



Caracterización geomorfológica y análisis de la evolución del deslizamiento rotacional de Andoin, Sierra de Entzia (País Vasco)

Geomorphological characterization and analysis of rotational landslide evolution at Andoin, Sierra de Entzia (Basque Country)

Ormaetxea, O. ⁽¹⁾; Barroso, J.C. ⁽²⁾; Sáenz de Olazagoitia, A. ⁽¹⁾

(1) Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Facultad de Letras, Universidad del País Vasco. c/ Tomás y Valiente, s/n, 01006, Vitoria-Gasteiz. orange.ormatxea@ehu.eus

(2) Dirección de Planificación Territorial y Urbanismo, Gobierno Vasco. c/ Donostia-San Sebastián 1, 01010, Vitoria-Gasteiz.

Resumen

La ladera de Andoin (Sierra de Entzia, Álava) representa un ejemplo de inestabilidad de carácter prolongado en el tiempo y con pulsaciones de mayor actividad relacionadas con eventos de precipitación. En un ámbito que tiene como germen un antiguo deslizamiento rotacional, además de la lluvia, factores como la alternancia litológica, la respuesta del sustrato a la infiltración hídrica, la pendiente y la fracturación intervienen en la generación de múltiples procesos actuales como desprendimientos masivos, deslizamientos y flujos con progresiones diferenciadas en un espacio que abarca 7 ha.

Para su análisis se han utilizado 1) fotografías aéreas históricas disponibles desde 1932 y con intervalo anual para el período 2004-2015, así como 2) instrumentos GPS y técnicas LIDAR que han permitido delimitar y caracterizar la zona y hacer un seguimiento de su evolución. Se ha llevado a cabo un análisis de la precipitación mensual de los observatorios más cercanos (1945-2015) y se han relacionado estos datos con las reseñas sobre el movimiento de ladera y la información extraída de fotografías.

Desde 2004 a 2015 se ha realizado un seguimiento en campo después de los períodos de máximas lluvias, lo que ha permitido reconocer diferentes tipologías de movimientos de ladera que se han caracterizado y cartografiado utilizando tecnologías SIG.

Palabras clave: deslizamiento rotacional; evolución del movimiento; mapa geomorfológico; técnicas LIDAR.



Abstract

The Andoin slope (Sierra de Entzia, Álava) represents an example of instability over an extended period of time, with pulsations of intense activity related to precipitation events. In an area which starts out as an old rotational landslide; in addition to rain, factors such as lithological alternation, substrate response to water infiltration, the slope and fracturing play their part in generating the current multiple processes, such as massive landslides and flows with differentiated progressions in an area covering 7 ha.

This slope movement has been analysed with 1) historical aerial photographs since 1932, with annual record in the 2004-2015 period, 2) GPS instruments and LIDAR techniques, which allowed to characterize the area and to monitor its evolution. An analysis of the monthly precipitation from the nearby observatories (1945-2015) has been carried out, and these data have been compared with the reports of the slope movement and the information extracted from photographs.

Since 2004 to 2015 field studies were carried out after periods of maximum rainfall, allowing to recognize different types of slope movements which were mapped using GIS technologies.

Key words: rotational landslide; movement evolution; geomorphological map; LIDAR techniques.

1. Introducción

Los procesos de ladera en la Comunidad Autónoma del País Vasco se localizan principalmente en su vertiente cantábrica (Gobierno Vasco, 1988, 1995; Diputación Foral de Gipuzkoa, 1987) y por ello han sido profusamente analizados (Diputación Foral de Gipuzkoa, 2007; Remondo *et al.* 2005; Etxeberria *et al.*, 2005; Bonachea, 2006; Díaz *et al.*, 2012 a; Gascón *et al.*, 2013). Pero es en la vertiente mediterránea donde se encuentra el movimiento activo (Griffiths y Whitworth, 2012) de mayor dimensión de esta Comunidad Autónoma: el deslizamiento de Andoin (42° 51' 00" N-2° 15' 36" E), con una superficie de 7 ha (Corral y Alonso, 1988; Ormaetxea *et al.*, 2013). En su cinemática intervienen reptación, caída de rocas, deslizamientos rotacionales y planares, expansiones laterales y flujos (Cruden y Varnes, 1996; Hungr *et al.*, 2014).

En el estudio de estos procesos se suelen combinar el reconocimiento *in situ* y las técnicas de auscultación (Lollino *et al.*, 2014; Fiorucci *et al.*, 2011), mientras que el análisis temporal requiere habitualmente del uso de fotografías aéreas digitalizadas y ortoimágenes (Mora *et al.*, 2003; Van Westen y Lulie, 2003; Walstra *et al.*, 2007; Cardenal *et al.*, 2008; Prokešová

et al., 2010; Karsperski *et al.*, 2010; Fernández *et al.*, 2013; Garrido y Delgado, 2013; Petkovsek *et al.*, 2013). Esta información, con el apoyo del trabajo de campo es la base del mapa geomorfológico de los mismos (de Bari *et al.*, 2011; Frodella *et al.*, 2014). Además, las técnicas LIDAR, que parten de una densa red de puntos de elevación georreferenciada almacenada en ficheros, permiten a partir de su clasificación y tratamiento algorítmico, obtener modelos digitales del terreno (MDT) de los que se puedan extraer características morfológicas y volumétricas (Glenn *et al.*, 2006; Jäger *et al.*, 2013; Roering *et al.*, 2013). Y por último, la disponibilidad de MDT para diferentes periodos, facilita la comparación cuantitativa (Hinojosa *et al.*, 2011; Merrit *et al.*, 2011; Ventura *et al.* 2011; Jaboyedoff *et al.*, 2012; Giordan *et al.*, 2013).

Respecto a los factores desencadenantes de los procesos de ladera (Glade y Crozier, 2005) en este territorio la principal causa es la precipitación (Corominas, 2006; Díaz *et al.*, 2012 b). Analizar y establecer la relación entre eventos de precipitación (Fernández y Vilaplana, 2004; Guzzetti *et al.*, 2007) y la aparición de inestabilidades y su evolución es también objeto de investigación geomorfológica (Dai y Lee, 2001; Arroyo y García, 2003; Crosta y Frattini, 2003; Zézere *et al.*, 2005;

Guzetti *et al.*, 2008; Trenberth *et al.*, 2007; Hinojosa *et al.* 2011; Domínguez-Cuesta *et al.*, 2012; Fernández-Montes *et al.*, 2013; Garrido y Delgado, 2013).

El trabajo que aquí se presenta comenzó en 2003 con un objetivo didáctico, como salida de campo (Riesco-Chueca y Gómez-Zotano, 2013) y al observar en esa práctica la alta movilidad que mostraba la masa en movimiento pasó a ser objeto de análisis diacrónico con los siguientes objetivos:

- caracterizar y describir este proceso a partir del reconocimiento *in situ* y la cartografía temática;
- determinar el área inestable utilizando instrumentos GPS y analizar los desplazamientos, cambios morfológicos y volumétricos en el tiempo recurriendo a fotografías aéreas digitalizadas y Modelos Digitales del Terreno obtenidos de los datos LIDAR de diferentes períodos;
- y por último, analizar la relación entre magnitudes de precipitación y la aparición del proceso y su dinámica actual.

2. Área de estudio

La ladera de Andoin está localizada en la vertiente norte de la Sierra de Entzia (Álava). Estructuralmente pertenece a la subunidad *Surco Navarro-Cántabro* de la *Cuenca Vasco-Cántabrica* (Ábalos, 2016). Deformada y levantada durante la etapa alpina en sucesivos pliegues de orientación W-E (Barnolas y Pujalte, 2004), este relieve corresponde a un sinclinal invertido: *sinclinal de Miranda-Treviño-Urba* (ITGE, 1989) y la ladera de Andoin se encuentra en el frente del flanco norte del mismo (Figura 1). Este sector se encuentra disectado por numerosas fallas mayoritariamente ortogonales (EVE, 1992) una de las cuales, de dirección N153°E, coincide con el límite oriental de la cabecera del deslizamiento.

Estratigráficamente, desde la base y fondo del valle (Andoin, 608 m) hasta la cima (1055 m), los materiales aflorantes, con un buzamien-

to SW que llega a valores de 70° (EVE, 1992) corresponden a margocalizas, margas y turbiditas calcáreas (Coniaciense-Santonense); margas azuladas con un alto contenido en fracción terrígena (arcilla y limo) (Campaniense-Maastrichtiense); calcarenitas, margocalizas y areniscas calcáreas (Maastrichtiense superior) con gran cantidad de macroforaminíferos (orbitoides) y fragmentos de briozoos y equinodermos; dolomías y calizas dolomíticas (Paleoceno-Daniense-Montiense) y calcarenitas bioclásticas con Nummulites y Alveolinas (Eoceno-Luteciense) que forman la pared y meseta superior (Del Olmo *et al.*, 1978).

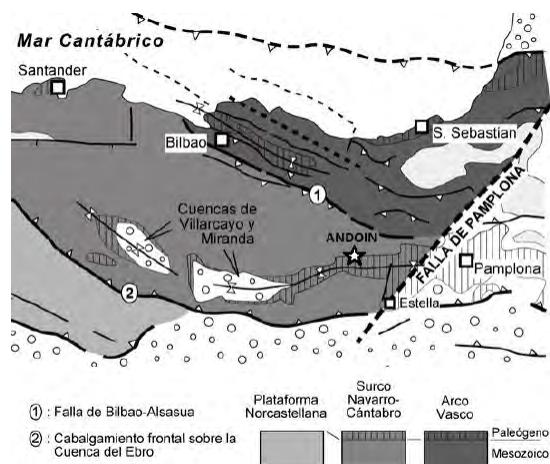


Figura 1: Mapa de los dominios geológicos y principales deformaciones de la *Cuenca Vasco-Cántabrica* y localización de la ladera de Andoin. Fuente: Barnolas y Pujalte, 2004.

Figure 1: Map of the geological domains and main deformations of the *Basque-Cantabrian Basin* and hillside location of Andoin. Source: Barnolas and Pujalte, 2004.

Sobre esas rocas, a los pies del escarpe se desarrolla un horizonte de materiales coluviales y suelos (*rendzina óchrica* y *cambisol cálcico*, Iñiguez *et al.*, 1980) cubiertos en la base por un robledal eútrofo de *Quercus robur* que da paso al quejigal subcantábrico (*Quercus faginea*) y al hayedo calcícola (*Fagus sylvatica*). Las gleras con los bloques y cantos desprendidos están tapizadas por *Genista hispánica* y los cuerpos de mayor tamaño por vegetación casmófito entre las que destaca *Globularia nudicaulis*. En el

área de deslizamiento con menor actividad se desarrollan arbustos espinosos (*Crataegus monogyna* y *laevigata*, *Prunus spinosa*, *Rosa spp.*) y zarzales (*Rubus ulmifolius* y *Tamus communis*), mientras que en la zona de deflación y más activa, hay arbustos muy diseminados de *Alnus glutinosa*, *Salix Alba* y *S. Atrocinera*, *Cornus sanguínea*, *Fraxinus excelsior* o *Corylus avellana* y allí donde se producen flujos del material margoso, al desecarse, emergen con profusión *Equisetum telmateia* y *Tussilago fáfara* (Figura 2).



