysis of size statistics of the sediments of Gujarat Coast. *Journal of the Geological Society of India* 62, 51–62.
- Benito-Calvo, A., de la Torre, I., 2011. Analysis of orientation patterns in Olduvai Bed I assemblages using GIS techniques: implications for site formation processes. *Journal of Human Evolution* 61, 50–60.
- Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., 2015. Geomorphology of the Sierra de Atapuerca and the Middle Arlanzón Valley (Burgos, Spain). *Journal of Maps* 11, 535–544.
- Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Parés, J.M., 2008. Quantitative reconstruction of Late Cenozoic landscapes: a case study in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 196–208.
- Benito-Calvo, A., Ortega, A.I., Pérez-González, A., Campaña, I., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2016. Palaeogeographical reconstruction of the Sierra de Atapuerca Pleistocene sites (Burgos, Spain). *Quaternary International* (in press).
- Benn, D.I., Ballantyne, C.K., 1993. The description and representation of particle shape. *Earth Surface Processes and Landforms* 18, 665–672.
- Berger, G.W., Pérez-González, A., Carbonell, E., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Ku, T.L., 2008. Luminescence chronology of cave sediments at the Atapuerca paleoanthropological site, Spain. *Journal of Human Evolution* 55, 300–311.
- Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Carbonell, E., Rosas, A., Martínez, I., Mosquera, M., 1997. A hominid from the lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: possible ancestor to Neanderthals and modern humans. *Science* 276, 1392–1395.
- Bermúdez de Castro, J.M., Pérez-González, A., Martínón-Torres, M., Gómez-Robles, A., Rosell, J., Prado, L., Sarmiento, S., Carbonell, E., 2008. A new early Pleistocene hominin mandible from Atapuerca-TD6, Spain. *Journal of Human Evolution* 55, 729–735.
- Blott, S.J., Pye, K., 2008. Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. *Sedimentology* 55, 31–63.
- Boggs, S., 2011. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Pearson, NJ.
- Campaña, I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Ortega, A.I., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2015. Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Quaternary International* (in press).
- Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Díez, J.C., Rosas, A., Cuenca-Bescós, G., Sala, R., Mosquera, M., Rodríguez, X.P., 1995. Lower Pleistocene hominids and artifacts from Atapuerca-TD6 (Spain). *Science* 269, 826–830.
- Carbonell, E., Esteban, M., Nájera, A.M., Mosquera, M., Rodríguez, X.P., Ollé, A., Sala, R., Vergés, J.M., Bermúdez de Castro, J.M., Ortega, A.I., 1999. The Pleistocene site of Gran Dolina, Sierra de Atapuerca, Spain: a history of the archaeological investigations. *Journal of Human Evolution* 37, 313–324.
- Cox, E.A., 1927. A method for assigning numerical and percentage values to the degree of roundness of sand grains. *Journal of Paleontology* 1, 179–183.
- Cox, M.R., Budhu, M., 2008. A practical approach to grain shape quantification. *Engineering Geology* 96, 1–16.
- Das, S.C., Behara, S.R.B., Morton, D.A.V., Larson, I., Stewart, P.J., 2013. Importance of particle size and shape on the tensile strength distribution and de-agglomeration of cohesive powders. *Powder Technology* 249, 297–303.
- Delgado, R., Martín-García, J.M., Oyonarte, C., Delgado, G., 2003. Genesis of the terrae rossae of the Sierra Gádor (Andalusia, Spain). *European Journal of Soil Science* 54, 1–16.
- Domokos, G., Jerolmack, D.J., Sipos, A.A., Török, Á., 2014. How river rocks round: resolving the shape-size paradox. *PLoS One* 9, e88657. <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0088657>.
- Durn, G., Ottner, F., Slovenec, D., 1999. Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia. *Geoderma* 91, 125–150.
- Duval, M., Falguères, C., Bahain, J.-J., 2012. Age of the oldest hominin settlements in Spain: contribution of the combined U-series/ESR dating method applied to fossil teeth. *Quaternary Geochronology* 10, 412–417.
- Falguères, C., Bahain, J.J., Yokoyama, Y., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., Bischoff, J.L., Dolo, J.M., 1999. Earliest humans in Europe: the age of TD6 Gran Dolina, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution* 37, 343–352.
- Falguères, C., Bahain, J.-J., Bischoff, J.L., Pérez-González, A., Ortega, A.I., Ollé, A., Quiles, A., Ghalab, B., Moreno, D., Dolo, J.-M., Shao, Q., Vallverdú, J., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., 2013. Combined ESR/U-series chronology of Acheulian hominid-bearing layers at Trinchera Galería site, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution* 65, 168–184.
- Gamble, J.F., Ferreira, A.P., Tobby, M., DiMemmo, L., Martin, K., Mathias, N., Schild, R., Vig, B., Baumann, J.M., Parks, S., Ashton, M., 2014. Application of imaging based tools for the characterisation of hollow spray dried amorphous dispersion particles. *International Journal of Pharmaceutics* 465, 210–217.
- Gil, E., Aguirre, E., Hoyos, M., 1987. Contexto Estratigráfico. In: Aguirre, E., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M. (Eds.), *El Hombre Fósil de Ibeas Y El Pleistoceno de La Sierra de Atapuerca*. Junta de Castilla y León, Soria, pp. 47–54.
- Illenberger, W.K., 1991. Pebble shape (and size!). *Journal of Sedimentary Petrology* 61, 756–767.
- Kinnunen, H., Hebbink, G., Peters, H., Huck, D., Makein, L., Price, R., 2015. Extrinsic lactose fines improve dry powder inhaler formulation performance of a cohesive batch of budesonide via agglomerate formation and consequential co-deposition. *International Journal of Pharmaceutics* 478, 53–59.
- Krinsley, D., Doornkamp, J.C., 1973. *Atlas of Quartz Sand Surface Textures*. Cambridge University Press, London.
- Krumbein, W.C., 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology* 11, 64–72.
- Krupa, A., Jachowicz, R., Kurek, M., Figiel, W., Kwiecień, M., 2014. Preparation of solid self-emulsifying drug delivery systems using magnesium aluminometasilicates and fluid-bed coating process. *Powder Technology* 266, 329–339.
- Kuo, C.-Y., Freeman, R.B., 2000. Imaging indices for quantification of shape, angularity, and surface texture of aggregates. *Transportation Research Record* 1721, 57–65.
- Lefkaditis, D., Tsirogitis, G., 2009. Morphological feature selection and neural classification for electronic components. *Journal of Engineering Science and Technology Review* 2, 151–156.
- Lira, C., Pina, P., 2009. Automated grain shape measurements applied to beach sands. *Journal of Coastal Research*, SI 56, 1527–1531.
- Mahaney, W.C., 2002. *Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications*. Oxford University Press, New York.
- Mahaney, W.C., Stewart, A., Kalm, V., 2001. Quantification of SEM microtextures useful in sedimentary environmental discrimination. *Boreas* 30, 165–171.

- Mazzullo, J., Sims, D., Cunningham, D., 1986. The effects of eolian sorting and abrasion upon the shapes of fine quartz sand grains. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 45–56.
- Morphologi G3 Series, 2008. User Manual. Mano 410. Malvern Instruments Ltd (Issue 1.1).
- Oakley, R.J., Green, M., Carling, P.A., Lee, M.W.E., Sear, D.A., Warburton, J., 2005. Grain-shape analysis – a new method for determining representative particle shapes for populations of natural grains. *Journal of Sedimentary Research* 75, 1065–1073.
- Ollé, A., Mosquera, M., Rodríguez, X.P., de Lombera-Hermida, A., García-Antón, M.D., García-Medrano, P., Peña, L., Menéndez, L., Navazo, M., Terradillos, M., Bargalló, A., Márquez, B., Sala, R., Carbonell, E., 2013. The Early and Middle Pleistocene technological record from Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary International* 295, 138–167.
- Ortega, A.I., 2009. La Evolución Geomorfológica del karst de la Sierra de Atapuerca (Burgos) y su relación con los yacimientos pleistocenos que contiene. Universidad de Burgos, Facultad de Humanidades y Educación. Departamento de ciencias históricas y geografía, Burgos.
- Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Martín Merino, M.A., Pérez-Martínez, R., Parés, J.M., Aramburu, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2013. Evolution of multilevel caves in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain) and its relation to human occupation. *Geomorphology* 196, 122–137.
- Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Carbonell, E., Bermúdez De Castro, J.M., 2014. Atapuerca karst and its palaeoanthropological sites. In: Gutiérrez, F., Gutiérrez, M. (Eds.), *Landscapes and Landforms of Spain*. World Geomorphological Landscapes. Springer Science + Business Media, Dordrecht, pp. 101–110.
- Parés, J.M., Pérez-González, A., 1999. Magnetostratigraphy and stratigraphy at Gran Dolina section, Atapuerca (Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution* 37, 325–342.
- Parés, J.M., Arnold, L., Duval, M., Demuro, M., Pérez-González, A., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., Arsuaga, J.L., 2013. Reassessing the age of Atapuerca-TD6 (Spain): New paleomagnetic results. *Journal of Archaeological Science* 40, 4586–4595.
- Patro, B.C., Sahu, B.K., 1974. Factor analysis of sphericity and roundness data of clastic quartz grains: Environmental significance. *Sedimentary Geology* 11, 59–78.
- Patro, B.C., Sahu, B.K., 1977. Discriminant analysis of sphericity and roundness data of clastic quartz grains in rivers, beaches and dunes. *Sedimentary Geology* 19, 301–311.
- Pentland, A., 1927. A method of measuring the angularity of sands. *Proceedings & Transactions of the Royal Society of Canada* 21 (xciii).
- Pérez-González, A., Parés, J.M., Carbonell, E., Aleixandre, T., Ortega, A.I., Benito, A., Martín Merino, M.A., 2001. Géologie de la Sierra de Atapuerca et stratigraphie des remplissages karstiques de Galeria et Dolina (Burgos, Espagne). *L'Anthropologie* 105, 27–43.
- Pettijohn, F.J., 1952. *Sedimentary Rocks*. 2nd ed. Harper, New York, N.Y.
- Polo-Díaz, A., Benito-Calvo, A., Martínez-Moreno, J., Mora Torcal, R., 2016. Formation processes and stratigraphic integrity of the Middle-to-Upper Palaeolithic sequence at Cova Gran de Santa Linya (Southeastern Prepyrenees of Lleida, Iberian Peninsula). *Quaternary International* (in press).
- Riley, N.A., 1941. Projection sphericity. *Journal of Sedimentary Petrology* 11, 94–97.
- Rodríguez, J.M., Edeskär, T., Knutsson, S., 2013. Particle shape quantities and measurement techniques – A review. *Electronic Journal of Geotechnical Engineering* 18 A, 169–198.
- Schneider, A., Marcini, A., 2013. Morphologi G3-ID – A new instrument for problems in cement research. *Cement International* 11, 69–77.
- Sneed, E.D., Folk, R.L., 1958. Pebbles in the Lower Colorado River, Texas: a study in particle morphogenesis. *Journal of Geology* 66, 114–150.
- Sochan, A., Zieliński, P., Bieganski, A., 2015. Selection of shape parameters that differentiate sand grains, based on the automatic analysis of two-dimensional images. *Sedimentary Geology* 327, 14–20.
- Suzuki, K., Fujiwara, H., Ohta, T., 2015. The evaluation of macroscopic and microscopic textures of sand grains using elliptic Fourier and principal component analysis: implications for the discrimination of sedimentary environments. *Sedimentology* 62, 1184–1197.
- Tafesse, S., Fernlund, J.M.R., Sun, W., Bergholm, F., 2013. Evaluation of image analysis methods used for quantification of particle angularity. *Sedimentology* 60, 1100–1110.
- Tarriño, A., 2015. A new methodology and classification system for describing three-dimensional particle formats: application to clastic lithic products of archaeological and geological origin. *Archaeometry* 57, 928–948.
- Tickell, F.G., 1931. *The Examination of Fragmental Rocks*. Stanford University Press, Stanford.
- Ulusoy, U., Kursun, I., 2011. Comparison of different 2D image analysis measurement techniques for the shape of talc particles produced by different media milling. *Minerals Engineering* 24, 91–97.
- Vallverdú, J., Courty, M.A., Carbonell, E., Canals, A., Burjachs, F., 2001. Les sédiments d'Homo Antecessor de Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos, Espagne). Interprétation micromorphologique des processus de formation et enregistrement paléoenvironnemental des sédiments. *L'Anthropologie* 105, 45–69.
- Wadell, H., 1933. Sphericity and roundness of rock particles. *Journal of Geology* 41, 310–331.
- Woodcock, N.H., 1977. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Bulletin of the Geological Society of America* 88, 1231–1236.
- Zingg, T., 1935. Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 15, 39–140.

4.3.2 Assessing automated image analysis of sand grain shape to identify sedimentary facies, Gran Dolina archaeological site (Burgos, Spain). Supplementary information.

4.3.2.1 Supplementary information 1: samples.

Sample	Unit	Layer	Facies
7-TD1 Arenas	TD1	1	Autochthonous
8-TD1-2	TD1	1	Autochthonous
TD4.2/1 norte	TD4	2	Debris flow A
TD4.2/2 centro	TD4	2	Debris flow A
TD4.2/3 centro	TD4	2	Debris flow A
TD4.2/4 sur	TD4	2	Debris flow A
TD4.1.8	TD4	1	Debris flow B
TD4.1.7	TD4	1	Channel
TD4.1.6	TD4	1	Debris flow B
TD4.1.4	TD4	1	Debris flow B
TD4.1 gravas 0	TD4	1	Channel
TD4.1 gravas A	TD4	1	Channel
TD4.1.1 Arcillas A	TD4	1	Decantation
TD4.1.1 Arcillas B	TD4	1	Decantation
TD4.1.1 Arcilla distal	TD4	1	Decantation
TD5.1.6 arcillas	TD5	1	Floodplain
TD5.1 Arcilla roja	TD5	1	Floodplain
TD5.1.3 inf	TD5	1	Channel
TD5.1.3 sup	TD5	1	Channel
TD5.1 T3-4	TD5	1	Floodplain
TD6.3c D4	TD6	3	Debris flow D
TD6.3c Debris 3	TD6	3	Debris flow D
TD6.3c D1	TD6	3	Debris flow D
TD6.3 Arcilla	TD6	3	Decantation
MS17-TD6.3	TD6	3	Mudflow
MS16-TD6.3	TD6	3	Mudflow
M10-TD6.2.Aurora	TD6	2	Floodplain
MS15-TD6.2	TD6	2	Floodplain
MS14-TD6.2 techo	TD6	2	Floodplain

M9-TD6.pep	TD6	2	Floodplain
MS13-TD6.pep	TD6	2	Floodplain
M5-TD6.1.3	TD6	1	Floodplain
M4-TD6.1.2	TD6	1	Floodplain
M3-TD6.1.1	TD6	1	Floodplain
MS12-TD6.1	TD6	1	Floodplain
M1-TD6.1.0	TD6	1	Weathered
M2-TD7.4	TD7	4	Floodplain
M12-TD7.4	TD7	4	Floodplain
TD8.5 2015/1	TD8	5	Debris flow E
TD8-9 2015/3	TD8-9	1	Weathered
3-2012/1 TD9	TD9	1	Weathered
MS7-TD10.4	TD10	4	Weathered
TD10.4 2015/2	TD10	4	Weathered
3-2012/2 TD10.3a	TD10	3	Debris flow F
MS6-TD10.3	TD10	3	Debris flow C
TD10.3.3	TD10	3	Debris flow F
TD10.3.3	TD10	3	Debris flow F
TD10.2.1	TD10	2	Debris flow F
MS5-TD10.2	TD10	2	Debris flow F
S6-TD10.2	TD10	2	Debris flow F
N3-TD10.2	TD10	2	Debris flow C
N2-TD10.2	TD10	2	Debris flow F
C4-TD10.2	TD10	2	Debris flow C
C3-TD10.2	TD10	2	Debris flow F
S5-TD10.1 arcilla	TD10	1	Decantation
C2-TD10.1	TD10	1	Debris flow F
C1-TD10.1	TD10	1	Debris flow D
S4-TD10.1	TD10	1	Debris flow D
S3-TD10.1 gravas	TD10	1	Channel
S2-TD10.1	TD10	1	Debris flow F
S1-TD10.1	TD10	1	Channel
MS11-TD10.1	TD10	1	Debris flow F
N4-TD10.1 limo	TD10	1	Weathered
N1-TD10.1	TD10	1	Debris flow D

MS8-TD11	TD11	1	Terra rossa
MS10-TD11	TD11	1	Terra rossa
Tres simas	-	-	Autochthonous
MS1-0Q1	-	-	Terra rossa
MS3-OR2	-	-	Terra rossa
MS4-VH1	-	-	Terra rossa
OR3	-	-	Terra rossa
VH2	-	-	Terra rossa
VH3	-	-	Terra rossa

Samples used in this work. Tres Simas sample was taken from a nearby karstic infill. Terra rossa samples were collected from the Sierra de Atapuerca soils.

4.3.2.2 Supplementary information 2: Standard Operation Procedure

	125–63 μm	250–125 μm	500–250 μm
Sample carrier	Glass plate	Glass plate	Glass plate
Sample volume	11 mm ³	19 mm ³	38 mm ³
Optics selection	10×	5×	2.5×
Scan area	926 mm ²	2321 mm ²	4246 mm ²
Overlap	40%	40%	50%
Focus	Manual	Manual	Manual
Illumination	Diascopic	Diascopic	Diascopic
Trash size	1000 pixels	1000 pixels	1000 pixels
Filters	–	CED < 80 μm	CED < 100 μm

Standard Operation Procedure (SOP) details used in image analysis with Malvern Morphologi G3

4.3.2.3 Supplementary information 3: Results

125-63	HSC mean	sd.	Conv. mean	sd.	A. R. mean	sd.
MS10-TD11	0.794	0.064	0.956	0.022	0.769	0.121
MS8-TD11	0.803	0.062	0.959	0.021	0.776	0.112
MS1-0Q1	0.789	0.074	0.953	0.03	0.775	0.113
MS3-OR2	0.807	0.061	0.961	0.017	0.776	0.121
MS4-VH1	0.786	0.069	0.953	0.027	0.767	0.116
OR3	0.784	0.082	0.954	0.031	0.761	0.119
VH2	0.787	0.069	0.957	0.022	0.76	0.119
VH3	0.787	0.066	0.954	0.023	0.757	0.118
TD4.2/1 norte	0.783	0.067	0.956	0.019	0.752	0.119
TD4.2/2 centro	0.78	0.068	0.952	0.019	0.763	0.121
TD4.2/3 centro	0.773	0.07	0.953	0.02	0.745	0.119
TD4.2/4 sur	0.775	0.069	0.953	0.021	0.739	0.128
TD4.1.4	0.786	0.063	0.958	0.018	0.755	0.118
TD4.1.6	0.771	0.067	0.946	0.024	0.758	0.117
TD4.1.8	0.787	0.067	0.957	0.018	0.756	0.121
N3-TD10.2	0.794	0.061	0.956	0.019	0.765	0.117
C4-TD10.2	0.759	0.074	0.95	0.023	0.734	0.131
MS6-TD10.3	0.774	0.076	0.955	0.021	0.744	0.125
N1-TD10.1	0.794	0.057	0.956	0.018	0.761	0.117
C1-TD10.1	0.78	0.074	0.955	0.023	0.755	0.125
S4-TD10.1	0.798	0.062	0.961	0.017	0.766	0.115
TD6.3c Debris 3	0.804	0.06	0.962	0.016	0.761	0.114
TD6.3c D1	0.797	0.057	0.956	0.016	0.768	0.115
TD6.3c D4	0.791	0.058	0.957	0.018	0.75	0.117
TD8.5 2015/1	0.789	0.065	0.961	0.019	0.762	0.122
N2-TD10.2	0.805	0.059	0.963	0.016	0.768	0.115
C2-TD10.1	0.808	0.057	0.965	0.014	0.763	0.116
C3-TD10.2	0.798	0.062	0.96	0.017	0.76	0.119
S2-TD10.1	0.797	0.063	0.961	0.018	0.763	0.116
S6-TD10.2	0.793	0.062	0.961	0.016	0.752	0.12
MS11-TD10.1	0.782	0.065	0.953	0.022	0.759	0.119
MS5-TD10.2	0.777	0.07	0.954	0.021	0.75	0.121
3-2012/2 TD10.3a	0.809	0.062	0.967	0.015	0.76	0.118

TD10.2.1	0.801	0.057	0.961	0.014	0.769	0.114
TD10.3.3	0.797	0.061	0.96	0.018	0.766	0.116
TD10.3.3	0.795	0.059	0.96	0.017	0.759	0.117
MS16-TD6.3	0.787	0.067	0.955	0.02	0.762	0.117
MS17-TD6.3	0.765	0.066	0.936	0.025	0.757	0.119
S3-TD10.1 gravas	0.798	0.059	0.958	0.018	0.759	0.118
TD5.1.3 sup	0.801	0.06	0.961	0.018	0.757	0.12
TD5.1.3 inf	0.814	0.058	0.964	0.017	0.775	0.112
TD4.1 gravas 0	0.799	0.06	0.961	0.018	0.76	0.116
TD4.1 gravas A	0.794	0.056	0.948	0.018	0.767	0.112
TD4.1.7	0.795	0.058	0.955	0.016	0.766	0.113
S1-TD10.1	0.799	0.062	0.96	0.018	0.757	0.118
S5-TD10.1 tapón arcilla	0.782	0.063	0.955	0.018	0.749	0.119
TD6.3 Arcilla	0.798	0.063	0.954	0.022	0.781	0.111
TD4.1.1 Arcillas A	0.779	0.07	0.951	0.023	0.771	0.116
TD4.1.1 Arcillas B	0.781	0.068	0.954	0.021	0.763	0.116
TD4.1.1 Arcilla distal	0.765	0.071	0.948	0.024	0.758	0.118
M2-TD7.4	0.806	0.061	0.965	0.016	0.764	0.117
M12-TD7.4	0.766	0.08	0.95	0.029	0.764	0.119
M3-TD6.1.1	0.811	0.06	0.967	0.015	0.764	0.117
M4-TD6.1.2	0.778	0.073	0.955	0.024	0.754	0.126
MS12-TD6.1	0.785	0.068	0.951	0.023	0.759	0.12
M5-TD6.1.3	0.771	0.067	0.95	0.022	0.768	0.116
M9-TD6.pep	0.778	0.073	0.955	0.023	0.75	0.121
MS13-TD6.pep	0.789	0.06	0.953	0.02	0.77	0.112
M10-TD6.2.Aurora	0.757	0.087	0.949	0.029	0.751	0.124
MS14-TD6.2 techo	0.758	0.077	0.946	0.024	0.751	0.124
MS15-TD6.2	0.776	0.072	0.949	0.024	0.767	0.117
TD5.1 T3-4	0.798	0.061	0.956	0.017	0.778	0.114
TD5.1 Arcilla roja	0.79	0.065	0.951	0.018	0.769	0.118
TD5.1.6 arcillas	0.787	0.066	0.956	0.018	0.756	0.119
7-TD1 Arenas	0.783	0.067	0.958	0.019	0.746	0.12
8-TD1-2	0.776	0.069	0.954	0.022	0.74	0.119
Tres simas	0.776	0.065	0.952	0.021	0.744	0.122
N4-TD10.1 limo	0.778	0.068	0.95	0.023	0.773	0.115

MS7-TD10.4	0.78	0.074	0.952	0.025	0.765	0.119
TD10.4 2015/2	0.773	0.074	0.955	0.022	0.748	0.118
3-2012/1 TD9	0.769	0.077	0.951	0.027	0.759	0.113
TD8-9 2015/3	0.788	0.072	0.962	0.021	0.752	0.123
M1-TD6.1.0	0.759	0.086	0.946	0.031	0.764	0.122

250-125	HSC mean	sd.	Conv. mean	sd.	A. R. mean	sd.
MS10-TD11	0.797	0.06	0.964	0.017	0.757	0.119
MS8-TD11	0.796	0.063	0.962	0.019	0.761	0.113
MS1-0Q1	0.795	0.075	0.963	0.023	0.754	0.124
MS3-OR2	0.802	0.07	0.965	0.021	0.769	0.117
MS4-VH1	0.81	0.055	0.967	0.014	0.765	0.111
OR3	0.793	0.077	0.96	0.026	0.775	0.118
VH2	0.808	0.058	0.967	0.016	0.762	0.115
VH3	0.806	0.064	0.967	0.017	0.765	0.113
TD4.2/1 norte	0.793	0.068	0.964	0.019	0.759	0.119
TD4.2/2 centro	0.797	0.067	0.964	0.019	0.768	0.116
TD4.2/3 centro	0.787	0.068	0.962	0.02	0.753	0.122
TD4.2/4 sur	0.787	0.07	0.961	0.019	0.75	0.124
TD4.1.4	0.798	0.062	0.965	0.017	0.751	0.123
TD4.1.6	0.79	0.063	0.961	0.019	0.762	0.118
TD4.1.8	0.771	0.073	0.957	0.023	0.744	0.13
N3-TD10.2	0.82	0.056	0.972	0.013	0.759	0.121
C4-TD10.2	0.779	0.068	0.958	0.022	0.74	0.132
MS6-TD10.3	0.8	0.072	0.97	0.017	0.735	0.133
N1-TD10.1	0.815	0.06	0.968	0.015	0.755	0.118
C1-TD10.1	0.775	0.074	0.959	0.022	0.747	0.129
S4-TD10.1	0.805	0.058	0.967	0.015	0.757	0.118
TD6.3c Debris 3	0.816	0.059	0.969	0.015	0.758	0.116
TD6.3c D1	0.819	0.052	0.972	0.011	0.76	0.117
TD6.3c D4	0.816	0.052	0.969	0.011	0.755	0.114
TD8.5 2015/1	0.803	0.057	0.964	0.017	0.77	0.113
N2-TD10.2	0.825	0.054	0.97	0.015	0.772	0.112
C2-TD10.1	0.817	0.057	0.971	0.014	0.757	0.118
C3-TD10.2	0.813	0.062	0.968	0.019	0.766	0.116

S2-TD10.1	0.82	0.058	0.971	0.013	0.764	0.113
S6-TD10.2	0.807	0.057	0.968	0.018	0.756	0.117
MS11-TD10.1	0.799	0.062	0.965	0.017	0.758	0.113
MS5-TD10.2	0.796	0.065	0.966	0.016	0.747	0.124
3-2012/2 TD10.3a	0.81	0.062	0.965	0.017	0.755	0.117
TD10.2.1	0.809	0.056	0.967	0.015	0.765	0.114
TD10.3.3	0.812	0.057	0.966	0.016	0.766	0.112
TD10.3.3	0.809	0.059	0.966	0.016	0.766	0.115
MS16-TD6.3	0.794	0.066	0.962	0.018	0.757	0.12
MS17-TD6.3	0.813	0.059	0.969	0.014	0.766	0.117
S3-TD10.1 gravas	0.824	0.056	0.974	0.012	0.751	0.119
TD5.1.3 sup	0.823	0.055	0.972	0.013	0.765	0.111
TD5.1.3 inf	0.82	0.064	0.972	0.015	0.74	0.119
TD4.1 gravas 0	0.819	0.06	0.969	0.016	0.771	0.113
TD4.1 gravas A	0.827	0.056	0.974	0.013	0.759	0.115
TD4.1.7	0.811	0.056	0.968	0.015	0.774	0.115
S1-TD10.1	0.819	0.057	0.97	0.014	0.756	0.114
S5-TD10.1 tapón arcilla	0.799	0.061	0.963	0.018	0.777	0.111
TD6.3 Arcilla	0.809	0.058	0.963	0.017	0.787	0.108
TD4.1.1 Arcillas A	0.756	0.083	0.943	0.033	0.771	0.117
TD4.1.1 Arcillas B	0.804	0.062	0.963	0.018	0.776	0.113
TD4.1.1 Arcilla distal	0.783	0.066	0.958	0.021	0.754	0.116
M2-TD7.4	0.826	0.057	0.972	0.015	0.781	0.112
M12-TD7.4	0.752	0.077	0.94	0.028	0.772	0.113
M3-TD6.1.1	0.816	0.059	0.97	0.014	0.763	0.118
M4-TD6.1.2	0.78	0.069	0.957	0.022	0.762	0.128
MS12-TD6.1	0.802	0.074	0.965	0.02	0.759	0.119
M5-TD6.1.3	0.764	0.066	0.946	0.024	0.773	0.113
M9-TD6.pep	0.775	0.075	0.954	0.026	0.767	0.115
MS13-TD6.pep	0.814	0.063	0.971	0.013	0.754	0.119
M10-TD6.2.Aurora	0.74	0.087	0.941	0.033	0.739	0.122
MS14-TD6.2 techo	0.789	0.07	0.961	0.02	0.752	0.117
MS15-TD6.2	0.784	0.08	0.958	0.026	0.755	0.118
TD5.1 T3-4	0.789	0.071	0.958	0.022	0.772	0.12
TD5.1 Arcilla roja	0.772	0.076	0.949	0.028	0.77	0.115

TD5.1.6 arcillas	0.796	0.067	0.962	0.019	0.754	0.122
7-TD1 Arenas	0.789	0.065	0.957	0.022	0.781	0.108
8-TD1-2	0.806	0.06	0.964	0.019	0.77	0.107
Tres simas	0.793	0.061	0.962	0.016	0.749	0.116
N4-TD10.1 limo	0.74	0.07	0.935	0.026	0.774	0.113
MS7-TD10.4	0.772	0.093	0.953	0.034	0.763	0.118
TD10.4 2015/2	0.768	0.067	0.949	0.022	0.764	0.114
3-2012/1 TD9	0.756	0.076	0.947	0.025	0.759	0.12
TD8-9 2015/3	0.778	0.076	0.958	0.026	0.76	0.117
M1-TD6.1.0	0.737	0.081	0.933	0.033	0.768	0.115

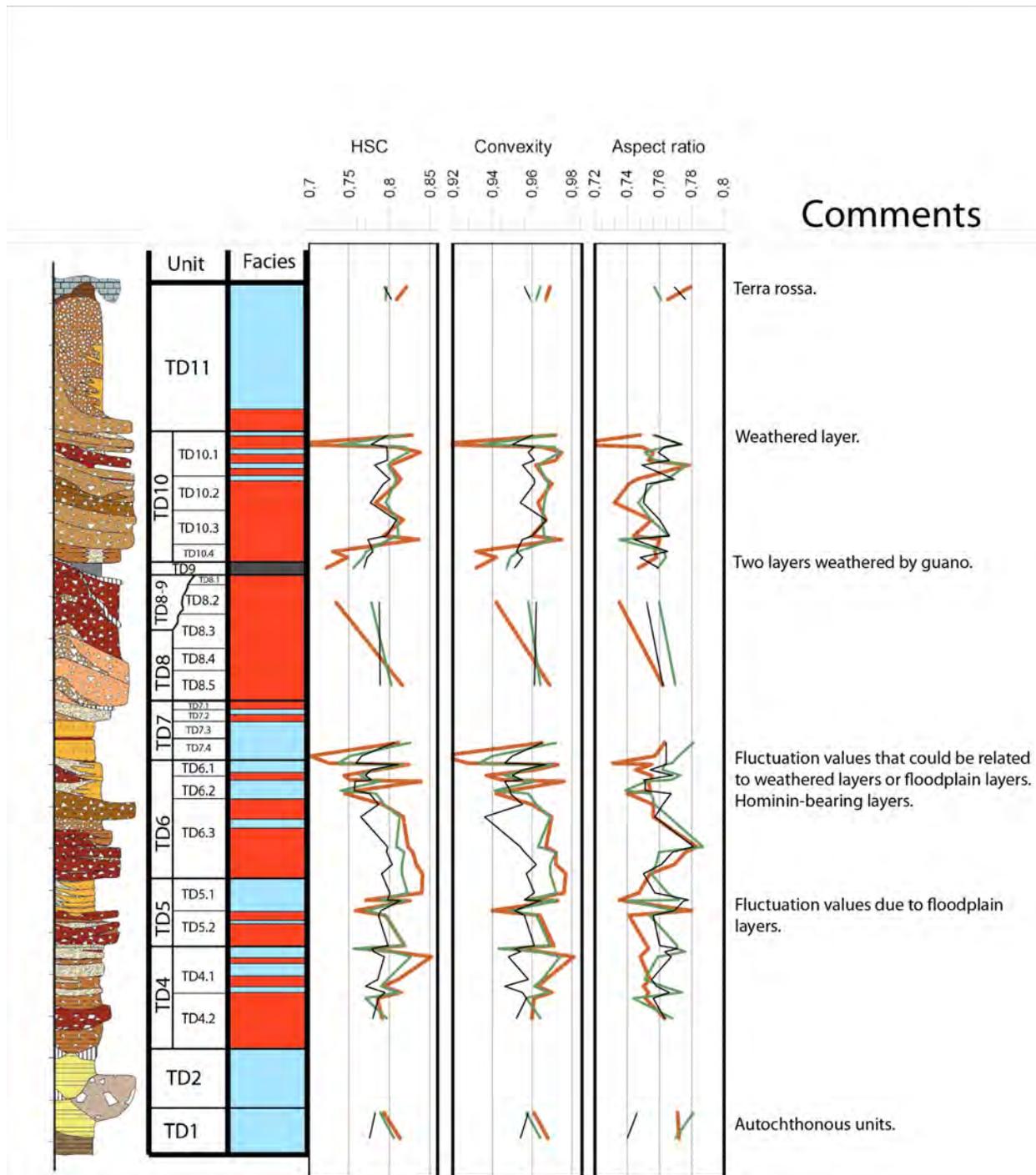
	HSC mean	sd.	Conv. mean	sd.	A. R. mean	sd.
500-250						
MS10-TD11	0.821	0.053	0.969	0.014	0.779	0.105
MS8-TD11	0.809	0.06	0.967	0.017	0.765	0.113
MS1-0Q1	0.805	0.069	0.963	0.024	0.761	0.118
MS3-OR2	0.809	0.068	0.965	0.023	0.77	0.109
MS4-VH1	0.823	0.056	0.972	0.014	0.769	0.11
OR3	0.775	0.09	0.949	0.037	0.771	0.107
VH2	0.818	0.06	0.969	0.018	0.767	0.113
VH3	0.824	0.055	0.971	0.013	0.778	0.11
TD4.2/1 norte	0.794	0.066	0.964	0.019	0.759	0.122
TD4.2/2 centro	0.791	0.071	0.96	0.022	0.763	0.12
TD4.2/3 centro	0.813	0.056	0.97	0.016	0.769	0.114
TD4.2/4 sur	0.804	0.061	0.966	0.019	0.767	0.112
TD4.1.4	0.811	0.062	0.967	0.015	0.754	0.121
TD4.1.6	0.792	0.068	0.963	0.019	0.75	0.124
TD4.1.8	0.785	0.069	0.961	0.021	0.751	0.116
N3-TD10.2	0.835	0.055	0.974	0.013	0.754	0.111
C4-TD10.2	0.8	0.064	0.965	0.019	0.749	0.123
MS6-TD10.3	0.836	0.055	0.975	0.012	0.76	0.115
N1-TD10.1	0.818	0.061	0.966	0.017	0.748	0.112
C1-TD10.1	0.773	0.073	0.957	0.024	0.737	0.13
S4-TD10.1	0.816	0.059	0.972	0.014	0.753	0.119
TD6.3c Debris 3	0.833	0.053	0.972	0.013	0.769	0.107
TD6.3c D1	0.829	0.05	0.972	0.012	0.776	0.101

TD6.3c D4	0.841	0.051	0.977	0.009	0.754	0.106
TD8.5 2015/1	0.816	0.063	0.969	0.016	0.762	0.11
N2-TD10.2	0.812	0.065	0.968	0.018	0.746	0.125
C2-TD10.1	0.832	0.064	0.975	0.017	0.742	0.12
C3-TD10.2	0.806	0.068	0.965	0.019	0.745	0.124
S2-TD10.1	0.808	0.059	0.965	0.016	0.749	0.127
S6-TD10.2	0.809	0.063	0.97	0.018	0.741	0.121
MS11-TD10.1	0.795	0.068	0.96	0.026	0.771	0.114
MS5-TD10.2	0.783	0.072	0.963	0.022	0.732	0.133
3-2012/2 TD10.3a	0.817	0.068	0.967	0.018	0.755	0.122
TD10.2.1	0.814	0.065	0.967	0.016	0.746	0.126
TD10.3.3	0.793	0.065	0.96	0.018	0.744	0.123
TD10.3.3	0.771	0.076	0.952	0.021	0.728	0.133
MS16-TD6.3	0.792	0.074	0.96	0.026	0.756	0.111
MS17-TD6.3	0.817	0.064	0.97	0.015	0.756	0.12
S3-TD10.1 gravas	0.838	0.059	0.975	0.013	0.756	0.121
TD5.1.3 sup	0.84	0.061	0.976	0.012	0.747	0.118
TD5.1.3 inf	0.825	0.068	0.973	0.015	0.737	0.126
TD4.1 gravas 0	0.819	0.062	0.971	0.015	0.752	0.122
TD4.1 gravas A	0.852	0.062	0.981	0.012	0.748	0.118
TD4.1.7	0.814	0.064	0.97	0.015	0.753	0.123
S1-TD10.1	0.828	0.06	0.972	0.016	0.748	0.118
S5-TD10.1 tapón arcilla	0.8	0.064	0.962	0.023	0.778	0.105
TD6.3 Arcilla	0.823	0.062	0.967	0.016	0.783	0.117
TD4.1.1 Arcillas A	0.765	0.081	0.949	0.03	0.753	0.122
TD4.1.1 Arcillas B	0.804	0.068	0.964	0.021	0.751	0.125
TD4.1.1 Arcilla distal	0.806	0.067	0.967	0.019	0.765	0.116
M2-TD7.4	0.811	0.066	0.965	0.022	0.763	0.12
M12-TD7.4	0.702	0.076	0.914	0.027	0.757	0.131
M3-TD6.1.1	0.824	0.055	0.973	0.013	0.755	0.12
M4-TD6.1.2	0.785	0.07	0.962	0.02	0.745	0.127
MS12-TD6.1	0.74	0.087	0.944	0.03	0.727	0.128
M5-TD6.1.3	0.744	0.083	0.937	0.037	0.755	0.125
M9-TD6.pep	0.751	0.096	0.945	0.037	0.755	0.118
MS13-TD6.pep	0.8	0.072	0.971	0.015	0.735	0.13

M10-TD6.2.Aurora	0.76	0.087	0.949	0.032	0.754	0.124
MS14-TD6.2 techo	0.839	0.055	0.976	0.012	0.753	0.117
MS15-TD6.2	0.745	0.1	0.942	0.037	0.74	0.121
TD5.1 T3-4	0.771	0.086	0.958	0.021	0.735	0.141
TD5.1 Arcilla roja	0.758	0.09	0.94	0.033	0.78	0.121
TD5.1.6 arcillas	0.795	0.082	0.964	0.02	0.741	0.133
7-TD1 Arenas	0.793	0.068	0.961	0.022	0.771	0.113
8-TD1-2	0.813	0.064	0.968	0.017	0.772	0.114
Tres simas	0.811	0.064	0.969	0.019	0.774	0.114
N4-TD10.1 limo	0.672	0.076	0.91	0.023	0.705	0.131
MS7-TD10.4	0.73	0.116	0.932	0.049	0.757	0.12
TD10.4 2015/2	0.748	0.069	0.942	0.024	0.758	0.116
3-2012/1 TD9	0.722	0.082	0.932	0.029	0.747	0.123
TD8-9 2015/3	0.734	0.09	0.942	0.036	0.735	0.124
M1-TD6.1.0	0.725	0.077	0.928	0.028	0.731	0.123

4.3.2.4 Supplementary information 4: Stratigraphic column

Stratigraphic column of Gran Dolina site with the results for each shape parameter. Black line, 125-63 μm ; Green line, 250-125 μm ; Orange line, 500-250 μm ; HSC, High sensitivity circularity. Blue facies are fluvial facies (channel and floodplain facies). Red facies are sediment gravity flow facies.



4.3.2.5 Supplementary information 5: PCA Analyses

4.3.2.5.1 HSC

PC	Eigenvalue	% variance
1	10.9098	60.61
2	2.43364	13.52
3	1.52811	8.4895
4	1.02612	5.7007
5	0.731435	4.0635
6	0.578455	3.2136
7	0.40156	2.2309
8	0.243703	1.3539
9	0.0934781	0.51932
10	0.0193253	0.10736

	PC 1	PC 2	PC 3	PC 4	PC 5
Mean	0.24344	0.36634	0.069615	-0.047004	-0.1344
Stand. dev	-0.25568	-0.18301	-0.13048	-0.13713	0.091246
Median	0.23581	0.38337	0.038619	-0.098221	-0.11029
25 prcntil	0.25217	0.3352	0.04114	-0.058215	-0.11512
75 prcntil	0.20466	0.40545	0.064417	-0.13997	-0.1616
Skewness	0.013961	-0.12881	0.45716	0.67436	-0.12469
Mean	0.28754	-0.03426	0.0021666	0.15912	0.23957
Stand. dev	-0.23335	0.1447	-0.32785	-0.082143	-0.097771
Median	0.28441	-0.02304	-0.075106	0.16737	0.26397
25 prcntil	0.28785	-0.04313	0.01356	0.16035	0.23487
75 prcntil	0.27541	0.0045543	-0.11174	0.18259	0.2556
Skewness	-0.093125	-0.045004	0.63679	-0.19653	-0.2467
Mean	0.26716	-0.25079	-0.042233	-0.17927	-0.061311
Stand. dev	-0.18849	0.30975	-0.2878	0.36693	0.014044
Median	0.26581	-0.23893	-0.093461	-0.14748	-0.10087
25 prcntil	0.26003	-0.28218	0.01061	-0.19782	-0.12432
75 prcntil	0.26394	-0.19652	-0.15196	-0.087369	-0.060595
Skewness	-0.11768	0.17681	0.33755	-0.31393	0.74517

4.3.2.5.2 Convexity

PC	Eigenvalue	% variance
1	10.0307	55.726
2	3.15865	17.548
3	1.38416	7.6898
4	1.0743	5.9683
5	0.873413	4.8523
6	0.525271	2.9182
7	0.454451	2.5247
8	0.373802	2.0767
9	0.071905	0.39947
10	0.0166217	0.092343

	PC 1	PC 2	PC 3	PC 4	PC 5
Mean	0.20326	0.42509	0.056047	0.07349	-0.025988
Stand. dev	-0.24373	-0.15972	-0.094461	-0.31229	-0.13261
Median	0.17155	0.46203	0.048826	-0.0093085	-0.07852
25 prcntil	0.22461	0.38105	0.020971	0.027384	0.015754
75 prcntil	0.10725	0.49056	0.020015	-0.012124	-0.14228
Skewness	-0.028555	-0.10596	0.070863	0.89584	0.2297
Mean	0.29719	-0.09485	0.047901	-0.10368	0.24344
Stand. dev	-0.25522	0.11732	-0.35519	0.057408	-0.054358
Median	0.29244	-0.093985	-0.067565	-0.12386	0.29542
25 prcntil	0.29824	-0.084721	0.039717	-0.085859	0.23024
75 prcntil	0.28215	-0.080236	-0.12138	-0.14173	0.33633
Skewness	-0.1454	-0.076931	0.5918	-0.073612	-0.15463
Mean	0.28785	-0.17013	0.029289	0.036128	-0.22218
Stand. dev	-0.21219	0.13083	-0.43203	-0.05521	0.36929
Median	0.28367	-0.16698	-0.098784	0.0247	-0.1623
25 prcntil	0.28247	-0.16678	0.0632	0.058843	-0.30256
75 prcntil	0.26813	-0.1594	-0.17395	0.0060533	-0.042352
Skewness	-0.13556	0.070332	0.49861	-0.15113	0.50732

4.3.2.5.3 Aspect Ratio

PC	Eigenvalue	% variance
1	5.40377	30.021
2	4.81939	26.774
3	2.90756	16.153
4	1.6657	9.2539
5	1.17844	6.5469
6	0.691759	3.8431
7	0.436699	2.4261
8	0.309886	1.7216
9	0.235199	1.3067
10	0.0786637	0.43702

	PC 1	PC 2	PC 3	PC 4	PC 5
Mean	0.31412	-0.21323	0.26028	-0.13061	0.00098462
Stand. dev	-0.26736	0.094197	-0.03588	0.37767	0.23524
Median	0.28073	-0.22597	0.30117	-0.063771	0.077594
25 prcntil	0.31131	-0.21028	0.23776	-0.15354	-0.043395
75 prcntil	0.25932	-0.22471	0.28602	0.0051741	0.11493
Skewness	-0.054499	0.15652	-0.29555	-0.3598	-0.16805
Mean	0.35673	0.13001	-0.26282	0.041152	0.014506
Stand. dev	-0.23621	-0.17933	0.25347	0.31064	0.16584
Median	0.3349	0.090277	-0.29143	0.15852	0.057861
25 prcntil	0.35035	0.11622	-0.27006	0.01957	0.0063572
75 prcntil	0.34992	0.10094	-0.16685	0.19461	0.15249
Skewness	-0.11498	0.12085	0.098774	-0.53726	-0.23072
Mean	0.068815	0.40203	0.24566	0.016395	0.072855
Stand. dev	0.027379	-0.3221	-0.16126	0.30869	-0.39912
Median	0.07973	0.38024	0.2502	0.11866	-0.070603
25 prcntil	0.035525	0.39633	0.25617	-0.026955	0.025869
75 prcntil	0.12457	0.33149	0.22472	0.20988	-0.077757
Skewness	-0.040713	-0.054361	-0.14396	-0.28024	0.78193

4.3.2.5.4 125-63

PC	Eigenvalue	% variance
1	8.86677	49.26
2	3.9668	22.038
3	2.11653	11.759
4	1.01146	5.6192
5	0.855922	4.7551
6	0.452016	2.5112
7	0.34981	1.9434
8	0.15671	0.87061
9	0.0708703	0.39372
10	0.0545125	0.30285

	PC 1	PC 2	PC 3	PC 4	PC 5
Mean	0.19289	0.39521	-0.0066882	0.16172	0.10426
Stand. dev	-0.17805	-0.21236	0.34134	0.012728	-0.21966
Median	0.17202	0.40402	0.10621	0.14754	0.040086
25 prcnil	0.17991	0.39794	-0.064402	0.11933	0.048064
75 prcnil	0.16118	0.3751	0.1499	0.17693	0.081471
Skewness	-0.0060997	-0.25564	-0.42895	0.013348	0.48741
Mean	0.28546	-0.23232	0.12067	0.13291	-0.042449
Stand. dev	-0.27881	0.11095	0.1837	0.23169	0.29318
Median	0.25397	-0.25437	0.21374	0.24339	0.017583
25 prcnil	0.29646	-0.2097	0.10351	-0.019196	-0.036109
75 prcnil	0.19586	-0.2634	0.27591	0.42509	0.060591
Skewness	-0.02973	0.035872	-0.39393	0.3804	-0.73754
Mean	0.32878	-0.030281	-0.062952	-0.1048	0.0098843
Stand. dev	-0.26692	0.0061219	0.32681	0.30682	0.045779
Median	0.32732	-0.022823	-0.0041309	-0.10879	0.013843
25 prcnil	0.32158	-0.01042	-0.092769	-0.20263	-0.033178
75 prcnil	0.31924	-0.065886	0.075968	0.071668	0.0042266
Skewness	-0.021254	-0.1397	-0.44763	0.53543	0.22857

4.3.2.5.5 250-125

PC	Eigenvalue	% variance
1	9.43705	52.428
2	4.35757	24.209
3	2.01614	11.201
4	0.960967	5.3387
5	0.46053	2.5585
6	0.319	1.7722
7	0.204198	1.1344
8	0.0878291	0.48794
9	0.0539618	0.29979
10	0.042585	0.23658

Loading	PC 1	PC 2	PC 3	PC 4	PC 5
Mean	-0.034371	0.47232	0.00039021	-0.035855	0.064475
Stand. dev	-0.030071	-0.37127	-0.24091	0.39861	0.22252
Median	-0.070027	0.4446	-0.072376	0.11692	0.12539
25 prcntil	-0.019063	0.46737	0.020298	0.0090609	-0.13025
75 prcntil	-0.064171	0.41998	-0.14234	0.087192	0.36717
Skewness	0.089642	-0.10217	0.41055	-0.69586	0.25804
Mean	0.32336	-0.021061	-0.015161	0.073757	0.0503
Stand. dev	-0.28654	-0.0095061	-0.24126	-0.19016	0.3157
Median	0.31605	-0.038241	-0.10832	0.03063	0.17511
25 prcntil	0.32321	-0.015666	-0.020139	0.051241	0.016862
75 prcntil	0.30393	-0.044328	-0.15124	0.031094	0.31082
Skewness	-0.13603	-0.030042	0.46832	0.49197	0.14936
Mean	0.31936	0.071566	0.051172	0.038301	0.04766
Stand. dev	-0.24461	-0.11686	-0.33619	-0.1178	0.42402
Median	0.31993	0.059995	-0.0123	0.025839	0.10651
25 prcntil	0.31718	0.080898	0.053811	0.056393	-0.071898
75 prcntil	0.31272	0.042661	-0.039686	-0.021251	0.27677
Skewness	-0.12655	-0.017452	0.56077	0.1626	0.43012

4.3.2.5.6 500-250

PC	Eigenvalue	% variance
1	10.2391	56.884
2	3.2386	17.992
3	1.57927	8.7737
4	1.27727	7.0959
5	0.724005	4.0222
6	0.342785	1.9044
7	0.329419	1.8301
8	0.0837537	0.4653
9	0.0718829	0.39935
10	0.0420293	0.2335

Loading	PC 1	PC 2	PC 3	PC 4	PC 5
Mean	0.1802	0.44551	-0.093853	-0.024789	-0.013298
Stand. dev	-0.18415	-0.24171	0.36832	0.28203	-0.25854
Median	0.16826	0.4469	0.028598	0.08846	-0.018301
25 prcntil	0.18738	0.4227	-0.083995	0.002452	0.069474
75 prcntil	0.14212	0.41616	0.055028	0.12644	-0.27597
Skewness	-0.020228	-0.15009	-0.52919	-0.52513	0.20727
Mean	0.298	-0.14467	0.051564	0.068243	0.075897
Stand. dev	-0.22471	0.22665	0.27837	-0.20194	0.42077
Median	0.29396	-0.10163	0.14288	0.02088	0.21494
25 prcntil	0.29693	-0.14971	-0.0013964	0.046786	-0.045039
75 prcntil	0.27237	-0.078126	0.23216	0.032865	0.38981
Skewness	-0.16135	-0.027564	-0.23013	0.59535	0.19892
Mean	0.30392	-0.10642	-0.019084	0.059444	0.054562
Stand. dev	-0.23224	0.10903	0.40895	-0.087763	0.38677
Median	0.30328	-0.095396	0.035363	0.037104	0.09304
25 prcntil	0.30108	-0.11709	-0.073176	0.035878	-0.091522
75 prcntil	0.29296	-0.094844	0.12075	0.060032	0.22935
Skewness	-0.14399	0.045451	-0.41033	0.4463	0.40489

4.3.3 Conclusión

Los resultados obtenidos indican que los parámetros morfológicos y los métodos estadísticos usados sirven para discriminar los medios sedimentarios. Para obtener estos parámetros morfológicos, el Malvern MorphologiG3 es una herramienta muy útil tanto por su rapidez como por su precisión.

De todas las variables calculadas por el Malvern MorphologiG3, el uso de la relación de aspecto, la convexidad y la circularidad han demostrado ser suficientes para describir la morfología externa de una partícula de arena, apoyándose estos resultados en estadística descriptiva y análisis de exploración de datos.

Según los resultados obtenidos, la convexidad y la circularidad son dos parámetros morfológicos que indican el grado de madurez textural de los sedimentos. Estos dos parámetros aumentan su valor cuando los sedimentos han sufrido un mayor transporte o un proceso más abrasivo. Por otro lado, la relación de aspecto no ha mostrado ninguna correlación clara con las facies sedimentarias, indicando que este índice se encuentra más relacionado con la forma inicial de la partícula que con el transporte sedimentario.

Otra de las variables que se ha evaluado en este trabajo ha sido el tamaño óptimo para el estudio de la morfología externa. Cada una de las muestras han sido separadas en tres fracciones de tamaño: 500-250 μm , 250-125 μm y 125-63 μm . Los resultados indican que la fracción mayor presenta mayores diferencias entre sus parámetros morfológicos según el medio sedimentario donde se ha generado este sedimento, es decir, que esta fracción es más sensible a los cambios de forma debido a los procesos sedimentarios. Al contrario, la fracción más pequeña analizada (125-63 μm) parece mostrar una menor capacidad para poder discriminar la historia del transporte sedimentario entre las facies estudiadas.

La aplicación del análisis de imagen sobre los sedimentos de Gran Dolina ha permitido distinguir el grado de madurez textural entre las facies fluviales y las facies de flujos de gravedad. Además, estos últimos mostraron valores morfológicos similares a las muestras de suelos de *terra rossa*, reforzando la hipótesis que indica que la *terra rossa* es el origen principal de la matriz de los sedimentos de Gran Dolina. Cuando el flujo de gravedad incluye gravas (Facies *debris flow* F), los parámetros morfológicos mostraron valores intermedios entre las facies gravitacionales y fluviales. Los datos obtenidos también han servido para estimar el origen sedimentario de algunas facies. Así, las facies de *debris flow* A y B muestran una mayor semejanza en sus parámetros morfológicos con las muestras de *terra rossa* analizadas, sugiriendo un mayor aporte de este suelo en la matriz de estos flujos de gravedad.

Las facies de canal de Gran Dolina se pueden considerar como los sedimentos más maduros del registro sedimentario acorde con los resultados obtenidos en la circularidad y la convexidad de sus partículas.

En las muestras de decantación y llanura de inundación se ha observado dos patrones diferentes: un grupo con valores de circularidad y convexidad altos y un grupo con valores bajos. El primero se ha relacionado con partículas provenientes de las facies de canal, mientras que el segundo grupo puede estar relacionado con formas heredadas desde el área fuente o debidas a la alteración post-deposicional de las llanuras de inundación.

Además, en este estudio se han identificado niveles de alteración en varios niveles de Gran Dolina que en las observaciones de campo son difíciles de identificar.

La comparación de los parámetros morfológicos con la posición estratigráfica de la muestra no ha mostrado ninguna correlación, indicando que las variaciones morfológicas responden a los procesos sedimentarios y no a ningún proceso post-deposicional o cambio climático externo relacionado con la cronología de la muestra. Esta falta de relación también nos indica que los procesos sedimentarios en Gran Dolina han sido muy similares a lo largo del tiempo y que el área fuente de los sedimentos no ha variado.

El apoyo en las técnicas estadísticas de análisis de componentes principales y análisis clúster ha demostrado ser de gran utilidad para la correcta interpretación de los resultados morfológicos. Los resultados de los componentes principales han mostrado la importancia de usar todas las variables estadísticas que describen la distribución de los parámetros morfológicos.

Estos resultados indican que la metodología desarrollada en este trabajo puede ser satisfactoriamente aplicada a otros medios sedimentarios y estratigrafías, aportando una forma rápida y precisa de medir e interpretar la forma de las partículas. Este trabajo cumple el objetivo de la tesis doctoral de aplicar nuevas técnicas en el estudio del relleno kárstico de Gran Dolina, desarrollando una técnica que se puede utilizar en otros medios sedimentarios.

4.4 Using 3D Models to Analyse Stratigraphic and Sedimentological Contexts in Archaeo-Palaeo-Anthropological Pleistocene Sites (Gran Dolina Site, Sierra de Atapuerca)

4.4.1 Introducción y artículo

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos a partir del estudio de los modelos 3D y las ortofotografías realizadas en el yacimiento de Gran Dolina. La digitalización y estudio en entornos 3D de las secciones estratigráficas y la sedimentología de los yacimientos arqueológicos permiten la medición y análisis de las morfologías sedimentarias y profundizar en los procesos de formación de los yacimientos (Neubauer, 2007; Westoby et al., 2012; Pavelka et al., 2014). La aplicación de estas técnicas en el yacimiento de Gran Dolina ha supuesto un apoyo para las interpretaciones estratigráficas y sedimentológicas hechas en los anteriores capítulos.

Las facies fluviales tienen un depósito sedimentario original principalmente horizontal y subhorizontal. En el capítulo 4, se han identificado varias de estas facies con un cierto buzamiento, no relacionada con el ambiente deposicional, que denotan una deformación posterior a su depósito sedimentario. Para cuantificar esta deformación es necesario hacer mediciones precisas. Además, el estudio del porcentaje de clastos que tienen los niveles sedimentarios no se pueden realizar en laboratorios, ya que la cantidad de sedimento que sería necesaria para que la muestra fuera representativa implicaría el muestreo de ingentes cantidades de sedimento (Farrand, 1975).

Los modelos 3D y la extracción de ortofotografías del mismo, junto al uso de software de GIS, permiten solventar estos problemas al proveer de una herramienta capaz de realizar mediciones precisas tanto de los ángulos como de las áreas en las imágenes.

Por tanto, este capítulo surge por la necesidad de usar nuevas técnicas que nos permitan analizar y cuantificar la deformación de los niveles de Gran Dolina y desarrollar una metodología útil para la cuantificación de clastos en los niveles sedimentarios. Con este trabajo, junto con el anterior capítulo, se cumple el objetivo de la tesis doctoral de aplicar nuevas técnicas al registro sedimentario de Gran Dolina.

Using 3D Models to Analyse Stratigraphic and Sedimentological Contexts in Archaeo-Palaeo-Anthropological Pleistocene Sites (Gran Dolina Site, Sierra De Atapuerca)

I. Campaña⁽¹⁾

A. Benito-Calvo⁽¹⁾

A. Pérez-González⁽¹⁾

A. I. Ortega⁽¹⁾

J.M. Bermúdez de Castro⁽¹⁾

E. Carbonell^(2,3)

¹ Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Burgos, España.

² IPHES, Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social, Tarragona, España.

³ Universitat Rovira i Virgili (URV), Campus Catalunya, Tarragona, España.

Abstract: Gran Dolina is a cavity that belongs to the second level of the Sierra de Atapuerca multi-level karst system and shows an Early and Middle Pleistocene sedimentary infilling 25 m thick, divided in eleven lithostratigraphic units. High densities of remains have been found in Gran Dolina, including hominid bones, fauna and lithic tools.

The use of 3D models in stratigraphy and sedimentology is a new topic that allows new analysis and studies, increasing the knowledge of archaeological sites. In Gran Dolina site, the application of 3D laser scanning and photogrammetry techniques have allowed performing 3D models, including RGB textures. The models were georeferenced to the excavation local coordinate system. From these 3D models, we identified and mapped the continuity and geometry of the sedimentary levels, reconstructing the site's original stratigraphy. The 3D geometry of the levels was used to measure the clasts' textures and the post-depositional dips of the layers. The latter helped us to infer input strikes as well as their variations in each level, and to recognize ancient sedimentary entrances.

Keywords: Laser scanner; Photogrammetry, Stratigraphic geometries, Gran Dolina site, Atapuerca, Early and Middle Pleistocene.

Introduction

Gran Dolina is a key site to understand Early and Middle Pleistocene human evolution in Europe (Rodríguez *et al.* 2011). The archaeo-paleontological remains of Gran Dolina have provided many works about Early and Middle Pleistocene that have enriched the knowledge about human lineage in Europe (Bermúdez de Castro *et al.* 2012; Bermúdez de Castro *et al.* 2015; Carbonell *et al.* 1999; Rodríguez-Gómez *et al.* 2013). Gran Dolina is a cavity belonging to the intermediate level of the Sierra de Atapuerca multi-level karst system (Ortega *et al.* 2013), which shows an Early and Middle Pleistocene 25 m thick sedimentary infilling, divided in eleven lithostratigraphic units and nineteen sedimentary facies (Pérez-González *et al.* 2001; Campaña *et al.* 2015). Although most of these units are archaeologically fertile and have provided a huge number of fossils and stone tools, TD6 and TD10 units are renowned for its richness and importance. A new hominid was defined, *Homo antecessor* (Carbonell *et al.* 1995; Bermúdez de Castro *et al.* 1997), with the remains found in TD6, while TD10 has provided two high density layers of archaeological and palaeontological remains (Ollé *et al.* 2013), related to the presence of *Homo heidelbergensis*.

The Sierra de Atapuerca is situated in Burgos (Spain), at the north of the Iberian Peninsula. It consists of a carbonated Mesozoic inlier represented by a gentle anticlinal ridge (Fig. 1, Benito-Calvo and Pérez-González 2015), that belongs to the most north-western outcrop of the Iberian Chain. It is situated in the NE Neogene Duero Basin. Here, a multi-level endokarst system is formed, composed by three sub-horizontal levels and 4.7 km of explored passages (Martín-Merino *et al.* 1981; Ortega *et al.* 2013). The opening of the caves to the outside during the Early Pleistocene due to regional fluvial incision and slope retreatment (Benito-Calvo *et al.* 2015), resulted in allochthonous sediment inputs and the accumulation of archaeo-paleoanthropological remains. Finally, a railway trench built during 19th century cut the intermediate level and exposed several karstic infills such as the ones related to Gran Dolina, Galeria Complex and Sima del Elefante sites.

The use of 3D models in stratigraphy and sedimentology is a new topic that allows new analysis and studies, increasing the knowledge of archaeological sites (Westoby *et al.* 2012; Pavelka *et al.* 2014; Neubauer 2007). In this work we analyse the geometry and texture of the stratigraphic layers using 3D models and orthophotos acquired by photogrammetry.

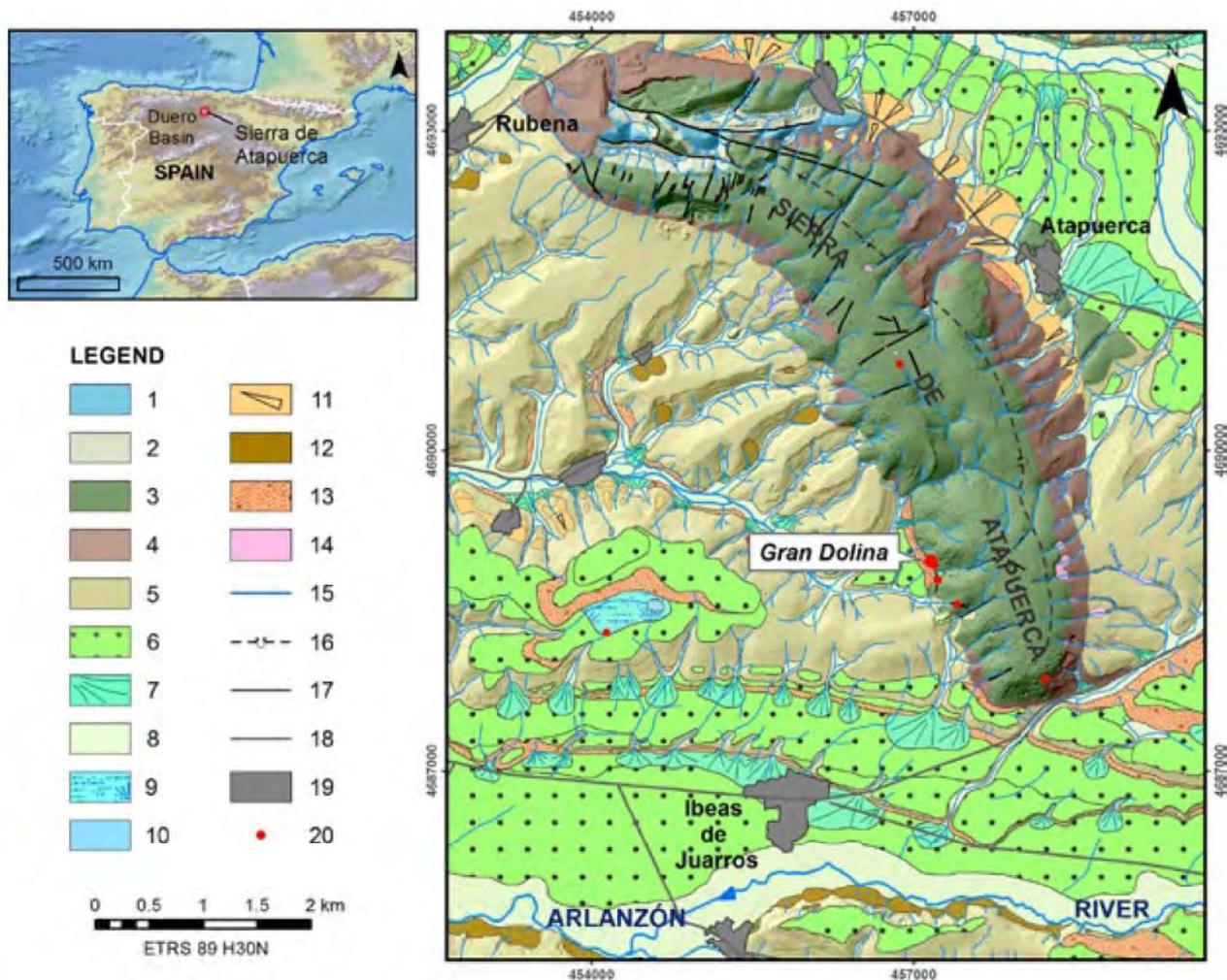


FIG. 1. GENERAL LOCATION AND GEOLOGICAL MAP OF THE SIERRA DE ATAPUERCA (SIMPLIFIED FROM BENITO-CALVO AND PÉREZ-GONZÁLEZ 2015). LEGEND: 1, JURASSIC; 2, EARLY CRETACEOUS; 3, LATE CRETACEOUS; 4, OLIGOCENE; 5, MIOCENE; 6, FLUVIAL TERRACES; 7, CONES; 8, FLOODPLAINS AND VALLEY FLOORS; 9, SEMI-ENDORHEIC AREAS; 10, SEASONAL POOLS; 11, GLACIS; 12, LANDSLIDES; 13, COLLUVIUM; 14, DOLINA FLOORS; 15, DRAINAGE NETWORK; 16, INFERRED OVERTURNED ANTICLINE; 17, FAULTS; 18, ROADS; 19, POPULATIONS; 20, ARCHAEOLOGICAL SITES.

1 Methodology

3D models of Gran Dolina site were performed using photogrammetry and laser scanner technologies. The three excavation surfaces (TD1, TD4 and TD10) were photographed with a Nikon D3X camera at different distances and angles. Then, the images were selected to avoid recurrent data and wrong images, and they were processed by Agisoft Photoscan 1.0.4 software. 3D models were improved and georeferenced using control points extracted from scanner cloud points.

We used two different laser scanners, Leica Scanstation C10 and Faro Focus X330, in the three surfaces. Leica Scanstation C10 is a time-of-flight laser scanner which point clouds are processed by the Cyclone 7.4 software. Faro Focus X330 is phase-shift scanner that uses Scene 5.4.2 software in its post-process. For both laser scanners, cloud points were acquired from different places in each surface and middle resolution configuration (~1 cm at 10 m) was used. Later, cloud points were cleaned and registered. The archaeological local coordinate system was introduced by targets.

Stratigraphic sections and measurements were carried out in ArcGIS 10.2, using orthophotos previously processed in Agisoft Photoscan. Sedimentary facies have been defined in previous work (Campaña *et al.* 2015).

2 Results and discussion

The use of laser scanners and photogrammetry technologies allowed us to perform measurements and analyses that would other way be very difficult or tedious to achieve (Larsson *et al.* 2015; Bennett *et al.* 2013). Post-depositional dips, strikes, and clast textures were measured in the 3D models and orthophotos in order to estimate sedimentary input strikes.

2.1 3D models

Three 3D models were performed using photogrammetric techniques (Fig. 2, 3 and 4).

The use of laser scanners has allowed comparing the accuracy of the models. TD1 and TD4 photogrammetric models have an



FIG. 2. TD1 MODEL BY PHOTOGRAMMETRY. 41 IMAGES USED.



FIG. 3. TD7-TD4 MODEL BY PHOTOGRAMMETRY. 44 IMAGES USED.

excellent fit, but TD10 model shows some difficulties. First, the boundary of the model shows an imprecise definition. Second, photogrammetry in the excavation area does not provide a realistic RGB texture. The first task could be corrected including more photos of the boundaries. The second difficulty was due to the irregular surface of TD10 in the excavation area, which is not present in the vertical sections of TD10 model. Anyway, the sections of TD10 are accurate and allow measurements.

2.2 Orthophotos

The stratigraphy and sedimentology of the Gran Dolina site were done using field observations and orthophotos. The dips of



FIG. 4. TD10 MODEL BY PHOTOGRAMMETRY. 39 IMAGES USED.

the units were calculated using the orthophotos in GIS software (Fig. 5, 6 and 7). For more details about the stratigraphy and sedimentary facies we refer to Campaña *et al.* 2015.

The dips of the layers in TD10 are similar in the east and the south section, indicating that the sediment input strike is towards the corner (see below). Post-depositional deformation is not found.

The TD7 to TD4 section shows a change of sin-depositional dip beside others post-depositional dips. TD5 and the lower layers of TD6 have a dip of 10°N. These layers are mainly grain-supported gravels with clayed silts and matrix-supported boulders. Gravels with lateral silts are interpreted as channel flow and floodplain facies (Campaña *et al.* 2015), which had surely a horizontal deposition. Therefore the actual dip of 10°N of this facies could be explained by post-depositional accommodation of the sediments. The TD5 deformation occurs in the north of the section and migrates progressively towards the south in TD6 layers.

TD6.2 and TD7 have other post-depositional dips (Fig. 6) and their origin is surely different to the previous layers. The south section is composed by mud and silt layers. These layers are more compacted than the ones with more limestone clasts. Their compaction could have caused the post-depositional deformation of TD6.2 and TD7.

TD1 sediments are fluvial laminated sands and silts, which are tilted and deformed toward the center of the cavity. Considering these characteristics and a putative horizontal deposition of these facies, the current tilting observed in these layers, could be explained as post-depositional processes. The dips decrease in the upper layers, which suggests sin-depositional deformation caused by the accommodation of the sediments and the silting. Moreover, the dips increase towards the west, where the centre of cavity is found, indicates more accommodation or elimination of the sediment towards the centre of the cavity and post-depositional folds.

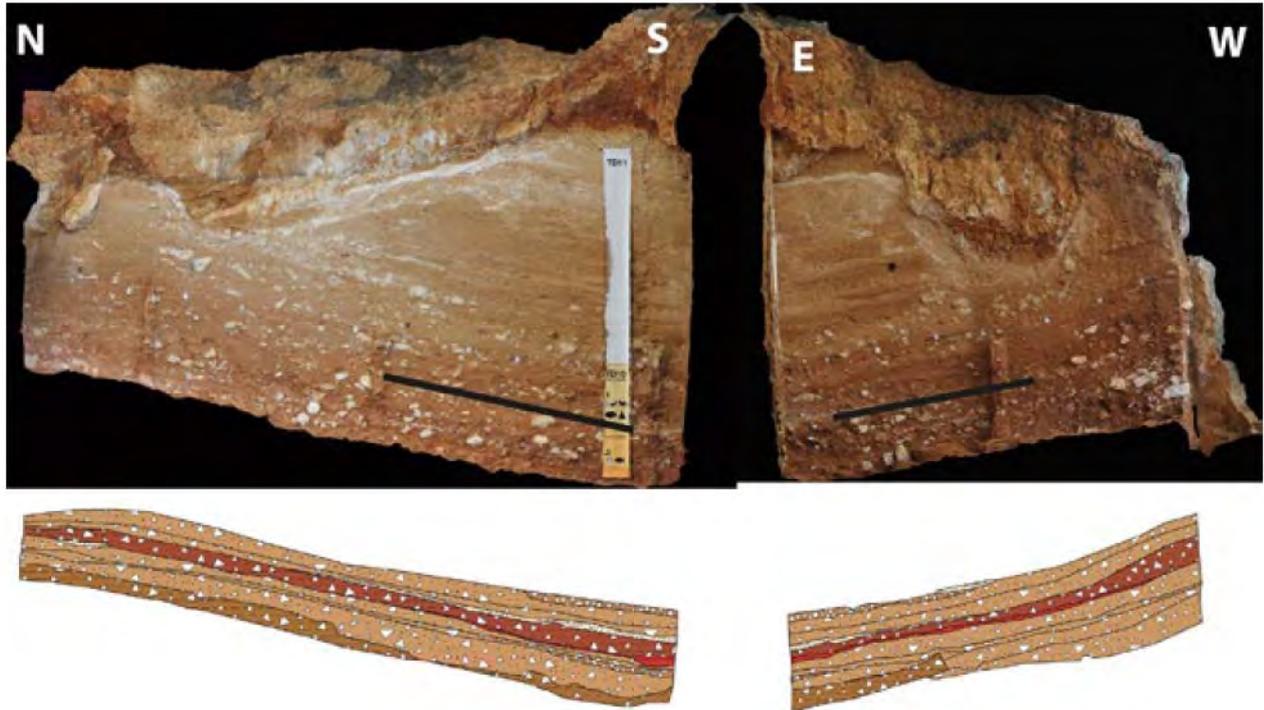


FIG. 5. EAST AND SOUTH SECTION OF TD10. EAST SECTION DIP: 11° S. SOUTH SECTION DIP: 11° E.

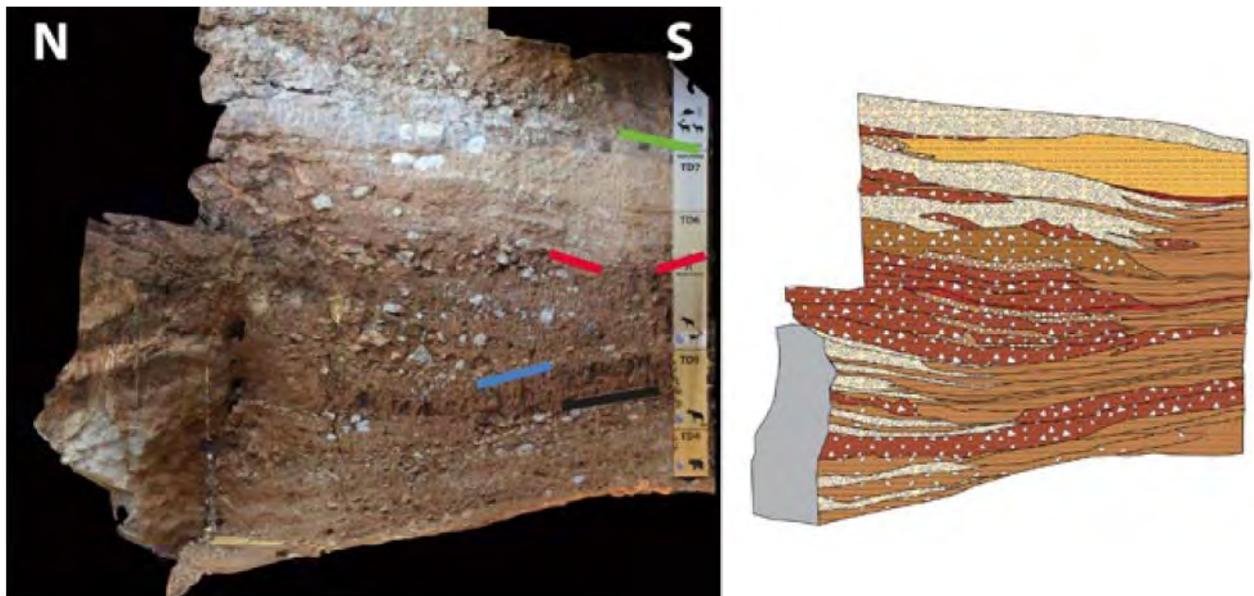


FIG. 6. TD7 TO TD4 SECTION. SILTY LAYERS HAVE POST-DEPOSITIONAL DEFORMATION. TD7 DIP: 11° S. TD6.2 DIP: 15°. N-S TD6 BASE DIP: 10°. N TD5 DIP: 10° N.

