



Análisis de la actividad de movimientos de ladera mediante láser escáner terrestre en el suroeste de la Cordillera Bética (España)

Landslide activity analysis using terrestrial laser scanning at southwest of the Betic Cordillera (Spain)

Irigaray, C. ✉ - Palenzuela, J.A.

Recibido: 26 de Abril de 2013 • Aceptado: 02 de Julio de 2013

Resumen

Para el análisis de la evolución diacrónica de los movimientos de ladera es necesario conocer su grado de actividad y desarrollo, velocidad, volumen y localización de escarpes y zonas de acumulación o reducción de la masa desplazada. Una de las herramientas más efectivas para la monitorización, caracterización y cuantificación de la evolución del relieve, incluyendo los movimientos de ladera, es la tecnología TLS (Terrestrial Laser Scanning). Mediante esta técnica se puede detectar y cuantificar las variaciones tridimensionales de la morfología de una ladera mediante el tratamiento y análisis de los datos registrados a lo largo del tiempo. Este trabajo presenta la metodología y los resultados obtenidos mediante la combinación de las técnicas TLS y GNSS (Global Navigation Satellite Systems) en la detección y evaluación de reactivaciones y desplazamientos diferenciales de dos deslizamientos localizados en la cuenca del río Guadalfeo al SO de Sierra Nevada (Granada, España) desde 2008 hasta 2010. En el primer deslizamiento (Almegijar) se ha detectado un desplazamiento descendente de hasta 1,8 m, con un gradiente máximo de 1,04 m/año. El volumen de masa desplazada es de 49090 m³, afectando a una superficie de casi 20000 m². En el segundo deslizamiento (Borincho), se han detectado desplazamientos descendientes con gradientes comprendidos entre 0,32 m/año y 0,56 m/año, en una zona afectada de 2610 m². El uso combinado de las técnicas TLS y GNSS ha permitido cuantificar y cartografiar rasgos geomorfológicos de los movimientos de ladera que se consideran de interés para la previsión de la actividad y evolución de dichos movimientos de ladera. El análisis de los datos obtenidos indica que las intensas lluvias registradas entre diciembre de 2009 y marzo de 2010 han actuado como agente activador en los dos deslizamientos estudiados. Se establece el umbral de precipitación necesario para que se inicie la reactivación, comprendido entre 190 mm/mes y 287 mm/mes en el primer deslizamiento y entre 157 mm/mes y 236 mm/mes en el segundo.

Palabras clave: actividad, movimiento de ladera, láser escáner terrestre (TLS), factor desencadenante.

Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Granada,
Avda. Fuentenueva s/n, 18071 Granada, España.

✉ clemente@ugr.es

Abstract

For the analysis of the diachronic evolution of slope movements it is necessary to know the degree of activity and development, velocity, volume and location of scarps and zones of reduction and accumulation of displaced mass. One of the most effective tools for monitoring, characterizing, and quantifying the relief evolution, including landslides, is Terrestrial Laser Scanning (TLS). By means of this technique, the three-dimensional variation of the slope features are detected and quantified by the treatment and analysis of data sequences gathered over a given time. This paper presents the methodology and results found combining TLS and GNSS (Global Navigation Satellite Systems) in the detection and assessment of reactivations and differential displacements of two landslides located at the Guadalfeo river basin, at the SW of Sierra Nevada (Granada, Spain) between 2008 and 2010. In the first landslide (Almegíjar) a maximum value of downward movement of 1.8 m was measured, with a maximum displacement gradient of 1.04 m/year. The volume of displaced mass is 49090 m³, affecting almost 20,000 m² in extension. In the second landslide (Borincho) downward displacements with gradients between 0.32 m and 0.56 m/year were established and the zone affected by this subsidence covers 2610 m². The combined use of TLS and GNSS permitted a quantification and mapping of complementary terrain features which are considered of interested in the forecasting of further activity and slope evolution of these landslides. The analysis of the data compiled indicates that the intensive rainfall gathered between December 2009 and March 2010 activated the two landslides studied. The rainfall threshold necessary for reactivation has been established at between 190 mm/month and 287 mm/month for the first slide and between 157 mm/month and 236 mm/month for the second one.

Keywords: activity, landslide, Terrestrial Laser Scanning (TLS), triggering factor.

INTRODUCCIÓN

Para evaluar la peligrosidad a los movimientos de ladera es necesario conocer la distribución espacial de los fenómenos de inestabilidad, los datos referentes a su recurrencia temporal así como la capacidad destructiva de los mismos (Chacón *et al.*, 2006). La evolución diacrónica de los movimientos de ladera implica conocer su grado de actividad y desarrollo, frecuencia de nuevas reactivaciones, velocidad de desplazamiento, la localización de las zonas de acumulación o reducción, el área y volumen de la masa desplazada, así como la aparición, distribución y evolución de grietas de tensión y escarpes en retroceso (WP/WLI, 1993; WP/WLI, 1995; Cruden y Varnes, 1996; Fell *et al.*, 2008; Corominas y Moya, 2008; Fernández *et al.*, 2009; Chacón *et al.*, 2010; Chacón 2012).

Una de las herramientas más efectivas para la monitorización, caracterización y cuantificación de la evolución del relieve, incluyendo los movimientos de ladera, es la tecnología LIDAR (*Laser Imaging Detection and Ranging*) mediante el empleo de un láser terrestre TLS (*Terrestrial Laser Scanning*) (Teza *et al.*, 2008; Dunninget *et al.*, 2009; Abellán *et al.*, 2010; Dunninget *et al.*, 2010). Esta técnica proporciona, en tiempo real, una nube de alta densidad de puntos capturados sobre la superficie del terreno en función del tiempo medido entre la emisión y captura de un pulso láser en una determinada dirección, lo que permite detectar y cuantificar las variaciones tridimensionales de la superficie del terreno a lo largo del tiempo sin necesidad de acceder directamente al área afectada por el movimiento de ladera (Lim *et al.*, 2005; Rosser *et al.*, 2005; Oppikofer *et al.*, 2009).

Esta técnica se ha aplicado a diferentes casos de estudio relacionados con la evolución de movimientos de ladera, tales como la detección de la deformación del talud previa a la generación de desprendimientos rocosos (Abellán *et al.*, 2010), la cuantificación del desplazamiento de laderas (Teza *et al.*, 2007; Oppikofer *et al.*, 2009) y otras características morfológicas y geométricas de los movimientos de ladera (Dunning *et al.*, 2009; Dunning *et al.*, 2010).

En este trabajo se presenta la metodología y los resultados obtenidos en relación a la identificación y cuantificación de rasgos morfológicos indicativos de cambios en el terreno asociados a reactivaciones y desplazamientos diferenciales de movimientos de ladera mediante la combinación de las técnicas TLS y GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*). La metodología se ha aplicado a dos deslizamientos planares (deslizamiento de Almegíjar y deslizamiento de Borincho), localizados en el SO de Sierra Nevada (Granada, sur de España), representativos de un área afectada por numerosos fenómenos de inestabilidad y alta susceptibilidad (Chacón *et al.*, 2006; Irigaray *et al.*, 2007; El Hamdouniet *et al.*, 2008; Fernández *et al.*, 2003; Jimenez-Perálvarez *et al.*, 2011).

Los resultados previos obtenidos en el deslizamiento de Almegíjar (Fernández *et al.*, 2011; Palenzuela *et al.*, 2011) sugieren una actividad no uniforme con una escala de duración diacrónica de VIII (Chacón *et al.*, 2010), correspondiente a movimientos de ladera con una actividad irregular, alternando fases de baja o nula actividad con reactivaciones debidas principalmente a las fuertes lluvias o tormentas esporádicas, como las que confirman los datos pluviométricos recogidos en el periodo transcurrido entre las dos últimas fechas de adquisición de datos con TLS en este trabajo (03/10/2009 y 06/11/2010).

ZONA DE ESTUDIO

Los deslizamientos planares de Almegíjar y Borincho se sitúan en el Complejo Alpujárride, perteneciente al conjunto de unidades mayores de las Zonas Internas de la Cordillera Bética (Figura 1) y constituido principalmente por filitas, esquistos calcáreos, calizas y dolomías localmente recristalizadas, y mármoles del Pérmico Superior y Triásico (Gómez-Pugnaire *et al.*, 2004), aflorando en una franja orientada de NE a SO en el sur de España a lo largo del borde mediterráneo. En concreto, el deslizamiento de Almegíjar se ubica en una zona donde afloran filitas con intercalaciones locales de calcoesquistos y cuarcitas de edad Permo-Trías, mientras que el deslizamiento de Borincho ocupa una zona formada predominantemente por

calizas concordantes sobre un lecho de filitas de edad pérmico-triásico. Ambos movimientos de ladera se localizan en la provincia de Granada, en el margen SO de Sierra Nevada y en la parte norte de la cuenca del río Guadalfeo, en una región alomada a fuertemente montañosa, seccionada por los canales afluentes de este río y presentando abundantes movimientos de ladera de diversa tipología (Jiménez-Perálvarez *et al.*, 2009).

Estos dos deslizamientos afectan entre un 40% y un 60% de las laderas donde se sitúan, constituidas sobre un macizo rocoso de baja resistencia y muy baja permeabilidad, dos condiciones que favorecen el proceso de inestabilidad.

Las Figuras 2 y 3 muestran una imagen, con indicación de los principales rasgos geomorfológicos, de cada uno de los deslizamientos estudiados.

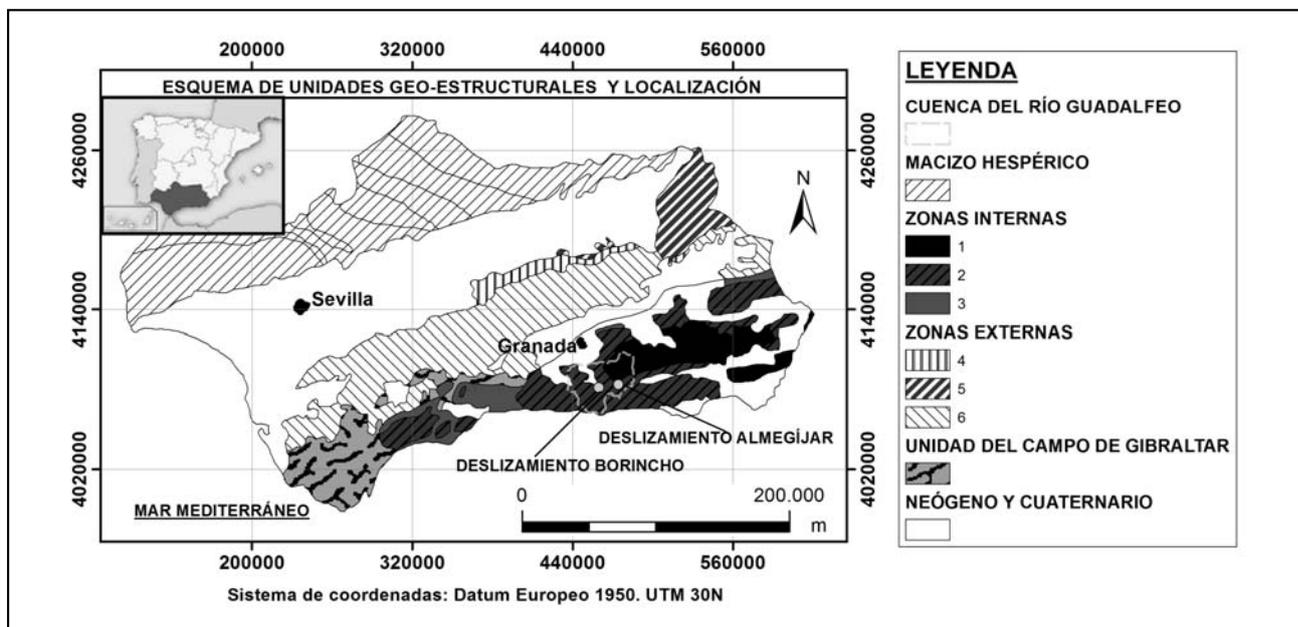


Figura 1. Esquema tectónico de las principales unidades geoestructurales de la Cordillera Bética, con la localización de la cuenca del río Guadalfeo y los dos deslizamientos estudiados. 1. Complejo Nevado-Filábride; 2. Complejo Alpujárride; 3. Unidades Maláguide y Dorsal; 4. Unidades intermedias; 5. Zona Prebética; 6. Zonas Subbética y Penibética.

