



Trabajo Fin de Grado

Titulación: Ciencias Ambientales

Descripción geomorfológica y análisis de riesgos
del escarpe yesífero en Falces (Navarra)

Geomorphological description and risk analysis of
the gypsiferous escarpment in Falces (Navarra)

Autor

Jorge Antonio Villalta Torrijo

Director

Jesús Guerrero Iturbe

ESCUELA POLITÉCNICA SUPERIOR
Año 2023

Agradecimientos.

Me gustaría dar las gracias a todas y cada una de las personas que con su ayuda, apoyo, dedicación y paciencia, han hecho posible la realización de este trabajo.

Mostrar, mi más sincero agradecimiento a mi tutor de este proyecto, Jesús Guerrero Iturbe, por su apoyo incondicional, su gran ayuda en todo momento, dedicación, disposición y paciencia, además de por sus conocimientos enseñados a lo largo de todo este período.

Por último agradecer a familiares, amigos y gente que me ha apoyado desde el inicio de esta andadura, por su apoyo en buenos y malos momentos, sobre todo en los malos, ya que han sido claves para la consecución de presente Trabajo de Fin de Grado.

Declaración de auditoría: el Trabajo de Fin de Grado que presento para su exposición y defensa es original y todas las fuentes utilizadas para su realización han sido debidamente citadas en el mismo. Fdo. Jorge Antonio Villalta Torrijo.

Resumen

El escarpe yesífero en Falces (Navarra) se localiza en la comarca de la Ribera Alta de Navarra al sur de la Comunidad. Constituye una formación morfológica de 8 kilómetros de extensión desde el meandro al Norte de Falces, hasta la localidad de Peralta. Los movimientos de ladera representan un verdadero peligro para el municipio de Falces situado al pie del escarpe. La zona de la Ermita del Salvador y el casco urbano serían posiblemente las áreas más susceptibles de verse afectadas.

La realización de un mapa geomorfológico del área de estudio mediante el estudio de fotografías aéreas de diferentes años, y la resta de DEMs derivados de nubes de puntos LiDAR ha permitido caracterizar la zona, e identificar los procesos de ladera (deslizamientos rotacionales y traslacionales, caída de bloques y rocas, formación de dolinas y de grietas). A su vez, ha ayudado a describir la evolución del escarpe y del río Arga desde 1956 hasta la actualidad, y cuantificar la tasa de retroceso del escarpe y la tasa de crecimiento de las grietas. Además, permite establecer una relación directa entre la incisión del río Arga y la inestabilidad del escarpe.

Palabras clave: Escarpe yesífero, Movimientos de ladera, deslizamientos, grietas, DoD, dinámica fluvial.

Abstract

The gypsiferous escarpment is located in Falces (Navarra) in the county of Ribera Alta de Navarra, situated in the south of the autonomous community. It constitutes an eight-kilometre-long morphologic formation from the meander up north of the town, ending in the town of Peralta. The slope movement jeopardizes the town of Falces located on the base of the escarpment. The area of the Ermita del Salvador and the urban area could be the more prone sections to be affected.

The creation of a geomorphologic map of the research area along with the study of aerial pictures from different years, and the rest of the DEMs (Digital Elevation Model) derived from the clouds, and from the LiDAR points (Light Detection And Ranging) have helped in the characterization of the region. Thus, identifying the processes of the hillside (rotational landslides, falling of boulders and rocks, and the emergence of dolines and cracks) and the description of the evolution of the escarpment, and of the Arga River since 1956. Moreover, it has also helped in the quantification of the retreat rate of the escarpment along with the growth rate of the

cracks. Therefore, it helped in the establishment of a direct relationship between the incision of the Arga River and the instability of the escarpment.

Key Words: Gypsiferous escarpment, slope movement, landslides, cracks, DoD (Difference of DEMs), river dynamic.

Índice de contenidos

1-Introducción	7
2- Antecedentes.....	9
2.1 Movimientos de Ladera.....	9
2.2 Escarpes yesíferos: Origen y dinámica.....	12
3- Área de estudio.	13
3.1 Contexto geográfico	13
3.2 Contexto geológico.....	14
3.3. Contexto geomorfológico.....	15
3.4 Clima.....	16
4- Metodología.....	17
5-Objetivos.	19
6- Resultados.....	20
6.1 Descripción geomorfológica general:.....	20
6.2. Descripción detallada de los deslizamientos.	29
6.3. Grietas del sector 5	40
6.4 Límite superior del escarpe y hundimiento.	52
6.5 Dinámica del río.	55
6.5.1 Alteraciones y cambios en el cauce.	55
6.5.2 Inundaciones y zona inundable en Falces.....	59
6.5.3 Relación del río Arga con el escarpe.....	60
6.6. Zonificación del escarpe....	61
7- Discusión.....	66
8- Conclusiones.....	68
9. Referencias.....	70
10. Anexos.....	76
Anexo I. Mapa ubicación de Falces y Área de estudio en Navarra.....	76
Anexo II. Mapa geomorfológico general.....	77
Anexo III. Sectores 1 y 2. Falces Norte	78
Anexo IV. Sector 3. Falces Municipio (Trincheras)	79
Anexo V: Sector 4. Falces (Ermita del Salvador).....	80
Anexo VI. Sector 5. Falces Sur.....	81
Anexo VII Sector 6. Falces Sur (2)	82
Anexo VIII. Sector 7. Falces Sur (3)	83
Anexo IX. Sector 8. Falces Sur-Peralta	84
Anexo X. Mapa de Zona de grandes grietas.....	85
Anexo XI. Zona inundable en Falces.....	86

Índice de Figuras

Figura 1. Clasificación de los tipos de movimientos de ladera, según (Varnes, 1978, Hutchinson, 1988 y Cruden y Varnes, 1996). Fuente: (Alcántara, 1999).....	10
Figura 2. Partes de un deslizamiento. Fuente: (Maldonado, 2020).	10
Figura 3. Evolución del escarpe yesífero. Fuente: (Los escarpes yesíferos del río Ebro en el entorno de Zaragoza).....	13
Figura 4. Visión frontal del escarpe en Falces desde la NA-6210. Fuente: (Elaboración propia).	14
Figura 5. Mapa de ubicación geográfica del área de estudio en la Comunidad Foral de Navarra. Fuente: (Elaboración propia).	14
Figura 6. Clasificación climática según Köppen. Fuente: (Gobierno de Navarra, AEMET).....	17
Figura 7. Mapa geomorfológico de la zona entre los municipios de Falces y Peralta y en que se muestran la ubicación del escarpe yesífero, los paleomeandros y la posición del cauce del río Arga desde el 1956.....	21
Figura 8 Zona de grandes grietas, (G18), vista desde el escarpe, en Falces. Fuente: (Jesús Guerrero).....	26
Figura 9 Hillshade del sector x en la zona de la ermita en la que se aprecian dos dolinas que han evolucionado a grietas. Fuente:(Elaboración propia).	29
Figura 10. Deslizamiento 1 (D1). Fuente (Elaboración propia).....	30
Figura 11. Deslizamiento 2 (D2). Fuente: (Elaboración propia).....	31
Figura 12 Deslizamiento 3 (D3). Fuente: (Elaboración propia).....	32
Figura 13 Cartel de atención, mallado y piso irregular en el deslizamiento 3 (D3). Fuente: (Elaboración propia).....	32
Figura 14. Deslizamiento (D4). Fuente: (Elaboración propia).....	33
Figura 15. Gunitado en el deslizamiento 4 para contener el movimiento, a su lado, casa blanca con una grieta que divide la casa en dos frente al mismo deslizamiento. Fuente: (Elaboración propia).....	34
Figura 16. Deslizamiento 5 (D5). Fuente: (Elaboración propia).....	35
Figura 17. Deslizamiento 6 (D6). Fuente: (Elaboración propia).....	35
Figura 18. Deslizamiento (D7). Fuente: (Elaboración propia).....	36
Figura 19. Deslizamiento 8 (D8). Fuente: (Elaboración propia).....	37
Figura 20. Deslizamiento 9 (D9). Fuente:(Elaboración propia).....	38
Figura 21. Deslizamiento 10 (D10). Fuente: Jesús Guerrero.	39
Figura 22. Deslizamiento 11 (D11). Fuente: (Elaboración propia).....	40
Figura 23. Zona y perfil de las zonas de grandes grietas. Fuente: (Elaboración propia).	44
Figura 24. Mapa de la zona de grandes grietas del Sector 5. Fuente: (Elaboración propia).	49
Figura 25. Zona de grandes grietas. Fuente. (Jesús Guerrero).....	51
Figura 26. Grieta 23 en el escarpe. Fuente (Jesús Guerrero).	52
Figura 27. Río Arga antes de su canalización en 1982, y en 1992 posterior a la canalización. Fuente. (Ollero et al., 2007).....	56
Figura 28. Terraza fluvial de la margen derecha del río Arga. Fuente: (Jesús Guerrero).	57
Figura 29. Dique/mota de contención en Falces. Fuente: (Elaboración propia).....	58
Figura 30. Parte sur de Falces, con el dique/mota. Fuente. (Elaboración propia).	58
Figura 31. Zona inundable en Falces. Fuente: (CHE y Elaboración propia).	60
Figura 32. Imagen de Falces desde el escarpe. Fuente. (Elaboración propia).....	62
Figura 33. Zona de las trincheras, vista desde la parte superior del escarpe.	63
Figura 34. Zona de anclado del mallado en el Sector 3. Fuente: (Elaboración propia).	63

Figura 35. Bloque anclado en la zona superior de las trincheras. Fuente: (Elaboración propia).	64
Figura 36. Zona del Castillo de Falces afectada por las grietas, con mallado. Fuente: (Elaboración propia).....	64

Índice de tablas

Tabla 1.Tabla descriptiva de los deslizamientos que afectan al escarpe yesífero entre los municipios de Falces y Peralta. Según su area, N° de cuerpos, edad, tipo, actividad e Indicios de actividad. Fuente: (Elaboración propia).	25
Tabla 2 Longitudes y anchura de las grietas en metros. Fuente: (Elaboración propia).	27
Tabla 3. Tasa de crecimiento de las grietas en m/año entre el 1956 y 2017.	28
Tabla 4 Características de las dolinas más importantes. Fuente. (Elaboración propia)	29
Tabla 5. Deslizamientos de dos cuerpos. Áreas (m ²).....	40
Tabla 6. Diferencia en la G20 entre los perfiles MDE de 2012 y 2017.	48
Tabla 7. Tabla de estudio de la longitud actual, abertura y profundidad de las grietas, según su estudio. Fuente: (Elaboración propia).	50

1-Introducción.

Los escarpes yesíferos son una morfología bastante frecuente en los sistemas fluviales que atraviesan formaciones evaporíticas a nivel mundial. Algunos ejemplos son los descritos en el río Ure en Inglaterra (James et al., 1981), río Jordán en Jordania (Hassan and Klein, 2002), el río Sylva en Rusia (Andrejchuk and Klimchouk, 2002) y en los ríos Fischells, Shamattawa, Shubenacadie, Cheticamp, Salt y Lesser en Canadá (Tsui and Cruden, 1984). En España, aparecen en las Cuencas Terciarias del Duero, Guadalquivir y Ebro elaborados siempre sobre rocas evaporíticas (Gutiérrez et al., 1994) en donde la dinámica fluvial da lugar a valles asimétricos con terrazas en una margen y un escarpe yesífero en la opuesta (Guerrero et al., 2017). Desde el punto de vista geológico, la dinámica de estas formas es extremadamente rápida con tasas de retroceso elevadas motivadas por la continua socavación basal del escarpe por parte de los sistemas fluviales que los generan. En consecuencia, sus paredes se vuelven inestables y se ven frecuentemente afectadas por movimientos de ladera que ponen en peligro las poblaciones situadas al pie de los mismos.

En Aragón, las caídas de rocas desde los escarpes yesíferos del Jalón y el Ebro representan un peligro de primer orden que causa importantes daños y ocasionalmente muertes (Guerrero et al., 2017). Por ejemplo, en 1988 un desprendimiento en la localidad de Calatayud conllevó el derrumbe de varios inmuebles y la muerte de uno de sus habitantes (Gutiérrez and Cooper, 2002). Sin embargo, Navarra es posiblemente la comunidad autónoma más afectada por este fenómeno en España. Sus cuatro ríos principales, Ebro, Aragón, Arga y Ega, forman escarpes yesíferos de más de 100 metros de altura cuando atraviesan las formaciones evaporíticas triásicas o terciarias. Al pie de estos escarpes, se sitúan numerosas poblaciones que viven bajo una amenaza constante. Así, en Azagra, una localidad situada a tan solo 20 km al sur de la zona de estudio, en la base del escarpe del río Ebro, se produjeron cuatro eventos de caídas entre el 1856 y 1946 que fueron responsables de un total de 114 muertos (Ayala et al., 2003).

Siguiendo con esta línea de acontecimientos, el presente trabajo va a centrar su estudio en un escarpe yesífero de origen fluvial, situado en la margen izquierda del río Arga, y que atravesará la zona de estudio de Norte a Sur, a lo largo de 8 kilómetros, desde el meandro al norte de Falces hasta la localidad de Peralta, ambos municipios navarros de la comarca Ribera Arga-Aragón. Teniendo en cuenta, el peligro sobre todo, que representa sobre la población de Falces situada al pie de este escarpe.

En consonancia con lo anterior, el escarpe yesífero del río Arga entre las localidades de Falces y Peralta (antes ya mencionadas), también representa una zona muy interesante para estudiar la problemática de deslizamientos y caída de rocas que tienen lugar en estas morfologías. La identificación preliminar con Google Earth de deslizamientos de varios tipos, caídas de rocas a lo largo de la zona del escarpe, grandes grietas en la zona superior y campos de dolinas precursoras de nuevas grietas, ponen de manifiesto la necesidad de llevar a cabo un estudio detallado de este escarpe yesífero desde un punto de vista espacial y temporal.

Para ello se ha realizado una cartografía geomorfológica detallada, que ha permitido establecer las zonas de mayor riesgo, comprender y describir la morfología del escarpe, así como estudiar su evolución, especialmente en lo relativo a los riesgos geológicos asociados a sus procesos activos. A su vez, el estudio temporal con la ayuda de fotografías aéreas, modelos digitales de elevación (MDE) y datos lidar ha aportado la información necesaria para conocer su evolución histórica.

Por último, mencionar, que los resultados de este trabajo fin de grado (TFG), tienen relación con los siguientes Objetivos de Desarrollo Sostenible (ODS):

- ✓ ODS nº 6. Agua limpia y saneamiento, más concretamente en sus metas 6.6, 6a y 6b.
- ✓ ODS nº 11. Ciudades y Comunidades sostenibles en sus metas 11.3, 11.4 y 11.5.
- ✓ ODS nº 13. Acción por el clima en su meta 13.1.

2- Antecedentes.

En el siguiente apartado se van a describir brevemente algunos de los aspectos característicos de la zona de estudio para comprender mejor y poner en situación los resultados obtenidos en el punto 5 del presente trabajo. Algunos de ellos van a ser: caracterizar los principales movimientos de ladera en la zona de estudio, detallar los principales riesgos geológicos a los que se encuentra expuesta, y dar una definición de escarpe yesífero y comprender su génesis.

2.1 Movimientos de Ladera.

Se definen como una masa de rocas y sedimentos que se desplazan ladera abajo por el efecto de la gravedad (Copons y Tallada, 2009). Atendiendo a la clasificación de Cruden y Varnes (1996), los movimientos de ladera pueden clasificarse en: caída de rocas, vuelcos, deslizamientos, flujos y procesos de expansión lateral (Fig. 1). De estos, en la zona de estudio, solo se han identificado caídas de rocas y deslizamientos.

Las caídas de rocas o desprendimientos (rockfalls) podrían definirse como el despegue de una masa de suelo o roca de una ladera o vertiente con elevada pendiente, vertical o extraplomada, en el cual el movimiento se origina mediante caída libre sin rozamiento con el plano de rotura y posterior salto, rebote o rodadura de la masa desprendida (Cruden y Varnes, 1996; Lizaga et al., 2017).

En cambio, los deslizamientos (slides) son movimientos descendentes, relativamente rápidos, de una masa de roca o suelo a través de una superficie de rotura bien definida (Cruden y Varnes, 1996). En ellos, se diferencian dos partes bien diferenciadas (Maldonado, 2020): el cuerpo del deslizamiento con sus grietas y escarpe (masa deslizada) y el plano de rotura (Fig. 2). En función de la geometría del plano de rotura, estos autores diferencian entre deslizamientos rotacionales y translacionales. En los primeros, la superficie de rotura es curva con la concavidad hacia arriba y en los segundos, la superficie de rotura es plana.

Mecanismos de movimiento		Tipo de material involucrado		
Tipo	Roca (rock)	Derrubios (debris)	Suelo (soil)	
Desprendimientos (<i>fall</i>)	Caída o desprendimiento de rocas (<i>rockfall</i>)	Caída o desprendimiento de derrubios (<i>debris fall</i>)	Caída o desprendimiento de suelos (<i>soil fall</i>)	
Vuelco o desplome (<i>topple</i>)	Vuelco o desplome de rocas (<i>rock topple</i>)	Vuelco o desplome de derrubios (<i>debris topple</i>)	Vuelco o desplome de suelos (<i>soil topple</i>)	
Deslizamiento rotacional simple (<i>rotational slide</i>)	Individual (<i>simple</i>) Múltiple (<i>multiple</i>) Sucesivo (<i>successive</i>)	Individual (<i>simple</i>) Múltiple (<i>multiple</i>) Sucesivo (<i>successive</i>)	Individual (<i>simple</i>) Múltiple (<i>multiple</i>) Sucesivo (<i>successive</i>)	
Deslizamiento translacional o de bloques-no rotacional (<i>translational slide, non-rotational</i>)	Deslizamiento de roca en bloque (<i>block slide</i>)	Deslizamiento de derrubios en bloque (<i>block slide</i>)	Deslizamiento translacional de suelos (<i>slab slide</i>)	
Deslizamiento planar	Deslizamiento de rocas (<i>rock slide</i>)	Deslizamiento de derrubios (<i>debris slide</i>)	Coladas de barro (<i>mudslide</i>)	
Flujos (<i>flow</i>)	Flujo de rocas (<i>rock flow</i>)	Corrientes de derrubios (<i>debris flow</i>)	Flujos de tierra, arena o suelo (<i>soil flow</i>)	
Expansión lateral (<i>lateral spreading</i>)	Expansiones laterales en rocas (<i>rock spreading</i>)	Expansiones laterales en derrubios (<i>debris spread</i>)	Expansiones laterales en suelos (<i>soil spreading</i>)	
Complejo (<i>complex</i>)	Ejemplo: Alud de rocas (<i>rock avalanche</i>)	Ejemplo: Flujo deslizante (<i>flow slide</i>)	Ejemplo: Rotación con flujo de tierras (<i>slump-earthflow</i>)	

Figura 1. Clasificación de los tipos de movimientos de ladera, según (Varnes, 1978, Hutchinson, 1988 y Cruden y Varnes, 1996). Fuente: (Alcántara, 1999).

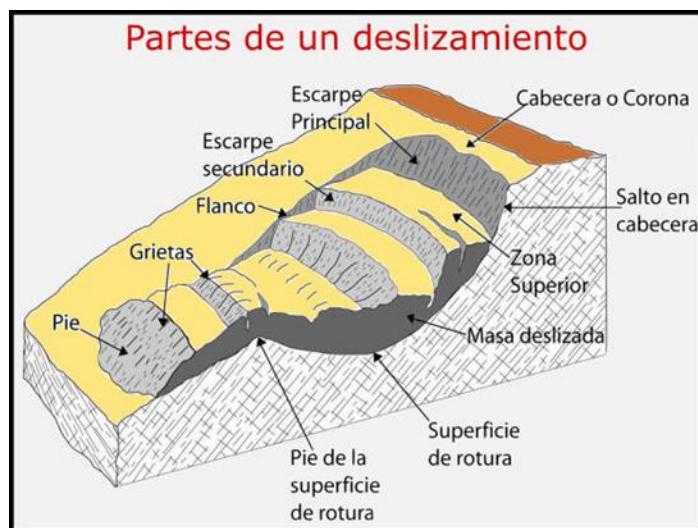


Figura 2. Partes de un deslizamiento. Fuente: (Maldonado, 2020).

La determinación de su actividad es un factor determinante en todo estudio de deslizamientos. Según su actividad se distinguen entre deslizamientos activos, si se observan movimientos actuales e inactivos, si carecen de actividad reciente. Para conocer su estado de movimiento se emplean estudios de campo de detalle junto con criterios geomorfológicos. Los criterios que se identifican con un deslizamiento activo

serían: (1) una cicatriz desprovista de vegetación, la ausencia de una red de drenaje no jerarquizada, formación o presencia de grietas incipientes en la cabecera, existencia de dolinas en cabecera o al pie del deslizamiento, visualización de caída de rocas recientes en la masa deslizada, Inclinación o rotura de árboles creciendo dentro del cuerpo del deslizamiento, daños en edificios construidos en la masa deslizada o al pie de los deslizamientos.

En cuanto a la formación de grietas, muy abundantes en la zona de estudio, tienen una gran importancia al describir la actividad de los deslizamientos y caídas de rocas. Las grietas son consideradas como morfológicas precursoras de actividad de diferentes movimientos de ladera y de detección de inestabilidad en el terreno (Julián, 2019). Se podría decir que son un elemento sintomático de inestabilidad, ya que aparecen tanto en el material desplazado, como en el que permanece intacto, denotando una inestabilidad potencial y una mayor infiltración de agua. Generalmente, las grietas se desarrollan en cabecera de los deslizamientos disminuyendo la resistencia mecánica del macizo rocoso y favoreciendo la persistencia de las condiciones de inestabilidad del terreno y la reactivación del movimiento a favor de ellas (Villares et al., 2016; Ormaetxea et al., 2017).

A parte de los criterios geomorfológicos anteriormente mencionados, la teledetección representa una de las herramientas más habituales para la determinación de la actividad del deslizamiento. La fotogrametría, las técnicas “DoD” y el InSAR son las más utilizadas en la actualidad por su capacidad en la detección de movimiento con alta resolución. La fotogrametría consiste en el estudio seriado de fotografías aéreas de alta resolución espacial para detectar cambios sustanciales en la geometría de las laderas. La técnica DoD o “Difference of DEMs” consiste en la diferencia de modelos digitales de elevación de diferentes años para observar variaciones en el terreno (Casas et al., 2022). Esta técnica aplicada al estudio de deslizamientos ha sido empleada con éxito en los escarpes rocosos en la Tartera de Cambrils (Casas et al., 2022) y el deslizamiento rotacional de Andoin (Ormaetxea, et al., 2017). La técnica InSAR consiste en el procesado de interferogramas de imágenes satélite radar con diferentes algoritmos matemáticos y filtros de ruido (ESA, 2007). El procesado permite detectar, medir y estudiar muchas zonas donde se está produciendo subsidencia y hundimiento del terreno con una precisión milimétrica/centimétrica (Tomás et al., 2014 y Fernández Chacón et al 2015). Según concluyen (Fernández Chacón et al., 2015), por un lado, los métodos de teledetección basados en las técnicas INSAR, permiten cubrir áreas grandes y tienen una serie de medida temporal bastante constante, permitiendo obtención de información sobre

procesos geológicos no detectados por otras técnicas, mientras que los métodos de teledetección basados en la utilización de los datos LiDAR, y más concretamente con los MDE, son los que mejor pueden garantizar la situación pre- y post- eventos, siendo esenciales para la realización de modelos de susceptibilidad de zonas afectadas por movimientos de ladera.

Remarcando que en este TFG, el estudio se va a centrar en el método de teledetección basado en la resta de MDE obtenidos de los datos LiDAR, para analizar la evolución del escarpe y sus movimientos de ladera, puesto que la técnica InSAR requiere de potentes ordenadores y series temporales extensas no accesibles en este TFG.

2.2 Escarpes yesíferos: Origen y dinámica.

Un escarpe yesífero puede definirse como “una formación geomorfológica, de origen fluvial, que corta el terreno abruptamente, en forma de acantilado al final de una gran plataforma, con fuerte desnivel y decenas de metros de altitud, que aflora a la superficie debido al fuerte contraste litológico y estructural, que suele darse entre el material yesífero y las rocas circundantes, y que tiene como característica principal que los afloramientos yesíferos se encuentran en una posición elevada respecto al resto de materiales adyacentes. (Calaforra 1998)”.

Son muy frecuentes en sistemas fluviales que atraviesan formaciones evaporíticas. La génesis de los escarpes yesíferos, incluido el escarpe de Falces, surgen de la acción conjunta de la erosión fluvial y la resistencia mecánica de las rocas del relleno. Como señala (Guerrero y Gutiérrez, 2017) la elevada erodibilidad de las arcillas que bordean los afloramientos yesíferos es fundamental para su formación. La erosión fluvial arrastra con facilidad las arcillas dejando como material más resistente a los yesos que con el paso del tiempo y sucesivos episodios de erosión y encajamiento, terminan por pasar a ser los relieves positivos de mayor envergadura.

En el caso del escarpe yesífero de Falces, las Arcillas de Marcilla situadas al norte y sur de los Yesos de Falces presentan una baja resistencia y son mucho más erosionables que los yesos que actualmente ocupan las posiciones topográficamente más elevadas. Conforme, los yesos adquieren un relieve positivo, el río incide en ellos formando un escarpe que con el tiempo adquiere mayor longitud y altura. Aquí es donde empiezan a tomar importancia los principales riesgos producidos por los movimientos de ladera y su evolución.