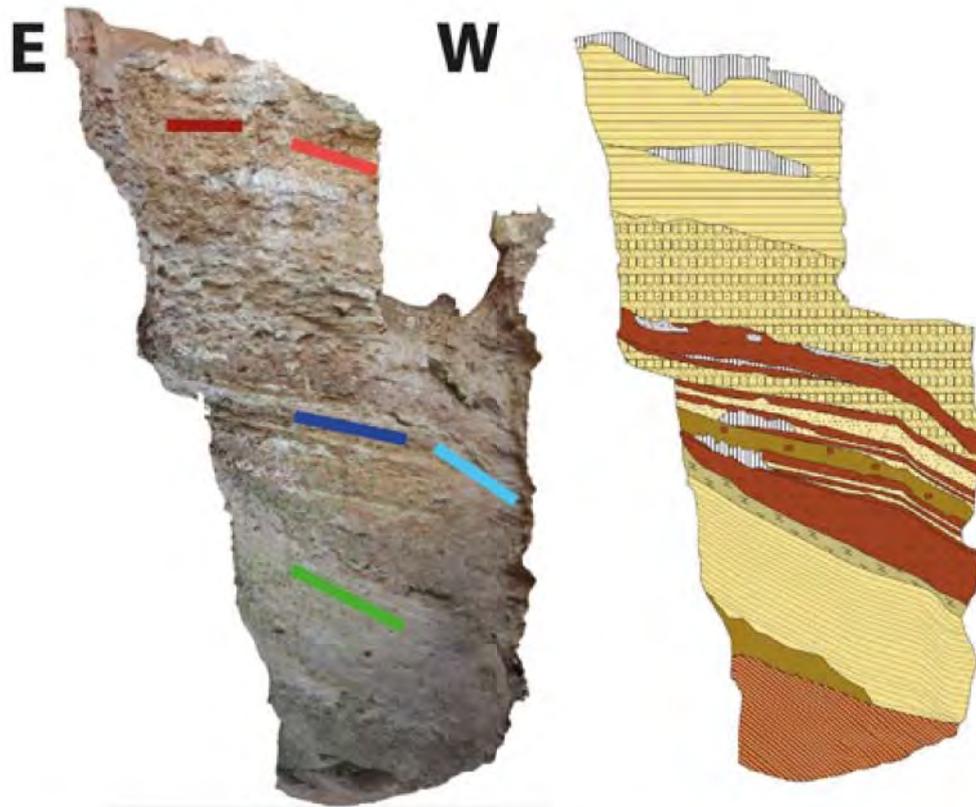


FIG. 7. TD1 SECTION. LOWER LAYERS HAVE A DIP OF 30° W. MIDDLE LAYERS HAVE A DIP OF 12° W, AND TO THE WEST INCREASED TO 33° W. UPPER LAYERS HAVE A DIP OF 0°, AND TO THE WEST INCREASED TO 15° W.

2.3 Clast texture

Campaña *et al.* (2015) defined six debris flow sedimentary facies in Gran Dolina site, where the clast percentage for each facies is estimated by field observations. The combined use of orthophotos and GIS software has allowed us to quantify the clast percentage of the sections (Table 1). In this work, the clast percentage of the four debris flow sedimentary facies (B, C, D and F) was calculated (Fig. 8, 9 and 10).

TAB. 1. CLAST PERCENTAGE FOR EACH DEBRIS FLOW FACIES ANALYSED.

	%Clast
Debris flow Facies B	10-20
Debris flow Facies C	35-45
Debris flow Facies D	20-30
Debris flow Facies F	10-30

The results support the debris flow facies classification showing similar values to the field observation (Table 1) (Campaña *et al.* 2015). Variations in the clasts percentage could be due to changes in the sediment source, energy flow or cave entrance. High percentage of clasts, as debris flow facies C, suggests a high energy flow that dragged all the available sediments through a large entry. Low percentage of clasts, as debris flow

facies B, indicates more fine sediment in the source, lower energy flow and therefore, there was no need of a large entry.

2.4 Sediment input strike

Sediment input strikes were mathematically calculated using the apparent dips and the strikes of both TD10 sections (Tab. 2). The dips were measured in the orthophotos using the layer geometries observed in the two sections. The resulted sediment input strikes have been projected in the 3D model.

TAB. 2. STRIKES AND DIPS CALCULATED USING TD10 SECTIONS.

Layer	Strike	Dip (E)
TD10-TD11	N45°E	12°
TD10.1.2	N39°E	15°
TD10.1.3	N39°E	14°
TD10.1.4	N40°E	15°
TD10.1.6	N38°E	16°
TD10.1 'Manta 1'	N33°E	15°
TD10.2.2	N35°E	18°
TD10.2.5	N45°E	20°

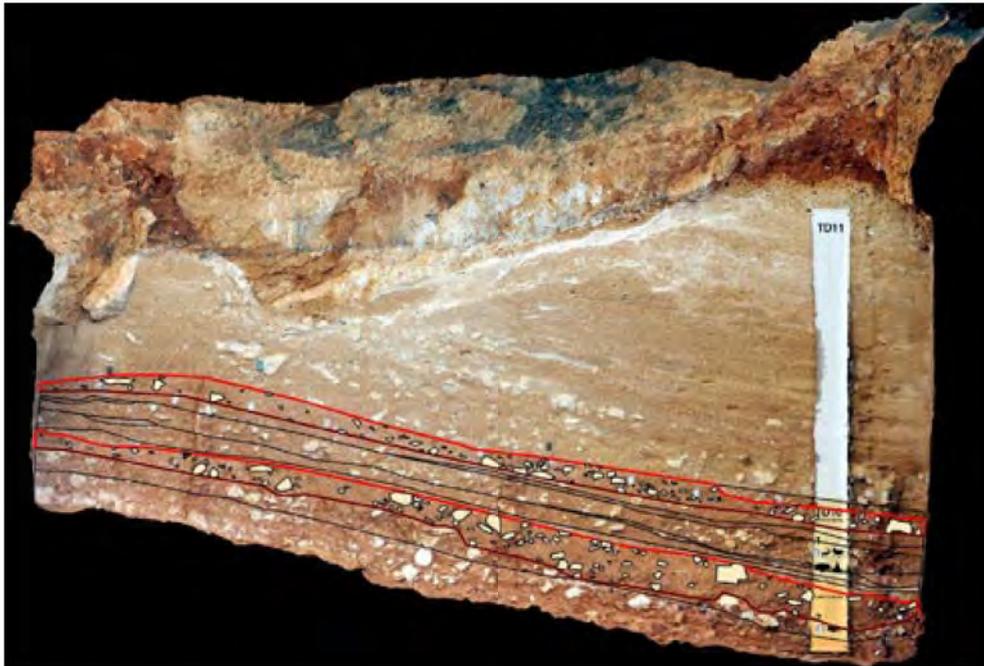


FIG. 8. NE SECTION OF TD10 WITH THE STRATIGRAPHIC LIMITS. RED LINES INDICATE THE LAYERS WHERE CLAST TEXTURE WAS MEASURED. THE IDENTIFIED CLASTS ARE MARKED.



FIG. 9. SE SECTION OF TD10 WITH THE STRATIGRAPHIC LIMITS. RED LINES INDICATE THE LAYERS WHERE CLAST TEXTURE WAS MEASURED. THE IDENTIFIED CLASTS ARE MARKED.

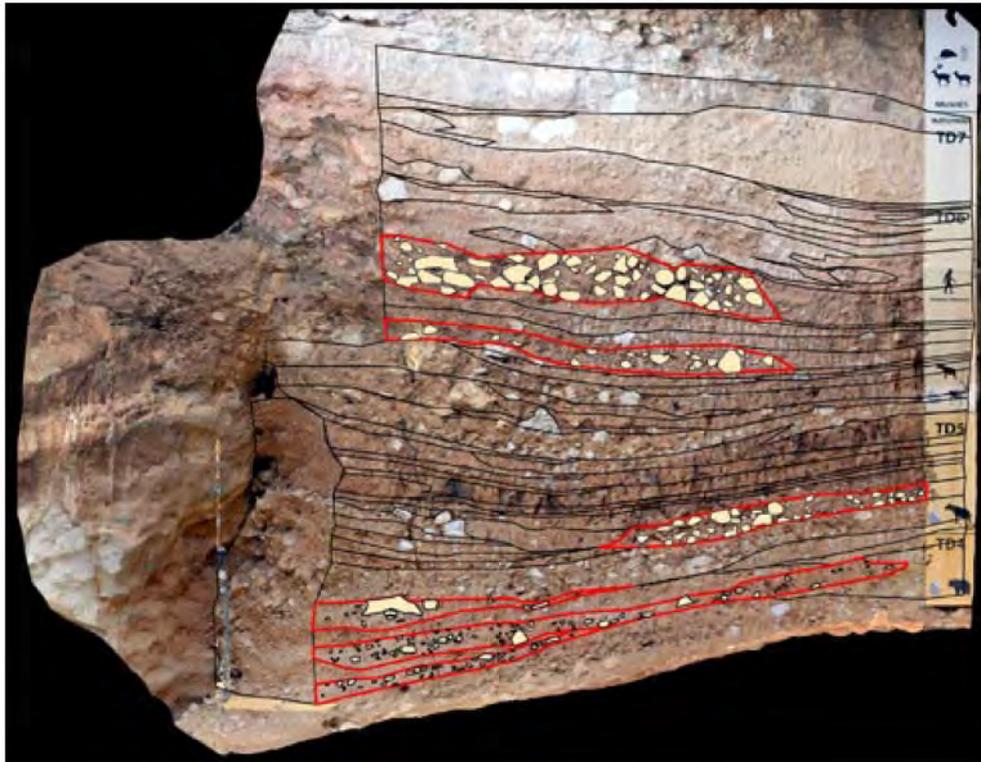


FIG. 10. TD7-TD4 SECTION WITH THE STRATIGRAPHIC LIMITS. RED LINES INDICATE THE LAYERS WHERE CLAST TEXTURE WAS MEASURED. THE IDENTIFIED CLASTS ARE MARKED.

The strike ranges from 33° to 45° with respect to the Y axis, while the dip values are situated between $12\text{-}20^\circ$ towards the East. Not trend is observed in the strike (Fig. 11), providing a range between $N45^\circ E$ and $N33^\circ E$ which indicates the entry of the sedimentary inputs. Small variations may have been caused by the accommodation to the local paleo-relief. Besides, the debris flow clast percentage previously calculated suggests a large entry, which would have enabled the access and settlement of hominids in the cave (Ollé *et al.* 2013).

TD10 dips show differences, varying from 20° from TD10.2, to 15° for TD10.1. A decrease of the dip towards the upper layers is observed (Fig. 11). This can be related with the progressive filling of the cave and its main entry, which could explain the progressive decrease of the use of the cavity by the Middle Pleistocene hominins (Ollé *et al.* 2013). During the human occupation, the palaeo-relief was a gentle slope towards the east, with an irregular surface of disorganized clasts.

3 Conclusions

The application of 3D laser scanning and photogrammetry techniques have allowed us to carry out 3D models, including RGB textures. From these 3D models, we have identified and mapped the continuity and geometry of the sedimentary levels, reconstructing the stratigraphy of Gran Dolina.

Particle size analysis of large clasts cannot be analysed by laboratory methods, because a large size and the amount of sample would be needed. Orthophotos and GIS software allow an approximation to quantify clast percentage in

the sedimentary units. The clast percentage supports the classification of sedimentary facies proposed in Campaña *et al.* (2015) and allow inferring the energy flow and entrance.

TD1 has a sin-depositional deformation and at least two post-depositional deformations. The sin-depositional deformation is indicated by the progressive decrease of the deformation dip towards the upper layers and is related to accommodation and filling. Post-depositional deformations are represented by two different dips in the middle layers. These deformations could be due to a loss of sediment volume in the centre of the conduct of Gran Dolina, either by accommodation or elimination of the sediments.

In TD7 to TD4 section, the dips indicated that two main post-depositional deformation processes have happened. First, processes affected TD5 and the base of TD6, inclining 10 grades the layers. Second, processes affected TD6.2, TD6.1 and TD7. Both folds could be explained by the accommodation of the finer deposits (silt and clay layers) and the first deformation is surely produced before the TD6.3.1 inputs. This could indicate a stable period without sediments inputs. The increase of clasts percentage in this section (facies B, D and C) suggests that an increase of the energy flow and size of the entry occurred during the final of Early Pleistocene. This enlargement of the entry could make the human presence in TD6.2 and TD6.1 possible.

TD10 sediment input strikes have been obtained using 3D stratigraphic boundaries of both sections. The strikes are very similar between them, indicating that the main entrance was

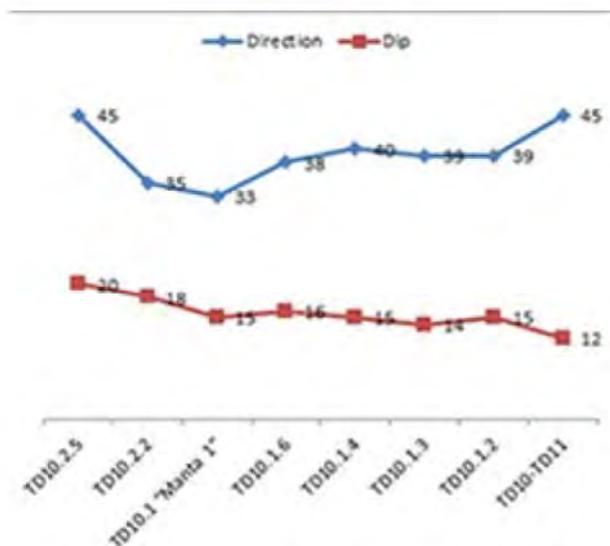


FIG. 11. DIPS AND DIRECTIONS OF THE SEDIMENT INPUTS OF TD10 LAYERS.

the same during this period. The little variations could be due to the accommodation of the sediment input to the paleo-relief. The dips show a decrease from TD10.2 to the boundary of TD10-TD11 (Fig. 11, Tab. 2) that was caused by the silting up of the west entrance. This progressive narrowing of the entrance could be related to the decrease of human presence in Gran Dolina.

Acknowledgements

This study was supported by the MINECO project, CGL2012-38434-C03-02. I. Campaña is the beneficiary of a predoctoral FPI Grant from the Spanish MINECO. Fieldwork at Atapuerca is supported by the Consejería de Cultura y Turismo of the Junta de Castilla y León. 3D models and spatial analysis were carried out using the facilities of the Laboratory of Digital Mapping and 3D Analysis (CENIEH). This work has benefited from discussion with Lucía Bermejo Albarrán and two anonymous reviewers.

Bibliography

- Bennett, M. R., P. Falkingham, S. A. Morse, K. Bates, Crompton, R. H. 2013. Preserving the Impossible: Conservation of Soft-Sediment Hominin Footprint Sites and Strategies for Three-Dimensional Digital Data Capture. *PLoS (Public Library of Science) ONE* 8, 4: e60755.
- Bermúdez de Castro, J. M., Arsuaga, J. L., Carbonell, E., Rosas, A., Martínez, I., Mosquera, M. 1997. A Hominid from the Lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: Possible Ancestor to Neandertals and Modern Humans. *Science* 276 (5317): 1392–5.
- Bermúdez de Castro, J. M., Carretero, J. M., García-González, R., Rodríguez-García, L., Martínón-Torres, M., Rosell, J., Blasco, R., Martín-Francés, L., Modesto, M., Carbonell, E. 2012. Early Pleistocene Human Humeri from the Gran Dolina-TD6 Site (sierra de Atapuerca, Spain). *American Journal of Physical Anthropology* 147 (4): 604-17.
- Bermúdez de Castro, J. M., Martínón-Torres, M., Martín-Francés, L., Modesto-Mata, M. Martínez-de-Pinillos, M., García, C., Carbonell, E. 2015. Homo Antecessor: The State of the Art Eighteen Years Later. *Quaternary International* 0. doi:10.1016/j.quaint.2015.03.049.
- Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., 2015. Geomorphology of the Sierra de Atapuerca and the Middle Arlanzón Valley (Burgos, Spain). *Journal of Maps* 11: 535–44. doi:10.1080/17445647.2014.909339.
- Benito-Calvo, A., Ortega, A.I., Pérez-González, A., Campaña, I., Bermúdez De Castro, J.M., Carbonell, E., 2015. Palaeogeographical reconstruction of the Pleistocene sites in the Sierra the Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary international*. In press.
- Campaña, I., Benito-Calvo, A. Pérez-González, A., Ortega, A. I., Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E. 2015. Pleistocene Sedimentary Facies of the Gran Dolina Archaeo-Paleoanthropological Site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Quaternary International*. In press.
- Carbonell, E., Bermúdez De Castro, J. M., Arsuaga, J. L., Díez, J. C., Rosas, A., Cuenca-Bescós, G., Sala, R., Mosquera, M., Rodríguez, X. P. 1995. Lower Pleistocene Hominids and Artifacts from Atapuerca-TD6 (Spain). *Science* 269 (5225): 826–30.
- Carbonell, E., García-Antón, M. D., Molló, C., Mosquera, M., Ollé, A., Rodríguez, X. P., Sahnouni, M., Sala, R., Vergès, J. M. 1999. The TD6 Level Lithic Industry from Gran Dolina, Atapuerca (Burgos, Spain): Production and Use. *Journal of Human Evolution* 37 (3-4): 653–93.
- Larsson, L., Trinks, I., Söderberg, B., Gabler, M., Dell'Unto, N., Neubauer, W., Ahlström, T. 2015. Interdisciplinary Archaeological Prospection, Excavation and 3D Documentation Exemplified through the Investigation of a Burial at the Iron Age Settlement Site of Uppåkra in Sweden. *Archaeological Prospection* 22(3): 143-56.
- Martín-Merino, M. A., Domingo, S., Antón, T. 1981. Estudio de Las Cavidades de La Zona BU-IV A (Sierra de Atapuerca). *Kaite* 2: 41–76.
- Neubauer, W. 2007. 'Laser Scanning and Archaeology: Standard Tool for 3D Documentation of Excavations.' *GIM International* 21 (10): 14–7.
- Ollé, A., Mosquera, M., Rodríguez, X.P., de Lombera-Hermida, A., García-Antón, M. D., García-Medrano, P., Peña, L. 2013. The Early and Middle Pleistocene Technological Record from Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary International* 295: 138–67.
- Ortega, A. I., A. Benito-Calvo, A. Pérez-González, M. A. Martín Merino, R. Pérez-Martínez, J. M. Parés, A. Aramburu, J. L. Arsuaga, J. M. Bermúdez de Castro, and E. Carbonell. 2013. 'Evolution of Multilevel Caves in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain) and Its Relation to Human Occupation.' *Geomorphology* 196: 122–33. doi:10.1016/j.geomorph.2012.05.031.
- Pavelka, K., Reznicek, J., Matouskova, E., Faltynova, M. 2014. Using of Close Range Photogrammetry in Image Based Modelling Form for Archaeology. In *35th Asian Conference on Remote Sensing 2014, ACRS 2014: Sensing for Reintegration of Societies*: 1353-8.
- Pérez-González, A., Parés, J. M., Carbonell, E., Aleixandre, T., Ortega, A. I., Benito, A., Martín Merino, M. A. 2001. Géologie de La Sierra de Atapuerca et Stratigraphie Des Remplissages Karstiques de Galeria et Dolina (Burgos, Espagne). *L'Anthropologie* 105 (1): 27–43.

I. CAMPAÑA ET AL: USING 3D MODELS TO ANALYSE STRATIGRAPHIC AND SEDIMENTOLOGICAL CONTEXTS

- Rodríguez-Gómez, G., Rodríguez, J., Martín-González, J. T., Goikoetxea, I., Mateos, A. 2013. Modeling Trophic Resource Availability for the First Human Settlers of Europe: The Case of Atapuerca TD6. *Journal of Human Evolution* 64 (6): 645–57. doi:10.1016/j.jhevol.2013.02.007.
- Rodríguez, J., Burjachs, F., Cuenca-Bescós, G., García, M., Van der Made, J., Pérez González, A., Blain, H. A., Expósito, I., López-García, J. M., García Antón, M., Allué, E., Cáceres, I., Huguet, R., Mosquera, M., Ollé, A., Rosell, J., Parés, J. M., Rodríguez, X. P., Díez, C., Rofes, J., Sala, R., Saladié, P., Vallverdú, J., Bennisar, M. L., Blasco, R., Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E. 2011. One Million Years of Cultural Evolution in a Stable Environment at Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary Science Reviews* 30 (11-12): 1396-1412.
- Westoby, M. J., Brasington, J., Glasser, N. F., Hambrey, M. J., Reynolds, J.M. 2012. 'Structure-from-Motion' Photogrammetry: A Low-Cost, Effective Tool for Geoscience Applications. *Geomorphology* 179 (0): 300–14.

4.4.2 Conclusión

El uso de los escáneres láseres y la técnica de la fotogrametría han permitido obtener un registro en 3D y 2D de las secciones estratigráficas de Gran Dolina y de la superficie de excavación. Sobre estos modelos se han digitalizado los límites estratigráficos y sedimentológicos de las unidades lito-estratigráficas más importantes del yacimiento permitiendo hacer mediciones de manera sencilla y precisa que de otro modo serían complejas e imprecisas en el campo.

Se han identificado y cuantificado la deformación sin-deposicional y post-deposicional de la unidad lito-estratigráfica de TD1. La deformación sin-deposicional se caracteriza por la progresiva pérdida de la pendiente hacia los niveles superiores. La deformación post-deposicional muestra dos buzamientos diferentes en los niveles intermedios: una primera de 12°O y una segunda más pronunciada de 33°O. Estas deformaciones se han interpretado como una pérdida de volumen del sedimento en el centro del conducto, ya sea por acomodación de este sedimento o por erosión.

En la sección estratigráfica donde se aprecia las unidades desde TD8 hasta TD4, se han identificado dos deformaciones post-deposicionales principales: una localizada en TD5 y en la base de TD6 con unos 10° de deformación hacia el noroeste, y otra que afectaría a las sub-unidades TD6.2, TD6.1 y la unidad TD7 de 15° y 11° de buzamiento hacia el sureste. Estas deformaciones se deben a la acomodación de los sedimentos de los niveles inferiores.

El porcentaje de clastos de los niveles sedimentarios de Gran Dolina solo se había podido estimar previamente con observaciones de campo. Combinando programas de SIG y orto-fotografías, se ha podido cuantificar el porcentaje de clastos de varios niveles de las unidades TD4, TD5, TD6 y TD10. Los datos obtenidos han apoyado las interpretaciones de las facies sedimentarias realizadas en el capítulo 4 de la presente tesis doctoral.

Mediante el uso de los modelos 3D, se ha podido reconstruir las direcciones de aporte y el buzamiento de los niveles de la unidad TD10. Las direcciones de aporte muestran valores muy similares, sugiriendo que estos sedimentos provienen de la misma entrada de la cueva, situada en el oeste, en la posición del relleno sedimentario de Penal. El buzamiento disminuye progresivamente hacia el techo de la unidad, sugiriendo la colmatación de la entrada.



5 DISCUSIÓN

5.1 Las facies sedimentarias de Gran Dolina

Las cuevas funcionan como trampas de sedimentos, acumulando y preservando los depósitos que entran en su interior (Farrand, 2001), los cuales pueden entrar mediante la acción de varios procesos sedimentarios. El estudio de las facies sedimentarias presentes en los distintos niveles estratigráficos nos permite interpretar estos procesos geológicos y su sucesión en el tiempo.

A la hora de estudiar y definir estas facies, hay que tener en cuenta que las cuevas actúan como cuencas sedimentarias restringidas por las paredes de la cueva y la morfología y tamaño de la entrada a la misma. Estas características hacen que los procesos sedimentarios se encuentren espacialmente más limitados en comparación con los acaecidos al aire libre (Gillieson, 1998) y pueden dificultar su identificación.

Gran Dolina es una cueva que forma parte de una galería mayor que continua hacia el ESE y que seguramente se relaciona con el sistema de Galería (Bermejo et al., 2017). Tiene una morfología freática y vadosa, aunque según los estudios geofísicos esta última morfología no se continúa hacia el interior del karst (Bermejo et al., 2017). Por tanto, la incisión del conducto solo se produce en su extremo final y los sedimentos depositados en esta sección seguramente no se encuentren representados hacia el interior. El actual corte estratigráfico disponible de la cueva es un corte oblicuo a la dirección principal del conducto, exagerando el tamaño de la cueva, especialmente en su sección vadosa donde el conducto no superaría los 5 metros de ancho mientras que en la sección freática el conducto llega hasta unos 12 metros de ancho. Esta diferencia en la morfología de Gran Dolina ya nos indica que el desarrollo de las facies sedimentarias en la parte vadosa y en la parte freática tuvo que ser diferente, estando más constreñidas en la primera parte y teniendo más desarrollo en la segunda.

La entrada de la cueva de Gran Dolina ha ido variando a lo largo del Pleistoceno. La posición de las entradas condiciona la dirección de entrada de los sedimentos y la morfología del depósito. En Gran Dolina se han identificado tres entradas principales (Capítulo 4) por donde se han introducido las grandes masas de sedimento. Además de estas entradas, la dirección del aporte de otros depósitos indica la existencia de otras entradas secundarias, es decir, entradas de menor tamaño que la entrada principal que han funcionado durante cortos periodos de tiempo.

El cambio en la dirección de aporte de los sedimentos también provoca que la morfología de la superficie de la cueva cambie tras cada depósito. Cada entrada de sedimentos posterior se debe amoldar a la nueva superficie, estos cambios pueden provocar cambios relativos en la morfología de los cuerpos sedimentarios según el corte de la sección estratigráfica, induciendo a error en el momento de interpretar la dirección de la entrada a la cueva.

Otra dificultad en el estudio de la sección estratigráfica que se nos presenta es que los depósitos sedimentarios son cuerpos tridimensionales y el estudio de Gran Dolina se ha realizado a partir de las secciones estratigráficas existentes. La dirección de corte de la Trinchera del ferrocarril no es perpendicular al conducto, sino que nos encontramos con un corte oblicuo. Este corte hace que en la sección se exagere la longitud de los depósitos y se observe un buzamiento aparente en la mayoría de ellos.

La clasificación de facies sedimentarias en Gran Dolina se ha realizado basándose en los estudios previos de este yacimiento (Gil et al., 1987; Parés y Pérez-González, 1999; Pérez-González et al., 2001; Berger et al., 2008; Bermúdez de Castro et al., 2008) y en la bibliografía de sedimentos en cuevas disponible (Gillieson, 1986; White, 2007; Madeyska y Cyrek, 2002; Farrant, 2004 entre otros).

La primera diferenciación que se ha hecho entre los sedimentos de Gran Dolina en el capítulo 4 son las facies alóctonas y autóctonas. La definición de autóctono y alóctono hace referencia al origen de los sedimentos y ha sido ampliamente usado en las clasificaciones de sedimentos de cuevas (Goldberg y Sherwood, 2006; Ford y Williams, 2007; White, 2007). Las facies autóctonas (unidades TD1 y TD2 principalmente) se han relacionado con sedimentos finos que se encuentran en la base de los rellenos sedimentarios en cuevas (Ford y Williams, 2007; Fornós et al., 2009; Martini, 2011). El origen de estos sedimentos se ha explicado como el resultado de la disolución/erosión de la caliza (Bosch y White, 2004; White, 2007; Farrant y Smart, 2011). Aunque no podemos obviar una cierta influencia de este residuo en el sedimento, el bajo porcentaje de residuo que tiene la caliza de la Sierra de Atapuerca, inferior a 0,1 gr por kg (Aleixandre y Pérez-González, 1999), sugiere que existe otra fuente para los 7 metros de relleno sedimentario autóctono que se ha encontrado en la base de Gran Dolina. En el capítulo 6 se ha analizado la morfología externa de parte de estas arenas. Los resultados obtenidos indican que estas partículas han tenido un transporte, seguramente por un curso fluvial, como también indica el resto de características del depósito. Cabe plantearse entonces la idoneidad del término autóctono para describir un sedimento transportado en el interior de la cueva. Siguiendo este mismo discurso, el término alóctono tampoco es del todo idóneo, aunque las facies descritas como alóctonas son efectivamente provenientes del exterior de la cueva, parte de los sedimentos de interior también tienen un origen externo.

En su clasificación de facies, Springer y Kite (1997) hacen una primera diferenciación entre facies freáticas y facies vadosas. En este caso, se hace referencia a la dinámica hídrica de la cueva para diferenciar las facies sedimentarias. En el caso de Gran Dolina, la mayoría de las facies que se han definido como autóctonas entrarían dentro del grupo de facies freáticas, mientras que las facies alóctonas se corresponderían a las facies vadosas, a excepción de los espeleotemas. Esta relación, en el caso de Gran Dolina, se debe al hecho de que la cueva se abre al exterior cuando ya está en condiciones vadosas, permitiendo la entrada de sedimentos

externos de la ladera, pero estas condiciones vadósas si tienen lugar en la cueva antes de su apertura, como indican el crecimiento de espeleotemas.

Es necesario estipular un criterio de diferenciación entre ambos grupos de facies debido a sus características e implicaciones sedimentarias. Teniendo en cuenta el caso específico de Gran Dolina, donde los términos autóctono y alóctono no se adecuan totalmente, se postula diferenciar entre facies de interior y facies de exterior. Las facies de interior son las formadas en un régimen local de cueva cerrada o con una entrada suficientemente lejana para que se deposite sedimentos después de un transporte más o menos largo por el interior del karst. Las facies de exterior se definen como las formadas con un régimen local de cueva abierta, es decir, con una entrada al exterior que permite el depósito de sedimentos con poco transporte en el interior de la cavidad.

5.1.1 Facies de interior

Como se recoge en el capítulo 4, se han identificado 7 facies de interior en Gran Dolina. En ellas se puede diferenciar entre facies químicas y facies clásticas. Las facies químicas son aquellas que se depositan por crecimiento mineral o alteración y son incluidas en las clasificaciones de facies sedimentarias de varios autores (Gillieson, 1998; Ford y Williams, 2007; White, 2007), normalmente separando por composición química. De este tipo de facies, la más común y característica de las cuevas son los espeleotemas.

El espeleotema es una facies sedimentaria caracterizada por el crecimiento de calcita autigénica que aparece en otras clasificaciones de facies sedimentarias de cuevas nombradas como travertinos (Springer y Kite, 1997; White, 2007). Esta facies se ha usado como un importante indicador paleoambiental debido que preserva la señal isotópica en el momento de su formación (Ford y Hill, 1999; van Beynen et al., 2004; Ford y Williams, 2007; Demény et al., 2017). Su incidencia se suele relacionar con óptimos climáticos. Además, los espeleotemas solo crecen en medios aéreos, por tanto son indicadores del abandono del nivel freático en la cueva (Springer y Kite, 1997). Por otro lado, el crecimiento de este depósito se presume relativamente lento, siendo necesario que no se haya producido depósitos sedimentarios durante un largo periodo de tiempo, es decir, nos indican un hiato (Gillieson, 1986) y seguramente, aunque no exclusivamente, un régimen local de cueva cerrada. Debido a ello, su recurrencia en la sección sobre unidades estratigráficas donde prevalecen las facies de exterior (TD7, TD8-9) es muy importante para indicar el colapso o colmatación de las entradas de la cueva y el aislamiento de Gran Dolina (Fig. 5.1).



Fig. 5.1: Espeleotema en TD1 y TD2 sellando sendas unidades lito-estratigráficas.

Las caídas de bloques son una de las facies sedimentarias más descritas en cuevas (Lawson, 1995; Gillieson, 1998; Springer y Kite 1997; Ford y Williams 2007; White, 2007 entre otros). Son grandes bloques de pared y techo de cueva desplomados sobre el suelo de manera puntual debido a un desequilibrio en sus paredes y/o techo. Algunos autores los han relacionado con gelifracción, terremotos o con momentos donde el régimen freático abandonaba la cueva y la falta de la presión hidrostática produce el colapso (Gillieson, 1998), sin embargo puede darse por tantos factores que es muy difícil establecer cuál fue el proceso que lo ocasiona (Lawson, 1995). Aunque se clasifica como una facies de interior debido a que el material aportado son la propias paredes de la cueva, el depósito de estas facies no implica un medio cerrado y es común que se produzca en las entradas de la cueva cuando, debido a la erosión exterior, estas se desploman. En Gran Dolina se han identificado en las unidades de TD2 y TD10. En la unidad inferior, la caída de estos bloques provoca la deformación de los sedimentos infrayacentes, sugiriendo que estos grandes bloques se depositaron por una caída libre. Teniendo en cuenta la posición actual de este nivel, la caída de los bloques podría ser de hasta 15 metros de altura para la unidad de TD2. En la unidad TD10, algunos de estos grandes bloques son posteriormente incluidos en las entradas de flujos de gravedad que se observan en unidad. La caída de bloques se ha relacionado con eventos de apertura de la cueva o de ensanchamiento.

El guano es un sedimento muy común en cuevas (Hilly Forti, 1997; Goldberg, 2000; Karkanaset al., 2002; Bird et al., 2007; Dykes, 2007; Frost y Palmer, 2010; Mearan et al., 2010; Onac y Forti, 2011) y se incluye en varias clasificaciones de sedimentos kársticos (Gillieson, 1998; Ford y Williams, 2007; White, 2007).

En Gran Dolina se ha encontrado un nivel muy rico en fosfatos, TD9, que anteriormente se había descrito como guano (Parés y Pérez-González, 1995; Pérez-González et al., 2001). Aunque hay algunos indicios que sugieren que ese nivel estaba formado originalmente por guano, como su composición química, la micromorfología (Vallverdú, 2002) o la presencia de hongos coprófagos (Expósito et al., 2017), se ha preferido ser cauto en su definición y usar el término más amplio de acumulación fosfática para definir la facies sedimentaria. Aparte de la unidad TD9 se ha observado precipitaciones y alteraciones de las calizas en fosfatos en otras partes del registro sedimentario como en niveles de TD6, TD4 y TD10 (Fig. 5.2). Estas alteraciones fosfáticas no tienen suficiente entidad para asignarles esta facies sedimentaria siendo solo hallazgos puntuales dentro de otras facies sedimentarias. Los análisis mineralógicos han revelado que los fosfatos de Gran Dolina son hidroxil-apatito con variaciones en la composición del radical carbonato que, junto con la diferencia de cristalización, provocan costras laminadas (Campaña et al., 2012). La identificación del fosfato como hidroxil-apatito nos indica que el pH nunca bajó de 7 (Karkanis et al., 2000).

Los residuos de la alteración de la caliza se han considerado como uno de los agentes principales de acumulación de sedimentos tanto en cuevas como en los suelos formados en el exokarst: las *terra rossa* (Durn et al., 1999; Delgado et al., 2003 entre otros). Esta facies sedimentaria se define como las arcillas y limos formados por la disolución de la roca carbonatada y que no muestran ninguna evidencia de transporte (White, 2007). También se han denominado facies *backswamp* por la semejanza entre las cuevas con muy poco aportes exteriores, como las cuevas de tipo laberinto, y los procesos de que se producen en los pantanos, ya que estas facies no tienen apenas transporte depositándose por decantación (Bosch y White, 2004). En Gran Dolina se ha identificado estas facies en el sedimento de techo y paredes de la cueva, en la unidad TD11. En los experimentos que se realizaron para conocer el residuo de la caliza, se obtuvo un residuo que representaba menos del 1% en peso de la caliza disuelta, y estaba formado prácticamente solo por fracciones de limos y arcillas (Aleixandre y Pérez-González, 1999; Berger et al., 2008). Esto implica que la caliza cretácica es muy pobre en residuo y que sería necesario disolver una gran cantidad de caliza para acumular una cantidad de residuo suficiente (Berger et al., 2008). Aunque la



Fig. 5.2: Costras fosfáticas crecidas alrededor de los clastos de caliza en la subunidad TD10.4. El nivel amarillo que se observa debajo es la unidad TD9, formada por facies de fosfatos.

caliza cretácica que se encuentra en la trinchera es bastante homogénea, exceptuando un nivel de conglomerado calizo, para poder avanzar en este problema y hacer una aproximación real sobre la cantidad de residuo que se generaría, sería necesario hacer un muestreo sistemático de la columna estratigráfica mesozoica de la Sierra de Atapuerca y comprobar su residuo sólido. No obstante, incluso en ese caso, no se podría descartar que exista un residuo sólido de una unidad estratigráfica mesozoica que actualmente se encuentre en su totalidad erosionada. Partiendo de la hipótesis de que la caliza que forma la cueva de Gran Dolina es pobre en residuo sólido, se explica que la facies sedimentaria de residuos de alteración sea minoritaria y solo se encuentre en las zonas de contacto del sedimento con la roca caja. Esta posición indicaría un origen post-deposicional, formada después de que la cueva estuviera colmatada debido a la escorrentía del agua entre la inter-fase sedimento-caliza.



Fig. 5.3: Facies fluviales de interior de la unidad lito-estratigráfica de TD1. Se aprecia la laminación de las arenas, limos y arcillas.

Las facies fluviales autóctonas se han definido como una alternancia de limos, arcillas y arenas, siendo muy similares a las definidas por Springer y Kite (1997) como facies freáticas de alternancia de limos y arcillas (Fig. 5.3). Estas facies son indicadoras de un régimen hídrico más o menos constante en el interior de la cueva que se puede relacionar con procesos hídricos a nivel regional (Hunt et al., 2010). Esto nos sugiere que, seguramente, en el momento del depósito de estas facies, Gran Dolina se encontraba bajo el nivel freático, encontrándose la cueva parcialmente inundada (Springer y Kite, 1997), como también indica los estudios geomorfológicos (Benito-Calvo et al., 2017). En el capítulo 4 se han separado tres facies sedimentarias cuya principal diferencia es su textura. Las tres facies fluviales de interior de Gran Dolina se caracterizan por presentar laminaciones, con una alternancia de láminas de arenas, limos y arcillas.

Este tipo de sedimento es común en las cuevas, definiéndose como arcillas varvadas (Ford y Williams, 2007) y se ha asociado con depósitos de varvas lacustres, especialmente ligados a regiones glaciares (Ford y Williams, 2007). Sin embargo, otros investigadores han indicado que la formación de estas laminaciones es debida a flujos hídricos, las cuáles transporta el sedimento al interior de la cueva, ya sea por eventos puntuales como tormentas o por crecidas de ríos subterráneos (Reams, 1968; Bull, 1981; Gillieson, 1998; Springer y Kite, 1997; Angelucci y Zilhão, 2009). En Gran Dolina, el espacio temporal que cubre estos sedimentos indica que el intervalo de cada laminación debe ser mayor que un año, aunque a falta de dataciones de precisión, solo se puede especular con el intervalo temporal que cada una representa.

Las facies A se han definido como limos arenosos laminados con nódulos blandos de otras litologías. Los nódulos blandos nos indican una cierta energía del flujo hídrico capaz de erosionar depósitos sedimentarios anteriores, además la estratificación horizontal responde a un medio con cierto movimiento del flujo (Gillieson, 1998). Las arenas y limos que componen el depósito de estas facies también pudieron ser retrabajadas de otros niveles anteriores, de hecho estas facies son las más modernas, apareciendo en TD2 y a techo de TD1.

Las facies B se definen como una alternancia de limos arcillosos laminados y niveles cementados que eventualmente muestran crecimientos espeleotémicos. Estas facies se formaron en un régimen hídrico con menos energía que las facies A. Los niveles cementados, con algún crecimiento espeleotémico, nos indican momentos periódicos de parada del régimen hídrico. Aunque algunas de estas cementaciones pueden ser de origen postdeposicional, la aparición de crecimientos espeleotémicos en varios niveles sugiere que la cementación es debido a eventos de bajada del nivel epifreático. Este proceso cíclico mayor a su vez se encuentra con ciclos sedimentarios más cortos observados por la laminación que responde a la mayor o menor presencia de arcillas. Estas facies por tanto nos indican un momento de constantes cambios en el régimen hídrico, con aumentos y disminuciones de la energía cíclicos y con eventos de bajada del nivel freático que dejaría expuesto el depósito sedimentario.

Las facies C son una alternancia de arenas limosas y arcillas que se observan en TD1. Estas facies se encuentran en la base de TD1, apoyadas sobre el suelo de la cueva, por tanto representan la sedimentación más antigua de Gran Dolina. Estas facies nos indican un régimen hídrico más o menos constante como en el caso de las facies A, pero la menor granulometría de sus sedimentos sugiere una menor energía en este punto. La laminación inclinada de este nivel nos indica un medio con poca energía con agua totalmente en calma que permitía el depósito del sedimento amoldándose a la superficie (Gillieson, 1998).

5.1.2 Facies de exterior

Las facies de exterior tienen una gran importancia en Gran Dolina ya que son los sedimentos donde se encuentran los restos fósiles y el material arqueológico. Se ha identificado 14 facies sedimentarias diferentes agrupadas en dos grandes grupos: flujos sedimentarios de gravedad y cursos fluviales, con una facies mixta.

Los flujos de gravedad son procesos sedimentarios que se producen en momentos puntuales como eventos muy rápidos, instantáneos desde el punto de vista geológico (Gillieson, 1986; Kovanen y Slaymaker, 2008), mientras que los cursos fluviales son eventos que pueden tener una mayor duración que implican una corriente constante o esporádica dentro de la cueva, la cual introduciría el sedimento (Springer y Kite, 1997; Bosch y White, 2004).

Los flujos de gravedad se definen como flujos de sedimentos o mezclas sedimento-fluido en movimiento debido a la acción de la gravedad. Dentro de este grupo se engloba las facies sedimentarias de *diamicton* definidas por Gillieson (1986) y usadas en diferentes clasificaciones posteriores (Bosch y White, 2004; Springer y Kite, 1997). El término *diamicton* se define como sedimentos terrígenos no clasificados o pobremente clasificados que contiene un amplio rango de tamaños de partículas, que varía desde tamaños arcillas a tamaños bloques. Aunque esta definición es puramente textural, el término se suele usar para describir sedimentos glaciogénicos (Hambrey y Glasser, 2005; Hansen et al., 2007). La clasificación de facies sedimentarias de Gran Dolina se ha elaborado usando términos que hacen referencia a procesos sedimentarios, no a texturas o depósitos. Los *diamicton* observados dentro de las cuevas se han relacionado con procesos de *debris flow* o flujos de gravedad (Gillieson, 1986; Bosch y White, 2004; Pawelec, 2006; White, 2007). Springer y Kite (1997) separan en su clasificación entre *diamicton* y flujo de gravedad, asociando el primero a depósitos con matriz arcillosa y los segundos a depósitos de coluvión y colapso. Debido a que *debris flow* describe un proceso sedimentario se ha usado este término para definir los depósitos sedimentarios heterogéneos en la clasificación de facies sedimentarias de Gran Dolina (capítulo 4).

Los flujos de gravedad han sido ampliamente estudiados desde un punto de vista reológico, especialmente los *debris flow* (Postma, 1986; Dasgupta, 2003; Iverson, 1997, 2003). Según Coussot y Meunier (1996), los *debris flow* son flujos de una fase donde se pueden distinguir dos variantes extremas, *debris flow* barroso o cohesivo, y *debris flow* arenoso o no cohesivo. Otros autores sin embargo discuten esta afirmación, al considerar que, desde un punto de vista reológico, todos los *debris flow* son cohesivos (Mulder y Alexander, 2001). Por otro lado, Iverson (2003) expone que no se puede conocer la reología de un *debris flow* a partir de su depósito sedimentario, invalidando las discusiones previas sobre esta cuestión.

Dasgupta (2003) realiza una clasificación de los flujos de gravedad en función de su contenido en arcillas y la relación partícula/agua. En esta clasificación se diferencia cuatro tipos de reología:

- **Flujo fluido:** Dentro de este tipo se engloban los flujos de carácter turbulento, con un número de Reynolds inferior a 2000. Dentro de esta categoría se encuentran los flujos de barro y las corrientes de turbidez. Se caracterizan por tener más de un 85% en limos y arcillas, y contener clastos flotados de pequeño tamaño y aislados. En Gran Dolina este tipo de flujo se correspondería con los flujos de barros.
- **Flujo semi-plástico:** Son los flujos hiperconcentrados, con un carácter intermedio entre el flujo fluido/turbulento y los flujos plásticos/laminar. Un flujo hiperconcentrado es un flujo con dos fases donde las partículas sólidas y el fluido intersticial se comportan de manera diferente (Coussot y Meunier, 1996); el fluido intersticial actúa como medio de transporte con débiles fuerzas de deformación (Pierson y Costa, 1987) y la turbulencia puede ser un mecanismo importante de sujeción de la partícula (Smith, 1986). Para reconocer el flujo hiperconcentrado en la secuencia sedimentaria es necesario encontrar evidencias de una división de dos fases en el sedimento (Sohn et al., 1999). Aunque en un principio parece que ningún nivel de Gran Dolina se adscribe a este tipo de flujo, los niveles de gravas de TD11 presentan algunas características que se pueden relacionar con un flujo hiperconcentrado.
- **Flujo plástico:** Son los *debris flow*. Se pueden clasificar en dos tipos, *debris flow* con mayor contenido en limos y arcillas (cohesivo) y *debris flow* granulares (no cohesivo), dependiendo de su matriz. Según Coussot y Meunier (1996) por encima de un 10% de la fracción fina (conteniendo estas arcillas) es suficiente para que el *debris flow* se comporte de manera cohesiva. Para Dasgupta (2003), con un valor aproximado de un 27% de arcillas del peso total, se debe esperar un comportamiento cohesivo del *debris flow*. Ambos tipos se caracterizan por un comportamiento laminar, con un número de Reynolds menor a 500. Dentro de este grupo reológico se encontraría la mayoría de las facies sedimentarias de flujos de gravedad descritas en Gran Dolina.
- **Flujo granular:** Son las avalanchas y las caídas de bloques. Tienen un régimen colisional, se caracterizan por su poca presencia de matriz y tener grandes clastos grano-soportados. En Gran Dolina las caídas de *debris* descritas en TD8 sería un ejemplo de este tipo de flujo.

Las nueve facies sedimentarias de flujo de gravedad se han diferenciado a partir de su textura y su fábrica, usando los criterios reológicos y sedimentológicos de los trabajos anteriormente mencionados.

Las caídas de *debris* se denominan a aquellos sedimentos que han caído por gravedad sin presentar apenas matriz en el depósito sedimentario (Fig. 5.4). En la sección estas facies aparecen como un nivel clasto-soportado sin apenas matriz indicando que no hubo interacción con el agua para que se generara este proceso geológico, el principal factor que ocasionó su movimiento fue la gravedad. Esta facies se ha generado por la progresiva erosión de partes del techo de la cueva y la ladera de la Sierra de Atapuerca. Debido a su naturaleza, estas entradas de sedimentos tienen poca progresión dentro de la cueva por tanto es esperable que se acumulen estas facies muy cerca de las entradas. Por ello, son buenos indicadores de la posición de la entrada a la cueva. Las caídas de *debris* se encuentran relacionadas con *debris flow* en Gran Dolina, situándose siempre bajo estas facies. Esta relación puede deberse a que nos encontramos con un cono de entradas de materiales donde primero entraba la caída de *debris* (*debris fall*) y posteriormente entraba el *debris flow*, dentro del mismo proceso sedimentario. Por otro lado, cabe la posibilidad que la ausencia de matriz en estas facies sea debido a un lavado del sedimento más fino (Lawson, 1995), en cuyo caso nos encontraríamos con un *debris flow* con un proceso posterior que ha transportado su matriz. Sin embargo, la morfología del cuerpo sedimentario y su relación con el resto de facies sugiere que la ausencia de la matriz es de origen sin-deposicional.



Fig. 5.4: Nivel de caída de *debris* en la unidad TD5. Se aprecia la forma lenticular del depósito, en forma de cono de caída, y su estructura clasto-soportada.

Los *debris flow* normalmente hacen referencia a grandes movimientos de masas de sedimento mal clasificado que pueden ir desde decenas hasta millones de metros cúbicos (Jakob, 2005). El depósito de un *debris flow* es una masa masiva, que a veces presenta imbricaciones, formado por clastos sin ningún tipo de ordenación ni clasificación con una matriz heterogénea (Coussot y Meunier, 1996; Dasgupta, 2003).

En la sección estratigráfica de Gran Dolina se observan numerosos depósitos interpretados como *debris flow*. Estos depósitos van desde grandes masas de cuerpos sedimentarios de hasta un metro de espesor (por ejemplo TD10), hasta pequeños flujos de unos 20 cm (por ejemplo en TD4 y TD6). Los *debris flow* se generarían fuera, en la región ladera arriba de la Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo et al., 2017), circulando ladera abajo arrastrando materiales arqueológicos y paleontológicos que pudieron localizarse en la ladera. Finalmente, este depósito llegaría hasta el valle, mientras que solo una pequeña parte de este *debris flow* entraría a Gran Dolina y se preservaría en su interior. Por tanto, más que del volumen del *debris flow* generado en el exterior, el tamaño del depósito sedimentario observado actualmente en la sección sería debido, por un lado, al tamaño de la entrada de la cueva y, por otro lado, a la distancia de la entrada a la sección estratigráfica que se está observando. Aunque se han descrito *debris flow* que se han introducido hasta 3 km en el interior de las cuevas (Gillieson, 1986), en el caso de Gran Dolina y el resto de rellenos kársticos de la Sierra de Atapuerca, los *debris flow* se introducen en el interior unas pocas decenas de metros como indica el cambio lateral observado en las secciones, en el que el *debris flow* cambia a facies de flujo de barro.

Las siete facies sedimentarias de *debris flow* se han separado a partir de su granulometría y morfología. Esta es una clasificación específica para los sedimentos de Gran Dolina, formado por las condiciones ambientales de la Sierra de Atapuerca y seguramente no sea aplicable a otros rellenos kársticos.

- La facies A es la primera entrada de sedimentos del exterior que hay en Gran Dolina. Se define por sus bloques de forma tabular, en posición horizontal, y su matriz limosa (Fig. 5.5). Las sucesivas lineaciones de bloques horizontales nos indican seguramente varias entradas consecutivas, como también sugiere los pequeños niveles de gravas incluidos dentro del depósito. Estos niveles lenticulares de gravas que se aprecian dentro de la estratificación indican una cierta influencia de un flujo de agua (Gillieson, 1998). El espesor de cada entrada que forma este cuerpo sedimentario es difícil de determinar por la homogeneidad de la matriz, pero no debe exceder los 20 cm de espesor.



Fig. 5.5: Facies de debris flow A y debris flow B en la unidad TD4. La facies A se encuentra en la parte superior dominado por los clastos. La facies B se encuentra a muro de la unidad.

- La facies B se puede considerar como una facies A con menos clastos (Fig. 5.5). Esta disminución puede deberse a: una disminución de la energía del proceso geológico, ausencia de los clastos en la ladera de la Sierra o a una regresión del depósito sedimentario con respecto a las facies A. La ausencia de clastos en la ladera se puede relacionar con una mayor formación de suelo durante este periodo que puede sugerir un cambio climático (Genova et al., 2001). Si se considera a la facies B como un miembro distal de la facies A, nos indicaría un cambio en la posición de la entrada de la cueva.
- La facies C se caracteriza por ser clasto soportado y por el tamaño de sus clastos, superior en muchos casos a 30 cm (Fig. 5.6). Las facies C aparece solo en pocos eventos, en TD6 y TD10, que se pueden relacionar como procesos geológicos con suficiente energía para arrastrar grandes bloques, en muchos casos imbricándolos. Estos procesos puntuales tuvieron que arrastrar todas las partículas sedimentarias que estuvieran presentes en la ladera de la Sierra de Atapuerca.
- Las facies D son similares que las facies C en el sentido que son grandes bloques en una matriz limo-arcillosa. Sin embargo, las facies D presentan menos cantidad de bloques, influyendo esto también en su fábrica siendo generalmente matrizsoportada. No se puede descartar que las facies C y las facies D pueden ser el mismo tipo de proceso geológico en el cual las facies C representarían una zona más proximal y las facies D una zona más distal. En ese caso, las variaciones entre ambas facies serían un indicador de la distancia de la entrada de Gran Dolina.

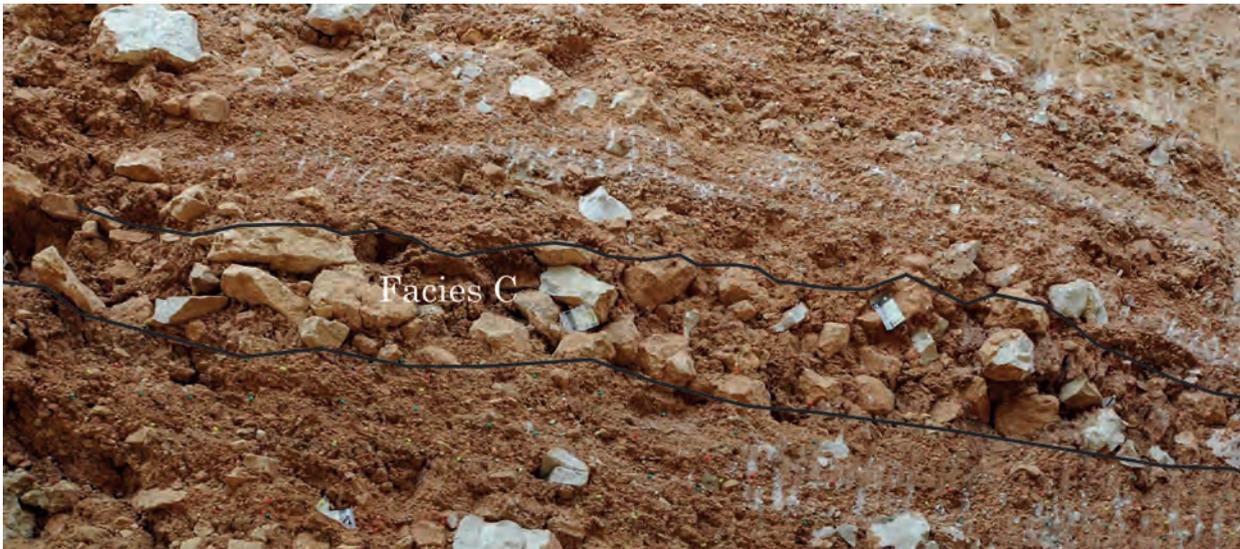


Fig. 5.6: Facies de *debris flow* C en la unidad lito-estratigráfica de TD6. Los clastos llegan a tener hasta 40 cm de longitud máxima.

- Las facies D2 se identificaron durante el estudio en detalle de la unidad estratigráfica de TD6. Esta facies se considera como un subtipo de las facies de *debris flow* D debido a que presenta características comunes. Esta facies parece indicar una sola entrada con clastos alineados y de un tamaño similar. Su identificación ha sido posible por la existencia de un nivel de limos intermedios entre este nivel y el inferior, también un *debris flow*. Genéticamente esta unidad se puede explicar como un *debris flow* cohesivo de poca entidad y formada por un solo aporte.
- Las facies E se caracterizan por un depósito clasto-soportado de clastos centimétricos a decimétricos que se encuentra cementado (Fig. 5.7). Estas facies solo se han descrito en la unidad TD8 y se encuentran relacionadas con las facies sedimentarias de caídas de bloques. Estas facies presentan algunos clastos de caliza con tonalidades rojizas que son raros de observar en otros depósitos sedimentarios de Gran Dolina. Estos clastos diferentes pueden ser debidos a un cambio del estrato calizo erosionado en el área fuente, o bien a un cambio de la zona de aportes con una caliza diferente. Debido a que estos clastos rojizos solo se aprecian en la base de TD8, parece más probable que se trate de un estrato puntual de caliza con esa tonalidad más que a un cambio importante del área fuente. La cementación de estas facies ha imposibilitado el estudio granulométrico de estas facies, sin embargo, basándonos en la observación de campo y su semejanza con las facies D, se puede especular con una matriz con una composición textural similar a esta.

- La facies F presenta una matriz con gravas heterométricas que se asocia con un *debris flow* no cohesivo o granular (Dasgupta, 2003) (Fig. 5.8). Las características de las otras seis facies sedimentarias descritas hasta ahora (A, B, C, D, D1, E) se relaciona con un *debris flow* cohesivo (Postma, 1986; Dasgupta, 2003). El régimen cohesivo de estos flujos pudo proteger los restos fósiles y líticos que fueron arrastrados en su interior sin sufrir grandes alteraciones (Lauters et al., 2008; Britt et al., 2009; Mazza y Ventra, 2011). Sin embargo, en las facies F predominan interacciones de fricción en la masa sedimentaria en movimiento y se pueden producir modificaciones o erosión sobre las piezas de interés paleontológico y arqueológico. Este cambio de matriz puede deberse a una disminución de suelo en el área fuente que se puede relacionar con un cambio climático a condiciones más frías y/o secas (Plaster y Sherwood, 1971; Genova et al., 2001).



Fig. 5.7: Facies E donde se aprecian varios clastos de tonalidad rojiza.

Los flujos de barros encontrados en Gran Dolina se encuentran en el sureste de esta cueva, normalmente pegado a la pared y casi siempre relacionado con la parte distal de los *debris flow*. Se identifican por la falta de laminaciones o estructuras en los limos y las arcillas, debido a una entrada masiva y homogénea. Este tipo de flujos se forman cuando el proceso sedimentario no tiene suficiente energía para arrastrar clastos, como ocurre en las zonas distales de un *debris flow*, pero no únicamente. También se pueden formar si en el área fuente no hay clastos que alimenten el flujo. Debido a que el área fuente de los sedimentos de Gran Dolina durante el Pleistoceno se mantiene constante (Benito-Calvo et al., 2017), la posible ausencia de clastos calizos en la misma parece improbable a menos que se haya generado una cantidad importante de suelo. Otra posible causa para la ausencia de clastos es una entrada demasiado pequeña en la cueva para permitir la entrada de las calizas. Por tanto, los flujos de barro pueden aparecer en momentos de colmatación o reapertura parcial de la cueva. De este modo, el depósito de

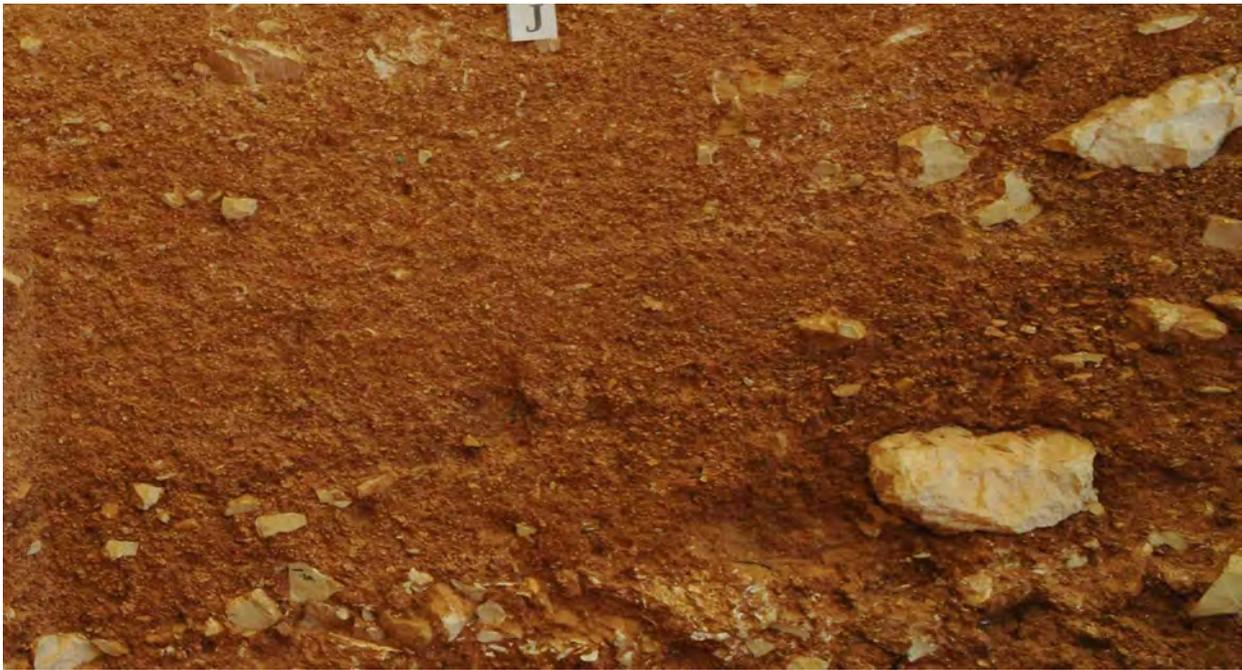


Fig. 5.8: Facies de *debris flow* F en la unidad TD10. En estas facies, se encuentran gravas de distinto tamaños en la matriz.

un flujo de barro nos puede indicar: una entrada reducida a la cueva, la formación de cantidad importante de suelo en el exterior o la parte distal de un flujo de gravedad.

Las facies fluviales de Gran Dolina son el otro grupo principal de facies sedimentarias de exterior que se ha registrado en Gran Dolina. El desarrollo de ríos subterráneos es común en los sistemas kársticos (Davies, 1960; Reams, 1968; Gillieson, 1998; Springer y Kite, 1997), depositándose sedimentos asociados a estos procesos. El confinamiento que tiene el cauce de un río dentro de las cuevas hace que las fluctuaciones del nivel freático sean mucho más importantes, provocando cambios en el gradiente del flujo mucho más rápidamente que en el exterior que pueden reflejarse en el sedimento. Los sedimentos fluviales están presentes en la mayoría de las clasificaciones de sedimentos de cuevas (Springer y Kite, 1997; Bosch y White, 2004; Ford y Williams, 2007; White, 2007).

En el caso de Gran Dolina se han distinguido cuatro facies fluviales de exterior. Estas facies están relacionadas entre sí, por ejemplo las facies de llanura de inundación y de decantación se depositan lateralmente y encima a las facies de canal.

La forma lenticular, la existencia de *lag* y la morfología y tamaño de las gravas que componen las facies de canal en Gran Dolina indican que:

- Los cursos fluviales eran estrechos, como mucho un par de metros de ancho, y por tanto seguramente eran poco profundos.

- Eran cursos fluviales esporádicos con transportes cortos, como denota que las gravas están clasificadas pero muy poco redondeadas, teniendo la mayoría bordes sub-angulosos.
- La existencia de varios niveles lenticulares de gravas asociados a niveles de decantación a techo sugiere una ciclicidad en los cursos fluviales.

En Gran Dolina se han diferenciado dos facies de canal. Las facies A muestran las características esperables de un depósito producido por un curso fluvial, nivel grano-decreciente y gravas seleccionadas con muy poca matriz (Fig. 5.9). Esta facies sería análoga a las facies de canal definidas por Bosch y White (2004) o a las facies de arroyos observadas por Springer y Kite (1997). A pesar de que el transporte de estos cursos fluviales son cortos comparados con los cursos fluviales que aparecen en el exterior, la circularidad y convexidad de las partículas de arenas de estas facies presentan los valores mayores, sugiriendo que los sedimentos han tenido un mayor transporte, o al menos más abrasivo, que las facies de gravedad.

Las facies fluviales de canal B se diferencia de las facies A por su mayor contenido en matriz (más de un 40%) y ausencia de una ordenación interna (Fig. 5.10). En la unidad TD6 estas facies se relacionan con los *debris flow*, situándose sobre estos niveles. Esta relación puede indicar que estas facies son una fase intermedia entre los *debris flow* y los flujo de barros, es decir, un flujo hiperconcentrado (Coussot y Meunier, 1996; Sohn et al., 1999; Mulder y Alexander, 2001). Este

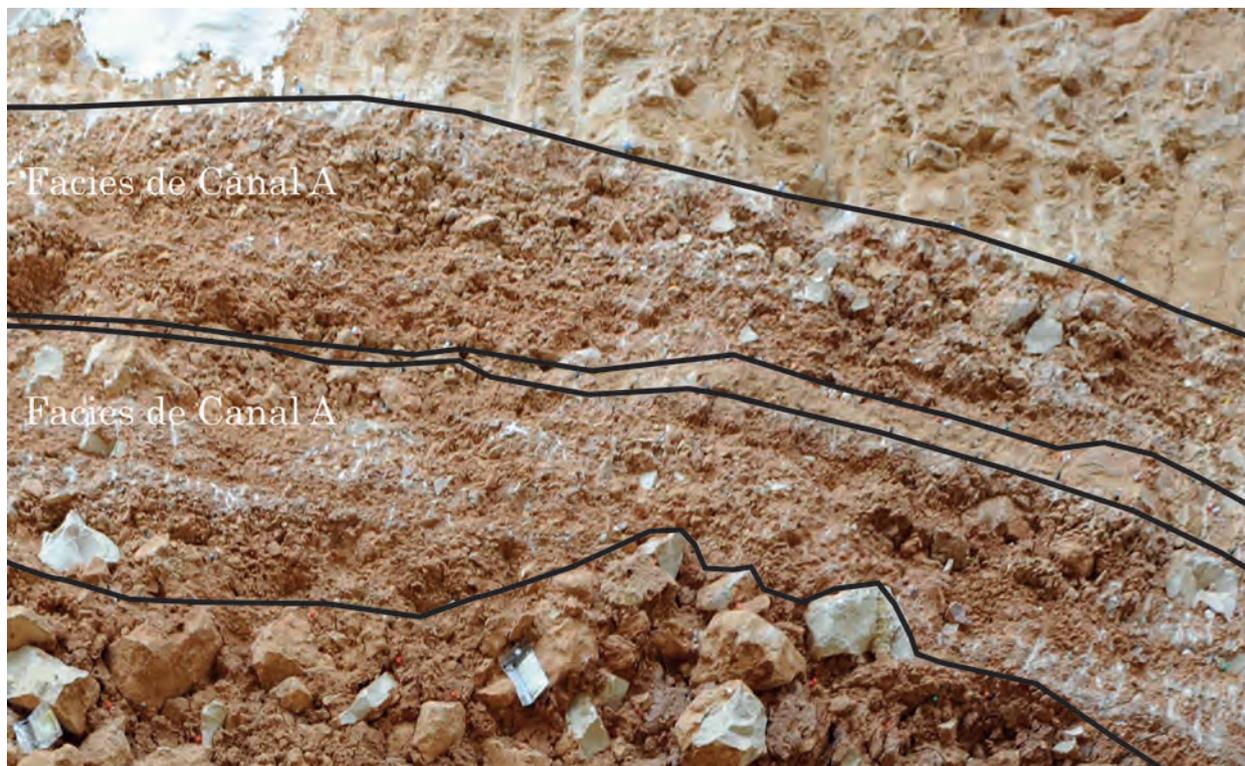


Fig. 5.9: Facies de canal A en la unidad lito-estratigráfica de TD6.



Fig. 5.10: Facies de canal B en la unidad TD6.

tipo de flujo se forma cuando el *debris flow* pierde densidad y aumenta la fase acuosa, en ese momento el flujo no tiene suficiente energía para arrastrar clastos mayores del tamaño grava y se produce una selección de tamaño (Coussot y Meunier, 1996; Dasgupta, 2003). A pesar de esta relación de las facies de canal B con los *debris flow*, la morfología lenticular que presenta estos depósitos, las facies de decantación que aparecen sobre ellos, junto al hecho de aparecer claramente sobre los *debris flow* y no lateralmente indican que no son flujos hiperconcentrados. Apoyando esta interpretación, la estratificación de estos niveles coincide con la estructura sedimentaria propuesta por Gillieson (1986, 1998) para un medio de alta energía y con agua en movimiento. No se aprecian llanuras de inundación relacionadas con estos niveles fluviales, sin embargo, debido a las características texturales tan similares entre los flujos de barros y las llanuras de inundación en Gran Dolina seguramente estos niveles sean indistinguibles en algunas partes de la sección estratigráfica.

Otro caso distinto es la presencia de estas facies en la unidad TD11. En esta unidad, las facies de canal B se posicionan lateralmente a las facies de *debris flow*, situándose en un punto intermedio a las facies más finas, interpretadas como facies de llanura de inundación. Esta posición junto a las características descritas de estos niveles y su relación con las facies de *debris flow* son muy similares a las facies de flujo hiperconcentrado descritas por Sohn et al., (1999). La identificación de estos niveles como facies de canal B se ha realizado a partir de su granulometría y su límite con el resto de niveles, donde se observa un cambio neto y no gradual entre estas facies, como sería esperable en un cambio lateral de facies. A partir de esta interpretación, las llanuras de inundación ocuparían el sitio disponible, que en este caso se sitúa en la zona central de la cueva. Sin embargo, estas observaciones no descartan que en esta unidad, estos niveles correspondan

en realidad a una entrada por gravedad. Un flujo hiperconcentrado puede presentar un límite neto y se caracterizan por tener una selección de tamaño (Coussot y Meunier, 1996). Se han descrito varios ejemplos de flujos hiperconcentrado como facies distales relacionadas con *debris flow* y como paso intermedio a un flujo de barros, similar a la relación observada en TD11 (Sohn et al., 1999; Kovanen y Slaymaker, 2008; Mazza y Ventra, 2011). Debido a ello, la descripción de este nivel como facies fluviales se debe tomar con precaución.

Las llanuras de inundación aparecen sobre todo en TD6, TD7 y TD11 siempre relacionadas con las facies de canal. Texturalmente, en Gran Dolina son limos con un porcentaje variable de arcillas y arenas similares a las descritas en un flujo de barros (Fig. 5.11). Las llanuras de inundación se han definido en otras clasificaciones (Springer y Kite, 1997), en algunos casos usando otros términos como *slackwater* (Bosch y White, 2004; White, 2007). Las llanuras de inundación de otras cuevas o medios sedimentarios muestran importantes variaciones que no se aprecian en Gran Dolina como diferentes granulometría y laminación cruzada (Springer y Kite, 1997). La falta de estas características en Gran Dolina puede indicar flujos fluviales de menor entidad o energía que además seguramente estén limitadas por el tamaño de la cueva y el poco desarrollo lateral que tienen. Estas facies se encuentran en los márgenes del curso fluvial principal, normalmente cerca de las paredes.

En la unidad TD6 se identificó una facies sedimentaria mixta donde los procesos de *debris flow* se entremezclaban con un medio de llanura de inundación (Fig. 5.12). Estas facies se han identificado por la morfología del depósito, con un cierto buzamiento, y la gran concentración de clastos de distintos tamaños que se van mezclando con los limos y arcillas, como se ha discutido en el capítulo 5. Como facies mixta, no es descrita en ninguna clasificación de facies

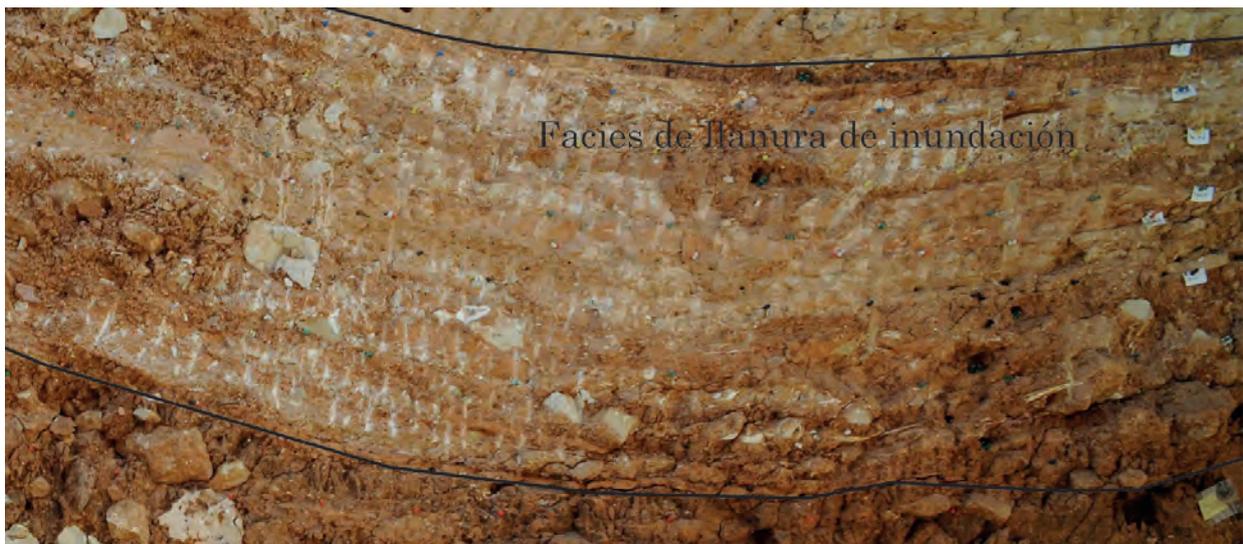


Fig. 5.11: Facies de llanura de inundación en las subunidades TD6.1 y TD6.2. A techo y muro de estos niveles se observan niveles de decantación. A la izquierda aparecen las facies de canal asociadas a las llanuras de inundación.



Fig. 5.12: Facies mixta de llanura de inundación y *debris flow* situada en la subunidad TD6.2. En la imagen se aprecian los clastos y los fósiles del nivel.

sedimentarias en cuevas, pero esta facies sirve de ejemplo de la complejidad que guarda los sedimentos en cueva. Este tipo de procesos se puede dar con más recurrencia en lugares de cuenca restrictivas como es el caso de Gran Dolina, donde las paredes constriñen la formación de las facies sedimentarias, especialmente en su morfología vadosa.

Las facies de llanura de inundación descritas en TD11 están supeditadas a la interpretación de las facies de canal B de esta unidad. Si estas facies son en realidad flujos de gravedad como se ha discutido anteriormente, los depósitos de limos y arcillas descritas como llanura de inundación en TD11 se corresponderían con flujos de barros debido a un cambio lateral de facies de la entrada de gravedad.

Las facies de decantación, identificadas como niveles arcillosos de poco espesor (Fig. 5.13), se depositan con aguas con muy poca o ninguna energía (Gillieson, 1986), otros autores incluyen estas facies como *slackwater* al igual que las facies de llanura de inundación (Bosch y White, 2004; White, 2007). En estos trabajos, el término de *slackwater* se usa para describir los sedimentos limo-arcillosos que se observan asociados normalmente

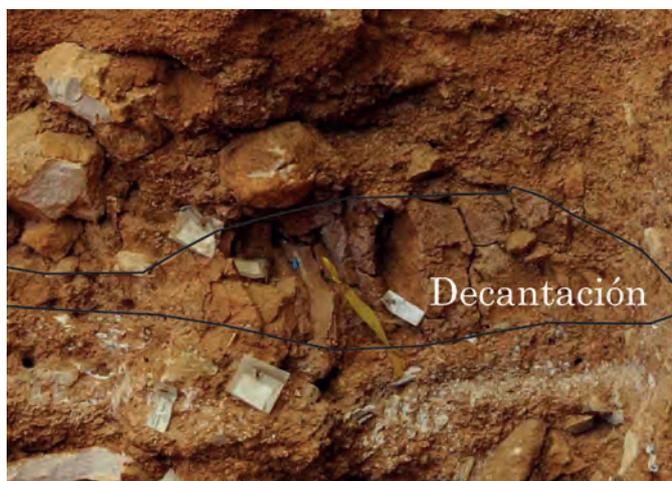


Fig. 5.13: Facies de decantación de la unidad TD10.

a un curso fluvial. Estas facies se han relacionado indistintamente con los sedimentos finos de este proceso sedimentario. Bosch y White (2004) lo identifican como el sedimento transportado al interior de la cueva en suspensión, al igual que White (2007), incluyendo en su definición tanto las crecidas de un río subterráneo como los depósitos arcillosos que se producen tras un proceso sedimentario (Bull, 1981). Springer y Kite (1997) sin embargo lo asocian con las inundaciones ocasionadas por el río Cheat.

5.2 Unidades lito-estratigráficas

Las facies sedimentarias permiten diferenciar los procesos de formación del relleno sedimentario de Gran Dolina. Este relleno se dividió en un principio en 12 unidades lito-estratigráficas, nombradas de base a techo como TD1 hasta TD11 (Gil et al., 1987), con la inclusión posterior de la unidad TD8-9 (Rodríguez et al., 2011).