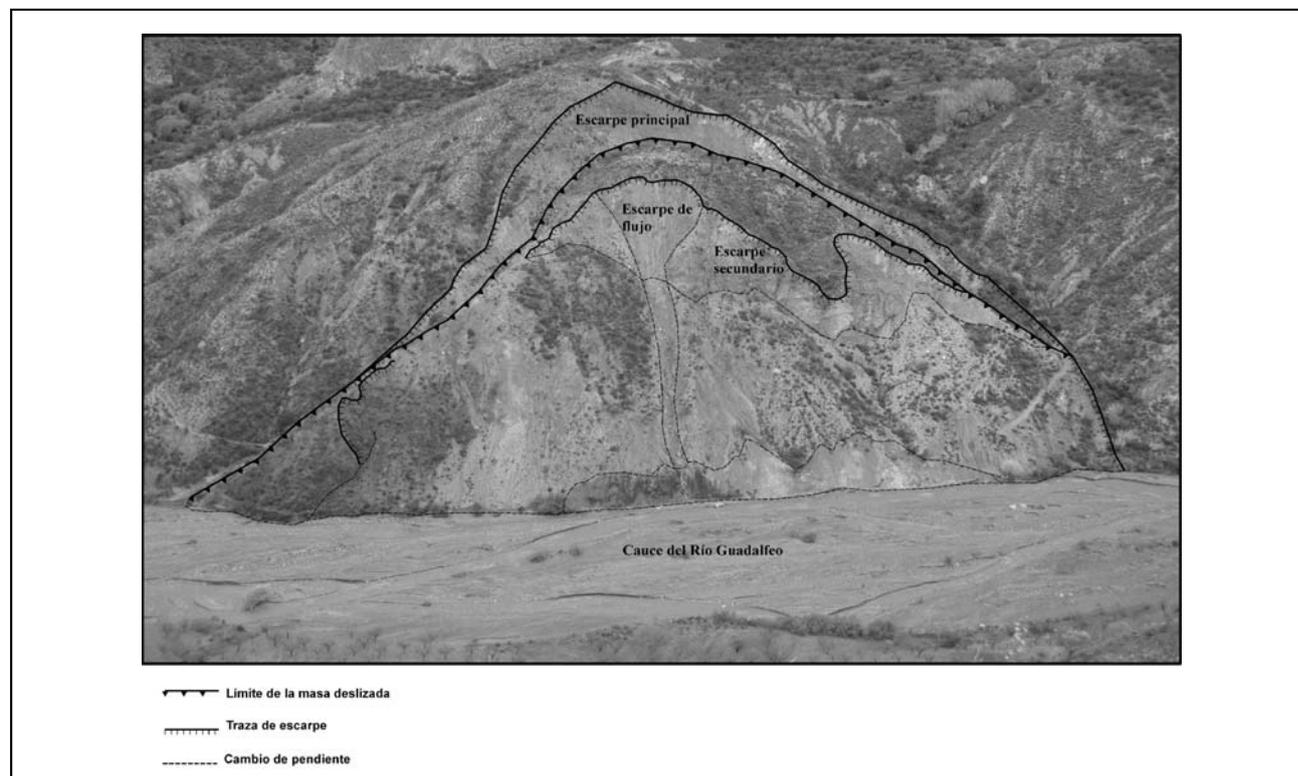


Figura 2. Deslizamiento de Almegíjar con indicación de los principales rasgos geomorfológicos.

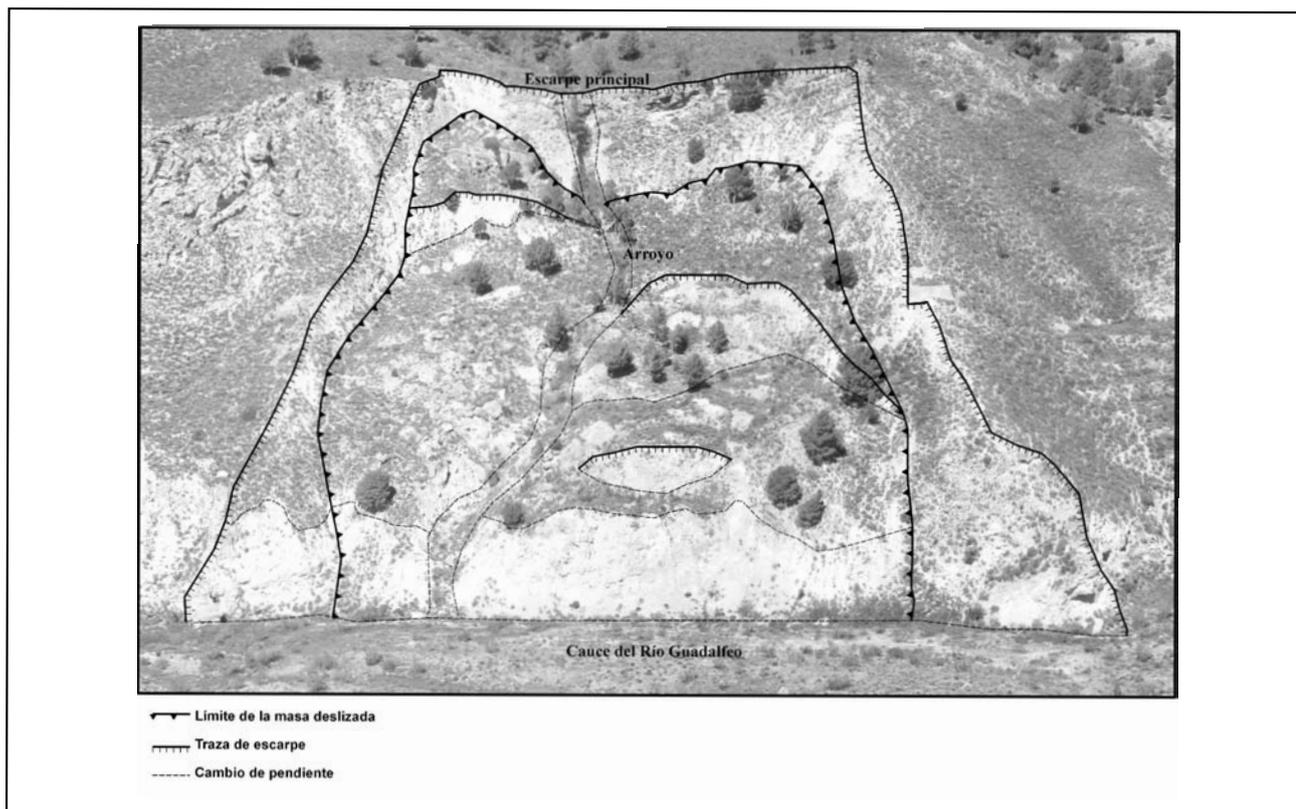


Figura 3. Deslizamiento de Borincho con indicación de los principales rasgos geomorfológicos.

MÉTODOS Y MATERIALES

En esta investigación, se ha utilizado un sistema TLS Riegl® 420 i (Riegl, 2011) para la observación remota mediante la técnica de LIDAR terrestre compuesto por un explorador del tipo TOF (*Time Of Flight*), el cual proporciona datos sobre distancias, así como del posicionamiento de los puntos medidos en los sistemas de coordenadas esférico y cartesiano (Teza et al., 2007). Esta tecnología proporciona una alta densidad de medidas (miles de puntos por segundo) con precisión y exactitud centimétrica, permitiendo la exploración de toda la superficie escaneada y la detección de rasgos de pequeño tamaño (Abellán et al., 2011).

El error o la fiabilidad de la medida de posicionamiento en un plano perpendicular a la dirección del rayo láser está determinada por la distancia hasta el objetivo de observación y la divergencia angular del rayo láser (Lichti y Jamtsho, 2006; Riegl, 2011), que alcanza los 0,25 mrad/50 metros en el equipo de medida utilizado. Por otra parte, el error lineal en la distancia medida hasta el objetivo alcanza 1 cm más la proporción de 20 ppm de la distancia resultante. En las laderas estudiadas, con distancias de observación de menos de 600 metros, los errores en la distancia de medida fueron menores de 22 mm, y la dispersión en la posición del punto menor de 125 mm.

Además de las medidas de la distancia, se implementó una georreferenciación directa en coordenadas absolutas (Scaioni, 2005), basada en el método estático de posicionamiento con GNSS de exactitud milimétrica, por la corrección de las mediciones registradas en dos estaciones de observación de referencia permanentes con coordenadas geodésicas exactamente conocidas de la Red Andaluza de Posicionamiento (RAP). De esta manera se lograron exactitudes mínimas referidas al posicionamiento global de 11mm para la componente horizontal

y 17 mm para la componente vertical para el deslizamiento de Almegíjar; y de 37mm y 51 mm, respectivamente, para el deslizamiento de Borincho.