Generalmente, la dinámica que suelen seguir estas morfologías es según (Lizaga et al., 2017): (1) socavación basal del río en el escarpe, (2) caídas de rocas o

bloques y deslizamientos (precedidas por formación de grietas y depresiones en cabecera), (3) eliminación de la masa deslizada por el río y (4), inicio nuevamente del proceso (Fig. 3).

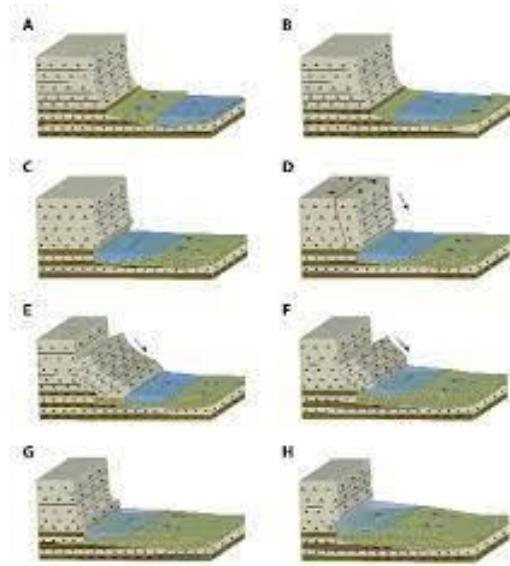


Figura 3. Evolución del escarpe yesífero. Fuente: (*Los escarpes yesíferos del río Ebro en el entorno de Zaragoza*).

3- Área de estudio.

3.1 Contexto geográfico.

El área de estudio, se encuentra situada principalmente en el término municipal de Falces, en el suroeste de la Comunidad Foral de Navarra, más concretamente en la región de la Ribera de Navarra, en la comarca de la Ribera Arga-Aragón. Sus límites municipales son: al norte el municipio de Miranda de Arga, al sur el municipio de Peralta, al este limita con los de Tafalla y Olite, y finalmente al oeste con los de Andosilla y Lerín.

Por otra parte, las fronteras naturales que delimitan la zona son: al Norte, el meandro del río Arga ubicado unos 3 kilómetros al Norte de Falces, al sur, la localidad de Peralta situada a unos 5 kilómetros de distancia de Falces, al este las terrazas del río Arga, y al oeste la margen izquierda del mismo río. La superficie de la zona de estudio oscila entre 27 km², si se tiene en cuenta la llanura de inundación del Arga, y 43 km² incluyendo sus terrazas fluviales.

A continuación se muestra una imagen del escarpe (Fig. 4), tomada en la salida de campo con visión frontal.



Figura 4. Visión frontal del escarpe en Falces desde la NA-6210. Fuente: (Elaboración propia).

En la siguiente figura (Fig. 5), se muestra una imagen de la ubicación geográfica de estudio.

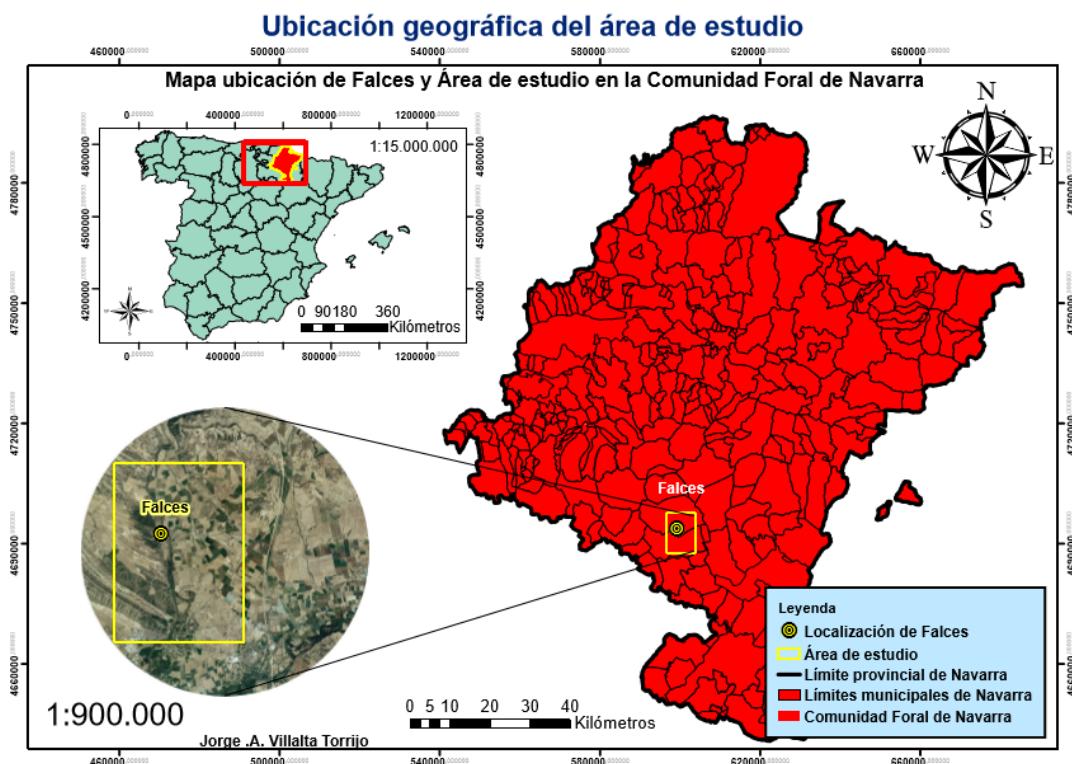


Figura 5. Mapa de ubicación geográfica del área de estudio en la Comunidad Foral de Navarra. Fuente: (Elaboración propia).

3.2 Contexto geológico.

Las principales unidades litológicas que van a aparecer en el área de estudio corresponden al período del Terciario (paleógeno y neógeno), más concretamente desde el Arveniense Superior hasta el Ageniense, incluyendo también el período del Cuaternario en la red fluvial. Su distribución espacial está condicionada por la presencia del “Anticlinal de Falces”, que atraviesa la zona de estudio de noroeste a sureste por su sector central con vergencia suroeste (Olivé et al., 2001). Este anticlinal

constituye un pliegue de crecimiento que se relaciona con un cabalgamiento enraizado al muro de la formación de los yesos, (Olivé et al., 2001).

La formación geológica que merece mayor atención es la unidad litológica “Yesos de Falces”. Esta formación Oligo-Miocena de más de 1000 m de espesor (Olivé et al., 2001) posee una gran representación cartográfica a ambos lados del río Arga y ha dado lugar a un escarpe yesífero en la margen derecha del río desde el Norte de Falces hasta las proximidades de Peralta. Aparece ocupando el núcleo de un anticlinal regional cuyo origen podría estar ligado al flujo de sal. Los estudios de campo y sondeos (Salvany, 1989) determinan que en la superficie constituye un conjunto yesífero muy deformado que consta de una alternancia de niveles decimétricos a métricos de yesos alabastrinos blanquecinos, yesos laminares negruzcos y margas verdosas depositados en un medio lacustre de elevada salinidad. Sin embargo, en profundidad, está formado por una alternancia de halita, glauberita y anhidrita que alternan con niveles arcillo-margosos.

Sobre la Formación Yesos de Falces, a ambos flancos del anticlinal se dispone concordantemente la Formación Arcillas de Marcilla con buzamientos de unos 30º. Esta unidad está representada por unos 100 m de arcillas ocres a rojizas masivas con intercalaciones de areniscas, margas y calizas en donde las intercalaciones tienden a adquirir mayor desarrollo hacia techo y hacia el flanco sur.

Finalmente, tanto los yesos como las formaciones detríticas arcillo-arenosas (lutitas, lutitas rojas, lutitas y areniscas) se encuentran parcialmente cubiertas por la llanura de inundación y los niveles cuaternarios de terrazas del río Arga constituidos por un conjunto de gravas y arenas.

3.3. Contexto geomorfológico.

A finales del Mioceno, un primitivo río Ebro capturó la Cuenca del Ebro e inició un proceso continuo de erosión remontante (García-Castellanos et al., 2003; Pérez-Rivarés, 2004). Con el tiempo, se desarrolló una red de afluentes que tenían sus cabeceras en la cordillera pirenaica y que disectaron el relleno Terciario. Uno de ellos, objeto de estudio de este TFG, fue el río Arga. El Arga es un afluente caudaloso con una cuenca de drenaje vertiente de 2730 km², (Confederación Hidrográfica del Ebro, 2008), y una aportación media anual de 53,5 m³/s, 1697 hm³/año (CHE, 2008, 2019). Nace cerca del collado de Urquiaga, (Navarra) y tras 150 kilómetros (longitud del río), desemboca pasada la localidad de Funes, en el río Aragón (afluente principal del río Ebro). La zona de estudio se sitúa en su tramo final, próximo a su desembocadura. Aquí, el río ha labrado un extenso valle de 2 a unos 4 kilómetros de anchura en la que

destaca la existencia de una amplia llanura de inundación limitada en su margen Este por niveles de terraza superiores y con numerosos paleomeandros que evidencian la importante dinámica del río. Por el contrario, en su margen este, la continua erosión motivada por sucesivos descensos del nivel de base del río Ebro (Benito et al., 2022) ha dado lugar a un escarpe prominente en yesos de hasta 140 metros de altura y paredes subverticales afectado por diferentes tipos de movimientos de ladera tales como caídas y deslizamientos (ver apartado 6. resultados). Es esta margen donde barrancos secundarios disectan paralelamente el Anticlinal de Falces para formar canales muy incididos con una gran pendiente y capacidad de transporte de sedimentos que forman abanicos aluviales al pie del escarpe y cuyos depósitos se sobre imponen sobre las gravas y arenas de la llanura de inundación del río Ega.

3.4 Clima.

El clima principal en la zona sería el continental o mediterráneo de interior, caracterizado por ser un clima templado con veranos secos y calurosos (AEMET, Gobierno de Navarra), e inviernos fríos, con alta variedad de temperaturas en primavera. Según la clasificación de Köppen (AEMET, 2000), pertenecería a una zona de climas templados de tipo C, más concretamente el Csa (mediterráneo), climas templados en los que la temperatura media de los inviernos fríos estaría entre 0 y 18°C, sin estación seca y con veranos templados, pero altamente influenciado por el clima.

En la zona de la Ribera de Navarra la aridez es la característica principal, con ausencia de precipitaciones, generalmente muy irregulares, con largos períodos sin precipitación. Las precipitaciones acumuladas medias anuales no superan los 500 l/m², la temperatura media anual varía entre 13,5°C y 14,4°C de norte a sur. El viento es otro elemento destacado, siendo más frecuente de noroeste a suroeste (AEMET, Gobierno de Navarra).

En definitiva la zona se caracterizaría más por un clima mediterráneo de interior muy influenciado por el Valle del Ebro.

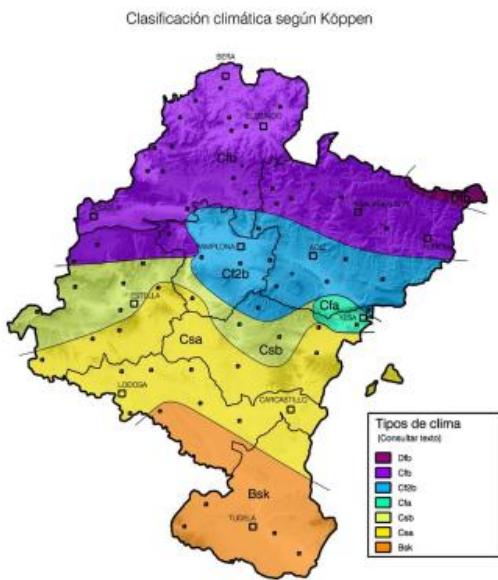


Figura 6. Clasificación climática según Köppen. Fuente: (Gobierno de Navarra, AEMET).

4- Metodología.

Para la realización del presente trabajo de fin de grado (TFG) se ha seguido la metodología que se va a describir a continuación. En primer lugar, se descargó la información digital existente de la zona de estudio incluyendo las ortofotos PNOA de máxima actualidad e históricas de los años 1956, 1984, 2003 y 2017 de la hoja 206 (Peralta), los fotogramas de los respectivos años para su visión tridimensional con estereoscopio, los datos LiDAR de los años 2012 y 2017, mapas geológicos y mapas geomorfológicos desde los centros de descargas del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y del Sistema de Información Territorial de Navarra (SITNA). Así mismo, se obtuvieron los mapas de zonas inundables del río Arga a través del Geoportal de la Confederación Hidrográfica del Ebro. Una vez obtenida la información, se realizó una revisión bibliográfica para obtener la información necesaria sobre procesos geológicos, geomorfología de escarpes y datos históricos relevantes sobre la zona de estudio. Se han utilizado diferentes buscadores como Google académico, Alcorze, Web of Science, Scopus y la base de datos GEOREf, especializada en geología y disponible desde la Web de la Biblioteca de la Universidad de Zaragoza.

Posteriormente, la elaboración de la cartografía preliminar se llevó a cabo la identificación de los elementos geomorfológicos mediante fotogrametría clásica con el programa Google Earth Pro. Las formas se trasladaron al software ArcGis en su versión 10.7 sobre la ortofoto de máxima actualidad. Esta cartografía preliminar fue comprobada y corregida en campo. Los datos tomados en el campo y la cartografía

digital definitiva han conformado la base para la descripción geomorfológica y zonificación de susceptibilidad del escarpe.

Con el fin de mejorar la cartografía y determinar la actividad de los movimientos de ladera existentes en la cartografía, se realizaron dos modelos digitales de elevación (MDE) de los años 2012 y 2017 a 1 m de resolución de pixel, gracias a las herramientas LasTools de ArcGIS. Para este proceso, se transformaron los archivos LiDAR en formato LAZ a LAS, con la herramienta Las Zip. Después, los datos LAS se cargaron en un nuevo fichero “LasDataset”, se filtraron activando la casilla “ground” y finalmente, se transformaron en un MDE con la herramienta “LasDataset to Raster”. Los mapas de sombreados (Hillshade) derivados de los MDE permitieron mejorar la cartografía digital marcando nuevas grietas en el escarpe, visionar y marcar los barrancos, trazar con detalle la posición del escarpe yesífero, diferenciar los niveles de terraza de la llanura de inundación y elaborar gráficas y tablas utilizando la herramienta “3D Analyst”.

A sí mismo, se aplicó una resta de los MDE (Técnica DoD) sustrayendo los datos del 2012 al 2017, siguiendo la metodología propuesta por (Fernández Chacón et al., 2015) o (Ormaetxea et al., 2017). Los datos resultantes de la resta fueron reclasificados en 10 clases mediante la herramienta “reclassify”.

Por otro lado, el estudio temporal de los fotogramas y ortofotos de los años 1956, 1984 y 2003 permitieron conocer la evolución del escarpe yesífero y el río Arga. Para ello, se prestó especial detalle en la situación del cauce del río en cada momento, la longitud y anchura de las grietas incipientes de movimientos de ladera y la posición geográfica del límite superior del escarpe para cartografiar el cauce del río Arga en cada uno de los años.

Para la realización de los mapas se utilizó el “Layout view” de ArcGis, para insertar todos los elementos de los mapas necesarios, autor, escala gráfica, escala numérica, leyenda, coordenadas, dirección, grid y título. En la decisión sobre cómo se han realizado los mapas mencionar algunas indicaciones:

- Debido a la gran extensión de la zona de estudio y para obtener una mejor visión de todas las morfologías cartografiadas (deslizamientos, dolinas, grietas y bloques caídos), los mapas principales incluido el mapa geomorfológico, han sido realizados en formato A3 y la zona de estudio se ha dividido en 8 sectores enumerados de Norte a Sur.

- Los deslizamientos y grietas reconocidas en la salida de campo y a través de fotogrametría han sido también numeradas de Norte a Sur.

-Los mapas de los sectores 3, 4 y 5 que incluyen a la población de Falces, presentan una mayor escala y detalle debido al riesgo que los movimientos de ladera conllevan a la población.

-Se han introducido los mapas lidar en menor tamaño y más escala con la herramienta del Layout view del Data Frame en ArcGis en los sectores correspondientes para observar el grado de hundimiento en la zona del escarpe.

5-Objetivos.

Los principales objetivos generales de este trabajo son:

- Realizar un mapa geomorfológico de la zona de estudio.
- Elaborar un mapa de susceptibilidad a los movimientos de ladera que sirva como herramienta de gestión para evitar futuros accidentes. (Mapas de Sectores con los principales riesgos geomorfológicos cartografiados).
- Interpretar, describir y entender los mapas realizados, para poder conocer las causas, consecuencias y evolución de la zona en cuestión.
- Determinar la evolución histórica del escarpe entre los años 1956 y 2022 mediante herramientas de teledetección.

Para lograr los objetivos generales, es indispensable lograr los siguientes objetivos específicos:

- Identificar y cartografiar las principales formas geomorfológicas que ocurren en la zona de estudio a través de Google Earth Pro y ortofotografías del PNOA, prestando atención a las principales zonas activas de deslizamientos, grietas y dolinas, como elementos precursores.

- Reconocer y evaluar las morfologías de ladera y corregir posibles errores de la cartografía digital en el campo. En dicha salida, se han identificado los principales procesos activos haciendo hincapié en los criterios geológicos que permitan determinar su posible actividad.

-Obtener información histórica del escarpe mediante herramientas de teledetección para el estudio de su evolución desde 1956.

-Analizar la actividad y evolución futura de los procesos geomorfológicos de la zona para establecer las zonas de mayor riesgo y prevenir futuros accidentes.

-Analizar y caracterizar la evolución del río Arga en el tiempo y determinar su relación con la génesis y evolución del escarpe de yesos. Dentro de este objetivo, se

determinará la zona inundable en Falces, así como el posible riesgo de inundación en la localidad.

6- Resultados.

En el presente apartado, se adjuntan los resultados obtenidos en este trabajo, y con los cuales, se pretenden alcanzar los objetivos propuestos en el apartado 5.

6.1 Descripción geomorfológica general:

Se va a realizar una descripción general geomorfológica del área de estudio, detallando sus principales elementos geológicos y geomorfológicos, así como los principales movimientos de ladera que aparecen.

La siguiente Figura (Fig.7) muestra la cartografía geomorfológica del área de estudio, que se va a describir.

En el Anexo II, se muestra el mapa geomorfológico en formato A3, para su mejor visualización.

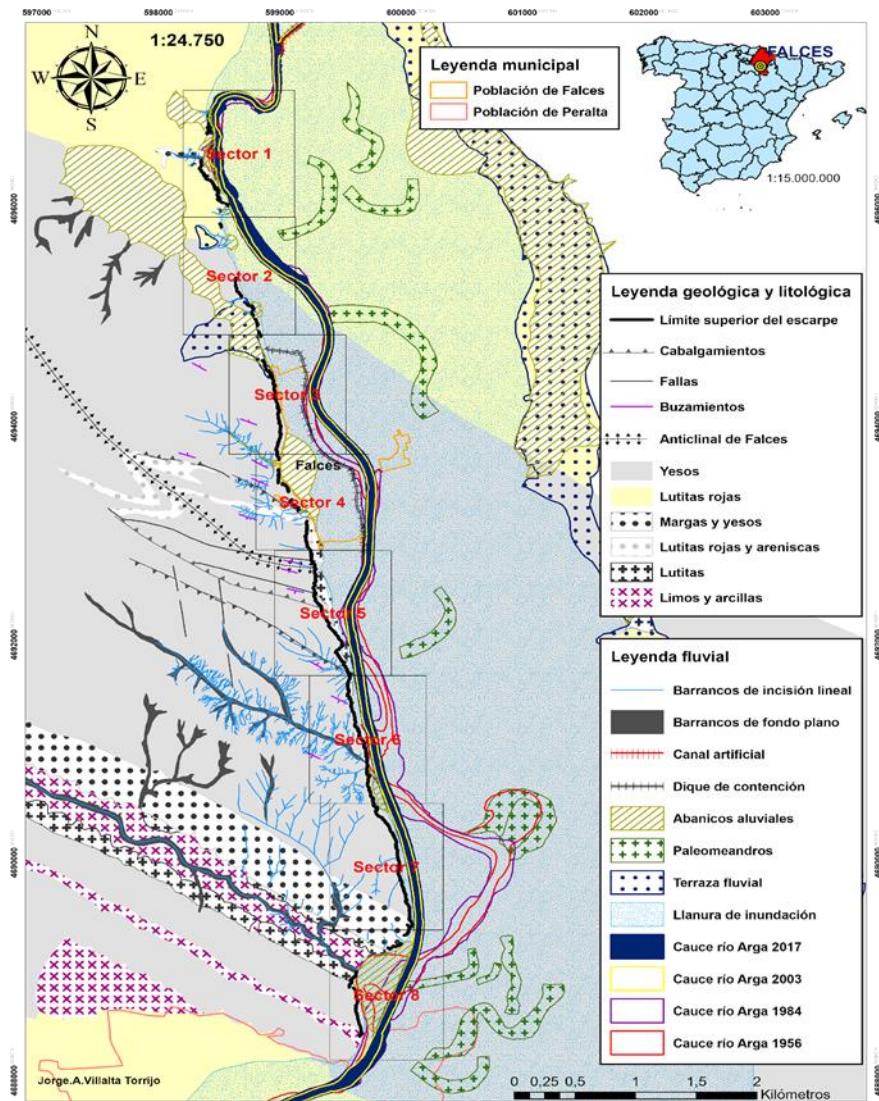


Figura 7. Mapa geomorfológico de la zona entre los municipios de Falces y Peralta y en que se muestran la ubicación del escarpe yesífero, los paleomeandros y la posición del cauce del río Arga desde el 1956.

A su vez, el mapa, se ha dividido en 8 sectores, que serán a su vez submapas del mapa geomorfológico general (Fig. 7) para centrar la atención en la evolución del escarpe y los movimientos de ladera presentes. En estos se describirán los deslizamientos, grietas, dolinas, caída de rocas, bloques caídos, la evolución del límite superior del escarpe y el hundimiento de este. Estos 8 mapas, se adjuntan en los anexos III al IX para un mejor visionado de los mismos. Los distintos mapas son:

- Sectores 1 y 2. Falces Norte. Anexo III.
- Sector 3. Falces (Municipio. Trincheras). Anexo IV.
- Sector 4. Falces (Ermita del Salvador). Anexo V.
- Sector 5 Falces Sur. Anexo VI.

-Sector 6 Falces Sur (2). Anexo VII.

-Sector 7 Falces Sur (3). Anexo VIII.

-Sector 8 Falces-Peralta. Anexo IX.

El área de estudio está principalmente caracterizada por el escarpe fluvial de Falces excavado sobre los “Yesos de Falces” (apartado 2.2 y 3.2), siendo la formación litológica más importante y que aparece a ambos lados del Arga. Esta morfología aparece desde el meandro del río Arga situado al norte del municipio de Falces hasta el inicio de la localidad de Peralta, atravesando transversalmente el Anticlinal de Falces. El escarpe se extiende al norte y sur de la formación yesífera sobre margas, yesos y lutitas rojas las cuales dan un color rojizo al macizo rocoso en algunos sectores.

La principales formaciones litológicas que aparecen en el mapa son Yesos de Falces, Lutitas rojas, al norte y al sur del mapa, siguiendo la sucesión lutitas rojas-yesos-lutitas rojas, Limos y Arcillas, al sur, presentes en el barranco de la sierra al lado de Peralta, Margas y Yesos, en los barrancos al Norte siguiendo el límite superior del escarpe y al sur, en la zona de barrancos que acaba en el Sector 8, y por último una formación muy característica de Lutitas rojas y Areniscas en la parte central del escarpe y Yesos de Falces, está incluida dentro de la formación yesífera y que va hacia el exterior en la zona del límite superior del escarpe.

Continuando con las formaciones geológicas, hay varios pequeños cabalgamientos que afectan al escarpe, en total 4, dos con dirección norte y dos con dirección sur, siendo los más relevantes los que aparecen en la parte central (en torno al sector 5). Su generación podría surgir evidenciando la actividad halocinética en el escarpe debida al Anticlinal de Falces (Olivé et al., 2001).

Los buzamientos también están presentes en el escarpe, se han marcado 11 con distintas direcciones y ángulos de inclinación. Según (Olivé et al., 2001), sobre la formación de los yesos, se disponen otras formaciones como la de Marcilla y Lerín, constituyendo una serie de monocinales a ambos flancos del pliegue, que podrían ser los causantes de la aparición de estos buzamientos con una inclinación de 10-30º en el flanco norte, y 25-60º en el flanco sur.

Aparecen fallas, 3 en dirección horizontal y dos en dirección vertical, que afectan al escarpe, (Olivé et al., 2001) explican que afectan como actividad neotectónica sobre los sustratos evaporíticos (sobre los yesos), son de dirección Este-Oeste, y Norte Sur, obedecen a un campo local de esfuerzos distensivos con esfuerzo

mínimo σ3, según una dirección. Estas manifestaciones corresponderían al Mioceno hasta tiempos recientes (Olivé et al., 2001).

