



Universidad
Zaragoza

Trabajo Fin de Grado

Cartografía de deslizamientos en el escarpe en yesos de Remolinos-Alfocea, Valle del Ebro, Zaragoza

Autora:

Carla Hernández Medrano

Director:

Francisco Gutiérrez Santolalla

Facultad de Ciencias, Geología

2020

Índice

1. Planteamiento	1
2. Objetivos	1
3. Metodología	2
4. Contexto geológico	3
4.1. Estratigrafía.....	3
4.2. Ambientes de depósito	5
4.3. Geomorfología	5
5. Descripción de los movimientos	6
5.1. Deslizamientos rotacionales (rotational slides).....	6
5.2. Desprendimientos o caída de bloques (rock falls).....	8
5.3. Vuelcos (Topples).....	9
6. Análisis de los movimientos de ladera	10
6.1. Litoestratigrafía.....	10
6.2. Cartografía de deslizamientos	13
6.3. Variaciones del cauce	19
6.4. Relación entre los deslizamientos rotacionales y litoestratigrafía	20
6.5. Relación entre los deslizamientos rotacionales y la dinámica fluvial	21
7. Discussion	21
8. Conclusion	21
9. Agradecimientos	22
10. Bibliografía	23

ANEXOS

Anexo 1.- Cartografía general de las zonas

Anexo 2.- Cartografía de detalle de El Castellar

Anexo 3.- Cartografía de detalle de la Ermina de El Castellar

Anexo 4.- Columnas estratigráficas

Anexo 5.- Tabla detallada de las características de los deslizamientos

Anexo 6.- Historia de la población de El Castellar

Abstract

The study area is located on the left margin of the Ebro River upstream of Zaragoza, between the village of Remolinos and Alfocea. The surface of the scarp NW-SE of the study area occupies approximately 50 km² and the size of the front in a straight-line measure 15'12 km. This area is characterized by the presence of a gypsum scarp affected by the high density of landslides.

The lithology that outcrops on the scarp corresponds to the Zaragoza Gypsum formation, which is composed mainly by gypsum and lutites, and secondarily, at the top, the Alcuwierre formation of limestones. The dip of these layers is subhorizontal with slight inclination pointing down the valley. There is a clear relationship between outcropping materials and the development of rotational slides. In the western part of the scarp, the lutitic levels have a higher thickness and consequently the density of slides is greater. However, on the contrary, in the eastern part of the scarp, these levels are wedged out giving greater thickness of gypsum packs, which results in smaller amount of landslides and the increase of rock falls.

The fluvial dynamic of the Ebro reflects a direct relationship between the activity of the slope movements and the proximity of the river to the base of the scarp. Thus, it conditions the formation of rotational slides due to the basal cliff erosion caused by the action of the river. So, this erosion mainly affects the lutitic levels due to its mechanical properties, forming in these layers potential planes of breakage creating landslides.

In this work, slides will be studied and characterized to determine the conditioning factors that cause their development. Therefore, it will be based on a geomorphological cartography focused on slope movements, the lithostratigraphy of the studied area and the dynamic changes of the river channel.

Key words: landslide, scarp, cartography, gypsums, lutites, river, basal cliff erosion, conditioning factors.

1. Planteamiento

En la zona de estudio de este trabajo, se desarrollan distintos tipos de movimientos de ladera según la clasificación de Cruden y Varnes (1996), aunque destacando los deslizamientos rotacionales (rotational slides) y los desprendimientos (rock falls). Ocasionalmente, en zonas concretas donde se producen desprendimientos, también pueden desarrollarse vuelcos (topples). Los movimientos de ladera se producen cuando el esfuerzo tangencial supera la resistencia de corte de estas superficies. La masa generalmente se desplaza en conjunto, comportándose como una única unidad a lo largo de su recorrido y se caracterizan por ser una deformación discreta no continua sin apenas deformación interna.

En términos económicos, los deslizamientos suponen un 5% de los desastres naturales a nivel mundial, siendo el tercer riesgo natural, sucedido de las inundaciones y tormentas (Ayala-Carcedo et al., 2002) y en el intervalo de tiempo 2004-2010, provocaron 4600 víctimas mortales/año. En los países desarrollados, como es el caso de España, los daños son especialmente elevados, dado que la exposición y la peligrosidad son relativamente altas, aumentando considerablemente el riesgo. Desde el punto de vista del riesgo, este tipo de movimientos de ladera genera dos tipos de costes: (1) Costes directos: reparación, mantenimiento, reemplazo de los daños causados en infraestructuras, etc. (2) Costes indirectos: reducción del valor catastral del terreno y/o viviendas, obturación de canales, rotura de presas e inundaciones aguas abajo, etc. En términos sociales, los movimientos de ladera son un riesgo, debido, principalmente, a una deficiente o nula ordenación del territorio, asentándose poblaciones tanto en la parte superior (El Castellar), como en la base del escarpe (Alfocea). Lo que conlleva costes humanos indirectos (trastornos psicológicos¹) y directos (víctimas mortales y damnificados).

Por fortuna, el número de víctimas mortales y daños por movimientos de ladera en España no tiene gran importancia en comparación con otros países (EE. UU. o Japón), a pesar de ser el segundo país de la UE con mayor relieve después de Suiza. Aunque, sin embargo, los daños provocados por deslizamientos ascienden a más de 40.000.000 €/año en nuestro país (Ayala-Carcedo, 2002). Según Gutiérrez y Cooper (2002), el número de víctimas mortales por movimientos de ladera en escarpes yesíferos, supera las 100 muertes desde 1856, perteneciendo aproximadamente 100 víctimas mortales del total, al desprendimiento de Azagra en el valle del Ebro en 1986.

La migración lateral del río Ebro hacia el norte, ha ido modelando el escarpe yesífero Remolinos-Alfocea de casi 200 m de altura (parte este), afectándolo y provocando diferentes tipos de movimientos de ladera. El origen de este escarpe se asocia fundamentalmente al rápido retroceso del mismo por la erosión fluvial debido a su migración (Guerrero, 2014).

2. Objetivos

Los principales objetivos de este trabajo han sido (1) Cartografía y caracterización de los movimientos de ladera, (2) Estudio de las variaciones en la composición litoestratigráfica del escarpe, (3) Interpretación de la génesis de los movimientos de ladera, basada en la cartografía, litología y

¹ Trastorno psicológico: depresión, ansiedad, estrés, insomnio, etc.

dinámica fluvial, y (4) determinación de los riesgos económicos y sociales que pueden causar a la población o infraestructuras cercanas.

Aunque, el objetivo esencial de este trabajo se centra en delimitar los movimientos de ladera del escarpe Remolinos-Alfocea, y sus morfologías, genéticamente y/o litológicamente, relacionadas con ellos (fracturas y grietas, caída de bloques, cicatrices primarias y secundarias). Además, se pretende estudiar las variaciones litológicas del escarpe mediante las columnas estratigráficas y delimitar la dinámica fluvial del cauce del Río Ebro en los años 1927, 1956 y en la actualidad. Es decir, el trabajo se va a abordar centrándose en tres aspectos fundamentales: la cartografía geomorfológica de la zona centrada esencialmente en los movimientos de ladera, la litoestratigrafía del escarpe que condiciona el desarrollo de estos y las variaciones de la posición del cauce del río Ebro en diferentes épocas.

3. Metodología

Para la elaboración de este trabajo, se han empleado diversas metodologías, con el fin de analizar los movimientos de ladera.

Se comenzó con la revisión y estudio bibliográfico, tanto a nivel de la Cuenca del Ebro, como de la zona del escarpe Remolinos-Alfocea. Los artículos científicos más relevantes para el desarrollo de este trabajo se presentan en el apartado de bibliografía.

En una fase previa de desarrollo, se realizó una primera cartografía mediante fotografías aéreas con estereoscopio (*Topcon MS-3*). Se utilizaron las fotografías del vuelo americano del (1) 1956 (escala 1:32.000) y (2) 1986 (escala 1:18.000). Posteriormente, fue digitalizada mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG), concretamente con el programa ArcGIS desktop y pro 10.5. Gracias al centro de descargas del CNIG (Centro Nacional de Información Geográfica), se pudo obtener la ortofoto PNOA de máxima Actualidad y la Ortofoto AMS (B) de 1956-1957 de la zona de estudio, junto con los MDT02 correspondientes (Modelo De Elevación del Terreno). En la página web de la CHE (Confederación Hidrográfica del Ebro) se obtuvo la fotografía aérea del vuelo americano de 1927, mediante el geoportel SITEbro (Sistema de Información territorial de la Confederación Hidrográfica del Ebro) en descarga de "*fotoplanos 1927*".

Para la cartografía de detalle de la zona de "El Castellar" y el "Ermita de Ntra. Sra. del Castellar", se utilizaron 2 fotografías tomadas con dron para la vista frontal (una para cada zona). Con ArcGIS mediante la ortofoto del PNOA y los MDT 02, mencionados anteriormente, se cartografiaron digitalmente para su vista en planta.

Para el desarrollo de las columnas estratigráficas, de figuras esquemáticas y de las leyendas de las cartografías, se utilizó el software de diseño vectorial *Adobe Illustrator*. Aunque, previamente las columnas fueron representadas a mano con papel milimetrado a partir de los datos de campo.

La tabla del Anexo 5 se obtuvo a partir de la herramienta "medir" en ArcGIS para calcular la longitud y anchura de los movimientos de masa, y con la tabla de atributos de cada polígono (movimiento de masa) se obtuvo su superficie. También se empleó este software para obtener su actividad y tipo de movimiento. Gracias a Google Earth, se calculó la altura del escarpe, altura del movimiento de ladera,

desnivel, relación con el cauce e infraestructuras. Por último, para obtener el volumen de cada deslizamiento/desprendimiento, se optó por utilizar la siguiente fórmula:

$$\text{Vol}_{\text{des}} = \left(\frac{1}{6} \cdot \pi \cdot D_r \cdot W_r \cdot L_r \right) \cdot f_{\text{ex}}$$

Donde D_r es la profundidad de la superficie del plano de rotura, W_r la anchura de la masa deslizada o desprendida, L_r la longitud de la masa deslizada o desprendida y f_{ex} el factor de expansión del suelo al ser perturbado (se ha considerado según las propiedades de los materiales y el emplazamiento que $f_{\text{ex}} = 1.27$, dado que la masa ya ha experimentado expansión tras su separación del escarpe) (Suárez, 2009).

En campo, se partió de la cartografía preliminar realizada mediante el estereoscopio para comprobar, clasificar e indicar los deslizamientos, además de 30 fotografías de tamaño A3 (escala 1:1200) y 8 fotografías A4 (escala 1:5000) tomadas con Google Earth. Se llevaron a cabo un total de 7 salidas de campo, 2 de las cuales, con el director de este Trabajo de Fin de Grado.

Para el desarrollo de las dos columnas estratigráficas, se seleccionaron dos zonas sin deslizar para poder tomar los espesores de los estratos. Se realizó mediante el GPS diferencial *Leica Zeno 05* (resolución vertical y horizontal de 0'01 m) del grupo de Geodinámica externa de la Universidad de Zaragoza.

Cabe destacar que, se contó con la colaboración de Jorge Sevil Aguarales y Ángel García Arnay (personal de investigación de la universidad) y con Xianxuan Xiao (investigador de la Universidad de Chengdu). Además de, las ya mencionadas directrices, de Francisco Gutiérrez Santolalla (director de este TFG).

4. Contexto geológico

La zona de estudio se localiza en el sector central de la Cuenca Cenozoica del Ebro, que corresponde a la cuenca de antepaís meridional del orógeno pirenaico (Riba et al., 1983). Está delimitada por el Pirineo, la Cadena Ibérica, las Cadenas Costeras Catalanas y por la zona de enlace entre ambas unidades estructurales. Sus límites laterales no se fijaron hasta el Oligoceno superior/Mioceno inferior, cuando los cabalgamientos frontales surpirenaicos alcanzaron su emplazamiento definitivo (Vera, 2004).

La Cuenca del Ebro comenzó a formarse a principios del Paleógeno con numerosas regresiones y transgresiones marinas, constituyendo un relleno de potentes sucesiones marinas y continentales (Monzón et al., 1989). A partir del Priabonense superior, la sedimentación en la cuenca fue únicamente continental, debido al retroceso del Mar Atlántico. Como consecuencia, la Cuenca del Ebro se convirtió en una depresión endorreica con sedimentación continental y su geometría de relleno, pasó a presentar una disposición en forma de cuña con mayor espesor de sedimentos en el margen pirenaico (Riba et al., 1983).

4.1. Estratigrafía

La Cuenca del Ebro registró una importante sedimentación evaporítica desde el Oligoceno hasta el Mioceno Medio, conocida como Fm. Yesos de Zaragoza (Ortí, 1997). La Formación de Yesos Zaragoza (Mioceno inferior) está situada en la parte central de la cuenca y se extiende, con una dirección NW-SE, en una zona de unos 150 km de largo y 70 km de ancho (fig. 1). Esta formación, presenta facies de laminadas a nodulares de yeso secundario intercaladas con lutitas, alcanzando un espesor superior a 180 m. En el subsuelo, la formación está compuesta principalmente de anhidrita, glauberita y halita.

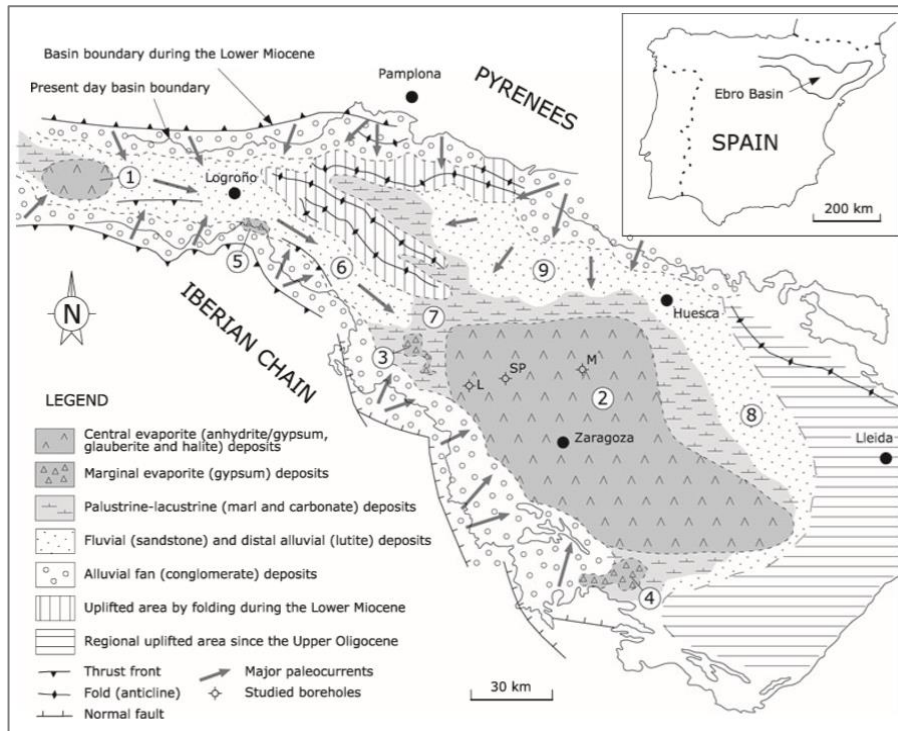


Figura 1.- Mapa paleogeográfico de la Cuenca del Ebro durante el Mioceno inferior. Se muestran la distribución de las unidades litoestratigráficas que guarda relación con los ambientes de depósito. El mapa ilustra un episodio de máxima expansión de los depósitos evaporíticos de la Formación Yesos de Zaragoza. Se indica la posición de las perforaciones estudiadas realizados por Salvany (2007). Nombres de las unidades litoestratigráficas: (1) Formación Yesos de Cerezo; (2) Formación Yesos de Zaragoza; (3) Unidad Yesos de Ablitas-Borjas; (4) Unidad Yesos de Lécera; (5) Unidad Yesos de Ribafrecha; (6) Formación Areniscas de Alfaro; (7) Formación Areniscas de Tudela; (8) Formación Areniscas de Sariñena; (9) Formación Areniscas de Ujué-Uncastillo (Salvany, 2007).

La Fm. Yesos Zaragoza, muestra cierta gradación lateral hacia unidades no evaporíticas, concretamente a diferentes facies detríticas (Salvany et al., 2007). La Fm. Alcubierre, en la zona de estudio se corresponde con las calizas y margas carbonatadas que se desarrollan con mayores espesores en la parte E del escarpe (MAGNA, hoja 354).

En cuanto a la estratigrafía del subsuelo del Fm. Yesos Zaragoza, según Salvany et al. (2007) se distinguen dos unidades:

- a) Unidad inferior (hasta 270 m de espesor): Constituida por tres secuencias de lutitas-evaporíticas. Cada una de ellas compuesta por un nivel inferior de lutita-anhidrita y otro superior de halita.
- b) Unidad superior (hasta 500-600 m): se compone de tres subunidades: (1) Parte inferior de lutitas (~140 m de espesor); (2) Parte media de halita (~120 m de espesor); y (3) parte superior de anhidrita (~100 m de espesor).

4.2. Ambientes de depósito

Según los sondeos del trabajo de Salvany et al. (2007), la Cuenca del Ebro era un gran lago de poca profundidad que cubría todo el depocentro de la cuenca durante el Mioceno inferior (fig. 2), desarrollándose halita con cristales gruesos. En este lago somero, fundamentalmente precipitaba glauberita, y de manera más local mirabilita, que en la actualidad se corresponde con los niveles de thenardita (Salvany et al., 2007). En el centro del lago, según el sondeo de PURASAL (García Veigas, J., et al., 1994), la acumulación de la halita era esporádicamente interrumpida por episodios de carácter detrítico fino acompañados del crecimiento de glauberita. En posiciones más marginales a estos centros halíticos-glauberíticos, se desarrollaron grandes cinturones de yeso/anhidrita con pequeñas cantidades de carbonato y materiales lutíticos. No obstante, la red de sondeos disponible no es suficiente como para poder representar el sistema evaporítico de manera fehaciente.