A efectos de cuantificación de los cambios o nuevas formas extraídas de este análisis, se han usado los datos procesados del TLS, los cuales permiten construir modelos más resolutivos y que reproducen mejor la realidad física del relieve. Para ello, se ha empleado una metodología con las siguientes etapas (Figura 4):

Planificación

En esta etapa se seleccionan los movimientos para ser estudiados y se fija la temporización para el escaneo y posicionamiento de medidas (Figura 4.1). Comprende las siguientes tareas:

Selección de los deslizamientos de estudio

A partir de la revisión de los mapas de inventario y susceptibilidad a los movimientos de ladera con información referente a la actividad y el grado de desarrollo (Chacón et al., 2006; Chacón, 2012) disponibles en la región, se seleccionan aquellos que tienen un mayor grado de actividad y se encuentran en la etapa inicial de su desarrollo. En la región de estudio se ha aplicado la metodología basada en el análisis estadístico bivalente mediante una matriz de variables establecidas en un Sistema de Información Geográfica (Irigaray, 1995; Cross 1998; Irigaray et al., 1999; Irigaray et al., 2007; Jiménez-Perálvarez et al., 2009) recientemente optimizado (Jiménez-Perálvarez et al., 2011; Jiménez-Perálvarez, 2012) para establecer y asignar la susceptibilidad relativa. El modelo de procesamiento se construyó con la aplicación de automatización de ArcGIS, ModelBuilder, y fue calibrado (Remondo et al., 2003; Guzzetti et al., 2006) y

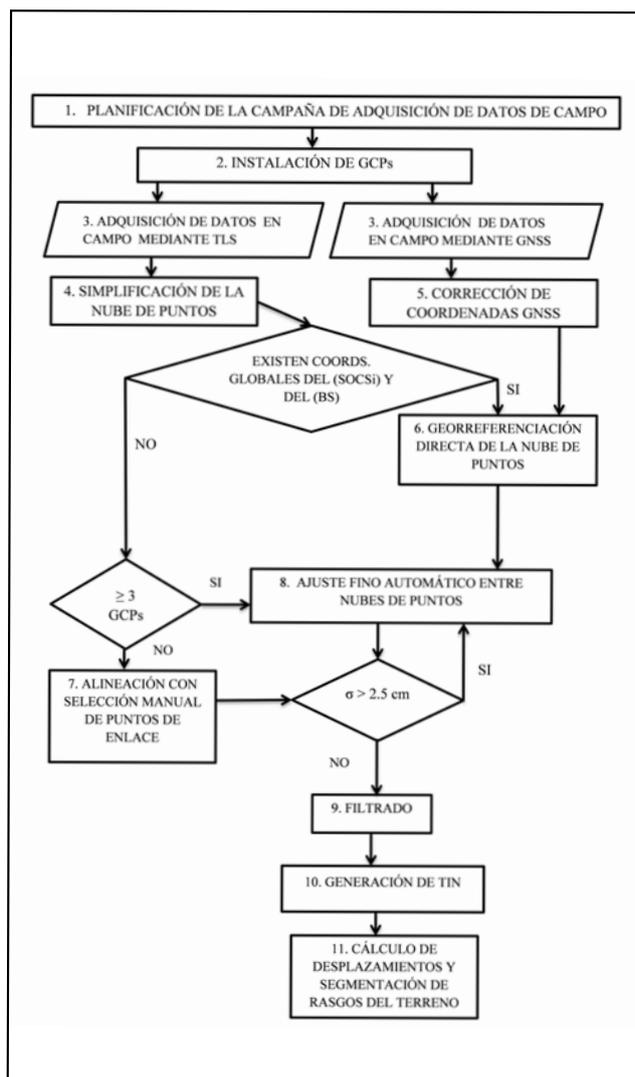


Figura 4. Diagrama de flujo con indicación de las etapas de la metodología desarrollada.

validado mediante el grado de ajuste entre un conjunto de movimientos de ladera (no incluido en el análisis de susceptibilidad) y el mapa de susceptibilidad resultante para la zona afectada por los mismos (Goodchild, 1986; Irigaray et al., 1999; Irigaray et al., 2007).

Determinación de puntos de análisis

La ubicación correcta de los puntos de escaneo permite que las mediciones cubran la mayor parte del objetivo de estudio, minimizando el error acumulativo durante la alineación de los diferentes registros de datos y la minimización de las zonas de sombra.

Temporización de los escaneos

Para el deslizamiento de Almegjjar se realizaron tres secuencias de escaneos en las siguientes fechas: 15 de julio de 2008, 3 de octubre de 2009 y 6 de noviembre de 2010, mientras que para el deslizamiento de Borincho, se realizaron dos sesiones de escaneo, la primera el 3 de diciembre de 2009 y la segunda el 15 de junio de 2010.

Registro de datos de campo

Ubicación y colocación de puntos de control sobre el terreno

Teniendo en cuenta los límites morfológicos de los deslizamientos en aquellas partes de fácil acceso, se usaron puntos de control sobre el terreno (GCPs - *Ground Control Points*), exteriores e interiores a éstos, de forma dispersa y desalineada, como apoyo para lograr una buena correlación entre los datos de enlace de los conjuntos de datos que conforman cada nube de puntos escaneada cuando por alguna circunstancia técnica no se dispone de datos para su georreferenciación directa (posicionamiento con GNSS), o cuando se pretende trabajar con el conjunto global de datos en un sistema de coordenadas relativo propio de una de las posiciones de escaneo (Figura 4.2). Los objetivos o targets para los puntos de control se construyeron con material altamente reflectante y claramente diferenciables entre los puntos de la nube escaneada, con objeto de facilitar una rápida fusión de conjuntos de datos de igual o diferente fecha, sin incluir a los afectados por desplazamientos durante el intervalo de tiempo en el último caso. Los puntos de control, situados en la parte exterior del deslizamiento y en zonas donde los desplazamientos por cualquier otra causa no superan el rango de sensibilidad de la técnica en cuestión (principalmente sobre bloques de roca suficientemente estables), se destinaron a correlacionar las nubes de puntos adquiridas durante diferentes fechas, mientras que los puntos de enlace internos se utilizaron para la alineación de los datos registrados en la misma fecha. Los GCPs se instalaron buscando la mayor visibilidad entre ellos y con las posiciones de escaneo en cada zona de estudio.

Adquisición de datos TLS y GNSS

En esta etapa el escáner fue instalado en diversas posiciones referentes a cada origen de los sistemas de coordenadas propios de escáner (SOCSi - *Scanner's Own Coordinate System*), entre 500 y 600 m de distancia, desde las que fueron capturados los datos (ver posiciones en Figuras 5 y 6). Además, en algunos de los estacionamientos, se dispuso de receptor GNSS para realizar una georreferenciación directa en el sistema de coordenadas global (GLCS - *Global Coordinate System*) a través de la orientación con un punto de vista atrás (BS - *Back Sight*), con el correspondiente registro de sus coordenadas geodésicas mediante un segundo receptor GNSS (Figura 4.3).

Procesamiento de datos

Esta es la etapa más importante de la metodología. Incluye la preparación de los datos brutos, la fusión de la nube de puntos global, su ajuste y construcción del modelo digital del terreno final. El resultado depende fuertemente de la calidad de las alineaciones y de los ajustes entre los diferentes conjuntos de datos. Al final de esta etapa se concluye con la comparación de información e interpretación de resultados.

La reducción de la nube de puntos

La aplicación de un filtro con estructura de árbol octante se usa para minimizar la dispersión de cada conjunto de datos temporales y alcanzar un tamaño manejable por el equipo software y hardware disponible, manteniendo la representatividad de la superficie real por los centros de gravedad de los cubos que constituyen la estructura jerárquica octante con una longitud mínima de 0,1 m manteniendo un espaciado centimétrico dentro de la nube de puntos utilizada para modelar la superficie del terreno. (Figura 4.4).

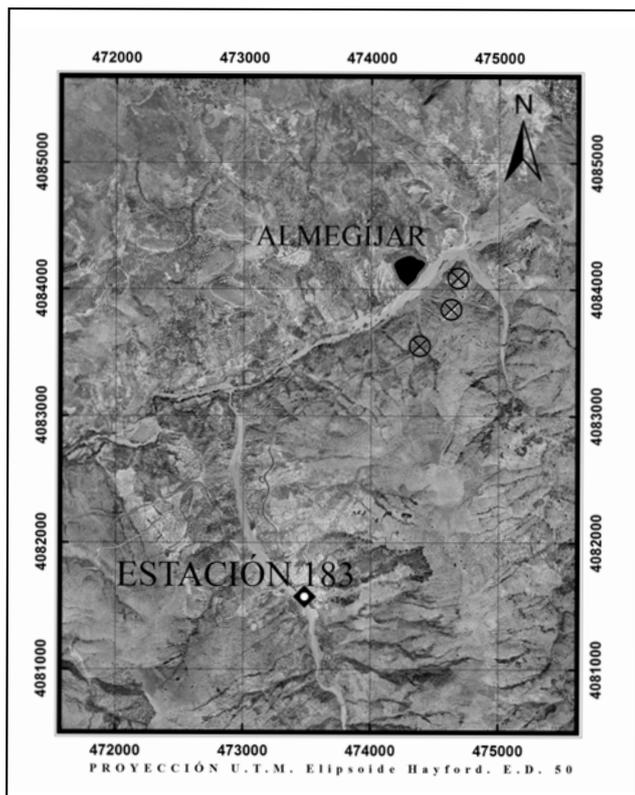


Figura 5. Ortofotografía con la localización del deslizamiento de Almegijar (en negro), las posiciones de lectura del escáner terrestre (cruces circunscritas) y situación de la estación pluviométrica nº 183.

Corrección de coordenadas GNSS y georreferenciación del sistema de coordenadas de referencia

Cuando los recursos técnicos y dispositivos estuvieron disponibles se usaron dos receptores GNSS en medición continua en ambas posiciones, la de escáner y la del BS, comprobando la horizontalidad de los dos receptores para la correcta orientación directa de ambos (Scaioni, 2005). Sin embargo, las coordenadas no se corrigieron en tiempo real, sino que se corrigieron en post-proceso partiendo de los archivos generados paralelamente en otra estación de referencia suficientemente cercana y ubicada sobre un punto de coordenadas geodésicas bien conocidas (Figura 4.5). La precisión resultante en las coordenadas corregidas por este método es del orden de 3 mm para las coordenadas planimétricas y de unos 5 mm para la altura ortométrica. De este modo, las nubes de puntos quedan orientadas y georreferenciadas de forma directa en el sistema de coordenadas global GLCS (Figura 4.6). La estación de referencia usada en este caso, perteneciente a la RAP, se sitúa a menos de 20 km de distancia.

Alineación

Se trata de un registro o fusión entre cada sistema de coordenadas específico en cada posición de análisis (SOCSi) y uno de ellos elegido como sistema de referencia del proyecto (PRCS - *Project Coordinate System*) (Figura 4.7), el cual suele ser aquel georreferenciado directamente (GLCS). Este procedimiento se lleva a cabo mediante la asignación de puntos de enlace de forma manual (registro grueso), o automáticamente si están disponibles los GCPs (registro fino). Finalmente, el sistema de referencia del proyecto y, por tanto, toda la nube de puntos, se transforma en un sistema de coordenadas global (GLCS) por medio de la georreferenciación directa.

