

**Erosión por *piping* en las formaciones arcillosas terciarias
de la provincia de Huesca**

***Piping erosion in the Tertiary clays formations
of the Huesca province***

Trabajo Fin de Master

Geología: técnicas y aplicaciones

Fernando Colino Polo

Directora: Gloria Desir Valén

Departamento de Ciencias de la Tierra

Facultad de Ciencias

Universidad de Zaragoza



NOVIEMBRE DE 2018

ÍNDICE

Resumen.....	2
<i>Abstract</i>	2
1. Introducción.....	2
2. La erosión por <i>piping</i>	4
3. Factores de formación del <i>piping</i>	8
3.1 Estructura del suelo.....	9
3.2 Morfometría de vertientes.....	15
3.3 Factores del clima semi-árido	18
4. Área de estudio	20
4.1 Marco geológico	21
4.2 Marco geomorfológico.....	23
4.3 Marco climático.....	25
5. Metodología.....	28
6. Resultados.....	32
7. Discusión	40
8. Conclusiones	46
Bibliografía	48

Resumen

El *piping* es un proceso erosivo muy eficaz responsable de importantes tasas de erosión. La presencia de *piping* está ligada a situaciones litológicas, topográficas y climáticas muy concretas. El estudio de los diferentes factores que controlan el proceso requiere el empleo de una serie de técnicas de campo y de caracterización de propiedades físico-químicas. Entendida la interacción se determinarán los factores que contralán el proceso erosivo. Este TFM pretende seguir este modelo de trabajo y estudiar la dinámica de la erosión por procesos de *piping* que se desarrolla sobre las formaciones arcillosas terciarias de la Fm. Sariñena en la provincia de Huesca.

Abstract

Piping is an efficient erosive process responsible for important erosion rates and it is related to very specific lithological, topographic and climatic conditions. To study these different factors we need to use a series of field techniques and a characterization of physical and chemical properties. Once we understand the interaction we will be able to determine the factors controlling the erosive process. The present paper intends to follow this guidelines and study the erosive piping dynamics acting on the Tertiary clays of Sariñena Formation in Huesca (Spain).

1. Introducción

La erosión del suelo es uno de los riesgos geológicos de mayor relevancia debido a su amplia difusión, rápida evolución y al impacto social y económico del mismo. España presenta una gran parte del territorio dominado por un clima mediterráneo con una marcada continentalidad, extensas cuencas terciarias y amplias zonas deforestadas con una muy importante implantación de actividades agrarias, por lo que en nuestro país la pérdida de suelo es uno de los riesgos geológicos de mayor relevancia (García-Ruiz y López Bermúdez, 2009). El estudio de la distribución espacial e impacto de este proceso muestra que aquellas zonas donde confluye el clima árido o semiárido con litologías de escasa competencia presentan las mayores tasas de erosión (García-Ruiz, 2011). Esta vulnerabilidad puede acrecentarse si, además, se dan otros factores como la modificación del medio por la acción antrópica, que se expresa mediante la deforestación, el cultivo intensivo de tierras o la modificación del paisaje mediante la

construcción de infraestructuras. El proceso de erosión del suelo más común es el ligado a la erosión hídrica. La erosión hídrica puede estar ligada a flujos de agua superficial o subsuperficial, en función de la dominancia de un tipo u otro el modelado estará representado por regueros, barrancos e incluso áreas acarcavadas cuando se deba a la acción directa de la arroyada o bien a túneles o *pipes* cuando domine la infiltración.

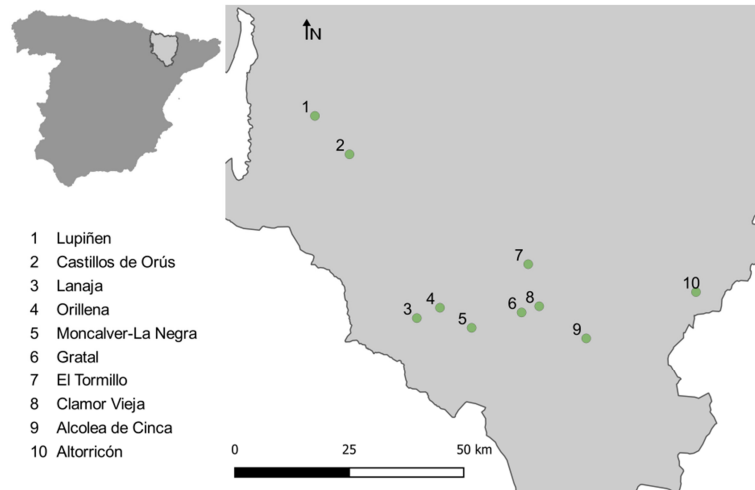


Figura 1. Lugares singulares de la provincia de Huesca por los fenómenos de *piping*.

En una parte importante de la provincia de Huesca, los procesos de erosión, en general, han modelado característica e intensamente el paisaje. La franja S de la provincia de Huesca, que se adscribe a la parte central de la cuenca del Ebro, está dominada por el afloramiento de importantes depósitos de materiales arcillosos. Esta área es una importante depresión que ha quedado estructurada en varios niveles de glaciares, encajados unos en otros, que han sido intensamente erosionados por cursos fluviales, formando amplios valles aterrazados (Gutiérrez y Peña, 1994). En este marco general, en las zonas donde se han desarrollado de manera intensa barrancos o *gullies*, cárcavas, regueros y *pipes* se ha seleccionado el área de estudio. Prueba de la importancia de la erosión hídrica en esta área es la existencia de numerosos estudios previos relacionados con la dinámica de la erosión en la provincia de Huesca: Lanaja, Lupiñen (Gutiérrez et al., 1995; Sirvent et al., 1997), Casillo de Orús (Gutiérrez et al., 1997), el Barranco de la Clamor Vieja (Harvey y Gutiérrez, 2005) o la laguna de Sariñena (Castañeda et al., 2017). Estas zonas son claros ejemplos de la inusitada efectividad de los procesos de erosión hídrica. En todos ellos se han reconocido la variedad de los procesos y su relativa importancia, siendo el *piping* uno de los más

destacados, lo que convierte a estas zonas en las más propicias para estudiar esta forma de erosión (ver Fig. 1). El presente trabajo, tomando como marco esta zona de la provincia de Huesca, se centrará en el análisis más detallado de una de estas zonas con el objeto de comprender la dinámica de interacción entre los factores que condicionan este proceso erosivo y en el papel del *piping* como agente en la formación del paisaje.

2. La erosión por *piping*

El *piping* es un proceso de erosión que puede definirse como aquel que se produce por la canalización subsuperficial de los flujos de agua infiltrada. Este fenómeno se produce por la interacción compleja de las condiciones climáticas, las características del suelo (estructura, composición química y mineralógica) y el gradiente hidráulico local (Bryan y Jones, 1997, p. 210). La condición necesaria para el desarrollo de este proceso es la rotura de la estructura original del suelo por la presencia de materiales dispersivos. Este proceso se ve favorecido por un régimen de precipitación estacional o muy variable que conlleve un periodo seco durante el cual el suelo pueda agrietarse. El agrietamiento acostumbra a ir asociado a arcillas tipo montmorillonita y a altos contenidos de sodio intercambiable, que favorece la dispersión de las arcillas. La formación de estas grietas es indispensable para que la escorrentía superficial penetre en el suelo. La circulación del agua infiltrada requiere además la existencia de cierto gradiente hidráulico y un nivel relativamente impermeable.

Este proceso erosivo presenta una amplia ubicuidad, a pesar de lo que se pueda deducir de la definición y de la mayor obviedad que tiene en regiones desprovistas de cobertura vegetal. Se ha podido describir *piping* en lo que se conoce como *humid uplands*. En estos medios húmedos el fenómeno tiene lugar debido al desarrollo de suelos orgánicos (poseen una extraordinaria capacidad de hinchamiento) que desarrollan grandes grietas de desecación. Cuando estos suelos se ubican en áreas con gradientes hidráulicos acusados, un aporte de precipitación puede generar la dispersión del sustrato generando los *pipes*. El *piping* tiene también una notable incidencia sobre medios deforestados (del origen que sea: roturación de tierras para cultivo o pastoreo, incendios forestales, etc.), independientemente del área climática donde se haya producido, aunque bien es cierto que presenta mayor incidencia en climas áridos y semi-áridos. En esta ocasión la pérdida de la cubierta vegetal protectora facilita la remoción del

sedimento por efecto del flujo superficial y subsuperficial del agua. Por último, como ya hemos indicado, es un fenómeno muy presente en medios áridos y semi-áridos (Jones, 1994; Bryan y Jones, 1997) –como tendremos oportunidad de ver en este trabajo–.

Este fenómeno ha de ser enfocado como parte integrante de las redes de drenaje ya que logra canalizar el aporte de las precipitaciones hasta otros elementos mayores de la red. Es una compleja concentración de flujo, ya que tiene poco que ver con el flujo canalizado turbulento en superficie a través de regueros o *rills*, refiriéndonos a su funcionamiento hidrológico (veremos que genéticamente pueden guardar una relación muy directa). La inclusión de las redes de *pipes* junto a formas mayores como son los barrancos o *gullies* pueden llegar a ampliar considerablemente el área efectiva de la cuenca de drenaje, asociado fundamentalmente a las vertientes. Los procesos de *piping* suelen desarrollarse mal sobre laderas de pendiente acusada, siendo más propio de vertientes con pendientes suaves (Muñoz, 1992; Jones, 1994; Gutiérrez, 2008), desarrollándose solo en zonas planas bajo determinadas circunstancias (Gutiérrez et al., 1997)–como veremos más adelante–.

El *piping* parece tener un papel importante en el crecimiento de las redes de drenaje y en la formación y desarrollo de algunos elementos que las forman. Actualmente, se considera que el *piping* está en el origen de *rills* y *gullies* (Bryan y Jones, 1997; Faulkner, 2013), aunque por supuesto no de manera exclusiva. El colapso de la parte superior de los *pipes* o túneles individualizados deja al descubierto el conducto, dando lugar a formas tipo *rill* y *gully* –la diferencia es simplemente de escala, los *gullies* tienen una anchura de canal que oscila entre los 0.5 m y los 25-30 m, estando los *rills* por debajo de estas cifras (Brice, 1966)– que pasan a tener una dinámica diferente. Cuando se han producido *pipes* anidados en una red de drenaje no jerarquizada asociada a los *gullies*, una vez que estos colapsan, se generan nuevas cabeceras o *bank gullies*, que constituyen nuevos tributarios del *gully* principal (Nichols et al., 2016). Ello convierte al *piping* en el agente principal que crea y modela la cabecera de los barrancos. En todos los casos, tras los colapsos, los procesos de *piping* siguen funcionando contribuyendo a extender las redes, ampliando las secciones, agrandando las cabeceras, etc. (Jones, 1994; Chaplot, 2013).

La relación de los *pipes* y los barrancos o *gullies* es muy estrecha hasta el punto que en ocasiones no se puede determinar con claridad cuál de los dos es originario del

otro. Acabamos de comentar como los *pipes* forman nuevos *gullies* o cómo desarrollan nuevas cabeceras asociadas a otros barrancos. Pero en otras ocasiones, o incluso de manera concomitante, la existencia del barranco genera las condiciones adecuadas para el desarrollo de los *pipes*. Como comentaremos en detalle más adelante, el barranco acrecienta el gradiente hidráulico local necesario para el desarrollo del *piping* y, también, supone una debilidad estructural asociada al talud que genera el desarrollo de grietas que inducen a la infiltración del flujo y el consiguiente desarrollo de los *pipes*. En cualquiera de los casos, el desarrollo de *piping* se encuentra favorecido por la existencia de *gullies* (Desir y Marín, 2011). Del mismo modo, aunque menos evidente, la asociación entre *piping* y las cárcavas es muy relevante como señala Faulkner (2013). La autora recoge que el 60% de las cárcavas de toda Europa presentan evidencias de *piping* y que, probablemente, cárcavas y *pipes* son formas más comúnmente asociadas de lo que parece pues procesos de estabilización o la desconexión de la red de drenaje pueden inhibir su funcionamiento en un momento determinado, borrándose las evidencias de *piping* con posterioridad. Señala además, que ambas formas de erosión, aunque de manera menos exclusiva para los *badlands*, comparten como condicionante la presencia de sodio en el complejo de cambio en los minerales arcillosos. Por último, el *piping* es un actor importante en la erosión de las vertientes, junto a la escorrentía superficial o el impacto de gotas de lluvia en los medios áridos (Gutiérrez, 2008).

Existen diferentes tipos de *piping* de acuerdo a su proceso de formación. Uno es el denominado *seepage* o de infiltración. Este proceso es el que se produce desde cotas inferiores a superiores mediante un proceso de erosión remontante y de ampliación de los conductos (ver Fig. 2). Estos *pipes* se desarrollan por las grietas generadas por los fenómenos de hinchamiento y retracción de arcillas o producto de esfuerzos mecánicos. Las formas iniciales o *micropipes* van dando paso a formas de mayor tamaño a medida que se amplía la sección del conducto. El otro tipo es el llamado *tunneling* cuya principal característica es que el sentido en el que se produce su desarrollo es contrario al anterior, es decir de arriba hacia abajo. Este tipo se desarrolla en las grietas formadas por los esfuerzos mecánicos generados en las cercanías de los *gullies* (ver Fig. 3), aunque puede aprovechar cualquier otro tipo de grieta, como la generada por los procesos de contracción y retracción de los materiales. Este hecho les da el nombre de *gully pipes* (Desir y Marín, 2011). Por último, se ha descrito un proceso que tiene que

ver con el ascenso capilar del agua subterránea. Si esta agua está acompañada de importantes cantidades de sales, estas pueden ascender y posteriormente precipitar en la cota de máximo ascenso. Estas sales meteorizarían el sustrato, poniendo a disposición de los flujos subsuperficiales una capa fácilmente removilizable, en la cual podrían generarse los *pipes* (Nachshon, 2016).



Figura 2. *Pipe* colapsado tipo *seepage* adjacente al barranco de Gratal.



Figura 3. Vista de la pared W del barranco de Gratal con numerosas evidencias de *gully pipes*.

La principal relevancia de este proceso es su capacidad erosiva y la incidencia que tiene en la pérdida de suelo. A pesar de lo que pueda parecer, dada su *a priori* escasa expresión superficial, es un proceso erosivo altamente eficaz. Los *pipes* se componen de tres partes bien diferenciadas. La admisión del flujo se puede llevar a cabo por las grietas del subsuelo, pero una vez que la estructura se ha desarrollado se forman en la superficie orificios que constituyen la vía de acceso del flujo o *inlet*. Esta parte conecta con el conducto o *pipe* que se ha formado en el subsuelo. Su orientación y disposición suele ser, a grandes rasgos, paralela o subparalela a la superficie (no es extraño que el conducto vuelva a conectar con la superficie) y de tendencia verticalizada. Como veremos más adelante su disposición está en directa relación con el proceso de formación. Por último, el *pipe* conecta con el exterior a través de otro orificio de salida o *outlet*, a través del cual se evacúan los sedimentos y el flujo. Es muy habitual que se ubiquen en las paredes de los barrancos y que a pie de la pared del *gully* se acumulen depósitos lobados o abanicos de mayor o menor envergadura. Los *pipes* una vez desarrollados poseen una elevada capacidad para captar el flujo superficial y también subsuperficial (Jones, 1994). Como consecuencia, el volumen de escorrentía captado es muy alto, incluso mayor que el movilizadado mediante la escorrentía superficial en *rills*

(de hecho parte es canalizada por los *pipes*), y la velocidad del flujo también es elevada, lo que explica la eficacia erosiva. Este proceso, de manera coherente, es muy competente también en el transporte de sedimentos, solutos y agua, pudiendo movilizar importantes cantidades de material a través de distancias considerables (Bryan y Jones, 1997). Se ha señalado que los *gullies* pueden ser los responsables de proporciones muy importantes de erosión en una red de drenaje (Conoscenti et al., 2014) y del transporte de sedimentos (Nichols et al., 2016) en medios áridos. Es por lo tanto esperable que el *piping* sea un factor que contribuya de manera importante a estas cifras, dada la estrecha relación que existe entre las dos formas de erosión. Las formas sedimentarias producidas por *piping* son depósitos lobados y conos de deyección que se depositan al pie de los *outlets* (la parte en la que finaliza el *pipe* conectando con el exterior y que constituye la salida del mismo). Estas formas pueden adquirir diversos tamaños, dependiendo de la capacidad de evacuación del curso hídrico que funciona en el *gully* o del proceso que actúe sobre el área activa sobre la que se depositan los sedimentos (Castañeda et al., 2017). Para el caso de los barrancos, si la capacidad del flujo es lo suficientemente competente, suelen formarse paredes más o menos verticalizadas, mientras que si no lo es puede ir desarrollándose un talud de estabilización (Gracia, 1986).

El *piping* es un proceso que también se pone en relación con los movimientos de ladera a través de coladas de barro o deslizamientos, dejando depósitos en forma de lenguas barro y abanicos. Procesos como la obturación de los *pipes* (Chaplot, 2013) o la simple amplitud de las redes de *pipes* cerca de las cabeceras de los *gullies* (Desir y Marín, 2011) pueden desencadenar estos movimientos, al quedar los bordes especialmente debilitados y sufrir esfuerzos importantes. Como ya hemos dicho, no siempre está clara cuál es la cadena de sucesos a la hora de analizar las evidencias (Bryan y Jones, 1997).

3. Factores de formación del *piping*

Podemos considerar que el paradigma básico de la geomorfología se encuentra definido por el concepto de proceso geodinámico (Pedraza, 1996). Este proceso pone en relación las acciones desarrolladas por la dinámica terrestre y sus resultados. De una manera muy resumida, ya que no pretendemos entrar a discutir los pormenores, se

puede afirmar que la interacción continuada y cambiante entre el clima, la litología y las formas del relieve ayuda a entender la superficie de la Tierra.

El análisis de la bibliografía que se refiere al *piping* señala claramente que el estudio de esos tres elementos centra la atención de los especialistas, elementos que se emplean en la definición del proceso (ver sec. 2). Para el análisis de este proceso y los factores que intervienen en el mismo nos centraremos en el *piping* que se genera en zonas áridas desarrollado sobre litologías de granulometrías finas, dejando a un lado los procesos que se dan en otras áreas morfoclimáticas. Como ya hemos expresado, la provincia de Huesca es un medio más que representativo, por lo que haremos algunos apuntes al respecto.

El hecho más llamativo de este proceso de erosión es que está ligado a procesos subsuperficiales. Los fenómenos erosivos relacionados con las precipitaciones tienden a relacionarse exclusivamente, de manera casi instintiva, con procesos superficiales, ya parece que es el lugar evidente de interacción. Este hecho viene heredado de la concepción del modelo hidrológico de Horton (1945) para los medios áridos y semiáridos. Hasta los años '60 y '70 del siglo pasado no se reconoció debidamente la importancia del *piping* como proceso erosivo en la dinámica de vertientes.



Figura 4. Formación de grietas de desecación formadas en el suelo del área de estudio. Correponde al lugar de muestreo, muestra Cajal-6, próximo al barranco de Gratal.