En este tramo, el río Arga muestra un trazado meandriforme con dirección norte-sur sobre una llanura de inundación extensa de hasta 4 km de anchura con antiguos paleomeandros. En total se han contabilizado 11 paleocauces, 6 en su parte inferior cerca de Peralta (influyó también la canalización del bajo Arga a partir de los 80; Ollero et al., 2007), 3 en su zona norte y los otros dos se encuentran uno, aguas arriba de Falces, y otro aguas abajo. La presencia de antiguos cauces, deja patente el constante cambio del cauce del río a lo largo de los años y el poder cambiante que tiene el Arga en este tramo final de su curso (ver apartado 6.5 Dinámica del río).

La llanura de inundación, limita directamente con el escarpe de yesos en su margen oeste y con la zona de terrazas en margen este. Estas presentan alturas que oscilan entre los 8 y los 100 m (Olive et al., 2001). Esta disposición asimétrica con terrazas en una margen y un escarpe yesífero en su margen opuesta es representativa y común de la mayoría de los ríos españoles que atraviesan formaciones evaporíticas (Guerrero et al., 2017).

Dentro del modelado fluvial, destacan los barrancos de incisión lineal y de fondo plano. Los primeros aparecen principalmente excavados sobre la charnela del anticlinal o los flancos del mismo dando lugar a profundas incisiones gracias a la gran diferencia de relieve que hay entre la llanura de inundación del río Arga y la cresta del anticlinal. Por el contrario, los barrancos de fondo plano requieren para su formación de litologías más blandas, y por ello, se forman en las facies arcillosas y margosas situadas en los flancos norte y sur del Anticlinal adquiriendo una dirección paralela al eje del mismo.

Tanto los barrancos de incisión lineal como los de fondo plano forman extensos abanicos al pie del escarpe sobre la llanura de inundación. Destacan por sus dimensiones los abanicos situados al norte del Anticlinal, el abanico de Falces sobre el que está construido la población y el que conecta con el barranco de fondo plano labrado sobre margas y situado en el sector 6.

En lo referente al escarpe, este presenta una longitud de 8 kilómetros y una altura máxima de 140 m en su zona central donde adquiere su mayor expresión. Su dinámica está caracterizada por un retroceso continuo debido a la socavación de su base por el río. Como consecuencia, la formación de movimientos de ladera es frecuentes siendo los deslizamientos y caídas de rocas los más habituales. Se han reconocido un total de 13 deslizamientos entre el sector 4 y 7 con áreas que oscilan

entre los 300 y 15000 m² (ver tabla 1). De ellos, todos muestran evidencias de actividad a excepción de los deslizamientos D2 y D4 que aparentemente se encuentran inactivos. Curiosamente, estos dos últimos deslizamientos son también los más modernos, habiéndose formado entre los años 1956 y 1984. El resto ya son reconocibles en la ortofoto de 1956 y por tanto anteriores a esa edad (Tabla 1).

Se han dividido según su tipo y según su actividad, y se han coloreado en los mapas en rojo, los activos y en amarillo los inactivos, para determinar su actividad, se establecieron una serie de criterios mencionados en el apartado 2.1 (movimientos de ladera) en la salida de campo.

Para determinar su área se utilizó la calculadora del ArcGis en su versión 10.7, y para determinar su edad, se hizo un visionado en las ortofotos de los diferentes años para determinar su presencia o no.

Tabla 1. Tabla descriptiva de los deslizamientos que afectan al escarpe yesífero entre los municipios de Falces y Peralta. Según su área, Nº de cuerpos, edad, tipo, actividad e Indicios de actividad. Fuente: (Elaboración propia).

Deslizamientos						
Nomenclatura	Área (m ²)	Nº de Cuerpos	Edad	Tipo	Actividad	Indicios de actividad
D1	341	1	Antes de 1956	Traslacional	Inactivo	10,13,14,15
D2	415	1	Desde 1984/ Entre 1956-1984	Traslacional	Activo	1,4
D3	1646	1	Antes de 1956	Rotacional	Activo	4,8
D4	2300	1	Desde 1984/ Entre 1956-1984	Rotacional	Activo	2,5,6,7,8,9
D5	8014	2	Antes de 1956	Rotacional	Activo	2,5,7,9
D6	9425	1	Antes de 1956	Rotacional	Inactivo	11,12,14
D7	9780	2	Antes de 1956	Rotacional	Inactivo	11,12
D8	5935	1	Antes de 1956	Rotacional	Activo	1,4,
D9	15217	1	Antes de 1956	Rotacional	Activo	1,4,5
D10	3191	2	Antes de 1956	Rotacional + caída de bloques	Activo	3,4,6
D11	891	2	Antes de 1956	Rotacional	Activo	1,4
D12	6118	1	Antes de 1956	Rotacional	Activo	1,5,6
D13	10280	2	Antes de 1956	Rotacional	Inactivo	11,12,14

CRITERIOS DE ACTIVIDAD/NO ACTIVIDAD: 1-Grietas activas, 2-Grietas incipientes, 3-Caída de rocas, 4-Masa de bloques reciente o bloque levantado, 5-Dolinas superiores, al pie, 6-Retranqueo del escarpe, 7-Vegetación afectada, 8-Mallados, estructuras de prevención, (gunitado), 9-Casas afectadas,. NO ACTIVIDAD: 10- Grietas rellenas, 11-Masa de bloques antigua, 12-Vegetación crecida no afectada, 13- Plano de rocas no desplazado, 14-Sin presencia de dolinas, 15- Casas sin afecciones..

Las grietas son uno de los elementos morfológicos más importantes del presente trabajo, ya que tienen mucha importancia en muchos de los movimientos de ladera que ocurren en el escarpe al ser precursoras de futuros movimientos (Julián, 2019). Se han cartografiado 33 grietas en total, que comienzan su aparición en el escarpe a partir del Sector 4, hasta el Sector 7. Remarcarse que hay una zona de grandes grietas, en el Sector 5 (Falces Sur), Anexo VII. En esta zona, se ha realizado un estudio exhaustivo de sus perfiles y evolución, ya que son las de mayor longitud y anchura, y además, por su cercanía a Falces, hacen que sean unas grietas que merezcan mayor atención (apartado 6.3).



Figura 8 Zona de grandes grietas, (G18), vista desde el escarpe, en Falces. Fuente: (Jesús Guerrero).

La tabla 2 muestra el estudio de evolución de las grietas, su longitud y anchura de todas las grietas, así como también su edad y evolución a lo largo de los años, para entender a su vez cómo han ido evolucionando en el escarpe.

Tabla 2 Longitudes y anchura de las grietas en metros. Fuente: (Elaboración propia).

Nomenclatura	Longitudes de las grietas (metros)				Anchura (metros)
Grieta (referencia 2017) marcaje actual	Año				
	1956	1984	2003	2017	2017
G1				28	Menor de 1,5
G2			43	18	Menor de 1,5
G3				21	20
G4				17	11,5
G5				16	3
G6				50	8,37
G7				27	Menor de 1,5
G8				30	Menor de 1,5
G9				30	Menor de 1,5
G10	16	20	20	3	
G11			47	2,4	
G12			62	Menor de 1,5	
G13	54	57	79	5,3	
G14	84	125	137	146	13,84
G15	14	15	81	Menor de 1,5	
G16	44	63	100	109	3,39
G17				122	1,5
G18	182	184	242	268	11,15
G19	100	115	126	194	25
G20	94	95	113	138	9,78
G21	28	40	55	121	15
G22	117	120	138	154	6,82
G23	90	91	94	151	13,43
G24	18	57	57	8,9	
G25	74	80	95	110	Menor de 1,5
G26	27	35	46	7,26	
G27		36	52	Menor de 1,5	
G28			63	13,3	
G29		22	71	Menor de 1,5	
G30			58	5	
G31			71	19	
G32	95	131	211	Menor de 1,5	
G33		18	29	3,36	

De estos datos se observa que todas las grietas aumentan en longitud y anchura con el paso del tiempo a excepción de la G10 que se mantiene constante y la G2 que disminuye por la interceptación del D4 de parte de su traza. Siguiendo esta tendencia las grietas más antiguas son a su vez las de mayores dimensiones dado que han tenido más tiempo para crecer. Las de mayor longitud con trazas de más de 100 m aparecen agrupadas en el sector 5, al sur de la localidad de Falces (ANEXO VI) con la G18 como la grieta mayor con 268 m de longitud.

Tabla 3. Tasa de crecimiento de las grietas en m/año entre el 1956 y 2017.

Grieta	1956-1984	1984-2003	2003-2017
G2	-	-	-1.78 (-25/14)
G10	-	0.21 (4/19)	0
G13	-	0.16 (3/19)	1.57 (22/14)
G14	1.51 (41/27)	0.63 (12/19)	0.64 (9/14)
G15	-	0.05 (1/19)	4.71 (66/14)
G16	0.70 (19/27)	1.94 (37/19)	0.64 (9/14)
G18	0.07 (2/27)	3.05(58/19)	1.85 (26/14)
G19	0.55 (15/27)	0.57 (11/19)	4.85 (68/14)
G20	0.03 (1/27)	0.95 (18/19)	1.78 (25/14)
G21	0.44 (12/27)	0.79 (15/19)	4.71 (66/14)
G22	0.11 (3/27)	0.95 (18/19)	1.14 (16/14)
G23	0.03 (1/27)	0.16 (3/19)	4.07 (57/14)
G24	-	2.05 (39/19)	0 (0/14)
G25	0.22 (6/27)	0.79 (15/19)	1.07 (15/14)
G26	-	0.42 (8/19)	0.78 (11/14)
G27	-	1.89 (36/19)	1.14 (16/14)
G29	-	1.15 (22/19)	3.5 (49/14)
G32	-	1.89 (36/19)	5.71 (80/14)
G33	-	0.95 (18/19)	0.78 (11/14)

Junto a las grietas, la presencia de dolinas suele ser precursora de futuros movimientos. Atendiendo a su importancia, se han cartografiado a lo largo de todo el escarpe un total de 30 dolinas, desde el sector 1 hasta el sector 7 a excepción del sector 8 que es el único que carece de estas morfologías. Las más relevantes las encontramos en los sectores, 4, 5 y 6, siendo las de mayor importancia, las cartografiadas en el sector 4, justo debajo de la ermita del Salvador. En esta zona, las dolinas tienen de 7 a 35 m de eje mayor y de 2 a 6 m de profundidad. Su morfologías tienden a ser el de una elipse con su eje mayor orientado a favor de la dirección del escarpe evolucionando a nuevas grietas como se puede observar en el sector 4 anexo V, en donde, son precursoras de la formación de las grietas 3 y 4 (Fig. 9). Además su posición en el escarpe encima de los deslizamientos activos 4 y 5 demuestran que su presencia es, sin ninguna duda, un indicio claro de inestabilidad del escarpe. Igualmente, la dolina situada en el norte del Sector 6 ha evolucionado a la grieta 29 en una zona en la que se reconoce un retroceso considerable del escarpe desde 1956.

Tabla 4 Características de las dolinas más importantes. Fuente. (Elaboración propia)

Dolinas	Eje mayor (m)	Profundidad (m)	Área (m ²)
Dolina 1 (ermita)	35	6	843
Dolina 2 (ermita)	25	4,13	158
Dolina 3 (en G29)	7,76	2,13	211

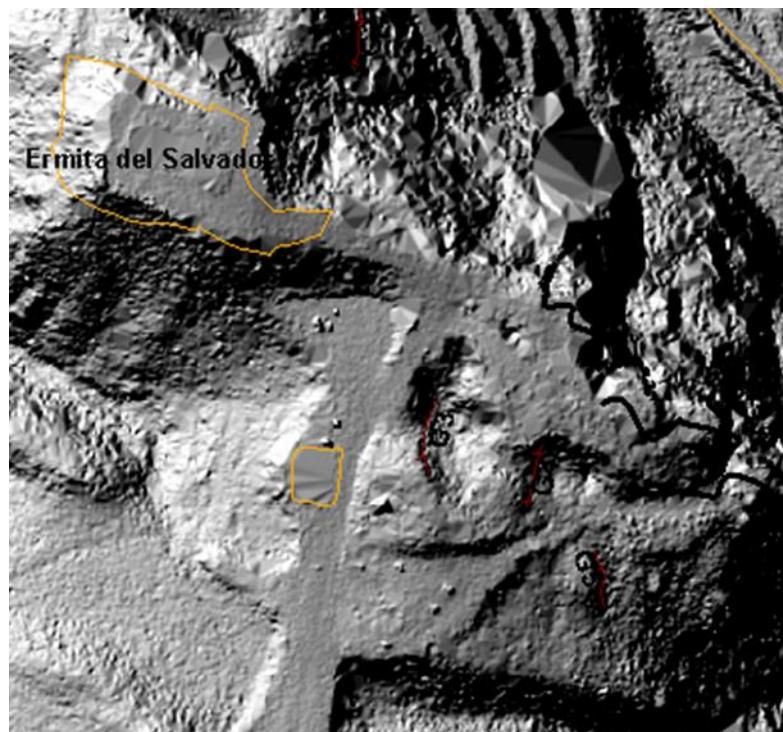


Figura 9 Hillshade del sector x en la zona de la ermita en la que se aprecian dos dolinas que han evolucionado a grietas. Fuente:(Elaboración propia).

6.2. Descripción detallada de los deslizamientos.

En este apartado, se va a realizar una breve descripción de los movimientos más importantes que afectan al escarpe yesífero bien por sus dimensiones o por su proximidad a la población de Falces.

Deslizamiento 1 (D1):

Se encuentra en el mapa Sector 4, Falces (Ermita del Salvador) (Anexo V). Se corresponde con deslizamiento translacional de 341 m² y un solo cuerpo separado del escarpe por una grieta rellena que ya era visible antes del 1956. Aparentemente inactivo puesto que hay una casa apoyada sobre la masa deslizada y que no presenta daños. Tomando como referencia, el nivel de yesos superior, el desplazamiento total de la masa deslizada ha sido de en torno a 1 m.



Figura 10. Deslizamiento 1 (D1). Fuente (Elaboración propia).

Deslizamiento 2 (D2):

Se encuentra en el mapa Sector 4 Falces (Ermita del Salvador). Anexo V. Se trata de un deslizamiento translacional de 415 m² y un solo cuerpo cuya formación tuvo lugar entre 1956 y 1984. Su plano de deslizamiento coincide con el plano de estratificación de un nivel yesífero potente que buza hacia el valle lateral. La presencia de grietas de orden métrico a lo largo de toda su cabecera y bloques caídos en el pie apuntan a que es un deslizamiento activo favorecido por la continua incisión del barranco de incisión lateral que descarga sus aguas en el abanico aluvial de la localidad de Falces.



Figura 11. Deslizamiento 2 (D2). Fuente: (Elaboración propia).

Deslizamiento 3 (D3):

Se encuentra en el mapa Sector 4 Falces (Ermita del Salvador), Anexo V. Nos encontramos ante un deslizamiento rotacional de 1646 m² y un solo cuerpo que ha provocado la rotación de las capas de yeso contrapendiente. El rellano de la parte de superior se observa ya cubierto y está lleno de una masa de limos yesíferos masivos. En su parte inferior, se reconoce una segunda cicatriz con aspecto fresco y sin vegetación que es una clara evidencia de actividad. Una pista situada al pie presenta un piso levantado con abultamientos y hundimientos patentes que dificultan su tránsito. Además, se ha instalado una malla de acero para prevenir la caída de rocas desde su cicatriz. Tanto los daños en la pista como el mallado corroboran que hay movimiento en la actualidad.



Figura 12 Deslizamiento 3 (D3). Fuente: (Elaboración propia).



Figura 13 Cartel de atención, mallado y piso irregular en el deslizamiento 3 (D3). Fuente: (Elaboración propia).

Deslizamiento 4 (D4):

Se encuentra en el mapa Sector 4 Falces (Ermita del Salvador), Anexo V, justo debajo de la ermita del Salvador. Este deslizamiento rotacional contiene una superficie media de unos 2300 m² y aparece junto al D5 en una zona muy activa caracterizada por la presencia de grandes dolinas en la cabecera de los deslizamientos, las cuales favorecen la formación de nuevas grietas incipientes y constatan la actividad de la

zona. Una casa situada en el pie del deslizamiento está dañada (Fig. 15) con grietas centimétricas a decimétricas que la atraviesan verticalmente del techo al suelo y otras horizontales que ya han sido reparadas en varias ocasiones. Además, hay numerosos bloques caídos y acumulados en su pie que evidencian su elevada actividad. Con el fin de evitar estas caídas, se ha instalado un mallado anclado y la masa deslizada ha sido gunitada (hormigón vertido con manguera a alta presión cubriendo su superficie).



Figura 14. Deslizamiento (D4). Fuente: (Elaboración propia).



Figura 15. Gunitado en el deslizamiento 4 para contener el movimiento, a su lado, casa blanca con una grieta que divide la casa en dos frente al mismo deslizamiento. Fuente: (Elaboración propia).

Deslizamiento 5 (D5):

Al igual que el deslizamiento anterior, se encuentra en el mapa Sector 4 Falces (Ermita del Salvador), Anexo V. Es un movimiento rotacional de mayores dimensiones que el D4, alcanzando una superficie de unos 8000 m² y cuya formación fue anterior al 1956. Está formado por dos cuerpos bien diferenciados por una cicatriz secundaria situada en su parte más sur, próxima a su pie. Algunos pinos aislados que han crecido en la masa deslizada se encuentran torcidos hacia el pie, lo que representa una señal inequívoca de desplazamiento. Su actividad se corrobora por la existencia de dolinas de gran tamaño, con casi 10 metros de profundidad y 20 metros de diámetro en su parte superior y una cabecera desprovista de vegetación, aspecto fresco y numerosas grietas con geometría en planta de anfiteatro y abertura de hasta 50 cm que individualizan un gran bloque que es posible que se desplome en un futuro próximo.



Figura 16. Deslizamiento 5 (D5). Fuente: (Elaboración propia).

Deslizamiento 6 (D6):

Se encuentra en el mapa Sector 4 Falces (Ermita del Salvador), Anexo V. Se trata de un gran deslizamiento rotacional de unos 9400 m², aparentemente inactivo debido a las siguientes causas: (1) No hay otros deslizamientos al pie ni grietas en su cabecera, (2) Un pino situado en el propio plano de deslizamiento, en su margen norte, está en buen estado, (3) no muestra cambios aparentes con respecto a la imagen del 1956 y (4) las viviendas situadas en su base no están dañadas.



Figura 17. Deslizamiento 6 (D6). Fuente: (Elaboración propia).

Deslizamiento 7 (D7):

Se encuentra en el mapa Sector 5 Falces Sur, Anexo VI. Es un gran deslizamiento de casi 9800 m² aparentemente inactivo, anterior a 1956 y formado por dos cuerpos, uno de mayores dimensiones hacia el sur y otro más pequeño, individualizado en su pie por una cicatriz secundaria. Se encuentra colonizado por vegetación sin afecciones.



Figura 18. Deslizamiento (D7). Fuente: (Elaboración propia).

Deslizamiento 8 (D8):

Se encuentra en el mapa Sector 5 Falces Sur, Anexo VI. Se corresponde con un deslizamiento rotacional activo reconocible ya en las ortofotos de 1956. El plano de deslizamiento aprovecha un nivel potente de arcillas rojas intercaladas entre la serie evaporítica. Son frecuentes las caídas de rocas desde su cicatriz que cubren parte de la superficie de la masa deslizada. En su parte superior, próximas a su escarpe de cabecera, encontramos dolinas de pequeñas dimensiones y las grietas G25 y G26. Ambos indicios geomorfológicos apuntan hacia una actividad reciente.



Figura 19. Deslizamiento 8 (D8). Fuente: (Elaboración propia).

Deslizamiento 9 (D9):

Se encuentra en el mapa Sector 5 Falces Sur, Anexo VI. Este deslizamiento rotacional es el grande de toda la zona de estudio con una superficie de más de 15000 m². Muestra señales claras de actividad tales como grietas de centenares de metros de longitud y abertura métrica (ver grieta G27) y la presencia de dolinas en la cabecera del deslizamiento, numerosos bloques de varios m de eje mayor sobre la superficie del deslizamiento procedentes de su cicatriz y la presencia de una cicatriz secundaria con grietas asociadas en su parte media.

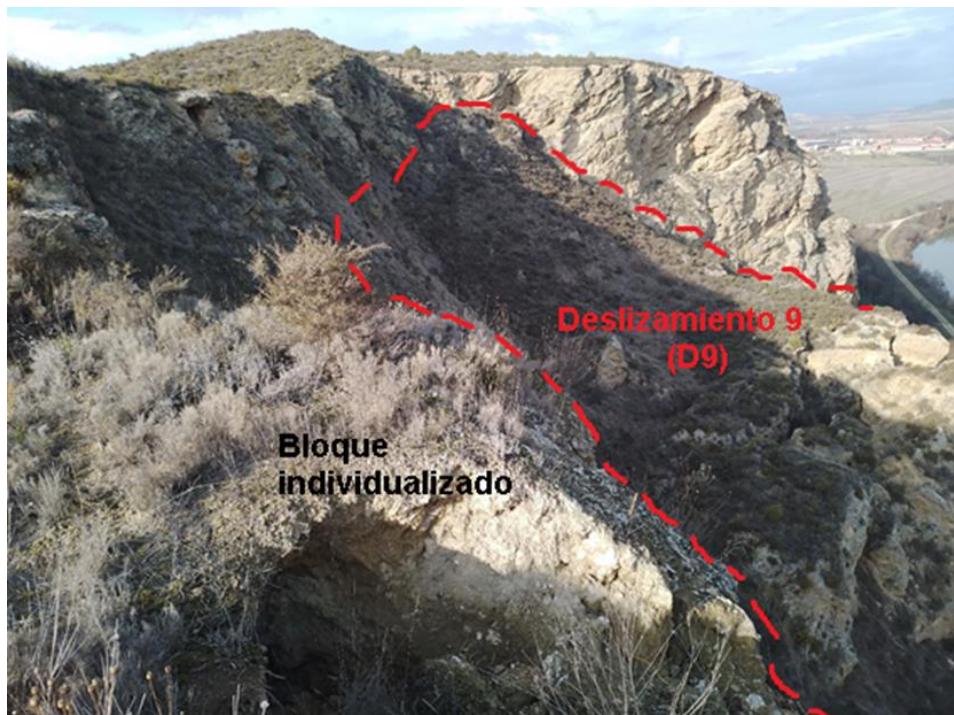


Figura 20. Deslizamiento 9 (D9). Fuente:(Elaboración propia)

Deslizamiento 10 (D10):

Se encuentra en el mapa Sector 5 Falces Sur, Anexo VI junto al D9. La rotación de las capas de yeso evidencia claramente su carácter rotacional. No obstante, se trata de un movimiento mixto, en el que la caída de rocas tiene un papel importante. De hecho la masa deslizada, se encuentra tapizada por numerosos bloques y una caída reciente que forma un canal en su parte media y un lóbulo de acumulación al pie. Es quizás es deslizamiento más activo de la zona de estudio, en el que el retranqueo del escarpe es evidente desde el 1956. El motivo se debe a la posición del río en su base, que socaba el pie del deslizamiento y favorece los procesos de retroceso. Este mecanismo sigue activo en la actualidad como evidencian las grietas existentes en su cabecera que individualizan bloques en condiciones inestables.

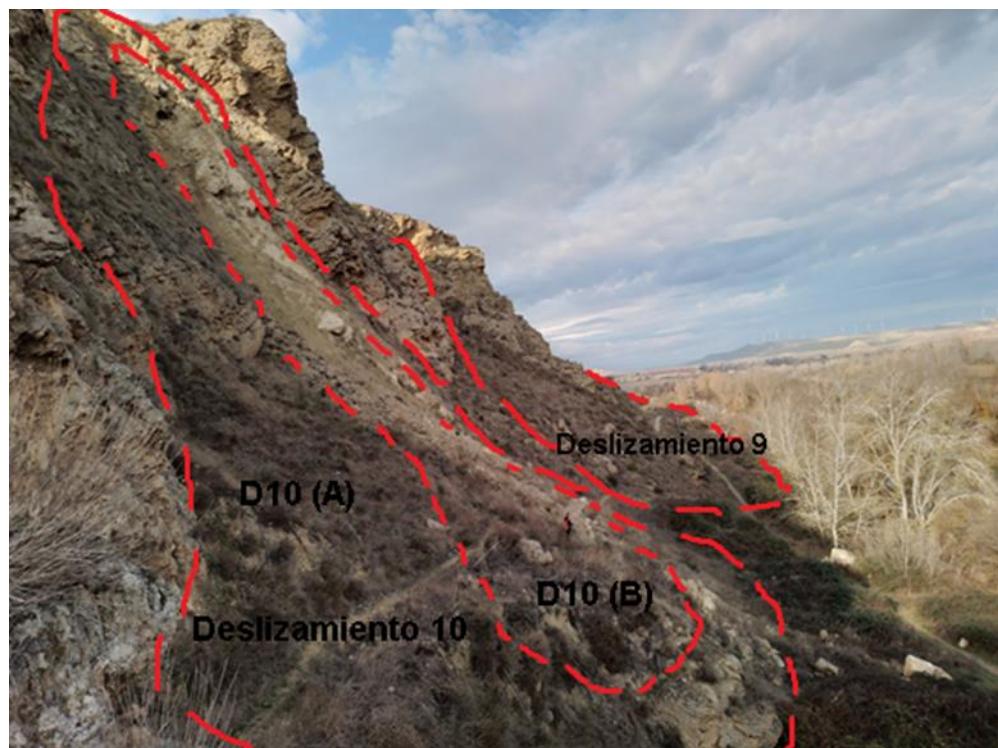


Figura 21. Deslizamiento 10 (D10). Fuente: Jesús Guerrero.