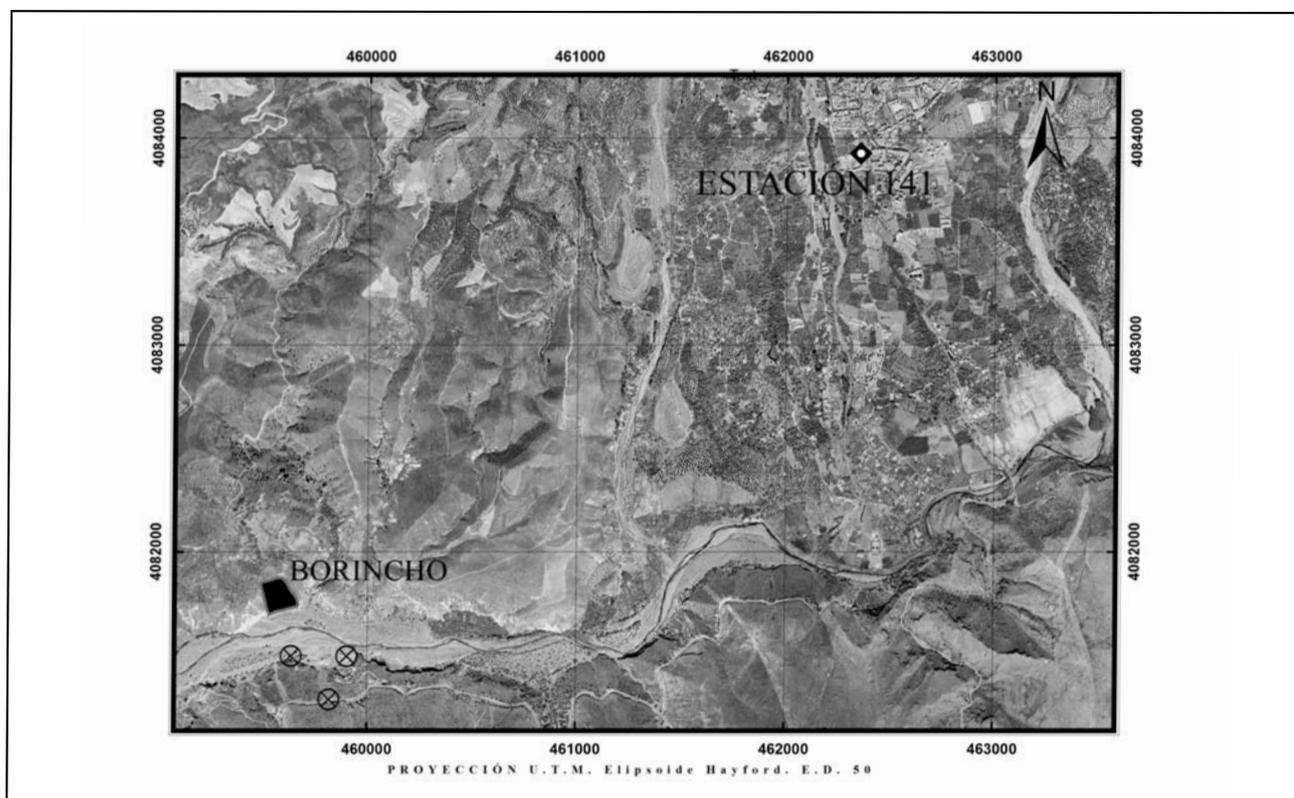


Figura 6. Ortofotografía con la localización del deslizamiento de Borincho (en negro), las posiciones de lectura del escáner terrestre (cruces circunscritas) y situación de la estación pluviométrica nº 141.

En el deslizamiento de Almegíjar, los GCPs estaban disponibles para todas las posiciones de exploración, menos en un caso en el cual se encontraron algunas dificultades en la detección de un número suficiente de puntos de enlace para una alineación automática. Excepto en esa posición, donde la desviación estándar entre las posiciones de los puntos de enlace de un conjunto de datos y las correspondientes en el PRCS fue de 47 cm, el valor inicial de los conjuntos de datos alineados estaba entre 1 cm y 7,7 cm.

En el deslizamiento Borincho sólo estuvieron disponibles los puntos de control de la 2ª adquisición de datos y, por lo tanto, la nube de puntos correspondiente al registro de fecha 03/12/2009 fue alineada por medio de un registro grueso, mientras que los GCPs previamente instalados permitieron una alineación automática para los puntos medidos en la sesión de 15/06/2010. En el primer caso de registro grueso, la desviación estándar de los valores alcanzó entre 12 cm y 20 cm; en cambio, para el registro automático el valor fue de tan sólo 0,8 cm.

Ajuste multiestación

Cuando los errores en la transformación de coordenadas por el método de orientación directa o la alineación manual alcanzaron valores superiores a 2,5 cm, se mejoraron los parámetros de la matriz de transformación ejecutando el ajuste multiestación de los SOCSi hasta que los errores quedaron por debajo de ese valor (Figura 4.8). Este procedimiento de ajuste se basa en el mecanismo matemático de búsqueda iterativa del punto más cercano (ICP, *Iterative Closest Point*), una técnica de ajuste repetitiva y supervisada que ejecuta un algoritmo implementado por la mayoría de paquetes de software para tratamiento 3D, como es el caso del software Riscan Pro usado en esta investigación (Riegl, 2011). El algoritmo ICP aquí empleado, mucho más desarrollado ahora que en sus orígenes, no sólo calcula la distancia entre objetivos artificiales, puntos de enlace u objetos creados con un filtrado previo de superficies planas, sino también los ángulos entre los vectores normales de planos artificiales de enlace creados para cada conjunto de datos, tratando de minimizar estos valores en cada iteración.

Por medio de este ajuste se pudo alcanzar una desviación estándar final entre 0,5 cm y 2,5 cm para el caso del deslizamiento de Almegíjar, y entre 0,8 cm y 2,2 cm para el de Borincho.

Filtrado de rasgos no aceptables por el análisis

A continuación de la etapa de ajuste se elimina la vegetación, que constituye un ruido en el análisis de los cambios topográficos de la superficie terrestre (Figura 4.9). En el caso del terreno irregular en estudio, las pruebas realizadas para la eliminación automática de la escasa vegetación existente, mediante el uso de una malla de paso determinado, ajustada con cierta precisión a la nube de puntos global como base para clasificar los puntos superiores (supuesta vegetación y otros objetos externos al terreno) e inferiores (superficie del terreno), mostraron múltiples errores ya que se eliminaban zonas de la superficie del terreno y, además, el tiempo necesario para ello no era menor que el empleado en la eliminación directa mediante una visualización selectiva del área escaneada. Por ello, en este caso se optó por un método semiautomático, el cual consiste en la eliminación de "puntos flotantes" que quedan desplazados respecto a la tendencia general de la cota de los puntos del terreno. Para ello se seleccionaron de forma progresiva secciones adyacentes de la nube de puntos con secciones entre 2 m y 20

m de ancho, dependiendo de la densidad de vegetación observada, y progresivamente se fue desplazando a lo largo de toda la superficie escaneada (Riegl, 2011).

Triangulación

Una vez filtrados todos los datos de la observación, se construye un modelo matemático de referencia para la comparación de datos temporales (Figura 4.10), creando una red irregular triangular (TIN - *Triangulated Irregular Network*) utilizando el algoritmo de triangulación Delaunay (Boris, 1934).

Análisis de la información e interpretación de los resultados

En esta fase se han utilizado las herramientas para el análisis comparativo de datos multitemporales que incorpora Riscan Pro (Riegl, 2011), con el fin de comparar las posiciones anterior y posterior de las superficies estudiadas (Figura 4.11). La comparación de objetos frecuentemente se lleva a cabo a través del método del ICP, pero al contrario que en el caso del ajuste de partes iguales escaneadas desde diferentes puntos, aquí se trata de fusionar partes movilizadas unas respecto a otras. Una vez que la base de datos (puntos) o malla en estudio se ajusta a la de referencia (es decir, una TIN que modela la superficie para una fecha distinta de la de la base de datos) mediante rotaciones y translaciones que minimizan el error medio y mínimo cuadrático de los módulos de vectores que unen puntos cercanos o ángulos de vectores normales a polígonos correspondientes del modelo de referencia y el conjunto de datos temporales, se calculan los módulos de vectores de desplazamiento o separación entre este punto y un objeto situado en una dirección dada respecto a aquel. Ese punto suele ser el mismo punto más cercano que satisfizo el ajuste final por el mecanismo del ICP. Sin embargo, esta técnica suele ser más fiable en superficies donde el gradiente de curvatura sigue tendencias más o menos permanentes durante secciones del dominio del espacio real o imaginario que ocupan los modelos digitales de ese objeto. Esto no suele ocurrir en formas naturales del terreno, excepto en algunas partes como caras lisas de escarpes, taludes planos de roca, etc. En cambio, las herramientas utilizadas aquí y diseñadas para la ingeniería inversa aplicada sobre objetos lejanos y naturales, una vez que las superficies se encuentran en sus posiciones de ajuste, calculan la distancia mínima (D_i) desde los puntos o nodos (q_i) de la base de datos (o malla poligonal) a un plano determinado o un polígono de la malla de referencia.

En principio podría elegirse un plano de referencia perpendicular a la dirección de la distancia de cálculo entre los planos principales (XY, XZ, YZ), o algún otro creado por el usuario en la orientación que crea más conveniente para el desplazamiento buscado. En este caso la distancia se calcularía perpendicularmente a ese plano y desde q_i al polígono de la malla de referencia que corte el vector perpendicular al plano de referencia. Sin embargo, volviendo a las dificultades que se presentan en el estudio de grandes superficies naturales, sería muy complicado crear un plano de referencia en la orientación correcta, además del gran número de planos de referencia que haría falta para medir todos los posibles desplazamientos en las distintas direcciones que realmente ocurren.

Por todo ello, en este trabajo se optó por otra variante que calcula la distancia desde q_i a la de un plano de referencia variante cuyo vector ortonormal en cada momento es un promedio de aquellos normales a los triángulos adyacentes al punto

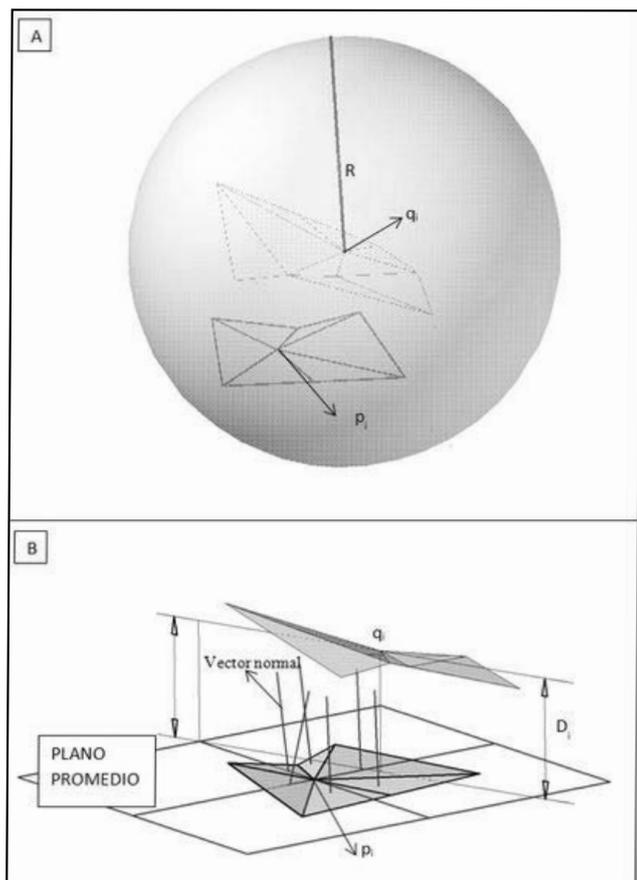


Figura 7. A: Esfera de radio de búsqueda R del punto p_i de la superficie de referencia más cercano al punto q_i de la superficie problema. **B:** Determinación de la distancia D_i .

más cercano (q_i), en la misma dirección de ese vector (Figura 7). En este caso, el punto q_i de la superficie de referencia es aquel situado a una distancia menor de entre los restantes en un espacio esférico alrededor del punto q_i , y cuyo radio de búsqueda o de esfera se especifica por el usuario (Figura 7).