5.2.1 TD1

TD1 es la unidad que se sitúa en la base del relleno sedimentario de Gran Dolina. Esta unidad se definió por Gil et al., (1987), pero no ha sido hasta las excavaciones emprendidas a partir del año 2013 cuando se ha revelado la sección estratigráfica de la unidad. Antes de esta excavación, esta unidad se definía como un relleno de facies de interior de 1,5 metros de limos y arcillas (Parés y Pérez-González, 1999). Ahora se observa más de 5,5 metros de sección estratigráfica formada por espeleotemas y las facies fluviales de interior A, B y C (Fig. 5.14).

Los sistemas kársticos son más sensibles a los cambios del nivel freático. Oscilaciones de centímetros en el exterior pueden implicar subidas o bajadas métricas en el interior de un karst (Ford y Williams, 2007). Tras la formación de la zona vadosa de Gran Dolina, se empezó a depositar TD1. Las variaciones de los sedimentos de TD1 indican que Gran Dolina estaría en la zona epifreática del régimen hídrico, con el nivel de base oscilando a cotas similares de la cavidad, pero nunca llegando a inundarlo por completo.

Las facies fluviales de interior se formaron por distintos eventos hídricos en un régimen epifreático (Ford y Williams, 2007), como ha sido descrito por otros autores en sedimentos de cueva (Springer y Kite, 1997). Todas las facies de esta unidad tienen laminaciones, lo que nos indica procesos cíclicos en el depósito de estas corrientes fluviales. La falta de dataciones absolutas suficientemente precisas impide determinar el tipo de ciclicidad climática que representan estas laminaciones con exactitud. Sin embargo, las últimas dataciones obtenidas indican que el techo de esta unidad se depositó durante el subcron paleomagnético de Jaramillo (entre 0,99 y 1,07 Ma), encontrándose también el subcron Cobb Mountain (entre 1,22 y 1,24 Ma) a 3 metros por debajo en la sección, estimando un inicio de sedimentación anterior a 1,24 Ma (Parés et al. 2018). Si tenemos en cuenta un periodo de 250.000 años para esos tres metros de sección, tenemos una tasa de sedimentación de 1,2 cm/ka. Las laminaciones observadas se han interpretado como formadas por un evento hídrico. Este tipo de laminaciones se forman rápidamente, por tanto esta tasa de sedimentación calculada se puede considerar más como una media del tiempo de formación del nivel, incluyendo los periodos de sedimentación e hiatos. Por otro lado, si consideramos constante o al menos una aproximación válida la tasa de sedimentación para todo TD1, los 3 metros que faltan hasta el muro de la unidad supondrían

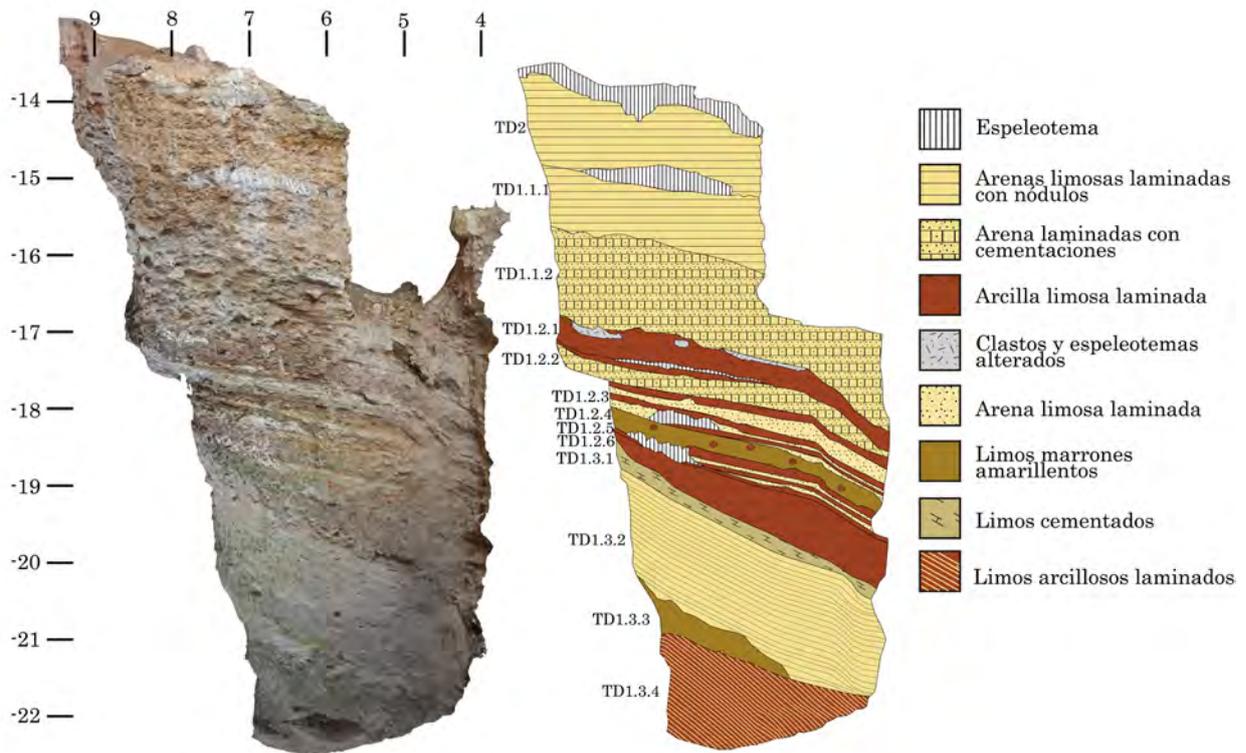


Fig. 5.14: Ortofoto y esquema estratigráfico de las unidades TD1 y TD2.

otros 250.000 años. Según esto, la sedimentación en Gran Dolina se iniciaría hace 1,5 Ma aproximadamente. Sin embargo, los datos geomorfológicos indican que el nivel intermedio del karst se formó en el mismo nivel de base del desarrollo de la terraza T3 (+70-78 m) del río Arlanzón. Esta terraza presenta las siguientes cronologías: $1,14 \pm 0,13$ Ma (Moreno et al., 2012), entre 1,13 y 1,22 Ma (Benito-Calvo y Pérez-González, 2015) o con una cronología ligeramente más antigua de 1,22 Ma (Parés et al., 2015). La sedimentación de Gran Dolina no puede ser más antigua que el depósito de esta terraza, por tanto, la cronología de la misma sugiere que la tasa de sedimentación en los primeros 3 metros del relleno sedimentario de Gran Dolina tuvo que ser mucho más rápido, depositándose en apenas unos miles de años. Otra posibilidad es que el subcron normal encontrado en TD1 no se corresponda con Cobb Mountain. En ambos casos la sedimentación en Gran Dolina empezó de manera casi sincrónica tras la incisión vadosa del nivel intermedio del karst.

En la sección estratigráfica se observa que los niveles de TD1 tienen un buzamiento hacia el sur (Fig. 5.14), acomodándose los sedimentos a la pendiente original del suelo de la cueva e indicando que se depositaron en un medio con muy poca energía (Gillieson, 1998). Hacia el centro del conducto, los niveles se pliegan bruscamente pasando de un buzamiento medio de 12° a 33° . Este plegamiento se observa en todo TD1 indicando que su formación es post-deposicional. La deformación en el interior de una cueva, donde se descarta la tectónica como origen, se puede asignar a procesos post-deposicionales tales como colapso del suelo de la cueva, erosión de los niveles inferiores o la pérdida de volumen de los sedimentos subyacentes, por

desección o compactación. La zona este del corte, junto a la pared de la cueva, no muestra esta deformación. Esto puede ser debido a las sucesivas costras espeleotémicas y cementaciones que se encuentran en esta zona de la sección, indicando que el pliegue se formó por la compactación de los sedimentos debido al peso de las unidades lito-estratigráficas superiores. Esta zona quedó protegida de este peso por dos factores, por un lado las costras espeleotémicas que sirvieron como sustento y, por otro, la ausencia de grandes masas de sedimento de exterior en su vertical ya que parte de la pared de la cueva se cierra en esa zona evitando la acumulación sedimentaria.

Los crecimientos espeleotémicos y los cambios de facies nos indican hiatos importantes en el registro que permiten dividir a unidad de TD1 en 3 subunidades, de muro a techo: TD1.3, TD1.2, TD1.1 (Fig. 5.14).

TD1.3 está formado por laminaciones de limos y arcillas, más arcilloso a muro y más limoso a techo, con un nivel de arcillas ocres de poca entidad entre los dos niveles que nos indica un hiato en la laminación. El hecho de que este nivel arcilloso ocre se encuentre al lado de la pared de la cueva y que tenga una forma de cuña sugiere que su depósito puede estar relacionado con agua de escorrentía de la pared de la cueva que iría acumulando poco a poco esta arcilla por acreción. Posteriormente el régimen hídrico de la cueva se volvió a reactivar, aunque esta vez con más energía como indica el aumento del tamaño de partícula.

La subunidad TD1.2 es una alternancia de arcillas y arenas de espesor centimétrico que muestra varios ciclos. Tiene un ciclo mayor de arenas y arcillas de distinto espesor, dentro de cada uno de estos niveles se aprecia una laminación cíclica milimétrica. Además, se encuentra al menos tres crecimientos espeleotémicos y un nivel de arcillas ocres con cantos blandos de arcillas rojas. Todos estos niveles nos indican que estamos en un momento con sucesivos cambios hídricos de aumento de la energía, cuando se depositan las arenas, y disminución de la misma en el momento del depósito de las arcillas. Estos cambios hídricos se relacionan con fluctuaciones del nivel freático dentro de la cueva, lo que nos indicaría que durante este periodo, Gran Dolina se encontraría en la zona epifreática del karst. Por último, estos ciclos finalizan con los crecimientos espeleotémicos que se observan en la sección, que nos indica una bajada del nivel freático en el sistema (Springer y Kite, 1997).

La última subunidad, TD1.1, se encuentra sellada por un crecimiento espeleotémico de 40 cm de espesor y dos metros de largo. Consiste en una alternancia de arenas y limos (facies fluviales de interior A), parcialmente cementadas, que, al igual que en las unidades inferiores, se puede interpretar como cambios hídricos del sistema.

5.2.2 TD2

TD2 es la segunda unidad estratigráfica de Gran Dolina y se compone también de sedimentos de interior de cueva. Esta unidad se había descrito como un nivel de desplome de grandes bloques sellado por un espeleotema (Parés y Pérez-González 1999; Pérez-González et al., 2001), pero la excavación de la unidad ha revelado una unidad más compleja donde la caída de bloques del techo es el primer evento de la unidad (Fig. 5.14). Estos bloques se desprenderían desde más de 15 m de altura según la actual altura del techo de Gran Dolina, o de la pared, provocando deformaciones en los niveles superiores de TD1. Tras esta caída el régimen hídrico que había sido predominante en TD1 vuelve a actuar, transportando y depositando limos y arenas que forman las facies fluviales de interior A. En esta unidad, algunos de los niveles presentan nódulos que pueden deberse a la erosión de otros niveles previos.

TD1 y TD2 nos muestra un río subterráneo que pasaría por el conducto que posteriormente formó el yacimiento de Gran Dolina, para verter sus aguas hacia el valle del río Pico (Ortega et al., 2013a, 2014; Benito-Calvo et al., 2017). Este río subterráneo tendría la capacidad de traer sedimentos de un área fuente más lejana que las posteriores facies de exterior, como así indica los valores de la relación de aspecto de las partículas de la fracción arena. La relación de aspecto (anchura/longitud) es el parámetro morfológico que menos es influenciado por el transporte y por tanto, que más responde a la forma heredada. La diferencia de este parámetro con las facies de exterior nos puede indicar un área fuente diferente para ambos grupos de facies.

5.2.3 TD3

TD3 se describió como una unidad limo-arcillosa roja de 30 cm (Gil et al., 1987), deformada y afectada por la erosión (Aguirre, 1992). Actualmente esta unidad se encuentra totalmente excavada, ya que se acuñaba hacia el interior de la sección. Por su descripción, seguramente era unas facies de decantación depositadas localmente cerca de la pared sur de Gran Dolina. Debido a su ausencia en la sección actual, la posición estratigráfica de esta unidad es dudosa, considerándose la posibilidad que fuera una subunidad incluida dentro de TD4. Por ello, se empezó a usar el término TD3-4 para escribir el conjunto de esta unidad con la unidad superior (Parés y Pérez-González, 1999).

5.2.4 TD4

La unidad TD4 es el primer aporte de facies del exterior que actualmente se preserva en la sección de Gran Dolina. Sedimentológicamente presenta una alternancia de *debris flow* y canales fluviales (Fig. 5.15, Fig. 5.16). Los *debris flow* se han identificado como facies A y facies B, las cuales solo aparecen en esta unidad estratigráfica. En la zona sur de esta unidad aparecen varias entradas lenticulares de limos y arenas amarillentos que se han interpretado como facies de interior (Fig. 5.17). Estos depósitos parecen ser retrabajados de otras facies de interior anteriores, como muestra los nódulos blandos que aparecen en su matriz. Estos niveles se pueden interpretar como eventos donde se cierra Gran Dolina del exterior aunque el carácter re-depositado de estos niveles les permitiría formarse en condiciones de cueva abierta. El aislamiento de Gran Dolina se produciría seguramente por la colmatación de la entrada. Se han observado microfacies de interior dentro de la matriz de esta unidad (Vallverdú, 2002) que sugiere el retrabajamiento de estas facies y su inclusión en las facies de exterior.

Cuando se compara los depósitos de *debris flow*, se observa por un lado una matriz más arenosa y por otro lado más porcentaje de esta matriz en las facies de *debris flow* A y B que en el resto de facies de Gran Dolina. Esta mayor cantidad de matriz en el depósito nos puede sugerir, en una primera instancia, una mayor cantidad de sedimento fino en la ladera de la Sierra que fue arrastrado posteriormente a Gran Dolina. La acumulación de sedimento fino en la ladera se debería a mayor desarrollo del suelo. Sin embargo, la matriz más arenosa y las características micromorfológicas (Vallverdú, 2002) nos indican que seguramente esta mayor concentración de matriz se deba a las facies de interior arenosas que se encontraría en el interior de Gran Dolina que fueron erosionadas y asimiladas en estos *debris flow*. Apoyando esta hipótesis, los valores de circularidad y convexidad de la fracción arena de estas facies muestran valores menores que las observadas en otros *debris flow*, siendo más similares a los valores obtenidos en las facies de interior. Esta semejanza se aprecia principalmente en la fracción menor de arena (125-63 μm) que coincide con el tamaño predominante en varios niveles de las facies de interior (facies fluvial de interior A).

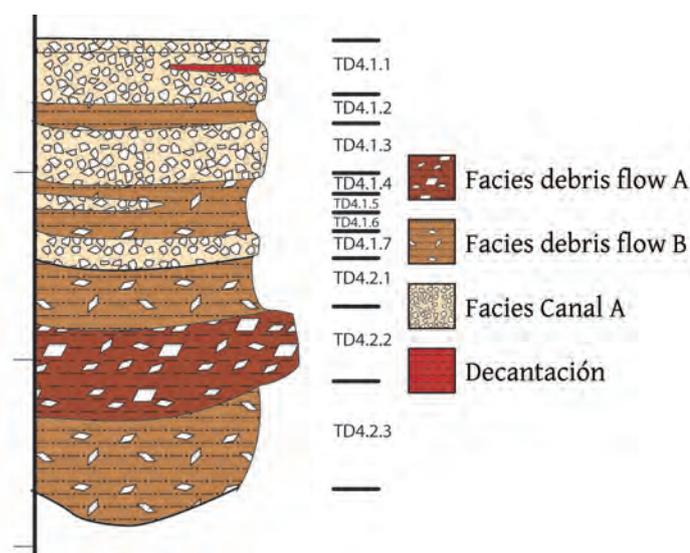


Fig. 5.15: Columna estratigráfica de la unidad lito-estratigráfica de TD4.

La subunidad TD4.2 está formada por al menos tres entradas de *debris flow* provenientes de una entrada que debería situarse al sur o sureste, posiblemente arrasada al excavar la trinchera del ferrocarril.

La subunidad TD4.1 indica un importante cambio sedimentario con el depósito de las facies fluviales de canal A (Fig. 5.16). Estas facies de gravas granodecrecientes están generadas por cursos de agua que se introducirían en la cueva, indicando que en ese periodo, Gran Dolina funcionaría como un sumidero. La alternancia que se observa en la subunidad TD4.1 entre *debris flow* y canales fluviales puede deberse a un cambio climático cíclico relacionadas con subidas o bajadas del nivel de base. Entre las facies de gravedad seguramente se entremezclen facies de llanura de inundación relacionadas con el desborde de los canales que no se pueden distinguir. Los canales de esta unidad se sitúan junto a la pared norte del conducto sugiriendo que estos sedimentos entrarían en el conducto por otra entrada situada al noroeste. Sin embargo, no hay descartar que la morfología de la cueva provoque un giro en el curso fluvial, esto es, el curso entraría por la misma entrada suroeste que las facies de *debris flow* para, debido a la paleosuperficie o a la propia pared de la cueva, virar hacia el este. El poco espesor y anchura de estos niveles nos indican que el curso fluvial tendría poca profundidad, además se internaría solo unas pocas decenas de metros dentro del sistema kárstico como indica el poco desarrollo de la morfología vadosa de la cueva hacia el interior de la Sierra de Atapuerca (Bermejo et al., 2017).

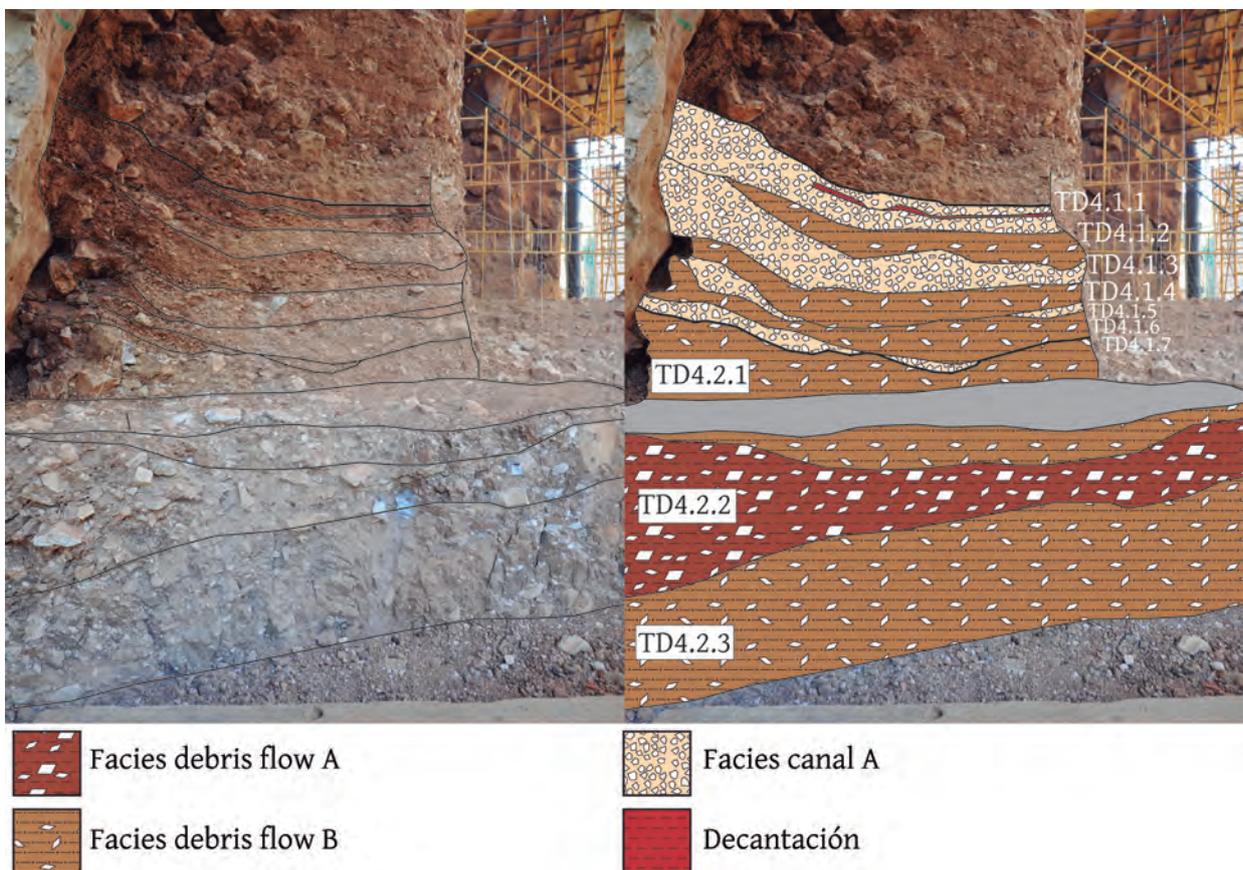


Fig. 5.16: Sección estratigráfica de la zona norte de la unidad lito-estratigráfica TD4. La parte inferior (TD4.2.2 y TD4.2.3) se encuentran sin excavar.

Una de las características de esta unidad es que no llega a colmatar una pequeña parte en el norte que está separada del resto de la cueva por un saliente de caliza. Esta zona se quedó aislada por las entradas de *debris flow* de TD4.2 indicando además que la dirección de aporte de estos sedimentos debía ser desde el sur, como también indica la pendiente de los niveles.

Entre las unidades estratigráficas de TD4 y TD5 se observó durante la excavación un depósito de fragmentos de espeleotemas. Estos espeleotemas aparecieron caídos y transportados por el primer *debris flow* de TD5. Puede que estos espeleotemas formaran un suelo espeleotémico que se desprendió posteriormente o que vengan arrastrados de otro parte de la cueva. En el primer caso, nos indicaría que teníamos un nivel de suelo que nos llegaría hasta esta cota, para ello las facies de interior debían haber llegado hasta esa altura y posteriormente haber sido erosionados quedando el suelo espeleotémico colgado hasta su colapso por la entrada del *debris flow* como se ha observado en otras cuevas (Auler et al., 2009) o en el propio karst de Atapuerca (Ortega y Martín-Merino, 2012). Los restos de arenas y limos amarillos, interpretados como de interior, encontrados en las oquedades de la pared sur de Gran Dolina (preservada en el centro según el corte de la Trinchera) muestran que seguramente las facies de interior llegaron hasta esta cota y a la vez sugiere que las coladas espeleotémicas efectivamente pertenecían a un suelo espeleotémico colgado.

5.2.5 TD5

La siguiente unidad lito-estratigráfica, TD5, muestra una distribución de facies sedimentarias similares a TD4, con una subunidad inferior, TD5.2, formada principalmente por flujos de gravedad y una subunidad superior, TD5.1, formada solo por facies fluviales (Fig. 5.17).

La subunidad TD5.2 se compone de varias facies *debris flow* D que disminuye su clastometría hacia el sur hasta producirse un cambio de facies lateral a flujos de barro. Esta subunidad muestra varios cambios entre la sección este, existente antes de la excavación (Fig. 5.18), y la actual sección. Los niveles sedimentarios en la sección previa a la excavación mostraban una pendiente horizontal con una disminución del porcentaje de clastos hacia el sur. Actualmente, en la sección se puede apreciar una pendiente de sur a norte, similar a la observada en los niveles de TD4. Teniendo en cuenta ambas secciones, se puede considerar que la entrada se situaba en el sur o sureste de la cueva. La entrada de un *debris flow* rellenaría el paleo-relieve hasta chocar con la pared norte de Gran Dolina, dejando lateralmente depósitos de flujos de barro. Esta entrada sería seguramente la misma que funcionó durante el depósito de TD4. Además de esta variación, en la sección previa a la excavación se encontraba un pequeño nivel lenticular de facies de canal en esta subunidad (TD5.2.3) que indica un pequeño cauce fluvial. En la actual sección, se aprecian dos niveles de gravas identificada como facies de canal A. Estos dos niveles se corresponden seguramente con los niveles TD5.2.3 y TD5.2.2 de la sección este.

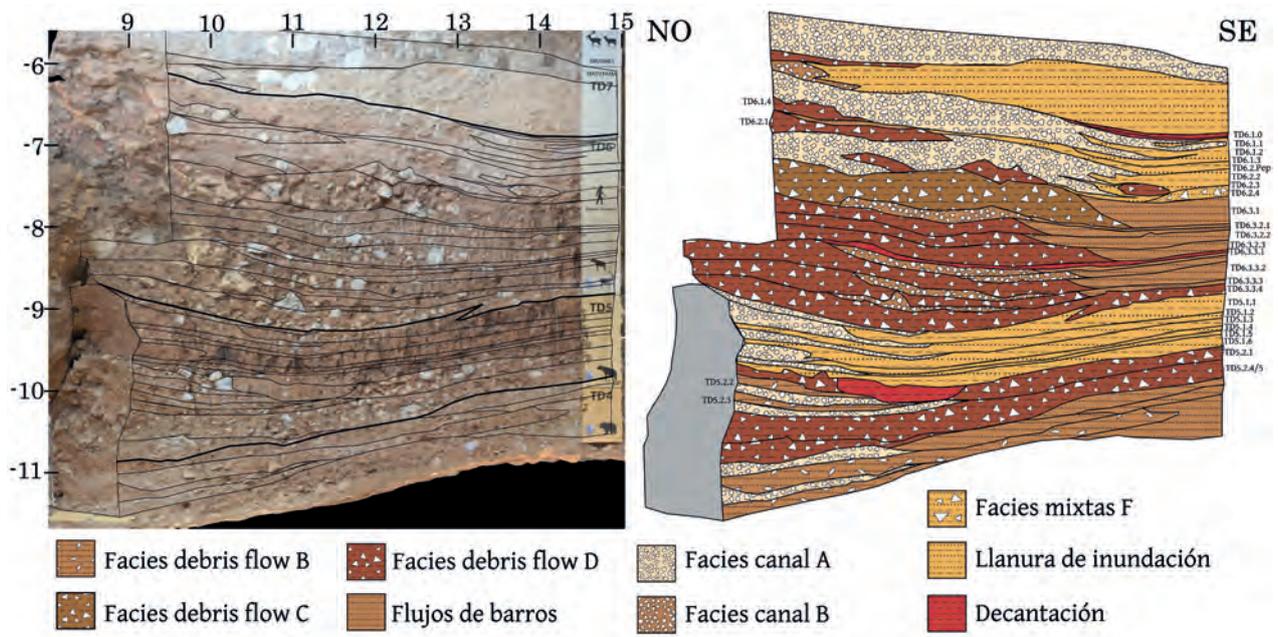


Fig. 5.17: Sección estratigráfica de las unidades lito-estratigráficas de TD5 y TD6. En la parte inferior también se observa las subunidades superiores de TD4.

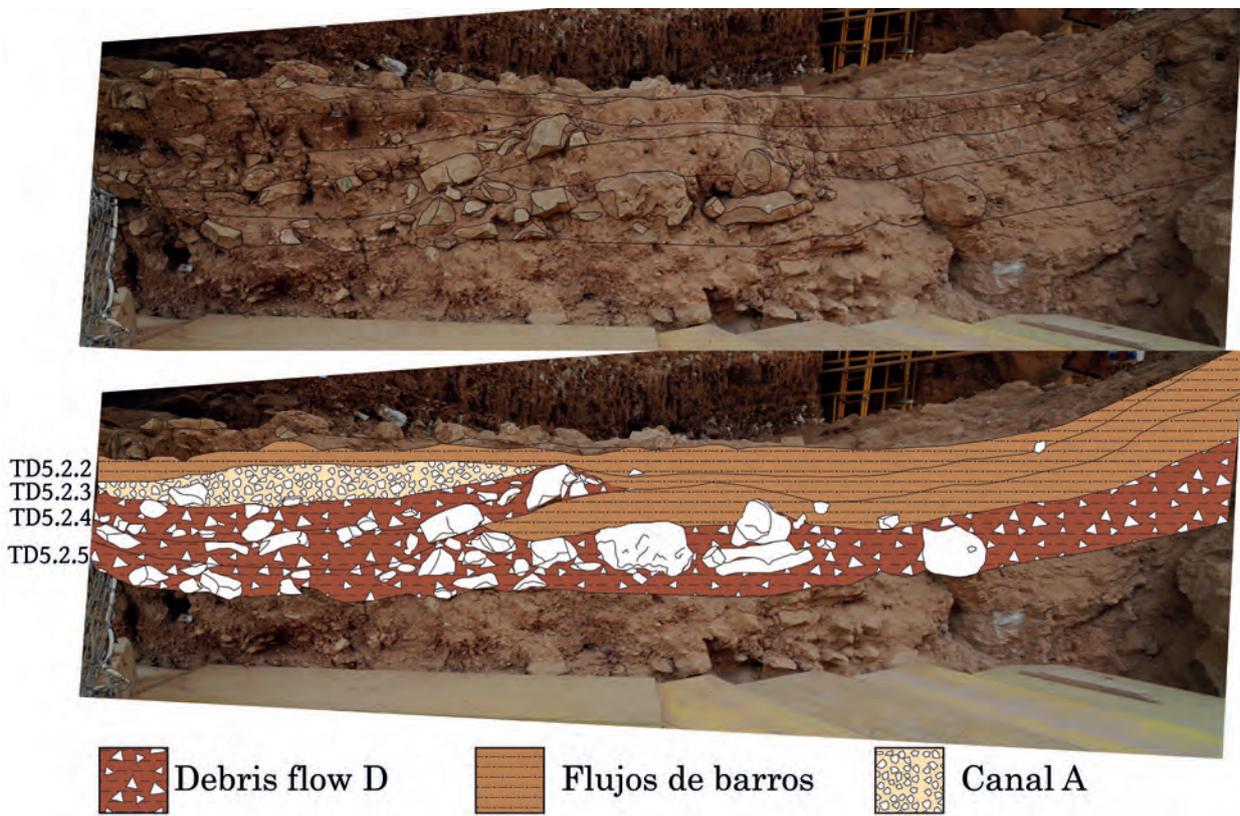


Fig. 5.18: Sección estratigráfica de TD5.2 antes de la excavación.

En TD5.1 se produce un cambio en el registro sedimentario, las facies de gravedad son sustituidas por facies fluviales. A diferencia de TD4.1, en este caso no tenemos una alternancia de procesos sedimentarios, sino que el curso fluvial es predominante. Se han separado seis niveles diferentes dentro de esta subunidad (Fig. 5.17), indicando que al menos hay seis eventos de curso fluvial y parada de la sedimentación, aunque el número de eventos es seguramente mayor como indica los varios niveles de decantación identificados durante la excavación y que no se han quedado representados en la actual sección. Estos eventos se sucedieron rápidamente en el tiempo como sugiere el pobre desarrollo de los procesos de formación de suelo (Vallverdú, 2002). Las facies de canal A se encuentran en el margen norte de la cueva. Su dirección más posible sería desde el oeste, en la entrada actualmente identificada en Penal, hacia el interior de la cueva al este. La posición de estas facies es similar a la observada en las facies de canal de la subunidad TD4.1. Esto sugiere que la dirección de los aportes de ambas subunidades pudo ser la misma, aunque no necesariamente ya que el curso fluvial puede haber optado por esa dirección en ambos casos debido a la paleosuperficie. Los depósitos fluviales de estas dos unidades (TD4 y TD5) se han relacionado con el momento de incisión entre las terrazas T3 y T4 del río Arlanzón (Benito-Calvo et al., 2017).

5.2.6 TD6

La unidad TD6 empieza con un importante cambio en la sedimentación. Las facies fluviales predominantes en TD5.1 cesan y en su lugar se depositan varios eventos de facies de flujos de gravedad (Fig. 5.17). La primera entrada de estas facies, caracterizada como facies de *debris flow* D (nivel TD6.3.3.4), muestra características ligeramente diferentes al resto, con una matriz más limosa y una ordenación de los clastos con forma principalmente ortogonal o tabular dispuestos de manera horizontal que recuerda a las facies A. Sin embargo, los datos observados en la morfología de las partículas de arena de este nivel indican que tanto en convexidad como en circularidad, el nivel TD6.3.3.4 se asemeja más a las facies de *debris flow* D. Independientemente de la adscripción de este nivel a una u otra facies sedimentaria, sus características sugieren un hiato importante entre las unidades TD5 y TD6, ya que la diferencia observada en su matriz puede ser debido a un periodo de tiempo prolongado sin sedimentación dentro de la cavidad.

TD6 se divide en tres subunidades: TD6.3, TD6.2 y TD6.1. TD6.3 es una subunidad formada por grandes entradas de facies *debris flow* D y C con pequeños canales fluviales de facies B y flujos de barros hacia el sur (Fig. 5.17). Las subunidades TD6.2 y TD6.1 se caracterizan por una predominancia de los depósitos fluviales sobre los de flujos de gravedad, estando dominados por facies de canal A y llanuras de inundación con alguna entrada de *debris flow* del noroeste (Fig. 5.17). La similitud de las dos subunidades superiores y su contraste con la subunidad TD6.3 indican que entre TD6.3 y TD6.2 hubo un cambio de las condiciones ambientales importantes en Gran Dolina. Este cambio es más importante que el cambio entre las subunidades TD6.2

y TD6.1 donde se depositan el mismo tipo de facies sedimentaria. De hecho, desde el punto de vista estratigráfico y según lo observado en la sección actual, se puede considerar TD6.2 y TD6.1 como una misma subunidad, aunque se ha optado por no cambiar la nomenclatura debido a las implicaciones arqueológicas que tienen estas subunidades, donde la mayoría de los fósiles de homínidos se acumulan en TD6.2 (Bermúdez de Castro et al., 2008), y así evitar confusiones. Estas diferencias también se aprecian en el análisis de la morfología externa de las partículas de arena del sedimento, ya que la subunidad TD6.3 presenta valores homogéneos de los parámetros morfológicos, mientras que las subunidades TD6.1 y TD6.2 muestran valores diferentes, debido a su mayor variabilidad de facies sedimentarias.

TD6.3 se divide a su vez en tres niveles (Fig. 5.17). El nivel TD6.3.3 está formado por la entrada de tres *debris flow* de facies D con un nivel de decantación a techo. La dirección de estos flujos ya es predominantemente desde el noroeste al sureste entrando presumiblemente por Penal, cambiando la entrada con respecto a los *debris flow* de las unidades subyacentes. La facies de decantación que marca la diferencia entre TD6.3.3 y TD6.3.2 es un pequeño nivel de 5 cm de potencia que se puede interpretar como el depósito final de unas facies de canal B, indicando un momento de más tranquilidad y el cese de la sedimentación fluvial. Los niveles fluviales que se aprecian en esta unidad son pequeñas lentes de gravas con matriz arcillosa que seguramente serían el resultado de flujos de agua esporádicos (Gillieson, 1998). El nivel TD6.3.2 es similar a TD6.3.3 pero con mayor importancia de las facies fluviales, con un sub-nivel fluvial donde se pueden observar varios eventos de canal. En la pared sur de Gran Dolina se acumulan niveles de limos y arcillas que se han interpretado como flujos de barros, aunque seguramente haya llanuras de inundación relacionadas con los cursos fluviales que no se han podido diferenciar por su semejanza textural. En general, dentro de estos dos niveles se ve un aumento de la influencia fluvial en detrimento de los flujos de gravedad.

TD6.3.1 está formado por una sola entrada de *debris flow* facies C de unos 60 cm de potencia. El mayor tamaño de clastos tanto de este depósito sedimentario como de los depósitos superiores que se observan en TD7 y TD8 pueden indicar que, o bien se ha producido un aumento del tamaño de la cueva que ha permitido la entrada de materiales más grandes, o bien estamos observando en la sección niveles sedimentarios más proximales que en las unidades inferiores. En los dos casos seguramente este nivel sea indicativo de un cambio en la entrada de la cueva que permita esta progradación.

Como se ha nombrado antes, las dos subunidades TD6.2 y TD6.1 se caracterizan por el dominio de las facies fluviales que podrían haberse formado durante el nivel de base marcado por la terraza T4 del río Arlanzón (Benito-Calvo et al., 2017) con una cronología y cota similar (Moreno et al., 2012). Las facies de canal A muestran una organización grano-decreciente con varios eventos diferenciados por la presencia de facies de decantación de pocos centímetros.



Fig. 5.19: Detalle de la subunidad de TD6.2. A muro se puede apreciar la deformación de la unidad señalada con la línea roja.

A diferencia de las unidades anteriores, las facies de canal se sitúan en el centro de la sección. Este cambio seguramente sea debido a la paleosuperficie de esta unidad, donde la entrada de los sedimentos desde la entrada noroeste de Penal crea una pendiente modificando la circulación de los canales como se aprecia ya en los canales de la subunidad TD6.3. Este cambio en la morfología también favorece el desarrollo de la llanura de inundación en la sección sureste de la cueva formado por rápidos desbordamientos del canal fluvial, como indica los análisis micromorfológicos (Vallverdú, 2002). Estas dos subunidades se encuentran deformadas en su zona sur, formando una depresión cerca de la zona del sondeo (Fig. 5.19). Esta deformación es patente en los niveles de decantación que nos marcan la horizontal original y que actualmente presentan un buzamiento de 15° máximo. La deformación de estos niveles seguramente es el resultado de la compactación de los limos y arcillas que forman los flujos de barro de la subunidad TD6.3.

En la zona del sondeo de TD6, se han propuesto varias estratigrafías debido al interés que suscitó el hallazgo de los restos humanos (Parés y Pérez González, 1998; Vallverdú et al., 2001). Estas estratigrafías muestran la dificultad de diferenciar los niveles sedimentarias en esta zona debido a la predominancia de texturas limosas y arcillosas, justificando la anterior nomenclatura de “Estrato Aurora” para todos los niveles con restos de homínidos (Parés y Pérez-González, 1999).

TD6.2 empieza con el nivel TD6.2.4.Jordi. Este nivel se compone de varios eventos fluviales separados por facies de decantación que llegaban hasta los 30 cm de espesor en la zona excavada, indicando seguramente el depocentro de la cuenca sedimentaria. En la zona del sondeo, excavado durante los noventa, se aprecia en este nivel una importante acumulación de clastos centimétricos y decimétricos formando una morfología de cono con pendiente hacia el noroeste. Esta morfología nos indica la entrada de un *debris flow* por una entrada secundaria situada en el sureste. La entrada de este cono de *debris* se produjo junto a un proceso de desborde del canal, creando unas facies

mixtas de llanura de inundación y *debris flow*. Las características gravitacionales de estos niveles ya se apuntan en el estudio micromorfológico (Vallverdú et al., 2001). Esta entrada lateral y secundaria a Gran Dolina estuvo activa solo en la subunidad TD6.2 como indica la ausencia de clastos en la unidad TD6.1. La cercanía a la pared sugiere que debió ser una entrada subvertical y con un diámetro reducido, pero suficiente para dejar pasar los clastos y la luz solar, como indica la alteración postdeposicional por vegetación que se observa en estos niveles (Vallverdú et al., 2001). Dentro de la subunidad TD6.2 se han descrito tres pequeños niveles lenticulares de *debris flow* facies D. Estas entradas se encuentran en posiciones estratigráficas diferentes indicando que son de tres eventos diacrónicos. El depósito inferior se apoya sobre TD6.3.1, pudiendo tener una relación con este nivel. Debido a su pequeño tamaño seguramente sean removilizaciones puntuales y locales de otros depósitos de la entrada de la cueva.

En la zona noroeste de la sección, apoyado sobre la morfología freática de Gran Dolina, se encuentra un depósito sedimentario heterométrico interpretado como facies de *debris flow* D (Fig. 5.20). A diferencia de los niveles inferiores no se aprecia un flujo de barro asociado a este nivel. Una explicación para esta ausencia de la parte distal del *debris flow* puede ser que su depósito fue sincrónico al curso fluvial en el interior de la cueva, llevándose el agua los sedimentos más finos del *debris flow* de la parte distal. Además parece que el último evento fluvial se apoya sobre este nivel (TD6.2.1).



Fig. 5.20: Facies de *debris flow* D del nivel TD6.2.1 en la zona norte de la sección (“Torreón”). Este nivel se apoya directamente sobre la morfología freática de pared de Gran Dolina.

Tras este nivel se deposita el nivel TD6.2.Pep. Este nivel limoso con pequeños clastos de caliza se ha identificado como facies de llanura de inundación aunque presenta características texturales ligeramente diferentes a otras llanuras de inundación, con una matriz pobre en carbonatos y un pH más bajo, no observándose ninguna relación con las facies de canal. El contenido de carbonatos y el pH que presenta se ha relacionado con procesos edáficos que indicarían un periodo de estabilidad en esta llanura de inundación, la falta de las facies de canal asociada puede deberse a que ya haya sido excavada o no existiera en un primer término, debido a una menor energía en el medio que solo traería limos y arcillas. Otra posibilidad es que este nivel se corresponda con la parte distal de la facies *debris flow* D2 del nivel superior (TD6.1.4), es decir, que el nivel TD6.2.Pep fuera un flujo de barros posteriormente alterado. En cualquier caso, el hecho de haber tenido una alteración edáfica nos indica que existiría una cierta luz en esa zona que permitiría el crecimiento vegetal.

La subunidad TD6.1 tiene una dinámica similar a la anterior subunidad (Fig. 5.17). En este caso, los procesos sedimentológicos se reactivan con una entrada de *debris*, de la misma dirección que las anteriores entradas, pero, en esta ocasión, se observa una lineación de clastos con menos cantidad de matriz. Esta facies denominada D2 se ha considerado un sub-grupo de las facies D. Futuras excavaciones nos permitirá identificar correctamente este nivel sedimentario, manteniendo la actual nomenclatura o reasignándolo a una facies ya existente. La parte superior

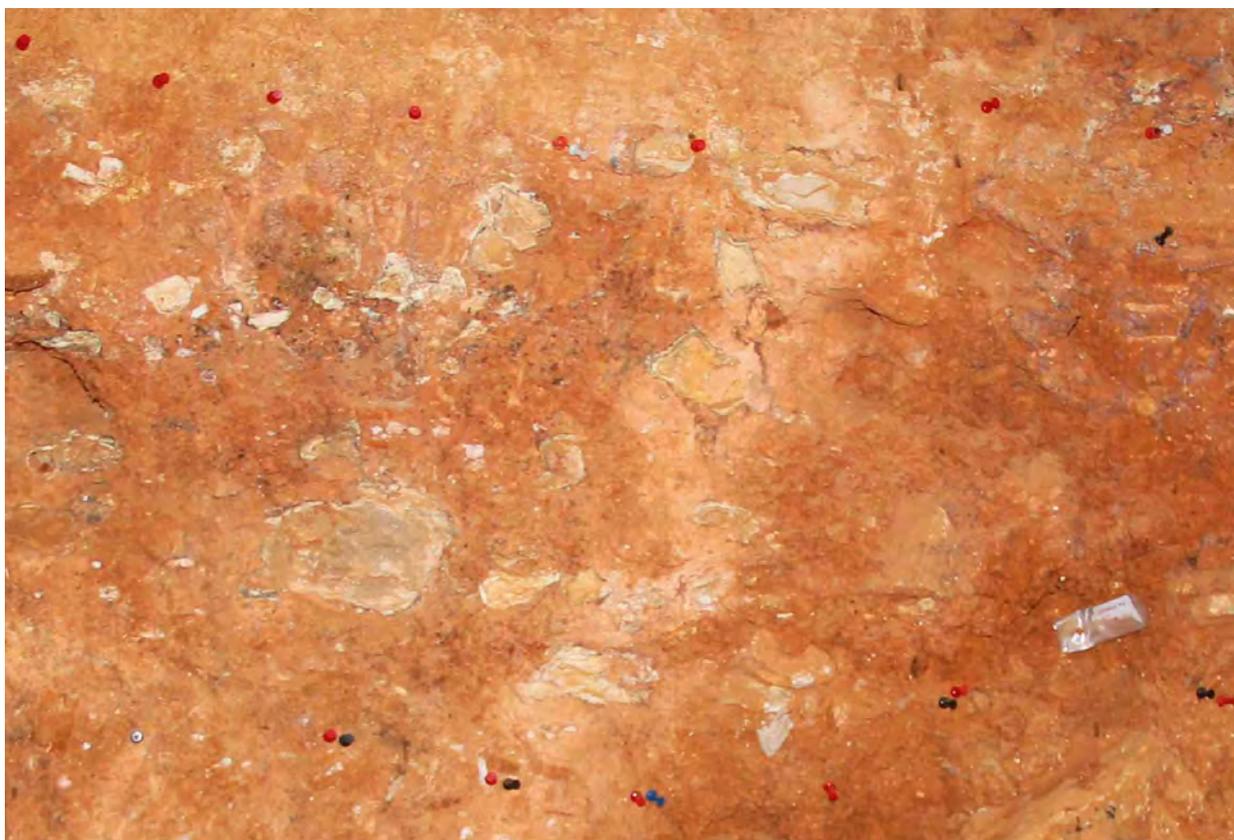


Fig. 5.21: Detalle de clastos de caliza con costras fosfáticas. Pared sur del sondeo en la unidad TD6.

de este nivel no está del todo clara y podría existir un evento de erosión que nos haya eliminado su parte superior. Sobre este nivel se apoyan diferentes niveles de gravas de facies A de canal que hacia el sur depositan las facies de llanura de inundación. La ausencia de clastos en estos niveles sugiere que la entrada secundaria situada en el sur de Gran Dolina ya no estaba activa en este periodo. La unidad termina con dos niveles finos que se acuñan al norte, formados por un nivel rico en coprolitos de hiena y un nivel de decantación.

En la pared sureste del sondeo se aprecian varios clastos con costras fosfáticas recubriéndolas, formadas por hidroxapatito (Fig. 5.21). Este es uno de los fosfatos más comunes en cuevas (Hill y Forti, 1997). Para la formación de estas costras autigénicas es necesario un aporte de fosfatos al medio. La principal fuente de fosfatos es el guano, aunque también se han considerado las cenizas y la disolución de los huesos (Schiegl et al., 1996; Karkanis et al., 2000, 2002). En TD6 no se ha registrado cenizas ni marcas de disolución en los huesos (Saladié et al., 2012), además de ser una unidad rica en microfauna, que sería los primeros fósiles en verse afectados por la disolución (Cuenca-Bescós et al., 1999). Por tanto, el fosfato puede venir lixiviado desde el nivel superior de coprolitos en TD6.1.1, aprovechando la cercanía de la pared sur, o de la unidad TD9, a partir del *cut-and-fill* presente en esta zona.

5.2.7 TD7

La unidad TD7 está dividida en cuatro subunidades que muestran un cambio de facies sedimentarias con respecto a las unidades anteriores. Las facies fluviales siguen siendo predominantes, pero en este caso son las facies de llanura de inundación las principales facies sedimentarias (Fig. 5.22). La litología de las subunidades TD7.4 y TD7.3 es similar a la litología de las facies fluviales de interior A, con laminaciones y alternancia de niveles cementados y niveles no cementados. Estas laminaciones muestran variaciones importantes en la fracción arena indicando fluctuaciones en la velocidad del agua, aunque sus características micromorfológicas indican una regularidad en el régimen hídrico (Vallverdú, 2002). La textura y fábrica de estos niveles, la coloración amarillenta y la ausencia de clastos calizos es característica de las facies de interior y sugiere que TD7.3 y TD7.4 se formaron por un flujo sedimentario desde el interior de la cueva hacia el exterior. La escasez de microfósiles en esta unidad (López Antoñanzas y Cuenca Bescós, 2002) apoyan esta interpretación y sugiere un periodo de cueva cerrada. Sin embargo, la presencia de macrofauna en conexión anatómica (Van der Made, 2001; Rodríguez et al., 2011) es indicativa de que el conducto estaba abierta al exterior en algún punto, con una abertura suficientemente grande para permitir la entrada de la macrofauna, aunque estos animales podrían haber entrado en la cueva buscando donde beber, y luego no habrían sido capaces de salir de la cueva. La presencia de estos restos en posición anatómica sugiere que el transporte de estos restos fue mínimo.

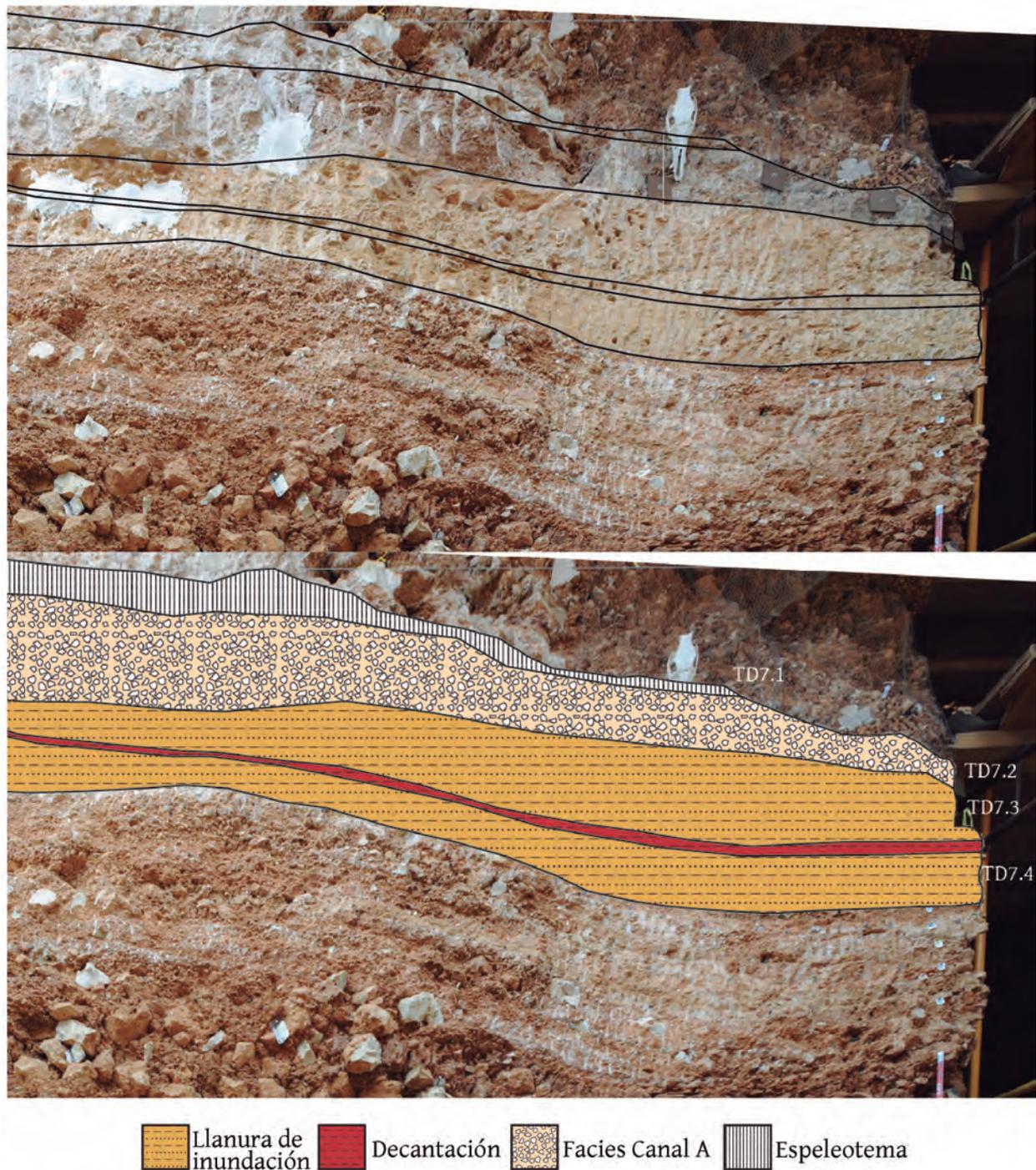


Fig. 5.22: Sección de la unidad estratigráfico de TD7.

A pesar de estos datos, no se puede descartar que el sedimento de TD7.3 y TD7.4 fuera aportado desde el exterior por una entrada cercana. En ese caso, estas dos subunidades representarían un proceso de curso fluvial constante desde el valle al interior del sistema kárstico, con una selección granulométrica debido a la energía del flujo. Siguiendo esta hipótesis, la escasez de microfósiles y registro palinológico que se registra en estas subunidades (Burjachs, 2001; López Antoñanzas y Cuenca Bescós, 2002), puede ser debido a la baja preservación de estos restos. Esta baja preservación se puede relacionar con eventos de alteración, ya sugeridos por los valores

anormalmente bajos de convexidad y circularidad observados en las partículas de tamaño arena de algunos niveles. Sin embargo, esta alteración no se encuentra en todos los niveles de TD7.3 y TD7.4; además, los eventos de alteración de Gran Dolina suelen estar relacionados con precipitación de fosfatos, que en estos niveles no aparecen.

A partir de las evidencias sedimentarias, la escasez de microfósiles y registro palinológico, junto al poco transporte que muestran los escasos restos de macrofósiles, parece más plausible el origen sedimentario interno de estas dos subunidades. Siguiendo esta hipótesis, podemos proponer que durante TD7.3 y TD7.4 Gran Dolina alojaba un río subterráneo más o menos constante, seguramente siendo la dirección desde dentro de la galería hacia el valle del río Pico, funcionando en este momento el karst como una surgencia, que explicaría la predominancia de depósitos similares a las facies de interior. Este flujo fluvial se puede seguir relacionando con la terraza T4 del río Arlanzón (Moreno et al., 2012; Benito-Calvo et al., 2017).

Una de las muestras recogidas en TD7.4 para el análisis morfológico de las partículas de arenas ha mostrado resultados de circularidad y convexidad excepcionalmente bajos. Estos valores parecen indicar una alteración del nivel sedimentario. Esta alteración puede ser de carácter postdeposicional.

Las subunidades TD7.2 y TD7.1 consisten en un nivel de gravas de origen fluvial, actualmente cementadas, cubiertas por un espeleotema. La cementación y heterogeneidad de las gravas dificultó su identificación, describiéndose en principio como unas brechas (Parés y Pérez-González, 1999). Las gravas parecen indicar un cambio en la función de la cueva de surgencia a sumidero, debido a la subangularidad de estas gravas, que indican poco transporte. Esto implicaría un importante cambio en el régimen hídrico de la cueva. Sin embargo, no se puede descartar que este nivel se haya formado también desde el interior del conducto al exterior, siendo introducida las gravas desde una entrada al interior del karst. A partir de esta hipótesis, durante TD7, Gran Dolina funcionaría como una surgencia, cambiando su régimen hídrico a partir de TD5. La falta de indicadores de paleo-corriente impide demostrar o refutar esta hipótesis.

La presencia del espeleotema es indicativa de un periodo de ausencia de sedimentación que seguramente fue debido a la colmatación de la entrada de Gran Dolina y su aislamiento del exterior. Teniendo en cuenta que no hay registro de grandes *debris flow* en la sección se puede pensar que o bien la entrada era muy estrecha y el depósito de gravas fue suficiente para colmatarlo, o bien hubo un proceso geológico que actualmente no se ha preservado en la sección estratigráfica que colmató la entrada de la cueva, como un desplome del techo o un *debris flow* no registrado. La presencia de fósiles de animales grandes en esta unidad parece indicar que la entrada de la cueva era suficientemente grande, sugiriendo que la colmatación se produjo por un proceso geológico desconocido.

TD7 es la última unidad del Pleistoceno inferior. A partir del Pleistoceno medio se observa un aumento de las facies de flujo de gravedad, quedando las facies fluviales relegadas a momentos puntuales y con menor incidencia. La incisión T4-T5 y la posterior terraza T5 (+50-58 m) a cotas del nivel inferior del karst pueden explicar el abandono del régimen hídrico dentro de Gran Dolina a partir de este momento (Ortega et al., 2013a; Benito-Calvo et al., 2017).

5.2.8 TD8

Tras el hiato que representa el techo de la unidad TD7, la sedimentación en Gran Dolina se reactiva con la unidad TD8. En este caso la entrada se sitúa sub-vertical en la zona noroeste de la sección estratigráfica conocida, ya que se observa el cono de caída de la caída de gravedad de los bloques (Fig. 5.23). La caída de clastos indica un medio con muy poca acción del sistema hídrico y una acción predominante de la gravedad en el origen del depósito. Esta unidad está dominada por varios eventos de flujos de gravedad únicamente donde destacan los cuatro eventos de caída de *debris* en forma de cono que se sitúan en la misma posición en la vertical (Fig. 5.23).

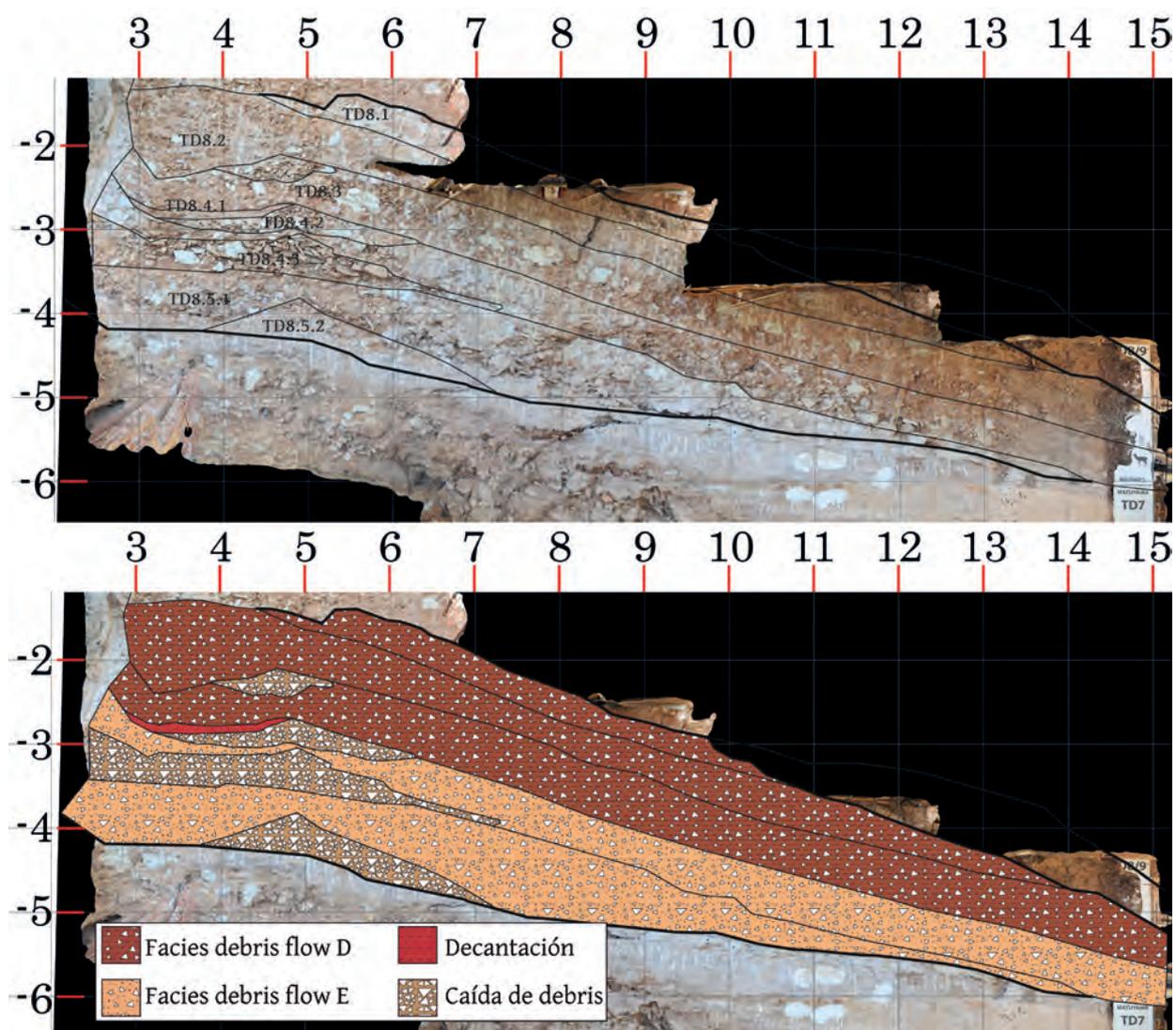


Fig. 5.23: Ortofoto de la sección de la unidad lito-estratigráfica de TD8.

La unidad se ha diferenciado en cinco subunidades, las dos subunidades inferiores, TD8.5 y TD8.4 contienen facies de *debris flow* E, las cuales solamente aparecen en esta unidad y se caracteriza por ser clasto-soportada con matriz arcillosa y cementada. La cementación de estas unidades sugiere un hiato entre el depósito de estas dos subunidades y el resto de TD8.

Los tres subunidades superiores de TD8 tienen solo un nivel más pequeño de caída de *debris* y tres entradas de facies de *debris flow* D (Fig. 5.23). Este cambio puede indicar que la entrada principal volvió a cambiar, o más bien migró hacia una situación más cercana a penal, a tenor de los sedimentos también depositados en TD10.

5.2.9 TD8-9 y Cut-and-fill

Las tres subunidades superiores de TD8 se encuentran erosionadas por la unidad TD8-9 (Fig. 5.23). Este nivel se definió durante la excavación del frente noreste, siendo conocido anteriormente como TD8b (López Antoñanzas y Cuenca Bescós, 2002; Cuenca-Bescós et al., 2005; Blain et al., 2009; Rodríguez et al., 2011). No ha sido hasta los trabajos presentados en esta tesis doctoral que recibió una definición sedimentológica y estratigráfica formal.

Esta unidad se encuentra en la parte central y sureste de la sección, acotado por dos espeleotemas con una facies de *debris flow* D en su interior que puede haberse formado en uno o varios eventos. Esta unidad representa el evento erosivo más importante de Gran Dolina junto con el *cut-and-fill* registrado en la zona de sondeo. La erosión de la unidad TD8 y el posterior depósito del espeleotema indican un hiato importante en la sedimentación de la cueva, seguramente ocasionado por un nuevo cierre de la cavidad. En este hiato puede estar incluido los MIS 17 y MIS 16, como indica también el importante cambio faunístico que se produce entre TD8 y TD8-9 donde desaparecen las faunas del Pleistoceno inferior y aparecen las faunas del Pleistoceno medio (Cuenca-Bescós y García, 2007; Cuenca-Bescós et al., 2011).

El depósito englobado entre las dos costras estalagmíticas puede indicar una pequeña reactivación del sistema, con una apertura de la cueva al exterior y un posterior cierre, tal vez por colmatación. Dentro de esta unidad se aprecia un nivel muy rico en microfauna que se puede identificar como una zona de acumulación de egagrópilas. La costra estalagmítica que cierra la unidad se adelgaza hacia el noroeste de la sección, apoyándose directamente sobre TD5. Hacia el sureste aumenta su espesor, coincidiendo con la zona más baja de este nivel.

Durante la excavación del sondeo en los años noventa, se identificó un *cut-and-fill* vertical relleno de limos amarillos estériles (Pérez-González et al., 2001; Carbonell et al., 1999a). De este *cut-and-fill* solo queda en la actualidad una sección en las paredes del sondeo a la altura de TD8-9 y en TD5. Este evento supuso un vaciado sub-vertical del relleno sedimentario. Su

posición puede deberse a que es la zona topográficamente más baja del paleo-relieve y a la facilidad que supondría la erosión en los niveles más finos.

La unidad TD8-9 indica un periodo prolongado de aislamiento de Gran Dolina del exterior. A partir de las dataciones obtenidas se indica un hiato de aproximadamente unos 50.000 años (Berger et al., 2008; Falguères et al., 1999).

5.2.10 TD9

La unidad TD9 está formada por un solo nivel de color amarillento verdoso de hasta 30 cm de espesor que se ha descrito como una facies de acumulación fosfática (Fig. 5.24). En trabajos previos, se había descrito como un nivel de guano (Parés y Pérez-González, 1999; Vallverdú, 2002), pero ante la ausencia de indicadores fehacientes de guano en la unidad, se ha preferido describirlas como facies de fosfatos. Estas facies se describen como de interior de cueva (Goldberg y Sherwood, 2006; Ford y Williams, 2007; White, 2007), sugiriendo que continua el confinamiento de Gran Dolina empezado en la unidad TD8-9. Texturalmente este nivel son limos arcillosos con una concentración anómala de fosfatos, especialmente hidroxapatito. El hidroxapatito es seguramente el fosfato más común en el interior de las cuevas y normalmente se relaciona con depósitos de guano de murciélago (Hill y Forti, 1997). Se trata de un nivel estéril en fósiles (no así en lítica) (Falguères et al., 1999; García y Arsuaga, 1999; Ollé et al., 2013) que en planta suele tener un aspecto muy característico de color verdoso mostrando una planta alterada. Se han descrito al menos dos evoluciones edáficas de esta unidad (Vallverdú, 2002), indicando que su depósito se realizó en varios eventos.

Aunque esta unidad se ha definido como facies de interior o con muy poca influencia del exterior (Pérez-González et al., 2001), la presencia de restos líticos en esta unidad indicaría una cierta comunicación con el exterior (Ollé et al., 2013). Si existía una entrada a Gran Dolina durante el depósito de TD9, sería esperable encontrar fósiles en el sedimento. Sin embargo, durante la formación y precipitación del hidroxapatito autigénico, el hidroxapatito presente en los huesos no es estable, produciéndose la disolución de estos (Karkanas et al., 2000). Si TD9 contenía restos paleontológicos, estos se podrían haber disuelto completamente. Por otro lado, también se ha observado actividad orgánica en el sedimento que implicaría una cierta abertura de la cueva (Vallverdú, 2002).

El origen del fosfato en esta unidad puede deberse a dos tipos de aporte: un depósito de guano como ya apuntaban anteriores autores (Parés y Pérez-González, 1999; Vallverdú, 2002), o a la disolución de los fósiles de la unidad debido a una alteración muy ácida del sedimento. Para que se produzca la disolución de los fósiles es necesario un aporte muy ácido que después de disolver el carbonato del sedimento pueda atacar al hidroxapatito del hueso (Karkanas et al.,

2000, 2002). No hay ninguna evidencia de una posible fuente de medios ácidos que no sea un depósito de guano. El guano se ha descrito como la principal fuente de fosfatos en cuevas (Hill y Forti, 1997; Onac, 2004) y se han observado más niveles de guano en el sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca (Ortega, 2009). Además, las características micromorfológicas de la unidad junto a la alta concentración de hongos coprófilos sugieren la existencia de guano en la unidad (Vallverdú, 2002; Expósito et al., 2017), que originaría el medio ácido necesario para disolver la posible presencia de fósiles. Por otro lado, aunque TD9 es una unidad bastante homogénea, se puede apreciar ciertos niveles lenticulares más amarillentos dentro de la matriz rojiza. Estos niveles pueden ser el resultado de deposiciones de guano, apoyando esta hipótesis como el origen del fosfato. Además, la presencia de esta matriz rojiza en algunas zonas sugiere un cierto aporte del exterior.

La presencia de industria lítica, matriz rojiza y las características micromorfológicas sugieren una cierta conexión de la cueva con el exterior (Vallverdú, 2002; Ollé et al., 2013), aunque seguramente limitada como indica la ausencia de macrofósiles. De este modo, TD9 puede representar un evento de apertura gradual de la cueva con respecto al periodo de cueva cerrada representado por TD8-9.

5.2.11 TD10

La unidad TD10 representa un nuevo periodo de cueva abierta en Gran Dolina después de las unidades TD9 y TD8-9 que sugieren un periodo de cueva cerrada. Esta unidad se divide en cuatro subunidades, descritas en campo por A. Pérez-González, dominadas por los flujos de gravedad (Fig. 5.24). Según el buzamiento de los sedimentos y el análisis micromorfológico de su matriz, la entrada principal de esta unidad se encontraría al oeste, en la zona denominada como Penal (Mallol y Carbonell, 2008).

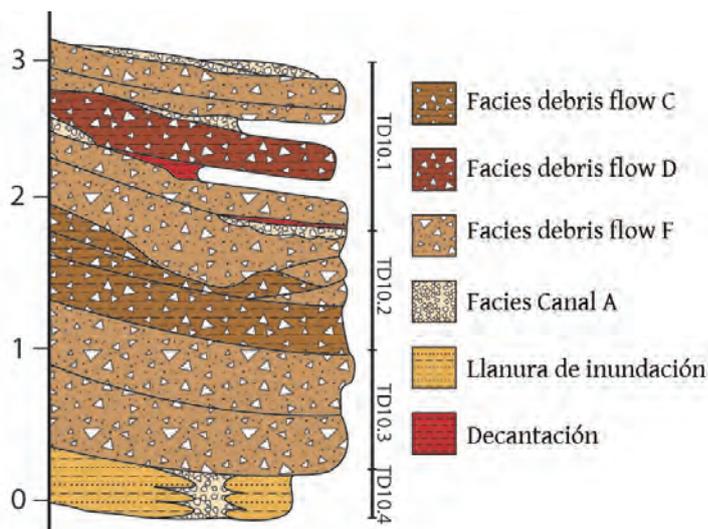


Fig. 5.24: Columna estratigráfica de la unidad lito-estratigráfica de TD10. Escala en metros.

La primera entrada después de la apertura es la subunidad TD10.4 formada por flujos de barros en sus laterales y por facies de canal A en su parte central con llanuras de inundación asociadas (Fig. 5.25). Esta subunidad se encuentra basculada debido a la acomodación post-deposicional del centro y sur de Gran Dolina, siendo en realidad una subunidad horizontal en su momento de deposición, al menos en su parte central donde se encuentran las facies

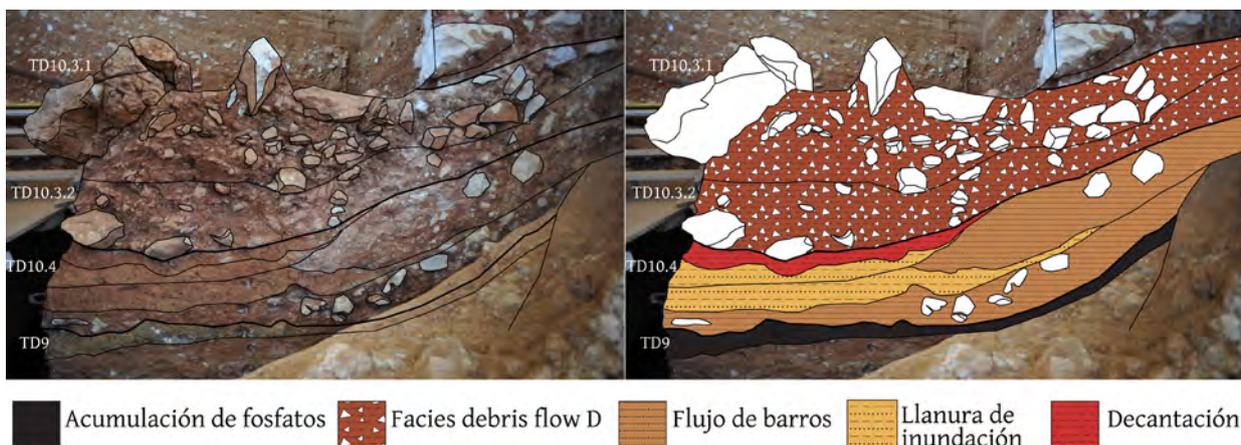


Fig. 5.25: Sección sur de la unidad TD9 y TD10.

de canal.

A partir de los datos obtenidos sobre la morfología de las partículas de arenas, se ha llegado a identificar un nivel de alteración química dentro de TD10.4. En este nivel se aprecia como las gravas fluviales han sido corroídas y ha crecido sobre ellas una costra fosfática identificada como hidroxipatito con diferente cristalinidad (Fig. 5.26) (Campaña et al., 2012). El fosfato de este nivel seguramente fue aportado por la unidad TD9.

En TD10.4 se observa dentro de los niveles limo arcilloso de las llanuras de inundación, pequeños niveles lenticulares de color amarillento. Estos niveles son muy similares a los observados en el nivel TD9 y se pueden corresponder con niveles de alteración ricos en fosfatos. Esta observación sugiere que el desarrollo de TD10.4 y TD9 fue gradual, alcanzando la alteración a ambos niveles, y produciéndose una



Fig. 5.26: Costra fosfática creciendo alrededor de un clasto de caliza en la subunidad TD10.4.

progresiva disminución de los depósitos de fosfatos con respecto a las entradas detríticas del exterior. Este cambio gradual sugiere que la apertura de Gran Dolina al exterior, desde el periodo de cueva cerrada representado por la unidad TD8-9, hasta las entradas de exterior de la subunidad TD10.4, se realizó progresivamente, tal vez por la erosión de la caliza o de los sedimentos que colmataban la entrada. Dentro de esta hipótesis, la subunidad TD10.4 continuaría la apertura gradual de la cueva empezada en TD9.

Durante los últimos años de excavación de Gran Dolina, ha aparecido una superficie verde amarillenta muy alterada con precipitaciones de fosfato. Esta superficie se puede relacionar con uno de los niveles lenticulares amarillentos observados en TD10.4, tal y como indica su pendiente, aunque también es posible que la superficie alterada se relacione directamente con el techo de la unidad TD9. En el primer caso supondría que estos niveles tienen una mayor entidad de lo que se observa en la sección estratigráfica. Sin embargo, si esta superficie se corresponde con la unidad TD9 supondría que la subunidad TD10.4 no se encuentra representada en el interior de Gran Dolina, acuniándose a los pocos metros.

La subunidad TD10.3 se compone de sucesivas entradas de *debris flow* identificadas como facies D y facies F (Fig. 5.27). Las facies D se encuentran cerca de la pared sur de la cueva y se corresponden con un cambio lateral de facies con respecto a las facies de *debris flow* F encontradas en el centro y norte de la sección.

A partir de estas observaciones, se puede plantear la siguiente hipótesis: este cambio lateral pueda ser recurrente en otras unidades lito-estratigráficas de Gran Dolina, como TD6 y TD5, donde la entrada de la cueva se encontraría más retirada hacia el oeste y las facies sedimentarias que actualmente observamos en la sección se corresponderían con la parte distal de la entrada, siendo su parte más proximal unas facies de *debris flow* F que se perdieron por la Trinchera del ferrocarril. Sin embargo, las facies sedimentarias descritas en el relleno sedimentario de Penal nos indican unas facies sedimentarias más cercanas a las observadas en las unidades TD6 y TD5. Este hecho sugiere que las facies de *debris flow* F no aparecen en estas unidades y que por tanto su incidencia se debe a otros factores, como el sedimento disponible en la ladera de la Sierra de Atapuerca o la energía del proceso geológico.

Tanto en esta subunidad como en la superior (TD10.2), se aprecian grandes bloques caídos de la pared y techo de la cueva. Estos grandes bloques de hasta 1 m de diámetro nos indican sucesivos eventos de desplome del techo de la cavidad que luego son asimilados e incluidos en los flujos de gravedad. Los desplomes seguramente ensancharían tanto la cavidad como su entrada, generándose también nuevas entradas secundarias.

La subunidad TD10.2 es una sucesión de flujos de gravedad muy parecida a TD10.3 (Fig. 5.27). La dirección de entrada de estos sedimentos sería también desde Penal, pero se ha localizado una entrada lateral cerca de la pared sur de Gran Dolina. Dentro de esta subunidad se observan límites erosivos entre los niveles que pueden deberse a procesos sedimentarios con más energía. La subunidad termina con un nivel de gravas taponado por un nivel de arcillas a techo. Este depósito seguramente se formó por un evento fluvial puntual.