Deslizamiento 11 (D11):

Se encuentra en el mapa Sector 5 Falces Sur, Anexo VI.

Descripción: Deslizamiento rotacional, aparentemente activo, hay masas de bloques caídos y confluye en una gran grieta superior, se observa rotación en las capas.



Figura 22. Deslizamiento 11 (D11). Fuente: (Elaboración propia).

Tabla 5. Deslizamientos de dos cuerpos. Áreas (m^2)

Deslizamientos de 2 cuerpos				
Nomenclatura	Nº Cuerpos	Área cuerpo A (m^2)	Área cuerpo B (m^2)	Área total (m^2)
D5	2	6992	1022	8014
D7	2	9221	559	9780
D10	2	2517	674	3191
D11	2	788	103	891
D13	2	7762	2518	10280

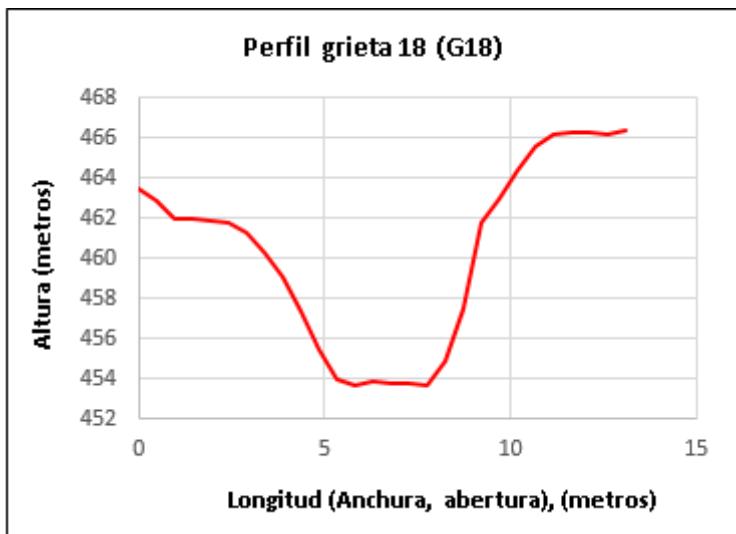
Concluir, el presente apartado diciendo que en la tabla principal de deslizamientos se incluyen todas sus características, área, tipo, actividad, y criterios que ayudan a su clasificación.

6.3. Grietas del sector 5.

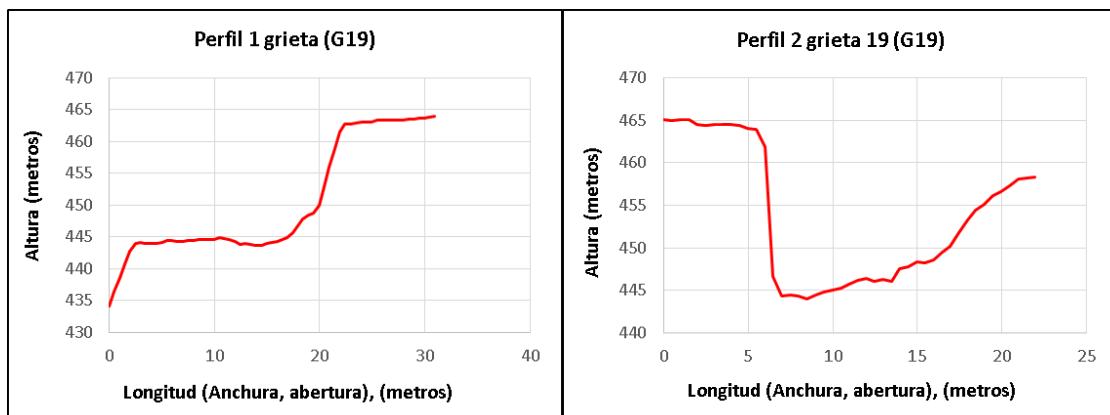
Una vez, expuestas las tablas de la evolución de la longitud, para estudiar los parámetros de anchura y profundidad se utilizó la herramienta del 3D Analyst que sirvió de ayuda para sacar los perfiles de cada una de las grietas y poder estudiar en las otras dos dimensiones las grietas.

No se han extraído perfiles de todas las grietas, ya que algunas tenían menos de 0,5 metros de profundidad y se ha considerado que su perfil y anchura no son suficientes como para elaborar los gráficos del estudio. Del resto, de las que sí se ha considerado que tenían profundidad suficiente o anchura, se han elaborado los perfiles de las grietas para estudiar más en detalle su evolución.

En este apartado se describe en detalle de la zona de grandes grietas del Sector 5 (ver anexo VI) por medio de la obtención de perfiles topográficos.

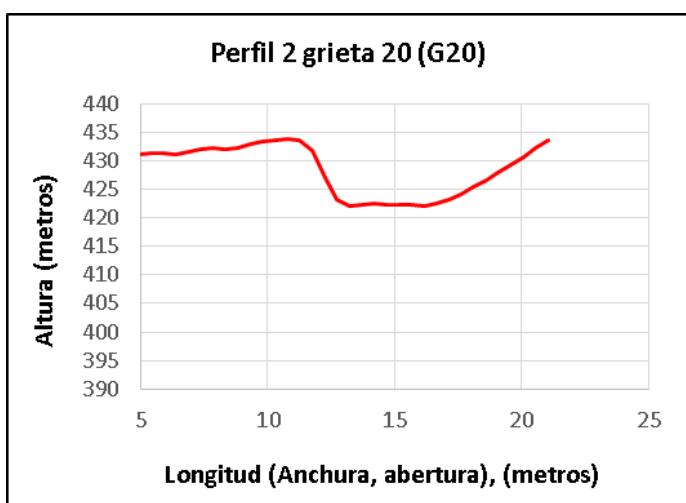
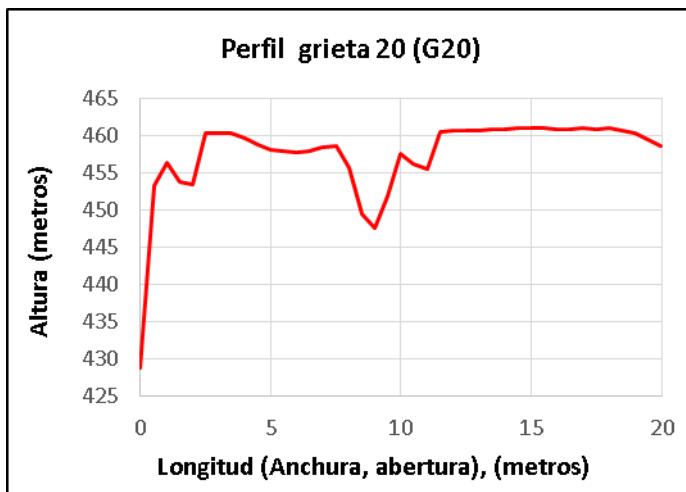


Gráfica 1. Perfil grieta 18 (G18). Fuente: (Elaboración propia).

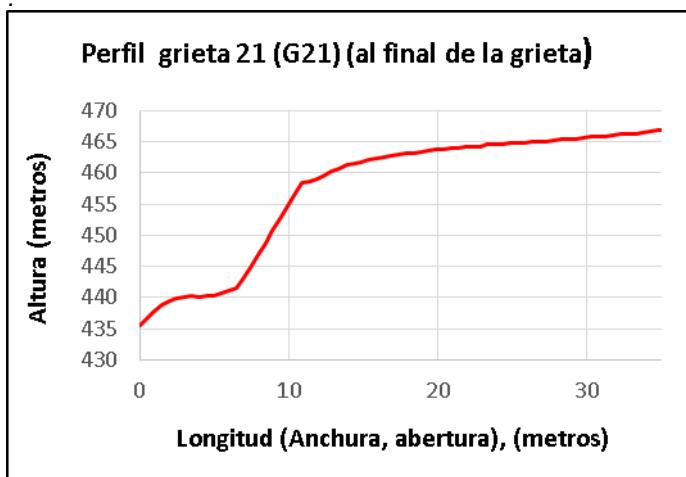


Gráfica 2. Perfiles grieta 19 (G19). Fuente: (Elaboración propia).

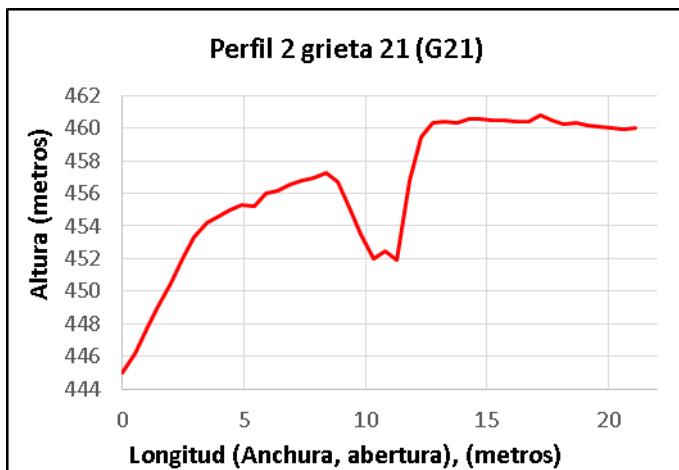
En estas primeras gráficas, se muestran los perfiles de las grietas 18 y 19, presentes en el mapa Sector 5 (Falces Sur), esta zona se encuentra muy deteriorada, y como se puede comprobar las aberturas de estas grietas son superiores a los 10 metros, en alguna llegando a casi 20 o más, y alcanzando profundidades de más de 20 metros, incluso la grieta 19 superiores, ya que ha habido caídas en el escarpe.



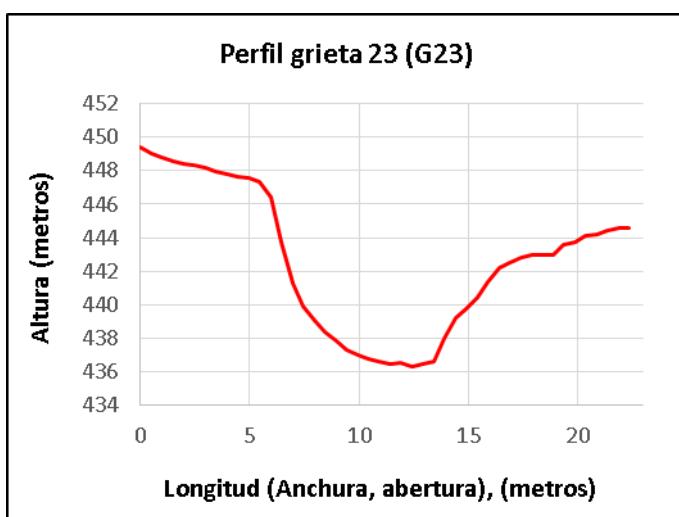
Gráfica 3 y 4. Perfiles grieta 20 (G20). Fuente: (Elaboración propia)



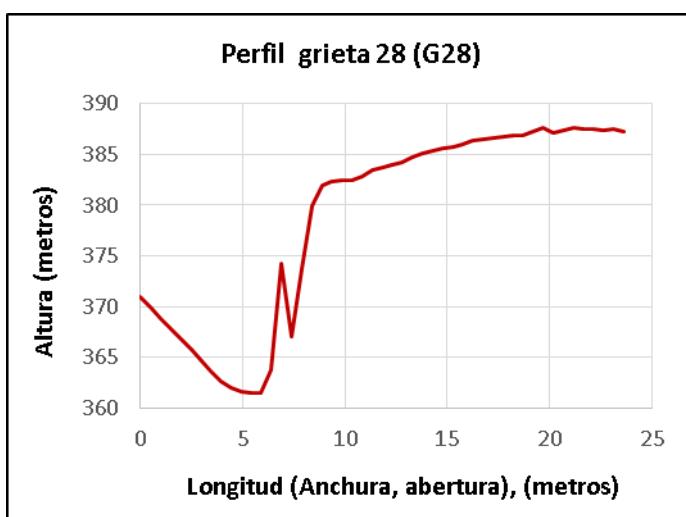
Gráfica 5. Perfil grieta 21 al final de la grieta (G21). Fuente: (Elaboración propia).



Gráfica 6. Perfil grieta 21 (G21). Fuente: (Elaboración propia).



Gráfica 7. Perfil grieta 23 (G23). Fuente: (Elaboración propia).



Gráfica 8. Perfil grieta 28 (G28). Fuente: (Elaboración propia).

En las anteriores gráficas se representan los perfiles de las grietas 20, 21, 23 y 24, estas se encuentran en la zona de las grandes grietas del Sector 5 (Falces Sur), (Anexo VI), son grietas de gran profundidad, continuando con la tendencia de las anteriores, con profundidades superiores a los 20 metros, y aberturas de unos 10 metros. Los perfiles, y datos extraídos, nos hacen pensar que la zona de las grietas es una zona muy activa.

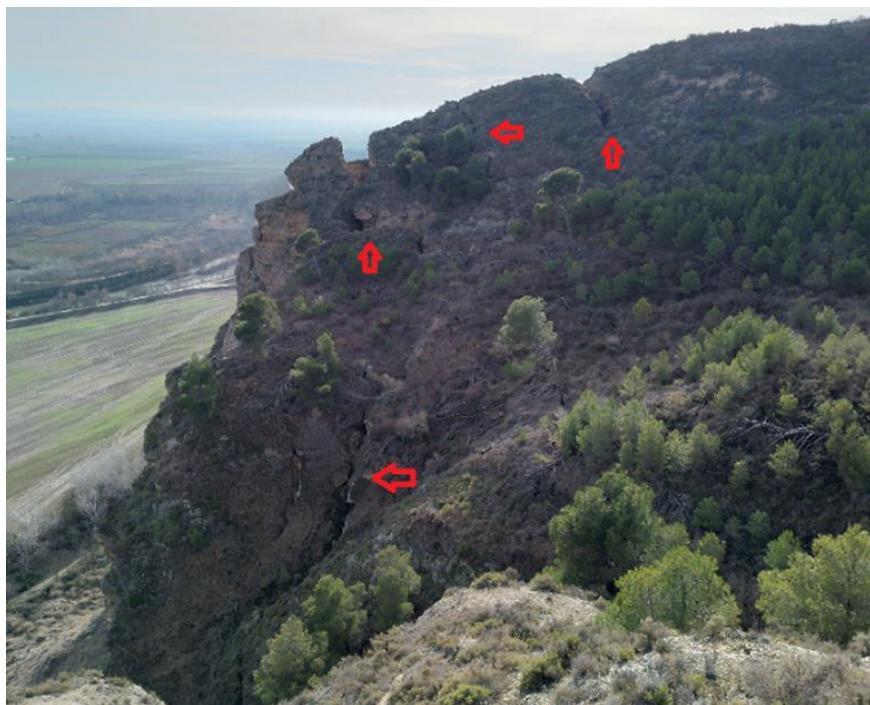
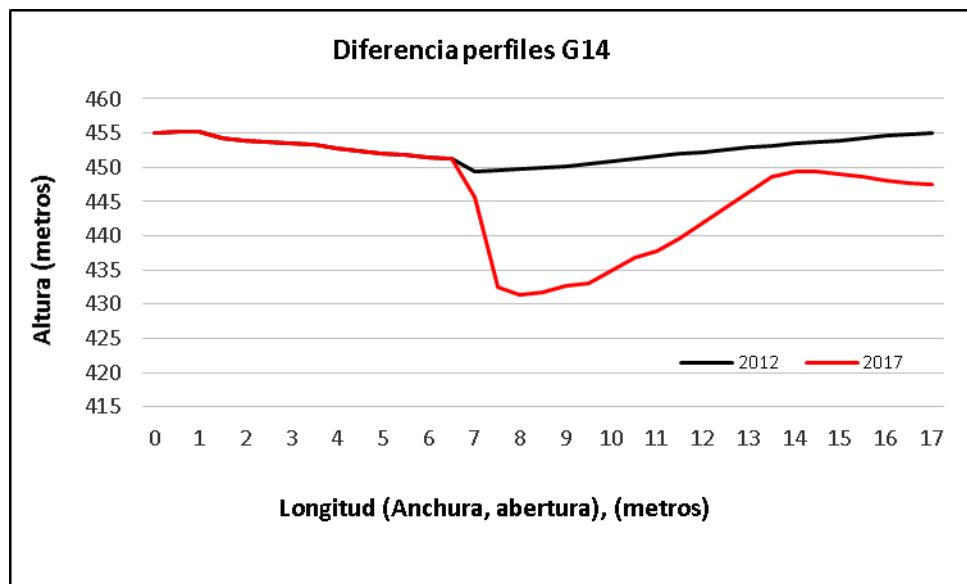
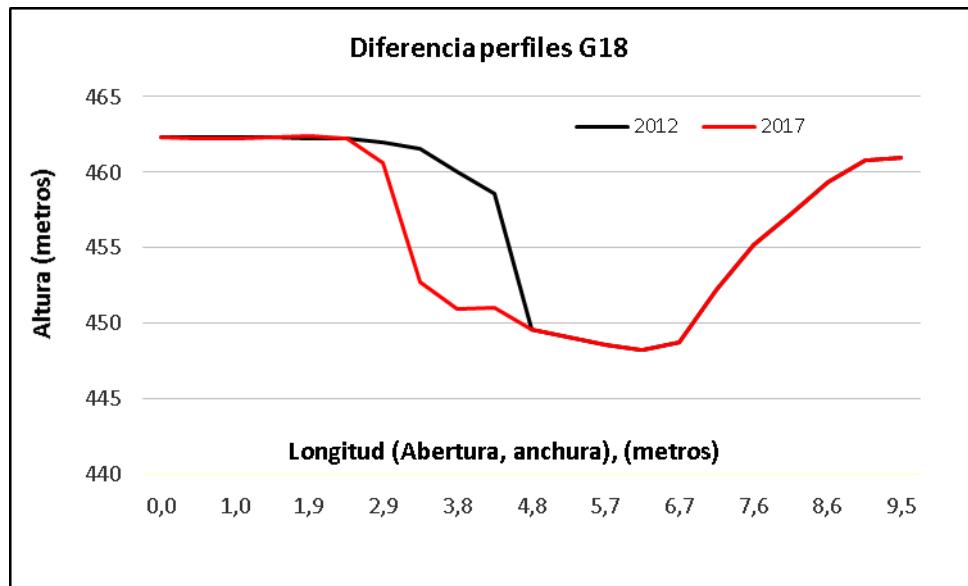


Figura 23. Zona y perfil de las zonas de grandes grietas. Fuente: (Elaboración propia).

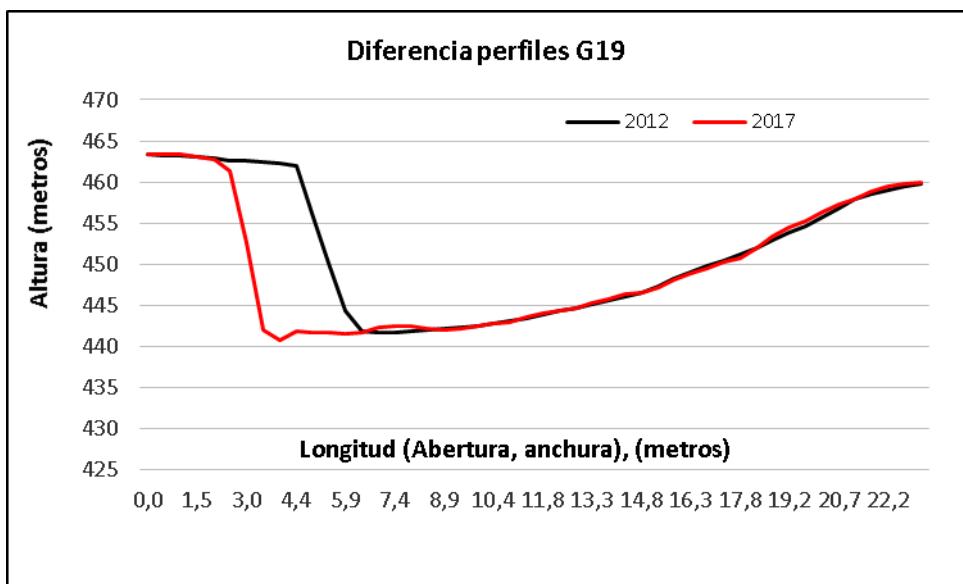
Se han extraído, por otra parte, los perfiles con los MDE de 2012 y 2017, para ver si se apreciaban cambios:



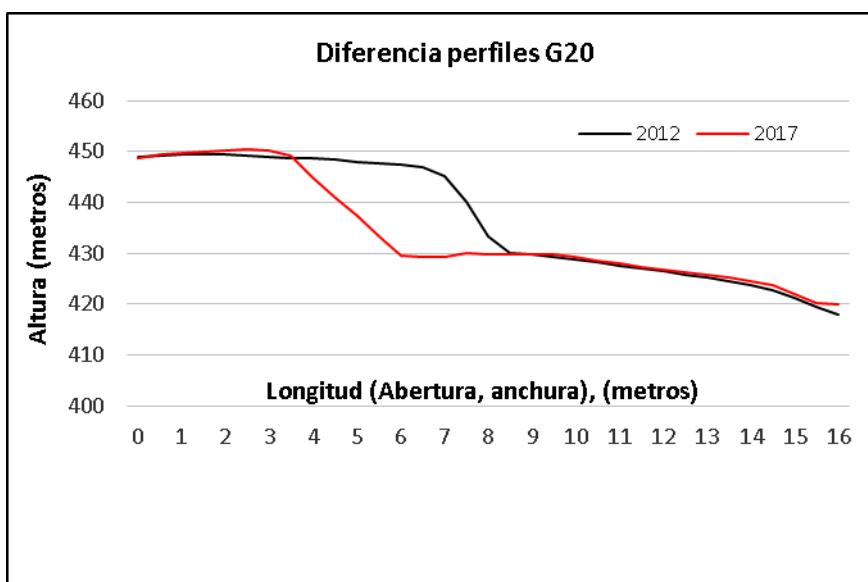
Gráfica 9. Diferencia de perfiles G14, con MDEs. Fuente: (Elaboración propia).



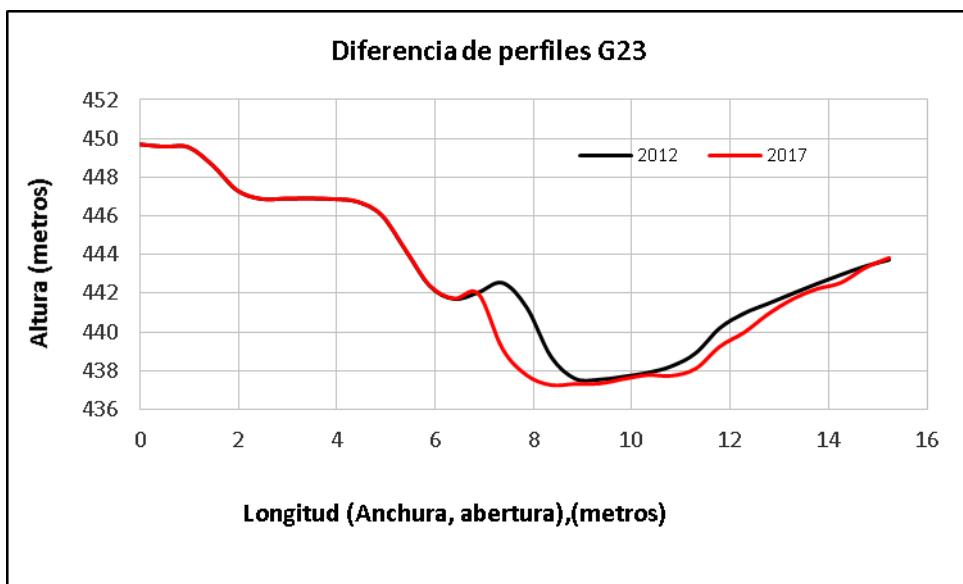
Gráfica 10. Diferencia de perfiles G18, con MDEs. Fuente: (Elaboración propia).



Gráfica 11. Diferencia de perfiles G19 con MDEs. Fuente: (Elaboración propia).

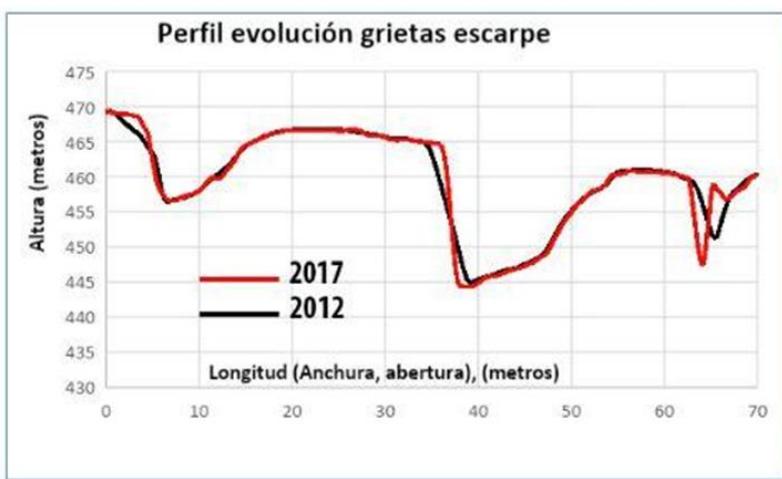


Gráfica 12. Diferencia de perfiles G20 con MDEs. Fuente: (Elaboración propia).