Figura 2: Imagen de la ladera de Andoin en la que se aprecia la zona afectada por el deslizamiento y la diversidad de manchas de vegetación en la misma (foto de 29/05/2012).

Figure 2: The Andoin landslide is shown in the foreground and the diversity of the vegetation spots (picture taken in 29/05/2012).

En este ámbito de influencia atlántica se aprecia un descenso de las precipitaciones respecto de la vertiente cantábrica debido a la sombra pluviométrica ejercida al norte por la divisoria de aguas cántabro-mediterránea (Loidi *et al.*, 2011). Esta sombra se refleja de forma discontinua en función de la altitud y competencia de los relieves de esa unidad

fiogeográfica y así, en el entorno más próximo del área de estudio mientras al este, el observatorio de Alsasua (42° 52' 24" N-2° 10' 48" E, 525 m, valle de La Burunda) registra 1.232 mm de media anual; al oeste, a similar distancia, aproximadamente 9 km, en la Llanada Alavesa, Opakua (42° 49' 48" N-2° 21' 36" E, 674 m) o Salvatierra-Agurain (42° 51' 00" N-2° 23' 24" E, 590 m) no superan los 900 mm (Opakua, 867 mm y Salvatierra-A, 829 mm) (González-Hidalgo *et al.*, 2011); si bien, en todos los casos se registran dos máximos, uno en invierno y otro en abril-mayo (Figura 3).

3. Material y método

3.1. Fuentes cartográficas, fotográficas y trabajo de campo

Para la caracterización del área de estudio se ha dispuesto de diversa cartografía básica y temática a diferentes escalas y accesible en la *Infraestructura de Datos Espaciales de Euskadi (geoEuskadi)* (IDE de Euskadi). En el análisis temporal del proceso (Griffiths y Whitworth, 2012) se han utilizado ortoimágenes aéreas digitalizadas (1946 y 1956 del Vuelo Americano, de escalas 1/43.000 y 1/32.000 respectivamente; y 1968, de Diputación Foral de Álava a 1/20.000; 1991, 2001, 2002 y con periodicidad anual a partir de 2004, de Gobierno Vasco, con resolución de 25 cm mayoritariamente) y la fotografía aérea de 1932 (escala 1/5.000, Servicio de Tributos Locales y Catastro de la Diputación Foral de Álava). Además, se ha realizado un seguimiento regular en campo desde 2003 (mes de mayo, tras el periodo de lluvias invernales y primaverales) en el que se ha llevado a cabo un inventario de los diferentes procesos detectados y su evolución. La información obtenida y sustentada también en los testigos fotográficos permite reconocer cambios de superficie, de dinámica y morfológicos, determinar la localización de diferentes desplazamientos y elaborar un mapa geomorfológico (de Bari *et al.*, 2011; Griffiths y Whitworth, 2012; Whitworth *et al.*, 2005) del deslizamiento.

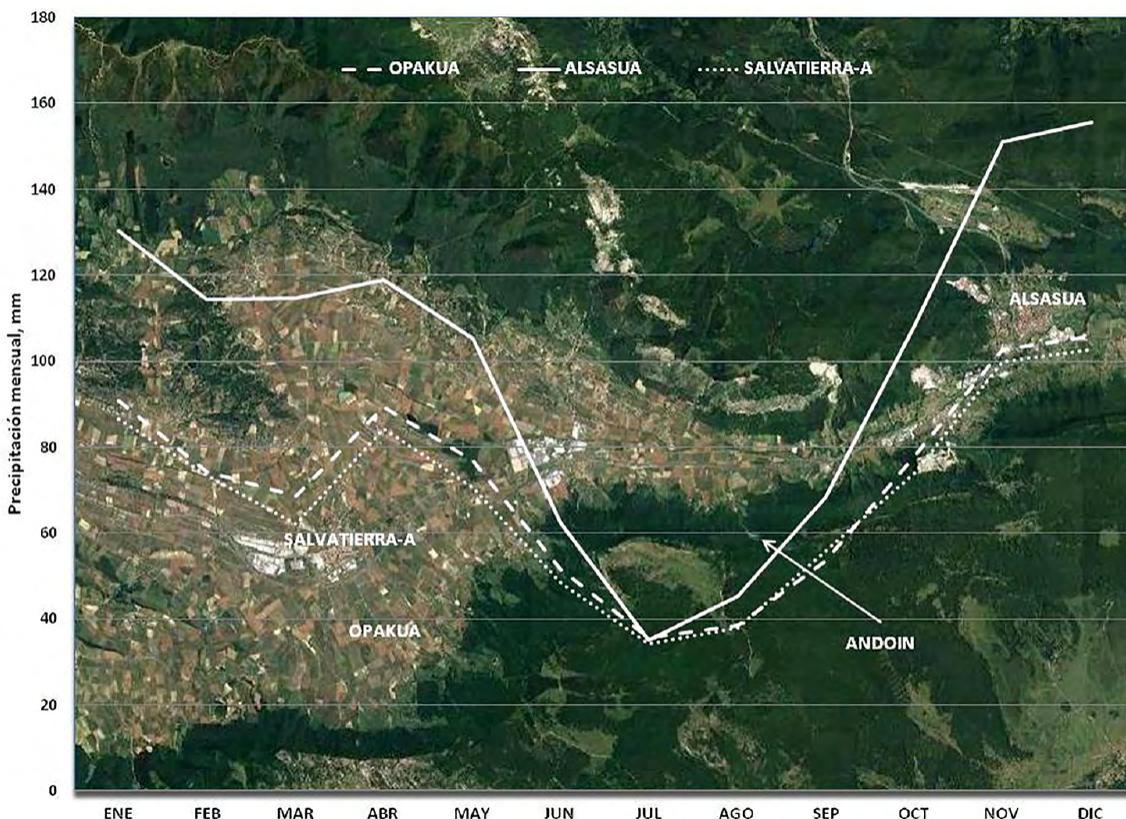


Figura 3: Localización de las estaciones pluviométricas más cercanas a Andoin (Alsasua, Salvatierra-Agurain, Opakua) y precipitación mensual de las mismas.

Figure 3: Location of the rainfall stations closest to Andoin (Alsasua, Salvatierra-Agurain, Opakua) and their monthly rainfalls.

3.2. Datos LIDAR

Respecto a la detección y estimación de cambios topográficos y volumétricos, se han empleado los datos de dos vuelos con sensor LIDAR aerotransportado realizados en las campañas (verano) de 2008 y 2012 por Gobierno Vasco que recopilaron información con resolución de 2 y 1 ptos/m² respectivamente. La precisión de estos datos según sus especificaciones técnicas es de un error medio cuadrático (EMC) planimétrico de 40 cm y altimétrico de 20 cm (IDE de Euskadi, 2009; Gobierno Vasco, 2012). A partir de esta información en forma de nubes de puntos, se han generado dos MDT, de 1x1 m, de mejor calidad según la densidad de los puntos de partida y especialmente en zonas libres de vegetación.

Con anterioridad al tratamiento numérico de la sustracción entre los dos MDT para determinar pérdidas o ganancias de material, se ha tenido en cuenta que en el estudio de fenómenos geoméricamente tan irregulares como el aquí tratado, con zonas de profusa vegetación y pendiente sensiblemente alta, no se puede cuantificar directamente sin filtrar previamente los datos de análisis. Así, en primer lugar y para obtener datos fiables de ganancia o pérdida, la densidad de los puntos de suelo debe ser suficiente en ambos modelos, por lo que se han descartado de la zona de estudio aquellas áreas en las que en alguno de los dos vuelos existiera una densidad de puntos inferior a 0,5 ptos/m² (fundamentalmente causada por la vegetación).

Por otro lado, la pendiente del ámbito de estudio es relativamente alta, con una media de 17° y caracterizada en gran medida por la irregularidad y los cambios de sentido. Por ello, el error altimétrico de 20 cm de EMC considerado en las especificaciones técnicas de los dos conjuntos de datos LIDAR, debe estimarse sensiblemente superior en estas condiciones (Prokešová *et al.*, 2010). Así, y teniendo en cuenta la pendiente y que lo que se cuantifica es la diferencia de dos alturas definidas por la resta de dos modelos digitales del terreno, se ha considerado no cuantificar como pérdida o ganancia válida el intervalo de $\pm 0,5$ m en el resultado.

La bondad de la metodología empleada se ha contrastado con los datos obtenidos aplicando la misma metodología en dos zonas cercanas a la del estudio en las que no se constata en campo e imagen cambio alguno para ese periodo y similares en condiciones de pendiente y falta de vegetación. Los resultados de su cuantificación han sido cercanos o inferiores a 0,5 m.

3.3. Datos pluviométricos

Por su parte, en relación al principal factor de reactivación y movilidad diacrónica de este proceso, la precipitación, se ha llevado a cabo un análisis de la serie de datos 1945-2015 de la estación meteorológica de AEMET de Alsasua. Todas las estaciones del entorno más próximo y ya citadas en el Apartado 2 (Alsasua, 1232 mm; Salvatierra, 829 mm; Opakua, 867 mm), presentan una alta correlación entre sus series de datos ($r=0,98$) pudiendo haber sido utilizadas para este análisis. Pero la mayor similitud fisiográfica en la localización del observatorio de Alsasua (Andoin y Alsasua se ubican en la cabecera del valle-corredor del río Arakil) y la precipitación inferida para Andoin (1.227 mm, similar a la de Alsasua) del Atlas Climático Digital (Ninyerola *et al.*, 2005) han determinado esta elección. Además, se ha tratado específicamente el período 2003-2015 para el seguimiento más exhaustivo que relaciona cambios sustanciales en procesos y

formas en campo con principales eventos de precipitación.

4. Resultados

4.1. La información de las fotografías aéreas

El análisis temporal de las fotografías aéreas muestra cómo ya en 1932 es reconocible un estrecho corredor sin vegetación arbórea que se inicia a los pies del escarpe (Figura 4). En 1946 el área de inestabilidad aumenta ocupando 4 ha aproximadamente y manteniéndose 10 años después. En cambio, en la imagen de septiembre de 1968 es apreciable el desprendimiento de rocas de la cabecera con una amplia área sin vegetación que corresponde a la masa deslizada y un flujo que llega hasta el cauce del arroyo. Las sucesivas imágenes de la última década han permitido reconocer el carácter dinámico de este proceso que actualmente tiene una longitud de 750 m y como ya se ha adelantado, 7 ha de superficie.