Figura 5. Desarrollo de *popcorn* en el suelo del área de estudio. Correponde al mismo nivel donde se toma la muestra Cajal-1.

3.1 Estructura del suelo

El proceso de infiltración del agua en el suelo está condicionado por factores como: el tamaño de las partículas, la proporción de materia orgánica, el espesor del regolito, la actividad biológica, el tipo de superficie de la pendiente, su inclinación, el volumen de agua aportado, el lapso de tiempo de aportación, la cantidad de agua ya

presente en el suelo, la impermeabilidad de los materiales —por citar solo algunos— (Summerfield, 1991; Muñoz, 1992; Gutiérrez, 2008).

El primer aspecto a discutir es cómo materiales como las arcillas, por definición impermeables y con escasa capacidad de conductividad hidráulica, permiten la infiltración de agua en el sustrato. La infiltración se produce a través de la red de discontinuidades que constituyen las grietas de retracción o *mudcracks* (ver Fig. 4) que forman los denominados suelos hexagonales o superficies en *popcorn* (ver Fig. 5) (Desir y Marín, 2013; Faulkner, 2013). La proliferación del *piping* se relaciona directamente con la magnitud y densidad de estas estructuras (Gutiérrez et al., 1997). La escala de las grietas de retracción viene condicionada por el espesor del regolito (Battaglia et al., 2002), así suelos con regolito poco profundo, en principio, tendrán escaso desarrollo de *mudcracks* y de manera consiguiente de procesos de *piping* (Desir y Marín, 2007, 2011). Por otro lado, estas estructuras, si bien explican el acceso de la escorrentía al subsuelo, no explican cómo se transmite el agua a través de los materiales. El problema alude directamente a la porosidad y más concretamente al tamaño de poro, que es el parámetro más importante del sistema poroso (Benavente, 2006). Efectivamente, se ha señalado que el tamaño y volumen de los macroporos están en directa relación con la profusión del proceso de *piping* (Bouma y Imeson, 2000; Piccarreta et al., 2006; Faulkner, 2013). En determinadas zonas de la provincia de Huesca —Los Monegros, la Hoya de Huesca, el Cinca Medio, entre otras— es habitual encontrar el afloramiento de depósitos arcillosos terciarios (Fm. Sariñena) o cuaternarios en los que es habitual describir *mudcracks* (Gutiérrez et al., 1995; Sirvent et al., 1997; Harvey y Gutiérrez, 2005; Desir et al., 2018). Es muy destacable que, a pesar de que el desarrollo del regolito de estos materiales terciarios no suele ir más allá de unos pocos centímetros (situación que evidentemente dificulta la infiltración del agua en el subsuelo), el desarrollo del *piping* en estos materiales es francamente importante. El estudio de la micromorfología del suelo deja patente que en aquellos lugares donde se han desarrollado *pipes* la porosidad de la base del conducto y el tamaño de poro adquieren valores importantes, hecho indispensable para el acceso del agua. En la zona de Moncalver-La Negra, también en los Monegros, el valor de porosidad medido en dichos lugares puede oscilar entre el 25% y el 60%, con un tamaño de poro en el rango de 50-200 μm . La distribución de los poros y los huecos se organiza de forma paralela a

la superficie y decrecen en profundidad, producto de la acción de arrastre del flujo que pasa por el conducto cuyo sustrato ha perdido cohesión (ver Fig. 6). Asimismo, se ha podido observar el desarrollo de grietas verticales en forma de cuña que son rellenadas por clastos de la parte superior del conducto y de las paredes (Desir et al., 2018).

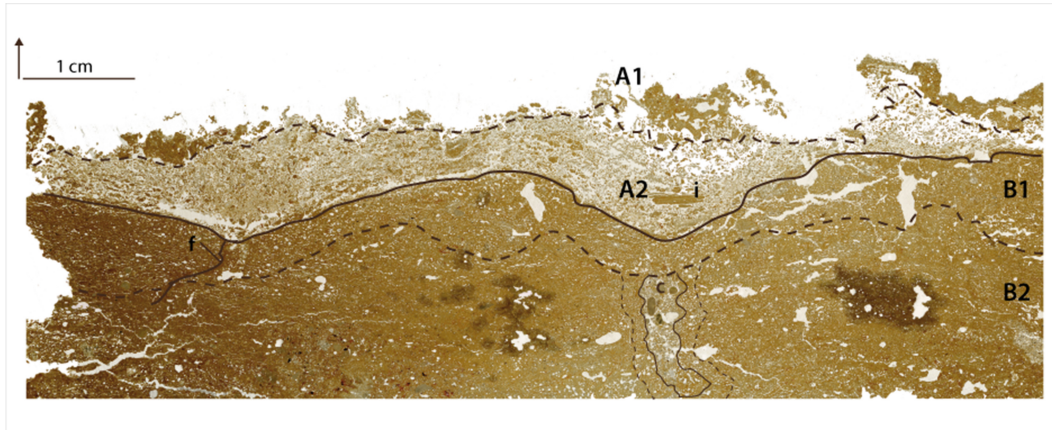


Figura 6. Sección fina de la base de un *pipe* de Moncalver-La Negra (Huesca). Se estructura en una capa superior *A*, formada por fragmentos caídos del techo y paredes del conducto, y otra inferior *B*. Están organizadas en otras dos subcapas (*A1*, *A2* y *B1*, *B2*). Destaca la evolución decreciente de la porosidad de techo a muro, la formación de fracturas (*f*), grietas rellenas de fragmentos (*c*) e intercalaciones laminares. Tomado de Desir y otros (2018).

La granulometría de los materiales es otro de los factores que condiciona la capacidad de infiltración y el desarrollo del *piping*. Parece ser, que los sedimentos más finos son los más proclives a desarrollar estos fenómenos (Gutiérrez et al., 1997; Battaglia et al., 2002; Piccarreta et al., 2006; Faulkner, 2013), mientras que tamaños algo mayores como los limos pueden inhibir o reducir su desarrollo (Faulkner et al., 2000; Desir y Marín, 2007). Además de ello, los sedimentos mejor seleccionados parecen presentar una mayor predisposición (Kasanin-Grubin, 2013). Como ya hemos señalado, en buena parte de las comarcas del S de la provincia de Huesca aflora la Fm. Sariñena que litológicamente se define como un material arcilloso, fundamentalmente masivo y con esporádicas laminaciones paralelas de colores ocres o rojizos, en el que se producen intercalaciones de areniscas de color gris (Barnolas y Robador, 1998). Ello indica la idoneidad de la zona de estudio.

Son variadas las razones químicas que hacen que las arcillas puedan desarrollar procesos de *piping*. Los *mudcracks* y el tamaño de poro parecen ponerse en relación directa con los procesos de hinchamiento y contracción. Los comportamientos de estos materiales dependen de factores esenciales en la definición de las arcillas, como son: el

pequeño tamaño de partícula, su morfología laminar y el isomorfismo propiciado por la estructura y la configuración atómica de las capas. Ello provoca que estos materiales tengan una capa activa y una capacidad de intercambio catiónico muy grandes. Comportamientos como el hinchamiento son propios de aquellas arcillas con una estructura de capas tipo 2:1. Esta estructura presenta un balance de cargas negativo que tiende a ser compensado mediante la introducción de cationes en la estructura. Los cationes que pueden ingresar en esas posiciones intermedias dependen de varios factores: su abundancia en el medio, su capacidad de movilización y su potencial relación de cargas respecto al mineral de arcilla en cuestión. Así, arcillas tipo Esmectita o Montmorillonita, al poseer una carga menor, admiten una mayor variedad de cationes (Ca, Mg, Na, K como elementos más comunes y habitualmente intercambiables entre sí) y permiten conservar el agua en la que estos se encuentran diluidos (Velde y Meunier, 2008). Por el contrario, las Illitas que poseen una mayor carga (que hace que los cationes queden incluidos de manera más fuerte) admiten un menor número de tipos de cationes (K y NH₄, principalmente) y una menor tolerancia a que estos se incluyan en su forma hidratada, lo que *a priori* no las hace especialmente hinchables. Obviamente, la debilidad del enlace, la variedad de los cationes que pueden interactuar con las capas y las posibilidades de que se incluya agua o no, determina las posibilidades de un cambio de volumen y la escala del mismo (Meunier, 2005). El análisis mineralógico de las arcillas de la Fm. Sariñena indica que su composición se encuentra claramente dominada por arcillas de tipo Illita (Arenas et al., 1999). A pesar de la escasa capacidad de intercambio catiónico su capacidad para el desarrollo de *pipes* es clara. Atendiendo de nuevo a los análisis realizados en los *pipes* de Moncalver-La Negra, las arcillas están integradas por un 90% de Illita, aproximadamente, siendo la Clorita y la Pirofilita fracciones menores, inferiores al 10% (Desir et al., 2018). Estas arcillas poseen un dominio del Na⁺ del complejo de cambio (ESP (*Exchangeable Sodium Ratio*)) de hasta el 55%). Este hecho implica de manera indirecta una capacidad de hinchamiento que puede llegar hasta el 15% cuando el agua entra en la estructura antes de producirse la dispersión (Gutiérrez et al., 1995).

El proceso de hinchamiento de las arcillas también se ve influido por el catión que se inserta entre las capas. Cuando se trata del Na, el aumento de volumen que sufren las Esmectitas puede ser muy grande (Kasanin-Grubin 2013), que llevado a un extremo

puede no solo separar las láminas sino llegar incluso a disociar los cristales, fenómeno que se conoce como dispersión. Si por el contrario es el Ca o el Mg el proceso adquiere una dimensión mucho más modesta (Meunier, 2005). La capacidad de hinchamiento de las arcillas, como fenómeno asociado a la dispersión, es un elemento indispensable en aquellos materiales que presentan una reducida o nula cantidad de Esmectitas –por citar algunos ejemplos cercanos: Bárdenas Reales (Navarra) (Marín, 2011), Castillo de Orús o la propia Sariñena (Castañeda et al., 2017)–. Estos sitios presentan arcillas con proporciones nutridas de Illitas, caolinitas o cloritas pero efectivamente presentan buenas tasas de hinchamiento debido al proceso de dispersión. Otro proceso que puede explicar el hinchamiento del suelo es el de osmosis, cuando el agua es retenida para equilibrar la diferencia de concentración que puede existir entre el suelo y el agua aportada que disuelve las sales. El volumen de agua retenida, y consecuentemente el hinchamiento, es función de la concentración de sales del suelo (Benito et al., 1993). El desarrollo de superficies de tipo *popcorn* es indicativo de la alta capacidad de hinchamiento de las arcillas. El desarrollo de esta estructura es común en las arcillas de la Fm. Sariñena, como señalan varios autores (Sirvent et al., 1997; Desir et al., 2018).

Tabla 1. Relación de valores químicos de varios emplazamientos pertenecientes a Fm. Sariñena.

Sites	pH	Ca ²⁺ (meq/l)	Mg ²⁺ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	SAR
Lupiñén	8,90	13,50	6,05	439,10	1,08	148,33
Cast. Orús 1	9,60	3,43	3,44	42,70	0,31	22,20
Cast. Orús 2	8,50	16,67	14,25	97,26	0,32	25,38
Lanaja 1	8,30	10,95	79,93	34,08	0,73	4,55
Lanaja 2	8,10	16,98	102,92	55,65	0,63	7,24
Orillena	7,80	8,82	123,64	1922,66	3,48	236,25
San Salvador	8,40	7,08	1,35	7,74	0,28	3,77
Altorción	8,10	20,28	6,43	9,37	2,05	2,67
Alcolea	7,30	78,61	34,43	398,34	0,51	52,52
Sena	7,44	43,66	15,50	365,82	0,78	71,09
Tormillo	7,75	16,93	8,10	30,40	0,35	7,17
Cajal	7,68	20,94	5,35	208,14	0,13	57,25
Moncalver-La Negra	7,94	28,72	2,53	433,47	0,23	140,76

Tomado de Desir y otros (2018).

La capacidad dispersiva de las arcillas se ha relacionado de manera especial con la presencia de sales sódicas (Jones, 1994; Bryan y Jones, 1997). Los efectos parecen operar en varios tipos de arcillas y no exclusivamente sobre las esmécticas. Por ello, se ha concluido que la concentración de sodio es un factor determinante en el desarrollo y magnitud del *piping*, condicionando su capacidad de hinchamiento. El papel de los

caciones de sodio es en ocasiones determinante a la hora del desarrollo de formas como *calanchi* y *biancane*, siendo el tipo de arcillas y la granulometría hasta cierto punto factores secundarios (Battaglia et al., 2002). Los niveles de Na se miden mediante índices como SAR (*Sodium Absorption Ratio*) y ESR (*Exchangeable Sodium Ratio*) o PS (*Percentage of Sodium*). Valores importantes de SAR –se marca como mínimo indispensable el valor 13– favorecen el comportamiento dispersivo de las arcillas (Bouma y Imeson, 2000; Desir y Marín, 2011; Faulkner, 2013).

No obstante, es necesario diferenciar el *piping* del comportamiento dispersivo, ya que no siempre niveles importantes de SAR conllevan el desarrollo de este proceso (Benito et al., 1993; Gutiérrez et al., 1997; Bouma y Imeson, 2000). Factores como la densidad de grietas, el tipo de arcillas implicadas, la presencia de otras sales diferentes al sodio o un suficiente gradiente topográfico e hidráulico no interrumpido son indispensables para su desarrollo. Los valores de sodio testados en diferentes lugares de la provincia de Huesca, pertenecientes a las formación Sariñena, son en general altos, lo que afianza la relación entre el desarrollo del *piping* y la concentración de sodio (ver Tab. 1). En cambio, las concentraciones son menores en los materiales depositados durante el Cuaternario que son, en general, derivados de los anteriores organizados en glacis o coluviones (Desir et al., 2018), situación que se repite en otros sitios (Gutiérrez et al., 1995; Gutiérrez et al., 1997).



Figura 7. Sales precipitadas sobre los materiales muestreados de la Fm. Sariñena en el área de muestreo.

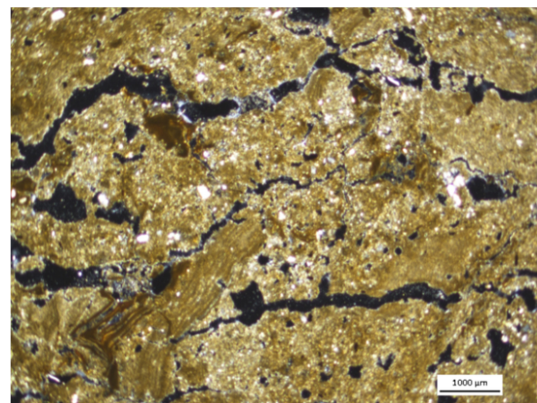


Figura 8. Detalle de las laminaciones generadas por haloclastia desarrolladas en la superficie del techo de un *pipe* del área de Moncalver-La Negra. Tomada de Desir y otros (2018).

El desarrollo de las grietas en el suelo puede estar inducido también por procesos de haloclastia. La formación de cuñas por el crecimiento de cristales es un fenómeno de sobra conocido y asociado con claridad a zonas áridas (Muñoz, 1992). El proceso de

movilización y acumulación de las sales en disolución y la posterior desecación y crecimiento de cristales, o recremento de los ya formados, es un proceso capaz de operar a nivel de poro y que contribuye a la rotura de la estructura del suelo. La concentración de sales en la Fm. Sariñena es grande, como ya se ha explicado, y son muy comunes en el paisaje la formación de precipitados de tonalidades blancas (ver Fig. 7). El estudio detallado de la superficie de los *pipes* muestra como fenómenos de haloclastia se producen en el techo del conducto (ver Fig. 8) (Desir, 2018).

Por último, el comportamiento geoquímico de los materiales no es el único método que permite la formación de discontinuidades en el suelo para el desarrollo del *piping*. Estas discontinuidades pueden formarse también por esfuerzos mecánicos. Como ya hemos apuntado, formas erosivas como los *gullies* conllevan la generación de debilidades en el suelo, lo que se expresa en la generación de grietas como expresión del reequilibrio de fuerzas (Desir y Marín, 2011, 2013). Este hecho se atestigua de nuevo en el área de Huesca que enmarca el presente trabajo. Son numerosos los barrancos que surcan esta área y es común encontrar *pipes* asociados a los mismos. El barranco de Gratal, en la comarca de Los Monegros, –sobre el que se centrará este trabajo– presenta una clara asociación de estas dos estructuras (ver Fig. 9).

3.2 Morfometría de vertientes

El estudio de la morfología de las vertientes es fundamental para la comprensión de este fenómeno erosivo ya que su funcionamiento hidrológico está determinado por la morfología de la pendiente. Tanto para el estudio de este proceso erosivo como para cualquier otro que se produzca en las vertientes, contar con una adecuada y completa descripción morfométrica permitirá discutir la importancia relativa de todos los agentes que participan en el proceso de erosión y no solo de los parámetros morfométricos en sí mismos. El empleo de algunos de estos parámetros para el estudio de la erosión hídrica comenzó en los años 40 del siglo pasado. El objeto de estos trabajos fue crear ecuaciones de pérdida de suelo, trabajos que desembocaron en la ecuación de la USLE. Esta ecuación caracterizaba las pendientes en base a su gradiente y su longitud (Wischmeier y Smith, 1978). A pesar de las claras limitaciones que presentan estas ecuaciones, la utilidad de los parámetros topográficos es innegable, ya que es inseparable del concepto actual de erosión. Los especialistas están de acuerdo en que el

estudio de la morfometría es una estrategia fundamental dentro del programa de investigación relacionado con la erosión (Summerfield, 1991; Pedraza, 1996). En el caso del *piping* también (Dlamini et al., 2011; Chaplot, 2013; Kasanin-Grubin, 2013; Conoscenti et al., 2014; Hosseinalizadeh et al., 2019). Los procesos de meteorización adquieren una mayor o menor eficacia en función de parámetros como: la tasa de renovación de superficies expuestas, la concentración del agua, el tiempo de acción, etc. Estos parámetros, también, están condicionados por la topografía (Pedraza, 1996).



Figura 9. Detalle de la pared W del barranco de Gratal.



Figura 10. Detalle de un barranco adyacente al barranco de Gratal.

Reconocida la importancia de la morfometría de las vertientes, los estudios llevados a cabo cumplen dos objetivos diferentes pero concatenados. Por un lado, se han intentado identificar los factores más importantes y sus valores críticos en el desarrollo del *piping*. Por otro, una vez reconocidos los mismos y evaluada su importancia, se han empleado en la construcción de diversos mapas predictivos mediante diversos métodos. En los estudios hidrológicos se definen una serie de atributos topográficos primarios: elevación, pendiente, orientación de la pendiente, área de captación aguas arriba, curvatura del contorno topográfico, curvatura del perfil, etc. (Moore et al., 1991). Algunos de estos elementos primarios son empleados por sí mismos o combinados en el estudio de la formación de *gullies* o *pipes*. Por citar solo algunos de los descriptores o factores más importantes: el denominado factor LS o factor topográfico de la USLE, el ITH (índice topográfico de humedad que en inglés adquiere diferentes siglas TWI o

CTI) o el índice de potencia del curso o SPI (*Stream Power Index*) son algunos de los más empleados.