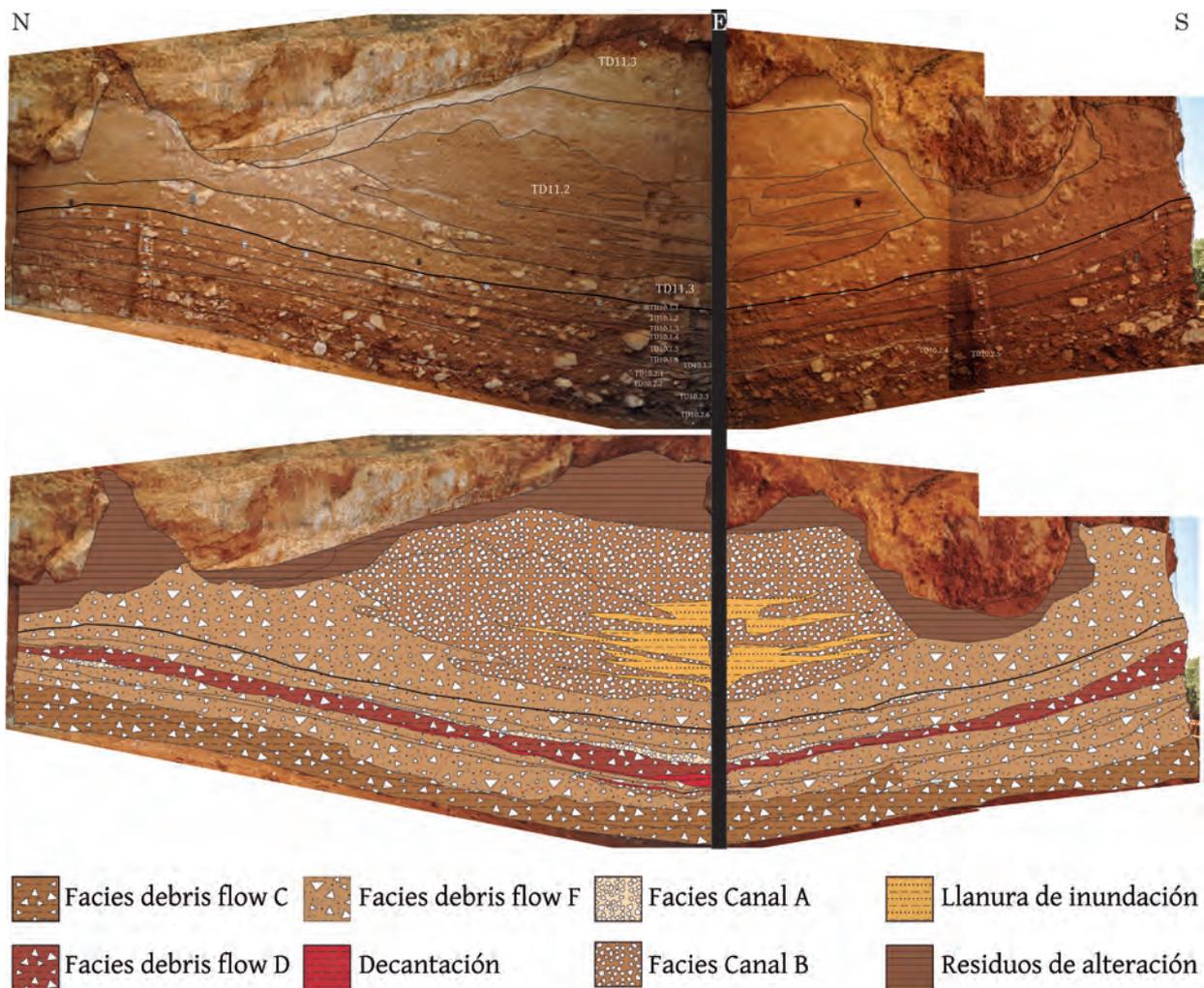


Fig. 5.27: Sección estratigráfica de las unidades lito-estratigráficas de TD10 y TD11. Para crear esta sección se usó tres orto-fotografías.

En la subunidad TD10.1 aumenta la influencia fluvial en la sedimentación. Aunque es una subunidad formada principalmente por *debris flow*, se observan algunas facies de decantación y de canal (Fig. 5.27). Estos niveles han aparecido en las secciones estratigráficas descubiertas tras la excavación de la superficie de TD10, en la sección noreste externa no se apreciaban estas facies fluviales, sugiriendo que estos eventos tienen poca entidad dentro de Gran Dolina. Mallol y Carbonell (2008) interpretaron la subunidad TD10.1 como el resultado de la gelifracción de la roca caja junto a aportes limo-arcillosos del suelo de la ladera. Aunque la morfología externa de los clastos observados es principalmente sub-angulosa y angulosa, esto no implica que no hayan tenido transporte, de hecho los clastos sub-angulosos ya denotan una cierta erosión mecánica. El transporte por flujos de gravedad provoca una variación mínima en la morfología externa de las partículas debido a su carácter de flujo plástico y hay multitud de ejemplos en la bibliografía sobre *debris flow* que han tenido un transporte relativamente pronunciado que presentan clastos angulosos y sub-angulosos (Sohn et al., 1999; Mazza y Ventra, 2011; Sewell et al., 2015).

A muro de TD10.1 se encuentra un nivel con alta concentración de fósiles e industrias líticas interpretado como un lugar de varias ocupaciones de homínidos (Blasco et al., 2013a).

En la pared noreste, en la parte norte se aprecia un pequeño nivel de limos de apenas 5 cm de espesor máximo (Fig. 5.27). Cuando se ha analizado la morfología de las partículas de arena se ha observado que está formado principalmente por partículas tubulares de carbonato cálcico. Se ha interpretado este nivel como el resultado de un crecimiento vegetal que permitió la precipitación del carbonato cálcico alrededor de las raíces. La incidencia de vegetación en esta zona indicaría que se encontraba en la zona fótica de la cueva sugiriendo la cercanía de la entrada.

5.2.12 TD11

La unidad TD11 cierra el relleno sedimentario de Gran Dolina, colmatando la cavidad. El límite entre TD11 y TD10 se marca con un cambio en la coloración de la matriz, a valores más anaranjados o amarillos, aunque la sedimentología es muy similar, empezando la sedimentación en TD11 con otra facies de *debris flow* F (Fig. 5.27). En este caso se observa varios eventos de *debris flow* intercalados con gravas, retrogradando los *debris flow* a favor de los niveles de gravas, identificados como facies de canal B. En este caso se deposita en el centro de la cueva limos arenosos que se han interpretado como facies de llanura de inundación. Estas facies muestran características micromorfológicas que indican una buena preservación y un rápido enterramiento (Vallverdú, 2002).

Como se ha discutido anteriormente, las gravas de esta unidad también pueden ser descritas como un flujo hiperconcentrado debido a un cambio lateral de facies, ya que la falta de ordenación interna de las gravas, su posición estratigráfica y su contenido en matriz son muy similares a los flujos hiperconcentrados descritos por algunos autores (Sohn et al., 1999; Kovanen y Slaymaker, 2008; Mazza y Ventra, 2011). Siguiendo esta hipótesis, TD11 representaría una unidad de retrogradación debido a la colmatación progresiva de Gran Dolina.

En el contacto del sedimento con las paredes de la cueva, se produce un efecto de disolución parcial de la caliza y alteración de los sedimentos. Este proceso seguramente es debido a la escorrentía de agua por la pared de la cueva, aprovechando la interfase entre sedimento y caliza. Por último, las dos chimeneas localizadas a techo de Gran Dolina se rellenan de *terra rossa*.

5.3 El origen de los sedimentos de Gran Dolina

La principal área fuente de los sedimentos de exterior de Gran Dolina es la ladera de la Sierra de Atapuerca (Aguirre, 1992; Pérez-González et al., 2001; Benito-Calvo et al., 2017). Esta área fuente ha sido constante durante el relleno sedimentario de Gran Dolina como indica la semejanza en su textura, mineralogía y la morfología de sus partículas de arena. En la ladera de Gran Dolina se puede encontrar clastos calizos y el desarrollo del suelo de *terra rossa* que junto a los restos arqueológicos y paleontológicos han formado el sedimento que los procesos sedimentarios arrastraron al interior de Gran Dolina (Pérez-González et al., 2001; Berger et al., 2008; Vallverdú, 2017).

La *terra rossa* es un tipo de suelo rojo característico de la región mediterránea formada sobre calizas y dolomías (Yaalon, 1997; Durn et al., 1999; Schaetzl y Anderson, 2005). Este suelo se caracteriza por tener un alto contenido en arcillas rojas y en óxidos de hierro. Se ha postulado dos posibles orígenes para el sedimento que forma este suelo: El residuo que deja la roca carbonatada al disolverse y el aporte eólico. Los procesos kársticos provocan la disolución de la roca caliza y el residuo insoluble se acumula formando parte de la *terra rossa*. Pero la mayoría de las rocas calizas tienen un porcentaje de residuo muy bajo que implicaría la disolución de grandes masas de caliza para llegar a generar los volúmenes de *terra rossa* que se aprecian. El sedimento eólico puede llegar a formar hasta el 50% de los sedimentos de *terra rossa* encontrados en la región mediterránea debido a los aportes del desierto del Sahara (Yaalon, 1997).

Los análisis morfológicos de la fracción arena, la distribución de tamaño de partículas y la mineralogía del sedimento de las facies de exterior de Gran Dolina y la *terra rossa* que se encuentra en la ladera de la Sierra de Atapuerca muestran resultados muy parecidos. Esta semejanza es especialmente notable entre las facies de flujos de gravedad y la *terra rossa*, demostrando el origen del sedimento de los flujos de gravedad.

Las calizas de la Sierra de Atapuerca tienen menos de un 1% de residuo insoluble (Aleixandre y Pérez-González, 1999) y el proceso de karstificación de la Sierra de Atapuerca no ha sido tan pronunciado como para formar las cantidades de *terra rossa* que se observan en la actualidad (Benito-Calvo et al., 2008). Los sedimentos preservados en los yacimientos de la Sierra de Atapuerca nos indican procesos de erosión pronunciados y continuados de las laderas durante todo el Pleistoceno señalando que la generación de suelos ha sido constante durante todo este periodo. Teniendo en cuenta los estudios de otras *terra rossa* de la península Ibérica (Bech et al., 1997; García Marcos y Santos Frances, 1997; Delgado et al., 2003), parece probable la influencia del sedimento eólica en los suelos de la Sierra de Atapuerca, como ya señalaban Berger et al., (2008). El análisis de la fracción de arenas de estos sedimentos no ha mostrado ninguna característica eólica, ya que el sedimento eólico aportado a la *terra rossa* suele tener un tamaño

de limos finos o arcillas, sugiriendo que la fracción arena de la *terra rossa* tendría su origen en la disolución de la caliza. Esto explicaría los bajos porcentajes de arenas que se observan tanto en la *terra rossa* como en los depósitos de Gran Dolina.

Las facies de interior de cueva muestran una mineralogía, granulometría y morfología que indican un área fuente diferente a las facies de exterior. En el análisis morfológico de la fracción arena se aprecia muy bien cómo se agrupa las facies de interior entre sí y los valores de relación de aspecto muestran valores extremos. Teniendo en cuenta que la circularidad y la convexidad se consideran más sensibles a los procesos geológicos (Domokos et al., 2014), la relación de aspecto nos sugiere un origen diferente para este sedimento. Los resultados mineralógicos revelan un aumento del cuarzo como mineral principal del sedimento indicando un área fuente diferente que en las facies de exterior. El depósito de estas facies se produjo durante la incisión de la terraza T3-T4. Durante este periodo, la posición del nivel freático permitiría la entrada de sedimentos fluviales pertenecientes a la cuenca hidrográfica del río Arlanzón. De este modo, el sedimento de las facies de interior pudo ser aportado por el régimen hídrico. Este sedimento sería erosionado de otros depósitos, con abundancia de cuarzo, de la cuenca sedimentaria. Un posible candidato pueden ser las facies Utrillas, ricas en arenas de cuarzo, que se encuentran en la cuenca (Olivé et al., 1990; Pineda, 1997). Estas arenas, junto a otras unidades terciarias, serían erosionadas y transportadas hasta el sistema kárstico, produciéndose una selección de tamaño por el flujo y depositándose en el interior de la cueva.

5.4 Implicaciones climáticas del registro sedimentario

Como trampas de sedimentos, los rellenos de las cuevas se han usado frecuentemente como indicadores paleoclimáticos (Bull, 1981; Liu, 1985; Lawson, 1995; Woodward y Goldberg, 2001; Springer, 2005; Auler et al., 2009). Aunque las cuevas permiten que los sedimentos se encuentren más protegidos de la erosión del exterior y, por tanto, tienen más capacidad de preservarse, su registro presenta otros problemas como las discontinuidades de su depósito, los numerosos hiatos, el retrabajamiento de sedimentos antiguos o las estratigrafías invertidas (Osborne, 1984). Por ello, a pesar de su uso como indicadores paleoclimáticos, no se consideran buenos indicadores comparado con otros depósitos sedimentarios continentales (Pons et al., 1989).

Los cambios en las facies sedimentaria de Gran Dolina que se han descrito en este trabajo pueden también deberse a, entre otras razones, cambios climáticos. Tentativas de interpretar el registro sedimentario de Gran Dolina en sentido climático fueron hechas por Aguirre y Hoyos (1992) y Aguirre (1992). En estos trabajos se hace una interpretación de los *debris flow* como originados durante periodos de clima fríos, ya que se considera a la gelifración como el primer generador de los clastos. Debido a esta interpretación, estos autores consideran que hubo un clima predominantemente frío durante el depósito de TD2, TD4, TD5, TD6, TD8, TD10 y TD11 estando solo representado los climas cálidos por TD3, TD7 y TD9; es decir, la ausencia de clastos se relaciona con óptimos climáticos. Esta interpretación no se sostiene por los datos faunísticos, donde la mayoría de las especies identificadas en Gran Dolina en esas unidades corresponden con periodos cálidos (Van der Made, 2001; Cuenca-Bescós et al., 2005; Blain et al., 2008; Rodríguez et al., 2011). Además, la generación de los clastos comprendidos en los *debris flow* puede deberse a procesos erosivos de las laderas de la Sierra que no estén relacionados directamente con procesos crioclásticos, como pueden ser procesos de disolución a favor de fracturas, eólicos o hídricos.

La interpretación paleoclimática a partir del registro sedimentario de Gran Dolina se ha realizado a partir de las siguientes premisas:

- **Las facies fluviales indican periodos de mayor humedad.** La aparición de las facies fluviales dependen de la evolución del nivel de base en el sistema kárstico y del clima. A partir del Pleistoceno medio (unidades TD8 a TD11 de Gran Dolina) la incisión del valle del río deja a Gran Dolina a una cota más alta que el nivel de base regional y local, provocando una desconexión de Gran Dolina con la red de drenaje local (Benito-Calvo et al., 2017). En ese momento la incidencia de las facies fluviales disminuye drásticamente en la sección estratigráfica. Debido a este cambio hidrológico, durante el Pleistoceno medio la ausencia de facies fluviales no significa necesariamente un clima más seco que en el Pleistoceno inferior.

- **Los *debris flow* con matriz más fina se relaciona con periodos de mayor generación de suelos.** La matriz de los *debris flow* proviene de los suelos formados en la ladera de la Sierra de Atapuerca (Pérez-González et al., 2001; Berger et al., 2008; Vallverdú, 2017). Como ya se ha discutido en el epígrafe anterior, la *terra rossa* de la Sierra de Atapuerca se forma por el residuo insoluble de la disolución de la caliza y el aporte eólico. En este punto existe una contradicción en el significado climático de la *terra rossa*, ya que un clima cálido y húmedo favorecería los aportes por la alteración y disolución de la caliza, pero, por otro lado, los periodos secos favorecen los aportes de material eólico (Pawelec, 2006; Bout-Roumazeilles et al., 2007). Además, la generación del suelo y su introducción en el interior de Gran Dolina no tienen que ser sincrónicos, pudiendo un proceso sedimentario nutrirse de un suelo relicto. De hecho, se ha postulado que los *debris flow* son indicadores de eventos de sequedad donde la vegetación es menor permitiendo el arrastre del suelo (Brook y Nickmann, 1996; Brook et al., 1997; Auler et al., 2009), a pesar de que se han descrito este tipo de sedimentos en cuevas situadas en lugares extremadamente húmedos como Nueva Guinea y Borneo (Gillieson, 1986; Dykes, 2007). Pero por otra parte, los flujos de gravedad se producen generalmente por un aporte masivo de agua que desestabilizan las laderas, por ello otros autores postulan que indican momentos más húmedos (Pawelec, 2006; Kłapyta et al., 2016) o eventos de deshielo (Lawson, 1995).
- **Los hiatos del registro sedimentario se pueden asociar a un clima seco.** La mayoría de los sedimentos de Gran Dolina han sido transportados en mayor o menor medida mediante el agua. Un clima seco disminuiría la erosión y transporte de los sedimentos de la ladera.
- **Los eventos erosivos en el interior de la cavidad se relacionan con periodos húmedos.** La erosión del registro sedimentario se produce por un flujo hídrico con energía suficiente para arrastrar el sedimento. Un periodo especialmente húmedo, con un aumento de vegetación en el exterior, prevería el arrastre de los sedimentos de la ladera (Brook y Nickmann, 1996; Brook et al., 1997) y debido a la falta de carga sedimentaria, los flujos que entrarían en el interior de la cueva tendrían suficiente fuerza de arrastre para erosionar los sedimentos previos de Gran Dolina. También, en algunos casos se ha relacionado estos eventos erosivos con periodos de transición entre momentos húmedos y momentos secos que favorecerían las lluvias torrenciales con escasa vegetación (Auler et al., 2009).

La interpretación paleoambiental a partir del registro sedimentario y los cambios de facies sedimentarios debe ser tomada cautamente, ya que son muchas las variables que intervienen en la formación de un medio sedimentario. Por ello, estas interpretaciones deben estar apoyadas por otros indicadores paleoambientales disponibles.

Los principales indicadores paleoambientales que dispone el yacimiento de Gran Dolina son los análisis de la microfauna y macrofauna (López Antoñanzas y Cuenca Bescós, 2002; Cuenca-Bescós et al., 2005; Blain et al., 2008; Blain et al., 2009; Blain et al., 2013). Los datos obtenidos mediante estos indicadores muestran pocas variaciones durante el Pleistoceno de Gran Dolina; por ejemplo, las estimaciones de paleotemperaturas realizadas usando la herpetofauna indican variaciones solo de 2°C entre los periodos cálidos y fríos registrados en Gran Dolina (Blain et al., 2008). En todos los casos, se han estimado climas más cálidos y más húmedos durante el Pleistoceno que los registrados actualmente en Burgos (Blain et al., 2008), con una temperatura anual media de 10,7°C y una humedad anual media de 71% (aemet.es).

Los análisis polínicos realizados en Gran Dolina tienen concentraciones de pólenes muy pobres para soportar estadísticamente una interpretación paleoclimática. Esta escasez polínica es debido al medio altamente oxidante de los suelos de *terra rossa* y por tanto, de los sedimentos de Gran Dolina, que impiden la preservación del polen (Carrión et al., 2009). A pesar de ello, se han realizado estudios palinológicos con el material disponible (García-Antón, 1995; Burjachs, 2001; Expósito et al., 2017). Los restos de carbones en Gran Dolina son excepcionales y su mala conservación impide la identificación taxonómica de estos restos.

La sedimentación de Gran Dolina se inicia con la unidad TD1. En esta unidad se aprecia tres facies formadas por ciclos sedimentarios que sugieren un importante control ambiental en la sedimentación de esta unidad. Debido a las características de sus sedimentos, esta unidad se ha interpretado como el resultado de procesos hídricos relacionados con el nivel freático regional marcado por el río Arlanzón.

La subunidad inferior, TD1.3, empieza con una alternancia de limos y arcillas que pueden reflejar ciclos climáticos de cientos o miles de años (Parés et al., 2018). Estos ciclos se ven interrumpidos por un hiato asociado a un nivel lenticular arcilloso que se formó por acreción de arcillas por escorrentía de la pared de la cueva. Este hiato puede estar relacionado con un periodo de bajada del nivel epifreático que a su vez podría deberse a un periodo más seco en la Sierra de Atapuerca, aunque también se podría explicar como cambios locales del sistema hídrico. Del mismo modo, la posterior reactivación del sistema, con un aumento en el tamaño de partícula, se puede relacionar con un aumento del caudal en el sistema debido a cambios locales o regionales. Este aumento podría relacionarse con un cambio climático regional con mayores precipitaciones.

La siguiente subunidad, TD1.2, presenta un ciclo milimétrico y otro centimétrico que nos muestran cambios en el régimen hídrico, los cuáles podrían estar asociados a cambios ambientales de mayor o menor cantidad de precipitaciones. Los ciclos centimétricos se suceden entre niveles de arcillas y arenas. Esta alta variabilidad de tamaño de partícula junto

a la incidencia de niveles cementados o espeleotémicos, que sugiere eventos de parada de la sedimentación, nos señalan un periodo de importantes cambios hídricos y variaciones del nivel epifreático. Una de las posibles causas de estas variaciones podría ser eventos sucesivos de periodos secos y húmedos.

Por último, TD1.1 muestra una laminación más constante y un aumento de la granulometría que sugiere mayor energía en el medio y una mayor estabilidad en el régimen hídrico que en la subunidad infrayacente. El aumento de la energía en el medio indica un aumento del caudal que puede asociarse a un periodo de mayor humedad relativa que en las subunidades precedentes.

La unidad TD2 continúa el régimen hídrico observado en TD1, separado de esta por dos eventos: un crecimiento espeleotémico y el desplome de parte del techo y pared de la cavidad. Ambos eventos son indicativos de un hiato que indica un nivel freático más bajo que puede deberse a un periodo relativamente más seco. Posteriormente, la reactivación de la sedimentación con las facies fluviales de interior A, que tienen una mayor granulometría que las observadas en la unidad anterior, nos sugiere una mayor energía y un mayor flujo que si bien puede estar relacionado con cambios locales del régimen hídrico, también puede significar un aumento relativo de la humedad en el sistema.

El cambio entre las unidades TD1 y TD2 a las unidades TD3-TD11 está marcado por un cambio de condiciones epifreáticas a vadósas en la cueva. Este cambio se identifica por el abandono de las facies de interior y la predominancia de las facies de exterior, indicando que la dinámica de Gran Dolina varió de una surgencia a un sumidero, recuperándose seguramente está dinámica solamente en TD7.

TD3 se describió como una unidad homogénea de arcillas rojas que se relacionó con un clima cálido y húmedo (Gil et al., 1987; Aguirre y Hoyos, 1992). La microfauna indica por el contrario un clima probablemente seco y frío (López Antoñanzas y Cuenca Bescós, 2002). La desaparición de esta unidad en la actual sección estratigráfica hace imposible una reinterpretación del mismo.

Las unidades del Pleistoceno inferior de Gran Dolina (TD4, TD5, y TD6) muestran la misma distribución de facies sedimentarias. Cada unidad empieza con una subunidad dominada por facies de flujos de gravedad y termina con una subunidad con mayor predominancia de facies fluviales. Esta alternancia se puede relacionar con ciclos relativos de humedad-sequedad en la Sierra de Atapuerca, representando las subunidades TD4.2, TD5.2 y TD6.3 periodos relativamente más secos y las subunidades TD4.1, TD5.1, TD6.2 y TD6.1 periodos relativamente más húmedos.

Más en detalle, la unidad TD4 es la única que presenta las facies de *debris flow* A y B. Estas facies se caracterizan por su mayor concentración de matriz que el resto de *debris flow* con un mayor contenido en arenas. Estos *debris flow* son la primera entrada de sedimentos del exterior en Gran Dolina y en la zona sur de esta unidad se han observado niveles de sedimentos de interior. Los *debris flow* pudieron erosionar y asimilar estas facies de interior aumentando tanto su proporción de matriz como la de arenas dentro de ella. De este modo, la matriz de estos *debris flow* no tendría un significado ambiental sino que sería el resultado de la erosión e influencia de los sedimentos previos del interior de Gran Dolina. La asociación de micromamíferos indican un clima seco y frío (López Antoñanzas y Cuenca Bescós, 2002). Ya en la subunidad TD4.1 aparecen facies de canal que sugieren un aumento relativo de la humedad en el medio como también indica la total decarbonatación de las microfases (Vallverdú, 2002). De este modo, también se explicaría la desaparición de la facies de *debris flow* A en TD4.1, que podemos asociar a un clima seco. Por su cronología, esta subunidad se puede relacionar con el MIS 31 (Moreno et al., 2015; Álvarez-Posada et al., 2018).

La subunidad inferior de TD5, TD5.2, está formada por flujos de gravedad mostrando la interrupción del curso fluvial de TD4.1 y sugiriendo un periodo más seco que el observado en esta subunidad inferior. Esta interpretación esta en concordancia con las observaciones de la microfauna que también nos indican un aumento de ambientes secos, junto a un aumento de las temperaturas dentro de un contexto principalmente frío (López Antoñanzas y Cuenca Bescós, 2002; Rodríguez et al., 2011). La macrofauna encontrada se relaciona tanto con ambientes húmedos como secos (García y Arsuaga, 1999). La siguiente subunidad, TD5.1, muestra un registro sedimentario totalmente dominado por las facies fluviales. En ella se han registrado al menos cinco eventos diferentes que se pueden relacionar con ciclos de cambios de sequedad-humedad donde cada evento de sequedad estaría representado por un hiato. Por tanto, este periodo estaría dominado por eventos húmedos, como también indican los estudios micromorfológicos (Vallverdú, 2002) y el registro fósil de la herpetofauna y de los micromamíferos donde se sugiere un aumento de la humedad hacia el techo de TD5 (López Antoñanzas y Cuenca Bescós, 2002; Blain et al., 2009). A partir de los datos microfaunísticos y las dataciones, se ha relacionado esta unidad con el MIS 27 y el MIS 29 (Cuenca-Bescós et al., 2011; Blain et al., 2012).

La unidad TD6 muestra una evolución parecida a las unidades estratigráficas previas del Pleistoceno inferior en el cual tenemos una subunidad inferior (TD6.3) formada principalmente por facies de flujos de gravedad y dos subunidades superiores (TD6.2 y TD6.1) donde predominan las facies fluviales. Sin embargo, en el caso de TD6.3 se observa un aumento progresivo de las facies fluviales en detrimento de las facies de gravedad que parece indicar un aumento progresivo de la humedad hacia techo. Esta tendencia también es recogida en el estudio palinológico, con un registro de clima mediterráneo que muestra un aumento de la humedad hacia el techo de TD6 (García-Antón 1995; Burjachs, 2001). Esta evolución a mayor humedad

que se registra en TD6.3 se produce dentro de un contexto de un periodo seco como indica la microfauna (López Antoñanzas y Cuenca Bescós 2002). Por otro lado, el registro de microfósiles sugiere un clima más cálido que en TD5 (García y Arsuaga 1999).

Las dos subunidades TD6.2 y TD6.1 están dominadas por las facies fluviales sugiriendo un clima más húmedo con respecto a TD6.3. Entre ambas subunidades se encuentra una entrada de facies de gravedad desde el norte que puede ser asociada con un periodo seco más prolongado en el tiempo. Las variaciones entre eventos húmedos y secos se han descrito en el estudio micromorfológico de las facies de llanura de inundación del sondeo, donde se ha observado una gran variedad de microfacies (Vallverdú et al., 2001; Vallverdú, 2002). Estos cambios pueden estar relacionados con los niveles de llanura de inundación que han mostrado valores de circularidad y convexidad de las partículas, excepcionalmente bajos, los cuales pueden ser indicadores de eventos de parada sedimentaria, favoreciendo una mayor exposición que permite la alteración del suelo de la cueva.

La interpretación del incremento de la humedad en estas dos subunidades, se encuentra respaldada por los datos de micromamíferos y herpetofauna que señalan un clima húmedo y cálido, con un entorno boscoso (Cuenca-Bescós et al., 2010; Blain et al., 2013). Aunque en un estudio previo se propuso un ligero aumento de climas secos y abiertos en estas subunidades en comparación con la subunidad infrayacente (Blain et al., 2008). Igualmente, la presencia de *Castor fiber* en TD6.2 y TD6.1 señala la existencia de cursos fluviales constantes en el entorno (Cuenca-Bescós et al., 2017).

El clima en general en TD6 parece cálido como indica la macrofauna donde se han descrito especies características de periodos interglaciales como los género *Dama* y *Sus* observando una evidente ausencia de especies típicamente de periodos glaciales (Van der Made, 1999). Además de los datos de microfauna ya nombrados, la alta abundancia de semillas de *Celtis* en la subunidad de TD6.2 es también un indicador de un clima mediterráneo en la Sierra de Atapuerca (Allué et al., 2015). Las dataciones de esta unidad muestran fechas comprendidas entre 0,78 – 0,936 Ma (Parés y Pérez-González, 1995; Falguères et al., 1999; Moreno García, 2011; Parés et al., 2013; Arnold et al., 2014). Estas dataciones han sido tomadas principalmente en la subunidad TD6.2 debido a la presencia en sus niveles de restos de homínidos. Según los datos de microfauna se ha asignado a esta subunidad los MIS 21 y MIS 23 (Cuenca-Bescós et al., 2005; Cuenca-Bescós y García, 2007; Cuenca-Bescós et al., 2011; Blain et al., 2012), sugiriendo una posible relación de la ocupación humana de la Sierra de Atapuerca con la transición del MIS 22/ MIS 21 que implicaría un importante cambio de un periodo glacial a un periodo templado (Cuenca-Bescós et al., 2011; Blain et al., 2013). Sin embargo, los trabajos geocronológicos han propuesto una edad más antigua y relaciona esta subunidad con el MIS 25 (Berger et al., 2008; Parés et al., 2013). Sedimentológicamente no se ha obtenido ninguna información que pueda relacionarse con uno u otro estadio isotópico interglacial.

La unidad TD7 rompe la dinámica de las unidades anteriores, presentando en las subunidades inferiores una predominancia de facies fluviales. Las características de estas facies, laminadas y con alternancias de niveles cementados y no cementados sugieren un clima húmedo con eventos cíclicos de sequedad registrados como hiatos en la sección estratigráfica, como también parece indicar la cementación esparítica a micrítica de los niveles cementados (Vallverdú, 2002). El cambio de polaridad magnética Matuyama-Brunhes se produce dentro de TD7.3 (Parés y Pérez-González, 1999). Este cambio se encuentra dentro de un evento interglacial, el MIS 19, indicando que esta subunidad y seguramente TD7.4 se encuentran dentro de un periodo cálido. En la unidad TD7.1 se aprecia una entrada de *debris* junto a un crecimiento espeleotémico que nos puede indicar un cambio climático hacia periodos más cálidos. Esta unidad es excepcionalmente pobre en la presencia de microfósiles. Los pocos que se encuentran indican una alta diversidad de hábitats (Cuenca-Bescós et al., 2010; Rodríguez et al., 2011) y predominancia de ambientes húmedos (Blain et al., 2008), mientras que la palinología indica un hábitat cerrado y arbóreo (Burjachs, 2001). Esta alta diversidad contrasta con la homogeneidad del depósito sedimentario, aunque esta solo indica el medio sedimentario en el interior de la cueva y no la posible riqueza de medios que se podrían encontrar alrededor de la Sierra de Atapuerca en ese periodo.

La unidad TD8 está formada en su conjunto exclusivamente por flujos de gravedad que sugieren un periodo relativamente seco. El principal cambio sedimentario de la unidad TD8 se produce en el límite estratigráfico entre las subunidades TD5.4 y TD5.3. Las subunidades inferiores TD5.5 y TD5.4 están formadas por facies de *debris flow* E mientras que las subunidades superiores TD5.3, TD5.2 y TD5.1 se componen de facies de *debris flow* D. Estos cuerpos sedimentarios muestran las mismas características morfológicas y de dirección de entrada sugiriendo que este cambio en las facies refleja un cambio climático en el exterior. La principal diferencia entre estas dos facies es el aumento de la matriz con respecto al porcentaje de clastos y la cementación de la misma. En las subunidades inferiores se han encontrado en la matriz características de alteración criogénica (Vallverdú, 2002) que nos sugiere que la sedimentación de estas subunidades se produjo en un periodo relativamente frío. El aumento de la matriz limo-arcillosa en las subunidades superiores (TD5.3, TD5.2 y TD5.1) se asocia a un aumento del suelo disponible en el exterior para ser arrastrado. Dicho aumento de suelo en la ladera puede deberse a un cambio ambiental hacia un clima relativamente más cálido y húmedo, como también sugiere la disminución de pólenes de coníferas a techo de la unidad (Rodríguez et al., 2011), aunque un reciente estudio sobre el desarrollo del suelo durante la deposición de esta unidad señala un clima frío y semi-árido (Vallverdú, 2017).

Para tener en cuenta otros indicadores paleo-climáticos en esta unidad, es necesario observar que la unidad TD8 ha sido dividida en estos estudios en TD8a y TD8b (López Antoñanzas y Cuenca Bescós, 2002; Cuenca-Bescós et al., 2005; Cuenca-Bescós y García, 2007; Blain et al., 2009; Cuenca-Bescós et al., 2010). La subunidad TD8b corresponde en realidad con la unidad TD8-9 definida posteriormente (Rodríguez et al., 2011).

Los estudios de microfauna en TD8 indican un clima seco, aunque sin ser extremo (López Antoñanzas y Cuenca Bescós, 2002; Blain et al., 2008), pero, por un lado, los micromamíferos son representativos de un clima frío (López Antoñanzas y Cuenca Bescós, 2002) y la herpetofauna muestran un clima cálido o templado (Blain, et al., 2008; 2009). En ambos estudios se indican la existencia de especies de medios abiertos y de especies indicadores de cursos de agua estables. Por otro lado, el género *Macaca*, presente en esta unidad, es indicativo de climas relativamente húmedos (Rodríguez et al., 2011) y la especie *Hippopotamus amphibius* sugiere la existencia de un intervalo relativamente cálido. La mayoría de los indicadores paleo-climáticos nos indica un periodo relativamente frío y seco durante el depósito de TD8 que se ha correlacionado con el MIS 18 (Cuenca-Bescós y García, 2007). Sin embargo, a partir de la fauna encontrada en esta unidad, se ha correlacionado con el MIS 19 (Blain et al., 2012; Van der Made et al., 2017).

A techo de TD8 se produce la erosión donde se acomoda la unidad TD8-9. Esta erosión puede deberse a un evento húmedo con abundante vegetación en la ladera de la Sierra que evita el arrastre de sedimento al interior de la cueva (Brook y Nickmann, 1996). El posterior espeleotema que crece sobre la cicatriz se formaría también durante el periodo de mayor humedad.

TD8-9 es una unidad dominada por *debris flow* cohesivos de matriz limo-arcillosa que nos podría indicar un medio relativamente húmedo y cálido propicio para la generación de suelo, sin embargo la presencia de modificadores post-deposicionales tales como iluviación, acumulación o carbonatación-decarbonatación indican procesos de crioturbación en la matriz (Vallverdú, 2002) nos indica que este depósito se formó en un periodo relativamente frío. La microfauna es escasa en esta unidad impidiendo en algunos casos su uso como indicador paleo-climático (López Antoñanzas y Cuenca Bescós, 2002; Blain et al., 2009). A pesar de ello, la fauna encontrada indica un clima interglacial con una transición desde un medio seco a un medio más húmedo (López Antoñanzas y Cuenca Bescós, 2002; Cuenca-Bescós et al., 2005; Rodríguez et al., 2011) que puede relacionarse con el MIS 13 o MIS 15 (Cuenca-Bescós y García, 2007).

TD9 es una unidad cuya formación no presenta implicaciones climáticas. Además, al ser una unidad sin registro fosilífero, no hay indicadores climáticos faunísticos. Esta unidad está datada en $0,54 \pm 0,09$ Ma (Moreno et al., 2015) y a partir de su relación con el resto de unidades, se puede especular con su correlación con el MIS 13 (Blain et al., 2012).

Las cuatro subunidades que componen TD10 están dominadas por flujos de gravedad a excepción de la primera, TD10.4. Esta subunidad muestra un curso fluvial en el centro de la cueva con llanuras de inundación en los márgenes que indican una reactivación del sistema hídrico en el interior de Gran Dolina. A pesar de que el nivel de la cuenca hidrográfica del río Arlanzón se encuentra a cotas más bajas, esta reactivación sugiere un clima más húmedo tal y como también sugieren los estudios palinológicos y microfaunísticos (García-Antón,

1995; Cuenca-Bescós et al., 2005). Además, este nivel parece tener una fauna de anfibios y reptiles más propias de climas templados (Blain et al., 2009). Las siguientes subunidades (TD10.3, TD10.2 y TD10.1) presentan *debris flow* con matrices más pobres en limos y arcillas (facies C y F) que nos muestran una menor generación de suelos en la ladera durante este periodo. Esta escasez del suelo puede ser debido a un clima más frío y seco como también se ha interpretado en algunos estudios de fauna y polen (García-Antón, 1995; López-Antoñanzas y Cuenca-Bescós, 2002). A partir de TD10.2 se observan varios niveles con facies de canal que aumentan su incidencia hacia el techo de la unidad TD10. Esta progresión nos puede indicar un cambio climático gradual hacia un periodo de mayor humedad como también indica los procesos post-deposicionales observados en TD10.1 (Mallol y Carbonell, 2008). El aumento de *poaceas* en detrimento de las especies mediterráneas a partir de TD10, especialmente en TD10.3, sugiere un aumento de medios abiertos en la Sierra de Atapuerca (Rodríguez et al., 2011). A partir de la herpetofauna, Blain et al., (2012) identificaron tres picos de periodos cálidos correlacionados con el MIS 11, MIS 9 y MIS 7. Los niveles de ocupación humana de la unidad TD10, situados en las subunidades TD10.2 y TD10.1, se pueden relacionar con el aumento de medios abiertos y climas favorables en estas subunidades.

Por último, la unidad TD11 se ha interpretado como una reactivación del sistema hídrico debido a los niveles de gravas que se localizan en esta sección. Sin embargo, como ya se ha discutido anteriormente, estas gravas pueden ser el resultado de un flujo hiperconcentrado (Postma, 1986; Sohn et al., 1999). La ausencia de registro de macro y micro fauna en esta unidad impide su uso como paleo-indicadores que ayudarían en la interpretación sedimentaria. La presencia de modificaciones criogénicas en el sedimento indicaría un clima frío (Vallverdú, 2002).



6

CONCLUSIÓN

En esta tesis doctoral se ha realizado el estudio estratigráfico y sedimentológico en detalle del yacimiento arqueológico de Gran Dolina, en la Sierra de Atapuerca (Burgos, España). El objetivo de este estudio ha sido reconstruir los procesos de formación del yacimiento de Gran Dolina, a través de:

- 1- La revisión y elaboración de una estratigrafía de detalle del relleno kárstico actualizando los estudios previos con las nuevas secciones estratigráficas disponibles.
- 2- El estudio sedimentológico de cada nivel y el estudio de los procesos de formación que dieron lugar al yacimiento.

Este estudio se ha enmarcado dentro de las necesidades del proyecto Atapuerca de conocer la relación de los procesos geológicos con los restos arqueológicos.

Esta relación es especialmente importante en las unidades donde se han encontrado restos líticos que evidencian actividad humana en la Sierra de Atapuerca. La acumulación de restos de origen antrópico en tres niveles de la unidad TD6 ha sugerido la posibilidad de un asentamiento dentro de Gran Dolina. El estudio de estos niveles desde el punto de vista sedimentológico, considerando a los restos arqueológicos como partículas sedimentarias, permite discernir el transporte que han sufrido estos restos y a partir de ahí, presentar una posible explicación de la acumulación de restos arqueológicos.

Para ello se han aplicado diferentes técnicas y metodologías, tanto de laboratorio como de campo, que nos ha permitido obtener información granulométrica, mineralógica, elemental, química y morfoscópica de los niveles sedimentarios de Gran Dolina. A partir de estos datos empíricos y junto con las observaciones realizadas en campo, se ha podido interpretar y clasificar los sedimentos de Gran Dolina. Dentro de estas técnicas se han desarrollado nuevos protocolos y metodologías con la ayuda de la instrumentación disponible en el CENIEH.

En la presente tesis doctoral se ha llegado a las siguientes conclusiones:

- Se ha identificado en el relleno sedimentario de Gran Dolina 21 facies sedimentarias, divididas en dos grandes grupos: facies de interior y facies de exterior. Estas facies sedimentarias se han definido según el proceso geológico que ocasionó la acumulación sedimentaria. Para ello, se han usado criterios sedimentológicos para su división.
- Las facies de interior son los sedimentos depositados cuando la cueva no tenía una entrada del exterior cercana. Este término se ha considerado más idóneo que otros términos, como facies autóctona, debido a que el origen del sedimento de estas facies

puede tener un origen, aunque sea lejano, no autóctono. Las facies de interior se han dividido a su vez en facies químicas y facies detríticas. Las facies químicas son aquellas que se producen por la precipitación química de fases minerales. Las facies detríticas son debido a la acumulación de sedimentos clásticos debido a un transporte geológico. Se ha indicado que las facies detríticas de interior de Gran Dolina provienen de un transporte continuado en el interior del karst. El área fuente original de estos sedimentos puede encontrarse en el exterior, en los sedimentos terciarios y mesozoicos identificados en la región alrededor de la Sierra de Atapuerca. Los sedimentos se introducirían en el sistema kárstico a partir de un transporte hídrico y serían transportados en su interior varias centenas de metros hasta que vuelven a depositarse.

- Las facies de exterior se han definido como los sedimentos aportados desde el exterior de la cueva a través de una entrada cercana. Estos sedimentos tienen un transporte relativamente corto dentro del sistema kárstico. Se han identificado dos procesos geológicos predominantes en el relleno de Gran Dolina: las facies de flujos de gravedad y las facies fluviales. Las facies de flujos de gravedad son sedimentos de la ladera arrastrados hasta Gran Dolina en flujos puntuales debido a la acción predominante de la gravedad. Las facies fluviales indican el curso de un río subterráneo dentro de Gran Dolina.
- Se han identificado siete facies de debris flow diferentes separados por su granulometría, fábrica y reología. Cada una de estas facies se ha asociado a un proceso sedimentario y a un comportamiento reológico.
- Se han identificado 109 niveles sedimentarios agrupados en 27 sub-niveles y 12 unidades litoestratigráficas. Estos niveles se han diferenciado a partir de criterios sedimentológicos, litoestratigráficos y aloestratigráficos, donde se han registrado los principales hiatos de la sección estratigráfica. Cada uno de estos niveles ha sido caracterizado en campo y se le ha asignado una facies sedimentaria.
- Durante el Pleistoceno inferior, Gran Dolina actuó primero como una surgencia hacia el valle que transportaba los sedimentos del interior del endokarst que se acumularon en Gran Dolina. Con la abertura de una entrada al exterior y el abandono de las condiciones freáticas, se empezó a rellenar la cueva con sedimentos del exterior. En ese momento Gran Dolina funcionó como un sumidero, donde flujos de gravedad entraban de manera singular y puntual, mientras distintos cursos fluviales intermitentes circulaban por el interior de la cavidad. Estos cursos fluviales estarían relacionados con el nivel de base marcado por la terraza T4 del río Arlanzón. Durante la unidad TD7, Gran Dolina seguramente volvería a funcionar como una surgencia, transportando y depositando sedimentos del interior de la cueva al exterior.

- En el Pleistoceno medio, la incisión del río Arlanzón indica el abandono del nivel freático y la disminución de las facies fluviales en el registro sedimentario. Durante este periodo, el relleno sedimentario se compone de varios flujos de gravedad que se van sucediendo dentro de la cueva, colmatando sucesivamente la entrada y provocando periodos de aislamiento hasta que un proceso erosivo vuelve a abrir la entrada para la sedimentación de las unidades TD10 y TD11. Finalmente, Gran Dolina se colmata por la unidad TD11.
- Se ha identificado tres entradas principales en Gran Dolina. La primera se encontraría al sur o sureste de Gran Dolina y sería el responsable de las entradas de las unidades TD4 y TD5. Posteriormente se abriría la entrada oeste, relacionada con el relleno sedimentario de Penal, durante el depósito de la subunidad superior de TD5 y la unidad TD6. Esta entrada principal se colmataría a techo de TD7. Tras este hiato, la sedimentación en Gran Dolina se recupera por una entrada sub-vertical situada en el techo y cerca de la zona norte de la sección estratigráfica actualmente visible. Esta apertura permitiría la entrada de los sedimentos de TD8 y seguramente también de TD8-9. Por último, a partir de TD10 se vuelve a recuperar la entrada oeste de Penal que funcionaría hasta la colmatación de la cueva.
- Además de estas tres entradas, durante el relleno sedimentario de Gran Dolina se han identificado varias entradas secundarias por fisuras y grietas de la cueva que permitirían la entrada de sedimentos en menor medida.
- En el registro sedimentario de las facies de exterior se ha observado dos importantes hiatos que se corresponden con dos crecimientos espeleotémicos. Uno se sitúa a techo de la unidad TD7 y otro está representado por la unidad TD8-9, que presenta una superficie de erosión y dos crecimientos espeleotémicos.
- La unidad TD6 se formó por la entrada de sedimentos desde tres entradas: la entrada oeste de Penal, una entrada sub-vertical situada en el noroeste y una entrada secundaria desde el sur-este que solo funcionó durante la subunidad TD6.2. En la formación de esta unidad estuvieron implicados procesos de flujos de gravedad y fluviales.
- La acumulación de los restos fósiles de homínidos en TD6 se puede dividir en tres grupos diferentes a tenor de su relación con el registro sedimentario. El primer grupo lo forman fósiles dispersos y flotados en la matriz sedimentaria. Este grupo se ha observado en facies de flujos de gravedad como las observadas en la sección de Torreón. El segundo grupo son acumulaciones de fósiles dentro de las facies fluviales. Por último, el tercer grupo lo forman los fósiles de la facies mixta F, identificada en la

zona del sondeo de TD6.2. La facies mixta F es el resultado de dos procesos geológicos: una entrada de gravedad de poca entidad y una llanura de inundación. Los tres grupos muestran un tamaño y una dispersión de los fósiles similares a los clastos y gravas de su nivel sedimentario.

- Las relaciones observadas entre los fósiles de homínidos y las facies sedimentarias de TD6 indican que los procesos geológicos pueden ser la primera causa de acumulación de estos restos fósiles. A partir de estos datos, la interpretación de un campamento humano en la cavidad de Gran Dolina durante el momento del depósito de TD6 debería ser revisado.
- Se ha diseñado una metodología de trabajo para el análisis de la morfología externa de las partículas de arena. Esta metodología usa análisis de imagen con microscopios ópticos automatizados. Los resultados obtenidos muestran la idoneidad de esta técnica para diferenciar las facies sedimentarias.
- De los parámetros morfológicos analizados, la convexidad y la circularidad muestran el grado de madurez textural de los sedimentos. Mientras que la relación de aspecto parece tener una relación con la forma inicial de la partícula, siendo esta un parámetro principalmente heredado. Así, se ha observado que las facies de canal de Gran Dolina son los sedimentos más maduros del registro sedimentario.
- Mediante la morfología externa de las partículas, se ha observado una relación entre las facies de exterior con los sedimentos de terra rossa sugiriendo que estas últimas son el origen de los sedimentos de Gran Dolina.
- Se han identificado varios niveles de alteración usando el análisis de imagen de la morfología externa de las partículas. Estas alteraciones no se han podido identificar simplemente con el estudio de campo.
- La separación en tamaños para el análisis de la morfología externa de la partícula nos ha mostrado que la fracción de 500-250 μm es más sensible a los cambios de forma debido al transporte sedimentario. Por el contrario, la fracción de arenas muy finas, 125-63 μm , muestra muy poca sensibilidad.
- El análisis de los parámetros morfológicos ha necesitado de técnicas estadísticas de análisis de componentes principales y análisis clúster para la correcta interpretación de los resultados morfológicos.

- El área fuente del sedimento de Gran Dolina es la ladera sur de la Sierra de Atapuerca. En esta ladera se ha ido formando terra rossa durante todo el Pleistoceno. Esta terra rossa tiene su origen, por un lado en el residuo de la disolución de las calizas, y por otro lado en el aporte eólico. Este aporte eólico ha transportado sedimentos finos de un tamaño de limos y arcillas, mientras que las arenas encontradas en la terra rossa no muestran ninguna característica de transporte eólico. Los sedimentos de interior de cueva (unidades TD1 y TD2) pueden tener un área fuente más lejana, siendo aportados estos sedimentos por el régimen hídrico de la cuenca.
- La sucesión de facies sedimentarias en el registro de Gran Dolina han permitido, apoyándose en otros indicadores, realizar una propuesta paleoclimática del momento del depósito sedimentario.
- Durante el Pleistoceno inferior, se ha observado una alternancia entre periodos secos y húmedos en cada unidad. Las subunidades a muro de cada unidad (TD4.2, TD5.2, TD6.3) representa un periodo seco, estando la sedimentación dominada por flujos de gravedad. Las subunidades a techo (TD4.1, TD5.1, TD6.2, TD6.1) muestran un incremento de la humedad y se componen principalmente de facies fluviales.
- Durante el Pleistoceno medio, se observa un clima relativamente más seco y seguramente más frío, con menos incidencia de las facies fluviales. La unidad TD8 puede representar el momento más frío registrado en el sedimento de Gran Dolina.
- Se han identificado y cuantificado las deformaciones sin-deposicionales y post-deposicionales del registro sedimentario de Gran Dolina. Las deformaciones post-deposicionales son comunes en el registro sedimentario, observándose la mayoría de las unidades lito-estratigráficas. Se han explicado estas deformaciones como el resultado de la pérdida de volumen del sedimento por su acomodación y pérdida de humedad.

La clasificación de facies sedimentarias y la identificación de los niveles sedimentarios de Gran Dolina aportan un marco estratigráfico para futuras investigaciones en este yacimiento arqueológico. El uso de la nomenclatura de cada nivel, propuesta en esta tesis doctoral, mejora la localización espacial y temporal para futuros estudios, permitiendo que los investigadores indiquen con mayor precisión los hallazgos arqueológicos obtenidos.

La metodología usada en esta tesis doctoral ha mostrado ser útil para el análisis sedimentario de los rellenos kársticos. La aplicación de esta metodología en otros registros sedimentarios de cuevas puede servir para identificar y clasificar los principales procesos de formación.

La presente tesis doctoral se ha realizado a partir de la sección estratigráfica actualmente disponible en Gran Dolina. El avance de la excavación arqueológica durante los años venideros revelará nuevas secciones estratigráficas donde se observará la evolución espacial de los niveles sedimentarios. Estas nuevas secciones permiten continuar el estudio estratigráfico de Gran Dolina.

Los resultados obtenidos han evidenciado que las facies sedimentarias dependen de los ciclos climáticos del Pleistoceno. Sin embargo, los indicadores paleoambientales disponibles se han mostrado insuficientes y poco precisos. Investigaciones futuras deben centrarse en usar otras metodologías que permitan el conocimiento de las variaciones paleoambientales de la Sierra de Atapuerca.

Una de estas metodologías es el estudio de los isótopos estables. La formación de minerales autígenicos en los sedimentos de Gran Dolina preserva la señal isotópica de los elementos que lo componen. Esta señal isotópica depende en cierta medida de las condiciones paleoclimáticas en el momento de formación del mineral. El estudio de los isótopos estables en materiales presentes en la matriz de los sedimentos como carbonatos, arcillas, fosfatos o materia orgánica, permitirían obtener un indicar de la evolución paleoambiental de la cavidad.

Otro posible indicador paleoambiental son las poblaciones de limos que se encuentran en la matriz de los sedimentos de Gran Dolina. El estudio de estas poblaciones permitiría conocer el origen de estos sedimentos y observar variaciones en los aportes eólicos, si los hubiera. El aporte eólico de partículas del tamaño de limos y arcillas puede relacionarse con cambios climáticos.

Por último, siguiendo el camino abierto en esta tesis doctoral, se puede profundizar en el estudio de las morfologías externas de las partículas sedimentarias de otros tamaños no estudiados en este trabajo como puede ser la fracción de gravas y la fracción de arena gruesas.

In this thesis dissertation a detailed stratigraphical and sedimentological study of the archaeological site of Gran Dolina, Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain), has been carried out. The aim of this research has been to reconstruct Gran Dolina's formation processes through:

1. The revision and elaboration of a detailed stratigraphy of the karstic filling by updating the previous studies with the new stratigraphic sections available.
2. The sedimentological study of each layer and the study of the site's formation processes.

This study is framed within the need of the Atapuerca research project to understand the relationship between the geological processes and the archaeological remains.

This relationship is specially important in the units where lithic tools have been found, as they evidence human activity in the Sierra de Atapuerca. The accumulation of hominin remains in three layers of the TD6 unit has suggested the existence of a campsite inside Gran Dolina. The study of these layers from the sedimentological point of view, this is, considering the archaeological remains as sedimentary particles, has allowed discerning the transport that these remains have experienced. A possible explanation for the accumulation of these archaeological remains has been presented based on this information.

In order to obtain granulometrical, mineralogical, elemental, chemical and morphoscopical data of the Gran Dolina sedimentary layers, different techniques and methodologies have been applied, both in the laboratory and in the field. From these empirical data and together with the observations done in the field, it has been possible to interpret and classify the Gran Dolina sediments. New protocols and methodologies within these techniques have been developed with the instrumentation available at CENIEH.

The conclusions achieved in this doctoral thesis are the following:

- 21 sedimentary facies have been identified in the sedimentary fill of the Gran Dolina site, which can be divided into two large groups: interior facies and entrance facies. These sedimentary facies have been defined according to the geological process that caused their sedimentary accumulation. For its division, sedimentological criteria were used.
- The interior facies are sediments deposited when there was not any near entrance to the cave. This term has been considered more suitable than other ones, such as autochthonous facies, because the source of the sediment of these facies may have had an origin which is not autochthonous. The interior facies have been divided into

chemical facies and clastic facies. The chemical facies are those that were produced by the chemical precipitation of minerals. The clastic facies are the ones produced by the accumulation of clastic sediments due to a sedimentary transport. The interior clastic facies of the Gran Dolina site are the result of a continuous transport inside the karst. The original source area of these sediments can be found outside the karst, in the Tertiary and Mesozoic sediments identified in the landscape around the Sierra de Atapuerca. These sediments were introduced into the karst system by water flows and transported inside the conduits several hundred metres until they were deposited again.

- The entrance facies have been defined as the sediments transported from the outside of the cave through a nearby entrance. These sediments have a relatively short transport inside the karst system. Two predominant geological processes have been identified in the Gran Dolina infillings: sediment gravity flow facies and fluvial facies. Sediment gravity flow facies are sediments transported from the slope of the hill by the action of gravity. Fluvial facies are formed by underground rivers within the conduit.
- Seven different debris flow facies have been identified, separated by their granulometry, fabric and rheology. Each one of these facies has been associated to a sedimentary process and a rheological behaviour.
- We have identified 108 sedimentary layers grouped into 27 sub-units and 12 lithostratigraphic units. These layers have been differentiated according to sedimentological, lithostratigraphic and allostratigraphic criteria and to the main hiatuses observed in the stratigraphic section. Each of these layers has been characterized in the field and has been assigned to a sedimentary facies.
- During the Early Pleistocene Gran Dolina acted first as a spring, flowing towards the valley, whose underground flow transported the sediments from the inside of the karst and accumulated them in Gran Dolina. With the opening of an entrance to the outside and the abandonment of the phreatic conditions, the cave began to be filled with sediments from the outside. Then Gran Dolina worked as a sink, where sediment gravity flows were occasionally introduced while different no constant fluvial flows circulated inside the cave. These fluvial flows can be related to the base level marked by the T4 terrace of the Arlanzón River. During the TD7 unit, Gran Dolina functioned surely as a spring again, transporting and depositing sediments from the inside to the outside of the cave.
- In the Middle Pleistocene, the Arlanzón River's incision caused the abandonment of the water table, which is reflected in the sedimentary record by the decrease of fluvial

facies. During this period, the sedimentary infill was composed of several sediment gravity flows that filled the entrance successively, causing periods of isolation. Later, erosive processes reopened the entrance, allowing the sedimentation of the TD10 and TD11 units. Finally, Gran Dolina was silted up by the TD11 unit.

- Three main entrances have been identified in Gran Dolina cave. The first was located at the south or southeast of Gran Dolina and corresponds to the TD4 and TD5 sediment inputs. Subsequently, during the deposit of the upper subunit of TD5 and the TD6 unit, the western entrance was opened. This entrance is related to the sedimentary fill of Penal and was silted up at the top of the TD7 unit. After this hiatus, the sedimentation in Gran Dolina was recovered by a sub-vertical entrance located on the roof and near to the northern part of the currently visible stratigraphic section. This opening allowed the entrance of the sediments of TD8 and surely also the ones of the TD8-9 unit. Finally, the western entrance from Penal was re-opened during the TD10 sediment input and functioned until the cave was completely filled.
- In addition to these three entrances, several other secondary entrances by fissures and cracks have been identified in the cave.
- In the sedimentary record of the entrance facies two important hiatus corresponding to two speleothems have been observed. One is located on the top of the TD7 unit and the other one is represented by the TD8-9 unit, which has an erosion surface and two different speleothem growths.
- The TD6 unit was formed by sediment inputs from three different entrances: a western entry, corresponding to the site of Penal; a sub-vertical entry situated to the northwest and a secondary entry located to the south-east, which worked only during the TD6.2 subunit. Sediment gravity flows and fluvial flows processes were involved in the formation of this unit.
- The accumulation of hominin remains in TD6 can be divided into three different groups according to their relationship with the sedimentary record. The first group is formed by scattered fossils brought by sediment gravity flows in the Torreón section. A second group is constituted by layers of fossils in fluvial facies. The third group is made up of the fossils from the mixed facies F, which is the result of two geological processes: a sediment gravity flow and a floodplain. In these three groups, the size and dispersion of the fossils are similar to the ones of the clasts and gravels found in their corresponding sedimentary layers.

- The relationship between the hominin fossils and the sedimentary facies of TD6 indicates that geological processes may be the first cause of accumulation of these fossil remains.
- A methodology for the sand grain shape analysis has been designed in this study. This methodology uses image analysis obtained from automated optical microscopes. The results showed the suitability of this technique to differentiate the sedimentary facies.
- Convexity and circularity are the morphological parameters that show better the degree of textural maturity of the sediments. The aspect ratio seems to be related instead with the initial form of the particle, suggesting that this parameter is mainly inherited. According to these data, the Gran Dolina channel facies are the most mature sediments of the sedimentary record.
- Several weathering layers have been identified using sand grain shape analysis. These alterations could not be identified during the field study.
- The separation by sizes made for the grain shape analysis showed that the 500-250 μm fraction is the most sensitive one to the shape changes that are due to sedimentary transport. On the contrary, the fraction of very fine sands, 125-63 μm , shows very little sensitivity.
- The analysis of these morphological parameters has required using statistical methods, such as principal component analysis and clustering analysis, in order to interpret the morphological results correctly.
- The sand grain shape indicates that there is a relationship between the entrance facies and the *terra rossa* sediments, suggesting that the latter are the source of the Gran Dolina sediments.
- The source of the Gran Dolina sediments is the southern slope of the Sierra de Atapuerca. On this slope, *terra rossa* has been formed throughout the Pleistocene. This *terra rossa* has two main possible geneses: the insoluble residue of limestones and/or the eolian input. This eolian input has transported silt and clay sediments, while the sands found in the *terra rossa* do not show any characteristic shape of wind transport. The cave interior sediments (TD1 and TD2 units) may have had a more distant source area and be provided by the water of the basin.
- A paleoclimate proposal of the sedimentary record of Gran Dolina was done using its sedimentary facies and other proxies.

- During the Early Pleistocene, an alternation between dry and wet periods has been observed in every unit. The lower subunits of each unit (TD4.2, TD5.2, TD6.3) represent a dry period, with sedimentation dominated by sediment gravity flows facies. The upper subunits (TD4.1, TD5.1, TD6.2, TD6.1) show an increase of humidity and are composed mainly of fluvial facies.
- During the Middle Pleistocene a relative drier and colder climate is observed, with fewer occurrences of fluvial facies. The TD8 unit can represent the coldest moment recorded in the Gran Dolina section.
- The sin-depositional and post-depositional deformations of the Gran Dolina sedimentary record have been identified and quantified. Post-depositional deformations are common in the sedimentary record and can be observed in most of the lithostratigraphic units. These deformations are explained as the result of the loss of sediment volume due to its accommodation and loss of moisture.

The classification of sedimentary facies and the identification of the sedimentary layers of Gran Dolina provide a stratigraphic framework for the future research in this archaeological site. The nomenclature proposed for each layer in this thesis dissertation improves spatial and temporal localization for future studies, allowing researchers to indicate with greater precision the data related to the archaeological findings.

The methodology used in this thesis dissertation has proven to be useful for sedimentary analysis of karstic fillings. The application of this methodology in the study of other cave sedimentary records can be used to identify and classify its main formation processes.

The present thesis dissertation has been done from the stratigraphic section currently available in Gran Dolina. The progress of the archaeological excavation in the next years will reveal new stratigraphic sections where observing the spatial distribution of the sedimentary layers will be possible. These new sections will allow continuing the stratigraphic study of Gran Dolina.

The results have shown that the sedimentary facies depend on the climatic cycles of the Pleistocene. However, the available paleoenvironmental proxies have been insufficient and not accurate for determining these changes. Future research should focus on using other methodologies that allow identifying the paleoenvironmental variations of the Sierra de Atapuerca.

One of these methodologies is the study of stable isotopes. The authigenic minerals grown in the Gran Dolina sediments preserve the isotopic signal of the elements that form it. This

isotopic signal depends on the paleoclimatic conditions at the time of the mineral formation. The study of stable isotopes in the materials contained in the matrix of the sediments (such as carbonates, clays, phosphates or organic matter) would allow obtaining an indicator of the paleoenvironmental evolution of the cavity.

Another possible paleoenvironmental indicator can be found in the silt populations of the sediment matrix of Gran Dolina. The study of these populations would allow determining the source of these sediments and observing variations in the eolian inputs. The contribution of eolian particles in silts and clays can be related to climatic changes.

Finally, following the lead of this thesis dissertation, further research can be done on the grain shape of other sediment fractions that have not been studied in this work, as for example gravels and coarse sands.

Bibliografía

- Aguirre, E., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 1987. "El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca". Monografías Investigaciones Arqueológicas en Castilla y León. Junta de Castilla y León.
- Aguirre, E. 1992. "Atapuerca: Land change, caves and humans over Middles Pleistocene". *Journal of Human Ecology* 2 (3): 227-70.
- Aguirre, E. y Hoyos, M. 1992. "Climate record in cave deposits: the Atapuerca TD case". En: *Start of a Glacial*, editado por: G. J. Kukla y E. Went. Berlin: Springer.
- Aleixandre, T. y Pérez-González, A. 1999. "Facies mineralógicas de las arenas de los rellenos kársticos de la Sierra de Atapuerca (Burgos)". En: *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*, editado por: B. Andreo, F. Carrasco y J. J. Durán, 231-42.
- Allué, E., Cáceres, I., Expósito, I., Canals, A., Rodríguez, A., Rosell, J., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2015. "Celtis remains from the Lower Pleistocene of Gran Dolina, Atapuerca (Burgos, Spain)". *Journal of Archaeological Science* 53: 570-77.
- Álvarez-Posada, C., Parés, J. M., Cuenca-Bescós, G., Van der Made, J., Rosell, J., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2018. "A post-Jaramillo age for the artefact-bearing layer TD4 (Gran Dolina, Atapuerca): New paleomagnetic evidence". *Quaternary Geochronology*. In press.
- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. 1979. "Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica". *Acta Geològica Hispànica* 14: 172-77.
- Angelucci, D. E. 2003. "Geoarchaeology and micromorphology of Abric de la Cativera (Catalonia, Spain)". *Catena* 54: 573-601.
- Angelucci, D. E. y Zilhão, J. 2009. "Stratigraphy and formation processes of the Upper Pleistocene deposit at Gruta da Oliveira, Almonda karstic system, Torres Novas, Portugal". *Geoarchaeology* 24(3): 277-310.
- Angelucci, D. E., Anesin, D., López Martínez, M., Haber Uriarte, M., Rodríguez Estrella, T. y Walker, M. J. 2013a. "Rethinking stratigraphy and site formation of the Pleistocene deposit at Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar (Caravaca de la Cruz, Spain)". *Quaternary Science Reviews* 80: 195-99.
- Angelucci, D. E., Anesin, D., Susini, D., Villaverde, V., Zapata, J. y Zilhão, J. 2013b. "Formation processes at a high resolution Middle Paleolithic site: Cueva Antón (Murcia, Spain)". *Quaternary International* 315: 24-41.
- Aranburu, A., Arsuaga, J. L. y Sala, N. 2017. "The stratigraphy of the Sima de los Huesos (Atapuerca, Spain) and implications for the origin of the fossil hominin accumulation". *Quaternary International* 433: 5-21.
- Arnold, L.J., Demuro, M., Navazo, M., Benito-Calvo, A. y Pérez-González, A. 2013. "OSL dating of the Middle Palaeolithic Hotel California site, Sierra de Atapuerca, north-central Spain". *Boreas* 42 (2): 285-305.
- Arnold, L.J., Demuro, M., Parés, J. M., Arsuaga, J. L., Aranzburu, A., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2014. "Luminescence dating and palaeomagnetic age constraint on hominins from Sima de los Huesos, Atapuerca, Spain". *Journal of Human Evolution* 67 (1): 85-107.

- Arnold, L.J., Demuro, M., Parés, J. M., Pérez-González, A., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2015. "Evaluating the suitability of extended-range luminescence dating techniques over early and Middle Pleistocene timescales: Published datasets and case studies from Atapuerca, Spain". *Quaternary International* 389: 167-90.
- Arsuaga, J. L., Martínez, I., Gracia, A., Carretero, J. M. y Carbonell, E. 1993. "Three new human skulls from the Sima de los Huesos Middle Pleistocene site in Sierra de Atapuerca, Spain". *Nature* 362 (6420): 534-37.
- Arsuaga, J. L., Martínez, I., Gracia, A., y Lorenzo, C. 1997. "The Sima de los Huesos crania (Sierra de Atapuerca, Spain). A comparative study". *Journal of Human Evolution* 33 (2-3): 219-81.
- Arsuaga, J.L., Gracia-Téllez, A., Lorenzo, C., Martínez, I. y Pérez, P.J. 1999. "Resto craneal humano de Galería/Cueva de los Zarpazos (Sierra de Atapuerca, Burgos)". En *Atapuerca: Ocupaciones Humanas y Paleoecología del Yacimiento de Galería*, editado por E. Carbonell, A. Rosas y C. Díez, 233-35. Valladolid: Arqueología en Castilla y León 7.
- Arsuaga, J.L., Martínez, I., Arnold, L. J., Aranburu, A., Gracia-Téllez, A., Sharp, W. D., Quam, R. M., Falguères, C., Pantoja-Pérez, A., Bischoff, J., Poza-Rey, E., Parés, J. M., Carretero, J. M., Demuro, M., Lorenzo, C., Sala, N., Martínón-Torres, M., García, N., Alcázar de Velasco, A., Cuenca-Bescós, G., Gómez-Olivencia, A., Moreno, D., Pablos, A., Shen, C. C., Rodríguez, L., Ortega, A. I., García, R., Bonmatí, A., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2014. "Neandertal roots: Cranial and chronological evidence from Sima de los Huesos". *Science* 344 (6190):1358-63.
- Aschenbrenner, B. C. 1956. "A new method of expressing particle sphericity". *Journal of Sedimentary Petrology* 26(1): 15-31.
- Auler, A. S., Smart, P. L., Wang, X., Piló, L. B., Edwards, R. L. y Cheng, H. 2009. "Cyclic sedimentation in Brazilian caves: Mechanisms and palaeoenvironmental significance". *Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology* 106 (1-2): 142-53.
- Barrett, P. J. 1980. "The shape of rock particles, a critical review". *Sedimentology* 27 (3):291-303.
- Bech, J., Rustullet, J., Garrigó, J., Tobías, F. J. y Martínez, R. 1997. "The iron content of some red Mediterranean soils from northeast Spain and its pedogenic significance". *Catena* 28 (3-4): 211-29.
- Benito-Calvo, A. 2004. "Análisis geomorfológico y reconstrucción de paleopaisajes neógenos y cuaternarios en la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón". Madrid: Universidad Complutense de Madrid, Departamento de Geodinámica.
- Benito-Calvo, A. y Pérez-González, A. 2007. "Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Duero Basin (north-central Spain)". *Geomorphology* 88 (3-4): 226-41.
- Benito-Calvo, A., Pérez-González, A. y Parés, J. M. 2008. "Quantitative reconstruction of Late Cenozoic landscapes: A case study in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain)". *Earth Surface Processes and Landforms* 33 (2):196-208.
- Benito-Calvo, A. y Pérez-González, A. 2015. "Geomorphology of the Sierra de Atapuerca and the Middle Arlanzón Valley (Burgos, Spain)". *Journal of Maps* 11: 535-44.
- Benito-Calvo, A., Ortega, A. I., Pérez-González, A., Campaña, I., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2017. "Palaeogeographical reconstruction of the Sierra de Atapuerca Pleistocene sites (Burgos, Spain)". *Quaternary International* 433: 379-92.

- Benn, D. I. y Ballantyne, C. K. 1993. "The description and representation of particle shape". *Earth Surface Processes & Landforms* 18:665-72.
- Berger, G. W., Pérez-González, A., Carbonell, E., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M. y Ku, T. L. 2008. "Luminescence chronology of cave sediments at the Atapuerca paleoanthropological site, Spain". *Journal of Human Evolution* 55 (2): 300-311.
- Bermejo, L., Ortega, A. I., Guérin, R., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Parés, J. M., Aracil, E., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2017. "2D and 3D ERT imaging for identifying karst morphologies in the archaeological sites of Gran Dolina and Galería Complex (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain)". *Quaternary International* 433: 393-401.
- Bermúdez de Castro, J. M., Arsuaga, J. L., Carbonell, E., Rosas, A., Martínez, I. y Mosquera, M. 1997. "A hominid from the lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: Possible ancestor to Neandertals and modern humans". *Science* 276 (5317):1392-95.
- Bermúdez de Castro, J. M., Rosas, A. y Nicolás, M. E. 1999a. "Dental remains from Atapuerca-TD6 (Gran Dolina site, Burgos, Spain)". *Journal of Human Evolution* 37 (3-4): 523-66.
- Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E., Cáceres, I., Díez, J. C., Fernández-Jalvo, Y., Mosquera, M., Ollé, A., Rodríguez, J., Rodríguez, X. P., Rosas, A., Rosell, J., Sala, R., Vergés, J. M. y Van der Made, J. 1999b. "The TD6 (Aurora stratum) hominid site. Final remarks and new questions". *Journal of Human Evolution* 37 (3-4): 695-700.
- Bermúdez de Castro, J. M., Martín-Torres, M., Sarmiento, S. y Lozano, M. 2003. "Gran Dolina-TD6 versus Sima de los Huesos dental samples from Atapuerca: evidence of discontinuity in the European Pleistocene population?". *Journal of Archaeological Science* 30 (11):1421-28.
- Bermúdez de Castro, J. M., Pérez-González, A., Martín-Torres, M., Gómez-Robles, A., Rosell, J., Prado, L., Sarmiento, S. y Carbonell, E. 2008. "A new early Pleistocene hominin mandible from Atapuerca-TD6, Spain". *Journal of Human Evolution* 55 (4):729-35.
- Bermúdez de Castro, J. M., Carretero, J. M., García-González, R., Rodríguez-García, L., Martín-Torres, M., Rosell, J., Blasco, R., Martín-Francés, L., Modesto, M. y Carbonell, E. 2012. "Early pleistocene human humeri from the gran dolina-TD6 site (sierra de atapuerca, spain)". *American Journal of Physical Anthropology* 147: 604-17.
- Bermúdez de Castro, J. M., Martín-Francés, L., Modesto-Mata, M., Martínez De Pinillos, M., Martín-Torres, M., García-Campos, C. y Carretero, J. M. 2016. "Virtual reconstruction of the Early Pleistocene mandible ATD6-96 from Gran Dolina-TD6-2 (Sierra de Atapuerca, Spain)". *American Journal of Physical Anthropology* 159 (4): 729-36.
- Bermúdez de Castro, J. M., Martín-Torres, M., Martín-Francés, L., Martínez de Pinillos, M., Modesto-Mata, M., García-Campos, C., Wu, X., Xing, S. y Liu, W. 2017a. "Early Pleistocene hominin deciduous teeth from the Homo antecessor Gran Dolina-TD6 bearing level (Sierra de Atapuerca, Spain)". *American Journal of Physical Anthropology* 163 (3): 602-15.
- Bermúdez de Castro, J. M., Martín-Torres, M., Martín-Francés, L., Modesto-Mata, M., Martínez-de-Pinillos, M., García-Campos, C. y Carbonell, E. 2017b. "Homo antecessor: The state of the art eighteen years later". *Quaternary International* 433: 22-31.
- van Beynen, P. E., Schwarcz, H. P. y Ford, D. C. 2004. "Holocene climatic variation recorded in a speleothem from McFail's Cave, New York". *Journal of Cave and Karst Studies* 66 (1): 20-27.

- Bird, M. I., Boobyer, E. M., Bryant, C., Lewis, H. A., Paz, V. y Stephens, W. E. 2007. "A long record of environmental change from bat guano deposits in Makangit Cave, Palawan, Philippines". *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 98 (1): 59-69.
- Bischoff, J. L., Fitzpatrick, J. A., León, L., Arsuaga, J. L., Falguères, C., Bahain, J. J. y Bullen, T. 1997. "Geology and preliminary dating of the hominid-bearing sedimentary fill of the Sima de los Huesos Chamber, Cueva Mayor of the Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain". *Journal of Human Evolution* 33 (2-3): 129-54.
- Blain, H.-A., Bailon, S. y Cuenca-Bescós, G. 2008. "The Early-Middle Pleistocene palaeoenvironmental change based on the squamate reptile and amphibian proxies at the Gran Dolina site, Atapuerca, Spain". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 261 (1-2): 177-92.
- Blain, H.-A., Bailon, S., Cuenca-Bescós, G., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2009. "Long-term climate record inferred from early-middle Pleistocene amphibian and squamate reptile assemblages at the Gran Dolina Cave, Atapuerca, Spain". *Journal of Human Evolution* 56 (1): 55-65.
- Blain, H.-A., Cuenca-Bescós, G., Lozano-Fernández, I., López-García, J. M., Ollé, A., Rosell, J. y Rodríguez, J. 2012. "Investigating the Mid-Brunhes event in the Spanish terrestrial sequence". *Geology* 40 (11): 1051-54.
- Blain, H.-A., Cuenca-Bescós, G., Burjachs, F., López-García, J. M., Lozano-Fernández, I. y Rosell, J. 2013. "Early Pleistocene palaeoenvironments at the time of the Homo antecessor settlement in the Gran Dolina cave (Atapuerca, Spain)". *Journal of Quaternary Science* 28 (3): 311-19.
- Blasco, R., Rosell, J., Fernández Peris, J., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2013a. "Environmental availability, behavioural diversity and diet: A zooarchaeological approach from the TD10-1 sublevel of Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain) and Bolomor Cave (Valencia, Spain)". *Quaternary Science Reviews* 70: 124-44.
- Blasco, R., Rosell, J., Domínguez-Rodrigo, M., Lozano, S., Pastó, I., Riba, D., Vaquero, M., Fernández-Peris, J., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2013b. "Learning by Heart: Cultural Patterns in the Faunal Processing Sequence during the Middle Pleistocene". *PLoS ONE* 8 (2).
- Blott, S. J. y Pye, K. 2001. "Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments". *Earth Surface Processes and Landforms* 26 (11): 1237-48.
- Blott, S. J. y Pye, K. 2006. "Particle size distribution analysis of sand-sized particles by laser diffraction: An experimental investigation of instrument sensitivity and the effects of particle shape". *Sedimentology* 53 (3): 671-85.
- Blott, S. J. y Pye, K. 2008. "Particle shape: A review and new methods of characterization and classification". *Sedimentology* 55 (1): 31-63.
- Blott, S. J. y Pye, K. 2012. "Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures". *Sedimentology* 59 (7): 2071-96.
- de Boer, G. B. J., de Weerd, C., Thoenes, D. y Goossens, H. W. J. 1987. "Laser diffraction spectrometry: Fraunhofer versus Mie scattering". *Particle Characterization* 4: 14-19.
- Boggs, S. 2011. *Principles of sedimentology and stratigraphy*. New Jersey: Pearson.
- Bohn, H. L., McNeal, B. L. y O'Connor, G. A. 1993. *Química del Suelo*. Limusa - Noriega Editores.