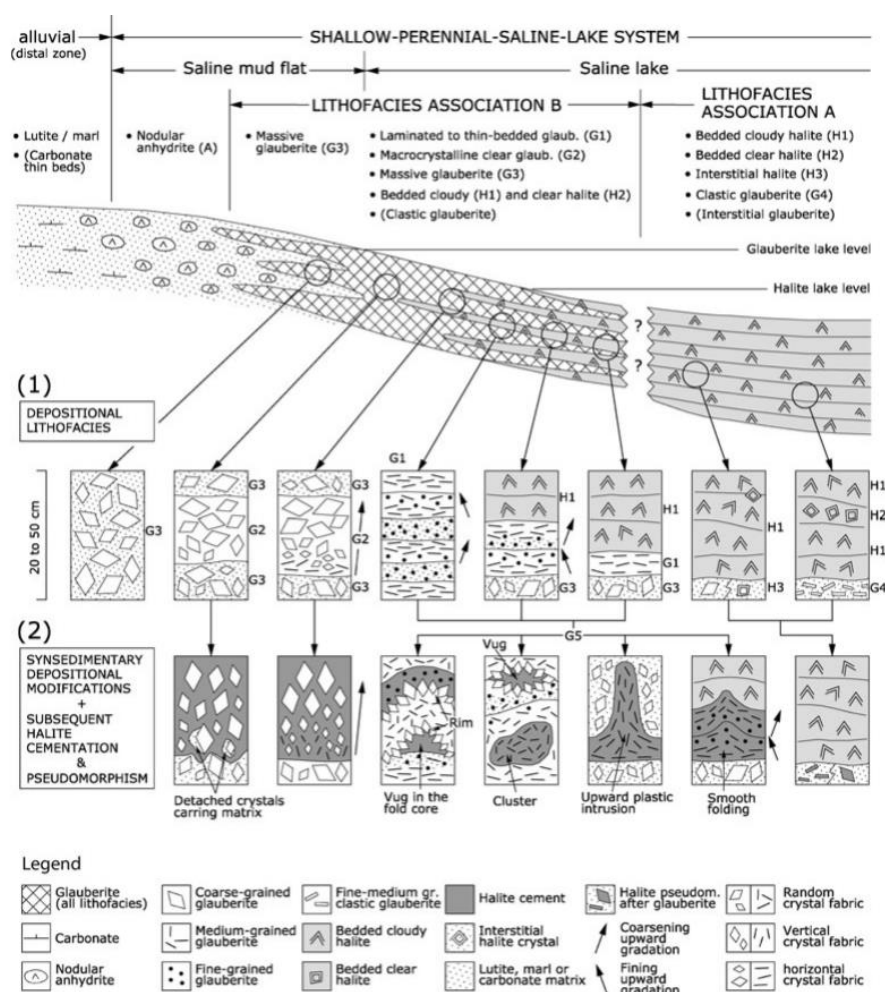


Figura 2.- Esquema interpretativo de los ambientes en función de los materiales que precipitan en el lago somero salino de la Cuenca del Ebro. Salvany (2007).

4.3. Geomorfología

La zona de estudio se corresponde con el valle Cuaternario del río Ebro, que se caracteriza por su migración lateral hacia el noreste. Como consecuencia, el valle presenta una disposición asimétrica, generando en el margen izquierdo un escarpe de aproximadamente 60 km (dirección noreste) que va desde Remolinos hasta Osera de Ebro. Por el contrario, en el margen derecho, aparece una secuencia escalonada de 11 terrazas fluviales y 7 niveles de glacia acumulativos (Guerrero et al., 2013).

El escarpe de Remolinos-Alfocea, presenta una morfología rectilínea con dirección NW-SE con rápido retroceso como muestran los valles colgados y las facetas triangulares (Gutiérrez et al., 1994). En la zona de estudio, en Alfocea el escarpe alcanza casi 200 m de altura y en la Finca de Santa Inés 130 m aproximadamente. Además, presenta una mayor pendiente en la parte occidental que en la oriental. La superficie de la zona de estudio abarca aproximadamente 50 km² y la extensión de la parte frontal del escarpe en línea recta 15'12 km. Los materiales presentan un ligero buzamiento valle-abajo.

Los movimientos de ladera afectan a dicho escarpe, llegando a ocupar zonas de la llanura de inundación del Ebro con los materiales deslizados y/o desprendidos. Sin embargo, generalmente, suelen ser erosionados por la migración lateral del río. En cuanto a los afloramientos de evaporitas situadas al norte del escarpe, se desarrollan barrancos de incisión lineal y vales de fondo plano. Estos desembocan en diferentes abanicos aluviales, teniendo en la zona de estudio, unas dimensiones aproximadas de hasta 9 ha (abanico de la Virgen o popularmente conocido como "abanico del barranco salado": 41°46'26"N 1°04'06"W; Altitud: 211 m. Aunque, en ocasiones por el rápido retroceso del escarpe, dichos barrancos de incisión lineal quedan colgados (MAGNA, hoja 354).

5. Descripción de los movimientos

Para describir y analizar cada tipo de movimiento de ladera, este trabajo está basado en la clasificación de Varnes (1978), que posteriormente fue ampliada por Cruden y Varnes (1996), por ser la más completa y aceptada por la comunidad internacional científica. Además, se va a relacionar con los movimientos de ladera, la litoestratigrafía y las variaciones del cauce de la zona de estudio de este trabajo.

5.1. Deslizamientos rotacionales (rotational slides)

Los deslizamientos rotacionales son el principal tipo de movimientos de ladera que se producen en el escarpe Remolinos-Alfocea. Estos se desplazan a lo largo de un plano de rotura curvo y cóncavo. La concavidad del plano provoca la rotación de las capas conforme avanzan por el plano de cizalla. La trayectoria que experimenta es una rotación en torno a un eje imaginario, que estaría situado por encima del centro de gravedad de la masa deslizada. En consecuencia, la masa experimenta un giro hacia el interior de la ladera, provocando en la cabecera del deslizamiento una depresión que, en ocasiones, es rellenada por materiales procedentes de la cicatriz (fig. 3).

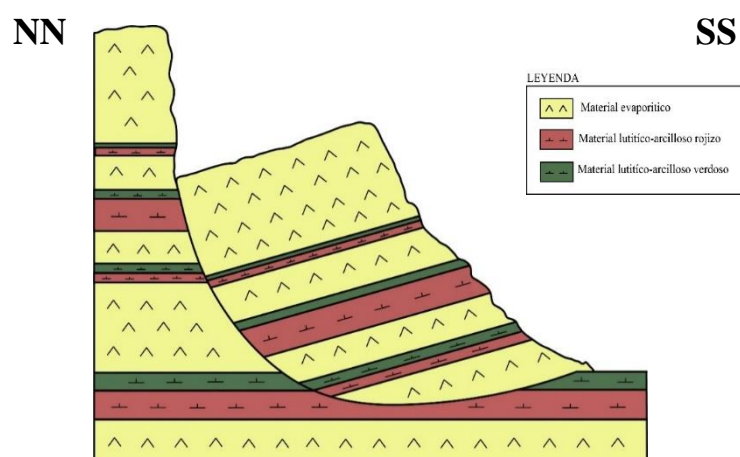


Figura 3.- Esquema general en corte de un ejemplo de deslizamiento rotacional en la zona de la Finca de Santa Inés. Ha sido motivado por los niveles lutíticos de la base. Imagen diseñada con Adobe Illustrator.

Este tipo de deslizamientos no aprovechan ninguna discontinuidad preexistente, sino que generan un plano de deslizamiento de neoformación. En el caso del escarpe Remolinos-Alfocea, dicho plano

potencial de rotura está condicionado por el espesor de los materiales lutíticos en la base (capas rojas y verdes de la fig. 3). Puesto que, en comparación con los materiales yesíferos, las lutitas presentan una menor resistencia mecánica a los esfuerzos y son más fácilmente erosionadas, siendo estos niveles planos favorables para el desarrollo de planos de rotura.

Desde el punto de vista morfológico, la masa al deslizar experimenta un proceso de rotación hacia el interior de la ladera, que, generalmente, define unas cicatrices con unos escarpes muy bien definidos como se aprecia a lo largo de toda la parte W del escarpe (fig. 4).



Figura 4.- Fotografía tomada en campo sobre el escarpe Remolinos-Alfocea. Situado entre la Finca de Santa Inés y El Castellar. Coordenadas sexagesimales: 41°47'39"N 1°04'26"W. Altitud aproximada: 285 m. Dcha) Vista de la parte W del deslizamiento 3. Izq) Vista de la parte E, del deslizamiento 3. En ambas fotografías se aprecia el buzamiento hacia el interior del escarpe de la masa deslizada.

Debido a su plano de rotura curvo, estos deslizamientos son lentos y con un alcance limitado, pudiendo diferenciar 2 zonas dentro de la masa deslizada (fig. 5):

- I. Cuña activa: Masa que deslizada buzando hacia el exterior de la ladera (mismo sentido que el deslizamiento). Esta zona es la componente tangencial del peso, que tiende a favorecer que se genere el deslizamiento a favor de la gravedad.
- II. Cuña pasiva: Parte de la masa deslizada que puede buzar con una orientación subhorizontal o incluso hacia el interior de la ladera (sentido contrario al deslizamiento). Es la componente tangencial al peso que prácticamente no contribuye a favorecer el deslizamiento, sino que, incluso en ocasiones, se opone al mismo. En el caso de este TFG, múltiples deslizamientos son reactivados por la erosión fluvial al pie del escarpe.

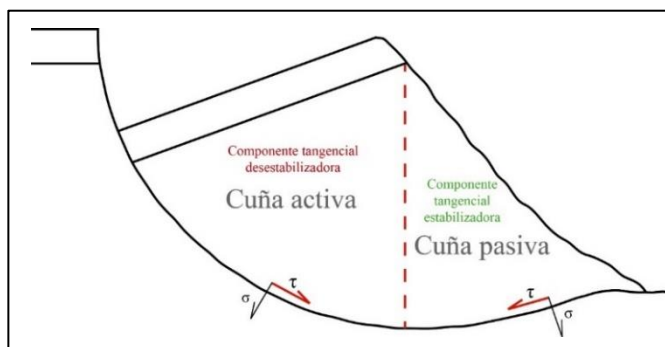


Figura 5.- Esquema en corte, representativo de la cuña activa y pasiva de un deslizamiento rotacional. A mayor buzamiento hacia el pie de la ladera en la cuña activa, mayor es el esfuerzo tangencial desestabilizador. Por el contrario, a mayor buzamiento hacia el interior de la ladera en la cuña pasiva, mayor esfuerzo tangencial estabilizador. $\tau = w \cdot \text{sen}\alpha$. Imagen diseñada con Adobe Illustrator.

Cuando se producen deslizamientos de este tipo, disminuye la masa de la cuña activa y aumenta la de la pasiva. Por lo que, rápidamente, este deslizamiento tiende a estabilizarse, de manera que la

propia geometría del plano de rotura tiende a autoestabilizar la masa. Aunque debido a la dinámica fluvial del Ebro, no suele ser frecuente.

A menudo, estos deslizamientos pueden ser múltiples, involucrando a varias masas con distintos planos de rotura en una secuencia temporal. Esto es motivado, en la mayor parte de los casos, por un descalce basal por el río. Este actúa descalzando el pie del deslizamiento, y como consecuencia, se produce su reactivación parcial en la zona basal formándose un segundo deslizamiento en esta zona. Es decir, la inestabilidad avanza hacia el frente del deslizamiento al erosionar el río parte de la masa de la cuña pasiva que actúa como estabilizante. Esto recibe el nombre de *deslizamiento rotacional múltiple progresivo*, y puede apreciarse claramente en la cartografía de detalle de El Castellar del Anexo 2.

5.2. Desprendimientos o caída de bloques (rock falls)

Los desprendimientos en la zona de estudio son el segundo tipo de movimientos de ladera más habitual. En varias situaciones, tras un deslizamiento rotacional, comienzan a desarrollarse desprendimientos de manera puntual.

Los desprendimientos se producen por el despegue de una masa de suelo o roca, de un talud con una elevada pendiente ($>76^\circ$), pudiendo ser vertical o incluso extraplomada (fig. 6). Aunque en el caso de esta memoria, únicamente se desarrollan en pendientes con gran inclinación, o, de manera más local, en tramos a techo verticalizados. Tras su despegue, los materiales se desplazan mediante caída libre sin rozamiento con el plano de rotura, hasta impactar con la superficie o el pie del talud. Con el impacto, se produce fracturación parcial y cierta pérdida de la coherencia. Posteriormente, puede desencadenarse un proceso de saltación y/o rodamiento de la masa desprendida, que en el caso de la cartografía de detalle de la Ermita de El Castellar (Anexo 3), el alcance de los bloques desprendidos es de hasta 0'46 según la fórmula de los índices de movilidad H/D (altura/distancia).

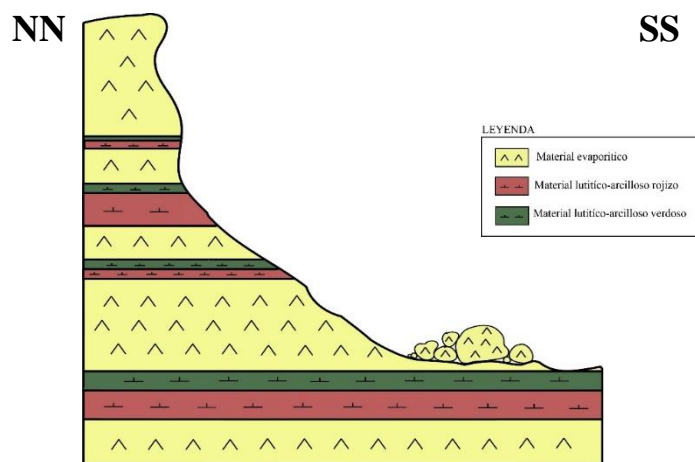


Figura 6.- Esquema general en corte de un desprendimiento. Imagen diseñada con Adobe Illustrator.

Tras el desprendimiento, los bloques no suelen experimentar nuevos movimientos de ladera, sino que son acumulados al pie del escarpe formando canchales, los cuales, ocasionalmente, experimentan roturas y originan corrientes de derrubios (Van Steijn et al. 1988). Los canchales van a presentar una inclinación constante como se observa en el desprendimiento del deslizamiento 7 (fig. 7), que se corresponde con el ángulo de reposo del material. Desde el punto de vista de la estructura interna, su estratificación es plano-paralela con respecto a la inclinación del talud.



Figura 7.- Depósito de rocas en la base del escarpe Remolinos-Alfocea. Localizado en el “Camino de Torres de Berrellén a El Castellar”. Bloques pertenecientes al deslizamiento 7, concretamente a los paquetes PVI y PVII. Coordenadas sexagesimales: 41°46’53’’N 1°03’27’’W. Altitud: 252 m. Fotografía tomada en campo.

Cuando se produce la caída libre la velocidad es independiente del tamaño del bloque. Sin embargo, cuando el bloque experimenta rebote o rodamiento, su alcance va a depender de la velocidad y la masa, que en el caso del mencionado desprendimiento del deslizamiento 7, el bloque de la fig. 8 es de grandes dimensiones y presenta un alcance muy superior al resto de materiales desprendidos. Aunque, posiblemente, no sea un caso excepcional el alcance obtenido de este bloque. (Anexo 3).



Figura 8.- Bloque desprendido del escarpe Remolinos-Alfocea. Debido a sus grandes dimensiones, su masa y velocidad, su alcance es notablemente superior al resto de bloques. El bloque pertenece al paquete PVI y PVII. Coordenadas sexagesimales: 41°46’49’’N 1°03’30’’W. Altitud: 210 m. Imágenes tomadas en campo.

5.3. Vuelcos (Topples)

En el caso del escarpe Remolinos-Alfocea, apenas tiene importancia. Únicamente se desarrollan de manera secundaria con pequeñas dimensiones en zonas altas a partir de las grietas de descarga de los deslizamientos o desprendimientos.

Los vuelcos son un tipo de movimiento de ladera que afecta fundamentalmente a taludes muy verticales, tanto de suelo como de roca. Es frecuente que su desarrollo este favorecido por la presencia de grietas de descarga (paralelas a la dirección del talud) como es el caso de este escarpe. Como consecuencia, parte de la ladera que ha sido individualizada, experimenta un giro hacia el exterior de la ladera (cabecero) en torno a un eje situado bajo el centro de gravedad de esa masa (fig.

9). Tienen carácter retrogresivo, y conforme se produce el cabeceo de un bloque, la parte que queda por detrás se desconfinan lateralmente, y también comienza a cabecear. La rotación hacia el exterior de la ladera es un proceso lento, y en el momento en el que queda individualizado el bloque, pasa a clasificarse como desprendimientos.

Esencialmente, los vuelcos cartografiados en este trabajo son de pequeñas dimensiones y de baja velocidad (fig. 10).

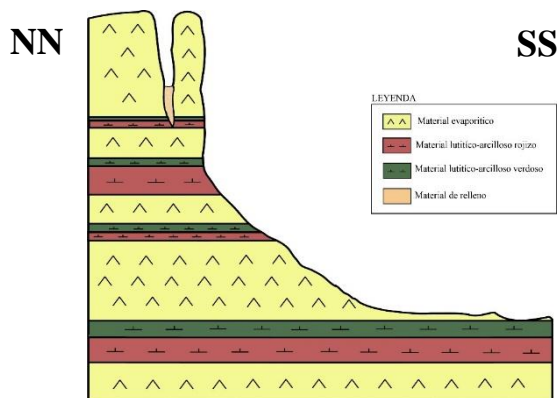


Figura 9.- Esquema general en corte de un vuelco en la cabecera del escarpe. La fractura creada ha sido rellenada y presenta una dirección subparalela a la del escarpe. Diseñado con Adobe Illustrator.



Figura 10.- Vuelco de tipo bloque en la zona de El Castellar del escarpe yesífero de Alfocea-Remolinos. Coordenadas sexagesimales: 41°47'07"N 1°04'26"W. Altitud: 277 m. Imagen tomada en campo.

6. Análisis de los movimientos de ladera

La zona de estudio tiene un área aproximada de 50 km², de los cuales, el frente del escarpe Remolinos-Alfocea está afectado por movimientos de ladera, debido, fundamentalmente, a la migración lateral del río Ebro y la litoestratigrafía. Según la Clasificación de Cruden y Varnes (1996), se desarrollan deslizamientos y desprendimientos, y de manera más local, vuelcos. Para caracterizarlos, este trabajo se ha basado en la cartografía geomorfológica centrada en los movimientos de ladera, la litoestratigrafía y las variaciones del cauce del río Ebro.

6.1. Litoestratigrafía

Para estudiar en profundidad la litoestratigrafía del escarpe Remolinos-Alfocea, se han desarrollado 2 columnas estratigráficas (Anexo 4), una en cada extremo. El objetivo inicial era presentar una correlación entre ambas columnas, pero tras su estudio y representación, resultó ser más complejo de lo que se había planteado desde un principio. Esto se debe a que la serie muestra cierto buzamiento general valle-abajo, además de, los ya previstos acñamientos de los paquetes lutíticos hacia Alfocea. Todo ello, dificulta el poder realizar una correcta correlación contrastada, dado que la única opción viable para el desarrollo de este TFG sería seguir visualmente las unidades a lo largo del escarpe. Lo que se ve seriamente afectado por la densidad de movimientos de ladera, y no aseguraría su éxito. Como consecuencia, se ha tratado de corroborar la teoría del acñamiento de las unidades lutíticas hacia el E del escarpe y relacionarlo con la formación de los diferentes tipos de movimientos de ladera. Puesto que, posiblemente, los materiales descritos en la columna 1, queden por debajo del nivel de base del río en la columna 2, y por ello sea imposible realizar una correlación a partir de estas dos columnas estratigráficas.

En la parte más occidental, se levantó la columna 1. Para poder obtener una columna lo más completa posible, se levantó en diferentes puntos. El afloramiento del P0, se obtuvo a la cota aproximada del nivel del río, en el abanico del “Barranco salado”. En la parte W de la Finca de Sta. Inés, se obtuvieron los paquetes desde el PI hasta PVI. Los PVII y PVIII se obtuvieron en otra zona más alejada de la finca, con dirección más E, debido a que en el anterior punto habían sido erosionados. En la parte oriental, se levantó la columna 2, siguiendo el mismo procedimiento que con la columna 1. El P0' y P1' se obtuvieron cercanos a la Atalaya de Sobradiel, desde el PII' hasta PVI' se obtuvieron a lo largo del escarpe, el resto del PVI' afloraba hacia el W y PVII' y PVIII'.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, fundamentalmente, se diferencian 2 litologías principales en los materiales que constituyen el escape y que condicionan la formación de los deslizamientos.

Por un lado, (1) afloran materiales evaporíticos con un claro predominio de Yeso (fig. 11), aunque en tramos concretos de la zona de estudio, se ha interpretado que algunos hábitos cristalinos corresponden a glauberita transformada en yeso (fig. 11).