En el análisis de las ortofotografías de la última década y atestiguado en campo se observa para esa escala la evolución de diferentes cuerpos del movimiento (Figura 5): el desplazamiento de la colada de flujo (Desplazamiento entre 2003-2015), la aparición de nuevas formas en pando (Formas lobulares convexas en 2012), el desgarro y transporte de diferentes islas con suelo y vegetación por deslizamiento (Desplazamientos entre 2004-2015 y 2007-2015) o la aparición de nuevos deslizamientos (Deslizamientos en 2012 y 2013) y desprendimientos (Desprendimiento en 2013) que indican su carácter activo e informan sobre su alta movilidad.

4.2. El mapa geomorfológico y su descripción

El mapa geomorfológico realizado utilizando como base la fotografía aérea de 2013 y sobre la información recogida en el trabajo de campo y la obtención de fotografías en el mismo, ilustra la diversidad de procesos y su resultado morfológico (Figuras 6).

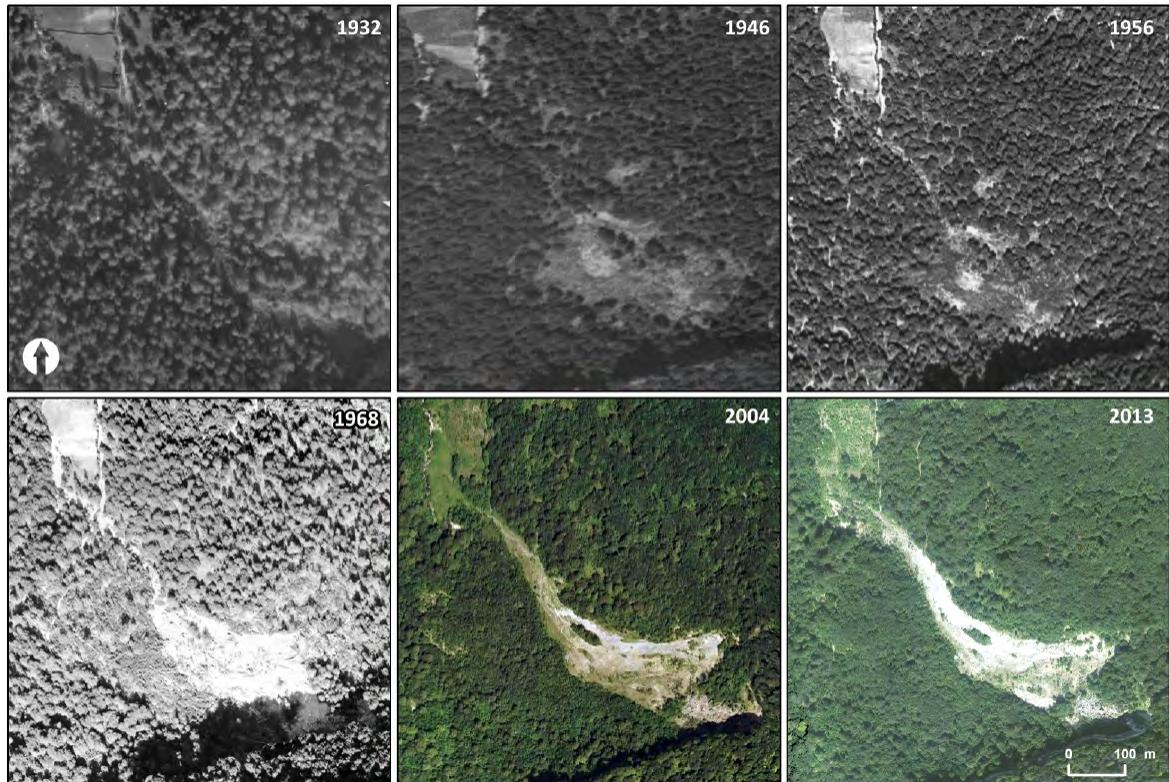


Figura 4: Fotografías aéreas que muestran la evolución de la inestabilidad desde 1932.
 Figure 4: Aerial photographs showing the evolution of the unstable area since 1932.

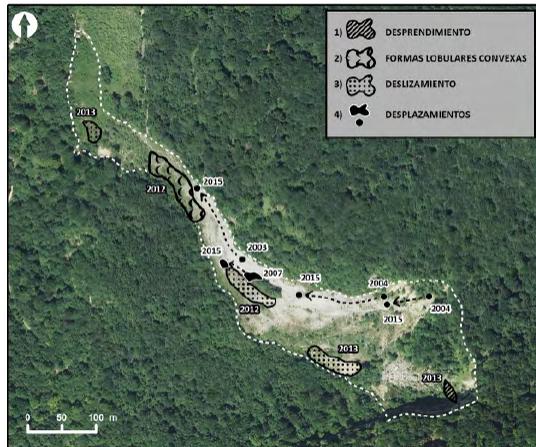


Figura 5: Mapa mostrando los cambios observados desde 2003 en ortofotografía aérea y corroborados en trabajo de campo. Se indican los cambios y la fecha de su detección.

Figure 5: Map showing the changes observed since 2003 in aerial orthophoto and corroborated by fieldwork. Types of change and dates thereof are indicated.

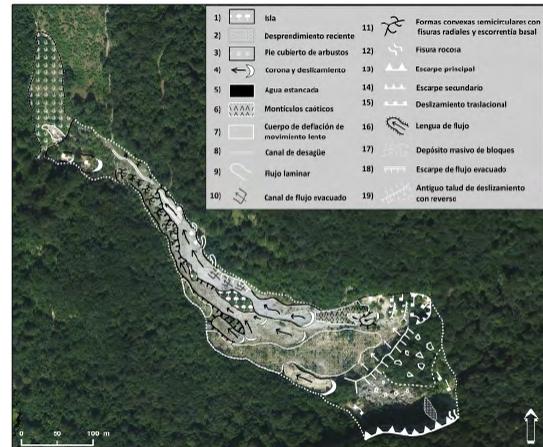


Figura 6: Mapa geomorfológico del deslizamiento de Andoin.

Figure 6: Geomorphological map of the landslide in Andoin.

Se trata de un movimiento con un desnivel de 268 m que se reactiva con el desprendimiento en el frente de cuesta de calizas dolomíticas (Coniacense-Daniense) propiciada por la presencia de numerosas fracturas y un cambio de permeabilidad en la base (margocalizas, calca-rentas y areniscas calcáreas mastrichtienses y margas y calizas margosas campanienses) en un área ya inestable. Así lo demuestran las fotografías aéreas históricas como la topografía a escala de detalle ya que en campo se aprecia un antiguo talud de deslizamiento rotacional con reverso (—Tipo 19— Figura 6) que queda oculto por el bosque. El escarpe actual, de 140 m de longitud, muestra numerosos agrietamientos (Figura 7A) en su extremo derecho y tiene un carácter activo con desprendimientos recientes (2013).

La zona de deflación (Ayala-Carcedo y Andreu, 1987) está compuesta por un ámbito central con un cuerpo de deslizamiento rotacional cubierto de bloques de gravedad métricos en disposición caótica sobre y desbordando el escarpe secundario. A ambos lados del mismo los flancos crecen a expensas de procesos planares que alimentan los cuerpos principales del deslizamiento y dibujan pequeños escarpes semicirculares. El margen derecho, con mayor presencia de componente arcilloso y siguiendo la línea de cicatriz de una ruptura relictas, es más activo, con múltiples deslizamientos, presencia de estanques, islas de vegetación, regolito y suelo que son desgarrados y transportados dibujando relieves irregulares (*hummocky reliefs*) (Figura 7B). En este sector el material margoso (Campaniense-Mastrichtiense) tiene un alto porcentaje de mineral esmectita (illita 24 %, esmectita 74 %, caolinita 2 %; Hernández, 2012) cuya característica es que tiene mayor capacidad de adsorción que otras arcillas y se hincha (pudiendo expandirse entre un 20 y un 50 % en volumen, Nufher *et al.*, 1997). Además, esa capa humectada o difusa facilita la disminución de los valores de cohesión y adhesión (Yilmaz y Karacan, 2002) y por tanto favorece el deslizamiento de unas partículas sobre otras (Marín y Desir, 2006). En estas condiciones

de elevada plasticidad y favorecido por la pendiente, los parámetros de resistencia al movimiento van evolucionando y el ángulo de fricción o rozamiento va disminuyendo su valor generando el deslizamiento (Yilmaz y Karacan, 2002; Marín y Desir, 2006). En este sector se suceden dos grandes escarpes de deslizamiento a cuyos pies las margas se licúan y adquieren carácter fluido (Figura 7C). Por su parte, el cuerpo central e izquierdo exhiben mayor número de bloques y cantos y la dinámica está más ralentizada, aunque se han producido nuevos deslizamientos en 2012 y 2013 (Figura 7D).

El área de deflación da paso a un ámbito de procesos de flujo con características también diferentes entre margen derecho e izquierdo. En el primero la masa arcillosa arriba desprendida, deslizada y embebida en agua, aumenta su peso específico y ayudada por la pendiente y las recargas de precipitación, se desarrolla como un flujo de barro margoso que progresa sobreimponiéndose sobre el cuerpo de deslizamiento y en ocasiones sobre la ladera vegetada y no activa; y también se modifica rellenando, vaciando y expandiéndose paulatinamente en función de las entradas de agua estacionales (Figura 7E,F). A medida que se va desecando aparecen numerosas grietas de retracción y se desarrolla el equisetos como principal tapiz vegetal. De su pie desaguan multitud de regueros que confluyen en un único canal que también socava con múltiples deslizamientos laterales la antigua masa desplazada.

El margen izquierdo y el corredor central corresponden a un cuerpo deslizante con un perfil en pandeo donde también, en respuesta al aumento de cantidad de agua tras los períodos más húmedos, la dinámica es el abombamiento irregular del conjunto de la masa y el avance viscoso y en multitud de lóbulos (*semicircular step-like morphology*) (Figura 7G) a los pies de los cuales hay desagües formando pequeñas depresiones que vuelven a rellenarse con los materiales más finos del arrastre en respuesta a precipitaciones intensas.