Hemos señalado ya previamente, que el *piping* es un fenómeno más propio de vertientes con cierto gradiente topográfico, que de aquellas pendientes con valores extremos. No obstante, laderas con un excesivo gradiente pueden inhibir en buena medida la capacidad de infiltración y hacer muy difícil el flujo subsuperficial, por lo que tenderán a generar flujos superficiales de tipo hortoniano, dando lugar a *rills* o regueros, o haciendo más propicios los movimientos de ladera, en el caso de pendientes muy extremas. En sentido contrario, pendientes cercanas a la horizontal, *a priori*, presentarán algunas limitaciones a la hora de concentrar eficazmente el flujo, dado el escaso gradiente hidráulico. No obstante, sí es cierto que estas últimas superficies presentan mayor capacidad de infiltración, lo que favorece la concentración de iones y el desarrollo de determinados procesos como la dispersión (Gutiérrez et al., 1997). Como simple aproximación, podemos decir que los valores potenciales adecuados para el desarrollo de *pipes* serían aquellos que están en el ámbito de los 10° de pendiente, o próximos a esos valores. El gradiente de la pendiente es un factor que influye además en el tamaño de los *pipes* y en la densidad espacial de los mismos (Gutiérrez et al., 1997; Piccarreta et al., 2006; Desir y Marín, 2013). Sin embargo, se pueden señalar múltiples excepciones a esos valores potenciales de las pendientes. Como ya habíamos apuntado, el gradiente topográfico está relacionado con el gradiente hidráulico de forma variable. En ocasiones, vertientes con pendientes muy suaves o incluso fondos de valle cercanos a la horizontal pueden desarrollar con cierta facilidad procesos de *piping*. Este hecho se debe a que la dimensión del perfil de infiltración en el subsuelo puede hacer que el gradiente hidráulico efectivo sea lo suficientemente grande como para que se produzca un flujo lo suficientemente competente para generar *piping*. Aquellos elementos que influyan en la extensión del perfil de infiltración condicionan por tanto el *piping*. En este sentido, es un hecho muy destacable la situación que se produce en los bordes de los barrancos. En estas áreas es común encontrar una mayor densidad de *pipes* y con un mayor tamaño (Desir y Marín, 2011). Existen muchos ejemplos en diversos barrancos del S de la provincia de Huesca, como el de la Clamor Vieja (Harvey y Gutiérrez, 2005) o el de Gratal (Desir et al., 2018) —objeto del presente estudio—. Cuando los niveles arcillosos sobre los que se desarrolla el barranco son lo bastante potentes, el tamaño y la

densidad de los procesos de sufosión pueden llegar a ser muy grandes. Ahora bien, en ciertas ocasiones la existencia de niveles impermeables puede impedir el pleno desarrollo de este gradiente, haciendo reducir mucho la incidencia de este proceso erosivo, como tendremos oportunidad de ver.

Ya hemos incidido varias veces en la estrecha relación que existe entre *gullies* y *pipes* (ver secc. 2). Al estar la actividad del *piping* asociada a las partes muy sensibles de los barrancos (cabeceras y paredes) parece lógico concluir que la actividad del primero condiciona el desarrollo morfológico del segundo. El desarrollo de los *bank gullies* o cabeceras de barranco están controladas por la anidación de *pipes* en las zonas de concentración de la escorrentía. La evolución de los pipes y su colapso se traduce en morfologías de contorno circular que cuando se interceptan generan perfiles sinuosos. La evolución erosiva del *gully* y el su funcionamiento hidrológico en procesos tormentosos provoca el socavamiento de la base que se traduce en voladizos que acaban desplomándose. Este proceso difumina esas estructuras sinuosas dejando paredes de tendencia rectilínea. En la zona de Los Monegros, coalescente al barranco de Gratal se pueden observar varios ejemplos (ver Fig. 10). En la parte de la cabecera el perfil erosionado presenta una alta sinuosidad comparado con las paredes de tendencia rectilínea aguas abajo.

La concentración del volumen de flujo y la velocidad del mismo condiciona la capacidad erosiva del proceso subsuperficial, del mismo modo que ocurre en la superficie. Esta concentración está determinada por la curvatura o perfil de la vertiente (trazada respecto a los diferentes planos del espacio) y por la extensión del área de captación. La curvatura determina el movimiento lateral del flujo, por lo que aquellos perfiles de tendencia cóncava, como las que se forman cerca de las cabeceras de los *gullies*, favorecen el desarrollo de los *pipes* y otras formas erosivas, al concentrar mejor el flujo. Cuanto mayor sea el área de captación mayor volumen y velocidad tendrá el flujo generado lo que provocará que crezca la densidad y el tamaño de los *pipes* en las partes más bajas (Chaplot, 2013; Faulkner, 2013).

3.3 Factores del clima semi-árido

Desde un punto de vista morfoclimático es innegable que formas erosivas como los *gullies*, las cárcavas o los *pipes*, sin ser exclusivos, desde luego son muy comunes en

climas semi-áridos. Los procesos erosivos de laderas en climas semi-áridos tienen una alta tasa de erosión. La causa más inmediata de este hecho se encuentra en la escasez de cobertura vegetal de estas áreas climáticas. La capacidad de movilización de los agentes como el viento, la escorrentía superficial, las gotas de lluvia o los procesos gravitacionales tienen una clara y mayor incidencia en las laderas desnudas (Gutiérrez, 2008). Junto a otros factores que se refieren a la estructura del suelo, que ya hemos comentado (ver pag. 9), condicionan la capacidad del terreno para evacuar la precipitación, dando lugar a varias respuestas, como son: el flujo laminar y concentrado, la infiltración del agua en el terreno y las diferentes formas de transmisión a través de él.

La formación de un flujo subsuperficial, al igual que el superficial, requiere que se superen una serie de umbrales para su desarrollo. En el caso del piping en cambio, al agua infiltrada por el sistema poroso se suma la recepción de parte de los flujos superficiales que acceden al subsuelo a través de las grietas del regolito o de *inlets*. En esta situación, las respuestas no pueden ser comprendidas de forma adecuada sin tener en cuenta el carácter de las precipitaciones, al condicionar las capacidades del suelo en la transmisión del flujo. Al ser la cantidad de precipitación en los medios semi-áridos escasa, obviamente, será la concentración y la intensidad de las precipitaciones los factores a tener más en cuenta. Los fenómenos tormentosos son eventos de precipitación capaces de concentrar una gran cantidad de agua en un corto periodo de tiempo, dando lugar a la generación de diversos tipos de flujo, por lo que son un factor fundamental en el desarrollo del *piping* en los medios semi-áridos.

La concentración de las precipitaciones de manera preferencial en determinados momentos del año permite que el suelo sufra un proceso de desecación. Este proceso puede verse acrecentado por otros factores como: la aridez, las altas temperaturas o el viento. En cualquier caso, la alternancia entre momentos de concentración de precipitación y épocas de sequía permite que el suelo, en función de su litología, pueda desarrollar *mudcracks*, *popcorn* o aumentar la rugosidad del suelo, elementos que son claves en la infiltración.

La evolución de la superficie de los *pipes* deja clara que la alternancia de periodos secos con episodios con una intensa precipitación es indispensable para su desarrollo. El análisis de detalle sobre los materiales de la Fm. Sariñena del área de Moncalver-La

Negra ilustra el proceso (Desir et al., 2018). La superficie del conducto agrietada tras un periodo seco se erosiona tras un evento de precipitación lo suficientemente competente, que actúa sobre las partes menos cohesionadas. Ello deja una superficie bastante irregular que permite acumular agua, lo que permite el hinchamiento y la acción de los procesos de meteorización. Con posterioridad el material vuelve a contraerse perdiendo consiguientemente su cohesión, quedando disponible para su movilización.

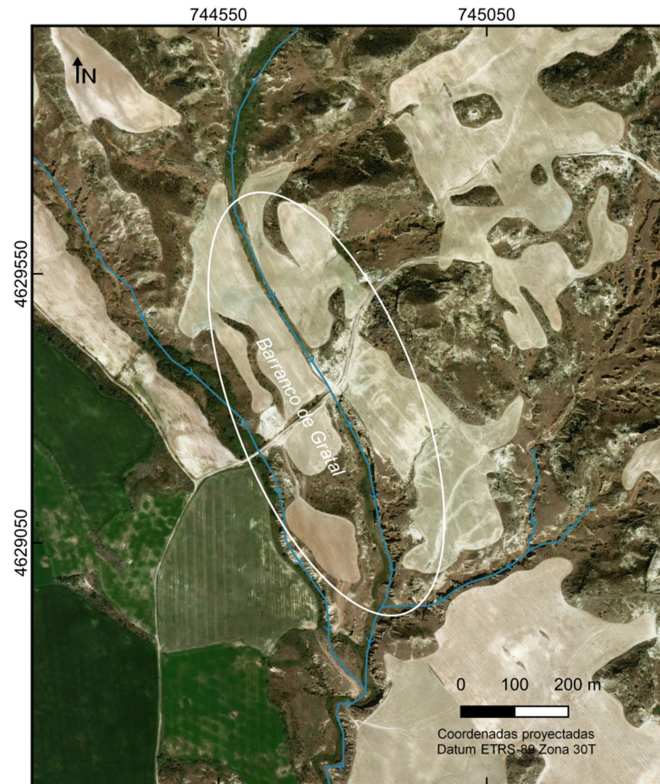


Figura 11. Ortoimagen del barranco de Gratal y el área estudiada.

4. Área de estudio

A tenor de lo ya expuesto (ver secc. 1) y del objeto del presente trabajo, el flanco S de la provincia de Huesca es una zona idónea para el estudio del proceso de *piping*. Con objeto de estudiar el mayor número de los factores implicados y su variabilidad y acorde al objeto académico de este trabajo, se decidió seleccionar un área lo más susceptible al proceso pero que ofreciera zonas alternativas donde ocurriera con menor o nula incidencia. El área en concreto pertenece al municipio de Villanueva de Sigüenza (el núcleo urbano dista unos 8 km al SSW de la zona de estudio) y discurre en torno al barranco de Gratal (ver Fig. 11). El tramo del barranco seleccionado tiene una longitud

aproximada de unos 900 m. La elección de este tramo, como hemos dicho, responde a varios criterios:

- a) La diferente configuración que presenta el barranco a lo largo del mismo
- b) Las evidencias de los fenómenos de dispersión en los materiales del área
- c) Las evidencias de los procesos de *piping*
- d) Las diferencias litológicas de la Fm Sariñena atravesados por el barranco

4.1 Marco geológico

El área de estudio (ver Fig. 12) se puede adscribir al sector central de la Cuenca del Ebro. Esta parte central de la fosa tectónica es una zona de relieves poco importantes. Enlaza con las sierras exteriores pirenaicas a través de extensas depresiones (hoyas) que dan paso a otras como la depresión presomontana de Sariñena (Peña y Lozano, 2004) o simplemente Somontano. En este sector central el relieve más importante lo conforma la Sierra de Alcubierre, que delimita las provincias administrativas de Huesca, al N, y Zaragoza, al S. La citada sierra alcanza una elevación en su punto más alto de 811 msnm. El relieve es fundamentalmente suave, dominado, por un lado, por las formas de acumulación de la cuenca y, por otro, por las morfologías erosivas de los cursos fluviales de la zona que han generado amplios valles. Solo destacan como relieves más importantes los depósitos de glaciares y de terraza que han resistido a la erosión fluvial, además de algún relieve estructural litológico. La altitud aproximada de la zona oscila entre los 400 a 300 msnm, aunque en las redes de drenaje puede llegar a descender a los 200 msnm. Sobre los amplios valles en artesa de origen fluvial se apoyan extensos depósitos de glaciares. Los cursos fluviales más importantes, de W a E, son los ríos: Flumen, Alcanadre y Cinca. Los dos primeros confluyen no lejos al S de Sariñena, confluyendo con el Cinca en las cercanías de Ballobar, desembocando finalmente en el Ebro a la altura de Mequinenza. Ríos como el Cinca pueden formar sistemas de terrazas con hasta 11 niveles sucesivos (Peña y Lozano, 2004).

La Cuenca del Ebro, cuenca de antepaís sur-pirenaica, quedó estructurada de manera general en torno al Oligoceno superior - Mioceno inferior (Pardo et al., 2004). El relleno de la misma que comenzó antes de ese momento, en torno al Paleoceno superior, finalizó en torno al comienzo del Plioceno, momento en que la cuenca pasó a ser una cuenca de drenaje (Arenas et al., 1999). El estudio del relleno de la cuenca deja

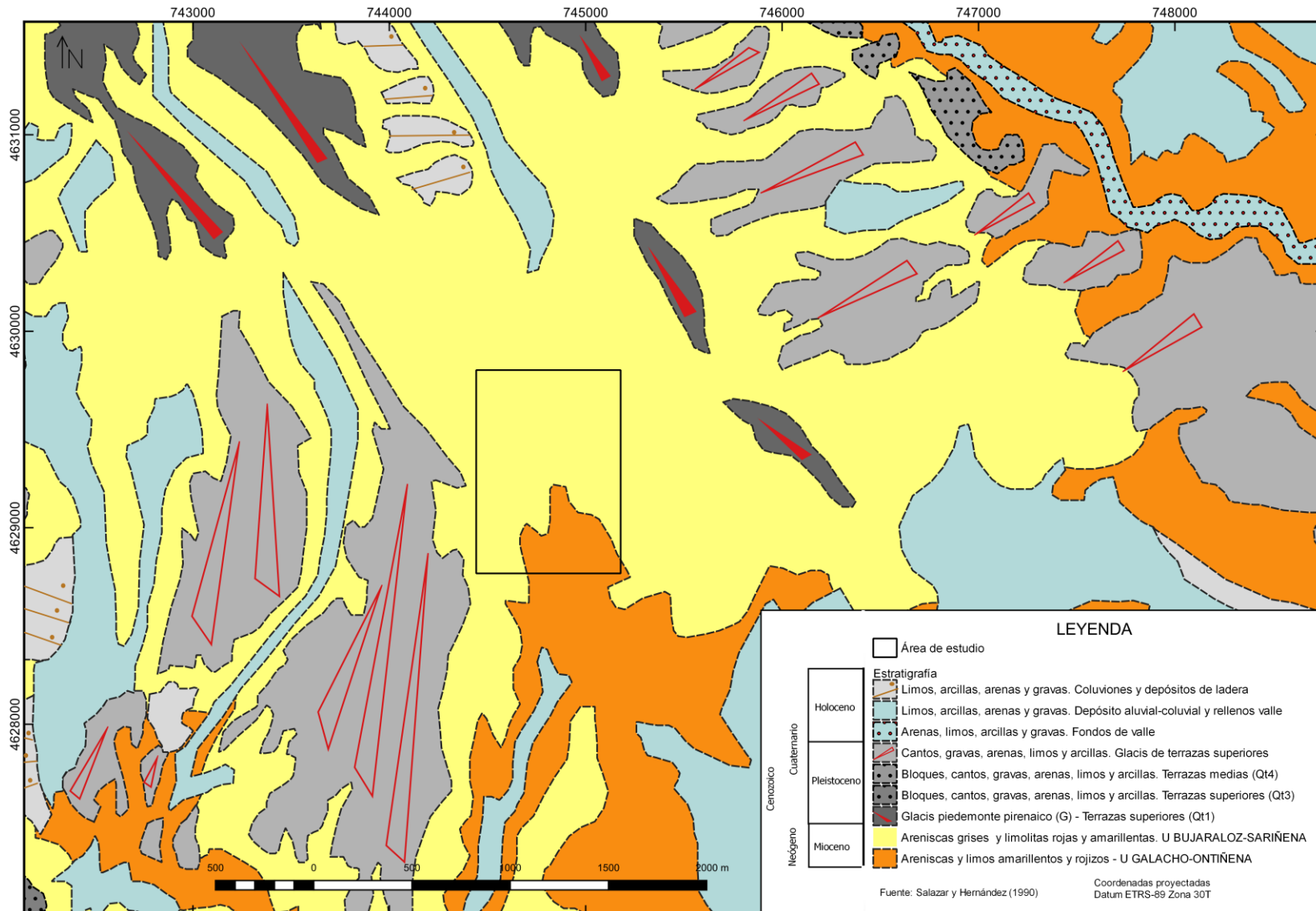


Figura 12. Mapa geológico del área de estudio.

claro que la articulación de los materiales de acuerdo a su edad va desde los Pirineos hacia la Cordillera Ibérica (de más antiguos a más recientes) (Pardo et al., 2004). Para la estructuración explicativa del relleno de esta cuenca se emplean las UTS (Unidades Tectosedimentarias), unidades genéticas sucesivas en el proceso de relleno que quedan definidas por su estructura tectónica, su historia de subsidencia y edad de los materiales (Arenas et al., 1999; Pardo et al., 2004). El sector central de la cuenca, donde se ubica la zona de estudio, se caracteriza por una tendencia tabular de las unidades, una subsidencia poco acusada y un progresivo desplazamiento hacia el S de las unidades. De las 8 UTS que conforman la cuenca del Ebro la UTS 5 la que incluye fundamentalmente a la Fm. Sariñena, aunque está compartida con la UTS 4 (Pardo et al., 2004). La UTS 5 se encuadra en torno al primer tercio del Mioceno (21,2 - 16,14 M.a.).

La Fm. Sariñena junto a otras, como la Fm. Uncastillo, constituyeron el borde de cuenca, por lo que tienen un marcado carácter detrítico. La Fm. Sariñena se pone en relación con el sistema fluvial de Huesca (Arenas et al., 1999) o Sistema de Huesca (Barnolas y Robador, 1998). Las facies siliciclásticas de esta zona central se agrupan de manera general en lutitas, por un lado, y arenas y areniscas, por otro. Esta alternancia se enmarca en la relación de sistemas lacustres con el avance o retroceso de sistemas fluviales.

Las lutitas pueden ser de colores rojo, marrón o amarillo o de color gris y verde. Pueden presentar una potencia variable (de pocos cm a 10-15 m) con una continuidad lateral que puede alcanzar varios km. Su estructura alterna entre masiva o laminada. Corresponde a procesos de decantación en llanuras aluviales cercanas a lagos o en el mismo margen (Arenas et al., 1999). Se señala que estas lutitas tienen un componente en arcillas dominado por Illita y clorita con una representación residual de Esmectita.

Las arenas y areniscas, por su lado, presentan un color marrón, naranja, gris o verde. Generalmente son de grano fino a medio. Su geometría se organiza en cuerpos laminares o tabulares y lenticulares o canaliformes. Los cuerpos tabulares presentan un espesor que va desde del 5-10 cm hasta 1 m, con una continuidad que se puede extender varios km. Su estructura interna se puede describir como masiva o con estructuras de corriente de baja o media intensidad, que indica un origen relacionado con las llanuras adyacentes a los lagos o dentro ya del cuerpo de agua. Por su parte, los cuerpos lenticulares o canaliformes pueden presentar un espesor que alcanza los 4 m y con una

extensión lateral del orden de metros. Presentan una cierta tendencia granodecreciente. Su estructura alterna entre masiva o cruzada de surco. Corresponden a canales rectilíneos o meandriiformes desarrollados sobre llanuras de lutitas.