Figura 11.- Izq) Niveles de yeso son nódulos yesíferos en Alfocea del desprendimiento 23. Coordenadas sexagesimales: 41°43'30"N 0°57'16"W. Dcha) Desarrollo de cristales de Glauberita transformados en yeso algo meteorizados en el PIII. Coordenadas sexagesimales: 41°48'00"N 1°05'19"W. Fotografía tomada en campo.

Otro material evaporítico que se desarrolla a lo largo del escarpe, es la Halita. Este material no aflora superficialmente debido a su alta solubilidad, y su desarrollo máximo tiene lugar hacia el W (Minas de Remolinos). En la zona de El Castellar, antiguamente también fue explotada en la conocida Mina de Halita de Torres de Berrellén (código LIG: EB040, fig. 12) (Ríos, 1963). Se ha interpretado que el nivel de halita de las Minas de Remolinos, aguas abajo, a la altura de El Castellar se encuentra por

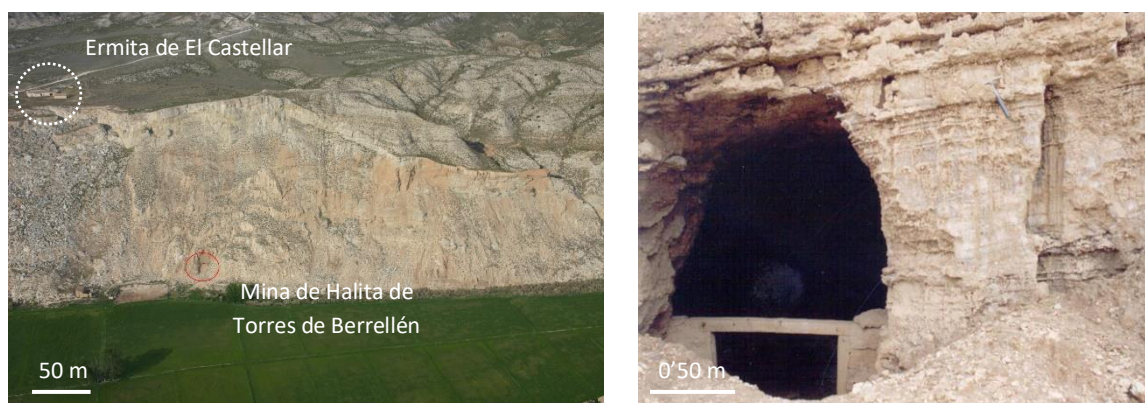


Figura 102.- Izq) Localización de la Mina de Halita de Torres de Berrellén. Coordenadas sexagesimales: 41°47'41"N 1°03'17"W. Fotografía proporcionada por el director de este TFG. Dcha) Bocamina obstruida por deslizamientos (deslizamientos 8 y 9). Imagen obtenida del Inventario de Lugares de Interés Geológico del IGME.

debajo del PO de la columna 1 (Anexo 4). Su disolución ha podido favorecer la inestabilidad de las capas superiores (todos los paquetes de las columnas) y potenciar los deslizamientos rotacionales.

El espesor de estos materiales evaporíticos, depende de su localización. Hacia el W, su desarrollo es menor (~10-30 m), mientras que, hacia el E, se ha interpretado que debido al acuñamiento de las capas lutíticas, se han unido diferentes paquetes dando unos espesores mayores, que oscilan entre ~10-55 m.

Por otro lado, (2) afloran materiales lutíticos. Se diferencian dos tipos de lutitas en función a su coloración: en la base afloran lutitas rojas y hacia techo lutitas verdes (fig. 13). En ocasiones, presentan nódulos de yeso de tamaño cm-dm, siendo de mayores dimensiones hacia la zona de Alfocea. El espesor de estos niveles, al igual que en el caso de los materiales evaporíticos, depende de su localización. Hacia el W del escarpe su desarrollo es mayor (~10-19 m), pero debido al acuñamiento de estas capas, apenas tienen expresión cartográfica en la parte E (~4-9 m). Cabe destacar que, en la zona de la Finca de Sta. Inés, se han desarrollado de manera local estructuras de licuefacción con formas convolucionadas (fig. 14). Se ha interpretado que estas estructuras pudieron haber sido formadas por la actividad sísmica de las fallas de la Cuenca del Ebro, puesto que se producen por la pérdida de resistencia al corte ($\tau=0$, que conlleva un cambio reológico y la transformación a un líquido newtoniano).

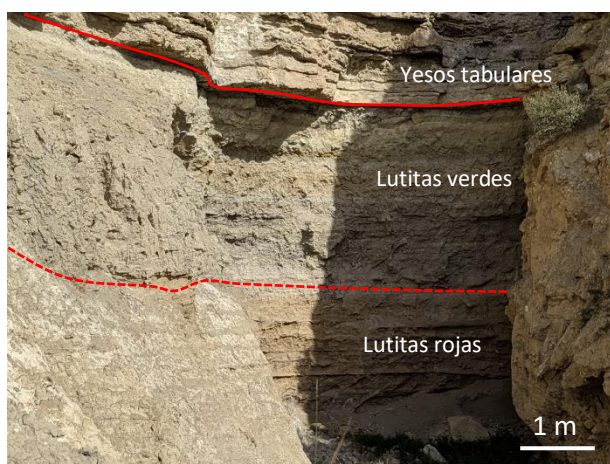


Figura 13.- Lutitas rojas en la base y hacia techo lutitas verdes. Se corresponden con el PI. Sobre las lutitas afloran yesos tabulares del PII. Coordenadas sexagesimales: 41°47'59"N 1°05'16"W. Fotografía tomada en campo.



Figura 14.- Estructuras de licuefacción entre los materiales evaporíticos del paquete II, en el tramo lutítico de 1'66 m, de espesor de la Columna 1 en la Finca de Sta. Inés. Coordenadas sexagesimales: 41°48'00"N 1°05'19"W. Fotografía tomada en campo.

Además, existe cierta ciclicidad entre ambos niveles (1) y (2). Como se observa en las columnas del Anexo 4, se podrían diferenciar 3 secuencias yesos-lutitas, donde en la base de dichas secuencias afloran los materiales evaporíticos y a techo los lutíticos (Anexo 4). Estos se van repitiendo a lo largo de ambas columnas. Aunque, como se puede apreciar en el Anexo 4, en la Columna 1 se desarrollan

estas 3 secuencias, una 4ª secuencia más y también una 5ª secuencia, pero incompleta, dado que los materiales lutíticos han sido erosionados. En la columna 2, sólo se desarrollan completamente 3 secuencias y la secuencia 4 está incompleta. Esto se debe al acuñamiento de los niveles lutíticos hacia el E del escarpe, ya que tienden a desaparecer, uniéndose diferentes paquetes yesíferos, que como consecuencia producen esos mayores espesores de yeso en los paquetes. Los niveles yesíferos de estas secuencias representan las zonas del fondo del lago que se corresponden con periodos de expansión del mismo, y, por el contrario, los niveles lutíticos se corresponden con la retrogradación del lago.

Sin embargo, cabe destacar que, aparte de estos dos niveles litoestratigráficos, en la columna 2 (Anexo 4), afloran materiales carbonatados a techo (Calizas tabulares, calizas margosas, margas blanquecinas y margas calcáreas), que en la columna 1 no llegan a desarrollarse porque han sido erosionados. Además, en estos tramos carbonatados coinciden con los tramos con menor densidad de deslizamientos.

En general, las columnas estratigráficas muestran prácticamente la desaparición de los paquetes lutíticos hacia el E del escarpe. En la columna 1 (parte W del escarpe) el porcentaje de lutitas es del 39% y de yeso del 61%, mientras que en la columna 2 (parte E) las lutitas prácticamente desaparecen representado sólo el 11'8% (yeso = 88'2%). Estas cifras coinciden con que, cuando mayor es el porcentaje de lutitas (39%), mayor es la densidad de deslizamientos desarrollados (76'6%), y viceversa. Y cuando mayor es el porcentaje de yesos (88'2%), aumenta el número de desprendimientos de bloques (incrementa un 25%).

6.2. Cartografía de deslizamientos

La cartografía general ha sido dividida en tres zonas (Zona 1, Zona 2 y Zona 3) para poder representar los movimientos de ladera con la adecuada expresión cartográfica, debido a la amplia extensión W-E que abarca la zona de estudio. Para la cartografía general donde se muestra la situación de las diferentes zonas (Anexo 1), se ha utilizado una escala 1:60.000. Sin embargo, para la Zona 1, Zona 2 y Zona 3 (Anexo 1), se ha empleado una escala de mayor detalle (1:24.000).

Zona 1

La extensión de la zona 1 abarca desde el W de la Finca de Sta. Inés hasta ~1 km hacia el E de la Ermita de El Castellar (Anexo 1). Se caracteriza por sus deslizamientos rotacionales activos (a excepción de 1 y 2) de 996615,38 m³ aproximadamente. Se desarrollan 3 abanicos aluviales, con áreas de W a E de 27'81 ha, 11'29 ha y 10'82 ha. Tanto el primero como el tercero, sus depósitos son erosionados por el río Ebro debido a su cercanía, y, además, el tercero se asienta sobre la Finca de Sta. Inés. Hacia el sureste desemboca el río Jalón frente a los deslizamientos 7 y 8.

En el Anexo 1, en la Cartografía general de la Zona 1, se ha distinguido entre los siguientes deslizamientos en función a su génesis y morfología:

Deslizamiento 1 (Anexo 5): Es un deslizamiento inactivo de pequeño tamaño en comparación con otros de la misma zona. En la actualidad, no guarda relación directa con el cauce del río ni se asientan infraestructuras cercanas.

Deslizamiento 2 (Anexo 5): Se diferencian 5 cuerpos inactivos o con poca actividad, de los cuales los dos más orientales antiguamente han experimentado cierta reactivación progresiva como muestran los rellanos y cicatrices. En la parte W del deslizamiento 2 se asienta la Finca de Santa Inés, por lo que en caso de deslizar le afectaría. No guarda relación directa con el cauce del río.

Deslizamiento 3 (Anexo 5): Se compone de 2 cuerpos activos, que, a pesar de no estar en contacto directo con el río, se desarrollan buenos planos de rotura con marcadas cicatrices y grietas de descarga. El deslizamiento más occidental tiene menores dimensiones que el otro. No presenta infraestructuras próximas.

Deslizamiento 4 (Anexo 5): Se compone de 4 cuerpos muy activos en contacto directo con el río. Parte de los materiales deslizados son erosionados por la acción fluvial. Al igual que en el grupo anterior, los planos de rotura y cicatrices tienen un desarrollo limpio y marcado. Además de significativas grietas de descarga. Los cuatro deslizamientos son similares, aunque destacando el segundo (comenzando desde el W) debido a sus mayores dimensiones y su actividad permanente como consecuencia de su posición con respecto al cauce del río (Anexo 1). Tampoco presenta infraestructuras próximas.

Deslizamiento 5 (Anexo 5): Está compuesto por 3 cuerpos activos, donde los dos más occidentales quedan prácticamente conectados a la hora de representarlos cartográficamente. Los materiales desprendidos se quedan depositados en el abanico aluvial del barranco salado. Sus dimensiones y características relevantes del escarpe quedan reflejadas en el Anexo 5. Hoy en día, no hay ninguna infraestructura cercana, aunque como se explica en el Anexo 6, El Castellar se asentaba sobre el escarpe hasta el abanico, en el cual se asentaba el antiguo "hospital". Una posible causa de la despoblación de esta villa, por no decir la principal, seguramente se debiese a la inestabilidad del talud. Como se explica en dicho Anexo 6, un antiguo desprendimiento provocó la caída de una de las torres del castillo de El Castellar, y en la actualidad, puede verse al pie del escarpe parte de sus restos.

Deslizamiento 6 (Anexo 5): Se compone de un cuerpo deslizado de medianas dimensiones, que está en contacto directo con el río, siendo el principal causante de su reactivación continua y de manera progresiva por la actividad fluvial. Debido a su posición con respecto a la antigua Villa de El Castellar, y a sus varias reactivaciones a lo largo de los años (Anexo 6), se ha decidido cartografiarlo de forma más detallada mediante una cartografía de detalle (Anexo 2). Como se observa en el Anexo 2, tanto en la cartografía en planta como en la fotografía frontal, se pueden diferenciar 5 periodos diferentes de actividad según indica el registro geomorfológico:

- 1^{er} deslizamiento (I): La masa deslizada de este primer deslizamiento abarcaba el resto de las masas reactivadas posteriormente (IIa, IIb, IIc y II d). Este deslizamiento fue el que mayores dimensiones alcanzó en el Deslizamiento 6.
- 2^o deslizamiento (IIa): Se ha interpretado que posiblemente IIa fuese el segundo deslizamiento debido a las relaciones de corte. Se ha considerado que IIa afecta únicamente la masa I. Sus dimensiones originales se desconocen, dado que con cierta seguridad hayan sido modificadas por nuevos deslizamientos o por erosión fluvial.

- 3º deslizamiento (IIb): Debido a dichas relaciones de corte, se ha inferido que este deslizamiento afecta tanto a I como a IIa. También se desconocen sus dimensiones reales por los mismos motivos.
- 4º deslizamiento (IIc): afecta a I, IIa y IIb. Sus dimensiones se restringen a escasos 20 m de longitud a lo largo del cauce.
- 5º deslizamiento (IIId): es un pequeño deslizamiento que únicamente afecta a IIb.

Como se representa en la cartografía de detalle (Anexo 2), se produce erosión fluvial a lo largo de la masa deslizada IIc, debido a su exposición directa con el río. Por lo tanto, este deslizamiento es de notable importancia debido a que posiblemente fuera la principal causa de despoblación de El Castellar debido al retroceso del escarpe.

Deslizamiento 7 (Anexo 5): a causa de su complejidad se ha decidido ilustrar este deslizamiento mediante una cartografía de detalle (Anexo 3). En general, es un gran deslizamiento rotacional activo, que no está en contacto directo con el río, y que lleva asociado desprendimientos de rocas que llegan a alcanzar grandes distancias (alcance = $H/D = 0'46$). Se aprecian multitud de grietas de descarga en la cabecera del escarpe. Se ha interpretado que se produjo un gran deslizamiento y que posteriormente fue reactivándose, primero con la "RS1", seguido de "RS", "RS2" y "DC", sucesivamente. Además, los canchales formados cercanos al camino de acceso a la Ermita de El Castellar parecen indicar desprendimientos con actividad reciente (RF). Cabe destacar varios aspectos particulares de esta cartografía. Por un lado, en la parte este de la cartografía se observa un camino degradado, y que posiblemente fuese un antiguo camino de acceso a la Ermita, pero que debido a la frecuente inestabilidad de la ladera haya sido abandonado. Por otro lado, bajo el talud artificial formado para el actual camino, se aprecia un depósito de relleno antrópico debido al desmonte de dicho talud. Otro aspecto particular de este gran deslizamiento es que en el escarpe contiguo al camino se ha encontrado una "cueva/bocamina" que se desconoce su verdadero origen, aunque según información obtenida por habitantes del pueblo de Torres de Berrellén, es de origen antrópico y no guardaría relación con la extracción de halita.

Deslizamiento 8 (Anexo 5): Se compone de 2 cuerpos deslizados. El deslizamiento más occidental presenta unas dimensiones considerablemente mayores en comparación con el otro deslizamiento. Sin embargo, el deslizamiento más oriental, a pesar de sus menores dimensiones es el causante (junto a otro deslizamiento 9 de mayores dimensiones) de la obstrucción de la bocamina de la Mina de Halita de Torres de Berrellén. Además, al pie del escarpe entre ambos deslizamientos, se intuyen los restos de una antigua construcción que podría estar relacionada con la extracción de Halita, aunque, hoy en día, parece ser un campo vallado aprovechando los muros. En el Anexo 5 se muestran el resto de las especificaciones numéricas sobre este deslizamiento. El deslizamiento 8, en la actualidad, podría afectar tanto al camino de acceso a la Ermita de El Castellar, como a una pequeña caseta al pie del escarpe.

Deslizamiento 9 (Anexo 5): Compuesto de 9 pequeños cuerpos activos, que se caracterizan por la verticalidad del talud. Son pequeñas masas deslizadas que en su conjunto le dan un aspecto al talud de gran inestabilidad. Están muy próximos al río, pero no en contacto directo. Al pie del deslizamiento más occidental se ha depositado un bloque de dimensiones similares al de la cartografía de detalle de la Ermita de El Castellar. El resto de sus características son detalladas en el Anexo 5. No afecta a ninguna infraestructura contemporánea, aunque como se ha indicado en el

grupo anterior, es uno de los causantes (por no decir el principal) de la obstrucción de la antigua bocamina.

En términos generales, el escarpe de la Zona 1 se ve afectado por deslizamientos el 76'6% de su extensión, lo que supone que de las ~ 53 ha (5,4 km) que abarca, 40'6 ha (4,3 km) se ven afectadas, o se han visto afectadas, por la inestabilidad del talud. Por fortuna, sólo el 11'67% de dichas 53 ha, se ha edificado bajo el pie del talud (Finca de Sta. Inés).

Zona 2

La extensión de la zona 2 trata de "solaparse" con la Cartografía de la Zona 1 y 3 para una mejor visión general de los movimientos de ladera en el escarpe. Comienza a partir del Barranco de Torres (~1 km hacia el E de la Ermita de El Castellar) y termina aguas abajo de la Atalaya de Sobradíel (Anexo 1). Se caracteriza por sus deslizamientos rotacionales, apreciando una clara diferencia con respecto a sus dimensiones en función de si están en contacto directo con el río o no. Los deslizamientos en contacto directo presentan mayores dimensiones, y viceversa. La gran mayoría de los deslizamientos son inactivos o con poca actividad, a excepción de los deslizamientos 10 y 11 que están en contacto directo con el río. En contraposición con la Zona 1, se desarrollan desprendimientos, o deslizamientos con planos de rotura muy verticalizados, en la parte baja del escarpe. Se desarrollan un único abanico aluvial, con un área de 9'57 ha, aproximadamente.

Deslizamiento 10 (Anexo 5): Se compone de un gran deslizamiento rotacional activo en contacto directo con el río, donde a cada lado del mismo, se han desarrollado pequeños deslizamientos y desprendimientos. Los materiales deslizados y desprendidos son erosionados por el río, por lo que no se puede conocer con exactitud su volumen, superficie, longitud,... aunque se puede conocer la morfometría que queda. Sus dimensiones aproximadas y el resto de sus características son detalladas en el Anexo 5. No afecta a ninguna infraestructura cercana.

Deslizamiento 11 (Anexo 5): Se compone de 2 grandes cuerpos deslizados y otro hacia el W más pequeño. Todos ellos son activos y están en contacto directo con el río. Las dos grandes masas deslizadas se ven afectadas por desprendimientos, pudiendo apreciar con facilidad bloques de grandes dimensiones sobre las masas deslizadas. Los materiales deslizados y desprendidos son erosionados por el río, por lo que, al igual que en el caso anterior, no se puede conocer con exactitud su volumen, superficie, longitud,... aunque se puede reconocer la morfometría de la masa que permanece. No afecta a ninguna infraestructura cercana.

Deslizamiento 12 (Anexo 5): De grosso modo, se compone de 3 cuerpos deslizados donde en la parte inferior se desarrollan desprendimientos. El deslizamiento occidental es el único que está en contacto directo con el río, aunque protegido por la arboleda desarrollada al pie del escarpe. A pesar de ello, los tres deslizamientos parecen ser inactivos o con poca actividad aparentemente. Aunque el edificio construido sobre el deslizamiento más oriental, podría ser un indicador de que hace unas décadas (o puede que siglos) tuviese que ser abandonado debido a una mayor actividad de los movimientos de ladera de la zona, además de las periódicas crecidas del nivel del río. A pesar de ello, en la actualidad no afecta a ninguna infraestructura cercana.