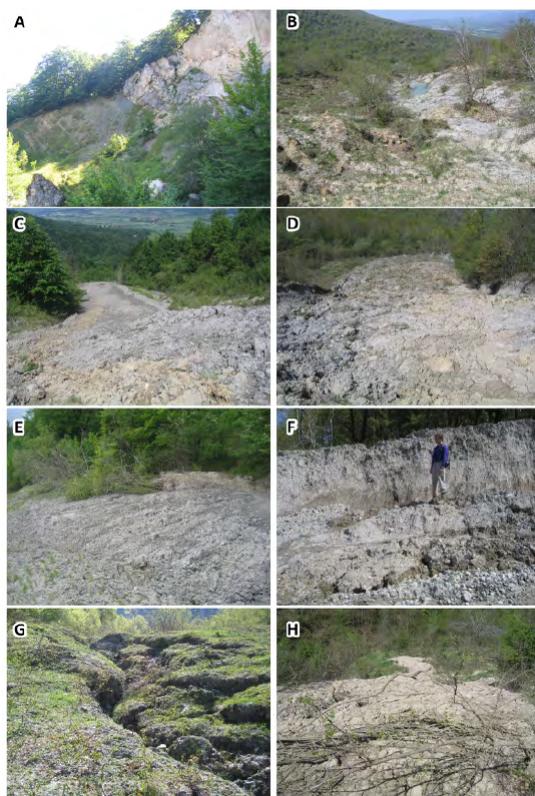


Figura 7: Ejemplos de la dinámica y morfologías resultantes durante el período 2003-2013. A. Grietas de tensión en corona, B. Relieves irregulares o caóticos, C. Flujo margoso, D. Deslizamiento reciente en *melange* de bloques y arcillas, E. Flujo con formas radiales, F. Canal de flujo evacuado, G. Morfologías convexas semicirculares, H. Flujos superficiales (fotos de A: 19/05/2003, B: 25/05/2007, C: 23/05/2008, D: 13/05/2011, E: 18/05/2012, F,G,H: 25/05/2013).

Figure 7: Examples of the resulting dynamics and morphologies during the period 2003-2013. A. Tensión cracks in crown, B. Hummocky reliefs, C. Mud flow, D. Recent landslide in melange of blocks and clays, E. Flow with radial forms, F. Evacuated flow channel, G. Semicircular step-like morphologies, H. Sheet flows (photos of A: 19/05/2003, B: 25/05/2007, C: 23/05/2008, D: 13/05/2011, E: 18/05/2012, F, G, H: 25/05/2013).

Tanto en las zonas deslizadas como en las de flujo se pueden distinguir numerosas grietas de tensión tanto transversales como radiales, de desecación y superficies de fricción; todos ellos testigos de la mecánica del proceso. El cuerpo final llega hasta los márgenes del arroyo La Tobería donde con una mayor presencia de vegetación arbustiva (*Crataegus*

monogyna y *laevigata*, *Prunus spinosa*, *Rosa spp.*) también se han observado deslizamientos planares y flujos superficiales (Figura 7H).

4.3. Las técnicas LIDAR en el análisis cuantitativo

Dadas las características de los datos LIDAR existentes sólo ha sido posible cuantificar parcialmente el deslizamiento y para un período concreto de 5 años. De los 70.240 m² que ocupa el movimiento de ladera de Andoin, únicamente 20.593 m² (29,32 %) superan el umbral de 0,5 pts/m² de densidad de puntos de suelo para los vuelos LIDAR de 2008 y 2012, y permiten por tanto cuantificar los cambios altimétricos y volumétricos correspondientes. De esa superficie, 13.554 m² registran cambios altimétricos en el intervalo $\pm 0,5$ m, con valores cuya fiabilidad puede ser limitada.

Las superficies que entre 2008 y 2012 registran una reducción altimétrica superior a -0,5 m ocupan 1.397 m² (6,8 % de la superficie con densidad de puntos suficiente) y aquellas en las que hay un aumento mayor a +0,5 m incluyen 5642 m² del deslizamiento (27,39 % de la zona cuantificada). Atendiendo a modificaciones volumétricas, y obviando el rango $\pm 0,5$ m, en el deslizamiento y para ese periodo, está constatada una merma de 1.249,75 m³ frente a una ganancia de 5.595,94 m³ y da idea del carácter dinámico del proceso y de la capacidad expansiva del sustrato margoso humectado. La lectura en la imagen resultado (Figura 8), en las ortofotografías y la información del trabajo de campo realizado atestiguan la localización y el carácter de estos cambios estimados a partir de los MDT. La disminución de volumen se produce en los tramos alto y medio, donde se localizan los deslizamientos y el achique de los flujos. La ganancia tiene lugar en las zonas donde las margas se humectan y se expanden, donde se desarrollan morfologías lobulares, en los lugares de avance de los flujos y, aunque en menor medida, allí donde se producen nuevos escarpes de retroceso tras un deslizamiento.

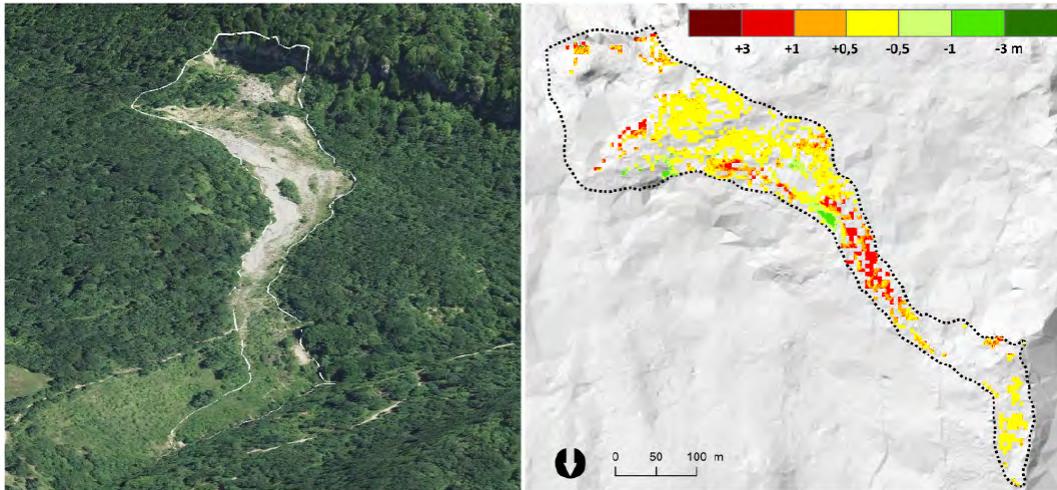


Figura 8: Imagen y mapa del deslizamiento con los cambios altimétricos constatados entre 2008 y 2012 obtenidos a partir de los datos de los vuelos LIDAR.

Figure 8: Image and landslide map with altimetric changes recorded between 2008 and 2012, obtained from the LIDAR flight data.

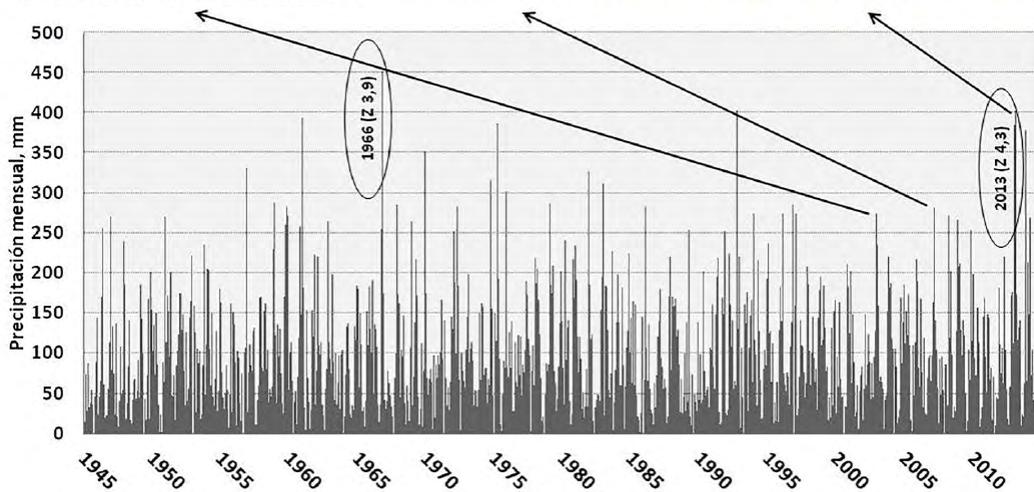


Figura 9: Valores de precipitación mensual en la estación meteorológica de Alsasua desde 1945 y ejemplo de reflejo en imágenes fotográficas de cambios producidos en una misma zona tras diferentes eventos de precipitación. 2003: flujo laminar, 2008: lengua de flujo convexa, 2013: vaciado del canal de flujo.

Figure 9: Monthly rainfall values at the Alsasua weather station since 1945 and an example of a reflection in photographic images of changes in the same area after different rainfall events. 2003: sheet flood, 2008: convex-flow tongue, 2013: evacuated flow channel.

4.4. Análisis descriptivo de la precipitación como factor desencadenante y condicional de la movilidad

Este movimiento de ladera fue descrito como un proceso iniciado en 1968 (Corral y Alonso, 1988) aunque la imagen de la fotografía aérea realizada ese año ya muestra el desprendimiento masivo del escarpe y una amplia mancha sin vegetación, y por tanto hay que fecharlo con anterioridad. El análisis de la

precipitación del observatorio de Alsasua (Figura 9), realizado desde la década de los 40, indica que el registro anual de 1968 como de 1967 (1.089 mm y 983 mm respectivamente) está en el percentil <20 (Tabla 1). En cambio, el año 1966 (1.684 mm) ocupa el percentil 95 (Trenberth *et al.*, 2007; Fernández-Montes *et al.*, 2013). Atendiendo además a la precipitación mensual, en noviembre de 1966 se registraron 451,8 mm (Z 3,9), máximo valor de la serie. Por ello se estima que el despren-

Tabla 1: Precipitación anual (Alsasua) ordenada por percentiles, valores mensuales del percentil 95 y valor máximo mensual registrado y año.

Table 1: Annual precipitation (Alsasua) ordered by percentiles, monthly values of percentile 95 and maximum monthly value recorded and year.