La Fm. Sariñena, en este sector fue organizada por Quirantes en diversas unidades (Barnolas y Robador, 1998), dos de las cuales están presentes en nuestra área de trabajo (ver Fig. 12). Por un lado está la Unidad Galacho-Ontiñena y por otro la Unidad Bujaraloz-Sariñena. Ambas pueden ser subdivididas en unidades cartografiables, aunque en ocasiones se representan dentro de la misma unidad. En cualquier caso, poseen caracteres francamente similares. Son, de muro a techo:

- Unidad Galacho-Ontiñena: areniscas y limos amarillentos y rojizos
- Unidad Bujaraloz-Sariñena: areniscas de bancos potentes y limolitas rojizas y amarillentas. Sobre esta última se desarrolla fundamentalmente el presente estudio.

En general y de acuerdo a la definición de la Fm. Sariñena, las areniscas de las unidades corresponden a facies de canal. Presentan granulometrías de arena fina o media y color grisáceo. Pueden describirse estratificaciones planares, de surco y ripples con evidencias de acreción lateral, propias de sistemas fluviales meandriiformes. Están organizadas en bancos de 2 y 4 metros, respectivamente. La relación entre las dos unidades es neta y el contacto es continuo y similar en toda la zona. Pasa de una facies pelítica a techo de la Unidad Galacho-Ontiñena a los paleocanales de la Unidad Bujaraloz-Sariñena.

El área de estudio no se caracteriza por su complejidad tectónica (Ibid.). Esta zona central de la cuenca de anteaipais presenta una estructura geológica dominada por la disposición horizontal de las capas o con buzamientos muy tendidos de unos 4° o 5°, dado lo alejada que está de la cordillera pirenaica. El único elemento destacable de la zona es un leve plegamiento que afecta a areniscas y lutitas del Aragoniense, visible en las cercanías de Castel florite.

4.2 Marco geomorfológico

Como ya se ha indicado anteriormente, esta zona pertenece fisiográficamente a la depresión del Ebro. Esta depresión puede ser articulada en varios dominios en función de la proximidad al borde de cuenca. En nuestro caso, el área de Sariñena se ubica en la parte meridional del Somontano Pirenaico, adosado a la Sierra de Alcubierre. El

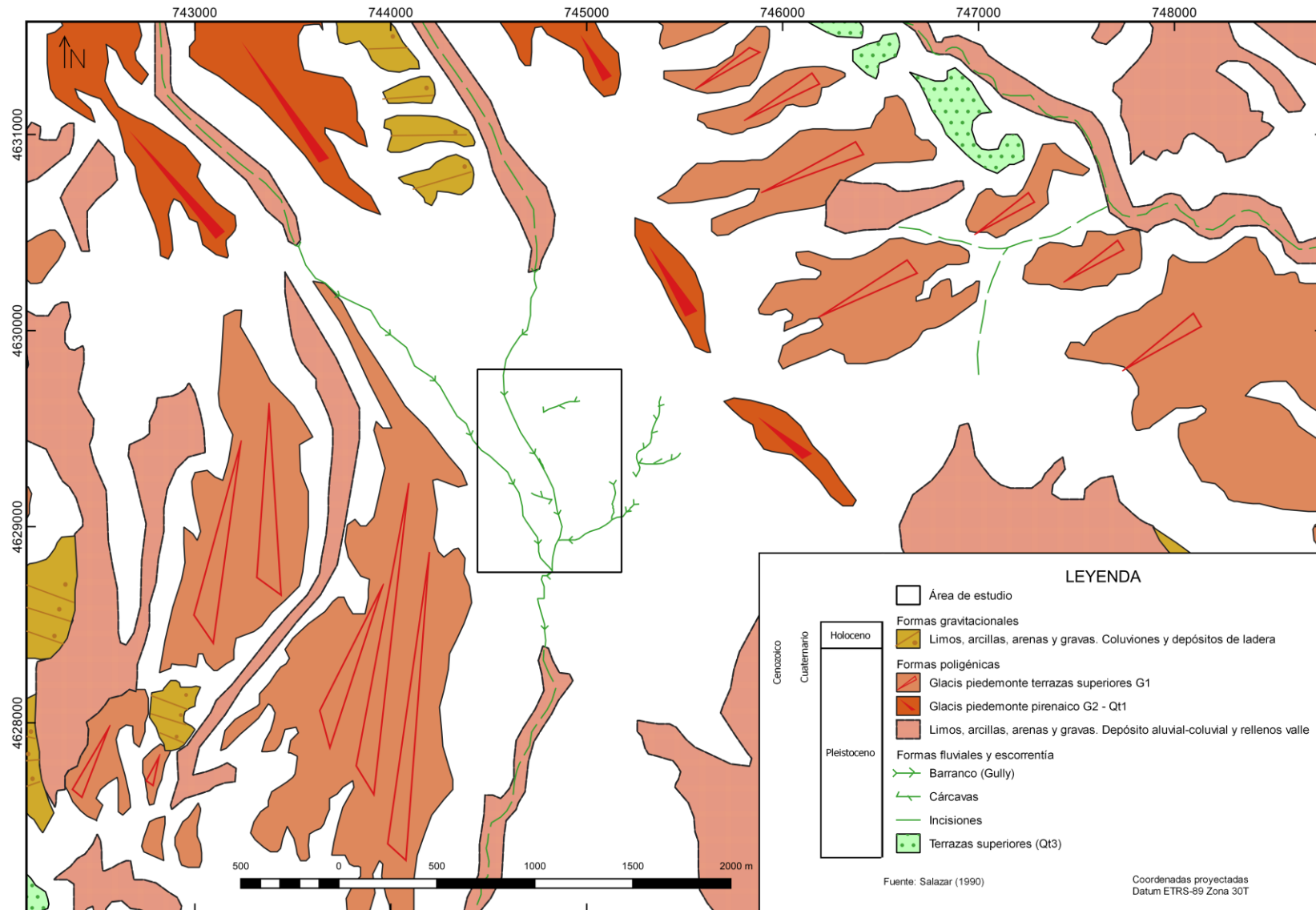


Figura 13. Mapa del marco geomorfológico del área de estudio.

Somontano es un surco deprimido flanqueado por la Sierras Exteriores del Pirineo y la citada Sierra, entre otras. Esta área ha sido deprimida por la intenso proceso de erosión fluvial que comenzó a operar en la cuenca del Ebro hace unos 13 Ma.

El esquema general de la zona de estudio (ver Fig. 13) se define como un sistema de depósitos aluviales de glacis y terrazas, con algún relieve estructural residual, que recubre la región deprimida del Somontano (Gutiérrez y Peña, 1994). Los depósitos de glacis mayores tienen su origen en las Sierras Exteriores y alcanzan el flanco N de la Sierra de Alcubierre. El área se encuadra en el dominio de diversos ríos que, con origen también en las Sierras Exteriores, surcan el flanco N de la depresión del Ebro hasta confluir con él. La evolución de estos ríos en el Somontano está condicionada por la erosión diferencial de los materiales. Los terciarios, de tendencia horizontal y en general poco competentes, han guiado la erosión fluvial dejando resaltadas algunas superficies estructurales (Calle et al., 2013) algo retocadas por la erosión fluvial. El paisaje resultante está constituido por un conjunto de terrazas fluviales erosivas o *strath* dispersas a lo largo de amplios valles, por los que han divagado los ríos. En general, la erosión y evacuación de materiales por parte de estos ríos ha sido enormemente eficaz.

La zona de estudio cae dentro del dominio de la cuenca fluvial del río Alcanadre. Este río ha formado entre 6 y 9 niveles de terraza, según los autores (Castañeda et al., 2017). Las terrazas de este río, trabajadas sobre los materiales terciarios de la cuenca, están tapizadas por depósitos de gravas envueltas en una matriz arenosa calcárea con algún nivel más fino correspondiente a medios de llanura de inundación (Badía et al., 2015). Las condiciones ambientales de las fases de agradación, pulsaciones glaciares o periglaciares que solo permitieron el desarrollo de una vegetación esteparia y precipitaciones concentradas, propiciaron el incremento del sedimento disponible y su movilización por la escorrentía superficial desde las partes altas hasta el fondo de los valles (Calle et al., 2013). En el área de estudio y sus proximidades –sobre todo algo más al N– quedan algunos restos de la primera terraza (Qt1), formada por un río de canales entrelazados con gran movilidad lateral, que funcionó hace 1 Ma. Desplazados hacia el W de esos depósitos y del área de estudio, se encuentran los otros niveles de terraza, siendo el Qt3 y Qt4 los de mayor extensión. Estos niveles son el producto de un sistema fluvial mucho más encajado y sin entrelazamiento. La dinámica de laderas, muy eficaz, ha generado glacis de cierta entidad que conectan los graderíos fluviales,

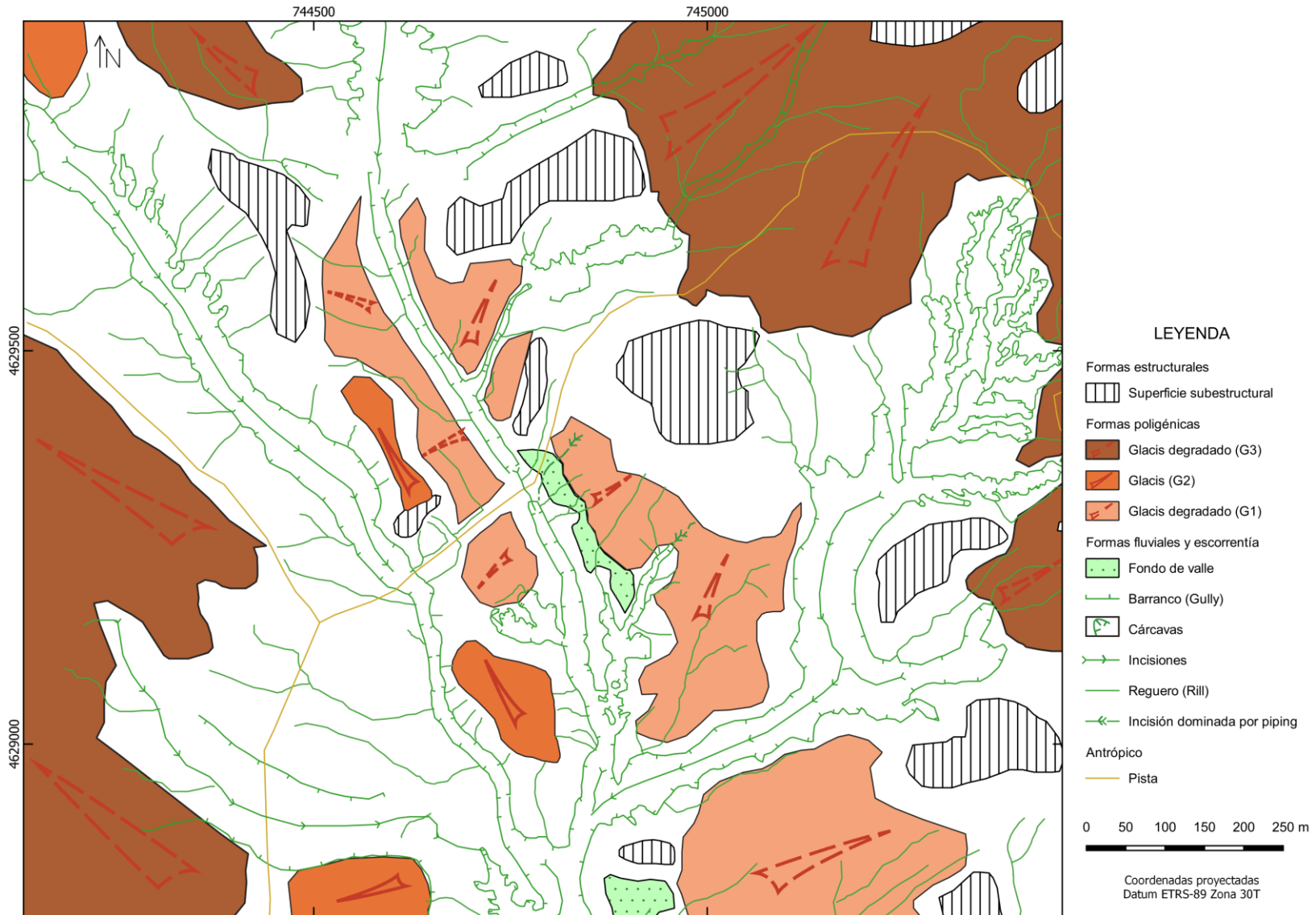


Figura 14. Mapa geomorfológico del área de estudio.

organizados así en un sistema encajado de glacis. Cabe destacar que las terrazas superiores responden a un proceso poligénico entre las formas fluviales y los glacis.

De forma más concreta, la zona de estudio (ver Fig. 14) está compuesta, de nuevo, por una serie de glacis encajados que se adosan a pequeños restos de relieves estructurales o a otros depósitos sedimentarios pleistocenos. Tanto unos como otros han seguido y siguen siendo objeto de una intensa erosión que lleva a una profunda incisión de la actual red de drenaje que da lugar a los barrancos, las cárcavas y las formas menores como regueros y *pipes*. Dispersos en el paisaje quedan modestos relieves estructurales, fundamentalmente niveles de arenisca y algunos bancos de gravas algo cementadas.

4.3 Marco climático

El área de estudio se adscribe a una región climática de tipo árido estepario frío o *BSk*, de acuerdo a la tradicional clasificación de Köppen-Geiger (ver Tab. 2) (Peel et al., 2007). Esta clasificación hace especial incidencia en la escasez de precipitaciones que confieren al clima de esta área, y de buena parte de la cuenca del Ebro, una marcada aridez.

Tabla 2. Factores para la clasificación climática de Köppen-Geiger

PMA Sariñena (mm)	TMA Sariñena (° C)	PI mm (% año)	PV mm (% año)
380.9	14.62	180.6 (52.7)	200.9 (47.4)
UA calculado para Sariñena ($10 \cdot (2 \cdot TMA + 14)$)	UE calculado para Sariñena ($5 \cdot (2 \cdot TMA + 14)$)	si PV o PI < 70% UP = $2 \cdot TMA + 14$	UF - k (° C)
432.4	216.2		18
si PMA < UA = B	si PMA ≥ UE = S	si TMA < UF = k	
Árido	Estepa	Frío	

Clave: PMA: Precipitación Media Anual; TMA: Temperatura Media Anual; PI: precipitación Invierno (oct.-mar.); PV: Precipitación Verano (abr.-sep.); UA: Umbral Aridez; UE: Umbral Estepa; UF: Umbral de Frío; UP: Umbral de Precipitación

Además de la aridez, hay otros elementos que ayudan a definir climáticamente la zona de estudio. El clima de la parte central de la cuenca del Ebro está marcado por un carácter mediterráneo, claro en los veranos secos y calurosos y una amplitud térmica muy acusada; con una acusada continentalidad, marcada por unas precipitaciones escasas y con una distribución interanual irregular. Todos estos factores contribuyen a acrecentar la aridez (Creus y Ferraz, 1995).

Las precipitaciones en esta parte de la cuenca del Ebro son de las más reducidas de la Península Ibérica, comparables a las del extremo SE. La cuenca, a grandes rasgos, sufre el efecto de continentalidad provocado por las elevaciones que bordean la cuenca.

Esta área de la cuenca, junto con el eje del Río Ebro, Bardenas y el Bajo Aragón, presenta los mínimos de precipitación de la cuenca (De Luis et al., 2007). Los valores de precipitación en el área de Sariñena pueden oscilar entre los poco más de 100 mm año⁻¹ hasta los más de 650 mm año⁻¹. Pero los valores más habituales se sitúan en torno a los 380 mm año⁻¹ de PMA (Precipitación Media Anual) (ver fig. 15, C y F). El número de días de precipitación suele estar en torno a 60 días por año (Creus y Ferraz, 1995) (aunque nosotros hemos calculado alrededor de 80 en la serie de 2004-2017), con una precipitación por día precipitación de unos 4 mm. La distribución de las precipitaciones a lo largo del año es variable, según la zona de la cuenca del Ebro considerada (De Luis et al., 2007), producto del origen de las diferentes masas de aire que logran penetrar en la cuenca (Creus y Ferraz, 1995). La aportación de las masas de aire húmedo movidas por los vientos de componente W y NW es muy limitada; más aún, la contribución a la aridez de estos vientos ya desecados es notable. En esta parte central de la cuenca, el aporte principal de precipitaciones procede de las masas de aire aportadas desde el Mediterráneo. Las perturbaciones que suelen registrarse en primavera y otoño están en el origen de los máximos equinociales de precipitación que se registran en el área de Sariñena (ver fig. 15, A, C y D). Las precipitaciones por evento en verano no son desdeñables (suelen tener un carácter tormentoso) ya que el número de precipitaciones en invierno es sensiblemente mayor, respecto a un aporte acumulado estacional muy similar. Hay que destacar también, que los aportes ocurridos en primavera y otoño parecen tener una marcada intensidad (ver Fig. 15 E).

La distribución de las temperaturas es bastante constante a lo largo de los años. Las temperaturas frías son la tónica general en la cuenca, mientras que las temperaturas altas están más regionalizadas (Creus y Ferraz, 1995). La temperatura media anual se sitúa en los 14° C. El contraste de temperaturas a lo largo del año es acusado y puede situarse en torno a los 20° C de diferencia entre las temperaturas medias del mes de julio y las del mes de enero (ver Fig. 15, B). Las temperaturas extremas medias son algo superiores a los 0° C en enero y a 32° C en julio, lo que deja una notable diferencia entre ambos valores. La amplitud diaria es de unos 8° C en invierno y unos 14° C en verano. La transición entre el verano y el invierno, y viceversa, se produce de manera rápida a través de otoños y primaveras muy reducidos.