Deslizamiento 13 (Anexo 5): Se compone de 4 cuerpos deslizados que llevan asociados desprendimientos. Sus dimensiones son muy variables entre ellos como se muestra en el Anexo 5.

Los 3 deslizamientos que ocupan una posición más occidental, y aparentemente, parecen ser más activos en comparación con el gran deslizamiento oriental que muestra claras evidencias de inactividad tanto por la morfología de sus cicatrices como de la masa deslizada. Ninguno de ellos afecta a ninguna infraestructura.

Deslizamiento 14 (Anexo 5): Compuesto por un gran deslizamiento rotacional inactivo en contacto directo con el río, aunque protegido por la construcción de una pista sobreelevada con respecto al nivel del agua. En la parte inferior del deslizamiento, y posiblemente relacionado con la construcción de la pista y la erosión fluvial, se producen desprendimientos de bloques de pequeñas dimensiones que conectan hasta el Deslizamiento 15. Cabe destacar que, en la parte superior del deslizamiento, se ha observado cierta actividad en la cual se han desprendido algunos cuantos bloques de mayores dimensiones. Sus características son mostradas en el Anexo 5. Estos movimientos de ladera posiblemente afecten a la nave construida en la parte W al pie del escarpe.

Deslizamiento 15 (Anexo 5): Se desarrollan 2 cuerpos deslizados inactivos con desprendimientos al pie del escarpe. Ambos deslizamientos ocupan posiciones muy próximas al cauce del río, aunque en condiciones normales no están en contacto directo con él. Afecta a la finca que se asienta al pie del escarpe y en la cabecera se aprecian los restos de la Atalaya de Sobradiel (antigua torre de defensa de la población de El Castellar, Anexo 6) que también podría ser afectada por la reactivación del deslizamiento.

Esta zona con respecto a la Zona 1 presenta una menor densidad de deslizamientos (~60%) y la gran mayoría son inactivos o con poca actividad en la actualidad. La extensión del escarpe (sin contabilizar la superficie del deslizamiento 16), abarca un área de 79'91 ha, siendo afectadas por inestabilidad de taludes 47'95 ha, y de las cuales el 4% del total del talud, se considera una zona de riesgo debido a que puede provocar daños en bienes humanos. Como serían las naves y fincas que se asientan al pie del talud bajo deslizamientos.

Zona 3

La extensión de la zona 3 abarca desde el Deslizamiento 16 al E de la Atalaya de Sobradiel, hasta el pueblo de Alfocsa (Anexo1). Se caracteriza por una mayor actividad de los movimientos de ladera que en la Zona 2. Destaca sobre el resto de las zonas, el mayor desarrollo de desprendimientos. Además, en la parte E, dichos desprendimientos afectan al pueblo de Alfocsa.

Deslizamiento 16 (Anexo 5): Se compone de 4 cuerpos con cierta actividad como indican sus cicatrices y planos de rotura suavemente marcados, a pesar de no estar en contacto directo con el cauce del río. Al igual que en deslizamientos de la Zona 2, al pie del escarpe se desarrollan desprendimientos. Sus dimensiones y el resto de sus características quedan reflejadas en la tabla del Anexo 5. En la parte W los movimientos de ladera afectan a las naves situadas al pie del talud, provocando daños económicos (directos y/o indirectos) y sociales. Aunque, es poco probable que se produzcan daños sociales debido a que estas naves están destinadas a uso ganadero o agrícola.

Deslizamiento 17 (Anexo 5): Se compone de 3 cuerpos activos, en contacto directo con el río los dos más orientales. Al pie del escarpe se desarrollan desprendimientos que posiblemente estén asociados tanto a la pista que discurre al pie del talud como a la erosión fluvial. Sus dimensiones son variables como se muestra en el Anexo 5. No afecta a ninguna infraestructura cercana.

Deslizamiento 18 (Anexo 5): Se compone de 2 cuerpos deslizados en contacto directo con el río y muestran una evidente actividad reciente. Posiblemente, la causa de su formación se deba al descalce basal por la erosión fluvial. El deslizamiento del W se desarrolló en la crecida del río Ebro de febrero de 2015, y que ocasionó el corte la pista que conecta Alfocea con la Atalaya de Sobradiel, quedando inhabilitada a vehículos y personas. El otro deslizamiento tiene un aspecto menos reciente, aunque en su pie se producen (al igual que en el otro) desprendimientos que se precipitan al cauce. Sus dimensiones exactas se desconocen debido a que han sido erosionadas por el río (Anexo 5). No afecta a ninguna infraestructura al pie del talud, aunque en la cabecera ha provocado la rotura de la pista de Alfocea.

Deslizamiento 19 (Anexo 5): Se compone de un gran deslizamiento rotacional activo muy asociado a desprendimientos de bloques y vuelcos, que está en contacto directo con el río. Se caracteriza por un desnivel grande desde el cauce del río hasta la cicatriz del deslizamiento de más de 150 m de altura. Aparentemente, no afecta a ningún tipo de infraestructura reciente, pero si se investiga minuciosamente, se descubre un pequeño embarcadero en mal estado al pie del talud. Posiblemente haya sido abandonado por las condiciones de inestabilidad del talud.

Deslizamiento 20 (Anexo 5): Abarca una gran área de deslizamientos asociados a desprendimiento de bloques. Se compone de 6 cuerpos deslizados, 2 de los cuales de dimensiones considerablemente inferiores (Anexo 5) que están en contacto directo con el río y son muy activos. Los 3 deslizamientos más occidentales muestran poca actividad, en contraste con el deslizamiento oriental con grandes evidencias de actividad ligada a desprendimientos. En las zonas del pie del escarpe se desarrollan desprendimientos como consecuencia de la erosión fluvial. Al igual que en el Deslizamiento 19, aparentemente no afecta a infraestructuras más allá de la caída de bloques a la pista, pero en campo se observaron viejas colmenas de abejas abandonadas, y que, gracias a las explicaciones del director de este TFG, se supo que habían sido trasladadas debido a la continua caída de bloques.

Desprendimiento 21 (Anexo 5): Se compone de 3 cuerpos deslizados de diferentes dimensiones y con poca actividad. También se desarrollan vuelcos en la parte alta de la masa inestable. Además, no está en contacto con el río. No afecta a ninguna infraestructura cercana, pero cabe destacar que la pista que transcurre al pie del talud es habitualmente frecuentada por ciclistas y viandantes, lo que supone un riesgo social a considerar.

Deslizamiento 22 (Anexo 5): Antiguo deslizamiento rotacional inactivo que hoy en día no está en contacto directo con el río, aunque como se muestra en la cartografía del Anexo 1, en 1927 discurría el cauce por una posición más septentrional que provocaba el descalce del talud. Hoy en día, no muestra evidencias de actividad asociada a deslizamientos, aunque de manera puntual sí que se aprecia alguna caída de bloques de pequeñas dimensiones.

Desprendimiento 23 (Anexo 5): Grandes desprendimientos muy activos sin relación directa con el río. También se desarrollan vuelcos de pequeñas y medianas dimensiones. Ocupan grandes extensiones y el alcance de los bloques es de $\sim 0'21$ según H/D (altura/distancia). Estos desprendimientos afectan a la ladera, la pista e incluso a las infraestructuras situadas al otro lado de la pista. Por ello, en la parte E del talud se “advierde” la caída de bloques en ese tramo de pista (fig. 15).

En general, se observa que con respecto a la Zona 1, el tipo de movimientos de ladera ha ido evolucionando hasta llegar a desarrollarse en la parte E únicamente desprendimientos sin la necesidad de la formación previa de un deslizamiento. La superficie general de la Zona 3 abarca 79'63 ha, estando afectadas por la inestabilidad de talud el 66'6% del escarpe. De este porcentaje, aproximadamente el 75% son deslizamientos y el 25% desprendimientos, una cifra significativa en comparación con las zonas anteriores. Además, como se ha indicado anteriormente, esta zona destaca por el riesgo asociado a desprendimientos que pueden afectar a la población de Alfoceda (fig. 16).



Figura 15.- Cartel al W de Alfoceda donde indica el peligro en la pista por desprendimientos. Fotografía tomada en campo.



Figura 11.- Bloque desprendido llegando a afectar la granja al otro lado de la pista. La valla en este tramo se observa que ha sido reparada en diversas ocasiones. Coordenadas sexagesimales: 41°43'35"N 0°57'35"W. Fotografía tomada en campo.

6.3. Variaciones del cauce

El trazado del cauce del río Ebro ha ido variado a lo largo de los años, de manera que su curso fluvial es un sistema dinámico que admite variaciones tanto verticales como horizontales. Gracias a las fotografías aéreas obtenidas a partir del CNIG y SITEbro, se ha podido cartografiar el cauce del río en los años 1927, 1956 y 2020. Además, observando y analizando el trazado de los campos cercanos al actual cauce del río, se observan formas singulares, que probablemente indicaría su curso años anteriores.

Como se aprecia en la cartografía general (Anexo 1), en la zona de estudio el cauce apenas ha experimentado variaciones a lo largo de estos 80 años. La única variación a considerar aparece en la parte E de la Zona 3 (Z3), cercana a la población de Alfoceda (hacia el W). Como se observa en el Anexo 1, el cauce ocupa una posición más septentrional, pasando a estar en contacto directo con el pie del escarpe. Debido a ello, se ha interpretado en este trabajo, que posiblemente guarde relación con la formación del antiguo deslizamiento (Deslizamiento 22, Anexo 1). Actualmente, el deslizamiento 22 no está en contacto con el cauce y es inactivo (Anexo 5), lo que podría afianzar la hipótesis de relación entre el cauce y la actividad de los movimientos de ladera. El resto de las variaciones del cauce en la zona de estudio son insignificantes.

Por otro lado, toda la base del escarpe Remolinos-Alfocea se ve afectada por inundaciones periódicas del río Ebro, e incluso zonas concretas están en contacto directo con él de manera continua. Dichas zonas se caracterizan por la alta densidad de deslizamientos, motivados por descalce basal del

escarpe a causa de la erosión fluvial. Un claro ejemplo es el deslizamiento 18 (fig. 17), que fue reactivado en la crecida del río Ebro de febrero de 2015 ($Q_{\text{máx}} = 1770\text{m}^3/\text{s}$, según la C.H.E.). Como se muestra en el Anexo 5, otros casos en los cuales se observan deslizamientos activos son: 4, 6, 10, 11, 14, 17, 19 y 20. De dichos deslizamientos en contacto directo con el río, el 88'9% son activos y sólo el 11'1% son inactivos o con poca frecuencia.



Figura 127.- Deslizamiento 18 asociado a descalse basal por la erosión fluvial por la crecida del río Ebro en 2015. Fotografía tomada en campo.

6.4. Relación entre los deslizamientos rotacionales y litoestratigrafía

Se ha interpretado la existencia de cierta relación entre la litología que aflora en una zona y tipo de movimiento de ladera que se desarrolla.

La parte W del talud se caracteriza por la alta densidad de deslizamientos y mayor porcentaje de niveles lutíticos. La zona 1 de estudio, que se corresponde con la parte más occidental, el 76'6% de la superficie del escarpe se ve afectada por deslizamientos rotacionales, que a su vez se corresponde en el registro estratigráfico con un 39% de materiales lutíticos en la Columna 1 (en la Finca de Sta. Inés). En contraposición, en la parte E del escarpe, se reduce considerablemente el número de deslizamientos (75%) y aumentan los desprendimientos (25%), al mismo tiempo que los niveles lutíticos van desapareciendo hasta sólo representar el 11'8% (columna 2, Anexo 4). En la parte W los deslizamientos corresponden prácticamente al 100% de los movimientos de ladera, mientras que en el E se reduce esta cifra al 75%, ocupando el 25% restante los desprendimientos (y de manera muy local los vuelcos).

Cabe destacar, que en las zonas donde afloran los mayores espesores de materiales carbonatados, no se producen apenas movimientos de ladera como se observa en la cartografía general del Anexo 1. Se ha interpretado que podría deberse a que estos niveles de calizas a techo, presentan una mayor resistencia mecánica que los yesos y lutitas, lo que dificulta la formación de deslizamientos rotacionales.

En definitiva, a mayor espesor de los paquetes lutíticos, mayor densidad de deslizamientos en el escarpe. Los niveles lutíticos favorecen la formación planos potenciales de rotura controlando el

desarrollo de deslizamientos rotacionales. Sin embargo, en la parte E del escarpe apenas se desarrollan potentes niveles lutíticos, lo que dificulta la formación de dichos planos, y por consiguiente, de deslizamientos. Como consecuencia, en la zona E, con muy poco espesor de niveles lutíticos, pero grandes espesores de yesos, se desarrollan con facilidad desprendimientos de bloques, y en zonas muy concretas de la parte alta, vuelcos. Es decir, el principal factor que controla estos deslizamientos, desde el punto de vista litoestratigráfico, depende directamente del espesor de los niveles lutíticos.

6.5. Relación entre los deslizamientos rotacionales y la dinámica fluvial

También se ha interpretado la relación entre la posición del cauce del río con respecto al escarpe y la formación de deslizamientos rotacionales, que en la mayoría de los casos son activos.

En la zona de estudio de este trabajo, el río Ebro apenas ha experimentado variaciones horizontales en su cauce. Además, varios tramos del río están en contacto directo con el pie del escarpe, lo que ha generado su descalce por la erosión del cauce fluvial. En la tabla del Anexo 5, se puede apreciar cierta correlación entre la actividad de los movimientos de ladera y relación con la proximidad al cauce.

Se observa una mayor densidad de movimientos de ladera en las zonas en contacto directo con el río. Asimismo, acompañada de una mayor actividad. El 88'9% de los deslizamientos en contacto directo con el río son activos, y sólo el 11'1% inactivos. Aunque, este último porcentaje (11'1%) corresponde únicamente al deslizamiento 14, el cual, como se ha explicado anteriormente, entre el cauce del río y el pie del escarpe existe cierta sobreelevada debido a la construcción de un camino agrícola. De manera que protege al talud de la erosión basal directa (salvo en caso aumento del nivel del agua ~2-3 m).

Generalmente, se desarrollan deslizamientos rotacionales debido a la erosión de paquetes lutíticos en la base, lo que favorece la formación de planos potenciales de rotura que posteriormente se traducen en dichos deslizamientos. Como consecuencia de las periódicas crecidas del nivel del río, la zona inmediatamente en contacto al río ha experimentado erosión fluvial que genera desprendimientos, y a su vez, la desestabilización de los deslizamientos rotacionales al eliminar masa de la cuña pasiva.

Esta relación entre los deslizamientos rotacionales y la dinámica fluvial queda corroborada tanto en la cartografía del Anexo 1 como en ejemplos recientes de deslizamientos tras crecidas del Ebro (Deslizamiento 18 en febrero de 2015). Es decir, se observa una clara correspondencia entre el aumento del número de deslizamientos rotacionales activos con respecto a la cercanía del cauce al escarpe. Por lo que, la dinámica fluvial descalzando el pie del talud, condiciona la formación de movimientos de ladera.

7. Discussion

Starting from the general cartography of the landslides in the Remolinos-Alfocea scarp, the hypothesis of several scientific publications has been reaffirmed, such as the one from Guerrero and Gutiérrez (2017) or Pellicer et al., (1984). In those publications the relationship amongst the

development of slope movements, the fluvial dynamic and the lithostratigraphy of the scarp is stated. These factors directly condition the formation of rotational slides, rock falls and topples.

In the western part of the scarp, the density of rotational slides is 76.6% of the total surface of the general cartography of Zone 1. Furthermore, it matches with the greater thickness of the lutitics levels as shown in stratigraphic column 1, with a predominance of 39%. The main cause of the large mass movements corresponds to the formation of landslides (~99%). This landslides also cause a secondary effect, due to the generation of abrupt scarps by the formation of vertical planes of rupture, rock falls and, very sporadically, small topples.

In the eastern part of the escarpment, the density of rotational slides decreases and other types of slope movements (mainly rock falls) may even develop. Therefore, the percentage of surface area not affected descend slightly (66.6%). Of this number, approximately 75% corresponds to rotational slides, and the remaining 25% to rock falls. This is related to the decrease in the thickness of the lutitic packs. In column 2, they represent only 11.8% of the total.

Therefore, it has been interpreted that the lutitics levels experience a certain wedge out towards the E of the Ebro Valley, which translates into a change in the mechanical behaviour of the escarpment, going from the development of landslides in the W part to rock falls in the E zone.

Furthermore, as explained previously, there is a certain correlation between the activity of the landslides and the proximity of the river to the base of the slope. In the Remolinos-Alfocea scarp, only 9 slides are in direct contact with the river, whereof, due to basal displacement, 88.9% of cases (8 slides) there are rotational slides.

8. Conclusion

The gypsum scarp of Remolinos-Alfocea is characterized by the high number of slides that develop. It has been interpreted that the two main conditioning factors of the instability of the slope are the thickness of the lutitics levels and the erosion of the base of the scarp caused by the fluvial dynamic. This factors are also the consequence of rotational slides development.

On one hand, due to the mechanical properties of lutites unlike gypsums, it generates rheologic differences in the scarp depending on the percentage of each material. Despite the fact that gypsum always predominates on the scarp, in the sections with greater lutitic thickness, these act as potential planes of breakage at the base of the slope, conditioning the formation of rotational slides.

On the other hand, the areas that are in direct contact with the river channel, generally, are active areas with landslides and rock falls, due to continuous basal erosion. When the river erodes the base of the scarp, it causes its destabilisation and, as a consequence, the instability of the slope, forming different types of movements. In addition, the river Ebro experiences periodic flooding of its course, occupying areas of the flood plain that under normal conditions are not in direct contact with the base of the slope. However, with these floods, the river, being in direct contact with the base of the scarp, causes its basal displacement, leading to the basal cliff erosion, favouring the formation of rotational slides.

From the point of view of risk, this gypsum scarp has generated numerous damages throughout history. The main human properties that have been affected by its retreat are those shown in the general cartography. From the time the village of El Castellar was built, there was evidence of rotational slides, which has affected both houses and roads in Alfocea to this day. In the specific case of El Castellar, as detailed in Annex 6, it has been interpreted that the landslides caused the abandonment of the village due to the sudden slides of the southern walls of its buildings.

To sum up, the Remolinos-Alfocea scarp, due to its lithology composed essentially of gypsum and lutites, and the proximity of the river channel of the Ebro, act as conditioning factors for the formation of rotational slides with vertical planes of breakage in those sections with greater thickness of lutitic levels. On the other hand, in the E zone, due to the greater thickness of the gypsum packs, rock falls basically develop. Therefore, these conditioning factors induce the instability of the slope, causing its rapid retreat and favouring its continuous degradation activity due to the basal cliff erosion of the river, which leads to numerous annual economic losses due to direct and indirect damage to the infrastructures located both at the base and at the top of the scarp.

9. Agradecimientos

Me gustaría agradecer a mis padres y a mi hermano, su infinita paciencia conmigo durante estos meses tan intensos y atípicos. Y en especial a Santiago por ayudarme con los problemas técnicos de la informática y con el inglés, además de acompañarme a todas las salidas de campo.

También me gustaría agradecer a Domingo Carbonel por enseñarme todas las competencias adquiridas en ArcGIS. Y, por último, dar las gracias a Jorge Sevil, Xianxuan Xiao y Ángel García, por acompañarme en las excursiones por lo alto del escarpe, junto con las directrices de Francisco Gutiérrez, director de este TFG, sin el cual hubiese sido imposible haber desarrollado este trabajo.