Una vez que se han calculado los desplazamientos, los triángulos adyacentes a q_i fueron clasificados en función de sus valores, dando como resultado una distribución del mínimo desplazamiento experimentado y su sentido aproximadamente en dirección perpendicular a la superficie de referencia u orientación del plano promedio. Esta clasificación se realizó de manera supervisada, teniendo en cuenta la detección y cuantificación de los rasgos de la ladera relacionados con el deslizamiento. Los valores fueron diferenciados entre positivo y negativo, cuando q_i cayó por encima o por debajo del plano medio, respectivamente. Los valores negativos fueron interpretados como áreas de pérdida de relieve por erosión, hundimientos, retroceso de escarpe, etc., mientras que las zonas clasificadas con valores positivos corresponden a zonas de sedimentación, avance de la masa de la ladera, acumulación de derrubios, etc.

RESULTADOS

Evolución geomorfológica del deslizamiento de Almegíjar

Período julio de 2008 a marzo de 2009

Se detectaron sólo variaciones topográficas derivadas de procesos erosivos con valores en el rango: $-0,15$ a $0,50$ metros con referencia a la superficie del relieve existente en julio de 2008. La mayor erosión se concentra en la parte más alta del

escarpe, mientras que el engrosamiento del abanico aluvial, en la parte baja de un barranco, había registrado el valor máximo de acumulación. Por lo tanto, al no haberse detectado componentes deformacionales de la masa desplazada, en ese intervalo el deslizamiento permaneció inactivo según la precisión de detección con esta metodología.

Período marzo de 2009 a junio de 2010

Con un rango de valores seleccionado entre $-4,40$ m y $1,30$ m se han clasificado los desplazamientos calculados para la masa movilizada en el deslizamiento de Almegíjar (Figura 8).

Dentro de esta gama de valores se interpretó un avance general de la mitad inferior de la masa de hasta $1,30$ m, lo que representa un avance de $1,04$ m/año. En cambio en la parte superior de la masa, los desplazamientos ortogonales máximos entre superficies indicaban un hundimiento promedio de $0,70$ m, con un valor máximo de $1,20$ m, el cual corresponde a una tasa máxima de hundimiento de $0,96$ m/año. También se pudo cuantificar el área y volumen (19345 m² y 49090 m³ respectivamente) de la parte desplomada por la erosión al pie del deslizamiento, provocada por la escorrentía fluvial, datos que a posteriori se podrán utilizar como descriptores indirectos en la predicción de la evolución del deslizamiento a consecuencia de la pérdida de soporte en su base.

Todos estos resultados indican una reactivación del deslizamiento de Almegíjar con una deformación en acortamiento durante el último intervalo temporal similar a una forma de arco en compresión, con su extensión longitudinal (de abajo a arriba) acortada, mientras la mitad inferior del deslizamiento se extiende o avanza hacia la parte externa de la masa movilizada (Figura 8).

Evolución geomorfológica del deslizamiento Borincho

Período 3/2009 a 6/2010

Los valores negativos más altos coinciden con la erosión que afectan al pie de la masa desplazada en el borde del cauce del río Guadalfeo (Figura 9). Estas características, igualmente que en el caso anterior, se registran como descriptores indirectos útiles para evaluar la frecuencia de reactivación del deslizamiento basándose en la cantidad de masa reducida al pie del movimiento de ladera. Los depósitos masivos generados durante este período se concentran en zonas con un ángulo de inclinación menor o en zonas cóncavas (pequeños barrancos y partes bajas de los flancos del deslizamiento), y apenas superan el decímetro de incremento de espesor. Expandiendo la escala de valores negativos en la zona de mayor hundimiento, situado a la derecha de la base del deslizamiento, se hizo posible la distinción de una zona con valores que oscilan entre 8 cm y 70 cm (Figura 10), compuesta por tres formas semi-elípticas interpretadas como un conjunto de pequeños deslizamientos planares en estado incipiente cuyo volumen de masa queda dispuesto para una posible reactivación (Figura 9). La zona afectada por esta subsidencia ocupa 2610 m² con una tasa de subsidencia entre $0,32$ m/año y $0,56$ m/año.

Factores desencadenantes

Los principales factores desencadenantes de los movimientos de ladera son los terremotos y las lluvias (Wieczorek, 1996; Irigaray et al., 2000; Chacón et al., 2006; Chacón, 2012). Aunque los terremotos han producido deslizamientos en la Cordillera Bética (Delgado et al., 2011; Chacón, 2012), no se han

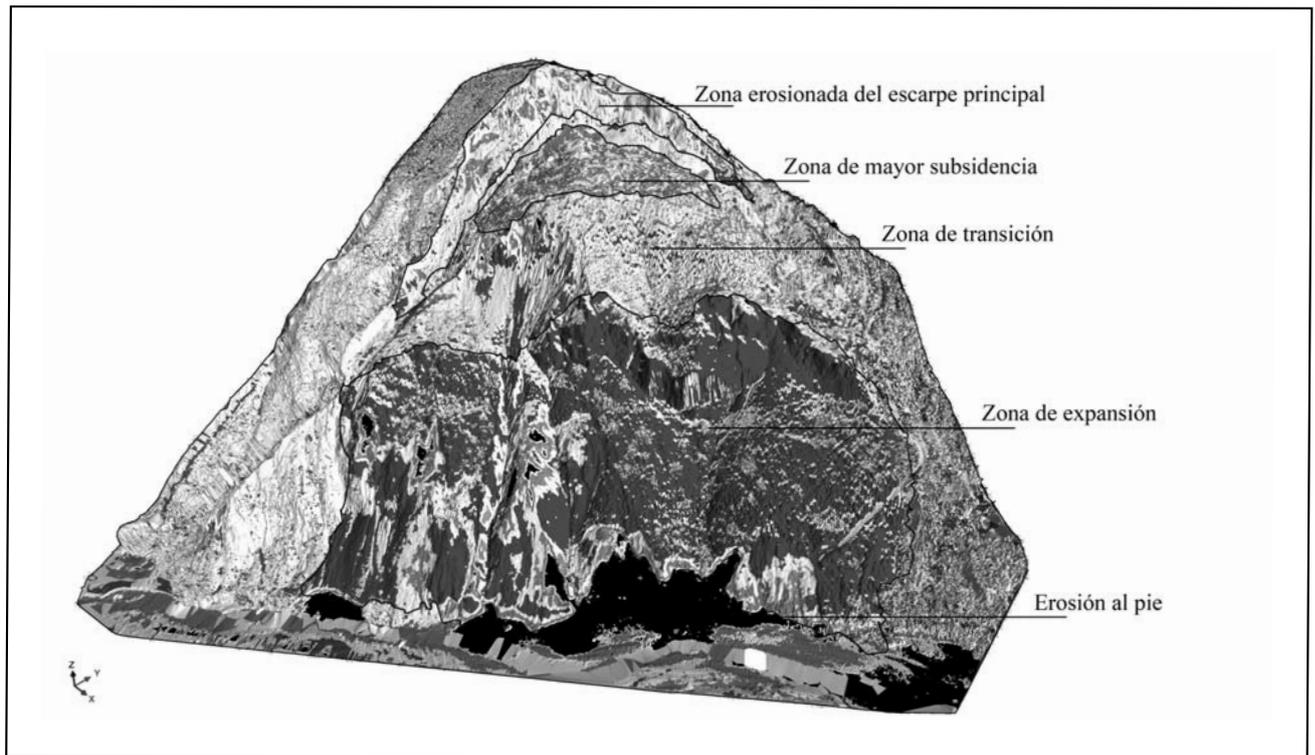


Figura 8. Reclasificación de los desplazamientos calculados en el deslizamiento de Almegijar entre marzo de 2009 y junio de 2010. En gris claro, zonas de hundimiento y/o erosión de la parte alta de la masa desplazada; en gris oscuro, zonas con mayor avance de la masa desplazada; en negro, la zona erosionada al pie del deslizamiento y, en blanco, las partes que apenas han cambiado su morfología.

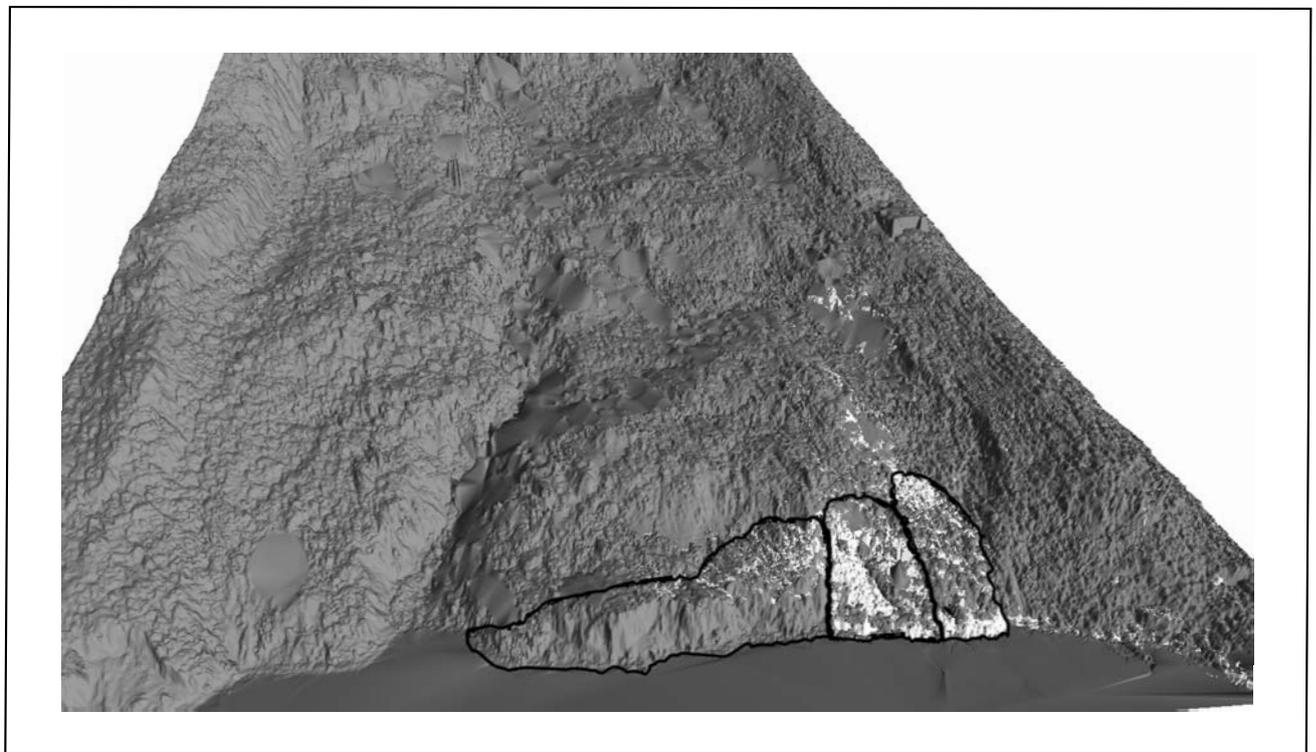


Figura 9. Vista frontal del deslizamiento de Borincho, donde se observa el inicio de la reactivación de la base del movimiento registrada entre marzo de 2009 y junio de 2010. Las trazas delimitan 3 deslizamientos secundarios en estado incipiente.