- Bonifay, E. 1956. "Les sédiments détritiques grossiers dans les remplissages des grottes". *L'Anthropologie* 5-6: 447-61.
- Bosch, R. y White, W. B. 2004. "Lithofacies and transport of clastic sediments in karstic aquifers". En: *Studies of Cave Sediments*, editado por: I. D. Sasowsky, J. Mylroie, R. Bosch y W. B. White, 1-22. Netherlands: Springer Dordrecht.
- Bout-Roumazielles, V., Combourieu Nebout, N., Peyron, O., Cortijo, E., Landais, A. y Masson-Delmotte, V. 2007. "Connection between South Mediterranean climate and North African atmospheric circulation during the last 50,000 yr BP North Atlantic cold events". *Quaternary Science Reviews* 26 (25-28): 3197-3215.
- Brain, C. K. 1958. "The Transvaal ape-man-bearing cave deposits". *Transvaal Museum Memoir* 11: 1-131.
- Brain, C. K. 1967. "Procedures and some results in the study of Quaternary cave fillings". En: *Background to evolution in Africa*, editado por: W. W. Bishop y J. D. Clark, 285-301. Chicago y Londres, The University of Chicago Press.
- Bretz, J. H. 1942. "Vadose and phreatic features of limestone caves". *Journal of Geology* 50(6): 675-811.
- Brewer, R. 1964. *Fabric and Mineral Analysis of soils*. Wiley, Chichester.
- Britt, B. B., Eberth, D. A., Scheetz, R. D., Greenhalgh, B. W. y Stadtman, K. L. 2009. "Taphonomy of debris-flow hosted dinosaur bonebeds at Dalton Wells, Utah (Lower Cretaceous, Cedar Mountain Formation, USA)". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 280 (1-2): 1-22.
- Brook, G. A., Cowart, J. B., Brandt, S. A. y Scott, L. 1997. "Quaternary climatic change in southern and eastern Africa during the last 300 ka: The evidence from caves in Somalia and the Transvaal region of South Africa". *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* 108: 15-48.
- Brook, G. A. y Nickmann, R. J. 1996. "Evidence of late quaternary environments in northwestern Georgia from sediments preserved in red spider cave". *Physical Geography* 17 (5): 465-84.
- Bruner, E., Pířová, H., Martín-Francés, L., Martín-Torres, M., Arsuaga, J. L., Carbonell, E. y Bermúdez de Castro, J. M. 2017. "A human parietal fragment from the late Early Pleistocene Gran Dolina-TD6 cave site, Sierra de Atapuerca, Spain". *Comptes Rendus - Palevol* 16 (1): 71-81.
- Bruxelles, L., Clarke, R. J., Maire, R., Ortega, R. y Stratford, D. 2014. "Stratigraphic analysis of the Sterkfontein StW 573 Australopithecus skeleton and implications for its age". *Journal of Human Evolution* 70 (0): 36-48.
- Bull, P. A. 1977a. "Boulder chokes and doline relationships". *Proceedings of the 7th International Congress of Speleology*, Sheffield: 93-6.
- Bull, P. A. 1977b. "Laminations or varves? Processes of fine grained sediment deposition in caves". *Proceedings of the 7th International Congress of Speleology*, Sheffield: 86-87.
- Bull, P. A. 1978. "Surge mark formation and morphology". *Sedimentology* 25: 877-86.
- Bull, P. A. 1981. "Some fine-grained sedimentation phenomena in caves". *Earth Surface Processes & Landforms* 6 (1): 11-22.

- Burjachs, F. 2001. "Paleoecología del Homo antecesor: Palinología de las unidades TD5, 6 y 7 de la "Gran Dolina" de Atapuerca (Burgos, Spain)". En: XIII Simposio de la Asociación de Palinólogos en Lengua Española (APLE), editado por: S. Moreno Grau, B. Elvira Rendueles y J. M. Moreno Angosto, 365-72. Cartagena: Universidad Politécnica de Cartagena. Servicio de Publicaciones.
- Buuman, P., van Lagen, B. y Velthorst, E. J. 1996. *Manual for soil and water analysis*. Backhuys Publishers Leiden.
- Campaña, I., Álvaro-Gallo, A., González-Sierra, S., Pérez-González, A. y Benito-Calvo, A. 2012. "Descripción de niveles ricos en fosfatos en el registro estratigráfico del yacimiento de Galería (Atapuerca, Burgos)". *Macla, Sociedad Española de Mineralogía*, 16: 24-25.
- Campaña, I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2016. "Assessing automated image analysis of sand grain shape to identify sedimentary facies, Gran Dolina archaeological site (Burgos, Spain)". *Sedimentary Geology* 346: 72-83.
- Campaña, I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Ortega, A. I., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2017. "Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain)". *Quaternary International* 433: 68-94.
- Campy, M., Bintz, P., Evin, J., Laville, H. y Chaline, J. 1992. "Sediment record in French karstic infillings during the last climatic cycle". *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II* 315 (12): 1509-16.
- Canals, A., Vallverdú, J. y Carbonell, E. 2003. "New archaeo-stratigraphic data for the TD6 level in relation to Homo antecesor (Lower Pleistocene) at the site of Atapuerca, north-central Spain". *Geoarchaeology* 18 (5): 481-504.
- Capote, R. 2002. "The Central Ranges". En: *Geology of Spain*, editado por: W. Gibbons y T. Moreno. Geol. Society London. 397-400.
- Carbonell, E. y Rodríguez, X. P. 1994. "Early Middle Pleistocene deposits and artefacts in the Gran Dolina site (TD4) of the "Sierra de Atapuerca" (Burgos, Spain)". *Journal of Human Evolution* 26 (4):291-311.
- Carbonell, E., Bermúdez De Castro, J. M., Arsuaga, J. L., Díez, J. C., Rosas, A., Cuenca-Bescós, G., Sala, R., Mosquera, M. y Rodríguez, X. P. 1995. "Lower pleistocene hominids and artifacts from Atapuerca-TD6 (Spain)". *Science* 269 (5225): 826-30.
- Carbonell, E., Esteban, M., Martín-Nájera, A., Mosquera, M., Rodríguez, X. P., Ollé, A., Sala, R. y Vergès, J. M. 1999a. "The Pleistocene site of Gran Dolina, Sierra de Atapuerca, Spain: a history of the archaeological investigations". *Journal of Human Evolution* 37 (3-4): 313-24.
- Carbonell, E., García-Antón, M. D., Mallol, C., Mosquera, M., Ollé, A., Rodríguez, X. P., Sahnouni, M., Sala, R. y Vergès, J. M. 1999b. "The TD6 level lithic industry from Gran Dolina, Atapuerca (Burgos, Spain): production and use". *Journal of Human Evolution* 37 (3-4):653-93.
- Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M., Parés, J. M., Pérez-González, A., Cuenca-Bescós, G., Ollé, A., Mosquera, M., Huguet, R., Van der Made, J., Rosas, A., Sala, R., Vallverdú, J., García, N., Granger, D. E., Martínón-Torres, M., Rodríguez, X. P., Stock, G. M., Vergès, J. M., Allué, E., Burjachs, F., Cáceres, I., Canals, A., Benito-Calvo, A., Díez, J. C., Lozano, M., Mateos, A., Navazo, M., Rodríguez, J., Rosell, J. y Arsuaga, J. L. 2008. "The first hominin of Europe". *Nature* 452 (7186): 465-69.

- Carbonell, E., Cáceres, I., Lozano, M., Saladié, P., Rosell, J., Lorenzo, C., Vallverdú, J., Huguet, R., Canals, A. y Bermúdez de Castro, J. M. 2010. "Cultural cannibalism as a paleoeconomic system in the European lower pleistocene". *Current Anthropology* 51 (4): 539-49.
- Carracedo, J. M., Heller, F., Soler, V. y Aguirre, E. 1987. "Estratigrafía magnética del yacimiento de Atapuerca: determinación del límite Matuyama/Brunhes". En *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca*, 193-99. Valladolid: Junta de Castilla y León.
- Carretero, J. M., Lorenzo, C. y Arsuaga, J. L. 2001. "Restes post-craniens du niveau TD6 du site en grotte du Pléistocène inférieur de Gran Dolina, Sierra de Atapuerca, Espagne". *L'Anthropologie* 105 (2): 179-201.
- Carrión, J. S., Fernández, S., González-Sampériz, P., Leroy, S. A. G., Bailey, G. N., López-Sáez, J. A., Burjachs, F., Gil-Romera, G., García-Antón, M., Gil-García, M. J., Parra, I., Santos, L., López-García, P., Yll, E. I. y Dupré, M. 2009. "Quaternary pollen analysis in the Iberian Peninsula: the value of negative results". *Internet Archaeology* 25: 1-53.
- Carter, M. R. 1993. *Soil sampling and Methods of Analysis*. Lewis Publishers.
- Clarke, R. J. 1994. "On some new interpretations of Sterkfontein stratigraphy". *South African Journal of Science* 90 (4):211-14.
- Clarke, R. J. 2006. "A deeper understanding of the stratigraphy of Sterkfontein fossil hominid site". *Transactions of the Royal Society of South Africa* 61(2): 111-20.
- Cooke, H. B. S. 1938. The Sterkfontein bone breccia: a geological note. *South African Journal of Science* 35:204-8.
- Corey, A. T. 1949. "Influence of shape on fall velocity of sand grains". Tesis sin publicar. Colorado A&M College.
- Cousot, P. y Meunier, M. 1996. "Recognition, classification and mechanical description of debris flows". *Earth-Science Reviews* 40 (3-4): 209-27.
- Courty, M. A. y Vallverdú, J. 2001. "The Microstratigraphic Record of Abrupt Climate Changes in Cave Sediments of the Western Mediterranean". *Geoarchaeology - An International Journal* 16 (5): 467-500.
- Cox, E. A. 1927. "A method for assigning numerical and percentage values to the degree of roundness of sand grains". *Journal of Paleontology* 1: 179-83.
- Cox, M. R. y Budhu, M. 2008. "A practical approach to grain shape quantification". *Engineering Geology* 96 (1-2): 1-16.
- Cuenca-Bescós, G., Laplana, C. y Canudo, J. I. 1999. "Biochronological implications of the Arvicolidae (Rodentia, Mammalia) from the Lower Pleistocene hominid-bearing level of Trinchera Dolina 6 (TD6, Atapuerca, Spain)". *Journal of Human Evolution* 37 (3-4): 353-73.
- Cuenca-Bescós, G., Canudo, J. I. y Laplana, C. 2001. "La séquence des rongeurs (Mammalia) des sites du Pléistocène inférieur et moyen d' Atapuerca (Burgos, Espagne)". *L'Anthropologie* 105 (1): 115-30.
- Cuenca-Bescós, G., Rofes, J. y García-Pimienta, J. 2005. "Environmental change across the Early-Middle Pleistocene transition: Small mammalian evidence from the Trinchera Dolina cave, Atapuerca, Spain". *Geological Society Special Publication* 247: 277-86.

- Cuenca-Bescós, G. y García, N. 2007. "Biostratigraphic succession of the Early and Middle Pleistocene mammal faunas of the Atapuerca cave sites (Burgos, Spain)". *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 259: 99-110.
- Cuenca-Bescós, G., Rofes, J., López-García, J. M., Blain, H.-A., De Marf, R. F., Galindo-Pellicena, M. A., Bennásar-Serra, M. L., Melero-Rubio, M., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2010. "Biochronology of Spanish Quaternary small vertebrate faunas". *Quaternary International* 212 (2): 109-19.
- Cuenca-Bescós, G., Melero-Rubio, M., Rofes, J., Martínez, I., Arsuaga, J. L., Blain, H.-A., López-García, J. M., Carbonell, E. y Bermúdez de Castro, J. M. 2011. "The Early-Middle Pleistocene environmental and climatic change and the human expansion in Western Europe: A case study with small vertebrates (Gran Dolina, Atapuerca, Spain)". *Special Issue: Early-Middle Pleistocene palaeoenvironments in the Levant* 60 (4): 481-91.
- Cuenca-Bescós, G., Rosell, J., Morcillo-Amo, A., Galindo-Pellicena, M. A., Santos E. y Costa, R. M. 2017. "Beavers (Castoridae, Rodentia, Mammalia) from the Quaternary sites of the Sierra de Atapuerca, in Burgos, Spain". *Quaternary International* 433: 263-77.
- Dasgupta, P. 2003. "Sediment gravity flow - the conceptual problems". *Earth-Science Reviews* 62 (3-4): 265-81.
- Davies, W. E. 1960. "Origin of caves in folded limestone". *National Speleological Society Bulletin* 22: 5-18.
- Delgado, R., Martín-García, J. M., Oyonarte, C. y Delgado, G. 2003. "Genesis of the terrae rossae of the Sierra Gádor (Andalusia, Spain)". *European Journal of Soil Science* 54 (1): 1-16.
- Demény, A., Kern, Z., Czuppon, G., Németh, A., Leél-Őssy, S., Siklósy, Z., Lin, K., Hu, H.-M., Shen, C.-C., Vennemann, T. W., Haszpra, L. 2017. "Stable isotope compositions of speleothems from the last interglacial - Spatial patterns of climate fluctuations in Europe". *Quaternary Science Reviews* 161 (Supplement C): 68-80.
- Demuro, M., Arnold, L. J., Parés, J. M., Pérez-González, A., Ortega, A. I., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2014. "New luminescence ages for the Galería Complex archaeological site: Resolving chronological uncertainties on the Acheulean record of the Sierra de Atapuerca, Northern Spain". *PLoS ONE* 9 (10).
- Dennell, R. y Roebroeks, W. 1996. "The earliest colonization of Europe: The short chronology revisited". *Antiquity* 70 (269):535-42.
- Dobkins, J. E. y Folk, R. L. 1970. "Shape development on Tahiti-Nui". *Journal of Sedimentary Petrology* 40: 1167-1203.
- Domokos, G., Jerolmack, D. J., Sipos, A. A. y Török, A. 2014. "How River Rocks Round: Resolving the Shape-Size Paradox". *PLoS ONE* 9 (2): e88657.
- Durn, G., Ottner, F. y Slovenec, D. 1999. "Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia". *Geoderma* 91 (1-2): 125-50.
- Duval, M., Falguères, C. y Bahain, J.-J. 2012. "Age of the oldest hominin settlements in Spain: Contribution of the combined U-series/ESR dating method applied to fossil teeth". *Quaternary Geochronology* 10:412-17.
- Dykes, A. P. 2007. "Mass movements in cave sediments: Investigation of a 40,000-year-old guano mudflow inside the entrance of the Great Cave of Niah, Sarawak, Borneo". *Landslides* 4 (3): 279-90.
- Eraso, A., Domínguez, M. C., Pérez-González, A., Martín-Merino, M. A. y Ortega, A. I. 1998. "Estimación de las paleovelocidades y sentidos de circulación del agua en el karst donde se emplaza el yacimiento arqueológico de la Sierra de Atapuerca (Burgos)". *Geogaceta* 23: 39-42.

- Expósito, I., Burjachs, F. y Allué, E. 2017. "Filling in the gaps: The contribution of non-pollen palynomorphs to knowledge about the local environment of the Sierra de Atapuerca caves during the Pleistocene". *Quaternary International* 433: 224-42.
- Falguères, C., Bahain, J. J., Yokoyama, Y., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E., Bischoff y Dolo, J. M. 1999. "Earliest humans in Europe: The age of TD6 Gran Dolina, Atapuerca, Spain". *Journal of Human Evolution* 37 (3-4): 343-52.
- Falguères, C., Bahain, J.-J., Bischoff, J. L., Pérez-González, A., Ortega, A. I., Ollé, A., Quiles, A., Ghaleb, A., Moreno, D., Dolo, J. M., Shao, Q., Vallverdú, J., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M. y Arsuaga, J. L. 2013. "Combined esr/u-series chronology of acheulian hominid-bearing layers at Trinchera Galería site, atapuerca, spain". *Journal of Human Evolution* 65 (2): 168-84.
- Farrand, W. R. 1975. "Sediment analysis of a prehistoric rockshelter: The Abri Pataud". *Quaternary Research* 5 (1): 1-26.
- Farrand, W. R. 2001a. "Archaeological Sediments in Rockshelters and Caves". En: *Sediments in archaeological context*, editado por: J.K. Stein y W. R. Farrand. Salt lake city: The University of Utah Press.
- Farrand, W. R. 2001b. "Sediments and Stratigraphy in Rockshelters and Caves: A Personal Perspective on Principles and Pragmatics". *Geoarchaeology - An International Journal* 16 (5):537-57.
- Farrant, A. R. 2004. "Paleoenvironments: Clastic Cave Sediment". En: *Encyclopedia of caves and karst science*, editado por: J. Gunn. Londres: Fitzroy Dearborn.
- Farrant, A. R. y Smart, P. L. 2011. "Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragenesis". *Geomorphology* 134 (1-2): 79-93.
- Finlayson, G., Finlayson, C., Giles Pacheco, F., Rodríguez Vidal, J., Carrión, J. S. y Recio Espejo, J. M. 2008. "Caves as archives of ecological and climatic changes in the Pleistocene-The case of Gorham's cave, Gibraltar". *Quaternary International* 181 (1): 55-63.
- Forbes, M.S. y Bestland, E. A. 2007. "Origin of the sedimentary deposits of the Naracoorte Caves, South Australia". *Geomorphology* 86 (3-4): 369-92.
- Ford, D. C. y Hill, C. A. 1999. "Dating of speleothems in Kartchner Caverns, Arizona". *Journal of Cave and Karst Studies* 61 (2): 84-88.
- Ford, D. C. y Williams, P. 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Son, Ltd.
- Fornós, J. J., Ginés, J. y Grácia, F. 2009. "Present-day sedimentary facies in the coastal karst caves of Mallorca Island (western mediterranean)". *Journal of Cave and Karst Studies* 71 (1): 86-99.
- Frank, R. M. 1965. "Petrologic study of sediments from selected central Texas caves". Tesis Doctoral. Austin: University of Texas.
- Frank, R. M. 1969. "The clastic sediments of Douglas Cave, Stuart Town, New South Wales". *Helictite* 7: 3-13.
- Frank, R. M. 1971. "8 Cave sediments as palaeoenvironmental indicators and the sedimentary sequence in Koonalda cave". En: *Aboriginal Man and environment in Australia*.

- Frank, R. M. 1972. "Sedimentary and morphological development of the Borenore Caves, New South Wales, I". *Helictite* 10(4): 75-91.
- Frank, R. M. 1973. "Sedimentary and morphological development of the Borenore Caves, New South Wales, II". *Helictite* 11(2): 27-44.
- Frank, R. M. 1974. "Sedimentary development of the Walli Caves, New South Wales". *Helictite* 12: 3-30.
- Frank, R. M. 1975. "Late Quaternary climatic change: evidence from cave sediments in central eastern New South Wales". *Australian Geography Studies* 13: 154-68.
- Frank, R. M. 1981. "Sediments from Leang Burung 2". *Modern quaternary research in Southeast Asia* 6: 39-44.
- Frost, R. L. y Palmer, S. J. 2010. "Thermal stability of the cave mineral brushite $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ Mechanism of formation and decomposition". *Thermochimica Acta* 521 (1-2): 14-17.
- Fumanal, M. P. y Dupré, M. 1983. "Schéma paléoclimatique et chrono-stratigraphique d'une séquence du paléolithique supérieur de la région de Valence (Espagne)". *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 20(1): 39-46.
- García, N. y Arsuaga, J. L. 1999. "Carnivores from the Early Pleistocene hominid-bearing Trinchera Dolina 6 (Sierra de Atapuerca, Spain)". *Journal of Human Evolution* 37 (3-4): 415-30.
- García-Antón, M. 1995. "Paleovegetación del Pleistoceno Medio de Atapuerca a través del análisis polínico". En *Evolución Humana en Europa y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca*, editado por J. M. Bermúdez de Castro, J. L. Arsuaga y E. Carbonell, 147-65. Valladolid: Junta de Castilla y León.
- García Marcos, J. M. y Santos Frances, F. 1997. "Relationship between the characteristics of Mediterranean Red soils and the age of the geomorphological surfaces in central-western Spain". *Catena* 28 (3-4): 231-45.
- Genova, N., Meloni, S., Oddone, M. y Melis, P. 2001. "On the origin of some red soils from sardinia (Italy): A neutron activation analysis investigation". *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 249 (2): 355-60.
- Gil, E., Aguirre, E. y Hoyos, M. 1987. "Contexto Estratigráfico". En: *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca*, editado por: E. Aguirre, E. Carbonell y J. M. Bermúdez de Castro. Soria: Junta de Castilla y León.
- Gillieson, D. 1986. "Cave sedimentation in the New Guinea Highlands". *Earth Surface Processes & Landforms* 11 (5): 533-43.
- Gillieson, D. 1998. *Caves: Processes, Development and Management*. Ed. Blackwell Publishers.
- Goldberg, P. 2000. "Micromorphology and site formation at Die Kelders Cave I, South Africa". *Journal of Human Evolution* 38 (1): 43-90.
- Goldberg, P. y Sherwood, S. C. 2006. "Deciphering human prehistory through the geoarcheological study of cave sediments". *Evolutionary Anthropology* 15 (1): 20-36.
- Hambrey, M. J. y Glasser, N. F. 2005. "Glaciers". En: *Encyclopedia of Geology*, editado por: R. C. Selley, L. R. M. Cocks y I. R. Plimer. Elsevier.

- Hammer, Ø, Harper, D. A. T. y Ryan, P. D. 2001. "PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis". *Palaeontologia Electronica* 4 (1): 9.
- Hansen, L., Eilertsen, R. S., Solberg, I.-L., Sveian, H. y Rokoengen, K. 2007. "Facies characteristics, morphology and depositional models of clay-slide deposits in terraced fjord valleys, Norway". *Sedimentary Geology* 202 (4): 710-29.
- Harrisson, T. 1959. "New Archaeological and Ethnological Results from Niah Caves, Sarawak". *Man* 59:1-8.
- Heywood, H. 1938. "Measurement of the fineness of powdered materials". *Proceedings of the Institution of Mechanical Engineers* 140: 257-347.
- Hill, C. A. y Forti, P. 1997. *Cave Minerals of the world*. Segunda edición. National Speleological Society.
- Hill, C. A. 1999a. "Mineralogy of Kartchner caverns, Arizona". *Journal of Cave and Karst Studies* 61(2): 73-8.
- Hill, C. A. 1999b. "Sedimentology and paleomagnetism of sediments, Kartchner caverns, Arizona". *Journal of Cave and Karst studies* 61(2): 79-83.
- Hockey, B. 1970. "An improved co-ordinate system for particle shape representation". *Journal of Sedimentary Petrology* 40: 1054-56.
- Hoyos, M. y Aguirre, E. 1995. "El registro paleo-climático pleistoceno en la evolución del karst de Atapuerca (Burgos): el corte de Gran Dolina". *Trabajos de Prehistoria* 52: 31-45.
- Hunt, C., Davison, J., Inglis, R., Farr, L., Reynolds, T., Simpson, D., el-Rishi, H. y Barker, G. 2010. "Site formation processes in caves: The Holocene sediments of the Haua Fteah, Cyrenaica, Libya". *Journal of Archaeological Science* 37 (7): 1600-1611.
- Illenberger, W.K. 1991. "Pebble shape (and size!)". *Journal of Sedimentary Petrology* 61 (5): 756-67.
- Iverson, R. M. 1997. "The physics of debris flows". *Reviews of Geophysics* 35 (3): 245-96.
- Iverson, R. M. 2003. "The debris-flow rheology myth". En: *Third International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, editado por: D. Rickenmann, C. Chen. 1: 303-14.
- Jakob, M. 2005. "A size classification for debris flows". *Engineering Geology* 79 (3-4): 151-61.
- Janke, N. C. 1966. "Effect of shape upon the settling velocity of regular convex geometric particles". *Journal of Sedimentary Petrology* 36: 370-76.
- Karkanas, P., Bar-Yosef, O., Goldberg, P. y Weiner, S. 2000. "Diagenesis in Prehistoric Caves: the Use of Minerals that Form In Situ to Assess the Completeness of the Archaeological Record". *Journal of Archaeological Science* 27 (10): 915-29.
- Karkanas, P., Rigaud, J.-P., Simek, J. F., Albert, R. M. y Weiner, S. 2002. "Ash Bones and Guano: a Study of the Minerals and Phytoliths in the Sediments of Grotte XVI, Dordogne, France". *Journal of Archaeological Science* 29 (7): 721-32.
- Kaúrichev, I. S., Panov, N. P., Stratonóvich, M. V., Grechin, I. P., Sávich, V. I., Ganzhara, N. F. y Mershin, A. P. 1980. *Prácticas de Edafología*. Moscú: Mir.

- Kim, J. Y., Krivonogov, S. K., Lee, Y. J., Woo, J. Y., Oh, K. C., Yang, D. Y., Kim, J. C., Safonova, I. Y. y Yamamoto, M. 2013. "Climatic stages recorded in sediments of the Gunang Cave, South Korea". *Quaternary International* 313-314: 194-209.
- Kłapyta, P., Zasadni, J., Pociask-Karteczka, J., Gajda, A. y Franczak, P. 2016. "Late Glacial and Holocene paleoenvironmental records in the Tatra Mountains, East-Central Europe, based on lake, peat bog and colluvial sedimentary data: A summary review". *Climate change in the Balkan-Carpathian region during Late Pleistocene and Holocene* 415 (Supplement C): 126-44.
- Kovanen, D. J. y Slaymaker, O. 2008. "The morphometric and stratigraphic framework for estimates of debris flow incidence in the North Cascades foothills, Washington State, USA". *Geomorphology* 99 (1-4): 224-45.
- Kowalski, K. 1951. "Les caverns de la Pologne". PMA, Warszawa. 466 p.
- Kowalski, K. 1958. "Pleistocene Microtinae (Rodentia, Mammalia) from Dziadowa Skala cave in Poland". *Acta Zoologica Cracoviensis* 2(32): 805-23.
- Krumbein, W. C. 1938. "Size frequency distributions and the normal phi curve". *Journal of Sedimentary Petrology* 8: 84-90.
- Krumbein, W. C. 1941. "Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles". *Journal of Sedimentary Petrology* 11: 64-72.
- Krumbein, W. C. y Sloss, L. 1955. *Stratigraphy and Sedimentation*. San Francisco: Freeman & Co.
- Krukowski, S. 1921. "Les fouilles des caverns de la chaîne de Cracovie-Wielun en 1914". *Archiwum Nauk Antropologicznych* 1(1): 1-8.
- Krukowski, S. 1924. "Dolina Pradnika i Saspówki jako teren przedhistoryczny". *Ochrona Przyrody* 4: 85-93.
- Kuenen, P. H. 1956. "Experimental abrasion of pebbles. 2. Rolling by currents". *Journal of Geology* 64: 336-68.
- Kukla, J. y Lozek, V. 1958. "K. problematika vyzkumu jeskynnich vyplni (Concerning the problems of the investigation of cave sediments)". *Ceskoslov. Kras.* 2: 19-83.
- Kuo, C.-Y. y Freeman, R. B. 2000. "Imaging indices for quantification of shape, angularity, and surface texture of aggregates". *Transportation Research Record* 1721: 57-65.
- Lauters, P., Bolotsky, Y. L., Van Itterbeeck, J. y Godefroit, P. 2008. "Taphonomy and Age Profile of a Latest Cretaceous Dinosaur Bone Bed in Far Eastern Russia". *PALAIOS* 23 (3): 153-62.
- Laville, H. 1971. "Paléoclimatologie du Würm ancien en Périgord: données sédimentologiques". En: *Etudes sur le quaternaire dans le Monde*, editado por: M. Ters. Proceedings, Union Internationale pour l'Etude du Quaternaire, VIII Congress, Paris. 513-18.
- Laville, H. 1975. "Climatologie et chronologie du Paléolithique en Périgord: Etude sédimentologique de dépôts en grotte set sous abris". *Études Quaternaires* 4, Université de Provence, Marseille.
- Lawson, T. J. 1995. "An analysis of sediments in caves in the Assynt area, NW Scotland". *Cave and Karst Science - Transactions British Cave Research Association* 22 (1): 23-30.

- Link, A. G. 1966. "Textural Classification of sediments". *Sedimentology* 7: 249-54.
- Lira, C. y Pina, P. 2009. "Automated grain shape measurements applied to beach sands". *Journal of Coastal Research*, n.o SPEC. ISSUE 56: 1527-31.
- Liu, Z. 1985. "Sequence of sediments at Locality 1 in Zhoukoudian and correlation with loess stratigraphy in northern China and with the chronology of deep-sea cores". *Quaternary Research* 23 (2): 139-53.
- Llopis Lladó, N. 1950. "Sobre algunos principios fundamentales de Morfología e Hidrología Cárstica". *Estudios Geográficos* 41: 643-80.
- López Antoñanzas, R. y Cuenca Bescós, G. 2002. "The Gran Dolina site (Lower to Middle Pleistocene, Atapuerca, Burgos, Spain): New palaeoenvironmental data based on the distribution of small mammals". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 186 (3-4): 311-34.
- Lumley, H. de. 1969. "Le Paléolithique inférieur et moyen du Midi méditerranéen dans son cadre géologique". V^e supplement to *Gallia Préhistoire*. Tomo I Ligurie-Provence. Edición de CNRS, Paris, 463 p.
- Lüttig, G. 1956. "Eine neue, einfache gerölmorphometrische method". *Eiszeitalter Gegenwart* 7: 13-20.
- Macken, A. C., McDowell, M. C., Bartholomeusz, D. N. y Reed, E. H. 2013. "Chronology and stratigraphy of the Wet Cave vertebrate fossil deposit, Naracoorte, and relationship to paleoclimatic conditions of the Last Glacial Cycle in south-eastern Australia". *Australian Journal of Earth Sciences* 60(2): 271-81.
- Madeyska, T. 1979. "The environment of Middle and Upper Palaeolithic cultures in Poland". *Quaternary Studies in Poland* 1: 15-28.
- Madeyska, T. 1981. "Le milieu naturel de l'homme du Paleolithique moyen et superieur en Pologne a la lumiere des recherches geologiques". *Studia Geologica Polonica* 69: 1-124.
- Madeyska, T. 1982. "The stratigraphy of Palaeolithic sites of Cracov Upland". *Acta Geologica Polonica* 32(3-4): 227-42.
- Madeyska, T. 1991. "Sediments of Palaeolithic site - Oblazowa Cave (Polish Carpathians)". *Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sc.* 39(2): 173-85.
- Madeyska, T. y Cyrek, K. 2002. "Cave fillings - A chronicle of the past. An outline of the Younger Pleistocene cave sediments study in Poland". *Acta Geologica Polonica* 52 (1): 75-95.
- Mallol, C. y Carbonell, E. 2008. "The collapse of Gran Dolina cave, Sierra de Atapuerca, Spain: Site formation processes of layer TD10-1". *Geoarchaeology* 23 (1): 13-41.
- Marean, C. W., Bar-Matthews, M., Fisher, E., Goldberg, P., Herries, A., Karkanas, P., Nilssen, P. J. y Thompson, E. 2010. "The stratigraphy of the Middle Stone Age sediments at Pinnacle Point Cave 13B (Mossel Bay, Western Cape Province, South Africa)". *Journal of Human Evolution* 59 (3-4): 234-55.
- Martín-Albaladejo, M., Martín-Torres, M., García-González, R., Arsuaga, J. L. y Bermúdez de Castro, J. M. 2017. "Morphometric analysis of Atapuerca-Sima de los Huesos lower first molars". *Quaternary International* 433: 156-62.

- Martínez de Pinillos, M., Martín-Torres, M., Martín-Francés, L., Arsuaga, J. L. y Bermúdez de Castro, J. M. 2017. "Comparative analysis of the trigonid crests patterns in Homo antecessor molars at the enamel and dentine surfaces". *Quaternary International* 433: 189-98.
- Martín-Francés, L., Martín-Torres, M., Gracia-Téllez, A. y Bermúdez de Castro, J. M. 2016. "Evidence of trauma in a ca. 1-million-year-old patella of Homo antecessor, Gran Dolina-Atapuerca (Spain)". *Comptes Rendus - Palevol* 15 (8): 1011-16.
- Martini, I. 2011. "Cave clastic sediments and implications for speleogenesis: New insights from the Mugnano Cave (Montagnola Senese, Northern Apennines, Italy)". *Geomorphology* 134 (3-4): 452-60.
- Martín-Merino, M. A., Domingo, S. y Antón, T. 1981. "Estudio de las cavidades de la zona BU-IV A (Sierra de Atapuerca)". *Kaite* 2: 41-76.
- Martín-Torres, M., Martín-Francés, L., Gracia-Téllez, A., Olejniczak, A., Prado-Simón, L., Gómez-Robles, A., Lapresa, M., Carbonell, E., Arsuaga, J. L. y Bermúdez de Castro, J. M. 2011. "Early Pleistocene human mandible from Sima del Elefante (TE) cave site in Sierra de Atapuerca (Spain): A palaeopathological study". *Journal of Human Evolution* 61 (1): 1-11.
- Martín-Torres, M., Martínez de Pinillos, M., Skinner, M. M., Martín-Francés, L., Gracia-Téllez, A., Martínez, I., Arsuaga, J. L. y Bermúdez de Castro, J. M. 2014. "Trigonid crests expression at the enamel-dentine junction of hominin lower permanent and deciduous molars". *Comptes Rendus - Palevol* 13 (3): 223-34.
- Mazza, P. P. A. y Ventra, D. 2011. "Pleistocene debris-flow deposition of the hippopotamus-bearing Collecorti bonebed (Macerata, Central Italy): Taphonomic and paleoenvironmental analysis". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 310 (3-4): 296-314.
- Meléndez, I. 2004. *Geología de España: Una historia de seiscientos millones de años*. Madrid: Editorial Rueda S. L.
- Miskovsky, J. C. 1971. "Le remplissage des grottes et abris au Riss et au Würm dans le sud-est de la France: influence climatique sur l'évolution des dépôts" En: *Etudes sur le quaternaire dans le Monde*, editado por: M. Ters. *Proceedings, Union Internationale pour l'Etude du Quaternaire, VIII Congress, Paris*. 683-87.
- Miskovsky, J. C. 1997. "Reconstitution of paleoenvironments of prehistoric man according to the study of karst and cave of rock shelter in fills". *Paleoenvironments de l'homme préhistorique d'après l'étude de karst et des remplissages de grottes et abris* 8 (2-3): 319-27.
- Modesto-Mata, M., Dean, M. C., Bermúdez de Castro, J. M., Martín-Torres, M., Rodríguez-Hidalgo, A., Marín, J., Canals, A., Vergès, J. M. y Lozano, M. 2017a. "Perikymata numbers and enamel extension rates in the incisors of three archaeological modern human populations from two caves located in Spain: Maltravieso Cave (Cáceres) and Mirador Cave (Burgos)". *Quaternary International* 433: 114-23.
- Modesto-Mata, M., García-Campos, C., Martín-Francés, L., Martínez de Pinillos, M., García-González, R., Quintino, Y., Canals, A., Lozano, M., Dean, M. C., Martín-Torres, M. y Bermúdez de Castro, J. M. 2017b. "New methodology to reconstruct in 2-D the cuspal enamel of modern human lower molars". *Am. J. Phys. Anthropol.* 163(4): 824-34.
- Monge, G., Jimenez-Espejo, F. J., García-Alix, A., Martínez-Ruiz, F., Mattielli, N., Finlayson, C., Ohkouchi, N., Cortés-Sánchez, M., Bermúdez de Castro, J. M., Blasco, R., Rosell, J., Carrión, J., Rodríguez-Vidal, J. y Finlayson, G. 2015. "Earliest evidence of pollution by heavy metals in archaeological sites". *Scientific Reports* 5: 14252.

- Moore, D. M. y Reynolds, R. C. 1997. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. 2ª Edición. Oxford New York: Oxford University Press.
- Moreno García, D. 2011. "Datation par ESR de quartz optiquement blanchis (ESR-OB) de la région de Atapuerca (Burgos, Espagne). Application au site préhistorique de Gran Dolina (contexte karstique) et aux systèmes fluviaux quaternaires de l'Arlanzón et l'Arlanza". Paris: Universitat Rovira i Virgili Muséum National d'Histoire Naturelle, Departament de Història i Història de l'Art École doctorale sciences de la Nature et de l'Homme (ED 227). Département de Préhistoire.
- Moreno, D., Falguères, C., Pérez-González, A., Duval, M., Voinchet, P., Benito-Calvo, A., Ortega, A. I., Bahain, J.-J., Sala, R., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M. y Arsuaga, J. L. 2012. "ESR chronology of alluvial deposits in the Arlanzón valley (Atapuerca, Spain): Contemporaneity with Atapuerca Gran Dolina site". *Quaternary Geochronology* 10: 418-23.
- Moreno, D., Falguères, C., Pérez-González, A., Voinchet, P., Ghaleb, B., Despriée, J., Bahain, J.-J., Sala, R., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M. y Arsuaga, J. L. 2015. "New radiometric dates on the lowest stratigraphical section (TD1 to TD6) of Gran Dolina site (Atapuerca, Spain)". *Quaternary Geochronology* 30: 535-40.
- Mulder, T. y Alexander, J. 2001. "The physical character of subaqueous sedimentary density flow and their deposits". *Sedimentology* 48 (2): 269-99.
- Neubauer, W. 2007. "Laser scanning and archaeology: Standard tool for 3D documentation of excavations". *GIM International* 21 (10): 14-17.
- Oakley, R. J., Green, M., Carling, P. A., Lee, M. W. E., Sear, D. A. y Warburton, J. 2005. "Grain-shape analysis - a new method for determining representative particle shapes for populations of natural grains". *Journal of Sedimentary Research* 75: 1065-73.
- Olivé, A., Ramirez Merino, J. I., Ortega, L. I., Hernández Samaniego, A. y Alvaro López, M. 1990. "Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Hoja de Belorado. 201 (20-10)". 2ª Serie (MAGNA). Madrid: IGME.
- Ollé, A., Cáceres, I. y Vergès, J. M. 2005. "Human Occupation at Galería site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain) after the technological and taphonomical data". En: *Les premiers peuplements en Europe*, 269-80. BAR International Series S1364. Oxford: John and Erika Hedges Ltd.
- Ollé, A., Mosquera, M., Rodríguez, X. P., de Lombra-Hermida, A., García-Antón, M. D., García-Medrano, P., Peña, L., Menéndez, L., Navazo, M., Terradillos, M., Bargalló, A., Márquez, B., Sala, R. y Carbonell, E. 2013. "The Early and Middle Pleistocene technological record from Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain)". *Quaternary International* 295: 138-67.
- Onac, B. P. 2004. "Minerals". En: *Encyclopedia of caves*, editado por: Culver, D. y Ehlert, W. B. New York: Academic Press. 371-378.
- Onac, B. P. y Forti, P. 2011. "Minerogenetic mechanisms occurring in the cave environment: an overview". *International Journal of Speleology* 40(2): 79-98.
- Onac, B. P., Fornós, J. J., Merino, A., Ginés, J. y Diehl, J. 2014. "Linking mineral deposits to speleogenetic processes in Cova des Pas de Vallgornera (Mallorca, Spain)". *International Journal of Speleology* 43(2): 143-157.
- Ortega, A. I. 2009. "La Evolución Geomorfológica del karst de la Sierra de Atapuerca (Burgos) y su relación con los yacimientos pleistocenos que contiene". Burgos: Universidad de Burgos, Facultad de Humanidades y Educación. Departamento de ciencias históricas y geografía.

- Ortega, A. I. y Martín-Merino, M. A. 2012. Cuevas de Atapuerca. Una visión de la mano del Grupo Espeleológico Edelweiss. Burgos: Excma. Diputación Provincial de Burgos Grupo Espeleológico Edelweiss.
- Ortega, A. I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Martín Merino, M. A., Pérez-Martínez, R., Parés, J. M., Aramburu, A., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2013a. "Evolution of multilevel caves in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain) and its relation to human occupation". *Geomorphology*, n.o 196:122-33.
- Ortega, A. I., Campaña, I., Benito-Calvo, A., Parés, J. M., Pérez-González, A., Martín-Merino, M. A., Huguet, R., Vallverdú, J., Aramburu, A., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2013b. "Galería Baja y su relación con el yacimiento de la Sima del Elefante (Cueva Mayor, Sierra de Atapuerca, Burgos)". En: *El Cuaternario Ibérico: Investigación en el S.XXI, AEQUA*, 87-90. Camas, Sevilla: VIII Reunión del Cuaternario Ibérico.
- Osborne, R. A. L. 1978. "Structure, sediments and speleogenesis at Vließden Caves, New South Wales". *Helictite* 16(2): 3-32.
- Osborne, R. A. L. 1983. "Cainozoic stratigraphy at Wellington Caves New South Wales". *Proceedings Linn. Soc. N.S.W.* 107(2): 131-47.
- Osborne, R. A. L. 1984. "Lateral facies changes, unconformities and stratigraphic reversals: their significance for cave sediment stratigraphy". *Cave Science - Transactions British Cave Research Association* 11 (3): 175-84.
- Ossowski, G. 1880. "Sprawozdanie z badan geologiczno-antropologicznych, dokonanych w 1879 w jaskiniach okolic Krakowa". *Zbiór Wiadomosci do Atropologii Krajowej* 4: 35-57.
- Ossowski, G. 1881. "Drugie sprawozdanie z badan geologiczno-antropologicznych w jaskiniach okolic Krakowa w r. 1880". *Zbiór Wiadomosci do Atropologii Krajowej* 5: 18-46.
- Ossowski, G. 1882. "Trzecie sprawozdanie z badan antropologiczno-archeologicznych w jaskiniach okolic Krakowa w 1881". *Zbiór Wiadomosci do Atropologii Krajowej* 6: 28-53.
- Ossowski, G. 1884. "Sprawozdanie z badan paleo-etnologicznych w jaskiniach okolic Ojcowa w 1883". *Zbiór Wiadomosci do Atropologii Krajowej* 8: 61-88.
- Ossowski, G. 1885. "Jaskinie okolic Ojcowa pod wzgledem paleo-etnologicznym". *Pamietnik Akademii Umiejetnosci Wydzialu Matematyczno-Przyrodniczego* 11: 1-51.
- Ossowski, G. 1886. "Jaskinia Wierzchowska Górna". *Pamietnik Fizjograficzny* 6: 3-18.
- Pablos, A., Lorenzo, C., Martínez, I., Bermúdez de Castro, J. M., Martín-Torres, M., Carbonell, E. y Arsuaga, J. L. 2012. "New foot remains from the Gran Dolina-TD6 Early Pleistocene site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain)". *Journal of Human Evolution* 63 (4): 610-23.
- Pablos, A., Pantoja-Pérez, A., Martínez, I., Lorenzo, C. y Arsuaga, J. L. 2017. "Metric and morphological analysis of the foot in the Middle Pleistocene sample of Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain)". *Quaternary International* 433: 103-13.
- Pansu, M. y Gautheyrou, J. 2006. *Handbook of Soil Analysis*. Springer.
- Parés, J. M. y Pérez-González, A. 1995. "Paleomagnetic age for hominid fossils at Atapuerca archaeological site, Spain". *Science* 269 (5225): 830-32.

- Parés, J. M. y Pérez-González, A. 1998. "Contexto estratigráfico y cronológico de Gran dolina (Yacimiento de Atapuerca)". En: *Atapuerca y la evolución humana*, editado por: E. Aguirre, 49-60. Fundación Ramón Areces.
- Parés, J. M. y Pérez-González, A. 1999. "Magnetochronology and stratigraphy at Gran Dolina section, Atapuerca (Burgos, Spain)". *Journal of Human Evolution* 37 (3-4): 325-42.
- Parés, J. M., Pérez-González, A., Rosas, A., Benito-Calvo, A., Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E. y Huguet, R. 2006. "Matuyama-age lithic tools from the Sima del Elefante site, Atapuerca (northern Spain)". *Journal of Human Evolution* 50 (2): 163-69.
- Parés, J. M., Arnold, L., Duval, M., Demuro, M., Pérez-González, A., Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E. y Arsuaga, J. L. 2013. "Reassessing the age of Atapuerca-TD6 (Spain): New paleomagnetic results". *Journal of Archaeological Science* 40 (12): 4586-95.
- Parés, J. M., Ortega, A. I., Benito-Calvo, A., Aramburu, A., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2015. "Paleomagnetic constraints on the Atapuerca Karst development (N Spain)". En *Caves and Karst across Time*, editado por J. Feinberg y E. Calvin Alexandre. GSA Special Volume.
- Parés, J. M., Álvarez-Posada, C., Sier, M., Duval, M., Ortega, A. I., Rosell, J., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2016. "Extending the chronostratigraphy at Gran Dolina archaeological site, Atapuerca". En: 6th Annual ESHE Meeting. Madrid (Spain).
- Parés, J. M., Álvarez-Posada, C., Sier, M., Moreno, D., Duval, M., Woodhead, J. D., Ortega, A. I., Campaña, I., Rosell, J., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2018. "Chronology of the cave interior sediments at Gran Dolina archaeological site, Atapuerca (Spain)". *Quaternary Science Reviews* 186: 1-16.
- Partridge, T.C. 1978. "Re-appraisal of lithostratigraphy of Sterkfontein hominid site". *Nature* 275 (5678): 282-87.
- Patro, B.C. y Sahu, B. K. 1974. "Factor analysis of sphericity and roundness data of clastic quartz grains: Environmental significance". *Sedimentary Geology* 11 (1): 59-78.
- Patro, B.C. y Sahu, B. K. 1977. "Discriminant analysis of sphericity and roundness data of clastic quartz grains in rivers, beaches and dunes". *Sedimentary Geology* 19 (0): 301-11.
- Pavelka, K., Reznicek, J., Matouskova, E. y Faltynova, M. 2014. "Using of close range photogrammetry in image based modelling form for archaeology". En 35th Asian Conference on Remote Sensing 2014, ACRS 2014: Sensing for Reintegration of Societies: 1353-58.
- Pawelec, H. 2006. "Origin and palaeoclimatic significance of the Pleistocene slope covers in the Cracow Upland, southern Poland". *Geomorphology* 74 (1-4): 50-69.
- Pentland, A. 1927. "A method of measuring the angularity of sands". *Royal Society Canada* 21:xciii.
- Pérez-González, A., Aleixandre, T., Pinilla, A., Gallardo, J., Benayas, J. y Martínez, M. J. 1995. "Aproximación a la estratigrafía de galería en la trinchera de la Sierra de Atapuerca (Burgos)". En: *Evolución humana en Europa y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca*, editado por: J. M. Bermúdez de Castro, J. L. Arsuaga y E. Carbonell, 99-122. Valladolid.
- Pérez-González, A., Parés, J. M., Carbonell, E., Aleixandre, T., Ortega, A. I., Benito-Calvo, A. y Martin Merino, M. A. 2001. "Géologie de la Sierra de Atapuerca et stratigraphie des remplissages karstiques de Galeria et Dolina (Burgos, Espagne)". *L'Anthropologie* 105 (1): 27-43.

- Pérez-González, A., Parés, J. M., Gallardo, J., Aleixandre, T., Ortega, A. I. y Pinilla, A. 1999. “Geología y estratigrafía del relleno de galería de la Sierra de Atapuerca (Burgos)”. En: ATAPUERCA: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería, editado por: E. Carbonell, A. Rosas y C. Díez, 31-42. Valladolid: Junta de Castilla y León, Conserjería de Educación y Cultura.
- Pettijohn, F.J. 1952. Sedimentary rocks. 2aed. Harper, New York, N.Y.
- Pierson, T. C. y Costa, J. E. 1987. “A rheologic classification of subaerial sediment-water flows”. En: Debris flows/ avalanches: processes, recognition, and mitigation, editado por: J. E. Costa y G. F. Wieczorek, 1-12. Geol. Soc. Am., Rev. Eng. Geol.
- Pineda, A. 1997. “Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja no200 (Burgos)”. 2ª serie. MAGNA. Madrid: IGME.
- Plaster, R. W. y Sherwood, W. C. 1971. “Bedrock weathering and residual soil formation in Central Virginia”. Geological Society of America, Bulletin 82: 2813-26.
- Polo-Díaz, A., Benito-Calvo, A., Martínez-Moreno, J. y Mora Torcal, R. 2016. “Formation processes and stratigraphic integrity of the Middle-to-Upper Palaeolithic sequence at Cova Gran de Santa Linya (Southeastern Prepyrenees of Lleida, Iberian Peninsula)”. Quaternary International 417: 16-38.
- Pons, A., Campy, M. y Guiot, J. 1989. “The last climatic cycle in France: The diversity of records”. Quaternary International 3-4 (C): 49-55.
- Postma, G. 1986. “Classification for sediment gravity-flow deposits on flow conditions during sedimentation”. Geology 14 (4): 291-94.
- Powers, M. C. 1953. “A new roundness scale for sedimentary particles”. Journal of Sedimentary Petrology 23:117-19.
- Reams, M. W. 1968. Cave sediments and the geomorphic history of the Ozarks. St. Louis, Mo.: Washington University.
- Renault, P. 1967-1969. “Contribution a l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. Introduction”. Annales de Spéléologie, 22: 5-17.
- Renault, P. 1967-1969. “Contribution a l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. I Les actions mécaniques a l'échelle du massif”. Annales de Spéléologie, 22: 209-67.
- Renault, P. 1967-1969. “Contribution a l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. II Les effects mécaniques a l'echelle de la cavité”. Annales de Spéléologie, 23: 259-307.
- Renault, P. 1967-1969. “Contribution a l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. III Les facteurs sédimentologiques”. Annales de Spéléologie, 23: 529-96.
- Renault, P. 1967-1969. “Contribution a l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. Répertoire Géographique”. Annales de Spéléologie, 24: 317-37.
- Riley, N. A. 1941. “Projection sphericity”. Journal of Sedimentary Petrology 11: 94-97.
- Robinson, J. T. 1957. “Occurrence of stone artefacts with *Australopithecus* at Sterkfontein”. Nature 180: 521-24.
- Robinson, J. T. 1962. “Australopithecines and artefacts at Sterkfontein. Part One: Sterkfontein stratigraphy and the significance of the extension site”. South Africa Archaeological Bulletin, 17: 87-125.

- Rodríguez, J., Burjachs, F., Cuenca-Bescós, G., García, N., Van der Made, J., Pérez González, A., Blain, H.-A. Expósito, I., López-García, J. M., García-Antón, M., Allué, E., Cáceres, I., Huguet, R., Mosquera, M., Ollé, A., Rosell, J., Parés, J. M., Rodríguez, X. P., Díez, C., Rofes, J., Sala, R., Saladié, P., Vallverdú, J., Bennisar, M. L., Blasco, R., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2011. "One million years of cultural evolution in a stable environment at Atapuerca (Burgos, Spain)". *Quaternary Science Reviews* 30 (11-12): 1396-1412.
- Rodriguez, J.M., Edeskär, T. y Knutsson, S. 2013. "Particle shape quantities and measurement techniques- A review". *Electronic Journal of Geotechnical Engineering* 18 A: 169-98.
- Rodríguez-Gómez, G. 2015. "Modelización de la disponibilidad de recursos tróficos para las poblaciones paleolíticas de cazadores-recolectores". Tarragona: Universitat Rovira i Virgili.
- Rodríguez-Gómez, G., Rodríguez, J., Martín-González, J. T., Goikoetxea, I. y Mateos, A. 2013. "Modeling trophic resource availability for the first human settlers of Europe: The case of Atapuerca TD6". *Journal of Human Evolution* 64 (6): 645-57.
- Rodríguez-Gómez, G., Rodríguez, J., Martín-González, J. A. y Mateos, A. 2017. "Carnivores and humans during the Early and Middle Pleistocene at Sierra de Atapuerca". *Quaternary International* 433: 402-14.
- Rodríguez-Hidalgo, A., Rivals, F., Saladié, P. y Carbonell, E. 2016. "Season of bison mortality in TD10.2 bone bed at Gran Dolina site (Atapuerca): Integrating tooth eruption, wear, and microwear methods". *Journal of Archaeological Science: Reports* 6: 780-89.
- Rodríguez-Hidalgo, A., Saladié, P., Ollé, A., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2017. "Human predatory behavior and the social implications of communal hunting based on evidence from the TD10.2 bison bone bed at Gran Dolina (Atapuerca, Spain)". *Journal of Human Evolution* 105: 89-122.
- Rosas, A. y Bermúdez de Castro, J. M. 1999. "Resto craneal humano de Galería/Cueva de los Zarpazos (Sierra de Atapuerca, Burgos)". En: *Atapuerca: Ocupaciones Humanas y Paleoecología del Yacimiento de Galería*, editado por: E. Carbonell, A. Rosas y C. Díez, 233-35. Valladolid: Arqueología en Castilla y León 7.
- Rosas, A., Pérez-González, A., Carbonell, E., Van Der Made, J., Sánchez, A., Laplana, C., Cuenca-Bescós, G., Parés, J. M. y Huguet, R. 2001. "Le gisement pléistocène de la "Sima del Elefante" (Sierra de Atapuerca, Espagne)". *L'Anthropologie* 105 (2): 301-12.
- Rosas, A., Huguet, R., Pérez-González, A., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J. M., Vallverdú, J., Van der Made, J., Allué, E., García, N., Martínez-Pérez, R., Rodríguez, J., Sala, R., Saladié, P., Benito-Calvo, A., Martínez-Maza, C., Bastir, M., Sánchez, A. y Parés, J. M. 2006. "The "Sima del Elefante" cave site at Atapuerca (Spain)". *Estudios Geológicos* 62 (1): 327-48.
- Rosell, J. 1998. "Les premières occupations humaines à la Sierra de Atapuerca (Burgos, Espagne): les niveaux TDW-4 et TDW-4b". *Économie Préhistorique: les comportements de subsistance au Paléolithique. XVIIIe. Rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes. Sophia Antipolis, France*, 153-162.
- Rusell, R. D. y Taylor, R. E. 1937. "Roundness and shape of Mississippi River sands". *Journal of Geology* 45: 225-67.
- Sala, N., Arsuaga, J. L., Pantoja-Pérez, A., Pablos, A., Martínez, I., Quam, R. M., Gómez-Olivencia, A., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2015. "Lethal interpersonal violence in the middle pleistocene". *PLoS ONE* 10 (5).
- Sala, N., Pantoja-Pérez, A., Arsuaga, J. L., Pablos, A. y Martínez, I. 2016. "The Sima de los Huesos Crania: Analysis of the cranial breakage patterns". *Journal of Archaeological Science* 72: 25-43.

- Saladié, P., Fernández, P., Rodríguez-Hidalgo, A., Huguet, R., Pineda, A., Cáceres, I., Marín, J., Vallverdú, J. y Carbonell, E. 2017. "The TD6.3 faunal assemblage of the Gran Dolina site (Atapuerca, Spain): a late Early Pleistocene hyena den". *Historical Biology*: 1-19.
- Saladié, P., Huguet, R., Díez, C., Rodríguez-Hidalgo, A., Cáceres, I., Vallverdú, J., Rosell, J., Bermúdez de Castro, J. M. y Carbonell, E. 2012. "Carcass transport decisions in Homo antecessor subsistence strategies". *Journal of Human Evolution* 61 (4): 425-46.
- Saladié, P., Rodríguez-Hidalgo, A., Huguet, R., Cáceres, I., Díez, C., Vallverdú, J., Canals, A., Soto, M., Santander, B., Bermúdez de Castro, J. M., Arsuaga, J. L. y Carbonell, E. 2014. "The role of carnivores and their relationship to hominin settlements in the TD6-2 level from Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Spain)". *Quaternary Science Reviews* 93 (0): 47-66.
- Sampayo, P. y Zuaznavar, M. 1868. Descripción con planos de la cueva llamada de Atapuerca. Burgos.
- Sasowsky, I. D. 2007. "Clastic sediments in caves - Imperfect recorders of processes in karst". *Acta carsologica* 36 (1): 143-49.
- Schaetzl, R. J. y Anderson, S. 2005. *Soils. Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press.
- Schiegl, S., Goldberg, P., Bar-Yosef, O. y Weiner, S. 1996. "Ash Deposits in Hayonim and Kebara Caves, Israel: Macroscopic, Microscopic and Mineralogical Observations, and their Archaeological Implications". *Journal of Archaeological Science* 23 (5): 763-81.
- Schmid, E. 1958. "Höhlenforschung und Sedimentanalyse. Ein Beitrag zur Datierung des alpinen Paläolithikums". *Schriften des Instituts für Ur- und Frühgeschichte der Schweiz* 13.
- Schuldenrein, J. 2001. "Stratigraphy, Sedimentology, and Site Formation at Konispol Cave, Southwest Albania". *Geoarchaeology - An International Journal* 16 (5): 559-602.
- Schwarcz, H. P. y Rink, W. J. 2001. "Dating Methods for Sediments of Caves and Rockshelters". *Geoarchaeology - An International Journal* 16 (4): 355-71.
- Sewell, R. J., Parry, S., Millis, S. W., Wang, N., Rieser, U. y DeWitt, R. 2015. "Dating of debris flow fan complexes from Lantau Island, Hong Kong, China: The potential relationship between landslide activity and climate change". *Geomorphology* 248: 205-27.
- Shaw, T. R. 1992. *History of Cave Science*. Sydney, Australia: Sydney Speleological Society.
- Siart, C., Hecht, S., Holzhauser, I., Altherr, R., Meyer, H. P., Schukraft, G., Eitel, B., Bubbenzer, O. y Panagiotopoulos, D. "Karst depressions as geoarchaeological archives: The palaeoenvironmental reconstruction of Zominthos (Central Crete), based on geophysical prospection, sedimentological investigations and GIS". *Quaternary International* 216: 75-92.
- Siffre, M. 1960. "Sur un cas de fossilization de varves souterraines craquelees". *Annual Speleology* 15: 415-20.
- Skaberne, D., Turk, I. y Janez, J. 2015a. "The Pleistocene clastic sediments in the Divje babe I cave, Slovenia. Palaeoclimate (Part 1)". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 438: 395-407.
- Skaberne, D., Turk, I. y Janez, J. 2015b. "The Pleistocene clastic sediments in the Divje babe I cave, Slovenia. Geochemical characterization and provenance (Part 2)". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 438: 379-94.

- Smith, G. A. 1986. "Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process". Geological Society of America, Bulletin 97 (1): 1-10.
- Sneed, E. D. y Folk, R. L. 1958. "Pebbles in the Lower Colorado River, Texas: a study in particle morphogenesis". Journal of Geology 66: 114-50.
- Sochan, A., Zieliński, P. y Bieganski, A. 2015. "Selection of shape parameters that differentiate sand grains, based on the automatic analysis of two-dimensional images". Sedimentary Geology 327: 14-20.
- Sohn y. K., Rhee, C. W. y Kim, B. C. 1999. "Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea". Journal of Geology 107 (1): 111-32.
- Springer, G. S. 2005. "Clastic sediments in caves". En: Encyclopedia of caves, 102-8. Elsevier academic Press.
- Springer, G. S. y Kite, J. S. 1997. "River-derived slackwater sediments in caves along Cheat River, West Virginia". Geomorphology 18 (2): 91-100.
- Stratford, D.J., Bruxelles, L., Clarke, R. J. y Kuman, K. 2012. "New stratigraphic interpretations of the fossil and artefact-bearing deposits of the Name Chamber, Sterkfontein". South African Archaeological Bulletin 67 (196): 159-67.
- Straus, L. G., González Morales, M., Farrand, W. R. y Hubbard, W. J. 2001. "Sedimentological and Stratigraphic Observations in El Mirón, a Late Quaternary Cave Site in the Cantabrian Cordillera, Northern Spain". Geoarchaeology - An International Journal 16 (5): 603-30.
- Suzuki, K., Fujiwara, H. y Ohta, T. 2015. "The evaluation of macroscopic and microscopic textures of sand grains using elliptic Fourier and principal component analysis: Implications for the discrimination of sedimentary environments". Sedimentology 62 (4): 1184-97.
- Tafesse, S., Robison Fernlund, J. M., Sun, W. y Bergholm, F. 2013. "Evaluation of image analysis methods used for quantification of particle angularity". Sedimentology 60 (4): 1100-1110.
- Tankard, A. F. y Schweitzer, F. R. 1974. "The geology of Die Kelders Cave and environs: a palaeoenvironmental study". South Africa Journal of Science 70: 365-69.
- Tankard, A. F. y Schweitzer, F. R. 1976. "Textural analysis of cave sediments: Die Kelders, Cape Province, South Africa". En: Geoarchaeology, Earth Sciences and the Past, editado por: D. A. Davidson y M. L. Shackley. Westview Press, Boulder, 289-316.
- Tarriño, A. 2015. "A New Methodology and Classification System for Describing Three-Dimensional Particle Formats: Application to Clastic Lithic Products of Archaeological and Geological Origin". Archaeometry 57(5): 928-48.
- Tickell, F. G. 1931. The examination of fragmental rocks. Stanford: Stanford University Press.
- Turk, J. y Turk, M. 2010. "Paleotemperature record in late pleistocene clastic sediments at Divje babe 1 cave (Slovenia)". Journal of Archaeological Science 37: 3269-80.
- Vallverdú, J. 2002. "Micromorfología de las facies sedimentarias de la Sierra de Atapuerca y del nivel J del Abric Romaní. Implicaciones geoarqueológicas y paleoetnográficas". Tarragona: Universitat Rovira i Virgili.

- Vallverdú, J., Courty, M. A., Carbonell, E., Canals, A. y Burjachs, F. 2001. "Les sédiments d'Homo Antecessor de Gran Dolina, (Sierra de Atapuerca, Burgos, Espagne). Interprétation micromorphologique des processus de formation et enregistrement paléoenvironnemental des sédiments". *L'Anthropologie* 105 (1): 45-69.
- Vallverdú, J. 2017. "Soil-stratigraphy in the cave entrance deposits of Middle Pleistocene age at the Trinchera del Ferrocarril sites (Sierra de Atapuerca, Spain)". *Quaternary International* 433: 199-210.
- Van der Made, J. 1999. "Ungulates from Atapuerca TD6". *Journal of Human Evolution* 37 (3-4): 389-413.
- Van der Made, J. 2001. "Les ongulés d'Atapuerca. Stratigraphie et biogéographie". *L'Anthropologie* 105 (1): 95-113.
- Van der Made, J., Rosell, J. y Blasco, R. 2017. "Faunas from Atapuerca at the Early-Middle Pleistocene limit: The ungulates from level TD8 in the context of climatic change". *Quaternary International* 433: 296-346.
- Vera, J. A., ed. 2004. *Geología de España*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- Vértés, L. 1959. "Untersuchungen an Hölsedimenten. Methode und Ergebnisse". *Regeszeti Füzetek, Magyar nemz.mÚz. & történeti múz. Budapesti. Series II(7)*.
- Wadell, H. 1933. "Sphericity and roundness of rock particles". *Journal of Geology* 41: 310-31.
- Wadell, H. 1935. "Volume, shape, and roundness of quartz particles". *Journal of Geology* 43: 250-80.
- Wentworth, C. K. 1919. "A laboratory and field study of cobble abrasion". *Journal of Geology* 27: 507-21.
- Wentworth, C. K. 1922. "The shapes of beach pebbles". *US Geol. Surv. Prof. Pap. 131-C: 75-83*.
- Wentworth, C. K. 1936. "An analysis of the shapes of glacial cobbles". *Journal of Sedimentary Petrology* 6: 85-96.
- Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N. F., Hambrey, M. J. y Reynolds, J. M. 2012. "'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications". *Geomorphology* 179 (0): 300-314.
- White, W. B. 1988. *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford University press, Oxford y New York.
- White, W. B. 2007. "Cave sediments and paleoclimate". *Journal of Cave and Karst Studies* 69 (1): 76-93.
- Williams, E. M. 1965. "A method of indicating pebble shape with one parameter". *Journal of Sedimentary Petrology* 35: 993-96.
- Woodward, J. C. y Goldberg, P. 2001. "The Sedimentary Records in Mediterranean Rockshelters and Caves: Archives of Environmental Change". *Geoarchaeology - An International Journal* 16 (4): 327-54.
- Yaalon, D. H. 1997. "Soils in the Mediterranean region: what makes them different?" *Catena* 28 (3-4): 157-69.
- Zazo, C., Goy, J. L. y Hoyos, M. 1987. "Contexto geológico y geomorfológico". En *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca*, editado por E. Aguirre, E. Carbonell y J. M. Bermúdez de Castro. Soria: Junta de Castilla y León.
- Zingg, T. 1935. "Beitrag zur Schotteranalyse". *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 15: 39-140.

Zhou, C., Liu, Z., Wang, Y. y Huang, Q. "Climatic cycles investigated by sediment analysis in Peking Man's cave, Zhoukoudian, China". *Journal of Archaeological Science* 27: 101-9.

ANEXO I

Descripción de los niveles de Gran Dolina

Tesis doctoral:

Estratigrafía y sedimentología del yacimiento de Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos).

Autor:

Isidoro Campaña Lozano

Directores:

Alfredo Pérez González

Alfonso Benito Calvo

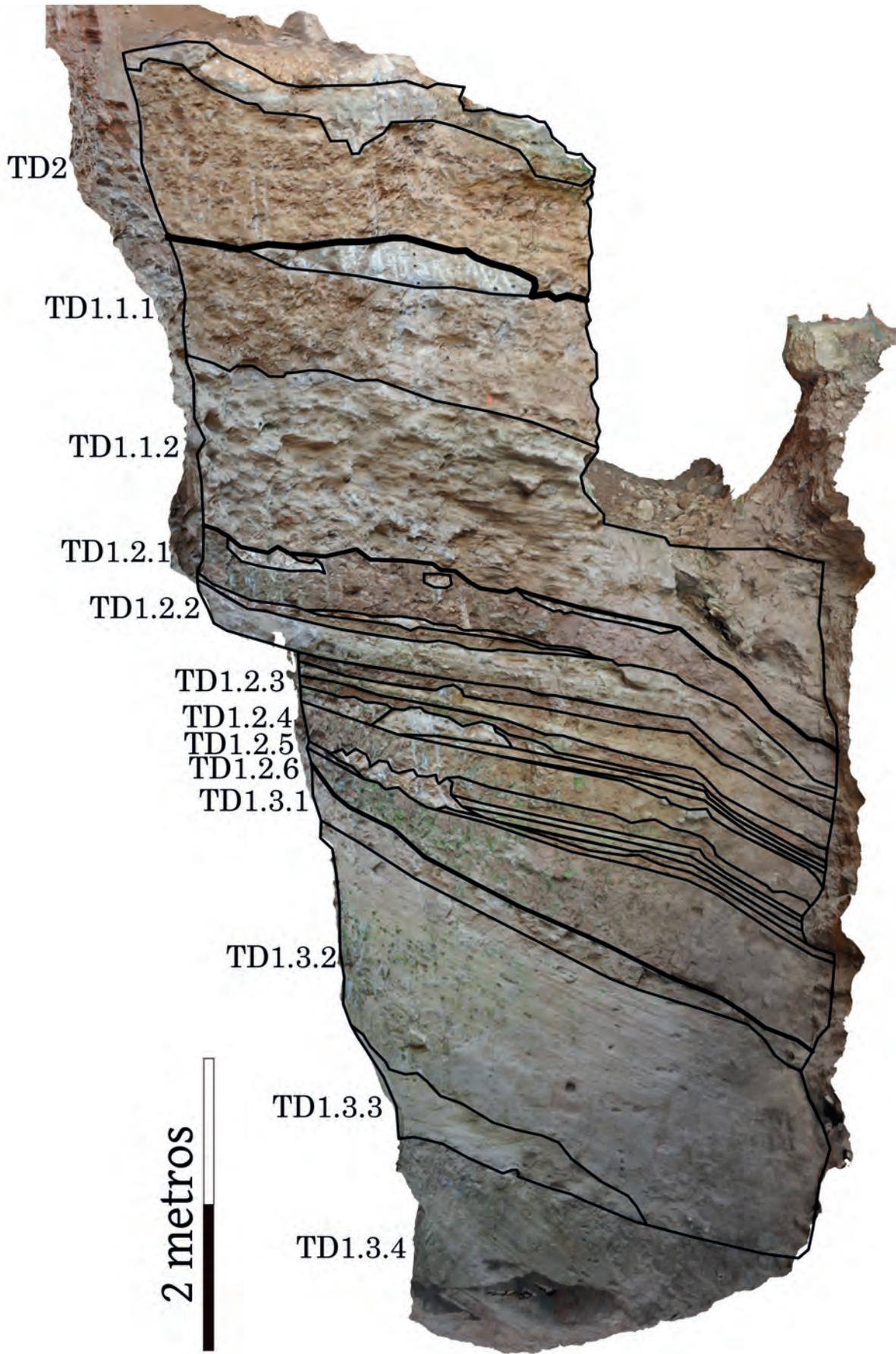
ANEXO I

Índice

TD1	284
TD2	290
TD4	292
TD5	298
TD6	304
TD7	314
TD8	318
TD8-9	322
TD9	324
TD10	326
TD11	334

En este anexo se presenta la descripción sedimentaria realizada en campo de cada uno de los niveles sedimentarios identificados en Gran Dolina. Estas descripciones son parte de los resultados de la tesis doctoral. Cada nivel se define por un nombre donde se recoge la unidad, subunidad y nivel, su facies sedimentaria, una descripción general del nivel, las características más importantes observadas en campo y, por último, una interpretación del depósito del nivel. Al inicio de cada unidad aparece una figura donde se sitúan en la sección cada nivel sedimentario.

TD1



TD1

Nombre: TD1.3.4**Facies sedimentaria:** Fluvial de interior C**Descripción general:** Laminación milimétrica de limos ocre y arcillas rojizas con buzamiento hacia el oeste.**Color:** Ocre y rojizo.**Espesor:** Mayor de 130 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Este **Paleodirección:** Oeste **Indicador:** Sedimentos de interior**Textura en campo:** 5% Bloques 95% Matriz**Bloques:** Sub-angulares, equidimensionales. **Tamaño medio:** 10 cm **Centil:** 25 cm**Estructuras:** Laminación paralela con buzamiento sur.**Diagénesis:** -**Interpretación:** Curso fluvial cíclico de energía baja desde el interior de la cueva.**Nombre:** TD1.3.3**Facies sedimentaria:** Fluvial de interior C**Descripción general:** Limo arcillas masivas marrón amarillentas.**Color:** Marrón amarillentas**Espesor:** 40 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Este **Paleodirección:** Sur **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Masiva**Diagénesis:** -**Interpretación:** Limos y arcillas acumuladas por acreción debido a la influencia de la pared.**Nombre:** TD1.3.2**Facies sedimentaria:** Fluvial de interior C**Descripción general:** Arenas limosas laminadas, alternando láminas de color marrón pálido a marrón oscuro.**Color:** Marrón pálido a marrón oscuro.**Espesor:** 180 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Este **Paleodirección:** Oeste **Indicador:** Sedimentos de interior**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Laminación milimétrica con buzamiento sur. Hacia techo la laminación tiene más espesor.**Diagénesis:** Plegamiento y aumento de la pendiente en su parte sur.**Interpretación:** Curso fluvial cíclico de energía baja desde el interior de la cueva.

TD1

Nombre: TD1.3.1**Facies sedimentaria:** Fluvial de interior C**Descripción general:** Arenas limosas laminadas y cementadas, alternando láminas de color marrón pálido a marrón oscuro.**Color:** Marrón pálido a marrón oscuro.**Espesor:** 20 cm**Contacto inferior:** Gradual**Posición de la entrada:** Este **Paleodirección:** Oeste**Indicador:** Sedimentos de interior**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Laminación paralela milimétrica con buzamiento sur.**Diagénesis:** Cementación.**Interpretación:** Curso fluvial cíclico de energía baja desde el interior de la cueva con abandono del nivel de base y cementación.**Nombre:** TD1.2.6**Facies sedimentaria:** Fluvial de interior B**Descripción general:** Laminación milimétrica de arcillas y limos rojos con buzamiento sur.**Color:** Rojo.**Espesor:** 50 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Este **Paleodirección:** Oeste**Indicador:** Sedimentos de interior**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Laminación paralela milimétrica.**Diagénesis:** Plegamiento y aumento de la pendiente en su parte sur.**Interpretación:** Curso fluvial cíclico de energía muy baja desde el interior de la cueva.**Nombre:** TD1.2.5**Facies sedimentaria:** Fluvial de interior B**Descripción general:** Alternancia de subniveles de pocos centímetros de arenas limosas amarillentas y arcillas limosas rojas con un nivel limoso plegado y cementado en su zona norte.**Color:** Rojo y amarillo pálido**Espesor:** 30 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Este **Paleodirección:** Oeste**Indicador:** Sedimentos de interior**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Laminación paralela centimétrica. Laminación paralela milimétrica. Se observan al menos cinco subniveles.**Diagénesis:** Plegamiento y aumento de la pendiente en su parte sur. Cementación parcial.**Interpretación:** Curso fluvial, con alternancia de eventos prolongados de aumento y disminución de la energía, desde el interior de la cueva, con un evento de abandono del nivel de base y cementación.

TD1

Nombre: TD1.2.4**Facies sedimentaria:** Fluvial de interior B**Descripción general:** Limo arcillas masivas marrón amarillentas con nódulos blandos de arcillas rojas, algunas parcialmente cementadas.**Color:** Marrón amarillento.**Espesor:** 25 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Este **Paleodirección:** Oeste **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 10% Bloques blandos, 90% Matriz**Bloques:** Redondeados, equidimensionales. **Tamaño medio:** 2 cm **Centil:** 5 cm**Estructuras:** Masivo.**Diagénesis:** Ruptura prismática. Plegamiento y aumento de la pendiente en su parte sur.**Interpretación:** Curso fluvial de energía media-alta que erosionó niveles previos de arcillas rojas.**Nombre:** TD1.2.3**Facies sedimentaria:** Fluvial de interior B**Descripción general:** Alternancia de subniveles de arenas limosas amarillentas y arcillas limosas rojas, de pocos centímetros de espesor, con un nivel limoso plegado y con un espeleotema en su zona norte.**Color:** Rojo y amarillo pálido**Espesor:** 50 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Este **Paleodirección:** Oeste **Indicador:** Sedimentos de interior**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Laminación paralela centimétrica. Laminación paralela milimétrica. Se observan al menos seis subniveles. Crecimiento espeleotémico.**Diagénesis:** Plegamiento y aumento de la pendiente en su parte sur. Cementación parcial.**Interpretación:** Curso fluvial, con alternancia de eventos prolongados de aumento y disminución de la energía, desde el interior de la cueva, con un evento de abandono del nivel de base y crecimiento de un espeleotema.**Nombre:** TD1.2.2**Facies sedimentaria:** Fluvial de interior A**Descripción general:** Laminación milimétrica de limo arcillas marrón amarillento claro y oscuros. El nivel se encuentra cementado.**Color:** Marrón amarillento claro y marrón amarillento oscuro.**Espesor:** 40 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Este **Paleodirección:** Oeste **Indicador:** Sedimentos de interior**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Laminación paralela milimétrica.**Diagénesis:** Plegamiento y aumento de la pendiente en su parte sur. Cementación.**Interpretación:** Curso fluvial cíclico de energía baja desde el interior de la cueva. Abandono cíclico del nivel de base que permite la cementación.