10. Bibliografía

Adobe Illustrator (versión 16.0.3.691) (software) (2016). Recuperado de:
<https://www.adobe.com/es/products/illustrator/free-trial-download.html>

Archivos de la Parroquia de San Andrés Apóstol de Torres de Berrellén. CCPD, Centro Comarcal del Patrimonio Digital. Disponible en: <https://patrimonioidigitalrialebro.com/archivo-historico-municipal-de-torres/>

ArcGIS desktop (versión 10.7.1) (Software). Recuperado de: <https://sicuz.unizar.es/soporte-equipamiento-puesto-de-trabajo/gestion-de-software-corporativo/arcgis>

ArcGIS pro (versión 10.7.1) (Software). Recuperado de: <https://sicuz.unizar.es/soporte-equipamiento-puesto-de-trabajo/gestion-de-software-corporativo/arcgis>

Ayala-Carcedo, F. J. (2002): *Análisis de riesgos por movimientos de ladera*. En: AyalaCarcedo, F.J. y Olcina, J. (eds.) Riesgos Naturales. Editorial Ariel. Barcelona, 379-407.



- C.H.E, Confederación hidrográfica del Ebro (2015). *Informe sobre las avenidas del primer trimestre de 2015 en la cuenca del Ebro*. CHE: Zaragoza, Spain.
- Cruden, D. M., y Hu, X. Q. (1994). Topples on underdip slopes in the Highwood Pass, Alberta, Canada. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 27(1), 57-68.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslides: investigation and mitigation. Chapter 3-Landslide types and processes. *Transportation research board special report*.
- De Vallejo, L. G., & Ferrer, M. (2011). *Geological engineering*. CRC Press, Taylor & Francis Group. London.
- Elorza, M. G., & Santolalla, F. G. (1998). Geomorphology of the Tertiary gypsum formations in the Ebro Depression (Spain). *Geoderma*, 87(1-2), 1-29.
- Gallart, F. (1981). Neógeno superior y cuaternario del Penedès (Catalunya, España). *Acta geológica hispánica*, 16(3), 151-157.
- García, J. (2005). Análisis de la vulnerabilidad por movimientos de ladera: Desarrollo de las metodologías para evaluación y cartografía de la vulnerabilidad. España. Recuperado de: http://info.igme.es/SidPDF/113000/263/113263_0000010.pdf
- García Veigas, J., Ortí, F. y Fernández Nieto, C. (1994). Modelo hidroquímico de sedimentación de glauberita-halita: sondeo PURASAL, Formación Yesos de Zaragoza (Mioceno inferior, Cuenca del Ebro). Sociedad Geológica de España. *Geogaceta*, 16, 1994. España.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F. y Galve, JP (2013). Grandes depresiones, terrazas engrosadas y deformación gravitacional en el valle del río Ebro (área de Zaragoza, NE España): evidencia de karstificación interestratal de glauberita y halita. *Geomorfología*, 196, (pp. 162-176).
- Guerrero, J. (2014): Gypsum scarps and asymmetric fluvial valleys in evaporitic terrains. The role of river migration, landslides, karstification and lithology (Ebro River, NE Spain). *Geomorphology*, in press.
- Guerrero, J., & Gutiérrez, F. (2017). Gypsum scarps and asymmetric fluvial valleys in evaporitic terrains. The role of river migration, landslides, karstification and lithology (Ebro River, NE Spain). *Geomorphology*, 297, 137-152.
- Gutiérrez, F., Arauzo, T., & Desir, G. (1994). De Alfajarín (Zaragoza). *Cuaternario y Geomorfología*, 8(1-2), 57-68.
- Gutiérrez, F., Cooper, A. (2002): Evaporite dissolution subsidence in the historical city of Calatayud, Spain. Damage appraisal and prevention. *Natural Hazards* 25, 259-288.
- Goodman, R. E., y Bray, J. W. (1976). Toppling of rock slopes. In "rock engineering for foundations and slopes". In *Proc. ASCE, Spec. Conf., Boulder, CO* (Vol. 2, p. 141).
- Instituto Geológico y Minero de España (2020). *Mapa geológico de España* [Mapa]. 1:50.000. Hoja 354 (27-14) Alagón.



Monzón, P. A., Cabrera, L., y Roca, E. (1989). Contexto estructural y paleogeográfico de los sistemas lacustres cenozoicos de España. *Acta geológica hispánica*, 24(3), 167-184.

Ortí, F. (1997): Evaporitic sedimentation in the south Pyrenean foredeeps and the Ebro basin during the Tertiary: a general view. En: Busson, G., Schreiber, B.Ch. (Eds.). *Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain*. Columbia University Press. New York, USA. 319–334.

Pellicer, F., Echeverría, M.T., Ibáñez, M.J., 1984. Procesos actuales en el escarpe de Yesos de Remolinos. *Cuadernos de investigación geográfica* 10, 159–168.

Riba, O., Reguant, S., y Villena, J. (1983). Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutivo de la Cuenca terciaria del Ebro. In Libro Jubilar JM Ríos-Geología de España-Tomo 2 (pp. 131-159).

Ricao, A. G. (2007). El hechizo de El Castellar. *Cuadernos de Aragón*, (35), 11-115.

Ríos, J.M. (1963). Materiales salinos del suelo español. IGME. Memoria 64, Madrid, (p. 166)

Sahún, J. M. (2014). Aragón Turístico y Monumental, num. 377. Gobierno de Aragón. Zaragoza, (pp. 55-59).

Salvany, J. M., García-Veigas, J., y Ortí, F. (2007). Glauberite–halite association of the Zaragoza Gypsum Formation (Lower Miocene, Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentology*, 54(2), 443-467.

Suarez, J. (2009). Deslizamientos: análisis geotécnico. Colombia. Editorial Universidad Industrial de Santander, UIS. Capítulo 1, p. 6.

Van Steijn, H., De Ruig, J. y Hoozemans, F. (1988). Aspectos morfológicos y mecánicos de los flujos de escombros en partes de los Alpes franceses. *Zeitschrift für geomorphologie*, 32 (2), 143-161.

Varnes, D. J. (1978). Tipos de movimientos de pendiente y procesos. *Informe especial*, 176, 11-33.

Vera, J. A., Arias, C., García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Martín-Algarra, A., Martín-Chivelet, J., y Vilas, L. (2004). En: Geología de España (JA Vera, Ed.). Madrid, SGE-IGME, 345-464.

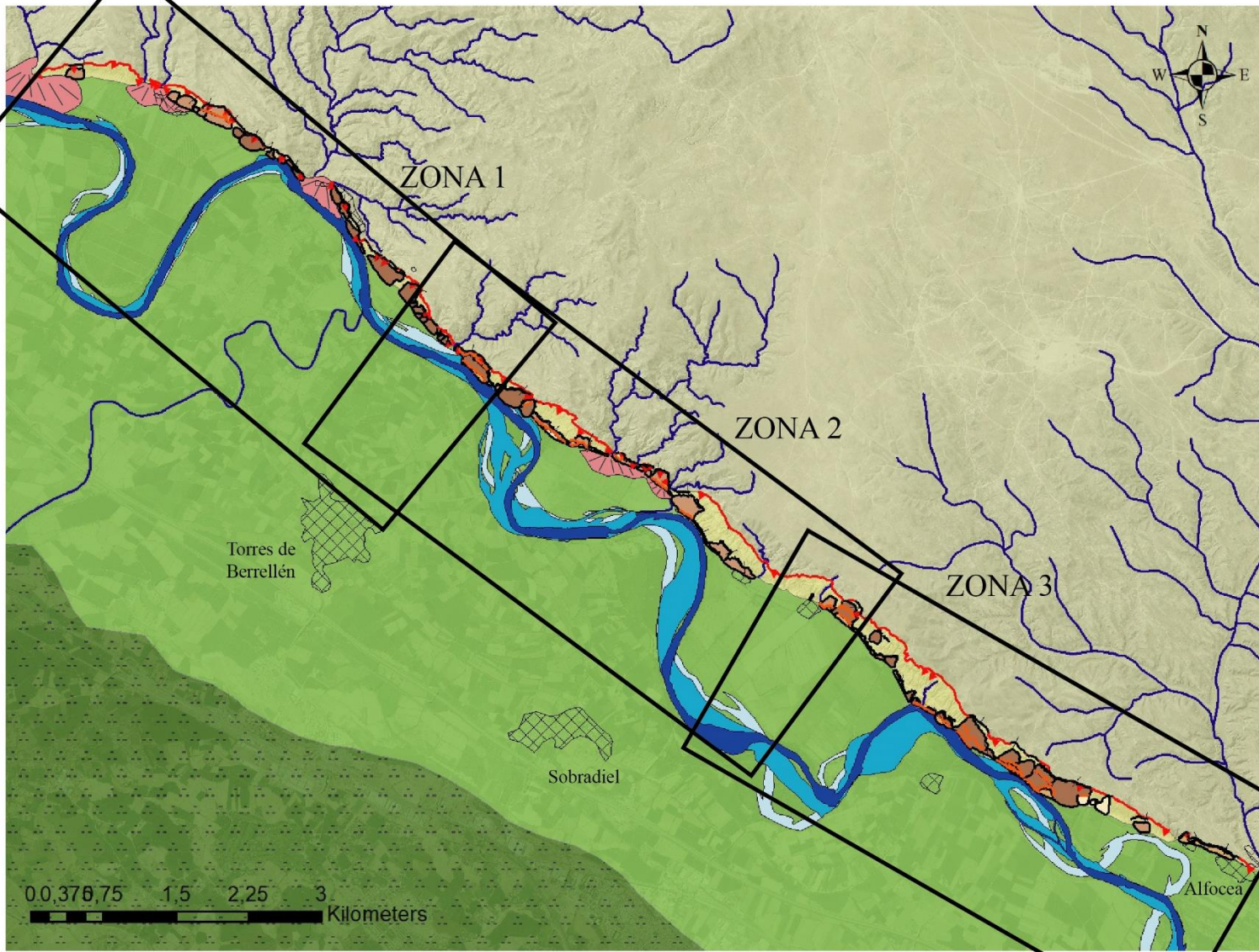


Universidad
Zaragoza

ANEXOS

Anexo 1

Cartografía general de las zonas

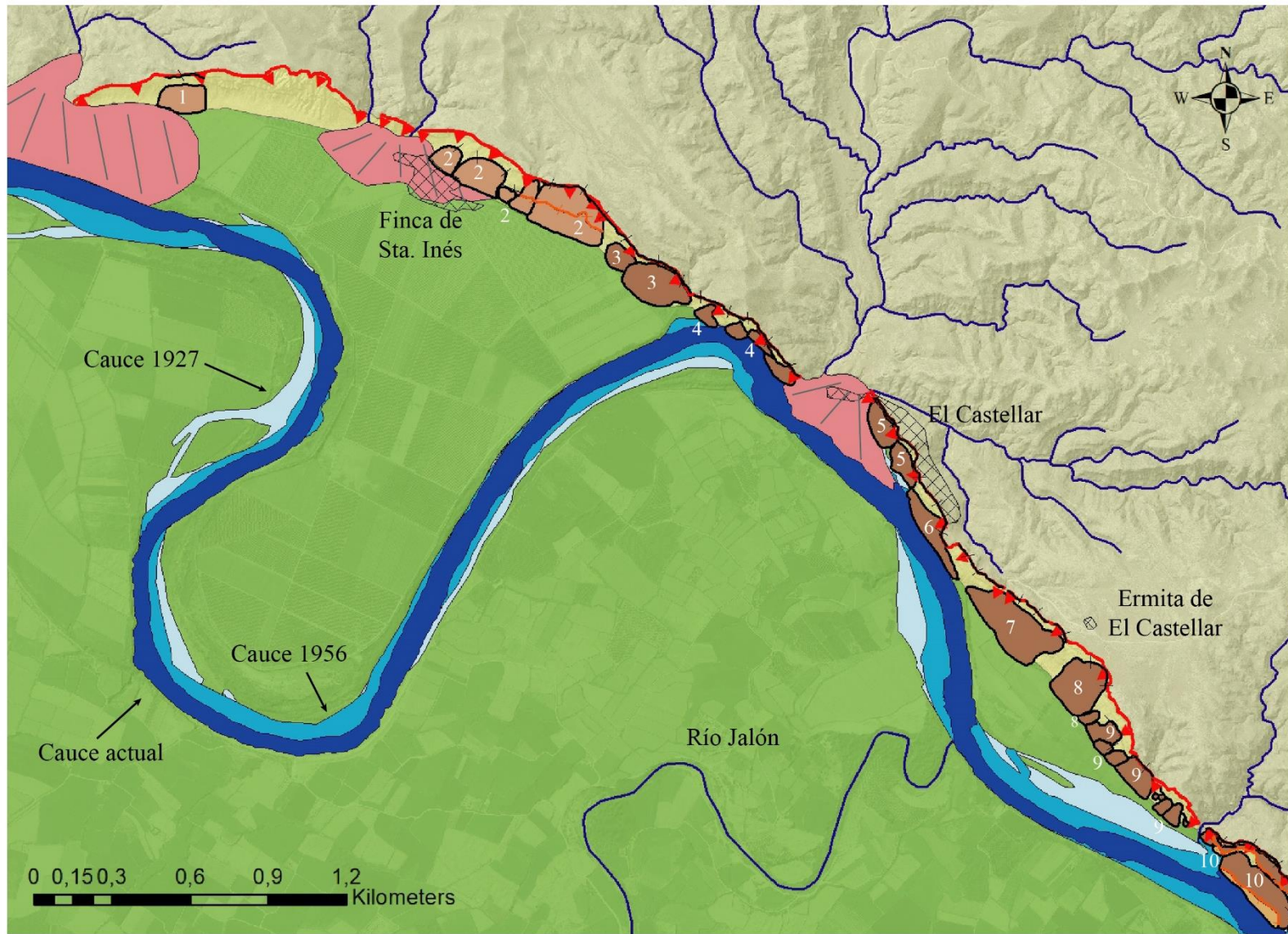


LEYENDA


-  Escarpe
-  Cicatriz principal
-  Cicatriz secundaria
-  Red hidrológica
-  Deslizamientos activos
-  Deslizamientos inactivos
-  Desprendimientos activos
-  Desprendimientos inactivos
-  Cauce del río Ebro en la actualidad
-  Cauce del río Ebro en 1956
-  Cauce del río Ebro en 1927
-  Yesos, calizas y lutitas
-  Talud
-  Llanura de inundación del río Ebro
-  Terrazas del río Ebro
-  Abanico aluvial
-  Infraestructuras

Anexo 1

Cartografía general de la zona 1

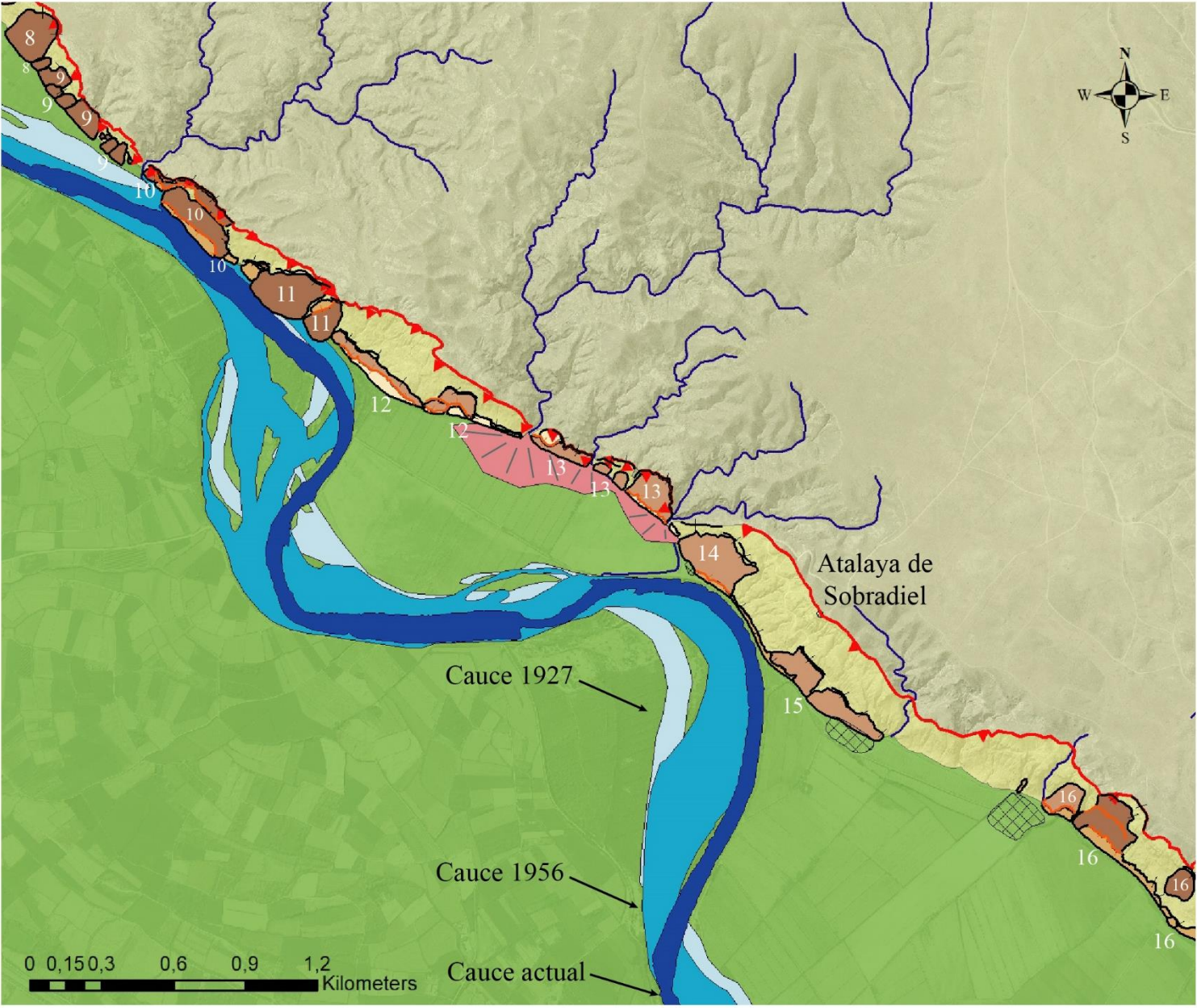


LEYENDA

-  Escarpe
-  Cicatriz principal
-  Cicatriz secundaria
-  Red hidrológica
-  Deslizamientos activos
-  Deslizamientos inactivos
-  Desprendimientos activos
-  Desprendimientos inactivos
-  Cauce del río Ebro en la actualidad
-  Cauce del río Ebro en 1956
-  Cauce del río Ebro en 1927
-  Yesos, calizas y lutitas
-  Talud
-  Llanura de inundación del río Ebro
-  Terrazas del río Ebro
-  Abanico aluvial
-  Infraestructuras