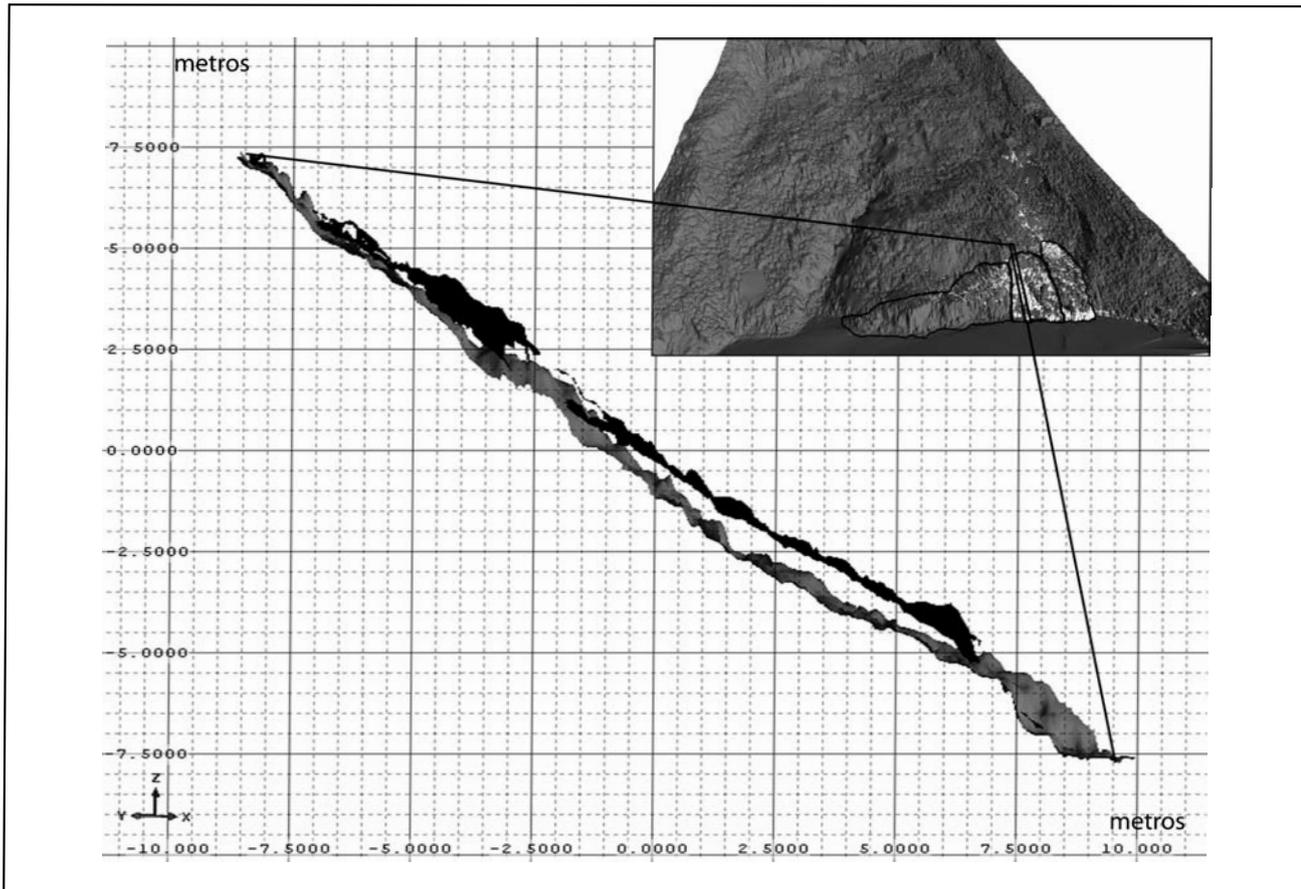


Figura 10. Vista lateral de una sección de anchura métrica del deslizamiento de Borincho, según la dirección indicada sobre la vista frontal representada en el recuadro superior derecho. Se muestra un hundimiento de la superficie de 2010 en una posición inferior (gris oscuro), con respecto a la de 2009 en la posición superior (negro). La escala métrica permite cuantificar variaciones de hasta 70 cm entre estas dos superficies.

registrado terremotos significativos en las zonas de estudio durante los periodos evaluados (LAG, 2013).

Se han revisado los datos pluviométricos en dos estaciones localizadas en las proximidades de los deslizamientos estudiados (Figuras 5 y 6) entre enero de 1945 y diciembre de 2012. Para este periodo, la precipitación media anual en la zona de Borincho (estación n° 141-Órgiva) es de 456,5 mm y de 554,4 mm en el sector de Almegíjar (estación n° 183-Torvizcón), alcanzándose los valores mensuales más altos durante el mes de diciembre (78,7 mm y 95,2 mm respectivamente). Considerando el período en el que se realizaron las medidas con Láser Escáner (2008-2010), se observa un valor máximo durante el mes de diciembre de 2009 (296,9 mm en la estación n° 141 y 377 mm en la estación n° 183), valores que superan en más de un 350% la media mensual del mes más lluvioso en las zonas de estudio (Tabla 1).

En las figuras 11, 12 y 13 se han representado la precipitación diaria acumulada para el periodo estudiado, la lluvia media acumulada para el periodo 1945-2012 y las fechas de adquisición de datos con TLS. En el caso del deslizamiento de Almegíjar, la lluvia diaria acumulada para el periodo 2008-2009 (Figura 11), aunque es superior a la media diaria acumulada, en ningún mes la sobrepasa en una cantidad superior al 215% (213% en febrero de 2009, ver Tabla 1). Si se considera el periodo más lluvioso comprendido entre octubre y marzo, la llu-

via diaria acumulada 2008-2009 sólo representa el 113% de la lluvia diaria media acumulada 1945-2012 (Tabla 1). Estos valores no han sido suficientes para producir la reactivación del movimiento durante este periodo. Sin embargo, si se considera el periodo 2009-2010, tanto para el deslizamiento de Almegíjar (Figura 12) como para el de Borincho (Figura 13), la precipitación acumulada entre diciembre de 2009 y marzo de 2010 alcanzó valores de 1010,5 mm en la estación n° 183 (Almegíjar) y de 743,3 mm en la estación n° 141 (Borincho), lo que representa más del triple de la media de los meses más lluviosos (Tabla 1). Los datos del TLS han puesto de manifiesto la reactivación de ambos deslizamientos durante este periodo, lo que indica que el agente desencadenante en los dos casos ha sido las intensas lluvias caídas entre diciembre de 2009 y marzo de 2010.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La metodología desarrollada con la tecnología TLS se ha mostrado como un procedimiento preciso para detectar pequeñas variaciones en las características geomorfológicas partiendo de la adquisición de las mediciones de las posiciones sobre la ladera en estudio situados entre 500 y 600 metros de distancia. Por lo tanto, esta metodología proporciona información sobre la evolución temporal de la actividad de movimientos de ladera diacrónicos en el área de estudio, relacionados

Tabla 1. Precipitación acumulada mensual para los periodos octubre-marzo y diciembre-marzo, considerando los valores correspondientes a los años hidrológicos 2008-2009, 2009-2010 y media del intervalo 1945-2012 en las estaciones de Torvizcón (n° 183, próxima al deslizamiento de Almegíjar) y Órgiva (n° 141 próxima al deslizamiento de Borincho).

ESTACIÓN		oct	nov	dic	ene	feb	mar	oct-mar	dic-mar
N° 183 (Torvizcón)	Media 1945-2012 (mm)	59,1	75	95,2	72	64,9	61,4	427,7	293,5
	2008-2009 (mm)	104	65	87	48	138	43	485	316
	(% sobre media)	176%	87%	91%	67%	213%	70%	113%	108%
2009-2010	(mm)	27	17,5	377	205	273,5	155	1055	1010,5
	(% sobre media)	46%	23%	396%	285%	421%	252%	247%	344%
N° 141 (Órgiva)	Media 1945-2012 (mm)	48,8	62,8	78,7	65,4	51,8	46,6	354,1	242,5
	2009-2010 (mm)	20,4	18	296,9	125,6	177,2	143,6	781,7	743,3
	(% sobre media)	42%	29%	377%	192%	342%	308%	221%	307%