TD1

Nombre: TD1.2.1**Facies sedimentaria:** Fluvial de interior B**Descripción general:** Laminación milimétrica de arcillas y limos rojos con un nivel espeleotémico y Clastos calizos alterados a techo.**Color:** Rojo**Espesor:** 45 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Este **Paleodirección:** Oeste**Indicador:** Sedimentos de interior**Textura en campo:** 10% Bloques 90% Matriz**Bloques:** Sub-angulares, prismáticos. **Tamaño medio:** 10 cm **Centil:** 20 cm**Estructuras:** Laminación milimétrica. Crecimiento espeleotémico.**Diagénesis:** Plegamiento y aumento de la pendiente en su parte sur. Cementación. Alteración de Clastos calizos a techo.**Interpretación:** Curso fluvial cíclico de energía muy baja desde el interior de la cueva. Abandono cíclico del nivel de base. Caída de clastos de pared y techo que son posteriormente alterados.**Nombre:** TD1.1.2**Facies sedimentaria:** Fluvial de interior A**Descripción general:** Laminación milimétrica de limo arcillas marrón amarillento claro y con subniveles más arcillosos cementados y discontinuos.**Color:** Marrón amarillento claro y marrón amarillento oscuro.**Espesor:** 110 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Este **Paleodirección:** Oeste**Indicador:** Sedimentos de interior**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Laminación milimétrica.**Diagénesis:** Plegamiento y aumento de la pendiente en su parte sur. Cementación.**Interpretación:** Curso fluvial cíclico de energía baja desde el interior de la cueva. Abandono cíclico del nivel de base que permite las cementaciones.**Nombre:** TD1.1.1**Facies sedimentaria:** Fluvial de interior A**Descripción general:** Alternancia de limo arenas marrón amarillento claro laminadas y limo arcillas marrón amarillento oscuro con cementaciones parciales. El nivel termina con un crecimiento espeleotémico de 30 cm.**Color:** Marrón amarillento claro y marrón amarillento oscuro.**Espesor:** 100 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Este **Paleodirección:** Oeste**Indicador:** Sedimentos de interior**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Laminación milimétrica. Nódulos de arcillas. Crecimiento espeleotémico.**Diagénesis:** Cementación. Deformación por caída de clastos.**Interpretación:** Curso fluvial de energía media y cíclico desde el interior de la cueva. Abandono cíclico del nivel de base que permite las cementaciones.

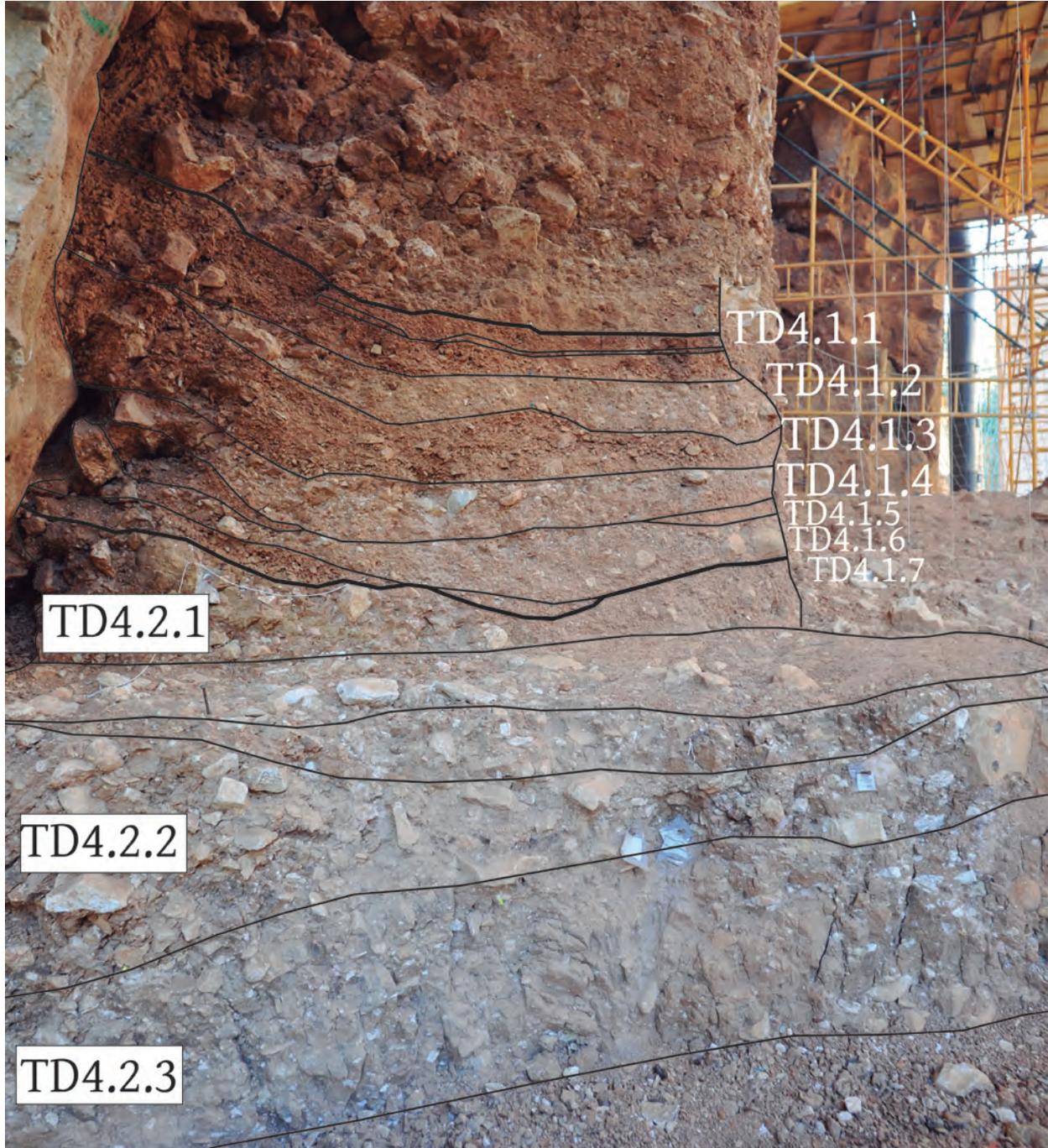
TD2



TD2

Nombre: TD2.3**Facies sedimentaria:** Caída de clastos**Descripción general:** Clastos de hasta 1 metro de diámetro de caliza de pared y techo caídos por gravedad.**Color:** Gris**Espesor:** 100 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sub-vertical **Paleodirección:** Vertical **Indicador:** Clastos**Textura en campo:** 100% Bloques**Bloques:** Sub-angulares, equidimensionales. **Tamaño medio:** 70 cm **Centil:** 120 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Finas costras fosfáticas sobre algunos Clastos.**Interpretación:** Caída de clastos de pared y techo de la cueva.**Nombre:** TD2.2**Facies sedimentaria:** Fluvial de interior A**Descripción general:** Alternancia de limo arenas marrón amarillento claro laminadas y limo arcillas marrón amarillento oscuro con cementaciones parciales.**Color:** Marrón amarillento claro y marrón amarillento oscuro.**Espesor:** 100 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Este **Paleodirección:** Oeste **Indicador:** Sedimentos de interior**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Laminación milimétrica. Nódulos de arcillas.**Diagénesis:** Cementación.**Interpretación:** Curso fluvial cíclico de energía media desde el interior de la cueva. Abandono cíclico del nivel de base que permite las cementaciones.**Nombre:** TD2.1**Facies sedimentaria:** Espeleotema**Descripción general:** Espeleotema de hasta 40 cm de espesor que cubre parte del techo de TD2 en el norte de la cavidad.**Color:** -**Espesor:** 40 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** - **Paleodirección:** - **Indicador:** -**Textura en campo:** -**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Crecimiento espeleotémico.**Diagénesis:** -**Interpretación:** Cese de la sedimentación clástica y crecimiento espeleotémico por goteo.

TD4



TD4

Nombre: TD4.2.3**Facies sedimentaria:** Debris flow B

Descripción general: Matriz limo-arenosa marrón con clastos centimétricos flotados. Se observan alineamientos de Clastos. Se apoya rellenando la superficie irregular del techo de TD2. Las calizas presentan una pátina de alteración. En la matriz se observa óxido de manganeso.

Color: Marrón 7.5YR4/4**Espesor:** 40 cm**Contacto inferior:** Neto e irregular**Posición de la entrada:** Sureste**Paleodirección:** Noroeste**Indicador:** Clasticidad**Textura en campo:** 20% Bloques 80% Matriz**Bloques:** Sub-angulares, prismáticos. **Tamaño medio:** 8 cm **Centil:** 40 cm**Estructuras:** Alineamiento de los Clastos.**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Rotura prismática. Calizas alteradas.

Interpretación: Sucesivas entradas de un flujo barroso con clastos. Erosiona parcialmente niveles anteriores de arenas y limos de interior de cueva que incluye dentro de su matriz.

Nombre: TD4.2.2**Facies sedimentaria:** Debris flow A

Descripción general: Clastos decimétricos a centimétricos dentro de una matriz limo-arenosa. Los clastos mayores se identifican al sur de la sección. Junto a la pared norte de la cueva, el nivel aumenta de espesor. Las calizas presentan una pátina de alteración. En la matriz se observa óxido de manganeso. Se observan pequeños niveles de gravas dentro de su matriz.

Color: Marrón 7.5YR4/4**Espesor:** 100-40 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste**Paleodirección:** Noroeste**Indicador:** Clasticidad**Textura en campo:** 30% Bloques 70% matriz**Bloques:** Sub-angulares, prismáticos. **Tamaño medio:** 10 cm **Centil:** 32 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Rotura prismática. Calizas alteradas.

Interpretación: Sucesivas entradas de un flujo barroso con abundantes clastos. Erosiona parcialmente niveles anteriores de arenas y limos de interior de cueva que incluye dentro de su matriz.

Nombre: TD4.2.1**Facies sedimentaria:** Debris flow B

Descripción general: Matriz limo-arenosa marrón con clastos centimétricos flotados. Se observan alineamientos de clastos. Las calizas presentan una pátina de alteración. En la matriz se observa óxido de manganeso. Se observan pequeños niveles de gravas dentro de su matriz.

Color: Marrón 7.5YR4/4**Espesor:** 20-12 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste**Paleodirección:** Noroeste**Indicador:** Clasticidad**Textura en campo:** 15% Bloques 85% matriz**Bloques:** Sub-angulares, prismáticos. **Tamaño medio:** 5 cm **Centil:** 18 cm**Estructuras:** Alineamiento de los Clastos.**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Rotura prismática. Calizas alteradas.

Interpretación: Sucesivas entradas de un flujo barroso con clastos. Erosiona parcialmente niveles anteriores de arenas y limos de interior de cueva que incluye dentro de su matriz.

TD4

Nombre: TD4.1.7**Facies sedimentaria:** Canal A

Descripción general: Gravas granosoportadas de entre 1 a 3 cm de diámetro y granodecrecientes. Se observan al menos dos episodios diferentes. Hacia el sur pierde espesor el nivel.

Color: Marrón 7.5YR5/4**Espesor:** 15-10 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 70% gravas 30% matriz**Bloques:** Sub-angulares, equidimensional. **Tamaño medio:** 1,5 cm **Centil:** 10 cm**Estructuras:** Granodecreciente.**Diagénesis:** -

Interpretación: Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura, limitados a la zona norte de la cueva.

Nombre: TD4.1.6**Facies sedimentaria:** Debris flow B

Descripción general: Matriz limo-arenosa marrón con clastos centimétricos flotados. En la matriz se observa óxido de manganeso. Se observan fragmentos de espeleotemas.

Color: Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 10 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste **Paleodirección:** Noroeste **Indicador:** Clasticidad**Textura en campo:** 25% Bloques 5% Gravas 70%Matriz**Bloques:** Sub-angulares, equidimensional. **Tamaño medio:** 2 cm **Centil:** 60 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso.

Interpretación: Entrada de un flujo barroso con clastos.

Nombre: TD4.1.5**Facies sedimentaria:** Canal A

Descripción general: Gravas granosoportadas de entre 0,5 a 2 cm de diámetro y granodecrecientes. Se observan al menos dos episodios diferentes diferenciados por un nivel de arcillas. Hacia el sur se acuña el nivel y se pierde.

Color: Rojo amarillento 5YR5/6**Espesor:** 12 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 80% Gravas 20% Matriz**Bloques:** Sub-angulares, equidimensional. **Tamaño medio:** 0,5 cm **Centil:** 4 cm**Estructuras:** Granodecreciente. Se observa un nivel arcilloso diferenciando dos episodios granodecrecientes.**Diagénesis:** Óxidos de manganeso en las arcillas. Calizas alteradas.

Interpretación: Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura, limitados a la zona norte de la cueva.

TD4

Nombre: TD4.1.4**Facies sedimentaria:** Debris flow B

Descripción general: Matriz limo-arenosa marrón con clastos centimétricos flotados. En la matriz se observa óxido de manganeso. Se observan fragmentos de espeleotemas.

Color: Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 10 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste **Paleodirección:** Noroeste **Indicador:** Clasticidad**Textura en campo:** 20% Bloques 5% Gravas 75% Matriz**Bloques:** Sub-angulares, equidimensional. **Tamaño medio:** 4 cm **Centil:** 50 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso.**Interpretación:** Entrada de un flujo barroso con clastos.**Nombre:** TD4.1.3**Facies sedimentaria:** Canal A

Descripción general: Gravas clasto-soportadas de entre 0,5 a 3 cm de diámetro y granodecrecientes. Se observan al menos tres episodios diferentes diferenciados por varios niveles de arcillas de poca entidad. Hacia el sur se acuña el nivel y se pierde.

Color: Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 35 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 10% Bloques 80% Gravas 10% Matriz**Bloques:** Sub-angulares, equidimensional. **Tamaño medio:** 0,5 cm **Centil:** 12 cm**Estructuras:** Granodecreciente. Se observa tres episodios granodecrecientes.**Diagénesis:** Óxidos de manganeso en las arcillas.**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura, limitados a la zona norte de la cueva.**Nombre:** TD4.1.2/3 sur**Facies sedimentaria:** Fluvial de interior A

Descripción general: Limos y arenas finas laminadas amarillas rojizas con cementaciones puntuales y cantos blandos. Se observan algún fragmento de espeleotema, algunos incluidos dentro de los cantos blandos.

Color: Amarillo rojizo 7,5YR 6/6**Espesor:** 40 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Este **Paleodirección:** Oeste **Indicador:** Sedimentos de interior**Textura en campo:** 5% Bloques 95% matriz**Bloques:** Sub-redondeados, equidimensional. **Tamaño medio:** 4 cm **Centil:** 40 cm**Estructuras:** Laminación.**Diagénesis:** Cementaciones locales. Óxido de manganeso.**Interpretación:** Curso fluvial de poca energía desde el interior de la cueva con un régimen hídrico variable y desecaciones puntuales con precipitación de carbonato cálcico.

TD4

Nombre: TD4.1.2**Facies sedimentaria:** Debris flow B**Descripción general:** Matriz limo-arenosa marrón con clastos centimétricos flotados. En la matriz se observa óxido de manganeso.**Color:** Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 25 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste **Paleodirección:** Noroeste **Indicador:** Clasticidad**Textura en campo:** 30% Bloques 10% Gravas 60% Matriz**Bloques:** Sub-angulares, equidimensional. **Tamaño medio:** 3 cm **Centil:** 21 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso.**Interpretación:** Entrada de un flujo barroso con clastos.**Nombre:** TD4.1.1a**Facies sedimentaria:** Canal A**Descripción general:** Gravas clasto-soportadas de entre 0,5 a 1 cm de diámetro y granodecrecientes. Se observan varios episodios diferentes diferenciados por varios niveles de arcillas de poca entidad. Hacia el sur hay un cambio de facies hacia un nivel de limo-arcillas (TD4.1.1b).**Color:** Rojo amarillento 5YR5/8**Espesor:** 23 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 3% Bloques 80% Gravas 17% Matriz**Bloques:** Sub-angulares, equidimensional. **Tamaño medio:** 0,5 cm **Centil:** 8 cm**Estructuras:** Granodecreciente. Se observa varios episodios granodecrecientes separados por niveles de arcillas.**Diagénesis:** Óxidos de manganeso en las arcillas.**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura, limitados a la zona norte de la cueva.**Nombre:** TD4.1.1b**Facies sedimentaria:** Flujo de barros**Descripción general:** Matriz limo-arenosa rojo amarillento con algunos clastos flotados. Hacia el norte hay un cambio lateral a niveles de gravas (TD4.1.1a).**Color:** Rojo amarillento 5YR5/8**Espesor:** 25 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste **Paleodirección:** Noroeste **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 10% Bloques 90% Matriz**Bloques:** Sub-angulares, equidimensional. **Tamaño medio:** 5 cm **Centil:** 15 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Rotura prismática.**Interpretación:** Flujo de barros mezclado con los sedimentos de desborde de canal.

TD4

Nombre: TD4.1.0 sur **Facies sedimentaria:** Fluvial de interior A

Descripción general: Arenas y limos pardos sin estructura interna con clastos blandos flotados de hasta 10 cm y fragmentos de espeleotemas.

Color: Marrón amarillento

Espesor: 20 cm

Contacto inferior: Neto

Posición de la entrada: Este **Paleodirección:** Oeste **Indicador:** Sedimentos de interior

Textura en campo: 5% Bloques blandos, 95% Matriz

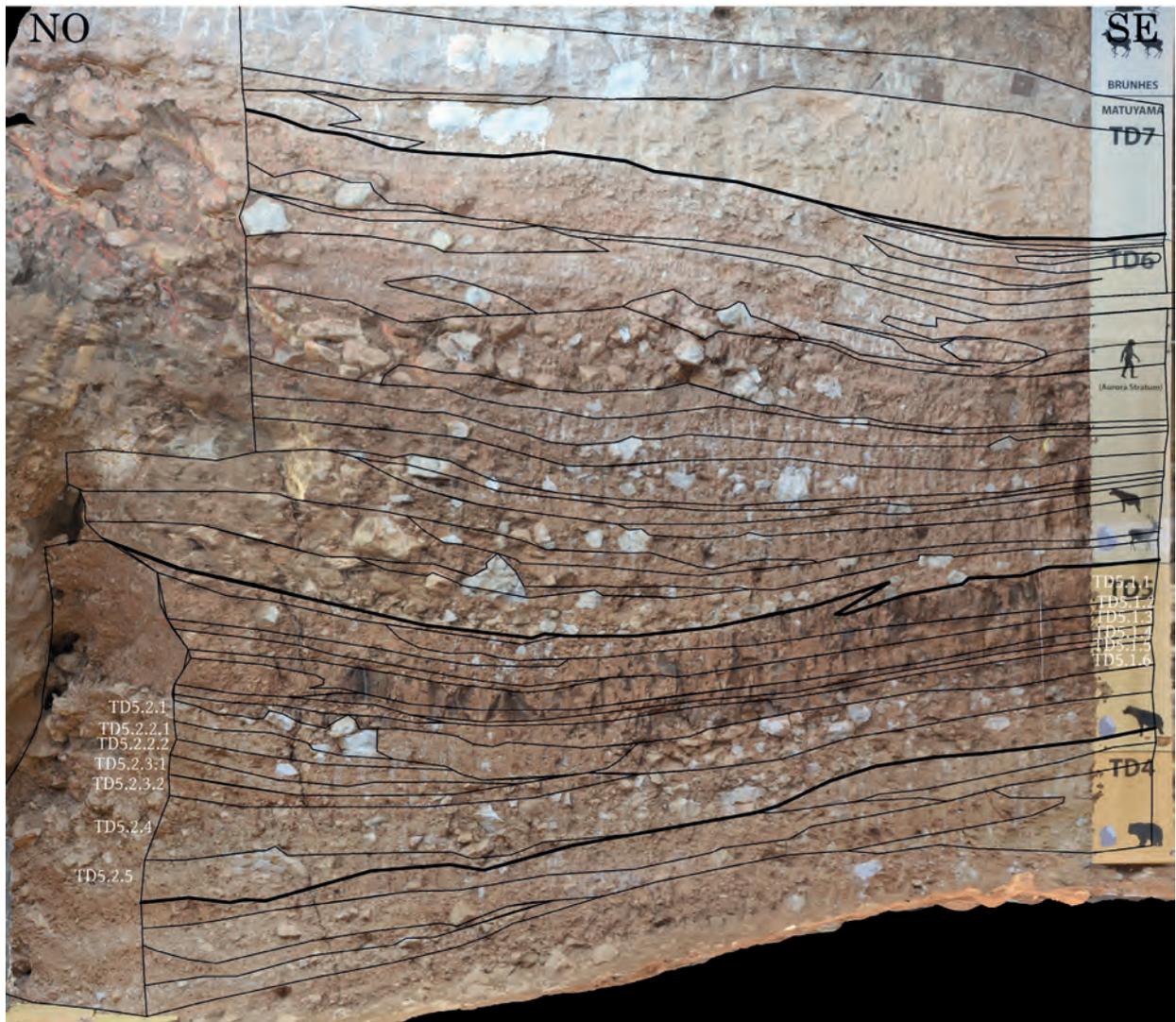
Bloques: Redondeados, prismáticos. **Tamaño medio:** 5 cm **Centil:** 10 cm

Estructuras: Clastos blandos.

Diagénesis: -

Interpretación: Curso fluvial de media-alta energía desde el interior de la cueva que erosionó e incorporó niveles previos de arcillas rojas y espeleotemas.

TD5



TD5

Nombre: TD5.2.5**Facies sedimentaria:** Debris flow D

Descripción general: Matriz limo-arcillosa roja amarillenta con clastos decimétricos flotados buzando hacia el noroeste. Se observan fragmentos de espeleotema dentro de la matriz.

Color: Rojo amarillento 5YR 5/6**Espesor:** 50 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste **Paleodirección:** Noroeste **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 30% Bloques 70% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 10 cm **Centil:** 40 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** -

Interpretación: Entrada de un flujo barroso con clastos que erosionó una costra espeleotémica.

Nombre: TD5.2.4**Facies sedimentaria:** Debris flow D

Descripción general: Matriz limo-arcillosa roja amarillenta con Clastos decimétricos flotados buzando hacia el noroeste.

Color: Rojo amarillento 5YR 5/6**Espesor:** 30 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste **Paleodirección:** Noroeste **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 20% Bloques 80% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 10 cm **Centil:** 30 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** -

Interpretación: Entrada de un flujo barroso con clastos.

Nombre: TD5.2.3.2**Facies sedimentaria:** Canal A

Descripción general: Nivel lenticular de gravas centimétricas clasto-soportadas con varios subniveles granodecrecientes.

Color: Rojo amarillento 5YR 5/6**Espesor:** 15 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 3% Bloques 90% Gravas 7% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 0,5 cm **Centil:** 5 cm**Estructuras:** Granodecreciente.**Diagénesis:** -

Interpretación: Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura, limitados a la zona norte de la cueva.

TD5

Nombre: TD5.2.3.1**Facies sedimentaria:** Debris flow B**Descripción general:** Matriz limo-arcillosa roja amarillenta con clastos decimétricos flotados buzando hacia el noroeste.**Color:** Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 10 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste**Paleodirección:** Noroeste**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 10% Bloques 10% Gravas 80% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 2 cm**Centil:** 8 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** -**Interpretación:** Entrada de un flujo barroso con clastos.**Nombre:** TD5.2.2.2**Facies sedimentaria:** Canal A**Descripción general:** Nivel lenticular de gravas centimétricas clasto-soportadas con varios subniveles granodecrecientes.**Color:** Rojo amarillento 5YR 5/6**Espesor:** 10 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 5% Bloques 85% Gravas 10% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 0,5 cm**Centil:** 10 cm**Estructuras:** Granodecreciente.**Diagénesis:** -**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura, limitados a la zona norte de la cueva.**Nombre:** TD5.2.2.1**Facies sedimentaria:** Debris flow B**Descripción general:** Matriz limo-arcillosa marrón con clastos centimétricos flotados.**Color:** Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 8 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste**Paleodirección:** Noroeste**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 10% Bloques 10% Gravas 80% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 2 cm**Centil:** 8 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** -**Interpretación:** Entrada de un flujo barroso con clastos.

TD5

Nombre: TD5.2.1**Facies sedimentaria:** Debris flow D**Descripción general:** Matriz limo-arcillosa marrón con clastos decimétricos flotados.**Color:** Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 40 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 35% Bloques 10% Gravas 55% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 20 cm **Centil:** 40 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** -**Interpretación:** Entrada de un flujo barroso con clastos que erosiona los niveles inferiores.**Nombre:** TD5.1.6**Facies sedimentaria:** Decantación**Descripción general:** Limo arcillas rojas masivas con forma lenticular con óxidos de manganeso y rotura prismática. En la zona central de la sección se encuentra el depocentro de la cuenca.**Color:** Rojo amarillento 5YR 5/6**Espesor:** 24 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 3% Bloques 97% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 3 cm **Centil:** 5 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Rotura prismática.**Interpretación:** Depocentro de la decantación de limos y arcillas en un medio de aguas estancadas.**Nombre:** TD5.1.5**Facies sedimentaria:** Canal A / Llanura de inundación**Descripción general:** Gravas centimétricas granodecreciente en la sección norte que hacia el sur cambian a limo-arenas masivas con pequeñas precipitaciones de óxido de manganeso.**Color:** Rojo amarillento 5YR 5/8**Espesor:** 3 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 80% Gravas 20% Matriz / 100% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 3 cm **Centil:** 5 cm**Estructuras:** Granodecreciente.**Diagénesis:** Óxido de manganeso.**Interpretación:** Curso fluvial de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona norte de la cueva con eventos de inundación de toda la sección de la cueva.

TD5

Nombre: TD5.1.4**Facies sedimentaria:** Canal A / Llanura de inundación**Descripción general:** Gravas centimétricas granodecreciente en la sección norte que hacia el sur cambian a limo-arcillas masivas con precipitaciones de óxido de manganeso y rotura prismática.**Color:** Rojo amarillento 5YR 5/6**Espesor:** 10 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** Canal A: 80% Gravas 20% Matriz / Llanura de inundación: 100% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 2 cm**Centil:** 6 cm**Estructuras:** Granodecreciente.**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Rotura prismática.**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona norte de la cueva con eventos de inundación de toda la sección de la cueva.**Nombre:** TD5.1.3**Facies sedimentaria:** Canal A / Llanura de inundación**Descripción general:** Gravas centimétricas granodecreciente en la sección norte que hacia el sur cambian a limo-arcillas masivas con precipitaciones de óxido de manganeso y rotura prismática.**Color:** Rojo amarillento 5YR 5/6**Espesor:** 15 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** Canal A: 80% Gravas 20% Matriz / Llanura de inundación: 100% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 1 cm**Centil:** 6 cm**Estructuras:** Granodecreciente.**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Rotura prismática.**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona norte de la cueva con eventos de inundación de toda la sección de la cueva.**Nombre:** TD5.1.2**Facies sedimentaria:** Canal A / Llanura de inundación**Descripción general:** Gravas centimétricas granodecreciente en la sección norte que hacia el sur cambian a limo-arcillas masivas con precipitaciones de óxido de manganeso y rotura prismática.**Color:** Rojo amarillento 5YR 5/6**Espesor:** 15 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** Canal A: 80% Gravas 20% Matriz / Llanura de inundación: 5% Gravas 95% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 1,5 cm**Centil:** 5 cm**Estructuras:** Granodecreciente.**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Rotura prismática.**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona norte de la cueva con eventos de inundación de toda la sección de la cueva.

TD5

Nombre: TD5.1.1

Facies sedimentaria: Canal A / Llanura de inundación

Descripción general: Gravas centimétricas granodecreciente en la sección norte que hacia el sur cambian a limo-arcillas masivas con precipitaciones de óxido de manganeso y rotura prismática.

Color: Rojo amarillento 5YR 5/6

Espesor: 25 cm

Contacto inferior: Neto

Posición de la entrada: Oeste

Paleodirección: Este

Indicador: Geometría del nivel

Textura en campo: Canal A: 80% Gravas 20% Matriz / **Llanura de inundación:** 100% Matriz

Bloques: Sub-angular, equidimensional.

Tamaño medio: 1 cm

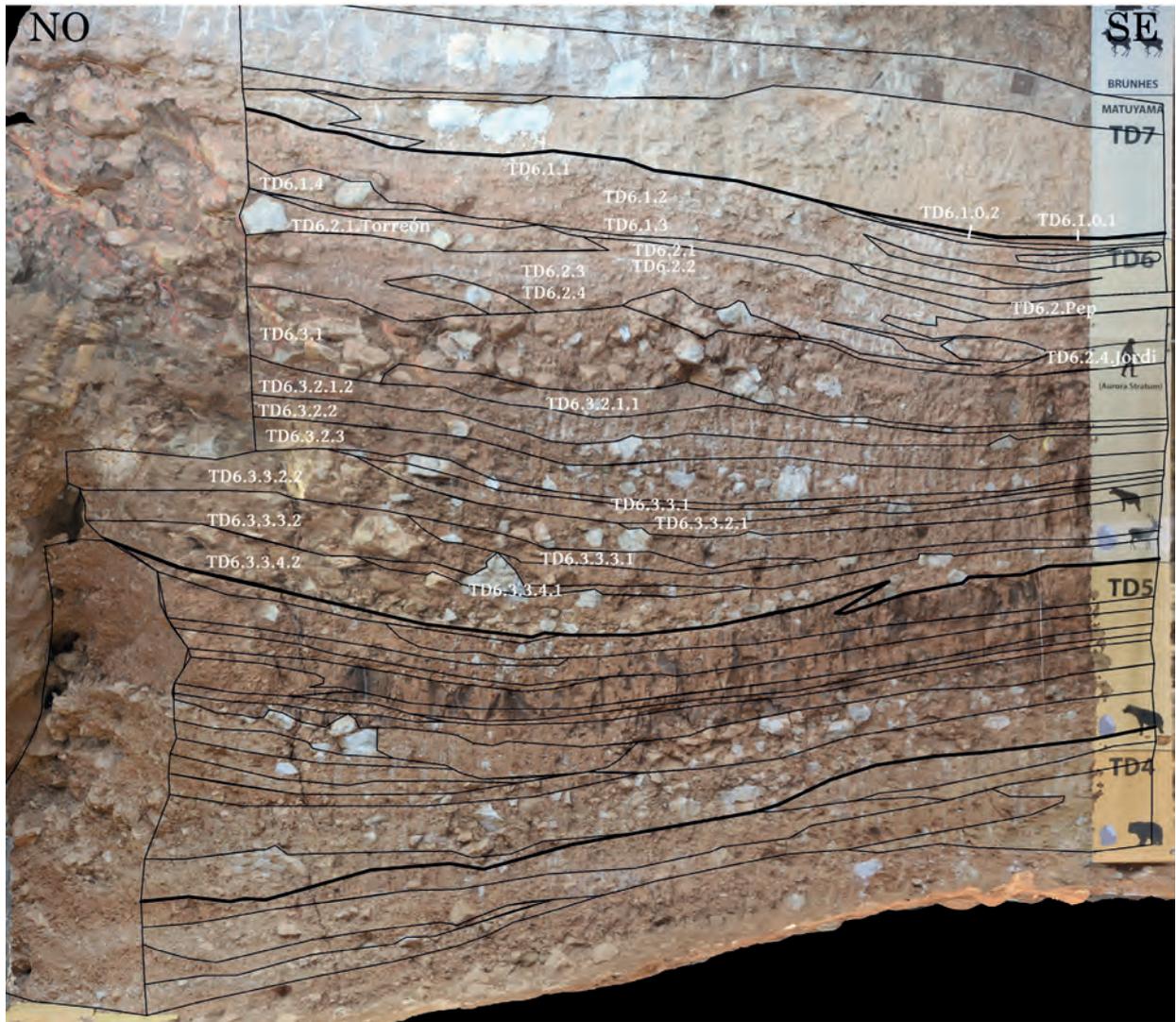
Centil: 8 cm

Estructuras: Granodecreciente.

Diagénesis: Óxido de manganeso. Rotura prismática.

Interpretación: Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona norte de la cueva con eventos de inundación de toda la sección de la cueva.

TD6



TD6

Nombre: TD6.3.3.4.2**Facies sedimentaria:** Debris flow D

Descripción general: Clastos decimétricos a centimétricos dentro de una matriz limo-arcillosa de color amarillo rojizo. Las calizas presentan una pátina de alteración. Clastosoportado en la zona norte y central, hacia el sur aumenta la matriz.

Color: Amarillo rojizo 7,5YR 6/6**Espesor:** 20 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 40% Bloques 10% Gravas 50% Matriz**Bloques:** Sub-angular, prismáticos. **Tamaño medio:** 12 cm **Centil:** 20 cm**Estructuras:** Alineamiento de los clastos.**Diagénesis:** Calizas alteradas. Deformación por acomodación en la zona central.**Interpretación:** Entrada de un flujo barroso con clastos.**Nombre:** TD6.3.3.4.1**Facies sedimentaria:** Canal B

Descripción general: Niveles lenticulares de gravas granosportadas de pocos centímetros, apoyadas sobre el nivel anterior en la parte central de la sección.

Color: Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 15 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 90% Gravas 10% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 1 cm **Centil:** 3 cm**Estructuras:** Granodecreciente. Al menos se observan tres eventos.**Diagénesis:** -

Interpretación: Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la parte central de la cueva.

Nombre: TD6.3.3.3.2**Facies sedimentaria:** Debris flow D / Flujo de barros

Descripción general: Matriz limo-arcillosa marrón con clastos decimétricos flotados. Hacia el sur hay un cambio de facies lateral a limos arcillosos con óxido de manganeso.

Color: Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 30 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Clasticidad**Textura en campo:** 30% Bloques 20% Gravas 50% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 8 cm **Centil:** 40 cm**Estructuras:** -

Diagénesis: Óxido de manganeso. Rotura prismática. Deformación por acomodación en la zona central.

Interpretación: Entrada de un flujo barroso con clastos.

TD6

Nombre: TD6.3.3.3.1**Facies sedimentaria:** Canal B

Descripción general: Niveles lenticulares de gravas granosportadas de pocos centímetros, apoyadas sobre el nivel anterior en la parte central de la sección.

Color: Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 10 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 80% Gravas 20% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 1 cm**Centil:** 3 cm**Estructuras:** Granodecreciente.**Diagénesis:** -

Interpretación: Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la parte central de la cueva.

Nombre: TD6.3.3.2.2**Facies sedimentaria:** Debris flow D / Flujo de barro

Descripción general: Matriz limo-arcillosa marrón con clastos decimétricos flotados. Hacia el sur hay un cambio de facies lateral a limos arcillosos con óxido de manganeso.

Color: Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 30 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Clasticidad**Textura en campo:** 30% Bloques 20% Gravas 50% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 8 cm**Centil:** 35 cm**Estructuras:** -

Diagénesis: Óxido de manganeso. Rotura prismática. Deformación por acomodación en la zona central.

Interpretación: Entrada de un flujo barroso con clastos.

Nombre: TD6.3.3.2.1**Facies sedimentaria:** Canal B / Llanura de inundación

Descripción general: Niveles lenticulares de gravas granosportadas de pocos centímetros, apoyadas sobre el nivel anterior en la parte central de la sección. Hacia el sur hay un cambio de facies lateral a limos arcillosos con óxido de manganeso.

Color: Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 10 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 80% Gravas 20% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 1 cm**Centil:** 3 cm**Estructuras:** Granodecreciente**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Rotura prismática.

Interpretación: Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la parte central de la cueva con eventos de inundación del margen sur de la cueva.

TD6

Nombre: TD6.3.3.1**Facies sedimentaria:** Decantación**Descripción general:** Nivel lenticular de arcillas limosas rojas que se acuña hacia el norte.**Color:** Rojo amarillento 5YR 5/6**Espesor:** 5 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** -**Centil:** -**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso.**Interpretación:** Aguas estancadas que permiten la decantación de los sedimentos más finos.**Nombre:** TD6.3.2.3**Facies sedimentaria:** Debris flow D / Flujo de barro**Descripción general:** Matriz limo-arcillosa marrón con clastos decimétricos flotados. Hacia el sur hay un cambio de facies lateral a limos arcillosos con óxido de manganeso.**Color:** Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 35 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Clasticidad**Textura en campo:** 40% Bloques 10% Gravas 50% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 10 cm**Centil:** 35 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Rotura prismática.**Interpretación:** Entrada de un flujo barroso con clastos.**Nombre:** TD6.3.2.2**Facies sedimentaria:** Debris flow D / Flujo de barro**Descripción general:** Matriz limo-arcillosa marrón con clastos decimétricos flotados. Hacia el sur hay un cambio de facies lateral a limos arcillosos con óxido de manganeso.**Color:** Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 20 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Clasticidad**Textura en campo:** 30% Bloques 20% Gravas 50% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 5 cm**Centil:** 20 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Rotura prismática.**Interpretación:** Entrada de un flujo barroso con clastos.

TD6

Nombre: TD6.3.2.1.2**Facies sedimentaria:** Debris flow D / Flujo de barro**Descripción general:** Matriz limo-arcillosa marrón con clastos centimétricos flotados. Hacia el sur hay un cambio de facies lateral a limos arcillosos con óxido de manganeso.**Color:** Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 20 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Clasticidad**Textura en campo:** 10% Bloques 30% Gravas 60% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 2 cm**Centil:** 15 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Rotura prismática.**Interpretación:** Entrada de un flujo barroso con clastos.**Nombre:** TD6.3.2.1.1**Facies sedimentaria:** Canal B / Llanura de inundación**Descripción general:** Niveles lenticulares de gravas granosoportadas de pocos centímetros, apoyadas sobre el nivel anterior en la parte central de la sección. Hacia el sur hay un cambio de facies lateral a limos arcillosos con óxido de manganeso.**Color:** Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 20 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 80% Gravas 20% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 1 cm**Centil:** 3 cm**Estructuras:** Granodecreciente.**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Rotura prismática.**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la parte central de la cueva con eventos de inundación del margen sur de la cueva.**Nombre:** TD6.3.1**Facies sedimentaria:** Debris flow C / Flujo de barro**Descripción general:** Clastos decimétricos dentro de una matriz limo-arcillosa de color marrón. El nivel es clastosoportado y se observa imbricaciones entre los clastos, principalmente en su zona central. Hacia el sur hay un cambio de facies lateral a limos arcillosos con óxido de manganeso.**Color:** Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 40 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Imbricaciones, Clasticidad**Textura en campo:** 50% Bloques 10% Gravas 40% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 20 cm**Centil:** 50 cm**Estructuras:** Clastos imbricados en la zona central de la sección.**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Rotura prismática.**Interpretación:** Entrada de un flujo barroso con clastos.

TD6

Nombre: TD6.2.4 Jordi**Facies sedimentaria:** Mixta debris flow-llanura inundación**Descripción general:** Matriz limo-arcillosa con clastos centimétricos flotados. Los clastos se encuentran alineados indicando una pendiente hacia el noroeste. Hacia el norte el nivel se acuña.**Color:** Rojo amarillento**Espesor:** 20 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sureste**Paleodirección:** Noroeste**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 30% Bloques 10% Gravas 60% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 6 cm**Centil:** 20 cm**Estructuras:** Alineación de clastos.**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Alteración de la caliza. Precipitación de fosfatos. Deformación por acomodación.**Interpretación:** Entrada de un flujo barroso con clastos en un medio de llanura de inundación.**Nombre:** TD6.2.4**Facies sedimentaria:** Canal A / Decantación**Descripción general:** Gravas centimétricas granodecreciente con niveles de arcillas entre cada evento. Estos niveles de arcillas llegan hasta los 30 cm de espesor en la zona excavada.**Color:** Rojo amarillento**Espesor:** 30 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** Canal A: 80% Gravas 20% Matriz / Llanura de inundación: 100% matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 0,5 cm**Centil:** 2 cm**Estructuras:** Granodecreciente. Se observa al menos dos episodios diferentes, con un nivel de decantación a techo.**Diagénesis:** -**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona central de la cueva con eventos de cese del régimen hídrico y decantación.**Nombre:** TD6.2.4 debris**Facies sedimentaria:** Debris flow D**Descripción general:** Dos niveles lenticulares de clastos decimétricos dentro de una matriz limo-arcillosa de color marrón. Situado en el centro de la sección apoyado sobre los niveles inferiores.**Color:** Marrón fuerte**Espesor:** 25 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 70% Bloques 10% Gravas 20% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 12 cm**Centil:** 18 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** -**Interpretación:** Dos pequeñas entradas de un flujo barroso con clastos calizos decimétricos.

TD6

Nombre: TD6.2.3**Facies sedimentaria:** Canal A / Llanura de inundación

Descripción general: Gravas centimétricas granodecreciente en el centro de la sección, que hacia el sur tiene un cambio lateral de facies a limos rojos amarillentos con clastos flotados. El nivel se encuentra deformado en el sur por la acomodación de los niveles inferiores.

Color: Rojo amarillento**Espesor:** 15 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** Canal A: 80% Gravas 20% Matriz / Ll. inund.: 10% Bloques 10% Gravas 80% matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 0,5 cm**Centil:** 29 cm**Estructuras:** Granodecreciente. Se observa al menos tres episodios diferentes.**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Alteración de la caliza. Precipitación de fosfatos. Deformación por acomodación.

Interpretación: Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona central de la cueva con eventos de desborde de canal e inundación de la zona sur de la cueva.

Nombre: TD6.2.3 debris**Facies sedimentaria:** Debris flow D

Descripción general: Nivel lenticular de clastos decimétricos dentro de una matriz limo-arcillosa de color marrón. Situado en el centro de la sección apoyado sobre los niveles inferiores.

Color: Marrón fuerte**Espesor:** 30 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 70% Bloques 10% Gravas 20% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 10 cm**Centil:** 20 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** -

Interpretación: Entrada de un flujo barroso con Clastos calizos decimétricos.

Nombre: TD6.2.2**Facies sedimentaria:** Canal A / Llanura de inundación

Descripción general: Gravas centimétricas granodecreciente en el centro de la sección, que hacia el sur tiene un cambio lateral de facies a limos rojos amarillentos con clastos flotados. Dentro de las gravas se observa una alineación de clastos. El nivel se encuentra deformado en el sur por la acomodación de los niveles inferiores.

Color: Rojo amarillento**Espesor:** 15 cm**Contacto inferior:** Gradual**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** Canal A: 80% Gravas 20% Matriz / Ll. inund.: 10% Bloques 10% Gravas 80% matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 1 cm**Centil:** 32 cm**Estructuras:** Granodecreciente. Alineación de Clastos. Se observa al menos dos episodios diferentes.**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Alteración de la caliza. Precipitación de fosfatos. Deformación por acomodación.

Interpretación: Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona central de la cueva con eventos de desborde de canal e inundación de la zona sur de la cueva.

TD6

Nombre: TD6.2.1 Torreón**Facies sedimentaria:** Debris flow D

Descripción general: Clastos decimétricos dentro de una matriz limo-arcillosa de color marrón. El nivel es clastosoportado en el norte con grandes clastos, algunos en posición sub-vertical. Hacia el sur el nivel es matriz-soportada.

Color: Marrón fuerte**Espesor:** 100 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel, Clasticidad**Textura en campo:** 50% Bloques 10% Gravas 40% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 20 cm **Centil:** 45 cm**Estructuras:** Clastos sub-verticales imbricados en la zona norte de la sección.**Diagénesis:** -**Interpretación:** Entrada de un flujo barroso con clastos calizos decimétricos.**Nombre:** TD6.2.1**Facies sedimentaria:** Canal A / Llanura de inundación

Descripción general: Gravass centimétricas granodecreciente en el centro de la sección, que hacia el sur tiene un cambio lateral de facies a limos rojos amarillentos con clastos flotados. Dentro de las gravas se observa una alineación de clastos. El nivel se encuentra deformado en el sur por la acomodación de los niveles inferiores.

Color: Rojo amarillento**Espesor:** 10 cm**Contacto inferior:** Gradual**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** **Canal A:** 80% Gravass 20% Matriz / **Ll. inund.:** 5% Bloques 5% Gravass 90% matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 0,3 cm **Centil:** 24 cm**Estructuras:** Granodecreciente.**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Alteración de la caliza. Precipitación de fosfatos. Deformación por acomodación.**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona central de la cueva con eventos de desborde de canal e inundación de la zona sur de la cueva.**Nombre:** TD6.2 Pep**Facies sedimentaria:** Llanura de inundación**Descripción general:** Limos y arenas rojos amarillentos en el centro y sur de la sección.**Color:** Rojo amarillento**Espesor:** 15 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 10% Gravass 90% matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 0,5 cm **Centil:** 15 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Alteración de la caliza. Procesos edáficos.**Interpretación:** Curso fluvial de poca energía con evento de desborde e inundación en la zona sur de la cueva.

TD6

Nombre: TD6.1.4**Facies sedimentaria:** Debris flow D2**Descripción general:** Clastos decimétricos dentro de una matriz limo-arcillosa de color marrón. Los clastos se encuentran alineados.**Color:** Marrón fuerte**Espesor:** 30 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 60% Bloques 10% Gravas 30% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 20 cm**Centil:** 35 cm**Estructuras:** Alineación de clastos.**Diagénesis:** -**Interpretación:** Entrada de un flujo barroso con clastos calizos decimétricos.**Nombre:** TD6.1.3**Facies sedimentaria:** Canal A / Llanura de inundación**Descripción general:** Gravas centimétricas granodecreciente en el centro de la sección, que hacia el sur tiene un cambio lateral de facies a limos rojos amarillentos.**Color:** Rojo amarillento**Espesor:** 12 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** Canal A: 80% Gravas 20% Matriz / Ll. inund.: 100% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 0,5 cm**Centil:** 15 cm**Estructuras:** Granodecreciente.**Diagénesis:** Óxido de manganeso.**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona central de la cueva con eventos de desborde de canal e inundación de la zona sur de la cueva.**Nombre:** TD6.1.2**Facies sedimentaria:** Canal A / Llanura de inundación**Descripción general:** Gravas centimétricas granodecreciente en el centro de la sección, que hacia el sur tiene un cambio lateral de facies a limos rojos amarillentos.**Color:** Rojo amarillento**Espesor:** 25 cm**Contacto inferior:** Gradual**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** Canal A: 80% Gravas 20% Matriz / Ll. inund.: 100% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 0,5 cm**Centil:** 10 cm**Estructuras:** Granodecreciente.**Diagénesis:** Óxido de manganeso.**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona central de la cueva con eventos de desborde de canal e inundación de la zona sur de la cueva.

TD6

Nombre: TD6.1.1**Facies sedimentaria:** Canal A / Llanura de inundación**Descripción general:** Gravas centimétricas granodecreciente en el centro de la sección, que hacia el sur tiene un cambio lateral de facies a limos rojos amarillentos.**Color:** Rojo amarillento**Espesor:** 15 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** Canal A: 80% Gravas 20% Matriz / Ll. inund.: 100% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 1 cm **Centil:** 20 cm**Estructuras:** Granodecreciente.**Diagénesis:** Óxido de manganeso.**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona central de la cueva con eventos de desborde de canal e inundación de la zona sur de la cueva.**Nombre:** TD6.1.0.2**Facies sedimentaria:** Decantación**Descripción general:** Arcillas limosas rojas con coprolitos de hiena.**Color:** Rojo**Espesor:** 5 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** -**Diagénesis:** Precipitación de fosfatos. Procesos edáficos.**Interpretación:** Aguas estancadas que permiten la decantación de los sedimentos más finos con depósitos de heces de hiena.**Nombre:** TD6.1.0.1**Facies sedimentaria:** Decantación**Descripción general:** Nivel lenticular de arcillas limosas rojas que se acuña hacia el norte.**Color:** Rojo**Espesor:** 5 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso.**Interpretación:** Aguas estancadas que permiten la decantación de los sedimentos más finos.

TD7



TD7

Nombre: TD7.4**Facies sedimentaria:** Llanura de inundación / Decantación**Descripción general:** Limo arcillas marrón amarillento claro con laminación paralela y cruzada con subniveles centimétricos cementados. A techo presenta un subnivel más arcilloso rojizo.**Color:** marrón amarillento claro**Espesor:** 35 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Este**Paleodirección:** Oeste **Indicador:** Sedimentos de interior**Textura en campo:** 5% Gravas 95% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 1 cm **Centil:** 3 cm**Estructuras:** Laminación cruzada. Laminación paralela.**Diagénesis:** Cementación.**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y poca energía limitado a la zona central y sur de la cueva. El curso fluvial provendría del interior del conducto.**Nombre:** TD7.3**Facies sedimentaria:** Llanura de inundación / Decantación**Descripción general:** Limo arcillas marrón amarillento claro con laminación paralela y cruzada con subniveles centimétricos cementados.**Color:** marrón amarillento claro**Espesor:** 40 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Este**Paleodirección:** Oeste **Indicador:** Sedimentos de interior**Textura en campo:** 5% Gravas 95% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 1 cm **Centil:** 3 cm**Estructuras:** Laminación cruzada. Laminación paralela.**Diagénesis:** Cementación.**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y poca energía limitado a la zona central y sur de la cueva. El curso fluvial provendría del interior del conducto.**Nombre:** TD7.2**Facies sedimentaria:** Canal A**Descripción general:** Gravas centimétricas granosoportadas y muy cementadas con una matriz limosa. Se observan algunos clastos decimétricos en el nivel.**Color:** marrón grisáceo**Espesor:** 40 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 2% Bloques 58% Gravas 40% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 1 cm **Centil:** 20 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Cementación.**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad que cubriría la mayor parte de la cueva.

TD7

Nombre: TD7.1

Facies sedimentaria: Espeleotema

Descripción general: Espeleotema de hasta 20 cm que aparece en el centro de la sección y que crece sobre unas calcilutitas cementadas.

Color: Marrón grisáceo

Espesor: 20 cm

Contacto inferior: Neto

Posición de la entrada: Oeste

Paleodirección: Este **Indicador:** Geometría del nivel

Textura en campo: 100% Matriz

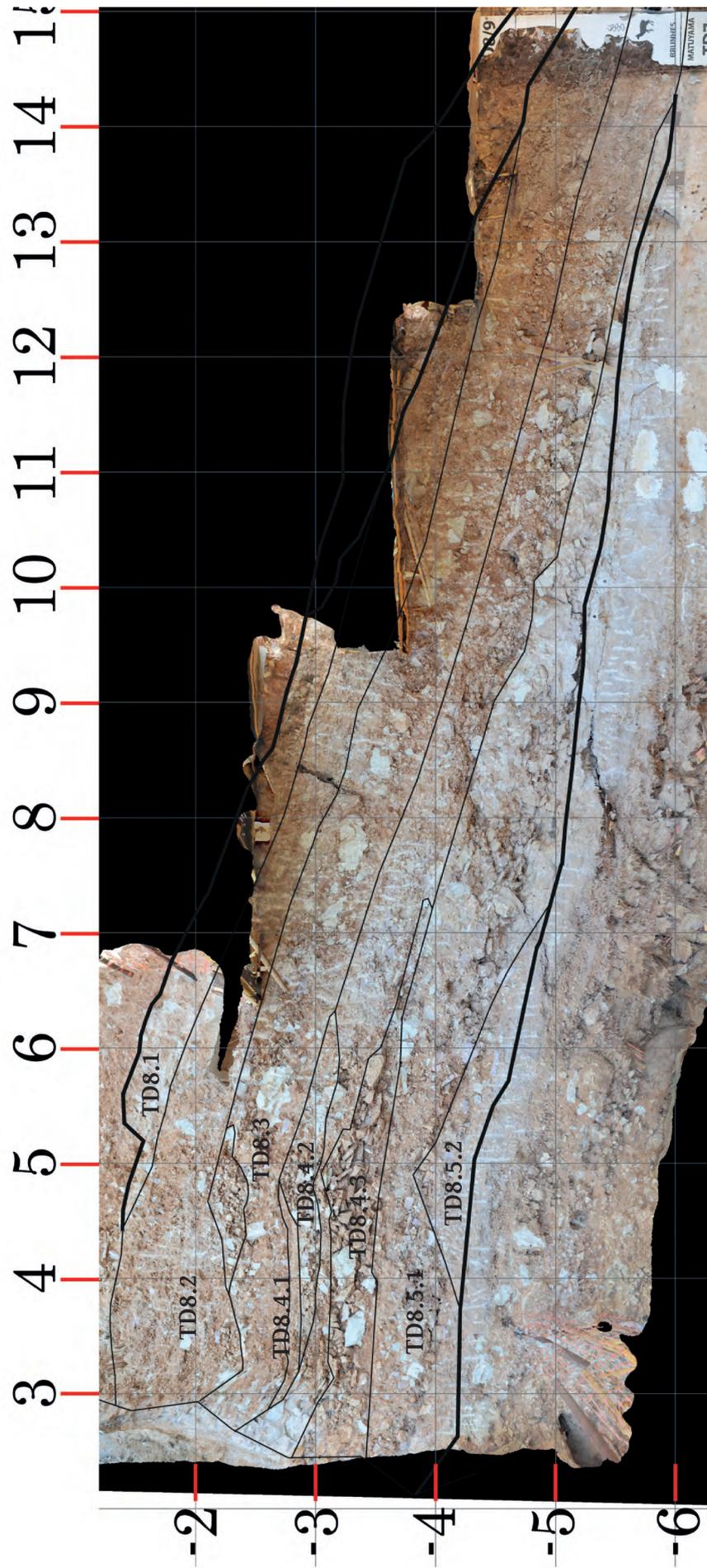
Bloques: - **Tamaño medio:** - **Centil:** -

Estructuras: Crecimiento espeleotémico. Laminación.

Diagénesis: Cementación.

Interpretación: Crecimiento espeleotémico sobre una entrada de limos y arcillas.

TD8



TD8

Nombre: TD8.5.2**Facies sedimentaria:** Caída de debris

Descripción general: Clastos decimétricos dentro de una matriz limo-arcillosa de color marrón. El nivel es clastosoportado y se observa imbricaciones entre los clastos.

Color: Marrón fuerte**Espesor:** 50 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Noroeste**Paleodirección:** Sureste**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 50% Bloques 50% Matriz**Bloques:** Sub-angular, prismáticos.**Tamaño medio:** 15 cm**Centil:** 35 cm**Estructuras:** Clastos imbricados. Cono de entrada.**Diagénesis:** -**Interpretación:** Caída de derrubios por una entrada sub-vertical.**Nombre:** TD8.5.1**Facies sedimentaria:** Debris flow E

Descripción general: Matriz limo-arcillosa cementada con clastos decimétricos flotados de color grisácea y violáceas. Se observan niveles clasto-soportados con clastos imbricados hacia el sur.

Color: Rojo amarillento**Espesor:** 60 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Noroeste**Paleodirección:** Sureste**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 40% Bloques 60% Matriz**Bloques:** Sub-angular, prismáticos**Tamaño medio:** 18 cm**Centil:** 40 cm**Estructuras:** Clastos imbricados.**Diagénesis:** Cementación. Porosidad secundaria.**Interpretación:** Entrada de un flujo barroso con clastos. Posteriormente se cementa el nivel.**Nombre:** TD8.4.3**Facies sedimentaria:** Caída de debris

Descripción general: Clastos decimétricos dentro de una matriz limo-arcillosa de color marrón. El nivel es clastosoportado y se observa imbricaciones entre los clastos.

Color: Marrón fuerte**Espesor:** 50 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Noroeste**Paleodirección:** Sureste**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 80% Bloques 20% Matriz**Bloques:** Sub-angular, prismáticos.**Tamaño medio:** 22 cm**Centil:** 50 cm**Estructuras:** Clastos imbricados. Cono de entrada.**Diagénesis:** -**Interpretación:** Caída de derrubios por una entrada sub-vertical.

TD8

Nombre: TD8.4.2**Facies sedimentaria:** Debris flow E / Caída de debris

Descripción general: Clastos decimétricos dentro de una matriz limo-arcillosa de color marrón que hacia el sur cambia a una matriz limo-arcillosa cementada con clastos decimétricos flotados de color grisácea y violáceas. Se observan niveles clasto-soportados con clastos imbricados hacia el sur.

Color: Rojo amarillento**Espesor:** 40 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Noroeste**Paleodirección:** Sureste**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 40% Bloques 60% Matriz**Bloques:** Sub-angular, prismáticos.**Tamaño medio:** 15 cm**Centil:** 40 cm**Estructuras:** Clastos imbricados. Cono de entrada.**Diagénesis:** Cementación. Porosidad secundaria.

Interpretación: Caída de derrubios junto con un flujo barroso con clastos por una entrada subvertical. Posteriormente se cementa el nivel.

Nombre: TD8.4.1**Facies sedimentaria:** Decantación

Descripción general: Nivel lenticular de arcillas limosas rojas que se acuña hacia el sur.

Color: Rojo amarillento**Espesor:** 15 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Noroeste**Paleodirección:** Norte**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Laminación horizontal.**Diagénesis:** -

Interpretación: Aguas estancadas que permiten la decantación de los sedimentos más finos.

Nombre: TD8.3**Facies sedimentaria:** Debris flow D / Caída de debris

Descripción general: Clastos centimétricos dentro de una matriz limo-arcillosa de color marrón que hacia el sur cambia a una matriz limo-arcillosa con clastos decimétricos flotados y alineados. Se observan pequeños niveles lenticulares de gravas dentro de la matriz.

Color: Rojo amarillento**Espesor:** 40 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Noroeste**Paleodirección:** Sureste**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 40% Bloques 60% Matriz**Bloques:** Sub-angular, prismáticos.**Tamaño medio:** 10 cm**Centil:** 40 cm**Estructuras:** Cono de entrada. Alineación de clastos.**Diagénesis:** Cementaciones.

Interpretación: Caída de derrubios junto con un flujo barroso con clastos por una entrada subvertical.

TD8

Nombre: TD8.2**Facies sedimentaria:** Debris flow D

Descripción general: Matriz limo-arcillosa con clastos decimétricos flotados y dispersos, con disminución del porcentaje de clastos hacia el sur. Se observan pequeños niveles lenticulares de gravas dentro de la matriz.

Color: Rojo amarillento**Espesor:** 90 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Noroeste**Paleodirección:** Sureste**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 20% Bloques 80% Matriz**Bloques:** Sub-angular, prismáticos.**Tamaño medio:** 10 cm**Centil:** 40 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Cementaciones.

Interpretación: Sucesivas entradas de un flujo barroso con clastos por una entrada subvertical.

Nombre: TD8.1**Facies sedimentaria:** Debris flow D

Descripción general: Matriz limo-arcillosa con clastos decimétricos flotados y dispersos, con disminución del porcentaje de clastos hacia el sur. Se observan pequeños niveles lenticulares de gravas dentro de la matriz.

Color: Rojo amarillento**Espesor:** 35 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Noroeste**Paleodirección:** Sureste**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 20% Bloques 80% Matriz**Bloques:** Sub-angular, prismáticos.**Tamaño medio:** 10 cm**Centil:** 25 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** -

Interpretación: Entrada de un flujo barroso con clastos por una entrada subvertical.

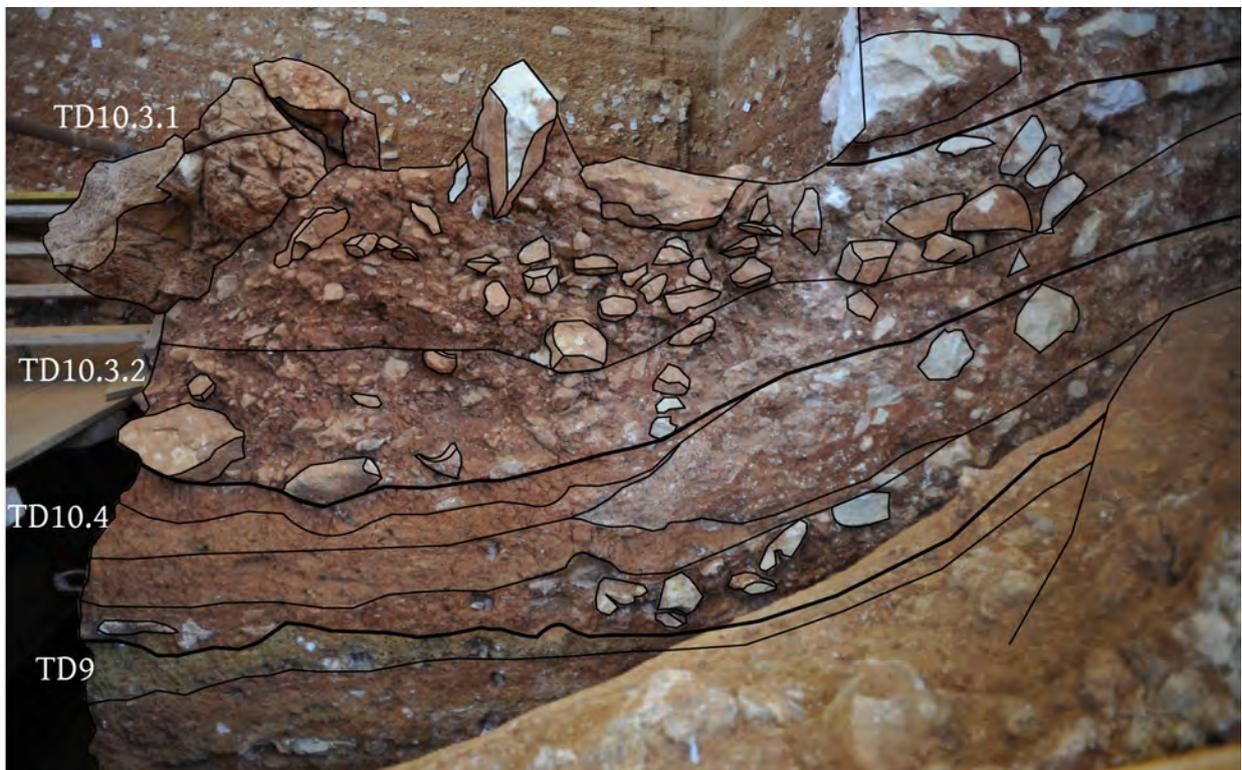
TD8-9



TD8-9

Nombre: TD8-9.3**Facies sedimentaria:** Espeleotema**Descripción general:** Espeleotema de hasta 20 cm con niveles oscuros y muestras de alteración que se acuña hacia el norte.**Color:** -**Espesor:** 20 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** -**Paleodirección:** -**Indicador:** -**Textura en campo:** -**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Crecimiento espeleotémico.**Diagénesis:** Alteración. Precipitación de fosfatos.**Interpretación:** Crecimiento espeleotémico por goteo sobre una cicatriz erosiva.**Nombre:** TD8-9.2**Facies sedimentaria:** Debris flow D**Descripción general:** Matriz limo-arcillosa marrón con clastos decimétricos flotados.**Color:** Marón fuerte**Espesor:** 50 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Noroeste**Paleodirección:** Sureste**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 30% Bloques 10% Gravas 60% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 12 cm**Centil:** 35 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Alteración. Precipitación de fosfatos.**Interpretación:** Entrada de un flujo barroso con clastos. Posterior alteración de los clastos.**Nombre:** TD8-9.1**Facies sedimentaria:** Espeleotema**Descripción general:** Espeleotema de hasta 10 cm con niveles oscuros y muestras de alteración que se acuña hacia el norte.**Color:** -**Espesor:** 10 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** -**Paleodirección:** -**Indicador:** -**Textura en campo:** -**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Crecimiento espeleotémico.**Diagénesis:** Alteración. Precipitación de fosfatos.**Interpretación:** Crecimiento espeleotémico por goteo.

TD9



TD9

Nombre: Cut-and-fill**Facies sedimentaria:** Residuo de alteración**Descripción general:** Nivel vertical de limos amarillentos con un metro de diámetro que rellena una erosión vertical en la zona sur de la cueva.**Color:** Marrón amarillento claro**Espesor:** -**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** - **Paleodirección:** Vertical **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Subvertical.**Diagénesis:** -**Interpretación:** Relleno sedimentario transportado por un curso hídrico desde el interior de la cueva.**Nombre:** TD9**Facies sedimentaria:** Fosfatos**Descripción general:** Limos arcillosos amarillos verdosos de hasta 20 cm de espesor que se acuña hacia el noroeste.**Color:** Amarillo verdoso**Espesor:** 20 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** - **Paleodirección:** - **Indicador:** -**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** Se observan varios eventos de niveles lenticulares de limo arcillas.**Diagénesis:** Alteración. Precipitación de fosfatos. Alteración vegetal.**Interpretación:** Acumulación de guano de murciélago.

TD10



TD10

Nombre: TD10.4**Facies sedimentaria:** Flujo de barro

Descripción general: Matriz limo-arcillosa rojo amarillento con algunos clastos flotados. Algunos clastos muestran una envuelta fosfática. Se observan al menos dos entradas en este nivel.

Color: Rojo amarillento 5YR 5/8**Espesor:** 30 cm**Contacto inferior:** Gradual**Posición de la entrada:** Oeste / Sur **Paleodirección:** Este / Norte **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 5% Bloques 15% Gravas 80% Matriz**Bloques:** Subangular, equidimensional. **Tamaño medio:** 1 cm **Centil:** 18 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Alteración de los clastos. Precipitación de fosfatos. Cementación.

Interpretación: Entrada de al menos dos flujos barroso con pocos clastos por la entrada oeste y por una entrada secundaria en el sureste junto a la pared de la cueva.

Nombre: TD10.4**Facies sedimentaria:** Debris flow F

Descripción general: Clastos decimétricos dentro de una matriz limo-arcillosa con gravillas de color rojo amarillento. El nivel es clastosoportado y se observa imbricaciones entre los clastos. Hacia el norte el nivel pierde clasticidad.

Color: Rojo amarillento 5YR 5/8**Espesor:** 30 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 30% Bloques 15% Gravas 55% Matriz**Bloques:** Subangular, equidimensional. **Tamaño medio:** 15 cm **Centil:** 35 cm**Estructuras:** Clastos imbricados.**Diagénesis:** Alteración de los clastos. Precipitación de fosfatos.

Interpretación: Entradas de sucesivos flujos granulares con clastos.

Nombre: TD10.4**Facies sedimentaria:** Canal A / Llanura de inundación

Descripción general: Gravas centimétricas en el centro de la sección, que hacia el sur tiene un cambio lateral de facies a limos rojos amarillentos. El nivel se encuentra buzando al sureste por una deformación a favor de una fractura en el sedimento.

Color: Rojo amarillento**Espesor:** 30 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** **Canal A:** 70% Gravas 30% Matriz / **Llanura de inundación:** 5% gravas 95% matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 0,5 cm **Centil:** 10 cm**Estructuras:** Granodecreciente.**Diagénesis:** Deformación por fractura.

Interpretación: Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona central de la cueva con eventos de desborde de canal e inundación de la zona sur de la cueva.

TD10

Nombre: TD10.3.2**Facies sedimentaria:** Debris flow F

Descripción general: Clastos decimétricos dentro de una matriz limo-arcillosa con gravillas de color amarillo rojizo. En su parte central, se observan clastos alterados y abundante microfauna.

Color: Amarillo rojizo 5YR 6/8**Espesor:** 45 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 30% Bloques 15% Gravas 55% Matriz**Bloques:** Subangular, equidimensional.**Tamaño medio:** 15 cm**Centil:** 40 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Alteración de los clastos. Precipitación de fosfatos. Deformación por fractura.**Interpretación:** Entradas de sucesivos flujos granulares con clastos.**Nombre:** TD10.3.1**Facies sedimentaria:** Debris flow F

Descripción general: Clastos decimétricos dentro de una matriz limo-arcillosa con gravillas de color amarillo rojizo. El nivel es clastosoportado y se observa imbricaciones entre los clastos hacia el este, siguiendo la pendiente. En su parte central, se observan clastos alterados y abundante microfauna.

Color: Amarillo rojizo 5YR 6/8**Espesor:** 35 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel, imbricaciones**Textura en campo:** 30% Bloques 15% Gravas 55% Matriz**Bloques:** Subangular, prismático.**Tamaño medio:** 15 cm**Centil:** 80 cm**Estructuras:** Clastos imbricados en la zona central de la sección.**Diagénesis:** Alteración de los clastos. Precipitación de fosfatos. Deformación por fractura.**Interpretación:** Entradas de sucesivos flujos granulares con clastos.**Nombre:** TD10.2.6**Facies sedimentaria:** Debris flow C / Caída de clastos

Descripción general: Clastos decimétricos dentro de una matriz limo-arcillosa de color marrón. El nivel es clastosoportado y se observa imbricaciones entre los clastos hacia el este, siguiendo la pendiente. En todo el nivel hay grandes clastos de caliza desprendidos de techo y pared de la cueva, incluidos dentro del flujo de derrubios. En el norte, cerca de la pared, el nivel se encuentra cementado. También se encuentra un nivel de fósiles a techo de la unidad.

Color: Marrón fuerte 7.5YR5/6**Espesor:** 50 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Imbricaciones**Textura en campo:** 60% Bloques 10% Gravas 30% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 25 cm**Centil:** 120 cm**Estructuras:** Clastos imbricados en la zona central de la sección.**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Fracturas en el sedimento. Cementación. Alteración de los clastos. Precipitación de fosfatos. Porosidad secundaria.**Interpretación:** Caída de clastos de la pared y techo de la cueva y entrada de un flujo barroso con clastos.

TD10

Nombre: TD10.2.5**Facies sedimentaria:** Debris flow F**Descripción general:** Clastos decimétricos dentro de una matriz limosa con gravillas de color amarillo rojizo que se acuña hacia el noreste.**Color:** Amarillo rojizo 5YR 6/8**Espesor:** 30 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sur **Paleodirección:** Noreste **Indicador:** Geometría del nivel, Clasticidad**Textura en campo:** 30% Bloques 15% Gravas 55% Matriz**Bloques:** Subangular, equidimensional. **Tamaño medio:** 15 cm **Centil:** 50 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Fracturas en el sedimento.**Interpretación:** Entrada de un flujo granular con clastos desde una entrada secundaria situada en el sur de la cavidad.**Nombre:** TD10.2.4**Facies sedimentaria:** Debris flow F**Descripción general:** Clastos decimétricos dentro de una matriz limosa con gravillas de color amarillo rojizo que se interrumpe por una fractura sedimentaria.**Color:** Amarillo rojizo 5YR 6/8**Espesor:** 20 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Sur **Paleodirección:** Noreste **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 20% Bloques 20% Gravas 60% Matriz**Bloques:** Subangular, equidimensional. **Tamaño medio:** 4 cm **Centil:** 18 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Fracturas en el sedimento.**Interpretación:** Entradas de sucesivos flujos granulares con clastos desde una entrada secundaria situada en el sur de la cavidad.**Nombre:** TD10.2.3**Facies sedimentaria:** Debris flow C**Descripción general:** Clastos decimétricos dentro de una matriz limo-arcillosa de color rojo amarillento. Hacia el norte, la matriz muestra más cantidad de gravillas. El nivel se encuentra parcialmente erosionado por el nivel superior.**Color:** Rojo amarillento 5YR 5/8**Espesor:** 35 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel, Clasticidad.**Textura en campo:** 65% Bloques 10% Gravas 25% Matriz**Bloques:** Subangular, equidimensional. **Tamaño medio:** 15 cm **Centil:** 35 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Fracturas en el sedimento.**Interpretación:** Entradas de varios flujos barroso con gravas y clastos.

TD10

Nombre: TD10.2.2**Facies sedimentaria:** Debris flow F

Descripción general: Clastos decimétricos dentro de una matriz limosa con gravillas, de color amarillo rojizo que hacia el sur se acuña.

Color: Amarillo rojizo 5YR 6/8**Espesor:** 45 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** N73°E **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 20% Bloques 40% Gravas 40% Matriz**Bloques:** Subangular, equidimensional.**Tamaño medio:** 8 cm**Centil:** 45 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Fracturas en el sedimento.

Interpretación: Entradas de sucesivos flujos granulares con clastos que erosiona al nivel inferior.

Nombre: TD10.2.1**Facies sedimentaria:** Canal A / Decantación

Descripción general: Gravas centimétricas que aparecen en el este. El nivel está formado por diferentes subniveles lenticulares dispuestos lateralmente. A techo se encuentra un pequeño nivel de arcillas rojas.

Color: Amarillo rojizo 5YR 6/8**Espesor:** 15 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** Canal A: 5% Bloques 85% Gravas 10% Matriz / **Decantación:** 100% Matriz**Bloques:** Subangular, equidimensional.**Tamaño medio:** 1 cm**Centil:** 6 cm**Estructuras:** Canales lenticulares.**Diagénesis:** -

Interpretación: Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona central de la cueva. El posterior cese del régimen hídrico permitió el depósito de arcillas.

Nombre: TD10.1.7**Facies sedimentaria:** Debris flow F

Descripción general: Clastos decimétricos dentro de una matriz limosa con gravillas, de color amarillo rojizo. A muro se encuentra una concentración de fósiles. A techo, en la zona noroeste, se observan niveles lenticulares de gravas.

Color: Amarillo rojizo 5YR 6/8**Espesor:** 25 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** N71°E**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 20% Bloques 20% Gravas 60% Matriz**Bloques:** Subangular, equidimensional.**Tamaño medio:** 5 cm**Centil:** 30 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Fracturas en el sedimento.

Interpretación: Entradas de sucesivos flujos granulares con clastos.

TD10

Nombre: TD10.1.6**Facies sedimentaria:** Decantación**Descripción general:** Nivel lenticular de arcillas limosas rojas que aparece en el este. El nivel se acuña hacia el oeste.**Color:** Rojo amarillento 5YR 5/6**Espesor:** 25 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** N76°E **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 100% matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso. Rotura prismática.**Interpretación:** Aguas estancadas que permiten la decantación de los sedimentos más finos.**Nombre:** TD10.1.5**Facies sedimentaria:** Debris flow D**Descripción general:** Matriz limo-arcillosa marrón con clastos decimétricos flotados.**Color:** Rojo amarillento 5YR 5/8**Espesor:** 30 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 30% Bloques 20% Gravas 50% Matriz**Bloques:** Subangular, equidimensional. **Tamaño medio:** 12 cm **Centil:** 45 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** Óxido de manganeso.**Interpretación:** Entradas de un flujo barroso con clastos.**Nombre:** TD10.1.5.0**Facies sedimentaria:** -**Descripción general:** Nivel limoso limitado solo en la zona norte de la sección. Está formado por agregados limosos.**Color:** Amarillo rojizo claro**Espesor:** 5 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** -**Paleodirección:** - **Indicador:** -**Textura en campo:** 100% Matriz**Bloques:** - **Tamaño medio:** - **Centil:** -**Estructuras:** -**Diagénesis:** Agregados limosos con forma tubular.**Interpretación:** Alteración de la superficie por actividad vegetal.

TD10

Nombre: TD10.1.4**Facies sedimentaria:** Canal A**Descripción general:** Gravas centimétricas que aparecen en el este, acunándose hacia el oeste.**Color:** Amarillo rojizo 5YR 6/8**Espesor:** 15 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** Este**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 2% Bloques 90% Gravas 8% Matriz**Bloques:** Sub-angular, equidimensional.**Tamaño medio:** 1 cm**Centil:** 6 cm**Estructuras:** Granodecreciente. Se observa dos episodios granodecrecientes.**Diagénesis:** -**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona central de la cueva.**Nombre:** TD10.1.3**Facies sedimentaria:** Debris flow F**Descripción general:** Matriz limosa con gravillas y con clastos centimétricos flotados.**Color:** Amarillo rojizo 5YR 6/8**Espesor:** 20 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** N77°E**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 10% Bloques 30% Gravas 60% Matriz**Bloques:** Subangular, equidimensional.**Tamaño medio:** 2 cm**Centil:** 20 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** -**Interpretación:** Entradas de sucesivos flujos granulares con clastos.**Nombre:** TD10.1.2**Facies sedimentaria:** Debris flow F**Descripción general:** Matriz limosa con gravillas y con clastos decimétricos flotados.**Color:** Amarillo rojizo 5YR 6/8**Espesor:** 25 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste**Paleodirección:** N77°E**Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 30% Bloques 30% Gravas 40% Matriz**Bloques:** Subangular, equidimensional.**Tamaño medio:** 8 cm**Centil:** 34 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** -**Interpretación:** Entradas de sucesivos flujos granulares con clastos.

TD10

Nombre: TD10.1.1

Facies sedimentaria: Canal A

Descripción general: Gravas centimétricas que aparecen en el este, acuciándose hacia el oeste.

Color: Rojo amarillento 5YR 5/8

Espesor: 18 cm

Contacto inferior: Neto

Posición de la entrada: Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel

Textura en campo: 15% Bloques 70% Gravas 15% Matriz

Bloques: Sub-angular, equidimensional. **Tamaño medio:** 1 cm **Centil:** 5 cm

Estructuras: Granodecreciente. Se observa dos episodios granodecrecientes.