Anexo 1

Cartografía general de la zona 2

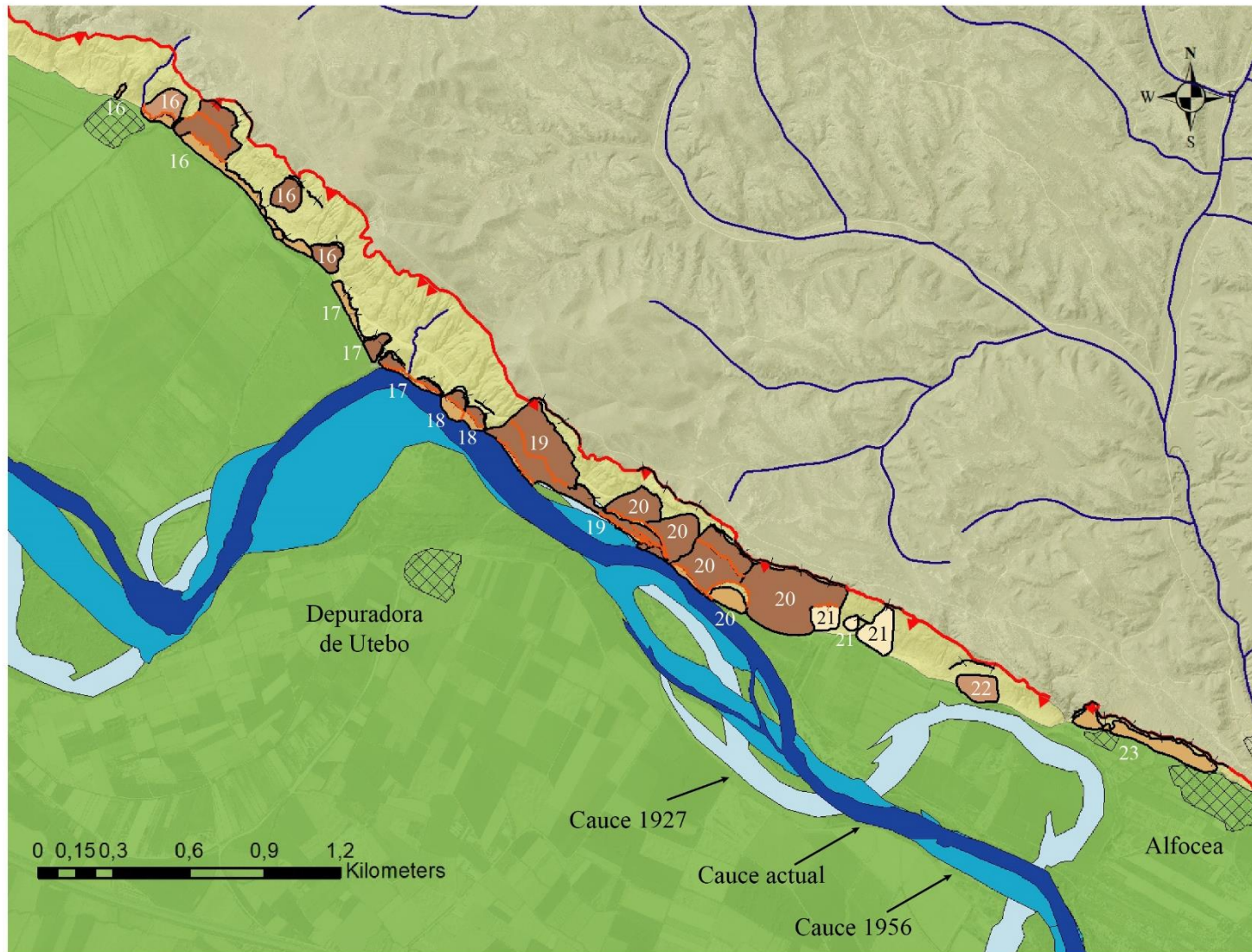


LEYENDA

- Escarpe
- Cicatriz principal
- Cicatriz secundaria
- Red hidrológica
- Deslizamientos activos
- Deslizamientos inactivos
- Desprendimientos activos
- Desprendimientos inactivos
- Cauce del río Ebro en la actualidad
- Cauce del río Ebro en 1956
- Cauce del río Ebro en 1927
- Yesos, calizas y lutitas
- Talud
- Llanura de inundación del río Ebro
- Terrazas del río Ebro
- Abanico aluvial
- Infraestructuras

Anexo 1

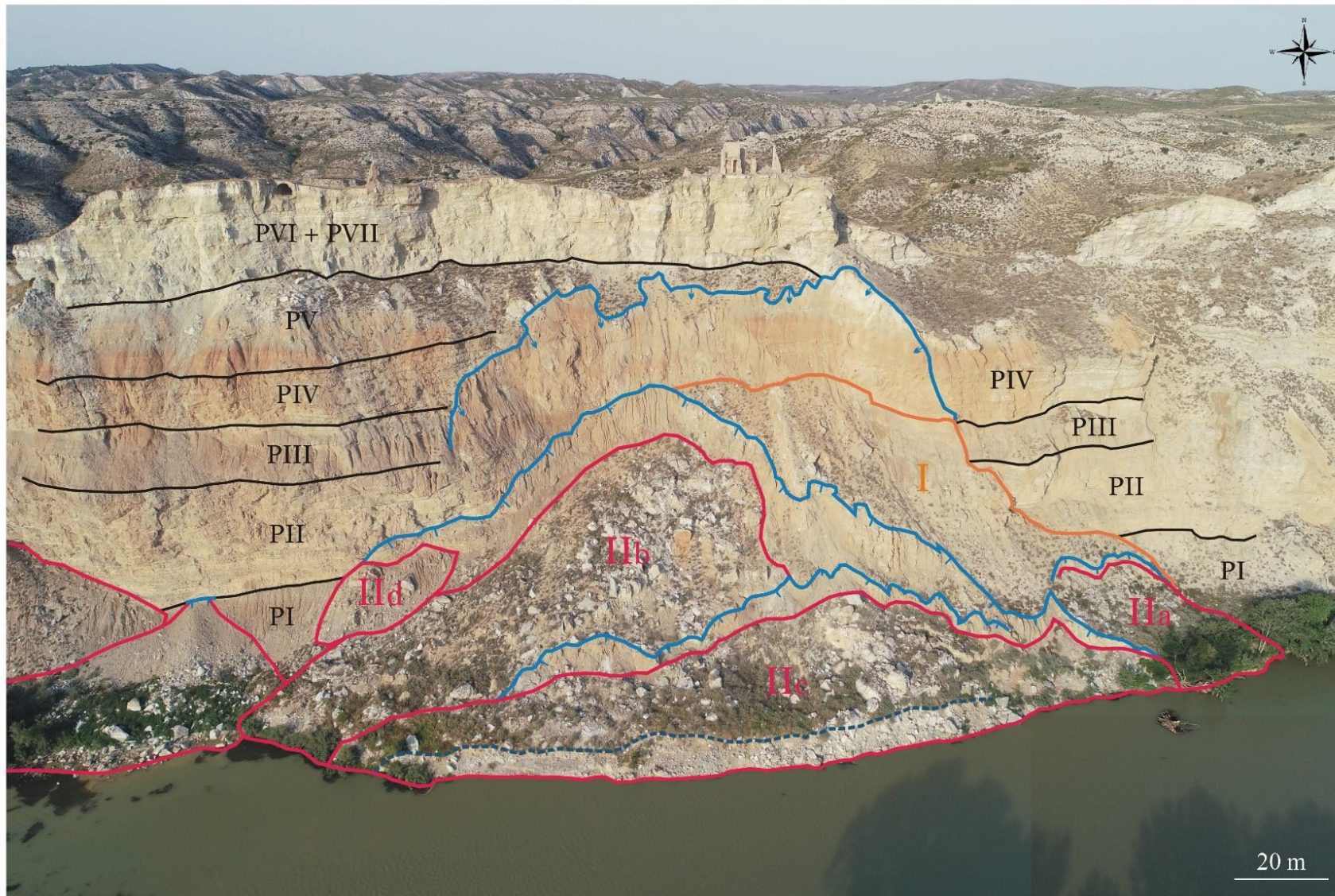
Cartografía general de la zona 3



LEYENDA

- Escarpe
- Cicatriz principal
- Cicatriz secundaria
- Red hidrológica
- Deslizamientos activos
- Deslizamientos inactivos
- Desprendimientos activos
- Desprendimientos inactivos
- Cauce del río Ebro en la actualidad
- Cauce del río Ebro en 1956
- Cauce del río Ebro en 1927
- Yesos, calizas y lutitas
- Talud
- Llanura de inundación del río Ebro
- Terrazas del río Ebro
- Abanico aluvial
- Infraestructuras

Anexo 2 Cartografía de detalle de El Castellar

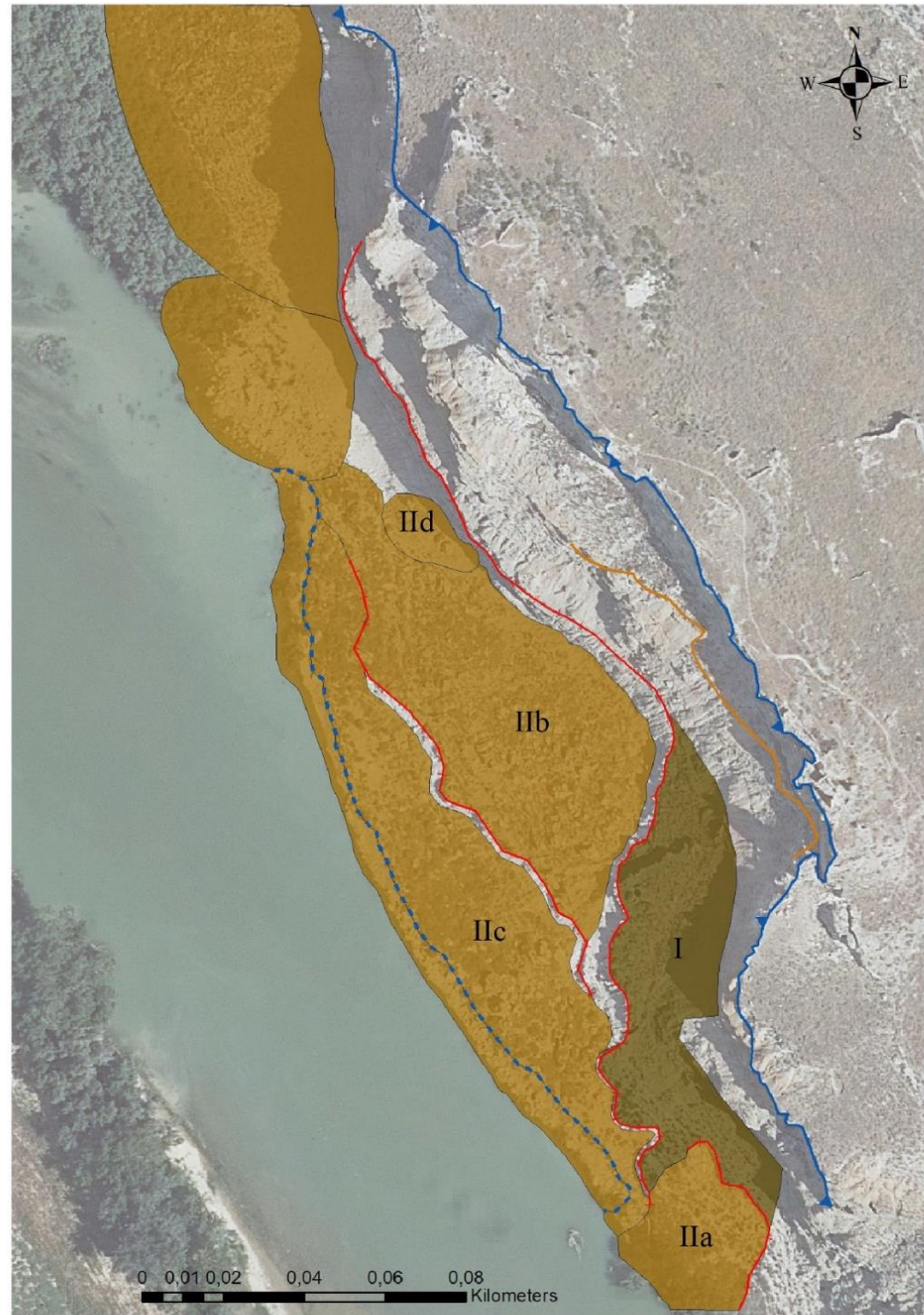


LEYENDA







- Cicatriz antigua
- Cicatriz reciente
- Masa deslizada antigua
- Masa deslizada reciente
- Límite de erosión fluvial
- Límite de paquetes
- PI Paquete I
- PII Paquete II
- PIII Paquete III
- PIV Paquete IV
- PV Paquete V
- PVI Paquete VI
- PVII Paquete VII
- PVIII Paquete VIII
- I Gran deslizamiento antiguo
- IIa Deslizamiento que corta a I
- IIb Deslizamiento que corta a I y posiblemente IIa
- IIc Deslizamiento que corta a IIa y IIb
- IId Deslizamiento que corta a IIb deribado de PII

Anexo 2

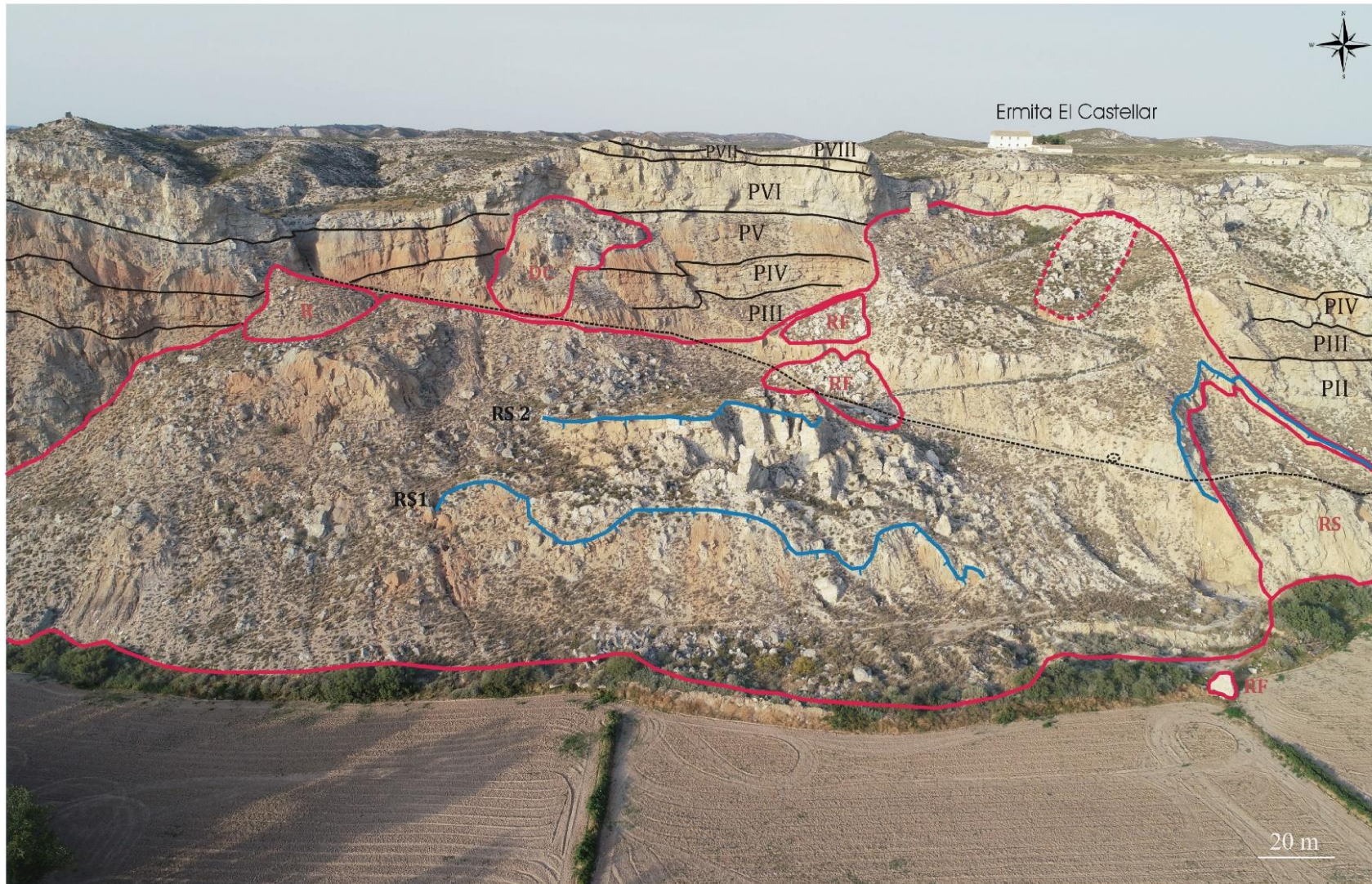
Cartografía de detalle de El Castellar en planta



LEYENDA

-  Escarpe principal
-  Cicatriz antigua
-  Cicatriz antigua
-  Masa deslizada antigua
-  Masa deslizada reciente
-  Límite de erosión fluvial
- I Gran deslizamiento antiguo
- IIa Deslizamiento que corta a I
- IIb Deslizamiento que corta a I y posiblemente IIa
- IIc Deslizamiento que corta a IIa y IIb
- IId Deslizamiento que corta a IIb derivado de PII

Anexo 3 Cartografía de detalle de la Ermita de El Castellar



Ermita El Castellar

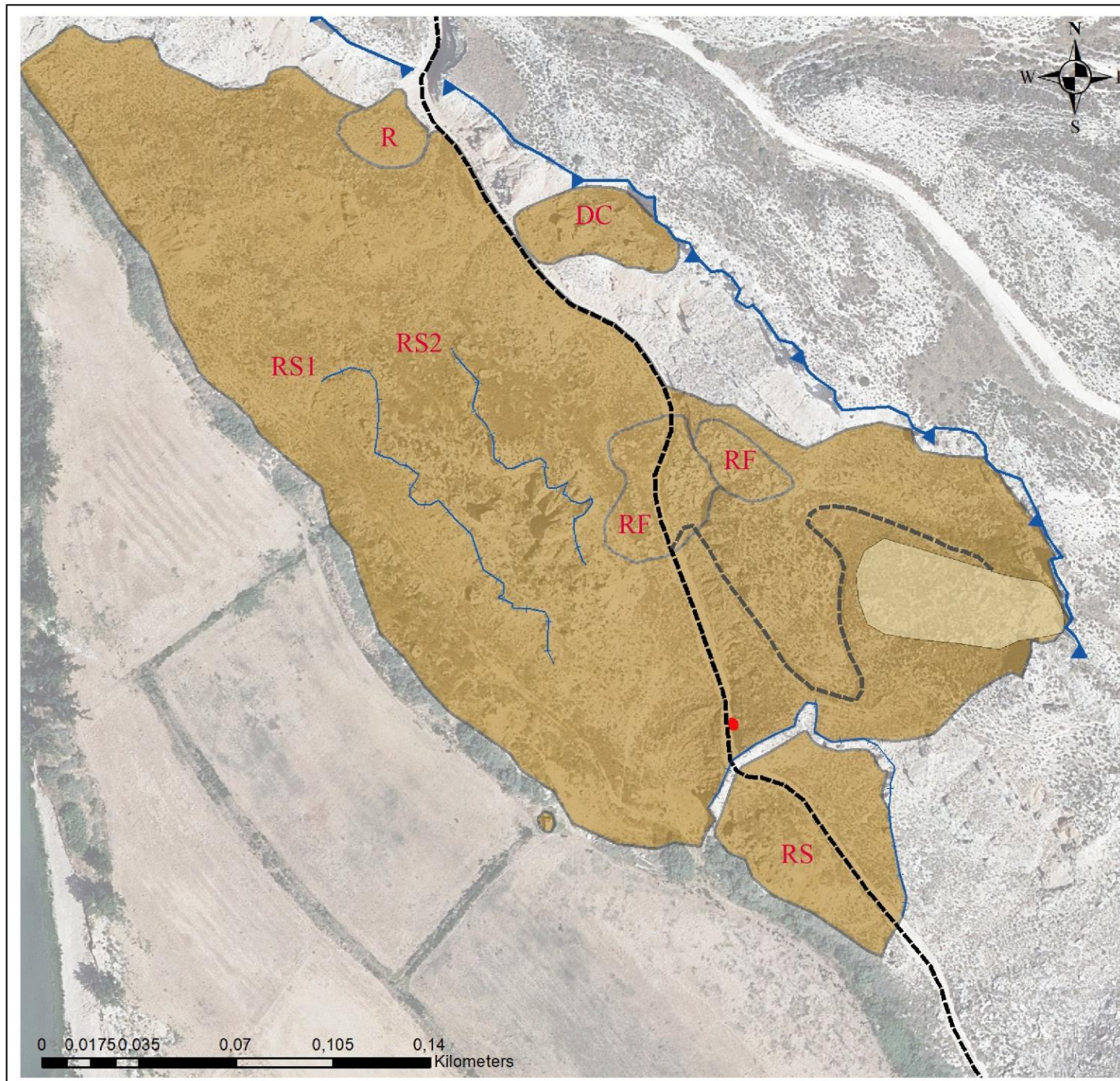
LEYENDA

- Cicatriz de los deslizamientos
- Masa deslizada
- Masa desprendida
- Pista actual
- Pista abandonada
- Cueva artificial en PII
- Límite de paquetes
- PII Paquete II
- PIII Paquete III
- PIV Paquete IV
- PV Paquete V
- PVI Paquete VI
- PVII Paquete VII
- PVIII Paquete VIII
- DC Deslizamiento de cabecera
- RS Rotura secundaria reciente
- RS1 Rotura secundaria degradada
- RS2 Rotura secundaria más reciente
- R Relleno artificial
- RF Rock-fall reciente (afecta a la pista)