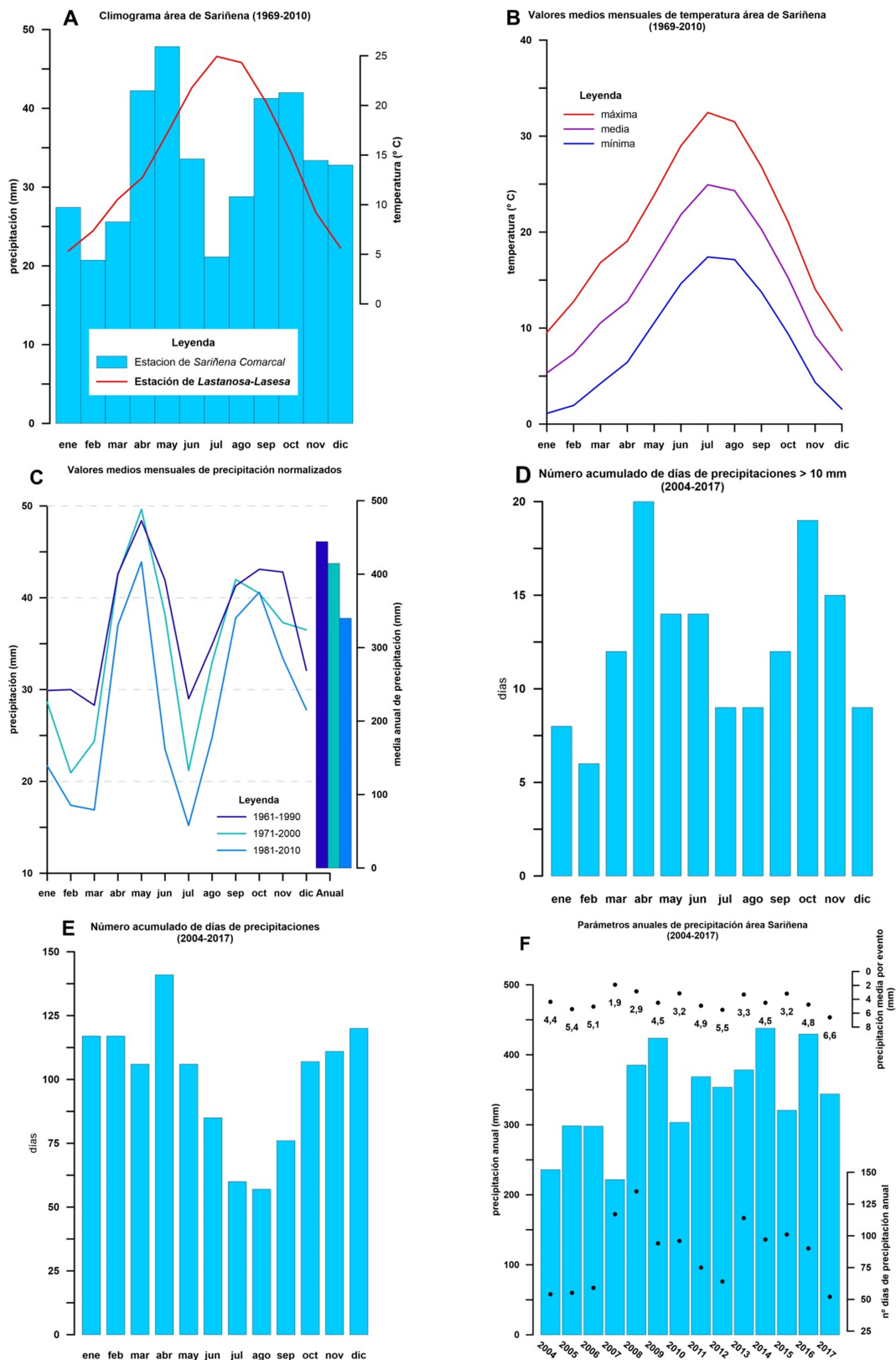


Figura 15. Datos climáticos del área de Sariñena. Los valores de precipitación se han tomado de la serie histórica de la Estación Meteorológica *Sariñena Comarcal*. Los valores de temperatura se han tomado de la serie histórica de la Estación Meteorológica *Lastanosa-Lasesa*. Fuente: *Instituto Aragonés de Estadística* (Gobierno de Aragón).

Los niveles de aridez, como ya hemos dicho, son bastante importantes. El cálculo de la ETP (Evapotranspiración Potencial) para esta zona arroja un valor total próximo a los 800 mm año⁻¹ (ver Tab. 3). La comparación con la PMA (380 mm año⁻¹ para la zona) deja patente un balance negativo de más de 400 mm año⁻¹. A partir de estos datos se obtiene el índice de Thornthwaite que con un valor de -52.4 lo que coloca a esta zona, de forma coherente, dentro del rango de los climas semi-áridos (Thornthwaite, 1948). Cabe destacar que estos valores teóricos estén subestimando la situación real de la cuenca del Ebro, dado que los vientos que la surcan (fundamentalmente el Cierzo, corriente de aire que puede alcanzar velocidades muy importantes) contribuyen claramente a la evapotranspiración. Se ha señalado que el área de Sariñena puede presentar un valor de unos 900 mm año⁻¹ de ETP (Creus y Ferraz, 1995).

Tabla 3. Cálculo de aridez para el área de Sariñena

	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	
tm °C	5,3	7,3	10,5	12,7	17,2	21,8	24,9	24,3	20,2	15,2	9,21	5,6	
i	1,1	1,7	3,0	4,13	6,49	9,31	11,39	10,97	8,3	5,40	2,52	1,20	
e	11,6	19,0	32,9	44,0	69,6	100,1	122,8	118,2	89,6	57,8	26,8	12,6	
L 41°	0,83	0,83	1,03	1,11	1,25	1,26	1,27	1,19	1,04	0,96	0,82	0,8	
ETP	9,6	15,7	33,9	48,9	87,0	126,2	156,0	140,6	93,2	55,5	21,9	10,1	
Valores de cálculo													
I	65,73	a	1,52	PMA (mm)			380	ETPa		799,13	Im		-52,44
Clasificación Thornthwaite por Im							D (Semi-árido) = -33.3 a -67.7						
Fórmulas													
$i = (tm_m / 5)^{1,514}$			$I = \sum i_m$			$a = 6,75E-7 * I^3 - 7,71E-5 * I^2 + 0,049239$			$e = 16 * (10 * tm_m / I)^a$				
$ETP = e_m * L_m$				$ETPa = \sum ETP_m$				$Im = (PMA - ETPa / ETPa) * 100$					

Clave

tm: temperatura media mensual; i: índice de calor mensual; e: evapotranspiración mensual sin ajustar; L: coeficiente luz solar latitudinal I: Índice de calor anual; a: coeficiente de evapotranspiración; ETP: evapotranspiración mensual Thornthwaite ajustada; ETPa: evapotranspiración de Thornthwaite; PMA: precipitación media anual; Im: índice de Thornthwaite.

5. Metodología

El área de estudio elegida ha quedado enmarcada en un área rectangular que tiene 735.41 m de ancho por 1035.23 m de largo, lo que cubre un área de 0.761 km². De entre toda el área presentada se ha prospectado para su estudio fundamentalmente aquellas próximas al barranco principal (ver Fig. 11). El registro de la prospección visual del área se realiza mediante fotografía y con la ayuda de un GPS de mano para ubicar lugares singulares y cartografiar algunos elementos.

Tabla 4. Descriptores morfométricos empleados

S	Factor calculado de inclinación de la pendiente
LS	Factor longitud-inclinación de la pendiente (Lenght-Slope factor). Se emplea como indicador de la acumulación y la aceleración del flujo
SPI	Índice de potencia de corriente (Stream Power Index). Expresa la potencia del flujo del agua en cualquier punto de la cuenca
CTI	Índice topográfico de acumulación (Compound Topographic Index). Expresa la tendencia del agua a acumularse en cualquier punto de la cuenca.
s	Pendiente

Finalizada la prospección se delimitaron diferentes áreas en función de la incidencia cualitativa de los procesos de erosión por *piping* registrados. De cara al análisis morfométrico de las vertientes y su posterior comparación se definieron varias parcelas, dentro de las áreas anteriores, que están articuladas, en la medida de lo posible, atendiendo a su homogeneidad interna. Esta homogeneidad se basa en: la misma incidencia de los procesos de *piping*, la pertenencia a la misma cuenca, valores uniformes de pendiente, labores de labrado o cobertera vegetal. Con posterioridad, para la caracterización morfométrica de cada parcela se determinaron los valores de algunos descriptores (ver Tab. 4 y Tab. A2 del Anexo), habiendo sido calculados previamente para toda la zona mediante un SIG. Tanto una como otra operación se realizan mediante el empleo de *QGIS* (v. 3.2) y diversos algoritmos del paquete *Grass* (v. 7.4.1) que funciona como módulo en el primero (ver Tab. A1 del Anexo). Los valores medios de los descriptores y los histogramas de distribución de esos valores (que se expresan en el número de píxeles de la correspondiente capa calculada para cada factor de análisis o descriptor) por parcela se realizan igualmente mediante *QGIS*, calculando posteriormente las proporciones con una hoja de cálculo *MS Excel* (v. 14.0).

Como hecho relevante en la metodología, aunque desde luego nada novedoso, señalamos el empleo de un MDE (Modelo Digital del Elevaciones) o DEM (en sus siglas en inglés) de gran resolución, elaborado a partir de datos LiDAR. En los últimos años, se ha generalizado el empleo de esta tecnología para la adquisición de la información espacial. El abaratamiento de los equipos topográficos (estáticos y móviles) y el desarrollo de los vehículos aéreos no tripulados o UAV (Unmanned Aerial Vehicle) ha permitido llevar a cabo levantamientos topográficos de una manera rápida, económica y dotada de gran precisión (Hosseinizadeh et al., 2019). El empleo de esta tecnología permite la realización de cartografías mucho más precisas ya que facilita, por ejemplo, refinar la fotointerpretación (Castañeda et al., 2017), tomar mediciones muy

precisas susceptibles de ser repetidas de manera sencilla (herramienta de gran interés en el estudio de la erosión) (Perroy et al., 2010) y poder describir elementos geomorfológicos que escapan a la de otros métodos (como pueden ser *rills*, *gullies* e incluso algunos elementos de los *pipes*).

Los archivos *LiDAR* empleados a tal efecto, descargados del IGN (Instituto Geográfico Nacional) pertenecen a la segunda cobertura del PNOA-LIDAR (Plan Nacional de Ortofotografía - LIDAR), poseen en general una densidad de puntos de ≤ 1 punto / m². La precisión global de los puntos una vez procesados tiene un RMSE (Root Mean Square Error) para X e Y < 20 cm y para Z < 15 cm. Los archivos cubren áreas de 2 x 2 km. Se emplean un total de cuatro archivos *LiDAR*. Cada archivo posee alrededor de 6×10^6 de valores XYZ. Para el estudio también se descargan las ortofotografías de la zona. De entre las muchas disponibles, se emplean la de máxima actualidad, la del *Vuelo Americano* de 1957 y la del *Vuelo interministerial* desarrollado durante el periodo 1973-1986 suministradas por el Instituto Geográfico Nacional y por el Instituto Geográfico de Aragón. Se emplea además la imagen de composición de foto aérea ofrecida en el visor del Instituto Geográfico, que permite su visualización en 3D mediante el empleo de unas gafas anaglíficas.

Tabla 5. Descripción resumen de muestras recogidas en campo

Muestra	Adscripción	Cota rel. (m)	Grano	Color	Estruct.	Regolito (cm)	Superficie
Cajal-1	Fm. Sariñena	0 - 2.0	arcillas	blanquecino amarillento	masivo	< 10	<i>popcorn</i> intenso
Cajal-2	Fm. Sariñena	2.0 - 2.5	arcillas	rojo	masivo	< 10	<i>popcorn</i> moderado
Cajal-3	Fm. Sariñena	2.5 - 4.0	arcillas	ocre amarillento	masivo	< 10	<i>popcorn</i> leve; <i>mudcracks</i>
Cajal-4	Fm. Sariñena	4.3 - 4.7	arcillas	amarillentas	masivo	< 10	<i>popcorn</i> intenso; <i>mudcracks</i>
Cajal-5	Fm. Sariñena	4.7 - 5.0	arcillas	grisáceas	masivo	< 5	<i>popcorn</i> moderado; <i>mudcracks</i>
Cajal-6	Fm. Sariñena	5.0 - 6.2	arcillas	ocre	masivo	< 15	<i>popcorn</i> leve; <i>mudcracks</i>
Cajal-7	Fm. Sariñena	7.5 - 9	arcillas	ocre	masivo	< 5	<i>popcorn</i> leve
Cajal-8	Glacis holoceno	superficial	arcillas algo de grava	blanquecino	<i>tierra de labor</i>	-	-



Figura 16. Detalle de las diferentes zonas muestreadas.

Se recogieron un total de ocho muestras para analizar la composición química de los materiales de la Fm. Sariñena que afloran en la zona de estudio (ver Fig. 16 y Tab. 5). Siete de estas muestras (Caj 1-7) son tomadas a lo largo de la Unidad Galacho-Ontiñena (parte mesial de la Fm. Sariñena), en un rango de unos 9 m de potencia entre la muestra de muro y la de techo, y la octava (Caj 8) es tomada del glacis holoceno que cubre el valle que flanquea la parte superior del barranco, que actualmente es tierra de labor. Las muestras son tomadas salvando aproximadamente los primeros 5 cm de regolito, a excepción de la muestra 8. Los análisis se realizan en el laboratorio de geoquímica *Juan Tena* de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza. Se miden de cada muestra: pH, en pasta saturada; los iones mayores de HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ , por cromatografía iónica; el análisis de complejo de cambio se llevó a cabo siguiendo los métodos de indicados en MAPA (1994), empleando acetato amónico como solución extractante; y los cationes de cambio se analizan mediante la absorción de Ca y Mg y por emisión atómica de Na y K.

6. Resultados

La prospección del área de estudio, que ha comprendido aproximadamente unas 15 Ha, nos ha permitido caracterizarla en función de la diferente incidencia del *piping*. Esta incidencia permite articular el área de prospección en tres zonas de *piping* diferentes: ausente o escaso, moderado e intenso, respectivamente. Se ofrecen como datos representativos los valores calculados de las parcelas construidas (ver Fig. 17).

Zonas piping ausente o escaso

Estas zonas están caracterizadas por ser áreas con pendiente ligera o muy ligera (1.65° y 4.48° de inclinación). La superficie de estas zonas está cubierta en ocasiones por importantes depósitos de gravas, cuyo tamaño de grano oscila entre los 5 y los 20 cm (ver Fig. 18). Estas gravas se insertan en una matriz de sedimentos finos. Bajo aquellos depósitos superficiales, se encuentran los materiales de la Fm. Sariñena (seguramente a menos de 1 m). Como ya se ha señalado, intercalados con las arcillas hay niveles de arenisca que afloran en algunas partes. La parcela 10 está a una cota de unos 10 m por encima del barranco de Gratal. El talud que pone en conexión esta zona con la inmediatamente inferior está cubierto de vegetación (ver Fig. 19). El talud opuesto, en cambio, está intensamente acarcavado y parece asociarse a pequeñas zonas algo más deprimidas y húmedas que podrían indicar la presencia de conductos subsuperficiales, pero desde luego sin expresión en forma de *pipes* en la superficie ni en el talud. La parcela 2, en cambio, posee una conexión directa con el *gully*, aunque en esta área su potencia es muy escasa. La proporción de gravas en superficie es menor en esta parcela.



Figura 18. Detalle de la superficie de la parcela 10. En el centro pequeño *inlet*.



Figura 19. En primer término área acarcavada. Al fondo talud vegetado de la parcela 10.

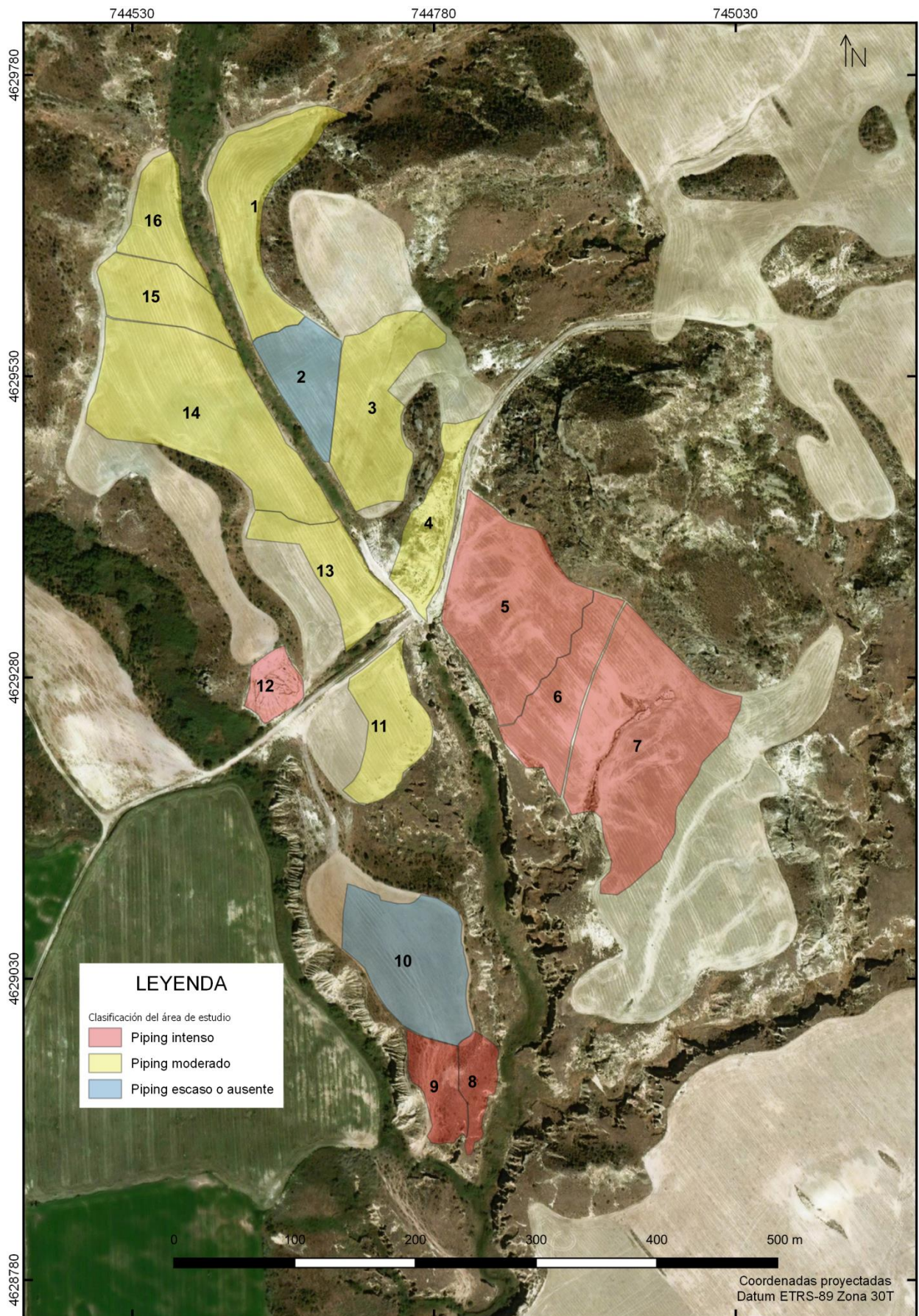


Figura 17. Sectorización del área de estudio en función de la incidencia de los procesos de piping.

Zonas piping moderado

Estas zonas se caracterizan por presentar una pendiente suave (en torno a 5°) flanqueadas por *gullies* o cárcavas, sobre depósitos de sedimentos finos. Es habitual describir regueros formados por procesos de *piping* y algunos otros de origen dudoso. Todas las parcelas han sido objeto de arado.