Valores de precipitación anual ordenados (mm)											
Año	P	Año	P	Año	P	Año	P				
2013	1912,5	1997	1333,9	1987	1180	1950	1029,7				
1966	1683,6	1982	1313	1983	1179,8	1963	1026				
1959	1646,2	2015	1309,5	1981	1178,8	1976	1023,6				
1979	1631,3	2009	1306,3	2010	1173,6	1990	1020,7				
1992	1622,2	1978	1305,2	2012	1171,6	1986	998,7				
1975	1557,1	1998	1304,5	1999	1160	1964	985,5				
2008	1494,2	1974	1303,7	1994	1158	1967	983				
1952	1492,3	2003	1300,6	1977	1141,7	2011	967,7				
2014	1484,5	1969	1271,7	1953	1129,1	1947	966,9				
1972	1481,9	1954	1262,8	1946	1127	1985	913,5				
1996	1477,6	1988	1256,8	1956	1123,2	2006	911,8				
1960	1427	2004	1240,6	1973	1123	1955	899,7				
1980	1422,2	1949	1237,1	1995	1122,7	1970	881,5				
1993	1418	2007	1232,5	1971	1117,6	1989	858,5				
1958	1376,3	2002	1232	1968	1088,9	2001	840,2				
2005	1365	1951	1228,4	2000	1085,7	1945	832				
1991	1349,9	1962	1195,9	1957	1072,7	1948	769,4				
1984	1345,5	1965	1181,2	1961	1046,9						
Percentil < 20		<40		<60		<80		<95		>95	
Percentil 95: Valores mensuales (mm)											
E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
263,4	211,8	255,1	216,7	195,5	141,4	97,5	100,1	160,8	256,7	293,7	300
Percentil 95: Valor máximo mensual (mm), año y Z correspondiente											
384,7	403,7	386,6	282	256,9	175,8	118,1	227,5	171,1	315,9		
2013	2013	1975	1972	1946	1993	1977	1983	1959	1974		
Z 3,3	Z 4,3	Z 3,9	Z 2,9	Z 3	Z 2,8	Z 2,8	Z 5,2	Z 2,3	Z 2,7		

dimiento, y tras él la reactivación de deslizamientos y flujos, debió de producirse en el invierno de 1966-67 y fruto de ese período de lluvias (octubre en el límite del percentil 95, registró 255 mm).

Por su parte, como condicionante de la movilidad actual, también se ha realizado un análisis para el intervalo 2003-15 coincidiendo con el seguimiento en campo. En ese tiempo los períodos (octubre-mayo) más lluviosos en orden de magnitud han sido 2012-13, 2008-9 y 2003-4; y atendiendo a los registros mensuales, enero y febrero de 2013 (384,7 mm y 403,7 mm), marzo de 2007 (280,7mm) y marzo y noviembre de 2008 (271,5 mm y 265,6 mm) tienen los mayores cómputos. En todos ellos, el seguimiento anual en campo tras el período lluvioso octubre-mayo, ha permitido observar variedad de respuestas cinemáticas. Como ejemplo, queda reflejado en imágenes el cambio que se produce en un mismo sector tras tres períodos de precipitaciones cuantio-

sas (Figura 9): desarrollo de un flujo laminar (2003), progreso de una gran lengua de flujo (2008) y vaciado de la misma (2013). Para el conjunto del área de análisis se ha constatado toda una diversidad de cambios reconocidos en campo y en fotografía aérea como son, entre otros, ganancias y pérdidas volumétricas en flujos, traslado de cuerpos rocosos y vegetación en zonas de flujos y deslizamientos, marcas de tracción y grietas de desecación, depresiones lagunares que se forman y desaparecen de un período de lluvias a otro y relieves caóticos móviles sobre masas que se deslizan (Ormaetxea *et al.*, 2013). Como ejemplo también, tras el evento más lluvioso de toda la serie analizada (enero y febrero de 2013) se produjo una reactivación en la zona distal del deslizamiento con flujos laminares, deslizamientos planares con márgenes claros marcados por las huellas del rozamiento; una reactivación también en el cuerpo de flujo central con numerosos lóbulos muy viscosos en su margen izquierdo con grietas de adap-

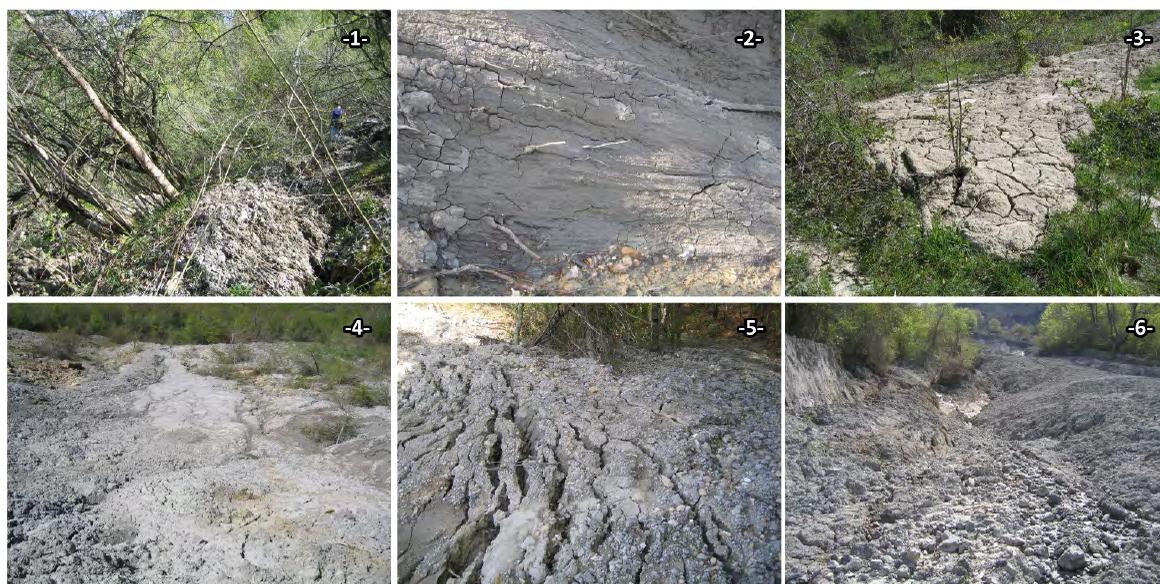


Figura 10: Ejemplos de los efectos en la dinámica del deslizamiento de Andoin en 2013. 1. Grietas transversales a la dirección del movimiento y vuelco de la masa desprendida, 2. Superficies de rozamiento que indican dirección y profundidad de la masa desplazada, 3. Flujos laminares con grietas de desecación, 4. Aumento de la fluidez de la masa margosa, 5. Grietas de tracción laterales, 6. Nueva colada de flujo sobre canal previamente vaciado.

Figure 10: Examples of the effects on the dynamics of landsliding in Andoin in 2013. 1. Cracks transverse to the direction of movement and overturning of the detached mass, 2. Friction surfaces indicating direction and depth of the displaced mass, 3. Laminar flows with mud cracks, 4. Increased fluidity of marly mass, 5. Lateral transverse ridges, 6. New flow cast in previously emptied channel.

tación y una lengua muy fluida en el derecho que desencadenaba también deslizamientos, cargas (islas, árboles y bloques) en transporte y profundas grietas laterales (Figura 10).

5. Discusión

El deslizamiento de Andoin, o como lo llaman allí, “*el corrido*”, es el producto de un proceso de reactivación a partir de un desprendimiento masivo, de un antiguo deslizamiento que, en vano, los vecinos han tratado de fijar plantando árboles.

Esta ladera presenta algunas de las características recogidas por diferentes autores (Sidle y Ochiai, 2006) que inducen a la inestabilidad. La alta permeabilidad de las calizas de cabecera crea sobre las margas, muy poco permeables, un espacio saturado en agua que, unido a la fisuración, debilitan el escarpe favoreciendo los desprendimientos. Testigo de estos factores es el *continuum* de depósitos con este carácter que tapiza el pie de escarpe de la Sierra de Entzia y su continuación en Navarra (Sierra de Urbasa). La disposición de materiales muy permeables sobre impermeables se repite en buena parte de las sierras que configuran la *Cuenca Vasco-Cantábrica* en las que también hay constancia de grandes deslizamientos a partir de un desprendimiento masivo (Elósegui, 1976; Aparicio *et al.*, 1987; Nuhfer *et al.*, 1997).

Al gran volumen del desprendimiento que condiciona las dimensiones de la zona inestable por sobrecarga, hay que añadir otros factores que influyen además en la diversidad de procesos: 1) la presencia de fallas que coinciden con la zona de ruptura y de fisuras de tensión por el descalce en cabecera, 2) el escarpe semivertical generado debajo de la corona, 3) los altos valores de buzamiento en sentido perpendicular a la pendiente, 4) la alternancia litológica y de condiciones de permeabilidad arriba mencionados y 5) el agua de infiltración que rezuma en este sector. El enclave superior de la ladera deslizada, según entrevistados en Andoin, recibe el nombre de “*ardoca*”, antigua voz alavesa que indica manantial intermiten-

te o terreno encharcado en el monte (López de Guereñu, 1998) coincidiendo la toponimia con las condiciones aparentes de la fotografía aérea histórica. Debido al fuerte contraste de permeabilidades, el agua de percolación se canaliza a techo de los niveles de baja permeabilidad, al igual que se ha observado en otras zonas (Azañón *et al.*, 2013), y surge en la ladera acumulándose en pequeñas represas o estanques de los que se embeben los materiales arcillosos. Pero además debió de haber un cambio en las condiciones hidrológicas tras el desprendimiento de parte del escarpe calizodolomítico producido en la década de los 60, que propicia la presencia de mayor cantidad de agua. Este hecho determina procesos físico-químicos analizados por diversos autores (Van Asch *et al.*, 1999; Hasegawa *et al.*, 2009) y que aquí se reproducen: por un lado, aumenta la presión en poro disminuyendo la cohesión y favoreciendo los deslizamientos posteriores y por otro, atendiendo al control mineralógico, el alto contenido de esmectitas de las margas y margocalizas favorece la incorporación de moléculas de agua y el hinchamiento, deformación y fluidez de la masa arcillosa (Figura 11).

También, como se indica en el inicio del epígrafe, esa caída masiva de bloques calizodolomíticos no es la causa inicial de desestabilización de la ladera. La condición de amplia área inestable está registrada en las fotografías aéreas históricas y se ha reconocido en campo, bajo el bosque, la presencia de morfologías fósiles (taludes, pendientes en retro y bloques rocosos) indicadoras de un deslizamiento antiguo, al igual que ocurre en otros ejemplos (Van Westen y Lulie, 2003). Así, atendiendo a estos testigos, el proceso iniciado en la década de los 60 puede considerarse como una reactivación (WP/WLI, 1993) de una dinámica pretérita que estaba latente como lo atestiguan las imágenes de 1932, 1946 y 1956.