Gráfica 13. Diferencia de perfiles G23 con MDEs. Fuente: (Elaboración propia).

En las anteriores gráficas, en la diferencia de los perfiles obtenidos con los MDE, se aprecia cómo las grietas han sufrido una modificación de su perfil, en ellas se aprecia cómo han variado tanto en anchura, incluso en profundidad. Las grietas del Sector 5, G14, G18, G20, G23, son las que más han sufrido cambios sustanciales en el período desde 2012 hasta 2017, siendo las más afectadas en la zona de grandes grietas (Fig.23).



Gráfica 14. Perfil evolución de grietas del escarpe. MDEs. Fuente: (Elaboración propia).

Como se aprecia en las gráficas, la diferencia más sustancial se encuentra en el tercer pico de la gráfica, que se corresponde con la grieta 20, y que es la más

externa respecto al límite superior del escarpe, esta gráfica evidencia el continuo movimiento de las grietas en el escarpe. Se va a mostrar una tabla en concreto con esta grieta en el que queda patente el movimiento.

Tabla 6. Diferencia en la G20 entre los perfiles MDE de 2012 y 2017.

G20	Profundidad (altura) (m)			Anchura del perfil de la grieta (abertura)		
Perfil MDE G20	Punto más alto(m)	Punto más bajo (m)	Diferencia (p.alto-p.bajo)	Punto X1 (izd) (m)	Punto X2 (drcha) (m)	Diferencia (X2-X1)
Perfil MDE 2012	460,27	451,6	8,67	60,67	70,61	9,94
Perfil MDE 2017	460,27	447,07	13,2	60,67	71,11	10,44
Diferencia total(2017-2012=)	0	-4,53	4,53	0	0,5	0,5

Como se observa en la tabla el movimiento que ha sufrido esta grieta en la parte externa del escarpe, según los perfiles MDE, ha sido de 4,53 metros de profundidad y 0,5 metros de abertura.

A continuación se muestra el mapa realizado de la zona de grandes grietas, correspondientes a las gráficas anteriores (Fig.24).

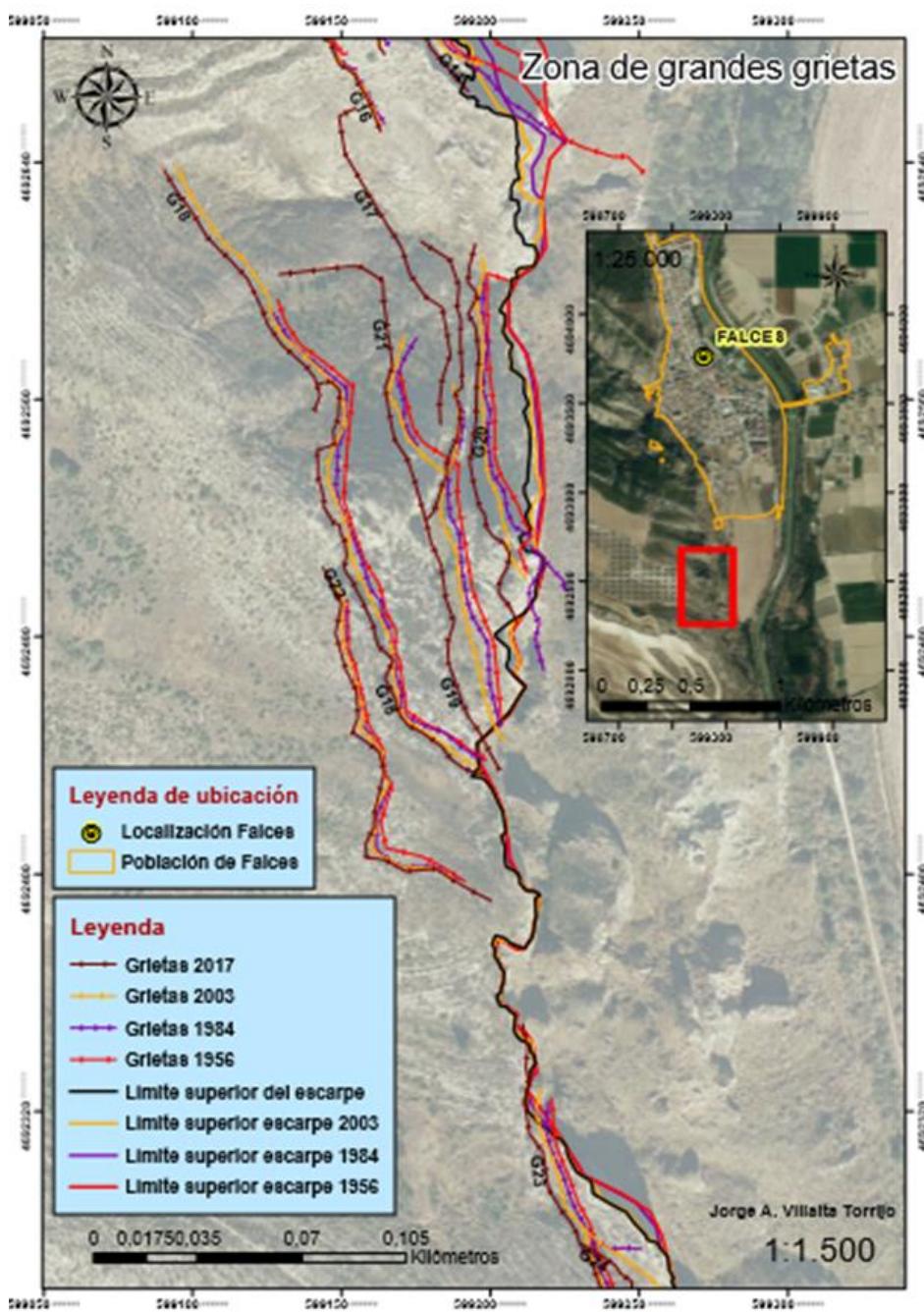


Figura 24. Mapa de la zona de grandes grietas del Sector 5. Fuente: (Elaboración propia).

En la siguiente tabla (Tabla 7) se muestran las dimensiones del estudio final de las grietas:

Tabla 7. Tabla de estudio de la longitud actual, abertura y profundidad de las grietas, según su estudio. Fuente: (Elaboración propia).

TABLA GLOBAL	Largo	Ancho	Alto
Nomenclatura (Grietas)	Longitud (m)	Abertura (Longitud, anchura)(m)	Profundidad (Altura)(m)
G1	28	Menor de 1,5	Menor 0,5
G2	18	Menor de 1,5	Menor 0,5
G3	21	20	2,5
G4	17	11,5	3,13
G5	16	3	2,8
G6	50	8,37	2,4
G7	27	Menor de 1,5	Menor 0,5
G8	30	Menor de 1,5	Menor 0,5
G9	30	Menor de 1,5	Menor 0,5
G10	20	3	1,1
G11	47	2,4	0,5
G12	62	Menor de 1,5	Menor 0,5
G13	79	5,3	4,4
G14	146	13,84	15,97
G15	81	Menor de 1,5	Menor 0,5
G16	109	3,39	8,8
G17	122	1,5	0,75
G18	268	11,15	12,6
G18 (2)		10,82	9,34
G19	194	25	28,85
G19 (2)		16,5	19,9
G20	114	9,78	11,65
G20 (2)		7,4	22,4
G21	121	15	26,2
G21 (2)		5,2	8,4
G22	154	6,82	2,06
G23	151	13,43	11,03
G24	57	8,9	14,55
G25	110	Menor de 1,5	Menor 0,5
G26	46	7,26	19,62
G27	52	Menor de 1,5	Menor 0,5
G28	63	8	18,64
G28 (2)		13,3	23,89
G29	71	Menor de 1,5	Menor 0,5
G30	58	5	1,2
G31	71	19	2,58
G32	211	Menor de 1,5	Menor 0,5
G33	29	3,36	2,15

En la tabla anterior (tabla 7) se muestran las 3 dimensiones en el estudio de las grietas, la longitud es la más actual del año 2017, la abertura y anchura, se han conseguido con los perfiles de las gráficas extraídas de cada una de ellas, en las grietas, que en la tabla hay dos mediciones de anchura y profundidad, es porque se ha considerado que la grieta era muy grande, y así se comparan los perfiles a lo largo de la grieta para obtener dos valores de ancho y alto, abertura y profundidad, para conocer con mayor precisión y exactitud la dimensión de las grietas analizadas de esta manera.

Descripción final grietas:

Una vez realizada el estudio de la evolución en el tiempo de las grietas, habiendo comprobado su aparición en el escarpe, estudiado su evolución en longitud, abertura y profundidad, podría decirse que las grietas tienen una tendencia de evolución creciente en longitud, que en algunos casos llegan desde 1956 a casi 100 metros de crecimiento longitudinal e incluso alguna desde 1984 a casi 120 metros (tabla 2 y 7), por otra parte no en todas las grietas se ha podido comprobar su evolución en abertura y profundidad, pero el estudio de la zona de grandes grietas, confirma que avanzan en crecimiento tanto en profundidad como abertura (ejemplo G20), y los perfiles confirman las grandes dimensiones de algunas de ellas superando los 200 metros de longitud, en algún caso, más de 20 metros de anchura y llegando a casi 30 metros de profundidad.



Figura 25. Zona de grandes grietas. Fuente. (Jesús Guerrero).

Por tanto queda patente la constante actividad de las grietas a lo largo del escarpe, lo cual hace pensar que como señalan (Villares et al., 2016), podrían ser precursoras de futuros movimientos.



Figura 26. Grieta 23 en el escarpe. Fuente (Jesús Guerrero).

6.4 Límite superior del escarpe y hundimiento.

La posición del límite superior del escarpe y las variaciones topográficas del mismo a partir de la resta de DEMs (DoD), se pueden ver cartografiados en todos los mapas de detalle de los sectores (Anexos III al IX). De los anexos III hasta el IV. Hay 4 líneas del límite superior del escarpe, de los años 1956, 1984, 2003 y 2017. La línea negra corresponde con el límite en 2017, la naranja al 2003, morada a 1984 y roja al 1956. En cuanto al DoD, las diferencias topográficas se han reclasificado en 10 clases.

A continuación, se va a comenzar la descripción de los sectores desde el Norte, hasta el Sur desde el meandro norte de Falces en dirección Peralta.

En los sectores 1 y 2, el escarpe está labrado sobre facies arcillosas y su altura es relativamente baja con respecto al resto de sectores. Comparando las líneas del escarpe del 1956 y 2017, el retroceso del escarpe por la socavación del río Arga alcanza un máximo de unos 50 m. Sin embargo, el hundimiento en estos dos primeros sectores no es reseñable, a excepción de una pequeña zona del meandro del río, pero no afecta al límite del escarpe.

En el Sector 3, (anexo IV), ya sobre yesos, el escarpe gana altura. Desde la zona más norte hasta la mitad de la población de Falces, el escarpe se mantiene invariable sin cambios sustanciales desde el 1956. Sin embargo, a partir de aquí, se observa un continuo retroceso del escarpe, si bien parte de este retranqueo es artificial. Para evitar el peligro que conlleva la caída de rocas desde el escarpe, se han excavado una serie de bermas y trincheras en la base del mismo para retener bloques caídos. El mapa DoD muestra una zona de cambios sustanciales en colores rojos y negros alineados a que coinciden con las zonas de excavación. Por tanto, en este sector, el retroceso del escarpe parece estar relacionado más con la actividad humana que con la actividad fluvial. Vuelven a aparecer los 4 límites del escarpe, observando retranqueo del escarpe en una zona en la terraza fluvial, y sobre todo, en las zona de las trincheras. No obstante, más al sur, la presencia de grietas y dolinas, la resta de DEMS y la posición de las líneas del escarpe cada vez hacia el oeste demuestran que, en la parte final del pueblo, el retroceso del escarpe no está relacionado con la actividad humana sino con su propia dinámica del escarpe evidenciando que es una zona activa y justificaría la realización de nuevas actuaciones de mitigación al pie del escarpe como las realizadas al inicio del pueblo.

En el sector 4, Falces (Ermita del Salvador, Anexo V) se aprecian perfectamente las 4 líneas del escarpe evidenciando su retroceso con el tiempo. En este sector es clave la zona de la Ermita del Salvador, donde como se ha descrito con anterioridad es zona de deslizamientos, dolinas y grietas muy activas que se refleja directamente en el límite del escarpe. Así el escarpe en 1956 (línea roja) muestra un trazado continuo, mientras que la de 2017 está interrumpida en diferentes zonas y mucho más alejada de la línea de 1956. En algunos puntos del entorno de la ermita, el retroceso del escarpe ha sido de hasta 40 m poniendo de manifiesto que esta zona es de alto riesgo.

Siguiendo hacia el Sur, en el mapa del Sector 5 (Anexo VI), se diferencian dos zonas bien diferenciadas, una al norte en la zona de las grandes grietas y otra al sur de éstas. En la zona norte, la posición de las líneas de escarpe permite observar un claro retroceso del escarpe en una zona en la que en la base del mismo se han cartografiado grandes masas de bloques caídos. Además, el DoD muestra un color negro muy evidente, que coincide con la desaparición de 3 de las 4 líneas del escarpe, quedando sólo la de 2017. Esto quiere decir que los límites antiguos del escarpe han desaparecido. Por último, esta zona coincide con la posición de las grandes grietas G18 a G21, activas y descritas en el apartado 6.3. Por el contrario, hacia el sur, el mite del escarpe no experimentado cambios importantes a excepción de las cabeceras de

los deslizamientos D8 y D9 en donde las caídas de rocas desde su cabecera son responsables del retroceso en estos puntos.

En el sector 6 (Anexo VII), el límite superior del escarpe presenta cambios muy interesantes. Justo al norte del mapa, tomando la grieta 28 como referencia, se observa claramente la línea del límite superior del escarpe de 1956, totalmente a la derecha que el resto de límites del escarpe. Además el DoD marca una alineación rojiza que corrobora el retroceso del escarpe en este punto de más de 25 m junto al D12. La presencia de grietas ensanchadas y dolinas activas son otro punto de evidencia de la actividad de esta zona. Avanzando hacia el sur, en su tramo medio, la posición del escarpe en 2017 con respecto a la del 2003 apunta a un retroceso rápido de hasta 25 m en este sector en los últimos 14 años lo que arroja una tasa de retroceso de 1,78 m/año. Los colores negros y rojos del DoD, especialmente en la grieta G30 y la presencia de rocas acumuladas al pie del escarpe corroboran su rápido retroceso. La presencia del río Arga al pie del escarpe tras su canalización en los años 80 (Ollero et al., 2007) está provocando una fuerte erosión que conlleva la formación de caídas, deslizamientos y el retroceso del escarpe. El resto de mapa no presenta cambios en los límites cartografiados.

Curiosamente, en el Sector 7 (Anexo VIII), a pesar de tener unas condiciones semejantes al 6 con el río Arga circulando pegado al escarpe, el límite superior no presenta cambios importantes y se ha mantenido prácticamente constante desde 1956. No obstante, el DoD marca diferentes puntos de cambios en la topografía en el material acumulado al pie del escarpe. Esto significa que el río está socavando de manera progresiva la base del mismo y es esperable que esta zona sea altamente inestable en un futuro próximo. De hecho las grietas 32 y 33, que son de las más recientes, ya tienen longitudes de 211 y 29 m, respectivamente. La presencia de dolinas en esta zona, como ya hemos visto, es un signo precursor de futuros movimientos.

Por último en el Sector 8 (Anexo IX), el límite del escarpe entra en una zona de margas y yesos, limos y arcillas, lutitas y yesos nuevamente. Comentar los evidentes cambios que muestran las líneas de los límites del escarpe cartografiadas, mencionando la desaparición del límite en el abanico aluvial, del antiguo cauce del río Arga, desapareciendo el escarpe de los limos y arcillas, y siendo discontinuo a lo largo del mapa hasta Peralta. El cambio más importante, tuvo lugar entre el 1956 y 1984, con retrocesos de unos 80 m en tan solo 28 años que permite obtener una tasa de retroceso muy elevada de 2.8 m/año. El mapa DoD muestra coloraciones rojas a

negras que evidencian que el retroceso continúa en la actualidad aunque a una menor velocidad.

En definitiva, el límite superior del escarpe presenta cambios desde el inicio a su fin, como demuestran los límites del escarpe cartografiados mediante fotogrametría, en 1956, 1984, 2003, y 2017 y el DoD, Además demuestra que el retroceso del escarpe es un proceso activo, y que su evolución en el tiempo es la del cambio constante,. Certifica también la importancia de la acción fluvial del río en la activación de los procesos de movimientos que están activados a lo largo del escarpe.

6.5 Dinámica del río.

En los siguientes apartados se va a estudiar la dinámica del río Arga, describiendo los cambios en su cauce, la relación que a su vez tiene con el escarpe, y describiendo su zona inundable en la que ha sido construido enteramente la población de Falces.

6.5.1 Alteraciones y cambios en el cauce.

En la evolución del río Arga a lo largo del tiempo, ha habido numerosos factores que han colaborado a las modificaciones de su cauce y llanura de inundación. Algunos de ellos son: (1) su inicio de canalización a partir de los años 80, (Ollero et al., 2007), hasta su finalización en 1996 (Bescos y Camarasa, 1998), (2) la construcción de escolleras, muros y diques en el llanura de inundación (Bescos y Camarasa, 1998) y (3) la dinámica poblacional caracterizada por un notable desarrollo agrícola, industrial y urbano en la llanura de inundación que llevan implícitas un incremento de la demanda hídrica, una cambio de la topografía y una mayor exposición al riesgo de inundación (Bescos y Camarasa, 1998).

En definitiva según (Ollero et al., 2007), cualquier intervención en el sistema fluvial genera una serie de reacciones en cadena, señalan que los efectos de las actuaciones directas en el cauce, como canalizaciones, defensas, dragados o extracciones son muy intensos localmente, con importantes repercusiones aguas abajo, que se manifiestan en el tiempo con bastante celeridad. Las canalizaciones y tramos de cauce defendidos provocan incisión en el lecho, como fue el caso de la canalización del bajo Arga desde 1980 hasta 1996, además en el tramo de la zona de estudio se produjo la corta de varios meandros, y un incremento de la pendiente del río (Jimeno, 1996). La incisión lineal del canal, con la sedimentación de finos, hace que haya una diferencia de cota entre el cauce del canal y el de los meandros, que

hace muy difícil su reconexión (Ollero et al., 2007), y el constante dragado aumenta la incisión del cauce y aborta procesos de naturalización del canal.



Figura 27. Río Arga antes de su canalización en 1982, y en 1992 posterior a la canalización. Fuente. (Ollero et al., 2007).

Teniendo en cuenta estos factores y tomando de referencia el mapa geomorfológico, se van a describir los cambios producidos en el cauce del río Arga desde 1956, hasta la actualidad. En el inicio de la zona de estudio, aguas arriba a Falces, el río Arga presenta un canal artificial en la margen izquierda del río, que no fue cartografiado hasta la ortofoto de 2003 y por tanto este canal artificial se construyó como parte de la canalización del Arga posteriormente a 1984. Su función es la de derivar las aguas a las acequias de Falces y Peralta para el regadío (CHE, 2008; Gobierno de Navarra, 2008). A partir de ahí hasta la localidad de Falces, el río se ha mantenido en su cauce meandriforme desde 1956 excavando el escarpe en el sector 1 y próximo a él en el sector 2. En este tramo la llanura de inundación contiene 4 paleomeandros completamente colmatados que ya son visibles en la ortofoto de 1956 y que, por tanto, representan trazados del río mucho más antiguos. Actualmente, se aprecian muy desdibujados como consecuencia de la actividad agrícola.

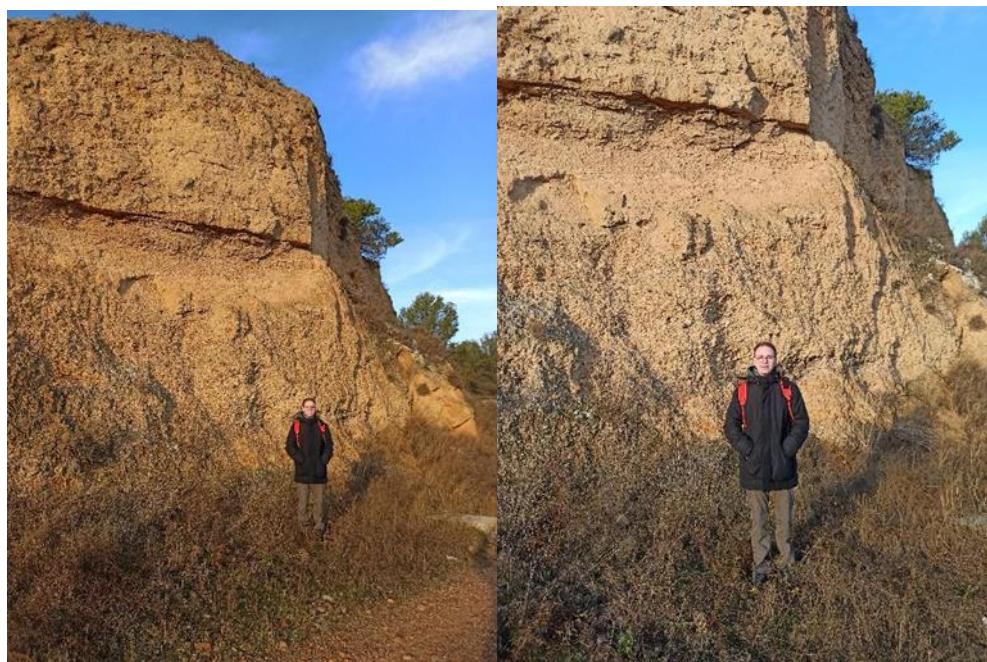


Figura 28. Terraza fluvial de la margen derecha del río Arga. Fuente: (Jesús Guerrero).

Una vez en el municipio de Falces, llama la atención que toda la población está situada sobre la llanura de inundación. El pueblo está dividido en dos sectores, el núcleo histórico situado más pegado al escarpe y la zona de expansión más actual en la margen izquierda del río. Con el fin de impedir la inundación del municipio, durante las obras de canalización del río de 1980 hasta 1996 (Bescos y Camarasa 1998), se construyó un dique de tierra y escollera siguiendo el trazado del cauce de 1956 (en rojo) y 1984 (en morado) para desplazar el río hacia el este, como se puede comprobar con la posición de los cauces de 2003 y 2017. No obstante, este desplazamiento pone en peligro la actual zona de expansión del municipio, que se encuentra en la línea de migración del río.



Figura 29. Dique/mota de contención en Falces. Fuente: (Elaboración propia).



Figura 30. Parte sur de Falces, con el dique/mota. Fuente. (Elaboración propia).

Tras abandonar el pueblo, el cauce actual toma dirección hacia el escarpe yesífero, fluyendo en su base hasta la población de Peralta. Su trazado continuo al pie del escarpe no es casual sino que tiene un origen humano. Entre el 1982 y 1992 (Ollero et al., 2007), se construyó un canal artificial en la base del escarpe por donde se derivó el río abandonando sus antiguos trazados del 1956 y 1984 y dando lugar al galacho de la Muga y Santa Eulalia (Visor Idena, 2022), los cuales todavía se encuentran parcialmente inundados y constituyen una reserva natural (CHE, 2008).

Finalmente cuando el Arga llega a Peralta sigue la canalización con el fin de alejarse del casco histórico del pueblo, lejos del trazado que tenía el río Arga en 1956

Por tanto queda patente la importancia que tuvo la canalización del Arga según señalan (Bescos y Camarasa, 1998, Jimeno, 1996 y Ollero et al., 2007), en la alteración del cauce del río, así como la construcción del dique de Falces, y el azud del Arquillo al norte. Estas modificaciones antrópicas se evidencian en las alteraciones sufridas por el río, y en los cambios que presenta desde 1956, hasta la actualidad.

6.5.2 Inundaciones y zona inundable en Falces.

La creciente ocupación de las vegas fluviales del Arga hace que sea un río históricamente afectado por inundaciones, (Bescos y Camarasa, 1998), algunas de las ocurridas más sobresalientes según estos autores son: la de octubre de 1787, que afectó a los pueblos desde Belascoain hasta su desembocadura (incluido Falces), la de abril de 1915 que provocó grandes pérdidas en Pamplona y Peralta, (también zona de estudio), la de febrero de 1952 que produjo anegación de terrenos desde Pamplona hasta Funes o la de 1980, que produjo destrozos a lo largo del valle al completo.

Como detalla la (CHE, 2008), en el Arga las inundaciones tienen las siguientes características: Las zonas inundables se restringen al eje fluvial; las velocidades del agua son altas; la cuenca vertiente es reducida y la torrencialidad alta; los tiempos de respuesta son cortos y la población es dispersa y con poco crecimiento urbano y los edificios se encuentran en zona inundable.

Además la (CHE, 2008) indica que, en la zona de la ribera de Navarra, (situación geográfica del área de estudio) el tamaño de la cuenca es considerable, lo que suele originar crecidas muy grandes, aunque son predecibles ya que el tiempo de respuesta es superior a 3 días, sin embargo la extensión y duración son considerables.