Diagénesis: -

Interpretación: Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la zona central de la cueva.

TD11



TD11

Nombre: TD11.3**Facies sedimentaria:** Debris flow F**Descripción general:** Matriz limosa con gravillas y con clastos decimétricos flotados.**Color:** Amarillo rojizo claro**Espesor:** 50 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** N83°E **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** 25% Bloques 20% Gravas 55% Matriz**Bloques:** Subangular, equidimensional. **Tamaño medio:** 12 cm **Centil:** 40 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** -**Interpretación:** Entradas de sucesivos flujos granulares con clastos.**Nombre:** TD11.2**Facies sedimentaria:** Debris flow F**Descripción general:** Matriz limosa con gravillas y con clastos decimétricos flotados buzando hacia el este.**Color:** Amarillo rojizo claro**Espesor:** 150 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** Este **Indicador:** Geometría del nivel, Clasticidad**Textura en campo:** 25% Bloques 20% Gravas 55% Matriz**Bloques:** Subangular, equidimensional. **Tamaño medio:** 15 cm **Centil:** 45 cm**Estructuras:** -**Diagénesis:** -**Interpretación:** Entradas de sucesivos flujos granulares con clastos.**Nombre:** TD11.2**Facies sedimentaria:** Canal B / Llanura de inundación**Descripción general:** Sucesivos niveles de gravas granosoportadas de pocos centímetros. Se sitúan en la zona este, como cambio lateral de los niveles clásticos situados al oeste. En la parte central se observa un cambio de facies a limos amarillos rojizos.**Color:** Amarillo rojizo**Espesor:** 250 cm**Contacto inferior:** Neto**Posición de la entrada:** Oeste **Paleodirección:** N76°E **Indicador:** Geometría del nivel**Textura en campo:** **Canal B:** 5% Bloques 40% Gravas 55% Matriz / **Ll. inund.:** 10% Gravas 90% Matriz**Bloques:** Subangular, equidimensional. **Tamaño medio:** 0,5 cm **Centil:** 18 cm**Estructuras:** Alineaciones de las gravas.**Diagénesis:** -**Interpretación:** Sucesivos cursos fluviales de muy poca profundidad y anchura limitado a la parte central de la cueva con eventos de inundación del margen sur de la cueva.

TD11

Nombre: TD11.1

Facies sedimentaria: Residuos de alteración

Descripción general: Limos y arcillas pardas con niveles blancos intercalados siguiendo la morfología del techo de la cueva. A techo del nivel aparece suelos de *Terra rossa*.

Color: Marrón claro

Espesor: 20 cm

Contacto inferior: Gradual

Posición de la entrada: -

Paleodirección: -

Indicador: -

Textura en campo: 100% Matriz

Bloques: -

Tamaño medio: -

Centil: -

Estructuras: Acumulaciones de carbonatos en niveles blancos.

Diagénesis: Alteración de la caliza. Alteración vegetal.

Interpretación: Disolución de la caliza de techo y pared de la cueva por circulación de aguas en la interfase sedimento-caliza. Precipitación del residuo.

TD11

ANEXO II

**Esquemas y columnas de las unidades
estratigráficas de Gran Dolina**

Tesis doctoral

Estratigrafía y sedimentología del yacimiento
de Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos).

Autor

Isidoro Campaña Lozano

Directores

Alfredo Pérez González

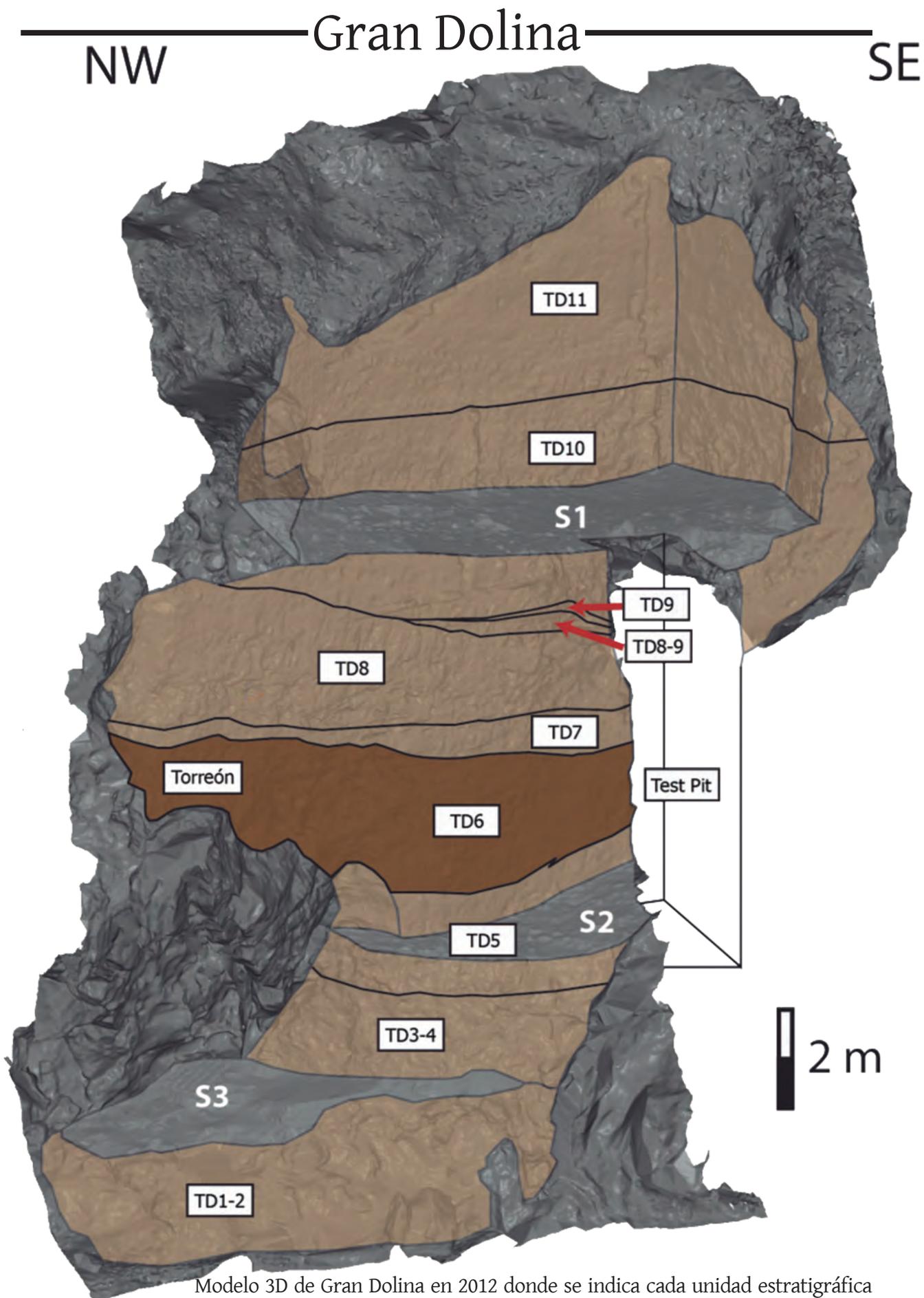
Alfonso Benito Calvo

ANEXO II

Índice

Gran Dolina	345
TD1 - TD2	349
TD4	351
Sondeo	355
TD5	356
TD5 - TD6	357
TD6	358
TD7	366
TD8	367
TD8-9.....	368
TD10 - TD11	369

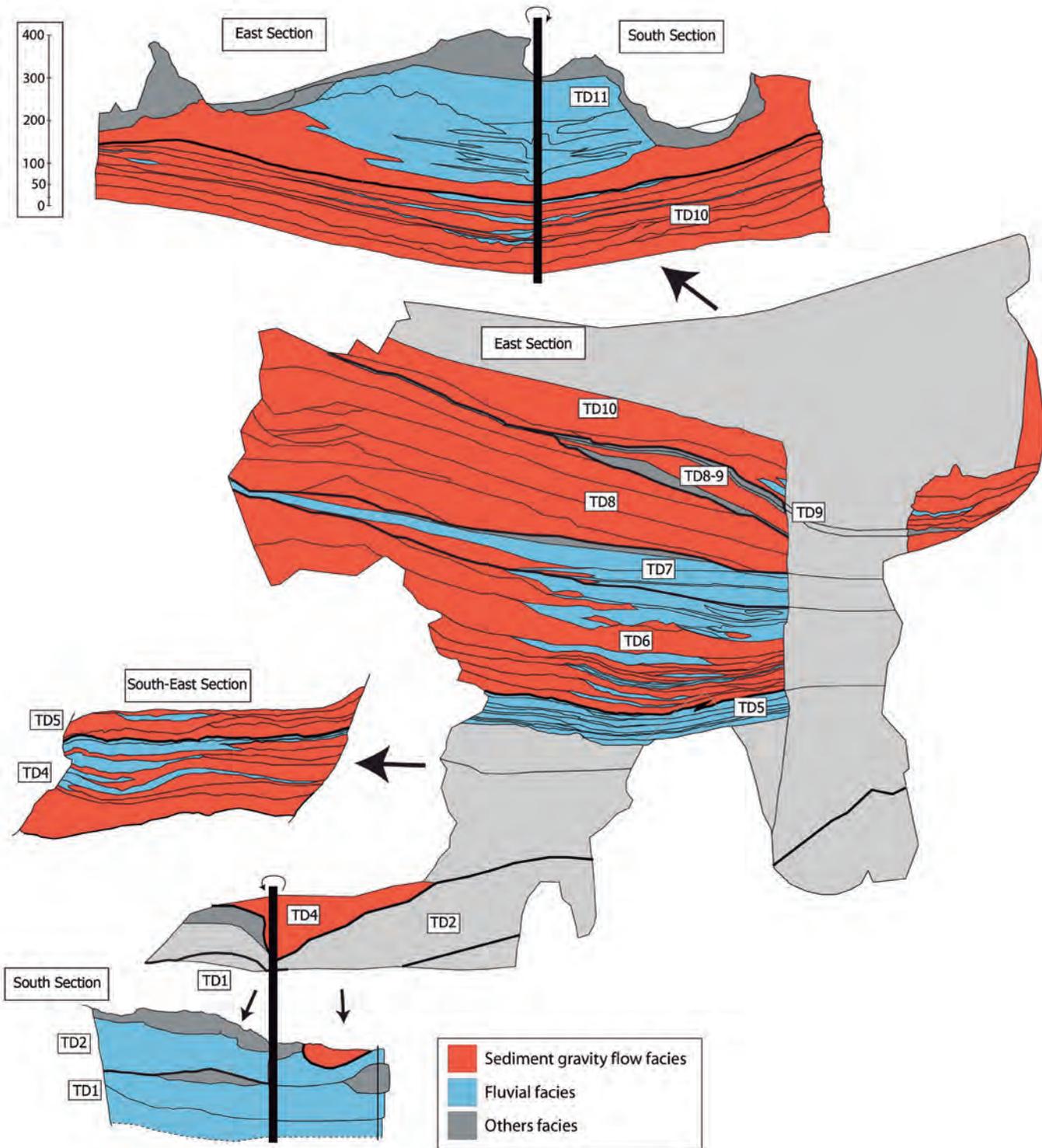
En este anexo se presenta los esquemas, columnas estratigráficas y figuras hechas de cada unidad estratigráfica de Gran Dolina. Estas figuras son parte de los resultados de la tesis doctoral. Se muestran por orden de unidad de muro a techo. En las figuras y columnas estratigráficas se indican las facies sedimentarias o la textura del nivel. Debido a los avances de la excavación y a la complejidad intrínseca de cada unidad, el número de esquemas y figuras varía entre cada unidad.



Modelo 3D de Gran Dolina en 2012 donde se indica cada unidad estratigráfica en marrón claro, destacando la unidad TD6. Las superficies de excavación se han marcado mediante la letra S.S1 – Superficie de excavación de TD10. S2 – Superficie de excavación de TD5. S3 – Superficie de excavación de TD4.

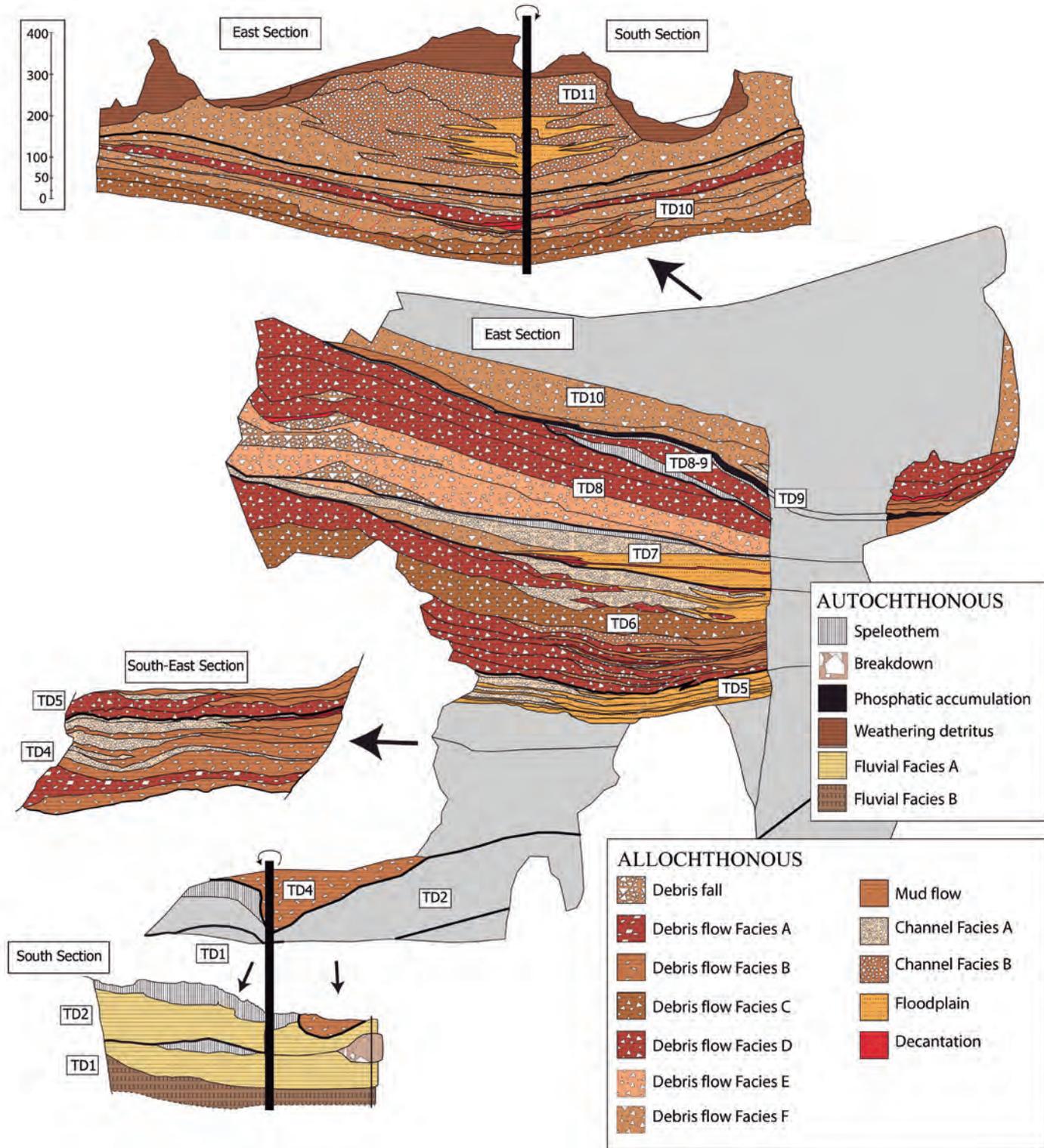
Gran Dolina

Esquema de los principales procesos sedimentarios de Gran Dolina. Escala en cm.



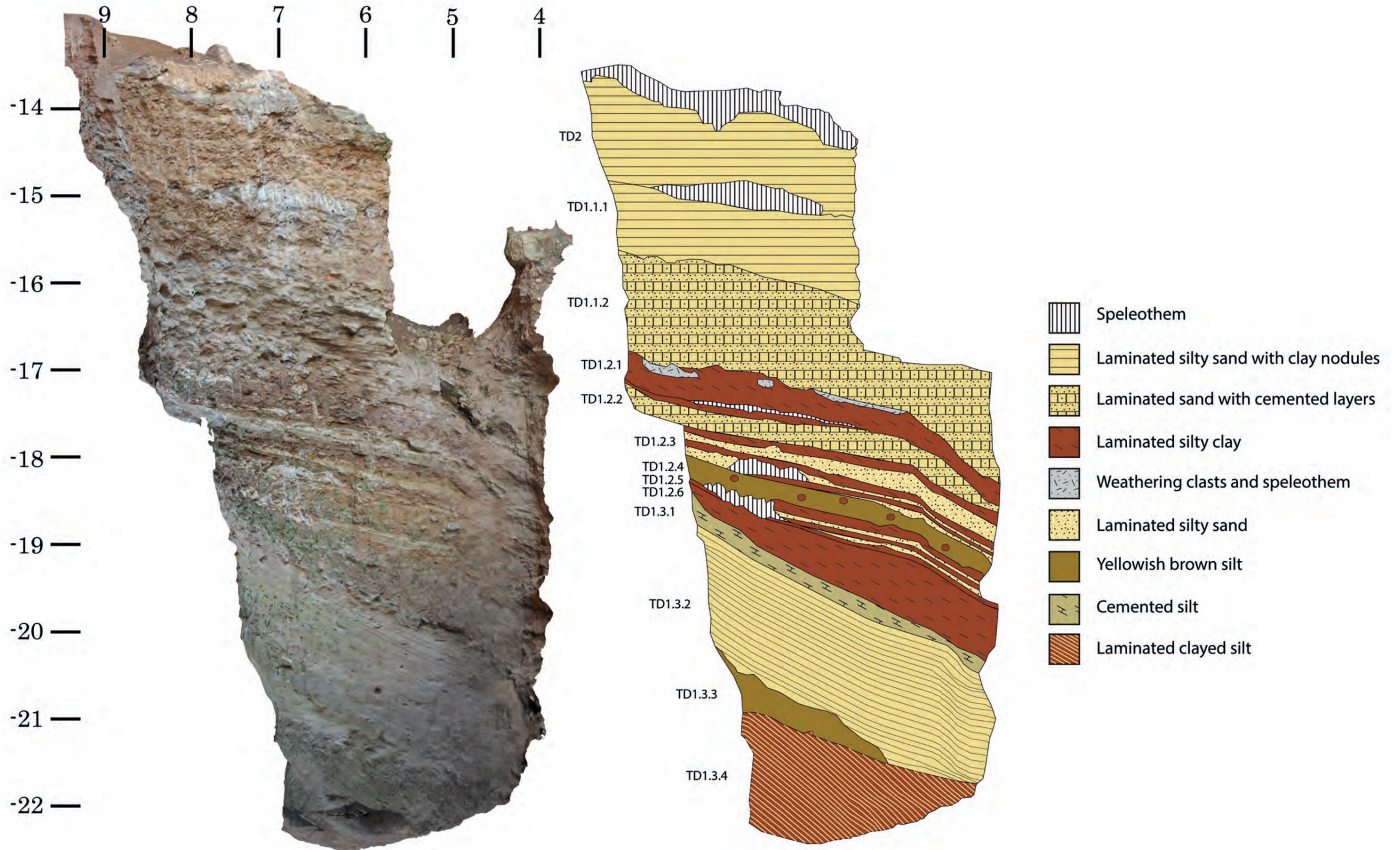
Gran Dolina

Distribución de las facies sedimentarias y la estratigrafía de Gran Dolina.
Escala en cm.

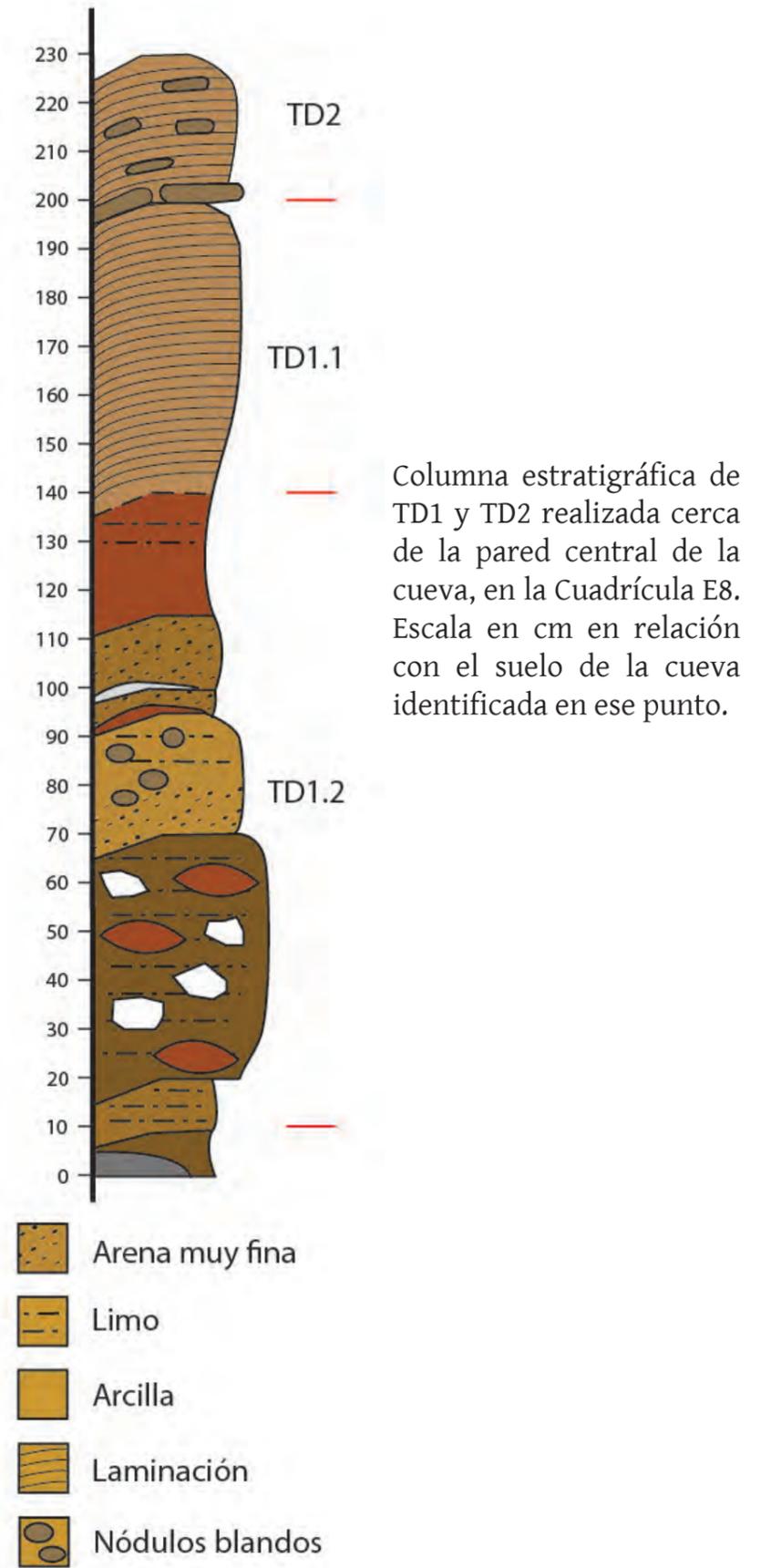


TD1 - TD2

Sección estratigráfica de TD1 y TD2 en el sondeo realizado en 2013-2014, con las coordenadas de la excavación.

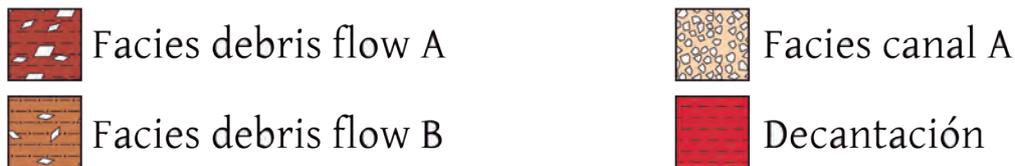
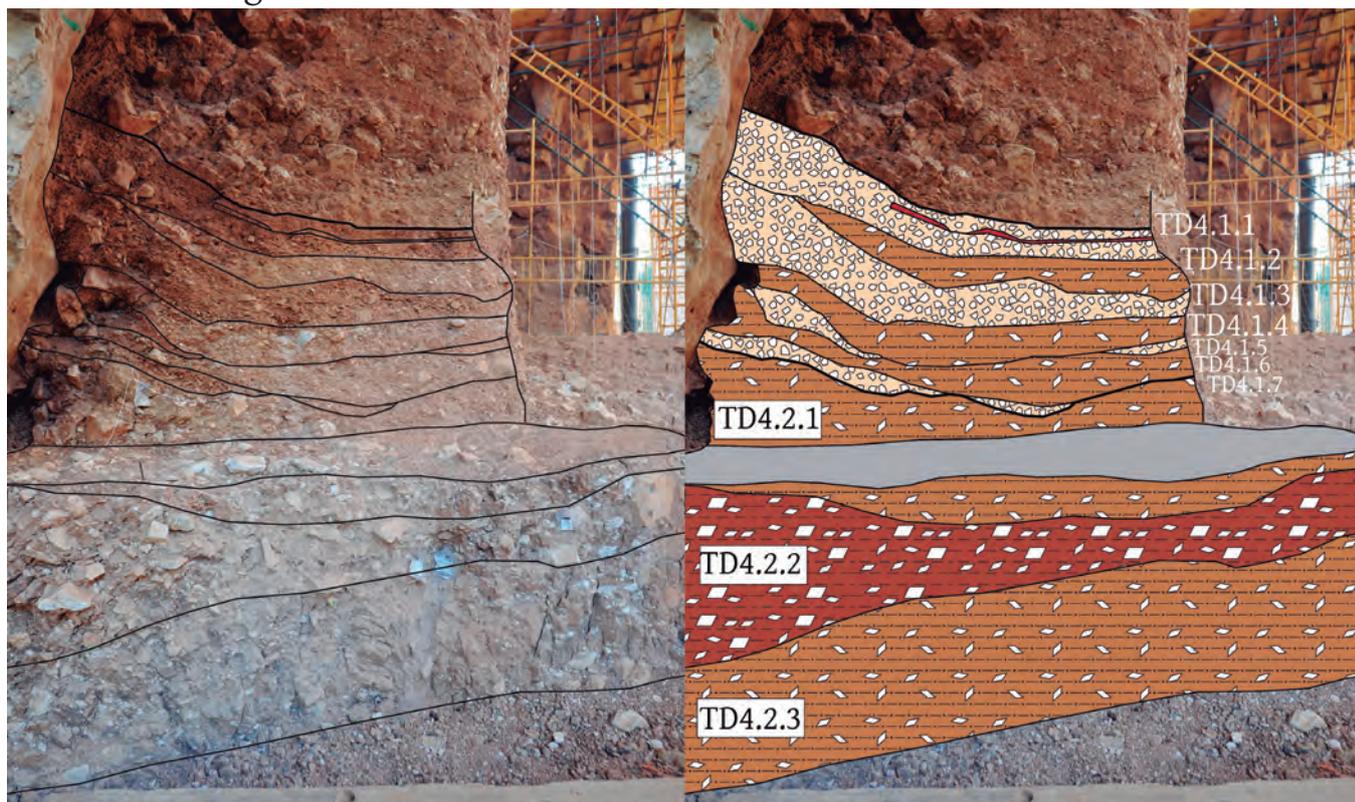


 TD1 - TD2

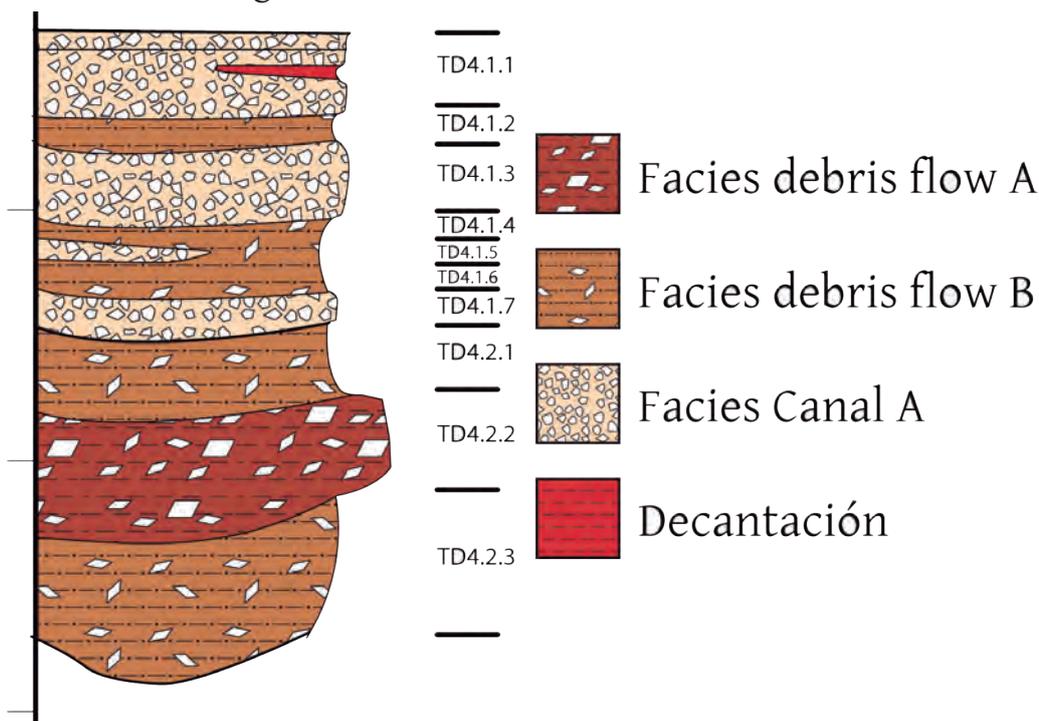


TD4

Sección estratigráfica de TD4 en su zona norte. La superficie de excavación se ha marcado en gris.

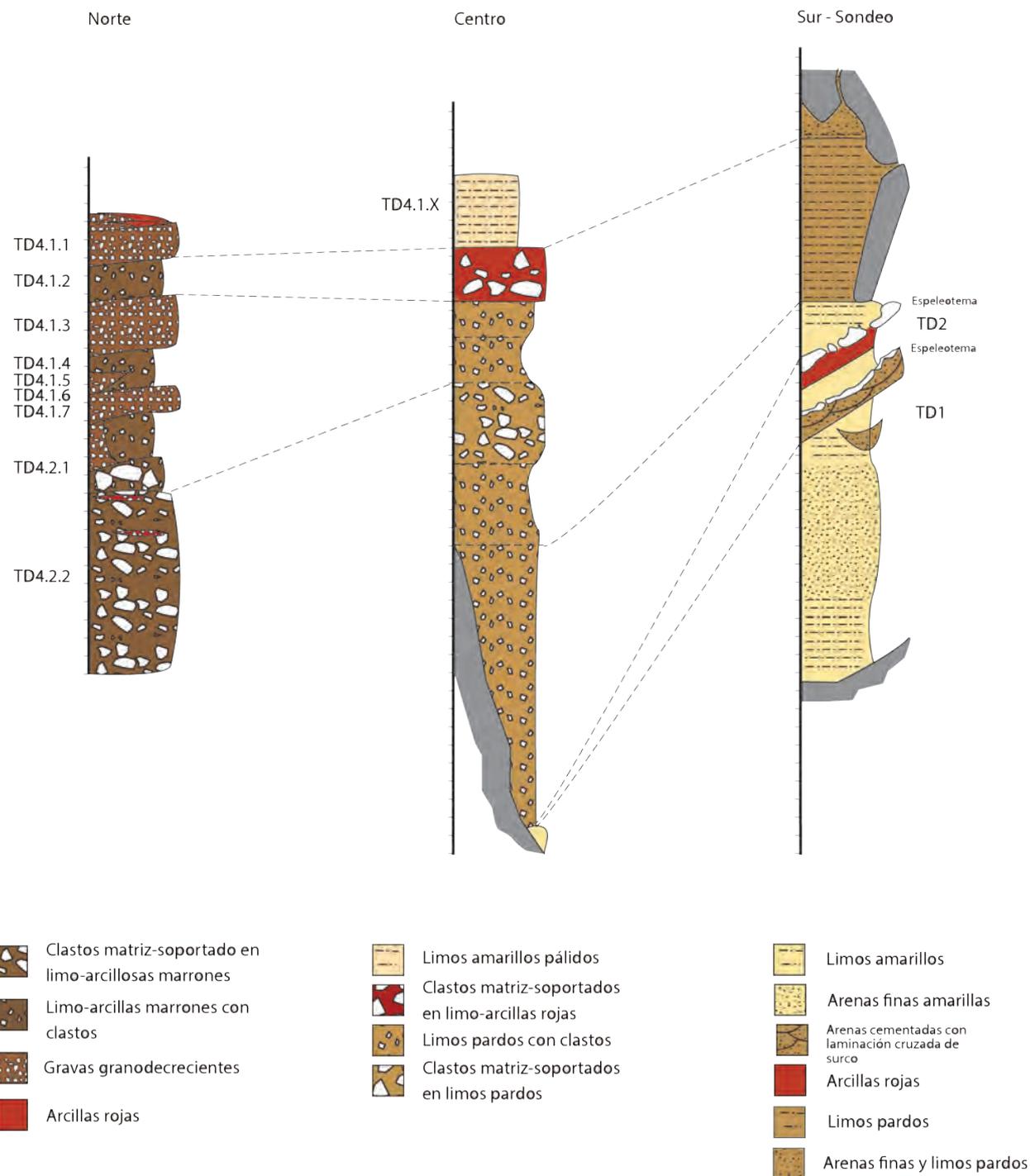


Columna estratigráfica sintética de TD4. Escala en metros.



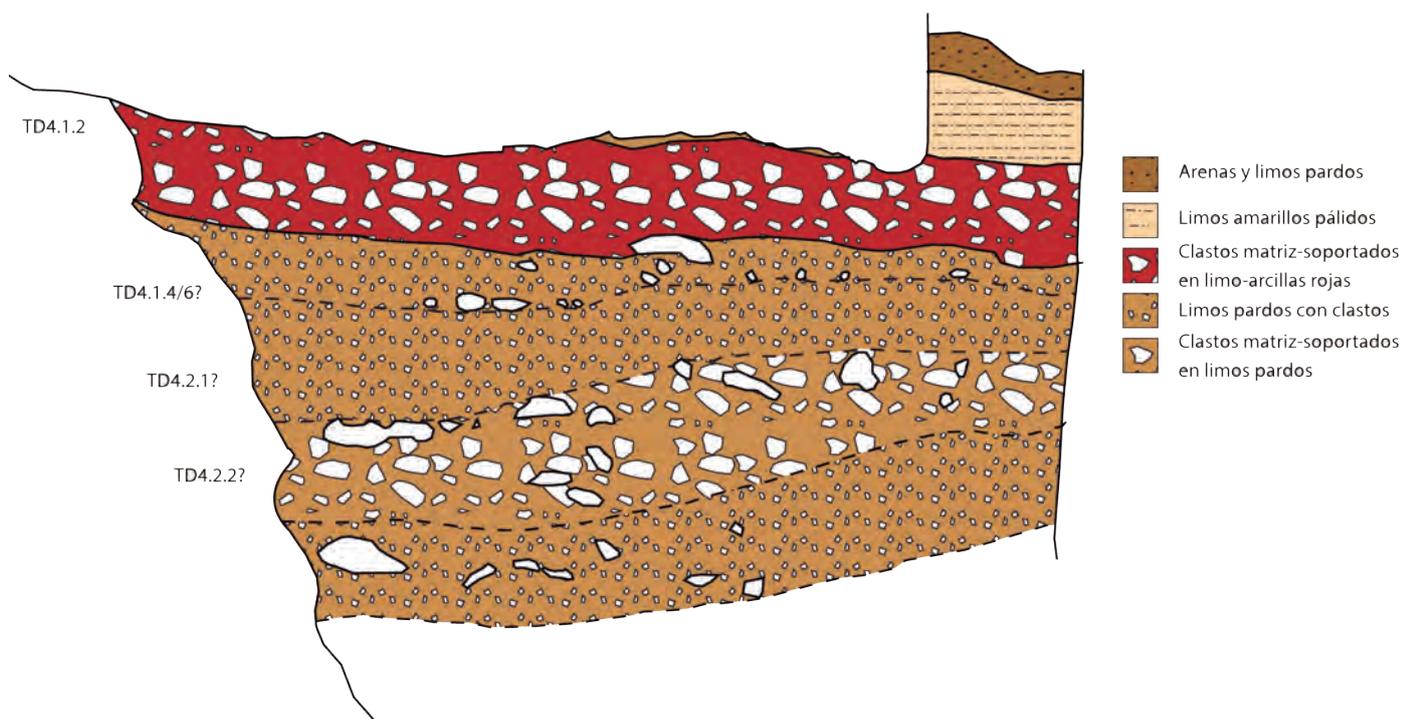
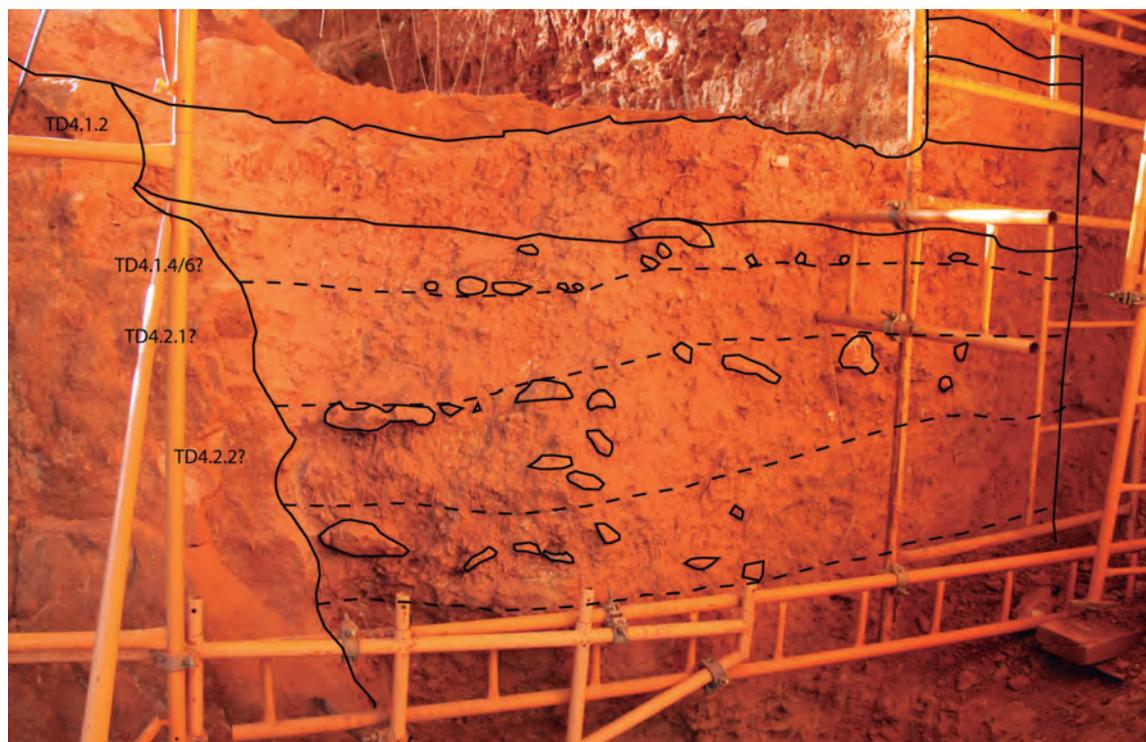
TD4

Columnas estratigráficas y su correlación entre ellas de la zona norte, centro y sur de la unidad TD4. La columna sur se ha levantado en la pared sur del sondeo. Se hace una descripción textural en estas columnas.



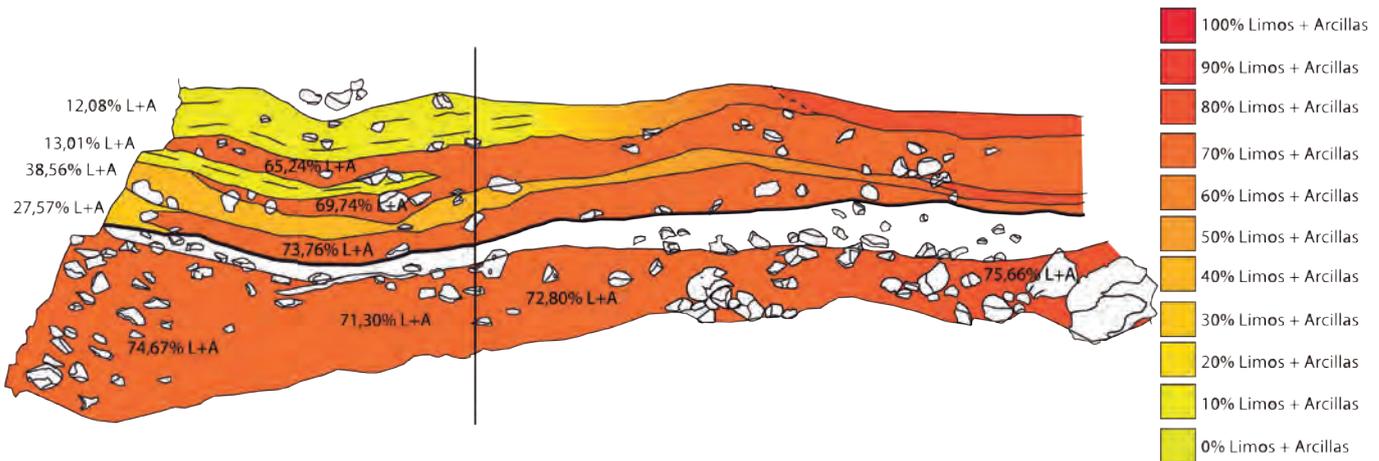
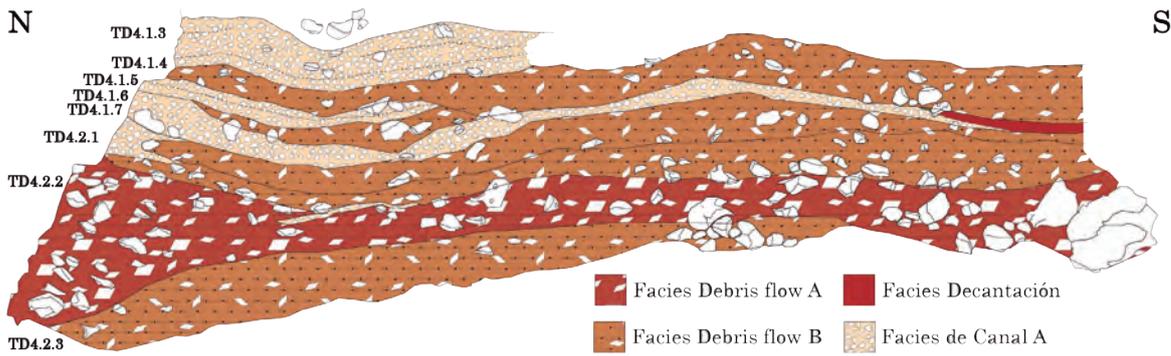
TD4

Sección estratigráfica de TD4 en su zona sur, en la línea 15 de las coordenadas de excavación. Se hace una descripción textural de la sección.



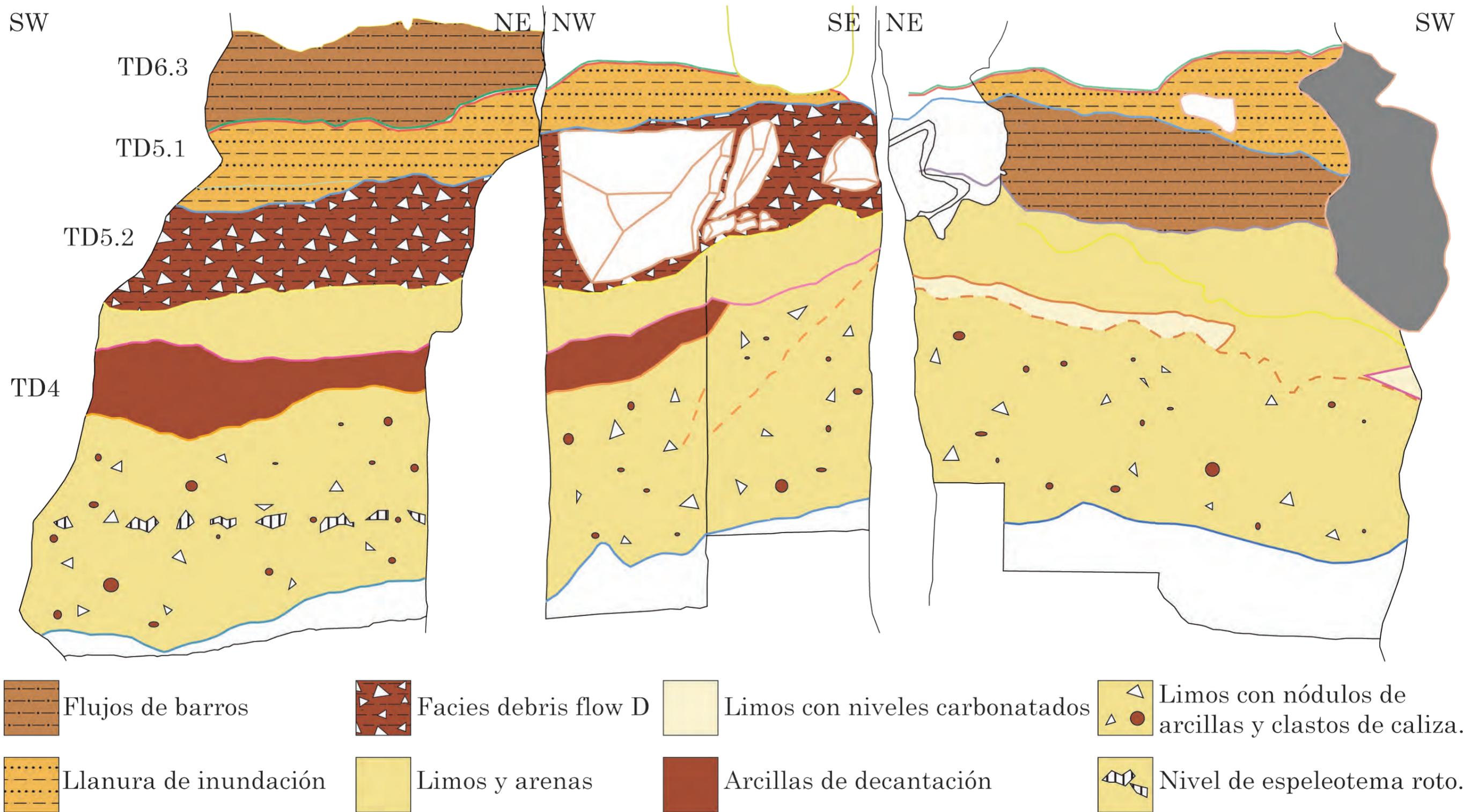
TD4

Sección estratigráfica de TD4 desde la pared norte hasta la pared central de Gran Dolina y sección con los resultados granulométricos.



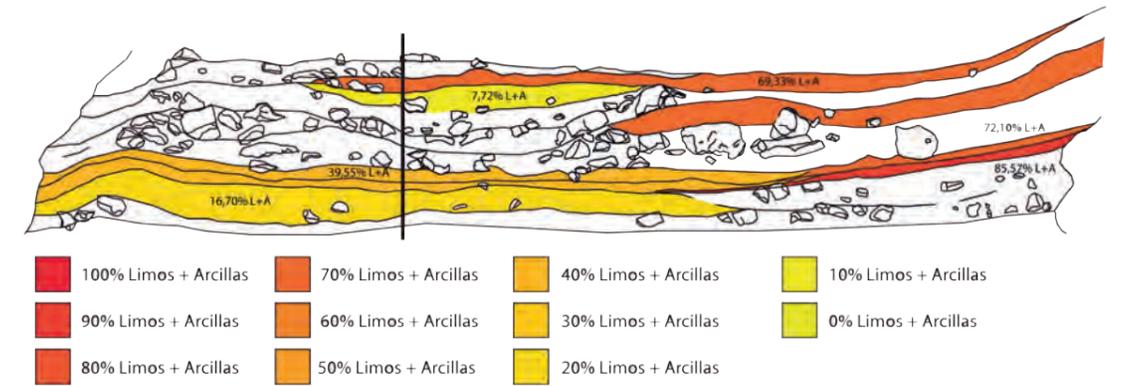
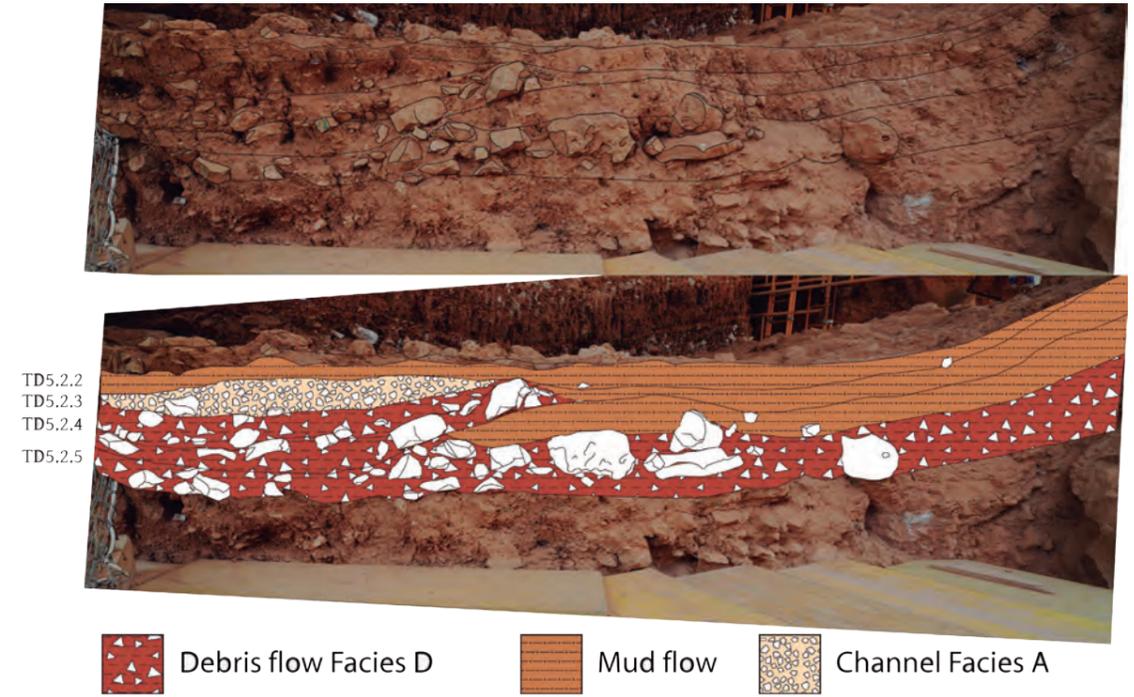
Sondeo

Secciones estratigráficas del sondeo correspondiente con su pared noroeste, noreste y sudeste. A partir de su relación con la sección de excavación se ha identificado su correlación con las subunidades. Las secciones se han realizado a partir de esquemas de campo de Alfredo Pérez-González.



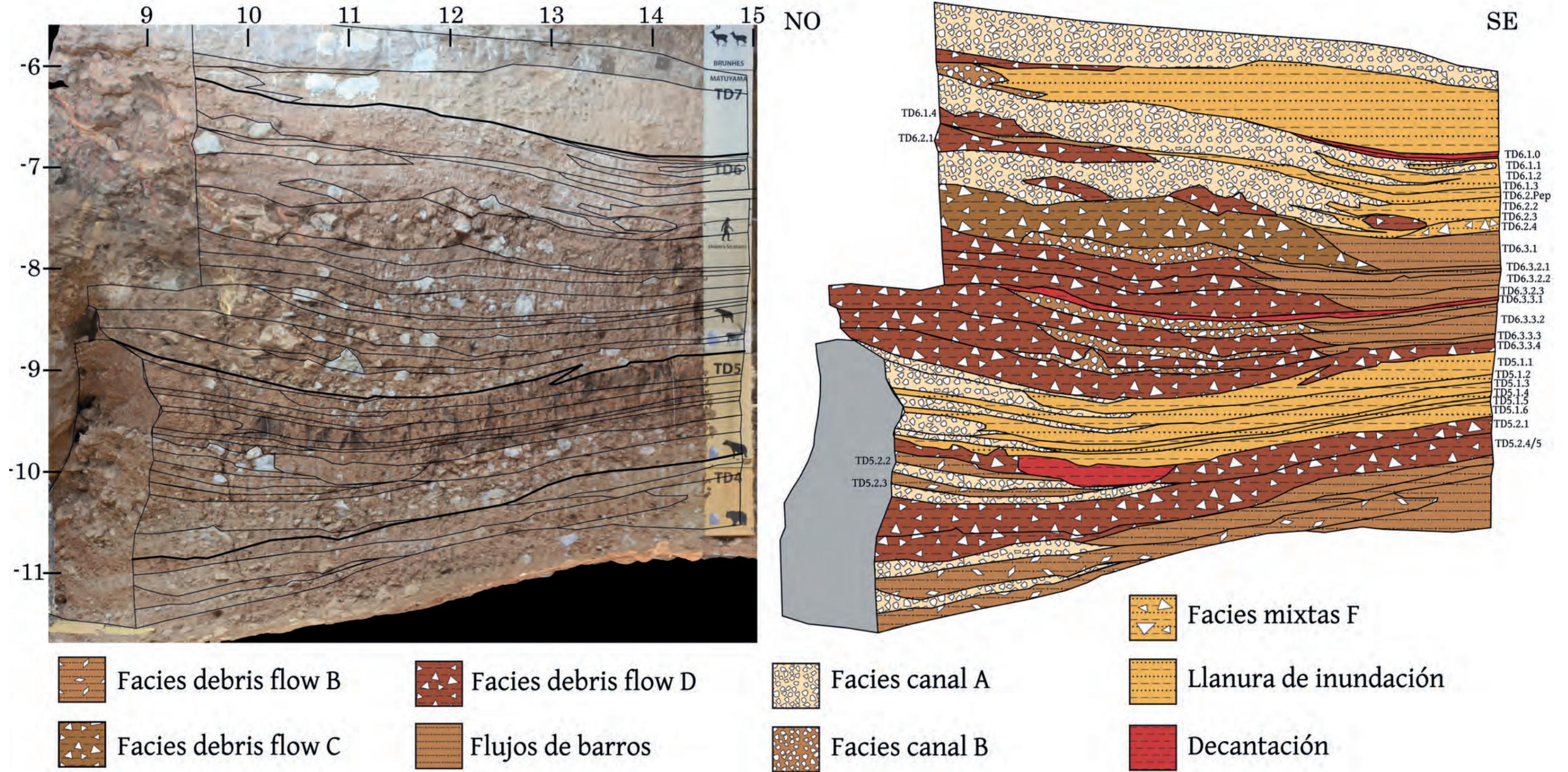
TD5

Sección estratigráfica de TD5 desde la pared norte hasta la pared central de Gran Dolina y sección con los resultados granulométricos.



TD5 - TD6

Sección de las unidades estratigráficas de techo de TD4, TD5, TD6 y base de TD7. Imagen obtenida a partir de fotogrametría. Se indican las coordenadas de excavación.



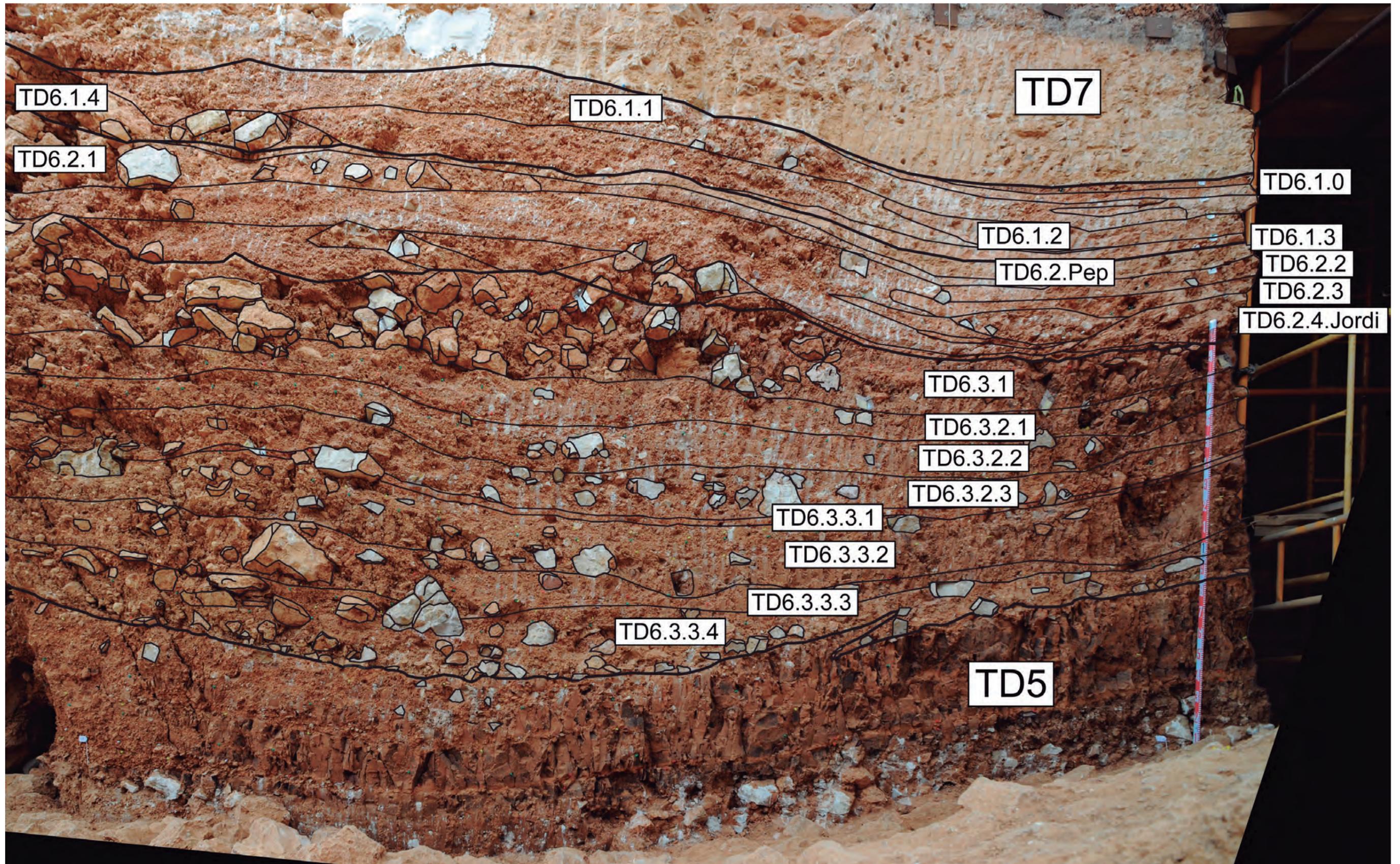
TD6

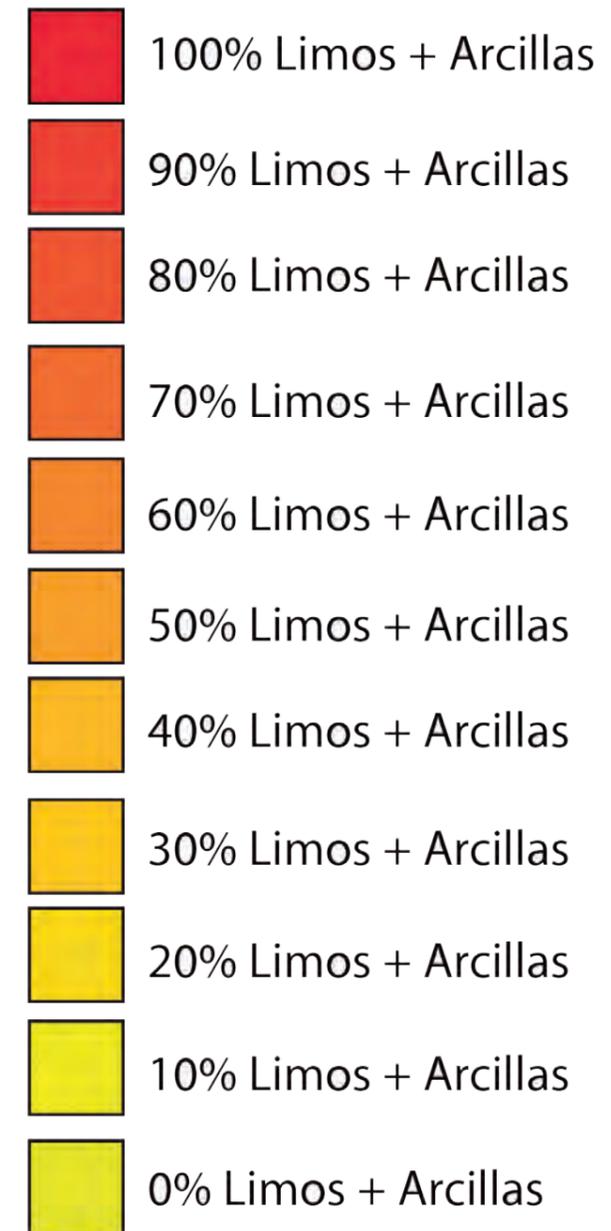
Sección de la subunidad de TD6.2 Torreón localizado en el noroeste de Gran Dolina. Se sitúa en las cuadrículas G3, G4 y G5 de las coordenadas de excavación.



TD6

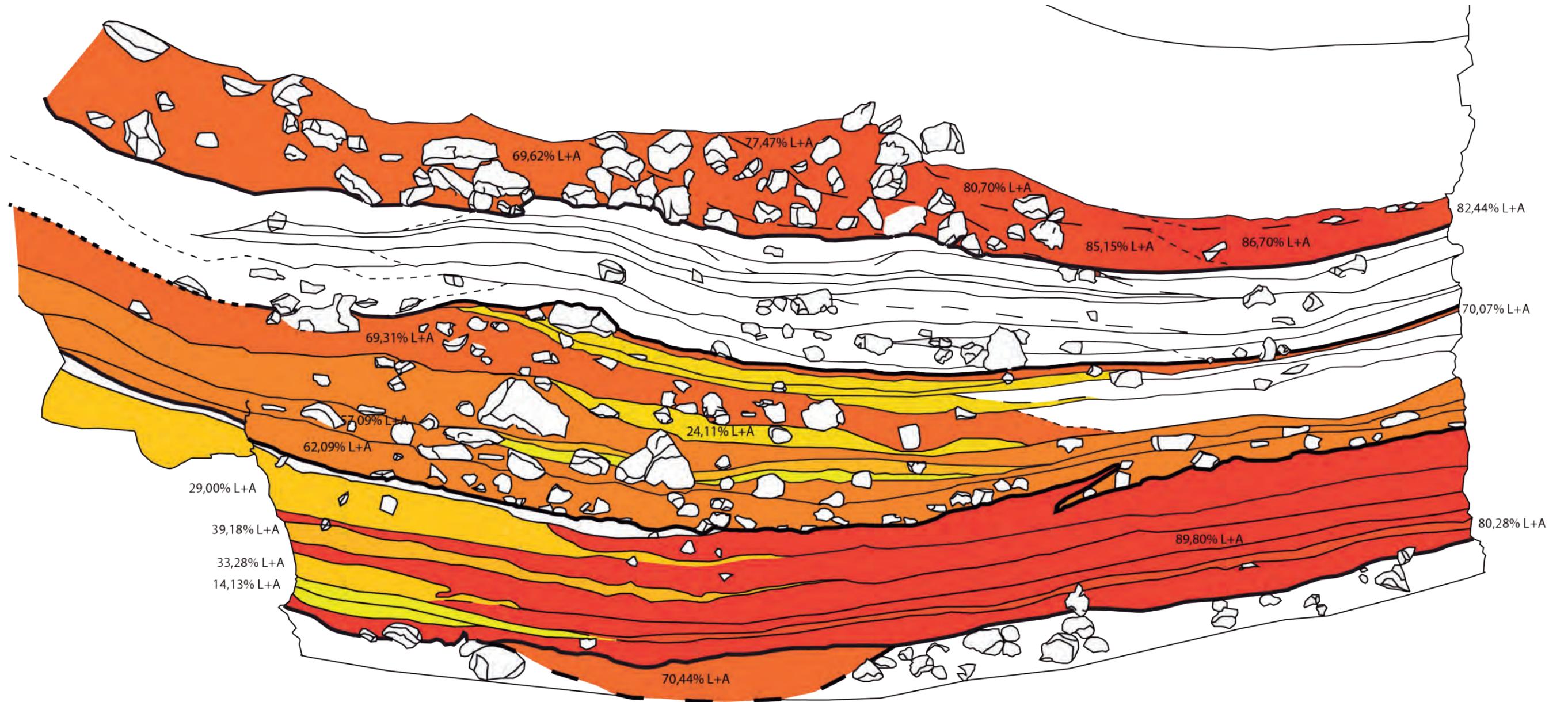
Sección de la unidad estratigráfica de TD6 mostrando los límites principales de los niveles sedimentarios. La sección incluye las cuadrículas desde G9 a G15 de las coordenadas de excavación.





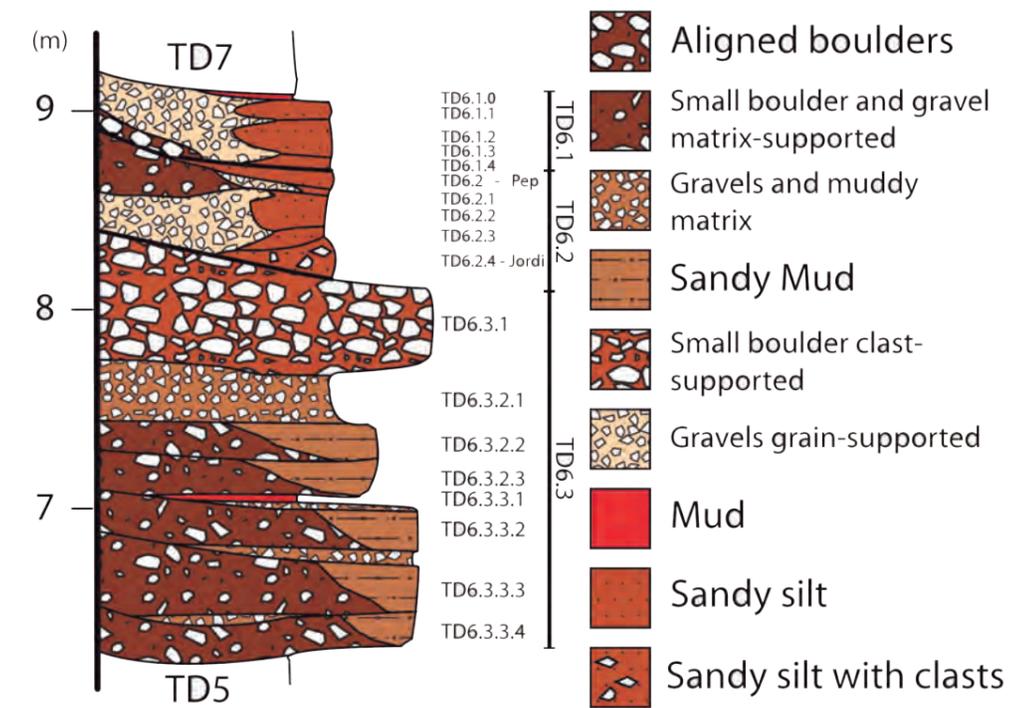
TD6

Sección con los resultados granulométricos de TD6.

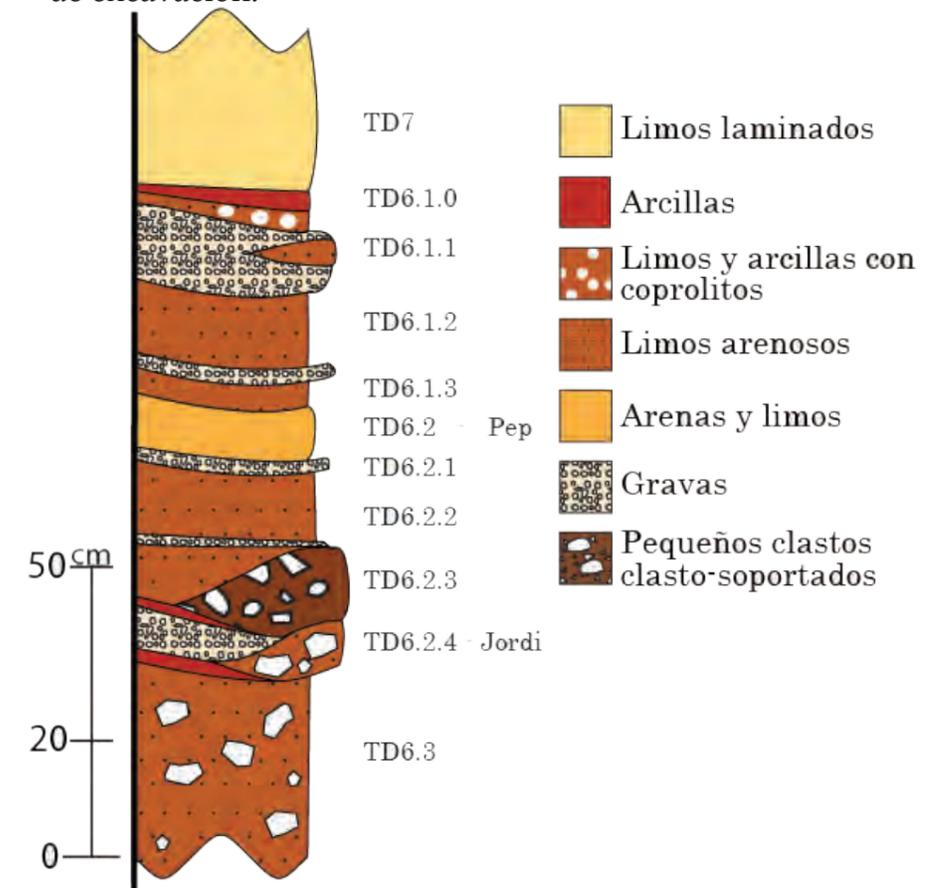


TD6

Columna estratigráfica sintética de la unidad TD6 con su descripción textural.

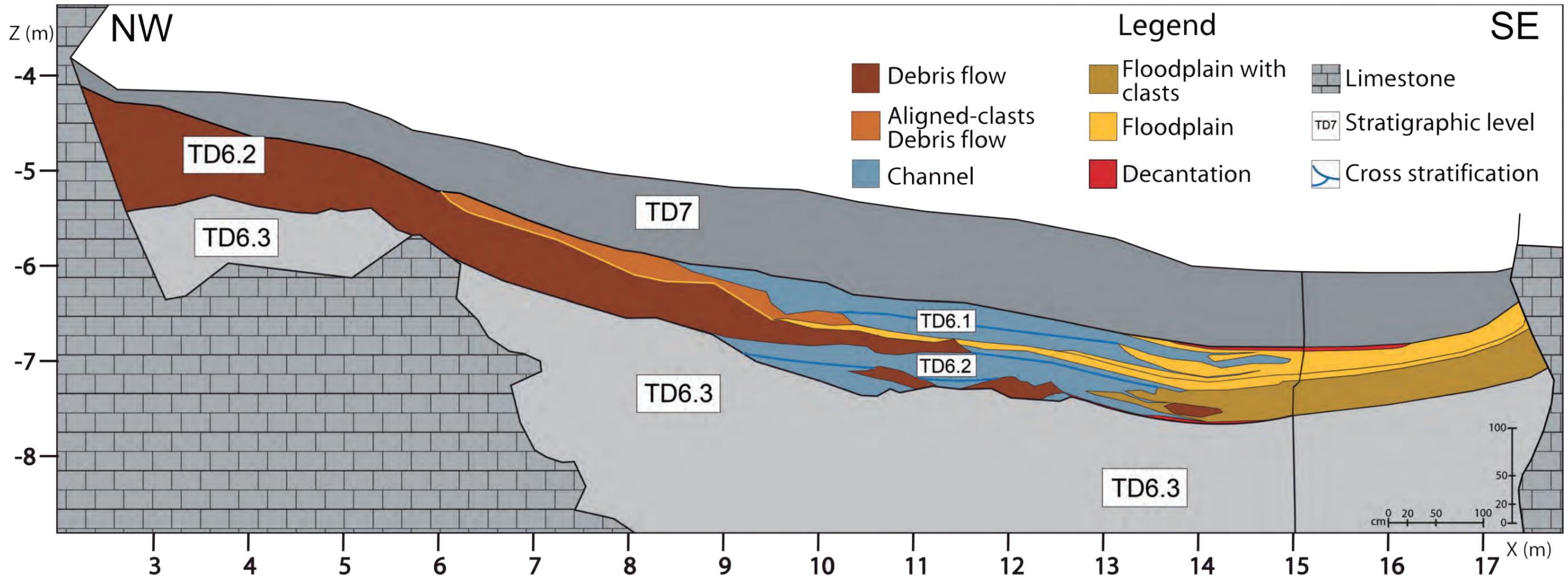


Columna estratigráfica de la unidad TD6 en el cuadro G15 de las coordenadas de excavación.



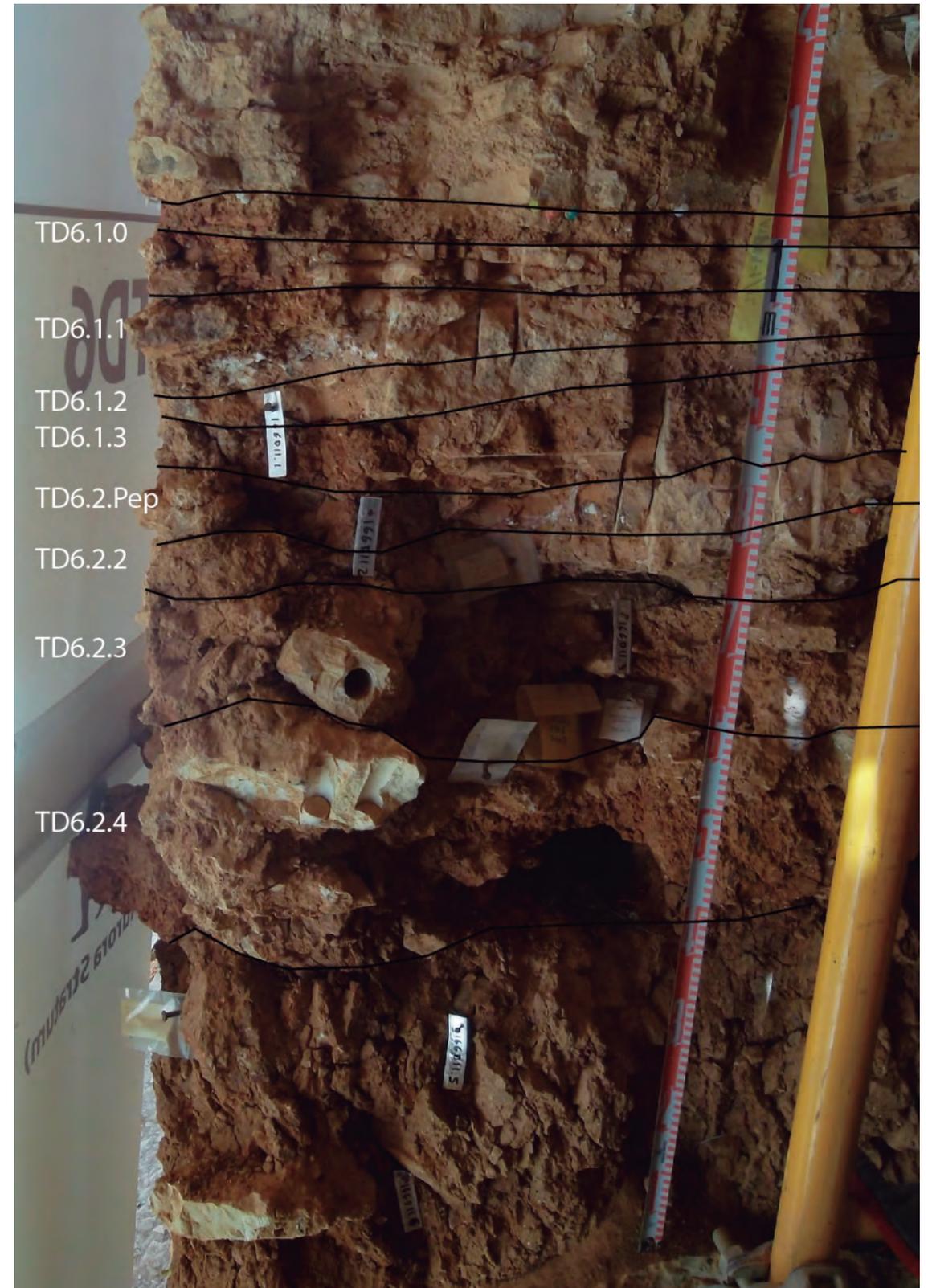
TD6

Distribución de las facies sedimentarias y sección estratigráfica de las subunidades de TD6.1 y TD6.2.