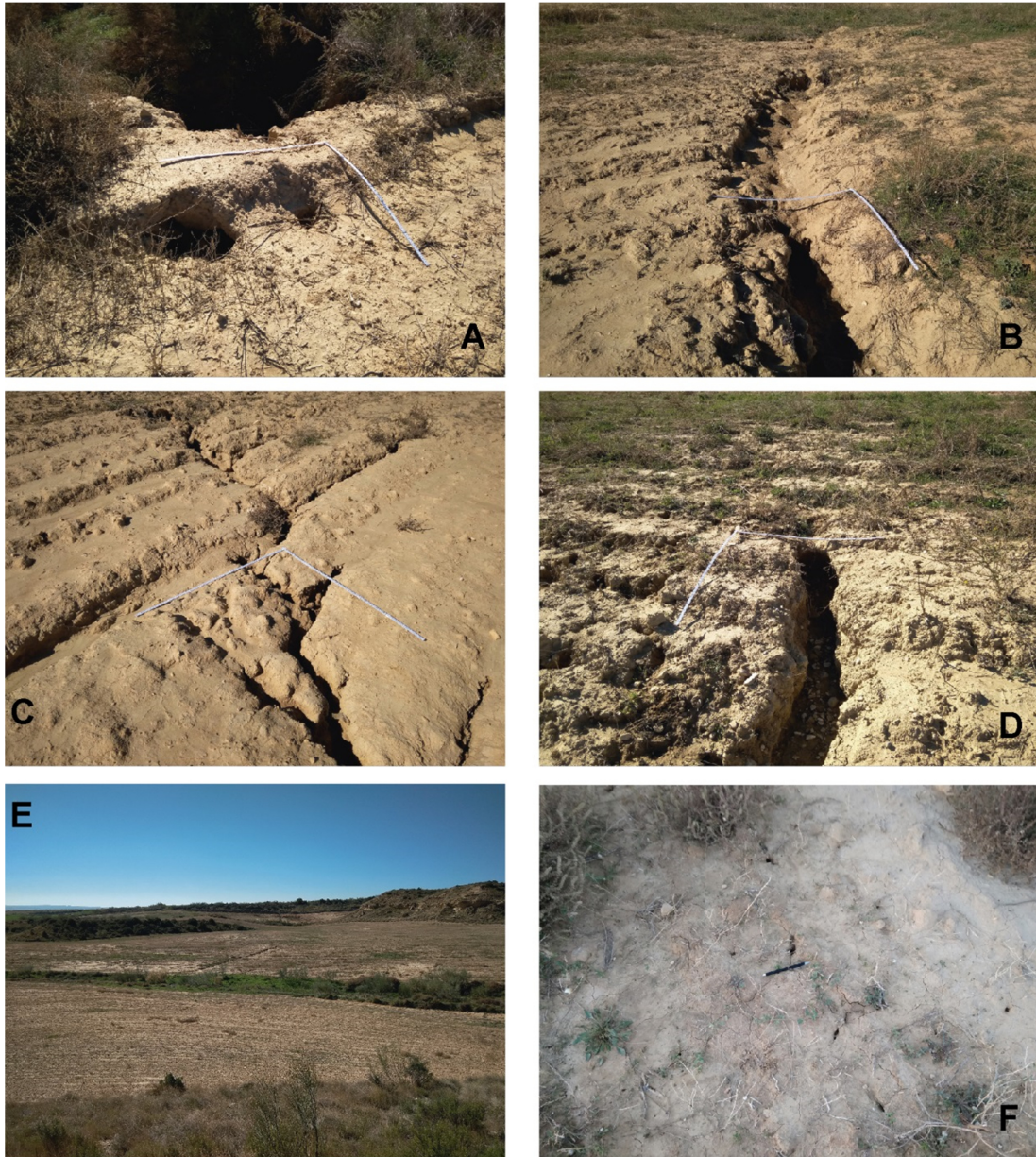


Figura 20. Zonas de *piping* moderado. *Pipe* tipo *tunneling* asociado a un pequeño resalte de la parcela 13 (A). *Pipes* colapsados que han formado regueros en las parcelas 13 (B), 14 (D) y 15 (C). Vista general de las parcelas 13 y 14 (E). Pequeños micro-*pipes* alineados en la parcela 11 (F).

Los *pipes* desarrollados (ver Fig. 20) se agrupan en dos tipos diferentes, en función del mecanismo de formación, el cual determina su disposición. El de tipo

seepage se puede describir principalmente a partir de los *outlets* ubicados en las paredes de los *gullies*, siendo extraño encontrar *inlets*. Estos *pipes* presentan una sección muy reducida, de pocos cm. Los de tipo *tunneling*, que han proliferado mucho más en el área de estudio, pueden encontrarse en diferentes estadios de evolución. Este tipo se desarrolla paralelamente a la superficie, a escasa profundidad y es el precursor de buena parte de los *rills* que existen. En las zonas de menor pendiente, es posible encontrarlos sin colapsar, reconocibles por pequeños *inlets* de pocos cm que se encuentran generalmente alineados. Los colapsados suelen tener pocos metros de longitud y de una sección de unos 15-20 cm. En las zonas de mayor pendiente, las cabeceras de esos regueros inducidos por *pipes* presentan una incisión importante en profundidad. Tienen una longitud de varios metros (10-15 m, aprox.) y una sección de unos 25-30 cm, aproximadamente.

Zonas de piping intenso

En el área de estudio, las zonas donde se desarrolla el *piping* con mayor intensidad presentan valores de pendientes variados (en torno a los 9°), están adyacentes al *gully* principal (u otro de envergadura similar), con mayor o menor presencia de cauces efímeros –como *rills* o *gullies* de pequeña escala–, desarrollados sobre sedimentos finos y, en general, sin cobertura vegetal u otros elementos, como gravas, que influyan en la superficie (ver Fig. 21).

En este caso el desarrollo de las diferentes estructuras de *piping* puede quedar bien sectorizado en relación a su ubicación geomorfológica. Los *pipes* de tipo *seepage* (ver pag. 8) se desarrollan de manera importante junto a las paredes del barranco (ver Fig. 21 D-F). Estos *pipes* son estructuras de tendencia verticalizada, con secciones que van, normalmente, de los 20 cm hasta 1 m, pudiendo en algún caso superar con creces este tamaño. En la parte S del barranco de Gratal, sobre el flanco E, se pueden observar los restos de grandes pipes (del orden de decenas de m) cuyos puentes naturales ya han colapsado, dando acceso a un barranco adyacente (ver Fig. 2 y 9). Los *pipes* de tipo *tunneling* (ver pag. 8) se desarrollan paralelos a la superficie (aprovechando las grietas de retracción), pueden alcanzar profundidades en torno a 1 m y presentan secciones de unos 60-80 cm. Pueden encontrarse en diversos estados, tanto colapsados como no

colapsados de manera continua o discontinua. En su conjunto forman claras redes de drenaje (ver Fig. 21 A-C).

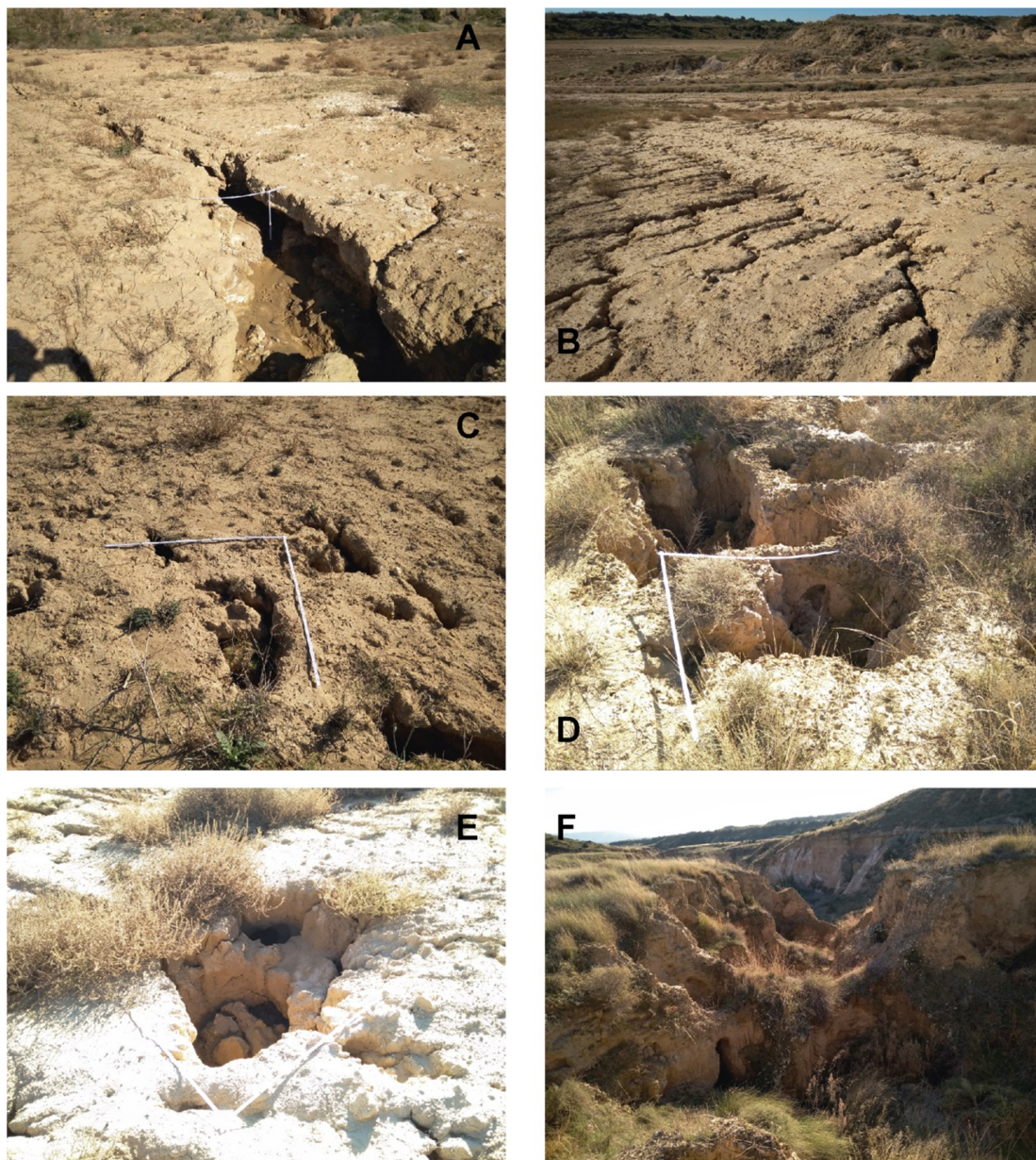


Figura 21. Detalle de algunos procesos de *piping* en las áreas donde este proceso ocurre con intensidad. *Pipe* de tipo *seepage* (A), red de pequeños regueros inducidos por procesos de *piping* (B) e *inlets* (C) de la en la parcela 5. Proceso incipiente de acarreamiento por *piping* ubicados junto al barranco en la parcela 7 (D-F).

El análisis espacial de los descriptores empleados (factores LS y S, CTI, SPI y pendiente) tienen diversa utilidad para señalar la correlación con la intensidad del desarrollo del *piping* en la zona de estudio. Hay que tener en cuenta el reducido número de parcelas, 16, de las cuales solo 2 son áreas de *piping* escaso o ausente. Los valores medios por parcela (ver Fig. 22) –a excepción de CTI y sobre todo SPI (que ni siquiera

se ha representado)– apuntan tímidas tendencias. Por un lado, deja claro el hecho de que el *piping* es un fenómeno que se asocia a pendientes tendidas, generalmente por debajo de los 12°. Es significativo que las dos áreas con *piping* ausente o escaso tengan pendientes de 1.65° y 4.48°, respectivamente. Por otro, los factores LS y S ofrecen resultados muy similares entre sí, mostrando que valores bajos parecen asociarse a situaciones con menor incidencia de *piping* y viceversa.

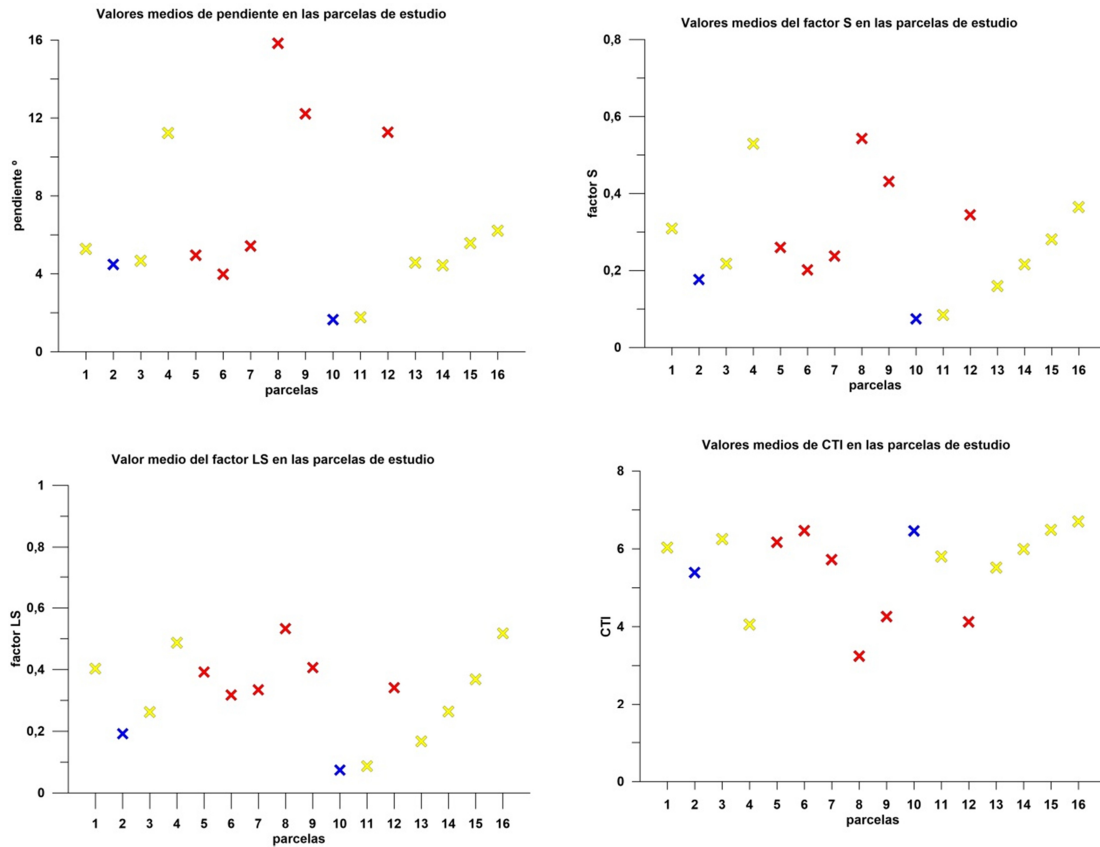


Figura 22. Valores medios de los descriptores empleados en el análisis espacial de las parcelas confeccionadas en el área de estudio.

El análisis de la distribución de proporciones de estos descriptores en las parcelas de estudio, en cambio, sí que muestra algo más de utilidad. El factor S y el SPI muestran de manera aproximada la correlación entre los diferentes valores y la incidencia en el desarrollo del *piping* (ver Figs. 23 y 24 y Tabs. A6 y A7-8 del Anexo). Las proporciones altas de valores bajos parecen corresponder a zonas con escaso desarrollo de *piping* y viceversa, quedando separadas de las otras zonas por los valores del rango 2-3 del SPI y en torno a 0.4-0.6 del factor S. Mucho más clara es la relación que existe entre los valores de pendiente de las parcelas (ver Fig. 25 y Tab. A3 del Anexo) y el factor LS –el denominado factor topográfico de la USLE– y el impacto del

piping (ver Fig. 26 y Tab. A5 del Anexo). Los procesos de *piping* parece que no se desarrollan bien sobre pendientes que superan los 21°, siendo el rango 6°-9° y los valores próximos a él las pendientes más propicias. Por último, el factor LS refleja bastante bien la relación entre la proporción de superficies con valores altos y el desarrollo de *piping* y viceversa. Parece que el rango 0.4-0.6 marca el umbral para el desarrollo de los procesos de *piping*. No es de extrañar que los diferentes descriptores calculados arrojen resultados similares pues, esencialmente, se basan en los mismos factores topográficos. Los valores obtenidos por el descriptor CTI no han sido demasiado clarificadores (ver Tab. A4 del Anexo) en el análisis de las parcelas, a pesar de que la salida gráfica del archivo describe con gran precisión la red de drenaje del área de estudio.

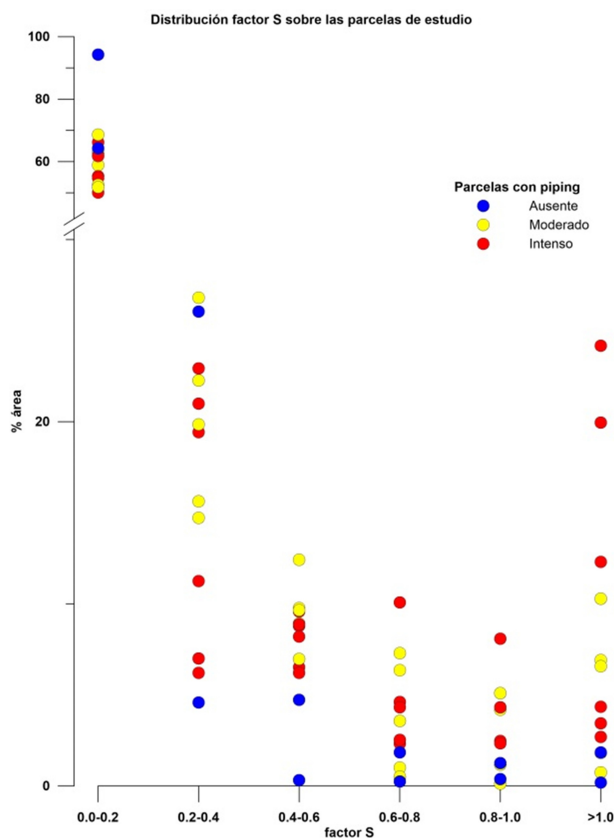


Figura 23. Gráfica de distribución proporcional de frecuencias del factor S en las parcelas de estudio.

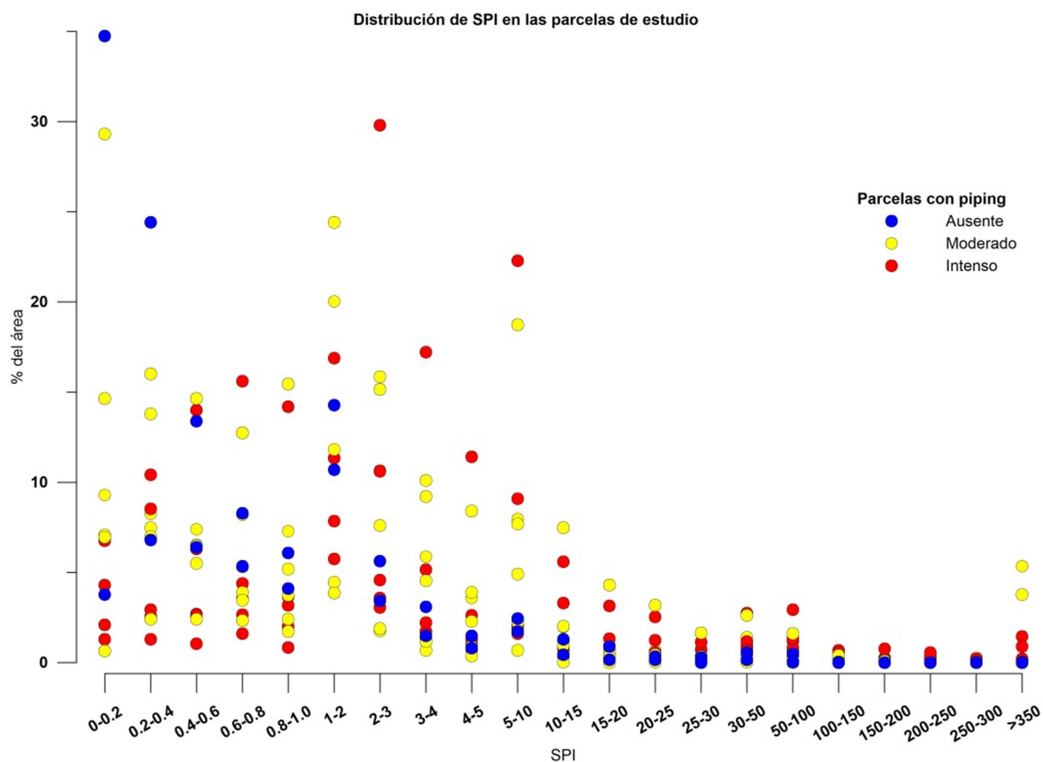


Figura 24. Gráfica de distribución proporcional de frecuencias del descriptor SPI en las parcelas de estudio.