Por otra parte, en las llanuras de inundación, como se puede comprobar en el mapa geomorfológico (Anexo II), (en el Arga no es una excepción) (apartado 6.3.1), se construyen motas o diques como defensas longitudinales, que afectan a la funcionalidad de la llanura de inundación restringiendo sus funciones naturales, esto provoca que toda reducción de funcionalidad natural de la llanura de inundación, incremente la peligrosidad del sistema fluvial aguas abajo, o en la margen opuesta, (Ollero et al., 2007).

Considerando estas premisas, y teniendo en cuenta la localización geográfica de Falces en la zona de estudio, constatar que se encuentra inmersa en su totalidad en la llanura de inundación del río Arga. Además el alto riesgo por inundaciones, lo muestra como se ha explicado en el apartado anterior, la construcción de un dique-mota de contención del río. Por lo que, es de suma importancia con todos los antecedentes, determinar la zona inundable en el municipio.

Con la ayuda de la CHE, con los mapas de riesgo y zona inundable en la web Sitebro, se ha determinado la zona inundable en el municipio para un periodo de recurrencia de 100 años.

Como se puede observar en la siguiente figura (Fig.31) el municipio de Falces tiene un gran riesgo de inundación como muestra la zona inundable en su municipio, y se encuentra interno en la llanura de inundación del Arga.

En el anexo XI se mostrara la figura anterior para su mejor visionado en el que se muestra la zona inundable en Falces.

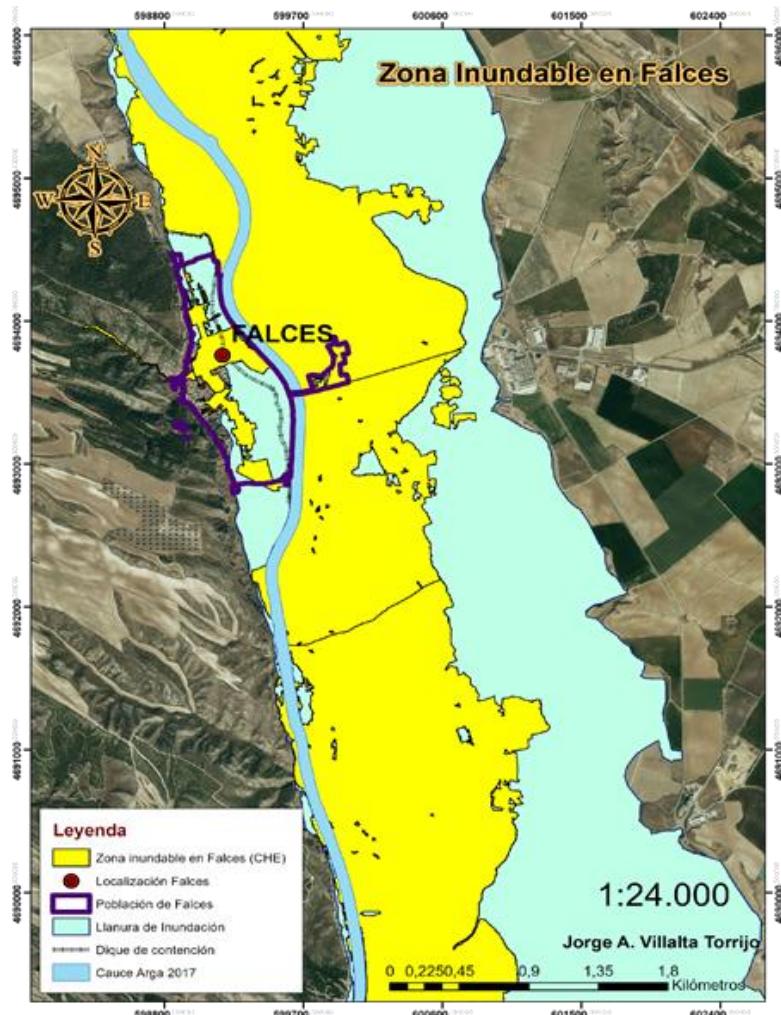


Figura 31. Zona inundable en Falces. Fuente: (CHE y Elaboración propia).

6.5.3 Relación del río Arga con el escarpe.

Tras la descripción de los cambios y alteraciones sufridas en su cauce, y determinación de la zona inundable, y habiendo en el apartado 6.4 descrito la evolución del límite superior del escarpe y el hundimiento en el mismo, se constata que:

El río Arga y el escarpe tienen relación directa en los sectores 1 y 2, y en el sector 8, (Anexo III Y Anexo IV) ya que el principal factor de alteración del límite superior del escarpe es la erosión fluvial del Arga, y excavación de su cauce, que erosiona la forma del escarpe.

Sin embargo, hay en sectores que el río está alejado del escarpe, y los movimientos de ladera continúan activos, lo cual hace pensar que puede tener una relación indirecta en estos sectores, los cuales son el sector 3 y sector 4 (Anexos IV y V).

A partir de la canalización que se hizo en el río desde 1980 hasta 1996, en el inicio del Sector 5 (Anexo VI), se separó el cauce del Arga de la zona del pie del escarpe, esa zona es la próxima a las grandes grietas descritas en el apartado 6.3, pero al contrario que en esa zona, el resto de canalización acercó el cauce del río al pie del escarpe, casualmente desde esa zona, los deslizamientos, grietas y dolinas, predominan a lo largo del escarpe, y se encuentran activos y activas, además la resta LiDAR de los MDE demuestra que cuando el río está más cerca del pie del escarpe el hundimiento es mayor certificando la continua actividad del límite superior del escarpe, lo cual hace pensar que está directamente relacionado con la activación de los diferentes procesos de ladera en el escarpe.

Una observación realizada en la salida de campo es la verticalización del escarpe al lado del río, que aparentemente estaba menos modificado que en la zona cercana a Falces, pero la resta muestra lo contrario señalando la actividad en la zona.

6.6. Zonificación del escarpe.

En el presente apartado, se van a detallar las zonas de mayor y menor peligro del escarpe:



Figura 32. Imagen de Falces desde el escarpe. Fuente. (Elaboración propia).

Las **zonas de mayor peligro** serían las siguientes:

-**Sector 3**, debido a la actividad en el límite superior del escarpe, las capas destrozadas del escarpe en la localidad de Falces, y la zona de trincheras descrita.

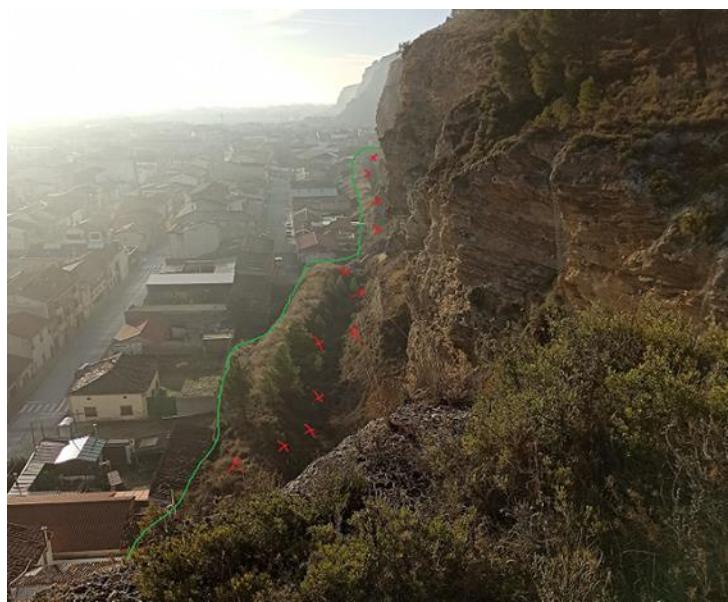


Figura 33. Zona de las trincheras, vista desde la parte superior del escarpe.



Figura 34. Zona de anclado del mallado en el Sector 3. Fuente: (Elaboración propia).

En las figuras anteriores (Fig. 33 y Fig.34) se muestran las trincheras y los mallados que tienen los bloques del escarpe sujetos al límite superior para que no caigan abajo, hay un bloque en concreto anclado al escarpe justo en la zona de las trincheras (Fig.35).

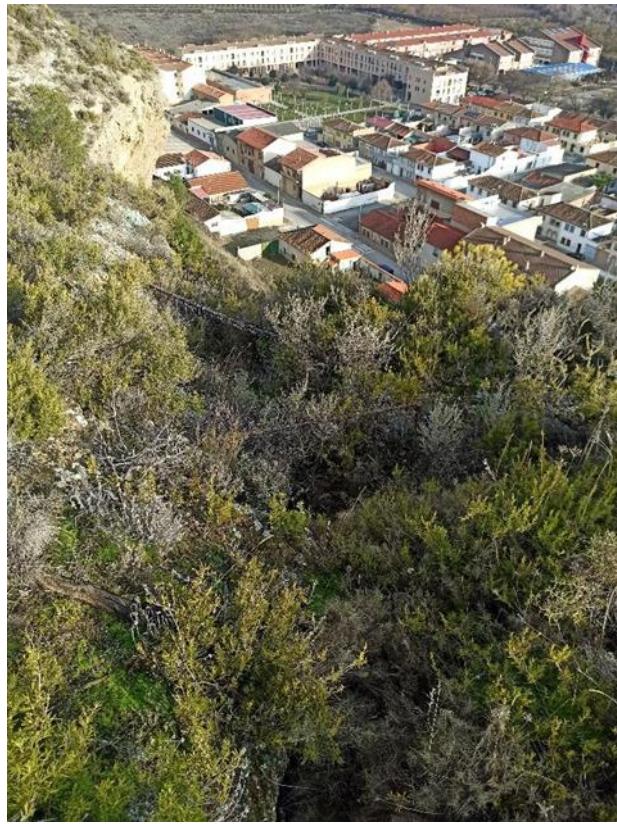


Figura 35. Bloque anclado en la zona superior de las trincheras. Fuente: (Elaboración propia).

En el sector 3 el hundimiento en algunas zonas es el máximo (en negro y rojo) como señala la resta de los LiDAR aplicada al escarpe.

Las medidas adoptadas por los vecinos de Falces en el Sector 3, indican que es una zona de claro peligro para la población.

-**Sector 4**, debido a los varios deslizamientos activos (D2, D3, D4, D5), hay incluso mallado en el deslizamiento 3, y sobre todo la zona de la Ermita del Salvador, por la presencia de las mayores dolinas en toda la zona del escarpe (ver Anexo V), la formación de grietas incipientes debajo de la ermita, y la discontinuidad del límite superior del escarpe, que clarifica que es una de las zonas más activas de todo el escarpe, además del hundimiento de la resta LiDAR, incluso hay unas grandes grietas debajo de la ermita que son métricas (Fig.37) . La zona del Castillo de Falces tiene unos mallados y grandes grietas en su estructura (Fig.36), justo se encuentra también en zona de hundimiento de 10 a 35 metros en color rojo como muestra la resta. Además del barranco que confluye en el abanico aluvial en el que se encuentra la localidad y la zona inundable que tiene en su interior casi todo el municipio.

Figura 36. Zona del Castillo de Falces afectada por las grietas, con mallado. Fuente: (Elaboración propia).

Y por último la otra zona de mayor peligro de la zona del escarpe sería:

-El Sector 5, (ver apartado 6.3 y anexo VI) debido a su zona de grandes grietas, caídas de rocas y sus numerosos deslizamientos activos (D8, D9, D10, D11), gran cantidad de dolinas en la parte superior del escarpe, y las zonas de hundimiento en color negro y rojo próximas al escarpe, es decir otra zona muy activa por los procesos de ladera.

Por otra parte, las zonas con menor susceptibilidad a los diferentes peligros serían la zona de Falces Norte, (Sectores 1 y 2), y la zona de Falces-Peralta, a pesar de estar en zona inundable, el municipio de Falces y de Peralta está alejados de la zona, además, no presentan grietas, ni procesos asociados a movimientos de ladera.

Las zonas que representan menor peligro pero, están activas serían los sectores 6 y 7, (ver anexos VII y VIII), ya que no tienen los núcleos de población cerca, pero el escarpe está activo como demuestra la resta LiDAR, en cuanto al hundimiento, y formación de grietas, la zona inundable también afecta a estos sectores, pero claramente al estar alejados de Falces y Peralta no suponen tanto peligro.

Por tanto las zonas con una mayor susceptibilidad a los diferentes peligros de ladera son las comprendidas en los **Sectores 3, 4 y 5**. Por su gran acumulación de procesos asociados a ladera y como se ha descrito son zonas muy activas y sobre todo muy cercanas, o en el mismo municipio de Falces.

7- Discusión.

En la zona de estudio, como se demuestra en el apartado 6 “Resultados”, se han cartografiado 13 deslizamientos (9 activos, 4 inactivos), 33 grietas, dolinas en la cabecera de deslizamientos y parte alta del escarpe y numerosas caídas de bloques y de rocas. Siguiendo el modelo de evolución de los escarpes yesíferos (Gutiérrez et al., 1994), la continua socavación del río Arga en la base del escarpe sería la responsable de la inestabilidad del escarpe yesífero de Falces. Siguiendo este modelo, los puntos en los que el río discurre al pie del escarpe deberían contar con los mayores retrocesos y el mayor número de movimientos de ladera. Actualmente, está circunstancia (río erosionando el escarpe) solo se cumple para los sectores 1, 6 y 7. En el sector 1, el retroceso del escarpe ha sido de más de 50 m entre el 1956 y 2017, lo que representa una tasa de erosión de 0.81 m/año. En los sectores 6 y 7, el río Arga, si bien discurre paralelo al escarpe, este lo hace a través de un canal artificial excavado entre el 1980 y 1996. Desde entonces, el escarpe ha retrocedido a una tasa de 1.78 m/año en el sector 6, ha causado la reactivación del deslizamiento D12, el agrandamiento de las grietas G30, G32 y G33 y la formación de dolinas. Por tanto, parece evidente que la fuerte erosión del río Arga tiene una relación directa con la inestabilidad del escarpe. Curiosamente, los sectores por los que no circula el río en su base en la actualidad, son aquellos que muestran un mayor grado de inestabilidad como sucede en los sectores 3, 4 y 5. Esto apunta a que existe un retardo entre los procesos erosivos y el desarrollo de los movimientos de ladera. (Lizaga et al., 2016) en el escarpe yesífero del Ebro apunta en la misma dirección y señala que generalmente existe un retardo entre la socavación fluvial del escarpe y la generación del movimiento. Este desfase es frecuente en la mayor parte de los procesos geológicos y en el caso de los deslizamientos, este lapso temporal es directamente proporcional al tiempo necesario para reducir la fuerza de fricción sobre el plano de deslizamiento (Kostic et al., 2014). Por ejemplo, algunos estudios temporales de deslizamientos en Pirineos demuestran que los movimientos de ladera pueden sucederse varios miles a decenas de miles de años después de la retirada de los hielos (Acosta et al., 2005; Gutiérrez et al., 2008).

Según los modelos evolutivos propuestos por Gutiérrez et al., (1994) y Guerrero y Gutiérrez (2017), la pérdida de estabilidad se iniciaría con la formación de grietas paralelas al escarpe a lo largo de diaclasas de descarga que individualizarían bloques. La entrada de agua a través de las grietas las agranda por disolución lo que favorece la perdida de resistencia del macizo rocoso y disminuye el factor de rozamiento sobre el plano de deslizamiento desencadenando el movimiento. Si la

base del escarpe está constituida por niveles arcillosos o margosos, el plano de rotura tendería a ser curvo y los deslizamientos rotacionales. Este fenómeno que se retroalimenta en un ciclo progresivo (Lizaga et al., 2016) es claramente visible en la zona de estudio, donde el número, la longitud y la abertura de grietas es creciente en el tiempo. En base a este ciclo continúo de inestabilidad creciente en el tiempo y teniendo de referencia los deslizamientos y las grietas cartografiadas, es esperable que el desarrollo de grietas y movimientos de ladera en el escarpe de Falces aumente con el tiempo. Por otro lado, como mencionan (Lizaga et al., 2016, y Guerrero y Gutiérrez, 2017), en sus diferentes estudios, la formación de dolinas en cabecera de los deslizamientos, es un signo de actividad de los mismos. En este sentido, la cartografía del escarpe de Falces demuestra como las dolinas situadas en la cabecera del escarpe evolucionan a la formación de grietas. Esta estrecha relación dolinas-grietas evidencia que aquellas zonas con dolinas representan zonas activas con grietas incipientes, con la formación de nuevos movimientos de ladera corroborando lo señalado por los autores anteriormente mencionados.

Considerando esta tendencia evolutiva y asumiendo un desfase entre socavación fluvial y deslizamientos, los sectores más afectados por movimientos de ladera a corto plazo serán los sectores 3, 4 y 5, mientras que los sectores 6 y 7 lo serán en el futuro. Si nos centramos en el riesgo actual, los sectores 3 a 5 reúnen el mayor número de elementos de peligro cartografiados asociados a movimientos de ladera. Además, se encuentran en la localidad de Falces o muy cercanos a ella. El gran número de grietas, deslizamientos y dolinas cartografiadas (algunas recientes) y la resta de DEMS demuestra una importante deformación y actividad. La evolución creciente de las grietas y su relación directa como formas precursoras de deslizamientos y caídas de rocas (Alcántara, 1999; Guerrero y Gutiérrez, 2017), hace pensar que en estos sectores se podrían formar nuevos movimientos de ladera en un futuro muy próximo. Dentro de estos sectores, la zona de grandes grietas del sector 5, la zona limítrofe a la ermita del Salvador y el casco urbano de Falces serían posiblemente las más áreas con mayor actividad y consecuentemente, las que podrían verse más afectadas. En este sentido, las obras de estabilización (bermas, mallados) realizados en parte sur de Falces serían adecuadas para prevenir futuros movimientos. No obstante, con el fin de mitigar los efectos de los movimientos de ladera en estos sectores, convendría llevar a cabo: (1) una monitorización de las grietas, (2) el relleno de grietas para impedir la infiltración de agua al plano de deslizamiento y reducir los procesos de disolución, (3) una revisión y refuerzo de los mallados existentes puesto que algunos han quedado inutilizados por el avance de la

deformación y (4) la excavación de trincheras al pie del escarpe para contener futuros bloques caídos e instalación de mallados en los sectores 4 y 5 (Valladares et al., 2011).

Por otra parte, en semejanza a otros estudios de deslizamientos con teledetección (Ormaetxea 2017, Casas et al., 2022), el estudio seriado de fotografías aéreas y la resta de DEMs generados a partir de datos LiDAR han resultado ser técnicas muy efectivas para constatar la actividad de los diferentes procesos y económicas dado el carácter abierto de los datos. Sin embargo, la baja resolución de los datos LiDAR solo ha permitido observar desplazamientos superiores a los 25 cm. Este valor podría reducirse notablemente adquiriendo datos mucho más precisos mediante vuelos seriados con dron y tratando digitalmente las imágenes con programas de fotogrametría. Por su elevada actividad y riesgo, esta metodología podría aplicarse a la zona de la Ermita del Salvador y el casco urbano de Falces.

En cuanto a la evolución futura del río Arga, queda patente las modificaciones que ha sufrido su cauce a lo largo del tiempo, como lo demuestran los paleomeandros cartografiados y los diferentes cauces en los diferentes años. La zona de estudio, caracterizada por una extensa llanura de inundación (CHE, 2008), y el carácter histórico del río Arga a sufrir constantes inundaciones (Bescos y Camarasa, 1998), hace pensar que la tendencia del río será la de volver a provocar inundaciones futuras. No obstante, el dique de contención realizado en Falces y los trabajos de canalización del cauce a partir de los 80 (Bescos y Camarasa, 1998), disminuirán la incidencia de las inundaciones en la zona de estudio.

8- Conclusiones.

La cartografía elaborada de los mapas, ha permitido identificar, cuantificar y conocer los principales movimientos de ladera que afectan a la zona de estudio, así como conocer la evolución que han sufrido el escarpe yesífero y el río Arga desde 1956 hasta 2022. En total, se han cartografiado un total de 33 grietas, 13 deslizamientos y numerosas dolinas y caídas de rocas que apuntan hacia su inestabilidad y constantes cambios a los que se encuentra sometido. Además, la formación de dolinas en el escarpe debe ser considerada como un signo precursor de inestabilidad en base a la relación directa entre dolinas y grietas.

Todo el escarpe está en continuo cambio, como muestran las formas de ladera cartografiadas y la resta de DEMs. Sin embargo, aunque todo el escarpe es susceptible de verse afectado por movimientos de ladera, las zonas más afectadas

son los Sectores 3, a la altura de Falces, el Sector 4, en la zona de la Ermita del Salvador, y el Sector 5 en la zona de grandes grietas. En estas zonas, sería aconsejable la monitorización de las grietas y la mejora de las medidas de mitigación.

La formación del escarpe de yesos se debe a la continua excavación del río Arga y la socavación basal del escarpe por el río Arga es el principal factor desestabilizante y desencadenante de grietas y movimientos de ladera. Como consecuencia, el escarpe ha experimentado un retroceso máximo de entre 25 a 50 m en aquellos sectores en los que circula el río al pie del escarpe con tasas de retranqueo de entre 0,81 y 1,78 m/año. No obstante, existe un retardo entre la erosión fluvial y la formación de los movimientos de ladera. Por ello, los sectores 1,6 y 7 podrían convertirse en los más activos en un futuro próximo.

La técnica “DoD” o resta de MDEs y el estudio seriado de fotografías aéreas de diferentes años, permite conocer el retroceso ha sufrido el límite superior del escarpe a lo largo del tiempo, desde 1956 hasta 2022, los cambios geomorfológicos naturales y antrópicos del escarpe y la llanura de inundación, la relación río-escarpe, la actividad de los deslizamientos y las tasas de crecimiento de las grietas.

El municipio de Falces se encuentra expuesto a varios riesgos, como son los asociados a procesos de ladera y las inundaciones al estar situado al pie del escarpe y sobre la llanura de inundación del río Arga. Sin embargo, las medidas de mitigación frente a deslizamientos, caídas de rocas e inundaciones han reducido el riesgo sobre la localidad.

Finalmente, el río Arga ha experimentado fuertes cambios en su trazado a lo largo de la historia. Históricamente, la gran extensión de la llanura de inundación y la existencia de paleomeandros justifica su capacidad para desplazarse a lo largo de la llanura de inundación. Actualmente, los principales cambios observados en los sectores 5-6 y 7, son consecuencia de la canalización de su cauce a finales del siglo XX que fue desviado hacia el Oeste, junto al escarpe de yesos, dando lugar a dos galachos. Esta posición actual del río puede acelerar los procesos de erosión y favorecer la formación de nuevos deslizamientos.

9. Referencias.

- Acosta, Enrique & Ríos, Santiago & Guerrero, Jesús & Lucha, Pedro. (2005). Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*. 69. 298-314.
- Alcántara, I. (1999). Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones, y terminología. *Investigaciones geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, Nº41.
- Andrejchuck, V. & Klimchouk, A. (2002). "Mechanisms of Karst Breakdown Formation in the Gypsum Karst of the Fore-Ural region, Russia (from Observations in the Kungurskaja Cave): Implication of Speleological Studies for Karst Subsidence Hazard Assessment." *International Journal of Speleology* 31, 89-114.
- Ayala, F.J., Olcina, J., Vilaplana, J.M. (2003). Impacto económico y estrategias de mitigación de los riesgos naturales en España en el periodo 1990-2000. *Gerencia de Riesgos y Seguros, MAPFRE*, 84, 19-27.
- Ayala-Carcedo, F.J. (2002). Análisis de riesgos por movimientos de ladera. En: Ayala-Carcedo, F.J. y Olcina, J. (Eds.). *Riesgos naturales*. Ed. Ariel, Barcelona, 379-407.
- Benito-Calvo, A., Moreno, D., Fujioka, T., López, G.I., Martín-González, F., Martínez-Fernández, A., Hernando-Alonso, I., Karampaglidis, T., Bermúdez de Castro, J.M., Gutiérrez, F., (2022). Towards the steady state? A long-term river incision deceleration pattern during Pleistocene entrenchment (Upper Ebro River, Northern Spain). *Global and Planetary Change*, 213, 103813.
- Bescos, A., Camarasa, A.M (1998). Caracterización hidrológica del río Arga (Navarra): El agua como recurso y riesgo. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. *Estudios Geográficos*. Vol. 59, Nº232.
- Bescos, A., Camarasa, A.M. (2004) La creciente ocupación antrópica del espacio inundable y el aumento de la vulnerabilidad en las poblaciones del bajo Arga (Navarra). *Boletín de la A.G.E.* N° 37. 101-117.
- Calaforra, J.M. (1998). El paisaje kárstico en yeso. El modelado exterior del karst. El escarpe yesífero. Extraído de:
- https://espeleoteca.com/paginas/kys/es/nivel2_escarpe.htm

Casas, M., Guinau, M., Travé, A., Saura, E., García, D. (2022). Dinámica, factores condicionantes y posibles causas de la formación de la Tartera de Cambrils (Solsonès, Lleida). *Revista de la Sociedad Geológica de España*. N° 35 (1).

Centro de Descargas del IGN:

<http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/index.jsp>

Cruden, D.M. Varnes, D.J. (1996). Landslide types and processes. In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*. National Academy Press Washington DC, USA. 36-75.