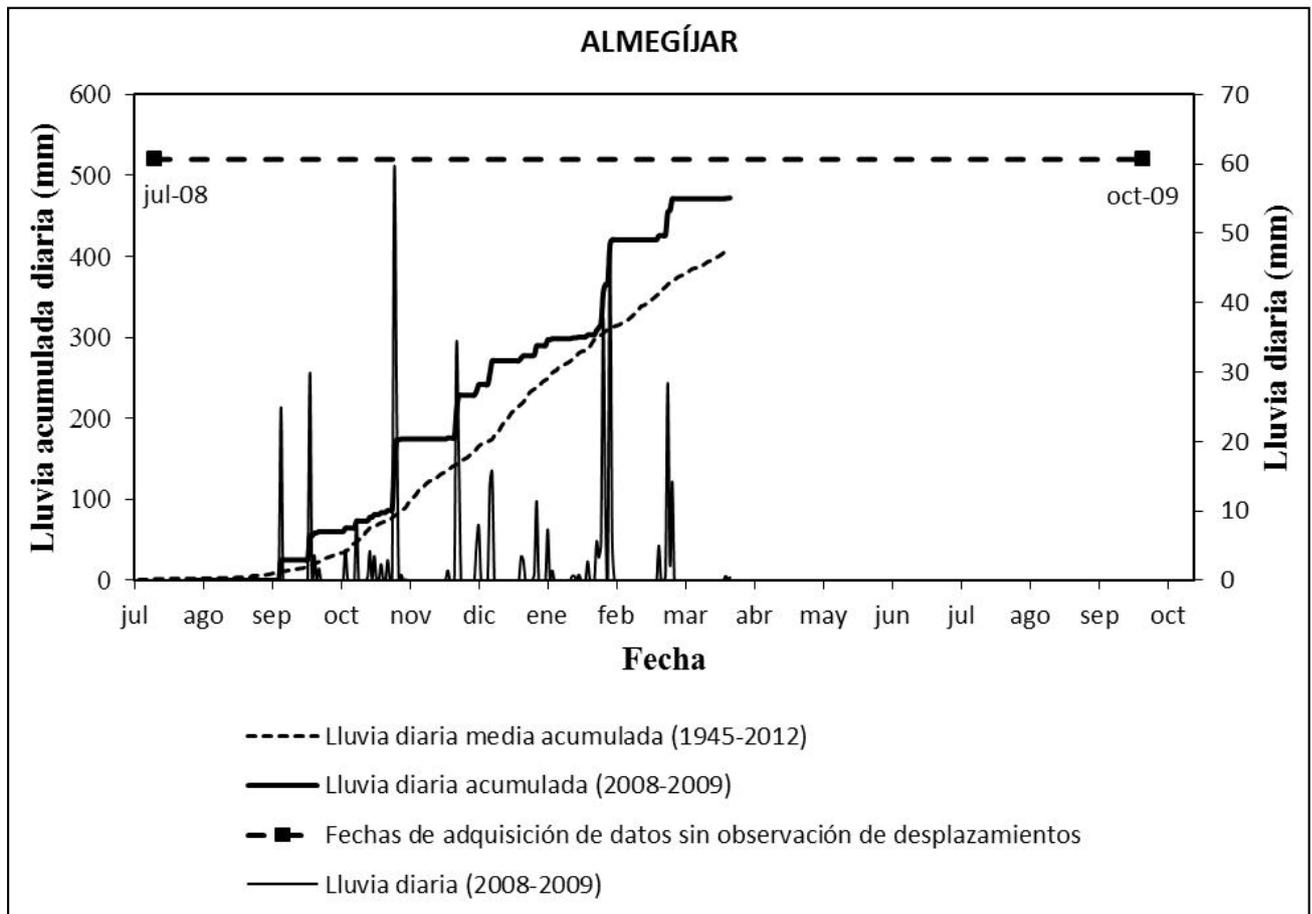


Figura 11. Lluvia diaria y acumulada en la estación n° 183 (Tórvizcón), donde se indica las fechas de adquisición de datos TLS sin observación de desplazamientos en el deslizamiento de Almegíjar.

con eventos activadores extraordinarios, detectando cambios diferenciales de la topografía antes de la ruptura súbita de la pendiente sin la necesidad de acceder a las inmediaciones de la masa de terreno afectada. El análisis de la aplicación de la metodología a los dos deslizamientos estudiados ha permitido establecer las siguientes conclusiones:

- Los desplazamientos diferenciales calculados y clasificados para el deslizamiento de Almegíjar muestran que experimentó una reactivación en el período comprendido entre marzo de 2009 y junio de 2010 y estuvo suspendido entre julio de 2008 y marzo de 2009. Esta

reactivación resultó en una deformación de acortamiento a lo largo de su eje longitudinal y la extensión perpendicularmente a esa dirección, dando a la masa una forma arqueada.

- En el deslizamiento de Borincho, estudiado entre marzo de 2009 y junio de 2010, se localizó un hundimiento diferencial de la ladera al pie de la masa desplazada en un rango variable desde centímetros a algunos decímetros (0,08 m - 0,70 m), asociados con 3 nuevas rupturas de pendiente en el estado incipiente de las etapas iniciales de la actividad y presentando una morfología

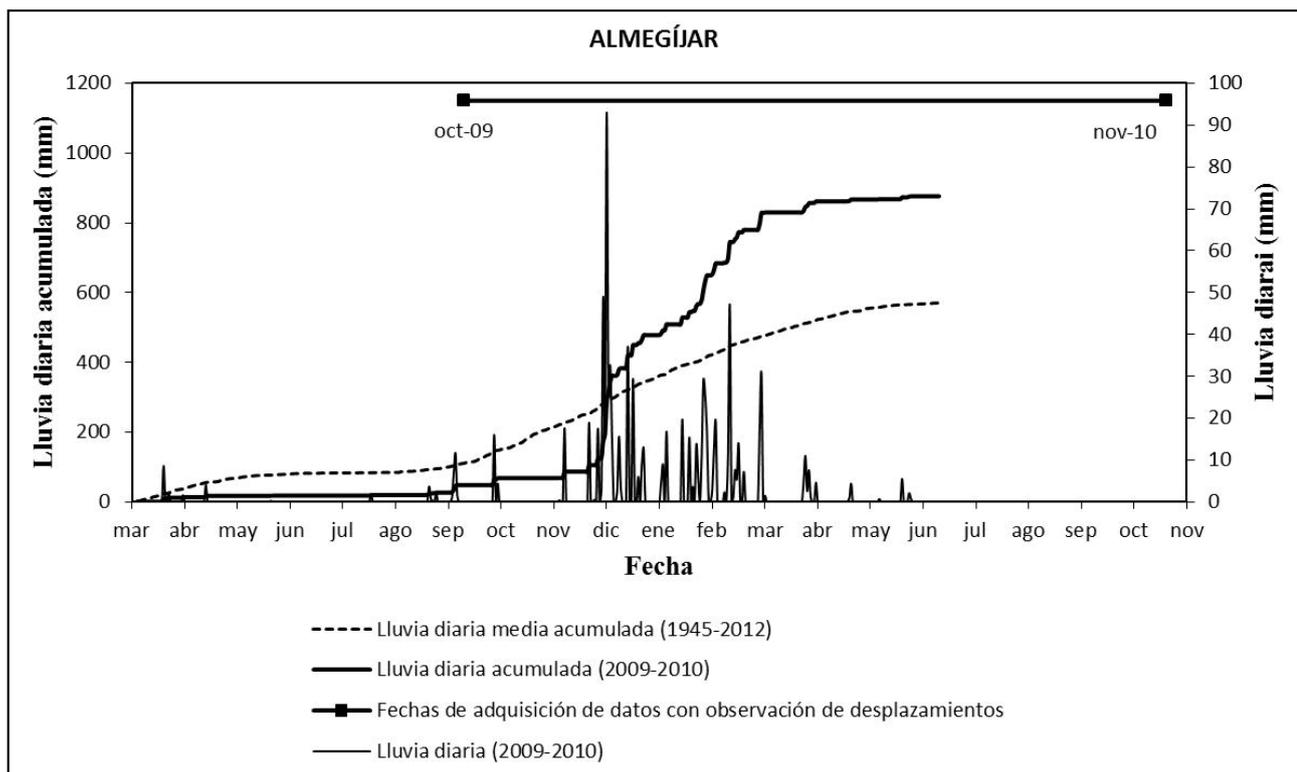


Figura 12. Lluvia diaria y acumulada en la estación nº 183 (Torvizcón), donde se indica las fechas de adquisición de datos TLS con observación de desplazamientos en el deslizamiento de Almegíjar.

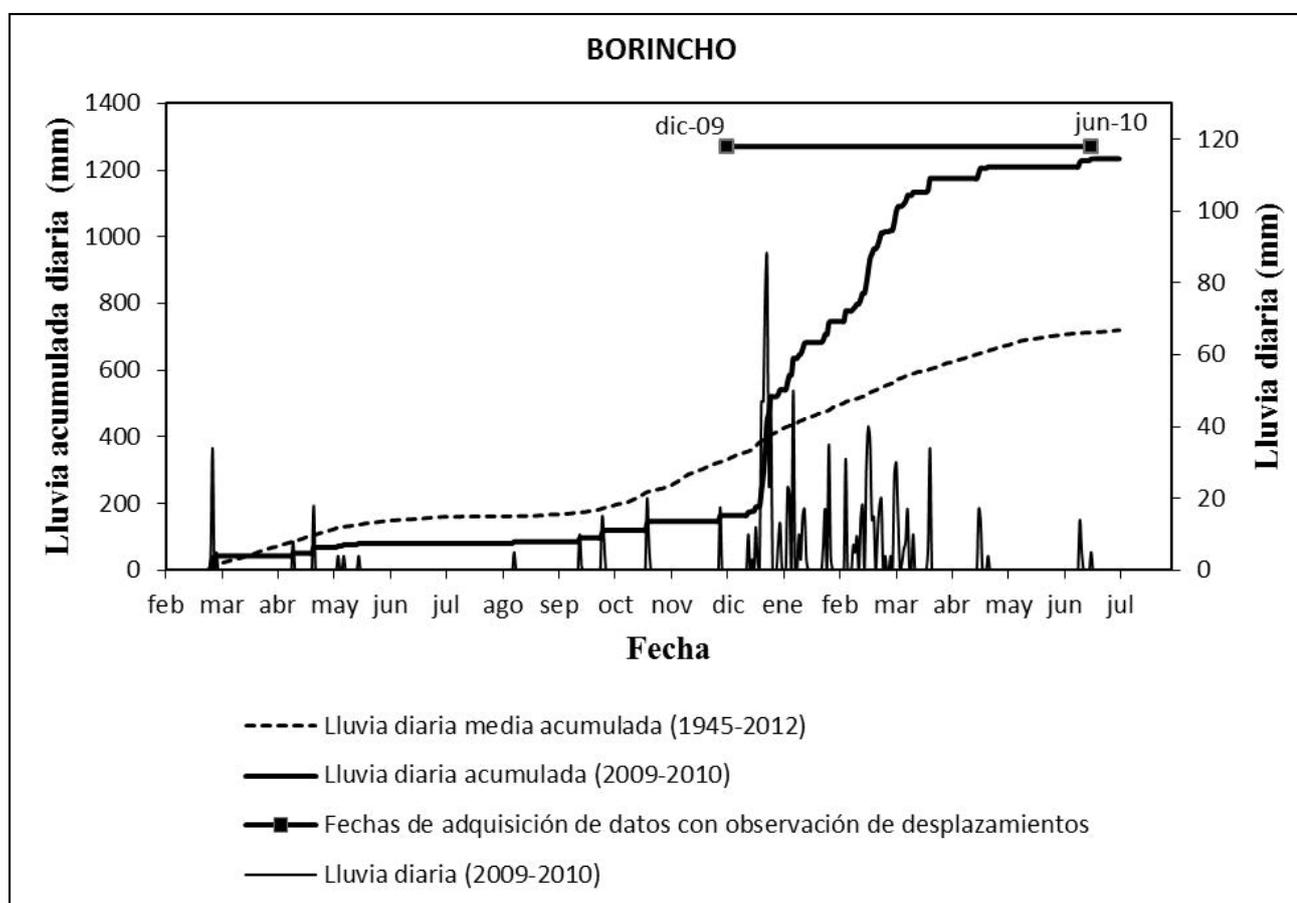


Figura 13. Lluvia diaria y acumulada en la estación nº 14 (Órgiva), donde se indica las fechas de adquisición de datos TLS con observación de desplazamientos en el deslizamiento de Borincho.

semi-elíptica, según se distingue por la clasificación supervisada de los desplazamientos.

Las zonas que han experimentado una alteración sustancial en términos de partes distinguibles en los movimientos de ladera han sido asignadas digitalmente y cuantificadas como descriptores de la evolución de la actividad de estos eventos que pueden ser investigados con técnicas SIG (Sistema de Información Geográfica), o por otros métodos analíticos.