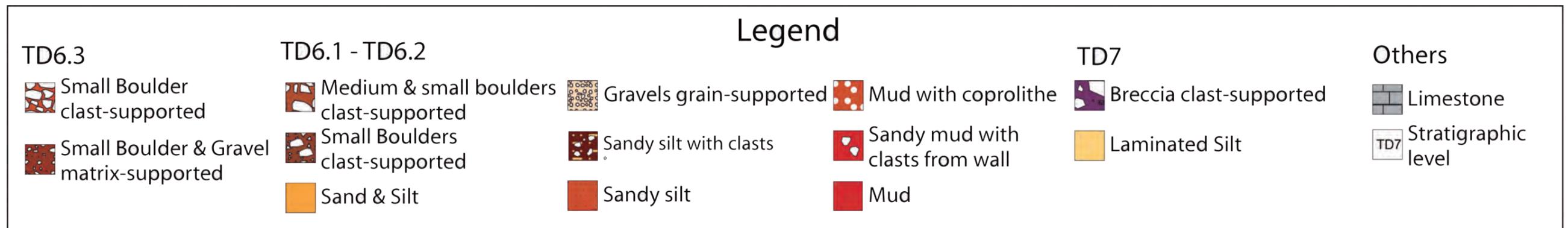
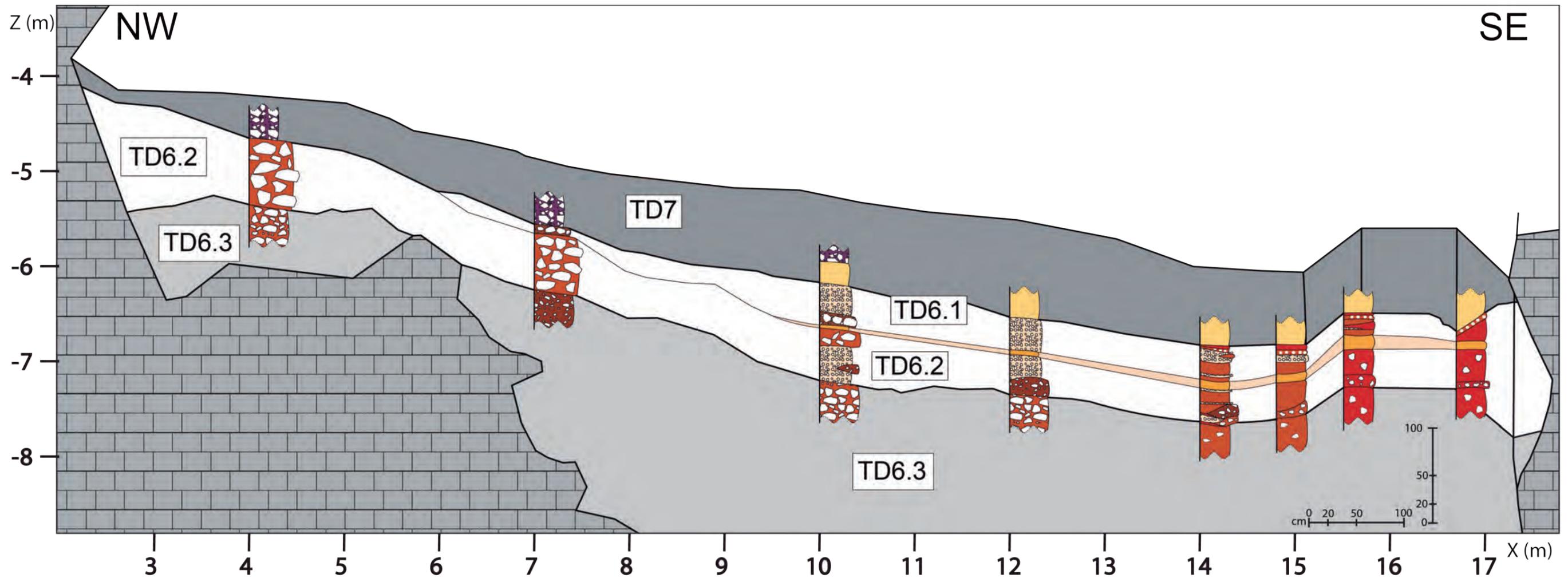
TD6

Límites estratigráficos de las subunidades TD6.1 y TD6.2 en la pared noroeste del sondeo.



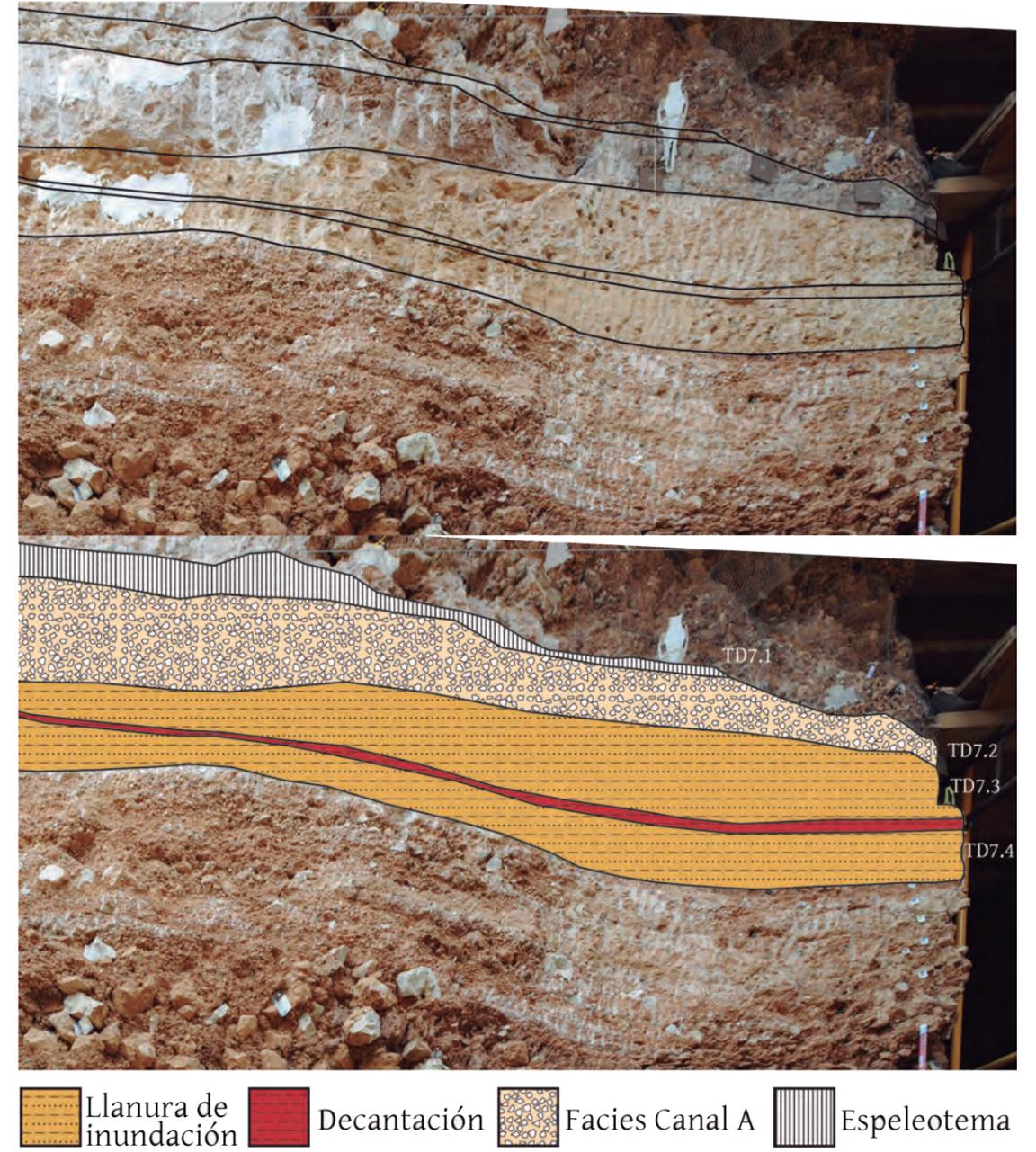
TD6

Distribución de litofacias de las subunidades TD6.1 y TD6.2.



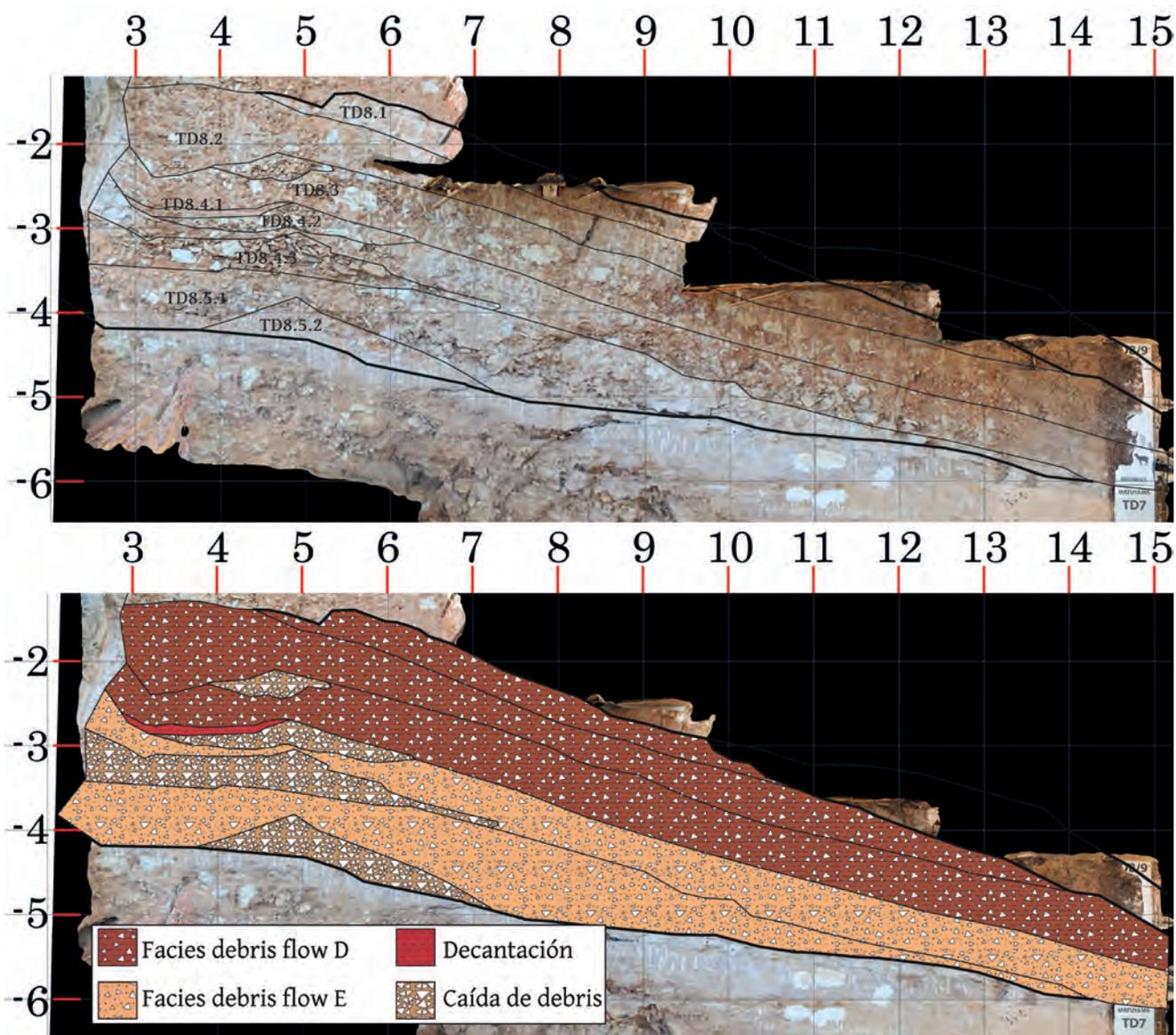
TD7

Sección estratigráfica de la unidad TD7.



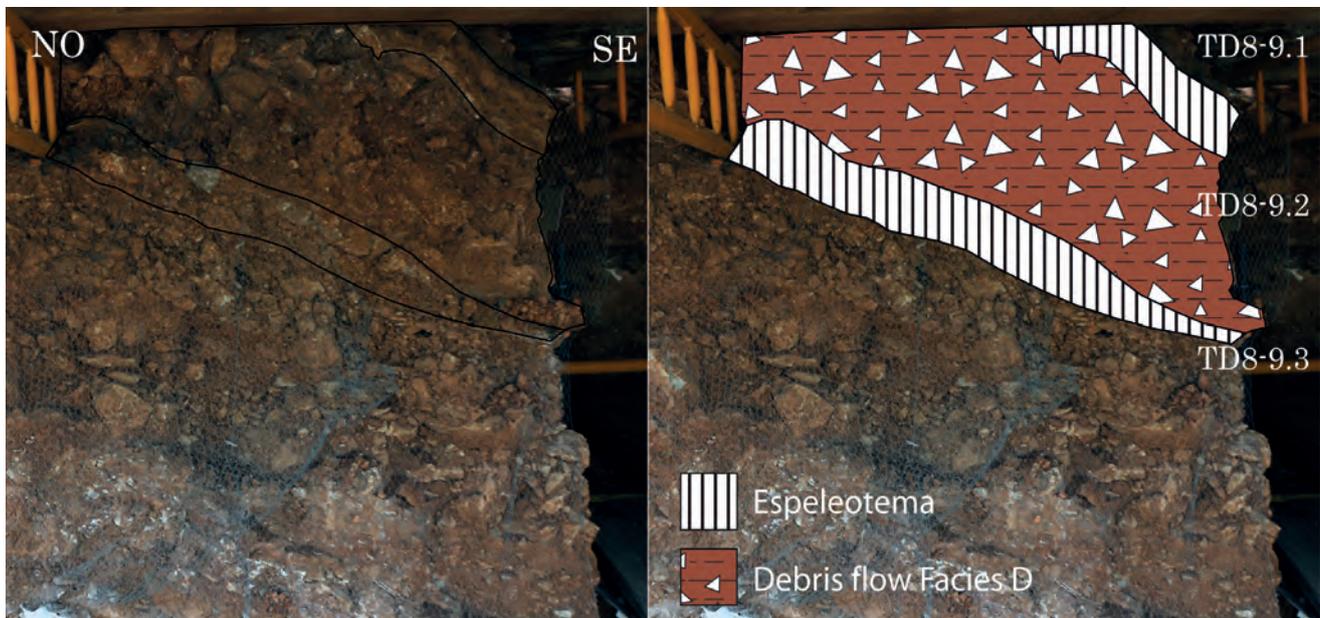
TD8

Sección estratigráfica de la unidad TD8.



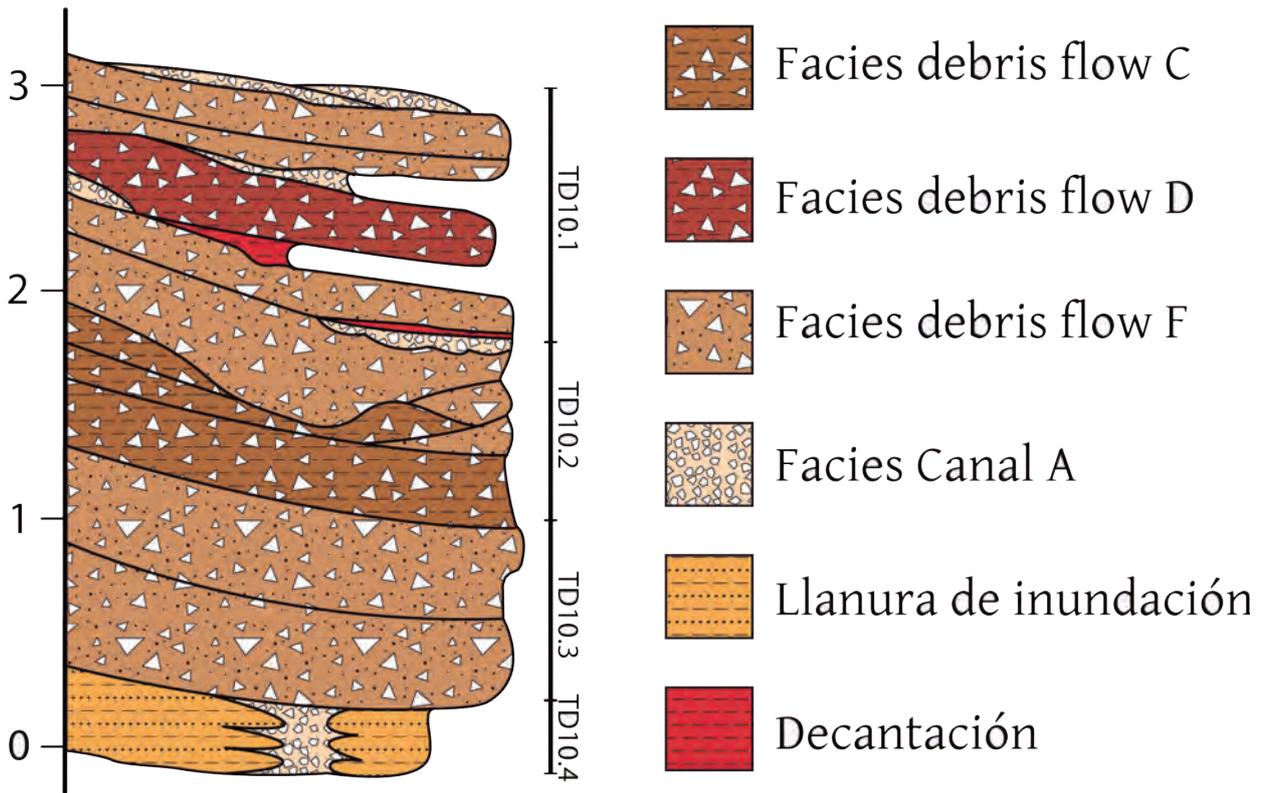
TD8-9

Sección estratigráfica de la unidad TD8-9.

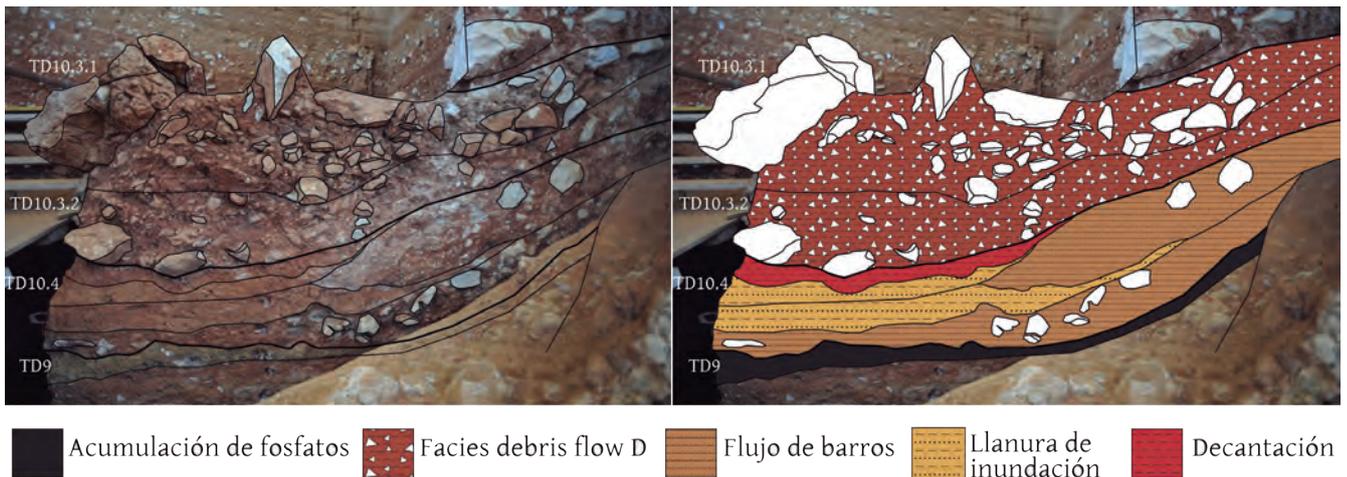


TD10 - TD11

Columna estratigráfica sintética de la unidad TD10. Escala en metros.

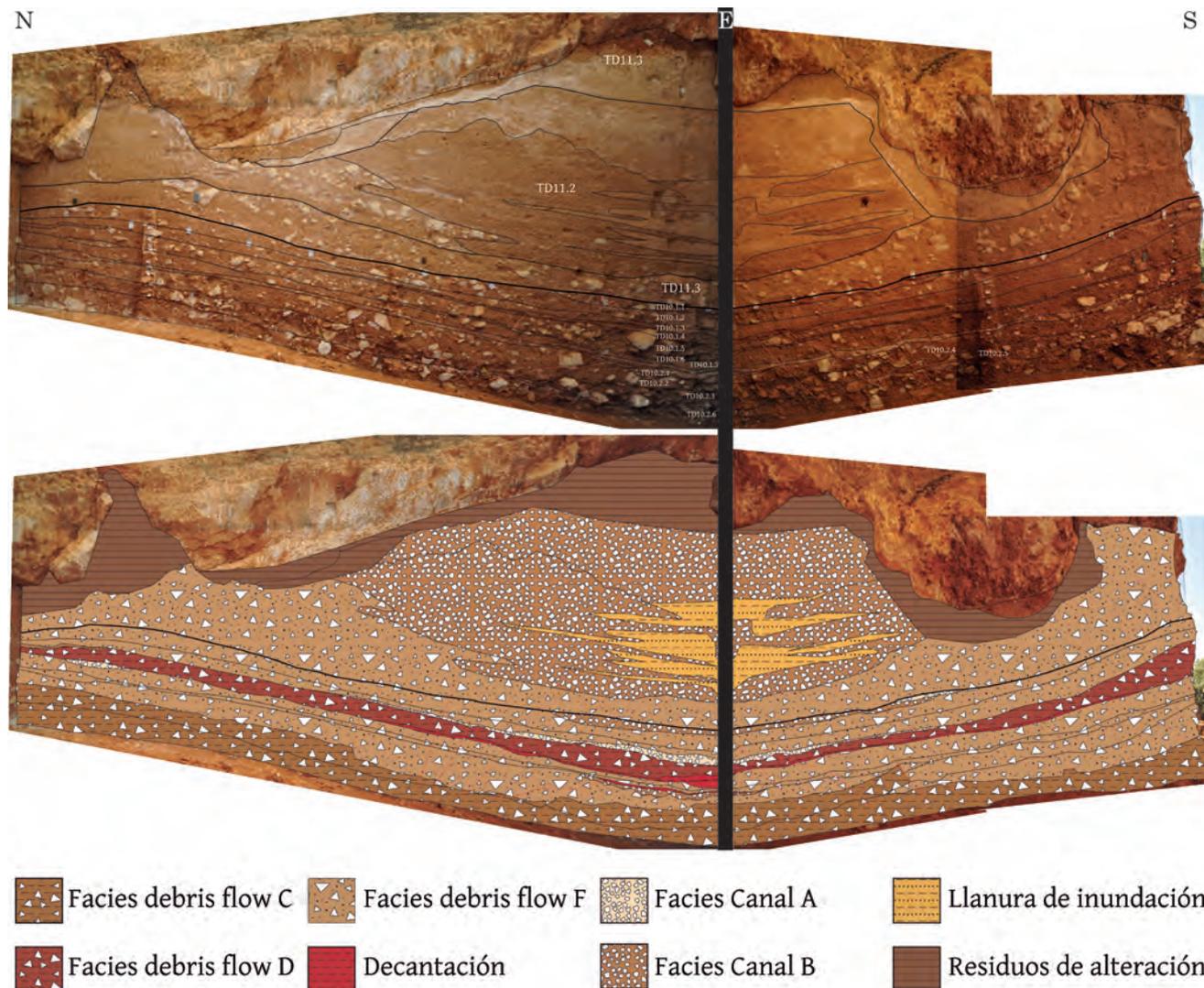


Sección estratigráfica de las unidades TD9 y muro de TD10 en la zona sur de la excavación. Se sitúa en las cuadrículas H18 y H19 de las coordenadas de excavación.

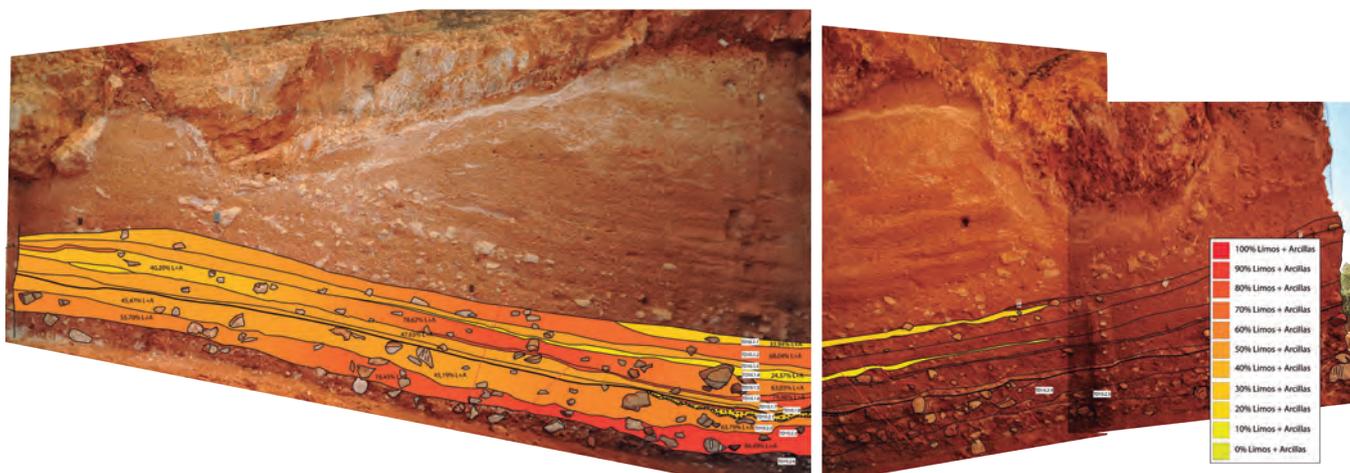


TD10 - TD11

Sección estratigráfica de TD10 y TD11 con las coordenadas de excavación. La línea negra central indica un giro de 90 grados en la sección.

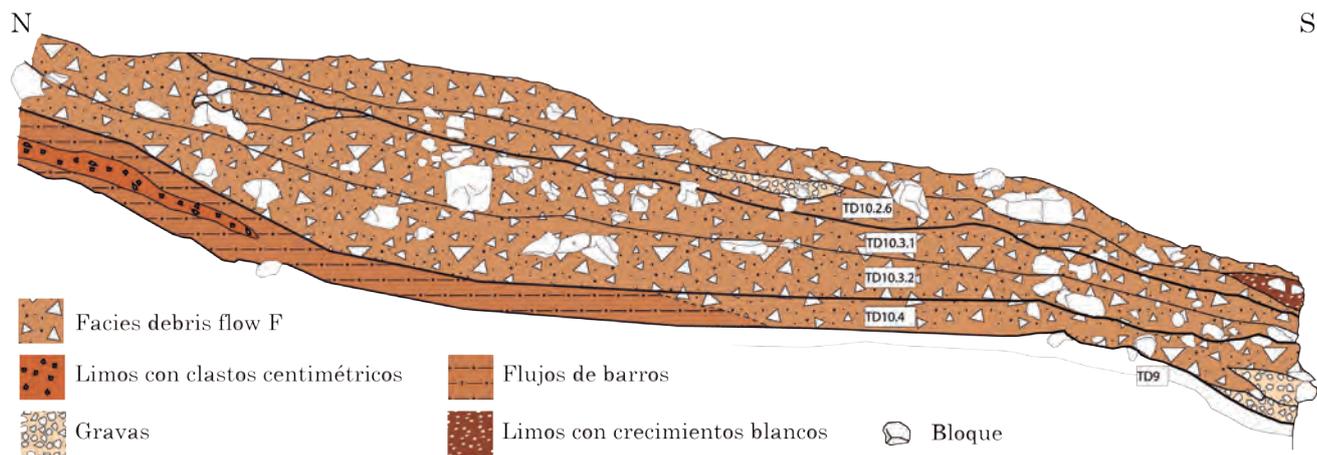


Sección estratigráfica de TD10 con los resultados granulométricos. La línea blanca central indica un giro de 90 grados en la sección.



TD10 - TD11

Sección estratigráfica de las subunidades TD10.4 y TD10.3 en las cuadrículas H9 a H15 de las coordenadas de excavación.



ANEXO III

**Análisis granulométricos, mineralógicos,
elementales y químicos.**

Tesis doctoral:

Estratigrafía y sedimentología del yacimiento
de Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos).

Autor:

Isidoro Campaña Lozano

Directores:

Alfredo Pérez González
Alfonso Benito Calvo

ANEXO III

Índice

Análisis sedimentológicos	378
Granulometrías completas	378
Fracción arenas.....	381
Fracción limos.....	384
Análisis mineralógicos	387
Análisis elementales	390
Elementos mayoritarios	390
Elementos minoritarios.....	392
Análisis químicos	394

En este anexo se presenta los análisis granulométricos, mineralógicos, elementales y químicos realizados sobre las muestras de la tesis doctoral. Estos análisis son parte de los resultados de la tesis doctoral y se han utilizado para obtener las interpretaciones del registro sedimentario de Gran Dolina. En cada tabla de resultados se ha seguido la numeración de muestra indicada en el capítulo de Materiales y Métodos. Debido a la naturaleza de cada muestra, cada una de ella ha tenido diferentes análisis. Las muestras no medidas se han eliminado de sus respectivas tablas.

Análisis sedimentológicos

Granulometrías completa (%)

Granulometría de las muestras de la tesis doctoral. La fracción grava y arena se han medido mediante tamizado en húmedo. La fracción limo y arcilla se han medido mediante difracción láser.

n	Muestra	Grava	Arena	Limo	Arcilla
1	2015-9 TD1.1	0,71	21,92	66,6	9,64
2	2015-8 TD1.3.4	0,3	53,47	35,58	10,64
3	2015-7 TD1.3.3	0	59,3	30,88	9,81
4	2015-6 TD1.3.2	0	22,65	56,92	20,41
5	2015-5 TD1.2	0	67,19	23,69	9,11
6	2015-4 TD1.2	1,92	62,28	27,55	8,24
7	2015-3 TD1.2	2,35	26,62	45,03	25,98
9	2015-1 TD1.2	9,14	0,76	72,38	17,7
10	TD1-2	5,9	68,51	25,58	
11	TD1 Arenas	0	43,94	56,05	
12	TD4.2/4 sur	7,49	16,85	75,66	
13	TD4.2/3 centro	6,06	21,13	55,75	15,92
14	TD4.2/2 centro	5,47	23,23	53,53	16,77
15	TD4.2/1 norte	2,76	22,57	74,67	
16	TD4.1.8	2,6	23,63	53,94	19,61
17	TD4.1.7	41,26	12,68	35,77	9,52
18	TD4.1.6	8,23	22,02	65,24	
19	TD4.1.4	12,61	22,14	65,24	
20	TD4.2 gravas 1	60,02	12,4	27,57	
21	TD4.2 gravas 2	71,17	15,81	13,01	
22	TD4.2 gravas 3	84,63	8,77	6,59	
23	TD4.2 gravas 4	73,07	14,11	12,81	
24	TD4.1 gravas A	76,19	5,18	13,82	4,58
25	TD4.1 gravas 0	42,72	16,21	31,70	8,33
26	TD4.1.2 raro 1	7,75	54,92	37,32	
27	TD4.1.2 raro 2	7,13	54,19	38,67	
30	TD4.1.4 Sur	4	15,31	80,67	
32	TD4.1.1 arcilla distal	6,04	36,92	44,97	10,74
33	TD4.1.1 arcilla B	10,44	17,45	58,59	12,99
34	TD4.1.1 arcilla A	0,21	14,21	62,52	22,96
35	TD5 gravas 5	74,28	17,98	7,72	
36	TD5.2 nivel 1	11,16	19,49	69,33	
37	TD5.1.6 arcillas	10,92	18,64	53,44	16,69
38	TD5.1 arcilla roja	0,07	19,63	63,74	16,53

39	TD5.1 gravas muro	79,64	6,22	14,13	
40	TD5.1 gravas techo	60,57	10,42	29	
41	TD5.1 T3-4	2,5	7,69	73,99	15,80
42	TD5.1.3 inf	55,56	13,81	22,6	7,41
43	TD5.1.3 sup	46,35	5,78	36,02	10,45
44	TD6.3c D4	22,92	7,75	69,31	
45	TD6.3c D1	29,52	8,38	62,09	
46	TD6.3c grav inf	53,01	22,47	24,51	
47	TD6.3c Debris 3	36,57	14,9	48,52	
48	TD6.3 arcilla	2,09	27,8	58,52	11,56
55	MS17-TD6.3	0	15,26	61,25	23,47
56	MS16-TD6.3	0	18,06	57,35	24,57
57	3/2016 TD6.2.4 gravas	35,14	8,52	42,29	14,02
58	MS15-TD6.2	0	16,78	56,33	26,87
59	MS14-TD6.2 techo	0	11,2	65,17	23,61
60	MS13-TD6.pep	11,18	11,12	59,58	18,10
61	MS12-TD6.1	0	15,65	64,01	20,32
62	M10-TD6.aurora	6,56	14,44	41,48	37,5
65	1/2016 TD6.2.2 gravas	16,10	7,05	50,68	26,15
66	4/2016 TD6.2.1 debris	19,21	23,61	44,13	23,03
67	M9-TD6.pep sondeo	3,94	25,38	46,64	24,02
69	M5-TD6.1.3	2,75	24,41	49,52	23,3
70	M4-TD6.1.2	12,77	19,45	51,51	16,24
71	2/2016 TD6.1.2 gravas	29,67	7,29	43,03	19,99
72	M3-TD6.1.1	43,23	12,29	29,89	14,58
73	M1-TD6.1.0	3,89	8,09	63,89	24,11
74	M12-TD7.4	2,97	22,6	59,65	14,75
76	M2-TD7.4	15,34	2,83	64,72	17,09
77	TD8.5 2015/1	9,94	17,67	53,56	18,82
78	TD8-9 2015/3	13,22	21,63	37,52	27,61
79	5/2016 TD8-9 C&F	11,99	20,54	42,84	24,61
80	3-2012/1 TD9	7,5	20,63	71,86	
87	TD10.4 2015/2	7,77	20,9	46,89	24,42
88	MS7-TD10.4	0	16,1	57,96	25,92
89	MS6-TD10.3	0	9,23	58,72	32,03
91	TD10.3 - 3	29,77	12,41	57,81	
92	TD10.3 - 2	24,57	15,94	59,48	
93	3-2012/2 TD10.3a	53,48	8,8	37,71	
94	TD10.2 - 1	28,95	6,12	64,92	
95	MS5-TD10.2	0	10,6	57,29	32,09

96	S7-TD10.2	3,57	11,93	56,22	27,40
97	S6-TD10.2	26,22	9,99	46,36	17,13
98	S5-TD10.1 tapón	2,64	17,87	57,11	21,18
99	S4-TD10.1	28,04	8,91	46,73	15,89
100	S3-TD10.1 gravas	64,67	10,95	17,66	6,32
101	S2-TD10.1	21,07	10,88	68,04	
102	S1-TD10.1	60,39	5,66	26,14	7,18
103	C4-TD10.2	10,37	11,18	55,2	22,16
104	C3-TD10.2	44,76	10,05	33,36	11,28
105	C2-TD10.1	42,62	9,72	34,33	12,96
106	C1-TD10.1	11,7	9,67	53,28	25,11
107	N4-TD10.1 limo	4,69	23,3	54,32	16,10
108	N3-TD10.2	38,12	6,18	38,83	16,23
109	N2-TD10.2	44,45	10,08	45,47	
110	N1-TD10.1	51,84	7,96	30,53	9,45
111	MS11-TD10.1	0	15,33	84,67	
112	MS9-TD11	0	9,16	90,78	
113	MS10-TD11	0	8,74	91,26	

Muestra	Grava	Arena	Limo	Arcilla
TE7 L27	0,91	17,27	81,82	
TE9 E23	0,02	7,64	92,34	
TE9 techo E28-29	1,70	11,47	86,83	
TE10 E29	12,7	7,19	80,11	
ATA14-03	42,94	7,26	49,80	
ATA14-01	6,07	13,38	80,55	
ATA14-02	3,37	11,06	85,57	
Tres simas centro	0	51,63	48,37	
G1-3	0	23,45	76,55	
G1-4	0,02	32,11	67,87	
G1-5	0,03	2,23	97,74	
G1-6	0,03	4,96	95,01	
G1-8 2015-11	0,15	3,47	96,37	
G1-9 2015-12	0,02	35,84	64,14	
ATA14-04	0,63	30,61	68,76	
ATA14-05	0	10,14	89,86	
ATA14-06	0,04	18,58	81,38	

Fracción arenas (% sobre el Total)

Granulometría de la fracción arena de las muestras. Los análisis se hicieron mediante tamizado en húmedo.

mG: 2000-1000 μm / G: 1000-500 μm / M: 500-250 μm / F: 250-125 μm / mF: 125-63 μm

n	Muestra	mG	G	M	F	mF
1	2015-9 TD1.1	0,25	0,24	0,12	1,22	20,09
2	2015-8 TD1.3.4	0,09	1,53	19,55	15,51	16,78
3	2015-7 TD1.3.3	0	0	0,04	9,31	49,95
4	2015-6 TD1.3.2	0	0,02	0,02	0,23	22,38
5	2015-5 TD1.2	0,02	0,52	11,05	30,02	25,59
6	2015-4 TD1.2	0,09	1,88	28,16	24,41	7,74
7	2015-3 TD1.2	0,04	0,05	0,30	8,12	18,10
9	2015-1 TD1.2	0,58	0,06	0,02	0,01	0,09
10	TD1-2	0,47	3,33	25,3	28,34	11,07
11	TD1 Arenas	0	0,02	0,25	5,78	37,90
12	TD4.2/4 sur	1,32	0,82	1,30	3,58	9,82
13	TD4.2/3 centro	0,81	0,82	1,74	5,15	12,61
14	TD4.2/2 centro	1,16	1,39	2,56	5,64	12,48
15	TD4.2/1 norte	0,85	1,12	2,25	5,66	12,70
16	TD4.1.8	0,82	1,17	2,44	6,01	13,19
17	TD4.1.7	3,36	1,22	1,32	2,53	6,62
18	TD4.1.6	1,72	1,16	2,11	5,27	11,76
19	TD4.1.4	2,69	1,93	2,44	4,61	10,48
24	TD4.1 gravas A	4,30	1,09	0,5	0,37	0,64
25	TD4.1 gravas 0	5,42	2,64	2,32	2,70	5,96
26	TD4.1.2 raro 1	1,95	7,24	20,61	13,91	11,21
27	TD4.1.2 raro 2	3,90	6,85	18,96	13,64	10,85
30	TD4.1.4 Sur	1,09	1,11	1,37	2,91	8,83
32	TD4.1.1 arcilla distal	1,91	4,51	10,96	9,05	10,48
33	TD4.1.1 arcilla B	1,96	1,51	1,92	2,72	9,34
34	TD4.1.1 arcilla A	0,30	0,98	1,83	3,28	7,83
36	TD5.2 nivel 1	2,01	1,84	2,57	3,82	8,23
37	TD5.1.6 arcillas	2,89	1,91	2,12	3,48	8,24
38	TD5.1 arcilla roja	0	0,03	0,53	3,44	15,62
41	TD5.1 T3-4	0,13	0,11	0,19	0,75	6,48
42	TD5.1.3 inf	9,35	1,63	0,99	0,99	2,05
43	TD5.1.3 sup	2,28	0,73	0,36	0,65	3,55
44	TD6.3c D4	2,01	0,72	0,84	1,28	2,88
45	TD6.3c D1	2,71	0,90	0,89	1,29	2,57

47	TD6.3c Debris 3	5,79	3,19	2,23	2,06	4,26
48	TD6.3 arcilla	1,5	1,03	0,82	6,07	18,57
55	MS17-TD6.3	1,98	1,36	1,47	2,72	7,72
56	MS16-TD6.3	1,89	1,58	2,1	3,72	8,78
57	3/2016 TD6.2.4 gravas	3,44	1,09	0,55	0,67	2,78
58	MS15-TD6.2	2	1,73	2,06	3,31	7,7
59	MS14-TD6.2 techo	0,35	0,13	0,34	2,42	7,96
60	MS13-TD6.pap	1,58	0,84	0,62	1,13	4,11
61	MS12-TD6.1	1,42	1,71	2,64	3,35	6,52
62	M10-TD6.aurora	1,40	0,91	1,27	3,20	7,66
65	1/2016 TD6.2.2 gravas	2,40	0,96	0,52	0,74	2,43
66	4/2016 TD6.2.1 debris	2,47	1,53	1,51	2,74	5,36
67	M9-TD6.pap sondeo	2,09	2	2,64	6,13	12,51
69	M5-TD6.1.3	1,95	0,78	0,95	4,82	15,91
70	M4-TD6.1.2	1,72	1,72	2,2	4,57	9,23
71	2/2016 TD6.1.2 gravas	2,41	1,19	1,01	1,14	1,53
72	M3-TD6.1.1	4,12	1,77	1,33	1,51	3,55
73	M1-TD6.1.0	2,30	1,97	1,13	0,89	1,79
74	M12-TD7.4	2,76	4,15	3,21	3,78	8,70
76	M2-TD7.4	0,27	0,09	0,02	0,09	2,36
77	TD8.5 2015/1	2,24	1,53	1,91	3,75	8,24
78	TD8-9 2015/3	6,20	3,82	3,18	2,98	5,45
79	5/2016 TD8-9 C&F	8,58	4,06	1,70	1,81	4,39
80	3-2012/1 TD9	3,57	4,01	3,46	3,83	5,70
87	TD10.4 2015/2	3,54	3,77	3,64	3,69	6,26
88	MS7-TD10.4	0,85	1,76	2,77	3,66	7,08
89	MS6-TD10.3	0,24	0,13	0,3	1,87	6,69
91	TD10.3 - 3	5,54	3,29	1,81	1,36	2,96
92	TD10.3 - 2	5,92	3,56	1,85	1,43	3,18
93	3-2012/2 TD10.3a	3,87	1,48	0,99	0,80	1,63
94	TD10.2 - 1	1,81	1,12	0,64	0,62	2,94
95	MS5-TD10.2	1,27	1,30	1,47	2,13	4,44
96	S7-TD10.2	0,81	0,76	1,44	3	5,92
97	S6-TD10.2	2,79	1,06	0,78	1,14	4,23
98	S5-TD10.1 tapón	1,27	1,59	2,52	3,93	8,57
99	S4-TD10.1	2,95	0,84	0,59	0,91	3,61
100	S3-TD10.1 gravas	7,78	0,99	0,42	0,43	1,33
101	S2-TD10.1	3,20	1,35	0,83	1,16	4,35
102	S1-TD10.1	2,70	0,64	0,32	0,40	1,60
103	C4-TD10.2	1,82	0,72	0,70	2,01	5,93

104	C3-TD10.2	4,78	1,37	0,73	0,69	2,48
105	C2-TD10.1	5,08	1,57	0,64	0,54	1,89
106	C1-TD10.1	2,09	0,99	0,82	1,28	4,50
107	N4-TD10.1 limo	5,25	5,03	2,48	1,89	8,65
108	N3-TD10.2	3,05	1,52	0,6	0,44	2,15
109	N2-TD10.2	6,06	2,26	0,87	0,57	1,93
110	N1-TD10.1	4,77	1,52	0,79	0,49	1,53
111	MS11-TD10.1	0,74	0,97	1,95	3,46	8,21
112	MS9-TD11	0,94	0,85	1,35	1,94	4,09
113	MS10-TD11	0,06	0,19	0,86	1,35	6,3

Muestra	mG	G	M	F	mF
TE7 L27	1,3	2,18	2,95	4,25	6,59
TE9 E23	0,11	0,33	0,43	0,94	5,83
TE9 techo E28-29	0,55	0,82	1,22	2,42	6,45
TE10 E29	2,13	1,03	0,48	0,68	2,88
ATA14-03	5,49	1,17	0,22	0,11	0,26
ATA14-01	2,13	1,37	1,09	2,04	6,75
ATA14-02	1,02	0,58	0,62	1,99	6,85
0Q1	0,32	0,12	0,54	1,1	5,74
OR2	0,28	0,23	0,58	1,23	2,86
OR3	0,26	0,16	0,3	0,69	5,9
VH1	0,03	0,13	0,98	2,44	8,62
Tres simas centro	0,05	0,03	1,3	18,62	31,62
G1-3	0,01	0,02	0,12	1,56	21,74
G1-4	0	0	0,06	8,93	23,12
G1-5	0,03	0,08	0,12	0,3	1,7
G1-6	0,01	0,03	0,03	0,14	4,74
G1-8 2015-11	0,24	0,02	0,04	0,29	2,88
G1-9 2015-12	0,24	0,38	0,33	4,03	30,87
ATA14-04	0,04	0,03	0,09	11,98	18,47
ATA14-05	0,05	0,31	1,19	2,22	6,37
ATA14-06	0,16	0,74	2,22	4,25	11,20

Fracción limos (% sobre el 100% de limos)

Granulometría de la fracción limos de las muestras. Los análisis se realizaron mediante difracción láser tras la extracción previa de la fracción arcilla.

mG: 62-31,25 μm / G: 31,25-15,63 μm / M: 15,6-7,8 μm / F: 7,8-3,9 μm / mF: 3,9-2 μm

n	Muestra	mG	G	M	F	mF
1	2015-9 TD1.1	18,43	26,01	27,44	15,05	6,58
2	2015-8 TD1.3.4	1,04	9,38	33,70	32,85	16,16
3	2015-7 TD1.3.3	2,65	14,90	34,16	28,42	13,75
4	2015-6 TD1.3.2	4,13	18,44	32,59	25,34	13,04
5	2015-5 TD1.2	2,45	17,61	34,43	26,63	12,75
6	2015-4 TD1.2	0,88	8,78	33,94	33,57	16,10
7	2015-3 TD1.2	1,78	11,47	31,30	30,82	16,97
9	2015-1 TD1.2	0,66	7,49	34,61	30,53	13,20
10	TD1-2	3,52	16,48	35,35	26,67	11,8
11	TD1 Arenas	3,84	17,71	33,96	26,53	12,01
12	TD4.2/4 sur	26,45	22,82	21,33	14,36	7,07
13	TD4.2/3 centro	25	21,09	22,75	15,33	7,24
14	TD4.2/2 centro	28,12	23,32	21,72	12,93	5,65
15	TD4.2/1 norte	24,97	21,55	21,65	14,9	7,41
16	TD4.1.8	27,06	21,79	22,14	14,27	6,35
17	TD4.1.7	16,27	18,68	24,71	19,69	11,07
18	TD4.1.6	24,99	21,36	21,82	15,09	7,59
19	TD4.1.4	20,2	20,49	23,85	17,88	9,45
20	TD4.2 gravas 1	3,3	15,19	29,6	28,19	16,04
24	TD4.1 gravas A	29,11	22,73	19,01	10,97	5,58
25	TD4.1 gravas 0	20,23	22,95	24,06	17,21	9,16
26	TD4.1.2 raro 1	2,69	17,28	35,22	27,01	11,77
27	TD4.1.2 raro 2	4,8	19,69	34,1	24,66	10,73
30	TD4.1.4 Sur	24,77	22,16	20,6	15,14	8,63
32	TD4.1.1 arcilla distal	4,75	16,01	34,66	26,78	12,02
33	TD4.1.1 arcilla B	5,17	21,3	30,64	23,12	13,03
34	TD4.1.1 arcilla A	2,6	11,29	25,07	32,04	20,89
35	TD5 gravas 5	3,23	17,39	30,3	26,14	14,97
36	TD5.2 nivel 1	16,41	21,94	25,01	18,68	10,74
37	TD5.1.6 arcillas	26,3	23,04	21,52	13,92	7,07
38	TD5.1 arcilla roja	34,78	21,35	15,21	11,15	7,07
39	TD5.1 gravas muro	28,34	20,95	18,72	14,07	8,25
40	TD5.1 gravas techo	20,59	23,92	23,29	15,94	8,77
41	TD5.1 T3-4	25,68	23,94	21,23	14,49	7,97

42	TD5.1.3 inf	30,15	23,95	19,53	11,91	5,66
43	TD5.1.3 sup	20,68	22,45	24,17	16,5	7,89
45	TD6.3c D1	10,24	18,12	23,65	22,91	13,37
46	TD6.3c grav inf	26,79	23,45	20,56	14,03	7,45
47	TD6.3c Debris 3	19,77	20,79	23,79	17,95	10,05
48	TD6.3 arcilla	36,39	23,9	15,19	9,71	5,69
55	MS17-TD6.3	28,09	22,22	19,83	13,91	7,24
56	MS16-TD6.3	23,22	20,12	17,89	17,29	11,7
57	3/2016 TD6.2.4 gravas	13,08	24,80	30,40	18,38	7,23
58	MS15-TD6.2	27,11	22,68	20,98	13,96	6,73
59	MS14-TD6.2 techo	26,81	23,55	20,06	14,12	7,69
60	MS13-TD6.pep	19,85	23,8	22,78	16,52	9,7
61	MS12-TD6.1	25,74	22,96	21,56	14,36	6,99
62	M10-TD6.aurora	3,3	13,98	25,57	27,86	17,29
64	M8-TD6.Jordi	26,52	23,3	20,2	14,21	7,98
65	1/2016 TD6.2.2 gravas	1,16	9,99	32,51	30,99	16,57
66	4/2016 TD6.2.1 debris	1,00	7,90	29,92	33,42	19,14
67	M9-TD6.pep sondeo	23,46	22,62	21,65	15,49	8,71
68	M6-TD6.pep					
69	M5-TD6.1.3	3,84	19,08	31,43	25,03	12,85
70	M4-TD6.1.2	20,88	22,13	23,62	17,07	9,06
71	2/2016 TD6.1.2 gravas	1,51	10,48	29,60	30,21	17,70
72	M3-TD6.1.1	24,49	25,77	22,42	12,37	5,47
73	M1-TD6.1.0	10,64	22,56	28,95	20,01	10,09
74	M12-TD7.4	32,01	24,17	18,61	10,78	5,67
75	M11-TD7.4	36,91	25,56	16,73	8,23	4,82
76	M2-TD7.4	33,16	24,25	18,43	9,84	4,5
77	TD8.5 2015/1	19,6	27,45	24,88	15,2	7,02
78	TD8-9 2015/3	2,026187	12,470554	33,62611	31,90675	11,319164
79	5/2016 TD8-9 C&F	3,05	16,03	32,45	26,56	13,92
80	3-2012/1 TD9	22,05	25,02	22,54	15,28	8,18
87	TD10.4 2015/2	5,72	21,94	32,64	22,45	10,07
88	MS7-TD10.4	23,7	21,59	20,51	15,71	10,05
89	MS6-TD10.3	25,91	23,18	20,05	14,35	8,65
90	TD10.3 Pared sur					
91	TD10.3 - 3	28,12	24,43	19	13,1	7,77
92	TD10.3 - 2	24,41	22,94	20,56	14,58	8,59
94	TD10.2 - 1	28,28	22,92	19,01	13,54	7,82
95	MS5-TD10.2	26	22,69	19,35	14,32	9,3
96	S7-TD10.2	24,82	23,14	22,14	14,94	7,37

97	S6-TD10.2	24	26,53	22,77	13,31	6,1
98	S5-TD10.1 tapón	27,38	23,38	21,2	13,42	6,43
99	S4-TD10.1	26,6	24,04	21,69	13,07	6,18
100	S3-TD10.1 gravas	26,69	23,44	20,91	13,38	6,94
101	S2-TD10.1	25,43	23,11	22,14	14,62	7,16
102	S1-TD10.1	15,09	21,91	27,53	18,81	9,55
103	C4-TD10.2	29,45	22,85	17,95	12,42	7,03
104	C3-TD10.2	30,1	24,4	19,66	11,3	5,18
105	C2-TD10.1	27,36	23,44	19,88	13,3	6,92
106	C1-TD10.1	24,32	22,56	22,75	14,89	7,31
107	N4-TD10.1 limo	36,76	21,41	16,53	10,42	5,34
108	N3-TD10.2	27,81	25,73	20,31	12,08	6,02
109	N2-TD10.2	4,51	16,09	31,76	26,8	13,33
110	N1-TD10.1	24,32	26,66	22,61	12,86	6,09

Muestra	mG	G	M	F	mF
TE7 L27	1,48	7,54	18,42	24,22	19,13
TE9 E23	6,37	11,34	14,83	14,91	11,89
TE9 techo E28-29	1,2	8,39	17,62	18,02	13,84
TE10 E29	0,93	9,44	21,33	22,82	16,68
ATA14-03	0,87	6,17	18,46	24,87	20,41
ATA14-01	1,568	7,26	13,62	18,16	17,05
ATA14-02	1,07	7,86	16,69	18,69	15,83
OR2	15,57	17,57	22,87	19,9	12,23
OR3	28,14	20,54	19,56	14,1	7,84
VH1	36,24	23,59	16,93	10,47	5,36
VH2	17,02	24,16	25,33	16,99	8,91
Tres simas centro	8,37	20,03	23,46	17,28	10,21
G1-3	7,83	14,88	21,84	17,38	10,81
G1-4	0,69	4,75	12,02	16,93	14,67
G1-5	1,78	14,17	30,87	20,84	10,55
G1-6	5,52	24,46	25,68	13,28	8,78
ATA14-04	12,11	9,9	11,73	13,2	10,58
ATA14-05	8,57	12,72	15,78	14,36	11,62
ATA14-06	2,49	13,5	23,61	18,71	11,45

Análisis mineralógicos

Análisis mineralógicos de las muestras de la tesis doctoral. Los análisis mineralógicos obtenidos en los sedimentos de Gran Dolina muestran el mismo conjunto de minerales. Los análisis se realizaron mediante difracción de rayos X. Estos análisis son cualitativos.

XXX: Muy abundante, mineral principal de la asociación. >30%

XX: Presente. 10% - 30%

X: Escaso, en poca cantidad. <10%

n	Muestra	Cuarzo	Felds	Mosc.	Kaolin	FeOx	Apatito	Calcita	Anatasa	Rutilo
1	2015-9 TD1.1	XXX	XX	X				XX		
2	2015-8 TD1.3.4	XXX	X	X						
3	2015-7 TD1.3.3	XXX	X	XX				x		
4	2015-6 TD1.3.2	XXX	X	XX				XX		
5	2015-5 TD1.2	XXX	X	X						
6	2015-4 TD1.2	XXX	X	X						
7	2015-3 TD1.2	XXX	X	XX				X		
9	2015-1 TD1.2	X		X				XXX		
10	TD1-2	xxx	x	x				x		X
12	TD4.2/4 sur	xxx	x	x			x	xx		x
15	TD4.2/1 norte	xxx	x	x			x	x	x	x
17	TD4.1.7	xxx	x	x			x	xx		
18	TD4.1.6	xxx	x	x			x	x	x	
19	TD4.1.4	xxx	x	x			x	x	x	
36	TD5.2 nivel 1	xxx	x				x	xx		
38	TD5.1 arcilla roja	xxx	x	x	x	x		xxx		
41	TD5.1 T3-4	xxx	x	x	x	x		xx		
44	TD6.3c D4	xxx	x	x			x	x		
48	TD6.3 arcilla	xxx	x	x	x	x		xxx		
50	TD6.3 debris 4	xxx	x	x			x	x		x

55	MS17-TD6.3	xxx	x	x	x	x	x	xxx		x
56	MS16-TD6.3	xxx	x	x	x	x	x	xxx		x
58	MS15-TD6.2	xxx	x	x	x	x	x	x		x
59	MS14-TD6.2 techo	xxx	x	x	x	x	x	xx		x
60	MS13-TD6. pep	xxx	x	x	x	x	xx	xx	x	
61	MS12-TD6.1	xxx	x	x	x	x	x	x		
62	M10-TD6. aurora	xxx	x	x			x	x	x	x
63	M7-TD6. aurora	xxx	x	x			x	xx		
67	M9-TD6. pep sondeo	xxx	x	x			x	x		x
68	M6-TD6. pep	xxx	x	x			x	xx		x
76	M2-TD7.4	xx	x	x		x		xxx		
77	TD8.5 2015/1	xxx		xxx			x	x		
78	TD8-9 2015/3	xxx		xx			x	xx		
87	TD10.4 2015/2	xxx	x	x				xx		
88	MS7-TD10.4	xxx	x	x	x	x		xx (x)		x
89	MS6-TD10.3	xxx	x	x	x	x		xx		x
95	MS5-TD10.2	xxx	x	x	x	x		xx		
97	S6-TD10.2	xxx	x	x			x	xxx		
98	S5-TD10.1 tapón	xxx	x	x					x	x
99	S4-TD10.1	xxx	x	x				xx		x
103	C4-TD10.2	xxx	x	x				xx		x
106	C1-TD10.1	xxx	x	x				x	x	x
107	N4-TD10.1 limo	xxx	x	x				xx		x
109	N2-TD10.2	x		x				xxx		
110	N1-TD10.1	x		x				xxx		

111	MS11-TD10.1	xxx	x	x	xx	x		x		x
112	MS9-TD11	xxx	x	x				xxx		x
113	MS10-TD11	xxx	x	x	x	x			x	

Muestra	Cuarzo	Felds	Mosc.	Kaolin	FeOx	Apatito	Calcita	Anatasa	Crandalita
TE7 L27	XXX	X	XXX				XX		
9B-01	XXX	X	X	X	X	X	XX	XXX	
9B-02	XXX	X	X	X	X	XX			
9B-03	XXX	X	X	X	X	X			
9B-04	XXX	X	X		X	XX	X		
TE9 E23	XX		XX				XXX		
TE9 techo E28-29	XXX	X	X				X		
TE10 E29	XX		XX				XXX		
ATA14-03	XXX	X	XX				XX		
ATA14-01	XXX	X	XX				XX		
ATA14-02	XXX	X	XX				XX		
OQ1	XXX	X	XX	X	X			X	
OR2	XXX	X	XX	X	X		X		
OR3	XXX	X	XX	X	X				
VH1	XXX	X	X	X	X			X	
VH2	XXX	X	X	X	X		XX		
VH3	XXX	X	XX	X	X				
G1-3	XXX	X	X						X
G1-4	XXX	X	XXX						X
G1-5	XXX	X	XXX						X
G1-6	XXX	X	X						X
G1-7 Nivel blanco	XXX	X	X			XX			
G1-8 2015-11	XXX	X	XX			X			
G1-9 2015-12	XXX	X	X			X			
ATA14-04	XXX	X	XX						X
ATA14-05	XXX	X	XXX						
ATA14-06	XXX	X	XX						X
TG2-Nivel blanco superior	XXX	X	X				XX		
TG2-Nivel negro	XXX	X	X						
TG2-Nivel blanco inferior	XXX	X	X				XX		

Análisis elementales

Elementos mayoritarios (%)

Análisis elemental de las muestras de la tesis doctoral. Los análisis se realizaron mediante fluorescencia de rayos X. La LOI se calculó mediante el calentamiento de las muestras en un horno. Los resultados se muestran en forma de óxidos.

n	Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	LOI
1	2015-9 TD1.1	65,72	8,15	2,86	0,03	0,71	9,62	0,12	1,87	1	0,09	0	9,81
2	2015-8 TD1.3.4	85,69	6,35	2,79	0,11	0,43	0,22	0,1	1,58	0,81	0,07	0	1,85
3	2015-7 TD1.3.3	82,87	7,19	2,44	0,02	0,51	1,06	0,13	1,88	1,09	0,08	0	2,71
4	2015-6 TD1.3.2	72,45	6,16	2,32	0,02	0,56	7,98	0,11	1,62	0,87	0,08	0	7,8
5	2015-5 TD1.2	89,82	4,2	1,9	0,05	0,29	0,29	0,08	1,13	0,79	0,12	0	1,29
6	2015-4 TD1.2	89,5	4,25	1,19	0,08	0,3	0,56	0,08	1,03	0,53	0,15	0	1,54
7	2015-3 TD1.2	72,12	12	4,35	0,07	0,83	1,96	0,13	2,35	1,02	0,19	0	4,98
9	2015-1 TD1.2	10,04	2,82	1,03	0,03	0,26	47,78	0,07	0,52	0,17	0,05	0	37,26
11	TD1 Arenas	86,06	6,5	2	0,01	0,4	0,26	0,09	1,52	1,02	0,07	0	2,06
12	TD4.2/4 sur	47,84	9,11	3,37	0,1	0,61	18,08	0,13	1,67	0,73	5,12	0,02	13,21
15	TD4.2/1 norte	54,5	9,67	3,66	0,1	0,6	13,3	0,14	1,83	0,82	7,55	0,02	7,81
18	TD4.1.6	52,77	8,88	3,4	0,1	0,59	15,17	0,14	1,73	0,75	7,66	0,02	8,8
19	TD4.1.4	50,2	7,95	3,01	0,11	0,52	17,75	0,13	1,53	0,72	7,93	0,03	10,13
36	TD5.2 nivel 1	42,4	7,97	2,91	0,09	0,56	22,6	0,12	1,45	0,65	3,96	0	17,26
38	TD5.1 arcilla roja	51,51	8,75	3,07	0,08	0,56	17,02	0,1	1,52	0,82	0,24	0	16,33
41	TD5.1 T3-4	57,37	12,65	4,48	0,03	0,8	9,29	0,14	2,11	0,92	0,78	0	11,43
44	TD6.3c D4	47,09	8,59	3,23	0,06	0,57	19,14	0,12	1,51	0,71	3,39	0	15,58
48	TD6.3 arcilla	40,9	9,29	3,35	0,06	0,6	22,43	0,1	1,45	0,69	0,31	0	20,83
50	TD6.3 debris 4	52,71	11,31	4,21	0,07	0,66	13,18	0,13	1,83	0,87	3,41	0	11,6
63	M7-TD6. aurora	44,05	9,02	3,34	0,07	0,53	20,76	0,12	1,42	0,72	3,74	0	16,22
68	M6-TD6. pep	40,85	4,73	1,66	0,04	0,29	27,22	0,11	0,94	0,53	3,6	0	20,01
69	M5-TD6.1.3	34,94	6,5	2,36	0,05	0,4	28,9	0,1	1,05	0,56	2,24	0	22,87
76	M2-TD7.4	41,3	7,11	2,41	0,04	0,49	25,56	0,12	1,24	0,55	0,25	0	20,92
77	TD8.5 2015/1	45,53	8,46	3,12	0,07	0,55	20,52	0,15	1,36	0,69	4,67	0,02	14,84

78	TD8-9 2015/3	44,48	9,41	3,46	0,21	0,51	19,57	0,21	1,4	0,78	9,08	0,02	10,86
87	TD10.4 2015/2	43,65	9,98	3,61	0,09	0,48	19,93	0,15	1,36	0,76	3,94	0,02	16,01
88	MS7-TD10.4	62,95	13,26	5,04	0,08	0,68	4,96	0,17	2,06	1,02	2,38	0	7,4
97	S6-TD10.2	27,5	6,17	2,21	0,05	0,41	33,37	0,1	0,95	0,45	2,15	0	26,62
98	S5-TD10.1 tapón	72,1	12,5	4,87	0,02	0,74	0,84	0,18	2,26	1	0,2	0	5,28
99	S4-TD10.1	51,29	10,56	3,75	0,07	0,66	15,15	0,15	1,74	0,81	0,31	0	15,52
107	N4-TD10.1 limo	49,62	8,83	3,1	0,05	0,5	18,02	0,11	1,36	0,76	0,12	0	17,52
109	N2-TD10.2	13,52	3,21	1,12	0,02	0,28	44,86	0,06	0,47	0,23	0,2	0	36,02
110	N1-TD10.1	18,7	4,25	1,52	0,02	0,33	40,67	0,07	0,61	0,31	0,52	0	32,98
112	MS9-TD11	32,32	5,85	1,92	0,02	0,44	30,52	0,17	1,08	0,4	0,07	0	27,21
113	MS10-TD11	65,92	15,07	5,63	0,09	0,78	1,7	0,17	2,06	1,1	0,1	0	7,37

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	LOI
TE7 L27	47,73	9,58	2,67	0,03	0,81	17,93	0,13	1,73	0,67	2,86	0,02	15,83
TE9 E23	71,19	12,84	4,64	0,03	0,85	1,33	0,15	2,16	1,17	0,1	0,01	5,54
TE9 techo E28-29	67,08	13,74	5,01	0,09	0,78	2,43	0,14	2,28	1,08	0,92	0,01	6,43
TE10 E29	36,51	7,73	2,89	0,05	0,58	26,63	0,12	1,29	0,58	0,21	0,02	23,39
ATA14-03	27,11	6,21	2,23	0,04	0,5	33,8	0,08	1,04	0,44	0,12	0,02	28,39
ATA14-01	53,5	11,46	4,21	0,08	0,82	12,89	0,11	1,84	0,87	0,13	0,01	14,06
ATA14-02	54,12	12,32	4,45	0,08	0,87	11,58	0,12	1,93	0,88	0,13	0,01	13,52
OR2	52,09	22,12	8,16	0,08	0,97	2,23	0,17	2,07	0,86	0,11	0	11,14
VH1	68,03	14,29	5,4	0,07	0,93	0,95	0,19	1,91	1,06	0,09	0	7,08
Tres simas centro	92,04	3,45	1,06	0	0,23	0,16	0,07	0,96	0,9	0,04	0	1,08
G1-3	82,25	7,58	2,4	0	0,37	0,75	0,1	1,69	1,04	1,21	0	2,6
G1-4	71,91	12,52	4,19	0,03	0,67	1,18	0,13	2,09	0,97	1,49	0	4,82
G1-5	61,26	17,64	5,77	0,02	1,13	1,41	0,21	3,6	1,18	1,75	0	6,02
G1-6	77,26	9,32	3,24	0,02	0,46	1,14	0,13	1,9	1,12	1,91	0	3,51
G1-8 2015- 11	63,1	12,62	4,83	0,02	0,75	5,29	0,18	2,57	1,13	3,84	0	5,68
G1-9 2015- 12	85,17	5,02	1,69	0,05	0,39	1,85	0,12	1,42	1,21	1,18	0	1,89
ATA14-04	68,02	13,24	5,59	0,14	0,77	1,79	0,15	2,25	0,91	1,64	0	5,52
ATA14-05	68,32	13,61	5,15	0,01	0,57	1,24	0,17	2,03	1,2	1,27	0,01	6,42
ATA14-06	71,36	11,45	4,78	0,01	0,51	1,46	0,16	2,1	1,13	0,89	0,01	6,12

Elementos minoritarios (ppm)

n	Muestra	As	Ba	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Pb	Rb	Sr	Th	U	Zn	Zr
1	2015-9 TD1.1	0	312	0	0	50	22	11	15	0	0	70	102	0	0	0	525
2	2015-8 TD1.3.4	0	290	0	40	46	10	10	13	0	0	58	34	0	0	0	297
3	2015-7 TD1.3.3	0	314	0	52	50	0	10	15	0	0	64	46	0	0	0	358
4	2015-6 TD1.3.2	0	276	0	0	49	9	8	14	0	0	59	96	0	0	0	326
5	2015-5 TD1.2	0	243	0	67	0	8	6	13	0	0	38	31	0	0	0	321
6	2015-4 TD1.2	0	221	0	52	0	0	6	10	0	0	36	29	0	0	0	196
7	2015-3 TD1.2	0	416	0	0	49	19	18	18	24	0	112	63	0	0	0	424
9	2015-1 TD1.2	0	138	0	0	0	10	0	0	0	0	0	22	0	0	0	46
11	TD1 Arenas	0	294,6	0	0	0	10	8,5	14,2	0	0	50,2	38,4	0	0	0	391,6
12	TD4.2/4 sur	0	422,1	0	0	55,3	63,9	13	14,2	23	0	77,4	99,2	0	0	289,6	322,8
15	TD4.2/1 norte	0	301,9	0	0	57,6	74,4	13	16	23,3	23,4	92,7	107,3	0	0	358	354,9
18	TD4.1.6	0	285,2	0	0	53,3	74,1	12,2	14,3	20,6	19,7	86,2	111,2	0	0	385,8	338,6
19	TD4.1.4	0	363,9	0	0	52,7	76	11,2	12,7	19,5	0	67,6	103,1	0	0	363,2	339,7
36	TD5.2 nivel 1	0	330	0	0	48	46,5	11,6	12,4	0	0	65,9	105,8	0	0	213,1	274,3
38	TD5.1 arcilla roja	0	303,7	0	0	54,9	16,9	11,8	15,2	0	0	77,1	62,2	0	0	0	449,2
41	TD5.1 T3-4	0	305,4	0	0	79,7	24,1	16,7	17,9	19	20,1	114,2	70,3	0	0	0	319,3
44	TD6.3c D4	0	305	0	0	48,4	61,4	12,1	13,3	0	0	72,9	120	0	0	180,9	291,1
48	TD6.3 arcilla	0	293,3	0	0	56,7	33,3	11,4	14,5	0	0	77,7	75	0	0	0	266,4
50	TD6.3 debris 4	0	389,5	0	0	75,4	61,9	15,6	16,4	24,1	23,3	103,8	92,7	0	0	215,1	344,7
63	M7-TD6. aurora	0	298,9	0	0	56,5	58,2	12,6	14,2	22,3	0	70,4	75,7	0	0	193	307,3
68	M6-TD6.pep	0	270,2	0	0	0	35,5	6,6	11,1	0	0	40,2	55,3	0	0	154	250,4
69	M5-TD6.1.3	0	280,3	0	0	0	36,5	8,5	10,9	19	0	38,4	54,3	0	0	172,8	258,9
76	M2-TD7.4	0	373,4	0	0	0	17,7	9,3	10,6	0	0	45	57,4	0	0	0	198,6
77	TD8.5 2015/1	0	296,8	0	0	0	92,5	11,4	14,8	23,1	0	60,4	66,6	0	0	425,2	290,4
78	TD8-9 2015/3	0	357	0	0	0	144	12,4	15,2	35,7	0	72,7	100,7	0	8,4	1262,8	342,9
87	TD10.4 2015/2	0	384,9	0	0	0	98,3	14,2	14,1	21,8	0	68,5	176,3	0	0	423,5	315,5
88	MS7-TD10.4	0	474,1	0	29,1	86,9	130,7	19	18,1	31	16,7	117,5	106,5	0	0	250,4	400,8
97	S6-TD10.2	0	241,3	0	0	0	24,1	9,1	10,5	0	0	48,8	66,2	0	0	105	205,7
98	S5-TD10.1	0	429,5	0	29,4	82,2	36,7	17,6	16,9	0	22,8	117,7	59,5	0	0	172,3	487,9
99	S4-TD10.1	0	339,3	0	0	62,6	28,2	14	14,8	19	0	91,9	77,1	0	0	0	349,6
107	N4-TD10.1	0	295,2	0	0	62,7	15,9	10	14,7	21,3	0	72	51,8	0	0	0	372,4
109	N2-TD10.2	0	225,4	0	0	0	9,1	5,7	0	0	0	0	69,4	0	0	0	103,3
110	N1-TD10.1	0	212,7	0	0	0	11,8	7	9,3	0	0	0	65,6	0	0	0	124,8
112	MS9-TD11	0	271,8	0	0	0	9,8	7,9	9,1	0	0	44	41,6	0	0	0	148,1
113	MS10-TD11	0	524,8	0	0	99	28,1	20	19,5	35	26,9	118,3	56,3	0	0	0	459,2

Muestra	As	Ba	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Nb	Ni	Pb	Rb	Sr	Th	U	Zn	Zr
OR2	0	422,3	0	0	150,8	30	29,4	18	56,9	28,2	143,9	52,5	0	0	0	262,8
VH1	0	308,7	0	0	97,6	19,6	18,7	18	42,9	20,6	108,1	58,4	0	0	0	585,6
G1-8 2015-11	0	553	0	0	81	51	21	19	0	23	115	298	0	0	615	445
G1-9 2015-12	0	238	0	56	0	22	8	16	21	0	49	40	0	0	340	847

Análisis químicos

Análisis químicos realizados sobre las muestras de la tesis doctoral.

n	Muestra	pH	%CO3	%M.O.
10	TD1-2	8,07	1	0,568
11	TD1 Arenas	8,06	1	1,048
14	TD4.2/2 centro	8,14	10	1,02
16	TD4.1.8	8,25	4	1,565
18	TD4.1.6	8,33	6	2,91
19	TD4.1.4	8,4	9	2,56
26	TD4.1.2 raro 1	8,33	13	0,912
27	TD4.1.2 raro 2	8,12	2	0,906
30	TD4.1.4 Sur	8,16	18	3
32	TD4.1.1 arcilla distal	8,44	12	1,378
33	TD4.1.1 arcilla B	8,43	32	2,038
34	TD4.1.1 arcilla A	8,21	23	
37	TD5.1.6 arcillas	8,3	25	2,129
47	TD6.3c Debris 3	8,31	31	1,583
55	MS17-TD6.3	8,1	21	1,845
56	MS16-TD6.3	8,26	23	1,915
58	MS15-TD6.2	8,19	4	2,054
59	MS14-TD6.2 techo	7,91	13	1,539
60	MS13-TD6.pep	7,95	7	2,685
61	MS12-TD6.1	8,07	4	1,236
62	M10-TD6.aurora	8,38	8	1,781
67	M9-TD6.pep sondeo	7,79	7	1,922
69	M5-TD6.1.3	8,39	36	1,486
70	M4-TD6.1.2	8,39	11	2,682
72	M3-TD6.1.1	8,44	47	2,393
73	M1-TD6.1.0	8,38	26	2,995
74	M12-TD7.4	8,4	30	1,381
76	M2-TD7.4	8,51	27	2,392
88	MS7-TD10.4	8,22	12	2,819
89	MS6-TD10.3	8,07	5	3,203
91	TD10.3 - 3	8,19	27	2,16
92	TD10.3 - 2	8,13	29	1,603
94	TD10.2 - 1	8,24	22	1,902
95	MS5-TD10.2	8,09	6	2,456
96	S7-TD10.2	7,8	2	1,918
97	S6-TD10.2	8,13	12	2,783

98	S5-TD10.1 tapón	8,05		1,54
99	S4-TD10.1	8,14	7	1,449
101	S2-TD10.1	7,93/8,33	12	2,139
105	C2-TD10.1	8,31	18	1,658
107	N4-TD10.1 limo	8,42	25	1,356
111	MS11-TD10.1	8,14	1	1,745
112	MS9-TD11	7,86	41	2,958
113	MS10-TD11	7,81	0	4,294