Confederación Hidrográfica del Ebro (2019). Datos estadísticos de caudales (años hidrológicos). Anuario de aforos 2018-2019. Estaciones de aforo: Datos de estación foronómica. Gobierno de España. Ministerio de Transportes Movilidad y Agenda Urbana. Extraído de: <https://ceh.cedex.es/anuarioaforos/afostaf-datos.asp?indroea=9069>.

Confederación Hidrográfica del Ebro. (2023). Río Arga. Planificación. Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico. Gobierno de España. Extraído de: <https://www.chebro.es/web/quest/r%C3%ADo-arga>.

Confederación Hidrográfica del Ebro. (2008). Plan Hidrológico del río Arga. Diagnosis de la cuenca del río Arga. Ministerio del Medio Ambiente Rural y Marino. Gobierno de España. Gobierno de Navarra. Gobierno Vasco. Extraído de: <https://www.chebro.es/web/quest/documentaci%C3%B3n-t%C3%A9cnica-ra>.

Copons, R., Tallada, A. (2009). Movimientos de Ladera (Landslides). Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra. Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona. Módulo D2 (17.3) 284-294.

Floristán, A. (1975) Régimen del río Arga. Estudios Geográficos. Madrid. Tomo 36, N°138.

Fernández Chacón, F., Notti, D., Galve, J.P., Vicente, J., Azañón, J.M., Mateos, R.M., Lamas-Fernández, F., Montserrat, O., Roldán, F.J., Pérez, J.L., Colomo, C.M., Gómez-López, J.M. (2015). Técnicas remotas para el análisis multiescala y multitemporal de fenómenos superficiales. XIV Reunión Nacional de Cuaternario. Granada.

Galán, C., Nieto, M., Forstner, J., Rivas, J.M. (2019). Simas en yeso y fracturas de borde en los acantilados de Falces (Sur de Navarra). Laboratorio de Bioespeleología. Sociedad de Ciencias Aranzadi. San Sebastián.

Galán, C., Nieto, M., Rivas, J.M., Núñez, L., Miner, A. (2018). Hallazgo de una interesante cavidad en la Formación Yesos de Falces (Caparroso, Navarra). Laboratorio de Bioespeleología. Sociedad de Ciencias Aranzadi. San Sebastián.

García-Castellanos D., Vergés J., Gaspar-Escribano J., Cloetingh S. (2003). Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research*, 108 (B7), 2347.

Geoportal Sitebro (Chebro). Confederación Hidrográfica Del Ebro:
<http://iber.chebro.es/geoportal/>

Geoportal de Navarra: <https://geoportal.navarra.es/es/iden>

Geoportal de Navarra, Centro de descargas:
<https://geoportal.navarra.es/es/iden/descargar>

Gobierno de Navarra., Agencia Estatal de Meteorología (2023). Meteorología y climatología de Navarra. Climatología. Zona Sur. Extraído de:
http://meteo.navarra.es/climatologia/zona_sur.cfm#:~:text=La%20precipitaci%C3%B3n%20acumulada%20media%20anual,frecuente%20de%20noroeste%20a%20sureste.

Gobierno de Navarra. (2023). Mapa de Clasificación climática según Köppen. Departamento de Desarrollo Rural, Medio Ambiente y Administración Local.

Gobierno de Navarra. (2008). Modernización del regadío tradicional de Falces, TTMM de Falces y Peralta (Navarra).Estudio de Impacto Ambiental. Departamento de Desarrollo Rural y Medio Ambiente.

Guerrero, J. (2016). Formas y procesos de ladera. Fundamentos geológicos para el medio ambiente. Universidad de Zaragoza.

Guerrero, J. (2016). Tema 11. Karst. Fundamentos geológicos para el medio ambiente. Universidad de Zaragoza.

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). Deslizamientos en el escarpe de Alfajarín (Zaragoza). Cuaternario & Geomorfología 8, 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.

Gutiérrez, F., Guerrero, J. y Lucha, P. (2008). A genetic classification of sinkholes based on the analysis of evaporate paleokarst exposures in Spain. *Environmental Geology*. 53, 993-1006.

Gutiérrez, F., Lizaga, I. (2016). Sinkholes, collapse structures and large landslides in an active salt dome submerged by a reservoir: The unique case of the Ambal ridge in the Karun River, Zagros Mountains, Iran. *Geomorphology* 254, 88-103.

Hassan, M.A., Klein, M. (2002). Fluvial adjustment of the lower Jordan River to a drop in the Dead Sea level. *Geomorphology* 45, 21-33.

Hutchinson, J.N. (1988). General report morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to Geology and Hydrogeology. Bonnard, C. (ed.). Proceedings of the fifth International Symposium on Landslides, A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, vol. I, pp. 3-35.

InSAR Principles, ESA publication, TM19, febrero de 2007.
https://www.esa.int/About_Us/ESA_Publications/InSAR_Principles_Guidelines_for_SA_R_Interferometry_Processing_and_Interpretation_by_ESA_TM-19. Visitado el 16/05/2023.

Instituto Geográfico Nacional (IGN): <https://www.ign.es/web/ign/portal>.

Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (2022): <https://www.igme.es/>.

James, A.N., Cooper, A.H., Holliday, D.W. (1981). Solution of the gypsum cliff (Permian, middle Marl) by the River Ure at Ripon Parks, North Yorkshire. Proceedings of the Yorkshire Geological Society 43, 433-450.

Jimeno, A. (1996). El sistema cauce-ribera en el curso bajo de los ríos Arga y Aragón. Estudio eco geográfico. Tesis doctoral. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza.

Julián, A. (2019). Módulo 3. Riesgos asociados a procesos de ladera. Riesgos Naturales. Universidad de Zaragoza.

Kostić, Srđan & Vasović, Nebojša & Franović, Igor & Jevremović, Dragutin & Mitrinović, David & Todorovic, Kristina. (2014). Dynamics of landslide model with time delay and periodic parameter perturbations. Communications in Nonlinear Science and Numerical Simulation. 19. Pages 3346–3361. 10.1016/j.cnsns.2014.02.012.

Lizaga, I., Guerrero, J., Navas, A.M. (2016). Los escarpes del río Ebro en el entorno de Zaragoza. Riesgos geológicos, génesis y evolución. Departamento de

Ciencias de la Tierra. Área de geodinámica Externa. Universidad de Zaragoza. *Naturaleza Aragonesa*. Nº 33, 23-27.

López, F. (2017). Escarpes en yesos en Rivas Vaciamadrid y laguna del Campillo. IELIG. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Extraído de: <http://info.igme.es/ielig/LIGInfo.aspx?codigo=TM028>.

Maldonado, Y. (2020). Deslizamientos de tierra y sus tipos. Partes de un deslizamiento. Riesgos Naturales. Geología Web. <https://geologiaweb.com/riesgos-naturales/deslizamientos/>.

Mandado, J., Rodríguez Vidal, J., Tena, J.M. (2013). La disolución de rocas evaporíticas: un importante factor geomorfológico en el Valle del Ebro. *Cuadernos De Investigación Geográfica*, 10, 139–148.

Navas, A. (1989). Implicaciones geomorfológicas del contacto en los cauces entre las litofacies yesíferas y las aguas circulantes en la Cuenca del Ebro. Estación experimental del aula Dei, Zaragoza. An. Aula Dei 19 (3-4): 313-320.

Olivé, A., Huerta, J., Ramírez, J.I., Faci, E. (2000-2001). Cartografía Geológica de Navarra. Escala 1:25.000. Departamento de Obras Públicas, Transportes y Comunicaciones. Gobierno de Navarra. Peralta. Memoria. Hoja 206-III.

Ollero, A., Romeo, R., Ballarín, D., Bastida, G., Bellosta, J., Camarasa A.M., Elso, J., García, E., Godé, L., González, M., Herrera, A.F., Ibero, C., Juan, V., Martín, J.P., Mora, D., Mora, B., Sánchez, M. (2007). Las alteraciones geomorfológicas de los ríos. Estrategia Nacional de Restauración de Ríos. Ministerio de Medio Ambiente. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid.

Organización de las Naciones Unidas (ONU). (2023). Objetivos De Desarrollo Sostenible: <https://www.un.org/sustainabledevelopment/es/cities/>

Ormaetxea, O., Barroso, J.C., Sánchez de Olazagoitia, A. (2017). Caracterización geomorfológica y análisis de la evolución del deslizamiento rotacional de Andoin, Sierra de Entzia (País Vasco). Cuaternario y geomorfología, 31 (3-4), 7-26.

Ortuño, María & P, Lucha & Guerrero, Jesús & Acosta, Enrique & Coratza, Paola & Piacentini, Daniela & Soldati, Mauro & Beguería, Santiago. (2008). Episodic displacement on a sackung scarp in Benasque Valley (Central Spanish Pyrenees). Palaeoseismic record? GEOTEMAS. 10. 1011-1014.

Pérez-Rivarés F., Garcés M., Arenas C., Pardo G., (2004). Magnetostratigraphy of the Miocene continental deposits of the Montes de Castejón (central Ebro Basin,

Spain): geochronological and paleoenvironmental implications. *Geológica Acta*, 2, 221-234.

Salvany, J.M (1989). Los sistemas lacustres evaporíticos del sector Navarro-Riojano de la Cuenca del Ebro durante el Oligoceno y Mioceno inferior. *Acta Geológica Hispánica*, 24, 231-241.

Sistema de Información Territorial de Navarra (SITNA):
<https://sitna.navarra.es/navegar/>.

Tomás, R., Romero, R., Mulas, J., Marturià, J. J., Mallorquí, J. J., López-Sánchez, J. M., Blanco, P. (2014). Radar interferometry techniques for the study of ground subsidence phenomena: a review of practical issues through cases in Spain. *Environmental earth sciences*, 71(1), 163-181.

Tsui, P.C., Cruden, D.M. (1984). Deformation associated with gypsum karst in the Salt River escarpment, northeastern Alberta. *Canadian Journal of Earth Science* 21, 949-959.

Varnes, D.J. (1978). Slope movements, types and processes. *Landslides: Analysis and control*, transportation Research board. Spec. Rep. 176, 11-33. National Academy of Science, Washington.

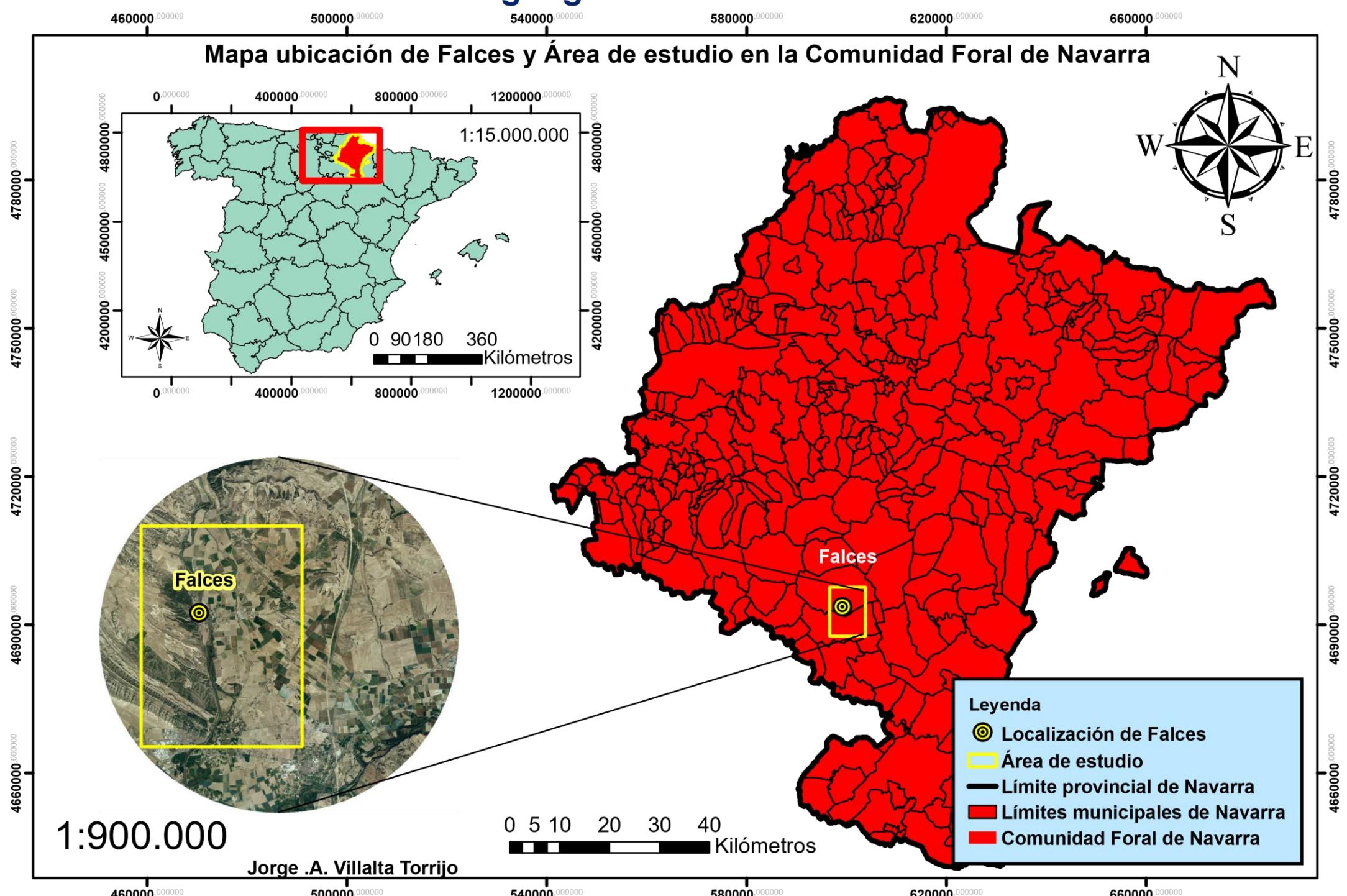
Villares, F., Cárdenas, E., Jiménez, E., Reyes, P. (2016, Noviembre). Control litológico y físico mecánico de los FRM de la zona de Bahía de Caráquez (Ecuador) generados por el sismo de 16 de abril. Congreso Argentino de Mecánica de Suelos e ingeniería Geotécnica, Santa Fe, Argentina. Extraído de:
https://www.researchgate.net/profile/Fabian-Villares/publication/324820356_Control_litologico_y_fisico-mecanico_de_los_FRM_de_la_zona_de_Bahia_de_Caraquez_Ecuador_generados_por_el_sismo_del_16_de_abril_2016/links/5ae44cae458515760abef319/Control-litologico-y-fisico-mecanico-de-los-FRM-de-la-zona-de-Bahia-de-Caraquez-Ecuador-generados-por-el-sismo-del-16-de-abril-2016.pdf.

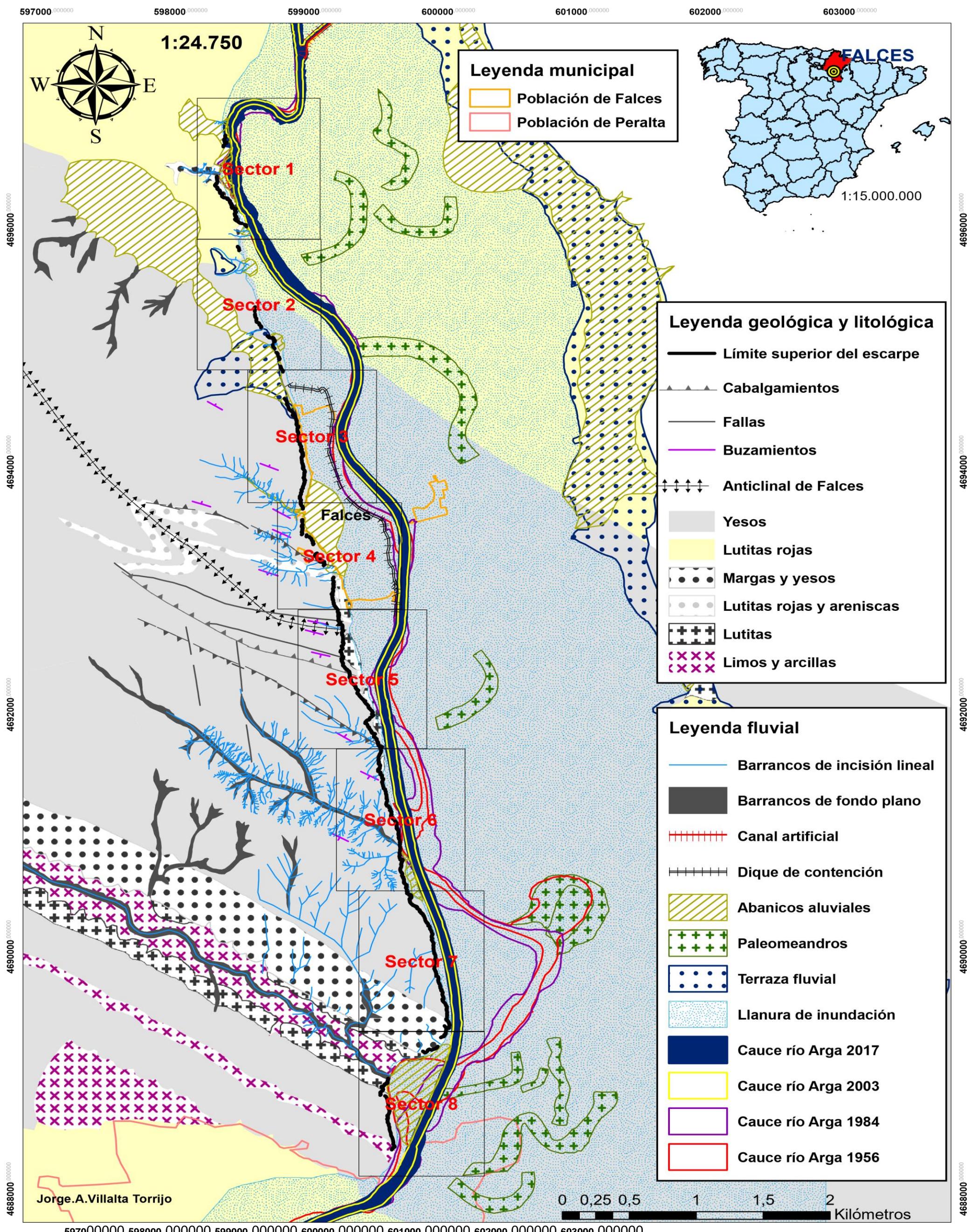
Visor Idena (Infraestructura de Datos espaciales de Navarra) IDENA:
<https://idenav.es/navegar/#ZXh0fGJhc2V8bWFwYWJhc2V8bGF5ZXJzXI40Mzq0ODEuMzQyfDQ2MzQ2MDcuNDk0fDc4ODE3Ny4zNDJ8NDgwMic5OS40OTReJDB8QDR8NXw2fDddfDF8MnwzfEBdXQ>

10. Anexos.

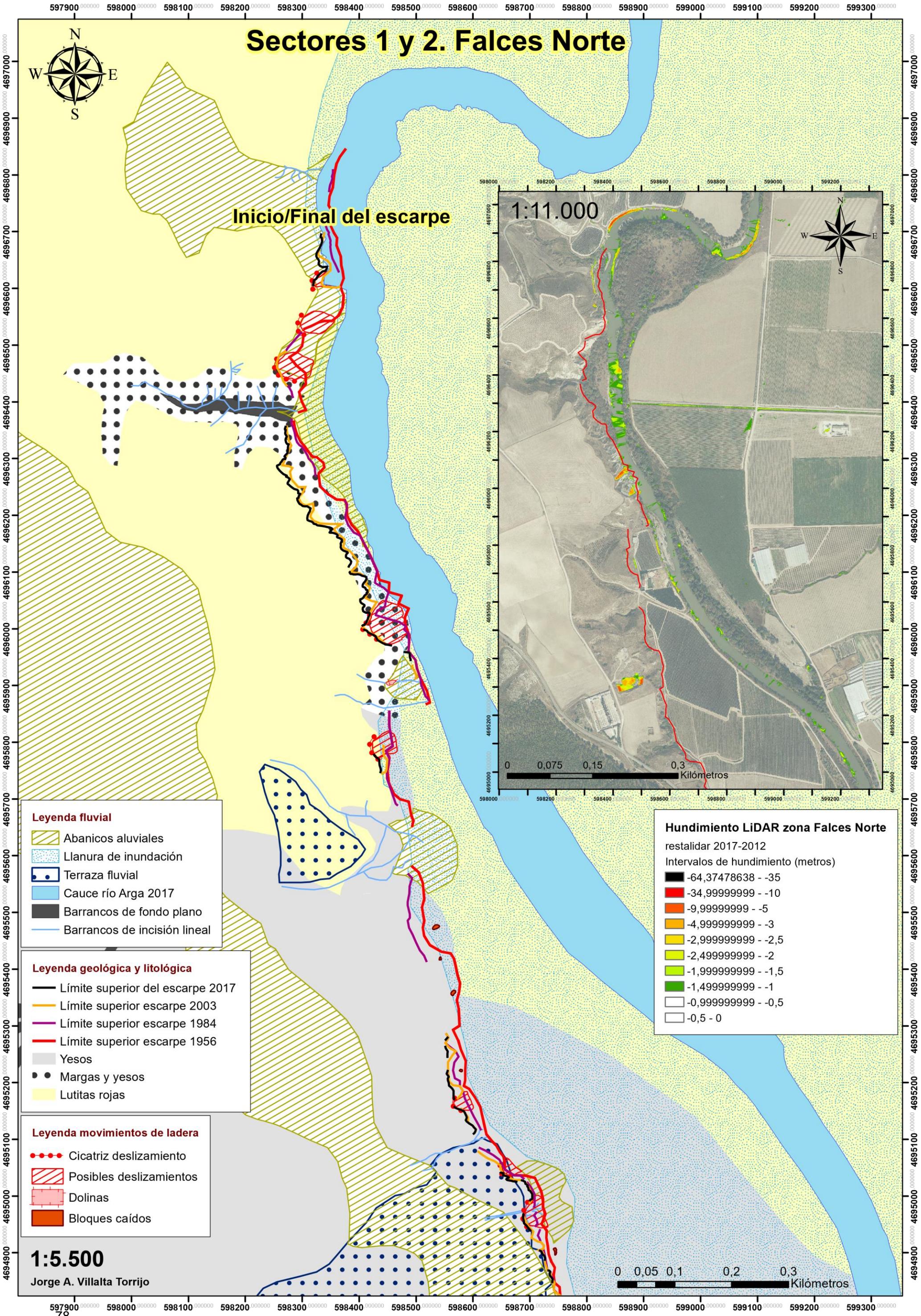
Anexo I. Mapa ubicación de Falces y Área de estudio en Navarra.

Ubicación geográfica del área de estudio



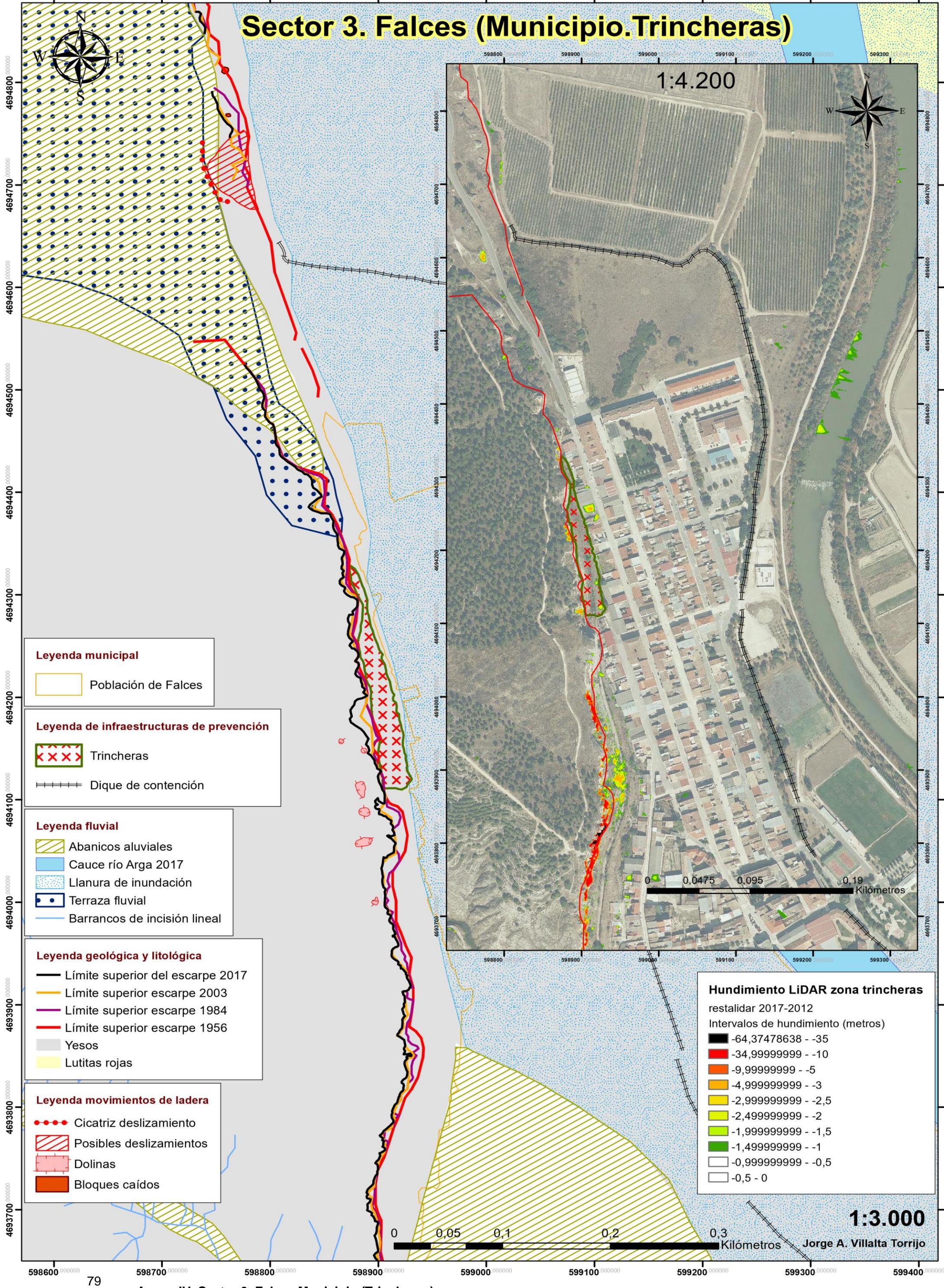


Anexo II. Mapa geomorfológico general.