20 m

Anexo 3

Cartografía de detalle de la Ermita de El Castellar en planta



LEYENDA

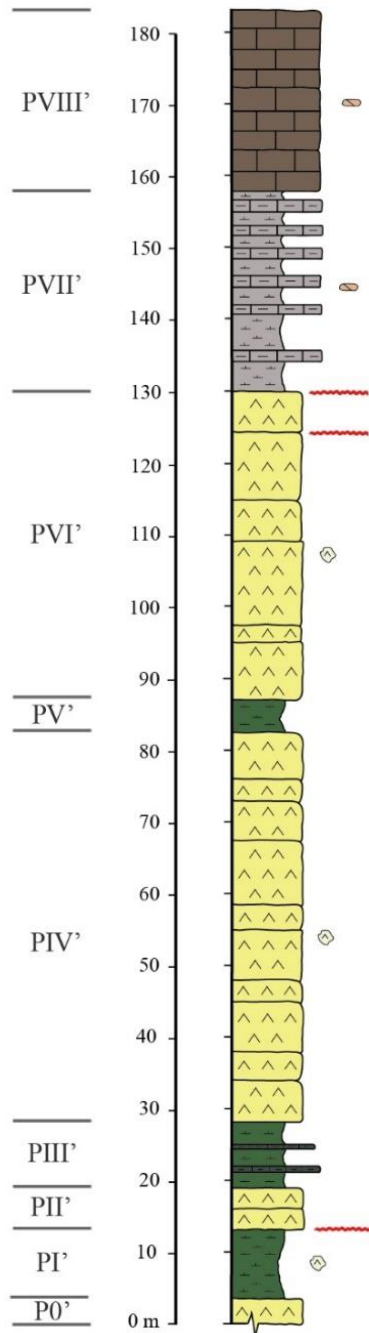
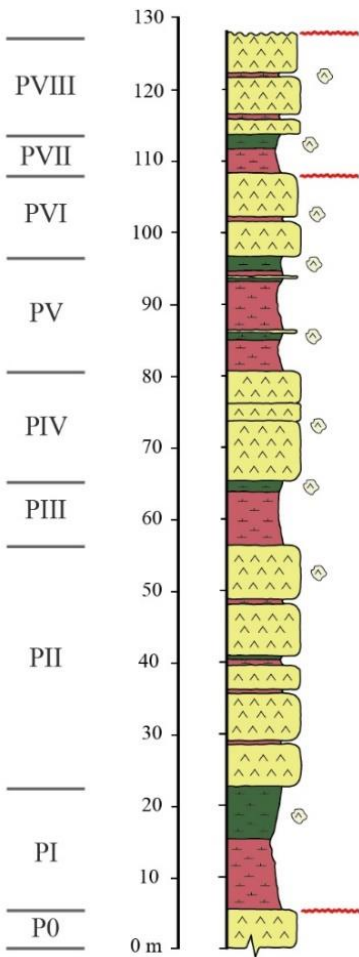
-  Escarpe principal
-  Cicatriz de los deslizamientos
-  Masa deslizada
-  Masa desprendida
-  Pista actual
-  Pista abandonada
-  Cueva artificial en PII
- DC** Deslizamiento de cabecera
- RS** Rotura secundaria reciente
- RS1** Rotura secundaria degradada
- RS2** Rotura secundaria más reciente
- R** Relleno artificial
- RF** Rock-fall reciente (afecta a la pista)

Anexo 4

Columnas estratigráficas

Columna 1

Columna 2



LEYENDA

- Yesos
- Lutitas rojas
- Lutitas verdes
- Margas verdosas calcáreas
- Margas blanquecinas calcáreas
- Calizas margosas
- Calizas tabulares
- Nódulos de yesos
- Nódulos de sílex
- Discordancia en el registro estratigráfico

- P0 y P0' Paquete litoestratigráfico 0
- PI y PI' Paquete litoestratigráfico 1
- PII y PII' Paquete litoestratigráfico 2
- PIII y PIII' Paquete litoestratigráfico 3
- PIV y PIV' Paquete litoestratigráfico 4
- PV y PV' Paquete litoestratigráfico 5
- PVI y PVI' Paquete litoestratigráfico 6
- PVII y PVII' Paquete litoestratigráfico 7
- PVIII y PVIII Paquete litoestratigráfico 8

Columna 1 (fig. I):

- P0: Yesos tabulares. Espesor total del paquete: 5 m. Coordenadas UTM: E660618 N4628334. Precisión vertical: 1 m.
- PI: Lutitas rojas en la base del paquete, con algunas intercalaciones de materiales más resistentes centimétricos que le confieren cierto resalte en el perfil. A techo, lutitas verdosas-grisáceas con nódulos yesíferos del orden cm. Espesor total del paquete: 16'87 m. UTM: E658868 N4629295. Precisión vertical: 0'04 m. Precisión horizontal: 0'03 m.
- PII: En la base yesos tabulares con alguna pequeña intercalación de lutitas. A 16'60 m a partir de la base del paquete, se desarrolla un fino nivel lutítico de 1'66 m de espesor, con la misma secuencia que en el PI. En este nivel se desarrollan estructuras de licuefacción con formas convolucionadas de escala cm-dm y con eflorescencias de Epsomita. A partir de este nivel lutítico, hasta techo, afloran yesos tabulares con nódulos de yeso. Espesor total del paquete: 33'14 m. Coordenadas UTM: E658722 N4629377. Precisión vertical: 0'04 m. Precisión horizontal: 0'03 m.
- PIII: En la base, lutitas rojas con alguna intercalación de finos niveles yesíferos. A techo, lutitas verdes. Espesor total del paquete: 9'18 m. Coordenadas UTM: E658715 N4629391. Precisión vertical: 0'04 m. Precisión horizontal: 0'03 m.
- PIV: Yesos tabulares con nódulos yesíferos con alguna pequeña intercalación de lutitas sin expresión cartográfica a la escala de este trabajo. Espesor total del paquete: 15'32 m. Coordenadas UTM a base: E658745 N4629391. Precisión vertical: 0'04 m. Precisión horizontal: 0'03 m. Coordenadas UTM a techo: E658739 N4629393. Precisión vertical: 0'08 m. Precisión horizontal: 0'05 m.
- PV: Lutitas rojas en la base y verdes hacia techo. Presenta ciertos resaltes cm de yeso en el perfil. Contiene fragmentos del

coluvión que se depositó sobre la superficie del escarpe en esta zona. Espesor total del paquete: 15'93 m. Coordenadas UTM: E658760 N4629413. Precisión vertical: 0'03 m. Precisión horizontal: 0'02 m.

- PVI: Yesos tabulares con gran abundancia de nódulos yesíferos de mayores dimensiones que en paquetes anteriores. Espesor total del paquete: 11'95 m. Coordenadas sexagesimales: 47°48'02"N 1°05'21"W. Precisión vertical: 0'07 m.
- PVII: Lutitas rojas en la base y verdes a techo. Espesor total del paquete: 5 m. Coordenadas sexagesimales: 41°47'54"N 1°04'53"W. Precisión vertical: 1 m.
- PVIII: Yesos tabulares con finas intercalaciones lutíticas. Espesor total del paquete: 11'84 m. Coordenadas sexagesimales: 41°47'54"N 1°04'53"W. Precisión vertical: 1 m.

Cabe destacar que, bajo el P0, se ha interpretado que se desarrolla el nivel de halita correspondiente a la mina de Remolinos. Lo que podría favorecer la deformación de todos los paquetes suprayacentes.

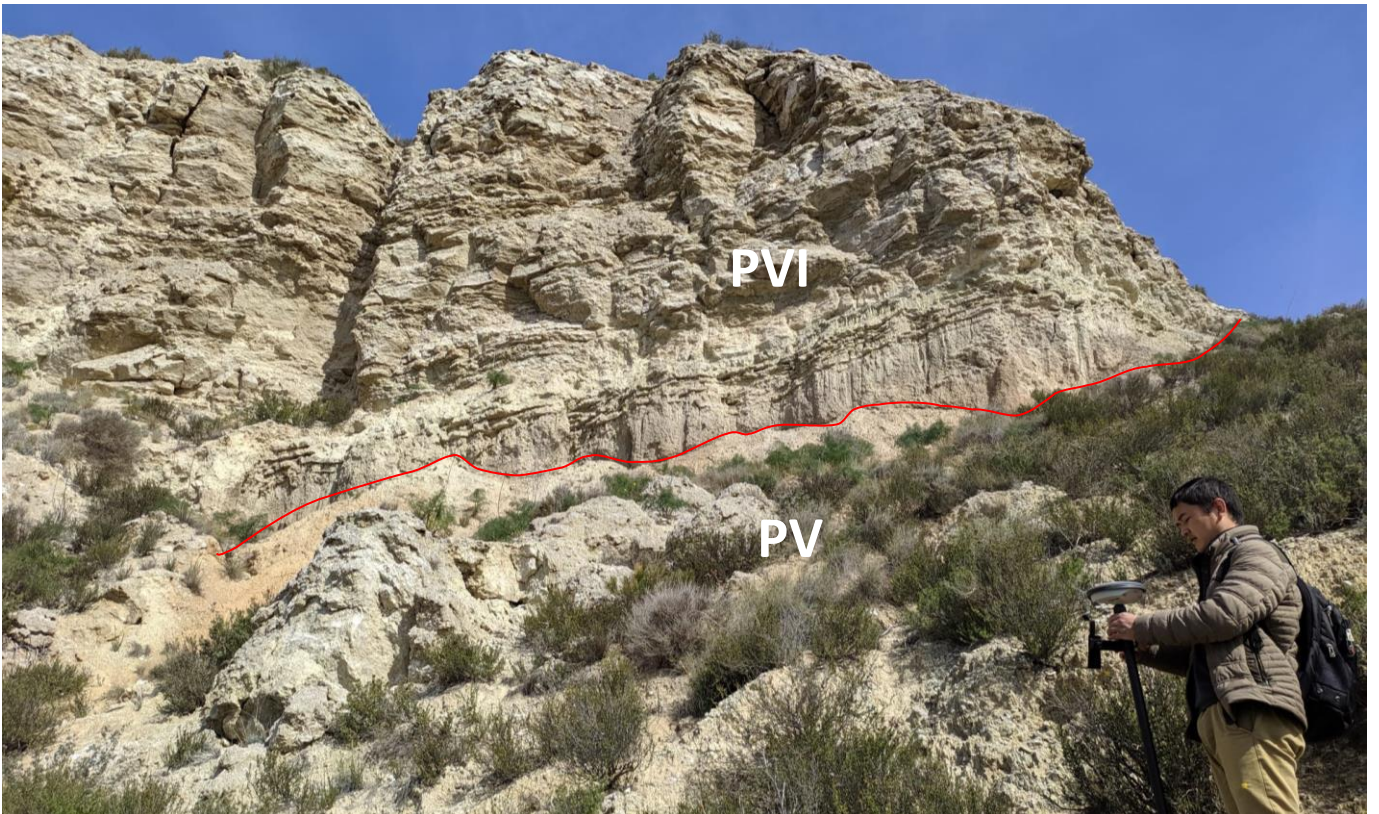
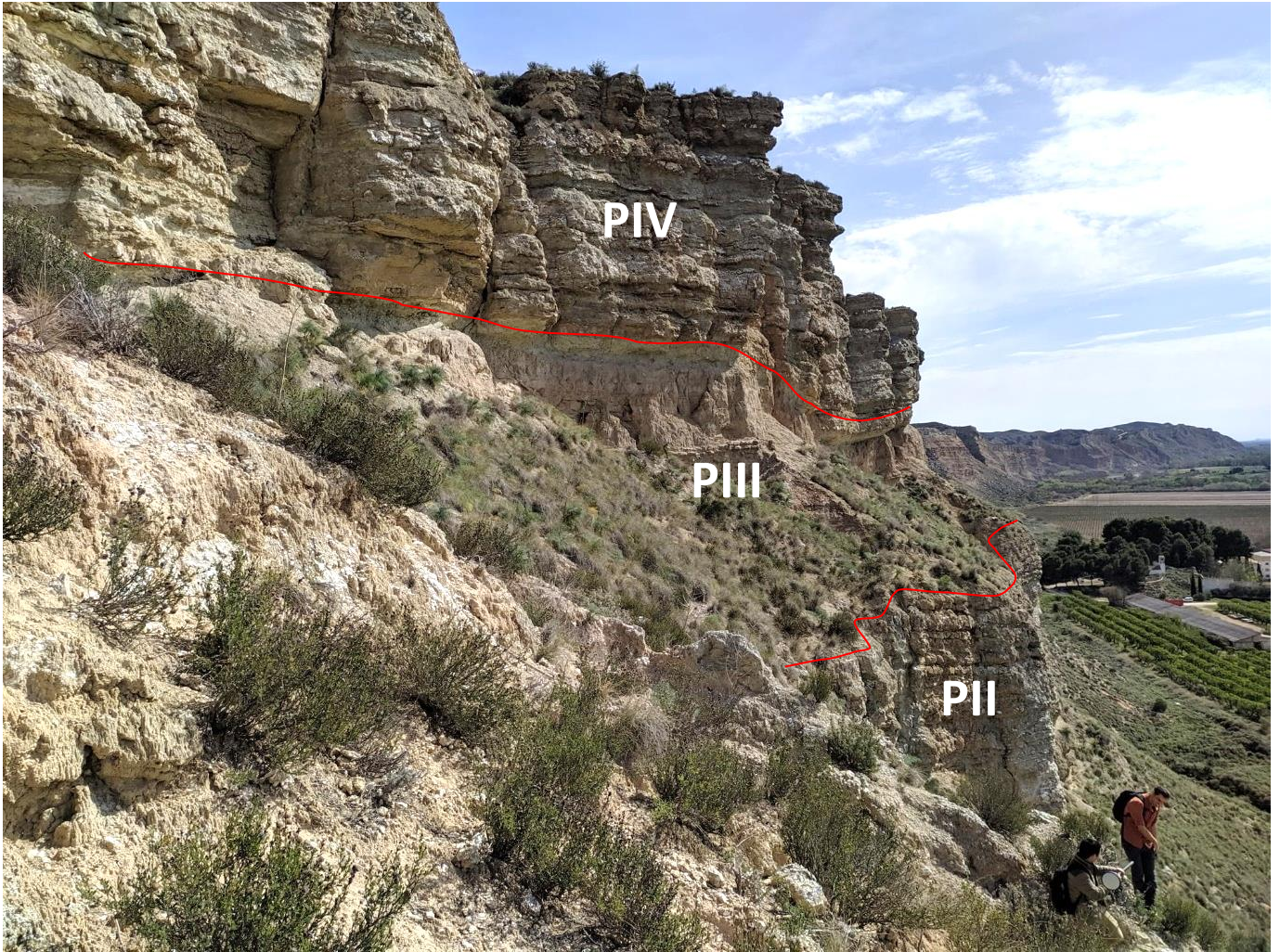


Figura 1.- Imágenes tomadas en campo durante el desarrollo de la columna estratigráfica 1. Se diferencian claramente los diferentes paquetes y la deformación y contaminación de PVI y PV, respectivamente.

Columna 2 (fig. II, III, IV):

- **P0'**: Yeso tabular que en algunas zonas está ligeramente deformado. Presenta nódulos de tamaño cm. Espesor total del paquete: 3'29 m. Coordenadas UTM: E666482'87 N4623346'32. Precisión vertical: 0'40 m.
- **P1'**: Lutitas verdes con presencia de nódulos. Espesor total del paquete: 9'94 m. Coordenadas UTM: E666635'84 N4623223'83. Precisión vertical: 0'23 m.
- **P1I'**: Yesos tabulares deformados localmente. Espesor total del paquete: 5'77 m. Coordenadas UTM: E664536'43 N4621502'67. Precisión vertical: 0'20 m.
- **P1II'**: Lutitas verdes con intercalaciones de margas calcáreas tabulares que aportan cierto resalte en el perfil. Presenta nódulos de yeso. Espesor total del paquete: 9'17 m. Coordenadas UTM: E669338'20 N4621507'20. Precisión vertical: 0'21 m.
- **P1V'**: Yesos tabulares con nódulos yesíferos del orden cm. Posiblemente se hayan acuñado capas de lutitas de W-E, por lo que, en esta columna, los niveles de yeso son más potentes, debido a la desaparición de dichas capas, llegando a unirse varios paquetes de yeso. Espesor total del paquete: 54'52 m.

Coordenadas UTM: E669359'25 N4621625'11. Precisión vertical: 0'45 m.

- **PV'**: Lutitas verdosas. Espesor total del paquete: 4'32 m. Coordenadas UTM: E669349'24 N4621631'87. Precisión vertical: 0'33 m.
- **PVI'**: Yeso tabular con niveles de nódulos de yeso de tamaño cm. Espesor total del paquete: 42'68 m. Coordenadas UTM de los primeros 37'42 m: E669320'37 N4621650'81. Precisión vertical: 0'10 m. Coordenadas UTM de los últimos 5'26 m: E668943'11 N4621896'45. Precisión vertical: 0'20 m.
- **PVII'**: Alternancia de Margas blanquecinas calcáreas y calizas margosas algo meteorizadas. Presenta nódulos de Sílex (fig. IV) que llega a alcanzar tamaños de orden métrico. Espesor del paquete: 27'85. Coordenadas UTM: E667938'01 N4622388'66. Precisión vertical: 0'18 m.
- **PVIII'**: Calizas grisáceas con geometría tabular, que a techo pasan a tonalidades ocre (fig. III). Presentan nódulos de sílex (fig. IV) de orden cm-m. Espesor total del paquete: 25'35 m. Coordenadas UTM: E667317'08 N622957'77. Precisión vertical: 1 m.