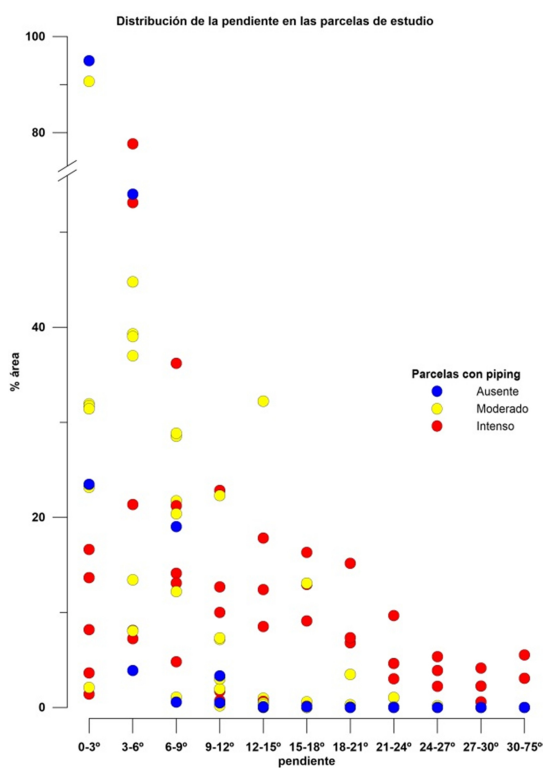


Figura 25. Gráfica de distribución proporcional de frecuencias de pendientes en las parcelas de estudio.

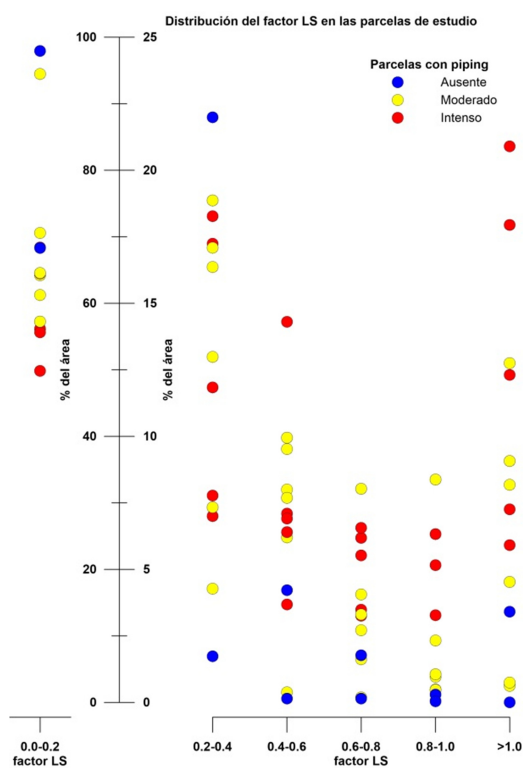


Figura 26. Gráfica de distribución proporcional de frecuencias del factor LS en las parcelas de estudio.

Tabla 6. Valores químicos de las muestras recogidas en la zona de estudio

Muestra	pH	HCO ₃ ⁻ meq/L	SO ₄ ²⁻ meq/L	Cl ⁻ meq/L	Ca ²⁺ meq/L	Mg ²⁺ meq/L	Na ⁺ meq/L	K ⁺ meq/L	SAR
Cajal-1	7,61	0,60	151,26	134,26	18,46	4,03	271,00	0,04	80,81
Cajal-2	7,52	0,50	129,64	72,77	22,75	5,40	188,79	0,10	50,32
Cajal-3	7,58	0,59	139,99	138,21	24,45	6,66	258,82	0,03	65,62
Cajal-4	7,69	0,62	149,92	67,13	23,40	5,74	210,10	0,36	55,04
Cajal-5	7,89	0,65	167,96	63,18	26,60	4,97	219,10	0,07	55,15
Cajal-6	7,61	0,76	49,41	4,32	28,04	9,14	18,44	0,01	4,28
Cajal-7	7,85	0,93	83,60	24,45	9,98	5,29	101,00	0,22	36,55
Cajal-8	8,43	3,98	2,69	4,82	4,46	0,60	7,42	0,11	4,66

El análisis químico de las muestras evidencia el claro comportamiento dispersivo de las arcillas analizadas. Los valores de SAR de las muestras son en general elevados (ver Tab. 6). Dos de las muestras (Cajal 6 y 8) poseen valores bajos respecto al resto. Como ya hemos explicado, la muestra 8 se recogió de los glaciares holocenos que recubren el valle. Dada la génesis de meteorización y deposición de estos depósitos era de esperar que el lavado de los mismos fuera intenso, presentando valores muy bajos de cualquiera de los elementos analizados. La muestra 6, en cambio, se tomó en la misma columna que el resto de muestras sin que nada a priori explique el resultado. Quizá no se tomara a la profundidad adecuada. Más allá de esta muestra, el resto muestran una tendencia decreciente de valores de SAR de muro a techo.

El área de estudio presenta algunas características destacables que permiten comprender mejor el desarrollo del proceso de erosión y que ayudan a matizar la descripción que acabamos de hacer. Es evidente que las labores de arado del suelo afectan claramente al suelo: rompen su estructura, permanece desprovisto de cubierta vegetal gran parte del tiempo, crea un perfil meteorizable profundo y se crean surcos que, al concentrar el agua, permiten el desarrollo de *rills* y *pipes* (ver Fig. 20 C y 21 B). Estas labores, además, influyen en la percepción del impacto del proceso de *piping* pues pueden disimular e incluso eliminar estructuras erosivas, por lo que el grado de desarrollo de *piping* puede estar en ocasiones subestimado. En sentido contrario, como se ha expresado, estas labores contribuyen al desarrollo de este proceso, por lo que se puede presentar un exceso de sus formas erosivas que de modo natural no se desarrollarían, sobreestimando la verdadera capacidad de la zona. Una situación similar

puede aplicarse a la formación de regueros por acción de la escorrentía superficial. Otro elemento importante es la construcción de una pista que surca el área de estudio. Como han afirmado los especialistas, las construcciones pueden ayudar a concentrar el flujo del agua lo que influye en los procesos erosivos. En nuestro caso, el área N de la parcela 5 se encuentra flanqueada por una pista que provoca que buena parte del flujo se concentre sobre la cuneta. La parcela 5 es una de las más afectas por los procesos de *piping*.

7. Discusión

El estudio de los diferentes factores que condicionan el desarrollo del *piping* debería permitir predecir la localización e incidencia de este proceso erosivo, pero la realidad es que es una tarea algo más compleja. Como hemos visto, son numerosos y variados los factores que influyen en la capacidad de infiltración y la conductividad del agua a través del suelo. Este hecho hace que, *a priori*, el *piping* sea un fenómeno complejo y por ende muy local, dado que las opciones de que un lugar reúna todas las condiciones necesarias serán menores. A los factores hay que añadir el hecho de que el *piping* es un proceso sensible a los cambios que se producen en las condiciones de desarrollo a muy variada escala temporal, desde a lo largo de un mismo evento de precipitación hasta procesos de más larga duración que conllevan la inhibición del flujo subsuperficial o la estabilización del área frente al proceso, tal y como señalan algunos estudios (Faulkner et al., 2000; Chaplot, 2013; Kasanin-Grubin, 2013).

La evolución de los perfiles de meteorización es el resultado del comportamiento de los materiales en función de factores como el régimen de precipitaciones o la pendiente (Kasanin-Grubin, 2013). El tipo y proporción de arcillas condicionan la profundidad y la evolución del perfil de meteorización o la superficie del suelo, elementos que determinan su capacidad de infiltración y, consecuentemente, el proceso erosivo predominante (Bouma y Imeson, 2000). Minerales como las Esmectitas sufren una rápida erosión, incluso con eventos de precipitación muy cortos. Su pronta dispersión se traduce en un aumento de volumen y una pérdida de cohesión que puede tornar pronto en un sellado de la superficie, debido a la acción sellante de las partículas dispersadas al ocluir el sistema poroso. El arrastre de un sedimento y la carga de sales diluidas en agua, producido de manera rápida, hasta cierta profundidad y con una muy

buena conductividad hidráulica, puede decrecer mucho en un mismo episodio de precipitación o en los siguientes episodios (si estos no están muy espaciados entre sí). Los materiales arcillosos con predominio de Illitas o Cloritas son capaces de desarrollar superficies compactadas más resistentes a la precipitación (Piccarreta et al., 2006; Desir y Marín, 2007; Faulkner, 2013), por lo que la dinámica del proceso suele ser más estable. En ocasiones, se ha aludido a la estabilidad de los agregados para poder explicar la resistencia a la erosión de algunos de estos suelos (Chaplot, 2013) u otras características químicas como son: la presencia de óxidos de hierro y aluminio, materia orgánica, los niveles de pH, carbonato cálcico o materia orgánica pueden contribuir a esa estabilidad (Benito et al., 1993; Piccarreta et al., 2006; Besalatpour et al., 2013).

En nuestra área de trabajo, las Illitas de la Fm. Sariñena ofrecen un perfil de meteorización no muy profundo, con un regolito de pocos centímetros, tal y como hemos podido observar en los materiales sobre los que se tomaron las muestras. Por desgracia, no hemos podido testar la diferente evolución del perfil de meteorización en áreas con pendientes próximas a la horizontal pues esas zonas han sido aradas con intensidad y, en general, corresponden a depósitos de edad holocena. En cuanto al desarrollo de superficies compactadas o encostradas no da la impresión de que vaya más allá de un leve encostramiento que se produce tras la precipitación y su desecación, sobre la que sí suelen precipitar sales. Por el contrario, las superficies se encuentran francamente agrietadas o afectadas por el hinchamiento característico del *popcorn*. Este hecho, pensamos, responde a un importante comportamiento dispersivo producto de las elevadas proporciones de sodio (ver Tab. 6).

Atendiendo a esta potencial respuesta del suelo, la forma y recurrencia de las precipitaciones condicionará la evolución del perfil de meteorización. Eventos de precipitación muy espaciados, intercalados con periodos de gran sequedad y altas temperaturas, permiten que los procesos que desestructuran el suelo y la superficie (contracción, haloclastia, etc.) hayan tenido el suficiente tiempo para actuar. Consecuentemente, la meteorización será de mayor alcance y condicionará la forma y tiempo de respuesta del suelo –lapso transcurrido hasta la saturación del suelo, duración de la acción de los procesos actuantes, etc.– lo que en su conjunto determinará la erodabilidad del suelo (Bouma y Imeson, 2000). Ya se ha expresado la importancia de la intensidad de las precipitaciones y como afectan a la competencia del flujo y sus

efectos sobre los *pipes* (ver sec. 3.3). A tenor de lo expuesto en el apartado de condiciones climáticas de esta área de estudio (ver sec. 5.3) la erodabilidad del suelo en las épocas de precipitación será alta. Llama la atención la eficacia y rapidez de los procesos de *piping* en algunas zonas prospectadas como las áreas de cultivo, recurrentemente reelaboradas y con valores de SAR bajos. En estas áreas existe un buen desarrollo de los *rills* inducidos por *pipes*, dando la impresión de que los *rills* de flujo superficial tienen una menor incidencia natural –teniendo en mente la clara incidencia que los surcos de las labores de arado tienen en estos procesos–.

La evolución del perfil meteorizado a lo largo del tiempo se verá influido por la evolución en su composición. El trasiego de los sedimentos arcillosos más dispersables o de los iones de sodio hacia el interior del suelo y a lo largo de la ladera hará cambiar el comportamiento de las áreas afectadas. La traslocación de estos elementos hacia el interior inhibirá la capacidad de infiltración en profundidad (Faulkner et al., 2000; Desir et al., 2018), lo que puede explicar que materiales potencialmente dispersivos no lo sean. Se han destacado las diferencias de los valores de SAR, por efecto de ese lavado, que existen en las diferentes partes de los *pipes*, la superficie y a lo largo de las pendientes. Como resultado de estos cambios se puede hablar de un progresivo proceso de estabilización de arriba hacia abajo (Faulkner et al., 2000; Piccarreta et al., 2006; Kasanin-Grubin, 2013; Desir et al., 2018). El aporte suficiente de elementos químicos como el calcio, los óxidos de hierro y aluminio, de carbonato cálcico, cambios en el pH, etc., por algún agente, como las plantas, puede amortiguar de manera importante el desarrollo del *piping*.

En análisis químico de las muestras de nuestra zona de estudio, con la salvedad de la muestra Cajal-6, evidencia una disminución de los valores de SAR a lo largo de la pendiente de muro a techo. El impacto de esa disminución, en cambio, no parece tener un correlato real en un menor desarrollo de los procesos de *piping*, quizá como mucho una leve modulación. En cambio, sí es destacable el valor de la muestra Cajal-8, tomada del depósito de glaciares holoceno que se apoya sobre el valle, que evidenciaría el intenso lavado de los sedimentos de esta edad. No obstante, como ya hemos explicado, los procesos de *piping* aquí siguen teniendo una destacable incidencia sobre estos depósitos puestos en cultivo.

El comportamiento dispersivo de las arcillas, inducido en mayor o menor medida por niveles altos de SAR, no ofrece siempre como resultado la formación de *pipes* o, al menos, no con la profusión y tamaño que se describe en algunas parcelas respecto a otras. El área que bordea a la parcela 10 solo muestra un *piping* bien desarrollado en las parcelas al S (9 y 8), mientras que en el resto el proceso fundamental es el la formación de cárcavas en los taludes. Es muy probable que la superficie cubierta de gravas y de tendencia horizontal y un talud de elevada pendiente no favorezcan el desarrollo de *pipes* a pesar de las características de los materiales arcillosos, como se ha explicado.

La morfología del terreno puede entenderse como la expresión de un proceso geodinámico que está condicionado por el proceso geomorfológico actuante físico-químico enmarcado en unas condiciones específicas: topográficas, litológicas, climatológicas y biológicas.

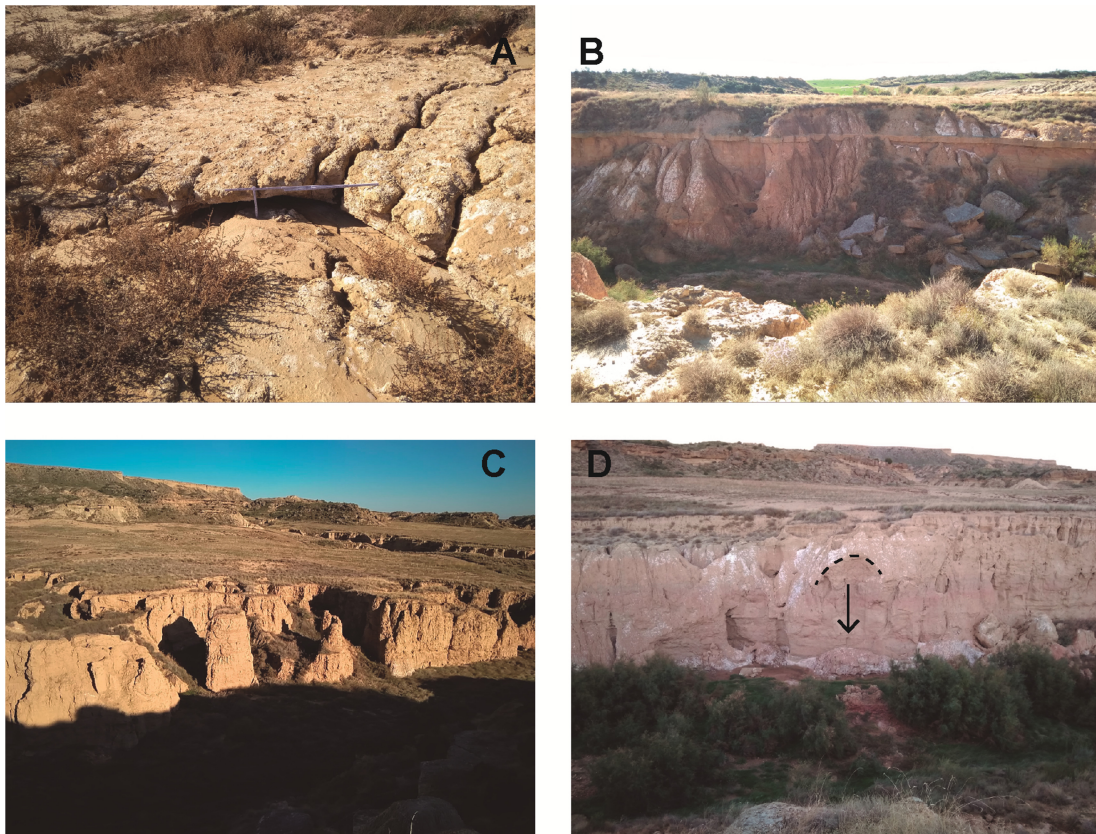


Figura 27. Incidencia de los procesos de *piping* en la zona de estudio. *Pipe* colapsado (A) que modifica claramente el gradiente local. Destaca la sección de forma ovalada. Vista del escarpe W de *gully* principal (B) que muestra procesos de *piping* menos acusados. Destaca el nivel de arenisca en el tercio superior del escarpe. Escarpe E del *gully* principal (D) que evidencia la intensidad del *piping* de tipo *tunneling* (hacia el techo) y algo de tipo *seepage* (hacia la base). Se señala un desplome y diversos conos de depósitos al pie del escarpe. Vista E del *gully* principal (C) que conecta con otros barrancos bien desarrollados aunque en diversos estados.