Las fases de reactivación observadas en ambos deslizamientos coinciden con una época fuertemente lluviosa transcurrida entre diciembre de 2009 y marzo de 2010, lo cual pone de manifiesto que el agua acumulada por la precipitación en este periodo (253 mm/mes para el deslizamiento de Almejijar y 185 mm/mes para el deslizamiento de Borincho) funcionó como factor activador en ambos deslizamientos.

Considerando los resultados obtenidos, y a falta de seguir analizando la relación entre los datos pluviométricos y los obtenidos con TLS, se puede establecer de forma preliminar, que para que se inicie la reactivación de estos deslizamientos es necesario que durante los meses más lluviosos, la precipitación acumulada supere la precipitación media acumulada en un valor comprendido entre el 200% y el 300%, lo que se traduce en valores comprendidos entre 190 mm/mes y 287 mm/mes en el caso del deslizamiento de Almejijar y entre 157 mm/mes y 236 mm/mes para el deslizamiento de Borincho.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue soportada por el proyecto CGL200-04854, financiado por el Ministerio de Ciencia e Investigación de España y por el grupo RNM 121 del Plan de investigación de Andalucía. Los datos pluviométricos se obtuvieron de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ABELLÁN, A.; CALVET, J.; VILAPLANA, J.M. Y BLANCHARD, J., 2010.
Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology*, Vol 119: 162-171.
- ABELLÁN, A.; VILAPLANA, J. M.; CALVET, J.; GARCÍA-SELLÉS, D. Y ASENSIO, E., 2011.
Rockfall monitoring by Terrestrial Laser Scanning - Case study of the basaltic rock face at Castellfollit de la Roca (Catalonia, Spain). *Natural Hazards and Earth System Science*, Vol 11: 829-841.
- BORIS, D., 1934.
Sur la sphère vide. *Otdelenie Matematicheskikh i Estesvennykh Nauk*, Vol 7: 793-800.
- COROMINAS, J. Y MOYA, J., 2008.
A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes. *Eng Geol*, Vol 102: 193-213.
- CROSS, M., 1998.
Landslide susceptibility mapping using the Matrix Assessment Approach: a Derbyshire case study. *Geohazards in Engineering Geology. Geological Society Special Publication*, Vol. 15.: 247-261.
- CRUDEN, D.M. Y VARNES, D.J., 1996.
Landslide types and processes. *Special Report - National Research Council, Transportation Research Board*, Vol 247: 36-75.
- CHACÓN, J.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T. Y EL HAMDOUNI, R., 2006.
Engineering geology maps: landslides and geographical information systems. *B Eng Geol Environ*, Vol 65: 341-411.
- CHACÓN, J.; IRIGARAY, C.; EL HAMDOUNI, R. Y JIMÉNEZ-PERÁLVAREZ, J.D., 2010.
Diachroneity of landslides. *En: Williams et al. (eds.), Geologically Active*, pp. 999-1006., Taylor & Francis Group, London.
- CHACÓN, J., 2012.
Movimientos de ladera: clasificación, descripción y evolución espacial y temporal. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente*, Vol 28: 73 - 89.
- DELGADO, J.; PELÁEZ, J.A.; TOMÁS, R.; GARCÍA-TORTOSA, F.J.; ALFARO, P. Y LÓPEZ-CASADO, C., 2011.
Seismically-induced landslides in the Betic Cordillera (S Spain). *Soil Dyn Earthq Eng*, Vol 31:1203-1211.
- DUNNING, S.A.; MASSEY, C.I. Y ROSSER, N.J., 2009.
Structural and geomorphological features of landslides in the Bhutan Himalaya derived from Terrestrial Laser Scanning. *Geomorphology*, Vol 103: 17-29.
- DUNNING, S.A.; ROSSER, N.J. Y MASSEY, C.I., 2010.
The integration of terrestrial laser scanning and numerical modelling in landslide investigations. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, Vol 43: 233-247.

- EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E.A., 2008.
Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain).
Geomorphology, Vol 96: 150-173.
- FELL, R.; COROMINAS, J.; BONNARD, C.; CASCINI, L.; LEROI, E. Y SAVAGE, W.Z., 2008.
Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land-use planning.
Eng Geol, Vol 102: 99-111.
- FERNÁNDEZ, P.; IRIGARAY, C.; JIMÉNEZ, J.; EL HAMDOUNI, R.; CROSETTO, M.; MONSERRAT, O.; CHACÓN, J., 2009.
First delimitation of areas affected by ground deformations in the Guadalfeo River Valley and Granada metropolitan area (Spain) using the DInSAR technique.
Eng Geol, Vol 105: 84-101.
- FERNÁNDEZ, T.; IRIGARAY, C.; EL HAMDOUNI, R. Y CHACÓN, J., 2003.
Methodology for landslide susceptibility mapping by means of a GIS.
Application to the Contraviesa area (Granada, Spain). *Nat Hazards*, Vol 30: 297-308.
- FERNÁNDEZ, T.; PÉREZ, J.L.; DELGADO, J.; CARDENAL, F.J.; IRIGARAY, C. Y CHACÓN, J., 2011.
Evolution of a diachronic landslide by comparison between different DEMs obtained with digital photogrammetry techniques in Las Alpujarras (Granada, Southern Spain).
International Symposium on Geo-information for Disaster Management (Gi4DM), 3-8 Mayo 2011, Antalya, Turquía.
- GOODCHILD, M. F., 1986.
Spatial autocorrelation. CATMOG47.
Geo Books, Norwich. pp. 56.
- GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; RUBATTO, D.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; LÓPEZ SÁNCHEZ-VIZCAÍNO, V. Y JABALOY, A., 2004.
A reinterpretation of the Nevado-Filábride and Alpujárride Complexes (Betic Cordillera): Field, petrography and U-Pb ages from orthogneisses (western Sierra Nevada, S Spain).
Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Vol 84: 303-322.
- GUZZETTI F., REICHENBACH P., ARDIZZONE F., CARDINALI M. Y GALLI M., 2006.
Estimating the quality of landslide susceptibility models.
Geomorphology, Vol 81: 166-184.
- IAG, 2013.
Actividad sísmica reciente.
Disponible en: <http://www.ugr.es/~iag/div.html>. Último acceso: abril de 2013.
- IRIGARAY, C.; LAMAS, F.; EL HAMDOUNI, R.; FERNÁNDEZ, T. Y CHACÓN, J., 2000.
The Importance of the Precipitation and the Susceptibility of the Slopes for the Triggering of Landslides Along the Roads.
Natural Hazards, Vol 21: 65-81.
- IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; EL HAMDOUNI R. Y CHACÓN J., 1999.
Verification of landslide susceptibility mapping: a case study.
Technical report. Earth Surface Processes and Landforms, Vol 24: 537-544.
- IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; EL HAMDOUNI, R.; CHACÓN, J., 2007.
Evaluation and Validation of Landslide-Susceptibility Maps obtained by a GIS Matrix method: Examples from the Betic Cordillera (Southern Spain).
Natural Hazards, Vol 41:61-79.
- IRIGARAY, C., 1995.
Movimientos de Ladera: Inventario, Análisis y Cartografía de la Susceptibilidad Mediante un Sistema de Información Geográfica. Aplicación a las Zonas de Colmenar (Málaga), Rute (Córdoba) y Montefrío (Granada).
Unpublished PhD Thesis, Department of Civil Engineering, University of Granada, Spain. pp. 578
- JIMÉNEZ-PERÁLVAREZ, J.D.; IRIGARAY, C.; EL HAMDOUNI, R. Y CHACÓN, J., 2009.
Building models for automatic landslide-susceptibility analysis, mapping and validation in ArcGIS.
Nat Hazards, Vol 50: 571-590.
- JIMÉNEZ-PERÁLVAREZ, J.D.; IRIGARAY, C.; EL HAMDOUNI, R. Y CHACÓN, J., 2011.
Landslide-susceptibility mapping in a semi-arid mountain environment: an example from the southern slopes of Sierra Nevada (Granada, Spain).
Bulletin of Engineering Geology and the Environment, Vol70: 265-277.
- LICHTI, D.D. Y JAMTSHO, S., 2006.
Angular resolution of terrestrial laser scanners.
Photogrammetric Record, Vol 21: 141-160.

- LIM, M.; PETLEY, D.N.; ROSSER, N.J.; ALLISON, R.J.; LONG, A.J. Y PYBUS, D., 2005.
Combined digital photogrammetry and time-of-flight laser scanning for monitoring cliff evolution.
Photogrammetric Record, Vol 20: 109-129.
- OPPIKOFER, T.; JABOYEDOFF, M.; BLIKRA, L.; DERRON, M.H. Y METZGER, R., 2009.
Characterization and monitoring of the Aknes rockslide using terrestrial laser scanning.
Natural Hazards and Earth System Science, Vol 9: 1003-1019.
- PALENZUELA, J.A.; IRIGARAY, C.; JIMÉNEZ-PERÁLVAREZ, J.D.; CHACÓN, J., 2011.
Application of Terrestrial Laser Scanner (TLs) to the assessment of the evolution of diachronic landslides.
The Second World Landslide Forum, Abstract Book. WLF2-2011-0753. F. Catani, C. Margottini, A. Trigila, C. Iadanza (Eds.).
- REMONDO J.; GONZÁLEZ A.; DE TERÁN J. R. D.; CENDRERO A.; FABBRI A. Y CHUNG C.J. F., 2003.
Validation of landslide susceptibility maps; examples and applications from a case study in Northern Spain.
Natural Hazards, Vol 30: 437-449.
- RIEGL, 2011.
Terrestrial scanning.
Disponibile en: <http://www.riegl.com/products/terrestrial-scanning/>. Último acceso: abril de 2013.
- ROSSER, N.J.; PETLEY, D.N.; LIM, M.; DUNNING, S.A. Y ALLISON, R.J., 2005.
Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion.
Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, Vol 38: 363-375.
- SCAIONI, M., 2005.
Direct georeferencing of TLS in surveying of complex sites,
International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Vol 36: 8.
- TEZA, G.; GALGARO, A.; ZALTRON, N. Y GENEVOIS, R., 2007.
Terrestrial laser scanner to detect landslide displacement fields: A new approach.
International Journal of Remote Sensing, Vol 28: 3425-3446.
- TEZA, G.; PESCI, A.; GENEVOIS, R. Y GALGARO, A., 2008.
Characterization of landslide ground surface kinematics from terrestrial laser scanning and strain field computation.
Geomorphology, Vol 97: 424-437.
- WIECZOREK, G.F., 1996.
Landslide triggering mechanisms.
En: A.K. Turner, R.L. Schuster(eds.), Landslides: investigation and mitigation. Special Report 247: 76-90. TRB National Research Council. National Academies, Washington.
- WP/WLI, 1993.
UNESCO Working Party on World Landslide Inventory, Working Group on Landslide Activity
(Chairman: DM Cruden). A suggested method for describing the activity of a landslide.
Bulletin of the International Association of Engineering Geology, Vol 47: 53-57.
- WP/WLI, 1995.
UNESCO Working Party on World Landslide Inventory, Working Group on Rate of Movement
(Chairman: Ch Bonnard). A suggested method for describing the rate of movement of a landslide.
Bulletin of the International Association of Engineering Geology, Vol 52: 75-78.