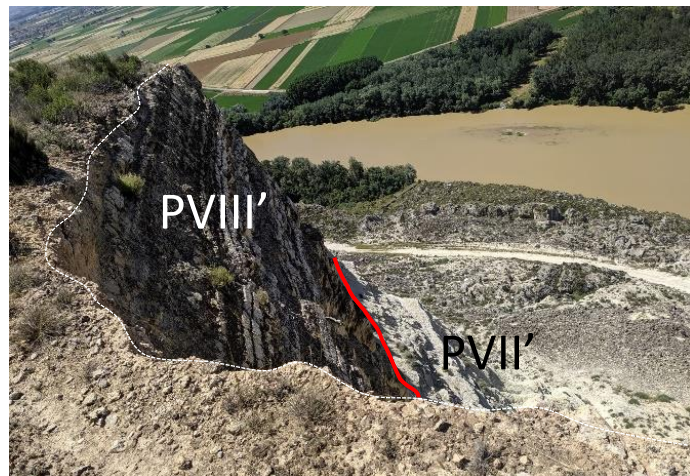
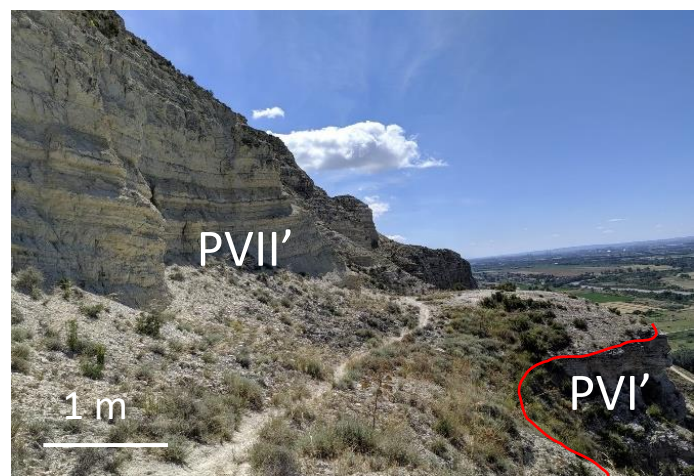
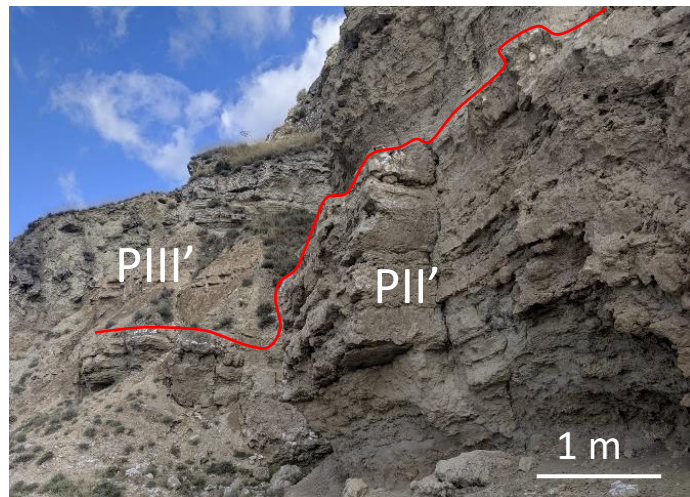
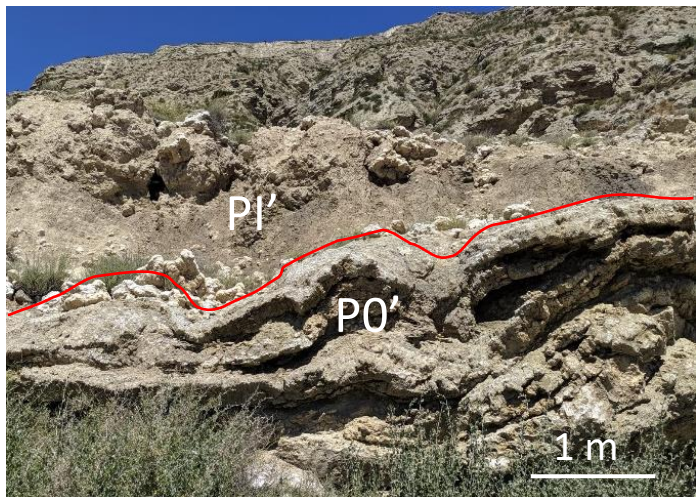


Figura II.- Imágenes tomadas en campo durante el desarrollo de la columna estratigráfica 2. Se diferencian los paquetes en las diferentes fotografías.



Figura III.- Imagen tomada en campo del PVIII' de la Columna estratigráfica 2, donde se diferencian las mencionadas tonalidades ocre a techo.



Figura IV.- Nódulos de sílex localizados en el PVIII' en el techo del escarpe Remolinos-Alfocea. Fotografía tomada en campo.

Anexo 5.- Tabla detallada de las características de los deslizamientos

Mov. de ladera	Volumen (hm³)	Superficie (ha)	Actividad	Tipo de movimiento de ladera	Longitud (m)	Anchura (m)	Altura del escarpe (m)	Altura del movimiento de ladera (m)	Desnivel (m)	Relación con el cauce	Infraestructuras
1	0,46	1,74	Inactivos	Deslizamiento rotacional	113,64	179,92	65	34	31	No	No
2	3,78	9,21	Inactivos	Deslizamiento rotacional	193,72	289,89	118	101	17	No	Sí, la Finca de Sta. Inés
3	0,79	3,96	Activos	Deslizamiento rotacional	159,69	266,01	75	68	7	No	No
4*	0,11	1,95	Activos	Deslizamiento rotacional	77,85	95,29	79	54	25	Sí	No
5	0,06	2,33	Activos	Deslizamiento rotacional + desprendimientos	88,62	97,39	52	26	26	No	Sí, El Castellar
6*	0,58	2,11	Activos	Deslizamiento rotacional + desprendimientos	101,06	358,51	75	59	16	Sí	Sí, El Castellar
7	1,31	4,89	Activos	Deslizamiento rotacional + desprendimientos	190,51	364,09	91	69	22	No	Sí, El Castellar
8	1,01	3,37	Activos	Deslizamientos + desprendimientos	212,04	194,11	109	90	19	No	Sí, la Ermina de El Castellar, Caseta y bocamina
9	0,85	3,82	Activos	Deslizamiento rotacional + desprendimientos	89,93	340,91	109	101	8	No	Sí, bocamina
10*	2,20	6,01	Activos	Deslizamiento rotacional + desprendimientos	179,53	487,15	102	92	10	Sí	No
11*	2,23	7,47	Activos	Deslizamiento rotacional + desprendimientos	224,15	465,15	110	78	32	Sí	No
12	0,42	4,65	Inactivos o poca actividad	Deslizamiento rotacional + desprendimientos	104,53	192,53	100	76	24	No	No
13	0,84	4,87	Inactivos	Deslizamiento rotacional + desprendimientos	159,9	215,57	117	89	28	No	No
14*	1,56	5,7	Inactivos o poca actividad	Deslizamiento rotacional + desprendimientos	188,67	315,02	127	96	31	Sí	Sí, nave al pie del escarpe
15	0,71	5,15	Inactivos	Deslizamiento rotacional + desprendimientos	128,84	477,92	160	42	118	No	Sí, Atalaya de Sobradiel y finca al pie del escarpe
16	1,81	10,96	Activos	Deslizamiento rotacional + desprendimientos	210,67	237,96	156	132	24	No	Sí, varias naves
17*	0,10	1,41	Activos	Deslizamiento rotacional + desprendimientos	112,66	73,02	183	44	139	Sí	Sí, pista de Alfocca
18*	0,13	1,58	Activos (último deslizamiento en 2015)	Deslizamiento rotacional + desprendimientos	115,02	101,26	173	41	132	Sí	Sí, pista de Alfocca
19*	2,60	7,68	Activos	Deslizamiento rotacional + desprendimientos	216,46	466,13	169	94	75	Sí	Sí, pista de Alfocca
20*	4,83	21,19	Activos	Deslizamiento rotacional + desprendimientos	248,12	889,02	133	80	53	Sí	Sí, pista de Alfocca
21	0,68	2,92	Inactivo o poca actividad	Desprendimientos	179,55	136,09	110	101	9	No	Sí, pista de Alfocca
22	0,24	1,4	Inactivos	Deslizamiento	121,14	185,96	106	39	67	No	Sí, pista de Alfocca
23	8,02	3,22	Activos	Desprendimientos + vuelcos	62,17	441,09	31	24	7	No	Sí, viviendas, naves y pista de Alfocca

*Deslizamientos en contacto directo con el cauce del río, pueden estar modificados sus parámetros numéricos por la erosión fluvial.

Anexo 6.- Historia de la población de El Castellar

Presentación de El Castellar

El Castellar se sitúa en la cresta del escarpe de yesos de Remolinos-Alfocea (fig. V), en el margen izquierdo del río Ebro frente a la desembocadura del río Jalón. El Castellar fue un conjunto de edificaciones con una extensión de hasta 2 Km sobre dicho escarpe y que llegó a ser una villa amurallada con muros de 8 m de altura y 2.40 m de espesor. En el interior de la Villa había cuatro iglesias: (1) San Pedro, (2) San Miguel Arcángel, (3) Santa María la Antigua (en la actualidad conocida como “Nuestra Señora del Rosario”) y (4) La Ermita de Santa María Magdalena y que posiblemente fue el hospital de la villa (aún conservada, fig. VI)



Figura V.- Restos de la antigua Villa del Castellar sobre el escarpe yesífero de Alfocea-Remolinos. Se aprecian las torres del Castillo Mayor. Fotografía tomada en campo.



Figura VI.- Restos de la Ermita de Santa María Magdalena situada en el actual Barranco de la Virgen, o como se conoce en la zona “El Barranco Salado” debido a que las aguas que circulan por él, son saladas porque atraviesa los niveles de Halita. Fotografía tomada en campo.

El Castillo Mayor todavía conserva parcialmente dos de sus torres y la entrada norte al mismo (fig. VII). Hacia el Oeste, aproximadamente a unos 60 m, se encuentra la conocida “Cueva de Doña Urraca”, aunque en sus orígenes era una cisterna (fig. VIII). En la parte posterior del escarpe, se aprecian unos muros que descienden de forma brusca por la ladera cerrando la parte inferior de la villa.

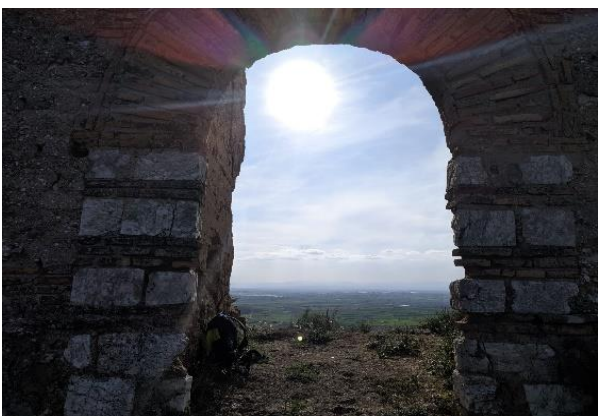


Figura VII.- Antigua puerta norte del Castillo Mayor de El Castellar. Actualmente, da directamente al escarpe yesífero y no lo que es su día fue un Castillo/palacete. Fotografía tomada en campo.



Figura VIII.- Cueva de Doña Urraca, donde estuvo encerrada esposa de Alfonso I el Batallador. Actualmente, sólo se conserva parte de lo que fue una antigua cisterna. Fotografía tomada en campo.

La Torre de Candespina, o como popularmente es conocida, la Atalaya de Sobradriel (fig. IX), fue construida 1100 como parte de las posiciones cristianas de Aragón. Su nombre fue adoptado tras el asesinato del conde Gómez González (llamado postmortem “el de Candespina”) a manos de Alfonso I el Batallador, por haber liberado a su mujer, Doña Urraca, para posteriormente fugarse con ella a Castilla. Junto con otras múltiples fortificaciones al noroeste de la ciudad de Zaragoza situadas en posiciones elevadas del margen izquierdo del Ebro sobre el escarpe Remolinos-Alfocea (fig. IX), a finales del siglo XI formación una línea fortificada avanzada cristiana. En concreto, la Atalaya de Sobradriel pudo haber sido una torre de defensa con una posición avanzada de vigilancia, perteneciente a la vecina población de El Castellar de la que dependía.



Figura IX.- Atalaya de Sobradriel en estado progresivo de ruina sobre el escarpe de yesos de Remolinos-Alfocea. Imagen tomada de campo.

Historia de El Castellar

El Castellar se construyó en el año 1080, primera ocupación aragonesa en la ribera del Ebro, por el rey Sancho Ramírez, como una fortificación militar para defenderse de las incursiones árabes. La villa de El Castellar, denominada Supracesaraugusta, fue erigida para vigilar la ciudad de Zaragoza, aún musulmana. En 1085 pasó a manos de su hijo Don Pedro. Bajo su cobijo creció una rica población, La Villa de El Castellar, a la que se concedió la carta de puebla en 1091. Y el 10 de agosto de ese mismo año, se construyó la iglesia de San Pedro. Al rey D. Pedro, le sucedió su hermano Alfonso I el Batallador, que encerró a su esposa, la reina Doña Urraca I de León, en la conocida “Cueva de Doña Urraca” (fig. VIII).

Tras la muerte de Alfonso I, en 1134, legó El Castellar a su hijo Ramiro II el Monje. Mas tarde, pasó a manos de Jaime II el Justiciero, (1291-1327) como así consta en las cartas del Papa Clemente V, en esta época la comarca del castillo se caracterizaba por su frondoso arbolado. Se cree que en el siglo XI y XII, La Villa de El Castellar podría haber tenido unos 4000 habitantes.

El 30 de septiembre de 1433 hasta 1440, fue nombrado jefe y dueño de El Castellar a Martín Díez de Aux por privilegio del rey Alfonso V, aunque siéndole arrebatado tras su caída en desgracia con el mismo.

A la muerte del Justicia, su yerno Xuan Ximénez Cerdán, obtuvo el cargo de alcaide de la fortaleza. Durante el vacío de autoridad que en la práctica supuso, Juan II que reinaba en Aragón, se hizo cargo a su vez de El Castellar. Debido a diversos conflictos con el municipio de Zaragoza, esta mandó a gente

armada que quemó y saqueó La Villa de El Castellar en 1466. Tal conflicto, no era el primero entre el municipio de Zaragoza y El Castellar, por ostentar el monopolio de la Villa. El 9 de febrero de 1466, se llevaron a cabo varias incursiones por parte de la tropa Zaragozana, contando con el apoyo de los municipios cercanos (Alagón y Magallón, entre otros), que destruyeron gran parte del municipio de El Castellar.

La Villa de El Castellar, que en 1466 se estima que contaba con 6000 habitantes, debido a este motivo, junto a otros más geológicos que serán tratados más adelante, motivó que fuera deshabitándose. En el censo de 1543 se registraron 17 fuegos. A pesar de contar con la ayuda de donaciones de las familias más poderosas de Torres (actualmente conocido como “Torres de Berrellén”), el poblado se rigió por el Consejo Comunal, yendo al frente una de las más distinguidas personalidades de aquella comarca, siendo el último de los alcaides Juan Pablo Cerreta, padre de Juan Martín Pablo Bonet (prestigioso pedagogo y logopeda).

La casa de los Cerdán mantuvo el señorío hasta el siglo XVIII, heredándolo los últimos señores de El Castellar, los duques de Villahermosa en 1812.

Pero debido a la inclinación del escarpe, la escasa vegetación, las grandes escorrentías y a la erosión basal que ejercía (y que ejerce) el río Ebro, en 1840 se produjo el desplome de mayor envergadura de la historia de La villa de El Castellar. Donde muchos pastores de la zona, como así consta en los Archivos Parroquiales de Torres de Berrellén, escucharon un enorme estruendo el 24 de marzo de este año a las 19:30h, al desprenderse una asombrosa porción del escarpe sobre la que se asentaba el edificio de El Castellar, quedando únicamente la pared Noreste que puede verse hoy en día. El resto del edificio fue “arrancado” y “sumido” entre los materiales desprendidos de la ladera, cayendo sobre el cauce del río Ebro obstruyendo la corriente.

Hoy en día, pertenece al Campo de Maniobras de San Gregorio (Territorio Militar) desde 1930-1931 (fig. X) y sólo existen las ruinas de El Castellar y sus murallas de mampostería, aunque se empezaron excavaciones por toda la zona del escarpe yesífero Alfocea-Remolinos para descubrir el motivo por el cual muchas de las poblaciones que se asentaron sobre él, fueron abandonadas. Actualmente, estas obras están paradas, pero se espera poder reanudarlas en un futuro próximo.

Causas de la despoblación y el abandono de la villa

A pesar de los diversos incendios provocados en El Castellar, seguido de saqueos y la deforestación de sus bosques, la principal causa de despoblación según diversos documentos (Ricao, 2007; Sahún, 2014) ha sido los continuos deslizamientos y desprendimientos de la parte meridional la villa. Los Archivos parroquiales de Torres de Berrellén parecen indicar que desde el

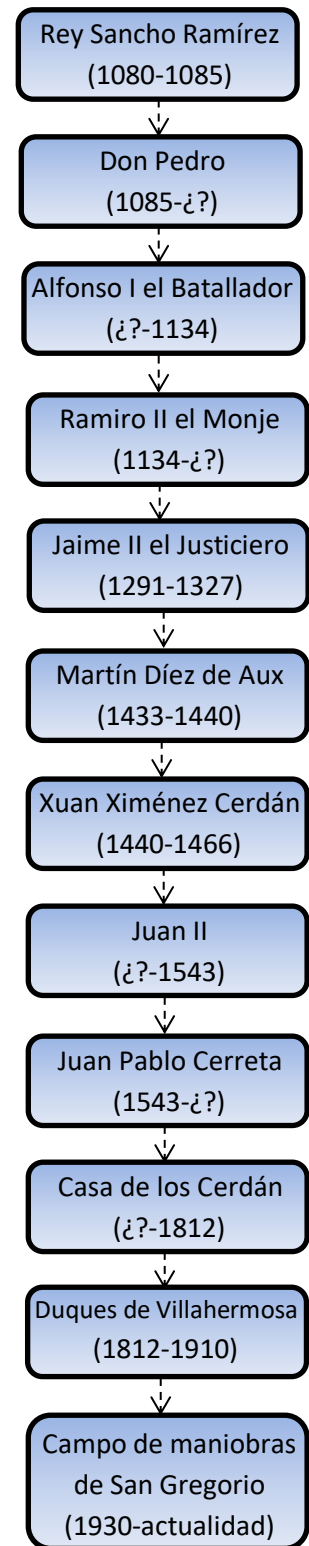


Figura X.- “Árbol genealógico” de los dirigentes de El Castellar.

asentamiento de El Castellar ya se desarrollaban movimientos de ladera, pero debido al rápido aumento de la población esta pasó a ocupar posiciones más cercanas al escarpe, aumentando la amenaza que esto suponía para la villa. Sin lugar a dudas, el mayor deslizamiento de la población se produjo en 1840, donde precipitaron los restos que quedaban en pie de lo que algún día fue una notable villa de hasta 6000 habitantes. Este deslizamiento provocó la obturación del río y la inundación de los campos cercanos a la obstrucción, debido a la caída de la torre oeste de vigilancia, junto a toda la muralla meridional, que se asentaba sobre el abanico del “barranco salado” y la gran parte del Castillo Mayor. Lo que provocó el abandono por completo de El Castellar pasando al olvido.