En relación al seguimiento del proceso actual, el reconocimiento anual *in situ* y el uso de ortofotografías para ese tiempo han permitido observar cómo el aumento de la superficie del mismo se debe más que a un avance en

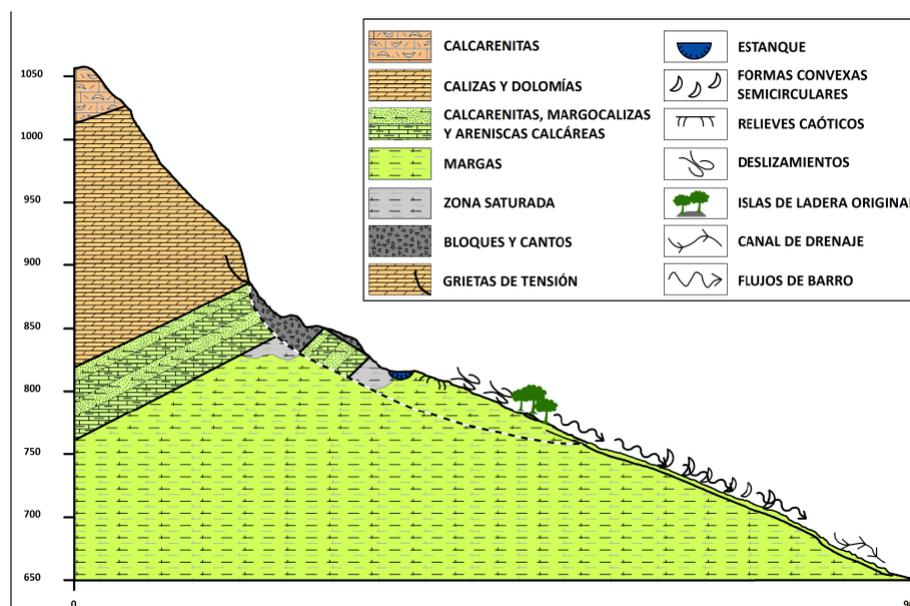


Figura 11. Perfil geológico y geomorfológico simplificado de la ladera de Andoin.
 Figure 11: Geological and geomorphological simplified profile of the Andoin slope.

sentido regresivo (Garrido *et al.*, 2013), a una ampliación (*widening*) en los márgenes de cabecera (WP/WLI, 1993), principalmente en el derecho, donde coinciden la zona de fractura, el extremo del bloque deslizado relicto y la surgencia de agua infiltrada. Concretamente el proceso de rotura más activo y fuente del principal pasillo de deslizamientos y flujos, es la cabecera del flanco derecho en la base del paleoescarpe, donde se concentran las arcillas montmorilloníticas (esmeclitas) arriba mencionadas que, al contacto con el agua, se expanden y colapsan, tal como se aprecia en otros deslizamientos (Azañón *et al.*, 2013).

Por su parte la utilización de diferentes MDT ha permitido estimar cambios relativos a altimetría y expresarlos como volúmenes aproximados, al igual que se ha realizado en los Cárpatos (Prokešová *et al.*, 2010). A partir de los datos LIDAR existentes sólo se han conseguido cartografiar y cuantificar parcialmente los movimientos ocurridos entre 2008 y 2012, pero sí han confirmado el carácter dinámico del proceso. Evidentemente, para poder hacer un seguimiento completo del deslizamiento como se ha realizado en otros casos (de Bari *et al.*, 2011), hubiera sido necesario

disponer de nubes de puntos más densas obtenidas, además de por sensores LIDAR, por técnicas fotogramétricas de suficiente calidad y que ya se están implementando (Jaboyedoff *et al.*, 2012). Entre otras posibilidades, el actual desarrollo tecnológico ofrece sensores que con su montaje en vehículos aéreos no tripulados (UAVs) (Fernández *et al.*, 2014) o los escáneres láser terrestres y las técnicas de interferometría radar (Du y Teng, 2006; Galve *et al.*, 2015) permitirían obtener información más detallada sobre los cambios en el terreno, de gran potencial para el seguimiento de este movimiento en el futuro.

Respecto al factor desencadenante del proceso actual, se ha considerado que la precipitación de noviembre (451 mm) de 1966, en el percentil 95 y máximo de la serie de datos, es principal agente del desprendimiento del escarpe de Andoin, corroborado además por la fotografía aérea de 1968 que ya recoge este hecho. Con anterioridad a esa fecha de 1966 (datos desde 1945) no se encuentra ningún valor de percentil 95 hasta noviembre de 1956, pero ese cómputo (332 mm) no es suficiente para inducir el desprendimiento como lo demuestra la imagen aérea de 1957.

Para el periodo de trabajo de campo, 2003-2015, se ha realizado un análisis de la precipitación que se ha limitado a analizar los cómputos mensuales y anuales y relacionarlos con las dinámicas y testigos cinemáticos localizados en campo en el mes de mayo. Un ejercicio de integración de carácter descriptivo de la información recogida en campo y de la interpretación de los datos de lluvia, entendiendo que el papel de la precipitación y sus consecuencias hidrogeológicas son mucho más complejas (Gariano y Guzzetti, 2016), como lo es este proceso polifásico activo y con múltiples tipologías de movimiento. En aquellos años que se han registrado algún mes o varios, precipitaciones superiores a los 200 mm, se han constatado al final del periodo de lluvias y aquí expuesto, los mayores cambios morfológicos y de dinámicas en el movimiento; especialmente en 2013 cuando la precipitación mensual de enero y febrero fue respectivamente, el valor máximo del percentil 95.

Finalmente, las consecuencias del deslizamiento en el sistema territorial, a diferencia de otros ámbitos de la Comunidad Autónoma del País Vasco (Bornaetxea *et al.*, 2016), han sido leves: la rotura de una conducción de agua del arroyo de La Tobería, el aumento de turbidez en el mismo y la presencia ocasional de ganado atrapado en el fango y árboles muertos. Asimismo, la lejanía respecto a las principales infraestructuras de comunicación o al núcleo de población determina que no haya sido considerado como riesgo y por tanto no se implementen medidas de carácter estructural. Así, mientras no se consigan rebajar los niveles freáticos captando y desviando los puntos de rezume de agua como se ha propuesto en ejemplos similares (Aparicio *et al.*, 1987), la ladera de Andoin seguirá siendo inestable.

6. Conclusiones

El deslizamiento de Andoin es un espacio de inestabilidad ya constatada en la fotografía aérea de 1932 y que ha ido aumentando su superficie y actividad a partir de un desprendimiento masivo del escarpe de cabecera

producido a finales de la década de los 60.

El método empleado de trabajo de campo y de consulta temática ha permitido reconocer de forma cualitativa los principales factores que intervienen en su dinámica. Las evidencias geomorfológicas indican un proceso antiguo de deslizamiento que se reactiva por el desprendimiento masivo de los 60. El análisis dendrocronológico de los árboles (Van Den Eeckhaut *et al.*, 2007) que ocultan ese testigo ayudaría a estimar su edad. Se ha obtenido además información cualitativa de tipologías de movimiento y de medida de cambios en ubicación de las mismas que requerirían de la implementación de diferentes técnicas de monitorización como ya se está realizando en otros movimientos de ladera (Mora *et al.*, 2003; Gascón *et al.*, 2013; Giordan *et al.*, 2013; Uhlemann *et al.*, 2016).

Se constata también que la existencia de diferentes discontinuidades tectónicas y grietas de tensión favorecen la persistencia de las condiciones de inestabilidad de la corona calizo-dolomítica. Por su parte las características texturales y de porosidad de las capas superiores favorecen la infiltración del agua de precipitación que surge en el contacto trastocado por el antiguo escarpe de deslizamiento y el posterior desprendimiento, entre materiales permeables e impermeables y cambia las condiciones de resistencia al movimiento de este sector de cabecera. Así propicia, tras períodos lluviosos en que aumenta el nivel freático y la cantidad de agua, diversas respuestas cinemáticas como deslizamientos planares y rotacionales, desgarres y traslado de retazos de la ladera formando relieves caóticos y flujos de barro. Para determinar de manera cuantitativa el efecto de esos factores se concluye en la necesidad de realizar, además de ensayos geotécnicos y de estudios de estabilidad, análisis que implementen métodos geofísicos y de los que hay diversos ejemplos (Yilmaz *et al.*, 2002; Yesares *et al.*, 2004; Garrido *et al.*, 2013; Merrit *et al.*, 2014).

El trabajo aquí presentado, continuando con su carácter eminentemente descriptivo, ha

relacionado la información recogida en el terreno y en fotografía aérea digitalizada con la interpretación de los datos mensuales y anuales de lluvia. Por ello se asume también que sería necesario considerar el análisis de agua de infiltración y percolación; así como determinar la zona de ruptura utilizando técnicas ya desarrolladas para otros ámbitos (Thiebes, 2012).

El seguimiento en campo y en fotografías aéreas digitalizadas, y el análisis, este sí cuantitativo, de los cambios producidos entre los Modelos Digitales del Terreno de 2008 y 2012, corroboran que la actividad en la ladera de Andoin es continua y con pulsos de mayor intensidad en los meses posteriores a periodos de alta precipitación. Una actividad que no cesa, que evoluciona aumentando su superficie porque las condiciones fisiográficas, estructurales como hidrogeológicas se mantienen, habiendo aporte de agua en la cabecera del movimiento, materiales propensos a cambiar sus condiciones químicas y físicas en su presencia, una orientación de la ladera que facilita el mantenimiento del grado de humedad y una antigua superficie de deslizamiento por donde las masas móviles se desplazan con toda una amalgama de tipologías cinemáticas.

Agradecimientos

Este trabajo ha contado con la aportación del Grupo de Investigación Consolidado del Gobierno Vasco IT622-13 y la UFI 11/09 Cuaternario: Cambios Ambientales y Huella Humana. Nuestro agradecimiento a las personas entrevistadas como informantes Jesús María Galbete, Jesús López de Munain, Jose María Martínez de Ilarduya y Jose Luis Pérez de Albeniz y a las que nos han ayudado en la parte gráfica, M^a Luz Learreta y acompañado en el trabajo de campo, Elena Díaz y Pablo Aldai.

Bibliografía

Ábalos, B. (2016). Geologic map of the Basque Cantabrian Basin and a new tectonic interpretation of the Basque Arc. *International Journal of Earth Sciences*, 105, 1-28. (publicado on-

line, 25-01-2016). <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1291-6>

- Ayala-Carcedo, F. J.; Andreu, F. J. (1987). *Manual de Ingeniería de Taludes*. Instituto Geológico y Minero de España, Serie: Guías y Manuales nº 3, Madrid 456 pp.
- Arroyo, P.; García, A. (2003). Movimientos de ladera y precipitaciones extraordinarias en la Omaña Alta (Cordillera Cantábrica, Noroeste de León). *Cuaternario y Geomorfología*, 18 (3-4), 43-54.
- Aparicio, V.; Ayala, F.J.; Sanz, E. (1987). Análisis del deslizamiento de Inza (Navarra) de 1714-15. *Boletín Geológico y Minero*, 96 (3), 112-122.
- Azañón, J.M.; Castro, J.; Lamas, F.J.; Rodríguez-Peces, M.J.; Ureña, C. (2013). Papel del agua subterránea en la concentración de arcillas de elevada plasticidad a la base de deslizamientos (caso de Diezma, Granada, España). En: *VIII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables* (E. Alonso, J. Corominas, M. Hürlimann, eds.). CIMNE, Palma de Mallorca, 281-289.
- Barnolas, A.; Pujalte, V. (2004). La Cordillera Pirenaica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.). Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 233-241.
- Bonachea, J. (2006). Desarrollo, aplicación y validación de procedimientos y modelos para la evaluación de amenazas, vulnerabilidad y riesgo debidos a procesos geomorfológicos. Tesis doctoral, Universidad de Cantabria, Santander, 356 pp.
- Bornaetxea, T.; Ormaetxea, O.; Antigüedad, I. (2016). Modelo de susceptibilidad de deslizamientos superficiales para la cuenca del río Oria (Gipuzkoa). Aplicación de la regresión logística y comparación de resultados con estudios precedentes. En: *Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro. Actas de la XIV Reunión Nacional de Geomorfología* (J.J. Durán, M. Montes, A. Robador, A. Salazar, eds.). Instituto Geológico y Minero de España, Málaga, 213-220.
- Cardenal J.; Mata, E.; Pérez, J.L.; Delgado, J.; González, A.; Díaz, J.R.; Olagüe, I. (2008). Detección y cuantificación de cambios geomorfológicos a partir del análisis de vuelos históricos. *GeoFocus*, 9, 150-165.
- Corominas, J. (2006). El clima y sus consecuencias sobre la actividad de los movimientos de ladera en España. *Cuaternario y Geomorfología*, 20 (3-4), 89-113.