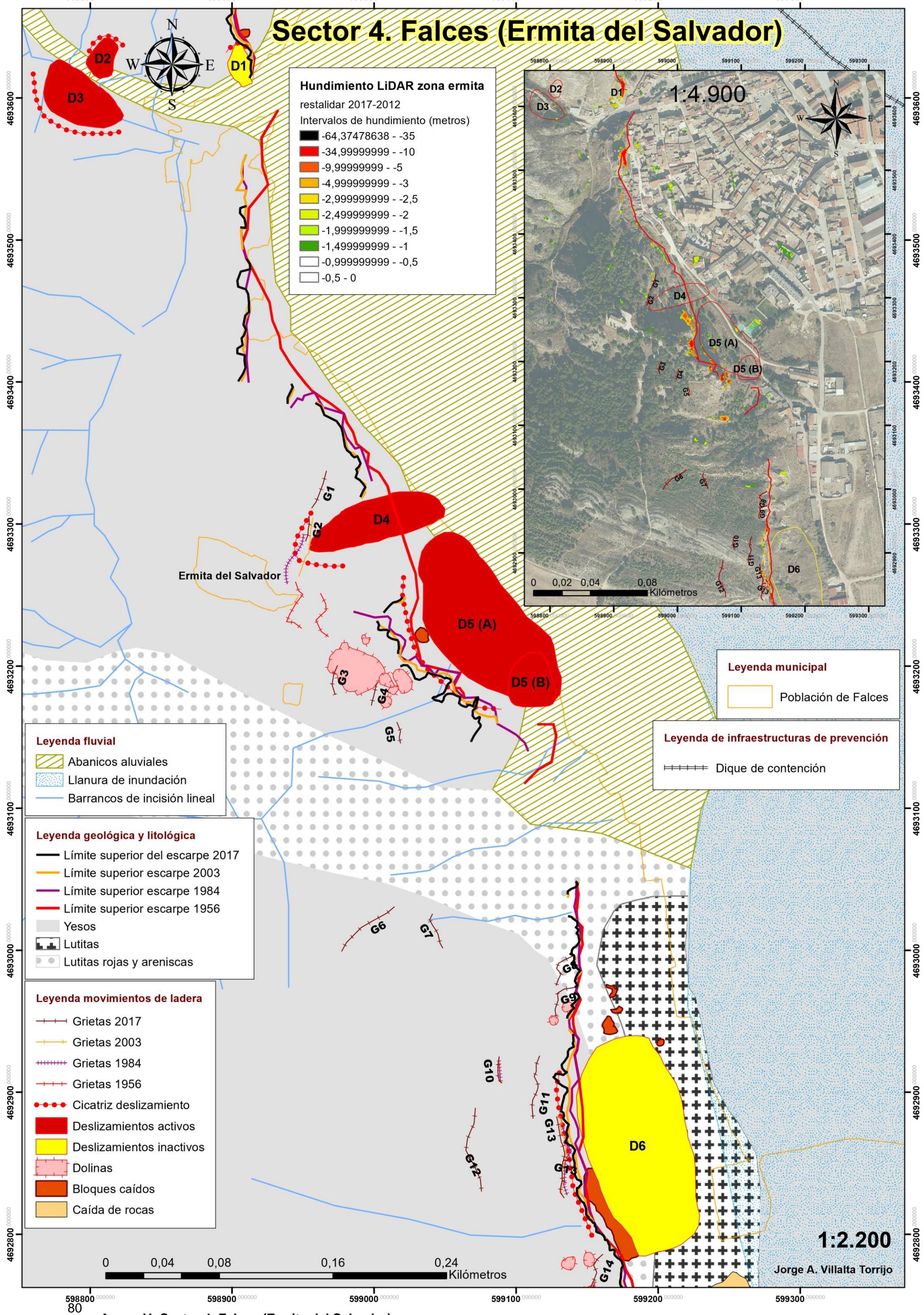


Anexo III. Sectores 1 y 2. Falces Norte

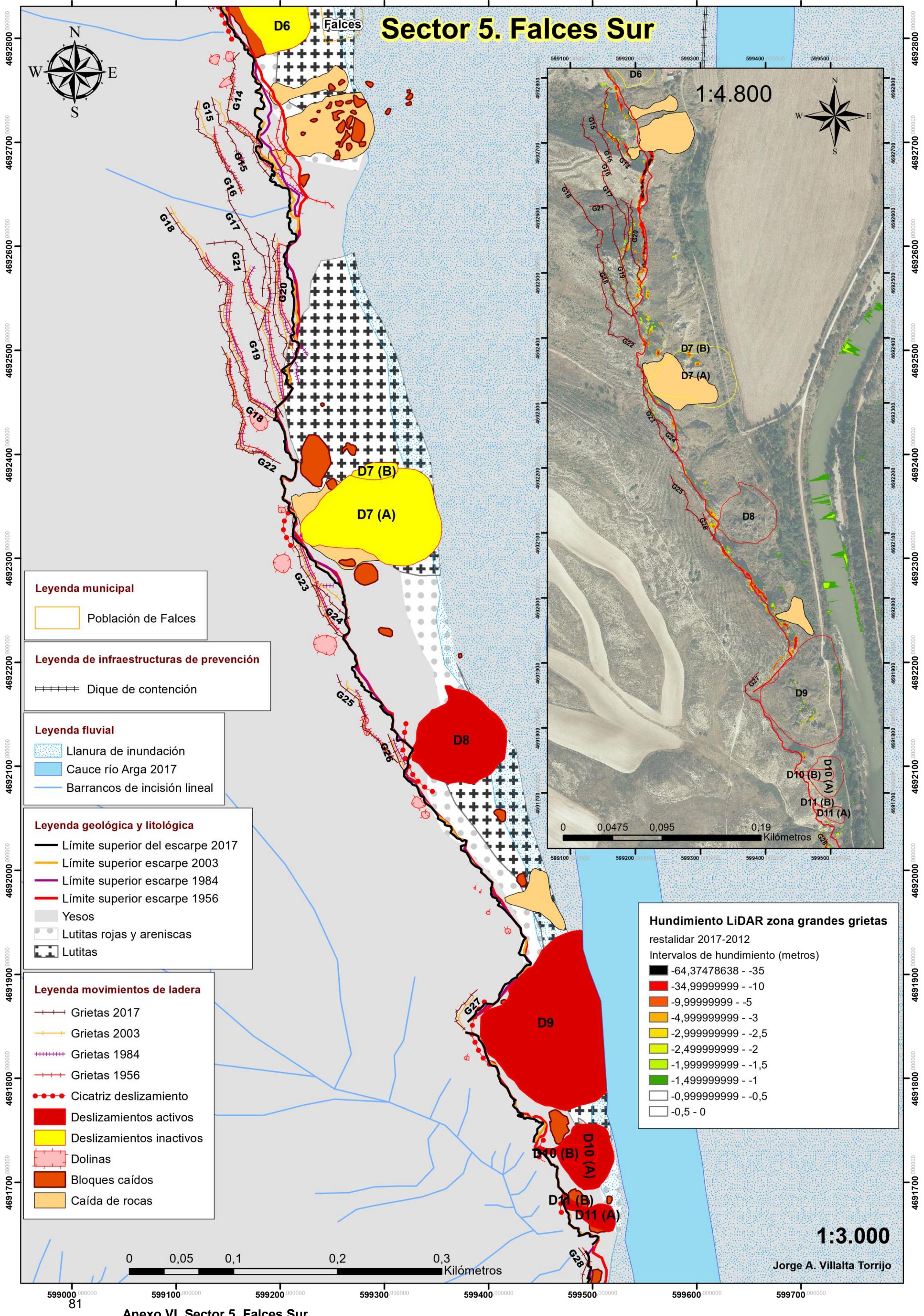
Sector 3. Falces (Municipio.Trincheras)

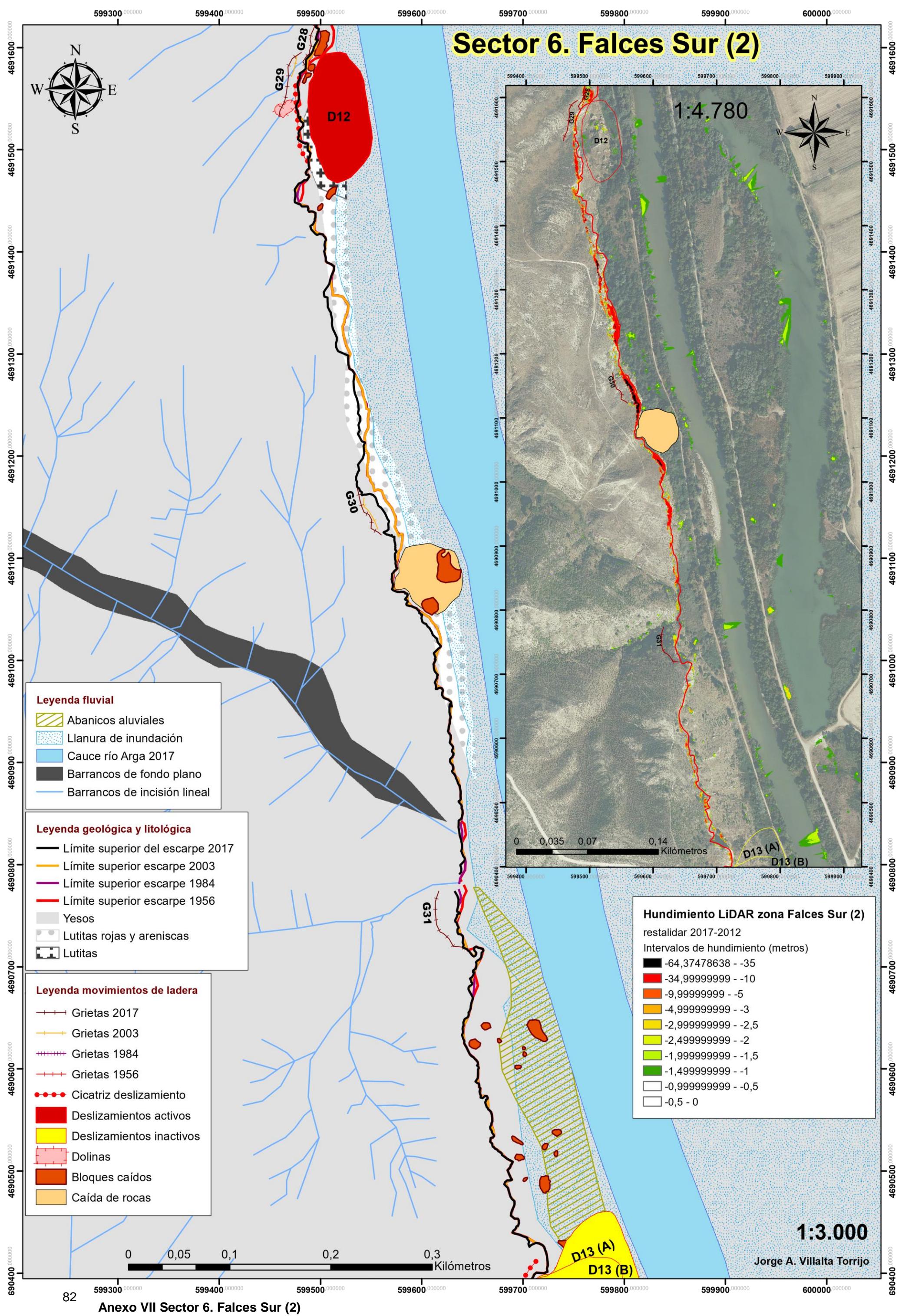


Sector 4. Falces (Ermita del Salvador)



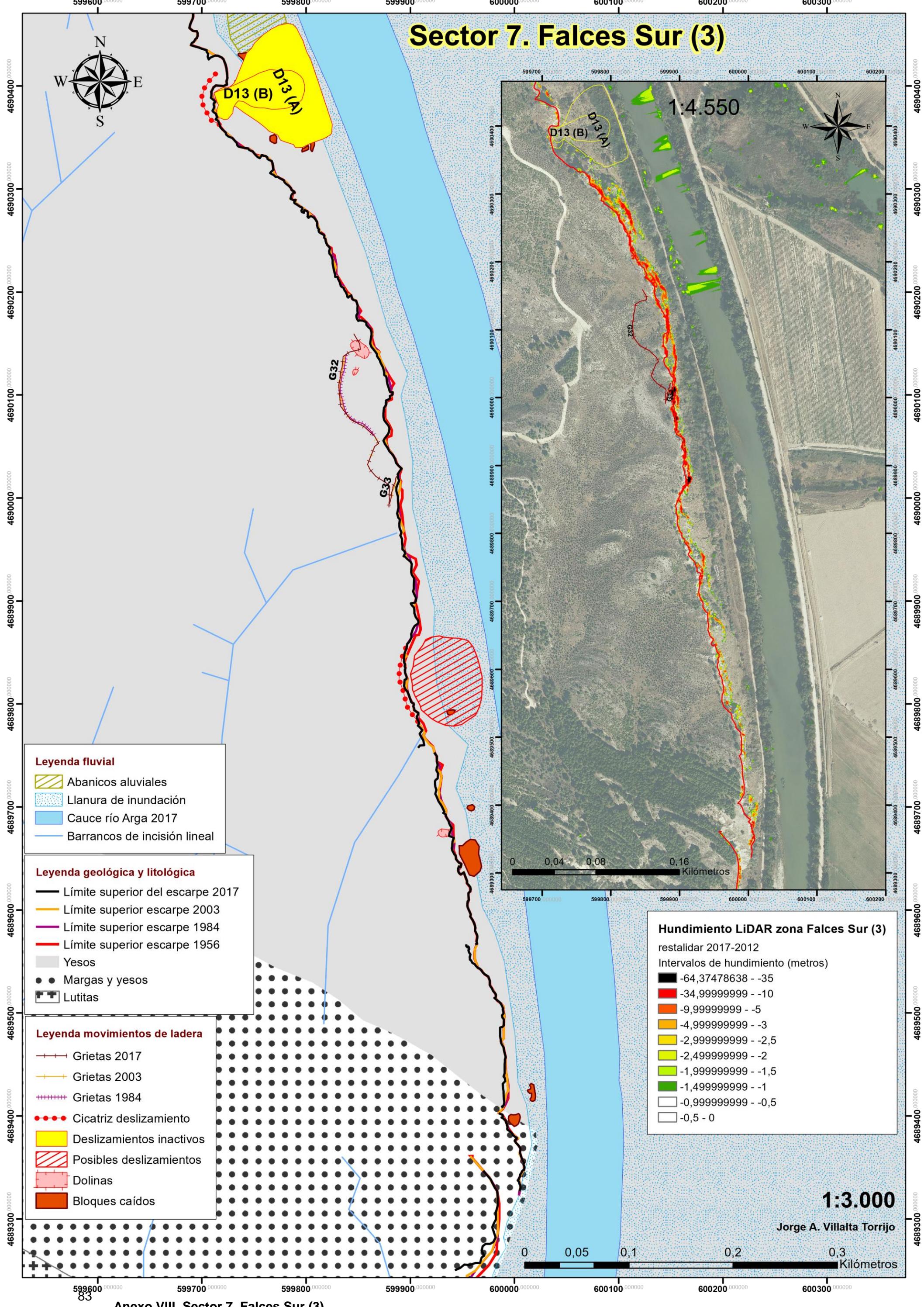
Sector 5. Falces Sur





Anexo VII Sector 6. Falces Sur (2)

Sector 7. Falces Sur (3)



Sector 8. Falces-Peralta



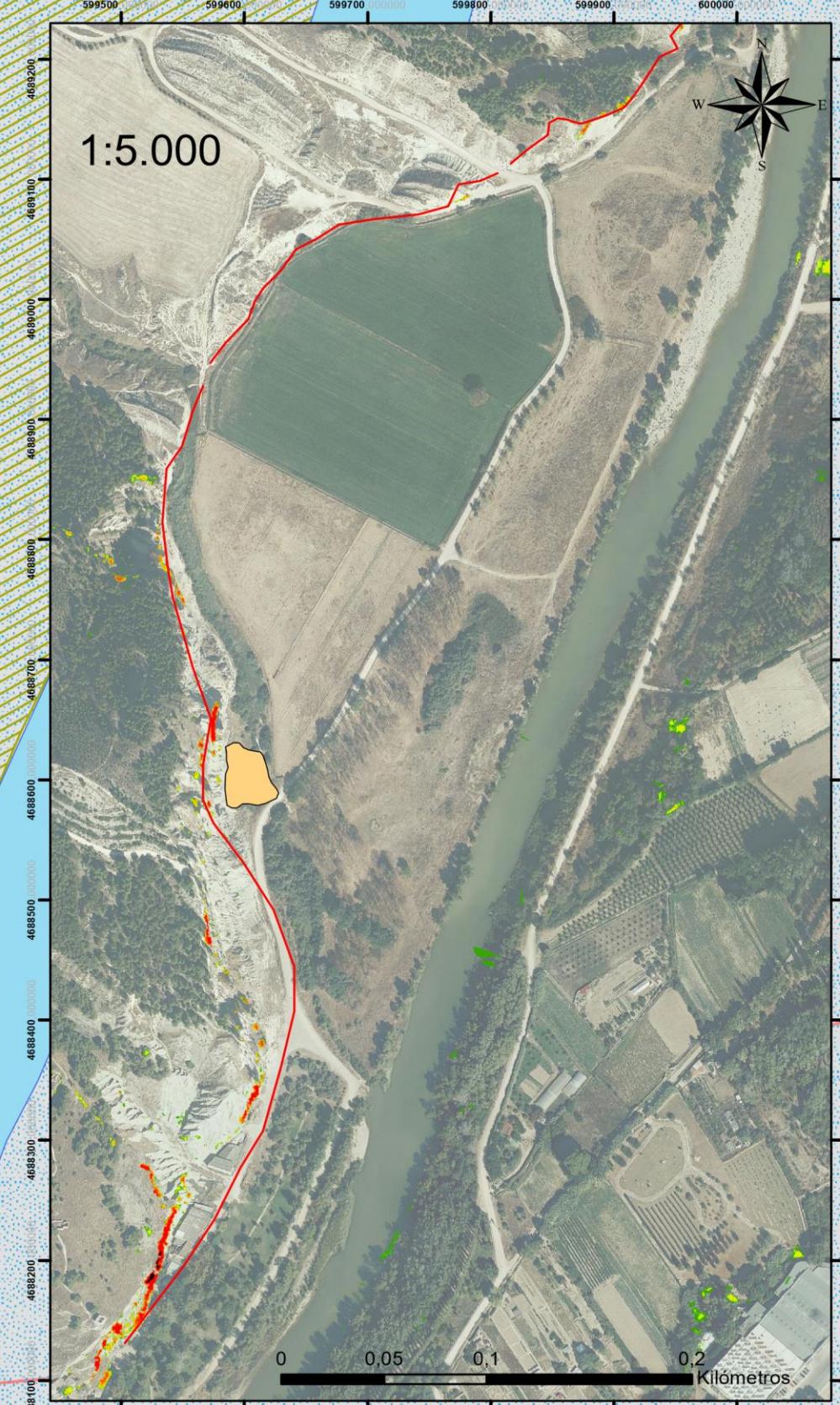
Hundimiento LiDAR zona Falces-Peralta

restalidar 2017-2012

Intervalos de hundimiento (metros)

- -64,37478638 - -35
- -34,999999999 - -10
- -9,999999999 - -5
- -4,999999999 - -3
- -2,999999999 - -2,5
- -2,499999999 - -2
- -1,999999999 - -1,5
- -1,499999999 - -1
- -0,999999999 - -0,5
- -0,5 - 0

1:5.000



Leyenda fluvial

- Abanicos aluviales
- Llanura de inundación
- Cauce río Arga 2017
- Barrancos de fondo plano
- Barrancos de incisión lineal

Leyenda municipal

- Población de Peralta

Leyenda movimientos de ladera

- Caída de rocas

Leyenda geológica y litológica

- Límite superior del escarpe 2017
- Límite superior escarpe 2003
- Límite superior escarpe 1984
- Límite superior escarpe 1956
- Limos y arcillas
- Yesos
- Lutitas
- Margas y yesos

1:3.000

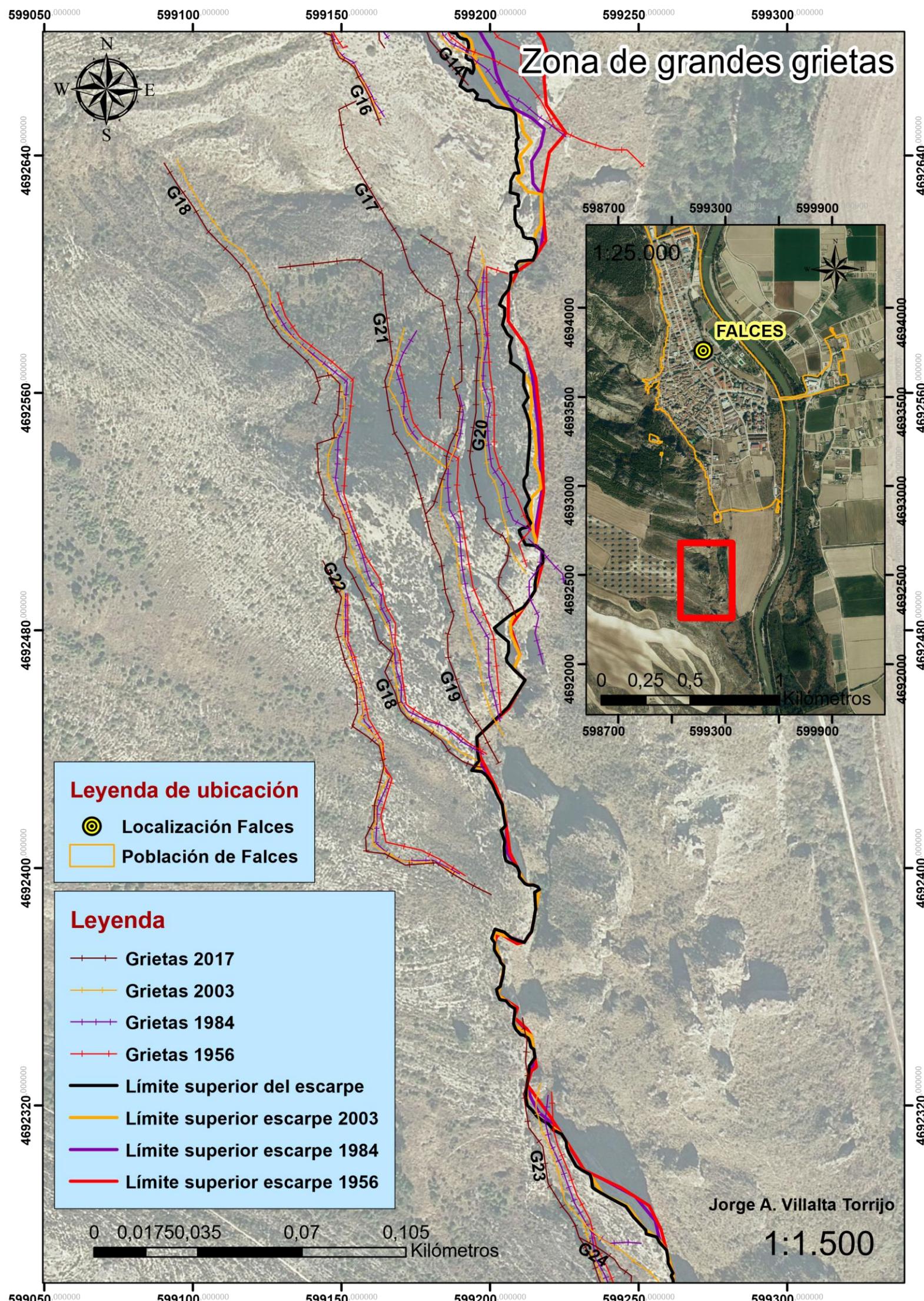
0 0,05 0,1 Kilómetros

Jorge A. Villalta Torrijos

0,2 0,3 Kilómetros

Inicio/Final del escarpe

Anexo X. Mapa de Zona de grandes grietas.



Anexo XI. Zona inundable en Falces.