Los procesos de *piping*, que se asocian a la dinámica de vertientes, pueden considerarse como uno de los modificadores más importantes de estas áreas, dada su eficacia en la movilización de sedimentos y la importancia en la formación de otras formas de erosión como son *rills*, *gullies* o los movimientos en masa. Las modificaciones operadas por los procesos tienen efectos que modulan la dinámica erosiva de los mismos. La formación de *pipes* y su posterior colapso aumentan el gradiente local, provocando un aumento de la erodabilidad en el contorno de esas estructuras erosivas. En el área de estudio se observa como los *rills* una vez formados desarrollan incisiones perpendiculares a sus bordes (ver Fig. 27 A). La formación de *pipes* sobre las cabeceras de cárcavas o barrancos acrecienta la debilidad estructural del subsuelo lo que propicia el desarrollo de movimientos en masa como los desplomes o deslizamientos (ver Fig. 27 D). La gran incidencia de los procesos de *piping* en las cabeceras provoca el desarrollo de bordes con una elevada sinuosidad que ya hemos comentado (ver secc. 3.2), morfologías que también pueden describirse en el área de estudio (ver Fig. 10). Sin embargo, estos procesos erosivos habitualmente tienen también efectos en el sentido contrario. El retroceso de las cabeceras de barrancos o *rills* reduce el área de captación aguas arriba y la longitud de ladera lo que provoca que el flujo tenga una competencia erosiva menor (Piccarreta et al., 2006). En el mismo sentido, el aumento de la pendiente de las laderas como efecto de la mayor eficacia de los procesos de erosión en las partes bajas (tienen una mayor área de aporte y una longitud de pendiente mayor), puede acabar inhibiendo el *piping* en favor de otros procesos como los desarrollados por los flujos de superficie. La acumulación de sedimentos, procedentes de los *outlets* o de los movimientos en masa, puede ayudar a estabilizar las paredes de los *gullies* al reducir el gradiente en los bordes y reduciendo los esfuerzos del talud (Piccarreta et al., 2006).

En cuanto a los valores morfométricos ya hemos comentado la diversa importancia de los mismos (ver secc. 7). El análisis de los valores medios de pendiente, S y CTI de las diferentes parcelas de estudio muestran situaciones muy similares para las parcelas 5 a 7 frente a 13 a 16 (ver Fig. 22). Suponiendo que la parcelación no afecte demasiado a los cálculos (hemos intentado que tuvieran una homogeneidad interna suficiente y que fueran más o menos equivalentes y usando siempre la proporción de frecuencia de los valores), los valores morfométricos construidos a partir de datos

superficiales no acaban de explicar por sí mismos la diferente incidencia de los procesos de *piping*. Creemos que es un factor estructural el que inhibe en gran medida el desarrollo del *piping* en determinadas parcelas (11 y 13 a 16). Un nivel bien desarrollado de arenisca impide que el gradiente hidráulico de determinadas parcelas no pueda desarrollarse en profundidad (ver Fig. 27 B). En cambio, la ausencia de este nivel en otras parcelas con similares pendientes (5 a 7) plantea la situación contraria y con ello el buen desarrollo de los procesos de *piping* (ver Figs. 9 y 27 C y D). Efecto similar, cuando no mayor, es el de asociación geomorfológica de formas de erosión. Los procesos son sin duda más intensos en la parte S del barranco, donde el escarpe del barranco adquiere una potencia mayor a los 10 m (ver Fig. 27 C).

Por último, hay que destacar el impacto que el arado de la tierra ha tenido en esta área, creando un perfil erosionable más potente y desprovisto de vegetación en muchas zonas. Labores como el aterrazamiento o el arado son factores que influyen de forma decidida sobre los procesos erosivos. El aterrazamiento crea una estructura escalonada que promueve una dinámica similar a la generada en la hombrera de un barranco, es mecánicamente débil y es una zona con un gradiente hidráulico acusado (Romero et al., 2007). La orientación de los surcos del arado influye en la concentración del flujo. En régimen pluviométricos con episodios no intensos se recomienda una orientación más o menos perpendicular a la pendiente, pero esta orientación en climas con precipitaciones intensas y concentradas contribuye a acrecentar la erosión (Faulkner et al., 2003). De acuerdo a fotografías aéreas históricas la zona ha sido labrada durante al menos los últimos 60 años, buena parte de este tiempo seguramente con medios mecánicos. Incluso el flanco W del barranco estuvo durante un tiempo aterrazado (ver Fig. 28). Llama la atención la rapidez con la que se desarrollan los procesos en algunas áreas pues probablemente no pase demasiado tiempo entre el arado del suelo y el desarrollo de los *pipes* desarrollados próximos a la superficie. Conviene señalar que estas áreas están en general, ubicadas sobre depósitos de edad holocena (glacis y depósitos de fondo de valle) hecho que determina ya la estructura del suelo y su composición. La especial dinámica de estas áreas impide en cierta medida evaluar adecuadamente los procesos de erosión por *piping*.



Figura 28. Evolución histórica de la gestión de las parcelas agrícolas del área de estudio.

En definitiva, la dinámica del *piping* estará condicionada por la evolución del estado físico-químico del suelo y la morfométrica de la pendiente, que como hemos explicado se traduce en los cambios en la erodabilidad del suelo. El *piping* destaca por la brusquedad del proceso en determinados momentos. El colapso súbito de muchas formas tiene un gran impacto sobre el terreno, ya que los efectos reales sobre la superficie pueden tardar mucho en manifestarse, generando un enorme desfase entre la superficie afectada levemente o no afectada y la estructura resultante tras el colapso de los *pipes*. El resultado es una situación de equilibrio muy precaria que ayuda a la propagación de la erosión.

El análisis llevado a cabo en la zona de estudio de los factores que se consideran importantes a la hora de explicar los procesos de *piping* refleja que su desarrollo e impacto no se puede explicar solo a partir de un solo tipo de causas pero que sí los diferentes factores pueden adquirir un protagonismo variable en situaciones aparentemente similares.

8. Conclusiones

En primer lugar, aunque no es el objeto del trabajo, nos gustaría señalar las posibilidades de tecnologías como LiDAR. Como ya se ha explicado, esta tecnología permite describir con mayor precisión las estructuras de la superficie. Los métodos

tradicionales no permitían la detección de estructuras pequeñas que solo se podían describir a partir de trabajo de campo. Su utilidad puede ser enorme en el monitoreo de las áreas de estudio y es un método de evaluación de la erosión más rápido y exhaustivo que los tradicionales. En el caso del *piping*, la densidad de puntos empleada debería ser elevada, dado el carácter de las estructuras a detectar: *inlets*, *outlets* y colapsos puntuales, siendo el resto subsuperficiales.

En segundo lugar, la presencia de sodio en materiales arcillosos es con seguridad un factor determinante en el desarrollo del *piping* en la zona de estudio. En el caso que nos ocupa, los niveles son en general muy elevados en relación a otras áreas de estudio. Ello, de acuerdo a lo mantenido por los especialistas, restaría importancia al tipo preciso de mineral de arcilla, aunque desde luego es claramente un ejemplo a tener en cuenta, como se ha expuesto. El estudio de la evolución de SAR a lo largo de las pendientes muestra un descenso de muro a techo, que pudiera ser interpretado como un proceso de progresiva traslocación, aunque sin aparentes consecuencias, en este caso.

En tercer lugar, el desarrollo del *piping* se asocia la existencia de un gradiente hidráulico suficiente. Si el gradiente existe los procesos de erosión pueden desarrollarse incluso en sitios donde la escasa pendiente de la superficie *a priori* no debería permitir el desarrollo de este fenómeno erosivo. Por ello, la relación de los *pipes* con los *gullies* se muestra en ocasiones indispensable para el desarrollo del *piping*, aun siendo los otros factores óptimos para su desarrollo. Referido también al gradiente hidráulico, hay que señalar que la presencia de un nivel impermeable, que reduce el posible gradiente hidráulico, inhibe el desarrollo o el impacto de los procesos de *piping*.

En cuarto lugar, dado que el *piping* se enmarca en la dinámica hidrológica de las laderas, factores como la inclinación de la pendiente y el factor topográfico LS se muestran útiles en la demarcación de este proceso de erosión. Pendientes cercanas a los 6-9 ° de inclinación parecen ser más propicias para el desarrollo de este proceso. Para los factores LS y S el umbral a partir del cual la relación es directa esos factores y el desarrollo de *piping* estaría en torno a 0.4.

En quinto lugar, el papel de la superficie del terreno es un factor a tener en cuenta. Por un lado, granulometrías gruesas como las descritas en algunas superficies inhiben en buena medida el desarrollo del *piping*. Por otro, las labores de preparación del suelo

para el cultivo pueden favorecer o acrecentar el desarrollo de este proceso de erosión al mismo tiempo que pueden impedir su verdadera caracterización.

Bibliografía

- Arenas, C., Luzón, A. y Pardo, G. (1999): El Terciario de Los Monegros: Registro de evolución ambiental en una Cuenca cerrada. *Boletín de la Sociedad Entomológica Aragonesa*, 24: 51-62.
- Badía, D., Martí, C., Casanova, J., Gillot, T., Cuchí, J. A., Palacio, J. y Andrés, R. (2015): A Quaternary soil chronosequence study on the terraces of the Alcanadre River (semiarid Ebro Basin, NE Spain). *Geoderma*, 241-242: 158-167.
- Barnolas, A. y Robador, A. (Eds.) (1998): Memoria de la Hoja nº 357 (Sariñena). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA). Segunda Serie, 57 pp.
- Battaglia, S., Leoni, L. y Sartori, F. (2002): Mineralogical and grain size composition of clays developing calanchi and biancane erosional landforms. *Geomorphology*, 49: 153-170.
- Benavente, D. (2006): Propiedades físicas y utilización de rocas ornamentales. En: M. Á. Del Cura y J. C. Cañaveras (Eds.), *Utilización de rocas y minerales industriales*, Seminarios de la Sociedad Española de Mineralogía, Vol. 2, Universidad de Alicante, Alicante: 123-153.
- Benito, G., Gutiérrez, M. y Sancho, C. (1993): The influence of physico-chemical properties on erosion processes in badland areas, Ebro basin, NE-Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 37: 199-214.
- Besalatpour, A. A., Ayoubi, S., Hajabbasi, M. A., Mosaddeghi, M. R. y Schulin, R. (2013): Estimating wet soil aggregate stability from easily available properties in a highly mountainous watershed. *Catena*, 111: 72-79.
- Bouma, N. A. y Imeson, A. C. (2000): Investigation of relationships between measured field indicators and erosion processes on badland surfaces at Petrer, Spain. *Catena*, 40: 147-171.
- Brice, J. C. (1966): Erosion and deposition in the loess-mantled Great Plains, Medicine Creek drainage basin, Nebraska. USGS Professional Paper, Vol. 352-H, US Government Printing Office, 84 pp.

- Bryan, R. B. y Jones, J. a. A. (1997): The significance of soil piping processes: inventory and prospect. *Geomorphology*, 20: 209-218.
- Calle, M., Sancho, C., Peña, J. L., Cunha, P., Oliva-Urcia, B. y Pueyo, E. (2013): La secuencia de terrazas cuaternarias del río Alcanadre (provincia de Huesca): caracterización y consideraciones paleoambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39: 159-178.
- Castañeda, C., Gracia, F. J., Rodríguez-Ochoa, R., Zarroca, M., Roqué, C., Linares, R. y Desir, G. (2017): Origin and evolution of Sariñena Lake (central Ebro Basin): A piping-based model. *Geomorphology*, 290: 164-183.
- Conoscenti, C., Angileri, S., Cappadonia, C., Rotigliano, E., Agnesi, V. y Märker, M. (2014): Gully erosion susceptibility assessment by means of GIS-based logistic regression: a case of Sicily (Italy). *Geomorphology*, 204: 399-411.
- Creus, J. y Ferraz, J. (1995): Irregularidad pluviométrica y continentalidad térmica en el valle medio del Ebro. *Lucas Mallada*, 7: 147-164.
- Chaplot, V. (2013): Impact of terrain attributes, parent material and soil types on gully erosion. *Geomorphology*, 186: 1-11.
- De Luis, M., Longares, L. A., Stepanek, P. y Hidalgo, J. C. (2007): Tendencias estacionales de la precipitación en la cuenca del Ebro (1951-2000). *Geographicalia*, 52: 53-78.
- Desir, G. y Marín, C. (2007): Factors controlling the erosion rates in a semi-arid zone (Bardenas Reales, NE Spain). *Catena*, 71: 31-40.
- Desir, G. y Marín, C. (2011): Influencia de los procesos de piping en la evolución del modelado. Bardenas Reales (Navarra, España). *Cuadernos de investigación geográfica*, 37: 67-78.
- Desir, G. y Marín, C. (2013): Role of erosion processes on the morphogenesis of a semiarid badland area. Bardenas Reales (NE Spain). *Catena*, 106: 83-92.
- Desir, G., Marín, C., Gracia-Prieto, F. J., Castañeda, C., Rodríguez, R. y Olarieta, J. F. (2018): La particularidad de las arcillas terciarias de la Hoya de Huesca y Somontanos en la evolución del paisaje: procesos de meteorización y erosión. Instituto de Estudios Altoaragoneses, 23 pp.

- Dlamini, P., Orchard, C., Jewitt, G., Lorentz, S., Titshall, L. y Chaplot, V. (2011): Quantifying interrill erosion in a sloping-land-agricultural catchment of KwaZulu Natal, South Africa. *Agriculture Water Management*, 98: 1711-1718.
- Faulkner, H. (2013): Badlands in marl lithologies: a field guide to soil dispersion, subsurface erosion and piping-origin gullies. *Catena*, 106: 42-53.
- Faulkner, H., Ruiz, J., Zukowskyj, P. y Downward, S. (2003): Erosion risk associated with rapid and extensive agricultural clearances on dispersive materials in southeast Spain. *Environmental Science & Policy*, 6: 115-127.
- Faulkner, H., Spivey, D. y Alexander, R. (2000): The role of some site geochemical processes in the development and stabilisation of three badland sites in Almeria, Southern Spain. *Geomorphology*, 35: 87-99.
- García-Ruiz, J. M. (2011): Una revisión de los procesos de sufosión o piping en España. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37: 7-24.
- García-Ruiz, J. M. y López Bermúdez, F. (2009): La erosión del suelo en España. *Sociedad Española de Geomorfología*, 441 pp.
- Gracia, F. J. (1986): Dinámica erosiva del piping: un ejemplo en la Depresión del Ebro. *Cuadernos de Investigación geográfica*, 12: 11-24.
- Gutiérrez, M. (2008): *Geomorfología*. Ed. Pearson, Madrid, 898 pp.
- Gutiérrez, M. y Peña, J. L. (1994): Depresión del Ebro. En: M. Gutiérrez (Ed.), *Geomorfología de España*, Ed. Rueda, Madrid: 305-350.
- Gutiérrez, M., Sancho, C., Benito, G., Sirvent, J. y Desir, G. (1997): Quantitative study of piping processes in badland areas of the Ebro Basin, NE Spain. *Geomorphology*, 20: 237-253.
- Gutiérrez, M., Sancho, C., Desir, G., Sirvent, J., Benito, G. y Calvo, A. (1995): Cuantificación de la erosión hídrica y procesos geomorfológicos en terrenos arcillosos y yesíferos de la Depresión del Ebro. *Universidad de Zaragoza, Zaragoza*, 389 pp.
- Harvey, A. M. y Gutiérrez, M. (2005): Repeated patterns of Quaternary discontinuous gullying at El Tormillo, Ebro Basin, Spain. En: C. García y R. J. Batalla (Eds.), *Catchment Dynamics and River Processes—Mediterranean and Other Climate Regions, Developments in Earth Surface Processes, Vol. 7*, Amsterdam: 53-67.

- Horton, R. E. (1945): Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological society of America bulletin*, 56: 275-370.
- Hosseinalizadeh, M., Kariminejad, N., Rahmati, O., Keesstra, S., Alinejad, M. y Behbahani, A. M. (2019): How can statistical and artificial intelligence approaches predict piping erosion susceptibility? *Science of the Total Environment*, 646: 1554-1566.
- Jones, J. a. A. (1994): Soil piping and its hydrogeomorphic function. *Cuaternario y Geomorfología*, 8: 77-102.
- Kasanin-Grubin, M. (2013): Clay mineralogy as a crucial factor in badland hillslope processes. *Catena*, 106: 54-67.
- Mapa (1994): Métodos oficiales de Análisis. Vol. III, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Madrid, 662 pp.
- Marín, C. (2011): Estudio de la erosión y morfologías resultantes en un área de clima semiárido (Bardenas Reales, Navarra). Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza.
- Meunier, A. (2005): *Clays*. Springer Science & Business Media, New York, 467 pp.
- Moore, I. D., Grayson, R. y Ladson, A. (1991): Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological processes*, 5: 3-30.
- Muñoz, J. (1992): *Geomorfología general*. Ed. Síntesis, Madrid, 351 pp.
- Nachshon, U. (2016): Seepage weathering impacts on erosivity of arid stream banks: A new conceptual model. *Geomorphology*, 261: 212-221.
- Nichols, M. H., Nearing, M., Hernandez, M. y Polyakov, V. O. (2016): Monitoring channel head erosion processes in response to an artificially induced abrupt base level change using time-lapse photography. *Geomorphology*, 265: 107-116.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F. J., Vázquez-Urbez, M. y Villena, J. (2004): La Cuenca del Ebro. En: J. A. Vera (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid: 533-543.
- Pedraza, J. (1996): *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*. Ed. Rueda, Madrid, 414 pp.

- Peel, M. C., Finlayson, B. L. y McMahon, T. A. (2007): Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 11: 1633-1644.
- Peña, J. L. y Lozano, M. V. (2004): Las unidades del relieve aragonés. En: J. L. Peña, L. A. Longares y M. Sánchez (Eds.), *Geografía física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*: 3-14.
- Perroy, R. L., Bookhagen, B., Asner, G. P. y Chadwick, O. A. (2010): Comparison of gully erosion estimates using airborne and ground-based LiDAR on Santa Cruz Island, California. *Geomorphology*, 118: 288-300.
- Piccarreta, M., Faulkner, H., Bentivenga, M. y Capolongo, D. (2006): The influence of physico-chemical material properties on erosion processes in the badlands of Basilicata, Southern Italy. *Geomorphology*, 81: 235-251.
- Romero, A., Marín, P., Sánchez, A., Belmonte, F. y Faulkner, H. (2007): The causes of piping in a set of abandoned agricultural terraces in southeast Spain. *Catena*, 69: 282-293.
- Salazar, A. (1990): Mapa geomorfológico de la Hoja nº 357 (Sariñena). Mapa Geomorfológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), IGME, Madrid.
- Salazar, A. y Hernández, A. (1990): Mapa geológico de la Hoja Nº 357 (Sariñena). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), IGME, Madrid.
- Sirvent, J., Desir, G., Gutiérrez, M., Sancho, C. y Benito, G. (1997): Erosion rates in badland areas recorded by collectors, erosion pins and profilometer techniques (Ebro Basin, NE-Spain). *Geomorphology*, 18: 61-75.
- Summerfield, M. A. (1991): *Global geomorphology: an introduction to the study of landforms*. Longman, Scientific & Technical, London, 537 pp.
- Thornthwaite, C. W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38: 55-94.
- Velde, B. y Meunier, A. (2008): *The origin of clay minerals in soils and weathered rocks*. Springer, Heidelberg.

Wischmeier, W. H. y Smith, D. D. (1978): Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning. Agriculture Handbook, Vol. 537, US Department of Agriculture, 58 pp.