- Corral, C.; Alonso, J. (1988). Movimientos de ladera en la vertiente norte de la Sierra de Entzia (Andoin, Álava). Descripción y valoración de riesgos geológicos. Primera comunicación. *Estudios Instituto Alavés de la Naturaleza*, 3, 7-26.
- Crosta, G.B.; Frattini, P. (2003). Distributed modeling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazards and Earth System Science*, 3, 81-93. <https://doi.org/10.5194/nhess-3-81-2003>
- Cruden D.M.; Varnes, D.J. (1996). Landslide types and processes. En: *Landslides investigation and mitigation* (A.K. Turner, R.L. Schuster, eds). Transportation research board, US National Research Council. Special Report 247, Washington, DC, Chapter 3, pp. 36-75.
- Dai, F.; Lee, C. (2001). Frequency-volume relation and prediction of rainfall induced landslides. *Engineering Geology*, 59, 253-266. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(00\)00077-6](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(00)00077-6)
- De Bari, C.; Lapenna, V.; Perrone, A.; Puglisi, C.; Sdao, F. (2011). Digital photogrammetric analysis and electrical resistivity tomography for investigating the Picerno landslide (Basilicata region, southern Italy). *Geomorphology*, 133 (1-2), 34-46. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.013>
- Del Olmo, P.; Portero, J.M.; Carreras, F.; Ramírez del Pozo, J. (1978). *Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 2ª Serie (MAGNA), Hoja de Salvatierra*. IGME. Servicio de Publicaciones Ministerio de Industria, Madrid.
- Díaz, E.; Sáenz de Olazagoitia, A.; Ormaetxea, O.; Ibisate, A. (2012 a). Análisis de factores de desestabilización de laderas en dos cuencas del ámbito atlántico: Sollube-Mape (Bizkaia) y Ramaio (Alava). *Cuaternario y Geomorfología*, 26 (1-2), 171-190.
- Díaz, E.; Sáenz de Olazagoitia, A.; Ormaetxea, O.; Ibisate, A. (2012 b). Recursos hídricos: sistema de laderas. En: *Cambio climático. Impacto y Adaptación en la Comunidad Autónoma del País Vasco*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz, 29-38.
- Diputación Foral de Gipuzkoa (1987). *Estudio de riesgos naturales del Territorio Histórico de Gipuzkoa*. Dirección General de Medio Ambiente. Informe inédito.
- Diputación Foral de Gipuzkoa (2007). *Elaboración de modelos de predicción de riesgos naturales de incendios, deslizamientos e inundaciones en el Territorio Histórico de Gipuzkoa*. Dirección General de Medio Ambiente. Informe inédito.
- Domínguez-Cuesta, M.J.; Francos, L.; Jiménez-Sánchez, M. (2012). Movimientos de ladera asociados a las lluvias de junio de 2010 en Asturias: umbrales para su desencadenamiento. En: *Avances de la Geomorfología en España 2010-2012*, (A. González Díez, coord.). UC, Santander, 61-64.
- Du, J.C.; Teng, H.C. (2006). 3D Laser scanning and GPS technology for landslide earthwork volume estimation. *Automation in Construction*, 16(5), 657-663. <https://doi.org/10.1016/j.autcon.2006.11.002>
- Elósegui, J. (1976). El "terremoto" de Inza (1717-1715). *Cuadernos de etnología y etnografía de Navarra*, 24, 373-404.
- Etxeberria, P.; Edeso, J. M.; Brazaola, A. (2005). Metodología para crear mapas de peligros naturales en Guipúzcoa utilizando SIG. *Geo-Focus*, 5, 250-267.
- EVE (1992). *Mapa Geológico del País Vasco 1:25.000; 113-IV Asparrena*. Ente Vasco de la Energía.
- Fernández, M.; Vilaplana, J.M. (2004). Factores meteorológicos que desencadenan desprendimientos de rocas en Vall de Núria. En: *Riesgos Naturales y Antrópicos en Geomorfología. Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología* (G. Benito, A. Díez, eds.). CSIC-Centro de Ciencias Medioambientales, Toledo, 389-401.
- Fernández, T.; Pérez J.L.; Cardenal, F.J.; Delgado, J.; Colomo, C.; Irigaray, C.; Chacón, J. (2013). Análisis de la evolución de un deslizamiento diacrónico mediante la comparación entre MDE obtenidos mediante técnicas de fotogrametría digital y LIDAR en Las Alpujarras (Granada). En: *VIII Simposio Nacional sobre taludes y laderas inestables* (E. Alonso, J. Corominas, M. Hürlimann, eds.). CIMNE, Palma de Mallorca, 905-914.
- Fernández, T.; Pérez J.L.; López, A.; Gómez, J.M.; Cardenal, F.J.; Delgado, J. (2014). Monitorización de laderas inestables mediante técnicas fotogramétricas a partir de vuelos UAV e históricos. En: *XVI Congreso Nacional de Tecnologías de la Información Geográfica*. Universidad de Alicante y Grupo de Tecnologías de la Información Geográfica AGE, 202-213.
- Fernández-Montes, S.; Seubert, S.; Rodrigo, F.S.; Rasilla, D.F.; Hertig, E.; Esteban, P.; Philipp, A. (2013). Circulation types and extreme precipitation days in the Iberian Peninsula in the transition seasons: Spatial link and temporal changes. *Atmospheric Research*,

- 138, 41-58. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.10.018>
- Fiorucci, F.; Cardinali, M.; Carlà, R.; Rossi, M.; Mondini, A.C.; Santurri, L.; Ardizzone, F.; Guzzetti, F. (2011). Seasonal landslides mapping and estimation of landslide mobilization rates using aerial and satellite images. *Geomorphology*, 129, 59-70. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.01.013>
- Frodella, W.; Morelli, S.; Fidolini, F.; Pazzi, V.; Fanti, R. (2014). Geomorphology of the Rotolon landslide (Veneto Region, Italy). *Journal of Maps*, 10 (3), 394-401. <https://doi.org/10.1080/17445647.2013.869666>
- Galve, J.P.; Norri, D.; Pérez-García, J.L.; Fernández-Chacón, F.; Montserrat, O.; Colomo, C.M.; Gómez-López, J.M.; Pérez-Peña, J.V.; Lamas, F.J.; Mateos, R.M.; Roldán, F.J.; Azañón, J.M. (2015). Análisis multi-escala combinando diferentes técnicas remotas para identificar deslizamientos que afectan a carreteras de la Alpujarra (Granada). En: *Teledetección: Humedales y Espacios Protegidos. XVI Congreso de la Asociación Española de Teledetección* (J. Bustamante, R., Díaz-Delgado, D. Aragonés, I. Afán y D. García, eds.). Sevilla, 567-570.
- Gariano, S.L.; Guzzetti, F. (2016). Landslide in a changing climate. *Earth-Science Reviews*, 162, 227-252. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.011>
- Garrido, J.; Delgado, J. (2013). A recent, retrogressive, complex earthflow-earth slide at Cenes de la Vega, southern Spain. *Landslides*, 10, 83-89. <https://doi.org/10.1007/s10346-012-0358-0>
- Gascón, B.; Bru, G.; Camacho, A.; Avellaneda, M.; Prieto, J.; González, P.; Herrera, G.; Mallorquí, J.; Tiampo, K.; Navarro, J.A.; Morales, A.; Fernández, J. (2013). Ladera inestable en Leintz-Gatzaga: estudio geotécnico y control del deslizamiento con técnicas terrestres y espaciales. En: *VIII Simposio Nacional sobre taludes y laderas inestables* (E. Alonso, J. Corominas, M. Hürlimann, eds.). CIMNE, Palma de Mallorca, 763-774.
- Giordan, D.; Allasia, P.; Manconi, A.; Baldo, M.; Santangelo, M.; Cardinali, M.; Corazza, A.; Albanese, V.; Lollino, G.; Guzzetti, F. (2013). Morphological and kinematic evolution of a large earthflow: The Montaguto landslide, southern Italy. *Geomorphology*, 187, 61-79. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.035>
- Glade, T.; Crozier, M.J. (2005). The nature of landslide hazard impact. En: *Landslide hazard and risk* (T. Glade, M. Anderson, M. Crozier, eds.). Wiley Chichester, 43-74. <https://doi.org/10.1002/9780470012659.ch2>
- Glenn, N.; Streutker, D.; Chadwick, J.; Thackray, G.; Dorsch, S. (2006). Analysis of LIDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. *Geomorphology*, 73, 131-148. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.07.006>
- Gobierno Vasco (1988). *Metodología para la elaboración del mapa sintético de riesgos potenciales centrado en los movimientos en masa*. Departamento de Medio Ambiente y Política Territorial. Informe inédito.
- Gobierno Vasco (1995). *Inventario y análisis de las áreas sometidas al riesgo de inestabilidades del terreno en la CAPV. Anexos I-VII*. Dirección de Atención de Emergencias. Informe inédito.
- Gobierno Vasco (2012). Pliego de prescripciones técnicas para la realización de los vuelos fotogramétricos y LIDAR 2012-2013 de Euskadi. <http://www.contratacion.euskadi.net/app-cont/profila/plantillas/Pliego%20Prescripciones%20tecnicas%20Vuelos.pdf>
- González-Hidalgo J.C.; Brunetti M.; de Luis M. (2011). A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (Monthly precipitation trends December 1945- November 2005). *International Journal of Climatology*, 31, 715-731. <https://doi.org/10.1002/joc.2115>
- Griffiths, J.; Whitworth, M. (2012). Engineering geomorphology of landslides. En: *Landslides: Types, Mechanisms and Modeling* (J. Clague, D. Stead, eds.). Cambridge University Press, 172-186. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511740367.016>
- Guzzetti, F.; Peruccacci, S.; Rossi, M.; Satrk, C. (2007). Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98, 239-267. <https://doi.org/10.1007/s00703-007-0262-7>
- Hasegawa, S.; Dahal, R.K.; Yamanaka, M.; Bhamdary, N.P.; Yatabe, R.; Inagaki, H. (2009). Causes of large-scale landslides in the Lesser Himalaya of central Nepal. *Environmental Geology*, 57 (6), 1423-1434. <https://doi.org/10.1007/s00254-008-1420-z>
- Hernández, A. (coord.) (2012). *Cartografía geológica de Navarra. Escala 1:25.000. Hoja 113-IV, Olazti/Olazagutía. Memoria*. Compañía General de Sondeos, S.A., Gobierno de Navarra, Pamplona.
- Hinojosa, A.; Rodríguez V.M.; Munguía, L.; Meilón, O. (2011). El deslizamiento de ladera de

- noviembre 2007 y generación de una presa natural en el río Grijalva, Chiapas, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63 (1), 15-38.
- Hung, O.; Leroueil, S.; Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, 167-194. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>
- IDE de Euskadi. *Infraestructura de Datos Espaciales de Euskadi*. www.geo.euskadi.eus
- IDE de Euskadi (2009). *Ficheros LIDAR de Álava, Bizkaia y Gipuzkoa de 2008*. País Vasco. <http://www.geo.euskadi.eus/ficheros-lidar-de-alava-bizkaia-y-gipuzkoa-de-2008-pais-vasco/s69-geodir/es/>
- Iñiguez, J.; Sánchez-Carpintero, I.; Val, R.M.; Romeo, A.; Bascones, J.C. (1980). *Mapa de suelos de Álava. Escala 1:200.000*. Excma. Diputación Foral de Álava, Vitoria-Gasteiz.
- ITGE (1989). *Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Bermeo/Bilbao*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid.
- Jaboyedoff, M.; Oppikofer, T.; Abellán, A.; Derron, M. H.; Loye, A.; Metzger, R.; Pedrazzini, A. (2012). Use of LIDAR in landslide investigations: a review. *Natural Hazards*, 61, 5-28. <https://doi.org/10.1007/s11069-010-9634-2>
- Jäger, D.; Sandmeier, C.; Schwindt, D.; Terhorst, B. (2013). Geomorphological and geophysical analyses in a landslide area near Ebermannstadt, Northern Bavaria. *E&G Quaternary Science Journal*, 62 (2), 150-161. <https://doi.org/10.3285/eg.62.2.06>
- Kasperski, J.; Delacourt, C.; Allemand, P.; Potherat, P. (2010). Evolution of the Sedrun landslide (Graubünden, Switzerland) with ortho-rectified air images. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 69 (3), 421-430. <https://doi.org/10.1007/s10064-010-0293-z>
- Loidi, J.; Biurrún, I.; Campos, J.A.; García-Mijangos, I.; Herrera, M. (2011). *La vegetación de la Comunidad Autónoma del País Vasco. Leyenda del mapa de series de vegetación a escala 1:50.000*. Universidad del País Vasco (edición electrónica).
- Lollino, P.; Giordan, D.; Allasia, P. (2014). The Montaguto earthflow: A back-analysis of the process of landslide propagation. *Engineering Geology*, 170, 66-79. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.12.011>
- López de Guereñu, G. (1998). *Voces alavesas*. Euskaltzaindia. 2ª edición.
- Marín, C.; Desir, G. (2006). Descripción morfológica y origen de las coladas de barro desarrolladas sobre arcillas terciarias en la Depresión de Bardenas Reales (Depresión del Ebro). En: *Geomorfología y Territorio. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología* (A. Pérez, J. López, eds.). Universidad de Santiago de Compostela, 221-234.
- Merritt, A.J.; Chambers, J. E.; Murphy, W.; Wilkinson, P. B.; West, L. J.; Gunn, D. A.; Meldrum P.; Kirkham, M.; Dixon, N. (2014). 3D ground model development for an active landslide in Lias mudrocks using geophysical, remote sensing and geotechnical methods. *Landslides*, 11, 537-550. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0409-1>
- Mora, P.; Baldi, P.; Casula, G.; Fabris, M.; Ghirotti, M.; Mazzini, E.; Pesci, A. (2003). Global Positioning Systems and digital photogrammetry for the monitoring of mass movements: application to the Ca' di Malta landslide (northern Apennines, Italy). *Engineering Geology* 68, 103-121. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(02\)00200-4](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00200-4)
- Ninyerola, M.; Pons, X.; Roure, J.M. (2005). *Atlas Climático Digital de la Península Ibérica. Metodología y aplicaciones en bioclimatología y geobotánica*. Bellaterra, Universidad Autónoma de Barcelona.
- Nuhfer, E.; Proctor, R.; Moser, P. (1997). En: *Guía ciudadana de los riesgos geológicos* (L. Suárez, M. Regueiro, M. eds.). Ilustre Colegio Oficial de Geólogos de España, Madrid, 196 pp.
- Ormaetxea, O.; Sáenz de Olazagoitia, A.; Díaz, E.; Ibisate, A. (2013). A complex and multi-phase landslide: the study case of Andoin, Entzia range (Basque Country, Spain). *8th International Conference (AIG) on Geomorphology, Abstracts Volume*, París, 650.
- Petkovsek, A.; Maček, M.; Mikoš M.; Majes, B. (2013). Mechanism of Active Landslides in Flysch. En: *Landslides: Global Risk Preparedness* (K. Sassa, B. Rouhban, S. Briceño, M. McSaveney, B. He, eds.) Berlin, Heidelberg, Springer 149-165. https://doi.org/10.1007/978-3-642-22087-6_10
- Prokešová, R.; Kardoš, M.; Medveďová, A. (2010). Landslide dynamics from high resolution aerial photographs: A case study from Western Carpathians, Slovakia. *Geomorphology*, 115, 90-101. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.09.033>
- Remondo, J.; Soto, J.; González-Díez, A.; Díaz de Terán, J.R.; Cendrero, J.R. (2005). Human impact of geomorphic processes and hazards in mountain areas in northern Spain. *Geomorphology*, 66, 69-84. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.09.009>

- Riesco-Chueca, P.; Gómez-Zotano J. (2013). Landscape fieldwork: scientific, educational and awareness-raising requirements in the context of the European Landscape Convention. *Landscape Research Journal*, 38 (6), 695-706. <https://doi.org/10.1080/01426397.2012.716028>
- Roering, J.; Mackey, B.; Marshall, J.; Sweeney, K.; Deligne, N.; Booth, A.; Handwerker, A.; Cerovski-Darriau, C. (2013). "You are HERE": Connecting the dots with airborne lidar for geomorphic fieldwork. *Geomorphology* 200, 172-183. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.009>
- Sidle, R.; Ochiai, H. (2006). *Landslides. Processes, prediction and land use*. Water resources Monograph 18. American Geophysical Union, Washington, DC, 312 pp. <https://doi.org/10.1029/WM018>
- Thiebes, B. (2012). *Landslide analysis and early warning systems*. Springer Theses Series. 260 pp. https://doi.org/10.1007/978-3-642-27526-5_11
- Trenberth, K.; Jones, P.; Ambenje, P.; Bojariu, R.; Easterling, D.; Klein Tank, A.; Parker, D.; Rahimzadeh, F.; Renwick, J.A.; Rusticucci, M.; Soden, B.; Zhai, P. (2007). Observations: Surface and atmospheric climate change. En: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K.B.; Tignor, M.; Miller, H.L., eds.). Cambridge and New York: Cambridge University Press, pp. 235-336.
- Uhlemann, S.; Smith, A.; Chambers, J.; Dixon, N.; Dijkstra, T.; Haslam, E.; Meldrum, P.; Merritt, A.; Gunn, D.; Mackay, J. (2016). Assessment of ground-based monitoring techniques applied to landslide investigations. *Geomorphology*, 253, 438-451. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.10.027>
- Van Asch, T.W.J.; Buma, J.; Van Beek, L.P.H. (1999). A view on some hydrological triggering systems in landslides. *Geomorphology*, 30, 25-32. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00042-2](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00042-2)
- Van Westen, C.J.; Lulie, F. (2003). Analyzing the evolution of the Tessina landslide using aerial photographs and digital elevation models. *Geomorphology*, 54, 77-89. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(03\)00057-6](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00057-6)
- Van Den Eeckhaut, M.; Muys, M.; Van Loy, B.; Poesen, J.; Beeckman, H. (2007). Evidence for repeated re-activation of old landslides under forest. *Earth surface processes and landforms*, 34 (3), 352-365. <https://doi.org/10.1002/esp.1727>
- Ventura, G.; Vilardo, G.; Terranova, C.; Sessa, E. (2011). Tracking and evolution of complex active landslides by multi-temporal airborne LiDAR data: The Montaguto landslide (Southern Italy). *Remote Sensing of Environment*, 115, 3237-3248. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.07.007>
- Walstra, J.; Dixon, N.; Chandler, J.H. (2007). Historical aerial photographs for landslide assessment: two case histories. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 40, 315-332. <https://doi.org/10.1144/1470-9236/07-011>
- Whitworth, M.; Giles, D.P.; Murphy, W. (2005). Airborne remote sensing for landslide hazard assessment: a case study on the Jurassic escarpment slopes of Worcestershire, UK. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 38 (3): 285-300. <https://doi.org/10.1144/1470-9236/04-057>
- WP/WLI (1993). A suggested method describing the activity of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 47, 53-57. <https://doi.org/10.1007/BF02639593>
- Yilmaz, I.; Karacan, E. (2002). A landslide in clayey soils: An example from the Kizildag region of the Sivas-Erzincan Highway (Sivas-Turkey). *Environmental Geosciences*, 9 (1), 35-42. <https://doi.org/10.1046/j.1526-0984.2002.91002.x>
- Yesares J.; Arocha-Pareja, J.M.; Azañón, J.M.; Azor, A.; Díaz-Losada, E.; López-Chicano, M.; Martín-Rosales, W.; Nieto, F.; Rodríguez, J.; Garrido-Manrique, J. (2004). Factores condicionantes y desencadenantes en el deslizamiento de Diezma (Granada, España). En: *Riesgos naturales y Antrópicos en Geomorfología. VIII Reunión Nacional de Geomorfología (Vol. II)* (G. Benito, A. Díez eds.).CSIC, 443-462.
- Zêzere, J.L.; Trigo, R. M.; Trigo, I.F. (2005). Shallow and deep landslides induced by rainfall in the Lisbon region (Portugal): assessment of relationships with the North Atlantic Oscillation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 331-344. <https://doi.org/10.5194/nhess-5-331-2005>